

Solare Strahlungsprognosen für energiewirtschaftliche
Anwendungen - Der Einfluss von Aerosolen
auf das sichtbare Strahlungsangebot

Dissertation zur Erlangung
des naturwissenschaftlichen Doktorgrades der
Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg

vorgelegt von
Hanne-Katarin Breitkreuz
aus
Hamburg

München, Mai 2008

Eingereicht am: 08.05.2008

Erstgutachter: Professor Dr. Roland Baumhauer

Zweitgutachter: Professor Dr. Heiko Paeth

Tag der Disputation: 09.07.2008

Erstprüfer: Professor Dr. Heiko Paeth

Zweitprüfer: Professor Dr. Jürgen Rauh

Summary

Due to the limitation of fossil fuel resources and their impact on climate change, our future energy system will increasingly depend on growing shares of renewable energy sources. This poses a major challenge on the development of future energy systems, since energy production from most renewable resources is highly variable in space and time. Because of the high variability, an efficient integration of solar energy into the existing energy supply system will only be possible if reliable near real time forecasts of ground level solar irradiance as well as one to three day forecasts of energy production and demand are available.

This study deals with solar irradiance forecasts of the next few days and hours with respect to their application in solar energy industries. The main atmospheric parameter responsible for the extinction of solar irradiance is clouds. However, a main focus and economic potential of the solar energy industry is situated in regions and time periods with minimal cloud cover. During these „clear sky cases“ it is mainly aerosols, solid and liquid particles in the atmosphere, that influence the direct and diffuse irradiance at ground level. Aerosols are highly variable in space and time, which leads to difficulties in calculating and forecasting their spatio-temporal patterns and thus their influence on irradiance.

For an episode of five months (July-November 2003) in Europe, forecasts of the aerosol optical depth at 550 nm (AOD_{550}) based on particle forecasts of a chemistry transport model are analysed. It is shown that the aerosol forecasts underestimate ground based measurements by a mean -0.11 (RMSE 0.20), which is not within the accuracy required for input parameters of irradiance forecasts. In particular, sporadic Saharan dust storm events in the central Mediterranean region lead to large inaccuracies which at the moment cannot be accounted for in the model system. Due to the high regional variability of aerosol presence and type, also large differences in the representation accuracy for different European regions can be distinguished, e.g., severe underestimations of particle load in the highly industrialized Po Valley in northern Italy or small errors for remote continental areas in Northern Europe.

Using these aerosol forecasts and other remote sensing data (ground albedo, ozone) as well as numerical weather prediction parameters (water vapor, clouds), a prototype for an irradiance forecasting system is set up: the AFSOL system (**A**erosol-based **F**orecasts of **S**olar Irradiance for Energy Applications). Based on the five month dataset its results are compared to forecasts of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), satellite based irradiance data from Meteosat-7 and ground measurements. It is demonstrated that for clear sky situations the AFSOL system significantly improves direct irradiance forecasts compared to ECMWF forecasts, with a reduction of relative bias from -26% to +11% and a reduction of relative RMSE from 31% to 19%. This can be attributed to the increased accuracy of atmospheric aerosol description compared to the climatological values used by the ECMWF, regardless if there are still deficiencies especially for desert dust situations.

Global irradiance forecasts are also shown to have higher accuracies in comparison to the

operationally available ECMWF forecasts, with a reduction of relative bias from -10% to +5% and a reduction of relative RMSE from 12% to 7%. However, for cloudy situations the AFSOL forecasts can lead to significant forecast errors due to cloud modelling deficiencies in the underlying mesoscale numerical weather model.

Finally, a case study on the use of the AFSOL irradiance forecasts for optimizing operation strategies of a solar thermal power plant in Spain is presented. It is demonstrated that with the improved forecast in clear sky cases a significant rise in profit can be obtained when feeding the solar energy into the public Spanish electricity market by participating in the Spanish electricity stock exchange.

Kurzfassung

Für eine dauerhaft gesicherte und umweltgerechte Energieerzeugung kommt den erneuerbaren Energien in Zukunft eine immer größere Bedeutung zu. Dies stellt eine große Herausforderung für die Entwicklung zukünftiger Energiesysteme dar, da erneuerbare Energieträger zeitlich und räumlich zumeist hoch variabel zur Verfügung stehen. Eine effiziente Integration solar erzeugter Energie in das bestehende Energieversorgungsnetz ist daher nur möglich, wenn verlässliche Nahe-Echtzeit-Vorhersagen der am Erdboden verfügbaren Einstrahlung und ein- bis dreitägige Vorhersagen von Energieproduktion und -nachfrage zur Verfügung stehen.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Vorhersage der solaren Strahlung für die nächsten Tage und Stunden im Hinblick auf Anwendungen in der Energiewirtschaft. Der dominante Atmosphärenparameter für die Abschwächung der solaren Einstrahlung ist die Bewölkung. Das größte wirtschaftliche Potential der Solarenergie liegt jedoch in Zeiträumen und Regionen, in denen wenig Bewölkung auftritt. Im wolkenlosen Fall beeinflussen vor allem Aerosole, feste und flüssige Partikel in der Atmosphäre, die direkte und diffuse Strahlung am Erdboden. Aerosole sind durch eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität gekennzeichnet, die die Bestimmung ihrer raumzeitlichen Verteilung und damit ihres Einflusses auf die Strahlung erschwert und einen hohen Aufwand zu ihrer Prognose erforderlich macht.

Am Beispiel eines fünfmonatigen europäischen Datensatzes (Juli-November 2003) werden Prognosen der aerosoloptischen Tiefe bei 550 nm (AOT_{550}) untersucht, die aus Aerosolvorhersagen eines Chemie-Transport-Modells stammen. Es zeigt sich, dass im Vergleich mit Bodenmessungen die Aerosolprognosen mit einer mittleren Unterschätzung von -0,11 und einem RMSE von 0,20 die geforderte Genauigkeit nicht ganz erreichen. Dabei stellen insbesondere die unregelmäßig auftretenden Saharastaubausbrüche über dem zentralen Mittelmeer eine im Modell bisher nicht erfassbare Quelle großer Ungenauigkeiten in der AOT- und damit auch in der Strahlungsvorhersage dar. Entsprechend der hohen regionalen Aerosol-Variabilität finden sich zudem signifikante Unterschiede zwischen den Regionen, zum Beispiel eine deutliche Unterschätzung des Aerosolaufkommens in der stark industriell belasteten Po-Ebene Norditaliens sowie gute Entsprechungen in abgelegenen Gegenden Nordeuropas.

Basierend auf dieser Aerosol-Prognose und unter Einbeziehung weiterer Fernerkundungsdaten (Bodenalbedo, Ozon) und Parametern aus der numerischen Wetterprognose (Wasserdampf, Wolken) wird ein Prototyp für ein Vorhersagesystem der Solarstrahlung konzipiert und vorgestellt: das AFSOL-System (**A**erosol-based **F**orecasts of **S**olar Irradiance for Energy Applications). An Hand der fünfmonatigen Testepisode wird das AFSOL-System mit Vorhersagen des Europäischen Zentrums für Mittelfrist-Wettervorhersage (ECMWF), mit satellitenbasierten Beobachtungen der Solarstrahlung (Meteosat-7) und mit Bodenmessungen der Solarstrahlung verglichen. Für den wolkenlosen Fall erzielt das AFSOL-Modellsystem eine deutliche Verbesserung der Direktstrahlungsprognosen gegenüber den ECMWF-Vorhersagen, mit einer Reduktion des relativen Bias von -26% auf +11% und des relativen RMSE von 31% auf 19%. Dies kann

auf die verbesserte Beschreibung des atmosphärischen Aerosols zurückgeführt werden, die sich im Vergleich zu den am ECMWF genutzten AOT-Klimatologien ergibt, auch wenn insbesondere bei der Behandlung von Wüstenstaubepisoden weiterhin Probleme auftreten.

Auch die Globalstrahlungsprognosen erreichen im wolkenlosen Fall eine höhere Genauigkeit als die operationell verfügbaren ECMWF-Vorhersagen, was sich in einer Verringerung des relativen Bias von -10% zu +5% sowie des relativen RMSE von 12% zu 7% zeigt. Im bewölkten Fall jedoch können die Vorhersagen des AFSOL-Systems erhebliche Ungenauigkeiten aufweisen, die sich auf Grund von Problemen bei der Wolkenprognose des zu Grunde liegenden numerischen Wettervorhersagemodells ergeben.

Abschließend wird in einer Fallstudie zur Verwendung der Vorhersagen für die optimale Betriebsführung eines solarthermischen Kraftwerks in Spanien beispielhaft gezeigt, dass die Nutzung der AFSOL-Prognose im wolkenlosen Fall eine deutliche Gewinnsteigerung bei der Einspeisung ins öffentliche Stromnetz durch den Handel an der spanischen Strombörse ermöglicht.

Inhaltsverzeichnis

Summary	i
Kurzfassung	iii
Inhaltsverzeichnis	v
Abbildungsverzeichnis	vii
Tabellenverzeichnis	ix
Abkürzungsverzeichnis	x
1 Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Stand der Forschung	6
1.3 Zielsetzung und Aufbau	10
2 Theoretische Grundlagen	11
2.1 Solarstrahlung	11
2.1.1 Der Strahlungshaushalt der Atmosphäre	11
2.1.2 Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Materie in der Atmosphäre	14
2.1.3 Der Einfluss von Wolken	18
2.2 Aerosole	19
2.2.1 Entstehung und Zusammensetzung	20
2.2.2 Optisch relevante Eigenschaften	23
2.3 Energieerzeugung aus Solarstrahlung	25
3 Daten	29
3.1 Das EURAD-Prognosesystem	30
3.2 Validierungsdaten	35
3.2.1 Das AERONET-Messnetzwerk	35
3.2.2 Bodengestützte Messungen der solaren Einstrahlung	40
3.2.3 Strahlungsberechnung aus Satellitendaten	42
3.2.4 Solarstrahlungsprognose des ECMWF	43
3.2.5 Solarstrahlungsprognose des EURAD-Systems	46

4	Evaluation der Aerosolvorhersagen	48
4.1	Konzept der Analyse	48
4.2	Einfluss räumlicher Besonderheiten	49
4.3	Zeitlich bedingte Abhängigkeiten	52
4.4	Meteorologische Einflussgrößen	54
5	Das AFSOL - System	58
5.1	Konzept	58
5.2	Die Strahlungstransferroutine libRadtran	61
5.3	Sensitivitätsanalyse	64
5.4	Verwendete Eingangsdatensätze	69
5.4.1	Atmosphärischer Wasserdampfgehalt	69
5.4.2	Ozongehalt der Atmosphäre	70
5.4.3	Bodenalbedo	71
5.4.4	Wolkeninformationen	74
6	Evaluation der Strahlungsvorhersagen	76
6.1	Konzept	76
6.2	Evaluierung der Strahlungsvorhersage für wolkenlose Zeitpunkte	79
6.2.1	Direktstrahlungsprognosen	79
6.2.2	Globalstrahlungsprognosen	82
6.3	Strahlungsvorhersagen für alle Wolkensituationen	86
6.3.1	Prognosegenauigkeit	86
6.3.2	Analyse der Wolkenbedeckungsvorhersagen	92
6.4	Spektral aufgelöste Strahlungsvorhersagen	93
7	Fehlerbetrachtung und Anwendungsbeispiel	95
7.1	Fehlerbetrachtung	95
7.2	Anwendungsbeispiel: Verwendung des AFSOL-Systems zur Optimierung der Steuerung von solarthermischen Kraftwerken in Spanien	103
8	Zusammenfassung und Diskussion	108
8.1	Zusammenfassung und Einordnung der Ergebnisse	108
8.2	Ausblick	114
	Literaturverzeichnis	116
	Anhang	126
	Eidesstattliche Erklärung	137
	Danksagung	139
	Lebenslauf	141

Abbildungsverzeichnis

1.1	Entwicklung des Anteils des mit erneuerbaren Energien erzeugten Stroms am Gesamtstromverbrauch	1
1.2	Tagesgang des börsengehandelten Strompreises in Spanien und der Direktnormalstrahlung in Guadix (Südspanien) für den 22.08.2002	4
2.1	Der Strahlungshaushalt der Atmosphäre	12
2.2	Aufteilung der Globalstrahlung in Direkt- und Diffusstrahlung	13
2.3	Zusammenhang zwischen Sonnenzenitwinkel und Direktnormalstrahlung	13
2.4	Das normierte solare und terrestrische Emissionsspektrum mit den Absorptionslinien der wichtigsten absorbierenden Moleküle	14
2.5	Bevorzugte Streurichtungen bei der Rayleigh-Streuung und der Mie-Streuung	17
2.6	Spektral aufgelöste Darstellung der extraterrestrischen Einstrahlung und der Global- und Direktnormalstrahlung am Erdboden bei AM=1,5	17
2.7	Aerosole unter dem Rasterelektronenmikroskop	20
2.8	Anzahl- und Volumenspektrum von urbanem Aerosol	22
2.9	Histogramme des Ängströmkoefizienten α für die AERONET-Stationen Lampe- dusa und Ispra	25
2.10	10-Megawatt-PV-Anlage bei Pocking (Niederbayern); privat genutztes Solar- thermie- und PV-System	26
2.11	Spektrale Empfindlichkeit von gängigen Solarzellentypen; Parabolrinnenkraftwerk der Plataforma Solar de Almería, Südspanien	27
3.1	Schema des EURAD-Prognosesystems	31
3.2	Karte der AOT-Prognose für den 1.07.2003	34
3.3	Lage aller AERONET-Bodenmessstationen weltweit	36
3.4	Sonnenphotometer des AERONET-Messnetzwerkes; Verlauf der AOT ₅₅₀ in Avi- gnon, August 2003	37
3.5	NOAA-16-Aufnahmen eines Sandstaubausbruches am 12. und 14.08.2003	38
3.6	Lage der verwendeten AERONET-Bodenmessstationen	39
3.7	Lage der verwendeten Strahlungsmessstationen	41
3.8	Schema der zeitlichen Interpolation der ECMWF-Vorhersagen	45
4.1	Streudiagramm der AOT ₅₅₀ -Werte; Histogramm der absoluten Differenzen der AOT ₅₅₀	49
4.2	Mittlere absolute Differenzen der AOT ₅₅₀ nach Stationen	50
4.3	Sahara-Wüstenstaub über dem Mittelmeer; Tagesmittel der absoluten Differenzen der AOT ₅₅₀	51
4.4	Histogramm der absoluten Differenzen der AOT ₅₅₀ nach Monaten	53

4.5	Histogramm der absoluten Differenzen der AOT ₅₅₀ nach Vorhersagetagen	55
5.1	Schematisierter Aufbau des AFSOL-Systems mit Eingangsparametern	59
5.2	Einfluss typischer Retrievalfehler verschiedener atmosphärischer Parameter auf die Direktstrahlung	66
5.3	Einfluss typischer Retrievalfehler verschiedener atmosphärischer Parameter auf die Globalstrahlung	67
5.4	Einfluss unterschiedlicher Aerosoltypen auf die spektrale Einstrahlung	68
5.5	Schematische Darstellung der direktionalen hemisphärischen und bihemisphärischen Reflexion	73
6.1	Globalstrahlungs-Tagessumme für den 1.07.2003: AFSOL-Vorhersage und Meteosat-7-Messungen	77
6.2	Tagesverläufe der Global- und Direktnormalstrahlung: Beispiel Portoroz, 20. und 23.07.2003	78
6.3	Relativer Bias und RMSE der Direktstrahlung im wolkenlosen Fall, für verschiedene europäische Regionen	81
6.4	Vorhersagegenauigkeit der Direktstrahlung im Tagesverlauf	82
6.5	Histogramm der absoluten Differenzen der Globalstrahlung im „Triple Clearsky“-Fall	83
6.6	Karte der Validierungsstationen mit relativem RMSE der AFSOL-Globalstrahlungsvorhersagen, wolkenlose Situationen	84
6.7	Relativer Bias und RMSE der Globalstrahlung im wolkenlosen Fall, für verschiedene europäische Regionen	85
6.8	Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung im Tagesverlauf	86
6.9	Vorhersagegenauigkeit der Direktstrahlung bei verschiedenen Wolkensituationen .	87
6.10	Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung bei verschiedenen Wolkensituationen	88
6.11	Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung nach Prognoselänge, alle Wolkensituationen	89
6.12	Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung nach Monaten, alle Wolkensituationen	90
6.13	Mittlere Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung nach Monaten, alle Wolkensituationen	91
6.14	Vorhergesagte Wolkenbedeckungsgrade des ECMWF und des EURAD-Modells .	93
7.1	Variogramm aus AERONET-Bodenmessungen für Europa (Jahr 2003)	96
7.2	Variogramm aus AERONET-Bodenmessungen für Europa, die USA und den Nahen Osten mit Saudi-Arabien (Jahre 2003-2005)	97
7.3	Variabilität der Bodenmessungen der Globalstrahlung	100
7.4	Bodenmessungen der Direktnormalstrahlung für einen klaren und einen Staubsturmtag	104
7.5	Direktnormalstrahlung am Andasol-I-Standort für den 27./28.07.2003	105
7.6	Direktnormalstrahlung am Andasol-I-Standort für den 19.-21.07.2003	106
A.1	Beispiel für eine libRadtran-Eingangsdatei	128
A.2	Karte der europäischen Großregionen, wie sie zur Evaluierung der Strahlungsvorhersagen verwendet werden	128
A.3	Vorhersagegenauigkeit der Direktstrahlung nach Prognoselänge, alle Wolkensituationen	129

Tabellenverzeichnis

1.1	Globale Aerosolklimatologien (Auswahl)	6
3.1	Zusammenfassung der Charakteristika der EURAD-basierenden AOT-Vorhersagen	35
3.2	ELDONET-Validierungsstationen für spektrale Teilbereiche	42
4.1	Prognosegüte der AOT ₅₅₀ nach Monaten	53
4.2	Prognosegüte der AOT ₅₅₀ nach Tageszeit	54
4.3	Prognosegüte der AOT ₅₅₀ nach Vorhersagedauer	55
5.1	Standardannahmen für die Sensitivitätsanalysen mit libRadtran	65
5.2	Übersicht der Genauigkeitsanforderungen an Eingangsdaten für die Strahlungsberechnung	65
5.3	Häufige Aerosolmischungen mit zugehörigen Ångströmkoefizienten	68
5.4	Gängige Standardatmosphärenprofile mit Druck- und Höhenangaben	70
6.1	„Triple Clearsky“: Vorhersagegenauigkeit der Direktstrahlung	80
6.2	„Triple Clearsky“: Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung	83
6.3	Kombinationsverfahren: Relative Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung . . .	91
6.4	Relative Prognosegüte der Globalstrahlung (400-700 nm) für „Triple-Clearsky“-Fälle	94
7.1	Erzielte Einspeisevergütung für den 27./28.07.2003, verschiedene Vorhersagemodelle	106
A.1	Übersicht und statistische Angaben zu den AERONET-Validierungsstationen . .	130
A.2	Übersicht und statistische Angaben der Strahlungs-Bodenmessstationen	133
A.3	Prognosegüte der AOT ₅₅₀ nach Stationen	134
A.4	Intervalle der Strahlungsberechnung mit libRadtran bei Verwendung des correlated-k-Ansatzes	135

Abkürzungsverzeichnis

AFSOL	A erosol-based F orecasts of S olar Irradiance for Energy Applications
AERONET	A erosol R obotic N etwork
AEROCOM	A erosol C omparisons between O bservations and M odels
AERO-SAM	Boundary Layer A erosol Characterization from S pace by Advanced D ata A ssimilation into a Tropospheric Chemistry Transport M odel
AFRL	A ir F orce R esearch L aboratory
AMF	A ir M ass F actor
AOT	aerosoloptische T iefe (engl. aerosol optical depth = AOD)
ASSET	A ssimilation of E nvisat D ata
AVHRR	A dvanced V ery H igh R esolution R adiometer
BMU	B undes m inisterium für U mwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit
BRDF	B idirectional R eflectance D istribution F unction
CNRS	Centre National de la R echerche S cientifique
CTM	C hemie- T ransport- M odell
DNI	Direktnormalstrahlung (engl. d irect n ormal i rradiance)
DFD	D eutsches F ernerkundungs d aten z entrum
DFG	D eutsche F orschungsgemeinschaft
DLR	D eutsches Zentrum für L uft- und R aumfahrt e. V.
DWD	D eutscher W etterdienst
ECMWF	Europäisches Zentrum für Mittelfrist-Wettervorhersage (engl. E uropean Centre for M edium-Range W eather F orecasts)
EEG	E rneuerbare- E nergien- G esetz (Gesetz für den Vorrang Erneuerbarer Energien)
EEX	E uropean E nergy E xchange
EMEP	Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of the Long-range Transmission of Air pollutants in Europe
EUMETSAT	E uropean Organisation for the Exploitation of M eteorological S atellites
EURAD	E uropäisches A usbreitungs- und D epositionsmodell

GACP	Global Aerosol Climatology Project
GOCART	Georgia Institute of Technology - Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport
GWL	Großwetterlage
HITRAN	High-Resolution Transmission Molecular Absorption Database
IPCC	International Panel on Climate Change
libRadtran	Library for radiative transfer
MADE	Modales Aerosol Dynamik Modell für Europa
Meteosat	Meteorological Satellite
MetOp	Meteorological Operational Satellite
MM5	Mesoscale Meteorological Model 5
MOS	Model Output Statistics
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NASA-GISS	National Aeronautics and Space Administration - Goddard Institute for Space Sciences
NASA-GSFC	National Aeronautics and Space Administration - Goddard Space Flight Center
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMEL	Operador del Mercado Iberico de Energía
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds
OWL	Objektive Wetterlagenklassifikation
PV	Photovoltaik
SOLIS	Solar Irradiance Scheme
SORGAM	Sekundäres Organisches Aerosol-Modul
STKW	Solarthermisches Kraftwerk
SZA	Sonnenzenitwinkel (engl. solar zenith angle)
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
WMO	World Meteorological Organization

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Motivation

Die sichere und umweltgerechte Energieerzeugung ist in den letzten Jahrzehnten immer mehr in den Mittelpunkt der Nachhaltigkeitsdebatte getreten. Dies ist zum einen auf Kostensteigerungen der allmählich zur Neige gehenden fossilen Rohstoffe zurückzuführen, zum anderen auf die Auswirkungen ihrer Verbrennung auf die Zusammensetzung der Atmosphäre sowie weiterreichende klimatische Rückkopplungseffekte. Auf nationaler, europäischer und internationaler Ebene sind daher vermehrt Bemühungen zur Erhöhung des Anteils erneuerbarer Energieträger bei der Strom- und Primärenergieerzeugung zu verzeichnen. Abbildung 1.1 zeigt hierzu die aktuelle und geplante Entwicklung des Anteils erneuerbarer Energien am Bruttostromverbrauch für die 25 EU-Länder, wie ihn eine Studie des Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) zusammengestellt hat [14].

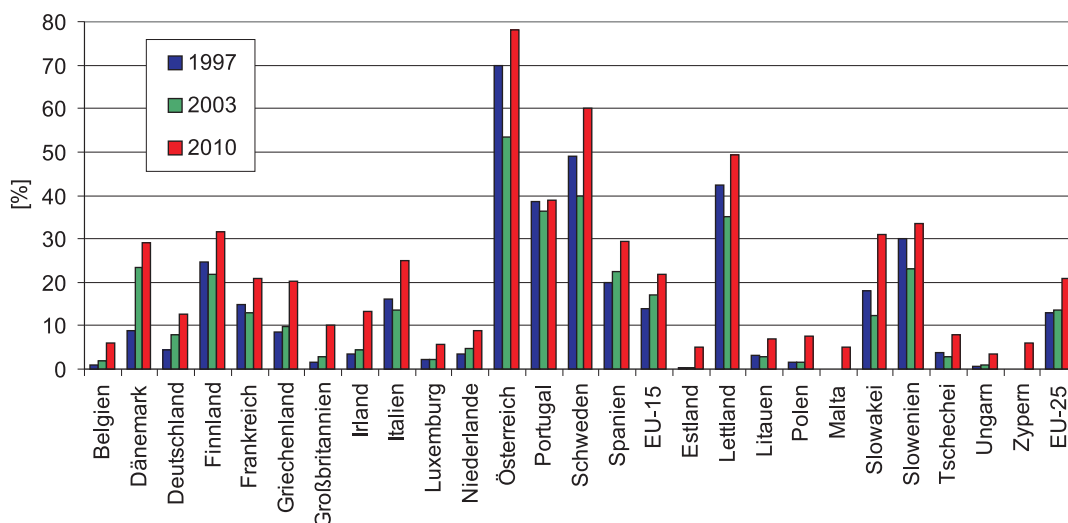


Abbildung 1.1: Entwicklung des Anteils [%] des mit erneuerbaren Energien erzeugten Stroms am Gesamtstromverbrauch für die 25 EU-Länder, nach [14]

Es ist zu erkennen, dass alle Staaten eine Erhöhung des Anteils an regenerativer Stromerzeugung bis zum Jahr 2010 anstreben, unabhängig vom sehr unterschiedlich ausfallenden momentanen Anteil. So soll im EU-Durchschnitt 2010 der Anteil der regenerativ erzeugten Strommengen

bei etwa 20% liegen [14]. Eine effiziente Integration der zeitlich und räumlich hoch variablen Energieproduktion aus Wind, Wasser, Biomasse, Geothermie und Solarstrahlung in bestehende Energieversorgungsnetze in Europa setzt jedoch eine akkurate Beschreibung der zur Verfügung stehenden Energiemenge voraus. Denn nur so lässt sich eine ökonomisch, technisch und gleichzeitig ökologisch sinnvolle Integration dieser Energiequellen in die bestehenden konventionellen Energiesysteme erreichen.

Genau auf dieser Schnittstelle zwischen physikalisch-technischen Aspekten und meteorologischen Fragestellungen liegt das vergleichsweise neue Forschungsgebiet der **Energiemeteorologie**. Die ständige Schlüsselfrage - *Wann und wo sind welche Ressourcen verfügbar?* - wird mit Hilfe des interdisziplinären Hintergrunds sowohl im Hinblick auf die speziellen Anforderungen der Anlagentechnik als auch unter Berücksichtigung aller dafür relevanten meteorologischen Aspekte beantwortet. Beispiele für Parameter des „Energiewetters“, die der Planung, Steuerung und Betriebsoptimierung von regenerativen und auch konventionellen Anlagen dienen, sind etwa Windrichtung und -geschwindigkeit, die am Boden verfügbare solare direkte und globale Einstrahlung, Schnee- und Niederschlagsmengen sowie Luft- und Wassertemperaturen.

Verwendung von Solarstrahlungsinformationen

Für die Betreiber von Solarenergieanlagen - sowohl von Photovoltaikanlagen als auch von nachgeführten konzentrierenden solarthermischen Kraftwerken (STKW, vgl. Abschnitt 2.3) - setzt ein optimaler Anlagenbetrieb genaue Kenntnisse über die **zur Verfügung stehende Einstrahlung am Erdboden** voraus. Denn nur bei verlässlichen Strahlungsinformationen sind sowohl die Betreiber als auch deren Geldgeber in der Lage, eine ausreichende Effizienz und damit eine optimale Integration dieser Energiequelle in bestehende Energieversorgungsnetze zu gewährleisten.

Bisher beschränkt sich die Nutzung von Solarstrahlungsdaten durch die Energieversorger meist auf die Analyse längerer **historischer Zeitreihen**. Diese können im Rahmen von Beratungstätigkeiten und Ressourcenkartierungen etwa als Planungsgrundlage für die Standortsuche und den Anlagenbau von solarthermischen oder Photovoltaik-Großanlagen dienen. Zudem kann eine Abstimmung der geplanten Anlagen auf die lokale Charakteristik der Ressourcen an Hand von langjährigen Einstrahlungszeitreihen erfolgen. Neben eventuell vereinzelt und für kürzere Zeiträume zur Verfügung stehenden Bodenmessdaten steht hierfür bisher die Erzeugung langer Zeitreihen der solaren Einstrahlung basierend auf den Meteosat-Satelliten im Vordergrund [76].

Eine Erweiterung auf operationell verfügbare **Nahe-Echtzeit-Informationen** zur solaren Direkt- und Globalstrahlung für ein hinreichend engmaschiges Gitternetz ist zunehmend von Interesse, um eine Echtzeit-Anlagensteuerung zu ermöglichen und aktuelle Ertragsprognosen für Solarenergieanlagen produzieren zu können. Eine rückwirkende Ertragsbewertung mit dazugehöriger automatischer Fehlererkennung und -analyse [96] ermöglicht dabei eine optimale Betriebsüberwachung der zeitlich und räumlich stark fluktuierenden Energieerzeugung existierender Solaranlagen, etwa von größeren Anlagenverbänden oder Versorgungsregionen. Aktuelle Meteosat-basierte Daten der letzten 1-30 Tage beispielsweise werden so schon zur Überwachung der Energieausbeute existierender Solaranlagen genutzt [25].

Eine genügend akkurate **Strahlungsprognose** der nächsten Stunden bis Tage ist hingegen für die Optimierung der Betriebsplanung einzelner Anlagen oder von Anlagenverbänden unerlässlich [46]. Denn nach der aktuell gültigen Fassung des EEG (Gesetz für den Vorrang Erneuerbarer Energien, in der Kurzfassung **Erneuerbare-Energien-Gesetz**) [37] vom August 2004 wird in Deutschland den Betreibern der zu fördernden Anlagen über 20 Jahre hinweg ein

fester Vergütungssatz für den erzeugten Strom gewährt. Der zuständige Netzbetreiber ist dabei gesetzlich dazu verpflichtet, die Anlage anzuschließen, ggf. unter Verrichtung dazu notwendiger Modernisierungen, und sämtlichen dort produzierten Strom vorrangig abzunehmen. Gerade in Regionen mit einem hohen Anteil an erneuerbar erzeugten Energiemengen ist eine akkurate Vorhersage des eingespeisten Stroms daher unverzichtbar, wenn die Netzbetreiber die für einen stabilen Netzbetrieb fehlenden bzw. überschüssigen Energiemengen gewinnmaximierend handeln wollen. Ein solcher **Energiehandel** findet beispielsweise an der Leipziger Strombörse EEX (European Energy Exchange) statt. Hier werden unter anderem Strommengen in Viertelstunden- und Stundenblöcken für feste Zeitpunkte gehandelt, die Geschäfte können für 75 Minuten bis mehrere Jahre im Voraus abgeschlossen werden.

Aus kurz- und mittelfristigen Strahlungsprognosen der Globalstrahlung - im Zeitraum von wenigen Stunden bis maximal drei Tagen - können zudem Nahe-Echtzeit-**Lastvorhersagen** erzeugt werden, da die Sonneneinstrahlung neben der Lufttemperatur in Bodennähe (2-m-Temperatur) einen wesentlichen Steuerungsfaktor des Verbraucherverhaltens und damit des Energiebedarfs darstellt. Die Bedarfsvorhersage für einzelne Anlagenverbände oder ganze Versorgungsgebiete kann so über den optimalen Energiemix von konventionell und regenerativ erzeugten Strommengen in einer Region, zur Vermeidung von Unter- und Überproduktion, entscheidend beitragen. Die Einschätzung des zu erwartenden Energieverbrauchs ist sowohl für die Betreiber regenerativer Anlagen als auch konventioneller Energieanlagen von hohem Interesse, denn der räumlich und jahres- sowie tageszeitlich zyklisch und auch unregelmäßig schwankende Energiebedarf stellt eine große Herausforderung für die Sicherung der Netzstabilität dar: ab einem bestimmten Anteil regenerativ erzeugter Strommengen kann die Netzstabilität nur gesichert werden, wenn im Voraus bekannt ist, in welcher Höhe der zu erwartende fluktuierende Anteil liegen wird. Schon heute kann die mangelnde Verfügbarkeit oder Beachtung von Windleistungsprognosen bzw. die ungenügende Regelbarkeit von konventionellen Anlagen zu Netzinstabilitäten führen, die in der Abschaltung einzelner Anlagen von Seiten des Netzbetreibers resultieren. In der für Anfang 2009 geplanten Novellierung des EEG ist dazu vorgesehen, dass die Netzbetreiber die Anlagenbesitzer in diesen Fällen finanziell entschädigen müssen, sofern die Summe der dadurch verlorenen Einspeisevergütung einen bestimmten Jahresanteil überschreitet [12].

Das **spanische Einspeisegesetz** [77] stellt die Betreiber von regenerativen Anlagen vor die Wahl: entweder sie speisen die erzeugte Energie zu einem festen Tarif in das öffentliche Stromnetz ein. Dieser beträgt für die ersten 25 Jahre momentan beispielsweise 42 ct/kWh für Photovoltaik-Anlagen mit einer Leistung zwischen 100 kW und 10 MW, 23 ct/kWh für Photovoltaik-Anlagen mit einer Leistung zwischen 10 und 50 MW sowie 27 ct/kWh für solarthermische Kraftwerke. Hierbei wird jegliche Energie, die an einer Anlage erzeugt wird, sofort und automatisch zu dem auf 25 Jahre festgesetzten Preis abgenommen.

Die zweite Alternative ist der direkte Verkauf des erzeugten Stroms auf dem freien Markt, beispielsweise über kurzfristig abgeschlossene Börsenverträge oder anderweitige dauerhafte Lieferverträge. Zum Ausgleich der Kostennachteile, die durch die regenerative Erzeugung entstehen, wird vom Staat zusätzlich eine unterstützende Tarifprämie gewährt [5]. Wählt der Betreiber einer Anlage dieses „Prämienmodell“ und entscheidet sich für den kurzfristigen Verkauf an der Börse, so muss er jeweils am Vortag auf Grund seiner stundengenauen Produktionsvorhersage entscheiden, wann er welche Energiemengen an der Börse verkaufen möchte. Sind dann die Geschäfte über die spanische Energie-Betreibergesellschaft OMEL (Operador del Mercado Ibérico de Energía) abgeschlossen, so muss am nächsten Tag entsprechend den vereinbarten Verträgen Strom eingespeist werden. Bei Unterproduktion drohen ansonsten Vertragsstrafen, die

den Gewinn schmälern - wird mehr Energie produziert als zuvor vertraglich vereinbart, so darf diese nicht eingespeist werden [87]. Geschieht dies dennoch, werden ebenfalls Strafzahlungen fällig. Akkurate Strahlungsvorhersagen sind daher bei Wahl dieser Tarifoption sehr wichtig, damit die beispielsweise an der Börse abgeschlossenen Verträge eingehalten werden können und es nicht zu Strafzahlungen oder Energieverlusten kommt.

Solarthermische Kraftwerke mit einer thermischen Speicherkapazität von einigen Stunden können Strahlungsprognosen weiterhin für die Optimierung ihrer **Betriebsstrategie** verwenden, indem sie die erzeugte Energie für einige Stunden aufbewahren und dann bei optimalem Wirkungsgrad [86] sowie zu höheren (Börsen-)Marktpreisen wieder abgeben (siehe Abschnitt 7.2). Insbesondere bei gesetzlich vorgeschriebenen Tagesgängen wie beispielsweise in Kalifornien, Lieferverträgen mit festgelegten Tagesgängen oder typischen Tagesverläufen der Strompreise ermöglicht dieses Vorgehen eine teilweise Entkoppelung der fluktuierenden solaren Energieerzeugung vom anschließenden Verkauf und damit die optimale wirtschaftliche Ausnutzung der Energieproduktion.

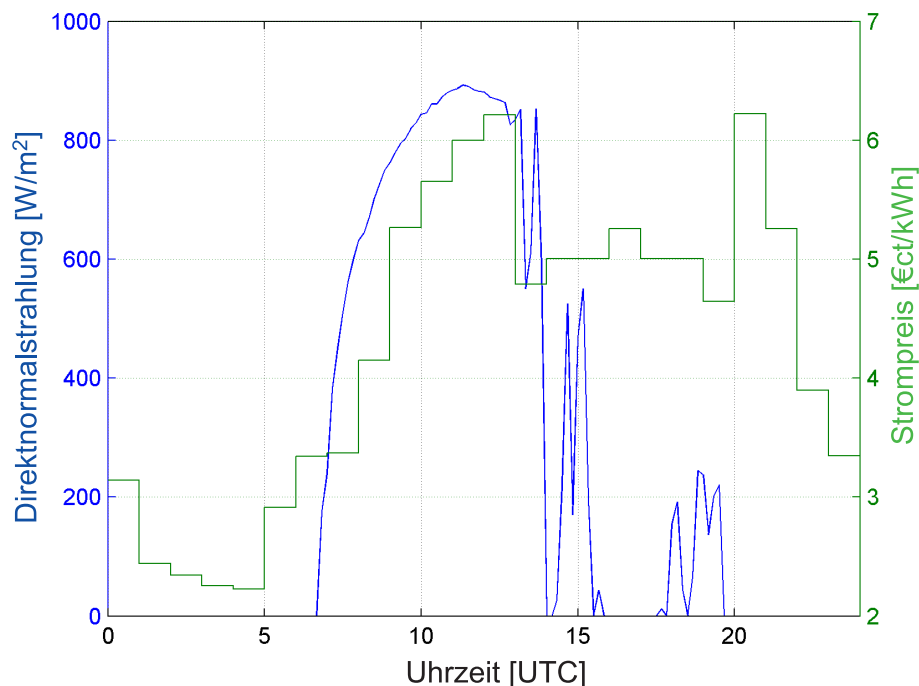


Abbildung 1.2: Tagesgang des börsengehandelten Strompreises (grün) und Bodenmessungen der Direktnormalstrahlung (blau) für den 22. August 2002 in Guadix, Südspanien [M. Wittmann]

Die zu Grunde liegende Problematik ist beispielhaft in Abbildung 1.2 dargestellt, in der der Tagesgang des Strom-Börsenpreises des spanischen *Mercado Diario* für den 22. August 2002, einen typischen Werktag im Sommer in Spanien, dargestellt ist (in ct/kWh, grüne Linie). Deutlich ist hierbei die nächtliche Nachfrageabsenkung zu erkennen, der ansteigende Stromverbrauch während des Vormittags, ein erstes lokales Preismaximum während der frühen Mittagszeit sowie der darauf folgende Nachfrageeinbruch während der landestypischen verlängerten Mittagspause („Siesta“). Anschließend sind mittlere Preislagen zu erkennen, bevor der börsennotierte Strompreis zum Feierabend und dem Zeitraum des landestypischen späten Abendessens hin steil ansteigt und dann am späten Abend die Tiefwerte des nächtlichen Nachfrageminimums erreicht.

Für denselben Tag ist der Verlauf der für den Kraftwerksbetrieb relevanten direkten Sonnen-

einstrahlung (in W/m^2 , blaue Linie) für den Standort eines großen solarthermischen Kraftwerks bei Guadix in Südspanien (siehe auch Abschnitt 7.2) eingetragen. Es ist zu erkennen, dass nach dem Sonnenaufgang gegen 7 Uhr UTC zunächst eine wolkenlose erste Tagesperiode anliegt, bevor ab Mittag der Einfluss durchziehender starker Bewölkung die Direktstrahlung unregelmäßig schwanken lässt und teilweise sogar vollständig reduziert. Stehen entsprechend genaue Solarstrahlungsprognosen zur Verfügung, so können STKW mit Energiespeicher an einem solchen Tag die Einspeisung der über den Vormittag produzierten Energie zum Zeitpunkt mit dem höchsten Strompreis, im gezeigten Fall also Mittags oder am späteren Abend, vornehmen und damit ihren Gewinn maximieren.

Bedeutung des Aerosols für die Berechnung der solaren Einstrahlung

Zur Ableitung der solaren Einstrahlung am Erdboden sind vor allem Informationen zur atmosphärischen Extinktion, d.h. zur Verteilung und Art von Wolken und Aerosol sowie zum Wasserdampf- und Ozongehalt in der Atmosphäre nötig. Um Informationen über die Ressource „Einstrahlung am Erdboden“ flächendeckend und von gleich bleibender und bekannter Qualität anbieten zu können, laufen seit einigen Jahren verschiedene Aktivitäten zur Quantifizierung dieser Atmosphärenparameter mit Hilfe von satellitengestützten Messungen und der Ableitung der solaren Einstrahlung hieraus. Für teilweise oder ganz bewölkte Situationen sind die wichtigsten Informationen für die Ableitung der solaren Global- und Direktstrahlung der Bedeckungsgrad und die Strahlungseigenschaften von Wolken.

Im wolkenlosen Fall jedoch sind Informationen über Aerosoltyp und -menge unerlässlich, um genaue Strahlungsvorhersagen erstellen zu können, da in diesem Fall die Aerosolbelastung oder Trübung der Luft der wichtigste Extinktionsfaktor ist, der bei der Bestimmung der Einstrahlung am Erdboden zu berücksichtigen ist. Denn bei hoher aerosoloptischer Tiefe (AOT, ein Maß für die Abschwächung der solaren Einstrahlung durch atmosphärische Partikel) kann die Direktstrahlung um bis zu 20-30% verringert werden (siehe z.B. [49], [58], [66] und [89]).

Es ist zu berücksichtigen, dass die genaue Kenntnis über Menge und Art des streuenden und absorbierenden Aerosols auch deshalb von hoher Bedeutung für Strahlungsvorhersagen ist, weil zahlreiche große Photovoltaik- und Solarthermieanlagen gerade in Gebieten mit vielen gering oder gar nicht bewölkten Tagen (Clearsky-Tagen) eine hohe Verbreitung finden. Hierbei kommt erschwerend hinzu, dass diese besonders sonnigen Standorte oftmals in trockenen Regionen liegen, die ein erhöhtes Vorkommen an Staubpartikeln aufweisen. Weiterhin brauchen einige Anlagentypen große Mengen an Kühlwasser, so dass gerne Küstenregionen als Standorte ausgewählt werden, die jedoch über erhöhte Partikelkonzentrationen maritimer Herkunft verfügen.

Informationen über Aerosole sind in besonderem Maße für die Direkt- und Diffusstrahlung relevant, die sich jeweils in ähnlichem Maße vergrößert bzw. verringert, wenn die Aerosolkonzentration in der Luft erhöht ist. Die Globalstrahlung als Summe dieser beiden Teilstrahlungsmengen hingegen ist nur in zweiter Linie von der Aerosoltrübung beeinflusst, da sich die verringerte Direktstrahlung und die erhöhte Diffusstrahlung zu weiten Teilen ausgleichen. Da solarthermische Kraftwerke jedoch nur die direkt auf ihre dem Sonnengang nachgeführten Kollektoren eintreffende Strahlung (Direktnormalstrahlung, DNI) verwerten können, ist die genaue Kenntnis der zu erwartenden Aerosolmenge von höchster Relevanz für die Solarenergiebranche.

1.2 Stand der Forschung

Aerosolinformationen für Strahlungsberechnungen

Im Gegensatz zu den gasförmigen Spezies wie Ozon und Wasserdampf, die an der atmosphärischen Extinktion im sichtbaren und infraroten Wellenlängenbereich beteiligt sind, ist für die Bestimmung des Einflusses von Aerosolpartikeln auf die Solarstrahlung nicht allein die Partikelkonzentration entscheidend. Der spektrale Gradient der Extinktion, der den Verlauf der Extinktionswirkung der Partikel in Abhängigkeit von der betrachteten Wellenlänge angibt, und das Streu-/Absorptionsverhältnis können nur berechnet werden, wenn zusätzlich Informationen zum Aerosoltyp vorliegen. Hierbei ist beispielsweise die Größenverteilung der Partikel, die äußere Form der Teilchen sowie das interne und externe Mischungsverhältnis verschiedener Aerosolkomponenten entscheidend [28].

Während Wolken auf Grund des hohen Kontrastes zum Untergrund beispielsweise aus geostationären Fernerkundungsdaten vergleichsweise gut erkannt werden können, ist die Bestimmung von Aerosolen aus Fernerkundungsdaten deutlich schwieriger: wegen des niedrigen Kontrastes zur Umgebung und der Restriktion auf wolkenlose Situationen sind wesentlich weniger Daten verfügbar. Diese geringere Datenverfügbarkeit hat zur Folge, dass die Modellierung der Aerosolbelastung noch wenig ausgereift ist.

Zusätzlich muss in Betracht gezogen werden, dass das Aerosolaufkommen aufgrund von lokalen, regionalen und interkontinentalen Transportprozessen und kontinuierlich ablaufenden chemischen Reaktionen zeitlich und räumlich gesehen einer sehr hohen Variabilität (vgl. Abschnitt 7.1) unterliegt. Weiterhin sind auch die durch eine kurze mittlere Lebensdauer von etwa drei bis sieben Tagen ausgelösten starken zeitlichen und räumlichen Schwankungen dafür verantwortlich, dass ein Großteil der aus Modellläufen und/oder Satelliten- bzw. Bodenbeobachtungen stammenden aktuell verfügbaren **Aerosolklimatologien** räumlich und zeitlich nur unzureichend genau aufgelöste Werte bereitstellen. Daher liefern gängige Klimatologien (siehe Tabelle 1.1) insbesondere im wolkenlosen Fall für die Bestimmung von Global- und Direktstrahlung nur unzureichende Angaben. Bei der Bestimmung der Solarstrahlung ist deshalb neben der Wolkenbeschreibung die räumliche und zeitliche Verteilung von Aerosolen sowie die dazugehörige Typinformation der momentan noch mit der größten Unsicherheit behaftete Faktor [4].

<i>Name</i>	<i>Institut</i>	<i>räuml. Auflösung</i>	<i>zeitl. Auflösung</i>	<i>Referenz</i>
AEROCOM	MPI für Meteorologie & DWD	1° x 1°	monatlich	Kinne et al. [62]
GOCART	NASA - Goddard Space Flight Center	2,5° x 2°	monatlich	Chin et al. [19]
NASA-GISS v1 / GACP	NASA - Goddard Institute for Space Sciences	4° x 5°	monatlich	Tegen et al. [105]
NASA-GISS v2	NASA - Goddard Institute for Space Sciences	4° x 5°	monatlich	Schmidt et al. [95]

Tabelle 1.1: Globale Aerosolklimatologien (Auswahl)

Dies schlägt sich auch im aktuellen Report des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) nieder: der Einfluss von Aerosolen auf die globale Klimabilanz (direkter und indirekter Effekt) wird dort mit $-1,2 \text{ W/m}^2$ angegeben. Die mitgelieferte Angabe über die Unsicherheit dieses Wertes beträgt jedoch $-2,7$ bis $-0,4 \text{ W/m}^2$. Trotz verbesserter Modellierungsansätze, einer

erhöhten Genauigkeit der satellitenbasierten Fernerkundung von Aerosolen und einer erhöhten Dichte von In-Situ- und Bodenmessungen sind Aerosole damit weiterhin der dominierende Unsicherheitsfaktor bei der Bestimmung des „radiative forcing“, der auf Atmosphärenbestandteile zurückzuführenden Änderung der Strahlungsbilanz aus der eintreffenden Sonnenenergie mit der wieder zurückgestrahlten Energie. Anders als bei der Beurteilung des Einflusses von gasförmigen Atmosphärenbestandteilen wie Ozon, Kohlenstoffdioxid, Stickoxiden und Methan wird daher das wissenschaftliche Verständnis des auf Aerosole zurückzuführenden Klimaeffekts von der IPCC-Kommission immer noch als gering bewertet („level of scientific understanding: low“) [35].

Es ist folglich aus Gründen mangelnder Verfügbarkeit nicht verwunderlich, dass die operationell verfügbaren Strahlungsvorhersagesysteme an Stelle genauer Vorhersagen der Aerosolbelastung Standard-AOT-Parametrisierungen oder grob aufgelöste zonale Klimatologien benutzen. Die operationell erhältlichen Globalstrahlungsvorhersagen des ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast) beispielsweise werden unter Verwendung einer Aerosolklimatologie berechnet, die lediglich die groben Jahresgänge von vier troposphärischen Aerosoltypen berücksichtigt [32].

Ein Vergleich verschiedener Modelle der atmosphärischen Extinktion, die für Strahlungsrechnungen verwendet werden, ist beispielsweise in HAMMER (2000) zu finden [45]. Dort werden regional differenzierte Trübungsklassen oder Standard-Aerosolszenarien als Eingangsdatensätze empirischer Modelle für die Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel verwendet. Im wolkenlosen Fall sind diese vereinfachten Ansätze jedoch nicht ausreichend, um dem hoch variablen Einfluss von atmosphärischen Partikeln auf die Einstrahlung Rechnung zu tragen [41]. Auch eine Studie von OLMO et al. (2001) bestätigt dies: dort wird für wolkenlose Situationen der Effekt der Verwendung einer monatlichen AOT-Klimatologie mit einem fixen spektralen Extinktionsgradienten an Stelle von gemessenen Aerosolparametern mit einem RMSE (root mean square error, siehe Gleichung A.5 im Anhang) von 11% an Stelle von 3% bei der Modellierung der Direktstrahlung, und von 52% statt 32% bei der Modellierung von Diffusstrahlung beziffert, jeweils im Vergleich zu minütlich gemittelten Strahlungsmessungen [83].

Eine weiter gehende Informationsquelle zur raumzeitlichen Verteilung von Aerosolen ist die Verwendung von Aerosolprognosemodellen. Es gibt operationell betriebene Modelle, etwa das Europäische Ausbreitungs- und Depositionsmodell (EURAD) der Universität zu Köln, das für die Luftqualitätsanalyse und -überwachung entwickelt wurde (siehe Abschnitt 3.1 bzw. [1], [10]). Für Zwecke der Strahlungsvorhersage ist jedoch dieses **Chemie-Transport-Modell** (CTM) nicht per se angelegt, da es nur Massenkonzentrationen verschiedener chemischer Substanzen liefert, die vor der Verwendung in der Strahlungsvorhersage in die AOT der entsprechenden Aerosoltypen umgewandelt werden müssen [16].

Solarstrahlungs-Prognosemodelle

Eine der ersten Veröffentlichungen, die sich mit dem Themenkomplex Solarstrahlungsvorhersagen beschäftigt, stammt aus dem Jahr 1981 und beschäftigt sich mit Aspekten der ein- bis zweitägigen Vorhersage von Solarstrahlung mit Hilfe von Model Output Statistics (**MOS**) [60]. Die Technik der MOS nutzt statistische Zusammenhänge zwischen beobachteten (gemessenen) Wetterelementen und langjährigen klimatischen Zeitreihen, Satellitenbeobachtungen, vergangenen Beobachtungen oder modellierten Variablen. Dieses Vorgehen ermöglicht eine Anpassung der Ergebnisse der makroskaligen Modelle oder Klimatologien mit einer groben räumlichen und/oder zeitlichen Auflösung an die lokalen Verhältnisse des betrachteten Ortes. Das Ergebnis ist eine höchst standortspezifisch ausgeprägte statistisch ermittelte Funktion, mit deren Hilfe

dann im Rahmen der statistischen Genauigkeit von großräumigen Vorhersagen oder Messungen auf den kleinräumigen Wetterzustand an einem bestimmten Ort geschlossen werden kann. Dies ermöglicht es beispielsweise, systematische Abweichungen eines Wettermodells, einer Satellitenbeobachtung oder einer Klimatologie im Vergleich zu einer Einzelstation zu korrigieren, oder lokale Effekte einzubinden, die auf der größeren Skala nicht berücksichtigt werden. In einer Validierungsstudie werden für an Hand von vergangenen Bodenmessungen aus Vorhersagemodellen ermittelte stündliche MOS-Globalstrahlungsvorhersagen für acht deutsche Stationen und einen zweimonatigen Zeitraum im Sommer 2003 Genauigkeiten von +2,9% (Bias) bzw. 32,1% (RMSE) angegeben [38] [47].

Nachteil dieser Methode ist der vorherige Bedarf an möglichst großen Mengen von Bodenmessungen einzeln für jeden der gewünschten Orte, da die gefundenen statistischen Zusammenhänge in hohem Maße orts- und zeitabhängig sind. Eine flächendeckende Prognose oder aber Vorhersagen für Regionen, in denen keine A-priori-Informationen in Form von beobachteten Wetterdaten vorliegen, können also nicht per MOS erlangt werden. Zudem können Phänomene wie ungewöhnliche klimatische Situationen oder Veränderungen in der Parametrisierung des Wettervorhersagemodells oder des Satellitenretrievalverfahrens für erhebliche Probleme in der Anwendbarkeit der statistischen Zusammenhänge sorgen [39].

Eine weitere Möglichkeit sind **Kurzzeitvorhersagen**, die sich mit der Vorhersage der solaren Einstrahlung der nächsten wenigen Stunden befassen. Diese können beispielsweise aus Satellitenbildern extrahiert werden, wie sie der europäische Meteosat Second Generation (MSG) Satellit alle 15 Minuten zur Verfügung stellt [94]. Aus der Veränderung der Position der Wolken werden dabei Bewegungsvektoren errechnet, deren Extrapolation dann zur Vorhersage der Solarstrahlung dient. Durch Verfahren wie die Anwendung eines Glättungsfilters auf die Bewegungsvektoren [69] kann die Genauigkeit der Vorhersagen erhöht werden: eine Verringerung des relativen RMSE der Globalstrahlungsvorhersage für eine sechsstündige Prognose von 55% auf 40%, bezogen auf einen Jahresdatensatz für acht Stationen in Deutschland, wird in [47] gezeigt. Ein Nachteil dieses Verfahrens ist die Tatsache, dass es nur für etwa maximal sechs Stunden im Voraus sinnvoll anwendbar ist, da ansonsten die RMSE-Werte diejenigen der Persistenzannahme (einfachste „Vorhersage“: Verwendung der Vortageswerte als Prognose für den folgenden Tag) übersteigen [47].

Ein anderer Ansatz insbesondere für den bewölkten Fall ist die Verwendung von **numerischen Wettervorhersagemodellen** zur Strahlungsprognose. Hierbei wird der Zustand der Atmosphäre zu einem definierten Zeitpunkt durch Anfangswerte festgelegt, entnommen aus Klimatologien, Satelliten- bzw. Bodenmessungen oder vorherigen Modellläufen. Für das in Gitterpunkte aufgeteilte lokale bis globale Rechengebiet wird dann durch numerische Lösungen der relevanten Gleichungen der Zustand aller interessierenden physikalischen und chemischen Größen zu beliebigen späteren Zeitpunkten bestimmt. Dieser Parameterkatalog enthält zumeist Variablen wie Temperatur, Luftdruck, Windrichtung und -geschwindigkeit und Feuchte für verschiedene Höhenschichten, kann aber gelegentlich auch zum Beispiel Partikelkonzentrationen und Solarstrahlung umfassen. Bekannte numerische Wettervorhersagemodelle sind beispielsweise das amerikanische MM5 (Mesoscale Meteorology Model 5, [40]), das in Abschnitt 3.1 näher erläutert wird, oder das Modell des ECMWF (vgl. Abschnitt 3.2.4). Ein Vorteil der Verwendung numerischer Wettervorhersagemodelle für Strahlungsprognosen ist die Möglichkeit der Einbindung der relevanten chemischen und physikalischen Prozesse in die Vorhersagen, durch die theoretisch sehr hohe Genauigkeiten erzielt werden können. Oft wird dies jedoch durch die mangelnde Verfügbarkeit von hochaufgelösten akkuraten Eingangsdaten erschwert, sowie vor allem

durch die räumlichen, zeitlichen und prozessualen Verallgemeinerungen (Parametrisierungen), die auf Grund der hohen Rechenzeit und noch nicht vollständig verstandener Interaktionsprozesse vonnöten sind.

Ein Vergleich von stündlichen MM5-Globalstrahlungsvorhersagen für einen 40tägigen Zeitraum im Sommer 2003 und acht Stationen in Deutschland kommt für alle Wolkensituationen auf einen relativen RMSE von 54% und einen relativen Bias von etwa +10% [38]. Dieser Wert lässt sich auf etwa 28% (RMSE) bzw. +6% (Bias) reduzieren, wenn an Stelle von Einzelstandorten Gesamtregionen von 200x200 km betrachtet werden. Der durch diese räumliche Mittelung erreichte Glättungseffekt optimiert dabei insbesondere die Prognosegüte für bewölkte Situationen, da hier kleinräumige Schwankungen auf Grund von durchziehenden inhomogenen Wolkenfeldern eine große Rolle spielen. [38]

Vollständig auf die Verwendung von gemessenen atmosphärischen Eingangsparametern verzichtet ein Prognosesystem, das basierend auf stundengenauen 3-Tages-Vorhersagen der Wolkenbedeckung der amerikanischen National Digital Forest Database (NDFD) Globalstrahlungswerte in stündlicher Auflösung erzeugt [84]. An Hand von ersten Validierungsmessungen für einen nordamerikanischen Standort wird im Vergleich zu Bodenmessungen der Globalstrahlung für einen Vorhersagehorizont von 8-26 Stunden ein Bias von -1% und ein RMSE von 38% ermittelt, für den Vergleich mit satellitenbasierten Globalstrahlungsmessungen +5% resp. 46%. Die Autoren weisen dabei auf die gegenüber den satellitenbasierten Globalstrahlungsmessungen nur geringfügig verschlechterte Genauigkeit der Vorhersagen hin und führen dies auf das Problem der Zuordnung von punktuellen Messungen zu flächigen Modellergebnissen (siehe auch Abschnitt 7.1) zurück. Zu beachten ist jedoch, dass auf die Verwendung von Informationen über atmosphärischen Wasserdampf und die Aerosolbelastung vollständig verzichtet wird und dass die darauf besonders sensibel reagierende Direktstrahlung nicht vorhergesagt wird.

Ebenfalls nur auf die Vorhersage der Globalstrahlung ist eine Untersuchung ausgelegt, in der MM5-basierende Strahlungsprognosen (vgl. Abschnitt 3.1) für zwei etwa 14tägige Zeiträume 1995 und 1999 in Tennessee (USA) gegen Bodenmessungen verglichen werden. Hier kommt es zu Überschätzungen der Einstrahlung am Erdboden durch das Modell von im Mittel etwa 100 W/m². Nach Auffassung der Autoren ist dies darauf zurückzuführen, dass die atmosphärische Aerosolbelastung samt Aerosoltyp nicht korrekt von den im Modell vorgegebenen AOT-Klimatologien repräsentiert werden konnte, insbesondere in industriell belasteten Regionen. [113]

Operationell verfügbar sind die Globalstrahlungsvorhersagen des Europäischen Zentrums für Mittelfrist-Wettervorhersage (ECMWF). Diese sind als dreistündige Werte mit einer räumlichen Auflösung von 0,5° x 0,5° Grad erhältlich (vgl. Abschnitt 3.2.4), erhalten jedoch Aerosolinformationen lediglich in Form einer groben Klimatologie. Genauigkeitsanalysen dieser ECMWF-Vorhersagen gegenüber Bodenmessungen von 18 Stationen in Deutschland ergeben bei Berücksichtigung nur der wolkenlosen Situationen in den Sommern 2003 und 2004 einen RMSE von 15% (2003) bzw. 14% (2004) [38]. Bei Berücksichtigung aller Wolkensituationen für denselben Zeitraum erhöht sich der RMSE auf 35% bzw. 42%. Für Anwendungen in der Solarindustrie ist jedoch problematisch, dass die Vorhersagen zum einen nur alle drei Stunden verfügbar sind, zum anderen nur als Globalstrahlung erhältlich sind.

1.3 Zielsetzung und Aufbau

Im wolkenlosen Fall und insbesondere bei der Bestimmung der solaren Direktstrahlung ist das atmosphärische Aerosol derjenige Parameter mit der höchsten Extinktionswirkung. Auf Grund der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität der Partikelvorkommen wird jedoch für die Modellierung und insbesondere Vorhersage von Solarstrahlung zumeist auf grobe Langzeitklimatologien zurückgegriffen, die sowohl zeitlich als auch räumlich den Datenanforderungen nicht genügen. Die Entwicklung von Kurz- und Langzeitprognosen - der nächsten Stunden bis Tage - der räumlichen und zeitlichen Verteilung von Aerosolen sowie deren Zusammensetzung und optischen Eigenschaften ist daher von hohem Interesse für die Energiewirtschaft. Unter Einbeziehung von Bewölkungsprognosen aus der numerischen Wettervorhersage sowie Ozon- und Wasserdampfprognosen können so für die Energiewirtschaft nutzbare Prognosen der solaren Direkt- und Globalstrahlung für den Zeitraum der nächsten Stunden bis Tage entstehen.

In dieser Arbeit wird daher erstmalig ein System zur spektralen Vorhersage der solaren Global- und Direktstrahlung für Europa, basierend auf Aerosolinformationen aus einem Aerosol-Prognose-Modell, konzipiert, eingesetzt und evaluiert: AFSOL - Aerosol-based Forecasts of Solar Irradiance for Energy Applications.

Der Fokus liegt dabei auf den Belangen der Energieversorger, die für die Anlagenbetreuung und den laufenden Betrieb stundengenaue und räumlich möglichst hoch aufgelöste Direkt- und Globalstrahlungsvorhersagen für große Gebiete benötigen, die so momentan nicht verfügbar sind. Alle für den Strahlungstransport relevanten Parameter werden berücksichtigt, wobei der Schwerpunkt auf der Vorhersage der wolkenlosen Situationen liegt und bewölkte Situationen an Hand von einfachen Parametrisierungen behandelt werden.

Nach der Darstellung der für diese Arbeit relevanten theoretischen Grundlagen sowie der Grundprinzipien der Energieerzeugung aus Solarstrahlung (Kapitel 2) werden im dritten Kapitel die aus Modellen und Messungen stammenden Aerosol- und Solarstrahlungsdaten vorgestellt, die in die Validierungsanalysen einfließen.

In Kapitel 4 wird die Qualität der auf einem CTM (Chemie-Transport-Modell) basierenden Aerosolvorhersage an Hand von Bodenmessungen analysiert. Der Schwerpunkt liegt hierbei auf der Beurteilung der Eignung des Aerosol-Prognosesystems für die Verwendung in einem operationellen System zur Solarstrahlungsvorhersage.

Für den Aufbau des AFSOL-Systems wird im fünften Kapitel die verwendete Strahlungstransferoutine vorgestellt. Anschließend werden Sensitivitätsanalysen der benötigten atmosphärischen Eingangsparameter durchgeführt und darauf aufbauend passende Datenquellen ausgewählt.

Die erhaltenen Strahlungsvorhersagen werden in Kapitel 6 an Hand einer fünfmonatigen Beispielperiode gegen Bodenmessungen, Satellitenmessungen und andere verfügbare Strahlungsvorhersagen evaluiert, wobei auch hier insbesondere die für die Energieversorger relevanten Teilaspekte (Zuverlässigkeit der Prognosen in Abhängigkeit von zeitlichen und räumlichen Zusammenhängen) Berücksichtigung finden.

Eine Fehlerbetrachtung der gefundenen Ergebnisse sowie eine Anwendungs-Fallstudie zur Nutzung der Vorhersage für die optimale Betriebsführung von solarthermischen Kraftwerken ist schließlich in Kapitel 7 zu finden, gefolgt von einer Zusammenfassung und Einordnung der Ergebnisse im achten Kapitel.

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen

2.1 Solarstrahlung

2.1.1 Der Strahlungshaushalt der Atmosphäre

Als Strahlung wird der Transport von Energie mittels elektromagnetischer Wellen bezeichnet. Dabei ist der Strahlungsfluss Φ die elektromagnetische Strahlungsenergie dQ , die pro Zeiteinheit dt übertragen wird:

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad [\text{W}] \quad (2.1)$$

Die Strahlungsflussdichte F ist dann der Strahlungsfluss Φ , der pro festgelegter Zeiteinheit dt auf einer definierten Fläche dA empfangen wird:

$$F = \frac{dQ}{dt dA} \quad [\text{W}/\text{m}^2] \quad (2.2)$$

Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wird bei den Analysen der Prognosegenauigkeit der Global- und Direktstrahlung stets die Strahlungsflussdichte, angegeben in W/m^2 , betrachtet.

Zwei Hauptprozesse bestimmen die Interaktion der von der Sonne ausgehenden Strahlung mit den festen, flüssigen und gasförmigen Komponenten in der Atmosphäre. Nach der Emission der elektromagnetischen Strahlung - zunächst von der Sonne und in Form von Re-Emission dann auch von der Erde aus - sind dies die Vorgänge der Absorption und der Streuung, an den Gasen sowie den festen, flüssigen und „in Luft gelösten“ (so die wörtliche Übersetzung des griechischen Begriffs *Aerosole*) Partikeln der Atmosphäre.

In Abbildung 2.1 ist die Energiebilanz der Erde dargestellt, die sich aus den Interaktionen von Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre ergibt. Es ist zu erkennen, dass nur etwa die Hälfte der von der Sonne zur Verfügung stehenden Energie, basierend auf der mittleren extraterrestrischen Einstrahlung von etwa $1365 \text{ W}/\text{m}^2$ (auch als **Solarkonstante** bezeichnet), am Erdboden eintrifft. Diese Verringerung der Strahlung wird durch die Absorptions- und Streuprozesse ausgelöst, die durch die Interaktion der elektromagnetischen Strahlung mit Wolken, Aerosolen, Wasserdampf, Ozon und anderen atmosphärischen Spurengasen sowie dem Erdboden zu Stande kommt. Die Kenntnis von Verteilung, Eigenschaften und Konzentrationen dieser vier ersten Parameter ist also von Bedeutung, wenn die atmosphärische Extinktion im solaren Spektralbereich von 300 bis 3000 nm ermittelt werden soll.

Die tatsächlich am Oberrand der Atmosphäre eintreffende Solarstrahlung hängt von der Jahreszeit und der geographischen Breite ab. Während äquatornahe Regionen über das Jahr hinweg

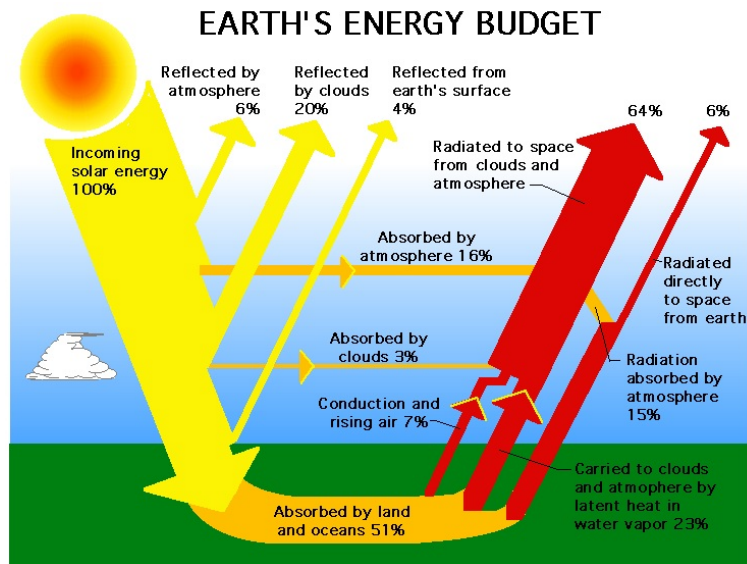


Abbildung 2.1: Der Strahlungshaushalt der Atmosphäre [122]

keine ausgeprägten Veränderungen der Einstrahlung zu verzeichnen haben, ist für die Polregionen der jährliche Wechsel zwischen den Phänomenen der „Polarnacht“ und der „Mitternachts-sonne“, bei denen wochenlang die Sonne nicht vollständig auf- bzw. untergeht, charakteristisch. In Mitteleuropa herrscht ein ausgeprägter Jahrgang der an der Atmosphärenoberkante zur Verfügung stehenden Einstrahlung. Unter normalen Umständen werden im Sommer am Erdboden maximal knapp 1000 W/m^2 an Globalstrahlung gemessen, bei starker Bewölkung sind im Winter hingegen weniger als 100 W/m^2 möglich. Während in den meisten Fällen dafür die Bewölkung die dominante Rolle spielt, ist bei wolkenlosem Wetter die Einbeziehung von Art und Menge des vorherrschenden Aerosols für eine genaue Strahlungsberechnung zwingend erforderlich. [49]

Die vorgenannten Zahlen beziehen sich allesamt auf die Globalstrahlung I_{glob} , die Summe aus der direkt von der Sonne eintreffenden Direktstrahlung I_{Dir} und der durch (Mehrfach-)Streuprozesse hinzukommenden Diffusstrahlung I_{Diff} :

$$I_{glob} = I_{Dir} + I_{Diff} \quad (2.3)$$

Die hierfür verantwortlichen Streuprozesse treten beispielsweise an Wolken, dem Erdboden und den gasförmigen Molekülen sowie den flüssigen und festen Bestandteilen der Atmosphäre auf (Abbildung 2.2).

Für konzentrierende nachgeführte Anlagen, etwa den beweglichen Parabolspiegel eines solarthermischen Kraftwerks, ist jedoch hauptsächlich die **Direktnormalstrahlung** (DNI, von engl. *direct normal irradiance*) von Interesse. Diese für den Ertrag verantwortliche Komponente bezeichnet die senkrecht zur Ausbreitungsrichtung direkt von der Sonne emittierte Strahlung und wird aus der Direktstrahlung I_{Dir} durch folgenden Zusammenhang abgeleitet:

$$DNI = I_{Dir} * \cos(\alpha) \quad (2.4)$$

Dabei bezeichnet α den Sonnenzenitwinkel (SZA, von engl. *solar zenith angle*), der sich zwischen dem gedachten Zenit, dem Ort des Empfängers am Erdboden und der Sonnenhöhe aufspannt (Abbildung 2.3). Mit Veränderungen des Sonnenstands variiert auch die Dicke der

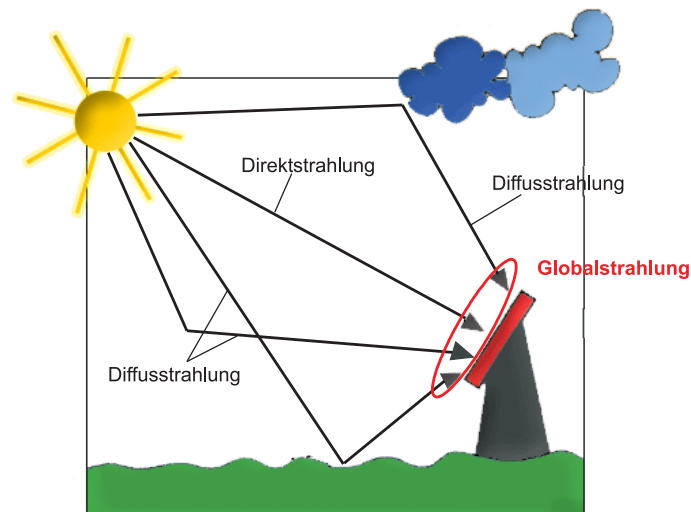


Abbildung 2.2: Aufteilung der Globalstrahlung in Direkt- und Diffusstrahlung durch Streuprozesse am Erdboden, an den Wolken sowie den festen, flüssigen und gasförmigen Partikeln in der Atmosphäre; verändert nach [117]

von der Einstrahlung durchquerten Atmosphärenschicht, ein Effekt, der mit dem **Air Mass Faktor** (AMF) quantifiziert werden kann:

$$AMF = \frac{1}{\cos(\alpha)} \quad (2.5)$$

Der AMF liegt bei 1, wenn die Sonne genau senkrecht im Zenit steht, und steigt für niedrigere Sonnenstände an. Zu Winterbeginn in Berlin hat der maximale Sonnenstand beispielsweise einen Zenitwinkel von ungefähr 76° , was einem Air Mass Faktor von etwa 4 entspricht [85]. Aus Gründen der Vergleichbarkeit werden Leistungsangaben für Photovoltaikzellen (vgl. Abschnitt 2.3) generell für einen Air Mass Faktor von 1,5 angegeben.

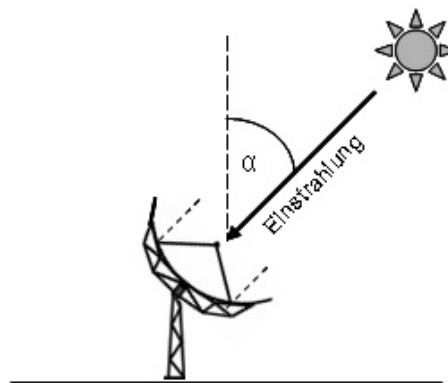


Abbildung 2.3: Zusammenhang zwischen Sonnenzenitwinkel α und der Direktnormalstrahlung DNI am Beispiel eines nachgeführten Parabolspiegels

Das solare Spektrum

Die wellenlängenabhängige Verteilung der von einem Körper emittierten Strahlung kann mit der Planck-Funktion beschrieben werden. Diese gibt in Abhängigkeit von der Strahlungstemperatur

des Körpers - im Fall der Sonne etwa 5780 K (5507°C) - die spektrale Verteilung der elektromagnetischen Strahlung an. Mit Hilfe des Wien'schen Verschiebungsgesetzes kann aus der Planck-Funktion eines emittierenden Körpers die Wellenlänge des Strahlungsmaximums bestimmt werden, die sich umgekehrt proportional zur Strahlungstemperatur verhält. Im Falle der Sonne liegt diese bei etwa 500 nm, für die Erde mit einer durchschnittlichen Oberflächentemperatur von 255 K (15°C) bei 11,36 μm . Wird die gesamte Fläche unter der charakteristisch asymmetrisch geformten Planck-Kurve integriert, so ist mit Hilfe des Stefan-Boltzmann-Gesetzes von der maximalen Temperatur auf die gesamte ausgestrahlte Energie zu schließen.

Im oberen Teil der Abbildung 2.4 sind die Planckschen Verteilungskurven der von der Sonne emittierten sowie der von der Erde emittierten Strahlung zu erkennen, aufgetragen als Funktion ihrer Wellenlänge. Aus Gründen der Darstellbarkeit sind beide Kurven auf die gleiche Größe normiert, wobei die Wellenlängen logarithmisch skaliert sind.

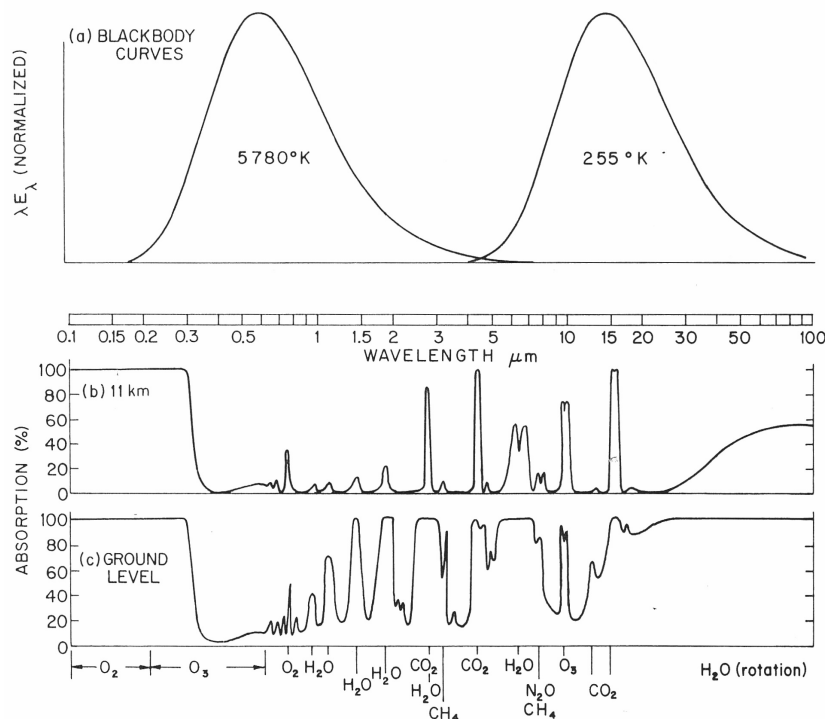


Abbildung 2.4: Das normierte solare und terrestrische Emissionsspektrum (oben), zusammen mit den Absorptionslinien der wichtigsten absorbierenden Moleküle in Höhe der Tropopause (Mitte) und auf Meereshöhe (unten) [109]

Für die Bestimmung der zur Verfügung stehenden solaren Einstrahlung am Erdboden sind vor allem Informationen zu Wolken, dem Ozon- und dem Wasserdampfgehalt der Luft, der Reflektivität des Bodens sowie zu Aerosolen notwendig. Der Einfluss des letztgenannten Parameters wird in Abschnitt 2.2 ausführlicher behandelt, das Zusammenwirken der Solarstrahlung mit den anderen Einflussgrößen wird im Folgenden dargestellt.

2.1.2 Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Materie in der Atmosphäre

Absorption und Streuung vermindern die emittierte Strahlung I_0 entlang der Strecke durch das durchquerte Medium, der Atmosphäre. Sie werden zusammengefasst als Extinktion bezeichnet.

Der Zusammenhang zwischen der Extinktion von Licht und der in der Atmosphäre enthaltenen Konzentration eines absorbierenden und/oder reflektierenden Inhaltsstoffes wird durch das Lambert-Beer'sche Gesetz beschrieben [43]:

$$I = I_0 * e^{-\sigma * c * d} \quad (2.6)$$

Die so verringerte Einstrahlung I einer bestimmten Wellenlänge ist hiernach an Hand von drei physikalischen Parametern zu ermitteln: zum einen der Konzentration der absorbierenden Substanz c , weiterhin aus der optischen Pfadlänge, die das Licht zurücklegen muss d , und zuletzt aus der Wahrscheinlichkeit, dass das Photon jener speziellen Wellenlänge durch die Substanz absorbiert bzw. gestreut wird (Extinktionskoeffizient σ).

Absorption

Als Absorption wird die Energieübertragung von eintreffenden elektromagnetischen Wellen auf Teilchen bezeichnet, wodurch sich die Temperatur der Materie erhöht. Absorptionsprozesse finden in der Atmosphäre vor allem durch Gase statt. Dabei sind die Konzentrationen der atmosphärischen Spurenstoffe Kohlendioxid (CO₂), Sauerstoff (O₂), Methan (CH₄), Distickstoffoxid (NO₂) und Ozon (O₃) sowie die Wasserdampfkonzentration von Bedeutung. Diese haben je nach beteiligten Elementen mehr oder weniger stark ausgeprägte Absorptionsbanden und beeinflussen dadurch die Strahlungsbilanz entscheidend. In Abbildung 2.4 sind die absorbierten Anteile der Strahlung nahe der Tropopause in 11 km Höhe (Mitte) sowie auf Meereshöhe (unten) dargestellt und die wichtigsten bis zu dieser Höhe absorbierenden Spurengase verzeichnet.

Es ist deutlich zu erkennen, dass durch Sauerstoff- und vor allem Ozonmoleküle bedingte Absorptionsprozesse im UV-Wellenlängenbereich zwischen 200 und 300 nm bereits in den oberen Atmosphärenschichten stattfinden und damit für eine fast vollständige Auslöschung dieser Spektralbereiche sorgen. Diese bewegt sich nah am Sättigungsbereich, so dass auch die in geringerem Maße vorhandenen troposphärischen Ozonkonzentrationen keine nennenswerten zusätzlichen Absorptionsvorgänge auslösen können. Anders verhält es sich mit dem infraroten Wellenlängenbereich: hier sind zwar bis zur Tropopausenregion Absorptionsvorgänge zum Beispiel durch Wasserdampf-Rotationsbanden festzustellen, aber vor allem in den unteren Atmosphärenschichten werden signifikante Anteile der eintreffenden solaren Einstrahlung absorbiert, so dass auf Meeresniveau dann praktisch keinerlei Durchlässigkeit mehr zu verzeichnen ist.

Die atmosphärische **Ozonkonzentration** ist demnach vor allem im ultravioletten Wellenlängenbereich von hoher Relevanz. Wird das integrierte Solarspektrum (300-3000 nm) betrachtet, so ist die hauptsächlich in Abhängigkeit von der Jahreszeit, der geographischen Breite sowie dynamischen Prozessen schwankende Gesamtozonsäule hingegen weniger bedeutsam (vgl. Abschnitt 5.3). Der Gesamtozongehalt über einem definierten Ort wird üblicherweise in Dobson Units (DU) angegeben, wobei eine Dobson Unit derjenigen Ozonkonzentration entspricht, die als komprimierte Schicht unter Standardbedingungen (0°C, 1013 hPa) 0,01 mm dick wäre. Bei einer mittleren globalen Ozonkonzentration von 300 DU entspräche dies also einer Schicht von 3 mm am Erdboden.

Der atmosphärische **Wasserdampfgehalt** ist hoch variabel, weshalb die Kenntnis der Gesamtsäule des Wasserdampfgehaltes (TWC, von engl. *total water vapour column*) über einem bestimmten Ort für die Strahlungsberechnung von großer Relevanz ist. In Abbildung 2.4 sind hierzu die stark ausgeprägten Wasserdampf-Absorptionsbanden im infraroten Spektralbereich, beginnend ab etwa 800 nm Wellenlänge, zu erkennen. Die hierdurch hervorgerufenen Absorptionsvorgänge sorgen für eine deutliche Verringerung der zur Verfügung stehenden solaren Ein-

strahlung in den entsprechenden Wellenlängenbereichen, die auch in der spektral integrierten Betrachtung relevant ist.

Durch die beschriebenen Absorptionsprozesse wird die durchschnittliche Oberflächentemperatur der Erde, die sich rein aus der Differenz der eintreffenden und wieder ins Weltall reflektierten Solarstrahlung ergeben würde, um etwa 32 K auf etwa +15° C gesteigert [43]. Ein Großteil dieser Differenz ist auf die Absorption durch Wasserdampf und CO₂ zurückzuführen (ca. 21 K bzw. 7,5 K), der Rest wird der Absorption durch Ozon, Distickstoffoxid, Methan und anderen Spurengasen zugeschrieben [35]. Zusätzlich finden Absorptionsprozesse auch durch Aerosole statt, vor allem Ruß und Mineralstaub sorgen für eine Erhöhung der regionalen Temperaturbilanz und damit für ein positives „Forcing“ (vgl. Abschnitt 1.2).

Diejenigen Wellenlängenbereiche, die für die eintreffende elektromagnetische Strahlung durchlässig bleiben, werden auch als „atmosphärische Fenster“ bezeichnet. Das wichtigste Fenster ist im sichtbaren Bereich des Spektrums angesiedelt, etwa zwischen 400 und 700 nm. Hier befinden sich keinerlei größere Absorptionsbanden der wichtigen gasförmigen Anteile der Atmosphäre, und genau hier liegt auch der Schwerpunkt der Streuwirkung durch Partikel.

Streuung

Als Streuung wird der Vorgang bezeichnet, bei dem die eintreffende Energie auf Grund des Zusammentreffens mit Materie in andere Richtungen abgelenkt wird. Dies findet sowohl an gasförmigen Molekülen als auch an festen oder flüssigen Partikeln statt. Dabei liegt der Schwerpunkt der Streuwirkung durch Partikel im Bereich des sichtbaren und nahinfraroten Spektrums, über Wellenlängen von etwa 3 µm dominiert die Absorption. Es werden - je nach Durchmesser der streuenden Partikel im Vergleich zur eintreffenden Wellenlänge - drei verschiedene Arten der Streuung unterschieden:

Rayleigh-Streuung tritt auf, wenn elektromagnetische Wellen auf Partikel stoßen, deren Durchmesser nicht größer ist als 10 bis 20% der Wellenlänge der eintreffenden Strahlung. Dies ist beispielsweise bei Luftmolekülen und sichtbarem Licht der Fall. Charakteristisch ist die starke Wellenlängenabhängigkeit der Streuintensität, die proportional zu λ^{-4} abfällt. Dies bedeutet, dass kürzere Wellenlängen, etwas das für den Menschen wahrnehmbare Violett und Blau, deutlich stärker gestreut werden als etwa die grünen und roten Bereiche des sichtbaren Spektrums. Die Streurichtungen sind hierbei relativ gleichmäßig verteilt, mit einer leichten Bevorzugung der Richtungen genau gegen und genau mit dem Sonnenstrahl (vgl. Abbildung 2.5 links). [43]

Mie-Streuung bezeichnet den Effekt, der auftritt, wenn der Durchmesser der Partikel in etwa der Wellenlänge der eintreffenden Strahlung entspricht. Dies ist für sichtbares Licht bei den meisten Aerosolen der Fall, beispielsweise bei Staubteilchen. Hier ist die Intensität der Streuung nicht mehr so stark „blaubetont“, sondern verläuft proportional zu λ^0 bis λ^{-3} (im Mittel typischerweise $\lambda^{-1,3}$). Charakteristisch für die Mie-Streuung ist ein deutlicher Vorwärtsspeak in der Streurichtung (vgl. Abbildung 2.5 rechts), zusammen mit einem weniger stark ausgeprägten Rückwärtsspeak.

Geometrische Streuung findet an noch größeren Partikeln statt, etwa Wolkentropfen und Nebel, deren Durchmesser die Wellenlängen der gestreuten Strahlung deutlich überschreitet. Es ist keine Wellenlängenabhängigkeit mehr zu verzeichnen, daher werden alle Wellenlängen gleich stark gestreut und das Licht erscheint weiß.

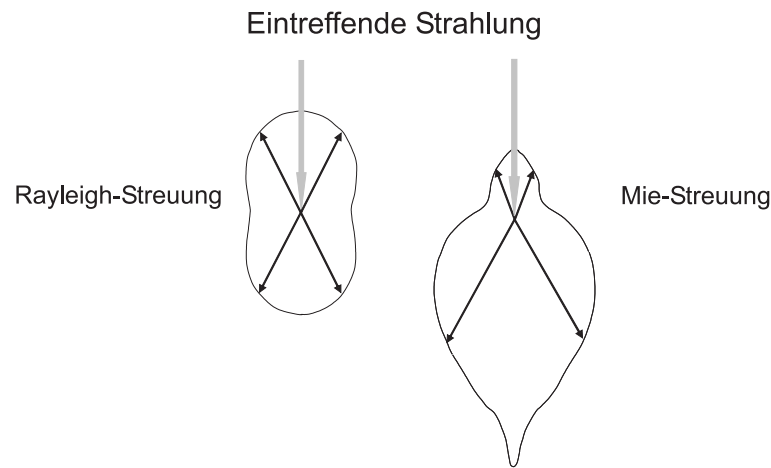


Abbildung 2.5: Bevorzugte Streurichtungen bei der Rayleigh-Streuung (links) und der Mie-Streuung (rechts); verändert nach [79]

Der spektral differenzierte Einfluss sowohl von Absorptions- als auch Streuprozessen auf das solare Spektrum ist in Abbildung 2.6 noch einmal zusammenfassend abgebildet. Schwarz dargestellt ist die spektral aufgelöste extraterrestrische Einstrahlung, wie sie an der Oberkante der Atmosphäre eintrifft. In Rot ist die Globalstrahlung dargestellt, wie sie nach Durchquerung einer Standardatmosphäre mit einem Air Mass Faktor von 1,5 vorliegt. Dies entspricht einer integrierten Einstrahlung von etwa 844 W/m^2 und damit beispielsweise dem höchsten Sonnenstand in München am 20. März [85]. In blauer Farbe schließlich ist die Direktnormalstrahlung DNI dargestellt, wie sie für dieselbe Situation am Erdboden auftrifft.

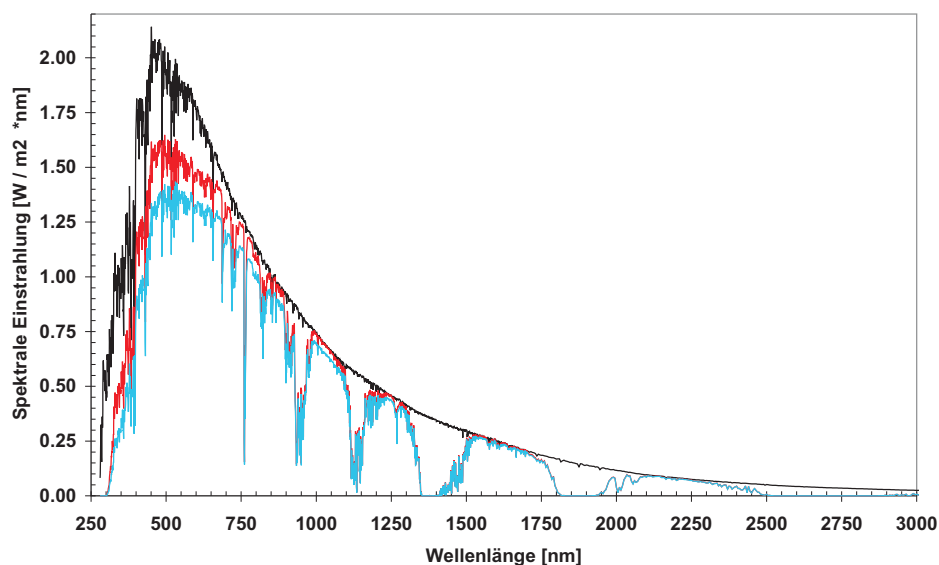


Abbildung 2.6: Spektral aufgelöste Darstellung der extraterrestrischen Einstrahlung (schwarz), der Globalstrahlung (rot) und der DNI (hellblau) am Erdboden bei $AM=1,5$; Zahlen nach [6]

Es ist zu erkennen, dass das Maximum der solaren Einstrahlung etwa bei 500 nm liegt. Die extraterrestrische Einstrahlung beträgt hier etwa $2 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ nm})$. Nach den Absorptions- und Streuprozessen einer „durchschnittlichen“ Atmosphäre bleiben im Falle der Globalstrahlung noch etwa $1,5 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ nm})$ hiervon übrig, bei der DNI etwa $1,3 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ nm})$. Ebenfalls gut zu erkennen sind die Auswirkungen der ausgeprägten Wasserdampf-Absorptionsbanden bei etwa 950, 1100, 1400 und 1850 nm, die für eine deutliche Verringerung der Einstrahlung im nahen und mittleren Infrarot-Spektralbereich verantwortlich sind.

Zur Bestimmung der Diffuskomponente und damit auch für die Kalkulation der Globalstrahlung sind weiterhin die am Erdboden eintretenden Streueffekte von Relevanz. Die Bodenalbedo, das Verhältnis der nach oben reflektierten Strahlungsflussdichte im Vergleich zur eintreffenden Einstrahlung, kann dabei Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Eine frische Schneedecke hat typischerweise Albeden von 0,75 bis 0,95, was bedeutet, dass 75 bis 95% der eintreffenden Strahlung reflektiert werden. Tiefes Wasser bei hochstehender Sonne hingegen hat eine Albedo zwischen 3 und 10%, reflektiert also maximal ein Zehntel der eingetroffenen Solarstrahlung. Typische Albeden für Äckerböden, Wiesen und Wälder liegen bei etwa 10 bis 30% [43]. Hierbei ist zusätzlich zu beachten, dass je nach Art der Bodenbedeckung unterschiedlich ausgeprägte spektrale Gradienten auftreten können.

2.1.3 Der Einfluss von Wolken

Zur Berechnung der Extinktionswirkung von Wolken mit Hilfe der Mie-Theorie werden Informationen zum Gesamt-Flüssigwassergehalt der Wolke, zur mittleren Tröpfchengrößenverteilung sowie zum komplexen Brechungsindex des Tropfenmaterials benötigt.

Der Flüssigwassergehalt LWC (von engl. *liquid water content*), die Masse der Wassertropfen pro Volumen, variiert für unterschiedliche Wolkentypen und -höhen und damit auch für verschiedene Klimaregionen. So haben konvektive, hoch in die Troposphäre hinaufreichende Wolken meist einen höheren Flüssigwassergehalt als niedrige stratiforme Wolken. Ebenso ist eine Zunahme des Flüssigwassergehalts mit zunehmender Höhe festzustellen. Typische Werte für den Flüssigwassergehalt liegen zwischen $0,05 \text{ g}/\text{m}^3$ (Nebel), $0,3 \text{ g}/\text{m}^3$ (kontinentale Stratuswolken) und $1,5 \text{ g}/\text{m}^3$ (Cumulonimbuswolken). [50]

Die Größenverteilung der Wassertröpfchen wird mit dem mittleren effektiven oder optisch wirksamen Radius r_{eff} angegeben. Dieser steigt mit wachsender Höhe und mit zunehmender Maritimität der Luftmassen an. Typische Werte reichen von etwa $4 \mu\text{m}$ bis etwa $15 \mu\text{m}$ für Wasserwolken sowie $60\text{-}90 \mu\text{m}$ für Eiswolken (Zirren). In niedrigen stratiformen kontinental geprägten Wolken sind eher kleinere Tröpfchengrößen vorhanden, während größere Tropfen für mittlere bis hoch reichende Cumuluswolken typisch sind. Bei Strahlungsberechnungen ist der genaue Effektivradius meist nicht bekannt, so dass auf Parametrisierungen zurückgegriffen werden muss (vgl. Abschnitt 5.4.4 bzw. [32])

Der komplexe Brechungsindex einer Materie setzt sich aus einem realen Teil zusammen, der die Streueigenschaften beschreibt, und einem imaginären Teil, der die Absorptionseigenschaften beschreibt. Für Wasserwolken ist bei Betrachtung des sichtbaren Wellenlängenspektrums der Absorptionsfall vernachlässigbar, daher ist hier nur der reale Teil des Brechungsindex relevant. Wolkentröpfchen bestehen aus Wasser und einem Kondensationskern, der aber nur einen verschwindend kleinen Teil der Masse einnimmt. Deshalb wird für die Berechnung der Extinktionswirkung von Wolken meist der Brechungsindex von reinem Wasser verwendet.

Der Extinktionskoeffizient σ_{ext} , ein Maß dafür, wieviel Strahlung durch die Wolke bei einer bestimmten optischen Weglänge und für eine bestimmte Wellenlänge absorbiert wird, lässt sich

darstellen als:

$$\sigma_{ext} = \frac{3}{2} * \frac{LWC}{r_{eff}} \quad (2.7)$$

Dabei bezeichnet r_{eff} den Effektivradius und LWC den Gesamt-Flüssigwassergehalt der Wolke. [32]

Hieraus kann die wolkenoptische Dicke COD (von engl. *cloud optical depth*) berechnet werden, als das Integral des Extinktionskoeffizienten σ_{ext} für alle Wolkentröpfchen. Die COD beschreibt den Verlust an der zur Verfügung stehenden Einstrahlung für die gesamte betrachtete Atmosphärenmächtigkeit. Die Größe ist dimensionslos, analog zur aerosoloptischen Tiefe (siehe Gleichung 2.8). Typische Werte liegen für leichte Zirrenbewölkung bei 0,5 bis 2, für vertikal mächtige Cumulonimben sind auch hohe zweistellige Werte möglich. Der erstgenannte Bereich entspricht - über den gesamten Spektralbereich betrachtet - der Auswirkung einer mittleren bis hohen Aerosolbelastung, letzterer Fall kann die Direktstrahlungskomponente vollständig auf Null reduzieren.

2.2 Aerosole

Aerosole stehen im Fokus dieser Arbeit, da sie für wolkenlose Zeitpunkte den primären Einfluss auf die Intensität der zur Verfügung stehenden Solarstrahlung ausüben. Neben dieser Eigenschaft sind Aerosole jedoch auch in anderen Themenbereichen von Interesse: die Diskussion über die in städtischen Ballungsräumen zulässigen und auftretenden Partikelbelastungen („Feinstaubdebatte“) zeigt, dass Aerosole für die Luftverschmutzungsthematik und in Verbindung damit für Aspekte der menschlichen Gesundheit hoch relevant sind. Damit eng verknüpft sind Debatten über Höhe und Begrenzungsvarianten der bei Verbrennungsprozessen im Straßenverkehr auftretenden Emissionen, bei denen Aerosole neben dem gesundheitlichen auch einen ökonomischen Aspekt aufweisen. Nicht zuletzt jedoch sind Aerosole auch einer der wichtigsten Parameter bei der langfristigen Simulierung vergangener und zukünftiger Perioden des Erdklimas. Die bisher ungenügende Repräsentierung von Aerosolen in entsprechenden Modellen sorgt so größtenteils dafür, dass modellbasierende Einschätzungen des anthropogenen Einflusses auf unser Klima mit einer hohen Unsicherheit behaftet sind [35].

Die meisten Aerosole befinden sich in der untersten Schicht der Atmosphäre, der Troposphäre, die je nach geographischer Breite und Jahreszeit bis etwa in 8 - 15 Kilometer Höhe hinaufreicht. In vielen Fällen konzentrieren sich die Partikelvorkommen sogar auf die planetare Grenzschicht, kommen also in den unteren 1-2 km Höhe vor. In der über der Troposphäre liegenden Stratosphäre können zwar auch Partikel auftreten, diese werden jedoch aufgrund ihrer wesentlich geringeren Anzahl und Strahlungswirksamkeit im Vergleich zur troposphärischen Partikelpopulation in den meisten Fällen vernachlässigt. Zu beachten ist allerdings, dass nach Vulkanausbrüchen die Anzahlkonzentration des stratosphärischen Aerosols für wenige Jahre um einige Größenordnungen global ansteigen kann. Da die durchschnittliche Lebensdauer von stratosphärischem Aerosol wesentlich länger ist als die troposphärischer Partikel, kann es aufgrund der planetarischen Zirkulation zu global deutlich erhöhten Partikelkonzentrationen kommen, wie nach dem Ausbruch des philippinischen Vulkans Pinatubo im Juni 1991 nachgewiesen werden konnte. [97]

2.2.1 Entstehung und Zusammensetzung

Aerosole können sowohl natürlichen als auch anthropogenen Ursprungs sein. Zu den wichtigsten natürlich entstandenen Aerosolen zählen Erosions- und Wüstenstaub (siehe Abbildung 2.7, links), biogene organische Partikel, etwa Pollen oder Sporen (siehe Abbildung 2.7, Mitte), Meersalz und über Ozeanen entstandene Sulfate. Die häufigsten anthropogenen entstanden Partikel setzen sich aus Ruß, Sulfaten oder Nitraten zusammen. Im Hinblick auf die Entstehung wird zwischen den so genannten Primärpartikeln unterschieden, die direkt in die Umgebung emittiert werden, sowie den sekundär gebildeten Aerosolen, die durch Nukleationsprozesse aus in der Atmosphäre vorhandenen gasförmigen Vorläufersubstanzen entstehen.

Primärpartikel können im Rahmen von natürlichen Prozessen entstehen. Dies ist beispielsweise der Fall, wenn es sich um vom Wind aufgewirbelte und transportierte Vulkanasche, (Wüsten-)Mineralstaub oder bei der Gischtbildung entstandene Meersalzpartikel handelt. Bei Verbrennungsprozessen freigesetzte Rußpartikel sind vor allem in den durch Biomasseverbrennung geprägten tropischen Bereichen in Trockenzeiten sowie der Südhemisphäre von Bedeutung [97]. Diese primär emittierten Aerosole können Radien von über 1 μm haben und gehören daher zu den größten Partikeln, deren Größenbereich üblicherweise als **Grobmode** bezeichnet wird. Für maritimes Aerosol, das hauptsächlich von Meersalz geprägt ist, sowie für bei Sandstürmen in der Nähe von Wüsten entstandenes Aerosol ist dementsprechend ein Maximum der Größenverteilung bei großen Radien vorhanden.

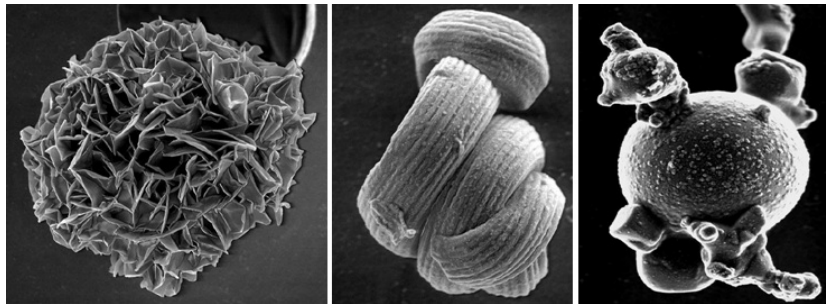


Abbildung 2.7: Aerosole unter dem Rasterelektronenmikroskop: Wüstensand (links), biogene Partikel (Mitte) und Ruß (rechts), Durchmesser zwischen 2 und 8 μm [121]

Primärpartikel können jedoch auch anthropogenen Ursprungs sein: Bei der Verbrennung fossiler Energieträger in industriegeprägten Regionen und im Verkehr gelangen große Mengen aus Kohlenwasserstoffen zusammengesetzte Aerosole und Rußpartikel (siehe Abbildung 2.7, rechts) in die Atmosphäre. Diese sind zumeist etwas kleiner als die natürlich entstandenen Primäraerosole und haben mittlere Radien um 0,1 μm . Eine derartige Rußbelastung spielte insbesondere in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts in Europa und Nordamerika eine wichtige Rolle. Seit Mitte der 1990er Jahre sorgen zunehmend strengere Emissionskontrollgesetze für einen deutlichen Rückgang der Luftbelastung durch Verbrennungsrückstände [35].

Aktuell ist hingegen im asiatischen Raum, etwa über Indien und China, eine stetig steigende Rußkonzentration zu verzeichnen. Die auch als „Brown Cloud“ bezeichnete Mischung aus Asche, Rußpartikeln, Mineralstaub sowie Sulfaten gilt zu etwa 75% als anthropogen verursacht und bewegt sich zum größten Teil in etwa drei Kilometern Höhe über Süd-, Südost und Ostasien [88]. Genährt wird die Brown Cloud insbesondere durch industrielle und verkehrsbedingte Emissionen sowie private unsauber verbrennende Kochfeuer.

Sekundärpartikel werden durch den Prozess der Nukleation aus gasförmigen Substanzen gebildet. Dabei ist die Nukleationsrate abhängig vom Dampfdruck des Vorläufergases, der Feuchte und der Temperatur der umgebenden Luft sowie der Beschaffenheit der Oberfläche bereits vorhandener Partikel. Es können sich je nach Reaktionsvermögen Partikelteile anlagern oder komplett neue Aerosole bilden. Einen hohen Anteil nehmen Bildungsprozesse im Schwefelsäure-Wasser-System ein, die abhängig von Temperatur, Wasserdampfgehalt und H_2SO_4 -Gas-Gehalt ablaufen. Bei diesem Vorgang entstehen sehr kleine Partikel mit Radien etwa zwischen 0,01 - 0,1 μm , deren Größenklasse als Aitken- oder **Nukleationsmode** bezeichnet wird [1].

Die Bildung von wasserlöslichen Sekundärpartikeln, insbesondere Sulfaten, erfolgt zumeist mit anthropogener Beteiligung und tritt vor allem in den industriell geprägten Regionen der Nordhalbkugel auf. Während auf der Südhemisphäre die anthropogenen Aerosol-Emissionen nur etwa ein Drittel der natürlichen ausmachen, sind sie auf der Nordhalbkugel, wo ca. 90% aller anthropogenen Aerosole entstehen, rund fünfmal so hoch wie die natürlichen [35]. Eine Ausnahme bei den Sekundäraerosolen stellen polare Aerosolpopulationen dar, die zu einem hohen Anteil aus natürlich entstandenen Sulfaten marinen Ursprungs bestehen und eine sehr kleine anthropogene Komponente haben. Dies ist vor allen Dingen über den Ozeanen der Nordhemisphäre und der Arktis von Bedeutung. [34]

Einen mittleren Größenbereich nehmen neben den erwähnten primär emittierten Rußpartikeln die durch den Prozess der Koagulation entstandenen Aerosole ein: durch die Verbindung einiger sehr kleiner Teilchen entstehen mittelfeine Aerosole mit Radien um 0,1 - 1 μm , deren Größenbereich als **Akkumulationsmode** bezeichnet wird. Je nach chemischer Zusammensetzung der Partikel kann der Vorgang der Koagulation sehr schnell nach deren Entstehen einsetzen [89].

Für eine Bestimmung der optischen Eigenschaften einer Aerosolpopulation ist auch der Unterschied zwischen **externen und internen Mischungen** zu beachten: Eine externe Mischung ist eine Ansammlung verschiedenartiger aber in sich homogener Partikel. Eine interne Mischung hingegen liegt vor, wenn in den einzelnen Partikeln verschiedene chemische Ausgangsstoffe vorhanden sind. Externe Mischungen sind oft bei sehr jungen Aerosolpopulationen zu finden, während je nach chemischer Reaktionsfreudigkeit im Laufe des Alterungsprozesses rasch auch interne Mischungen auftreten [97].

Größen- und Massenverteilung

Die Größe eines Aerosolpartikels hat einen entscheidenden Einfluss auf dessen strahlungsrelevante optische Eigenschaften, weil es je nach Relation des Partikeldurchmessers zur Wellenlänge der eintreffenden Strahlung zu verschiedenen Streuprozessen kommt (siehe Abschnitt 2.1.2). Dabei existiert in der Atmosphäre in der Regel ein Gemisch aus Partikeln mit Durchmessern zwischen wenigen Nanometern und etwa 100 μm [97]. Da es sich hier um eine Spanne von mehreren Größenordnungen handelt, werden Größenverteilungen von Partikelvorkommen üblicherweise mit logarithmischer Skala angegeben. Eine Möglichkeit der Repräsentation einer Aerosolpopulation ist die Kombination von mehreren Größenbereichen, den sogenannten Moden. Dabei wird innerhalb jedes Modes von einer log-normalen Verteilungsdichte ausgegangen. Durch die Überlagerung mehrerer solcher Moden - zum Beispiel für sehr kleine, mittlere und grobe Partikel - entsteht so eine annähernd wirklichkeitsgetreue Repräsentation der gesamten Partikelpopulation. Ein Beispiel ist in Abbildung 2.8 dargestellt, die das Anzahl- und Volumenspektrum von urbanem Aerosol als Funktion der vorkommenden Partikeldurchmesser darstellt.

Im linken Teil der Abbildung 2.8 (a) ist gut zu erkennen, dass diese Aerosolmischung aus

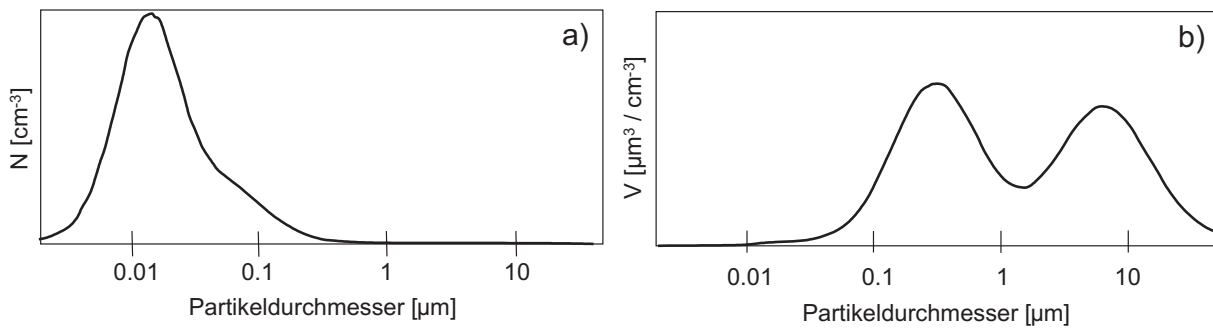


Abbildung 2.8: Anzahlspektrum (a) und Volumenspektrum (b) von urbanem Aerosol; verändert nach [97]

zwei verschiedenen Partikeltypen besteht: ein hoher Anteil an kleineren Partikeln, deren mittlerer Durchmesser etwa $0,01 \mu\text{m}$ beträgt, und ein kleinerer Anteil an mittelgroßen Partikeln, die einen mittleren Durchmesser von $0,1 \mu\text{m}$ aufweisen. Größere Partikel sind nicht zu erkennen.

Typische Partikelmassenkonzentrationen bewegen sich im Rahmen zwischen $0,5$ und $100 \mu\text{g}$ pro m^3 , je nachdem, ob es sich beispielsweise um unbelastetes ländliches oder stark verschmutztes städtisches Gebiet handelt. Dabei nimmt die Anzahl- und Massenkonzentration von Aerosolen generell innerhalb der Troposphäre mit der Höhe ab. Sie unterliegt jedoch großen Schwankungen innerhalb kürzester Zeiten. Je nach Luftfeuchte, Temperatur, Hygroskopizität und chemischer Zusammensetzung der Aerosole können sich Wassermoleküle anlagern oder Dämpfe anderer Gase am Partikel kondensieren, wodurch die Massenkonzentration steigt. Diese Anlagerungsvorgänge finden vor allen Dingen bei relativen Feuchten über 70% statt [98].

In Abbildung 2.8 (b) ist nun das Volumenspektrum des Beispiels für urbanes Aerosol dargestellt. Es ist zu erkennen, dass der hohe Anteil an kleinen Partikeln aus Darstellung (a) keinerlei nennenswerten Anteil am Gesamtvolumen ausmacht. Die wenigen mittelgroßen Partikel mit einem Durchmesser von etwa $0,1 \mu\text{m}$ hingegen stellen einen großen Teil des Volumenspektrums dieser Aerosolmischung dar. Ein anderer signifikanter Teil des Gesamtvolumens hingegen entstammt Partikeln mit einem noch größeren Durchmesser. Diese sind in nur sehr geringer Anzahl vorhanden - in Darstellung (a) nicht einmal sichtbar - tragen aber aufgrund ihrer vergleichsweise großen Ausdehnung entscheidend zum Gesamtvolumen der Aerosolpopulation bei.

Insgesamt wird die Gesamtpartikelmasse in der Atmosphäre von primär entstandenen Aerosolen wie Meersalz und Mineralstaub klar beherrscht. Aufgrund ihrer zahlenmäßigen Dominanz, zu denen im Fall von elementarem Kohlenstoff (Ruß) auch die Fähigkeit zur Absorption kommt, haben die Sekundärpartikel des Akkumulationsmodes jedoch einen wesentlich wichtigeren Anteil an der strahlungsmodifizierenden Komponente der Partikel [34]. Je nach Zielrichtung kann es daher sinnvoll sein, entweder die Anzahl oder die Gesamtmasse der Partikel zu betrachten, wenn beispielsweise optisch wirksame Eigenschaften des Aerosols oder aber die Luftqualität analysiert werden soll.

Der Durchmesser eines Partikels hat nicht nur einen Einfluss auf die optischen Eigenschaften, sondern gleichzeitig auch eine Bedeutung für seine Lebensdauer: je nach Größe dominieren verschiedene Varianten der Entfernung aus der Atmosphäre. So ist bei den mittelgroßen Partikeln des Akkumulationsmodes vor allem die nasse Deposition für das Entfernen aus der Atmosphäre verantwortlich, während größere Partikel durch gravitativ gesteuerte Sedimentationsprozesse auf

den Boden sinken. Kleinstpartikel hingegen verbinden sich miteinander durch den Prozess der Koagulation. Durch diesen sehr effektiv ablaufenden Mechanismus ergibt sich für die kleinsten Partikel eine Lebensdauer von nur wenigen Minuten bis Stunden, so dass eine hohe zeitliche und damit auch räumliche **Variabilität** gerade der optisch hoch relevanten Aerosolkonzentrationen im Akkumulationsmode in der Grenzschicht die Folge ist [34]. Diese Variabilität wird noch verstärkt durch die Tatsache, dass troposphärische Aerosole sehr weite Strecken zurücklegen können, die sich sogar in interkontinentalem Rahmen bewegen können [59].

Als Folge unterliegt die Größe als eine der wichtigsten strahlungsmodifizierenden Eigenschaften der in der Atmosphäre befindlichen anthropogenen und natürlichen Partikel sowohl räumlich als auch zeitlich großen Schwankungen. Zusätzlich sind auch Konzentration, Form und Zusammensetzung, Wassergehalt und Höhenverteilung zeitlich und räumlich höchst variabel: kurzfristige Schwankungen über wenige Stunden oder Tage können mindestens dieselbe Amplitude aufweisen wie jahreszeitliche Schwankungen oder langfristige Veränderungen der Aerosolbelastung [41]. Entsprechend kann mittels einer Variogrammanalyse gezeigt werden (vgl. Abschnitt 7.1 bzw. [53]), dass auch für sehr nah beieinander liegende gleichzeitig durchgeführte Messungen signifikante Abweichungen der Aerosolbelastung zu verzeichnen sind. Typische Skalenlängen, innerhalb derer nur eine geringe natürliche Variabilität zu erwarten ist, liegen daher im Bereich von nur wenigen zehn Kilometern. [4]

2.2.2 Optisch relevante Eigenschaften

Zur Berechnung der Strahlungsbilanz ist für die Berücksichtigung der durch Aerosole ausgelösten Extinktionsprozesse die Kenntnis verschiedener optischer Parameter notwendig. Zu diesen gehören insbesondere der Extinktionskoeffizient σ_{ext} , die Einfachstreueralbedo ω , der Asymmetriefaktor g sowie deren jeweilige Abhängigkeit von der Wellenlänge. Weiterhin ist die Angabe der Wachstumseigenschaften des Partikel als Funktion der Luftfeuchte von Bedeutung.

Dabei gibt der wellenlängenabhängige **Extinktionskoeffizient** σ_{ext} an, wieviel des eintreffenden Lichts pro Meter durchquerter Atmosphäre gestreut bzw. absorbiert wird. Dieser setzt sich zusammen aus dem Absorptionskoeffizient σ_{abs} , der die Menge der absorbierten Strahlung angibt, sowie dem Streukoeffizienten σ_{scat} (von engl. *scattering coefficient*), einem Maß für die gestreute Strahlung pro optischer Weglänge.

Die **Einfachstreueralbedo** ω bezeichnet den Anteil des Streukoeffizienten am gesamten Extinktionskoeffizienten, ist also ein Maß dafür, wie stark das eintreffende Licht im Vergleich zu eventuell zusätzlich ablaufenden Absorptionsvorgängen gestreut wird. Daher ergeben sich für die Einfachstreueralbedo Werte zwischen 0 und 1. Sulfat beispielsweise streut im sichtbaren Wellenlängenbereich fast ausschließlich, ω_{Sulfat} nimmt also sehr hohe Werte nahe 1 an. Reine Diesel-Rußpartikel hingegen absorbieren einen Großteil der eintreffenden Strahlung und streuen kaum, haben also eine sehr niedrige Einfachstreueralbedo, die für ideale Rußpartikel einen Wert nahe 0 annimmt.

Die **Phasenfunktion** P beschreibt in Abhängigkeit von der Wellenlänge die Beziehung zwischen der Intensität des eintreffenden Lichtes und den Richtungen, in die dieses gestreut wird. Daraus kann der **Asymmetriefaktor** g errechnet werden, der die Richtungsverteilungen als Anteil des gesamten Raumwinkelfeldes von 360 Grad ausdrückt. Dabei bedeutet ein Wert von 1, dass sämtliches eintreffendes Licht nach vorne gestreut wird, ein Wert von -1 gibt an, dass alle Strahlung nach hinten gestreut wird. Die Winkelverteilung der Mie-Streuung, dargestellt in Abbildung 2.5, hat mit ihrer starken Neigung zur Vorwärtsstreuung einen Asymmetriefaktor nahe 1, wohingegen die isotropisch nach vorne und hinten ähnlich reflektierende Rayleigh-Streuung

einen Asymmetriefaktor von 0 hat (vgl. Abschnitt 2.1.2).

Entsprechend des Beer-Lambert'schen-Gesetzes (s. Gleichung 2.6) verhält sich die Strahlungsextinktion proportional zur Mächtigkeit der durchquerten Luftmasse. Ein Maß der Extinktion durch eine Partikelbelastung kann daher an Hand der geometrischen Dicke der passierten Strecke errechnet werden, sofern die Partikelkonzentration bekannt ist. Entsprechend ist die **aerosoloptische Tiefe** τ (AOT) definiert, die dem Integral des Extinktionskoeffizienten σ_{ext} über der Höhe h des durchquerten Atmosphärenabschnitts entspricht:

$$\tau = \int_{h_1}^{h_2} \sigma_{ext}(h) dh \quad (2.8)$$

Dabei wird oft eine geometrische Dicke von 2 km angenommen, ein Wert, der einer typischen Höhe der planetarischen Grenzschicht in den mittleren Breiten entspricht [97]. Die aerosoloptische Tiefe wird häufig bei 550 nm angegeben, einer Wellenlänge, die nahe dem maximalen Bereich der von der Sonne emittierten Strahlung liegt.

Erhöhte aerosoloptische Tiefen stehen für eine vermehrte Partikelbelastung und vermehrte Streuung, im Fall von Staub- oder Rußpartikeln auch für Absorptionsprozesse. Mit Hilfe von τ kann bei Kenntnis des Vertikalprofils des Extinktionskoeffizienten σ_{ext} sowie den auftretenden Aerosoltypen weiterhin eine Abschätzung der bodennahen Luftqualitätsbelastung durch Partikel erfolgen. Diese wird zum Beispiel durch den Wert der Partikelmassenkonzentration aller Partikel mit einem Radius bis 10 oder 2,5 μm (PM₁₀ bzw. PM_{2,5}) quantifiziert.

Die aerosoloptische Tiefe τ ist wellenlängenabhängig: für praktisch alle Partikeltypen gilt, dass mit Zunahme der Wellenlänge immer kleinere optische Tiefen auftreten. Der genaue Verlauf dieses Zusammenhangs zwischen Wellenlänge und τ kann zur Typisierung des Aerosols genutzt werden, etwa aus boden- oder satellitengestützten Messungen des spektralen Verlaufes der aerosoloptischen Tiefe. Oft wird τ_λ hierzu mit Hilfe der beiden **Ångström-Koeffizienten** α und β ausgedrückt:

$$\tau_{\lambda_1} = \beta * \lambda_1^{-\alpha} \quad (2.9)$$

Dabei entspricht der Ångström-Koeffizient β als Vorfaktor der Extinktionswirkung für eine Referenz-Wellenlänge, z.B. von 1 μm , und drückt so unterschiedliche Grundhöhen der AOT aus. Der Ångström-Koeffizient α spezifiziert die spektrale Variation der aerosoloptischen Tiefe. Er ist nicht konstant, sondern kann je nach verwendetem Wellenlängenbereich unterschiedliche Werte annehmen. Daher wird α oft für verschiedene Wellenlängenpaare angegeben, von denen dann je nach gewünschtem Anwendungsbereich und gemessenen Wellenlängen ein Paar ausgewählt wird, das das gesamte zu nutzende Spektrum abdeckt. Typische Kombinationen sind etwa die Verwendung von 350 und 500 nm oder 500 und 800 nm [50]. α wird berechnet durch eine Formel, die sich aus der Umformung von Gleichung 2.9 ergibt:

$$\alpha = \ln \frac{AOT(\lambda_2)}{AOT(\lambda_1)} / \ln \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \quad (2.10)$$

Als Faustregel handelt es sich bei kleineren Werten für α bis etwa 0,7 um größere Aerosole wie Meersalz oder Staubpartikel. Sie haben eine relativ starke Streuwirkung und einen Asymmetriefaktor nahe 1, streuen also fast nur in die Richtung nach vorne. Mittlere Werte für α ergeben sich für sekundäre Partikel des Akkumulationsmodes wie Nitrate oder Sulfate, die eine weniger starke Vorwärtsstreuung aufweisen. Werte über etwa 1,8 sind den allerkleinsten Partikeln zugehörig. [28]

In Abbildung 2.9 sind Histogramme des über fünf Monate gemessenen Ängströmparameters α dargestellt, die dem AERONET-Messnetzwerk (Aerosol Robotic Network, vgl. Abschnitt 3.2.1) entstammen. Als durchgezogene Linie ist die Verteilung von α für die norditalienische Stadt Ispra dargestellt. Die unimodale Verteilung deutet auf ein von sehr kleinen Partikeln (Industrieemissionen) dominiertes Aerosolregime hin. Im Unterschied dazu sind die Werte für α für die zwischen Sizilien und Tunesien gelegene Messstation Lampedusa (gestrichelte Linie) bimodal verteilt: neben einem Peak für hohe Werte und damit kleinere Partikel (z.B. Ruß) ist ein Maximum bei sehr kleinen Werten zu erkennen, das auf große Sahara-Sandstaubaerosole hinweist. Insgesamt wird deutlich, dass je nach Standort die durchschnittliche Größe der Partikel und damit die Wellenlängenabhängigkeit der AOT und der Einfluss auf die zur Verfügung stehende Solarstrahlung sehr unterschiedlich ausfallen kann.

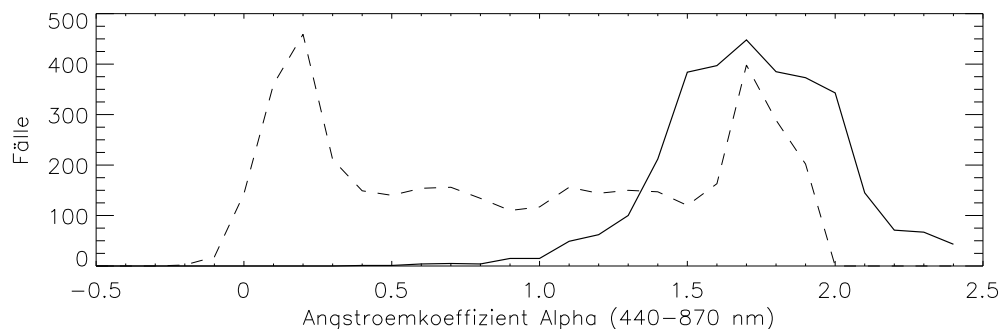


Abbildung 2.9: Histogramme des Ängströmkoefizienten α für die AERONET-Station Lampedusa (gestrichelte Linie) und Ispra (durchgezogene Linie); Messungen von Juli bis November 2003

2.3 Energieerzeugung aus Solarstrahlung

Photovoltaik

Unter dem Prinzip der Photovoltaik (PV) wird die direkte Umwandlung von Sonnenenergie in elektrische Energie verstanden. Dies geschieht, indem Photonen auf eine Solarzelle auftreffen und dabei ihre Energie an die Elektronen im Halbleitermaterial abgeben. Dadurch werden diese im Halbleiter auf das höhere Energieniveau angehoben und können sich frei bewegen, während positiv geladene „Löcher“ zurückbleiben (Photoeffekt). Mittels eines durch die Dotierung des Halbleiters erzielten internen elektrischen Feldes werden die Löcher und die negativ geladenen Elektronen zu entgegengesetzten Seiten der Solarzelle beschleunigt, wodurch Strom erzeugt wird. [108]

2006 betrug die in Deutschland installierte Maximalleistung 2,8 GW und die bereitgestellte Energie 2000 GWh [13]. Dabei werden sowohl für private Zwecke als auch für kommerzielle Anwendungen PV-Anlagen errichtet, so dass die Größe der Anlagen breit gestreut ist: in Abbildung 2.10 ist beispielhaft die aktuell weltweit größte zusammenhängende PV-Anlage dargestellt, die seit 2006 bei Pocking (Niederbayern) in Betrieb ist, sowie eine kleine Solarthermie- und PV-Anlage auf einem Einfamilienhaus.

Je nach Material werden unterschiedliche Wirkungsgrade bei der Ausbeutung der Solarstrahlung erreicht. Um die Vergleichbarkeit für entsprechende Analysen zu gewährleisten, werden Maximalleistungen und Wirkungsgrade stets bei den gleichen Bedingungen ermittelt, zu denen



Abbildung 2.10: 10-Megawatt-PV-Anlage bei Pocking (Niederbayern) [118]; privat genutztes Solarthermie- und PV-System [privat]

etwa eine Modultemperatur von 25°C , ein Air Mass Faktor von 1,5 und 1000 W/m^2 Bestrahlungsstärke gehören. Die Wirkungsgrade typischer marktüblicher Solarmodule liegen bei etwa 6-10% für die zukunftsorientierten sehr materialsparenden Dünnschichtmodule und bei etwa 20% für die als Block gegossenen materialaufwändigeren aber preiswerteren polykristallinen Siliziumzellen. Die aus einem einzelnen Kristall bestehenden teureren monokristallinen Systeme erreichen momentan etwa 16% Wirkungsgrad. Dabei machen mono- und polykristalline Siliziumzellen aktuell jeweils etwa 45% der Weltmarktfertigung an PV-Modulen aus. [57]

Für neuartige Mehrschicht-Solarzellen, typischerweise bestehend aus Kombinationen von Halbleitermaterialien wie Kupfer-Indium-Diselenid (CIS), Galliumarsenid (GaAs) oder Cadmium-Tellurid (CdTe) oder auch aus reinem amorphem Silizium (a-Si) werden unter Laborbedingungen theoretische Wirkungsgrade von knapp 40% erzielt. Hierbei handelt es sich nicht um eine flächenhafte Anordnung von PV-Zellen, sondern das eintreffende Sonnenlicht wird per Kunststofflinse bis zu 500fach gebündelt und auf kleine einzelne Zellen geleitet [57]. Diese platzsparenden und hochleistungsfähigen Konzentratorzellen müssen jedoch vergleichsweise aufwändig dem Sonnenstand nachgeführt werden, da sie nur die direkt von der Sonne eintreffende Direktstrahlung verwerten können.

Heute gängige PV-Module können hingegen - im Gegensatz zu den im folgenden beschriebenen solarthermischen Kraftwerken - den direkten und den diffusen Anteil der zur Verfügung stehenden Solarstrahlung verwerten. Jedoch ist je nach Halbleitertyp nur ein bestimmter Bereich des solaren Spektrums nutzbar, wie es für einige gebräuchliche Typen von Solarzellen in Abbildung 2.11 dargestellt ist.

Es ist zu erkennen, dass amorphe Siliziumzellen (a-Si, rote Linie) insbesondere im sichtbaren Wellenlängenbereich hoch sensitiv sind, während ab etwa 700 nm die spektrale Empfindlichkeit stark abfällt und das eintreffende Sonnenlicht hier also nicht mehr verwertet werden kann. Mono- und multikristalline Siliziumzellen (blaue Linie) hingegen können bis weit in den nahinfraroten Wellenlängenbereich hinein die eintreffende Solarstrahlung verwerten, während verschiedene Dünnschichtpräparate (grüne und orangefarbene Linie) mit ihrem spektralen Empfindlichkeitschwerpunkt dazwischen liegen.

Diese spektral sehr unterschiedlichen Sensitivitäten machen deutlich, dass zur Ertragsabschätzung und damit für Planung, Betrieb und Management einer PV-Großanlage nicht allein die Angabe der breitbandigen Globalstrahlung, sondern eine spektral differenzierte Aussage

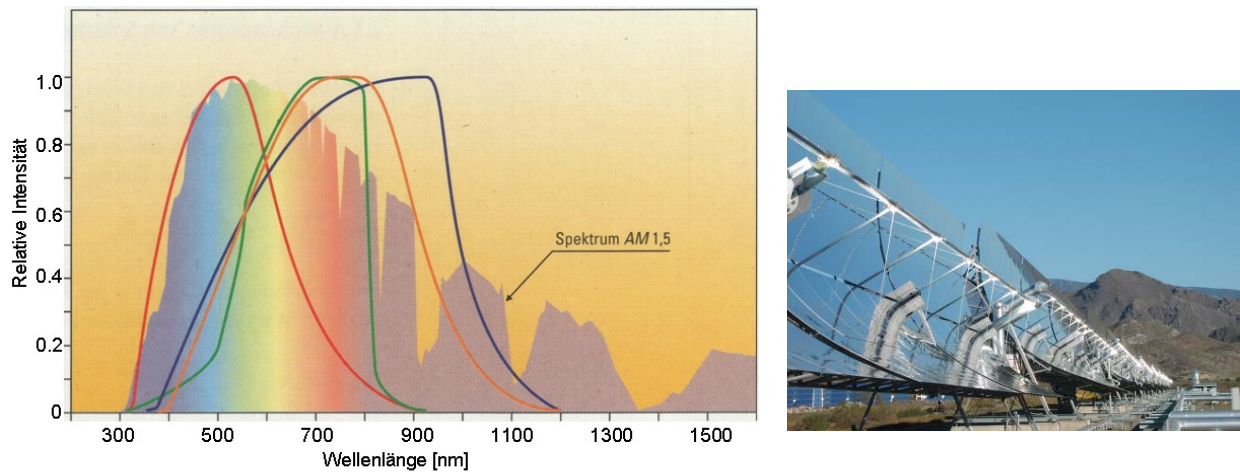


Abbildung 2.11: Spektrale Empfindlichkeit von gängigen Solarzellentypen: a-Si (rot), CdTe (grün), CIS (orange) und kristallines Silizium (blau) [22]; Parabolrinnenkraftwerk der Plataforma Solar de Almería, Südspanien [119]

vonnöten ist. Dies wiederum ist für den wolkenlosen Fall, der für die Belange der Solarenergie von besonderem Interesse ist, nur dann möglich, wenn neben der Aerosolkonzentration auch der Aerosoltyp beachtet wird (vgl. Abschnitt 5.3).

Solarthermie

Neben der Umwandlung der Sonnenstrahlung in Strom ist auch eine aktive Nutzung der thermischen Energie der eintreffenden Solarstrahlung möglich. Dies geschieht über entsprechend geformte Absorberflächen, die die Sonnenwärme sammeln und anschließend unter Verwendung eines Wärmeträgermediums entweder zu einem Wärmespeicher leiten oder aber beispielsweise zum Antrieb einer Dampfturbine oder eines Dampfmotors nutzen. Die erste Möglichkeit wird häufig in Haushalten genutzt, die mittels eines einfachen Solarkollektors (vgl. Abbildung 2.10 rechts) Wasser oder Raumluft erwärmen. Die zweite Variante findet bei größeren, industriell genutzten Anlagen Verwendung (vgl. Abbildung 2.11 rechts), die spezielle konzentrierende Systeme verwenden [108]. Neben dieser Umwandlung von thermischer in elektrische Energie ist für industrielle Anwendungen auch die Nutzung als chemische oder mechanische Energie sowie in Form von Absorptionskältemaschinen auch für die Klimatisierung von Gebäuden („Solar Cooling“) üblich.

Die wichtigste Eigenschaft von konzentrierenden STKW (solarthermischen Kraftwerken) ist, dass ihre strahlungssammelnde Empfängerfläche größer ist als der Absorber, auf den die Strahlung konzentriert wird. Bei der Bündelung der Sonnenenergie auf einen kleinen Brennpunkt können so je nach Konstruktion Temperaturen von über 1000°C entstehen. Neben Parabolrinnenanlagen, die aus über 100 Meter langen Spiegelrinnen mit parabolischem Querschnitt bestehen können (vgl. Abbildung 2.11 rechts), sind weiterhin einzelne Paraboloidspiegel mit einem Durchmesser von bis zu 25 Metern sowie rund um einen Absorberturm angeordnete Heliostaten Spiegel gebräuchlich [108]. Dabei sind bei letzteren aktuell Spitzenwirkungsgrade von bis zu etwa 30% zu erzielen, während Parabolrinnenanlagen einen maximalen Wirkungsgrad von bis zu 22% und Paraboloidspiegel von bis zu etwa 25% erreichen können. [24]

Allen Anlagentypen gemein ist die Tatsache, dass sie lediglich die solare Direktstrahlung verwerten können, nicht aber den diffusen Anteil der Solarstrahlung. Zur Ertragsmaximierung und zur Deckung der im Vergleich zu PV-Anlagen vergleichsweise hohen Betriebs- und War-

tungskosten werden daher die Anlagen beweglich installiert und dem Sonnengang nachgeführt. Parabolrinnenanlagen werden zu diesem Zwecke üblicherweise in Nord-Süd-Richtung aufgebaut und folgen dem Lauf der Sonne von Osten nach Westen, während einzelne Paraboloidspiegel sowie Heliostatenspiegel zweiachsig frei beweglich der Sonne folgen können.

Hochmoderne konzentrierende Solaranlagen verfügen über thermische Speicherkapazitäten, die es ihnen erlauben, auch nach Sonnenuntergang oder zu bewölkten Zeitpunkten die produzierte Energie in das Netz einzuspeisen (siehe Abschnitte 1.1 und 7.2). Hierdurch wird eine teilweise Entkoppelung der Produktionszeit von der Einspeisezeit ermöglicht, die eine optimale Reaktion der Kraftwerksbetreiber auf Stark- und Schwachlastzeiten sowie auf die fluktuierende Solarstrahlung und damit eine Optimierung des Wirkungsgrads zulässt.

Aufgrund der Beschränkung auf die Direktstrahlung lohnt sich der wirtschaftliche Betrieb von konzentrierenden Solaranlagen nur in besonders sonnenreichen Regionen, die über den ganzen Jahresverlauf einen möglichst hohen Anteil an Direktstrahlung aufweisen können. Dies bedeutet, dass für die Standortplanung und Ertragsberechnung von STKW sowie für einen wirtschaftlichen Betrieb Informationen über die Aerosolbelastung der Atmosphäre von hoher Relevanz sind, da der Einfluss von Aerosolen sowohl für den wolkenlosen Fall als auch für die Direktstrahlung jeweils maximal ist (vgl. Abschnitt 5.3).

Kapitel 3

Daten

In dieser Arbeit soll die Eignung einer CTM-basierenden Aerosolvorhersage als Eingangsparameter für die Strahlungsvorhersage zu energiewirtschaftlichen Zwecken analysiert werden. Sowohl die Untersuchung der Genauigkeit des Aerosol-Prognosemodells als auch die Evaluierung des hier konzipierten AFSOL-Systems zur Solarstrahlungsvorhersage erfolgt dabei in Europa für die Periode vom 1. Juli bis zum 30. November 2003. Die Entscheidung für diesen Zeitraum ist mit mehreren Aspekten zu begründen:

Die für die Validierung relevanten Parameter wie etwa die Wolkenbedeckung, der atmosphärische Gehalt an Aerosolpartikeln, Ozon und Wasserdampf sowie die Lufttemperatur unterliegen im Untersuchungsgebiet, den mittleren Breiten, starken jahreszeitlichen Schwankungen. Deshalb ist eine längere Untersuchungsperiode sinnvoll, die möglichst viele verschiedene Jahreszeiten abdeckt. Gleichzeitig ist jedoch aus rechenzeitbedingten Gründen (vgl. Abschnitt 5.1) die Prozessierung der Strahlungstransferroutine für ein oder mehrere Kalenderjahre mit stündlich aufgelösten 3-Tages-Vorhersagen für den gesamten europäischen Raum nicht möglich. Um aber in der Entwicklungsphase weder bei der zeitlichen noch bei der räumlichen Auflösung der Modelle noch bei der räumlichen Ausdehnung der Untersuchung Kompromisse eingehen zu müssen, wurde daher der Gesamtzeitraum der Untersuchung auf fünf Monate beschränkt. Diese sind auf die Monate Juli bis November gelegt worden, um eine möglichst hohe Bandbreite an typischen atmosphärischen Zuständen zu erhalten.

Die zweite Hälfte des Jahres 2003 ist weiterhin gewählt worden, weil es inhaltliche Überschneidungen der hier beschriebenen Arbeit mit dem EU-Forschungsprojekt ASSET (Assimilation of Envisat Data, siehe <http://darc.nerc.ac.uk/asset>) gibt und so die Prozessierungsarbeit für die Vorhersagen der Partikelmassenkonzentration reduziert werden konnte. Außerdem lag in der zweiten Jahreshälfte 2003 eine ungewöhnliche Wetterlage vor, die europaweit überdurchschnittlich viele wolkenlose Tage zur Folge hatte, so dass auf zahlreiche gut zur Validierung der AOT- und Strahlungsvorhersagen geeignete Situationen zurückgegriffen werden kann. Die gerne auch als „Jahrhundertssommer“ bezeichnete Witterung im Jahr 2003 ist charakterisiert durch sehr heiße und langanhaltend trockene Sommermonate mit überdurchschnittlichen Sonnenscheindauern in fast allen europäischen Ländern. Häufige antizyklonale Wetterlagen sorgten gleichzeitig für ein deutliches Niederschlagsdefizit, das zusammen mit dem wärmsten Sommer in Zentraleuropa seit 500 Jahren deutliche gesundheitliche und agrarwirtschaftliche Auswirkungen hatte [23].

Diese lange Trockenperiode verursachte große Mengen aufgewirbelten Staubs in der Luft, insbesondere in ländlichen Regionen. Da keine genügend hohe Anzahl an nassen Depositionsvorgängen zu verzeichnen war, konnte sich der Staub zudem ungewöhnlich lange in der Tro-

osphäre halten, so dass sich eine deutlich erhöhte Partikelbelastung über Zentraleuropa ausbildete (vgl. Abschnitt 4.3). Zusammen mit den für diese Jahreszeit typischen Sahara-Staubstürmen im zentralen Mittelmeerraum (siehe Abschnitt 4.2) kam es hierdurch zu einer signifikant erhöhten Aerosolbelastung in Mitteleuropa während der Sommermonate 2003: europaweit betrug die mittlere AOT im August 2003 etwa das Doppelte einer normalen Sommersituation, was beispielsweise auch in einem Vergleich von AOT-Bodenmessungen mit Berechnungen des Chemie-Transport-Modells CHIMERE bestätigt wurde [51].

Im Herbst 2003 waren weiterhin Temperaturen über dem Durchschnitt zu verzeichnen, vor allem in Nordwesteuropa. In Nord- und Mitteleuropa fiel im Vergleich zu statistischen Mittel immer noch zu wenig Niederschlag, während der Mittelmeerraum nun leicht überdurchschnittliche Regenmengen aufwies [23]. Insgesamt handelte es sich also bei dem Zeitraum Juli bis November 2003 um eine zumeist überdurchschnittlich trockene Periode, die sehr viele wolkenlose Validierungszeitpunkte, aber auch eine ungewöhnlich erhöhte Partikelbelastung aufweist.

3.1 Das EURAD-Prognosesystem

Das EURAD-Prognosesystem (Europäisches Ausbreitungs- und Depositionsmodell) ist ein vom Rheinischen Institut für Umweltforschung (RIU) der Universität zu Köln entwickeltes Modell zur Repräsentierung der chemischen, physikalischen und dynamischen Prozesse, die im Zusammenhang mit der Entstehung, dem Transport und der Deposition atmosphärischer Spurenstoffe von Bedeutung sind. Das System ist für die Luftqualitätsvorhersage und -analyse entwickelt worden und in der Lage, stündliche Vorhersagen des atmosphärischen Zustands für drei Tage im Voraus zu errechnen. Es wird beispielsweise zur Vorhersage und Kontrolle der Auswirkungen von Emissionsminderungen eingesetzt [74].

Als wichtigste Elemente des EURAD-Partikelvorhersagesystems gehen meteorologische Vorhersagen des mesoskaligen MM5-Modells [40] sowie Emissionskataster der wichtigsten Spurenstoffe für ganz Europa ein (siehe Abbildung 3.1). Letztere werden aus EMEP-Rohdaten (Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of the Long-range Transmission of Air Pollutants in Europe) über die Schnittstelle des EURAD Emissions Modells EEM in die gewünschten räumlichen Auflösungen, Datenformate und chemischen Komponenten transformiert [74]. Das mit Anfangs- und Grenzbedingungen beispielsweise aus ECMWF-Daten angetriebene MM5 liefert meteorologische Prognosen aller relevanten atmosphärischen Parameter, die zusammen mit den vorbereiteten Emissionsdaten in den eigentlichen Kern des Prognosesystems, das Chemie-Transport-Modell CTM2 [45] eingehen. Einen Teil des CTM bildet das MADE (Modales Aerosol Dynamik Modell), das die numerische Behandlung der Entstehung, des Transports und der Deposition der Aerosole behandelt [1]. Von hier aus werden dann die gewonnenen Resultate, im Normalfall Angaben zur Partikel-Gesamtmasse (z.B. PM_{10} = Gesamtstaubmasse an Partikeln mit einem Radius geringer als 10 μm , oder analog dazu $PM_{2,5}$) als stündliche Werte herausgegeben.

Das MM5-System Das Mesoscale Meteorology Model 5 (MM5) ist eine Sammlung von Fortran- und C-Routinen, die an der Pennsylvania State University sowie am amerikanischen National Center for Atmospheric Research (NCAR) als „Community Model“ entwickelt wurden, um Modellrechnungen zur Wettervorhersage im mittleren und regionalen Bereich durchzuführen. Es ermöglicht die Prognose und Simulation atmosphärischer Zirkulationsmuster auf einem Gittermuster mit räumlichen Auflösungen zwischen etwa 1 und 100 km. Zusammen mit zahlreichen

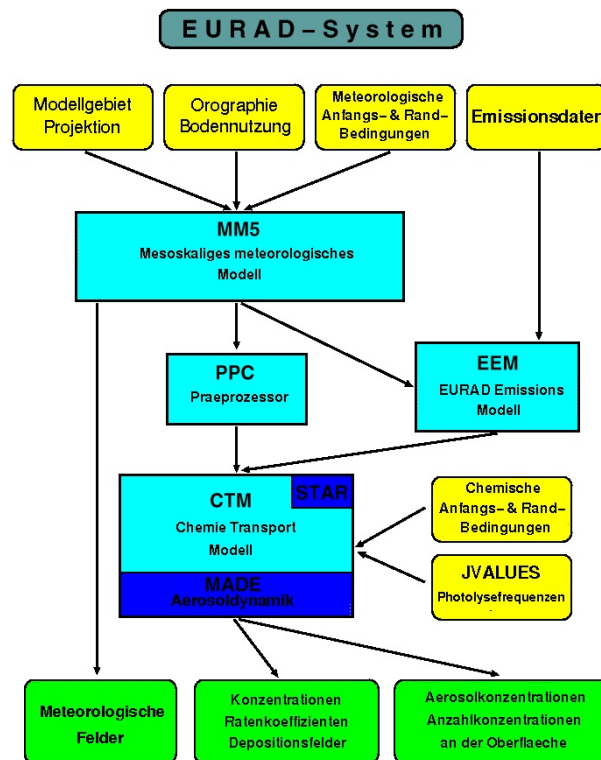


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung der wichtigsten Komponenten des EURAD-Aerosolprognosesystems [120]

unterstützenden und weiterverarbeitenden Anwendungen, die von einer Vielzahl von Benutzern, Universitäten und Forschungsinstituten mit- und weiterentwickelt wurden, ist das Modell als „MM5-System“ unter <http://www.mmm.ucar.edu/mm5> frei verfügbar.

Eine wesentliche Eigenschaft des MM5-Systems ist die des „Nestings“, die es ermöglicht, in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen gleichzeitig ablaufende miteinander interaktiv verknüpfte Modellrechnungen durchzuführen, wobei die verschiedenen Regionen allesamt feiner gegliederte Untergebiete einer Hauptregion („mother nest“) darstellen. Vorbereitete Anknüpfungspunkte für die vierdimensionale Datenassimilation ermöglichen die Korrektur der Modellläufe an Hand von immer wieder aktuell eingebrachten Messwerten. Eine Vielzahl verschiedener Optionen zur Behandlung der physikalischen Prozesse steht zur Verfügung, die die Wolken- und Niederschlagsbildung, Interaktionen am Boden und an der planetaren Grenzschicht sowie die lang- und kurzwelligen atmosphärischen Strahlungsvorgänge regeln. Das MM5-Modell ist nicht global verwendbar, sondern stets auf ein bestimmtes Modellgebiet beschränkt („limited-area-model“), für das meteorologische Eingangsdaten und räumliche Begrenzungswerte, etwa auf Druckflächen angegebene atmosphärische Strömungs-, Feuchte-, Temperatur- und Geopotentialfelder, aus globalen Zirkulationsmodellen oder anderen Quellen bereitgestellt werden müssen. [40]

Das vollständige Modellsystem besteht neben dem eigentlichen Simulationsprogramm MM5 aus einer Kette von prä- und postprozessierenden Programmen. Das erste Modul der Präprozessorkette legt beispielsweise das Modellgebiet fest und bereitet geographische Eingangsdaten wie die Orografie, Vegetation und Bodentypen auf. Die meteorologischen Randbedingungen können durch zusätzliche gemessene Beobachtungen ergänzt werden, um die interpolierten Eingangsdatensätze zu verbessern. Ein weiteres Modul führt eine vertikale Inter-

pulation der atmosphärischen Eingangsdaten von Druckflächen auf die vom MM5 verwendeten geländefolgenden Koordinaten durch und stellt Anfangsbedingungen sowie die für den gesamten Simulationszeitraum benötigten Randbedingungen zur Verfügung [29].

Der Nachfolger des MM5-Modells, das WRF System (Weather Research and Forecasting Model), wird seit etwa 2005 in zunehmendem Maße an Stelle von MM5 verwendet. Diese „nächste Generation“ eines Vorhersage- und Atmosphärenforschungsmodells wurde von verschiedenen amerikanischen Instituten gemeinsam entwickelt, etwa dem NCAR, dem NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), dem NCEP (National Center for Environmental Prediction) und weiteren Forschungspartnern. Das community model WRF basiert auf den vorgestellten Grundprinzipien seines Vorgängers, verfügt jedoch beispielsweise über eine etwas genauere Numerik und ist anwenderfreundlicher, was die Einbindung und Individualisierung der zahlreichen physikalischen Optionen betrifft. Zudem ist die mögliche Auflösung des Modellgitters flexibler geworden, sie kann jetzt zwischen wenigen Metern bis mehreren tausend Kilometern liegen [63]. Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Daten sind jedoch allesamt noch unter Verwendung des MM5-Modellsystems entstanden.

Das MADE-Modul Kern der Aerosolbehandlung im EURAD-System ist das MADE, das als Teilmodul für die dynamische Repräsentation der Partikelkonzentrationen benutzt wird. Hier werden die in Abschnitt 2.2.1 erwähnten Prozesse der Koagulation und Nukleation behandelt, weiterhin Kondensation und Evaporation, nasse und trockene Depositionsvorgänge und Interaktionen zwischen Wolken und Aerosolen [73]. Dabei gehen zwei Moden entsprechend den Größenbereichen der feineren Partikel im Submikrometerbereich ein, die dem Nukleationsmode und Akkumulationsmode zugeordnet werden. Dazu kommt ein weiterer Mode für die Grobpartikel. Die Anzahlverteilung innerhalb der einzelnen Moden wird analog zu Abschnitt 2.2.1 als log-normal verteilt angenommen. Eine Änderung der Gesamtoberfläche und des Gesamtvolumens der Partikel pro Mode kann dann beispielsweise durch Koagulationsprozesse entstehen. Treten diese zwischen Partikeln zweier verschiedener Moden auf, so wird das Ergebnis dabei jeweils dem größeren der beteiligten Moden zugeordnet. [2]

Als primäre Komponenten gehen elementarer Kohlenstoff und organische Aerosole ein, jeweils im Nukleations- und im Akkumulationsmode. Dazu kommen nicht näher definierte anthropogene Partikel, die sowohl im Grobpartikelmode als auch in den genannten beiden anderen Größenverteilungen vorkommen. Mineralische transportierte Aerosole und Meersalzpartikel sind noch nicht in das Modell integriert. Als Sekundärpartikel werden hauptsächlich Sulfat, Ammonium und Nitrat unterschieden, die wiederum sowohl im Nukleations- wie im Akkumulationsmode auftreten, sowie weiterhin verschiedene Klassen sekundärer organischer Partikel biogenen Ursprungs [73]. Die Betrachtung sekundärer organischer Aerosole erfolgt an Hand des im MADE-System integrierten SORGAM-Moduls (Sekundäres Organisches Aerosol-Modul) [93]. Dieses berücksichtigt mittels verschiedener Vorläufersubstanzen sowohl den biogenen als auch den anthropogenen Anteil des sekundären organischen Aerosols im Nukleations- und Akkumulationsmode. Da diese sekundären organischen Partikel nur sehr wenig zur Gesamtmasse an Aerosolen beitragen [pers. Komm. E. Friese], die Einbindung des SORGAM-Moduls aber sehr große Mengen an Rechenzeit benötigt, wurden die hier verwendeten Partikelkonzentrationen ohne die Berücksichtigung sekundärer organischer Aerosole berechnet.

Je nach Zielrichtung einer Studie sind beim EURAD-Modell räumliche Gitterweiten von 125, 54, 25 oder 5 km möglich. So können die gesamte Nordhemisphäre, ein kleinerer Ausschnitt Mitteleuropas oder einzelne regionale Schwerpunkte betrachtet werden. Im vorliegenden Fall liegt

der gesamte europäische Raum im Fokus, daher wird hier eine räumliche Auflösung von etwa 54 km (Halbgradgitter) gewählt. Während üblicherweise die Gesamtmasse an Partikeln ausgegeben wird, wurden in diesem Fall die Massen- und Anzahlkonzentrationen für verschiedene Aerosol-Substanzen jeweils nach Größenklassen und 23 Höhenschichten getrennt herausgeschrieben.

Die Konversion chemischer Konzentrationen in aerosoloptische Tiefen Das Ergebnis des EURAD-MADE-SORGAM-Moduls, die beschriebenen Anzahl- und Massenkonzentrationen pro Mode und pro chemischer Komponente, müssen in aerosoloptische Tiefen konvertiert werden, um sie mit den bodengestützten AERONET-Messungen vergleichen zu können. Dies geschieht durch Verwendung eines dazu angefertigten Systems von Fortran-Routinen, das im Rahmen des DFG-Projektes AERO-SAM (Boundary Layer Aerosol Characterization from Space by Advanced Data Assimilation into a Tropospheric Chemistry Transport Model) in Kooperation mit der Universität zu Köln am Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum entstanden ist. [82] [16] [pers. Komm. M. Schroedter-Homscheidt]

Neben den vom MADE-System erzeugten Anzahlkonzentrationen und Größenverteilungen der Spezies werden die beiden Komponenten der komplexen Brechungsindizes benötigt, die jeweils den absorbierenden und streuenden Anteil des Extinktionskoeffizienten der einzelnen Stoffe bestimmen. Als dritte Grundlage werden die optischen Eigenschaften dreier Grundsubstanzen von Aerosolpopulationen verwendet, die aus der OPAC-Klassifizierung (Optical Properties of Aerosols and Clouds) stammen [50]. Dabei handelt es sich um wasserlösliche Aerosole („was-so“, von engl. *water soluble*), unlösliche Partikelkomponenten („inso“, von engl. *insoluble*) und Ruß (engl. *soot*). Die Einbeziehung von Meersalzpartikeln im Akkumulations- und Grobmode ist im Modell zwar vorgesehen, momentan aber noch nicht vollzogen, ebenso wenig wie die Berücksichtigung von transportiertem Mineralstaub.

Eine Erweiterung des MADE-Moduls auf diesen letztgenannten Aerosoltyp, der hauptsächlich in der Nähe großer Trockengebiete auftritt, ist jedoch in Vorbereitung und wird im Rahmen des AERO-SAM-Projektes bearbeitet. Mittels der regelmäßigen Assimilation von satellitenbasierenden Messungen der AOT und anderer optisch relevanter Parameter, basierend etwa auf Daten von Envisat (Environmental Satellite) oder MetOp (Meteorological Operational Satellite), soll so eine wesentliche Verbesserung der AOT-Vorhersagen wüstennaher Regionen erzielt werden (vgl. Abschnitt 4.2). Diese Erweiterung wurde jedoch bei den dieser Arbeit zugrunde liegenden Daten noch nicht verwendet.

Es ist an dieser Stelle zu betonen, dass die aus den EURAD-Partikelvorhersagen gewonnenen AOT-Werte lediglich monochromatisch für 550 nm vorliegen. Die zusätzliche Bereitstellung von AOT-Werten anderer Wellenlängen kann mit Hilfe des spektralen Brechungsindex [50] und der vorliegenden Aerosoltypinformation durchgeführt werden. Für die zukünftige Modellierung von mineralischen Partikeln und Meersalzaerosol sollte dies beachtet werden.

An Hand einer Mie-Rechnung werden Extinktionskoeffizient sowie optische Eigenschaften pro Aerosoltyp und Mode aus der Partikelgröße und -anzahl berechnet. Innerhalb einer OPAC-Klasse werden dann die Extinktionskoeffizienten der einzelnen chemischen Stoffe des entsprechenden Modes aufsummiert. Zuletzt erfolgt eine vertikale Integration der Extinktionskoeffizienten der 23 verschiedenen Höhenschichten auf die betrachtete Gesamthöhe pro Gitterzelle, entsprechend der Definition für die aerosoloptische Tiefe τ in Gleichung 2.8.

Eine vorherige Analyse der Prognosegenauigkeit des EURAD-Systems für den Zeitraum vom 15.02. bis 22.02.2004 und 24 Stationen in Europa kommt zu dem Ergebnis, dass die Prognosen der AOT_{550} aus dem EURAD-MADE-System die Bodenmessungen um durchschnittlich etwa

0,07 unterschätzen [16]. Diese Unterschätzung, die etwa im Bereich der momentan durch Satellitenmessungen erreichten und akzeptierten Genauigkeiten liegt, ist nicht unerwartet, da sowohl transportierte mineralische Partikel als auch Seesalzpartikel nicht berücksichtigt werden. Trotzdem ist auf Grund der sehr kurzen Zeitdauer der untersuchten Periode und der eingeschränkten Übertragbarkeit auf andere Wetterlagen oder Klimaverhältnisse eine Generalisierung dieser Aussage nur schwer möglich.

Vorbereitung der Daten Im Rahmen dieser Arbeit werden die Prognosen der atmosphärischen Partikelkonzentrationen vom 01.07. bis 30.11.2003 analysiert und mit dazu passenden Bodenmessungen aus dem AERONET-Messnetzwerk verglichen. An Hand der im vorherigen Abschnitt beschriebenen Prozedur werden hierzu für alle Gitterpunkte die dreitägigen EURAD-Prognosen für jede volle Stunde in aerosoloptische Tiefen umgerechnet. Um einen Vergleich mit den aus dem AERONET-System stammenden Bodenmessungen zu ermöglichen, wird jede der verwendeten Validierungsstationen dem am nächsten liegenden EURAD-Gitterpunkt zugeordnet.

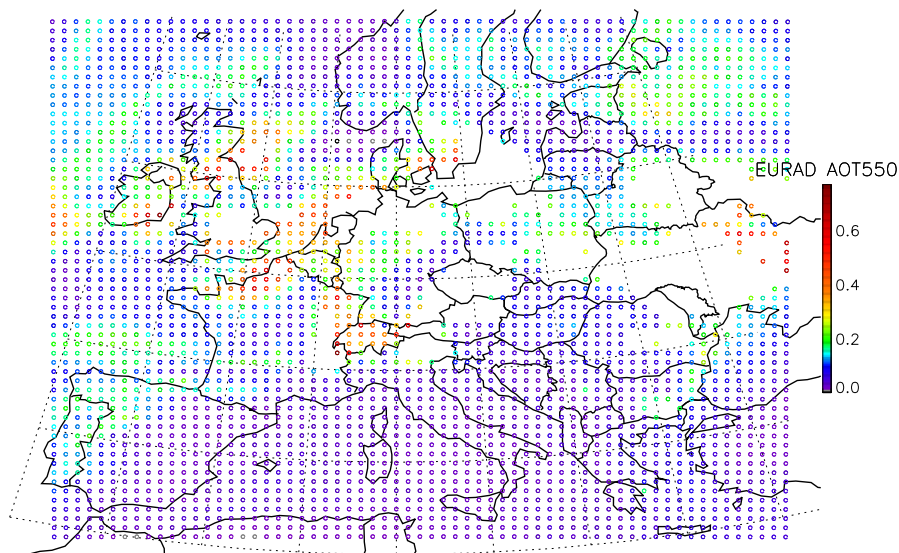


Abbildung 3.2: Karte der AOT_{550} -Prognose für den 1.07.2003, 12 Uhr UTC, basierend auf der Partikelvorhersage des EURAD-Systems

Ein Beispiel für die erfolgte Konversion von Partikelmassenkonzentrationen der verschiedenen betrachteten Substanzen in AOT_{550} ist in Abbildung 3.2 für das gesamte betrachtete Analysegebiet dargestellt. Es handelt sich dabei um den am 1.07.2003 um 0 UTC gestarteten Vorhersagelauf für den Zeitpunkt um 12 UTC des ersten Prognosetags. Gut zu erkennen sind erhöhte Aerosolkonzentrationen etwa über der Schweiz und der Benelux-Region sowie entlang der Nordsee, während die vorhergesagte Aerosolbelastung über Südeuropa eher gering ausfällt.

Es fällt jedoch auf, dass für einige Regionen, im vorliegenden Beispielfall vor allem über Osteuropa, keine AOT-Werte vorliegen. Dies ist immer dann der Fall, wenn durch die Konvertierungsroutine stark überhöhte aerosoloptische Tiefen aus den EURAD-Partikelmassenkonzentrationen errechnet werden und deshalb ausmaskiert werden. Diese erhöhten AOT-Vorkommen nehmen im gesamten Untersuchungsumfang Werte von bis zu 7,5 an und liegen damit weit über den maximalen in dieser Episode gemessenen Werten (Oristano: im

Wüstenstaubfall bei Einzelmessungen 1,8) und jeglichen im Normalfall gemessenen Werten für Mitteleuropa. Dieses Phänomen wird durch Probleme mit Aerosol-Wolken-Interaktionsprozessen innerhalb des EURAD-MADE-Moduls verursacht [pers. Komm. Schroedter-Homscheidt] [17]. Vorrangig ist dies in starken Tiefdruckwirbeln der Fall oder aber kurz nach der Auflösung der zugehörigen Wolkenbedeckung.

In den folgenden Auswertungen werden zwei Grenzkriterien für das Herausfiltern dieser fehlerhaften Daten verwendet: wenn die aerosoloptische Tiefe pro Aerosolklasse („waso“, „inso“ oder „soot“) mehr als 1,5 oder aber die Differenz zwischen zwei übereinander liegenden Höhenschichten mehr als 0,1 beträgt, wird ausmaskiert. Diese Grenzen haben sich im Rahmen dieser und vorheriger Analysen [16] der EURAD-Modelldaten als sinnvolle Werte erwiesen, um die typischen Schwankungen der einzelnen Stationen in den Daten repräsentieren zu können, gleichzeitig aber die einzelnen fehlerhaft überhöhten aerosoloptischen Tiefen im Sinne einer sinnvollen Datenauswertung ausblenden zu können.

räumliche Auflösung	54 km x 54 km
zeitliche Auflösung	1 Stunde
Analysezeitraum	01.07. - 30.11.2003
Analysegebiet	-10°E bis 40°W, 33°N bis 60°N
Startzeitpunkt der Vorhersagen	00 Uhr UTC
Vorhersagelänge	72 Stunden (3 Tage)

Tabelle 3.1: Zusammenfassung der Charakteristika der EURAD-basierenden AOT-Vorhersagen

Die Charakteristika der auf dem CTM basierenden Vorhersagen der AOT, die durch den Vergleich mit Bodenmessungen evaluiert werden, sind in Tabelle 3.1 in Übersichtsform zusammengefasst.

3.2 Validierungsdaten

Im Rahmen dieser Arbeit werden AOT-Bodenmessungen verwendet, um die Partikelvorhersagen des für die Luftqualitätsvorhersage entwickelten EURAD-Chemie-Transport-Modell zu evaluieren, insbesondere im Hinblick auf ihre Eignung für das in Abschnitt 5.1 vorgestellte System zur Solarstrahlungsvorhersage. Daher sollen hier das Messnetzwerk der Aerosol-Bodenmessungen sowie die für die Validierung der Strahlungsprognosen verwendeten Datenquellen - Boden- und Satellitenmessungen sowie andere Modelldaten - dargestellt werden.

3.2.1 Das AERONET-Messnetzwerk

Das AERONET-Projekt (AErosol RObotic NETwork) ist ein von der amerikanischen NASA und dem französischen CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) initiiertes internationales Netzwerk von Bodenmessstationen, das sich der weltweiten bodengestützten Überwachung und Archivierung von Aerosolparametern widmet. 1997 initiiert, soll dieses durch die Bereitstellung von verlässlichen Bodenmessdaten eine Validierung der satellitengestützten Erfassung aerosoloptischer Tiefen ermöglichen, die Auswertungsalgorithmen der verschiedenen Sensoren verbessern helfen und für Strahlungsberechnungen benötigte Daten zur Aerosolkonzentration bereitstellen. [52]

Durch die Zusammenarbeit mit zahlreichen internationalen Initiativen und Forschungseinrichtungen ist inzwischen eine global verteilte Langzeit-Aerosoldatenreihe entstanden, die

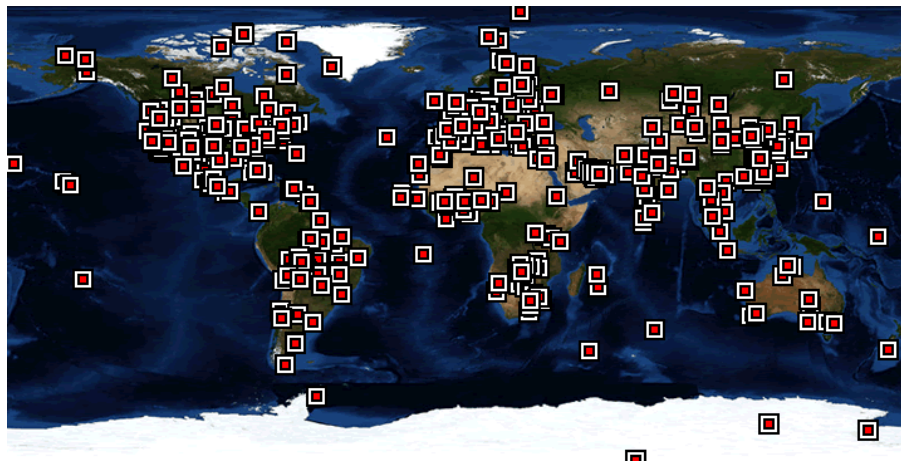


Abbildung 3.3: Lage aller AERONET-Bodenmessstationen weltweit; Stand 30.04.2008 [116]

an manchen der momentan 606 beteiligten Stationen (Stand April 2008) bis ins Jahr 1993 zurückreicht. Die in Abbildung 3.3 zu erkennende globale Verteilung der Stationen ermöglicht es, verschiedene Aerosolregimes zu unterscheiden und damit zum Beispiel maritim oder urban beeinflusste sowie in der Nähe von Wüsten oder Gebieten mit viel Biomasseverbrennung vorkommende Luftmassen zu charakterisieren [27].

Die Daten werden an jeder Einzelstation mit festgesetzten Instrumenten und Messmethoden erhoben und sind nach standardisierten Qualitätskontrollen und Prozessierungsroutinen frei unter der Adresse <http://aeronet.gsfc.nasa.gov> abzurufen. Hier ist sowohl die Auswahl nach chronologisch als auch geographisch orientierter Vorgehensweise möglich, so dass Erdteile, Länder oder auch einzelne Stationen gezielt angewählt oder alle vorhandenen Messdaten für einen gewünschten Zeitraum heruntergeladen werden können. Zusätzlich sind zu jeder Station tages- und monatsweise grafische Darstellungen der gemessenen Aerosoleigenschaften erhältlich, die einen ersten Überblick über die verfügbare Menge und Verteilung der Messungen geben und zudem eine grobe Einschätzung des zeitlichen Verlaufs der AOT und anderer optisch relevanter Aerosolparameter ermöglichen.

Zur Anwendung kommen spektrale Radiometer (Sonnenphotometer, vgl. Abbildung 3.4 links), die automatisiert drei Messvarianten durchführen: zunächst eine Messung direkt in Richtung der Sonne, deren Position automatisch bestimmt wird - diese dauert jeweils etwa 10 Sekunden und wird für bis zu 16 Wellenlängen im Bereich zwischen 340 und 1640 nm durchgeführt. Diese Messvariante wird im Abstand von etwa einer halben Minute noch zweimal wiederholt, und die Schwankungen dieser drei spektral aufgelösten Messreihen werden für Wolkenkorrekturalgorithmen verwendet. Diese erste Messvariante wird je nach Station und Wolkensituation etwa zwischen drei und 50 Mal pro Tag durchgeführt. Jede volle Stunde findet tagsüber eine zweite Messvariante statt, bei der umlaufend der Himmel auf Höhe der Sonne in einer 360°-Drehung rund um den Standort abgescannt wird (Almucantarebene). Direkt anschließend wird dann jeweils die dritte Variante durchgeführt, eine Messung bei gleichbleibendem Azimuth (Principal Plane Ebene) vom Horizont durch die Sonne und darüber hinaus. [52]

Aus den mit diesen drei Messvarianten erlangten Direkt- und Globalstrahlungsmessungen werden dann die Aerosoleigenschaften der atmosphärischen Grenzschicht invertiert. Hierzu zählen die aerosoloptischen Tiefen für sämtliche gemessenen Wellenlängen, deren Genauigkeit mit $\pm 0,01$ für die Wellenlängenbereich bis 440 nm angegeben wird, bzw. mit $\pm 0,02$ für kürzere Wellenlängen [52].

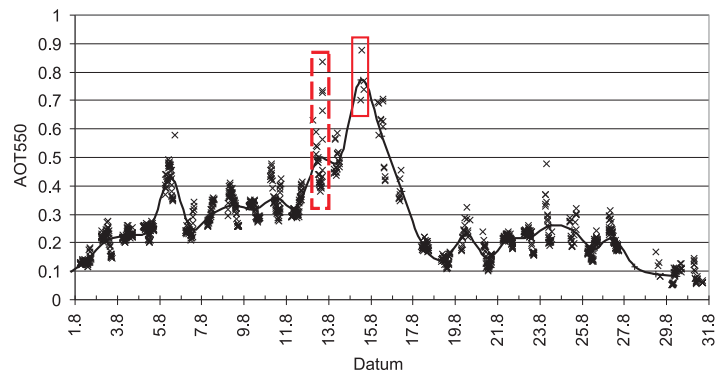


Abbildung 3.4: Sonnenphotometer des AERONET-Messnetzwerkes, Beispiel der Station bei Avignon, Südfrankreich [116]; Verlauf der AOT_{550} in Avignon, August 2003

Weiterhin werden Phasenfunktion und Einfachstreueralbedo (jeweils getrennt für kleine und grobe Partikel) abgeleitet, sowie die Ängströmkoefizienten für verschiedene Wellenlängenkombinationen, die Größenverteilung, Brechungsindizes, der Anteil an sphärischen und nicht-sphärischen Partikeln sowie spektral aufgelöste und integrierte Globalstrahlungswerte. Für einen Großteil dieser gemessenen oder abgeleiteten Größen sind zudem statistische Angaben zur Schwankungsbreite erhältlich [26]. Zusätzlich werden der atmosphärische Wasserdampfgehalt und Variabilitätskoeffizienten für die Wolkenerkennung bestimmt und gespeichert.

Es sind verschiedene Bearbeitungsstufen der Messwerte erhältlich, die je nach Anwendungszweck unterschiedlich sinnvoll eingesetzt werden können. So kann sehr zeitnah eine große Vielfalt von Level-1-Rohdaten verwendet oder aber auf ausgewählte qualitätsgesicherte Werte aus länger zurückliegenden Zeiträumen zurückgegriffen werden. Daten des Levels 1,5 haben ein automatisiertes Verfahren zur Erkennung von Interferenzen mit Wolken durchlaufen. Hierbei werden die erwähnten Variabilitätskoeffizienten benutzt, um beispielsweise sehr starke kurzfristige Veränderungen der gemessenen AOT innerhalb weniger Minuten herauszufiltern. Da Wolken in den meisten Fällen wesentlich schnelleren Veränderungen unterworfen sind als Partikelkonzentrationen, wird bei zu hohen Variabilitäten davon ausgegangen, dass versehentlich Wolkeneffekte gemessen wurden [52], und diese Messungen werden aus der Gesamtliste der Station entfernt. Auf diese Weise werden durch das automatische Wolkenscreening je nach Station etwa 20-50% der Messwerte aus den Datensätzen des Level 1-Produktes genommen [101].

Die Daten des Levels 2 werden neben der beschriebenen automatischen Prozedur zur Erkennung von Wolkeneffekten einer abschließenden zweiten, manuellen Qualitätsprüfung unterzogen. Dies resultiert in einer noch einmal deutlich reduzierten Anzahl von Messungen, die mit einer entsprechenden Zeitverzögerung erhältlich sind. Für die vorliegende Arbeit werden nur Level-2-Messungen verwendet, um eine möglichst hohe Qualität der als Validierungsquelle verwendeten AERONET-Messungen zu gewährleisten.

Wolkenerkennung Beispielhaft ist in Abbildung 3.4 (rechts) die Zeitreihe der abgeleiteten AOT_{550} für den AERONET-Standort Avignon für den Monat August 2003 dargestellt, wobei die durchgezogene Linie die Tagesmittelwerte verbindet. Es ist zu erkennen, dass an einigen Tagen deutlich erhöhte AOT-Werte gemessen wurden, etwa am 12.08. und am 14.08.2003. Diese Situationen sind entweder als Beispiel dafür zu sehen, dass die Prozedur des Wolkenscreenings nicht einwandfrei funktioniert hat und wolkenkontaminierte Strahlungsmessungen dann als sehr hohe optische Tiefen dargestellt werden, oder aber es handelt sich tatsächlich um eine hohe

Aerosolbelastung.

Diese Frage ist zum Beispiel durch den manuellen Vergleich der AOT-Messreihen mit zeitlich und/oder räumlich hochaufgelösten Satellitendaten zu entscheiden. Am 12.08.2003 (gestrichelte Markierung in Abbildung 3.4) sind die gemessenen AOT-Werte der Qualitätsstufe 2.0 den ganzen Tag über deutlich erhöht, im Vergleich etwa zum Monatsmittel der AOT_{550} der Station (0,50 im Vergleich zu 0,26). Auf einer Aufnahme des amerikanischen NOAA-16-Satelliten (vgl. Abbildung 3.5 links) ist deutlich zu erkennen, dass über dem Mittelmeer eine von der Sahara ausgehende Staubwolke bis an die spanische und südfranzösische Mittelmeerküste heranreicht. Diese sorgt für hohe Aerosolbelastung auch über der Station von Avignon (Markierung durch einen Stern in Abbildung 3.5). Da während des gesamten Tages hier in Satellitenbildaufnahmen keine Wolken zu erkennen sind, kann davon ausgegangen werden, dass die gemessenen Werte tatsächlich eine hohe Aerosolbelastung bedeuten und dass der mittlere Tageswert von 0,50 AOT_{550} der Realität entspricht.

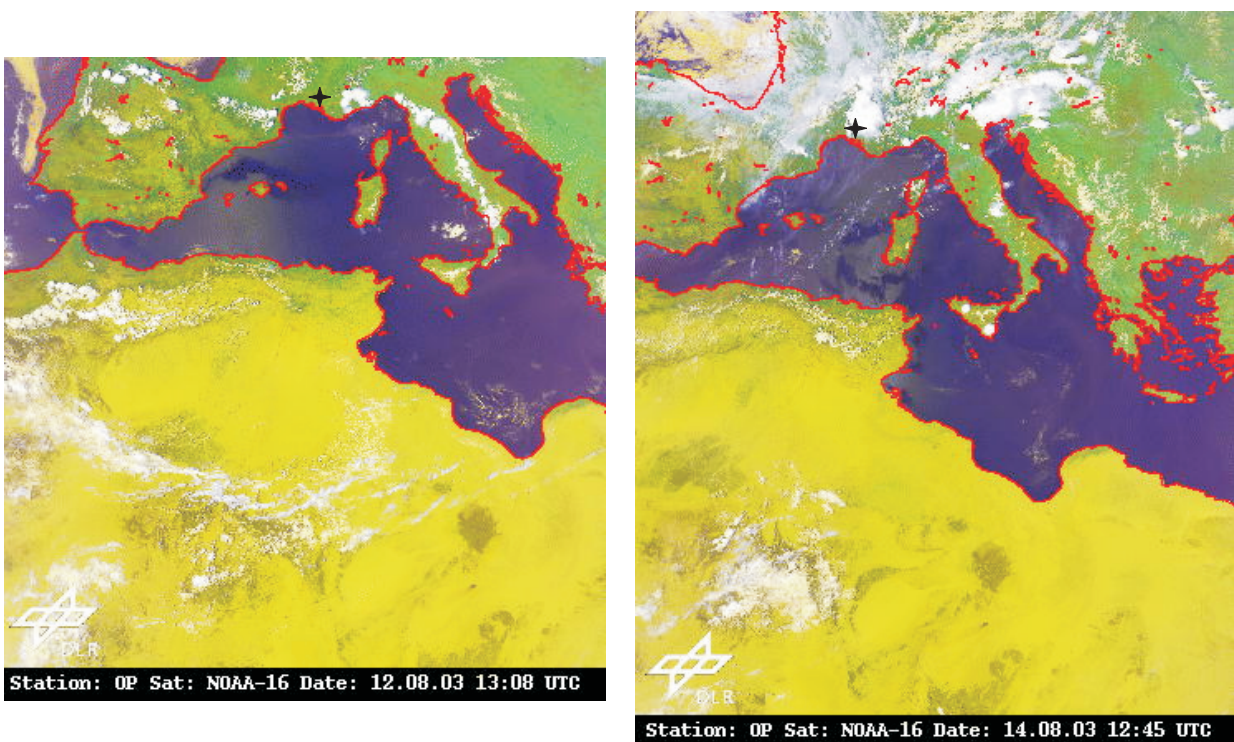


Abbildung 3.5: NOAA-16-Aufnahmen eines Sandstaubausbruches über dem Mittelmeerraum am 12. und 14.08.2003 [119]

Am 14.08.2003 (durchgezogene Markierung in Abbildung 3.4) ergeben die AERONET-Messungen der Station Avignon eine mittlere AOT_{550} von 0,77. Aus dem Vergleich mit einer Aufnahme des amerikanischen NOAA-16-Satelliten (vgl. Abbildung 3.5 rechts) geht jedoch hervor, dass sich die Station mittags unter einer Wolkendecke befunden hat. Dies trifft auch für andere Zeitpunkte während des gesamten Tages zu. Es ist also davon auszugehen, dass die hohen AOT-Werte durch eine nicht erkannte Bewölkung zu Stande gekommen sind und nicht auf eine erhöhte Aerosolbelastung hinweisen.

Trotz der Verwendung von bodenbasierenden AOT-Messungen mit automatischen und manuellen Wolkenerkennungsverfahren ist daher stets zu berücksichtigen, dass diese nicht in jedem Fall alle Wolkenkontaminationen detektieren. Auch in der hier verwendeten höchsten Qualitätsklasse ist daher die angegebene Genauigkeit des AERONET-AOT-Retrievals von $\pm 0,01$ [52] stets zu

hinterfragen, wenn in der Validierungsstatistik ungewöhnlich hohe einzelne Messwerte oder -tage auffallen.

Validierungsstationen Im Zeitraum von Juli bis November 2003 haben insgesamt 32 AERONET-Stationen in Europa AOT-Messungen durchgeführt und mit der höchsten Qualitätsstufe (Level 2) archiviert (siehe Abbildung 3.6). Hier entsprechen die Farben der Stationssignaturen der mittleren AOT bei 550 nm, gemittelt über den gesamten Untersuchungszeitraum, und die Größe der Signaturen steht für die Variabilität der AOT-Messungen an dieser Station.

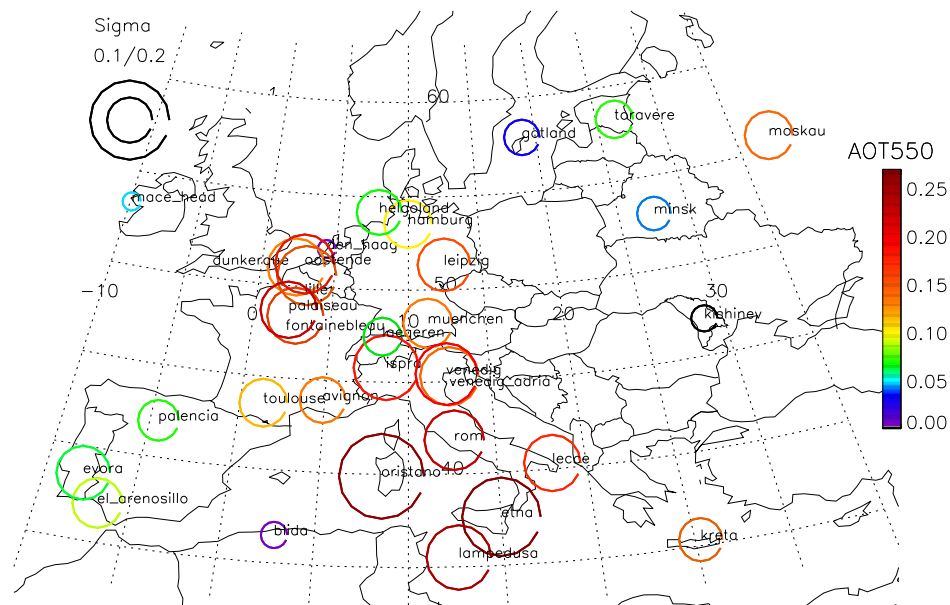


Abbildung 3.6: Lage der verwendeten AERONET-Bodenmessstationen; die Farbcodierung entspricht der mittleren AOT_{550} und die Signaturgröße der Variabilität (Standardabweichung σ)

Es lässt sich erkennen, dass in Nordeuropa und Teilen Mitteleuropas eher niedrige Aerosolbelastungen mit AOT_{550} -Werten zwischen etwa 0,05 und 0,1 vorherrschen, oft in Kombination mit niedrigen Variabilitäten. Im Gegenzug dazu ist der zentrale Mittelmeerraum geprägt von vergleichsweise hohen AOT_{550} -Werten von 0,2 und höher, gepaart mit einer deutlich erhöhten Schwankungsbreite in den Messungen. Die genaue Position der 32 Validierungsstationen, zusammen mit den Angaben zur mittleren Aerosolbelastung, der Variabilität und der Anzahl der eingeflossenen Messungen ist im Anhang in Tabelle A.1 zu finden.

Für die Verwendung als Validierungsdatensatz werden die etwa 70.000 AOT-Messungen der fünfmonatigen Periode jeweils zu stündlichen Werten zusammengefasst, um die direkte Vergleichbarkeit mit den modellierten AOT-Vorhersagen zu erleichtern. Hierbei werden insbesondere für die Analysen in Bezug auf die Uhrzeit nicht die - in UTC angegebenen - Zeitpunkte der Bodenmessungen direkt verwendet, sondern diese werden zusätzlich mit dem Versatz innerhalb ihrer Zeitzone korrigiert, so dass die „True Solar Time“ („wahre Sonnenzeit“) und damit die echte, dem jeweiligen Längengrad entsprechende Zeitangabe verwendet wird. Je nach Lage innerhalb der Zeitzone und je nach Breite der politisch festgelegten Zeitzone ergibt dies Verschiebungen um bis zu 40 Minuten. Für jedes Stundenmittel werden diejenigen Messungen berücksichtigt, die ± 30 Minuten zur vollen Stunde entstanden; je nach Standort, Tageszeit und Bewölkungssituation sind dies zwischen einer und 14 Messungen.

3.2.2 Bodengestützte Messungen der solaren Einstrahlung

Zur Bestimmung der Intensität der am Boden eintreffenden Globalstrahlung werden unter anderem Pyranometer-Instrumente verwendet. Hierbei dient ein kleines geschwärztes Plättchen (Thermosäule) als Absorber für die eintreffende Globalstrahlung. Der Sensor absorbiert zwischen etwa 300 und 3000 nm und wird durch eine Glashaube vor Konvektion sowie Wettereinflüssen geschützt. Thermische Sensoren ermitteln dann den Temperaturanstieg, der durch den Absorptionsvorgang verursacht wird, und können aus dem Vergleich zu einer unbestrahlten Thermosäule die eingetroffene Globalstrahlung ermitteln [43].

Zur Messung des Diffusanteils der eintreffenden Strahlung können Pyranometer mit einem beweglichen Schattenring versehen werden. Dieser wird so über der Messapparatur angebracht, dass er stets den Lauf der Sonne verdeckt und somit nur der mehrfach gestreute Anteil der Solarstrahlung die Thermosäule erreicht. Die Genauigkeit der in dieser Arbeit verwendeten Strahlungsmessungen, sofern entsprechende Angaben über den Pyranometertyp verfügbar waren, entspricht dem „secondary standard“ der WMO (World Meteorological Organization) und liegt damit bei maximal 2% Abweichung in der Tagessumme.

Pyrheliometer basieren auf demselben Messprinzip, dienen aber der Messung der Direktstrahlung. Sie werden der Sonne nachgeführt, ermitteln also die Normalkomponente der Einstrahlung (DNI). Nach Festlegung der WMO beträgt der Öffnungswinkel von Pyrheliometern 5° , was in etwa der Öffnung von Parabolspiegeln (vgl. Abschnitt 2.3) entspricht.

Validierungsmessungen

Für die Validierung der Strahlungsvorhersagen werden Bodenmessungen zahlreicher europäischer Stationen genutzt, die im Zeitraum von Juli bis November 2003 Global- und zum Teil Diffusstrahlungsmessungen durchgeführt, archiviert und zur Verfügung gestellt haben. In Abbildung 3.7 ist die Lage der 121 verwendeten Stationen dargestellt. Die genaue Position der Stationen sowie die Anzahl der eingehenden Global- und ggf. Diffusstrahlungsmessungen ist im Anhang in Tabelle A.2 angefügt.

Insgesamt haben 13 verschiedene Institutionen oder Einrichtungen Validierungsdaten zur Verfügung gestellt, wobei die im folgenden aufgelisteten Abkürzungen den Bezeichnungen in Tabelle A.2 entsprechen:

UKMO United Kingdom Met Office (35 Stationen)

DWD Deutscher Wetterdienst (29 Stationen)

AERONET Aerosol Robotic Network (17 Stationen)

INM Instituto Nacional de Meteorología (16 Stationen)

GAW Global Atmosphere Watch (5 Stationen)

BSRN Baseline Surface Radiation Network (4 Stationen)

SAS Slovak Academy of Science, Institute of Construction and Architecture (4 Stationen)

SMHI Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut (3 Stationen)

SM Solar Millennium AG (2 Stationen)

CEOP Coordinated Energy and Water Cycle Observation Project (2 Stationen)

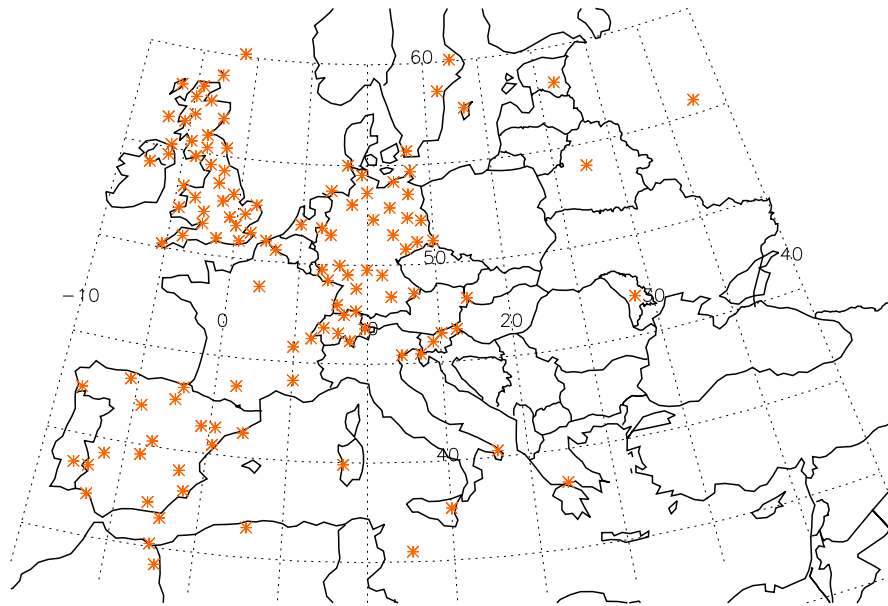


Abbildung 3.7: Lage der für die Validierung verwendeten Strahlungsmessstationen

IDMP International Daylight Measurement Project (1 Station)

NOA National Observatory of Athens, Institute of Environmental Research (1 Station)

Univ. Genf Centre Universitaire d'Étude des Problèmes de l'Énergie (1 Station)

PSA Plataforma Solar de Almería (1 Station)

Es ist zu beachten, dass zusätzlich zu den 121 in der Tabelle aufgezählten Strahlungsmessungen weitere Bodenmessungen zur Verfügung stehen, die aber aus Gewichtungsgründen nicht in die Analyse eingehen. Denn es liegen in einigen Regionen Europas sehr viele Messungen vor, bedingt etwa durch das sehr dichte Messnetz des UK Met Office, während andere Regionen nur sehr dünne Abdeckungsraten aufweisen können. Dies würde zu Verzerrungen der Analyseergebnisse führen, da somit beispielsweise eine Region mit einem sehr ausgeprägt vom Mittelwert abweichenden Analyseergebnis deutlich überrepräsentiert wäre. Deshalb wird hier immer dann eine der doppelten Messstationen entfernt, wenn mehr als zwei Bodenmessstationen einer EURAD-Gitterbox (54 x 54 km) zugeordnet werden. Dies betrifft jeweils diejenige Station mit weniger Bodenmessungen im gesamten Untersuchungszeitraum. Die Entfernungen treten bei insgesamt 72 von ursprünglich 193 Stationen auf, wobei 62 der Kürzungen in England angesiedelt sind.

Vorbereitung und Homogenisierung der Daten Da die Bodenmessungen sehr unterschiedlichen Algorithmen zur Qualitätskontrolle unterworfen sind, wird eine Angleichung der Werte unter zwei Kriterien vorgenommen. Zum einen werden Messwerte entfernt, die unter 1 W/m^2 liegen, um sowohl negative Werte als auch sehr geringe Werte bei sehr niedrigem Sonnenstand auszuschließen, bei denen von einer hohen Fehleranfälligkeit auszugehen ist [90]. Zudem werden diejenigen Messungen aussortiert, die über der Solarkonstante von etwa 1365 W/m^2 liegen. Weiterhin erfolgt eine Anpassung der verschiedenen Stationen auf die Koordinierte Weltzeit (UTC), was auch der Zeitangabe der EURAD-Vorhersagen entspricht. Zudem müssen bei einigen Datenreihen ab Beginn der Winterzeit entsprechende Korrekturen durchgeführt werden.

Die verschiedenen Datensätze sind mit sehr unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen versehen, die teilweise auch innerhalb einer Station wechseln. Maximal sind dies einminütige Messungen, die minimale Auflösung beträgt eine Stunde. Zur Homogenisierung des Datensatzes und zur besseren Vergleichbarkeit mit den AFSOL-Vorhersagen werden daher alle Messungen auf Stundenmittel umgerechnet.

Spektral aufgelöste Validierungsmessungen

Einen Spezialfall der durchgeführten Analysen stellen Bodenmessungen einzelner Spektralbereiche dar, die entsprechenden Strahlungsvorhersagen gegenübergestellt werden. Für den betrachteten Zeitraum vom Juli bis November 2003 liegen hier lediglich an sechs Stationen in Europa entsprechende Messungen vor, die in Tabelle 3.2 zusammen mit Informationen zu ihrer Lage aufgelistet sind.

<i>Stationsname</i>	<i>Breite [°N]</i>	<i>Länge [°E/W]</i>	<i>Höhe [m]</i>	<i># Glob</i>
Bonassola	44,14	9,31	10	1378
Erlangen	49,58	11,00	200	2358
Lissabon	38,70	-9,17	105	1919
Logroño	42,28	-2,25	380	1627
Malaga	36,43	-4,23	40	629
Sierra Nevada	37,10	-3,30	2850	766

Tabelle 3.2: ELDONET-Validierungsstationen für spektrale Teilbereiche, mit Angaben zur Lage und der Anzahl der eingehenden Stundenmittel der Globalstrahlung

Diese Stationen gehören alle zum ELDONET-Messnetzwerk und messen die eintreffende Solarstrahlung mit einem Drei-Kanal-Dosimeter in drei Wellenlängenbereichen: 280-315 nm (UV-A), 315-400 nm (UV-B) sowie 400-700 nm (PAR = photosynthetisch aktiver Strahlungsbereich) [67]. Von diesen drei Spektralbereichen ist nur der letztgenannte zwischen 400 und 700 nm liegende Bereich in die Analyse in Abschnitt 6.4 eingeflossen. Dies liegt an der Berechnungsmethodik der Strahlungsvorhersagen, die in Form von vorbestimmten lokalen spektralen Intervallen stattfindet (Näheres zum Verfahren siehe Abschnitt 5.2): während für die beiden ersten Spektralbereiche der ELDONET-Messungen keine ausreichend ähnlichen Intervalle der Strahlungsvorhersagen zur Verfügung stehen, passen die Intervalle 7 bis 16, entsprechend 407,5 bis 704,4 nm (vgl. Tabelle A.4 im Anhang), gut zu dem letzten Intervall der ELDONET-Messungen. Die Messungen liegen minutengenau vor und werden daher zu stündlichen Werten gemittelt, um sie mit den Strahlungsvorhersagen vergleichen zu können.

3.2.3 Strahlungsberechnung aus Satellitendaten

In dieser Arbeit werden zu Validierungs- und Vergleichszwecken auch satellitenbasierte Global- und Direktstrahlungswerte verwendet. Diese entstammen dem von der EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) betriebenen geostationären meteorologischen Satelliten Meteosat-7, der von 1997 bis 2006 über dem Äquator und 0° stationiert war. Zur Berechnung der am Boden vorliegenden Einstrahlungswerte aus den vom Satelliten erfassten Beobachtungen wird eine weiterentwickelte Version der Heliosat-Methode [18] [44] angewandt, die in der Abteilung Energie- und Halbleiterforschung des Instituts für Physik der Universität Oldenburg zum operationellen Retrieval von Meteosat-Daten der ersten und zweiten Generation (ab Meteosat-8) genutzt wird.

Die 1986 erstmals verwendete Heliosat-Methode beruht auf der Annahme, dass die vom Boden und der Atmosphäre zurückgestreute und am Satelliten messbare Solarstrahlung sich im sichtbaren Wellenlängenbereich proportional zur atmosphärischen Reflexion verhält [18]. Letztere wird größtenteils vom Bewölkungsgrad gesteuert, so dass als eine der wichtigsten aus den am Satelliten gemessenen Streugrößen ein Maß für die vorhandene Bewölkung ermittelt wird. Die am Erdboden zur Verfügung stehende Globalstrahlung kann dann aus den Transmissions-eigenschaften der Atmosphäre bestimmt werden, die sich aus der ermittelten Bewölkung in Kombination mit einem Clearsky-Modell ergeben [45]. Die hierfür benötigten Atmosphärenparameter entstammen einer einfachen, grob aufgelösten Trübungsklimatologie nach BOURGES & DUMORTIER (siehe folgende Abschnitte).

Neben geometrischen Korrekturen, die die Lage und Höhe der Wolken zum betrachteten Standort am Erdboden, dem Sonnenstand und dem Satellitenstandort berücksichtigen, sind in der verwendeten Version zusätzlich Variabilitätskorrekturen für die Global- und die Diffusstrahlung zur Anwendung gekommen, weiterhin verbesserte Verfahren zur Bestimmung der Globalstrahlung im vollkommen bewölkten und vollständig wolkenlosen Fall [44].

Unter Verwendung dieser verbesserten Ansätze wurden in einer Validierungsstudie mit 20 deutschen Standorten und über neun Monate im Jahr 2004 für Stundenwerte der Globalstrahlung ein relativer RMSE von 18,7% sowie eine relative mittlere Unterschätzung von -0,5% ermittelt. Die Diffusstrahlung unterliegt höheren Fehlern, die an Hand einer ähnlich gelagerten Untersuchung für 2005 und ebenfalls Stundenwerte mit einem relativen RMSE von 30,0% und einem relativen Bias von +5,6% quantifiziert wurden. [44]

3.2.4 Solarstrahlungsprognose des ECMWF

Am Europäischen Zentrum für Mittelfrist-Wettervorhersage (ECMWF) betreiben die europäischen Wetterdienste gemeinsam seit 1985 ein numerisches Wettervorhersagemodell (vgl. Abschnitt 1.2). Unter Ausnutzung der Assimilation von Radiosondenprofilen, boden- und flugzeuggetragenen Messungen sowie seit etwa 10 Jahren in hohen Anteilen Satellitenretrievals werden hier täglich zahlreiche meteorologische Parameter und daraus berechnete weitergehende Datensätze in verschiedenen Auflösungen, Modellkonfigurationen und räumlichen sowie zeitlichen Dimensionen vorausberechnet oder analysiert und archiviert. Eines der routinemäßig erhältlichen Vorhersageprodukte ist die von 200 bis 4000 nm integrierte am Boden eintreffende Globalstrahlung SSRD (solar surface radiation downwards, Parameter 169).

Als Eingabeparameter für die physikalische Behandlung der Strahlungstransferkalkulationen gehen neben verschiedenen Bodenfeldern die Hauptvorhersagevariablen (Windkomponenten, Temperatur, spezifische Feuchte, Eis- bzw. Flüssigwassergehalt der Atmosphäre sowie der Wolkenbedeckungsgrad) mitsamt ihrer dynamischen Tendenzen ein. Der atmosphärische CO₂-Gehalt und die Ozonkonzentration werden in Form einer Klimatologie berücksichtigt [32]. Informationen zur Bodenreflektivität gehen als Monatsmittelwerte mit der Auflösung des Modellgitters ein. Basis der dann linear auf den gewünschten Zeitpunkt interpolierten Werte ist die mittlere Bodenbedo, die für diesen Ort in schneefreien Situationen im Zeitraum von 1982 bis 1990 aus den Messungen des NOAA-AVHRR (National Oceanic and Atmospheric Administration - Advanced Very High Resolution Radiometer) Sensors gewonnen wurde [68].

Auch der atmosphärische Aerosolgehalt wird an Hand einer globalen 4° x 5° Klimatologie nach TEGEN et al. (1997) parametrisiert, die in Form von Monatsmitteln die groben Jahresgänge von vier troposphärischen Aerosoltypen (maritim, urban, Wüstenstaub und kontinental) berücksichtigt. Während saisonale Zyklen der Aerosolbelastung im globalen Mittel ver-

gleichsweise gut wiedergegeben werden, sind die Repräsentierung der absoluten Höhen der AOT sowie eine Unterschätzung von aus der Sahara transportiertem Mineralstaub im Nordsommer Schwachpunkte dieser Klimatologie. [105]

Um den Prozessierungsaufwand der global durchgeführten Kalkulationen im Rahmen des operationell Möglichen zu halten, werden die kurzwellige Transmissivität und die langwelligen Strahlungsflüsse lediglich alle drei Stunden berechnet. Ebenso wird auch nicht an jedem Gitterpunkt der gewählten räumlichen Auflösung gerechnet, sondern stattdessen werden die Kalkulationen von breitenabhängig verteilten Beispielpunkten mittels eines kubischen Interpolationsverfahren auf die tatsächliche Gitterweite zurückgerechnet. [32]

Zeitliche und räumliche Interpolation

Für die vorliegende Studie werden analog zu der Auflösung der EURAD-basierenden AOT-Werte Globalstrahlungsvorhersagen auf einem Halbgradgitter verwendet, für den Zeitraum Juli bis November 2003 in Europa. Dabei beginnt jeder der in dreistündiger Auflösung vorliegenden Prognoseläufe um Mitternacht und dauert drei Tage an, entsprechend den in Abschnitt 3.1 beschriebenen AOT-Vorhersagen und den in Abschnitt 5.1 dargestellten AFSOL-Strahlungsvorhersagen.

Alle Strahlungsparameter des ECMWF sind „accumulated since begin of forecast“, das heißt die Einstrahlung liegt pro Vorhersagelauf als Drei- bis 72-Stunden-Summe vor (Einheit: J/m^2). Um aus diesen kumulativen angeordneten Werten instantane Drei-Stunden-Mittel zu berechnen, müssen die Einstrahlungssummen für jeden Zeitschritt vom Wert des darauf folgenden Zeitschrittes abgezogen werden und anschließend auf die Zeitdifferenz (3 Stunden * 60 Minuten * 60 Sekunden = 10800 Sekunden) normiert werden.

Um anschließend von diesen Drei-Stunden-Werten zu stündlichen Angaben zu gelangen, ist eine Interpolation der Werte notwendig. Dies ist am Beispiel des Tagesganges der Globalstrahlung am 1. Juli 2003 in Ljubljana dargestellt (Abbildung 3.8). Erfolgt die Interpolation linear (rot) zwischen den ECMWF-Globalstrahlungswerten, so führt dies zu einer Unterschätzung des tatsächlichen Strahlungsganges (grün) bei hohen Sonnenständen und zu einer Überschätzung der Einstrahlung morgens und abends. Wie zu erkennen ist, liegt dies an der ungenügenden Erfassung der extremen Einstrahlungswerte im Laufe eines Tages, die durch die sehr grobe zeitliche Auflösung in den meisten Fällen auftritt [38]. Eine sinnvollere Möglichkeit der Interpolation ist deshalb die Verwendung des Clearsky-Index k^* , des Quotienten der vorhergesagten Globalstrahlung $I_{glob,ecmwf}$ im Verhältnis zur modellierten Einstrahlung bei wolkenlosem Himmel $I_{clearsky}$ [38]:

$$k^* = \frac{I_{glob,ecmwf}}{I_{clearsky}} \quad (3.1)$$

Die Interpolation über diesen k^* -Quotienten ist in Abbildung 3.8 durch die schwarze Linie dargestellt. Durch die Einbeziehung des Clearsky-Index wird hier ein realistischer Tagesgang der solaren Einstrahlung berücksichtigt und somit können die Bodenmessungen (grün) deutlich besser repräsentiert werden.

Neben der zeitlichen Interpolation werden die ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen auch räumlich gemittelt, um die Entsprechung zwischen den beiden nicht ganz deckungsgleich liegenden Halbgradgittern des ECMWF und des EURAD-Systems zu verbessern und damit die Vergleichbarkeit zwischen den Globalstrahlungsvorhersagen des ECMWF und des AFSOL-Modells zu erhöhen. Dabei wird für jede der zur Verfügung stehenden Bodenvalidierungsstationen das arithmetische Mittel zwischen den umliegenden ECMWF-Gitterwerten berechnet. Analysen

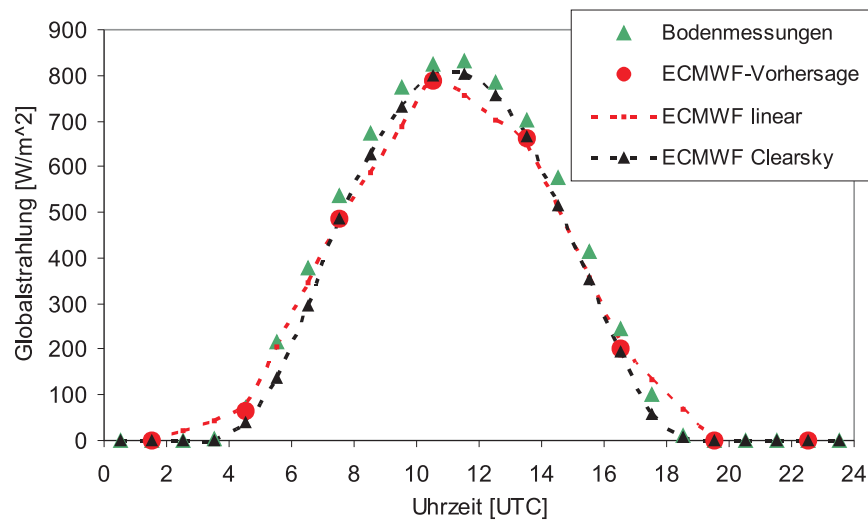


Abbildung 3.8: Schema der zeitlichen Interpolation der ECMWF-Vorhersagen. Beispiel Ljubljana, 1.07.2003

hierzu zeigen, dass diese Variante der Mittelwertbildung die höchste Genauigkeit zeigt und dass aufgrund der Streuung der modellierten Globalstrahlungswerte andere Methoden, beispielsweise eine nach Entfernung gewichtete Interpolation, die Genauigkeit im Vergleich zu den Bodenmessungen nicht weiter erhöhen [38].

In GIRODO (2006) sind Genauigkeitsanalysen von räumlich und zeitlich wie beschrieben interpolierten ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen gegenüber Bodenmessungen von 18 Stationen in Deutschland dargestellt: für wolkenlose Situationen in den Sommern 2003 und 2004 ergibt sich ein relativer RMSE von 14-15%, bei Berücksichtigung aller Wolkensituationen erhöht sich dieser auf 35-42% [38].

Clearsky-Modell

Das für diese Interpolation der ECMWF-Vorhersagen verwendete Clearsky-Modell trennt die Globalstrahlung in Direkt- und Diffusstrahlung auf und modelliert beide Anteile separat [45]. Die Direktstrahlung wird unter Berücksichtigung eines Trübungs-faktors nach LINKE berechnet, der die Extinktion einer Atmosphäre mit Aerosolen und sämtlichen gasförmigen Substanzen im Vergleich zu derjenigen Extinktion beschreibt, die von der gleichen Luftmasse ohne Wasserdampf und Aerosole hervorgerufen würde. Nach einem Ansatz von BOURGES & DUMORTIER [30] wird hierzu Europa in 13 Trübungs-zonen eingeteilt, wobei jeweils unterschiedliche Jahresgänge der Trübung berücksichtigt werden. Die Diffusstrahlung wird dann nach einem mit empirischen Daten korrigierten Ansatz von DUMORTIER [31] hergeleitet, die den Trübungs-faktor der Luft und den Sonnenstand berücksichtigt.

Zu beachten ist, dass die Verwendung von solch großräumigen Trübungs-zonen an Stelle von genaueren Klimatologien oder gar hochaufgelösten Informationen zur Aerosolbelastung und zum Wasserdampfgehalt je nach Region für Ungenauigkeiten sorgen wird. Bei der geschilderten Anwendung geht es jedoch nicht um den absoluten Betrag der Clearsky-Einstrahlung, sondern lediglich um die korrekte Wiedergabe ihres Tagesganges, da sie nur als Nenner desjenigen Quotienten verwendet wird, mit dem die ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen zeitlich interpoliert werden. Daher ist der Einfluss einer nicht ganz korrekt modellierten Clearsky-Einstrahlung im

Vergleich zu den bei der ECMWF-Globalstrahlungsvorhersage auftretenden Ungenauigkeiten in diesem Fall vernachlässigbar.

Aufteilung in Direkt- und Diffusstrahlung

Da das ECMWF kein Direkt- oder Diffusstrahlungsprodukt anbietet, ist die zusätzliche Nutzung eines Aufspaltungsmoduls notwendig, das die Globalstrahlung, etwa in Abhängigkeit von Sonnenstand und Globalstrahlungshöhe, in Direkt- und Diffusstrahlung auftrennt. Für die vorliegenden Arbeiten wird hierzu das Clearsky-Modell nach SKARTVEIT & OLSETH [100] genutzt, das in einer Vergleichsstudie verschiedener gängiger Verfahren am besten abschneidet [45]. Hierbei geht die vorhergesagte Globalstrahlung sowie die auf den aktuellen Sonnenstand normierte extraterrestrische Globalstrahlung ein [99].

Normalerweise würde auch die stündliche Variabilität der Globalstrahlungsvorhersagen bei der Berechnung des Diffusanteils berücksichtigt werden. Da es sich hier aber um die Anwendung eines Verfahrens auf nur dreistündig verfügbare Globalstrahlungswerte handelt, sind höher aufgelöste Variabilitätsinformation nicht verfügbar. Mögliche Varianten der Parametrisierung von stündlichen Variabilitätsangaben aus Drei-Stunden-Summen der Globalstrahlung sind aber nicht mit einer vertretbaren Genauigkeit zu erzielen. Daher wird hier mangels anderer Informationen ersatzweise bei der Berechnung des Diffusanteils der Globalstrahlungsvorhersagen des ECMWF keine stündliche Variabilität angenommen.

3.2.5 Solarstrahlungsprognose des EURAD-Systems

Auch das Kölner EURAD/MM5-System liefert Vorhersagen der Globalstrahlung, die modellintern etwa für die Berechnung der Bodenfeuchte oder für Konvektions- und Verdunstungsprozesse genutzt werden. Für die vorliegende Studie wurden die im Rahmen der meteorologischen Vorhersageläufe entstandenen spektral integrierten Globalstrahlungswerte archiviert. Wie bei den Partikelvorhersagen sowie den Prognosen der Wolkenparameter (siehe Abschnitt 5.4.4) handelt es sich um stündliche Vorhersagen von jeweils drei Tagen Dauer, die in einem 54 x 54 Kilometer Gitter zur Verfügung stehen.

Im MM5-System stehen für die Darstellung zahlreicher physikalischer Prozesse, wie der Behandlung von Eis- und Wasserwolken oder der Beschreibung der planetaren Grenzschicht, verschiedene Parametrisierungen zur Auswahl. Für die verwendeten Datensätze wurden dabei folgende Ansätze genutzt:

- Wolkenparametrisierung: „Grell Cumulus“ (ICUPA=3). Diese Cumulusparametrisierung ist für Modellgitter mittlerer Auflösung geeignet, weil sie sowohl höheraufgelöste kleinskaligere Regenprozesse als auch gröbere konvektive Niederschlagsprozesse gleichermaßen berücksichtigt. [29]
- Feuchteschema: „Mixed Phase“ (IMPHYS=5). Hierbei handelt es sich um einen Ansatz, der die explizite Vorhersage von Regen- und Eiswolken zulässt sowie unterkühltes Wasser, Wolkeneis und Schnee berücksichtigt, allerdings keinen Graupel oder Hagel. [29]
- Behandlung der Planetaren Grenzschicht: “MRF“ (IBLTYP=5). Für hochaufgelöste Modellrechnungen und längere Zeitschritte zwischen den Modellschritten geeignet. [29]

Es ist explizit darauf hinzuweisen, dass die aus dem MM5-Lauf stammenden meteorologischen Vorhersagen die im EURAD-MADE-Modul gerechneten Partikelprognosen antreiben, ohne dass

eine Rückkoppelung der so vorhergesagten Aerosolbelastung in das Meteorologie-System vorgesehen ist. Dies bedeutet, dass mit dem EURAD-System zwar Aerosolkonzentrationen vorhergesagt, diese aber nicht für die Vorhersage der modelleigenen Globalstrahlung verwendet werden. Vielmehr handelt es sich bei der Berechnung der Clearsky-Transmissivität um einen Ansatz, der neben der auf den Sonnenstand korrigierten Einstrahlung nur die Länge der zu durchquerenden Atmosphäre sowie den atmosphärischen Wasserdampfgehalt berücksichtigt [40]. Anders als bei den ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen, die im vorigen Abschnitt beschrieben werden, kommen hier also keine groben globalen Aerosolklimatologien zur Anwendung, sondern es erfolgt gar keine Berücksichtigung des Aerosols.

Kapitel 4

Evaluation der Aerosolvorhersagen

4.1 Konzept der Analyse

Eine der Hauptfragestellungen dieser Arbeit zielt auf die Anwendbarkeit der auf dem EURAD-System basierenden Aerosolprognosen in der Strahlungsvorhersage für energiewirtschaftliche Anwendungen. Hierzu ist es notwendig, die Genauigkeit der EURAD-Aerosolvorhersagen in Kombination mit der AOT-Konvertierungsroutine (vgl. Abschnitt 3.1) unter verschiedenen Gesichtspunkten zu analysieren, um eine akkurate Einschätzung der Zuverlässigkeit dieser Methode entwickeln zu können.

Ein wichtiger Gesichtspunkt bei der Analyse ist die Möglichkeit zur Abschätzung einer Qualitätsinformation bei der Vorhersage der Aerosolbelastung. Die Identifikation von kleinen oder größeren Regionen, Jahreszeiten oder meteorologischen Situationen, in denen das analysierte Verfahren statistisch belastbar besonders gut oder besonders ungenau funktioniert, ist daher ein wichtiger Hinweis: bei weiteren Arbeiten mit EURAD-basierenden Aerosolvorhersagen könnte so in Zukunft den Prognosen gleichzeitig ein Qualitätsindex mitgegeben werden, der vor besonders unzuverlässigen Situationen warnt oder besonders genau vorherzusagende Zeitpunkte hervorhebt.

Die Beurteilung der EURAD-basierenden Aerosolvorhersage ist im Folgenden in drei Abschnitte gegliedert: zunächst erfolgt eine Berücksichtigung räumlicher Gegensätze sowie spezifischer Besonderheiten einzelner Regionen des Untersuchungsgebietes. Anschließend werden die zeitlichen Komponenten der Prognosen betrachtet, mit Schwerpunkt auf der Tages- und der Jahreszeit der Vorhersage. Zuletzt werden unterschiedliche meteorologische oder chemisch-physikalische Aspekte berücksichtigt, etwa die Prognoselänge, die vorherrschende Gesamtwetterlage oder der dominierende Partikeltyp.

Zur besseren Übersicht soll als Erstes eine Gegenüberstellung der insgesamt vorkommenden Wertebereiche der AOT_{550} gegeben werden, die aus der Gesamtanzahl der über 53.000 Wertepaare resultiert, die sich aus 32 Validierungsstationen (vgl. Abschnitt 3.2.1), 153 Tagen und 72 Vorhersagestunden ergeben. Hierzu ist in Abbildung 4.1 (links) zunächst ein Streudiagramm der auftretenden Kombinationen von EURAD-basierenden und AERONET-Werten der AOT_{550} dargestellt.

Für diese Analyse werden Wertebereiche von jeweils 0,025 zusammengefasst. Dabei entspricht die Farbcodierung der Anzahl derjenigen Wertepaare, die in die entsprechende Kombination von AOT-Werten fallen. Es ist zu erkennen, dass sich ein Großteil der EURAD-basierenden Aerosolvorhersagen im Wertebereich bis 0,4 befindet (farbiger Bereich), zum überwiegenden

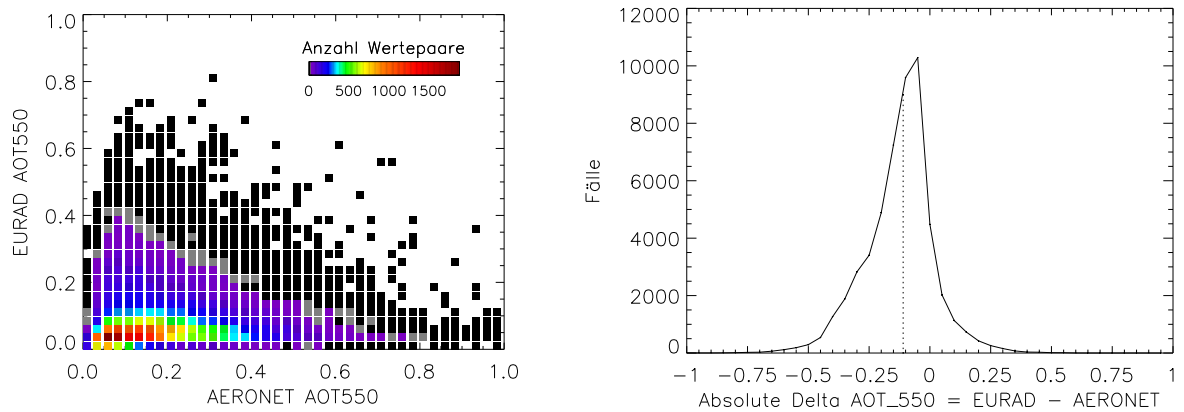


Abbildung 4.1: Streudiagramm der auftretenden Wertekombinationen der AOT₅₅₀; Histogramm der absoluten Differenzen der AOT₅₅₀ (EURAD minus AERONET); Datengrundlage jeweils 153 Tage, 32 Stationen und 72 Vorhersagestunden

Teil sogar nur zwischen 0 und 0,1 (grün-gelb-roter Bereich). Im Gegenzug hierzu liegen die AERONET-Messungen fast vollständig im Bereich bis 0,6 (farbige Markierungen), wobei wiederum die Mehrheit der Fälle zwischen 0 und 0,4 anzusiedeln ist. Die maximalen Vorkommen aller Wertekombinationen, in rot-braunen Farbtönen, liegen also nicht auf der Winkelhalbierenden des Diagramms, sondern sind deutlich in Richtung der AERONET-Daten verschoben: die EURAD-basierenden AOT-Vorhersagen unterschätzen demnach im Mittel die Bodenmessungen.

Diese mittlere Unterschätzung durch das Modellsystem ist auch in der Abbildung 4.1 (rechts) zu erkennen, die ein Histogramm der absoluten Differenzen der AOT₅₅₀ darstellt. Bei Berücksichtigung sämtlicher Situationen liegt die mittlere Unterschätzung der AOT-Bodenmessungen durch die EURAD-basierende Vorhersage bei -0,11, die Standardabweichung beträgt 0,17. Damit liegt der RMSE der AOT-Vorhersagen bei 0,20, was für die Anwendung bei Strahlungsvorhersagen insgesamt zunächst nicht ausreichend genau ist. Im Folgenden sollen die betrachteten Fälle näher aufgeschlüsselt werden, um die sinnvollsten Ansatzpunkte für eine Verbesserung der Genauigkeit herauszustellen.

4.2 Einfluss räumlicher Besonderheiten

Für eine tiefere Analyse der Prognosegüte der AOT-Vorhersage wird als Erstes die räumliche Verteilung der mittleren absoluten Differenzen über den gesamten Untersuchungszeitraum hinweg aufgeschlüsselt. In Abbildung 4.2 ist hierzu eine Karte des Untersuchungsgebietes dargestellt, wobei die Farbe der Signaturen der einzelnen Validierungsstationen der mittleren absoluten Differenz der AOT₅₅₀ entspricht. Die Größe der offenen Kreise steht für die Variabilität der Verteilung - zur Orientierung sind die Signaturen für eine Standardabweichung von 0,1 bzw. 0,2 abgebildet. Eine tabellarische Darstellung der nach Stationen getrennten mittleren Entsprechung der AOT₅₅₀ und der zugehörigen Variabilitätsangaben ist im Anhang in Tabelle A.3 zu finden.

Es ist zu erkennen, dass ein deutlicher Nord-Süd-Gradient der Vorhersagegüte der AOT vorliegt: während in Nord- und Mitteleuropa rot-braune Signaturenfarben vorherrschen, die einer guten Entsprechung oder einer leichten Überschätzung der gemessenen AOT entsprechen, liegen im zentralen Mittelmeerraum erhebliche Unterschätzungen der AOT₅₅₀ vor, die in der Darstel-

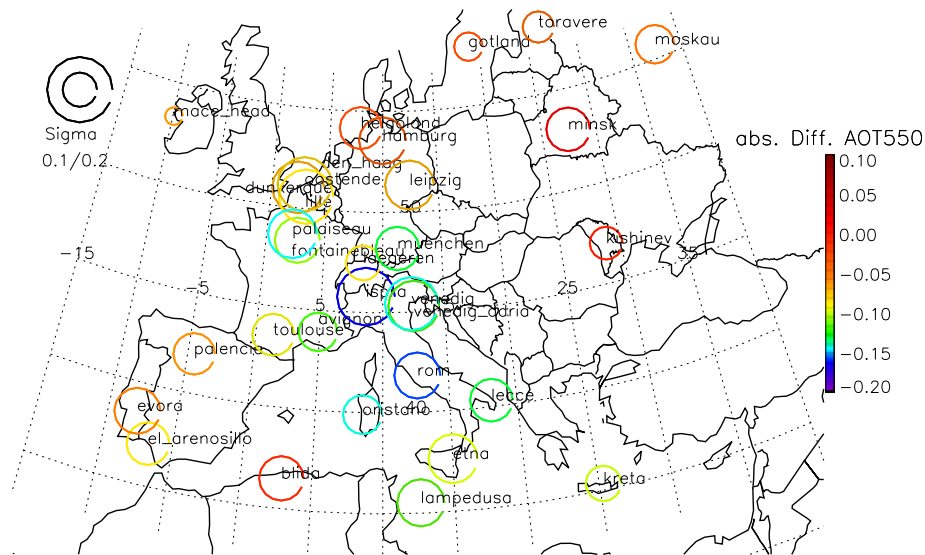


Abbildung 4.2: Mittlere absolute Differenzen der AOT₅₅₀ (EURAD minus AERONET) nach Stationen; die Größe der Markierung entspricht der Variabilität

lung in kühleren Farbtönen erscheinen. Diese gehen zudem oft einher mit erhöhten Variabilitäten, ausgedrückt durch größere Signaturdurchmesser an den entsprechenden Standorten.

Dies bedeutet, dass die EURAD-basierende Aerosolvorhersage im Vergleich zu Bodenmessungen in Nord- und Mitteleuropa generell gute Ergebnisse liefert, während die Prognosegenauigkeit im zentralen Mittelmeerraum im Mittel zu ungenau ist. Zusätzlich jedoch sind die Ergebnisse für einzelne Stationen hervorzuheben, die besonderen geographischen Lagen entsprechen: so werden die inmitten oder nahe Großstädten liegenden Stationen (Paris, München) klar durch das Modell unterschätzt. Diese beiden Stationen sind neben der Station in Ispra auch diejenigen Standorte, die (laut AERONET-Bodenmessungen) im Mittel die kleinsten Partikeldurchmesser aufzuweisen haben - ein Hinweis auf eine besonders hohe industrielle Belastung. Die Unterschätzung dieser Standorte ist nachvollziehbar, wenn die grobe räumliche Auflösung des EURAD-Vorhersagesystems berücksichtigt wird: eine Gitterweite von 54 km ist nicht geeignet, um kleinräumige Stadt-Land-Gegensätze ausreichend genau darzustellen. Auch wenn die Koordinatoren des AERONET-Messnetzwerkes darauf achten, möglichst repräsentativ für ihr Umland stehende Aerosol-Messstationen auszuwählen, so kann doch davon ausgegangen werden, dass dies insbesondere in der Nähe von einzeln liegenden Städten nur schwer möglich ist.

Ein anderer Aspekt betrifft die Frage, inwieweit das in die EURAD-Aerosolvorhersage eingehende Emissionskataster die unterschiedlichen Regionen ausreichend genau repräsentiert. Es fällt beispielsweise das stark industriell geprägte norditalienische Po-Tal auf, dessen Stationen (zweimal Venedig, Ispra) ebenfalls deutliche mittlere Unterschätzungen aufweisen. Diese Region, morphologisch ungünstig in einer Tallage angesiedelt, hat vor allen Dingen in den Sommermonaten immer wieder mit Industriesmog zu kämpfen. Es stellt sich daher die Frage, ob diese für mitteleuropäische Verhältnisse ungewöhnlich hoch belastete Region in den Emissionskatastern, die der EURAD-Vorhersage zugrunde liegen, ausreichend berücksichtigt wird. Diese Problematik ist auch bereits in einer früheren Studie, die sich mit der Analyse der AOT-Vorhersagegüte eines einwöchigen Zeitraum im Februar 2004 beschäftigt, deutlich geworden [16].

Einfluss von Sahara-Wüstenstaubausrüchen

Eine weitere Erklärung für die im zentralen Mittelmeerraum auftretenden deutlichen Unterschätzungen der Aerosolbelastung durch das Modell, verbunden mit erhöhten Variabilitäten, ist im Auftreten der dort gelegentlich vorkommenden Sahara-Wüstensandstürme zu sehen, die in der verwendeten Version des EURAD-Modells derzeit noch nicht erfasst werden (vgl. Abschnitt 3.1).

Der Transport von Sahara-Wüstensand in Richtung Europa wird typischerweise durch Zyklone südlich des Atlasgebirges ausgelöst, die sich bedingt durch den thermalen Kontrast der kalten maritimen Atlantikluft und warmer kontinentaler Luft entwickeln. Im zentralen Mittelmeer treten diese Staubepisoden vor allem im Sommer auf, mit etwa vier bis fünf Tagen pro Monat (Jahressumme: 15-20 Tage). Das östliche Mittelmeer ist im Frühjahr betroffen und im westlichen Mittelmeer sind im Herbst die meisten Staubstürme zu beobachten. [72] Folgerichtig sind auch insbesondere die Stationen im zentralen Mittelmeerraum von einer deutlichen Unterschätzung durch das Modell gekennzeichnet, diejenigen weiter östlich erleben entsprechende Sandstürme vor allem außerhalb der hier gewählten Untersuchungsperiode.

Diese Episoden dauern typischerweise zwei bis drei Tage an. Die Staubmassen ziehen dabei zunächst über Nordafrika und dann nach Norden weiter und transportieren dabei in fünf bis acht Kilometern Höhe nach verschiedenen Schätzungen pro Jahr zwischen 80 und 160 Tg Staub ins Mittelmeer [3]. Dabei hängt die Menge des transportierten Materials von der Partikelgröße und den auftretenden Windgeschwindigkeiten ab.

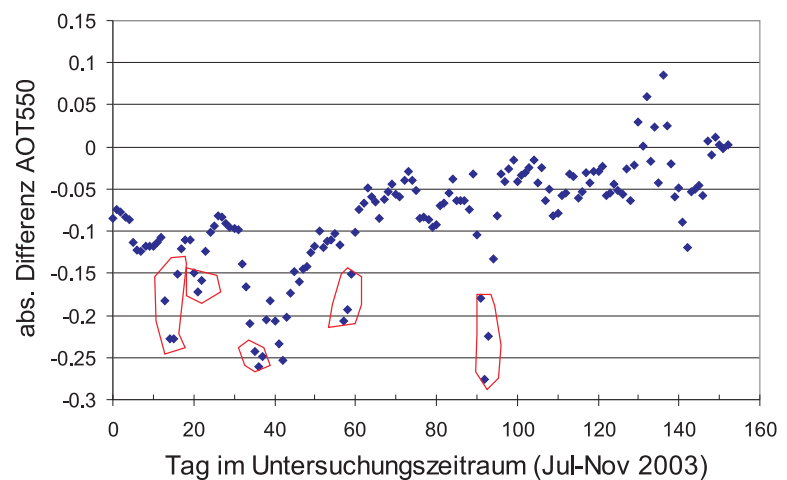
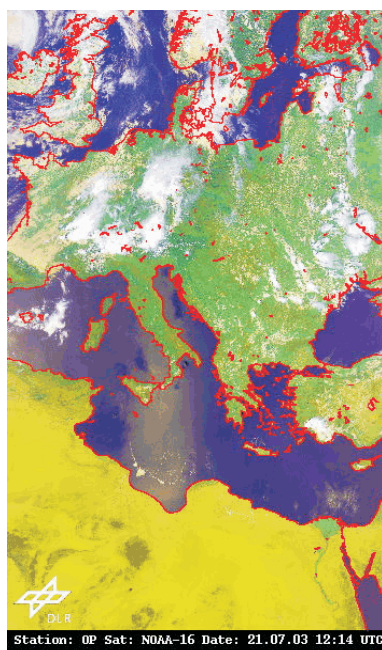


Abbildung 4.3: Sahara-Wüstenstaub über dem Mittelmeer, NOAA-16-Aufnahme vom 21.07.2003 [DLR]; Tagesmittel der absoluten Differenzen der AOT_{550} , Tage mit Wüstenstaubausrüchen im zentralen Mittelmeerraum sind markiert

Ein solcher Fall ist in Abbildung 4.3 (links) zu sehen, der die Situation über Europa am 21. Juli 2003 aus Sicht des amerikanischen NOAA-16-Satelliten zeigt. Es ist deutlich zu erkennen, dass praktisch die gesamte italienische Halbinsel vom Einflussbereich der transportierten mineralischen Partikel betroffen ist, die vermutlich durch ein Randtief des Tiefdruckwirbels über England und Frankreich nach Norden gesaugt werden. Dies führt zu stark erhöhten AOT-

Bodenmessungen der italienischen Stationen am betreffenden Tag, die vom Modell auf Grund der fehlenden Einbindung des entsprechenden Moduls nicht erfasst werden können.

Die mittlere Vorhersagegüte einzelner Stationen und auch der Summe aller Stationen kann durch diese kurzzeitigen Staubereignisse stark beeinflusst werden. In Abbildung 4.3 (rechts) sind die Tagesmittel der absoluten Differenzen der AOT_{550} (EURAD Modell minus AERONET Bodendaten) für alle Stationen dargestellt. Es ist zu erkennen, dass ein Großteil der vorkommenden starken Unterschätzungen durch das Modell oftmals in kleinen abgetrennten Episoden vorliegt. Die rot umrahmten Zeiträume stellen dabei diejenigen Tage dar, in denen im zentralen Mittelmeerraum per Vergleich mit dem Satellitenbild Wüstenstaubausrüche wie im Fall der nebenstehenden NOAA-16-Aufnahme nachgewiesen werden können.

Werden etwa für die Station am Ätna (Sizilien) bei zwei zweitägigen Episoden alle Aerosolmessungen ausgeschlossen, die sehr große (Sand-)Partikel gemessen haben, so ergibt sich für den Mittelwert über die gesamten fünf Monate eine Verringerung der Unterschätzung für diesen Standort von -0,16 auf -0,09, die Standardabweichung für den Gesamtzeitraum sinkt dadurch von 0,23 auf 0,14. Ähnliche Effekte lassen sich für die Stationen in Oristano, Rom, Lampedusa und Lecce beobachten.

Werden für die gesamte Episode und alle Stationen alle diejenigen Messungen herausgenommen, die eine Unterschätzung der AOT um mehr als 0,4 zur Folge haben sowie gleichzeitig besonders große Partikeldurchmesser aufweisen (α kleiner als 0,7, siehe Abschnitt 2.2.2), so verbessert sich ebenso das Gesamtergebnis: der RMSE sinkt von 0,20 auf 0,17. Eine noch deutlichere Verbesserung erhält man, wenn die besonders staubsturmreichen Monate Juli und August aus der Statistik entfernt werden: dann beträgt die mittlere Unterschätzung nur noch -0,06 und der resultierende RMSE der AOT-Vorhersage 0,15.

Diese Gedankenspiele sollen verdeutlichen, wo ein wichtiger Ansatz zur Optimierung der vorgestellten Methode zur AOT-Vorhersage für Solarstrahlungsberechnungen liegt, damit die in Abschnitt 5.3 aufgestellte Genauigkeitsanforderung für Aerosolinformationen im Bereich von 0,1 (RMSE) eingehalten werden kann. Es ergibt sich also, dass die Einbeziehung von Informationsquellen zur Wüstenstaubbelastung eine sehr gute Möglichkeit darstellt, um die Aerosolvorhersage an Hand von Chemie-Transport-Modellen deutlich zu verbessern: dies optimiert sowohl die besonders schlecht vorhersagbaren Monate Juli und August wie auch gleichzeitig diejenigen Stationen mit einer hohen Exposition an Sandstaubepisoden. Eine mögliche Variante ist hierbei die Assimilation von satellitenbasierenden Aerosolmessungen in die verwendeten Chemie-Transport-Modelle, was momentan am Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum zusammen mit Mitarbeitern des Instituts für Geophysik der Universität zu Köln im Rahmen des AERO-SAM-Projektes verfolgt wird [82].

4.3 Zeitlich bedingte Abhängigkeiten

Einfluss der Jahreszeit

Eine weitere Abhängigkeit der Vorhersagegüte der modellierten Aerosolinformationen ergibt sich als Funktion der Jahreszeit. Wie auch schon im Gesamtverlauf der Tagesmittel in Abbildung 4.3 (rechts) zu erkennen ist, unterschätzen die modellierten AOT im Juli und August 2003 deutlich die gemessenen Aerosolwerte, während im restlichen Zeitraum (September bis November 2003) zutreffendere Aerosolvorhersagen vorherrschen. In Abbildung 4.4 ist ein Histogramm der nach Monaten getrennten absoluten Differenzen der AOT_{550} gezeigt, auf Grund sehr unterschiedlicher Datenmengen in einer normierten Darstellung. Sehr deutlich ist dabei zu erkennen, dass im

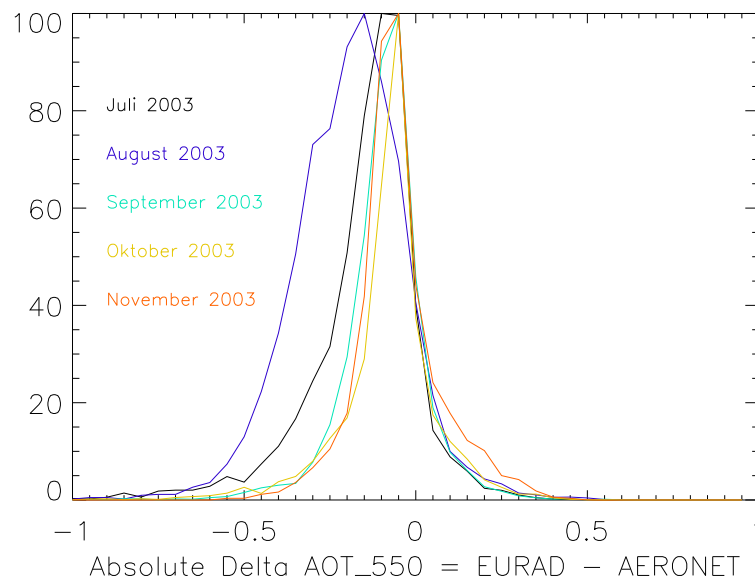


Abbildung 4.4: Histogramm der absoluten Differenzen der AOT_{550} (EURAD minus AERONET) nach Monaten getrennt, normiert

August (blaue Linie) und im Juli (schwarze Linie) deutliche mittlere Unterschätzungen durch das Modell vorliegen, die im Mittel bei $-0,17$ und $-0,12$ liegen (siehe Tabelle 4.1). Im Herbst des Jahres 2003 können die Bodenmessungen der AOT hingegen deutlich besser repräsentiert werden (im Mittel $-0,05$).

Monat	Bias AOT_{550}	Sigma AOT_{550}	RMSE AOT_{550}	Anzahl Stundenwerte
Juli	-0,12	0,17	0,21	16289
August	-0,17	0,17	0,24	16063
September	-0,07	0,13	0,15	12360
Oktober	-0,06	0,17	0,19	5249
November	-0,03	0,12	0,13	3343

Tabelle 4.1: Prognosegüte der AOT_{550} nach Monaten mit Angaben zu Bias, Standardabweichung und RMSE sowie der Anzahl der eingehenden Stundenmittelwerte

Diese Effekte lassen sich zum einen mit den bereits genannten Wüstenstaubausbrüchen im mittleren und westlichen Mittelmeerraum erklären, weiterhin jedoch auch mit der ungewöhnlich trockenen und staubigen Witterung über ganz Mitteleuropa während des heißen Sommers. Die Wetterlage führte neben erheblichen Problemen mit photochemischem Smog zu einer deutlichen Verringerung von nassen Depositionsvorgängen im Vergleich zum langjährigen Mittel. So konnten sich aufgewirbelte Aerosolkonzentrationen besonders lange in der Luft halten, was von Seiten des EURAD-Modells so nicht erfasst wurde. Weiterhin kam es Anfang August zu großflächigen Waldbränden in Portugal, die größere Mengen an Primärpartikeln in die Atmosphäre emittierten.

Zu betonen ist, dass der gefundene Zusammenhang nicht auf die unterschiedlichen Anzahlen von Messungen der verschiedenen Stationen in den verschiedenen Monaten zurückzuführen ist: auch bei einer nach Stationen normierten Berücksichtigung, in der für die Monatsmittelwerte alle Stationen unabhängig von der tatsächlichen Anzahl ihrer Messungen gleich gewichtet werden, ist

der gefundene Sommer-Herbst-Gegensatz zu beobachten. Dies ist auch der Fall, wenn die durch Sandstaubepisoden betroffenen Validierungsstationen von der Analyse ausgeschlossen werden.

Einfluss der Tageszeit

Neben der Untersuchung jahreszeitlicher Einflüsse auf die Prognosegenauigkeit der AOT-Vorhersage ist weiterhin auch die Überprüfung einer tageszeitlichen Abhängigkeit von Relevanz. Es ergibt sich, dass weder die mittlere Vorhersagegenauigkeit noch die Variabilität der Prognosegüte von der Tageszeit abhängig ist: bis auf sehr frühe und sehr späte Zeitpunkte, die nur geringe Datenmengen zur Verfügung haben, liegt der RMSE der AOT_{550} konstant zwischen 0,19 und 0,21 (siehe Tabelle 4.2). Daher wird an dieser Stelle auf eine grafische Darstellung der Ergebnisse verzichtet.

<i>Uhrzeit [UTC]</i>	<i>Bias AOT_{550}</i>	<i>Sigma AOT_{550}</i>	<i>RMSE AOT_{550}</i>	<i>Anzahl Stundenwerte</i>
4	-0,03	0,09	0,10	104
5	-0,15	0,16	0,21	1969
6	-0,12	0,16	0,20	3763
7	-0,10	0,16	0,19	4325
8	-0,11	0,17	0,20	4898
9	-0,11	0,17	0,20	4881
10	-0,11	0,17	0,20	4713
11	-0,10	0,16	0,20	4589
12	-0,11	0,17	0,20	4506
13	-0,11	0,16	0,19	4609
14	-0,11	0,17	0,20	4581
15	-0,12	0,17	0,21	4203
16	-0,12	0,16	0,20	3627
17	-0,14	0,16	0,21	2337
18	-0,04	0,09	0,10	199

Tabelle 4.2: Prognosegüte der AOT_{550} nach Tageszeit mit Angaben zu Bias, Standardabweichung und RMSE sowie der Anzahl der eingehenden Stundenmittelwerte

4.4 Meteorologische Einflussgrößen

Einfluss der Prognosedauer

Ein weiterer Gesichtspunkt ist die Abhängigkeit der Vorhersagegüte von der Dauer der Prognose. Da ein mesoskaliges meteorologisches Modell - das MM5 (vgl. Abschnitt 3.1) - Teil des EURAD-Systems ist, steht zu erwarten, dass sich die Prognosegüte mit zunehmender Dauer verschlechtert. In Abbildung 4.5 ist hierzu ein Histogramm der absoluten Differenzen der AOT (Modell minus Messung) dargestellt, getrennt für jeweils die ersten 24 Stunden (1. Tag), die Stunden 25 bis 48 (2. Tag) und die Stunden 49 bis 72 (3. Tag) jedes Vorhersagelaufes.

Da die Verteilungskurven der unterschiedlichen Vorhersagelängen einander sehr ähneln und wegen der wiederum unterschiedlichen Fallzahlen wurde hier eine normierte Darstellung gewählt. Die mittlere Unterschätzung steigt von -0,13 (1. Tag) über -0,11 (2. Tag) hin zu -0,09 (3. Tag), verbessert sich also mit zunehmender Prognoselänge. Dies dürfte allerdings nur ein Scheinzusammenhang sein - die insgesamt vorliegende Tendenz zur Unterschätzung der AOT durch das

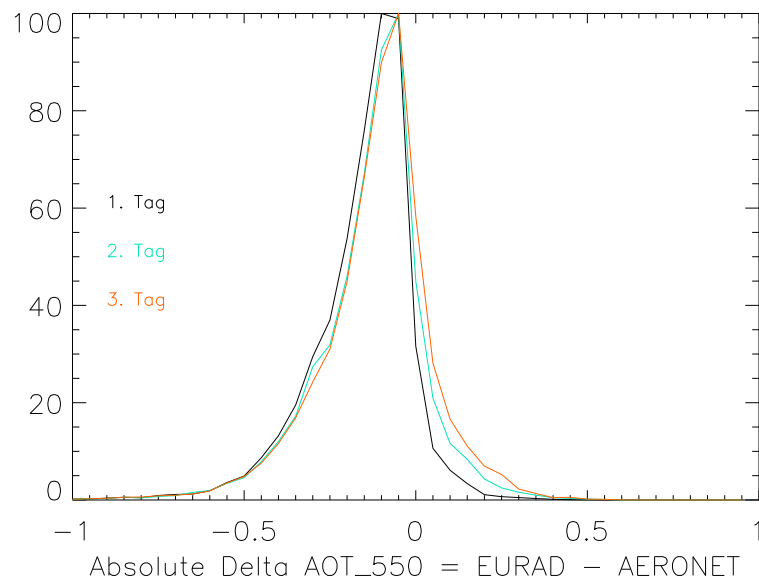


Abbildung 4.5: Histogramm der absoluten Differenzen der AOT_{550} (EURAD minus AERONET) nach Vorhersagetagen getrennt, normiert

Modell wird vermutlich überlagert von einem Drift hin zu Überschätzungen bei länger andauernden Prognosezeiträumen.

In der Variabilität der Vorhersagegüte, die für alle drei Tage bei einem RMSE von 0,20 liegt (vgl. Tabelle 4.3), ist insgesamt keine Tendenz festzustellen. Dies ist jedoch durch eine Kompensation der bei zunehmender Prognosedauer absinkenden mittleren Unterschätzung mit einer parallel dazu ansteigenden Fehlerstreuung zu erklären: suggeriert durch die Kombination dieser unterschiedlichen Fehlerverläufe entsteht so der Eindruck einer gleichbleibenden Prognosegüte, der allerdings nicht der Realität entspricht. Weitere Untersuchungen anderer, zusätzlicher Datenzeiträume könnten in diesem Punkt Klarheit schaffen.

<i>Vorhersagetag</i>	<i>Bias AOT_{550}</i>	<i>Sigma AOT_{550}</i>	<i>RMSE AOT_{550}</i>	<i>Anzahl Stundenwerte</i>
0	-0,13	0,15	0,20	18644
1	-0,11	0,17	0,20	17636
2	-0,09	0,17	0,20	17024

Tabelle 4.3: Prognosegüte der AOT_{550} nach Vorhersagedauer mit Angaben zu Bias, Standardabweichung und RMSE sowie der Anzahl der eingehenden Stundenmittelwerte

Einfluss der großräumigen Wetterlage

Eine weitere Möglichkeit besteht in der Analyse der Vorhersagegenauigkeit im Hinblick auf die vorherrschende großräumige Wetterlage. Ein solcher Zusammenhang würde insbesondere die Bildung eines Qualitätsindex erleichtern, mit dem jedem Vorhersagewert ein Konfidenzintervall mitgegeben werden könnte.

Hierfür werden zwei verschiedene Möglichkeiten von Wetterklassifizierungssystemen herangezogen: zum einen die Großwetterlagen (GWL) Europas, die nach einem auf HESS und BREZOWSKY zurückgehendes Verfahren für den gesamten europäischen Raum be-

stimmt werden. Als Großwetterlage wird hierbei die mindestens drei Tage anhaltende „mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas“ angesehen [7]. Es werden so 29 Großwetterlagen unterschieden, die sich in drei Gruppen von Zirkulationsformen aufteilen (zonal, meridional und gemischt). Zur Übersichtlichkeit und besseren statistischen Verwertbarkeit werden diese 29 GWL meist zu sechs Großwettertypen aggregiert, die sich nach der Zirkulationsform und der Hauptanströmrichtung der Luft bestimmen. [36] Die GWL Europas für den Zeitraum ab 2003 sind unter <http://www.dwd.de/de/wir/Geschaeftsfelder/Medien/Leistungen/GWL/2002/index.htm> erhältlich.

Weiterhin wird die am DWD entwickelte Objektive Wetterlagenklassifikation (OWL) nach BISSOLI und DITTMANN genutzt. Diese beruht auf einem numerischen, reproduzierbaren Verfahren der Einteilung der großräumigen Wetterlage über einem definierten Gebiet an Hand aller dort liegenden Gitterpunkte des Globalmodells (GME) des DWD. Hierzu werden die Hauptanströmrichtung, die Zirkulationsrichtung (zyklonal/antizyklonal) in 950 und 500 hPa Höhe (entsprechend ungefähr 500 und 5500 m über NN) sowie eine Feuchtigkeitseinschätzung im Vergleich zum langjährigen Monatsmittel verwendet, so dass sich insgesamt 40 Klassen ergeben. [11] Die Analysedaten für die Region Deutschland sind online unter <http://www.dwd.de/de/Funde/Klima/KLIS/prod/monitoring/wlk/abruf-wlkdaten.htm> abrufbar.

In einer ersten Untersuchung werden für den Zeitraum Juli bis November 2003 die Einstufungen der beiden Klassifizierungen verglichen. Es ergeben sich dabei keine signifikanten Zusammenhänge, auch nicht bei Gruppierung der 29 GWL-Klassen in sechs Großwettertypen und/oder der Zuordnung der OWL-Klassen zu Untergruppen, etwa derselben Hauptanströmrichtung. Dies bedeutet, dass die für Deutschland berechnete OWL nicht generell auf die gesamteuropäisch ausgerichtete GWL übertragbar ist. Daher können hier keine allgemeingültigen Aussagen betreffend des Einflusses von großräumigen Wetterlagen auf die AOT-Prognosegüte getroffen werden.

Aber auch getrennt ist den einzelnen Wetterlagen bzw. Wetterlagengruppen aus den beiden Klassifikationsverfahren kein statistischer Zusammenhang mit der mittleren Vorhersagegüte und deren Variabilität nachzuweisen. Auch wenn für die Analyse unter Verwendung der OWL nur deutsche Stationen benutzt werden - eine naheliegende Einschränkung, da die OWL-Klassifikation immer nur für diejenige Region gilt, von deren Modellgitterpunkten die mittlere Anströmrichtung, die Zyklonalität und die Feuchte bestimmt werden - ergibt sich keine statistisch signifikante Korrelation.

Zu einer ähnlichen Einschätzung gelangt eine Studie, die eine Klassifizierung der Vorhersagegenauigkeit der Windgeschwindigkeit auf Grund der vorherrschenden Großwetterlagen untersucht: auch hier finden sich keine statistisch belastbaren Korrelationen [65]. Dies bedeutet insgesamt, dass nach der durchgeführten Analyse eine Klassifizierung in Groß- oder Gesamtwetterlagen nicht geeignet ist, um eine Qualitätseinschätzung von AOT-Prognosen zu ermöglichen.

Abhängigkeit von der Variabilität der Bodenmessungen vorangegangener Zeiträume

Die Prognosegüte der EURAD-basierenden AOT-Vorhersagen lässt sich als Funktion der Variabilität in den Bodenmessungen darstellen, wie sie sich über die letzten Stunden vor dem Vorhersagezeitpunkt ergeben hat. Je nach betrachteter Station ergeben sich hierbei unterschiedlich hohe Korrelationen, die allerdings in den meisten Fällen auf die zuvor geschilderten Wüstensturmepisoden zurückzuführen sind: ist die Variabilität der Bodenmessungen einer Station besonders hoch gewesen, so wird der zugrundeliegende Staubausbruch, der durchschnittlich zwei bis drei Tage anhält, in den meisten Fällen auch noch weitere Stunden für eine deutliche

Unterschätzung durch die Vorhersage verantwortlich sein.

Hohe Variabilitäten in bereits zurückliegenden Bodenmessungen sind also ein Indiz für deutliche Unterschätzungen. Über alle Stationen betrachtet, liegt die Korrelation der vorangegangenen Variabilität mit der mittleren Prognosegüte bei Werten von 75 bis 80% (Korrelationskoeffizient r^2), je nachdem, ob die letzten fünf oder nur zwei Stunden berücksichtigt werden. Soll der gesamte vorangegangene Tag als Indikator für die Vorhersagegenauigkeit einer AOT-Prognose dienen, so liegt r^2 nur noch bei etwa 40%.

Dieser Zusammenhang ist jedoch fast vollständig auf die Existenz der Sahara-Wüstenstürme zurückzuführen und tritt in anderen Regionen nicht auf. Zudem ist die praktische Verwendung dieses Ansatzes als Qualitätsindikator für die Prognosegenauigkeit der AOT begrenzt, da ein Nahe-Echtzeit-Datenzugriff auf qualitätskontrollierte Bodenmessungen der AOT von Nöten wäre, um effiziente Ergebnisse erzielen zu können.

Eine Abhängigkeit der Vorhersagequalität von der Variabilität der vorangegangenen AOT-Vorhersagen des EURAD-basierenden Systems ist hingegen nicht gegeben.

Abhängigkeit von der Partikelgröße

Es liegt nahe, die Charakterisierung einer Station und ihrer zugehörigen Prognosegenauigkeit an Hand der vorherrschenden Partikelvarianten dieser Region durchzuführen. Aufgrund von fehlenden Informationen zur chemischen Zusammensetzung der Aerosolmischungen bietet sich die mittlere Größenverteilung der Partikel an einem Standort an, als Hinweis auf die spektrale Abhängigkeit der AOT und als Indikator für die vermutliche Herkunft des Aerosols. Hierzu wird der Mittelwert des Ångströmkoefizienten α (siehe Gleichung 2.10) einer jeden Station untersucht, weiterhin die zugehörige Verteilung bzw. Variabilität. Dabei stehen kleinere Werte bis etwa 0,8 von α für große Partikel (Sand, Asche, Meersalz) und größere Werte (ab 1,3) für feine Partikel, etwa Industrieemissionen und Ruß aus Biomasse- oder Dieselerbrennungsprozessen.

Es lässt sich insgesamt sagen, dass die „kritischen Stationen“ - die mit der geringsten Vorhersagequalität - meist diejenigen Stationen sind, die eine hohe **Variabilität von α** aufweisen. Dies erscheint logisch, schließt diese Gruppierung doch diejenigen Stationen ein, die gelegentlichen Wüstenstaubausbrüchen ausgesetzt sind. Allerdings gilt dieser Zusammenhang nicht in jedem Fall: z.B. Rom weist einen vergleichsweise hohen RMSE von 0,25 auf, hat aber eine niedrige Variabilität von α . Andersherum ist für Gotland beispielsweise eine hohe Variabilität der Partikelgröße festzustellen, aber eine insgesamt gute Vorhersagegenauigkeit mit einem RMSE von 0,09. Diese Widersprüche lassen sich auch in der Korrelation der Standardabweichung von α mit der Vorhersagegenauigkeit (RMSE) erkennen: der Korrelationskoeffizient r^2 beträgt nur 22%. Auf Grund der durchgeführten Analysen kann daher von keinem durchgängig existierenden Zusammenhang ausgegangen werden.

Der **mittlere Partikeldurchmesser** des Aerosolvorkommens und damit der mittlere Aerosoltyp einer Station, ausgedrückt als Ångströmkoefizient α , ist statistisch nicht mit der Vorhersagegenauigkeit in Einklang zu bringen, der Korrelationskoeffizient r^2 liegt bei etwa 4%. Eine Versuch der manuellen Korrelation der Form der Partikelgrößenverteilung, etwa nach uni-, bi- und trimodalen Varianten des Histogrammes aller Vorkommen von Partikelgrößen einer Station (beispielhaft in Abbildung 2.9 zu erkennen), führt ebenfalls zu keinen statistisch unterscheidbaren Klassen der Vorhersagegenauigkeit.

Kapitel 5

Das AFSOL - System

5.1 Konzept

Ein Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist die Konzeption und Erstellung eines Moduls zur spektral aufgelösten Direkt- und Globalstrahlungsvorhersage, optimiert für die Belange der Solarenergiewirtschaft: das AFSOL - System (**Aerosol-based Forecasts of Solar Irradiance for Energy Applications**). Das in IDL (Interactiv Data Language) programmierte AFSOL-Modul berechnet eine stundengenaue Vorhersage der am Erdboden zur Verfügung stehenden Global- und Direktstrahlung, in der vorliegenden Variante europaweit in einer Auflösung von 54 x 54 Kilometern. Zu Test- und Evaluierungszwecken wird hier die Episode von Juli bis November 2003 bearbeitet (vgl. Kapitel 6), in Abhängigkeit von der Verfügbarkeit der benötigten Eingangsparameter sind jedoch auch beliebige andere räumliche Auflösungen und Zielregionen möglich.

Dabei weicht neben der hohen zeitlichen Auflösung von einer Stunde auch die Art der bereitgestellten Parameter von den üblicherweise erhältlichen Solarstrahlungsinformationen ab und stellt damit den für Energieanwendungen benötigten Mehrwert dieses Ansatzes dar. So sind zwar durchaus über längere Zeiträume gemittelte oder statistisch gewonnene Einstrahlungswerte zum Beispiel auf Basis der Meteosat-Satelliten (etwa Tages-, Monats- oder Jahressummen mit Perzentilangaben) flächendeckend für die Standortplanung erhältlich [75], nicht aber zeitlich hoch aufgelöste Vorhersagen, wie sie etwa für den gewinnorientierten Betrieb von Solaranlagen benötigt werden (vgl. Abschnitt 1.1). Weiterhin wird hier nicht nur die Globalstrahlung angeboten, wie es beispielsweise beim operationellen Betrieb des ECMWF (siehe Abschnitt 3.2.4) der Fall ist, sondern zusätzlich die für konzentrierende solarthermische Kraftwerke notwendige Direkt(normal)strahlung. Zudem besteht die Möglichkeit der Vorhersage einzelner Spektralbereiche, was insbesondere für große Photovoltaikanlagen von Interesse ist, die je nach Modultyp auf unterschiedliche Spektralbereiche beschränkt sind (vgl. Abschnitt 2.3).

Der Grundgedanke des AFSOL-Systems ist die Koppelung der zu AOT konvertierten EURAD-Partikelkonzentrationen (vgl. Kapitel 3.1) mit:

- Wolkeninformationen aus dem EURAD-Modell
- Wasserdampfvorhersagen aus dem EURAD-Modell
- Ozonkonzentrationen aus TOMS-Satellitenmessungen
- Bodenalbedo-Informationen aus 16-Tages-Kompositen des MODIS-Sensors

Das Ergebnis ist ein vollständiges System zur Strahlungsvorhersage für 1 bis 72 Stunden im Voraus, das europaweit auf Basis eines 54-Kilometer-Gitters Prognosen zur Verfügung stellt

(Abbildung 5.1). Diese gewählte Kombination von Eingangsparametern berücksichtigt diejenigen Genauigkeitsanforderungen, die sich aus den in Abschnitt 5.3 beschriebenen Sensitivitätsstudien ergeben. Sie bezeichnet damit nicht die einzig mögliche, sondern eine zu diesem Zeitpunkt sinnvolle Variante der Kombination von Eingangsdatensätzen. Hierbei wird neben den Genauigkeitsanforderungen die Verfügbarkeit von zurückliegenden Datensätzen berücksichtigt sowie auch die Zugriffsmöglichkeiten in naher Echtzeit im Hinblick auf eine mögliche Operationalisierung des Systems.

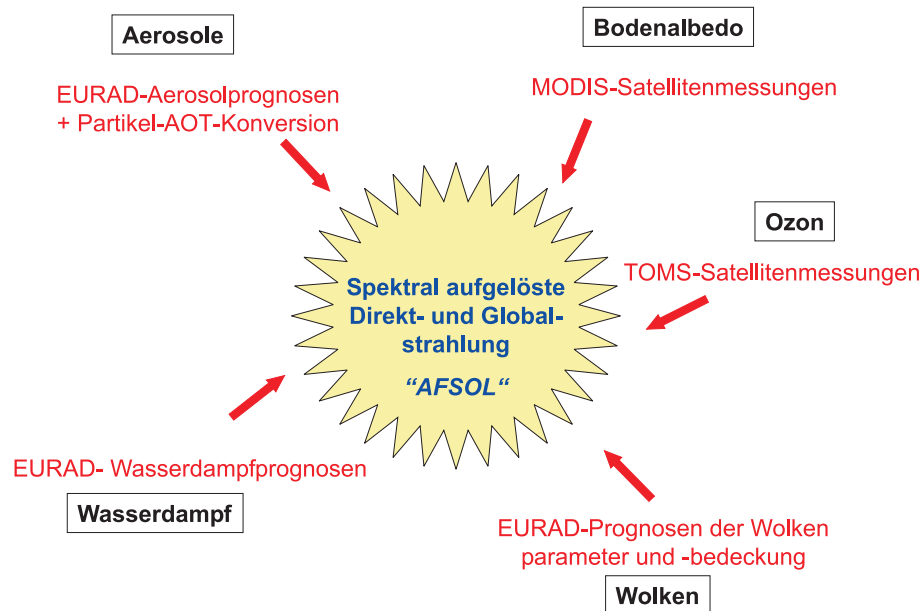


Abbildung 5.1: Schematisierter Aufbau des AFSOL-Systems mit Eingangsparametern

Zu beachten ist, dass der Schwerpunkt dieser Arbeit auf der Prognose der Solarstrahlung für wolkenlose Fälle liegt, da hier sowohl der Einfluss der im Fokus stehenden Aerosole maximal ist als auch ein besonderer Interessenschwerpunkt der Solarindustrie liegt. Die Einbeziehung von bewölkten Situationen erfolgt daher lediglich der Vollständigkeit halber, unter der Verwendung einfacher Parametrisierungen mit den im EURAD-System vorhergesagten Wolkeneigenschaften.

Wahl der Strahlungstransferoutine

Neben der Wahl der Eingangsparameter ist weiterhin die Entscheidung für die zu verwendende Strahlungstransferoutine von Bedeutung. Hierzu ist die Bestimmung der *intrinsischen* Genauigkeit eines Strahlungstransfercodes von Interesse: diese bezeichnet die erreichte Genauigkeit, wenn die relevanten atmosphärischen Eingangsparameter zur Bestimmung der Solarstrahlung genau bekannt sind. Dies setzt voraus, dass zusätzlich zur für Validierungszwecke gemessenen solaren Einstrahlung für denselben Zeitpunkt und Ort Informationen über

- Wolkenbedeckung,
- Wolkenhöhe und -Dicke,
- Flüssigwassergehalt und Tröpfchengröße der Wolken,
- Aerosolkonzentration und -Typ,
- Bodenalbedo,

- atmosphärischen Wasserdampfgehalt und
- atmosphärischen Ozongehalt

vorliegen. In Ergänzung zur Untersuchung der *gesamten* Genauigkeit eines Prognosemodells (siehe Abschnitt 1.2) ermöglicht es dieses Verfahren, die optimale theoretisch erreichbare Genauigkeit eines Strahlungstransportmodells zu bestimmen.

Eine Analyse von MYERS (2005) kommt zu dem Schluss, dass die intrinsische Genauigkeit aktueller Breitband-Atmosphären-Transmissionsmodelle vergleichbar sei mit der korrespondierender Bodenmessdaten: Messungenauigkeiten der Globalstrahlung lägen bei 25-100 W/m² und für die Direktstrahlung noch darunter, während viele Direktstrahlungsmodelle Biaswerte von weniger als 50 W/m² und RMSE-Werte von weniger als 100 W/m² aufwiesen [81]. Diese Einschätzung gilt nach Ansicht des Autors allerdings nur, wenn die atmosphärischen Eingangsdaten vollkommen korrekt vorliegen.

In einer weiteren Studie zur intrinsischen Genauigkeit von 21 Solarstrahlungsmodellen kommt GUEYMARD (2003) zu dem Ergebnis, dass für hohe Sonnenstände bei Verwendung tatsächlicher Beobachtungen der benötigten atmosphärischen Eingangsparameter die Genauigkeit fast aller analysierten Modelle im Rahmen der Messgenauigkeit der für die Validierung verwendeten Pyrheliometer liegt (Bias für DNI von -2% bis +4%, RMSE von 2% bis 6%) [42]. Der Autor erklärt daher, dass vor weiteren Arbeiten an der Erhöhung der Genauigkeit bzw. Erhältlichkeit der wichtigsten Eingangsparameter für die Strahlungsvorhersagen - Aerosolbelastung und atmosphärischer Wasserdampf - eine weitere Verbesserung der Modelle nur bedingt sinnvoll erscheint. Vor allem bei Fällen mit interpolierten, aus Klimatologien entnommenen Informationen für Trübung und atmosphärischen Wasserdampf sei jedoch mit größeren Fehlern bei der Global- und Direktstrahlungsbestimmung zu rechnen [42].

Als weiteres Beispiel für die Analyse der intrinsischen Genauigkeit von Strahlungstransfermodellen ist eine Studie von INEICHEN (2006) zu erwähnen, in der unter Verwendung von Eingangsparametern für unterschiedliche Zeiträume, Stationen, Meereshöhen und Klimazonen mit acht verschiedenen Breitband-Strahlungsmodellen Global- und Direktstrahlungswerte in wolkenlosen Fällen berechnet werden [56]. Die Informationen zur Aerosolbelastung und zum Wasserdampfgehalt entstammen dabei aus den zur Validierung verwendeten Direktstrahlungsmessungen. Als Ergebnis wird festgehalten, dass die untersuchten Modelle alle sehr ähnliche Fehler aufweisen, die für die unterschiedlichen atmosphärischen Situationen und stündliche Berechnungen im Bereich von vernachlässigbaren mittleren Abweichungen und einem RMSE von 1-2% für die Direktstrahlung bzw. 4-5% für Globalstrahlung liegen.

In einem zweiten Schritt derselben Studie werden Strahlungsberechnungen mit klimatologischen Eingangsdaten durchgeführt, wodurch sich bei der gesamten Genauigkeit der beteiligten Modelle im Vergleich zu Bodenmessungen deutliche Unterschiede ergeben. Dabei schneidet das auf dem libRadtran-System basierende SOLIS-Modell (Solar Irradiance Scheme [80]) mit einem RMSE der Direktstrahlung von 14% und der Globalstrahlung von 27% insgesamt am besten ab [56]. Die Unterschiede zwischen den untersuchten Modellen rühren nach dieser Studie vor allem von der Qualität der zur Verfügung stehenden sowie von den Modellen verarbeitbaren Eingangsdaten her, insbesondere bei Trübungsinformationen bzw. Aerosolparametern. Daher ist die Auswahl eines geeigneten Strahlungstransfermodells sinnvollerweise nicht auf Grund der gewünschten Genauigkeit zu entscheiden, sondern an Hand der zur Verfügung stehenden atmosphärischen Eingangsdaten, die je nach verwendetem Modell unterschiedlich aufgebaut sein müssen.

Sollen jedoch auch spektral aufgelöste Informationen berechnet werden, so limitiert sich die Anzahl der zur Verfügung stehenden Routinen erheblich: in der zitierten Studie ist nur das auf dem *libRadtran*-System basierende SOLIS-Modell in der Lage, spektral aufgelöste Global- und Direktstrahlung zu berechnen [56].

Wegen dieser spektralen Zusatzfähigkeiten sowie aufgrund der vergleichsweise guten Ergebnisse im Vergleich zu anderen Strahlungsmodellen wird im Rahmen dieser Arbeit daher das *libRadtran*-System verwendet. Zu beachten ist jedoch, dass es sich hierbei um ein vergleichsweise rechenzeitintensives Modell handelt, was unter Umständen Einschränkungen bei der Verwendung für einen dauerhaften Vorhersagebetrieb zur Folge haben kann. So dauert die Kalkulation aller Strahlungswerte der Fünf-Monats-Periode für einen einzelnen Gitterpunkt je nach Architektur des verfügbaren Rechners mehrere Stunden. Daher ist vor einer möglichen Operationalisierung des hier vorgestellten AFSOL-Systems unbedingt zu prüfen, inwieweit die räumlichen und zeitlichen Auflösungen der gewünschten Strahlungsberechnungen zu den aktuell verfügbaren Rechenkapazitäten passen.

Die für die Strahlungsvorhersage verwendeten Informationen zur atmosphärischen Aerosolbelastung sind bereits in Abschnitt 3.1 erläutert. Im Folgenden werden nach einer Darstellung des verwendeten *libRadtran*-Strahlungs-codes zunächst die Ergebnisse von Sensitivitätsanalysen der benötigten Eingangsparameter geschildert. Darauf aufbauend sind die ausgewählten Datenquellen dargestellt - Ozon- und Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, Daten zur Bodenreflektivität und Wolkenparameter - die für das AFSOL-Vorhersagesystem verwendet werden.

5.2 Die Strahlungstransferroutine *libRadtran*

Das Programmsystem *LIBRADTRAN* ist eine Sammlung von Fortran- und C-Routinen zur Berechnung des solaren Strahlungshaushaltes der Erde [71]. Die Kernroutine der Programmsammlung *uvspec* berechnet spektral aufgelöst die Direkt- und Diffusstrahlung, die nach den in der Atmosphäre stattfindenden Absorptions- und Streuprozessen auf die Oberfläche trifft. Dabei werden die als Standardeingaben enthaltenen oder vom Nutzer explizit vorgegebenen Eingabedaten zur näheren Beschreibung der Extinktionswirkung der Atmosphäre verwendet.

Im simpelsten Fall steht die Sonne im Zenit, es handelt es sich um eine wolkenlose Atmosphäre ohne Aerosolpartikel und einen Untergrund mit keinerlei Reflexionseigenschaften: dann wird lediglich der Einfluss eines der gespeicherten Atmosphärenprofile auf den solaren Strahlungseingang berücksichtigt. Dieses legt im einfachsten Fall unter Verwendung der U.S. Standard-Atmosphärenprofils [20] für 42 verschiedene Höhenstufen ab Meeresniveau bis 80 Kilometer Höhe den Druck, die Temperatur sowie zahlreiche Spurengaskonzentrationen fest [70]. An Hand dieser Werte wird dann die am gewünschten Ort auftretende Direkt- und Diffusstrahlung im angegebenen spektralen Bereich berechnet.

In Abwandlung dieses einfachen Szenarios können zahlreiche Parameter der Atmosphäre frei variiert werden, etwa Druck- und Temperaturverhältnisse, Spurengaskonzentrationen (O_3 , O_2 , H_2O , CO_2 , NO_2), Wolkeneigenschaften (Bedeckungsgrad, Höhe, Flüssigwassergehalt, Tröpfchenradius), Bodenalbedo und Aerosoleigenschaften. Alle diese Spezifikationen lassen sich in Form von voreingestellten Szenarien auswählen, die jeweils mehrere Parameter für die Kalkulation festlegen. Die Einzelkomponenten der Szenarien können weiterhin einzeln verändert, hinzugefügt, aus der Berechnung gelöscht oder aber komplett selbstständig eingestellt werden.

Spektrale Auflösung

Im sichtbaren und ultravioletten Wellenlängenbereich findet die Absorption durch atmosphärische Spurengase in vergleichsweise breiten einzelnen Banden des Spektrums statt. Daher reicht es für die meisten Anwendungen aus, etwa auf 1 nm aufgelöste Berechnungen der Einstrahlung vorzunehmen. Diese Möglichkeit der **spektral hochaufgelösten** Strahlungskalkulation ist jedoch trotz der modernen Möglichkeiten der Datenverarbeitung weiterhin sehr zeitaufwendig und daher nicht für die Bearbeitung größerer Datenmengen geeignet. Im infraroten Bereich existiert zudem eine sehr hohe Anzahl an sehr schmalen Absorptionslinien der verschiedenen Gase, so dass die Strahlungsberechnung hier eine wesentlich höhere Auflösung erfordert [70]. Die hierfür benötigten Absorptionsquerschnitte sind nicht im libRadtran-Programmpaket enthalten, so dass eine spektral hochaufgelöste Berechnung mit dieser Routine nur bis etwa 700 nm empfohlen wird [71].

Für ganz genaue Berechnungen, wie sie vor allem im Infrarotbereich ratsam sind, empfiehlt sich das **line-by-line**-Vorgehen, die explizite Berechnung für jede der tausende schmalen Absorptionslinien. Dies wird beispielsweise bei der vom amerikanischen Air Force Research Laboratory (AFRL) entwickelten hochauflösenden Strahlungsroutine *Fascode* durchgeführt [110]. Die hierfür benötigten Absorptionsquerschnitte der wichtigsten absorbierenden Spurengase müssten jedoch zusätzlich eingebracht werden, beispielsweise aus der HITRAN-Datenbank (High-Resolution Transmission Molecular Absorption Database [91]). Das line-by-line-Verfahren ist das genaueste Verfahren zur Berechnung der solaren Einstrahlung, aber auch mit deutlichem Abstand das rechenzeitintensivste. Daher ist es nicht für eine größere Anzahl von Kalkulationen geeignet, wie sie ein operationell laufendes Strahlungsvorhersagesystem erfordern würde. [71]

Um diesen Widerstreit zwischen Genauigkeit und benötigter Rechenzeit zu lösen, kann auf vereinfachte Parametrisierungen der Vielzahl an schmalbandigen Absorptionslinien zurückgegriffen werden. Dies erfolgt zum Beispiel mit dem **correlated-k**-Ansatz nach KATO et al. (1999) [61], der für die in dieser Arbeit durchgeführten Berechnungen verwendet wird. Bei dieser Bandparametrisierung erfolgt eine Gruppierung der vielen Absorptionsbanden nach ihren Extinktionskoeffizienten, die der HITRAN-Datenbank entnommen sind. Die Strahlungsberechnung für die so sortierten Absorptionslinien muss dann nur jeweils einmal und nicht für alle betreffenden Wellenlängenbereiche gleicher Extinktionswirkung einzeln durchgeführt werden [80]. So können mit einer Näherungslösung größere Datenmengen in zumutbaren Zeiträumen verarbeitet werden, ohne dass es zu signifikanten Verschlechterungen der Genauigkeit bei der spektral integrierten Strahlungsbestimmung kommt. [70]

Werden einzelne Spektralbereiche betrachtet, so ist zu beachten, dass der correlated-k-Ansatz nur bis etwa 2,5 μm empfohlen wird. Die Spektralbereiche jenseits von 2 μm tragen zwar auf Grund der in absoluten Werten zu vernachlässigenden Einstrahlung nur in geringem Maße zur integrierten Summe der Einstrahlung bei, bei der spektralen Betrachtung aber kann es hier zu größeren, unregelmäßig verteilten Ungenauigkeiten kommen, wenn sich die Absorptionslinien einzelner Gase überschneiden [70].

Mit dem Durchlauf der *uvspec*-Routine werden spektral aufgelöste Direkt- und Globalstrahlungswerte erzeugt, in Form von 32 fest vorgegebenen Wellenlängenintervallen. Diese lokalen Intervalle überstreichen insgesamt das Spektrum von 240 bis 4600 nm und haben eine Ausdehnung zwischen etwa 9 und 50 nm im sichtbaren Bereich und bis zu 725 nm im Infrarot. Eine genaue Auflistung der begrenzenden Wellenlängen aller spektralen Intervalle ist im Anhang in Tabelle A.4 zu finden. Für die Umrechnung pro Nanometer Wellenlänge werden die Einstrahlungswerte jedes Intervalls anschließend auf dessen jeweilige Ausdehnung normiert, für

die Betrachtung der Gesamteinstrahlung werden alle Intervallwerte pro Messung addiert.

Zu beachten ist, dass für die in Kapitel 6 dargestellten Analysen zwar spektral aufgelöst gerechnet wird, die Global- und Direktstrahlungswerte aber in den meisten Fällen nur als integrierte Summen gespeichert werden. Dies liegt daran, dass hier nur für sehr wenige Stationen spektral aufgelöste Strahlungsmessungen im Zeitraum von Juli bis November 2003 vorliegen. Zudem sind auf Grund der bei Verwendung des Kato-Verfahrens automatisch festgelegten spektralen Intervalle nur diejenigen spektralen Validierungsdaten verwendbar, die möglichst genau einen oder mehrere der lokalen Wellenlängenintervalle gemessen haben. Dies betrifft insgesamt nur sechs Stationen des ELDONET-Messnetzwerkes (vgl. Abschnitt 3.2.2). Aufgrund der deutlich erhöhten Anforderungen an den benötigten Speicherplatz werden daher nur in denjenigen Fällen, in denen entsprechende Validierungsmessungen zur Verfügung stehen, spektral aufgelöste Einstrahlungswerte erzeugt. Die Auswertung dieser Fälle erfolgt in einer separaten Betrachtung in Kapitel 6.4.

Monochromatische Strahlungsmessungen, wie sie etwa für einige AERONET-Stationen existieren, könnten zur Validierung einer spektral hochaufgelösten Berechnung oder einer line-by-line-Kalkulation des *libRadtran*-Systems dienen. Die AERONET-Globalstrahlungsmessungen liegen bei 439, 675, 869 und 1020 nm vor. Soll bei der Strahlungsberechnung jedoch auch die für diesen Zeitpunkt vorhergesagte AOT_{550} berücksichtigt werden - eine der Hauptzielrichtungen der vorliegenden Arbeit - so ist im *libRadtran*-System dafür zwingend die Einbeziehung dieser Wellenlänge in den zu berechnenden Spektralbereich erforderlich. Da dies bei den vorliegenden monochromatischen Strahlungsmessungen nicht möglich ist, wäre also lediglich eine Strahlungsberechnung unter Verwendung einer Aerosolklimatologie denkbar. Dies entspricht jedoch nicht der Zielrichtung der vorliegenden Arbeit und wurde daher im Rahmen der in Abschnitt 6.4 beschriebenen Analysen auch nicht durchgeführt.

Weiterhin ist mit der line-by-line-Methode oder dem spektral hochaufgelösten Verfahren auf Grund der im *libRadtran* standardmäßig verfügbaren Absorptionsdatenbanken nur der ultraviolette und teilweise der sichtbare Bereich zu berechnen. Daher kommt von den vier zur Verfügung stehenden monochromatischen AERONET-Solarstrahlungsmessungen jeweils nur die Messung für eine Wellenlänge, nämlich 439 nm, in Frage. Auf Grund der beiden genannten Restriktionen wurde daher hier darauf verzichtet, die monochromatischen AERONET-Globalstrahlungsmessungen als Validierungsquelle für die AFSOL-Strahlungsvorhersagen zu verwenden.

Lösung der Strahlungstransfergleichung

Kernstück der *uvspec* - Hauptroutine ist der für die Lösung der Strahlungstransfergleichung verwendete Algorithmus. Hierzu stehen im *libRadtran*-System mehrere Alternativen zur Auswahl, die je nach Anwendung, Wolkensituation sowie der benötigten Geschwindigkeit verschiedene Stärken und Schwächen aufweisen. Dabei unterscheiden sich die im Weiteren genannten Algorithmen stets nur durch die Berechnung der Diffusstrahlung, die Direktstrahlung wird überall auf die gleiche Weise ermittelt.

Ein einfacher und dabei sehr schneller Algorithmus beispielsweise ist der *two-stream* [64]. Dieser verfügt über eine pseudo-sphärische Korrektur, mit der die Krümmung der Erde annähernd berücksichtigt wird. Trotzdem sorgen niedrige Sonnenstände für eine zunehmende Fehleranfälligkeit des Algorithmus, so dass von einer Verwendung für zu tiefe Sonnenstände abgeraten wird. Als Genauigkeit wird ein mittlerer Fehler von unter 10% angegeben, sofern der Sonnenzenitwinkel geringer als 60° ist und die Bodenalbedo weniger als 50% beträgt [64]. Bei

niedrigeren Sonnenständen hingegen steigt der Fehler deutlich an, was die Einsetzbarkeit dieses Algorithmus' für Mitteleuropa deutlich erschwert. Dieser Ansatz ist vor allem für Berechnungen der Direktstrahlung geeignet, weniger jedoch für die Kalkulation der diffusen Einstrahlung und damit auch der Globalstrahlung.

Im Gegenzug dazu geht der *disort*-Algorithmus von einer planparallelen Atmosphäre aus und verwendet keine sphärische Korrektur [103]. Dies bedeutet, dass bei niedrigeren Sonnenständen ab etwa 70° die Atmosphäre irgendwann unendlich dick erscheint und daher die Diffusstrahlung in diesen Fällen sehr hoch eingeschätzt wird. Deshalb ist dieser Ansatz trotz seiner deutlich erhöhten Genauigkeit nicht für niedrige Sonnenstände verwendbar. Die höhere Genauigkeit geht allerdings einher mit einem deutlichen Zeitverlust: dieser Algorithmus benötigt etwa doppelt so viel Zeit wie der zuvor dargestellte *two-stream*-Algorithmus.

Der *sdisort*-Algorithmus ist ein planparalleler Ansatz mit pseudo-sphärischer Korrektur. Dies bedeutet, dass die Erdkrümmung berücksichtigt wird, so dass Berechnungen für niedrige Sonnenstände deutlich genauer werden als bei Verwendung des *disort*-Algorithmus' [21]. Für hohe Sonnenstände hingegen liegt die Abweichung zwischen beiden Algorithmen bei weniger als 1%. Diese Verbesserung der Genauigkeit geht zu Lasten der Geschwindigkeit, die sich im Vergleich zum *disort*-Verfahren noch einmal verdoppelt.

Für die in dieser Arbeit berechneten Solarstrahlungsvorhersagen wird bis zu einem Sonnenzenitwinkel von 70° der *disort*-Algorithmus verwendet, der einen guten Kompromiss zwischen Rechengeschwindigkeit und Genauigkeit darstellt. Zwischen 70° und 85° wird der *sdisort*-Algorithmus benutzt, der auch für tiefere Sonnenstände noch zufriedenstellende Genauigkeiten liefert. Über 85° Sonnenzenitwinkel wird auf eine Berechnung verzichtet, da hier für alle erwähnten Verfahren mit einer stark erhöhten Fehleranfälligkeit zu rechnen ist. Zudem sind in diesen Fällen auch die absoluten Einstrahlungen der Validierungs-Bodenmessungen nur noch sehr gering, so dass kleine Abweichungen bereits zu sehr hohen relativen Fehlern führen würden, die aber von der praktischen Anwendung her irrelevant sind.

Die libRadtran-Grundkonfiguration, die in allen durchgeführten Strahlungsberechnung genutzt wird, ist im Anhang aufgeführt.

5.3 Sensitivitätsanalyse

Im Rahmen dieser Arbeit wird ein Vorhersagesystem vorgestellt, das unter Berücksichtigung der relevanten Atmosphärenparameter die globale und direkte Solarstrahlung in Europa prognostiziert. Hierzu ist es zunächst notwendig, die Genauigkeiten zu ermitteln, die die einzelnen Eingangsparameter aufweisen müssen, damit passende Datenquellen für die Informationen zum atmosphärischen Ozon- und Wasserdampfgehalt sowie zur Bodenreflektivität ausgewählt werden können. Hierbei werden die Auswirkungen typischer Satellitenretrievalfehler auf die mit dem libRadtran-System modellierte Einstrahlung betrachtet, ebenso wie die Verwendung unzutreffender Aerosoltypen. Alle Sensitivitätsanalysen gehen zunächst von dem in Tabelle 5.1 aufgelisteten Standardprofil für den Zustand der Atmosphäre aus.

Hierauf aufbauend werden dann die Einzelparameter - Ozongehalt, Wasserdampfgehalt, Aerosolbelastung verschiedener Typen und Reflektivität des Bodens - variiert und die daraus resultierenden Veränderungen der Einstrahlung im Vergleich zum oben definierten Standardprofil betrachtet.

<i>Parameter</i>	<i>Einstellung</i>
Abstand Sonne - Erde	30. März
Sonnenstand	40° Sonnenzenitwinkel
Ozon	300 DU
Wasserdampf	15 mm Gesamtsäule
AOT ₅₅₀	0,15
Ängströmkoeffizient α	1,2 (urbanes Aerosol)
Bodenalbedo	0,2 für alle Wellenlängen

Tabelle 5.1: Standardannahmen für die Sensitivitätsanalysen mit libRadtran

Auswirkungen von typischen Retrievalfehlern

Für die Auswahl der satellitenbasierenden Eingangsparameter ist es sinnvoll, die Auswirkungen der zugehörigen typischen Retrievalgenauigkeiten auf die Berechnung der Solarstrahlung zu berücksichtigen. Hierzu sind an dieser Stelle Informationen zu den Genauigkeitsanforderungen der Einzelparameter zusammengestellt, die zum einem aus dem automatischen Atmosphärenkorrekturverfahren DURCHBLICK stammen [54], des Weiteren aus einer Auflistung von Datenanforderungen, die im Rahmen des EU-Projektes HELIOSAT-3 entstanden [33]. Weiterhin ist eine Auflistung der typischen Fehlerbereiche von Eingangsparametern für die Direktstrahlungsberechnung aus GUEYMARD (2003) aufgenommen [42]. Die Zusammenfassung dieser Anforderungskataloge ist in Tabelle 5.2 dargestellt.

<i>Parameter</i>	Genauigkeitsanforderung H3 [33]	Genauigkeitsanforderung DB [54]	typische Fehler [42]	Abweichung Sensitivitätsstudien
Wasserdampf	< 15 %	10 mm	1,5 - 7,5 mm	5 mm
Ozon	< 5 %	< 50 DU	10-25 DU	5 DU
Aerosole	< 0,1	< 0,1	0,05 - 0,1	0,1

Tabelle 5.2: Übersicht der Genauigkeitsanforderungen an Eingangsdaten für die Strahlungsbeziehung; gewählte Abweichungen für die Sensitivitätsstudien

Für Informationen zum **Wasserdampfgehalt** wird je nach Quelle ein maximaler Fehler von 10 mm bzw. 15% toleriert, entsprechend 1,5 bis 5 mm für typische Werte an atmosphärischem Wasserdampfgehalt für Mitteleuropa (10 - 35 mm). Die Einschätzung der „typischen“ Fehlergrößen, von optimistischen 1,5 mm bis pessimistischen 7,5 mm [42], entstammt im wesentlichen Überlegungen zur Auswirkung von zeitlichen und räumlichen Interpolationsverfahren bei nicht genügend hochaufgelöst vorliegenden Daten. Wird entsprechend dieser Einschätzungen eine Abweichung von 5 mm für die Gesamt-Wasserdampfsäule *TWC* gewählt, so ergeben sich im Vergleich zum zuvor definierten Standardszenario die in Abbildung 5.2 in schwarz dargestellten Abweichungskurven für die Direktstrahlung. Da sich die spektral differenzierte Abweichung ab einer bestimmten absoluten Höhe der Wasserdampfsäule im Sättigungsbereich befindet, sind hier zwei Fälle dargestellt: ausgehend von 10 mm und 60 mm *TWC* wird so in etwa der Bereich abgegrenzt, in dem sich typischerweise die durch eine 5-mm-Wasserdampf-Abweichung ausgelöste Direktstrahlungsabweichung bewegt. Deutlich zu erkennen sind die Auswirkungen der stark absorbierenden Wasserdampfbanden im nahen und mittleren infraroten Bereich, die allerdings durch die unterschiedlich hohe Auflösung der benutzten libRadtran-Spektralbänder (vgl. Abschnitt 5.2) verbreitert werden. Sollen spektral integrierte Direktstrahlungswerte betrachtet werden, so ergeben sich bei der vorliegenden Konstellation Verminderungen zwischen

etwa 3% (Ausgangswert 60 mm) und 10% (Ausgangswert 10 mm).

Die tolerierten Abweichungen für den **Ozongehalt** der Atmosphäre liegen zwischen 5% - entsprechend 15 DU bei einem globalen Mittelwert von 300 DU - und deutlich höheren Werten von etwa 50 DU. Die angegebenen typischen Fehler von 10-25 DU [42] sind wiederum unter Berücksichtigung von Fehlern durch zeitlich-räumliche Mittelungen angegeben. Der für die Sensitivitätsstudien gewählte Wert von 5 DU liegt unter den genannten Anforderungen, repräsentiert aber in etwa die Genauigkeit der im AFSOL-Vorhersagesystem verwendeten TOMS-Ozonmessungen (siehe Abschnitt 5.4.2). Die Auswirkungen eines um 5 DU veränderten atmosphärischen Ozongehaltes sind in der roten Kurve in Abbildung 5.2 dargestellt. Deutlich ist zu erkennen, dass sich der Ozongehalt vor allem im UV-Spektralbereich auswirkt und jenseits von etwa 300 nm keine nennenswerten Auswirkungen mehr hat. Werden die spektral integrierten Direktstrahlungswerte betrachtet, so ergibt sich bei der analysierten Situation eine Verringerung um weniger als 0,5%.

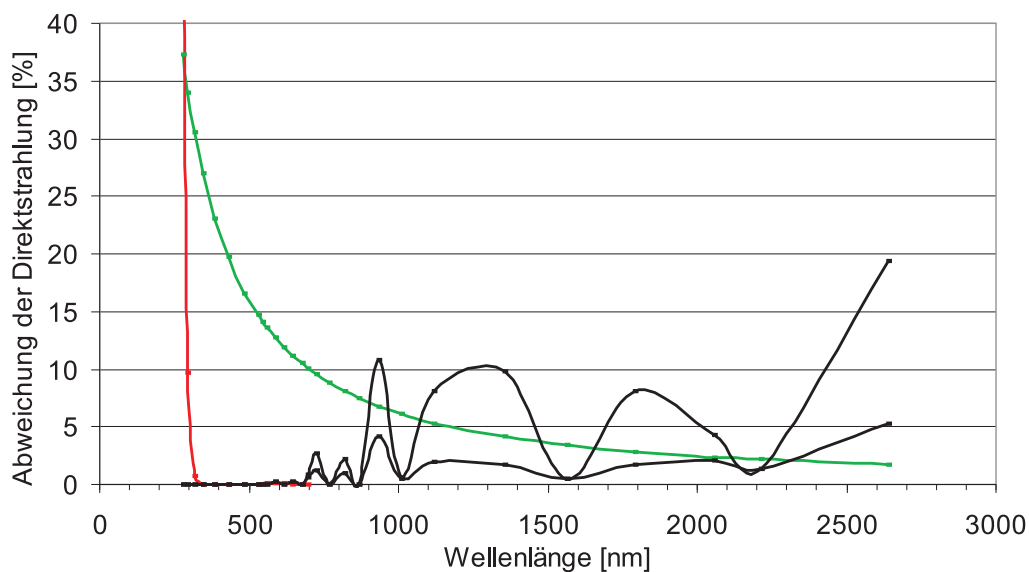


Abbildung 5.2: Einfluss typischer Retrievalfehler verschiedener atmosphärischer Parameter auf die Direktstrahlung: kontinental-verschmutztes Aerosol (grün), Ozon (rot) und Wasserdampf für Ausgangswerte von 10 und 60 mm (schwarz)

Hinsichtlich der erforderlichen Genauigkeit von **Aerosol**-Informationen ist übereinstimmend in den hier verwendeten Quellen eine Fehlertoleranz von 0,1 AOT_{550} angegeben. In Abbildung 5.2 grün dargestellt sind die Abweichungen der Direktstrahlung bei einer Fehleinschätzung von kontinental-verschmutztem Aerosol um 0,1 AOT_{550} . Es ist gut zu erkennen, dass es sich hier ebenfalls um eine sehr wellenlängenabhängige Extinktion handelt, die bis etwa 500 nm sehr hohe Abweichungen der Direktstrahlung produziert, während diese im mittleren infraroten Spektrum deutlich geringer ausfallen. Dies ist jedoch nicht bei allen Aerosoltypen der Fall, wie im Folgenden deutlich wird, da der spektrale Gang der AOT von der mittleren Partikelgröße bestimmt wird. Der entsprechende Einfluss der hier gezeigten Abweichung der AOT auf die spektral integrierte Direktstrahlung beträgt etwa 10%.

Eine analog für die Abweichungen der Globalstrahlung erzeugte Darstellung ist in Abbildung 5.3 zu finden, wobei hier auch die Auswirkungen einer Verringerung der **Bodenalbedo** um 10 Prozentpunkte (hellblaue Linie) berücksichtigt wurden. Es ergibt sich, dass hierdurch insbe-

sondere der Bereich bis 500 nm eine deutliche Verringerung der eintreffenden Globalstrahlung hinnehmen muss. Spektral integriert ergibt sich dabei eine Verringerung der Globalstrahlung um etwa 2%.

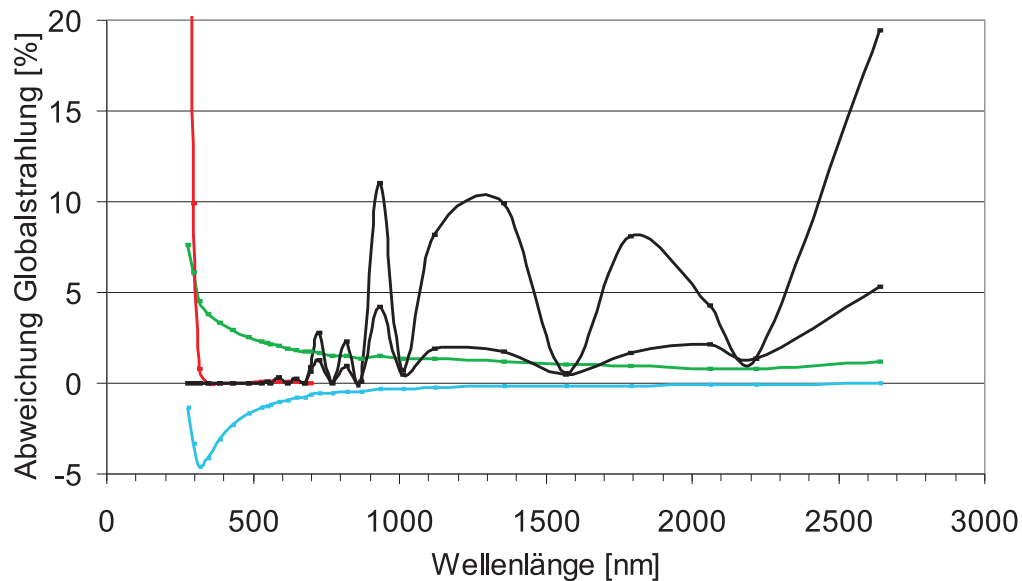


Abbildung 5.3: Einfluss typischer Retrievalfehler verschiedener atmosphärischer Parameter auf die Globalstrahlung: urbanes Aerosol (grün), Ozon (rot), Wasserdampf für Ausgangswerte von 10 und 60 mm (schwarz) und Bodenalbedo (hellblau)

In Bezug auf die erforderlichen Genauigkeiten von Angaben zur **Bodenalbedo** ist festzuhalten, dass insbesondere das Vorhandensein von Schnee erheblichen Einfluss auf die am Boden zur Verfügung stehende Globalstrahlung hat. Zur Quantifizierung dieses Effektes wurden Sensitivitätsanalysen zum Einfluss verschiedener Bodentypen auf die Globalstrahlung durchgeführt. Dabei entstammen die spektral aufgelösten Beschreibungen verschiedener typischer Bodenbedeckungen aus der im libRadtran integrierten Albedodatenbank des IGBP (International Geosphere Biosphere Programme) [70].

Insbesondere bei den Wellenlängenbereichen bis 400 nm ist demnach eine geschlossene Schneedecke für eine Überhöhung der Globalstrahlung in typischen Schneesituationen von bis zu 23% verantwortlich, im Vergleich zu einer mittleren Bodenalbedo von 0,2 ohne jegliche spektrale Variation. Wird das gesamte solare Spektrum von 300 bis 3000 nm betrachtet, so beträgt die zusätzliche Globalstrahlung immerhin noch bis zu 8%. Weideland hingegen sorgt bei denselben Annahmen für eine Verminderung der Globalstrahlung von nur etwa 7% im Bereich bis 300 nm bzw. von etwa 2,5% im gesamten Spektralbereich.

Diese Abschätzungen machen deutlich, dass eine Berücksichtigung der Rückstrefähigkeit des Bodens für eine akkurate Strahlungsvorhersage wichtig ist, im Falle einer möglichen Schneebedeckung jedoch absolut unabdingbar. Im Rahmen dieser Arbeit sind keine Situationen mit Schneebedeckung berücksichtigt, da dies im Zeitraum von Juli bis November 2003 in Europa die Wetterlage nicht ergab. Im Hinblick auf eine mögliche spätere Operationalisierung des hier entwickelten Systems zur Strahlungsvorhersage ist jedoch die Einbeziehung von Schneeinformationen, beispielsweise aus satellitenbasierenden Nahe-Echtzeit-Informationen [114], ein unverzichtbarer Bestandteil.

Einfluss unterschiedlicher Aerosoltypen

Neben dem Einfluss typischer Retrievalfehler auf die berechnete Einstrahlung sind für die Quantifizierung des Aerosoleinflusses auf die Strahlungsberechnung auch solche Fehler interessant, die auf der Annahme eines falschen Aerosoltyps beruhen. Hierfür werden zunächst drei typische Aerosolmischungen - urbanes, maritimes und Wüstenaerosol - betrachtet, wobei jeweils dieselbe AOT_{550} von 0,20 angenommen wird. Das heißt, dass sich die Aerosolbelastung, wie sie durch die AOT_{550} ausgedrückt wird, in allen drei Fällen gleich verhält: lediglich der Ångströmkoefizient α und damit die spektrale Abhängigkeit der verschiedenen Aerosoltypen wird variiert, wie es sich durch die für die Aerosolmischungen typische Größenverteilung der Partikel ergibt. Die Aerosoltypen [50] mit dem entsprechend Gleichung 2.8 berechneten Ångströmkoefizienten β sind in Tabelle 5.3 dargestellt.

Typ	AOT_{550}	α	β
Urbanes Aerosol	0,20	1,3	0,09
Maritimes Aerosol	0,20	0,36	0,18
Wüstenaerosol	0,20	0,19	0,16

Tabelle 5.3: Häufige Aerosolmischungen mit zugehörigen Ångströmkoefizienten für $AOT_{550}=0,2$; Ångströmkoefizient α nach Angaben aus [50]

Zur Analyse des Einflusses der Aerosoltypen auf die Einstrahlung werden für die drei in Tabelle 5.3 aufgelisteten Mischungen unter Verwendung des zuvor definierten Standardprofils die solare Global- und Direktstrahlung berechnet. Weiterhin erfolgt ein Kontrolllauf gänzlich ohne Aerosolbelastung. In Abbildung 5.4 ist für unterschiedliche Wellenlängenbereiche und die drei Aerosolmischungen derjenige Anteil der Direktstrahlung (durchbrochene Linien) und der Globalstrahlung (durchgezogene Linien) dargestellt, der im Vergleich zur komplett aerosolfreien Atmosphäre noch am Erdboden eintrifft.

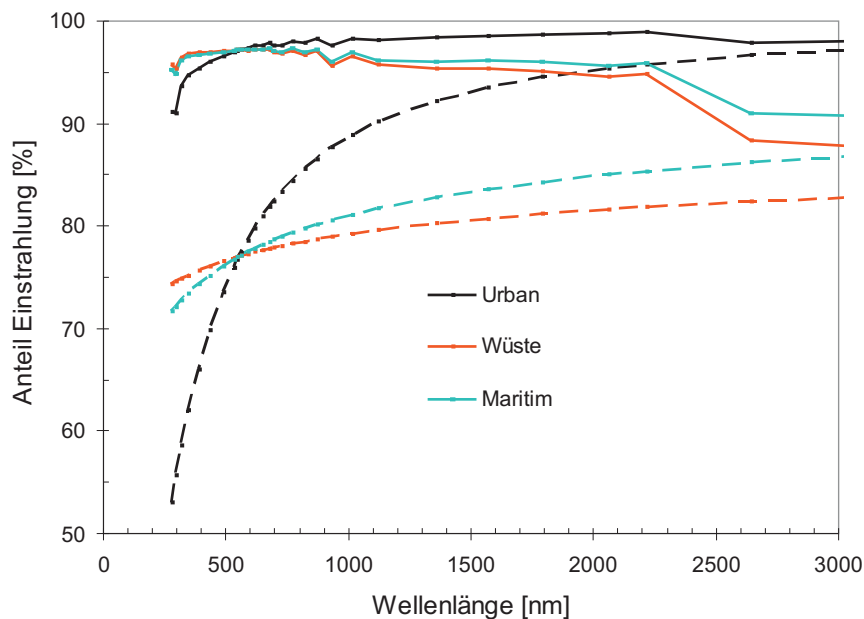


Abbildung 5.4: Einfluss unterschiedlicher Aerosoltypen auf die spektrale Direktstrahlung (durchbrochene Linien) und Globalstrahlung (durchgezogene Linien) im Vergleich zur aerosolfreien Atmosphäre: urbanes Aerosol, maritimes Aerosol und Wüstenaerosol

Im sichtbaren Wellenlängenbereich bei der Globalstrahlung sind die Unterschiede nur gering. Anders verhält es sich jedoch im nahinfraroten Spektralbereich: hier ist die Kenntnis des Aerosoltyps wichtig, da sonst Fehleinschätzungen von 5-10% auftreten können. Im mittleren Infrarot, ab etwa 2 μm Wellenlänge, ist die durch unterschiedliche Aerosoltypen verursachte Differenz noch größer - jedoch ist hier die von der Sonne eintreffende Strahlung so gering, dass die dadurch verursachten Fehlannahmen vom Betrag her keine Rolle mehr spielen. Spektral integriert ergibt sich eine Verminderung der Globalstrahlung gegenüber einer aerosolfreien Atmosphäre um 2,6% (urban) bzw. 3,5% (Wüstenaerosol) bzw. 3,6% (Maritimes Aerosol).

Für die Direktstrahlung ist der Aerosoltyp von höchster Relevanz, da entsprechend der spektralen Eigenschaften der Aerosole deutliche Unterschiede in der Auswirkung auf die Einstrahlung zu erkennen sind. Insbesondere ab etwa 700 nm sorgen Wüstenpartikel für mittlere Reduktionen von über 20% der Direktstrahlung, während urban-kontinentales Aerosol die Direktstrahlung lediglich um 5-10% verringert. Werden spektral integrierte Werte betrachtet, so findet sich eine Verminderung der Direktstrahlung im Vergleich zur aerosolfreien Situation um 17,6% (urban) bzw. 21,8% (Wüstenaerosol) bzw. 22,3% (Maritimes Aerosol).

Diese Ergebnisse zeigen, dass die alleinige Kenntnis der AOT an einer Wellenlänge, ohne die Zusatzinformation eines Aerosoltyps und damit eines spektralen Gradientens der AOT, oftmals zu großen Fehlern bei der Strahlungsberechnung führen kann. Dies ist im Themenumfeld dieser Arbeit insbesondere dann von Relevanz, wenn beispielsweise Ertragsberechnungen für Photovoltaiksysteme durchgeführt werden, die unterschiedliche spektrale Responsefunktionen aufweisen (siehe Abschnitt 2.3).

5.4 Verwendete Eingangsdatensätze

5.4.1 Atmosphärischer Wasserdampfgehalt

Für die Strahlungsvorhersage im wolkenlosen Fall ist neben der Kenntnis des Aerosols der atmosphärische Wasserdampfgehalt die wichtigste Größe. Die beim AFSOL-System verwendeten Informationen zum Wasserdampfgehalt entstammen ebenso wie die Aerosol- und Wolkeninformationen aus dem MM5-basierenden EURAD-Modell (vgl. Abschnitt 3.1). Analog zu den Vorhersagen der Partikelkonzentrationen liegen die Wasserdampfinformationen damit in dreitägigen, stündlich aufgelösten Datensätzen mit einer räumlichen Auflösung von 54 km vor (vgl. Tabelle 3.1).

Da die Vorhersagen des Wasserdampfes q als Massenmischungsverhältnis für alle Höhenschichten getrennt (Einheit: g/g) vorliegen, erfolgt pro Gitterfeld und Zeitpunkt die Umrechnung von Werten der 23 Drucklevel in einen über die komplette atmosphärische Grenzschicht aufintegrierten Wasserdampfgehalt twc :

$$twc = \frac{1}{g} * \int_{p_{surface}}^{p_{top}} q dp \quad [\text{kg}/\text{m}^2 \approx \text{mm}] \quad (5.1)$$

Dabei bezeichnet g die Erdbeschleunigung (9,81 m/s^2) und p den mittleren Luftdruck der jeweiligen Höhenschicht, angegeben in Hektopascal.

Um von den aus dem EURAD-Vorhersagesystem ausgegebenen Höhenschichten zu den für die vorstehende Umformung benötigten Druckhöhen zu gelangen, werden für drei verschiedene gängige Standardatmosphärenprofile [20] Funktionen der Höhenangabe aus den Druckleveln berechnet. Dies erfolgt mittels quadratischer Fits für die in Tabelle 5.4 ausschnittsweise aufgelisteten Profile.

	<i>AFGL Midlatitude Summer</i>	<i>AFGL Midlatitude Winter</i>	<i>U.S. Standard Atmosphere</i>
<i>Höhe [km]</i>	<i>Druck [hPa]</i>		
15	130	117,8	121,1
14	153	137,8	141,7
13	179	161,1	165,8
12	209	188,2	194
11	243	219,9	227
10	281	256,8	265
9	324	299,3	308
8	372	347,3	356,5
7	426	401,6	411,1
6	487	462,7	472,2
5	554	531,3	540,5
4	628	608,4	616,6
3	710	693,8	701,2
2	802	789,7	795
1	902	897	898,8
0	1013	1018	1013

Tabelle 5.4: Gängige Standardatmosphärenprofile mit Druck- und Höhenangaben [20]

Die erhaltenen Funktionen korrelieren für alle drei Profile hervorragend mit den Ausgangswerten ($r^2 \approx 0,99$). Sowohl für einzelne Orte zu verschiedenen Jahreszeiten als auch für alle Gitterpunkte gemittelt ergibt sich in Abhängigkeit von dem gewählten Atmosphärenprofil zur Höhen-Druck-Umrechnung eine maximale Abweichung von 1 mm Gesamt-Atmosphärenwassergehalt. Da diese Abweichung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes sehr gut im Rahmen der zuvor aufgelisteten Genauigkeitsanforderungen für Strahlungsberechnungen liegt, wird hier auf eine weitere Analyse des jeweils für verschiedene Jahreszeiten und Regionen am besten geeigneten Atmosphärenprofils verzichtet und die U.S. Standardatmosphäre wird in allen Fällen für die Aufintegration des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes verwendet.

5.4.2 Ozongehalt der Atmosphäre

Der atmosphärische Ozongehalt ist vor allem für die Solarstrahlungsberechnung im ultravioletten Wellenlängenbereich wichtig. Werden jedoch über das gesamte solare Spektrum (300 - 3000 nm) integrierte Einstrahlungsgrößen betrachtet, so ist der Einfluss eines schwankenden Ozongehaltes auf die Solarstrahlung geringer als etwa 1% (vgl. Abschnitt 5.3) und damit vernachlässigbar. Da die Ozonkonzentration zudem in den meisten Fällen keine nennenswerte Variabilität innerhalb eines Tages erfährt, werden hier für das AFSOL-System Tagesmittelwerte verwendet. [80]

Zur Anwendung kommen Ozonmessungen des TOMS - Sensors (Total Ozone Mapping Spectrometers) des amerikanischen Earth Probe Satelliten. Mehrere Generationen von TOMS Sensoren sind auf verschiedenen NASA-Satelliten bereits seit 1978 in Betrieb gewesen, der letzte Sensor auf Earth Probe seit Mitte 1996. Mit einem sonnensynchronen Orbit aus zunächst 500 km Höhe und seit Dezember 1997 aus 750 km Höhe wurde so täglich die globale Verteilung des atmosphärischen Ozongehaltes gemessen [15]. Ende 2005 führten zunehmende Kalibrationsprobleme schließlich zur Einstellung des globalen Nahe-Echtzeit-Services von Earth Probe/TOMS, so dass die NASA seit 2006 einen anderen Sensor, OMI (Ozone Monitoring Instrument), für die Bereitstellung des täglichen Ozongehaltes verwendet.

TOMS misst alle acht Sekunden die zurückgestrahlte ultraviolette Strahlung an sechs Wellenlängen zwischen 309 und 360 nm. Dies geschieht jeweils durch 35 Einzelscans im 3-Grad-Abstand, die entlang einer Linie senkrecht zu seiner Umlaufbahn erfolgen. Die unterschiedliche Ozonabsorption des Wellenlängenpaares bei 318 und 331 nm wird genutzt, um die Ozonkonzentration an Hand von mit klimatologischen Mittelwerten errechneten Vergleichseinstrahlungen zunächst ungefähr einzuordnen. Der genaue atmosphärische Ozongehalt wird dann mit den Messungen aller sechs Wellenlängen bestimmt, wobei auch eine Korrektur von Wolkeneffekten durchgeführt wird. [9]

Die für die vorliegende Arbeit verwendeten Gesamtozonsäulen wurden mit dem Retrievalalgorithmus der Version 8 prozessiert [9]. Dieser verwendet beispielsweise für die Vergleichskalkulationen optimierte Ozon- und Temperaturprofile, die für jede Messung in Abhängigkeit von der geographischen Breite, der Jahreszeit und dem Gesamtozongehalt dynamisch bestimmt werden. Zudem ist eine verbesserte Behandlung von Aerosoleffekten sowie der Bodenreflektivität enthalten. Die Genauigkeit der so erhaltenen TOMS-Gesamtozonsäulen liegt im Vergleich zu Bodenmessungen des Dobson Netzwerkes bei etwa 2%, wobei insbesondere hohe Aerosolbelastungen und sehr tiefe Sonnenstände die Retrievalgenauigkeit verschlechtern [9]. Diese Abweichung liegt innerhalb desjenigen Fehlers, der für die Abweichungen einzelner Dobson-Bodenmessgeräte untereinander zu erwarten ist [15]. Bei einer mittleren Ozonkonzentration von 300 DU sind dies etwa 6 DU, was im Rahmen der in Abschnitt 5.3 aufgelisteten Genauigkeitsanforderungen für Ozonwerte bei Strahlungsberechnungen liegt.

Die verwendeten Ozonmessungen haben eine räumliche Auflösung von 1° (Latitude) \times $1,25^\circ$ (Longitude) und sind in Form von Tagesmitteln global zum Beispiel unter <http://wdc.dlr.de> verfügbar. Für die Solarstrahlungsberechnung wird jeweils diejenige Gitterbox ausgewählt, die dem Mittelpunkt eines EURAD-Gitterfeldes entspricht. Für einige wenige Tage, an denen aus kalibrationsbedingten Gründen keine TOMS-Messungen zur Verfügung stehen, werden die Werte des Vortages und des Folgetages linear interpoliert.

5.4.3 Bodenalbedo

Die Rückstreuungsfähigkeit des Bodens ist nur in zweiter Reihe relevant für Strahlungsberechnungen: sie betrifft nicht die Direktstrahlung, die direkt von der Sonne auf dem Boden eintrifft, sondern sie beeinflusst lediglich die Diffusstrahlung und damit die eintreffende Globalstrahlung. Trotzdem ist die Albedo des Bodens eine nicht zu vernachlässigende Datenquelle, wenn akkurate Strahlungsvorhersagen berechnet werden sollen. Dies betrifft vor allem schneebedeckten Boden, was aber in der hier vorgestellten Studie keine Rolle spielt, da die gewählte Untersuchungsperiode keine schneebedeckten Situationen umfasst.

Die für diese Arbeit verwendeten Albedoinformationen entstammen dem MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectro-Radiometer) Instrument, das seit 2000 Daten auf den amerikanischen Satelliten Terra und Aqua misst [92]. Es handelt sich dabei um ein global erhältliches Level-3-Produkt, das jeweils als 16tägig gemitteltes Komposit vorliegt (Produkt MCD43B3) und hier in der 1km \times 1km Auflösung verwendet wird. Jeweils etwa über einen halben Monat gemittelte Messungen der Bodenreflexion werden dabei atmosphären- und wolkenkorrigiert und anschließend unter Verwendung eines BRDF-Modells (Bidirectional Reflectance Distribution Function - berücksichtigt die unter verschiedenen Winkeln unterschiedlich ausfallende Reflektivität des Bodens) zur Berechnung der direktionalen hemisphärischen und der bihemisphärischen Reflektanz („black sky“ und „white sky“ Albedo, vgl. folgende Abschnitte) verwendet. Die Werte sind jeweils für den Sonnenstand um zwölf Uhr mittags lokaler Ortszeit berechnet. Dies wird für

sieben Wellenlängenbereiche zwischen 460 und 2150 nm durchgeführt, die jeweils zwischen 20 und 50 nm breit sind, sowie für drei breitbandige Kanäle (300-700 nm, 700-5000 nm, 300-5000 nm). [107]

Studien zur Validierung der MODIS-Albedoprodukte mit Bodenmessungen sind aufgrund der Zuordnung von punktuellen Bodenmessungen zu zeitlich (16 Tage) und räumlich (1 km x 1 km oder größer) gemittelten Satellitendaten schwierig durchzuführen, da für eine korrekte Validierung auch der Aufnahmewinkel beider Messungen übereinstimmen muss, um Anisotropieeffekte der Vegetation zu berücksichtigen. Ergebnisse zu Validierungen über sehr homogenen Flächen (Wüste, Schnee) haben gezeigt, dass die MODIS-Albedo-Retrievals im Mittel einen RMSE von 0,02 bis 0,07 haben und damit innerhalb weniger Prozentpunkte der Bodenmessungen liegen. [104] [111]

Zur Ermittlung des in der Strahlungsvorhersage zu verwendenden Wertes für die Bodenbedo wird zunächst das dem EURAD-Gittermittelpunkt am nächsten liegende MODIS-Pixel herausgesucht. Da das EURAD-Modell eine Auflösung von etwa 54 x 54 Kilometern aufweist und die MODIS-Daten jedoch im 1x1-Kilometer-Gitter vorliegen, werden letztere über eine Fläche von 54 x 54 Pixeln rund um das im ersten Schritt ermittelte zentrale Pixel gemittelt, wobei Gewässerflächen nicht berücksichtigt werden. Zunächst jedoch wird über die in den MODIS-Daten enthaltenen binär verschlüsselten Qualitätsinformationen entschieden, welche der Pixel verwendet werden sollen.

MODIS Quality Flags Für jeden Gitterpunkt des Albedoproduktes werden Qualitätsinformationen in Form einer bis zu zehn Stellen langen Zahl mitgegeben, die in binärer Schreibweise Informationen über die Gegebenheiten zum Zeitpunkt der durchgeführten Messungen sowie über die Ergebnisse der durchgeführten Retrievalalgorithmen enthält. Bei den verwendeten Daten wird zunächst der zentrale MODIS-Qualitätscheck („mandatory quality assessment“, bits 0 - 1) berücksichtigt, der eine erfolgreiche Prozessierung von Kontaminationsproblemen durch Wolken oder anderen unerwünschten Effekten abgrenzt. Weitere Ausschlusskriterien hinsichtlich der Qualitätssicherung sind:

- es werden nur Retrievals akzeptiert, die über 16 Tage gemittelt wurden (bits 2 - 3)
- die Messungen mussten über Land stattgefunden haben (bits 4 - 7)
- Fälle werden ausgeschlossen, in denen aus technischen oder sonstigen Gründen keine Messung stattfand und bei denen lediglich die umliegenden Messwerte interpoliert wurden (bit 31)
- Messungen, die bei Sonnenzenitwinkeln von über 60° aufgenommen wurden, werden nicht verwendet (bits 11 - 15)

Die letzte Einschränkung, die der mit dem Sonnenstand korrelierten Retrievalgenauigkeit Rechnung tragen soll, ist eine Abwägung zwischen dem Ziel, möglichst viele Messungen mit einbeziehen zu wollen, also auch niedrige Sonnenstände zuzulassen, und dem Wunsch nach einem qualitativ möglichst hochwertigen Ergebnis. Es ergibt sich durch eine Analyse verschiedener Grenzwerte für eine Reihe von Regionen in Europa, dass ein maximaler Sonnenzenitwinkel von 40° vor allem im Winter praktisch alle Messungen ausschließt, während ein maximaler SZA von 80° zu viele statistische „Ausreißer“ bei den Albedowerten produziert, die auf das zunehmend fehlerbehaftete Retrieval bei sehr schrägen Einfallswinkeln der Sonnenstrahlung zurückzuführen sind. Ein maximaler SZA von 60° bietet daher eine sinnvolle Zwischenlösung.

Nach diesem qualitätssichernden Ausschlussverfahren wird anschließend das arithmetische Mittel aller gültigen der 2916 (54×54) zu berücksichtigenden MODIS-Pixel für jeden Wellenlängenkanal gebildet, um der größeren Gitterweite der EURAD-Aerosolverhersagen möglichst gut zu entsprechen. Dabei wird für jeden Zeitpunkt nicht das naheliegendste 16-Tages-Mittel der MODIS-Albedo verwendet oder eine zeitliche Interpolation durchgeführt, sondern es wird jeweils der letzte vorhandene Wert vor dem entsprechendem Termin verwendet. Dies geschieht, um möglichst genau bereits die Bedingungen zu simulieren, die bei einem möglichen operationellen Betrieb des Vorhersagesystems vorlägen: auch hier stünde stets nur das letzte zurückliegende Komposit zur Verfügung.

Direkt- und Diffusstrahlungsalbedo Für den gewünschten Ort stehen zu diesem Zeitpunkt der beschriebenen Prozedur zehn Wellenlängenkanäle mit qualitätsgesicherten über 54×54 Pixel gemittelten Albedowerten zur Verfügung. Dabei handelt es sich jeweils um zwei Varianten der Albedo: zum einem ist dies die „Black Sky Albedo“, die diejenige Reflektanz beschreibt, die von einem direkt von der Sonne eintreffenden Lichtpaket ausgeht, das in die gesamte Hemisphäre reflektiert wird (direktionale hemisphärische Reflektanz, siehe Abbildung 5.5 links). Die zweite Variante, die „White Sky Albedo“, ist diejenige Rückstreuung, die aus der ganzen Hemisphäre diffus einfallend in die ganze Hemisphäre wieder reflektierend hinausgeht (bihemisphärische Reflektanz, siehe Abbildung 5.5 rechts).

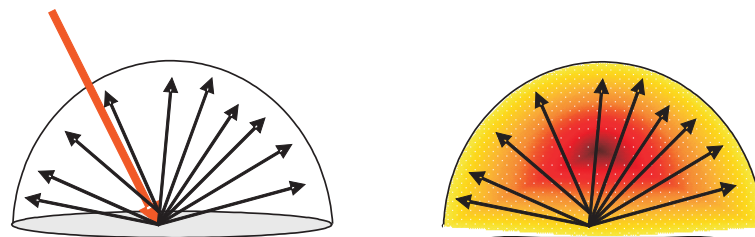


Abbildung 5.5: Schematische Darstellung der direkten hemisphärischen Reflexion (links) und der bihemisphärischen Reflexion (rechts); die einfallende Strahlung ist in Rottönen gekennzeichnet, der reflektierte Anteil in schwarz

Korrekterweise müssten die von der Direktstrahlung ausgehende Black Sky Albedo und die von der Diffusstrahlung ausgehende White Sky Albedo nach dem Anteil der eintreffenden Direkt- bzw. Diffusstrahlung gewichtet addiert werden, um die tatsächliche „Blue Sky“ Reflektivität eines Pixels zur Mittagszeit berechnen zu können. Der Anteil dieser beiden Einstrahlungsvarianten ist allerdings nicht bekannt und müsste deshalb an dieser Stelle empirisch ermittelt werden - üblich ist hierzu beispielsweise eine Parametrisierung an Hand des Sonnenstandes, der Bewölkung und klimatologischer Werte der AOT [92]. Dieses Verfahren ist jedoch mit großen Unsicherheiten behaftet, so dass an dieser Stelle auf eine explizite Einschätzung der Anteile der Direkt- und Diffusstrahlungsanteile der Albedo verzichtet und stattdessen das arithmetische Mittel der beiden Albedovarianten gewählt wird.

Dieses Vorgehen wird auch dadurch legitimiert, dass der Unterschied zwischen den beiden Reflektivitätsanteilen vor allem bei niedrigem Sonnenstand signifikant erhöht ist, weil dann beispielsweise deutlich ins Gewicht fallende Anisotropieeffekte bei vegetationsbedeckten Pixeln auftreten können. Jene Fälle werden jedoch durch das oben beschriebene Verfahren der Qualitätskontrolle ausgeschlossen, da ein maximaler SZA von 60° zugelassen wird. Es ergibt sich somit, dass kaum Messungen in den 16-Tages-Kompositen vorhanden sein dürften, die auf eine

Anisotropie des Untergrundes zurückzuführende signifikante Verzerrungen umfassen.

Dies zeigt sich auch an den mittleren Werten für die beiden Albedovarianten für alle 16-Tages-Komposite der fünfmonatigen Beispielepisode für verschiedene Teilausschnitte Europas: während zum Beispiel für die Region Süddeutschland, Österreich und Schweiz die „Direktstrahlungs-Albedo“ für den zweiten Wellenlängenkanal (545-565 nm) im Mittel 0,28 beträgt, ist der korrespondierende Wert für die „Diffusstrahlungs-Albedo“ 0,30. Es ergibt sich, dass in diesem Fall bei jeglichen denkbaren Kombinationen von Anteilen der Direkt- und Diffusstrahlung im Mittel und auch in allen Einzelfällen immer noch nicht die Genauigkeitsgrenze von 0,1 der Bodenalbedo überschritten wird, die in Abschnitt 5.3 aufgestellt wird. Daher wird hier eine komplette Isotropie des Bodens angenommen und stets mit jeweils 50% direkter und diffuser Albedo gerechnet.

Insgesamt ergeben sich damit für die Strahlungsberechnung für den gewünschten Standort und -zeitpunkt in zehn Wellenlängenkanälen vorhandene Albedowerte, die sich durch eine räumliche Mittelung von 54 x 54 Pixeln, nach Ausschluss von möglicherweise gestörten Messwerten und der arithmetischen Mittelung der Black und White Sky Albedo errechnen.

5.4.4 Wolkeninformationen

Um den Einfluss von Bewölkung auf die am Boden zur Verfügung stehende Solarstrahlung für einen definierten Ort berechnen zu können, sind Informationen über den Anteil des bedeckten Himmels (Wolkenbedeckungsgrad) notwendig sowie zur Dicke, Höhe und Art der Wolken mit samt ihrer mikrophysikalischen Eigenschaften (vgl. Abschnitt 2.1.3). Aus diesen Informationen lässt sich die Extinktionswirkung der Wolken ableiten, wobei stets eine Abwägung zwischen der Genauigkeit des Ergebnisses und der dafür notwendigen Rechenzeit stattfinden muss, insbesondere wenn es sich um die Bearbeitung größerer Datensätze handelt. Da bei der vorliegenden Arbeit der Schwerpunkt auf der Behandlung wolkenloser Situationen liegt, wird an dieser Stelle eine einfache Parametrisierung des Wolkeneinflusses auf die am Erdboden zur Verfügung stehende Einstrahlung gewählt.

Die für das Strahlungsvorhersagesystem in dieser Arbeit genutzten Routinen des libRadtran-Systems bieten mehrere Möglichkeiten für die Parametrisierung der Extinktionswirkung von Wolken an. Neben der als Standardauswahl angebotenen und hier gewählten Variante der Parametrisierung nach Hu und Stamnes [55] sind weitere Verfahren implementiert, die beispielsweise für verschiedene Wellenlängenbereiche oder Ausgabevariablen (Radianzen an Stelle von Einstrahlungswerten) optimiert sind oder auf Tabellen mit explizit berechneten Mie-Kalkulationen zurückgreifen. [70]

Zur Konversion der mikrophysikalischen Attribute von Wolken in ihre optisch wirksamen Eigenschaften werden jeweils Informationen zum Wolkenbedeckungsgrad und zum Flüssigwassergehalt der Wolke, der Höhe und der Mächtigkeit der Wolke sowie zum mittleren effektiven Tröpfchenradius als Eingangsparameter benötigt. Diese Angaben stehen größtenteils durch das im EURAD-Modell enthaltene MM5-System als meteorologische Vorhersageparameter zur Verfügung:

- Wolkenbedeckungsgrad [%]
- Höhe der Wolkenober- und -unterkante [m]
- Flüssigwassergehalt [g/m³]

Wie auch bei den Vorhersagen der Partikelkonzentrationen liegen diese Angaben für alle 153 Tage der Untersuchungsperiode als stundengenaue Vorhersagen von jeweils drei Tagen Dauer vor (vgl. Tabelle 3.1). Die räumliche Auflösung beträgt 54 x 54 Kilometer. Diese für die Betrachtung von Wolkeneffekten nur sehr grobe Auflösung rechtfertigt die Verwendung von einem über

die gesamte Wolkenschicht gemittelten Wolkenwassergehalt an Stelle von vertikal aufgelösten Einzelwerten. Entsprechende Informationen pro modellierter Höhenschicht sind zwar als MM5-Ausgabeparameter verfügbar, bieten im vorliegenden Fall aber nur theoretisch einen höheren Informationsgehalt. Denn jegliche Vorhersagen zu Wolken-Substrukturen verlieren durch die Mittelung über eine Stunde und 2916 km^2 soweit an Aussagekraft, dass nicht mehr von einer Erhöhung der Genauigkeit ausgegangen werden kann.

Aus denselben Gründen wird von einer geometrischen Korrektur der Wolkeneffekte, ausgelöst etwa durch Schattenwurf von Wolken aus benachbarten Pixeln, abgesehen. Da die Größe des Gitterfeldes mit 54 Kilometern typische Ausdehnungen von Wolken erreicht und überschreitet, ist davon auszugehen, dass sich die Schatteneffekte angrenzender Pixel im Mittel ausgleichen. Unabhängig vom Sonnenstand werden für die Einstrahlungsberechnung am Boden daher die Wolken senkrecht nach unten projiziert. Diese Rechenzeit sparende Vereinfachung würde jedoch sofort hinfällig, wenn die vorhergesagten Wolkeninformationen zukünftig mit einer höheren räumlichen Auflösung eingehen sollten.

Der optisch wirksame (effektive) Tröpfchenradius ist nicht Teil der EURAD/MM5-Vorhersagen. Daher wird hier eine Form der realistischen Repräsentation der mit ansteigender Höhe typischerweise wachsenden Tröpfchengrößen genutzt. In Anlehnung an die am ECMWF implementierte Parametrisierung [32] wird deshalb eine lineare Interpolation zwischen einem Radius von $8 \mu\text{m}$ am Erdboden und $45 \mu\text{m}$ an der Oberkante der Atmosphäre (im Falle des benutzten MM5-Systems: 14,5 km Höhe) verwendet. Diese Vereinfachung ist nicht ideal, auf Grund fehlender Informationen zu den mittleren effektiven Partikelradien jedoch nicht zu umgehen. Es ist allerdings zu bedenken, dass selbst eine Verwendung des tatsächlich vorliegenden Effektivradius nicht unbedingt eine höhere Genauigkeit bei der Berechnung der Extinktionseigenschaften der Wolken zur Folge hätte, da die Angaben für eine möglicherweise bis zu mehreren Kilometern mächtige Wolke zunächst vertikal gemittelt und dann als stündliche Werte eines 54-Kilometer-Gitters zur Verfügung gestellt werden.

Kapitel 6

Evaluation der Strahlungsvorhersagen

6.1 Konzept

In diesem Kapitel werden die mit dem AFSOL - Modellsystem erstellten Strahlungsprognosen an Hand einer fünfmonatigen Episode gegen boden- und satellitengestützte Strahlungsmessungen evaluiert sowie mit Strahlungsprognosen des ECMWF und des EURAD-Systems verglichen.

Neben der Validierung mittels Boden- und Satellitendaten sowie dem Vergleich mit anderen existierenden Vorhersagesystemen ist weiterhin denkbar, die mit dem AFSOL-System erzielten Vorhersagen einem Persistenzvergleich zu unterziehen. Dies stellt quasi die einfachste Vorhersage da: die Annahme, dass keinerlei Änderungen des Atmosphärenzustandes stattfinden und damit der Tagesverlauf der Einstrahlung demjenigen des Vortages entspricht. Eine ähnliche Analyse ist bei GIRODO (2006) beschrieben, wobei für die Persistenzannahme deutlich erhöhte RMSE-Werte auftreten: hier werden MM5- und ECMWF-Vorhersagen der Globalstrahlung gegen Bodenmessungen von acht deutschen Stationen für einen 40tägigen Zeitraum im Sommer 2003 verglichen. Während der relative RMSE der zeitlich und räumlich optimierten ECMWF-Vorhersagen (vgl. Abschnitt 3.2.4) bei etwa 35% für alle Wolkensituationen und den ersten Vorhersagetag liegt, beträgt der RMSE der MM5-Vorhersagen etwa 54% und derjenige der Persistenzannahme ca. 60% [38]. Auf Grund dieser skizzierten Ergebnisse, die die Persistenz als deutlich ungenauere „Vorhersage“ sehen als sämtliche getesteten Modelle, wird dieser Ansatz in der vorliegenden Arbeit nicht weiter verfolgt.

Es wurde zudem darauf verzichtet, die prognostizierten AOT-Werte durch eine Klimatologie oder ein Aerosol-Standardszenario zu ersetzen und die Strahlungsberechnungen zu Vergleichszwecken weitere Male durchzuführen. Eine solche rechenzeitaufwändige Analyse liegt jedoch bereits für einen kürzeren Zeitraum vor [16], wobei sich im Mittel eine Überschätzung der Direktstrahlung von 18% ergibt, bei Verwendung einer Klimatologie an Stelle von Bodenmessungen der AOT. Dies bedeutet, dass die AOT durch die Klimatologie im Mittel unterschätzt wird, wobei jedoch sehr hohe Variabilitäten und Schwankungsbreiten vorliegen, die insbesondere an nordeuropäischen Standorten Unterschätzungen der Direktstrahlung bewirken, während in Norditalien durch Verwendung einer AOT-Klimatologie sehr hohe Überschätzungen der Direktstrahlung verursacht werden. [16]

Besonders relevant von Seiten der Energieversorger ist neben der Auswahl der zur Verfügung stehenden Parameter - nicht nur Global-, sondern auch Direktstrahlung - eine Genauigkeitsanalyse der Vorhersagen nach unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Gesichtspunkten. Ziel

bleibt dabei stets, unterschiedliche typische Situationen automatisch zu identifizieren, in denen die Prognosegenauigkeit besonders hoch oder besonders niedrig ist, um so bei der zukünftigen Anwendung des Vorhersagesystems jeder Strahlungsprognose einen Qualitätsindikator beifügen zu können. Nach einer Übersicht über die Datensätze werden daher getrennt für unbewölkte und bewölkte Situationen verschiedene räumliche und zeitliche Größenordnungen betrachtet, die für solche Vorab-Qualitätseinschätzungen in Frage kommen. Weiterhin erfolgt in Abschnitt 6.4 eine kurze Darstellung der Genauigkeitsanalyse für Vorhersagen eines einzelnen Spektralbereichs.

Übersicht

Für einen ersten räumlichen Eindruck sollen zunächst die Globalstrahlungssummen Europas für einen einzelnen Tag gegenübergestellt werden. Beispielhaft für die gesamte untersuchte Periode von Juli bis November 2003 werden hierzu in Abbildung 6.1 die AFSOL-Vorhersage (links) sowie Meteosat-7-Messungen (rechts), die an Hand des SOLEMI-Retrievalverfahrens gewonnen wurden [76], für den 1.07.2003 dargestellt. Beide Abbildungen nutzen dieselbe Farbskala, die Werte von 500 Wh/m^2 bis 9300 Wh/m^2 umfasst.

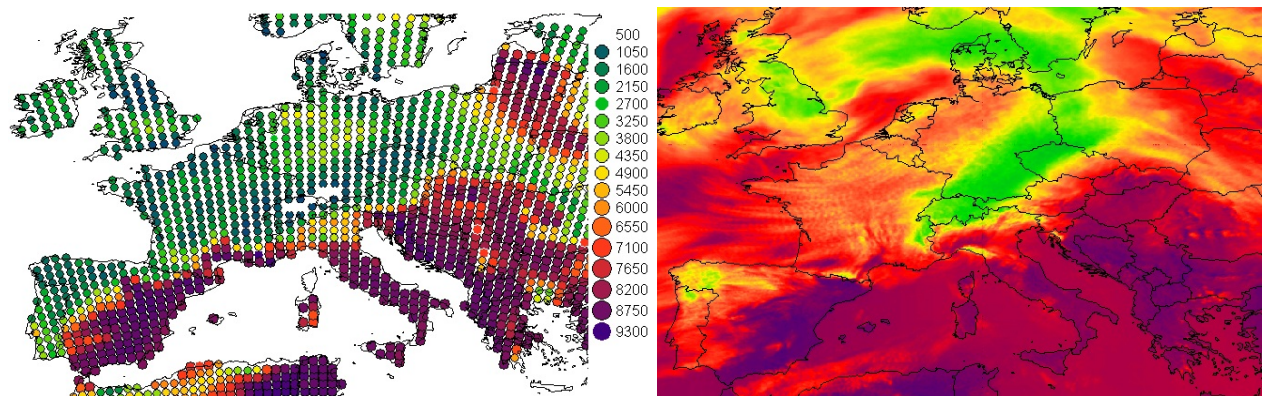


Abbildung 6.1: Globalstrahlungs-Tagessumme [Wh/m^2] für den 1.07.2003: AFSOL-Vorhersage (links) und Meteosat-7-Messungen (rechts)

Es ist zu erkennen, dass die AFSOL-Modellierung die vom Satelliten erfasste Globalstrahlung an diesem Tag unterschiedlich gut wiedergibt. Die großen Strukturen - die höhere Einstrahlung im Mittelmeerraum mit Grenze entlang der Alpen, ein Wolkenband über Süddeutschland, das deutsch-polnische Grenzgebiet und Skandinavien bis hin zu England - werden in diesem Fall gut erfasst. Gleichzeitig allerdings produzieren die AFSOL-Vorhersagen an diesem Tag aber auch in weiten Teilen Mittel- und Nordeuropas zu niedrige Globalstrahlungswerte.

Bei der Betrachtung einzelner Stationen für einzelne Zeitpunkte werden feinere Strukturen sichtbar. In Abbildung 6.2 sind für die Station Portoroz in Slowenien ($45,5^\circ\text{N}$, $13,6^\circ\text{E}$) Tagesverläufe der Global- und der Direktnormalstrahlung für einen wolkenlosen Tag, den 20.07.2003, und für einen inhomogen bewölkten Tag, den 23.07.2003, dargestellt.

Es ist zu erkennen, dass bei der Globalstrahlung des wolkenlosen Tages (oben links) die in grün gehaltenen AFSOL-Vorhersagen sehr gut den Boden- und Satellitenmessungen der Globalstrahlung (schwarze Kreuze bzw. blaue Linie) entsprechen. Die ECMWF-Globalstrahlungsvorhersage (rot) hingegen ist etwas zu niedrig im Vergleich zu den Validierungsmessungen. Bei der AFSOL-Direktstrahlungsvorhersage (oben rechts) ist zu erkennen, dass diese im gezeigten Fall die Bodenmessungen überschätzt, während die ECMWF-basierenden Direktstrahlungsvorhersagen über den ganzen Tag deutlich zu niedrig sind. Im inhomogen bewölkten

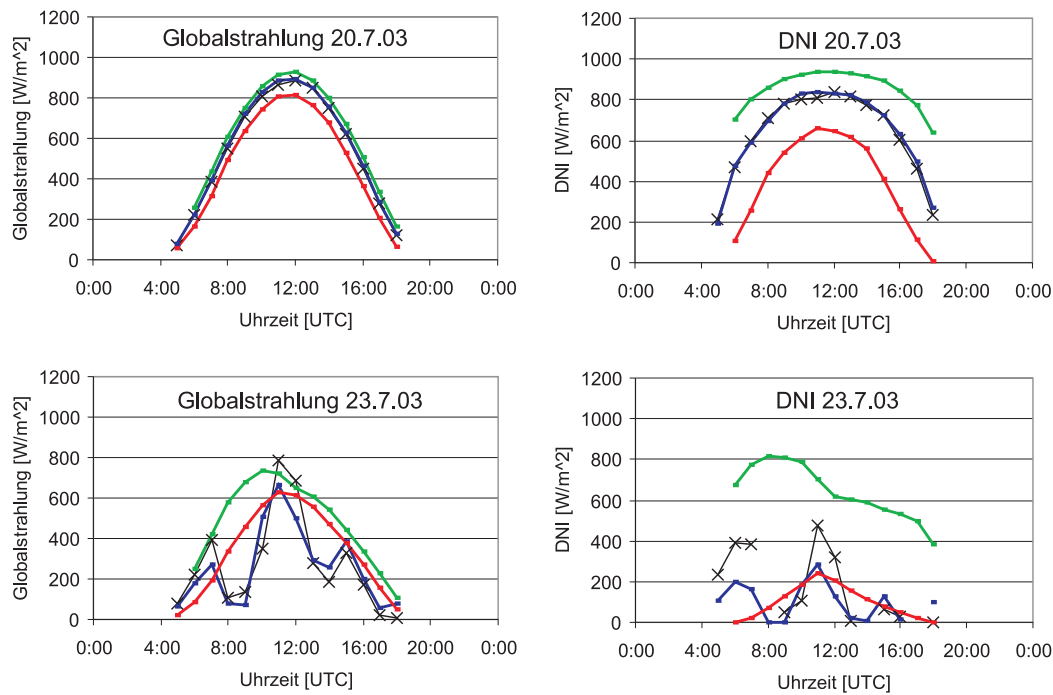


Abbildung 6.2: Tagesverläufe der Global- und Direktnormalstrahlung [W/m^2] für Portoroz am 20.07.03 (wolkenloser Tag) und am 23.07.03 (inhomogen bewölkter Tag): Bodenmessungen (schwarze Kreuze), Meteosat-7-Messungen (blau), AFSOL-Vorhersage (grün) und ECMWF-Vorhersage (rot)

Beispielfall, wie er in der unteren Hälfte der Abbildung 6.2 dargestellt ist, sind beide Vorhersagesysteme nicht in der Lage, den variablen Wolkengang und damit den Strahlungsverlauf über den Tag ausreichend genau zu prognostizieren. Hierbei liegen die ECMWF-Vorhersagen jedoch noch deutlich näher an den vom Boden und Satelliten aus erfassten Strahlungsgängen als die AFSOL-Vorhersage.

Diese kurzen Schlaglichter auf die Qualität der AFSOL-Vorhersage, einzelne Tage und/oder Stationen betreffend, sind keinesfalls statistisch repräsentativ - aber durchaus symptomatisch, wie in den folgenden Abschnitten gezeigt wird.

Bestimmung wolkenloser Situationen

Um die unterschiedlichen Fallgruppen bewölkter und unbewölkter Situationen trennen zu können, sind verschiedene Ansätze denkbar. Zum einen können zur Bestimmung der wolkenlosen Tage die Bodenmessungen herangezogen werden: weist das Verhältnis der gemessenen Globalstrahlung zur aus einem Clearsky-Modell ermittelten Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel (Clearsky-Index, siehe auch 3.2.4) über mehrere Stunden verteilt eine geringe Variabilität auf und beträgt die Messung dabei über 50% des Clearsky-Modellwertes (Ausschluss von vollständig und gleichförmig bewölkten Situationen, z.B. Nebel), so ist von einer wolkenlosen Situation auszugehen [76]. Dieses Kriterium ist jedoch nicht hinreichend für die Bestimmung der Prognosequalität eines Strahlungsvorhersagesystems im wolkenlosen Fall: wenn die untersuchten Modelle für die entsprechende Situation fälschlicherweise Bewölkung vorhersagen, so entsprechen die Grundannahmen der Prognose nicht der Realität und die vorhergesagten Werte müssen entfernt werden, wenn allein wolkenlose Situationen betrachtet werden sollen.

Folgerichtig werden zur Bestimmung der tatsächlich wolkenlosen Situationen auch die vorhergesagten Wolkenbedeckungsgrade einbezogen. Hierbei ist allerdings zu bedenken, dass je nach Verwendung einer der beiden zur Verfügung stehenden Vorhersagen des Wolkenbedeckungsgrades (ECMWF bzw. EURAD/MM5) die Prognosequalität des anderen Modells deutlich schlechter abschneiden wird: da die Wolkenvorhersagen der beiden Modelle nicht unbedingt übereinstimmen, wird immer dasjenige Modell genauere Vorhersagen liefern, das zusammen mit dem Clearsky-Kriterium der Bodenmessungen die unbewölkten Situationen bestimmt. Deshalb wird noch eine weitere Untergruppe der wolkenlosen Situationen definiert, bei denen **beide** Modelle und die Bodenmessungen von Wolkenlosigkeit ausgehen: dies verringert zwar die Anzahl der zur Verfügung stehenden Situationen, sichert aber auch gleichzeitig eine gerechte Beurteilung der beiden beteiligten Modelle.

Im Folgenden werden daher drei verschiedene Arten der Bestimmung von wolkenlosen Situationen unterschieden:

Double Clearsky MM5 maximale vorhergesagte Wolkenbedeckung des EURAD/MM5-Systems von 10%, dazu Wolkenlosigkeit laut Betrag und Variabilität der Bodenmessungen (entspricht 5,8% der Situationen)

Double Clearsky ECMWF maximale vorhergesagte Wolkenbedeckung der ECMWF-Vorhersage von 10%, dazu Wolkenlosigkeit laut Betrag und Variabilität der Bodenmessungen (entspricht 6,0% der Situationen)

Triple Clearsky maximale vorhergesagte Wolkenbedeckung des EURAD/MM5-Systems **UND** der ECMWF-Vorhersage von 10%, dazu Wolkenlosigkeit laut Betrag und Variabilität der Bodenmessungen (entspricht 4,1% der Situationen)

In allen weiteren Analysen ist zu berücksichtigen, dass die oft zusätzlich aufgeführten Abweichungen des Meteosat-Retrievals keine Modellgenauigkeit darstellen, da es sich um satellitenbasierende Messungen der solaren Einstrahlung handelt. Die Angaben werden hier mitgeführt, um ein Gefühl für die maximale, theoretisch mögliche Genauigkeit der Vorhersagen zu vermitteln: die Güte der Meteosat-7-Messungen repräsentiert diejenige Übereinstimmung, die - unter den für die Retrievalmethode notwendigen Annahmen - bei einer zeitgleichen Messung in etwa erreicht werden kann, wenn punktuelle Bodenmessungen mit räumlich mittelnden Werten verglichen werden.

6.2 Evaluierung der Strahlungsvorhersage für wolkenlose Zeitpunkte

Zunächst soll auf die Evaluierung der Prognosequalität im wolkenlosen Fall eingegangen werden, weil dies diejenigen Situationen sind, die für die Betreiber von solarthermischen Kraftwerken am interessantesten sind: die zu erzielenden Gewinne, die unter Ausnutzung der im Tagesverlauf schwankenden Strom-Börsenpreise erzielt werden können, sind hier maximal, weiterhin ist eine sinnvolle Steuerung der Einspeisung an diesen Tagen besonders sinnvoll (siehe auch Abschnitt 7.2).

6.2.1 Direktstrahlungsprognosen

Werden nur diejenigen Fälle betrachtet, die sowohl in den beiden Modellen als auch laut den Bodenmessungen wolkenlos sind („Triple Clearsky“), so ergeben sich die in Tabelle 6.1 an-

gegebenen statistischen Maße. Es zeigt sich, dass die ECMWF-basierenden Direktstrahlungsvorhersagen im Mittel die Bodenmessungen um 26,3% unterschätzen, während die AFSOL-Direktstrahlungsvorhersagen eine mittlere Überschätzung von 11,2% aufweisen. Die mittlere Meteosat-7-Retrievalgenauigkeit liegt sehr gut bei -1,7%. Die zugehörige Variabilität der Vorhersagegüte, ausgedrückt beispielsweise durch den relativen RMSE, passt zu dieser Rangfolge: die Meteosat-7-Werte liegen bei einem RMSE von 15,6%, die des AFSOL-Systems bei 18,8% und die der ECMWF-basierenden Direktstrahlungsvorhersagen bei 31,2%.

	<i>rel. Bias [%]</i>	<i>rel. RMSE [%]</i>	<i>abs. Bias [W/m²]</i>	<i>abs. RMSE [W/m²]</i>
AFSOL Direkt	+11,2	18,8	+57,3	96,0
ECMWF Direkt	-26,3	31,2	-134,1	159,0
Meteosat-7 Direkt	-1,7	15,6	-8,6	79,6

Tabelle 6.1: „Triple Clearsky“: absolute und relative Vorhersagegenauigkeit (Bias, RMSE) der Direktstrahlung (Modell minus Bodenmessung)

Im wolkenlosen Fall sind die AFSOL-Direktstrahlungsvorhersagen in Mittelwert und Variabilität deutlich genauer als die ECMWF-basierenden Vorhersagen. Da die Einflüsse von Wolken eliminiert sind, kann in diesem Fall angenommen werden, dass diese deutliche Verbesserung gegenüber dem ECMWF-Produkt auf die verbesserten Aerosolinformationen an Stelle der ECMWF-Aerosolklimatologie zurückzuführen ist, da dies der wichtigste Eingangsparameter zur Bestimmung der Einstrahlung im wolkenlosen Fall ist. Es ist jedoch an dieser Stelle zusätzlich zu bedenken, dass das ECMWF kein Direktstrahlungsprodukt selber anbietet, sondern dass die Daten durch die Anwendung eines Direkt-Diffus-Aufspaltungsmoduls (siehe 3.2.4) auf die operationell erhältlichen ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen zu Stande kommen. Jedoch sind auch bei der Beurteilung der Globalstrahlungsqualität im „Triple Clearsky“-Fall entsprechende Tendenzen zu beobachten (siehe folgende Auswertungen), so dass die vorgenommene Aufspaltung allein nicht als der Grund für die deutlich genaueren AFSOL-Direktstrahlungsvorhersagen im wolkenlosen Fall zu sehen ist.

Vorhersagegenauigkeit der Direktstrahlung nach Regionen

Eine räumliche Übersicht über die Vorhersagegenauigkeit der Direktstrahlung aus dem AFSOL-System für wolkenlose Situationen erfolgt hier an Hand regionaler Charakteristika der insgesamt 121 einbezogenen Bodenmessstationen (siehe Tabelle A.2 im Anhang). Zu diesem Zweck ist in Abbildung 6.3 der relative Bias (gestrichelte Linien) und der relative RMSE (durchgezogene Linien) für fünf europäische Großregionen dargestellt, wie er sich für die Vorhersagequalität der Direktstrahlung im wolkenlosen Fall („Double Clearsky MM5“) ergibt. Dabei stehen die roten Linien für die ECMWF-basierenden Vorhersagen, die grünen für die AFSOL-Vorhersagen und die blauen Linien entsprechen den Meteosat-7-Messungen. Die Zuordnung der Einzelstationen zu den Regionen (das Gebiet rund um das Mittelmeer, Deutschland, Süddeutschland, England und der Ostseeraum) ist aus Karte A.2 im Anhang zu entnehmen.

Zu betonen ist, dass im Vergleich zur vorher diskutierten „Triple Clearsky“ Situation die Werte leicht verändert sind, da es sich jetzt um eine Auswahl der Situationen nach dem „Double Clearsky MM5“-Filter handelt. Jedoch sind die Abweichungen nicht sehr groß, beispielsweise steigt der relative RMSE der ECMWF-Direktstrahlungsvorhersage für alle Stationen von 31,2% („Triple Clearsky“, Tabelle 6.1) auf 34,4% („Double Clearsky MM5“, Abbildung 6.3).

Es ist zu erkennen, dass der RMSE der ECMWF-basierenden Direktstrahlungsvorhersage für

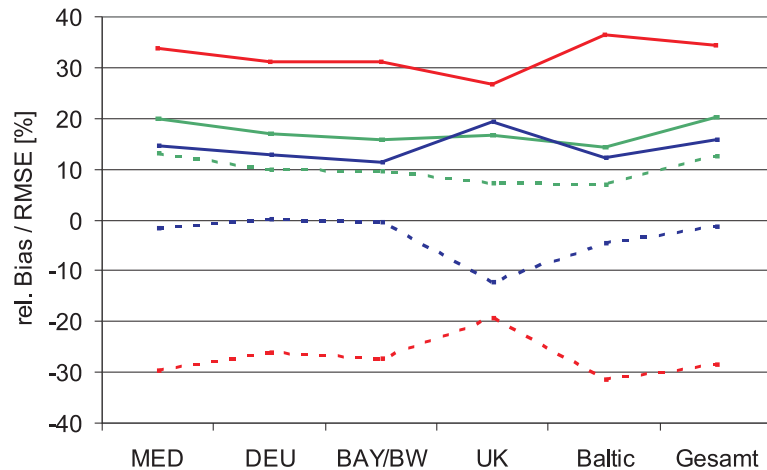


Abbildung 6.3: Relativer Bias (gestrichelt) und RMSE (durchgezogen) der Direktstrahlung (Modell minus Bodenmessung) im wolkenlosen Fall, für verschiedene europäische Regionen: ECMWF-Vorhersage (rot), AFSOL-Prognose (grün) und Meteosat-Messung (blau)

wolkenlose Situationen in allen Regionen höher ist als die des AFSOL-Systems. Dies ist entsprechend ebenso der Fall für das AFSOL-System und das Meteosat-Retrieval, mit der Ausnahme der englischen Stationen. Auch die Biaswerte verlaufen bis auf die Ausnahme Englands relativ gleichmäßig über alle Stationsgruppen hinweg, in etwa entsprechend ihren Gesamt-Mittelwerten. Dieses Phänomen sollte jedoch nicht überbewertet werden, da nur sehr wenige der hier verwendeten Stationen in England Direktstrahlungsmessungen bereitstellen und somit die Datenbasis wesentlich geringer ist als für die Globalstrahlungsvorhersagen.

Interessant ist jedoch, dass die Vorhersagegenauigkeit des Mittelmeerraumes (erste Spalte der Abbildung 6.3) bei allen drei Datensätzen schlechter ist als beispielsweise die für Süddeutschland (dritte Spalte). Dies überrascht zunächst, handelt es sich doch um relative RMSE-Angaben, die bei Anwendung desselben Verfahrens auf eine Region mit im Mittel höheren Einstrahlungswerten geringere relative RMSE-Werte zur Folge haben sollten. Hintergrund dieses Phänomens sind jedoch einzelne Tage mit Sahara-Sandsturmausbrüchen im Mittelmeerraum (17.07. - 20.07. und 30.09. - 3.10. 2003), wie an Hand eines Vergleichs beispielsweise mit NOAA-Satellitenbildaufnahmen zu erkennen ist. Da die Direktstrahlung sehr sensitiv auf eine hohe Aerosolbelastung reagiert, führen diese Tage zu deutlich erhöhten RMSE-Werten der Direktstrahlungsprognose im Mittelmeerraum, während die nicht betroffenen Regionen Mittel- und Nordeuropas keine Auswirkungen zeigen. Werden die erwähnten acht Tage der insgesamt 153 Tage aus der Statistik entfernt, so sinkt der RMSE der AFSOL-Direktstrahlungsvorhersage und auch der des Meteosat-7-Retrievals deutlich: in der Mittelmeerregion werden nun ähnliche Genauigkeitswerte bei der Vorhersage der Direktstrahlung erreicht wie beispielsweise in Süddeutschland oder im Ostseeraum.

Zu betonen ist, dass dieser Effekt nicht auf die unterschiedlichen Grundgesamtheiten der für die Global- und die Direktstrahlungsanalysen einbezogenen Stationen zurückzuführen ist: wird die nach Regionen getrennte Analyse der Globalstrahlungsvorhersage nur mit denjenigen Stationen durchgeführt, die auch Diffusmessungen zur Verfügung stellen, so ergibt sich kein signifikanter Unterschied für die Qualität der Globalstrahlungsprognosen im Mittelmeerraum oder in Deutschland. Es bleibt daher festzuhalten, dass eine verbesserte Stauberkenntnis, als

Eingangsdatensatz für die Aerosolvorhersage und die Strahlungsprognose, im Mittelmeerraum ganz deutlich die beispielsweise für den Betrieb von STKW benötigte Direktstrahlungsvorhersage im wolkenlosen Fall verbessert.

Vorhersagegenauigkeit der Direktstrahlung nach Uhrzeit

Weiterhin von Interesse ist die Genauigkeit des AFSOL-Systems als Funktion der Tageszeit. Zur Darstellung dieses Zusammenhangs sind in Abbildung 6.4 die relativen RMSE-Werte der beteiligten Modelle bzw. Messdatensätze als Funktion der Uhrzeit dargestellt, wobei alle Fälle mit einer vorhergesagten Wolkenbedeckung von maximal 10% berücksichtigt werden. Hierbei fällt auf, dass das Retrieval des Meteosat-7-Satelliten (blau) nur einen geringen Tagesgang zeigt, während beispielsweise die ECMWF-basierende Vorhersage der Direktstrahlung morgens und abends deutlich höhere RMSE-Werte aufweist als zur Tagesmitte. Die AFSOL-Vorhersage nimmt einen mittleren Platz ein und verfügt über eine leichte Abhängigkeit von der Tageszeit, die sich insbesondere in den Abendstunden zeigt. Die absoluten Fehler verhalten sich hingegen für die Prognosemodelle in allen Fällen genau umgekehrt: niedrige mittägliche RMSE-Werte entsprechen dabei hohen absoluten Einstrahlungsfehlern, während hohe relative Fehler morgens und abends niedrige absolute Ungenauigkeiten bedeuten.

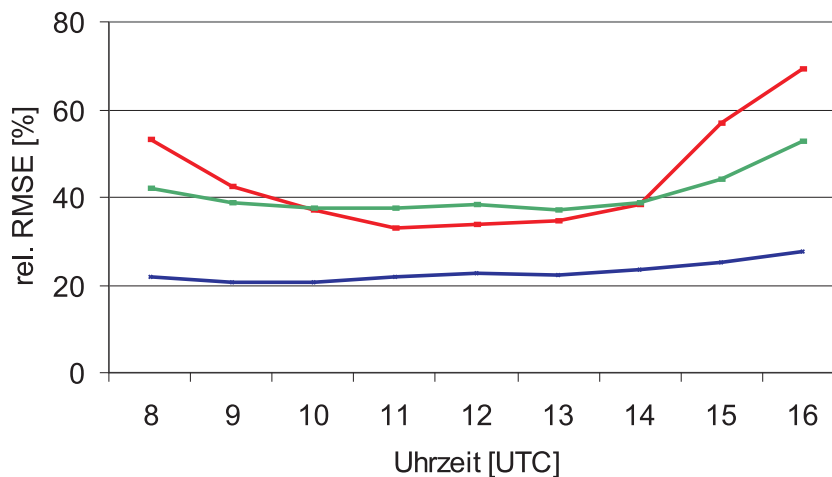


Abbildung 6.4: Vorhersagegenauigkeit der Direktstrahlung im Tagesverlauf, für wolkenlos vorhergesagte Situationen: ECMWF (rot), AFSOL (grün) und Meteosat-7-Messungen (blau)

Die Ursache für diese leichte Tageszeitabhängigkeit ist in der Tatsache zu sehen, dass niedrigere Sonnenstände eine größere Herausforderung für die Modellierung darstellen als eine im Zenit stehende Sonne: aufgrund des längeren Pfades durch die Atmosphäre finden Streu- und Absorptionsprozesse verstärkt statt, so dass Abweichungen bei der Beschreibung der atmosphärischen Zusammensetzung in diesen Fällen eine viel größere Auswirkung haben als bei hoch stehender Sonne. Dasselbe Phänomen ist auch in der sonnenstandsabhängigen Genauigkeit von Strahlungstransportmodellen (vgl. Abschnitt 5.2) zu beobachten.

6.2.2 Globalstrahlungsprognosen

Zur Betrachtung der Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlungsprognosen im wolkenlosen Fall soll zunächst eine Übersicht der Verteilungen der Prognosequalität der einzelnen Modelle gege-

ben werden. Hierzu ist in Abbildung 6.5 ein Histogramm der absoluten Differenzen der Globalstrahlungsvorhersagen bzw. Messungen (Meteosat) dargestellt. Grundlage der Abbildung sind die „Triple Clearsky“-Situationen, in denen sowohl das EURAD-System als auch das ECMWF-Modell eine sehr geringe Wolkenbedeckung vorhersagen, die sich in den Bodenmessungen auch wiederfindet.

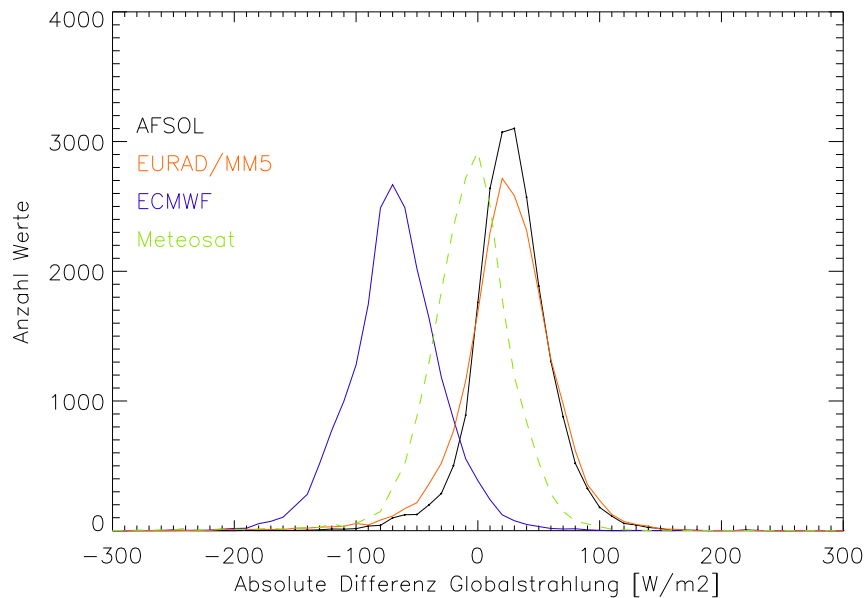


Abbildung 6.5: Histogramm der absoluten Abweichungen der Globalstrahlung [W/m^2] im „Triple Clearsky“-Fall

Es ist zu erkennen, dass die ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen im Mittel die Bodenmessungen unterschätzen, um etwa $-9,8\%$ bzw. $-62,8 \text{ W}/\text{m}^2$ (siehe Tabelle 6.2). Die AFSOL-Vorhersagen überschätzen hingegen im Mittel die Bodenmessungen um $5,1\%$, ebenso wie die EURAD-eigenen Globalstrahlungsvorhersagen mit $5,0\%$. Die Meteosat-7-Messungen - hier gestrichelt dargestellt wegen ihrer Sonderstellung als einzige Messgröße in Mitten von modellierten Datensätzen - verfügen hingegen lediglich über einen vernachlässigbaren Bias von $-0,4\%$. Die betragsmäßig größte mittlere Abweichung der ECMWF-Globalstrahlungsvorhersage geht auch einher mit der größten Variabilität der betrachteten Modelle, von $11,5\%$, während die EURAD/MM5- und die AFSOL-Vorhersagen bei $9,4$ bzw. $7,2\%$ rel. RMSE liegen.

	<i>rel. Bias [%]</i>	<i>rel. RMSE [%]</i>	<i>abs. Bias [W/m^2]</i>	<i>abs. RMSE [W/m^2]</i>
AFSOL Global	+5,1	7,2	+32,3	46,0
ECMWF Global	-9,8	11,5	-62,8	73,3
EURAD Global	+5,0	9,4	+32,2	59,8
Meteosat Global	-0,4	6,2	-2,8	39,6

Tabelle 6.2: „Triple Clearsky“: absolute und relative Vorhersagegenauigkeit (Bias, RMSE) der Globalstrahlung (Modell minus Bodenmessung)

Es ist an dieser Stelle zu betonen, dass damit im untersuchten Zeitraum von fünf Monaten im Jahr 2003 für tatsächlich wolkenlose Situationen („Triple Clearsky“) die AFSOL-Vorhersage sowohl der Direkt- als auch der Globalstrahlung genauere Vorhersagen liefert als die operationell

erhältliche ECMWF-Vorhersage mitsamt ihrer abgeleiteten Direktstrahlung - und im Übrigen auch als die EURAD-eigenen Globalstrahlungsvorhersagen.

Vorhersagegenauigkeit nach Stationen

Um die Qualität der AFSOL-Globalstrahlungsprognosen auch räumlich näher zu untersuchen, ist beispielsweise eine nach Einzelstationen getrennte Betrachtung sinnvoll. In Abbildung 6.6 ist eine Karte mit allen Validierungsstationen dargestellt, wobei die Farbe der Signaturen dem relativen RMSE der AFSOL-Globalstrahlungsvorhersagen entspricht. Der Farbbalken berücksichtigt Werte zwischen 0 und 16%, wobei blau-grüne Markierungen für eine hohe Genauigkeit der Strahlungsvorhersage stehen und rot- bis lilafarbene Farben für einen hohen RMSE-Wert. Grundlage der dargestellten Stationsmittelwerte sind alle tatsächlich wolkenlosen Situationen („Triple Clearsky“).

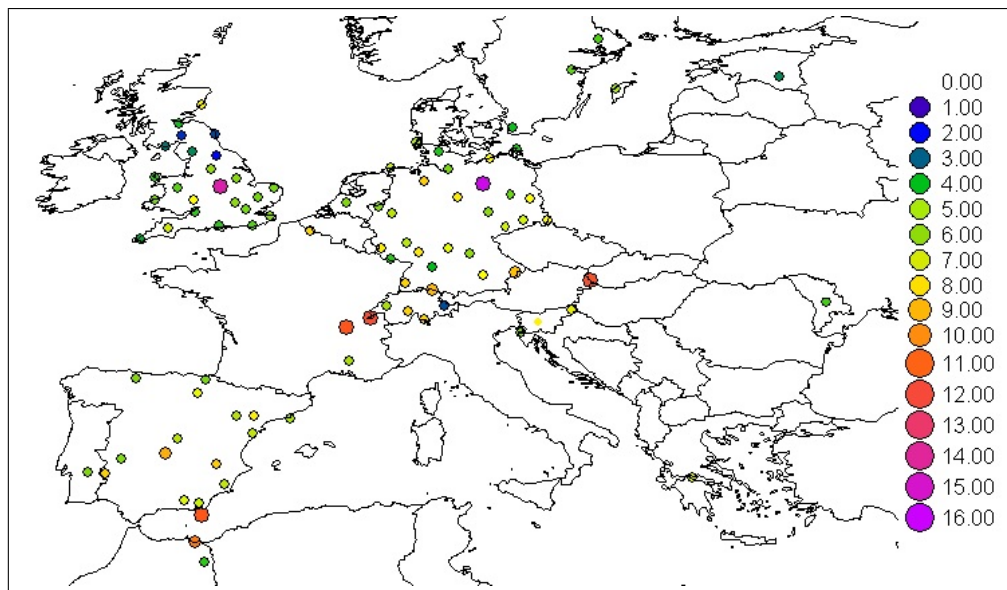


Abbildung 6.6: Karte der Validierungsstationen mit relativem RMSE [%] der AFSOL-Globalstrahlungsvorhersagen, wolkenlose Situationen

Es ist zu erkennen, dass die Stationen in weiten Teilen Nordeuropas überwiegende geringe RMSE-Werte für die Globalstrahlungsprognose im wolkenlosen Fall aufweisen. Einzelne Stationen jedoch fallen auf, etwa Seehausen (Altmark, Sachsen-Anhalt) oder Shepshed (Mittelengland). Die erste Station weist neben einer hohen Variabilität zusätzlich eine hohe Überschätzung der Globalstrahlung durch sämtliche untersuchten Vorhersagemodelle inklusive der Meteosat-7-Messungen auf. Es ist daher davon auszugehen, dass entweder die Bodenmessungen auf Grund von lokalen Gegebenheiten nicht sehr repräsentativ für ihr Umfeld sind, oder aber dass beispielsweise dauerhaft Störungen der Messungen auftreten. Shepshed hingegen hat nur bei der EURAD- und der AFSOL-Vorhersage deutlich erhöhte RMSE-Werte und eine hohe mittlere Überschätzung, liegt aber bei der ECMWF-Vorhersage und den Meteosat-Retrievals im Rahmen der sonstigen Genauigkeiten. Hier ist deshalb eher von einem Modellproblem im MM5 auszugehen.

In Süd- und Mitteleuropa hingegen sieht die Situation gemischter aus: beispielsweise in der Alpenregion sind sowohl niedrige als auch vergleichsweise erhöhte RMSE-Werte festzustellen, ebenso wie an einigen Stationen der iberischen Halbinsel, etwa in Toledo im spanischen Lan-

desinneren oder in Almería an der südspanischen Mittelmeerküste. Insgesamt sind somit die Variabilitäten der Prognosequalität zwar etwas breiter verteilt, unterscheiden sich jedoch in der Größenordnung der RMSE-Werte nicht signifikant von den Vorhersagefehlern in Nordeuropa.

Es ist bei dieser Teilanalyse zu bedenken, dass auf Grund der restriktiven Annahmen zur tatsächlichen und vorhergesagten Wolkenbedeckung je nach Station die Zahl der zur Verfügung stehenden Fälle gering ist. Aus Gründen der statistischen Repräsentativität sind daher in Abbildung 6.6 nur diejenigen 91 der 121 Stationen dargestellt, an denen im gesamten Untersuchungszeitraum mindestens 50 Stunden den „Triple Clearsky“-Kriterien entsprechen. Weitergehende Schlussfolgerungen auf der Ebene von einzelnen Orten, gerade für die tatsächlich wolkenlosen Situationen, sollten daher zukünftig zusätzlich an weiteren Datensätzen überprüft werden.

Eine andere Möglichkeit ist die Betrachtung der Einzelstationen nach Großregionen Europas zusammengefasst. Dies ergibt entsprechend der zuvor geschilderten räumlichen Verteilung der RMSE-Werte jedoch keine statistisch auswertbaren Tendenzen für die AFSOL-Prognosequalität (siehe Abbildung 6.7). Im Gegensatz zur entsprechenden Darstellung für die Direktstrahlung in Abbildung 6.3 ist hier auch der Einfluss von Sahara-Staubstürmen im Mittelmeerraum nicht zu erkennen, da die Globalstrahlung nur in zweiter Reihe, als Summe der sich komplementär verhaltenden Direkt- und Diffusstrahlung, von einer Erhöhung der Aerosolbelastung betroffen ist. Es ist jedoch wiederum darauf hinzuweisen, dass die EURAD-eigene Strahlungsvorhersage (schwarz) in allen Regionen einen höheren RMSE aufweist als die AFSOL-Globalstrahlungsvorhersagen (grün).

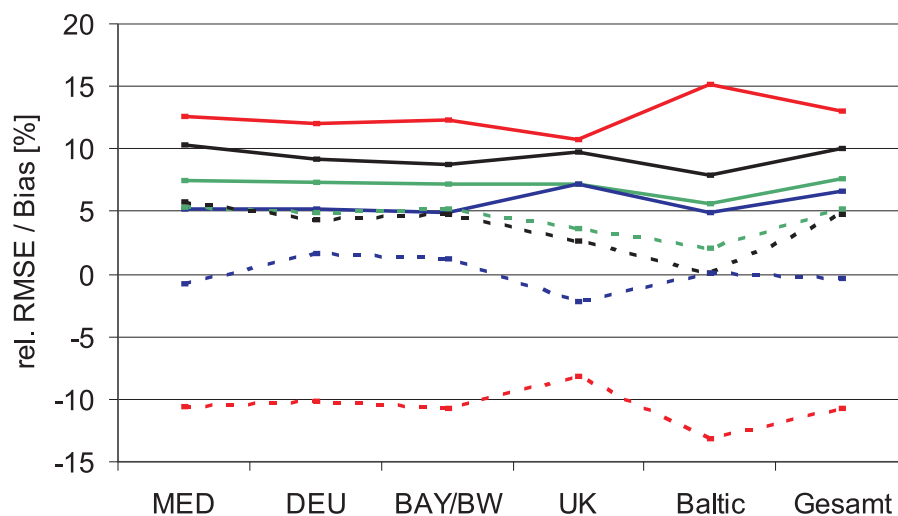


Abbildung 6.7: Relativer Bias (gestrichelt) und RMSE (durchgezogen) der Globalstrahlung (Modell minus Bodenmessung) im wolkenlosen Fall, für verschiedene europäische Regionen: ECMWF-Vorhersage (rot), AFSOL-Prognose (grün), EURAD-eigene Vorhersage (schwarz) und Meteosat-Messung (blau)

Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung nach Uhrzeit

Eine Darstellung der Prognosequalität der Globalstrahlung in Abhängigkeit von der Tageszeit ist in Abbildung 6.8 zu finden. Es fällt auf, dass im Vergleich zur Direktstrahlung (Abbildung

6.4) für die Qualität der Globalstrahlungsvorhersagen ein deutlich stärker ausgeprägter Tagesgang existiert. Dies betrifft alle untersuchten Modelle - und im Übrigen auch die an Hand von klimatologischen Werten der atmosphärischen Zusammensetzung ermittelten Meteosat-7-Messungen. Die Ursache für eine höhere Fehleranfälligkeit bei niedrigen Sonnenständen liegt in der Verlängerung der optischen Pfadlänge, wodurch Streu- und Absorptionsprozesse vermehrt auftreten. Die Diffusstrahlung, als unmittelbar mit den Streuprozessen korrelierender Anteil der Einstrahlung, ist daher stärker von einem Tagesgang der Prognosequalität betroffen als die Direktstrahlung, wodurch sich für die Globalstrahlung ebenfalls eine erhöhte Fehlerquote für Vorhersagen in den Tagesrandstunden ergibt.

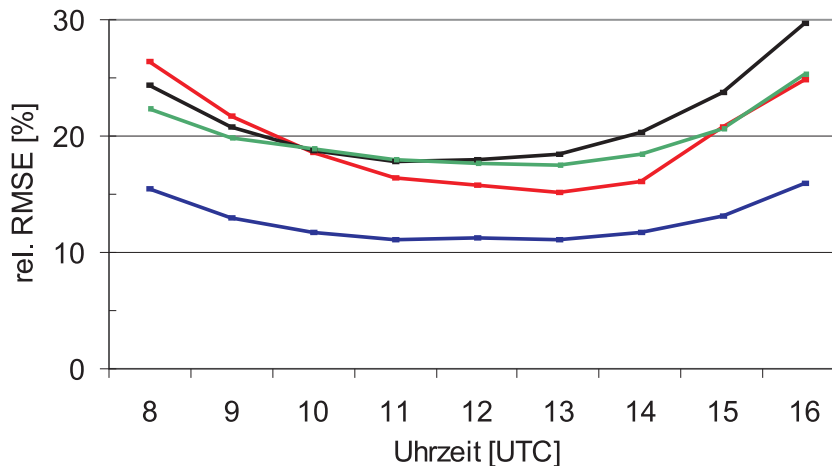


Abbildung 6.8: Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung im Tagesverlauf, für wolkenlos vorhergesagte Situationen: ECMWF (rot), AFSOL (grün), EURAD-eigene Vorhersage (schwarz) und Meteosat-7-Messungen (blau)

Zu erwähnen ist, dass im bewölkten Fall für die Global- und die Direktstrahlungsvorhersage analog jeweils ähnlich ausgeprägte Tagesgänge zu beobachten sind, jedoch in Verbindung mit insgesamt höher liegenden RMSE-Werten. Bei zukünftigen Anwendungen des AFSOL-Systems ist daher zu berücksichtigen, dass unabhängig von der Wolkensituation die relative Prognosegüte für niedrige Sonnenstände etwas geringer ausfällt als die mittägliche Vorhersagequalität.

6.3 Strahlungsvorhersagen für alle Wolkensituationen

Um ein operationell laufendes Strahlungsvorhersagesystem betreiben zu können, ist auch die Betrachtung von bewölkten Situationen von Interesse, was in der vorliegenden Arbeit an Hand einer einfachen Parametrisierung der vorhergesagten Wolkeneigenschaften erfolgt. Denn auch wenn es sich um Zeitpunkte handelt, in denen weniger oder fast keine Energie erzeugt wird, so ist eine Einschätzung der Qualität der AFSOL-Vorhersagen auch im Wolkenfall von Relevanz: insbesondere die Trennung von bewölkten und unbewölkten Fällen ermöglicht eine sinnvolle Integration solar erzeugter Energie in die bestehenden Energieerzeugungssysteme.

6.3.1 Prognosegenauigkeit

Zur Illustration des Einflusses des Bewölkungsgrades auf die Qualität der Direktstrahlungsvorhersagen ist in Abbildung 6.9 eine kumulativ aneinandergereihte Darstellung verschiedener

Untergruppen von Wolkensituationen gewählt. Jeweils der Bias (gestrichelt) und der RMSE (durchgezogen) für die AFSOL-Vorhersagen (grün), die ECMWF-basierenden Vorhersagen (rot) und die Meteosat-7-Messungen (blau) sind abgebildet.

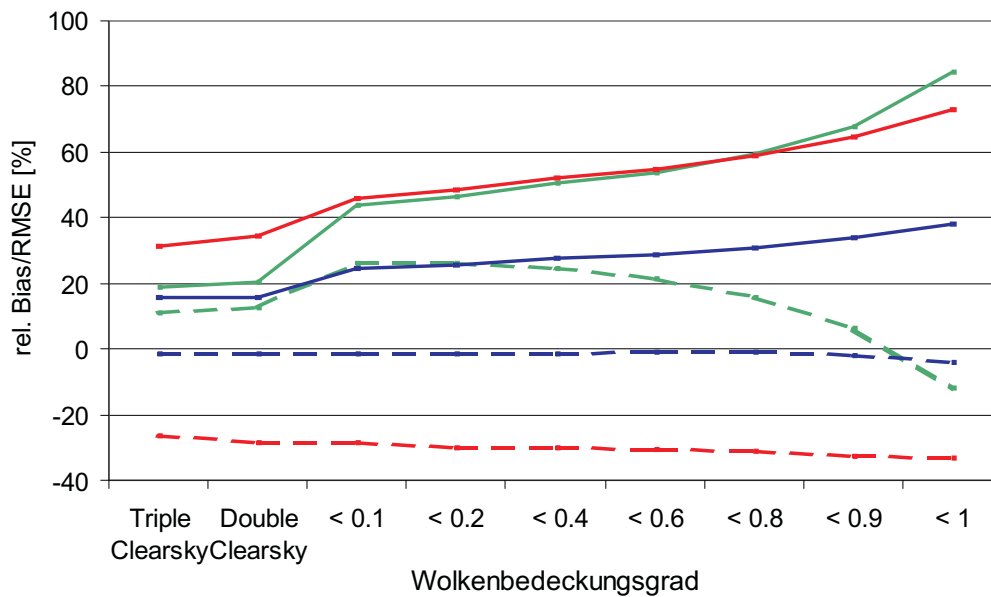


Abbildung 6.9: Vorhersagegenauigkeit der Direktstrahlung bei verschiedenen, kumulativ angeordneten Untergruppen von Bewölkungszuständen: rel. Bias (gestrichelt) und rel. RMSE (durchgezogen) für ECMWF-Vorhersage (rot), AFSOL-Vorhersage (grün) und Meteosat-Messungen (blau)

Dabei bedeutet die erste Spalte, dass nur diejenigen Messungen berücksichtigt werden, in denen beide Vorhersagesysteme und auch die Bodenmessungen Wolkenlosigkeit signalisiert haben („Triple Clearsky“). Die zweite Spalte steht für diejenigen Zeitpunkte, in denen sowohl an Hand der Bodenmessungen als auch der EURAD-eigenen Vorhersagen von Wolkenlosigkeit ausgegangen werden kann („Double Clearsky“). Ab der dritten Spalte werden die Untergruppen von Situationen, die in die Analyse eingehen, durch den maximal zugelassenen Wolkenbedeckungsgrad der EURAD/MM5-Vorhersage gekennzeichnet, von 10% bis 100%.

Es ist deutlich zu erkennen, dass für die tatsächlich wolkenlosen Situationen (erste Spalte) die besten Vorhersageergebnisse erzielt werden können, mit RMSE-Werten von 31,2% (ECMWF) bzw. 18,8% (AFSOL). Die jeweils zugehörigen Biaswerte liegen bei -26,3% und +11,2%. Werden jedoch höhere maximale Wolkenbedeckungsgrade in die Auswertung hinzugefügt, so führt dies bei beiden Modellen und auch bei den Meteosat-7-Messungen zu allmählich ansteigenden RMSE-Werten. Während die ECMWF-basierende Direktstrahlungsvorhersage sowie die Meteosat-7-Messungen etwa gleichbleibende Biaswerte über alle Analyseklassen hinweg zu verzeichnen haben, besitzt der Bias des AFSOL-Systems eine starke Tendenz: von Überschätzungen bei geringen maximalen Wolkenbedeckungen bis hin zu Unterschätzungen, wenn alle Wolkensituationen betrachtet werden. Zu betonen ist insbesondere, dass in der letzten Spalte der Analyseklassen alle Wolkenfälle berücksichtigt werden, nicht nur diejenigen mit besonders starker Bewölkung. Dies bedeutet, dass bei hohen Bewölkungsgraden die Unterschätzung durch das AFSOL-Vorhersagesystem noch viel deutlicher ausfällt als bei der vorliegenden „Mischklasse“. Auf diese Tatsache - dass die EURAD-basierenden Vorhersagesysteme in einigen Fällen stark

bewölkte Situationen voraussagen, die aber in Wirklichkeit hohe Einstrahlungswerte haben und damit deutlich unterschätzt werden - wird im folgenden Abschnitt 6.3.2 näher eingegangen.

Eine analoge Analyse der Vorhersagegenauigkeit für die Globalstrahlung ist in Abbildung 6.10 dargestellt. Auch hier sind die Vorhersagegenauigkeiten für die tatsächlich wolkenlosen Fälle am höchsten und steigen dann mit zunehmender maximaler Wolkenbedeckung für alle Datensätze an. Auffällig ist wiederum die Tendenz des Bias der AFSOL-Vorhersagen, die sich auch in den EURAD-eigenen Globalstrahlungsvorhersagen findet.

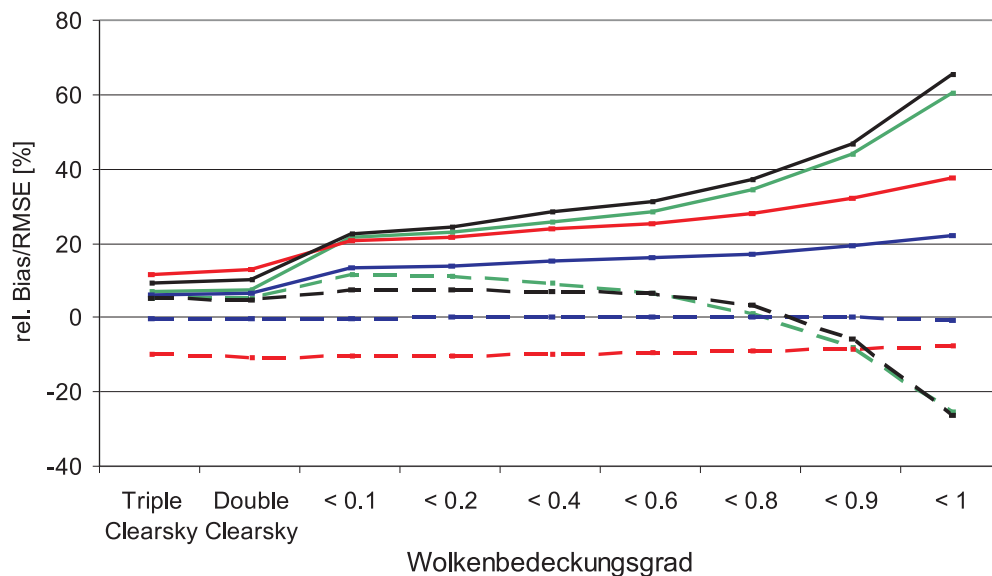


Abbildung 6.10: Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung bei verschiedenen, kumulativ angeordneten Bewölkungszuständen: rel. Bias (gestrichelt) und rel. RMSE (durchgezogen) für ECMWF-Vorhersage (rot), AFSOL-Vorhersage (grün), EURAD-eigene Vorhersage (schwarz) und Meteosat-Messungen (blau)

Während der maximale RMSE-Wert der ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen, bei der Berücksichtigung sämtlicher Wolkenfälle, bei 37,4% liegt, so steigen die AFSOL-Vorhersagen auf deutlich höhere Werte bis 60,3% an. Dies bedeutet, dass für bewölkte Situationen das AFSOL-System momentan nicht die Genauigkeit der operationell erhältlichen ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen erreicht. Es ist jedoch zusätzlich festzuhalten, dass für alle Situationen der RMSE der EURAD-eigenen Vorhersagen höher liegt als für die Prognosen des hier vorgestellten AFSOL-Systems.

Bemerkenswert bei den beiden letzten Abbildungen ist das Absinken des AFSOL-RMSE-Wertes im Übergang von den Fällen mit einer maximal 10%igen Wolkenbedeckung hin zu den „Double Clearsky“-Situationen: hier wird das Potential des Ansatzes deutlich, Aerosolvorhersagen aus einem Chemie-Transport-Modell für die solare Strahlungsvorhersage zu verwenden. Denn in tatsächlich wolkenlosen Situationen, bei denen die atmosphärische Aerosolbelastung der wichtigste Extinktionsparameter ist, wird so mit dem vorgestellten AFSOL-System eine höhere Genauigkeit erzielt als mit den operationell erhältlichen ECMWF-Vorhersagen bzw. deren Direktstrahlungsderivaten. Dies ist umso wichtiger, als es sich bei derselben Fallgruppe auch um diejenigen Situationen handelt, die für die Solarenergiebranche von besonderer Relevanz sind.

Vorhersagegenauigkeit nach Prognoselänge

Ein weiterer Gesichtspunkt bei der Beurteilung eines Vorhersagesystems ist der Einfluss der Prognoselänge auf die Vorhersagegenauigkeit. Da numerische Wettermodelle ein Teil aller hier betrachteten Strahlungsprognosesysteme darstellen, ist zu erwarten, dass die Prognosegüte mit zunehmender Vorhersagedauer abnimmt. Dies ist auch in der entsprechenden Abbildung 6.11 zu erkennen, die den relativen Bias und RMSE der Globalstrahlungsvorhersagen für die verschiedenen Modelle visualisiert. Dabei werden alle Wolkensituationen in die Analyse einbezogen.

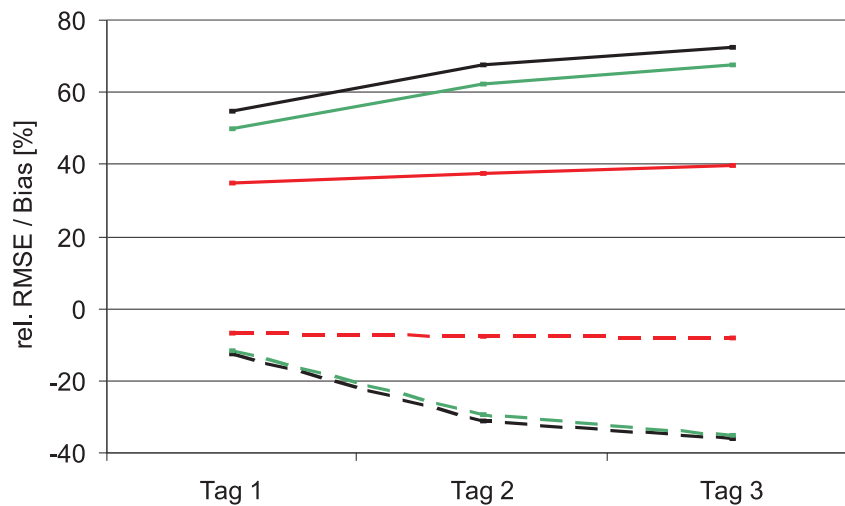


Abbildung 6.11: Relativer RMSE (durchgezogen) und relativer Bias (gestrichelt) der Globalstrahlung nach Prognoselänge, alle Wolkensituationen: ECMWF (rot), AFSOL (grün), EURAD (schwarz)

Es ist gut zu erkennen, dass mit zunehmender Prognosedauer der RMSE der Vorhersage ansteigt, sowohl für die ECMWF-Prognosen als auch für die MM5-basierenden Vorhersagesysteme. Hierbei ist jedoch die Genauigkeit des AFSOL-Systems stets höher als die der direkt aus dem EURAD-Modell extrahierten Globalstrahlungsvorhersagen. Auffällig ist der Verlauf der mittleren Abweichung der Prognose, die für das ECMWF-Produkt für alle drei Vorhersagetage in etwa gleich bleibt, während die anderen beiden Modelle im Bias einen deutlichen Trend aufweisen. Nach den Ergebnissen der zuvor dargestellten Verläufe der Strahlungsprognosen als Funktion verschiedener Untergruppen von Wolkensituationen ist anzunehmen, dass diese Tendenz im Prognoseverlauf mit zunehmenden Fehlern bei der Vorhersage stark bewölkter Situationen zusammenhängt.

Hierzu passt, dass bei der Einstrahlung im wolkenlosen Fall sowohl für die Direkt- als auch für die Globalstrahlung keinerlei statistisch nachweisbare Abhängigkeit der Prognosegüte von der Vorhersagelänge zu erkennen ist. Daher ist davon auszugehen, dass die gefundenen Zusammenhänge allein auf die Schwierigkeiten der Wolkenvorhersage hindeuten, die mit anhaltender Fortdauer der Vorhersage zunehmend ungenauer wird. Bei der Prognose der Direktstrahlung zeigen sich jeweils ähnliche Verläufe, wobei die RMSE-Werte aller betrachteten Modelle insgesamt höher liegen (siehe Abbildung A.3 im Anhang).

Vorhersagegenauigkeit nach Monaten

Im Folgenden soll die jahreszeitliche Abhängigkeit der Vorhersagequalität analysiert werden, wie sie sich im Rahmen der untersuchten Periode für die Globalstrahlung darstellt. In Abbildung 6.12 ist hierzu der relative RMSE gezeigt, der sich für die ECMWF-basierende Vorhersage (rot), die AFSOL-Direktstrahlungsvorhersage (grün), die EURAD-eigene Vorhersage (schwarz) und die Meteosat-7-Messungen (blau) für die einzelnen Monate ergibt.

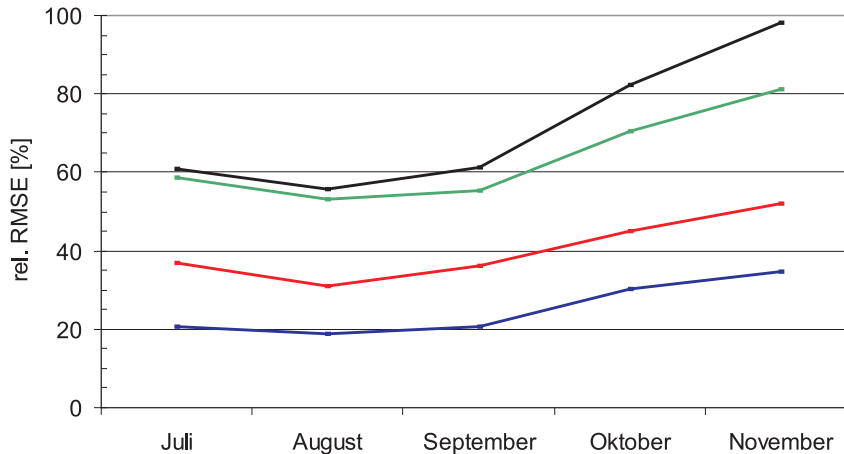


Abbildung 6.12: Vorhersagegenauigkeit (rel. RMSE) der Globalstrahlung nach Monaten, alle Wolkensituationen: ECMWF (rot), AFSOL (grün), EURAD (schwarz) und Meteosat-Messungen (blau)

Grundlage dieser Darstellung sind alle Wolkensituationen. Es ist zu erkennen, dass die Sommermonate Juli und August geringere relative Fehlerraten bei der Strahlungsvorhersage aufweisen, während ab September der RMSE deutlich ansteigt. Dies lässt sich durch die mittleren Bewölkungsraten der einzelnen Monate im Untersuchungsgebiet erklären: je mehr Wolken, desto schwieriger ist die Vorhersage der solaren Einstrahlung für einen einzelnen Punkt am Erdboden. Wenn dieselbe Analyse für eine vorhergesagte Wolkenbedeckung von maximal 10% durchgeführt wird, so ist dieser Zusammenhang schon wesentlich schwächer ausgeprägt, und bei Verwendung der „Triple Clearsky“-Einschränkung ist bei den Modellen keine jahreszeitliche Abhängigkeit mehr festzustellen. Dies bedeutet, dass es sich bei den erkannten Zusammenhängen allein um Effekte handelt, die den Schwierigkeiten der Wolkenvorhersage bzw. des Retrievals im Wolkenfall zuzuschreiben sind. Auf Grund der jahreszeitlich unterschiedlich verteilten mittleren Bewölkungsgrade treten diese in jedem wettermodellbasierenden Vorhersagesystem auf. Die entsprechenden Analysen der Direktstrahlungsprognosen, sowohl für wolkenlose als auch alle Wolkensituationen, ergeben jeweils ein sehr ähnliches Bild. Deshalb wird an dieser Stelle auf eine Darstellung verzichtet.

Der relative Bias der Meteosat-7-Messungen und der ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen zeigt keine jahreszeitlichen Abhängigkeiten, wenn alle Wolkensituationen betrachtet werden (Abbildung 6.13). Die EURAD-eigenen Globalstrahlungsprognosen hingegen weisen eine starke Tendenz zu höheren mittleren Unterschätzungen in den Herbstmonaten auf, die bei den AFSOL-Vorhersagen in abgeschwächter Form ebenfalls vorhanden ist. Werden jedoch nur wolkenlose Fälle betrachtet, so ist auch dieser Trend nicht mehr zu erkennen. Daher kann hier ebenfalls davon ausgegangen werden, dass es sich bei den beobachteten jahreszeitlichen Abhängigkeiten

des Bias allein um Auswirkungen der unterschiedlichen mittleren Bewölkungsgrade handelt.

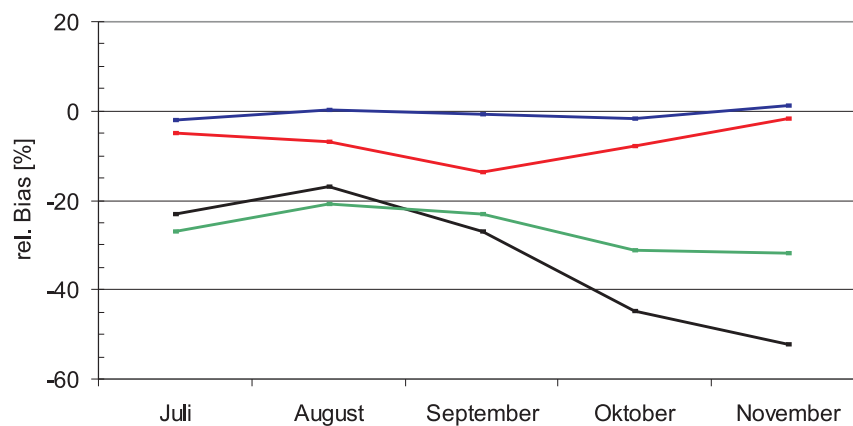


Abbildung 6.13: Mittlere Vorhersagegenauigkeit (relativer Bias) der Globalstrahlung nach Monaten, alle Wolkensituationen: ECMWF (rot), AFSOL (grün), EURAD (schwarz) und Meteosat-Messungen (blau)

Während im wolkenlosen Fall eine Analyse des Einflusses der Tageszeit auf die Prognosequalität sinnvoll ist, so ist im teilweise oder ganz bewölkten Fall die Auswirkung dieses Parameters gering: es dominiert deutlich der Einfluss der Bewölkung, der die meisten für die Clearsky-Prognose relevanten Einflüsse vollständig überdeckt. Auch die Betrachtung einzelner europäischer Großregionen, analog zu den Abbildungen 6.3 und 6.7, zeigt eine starke Korrelation des Vorhersagefehlers mit der vorherrschenden mittleren Wolkenbedeckung, die alle etwaigen regionalen Effekte überdeckt. Auf die entsprechenden Darstellungen wird daher verzichtet.

Kombinationsverfahren

Die untersuchten Strahlungsprognosemodelle ergänzen sich in ihren Stärken und Schwächen komplementär: während die AFSOL-Vorhersagen im wolkenlosen Fall deutlich genauer ausfallen als die ECMWF-Prognosen, ist dies bei bewölkten Situationen genau umgekehrt der Fall. Eine mögliche Variante der Verbesserung der Strahlungsprognosen ist daher eine Kombination der beiden Vorhersagesysteme. Die Entscheidung, welches Modell in welcher Situation zu verwenden ist, lässt sich beispielsweise über den vorhergesagten Wolkenbedeckungsgrad festlegen.

Die Ergebnisse einer Analyse, bei der bis zu einer vorhergesagten Wolkenbedeckung von 10% die AFSOL-Globalstrahlungsvorhersage genutzt wird und darüber hinaus die ECMWF-Vorhersage, sind in Tabelle 6.3 dargestellt. Berücksichtigt wurden hierbei alle Wolkensituationen der 153 Tage langen Untersuchungsperiode und alle 121 Bodenstationen der Gesamtauswertung.

Verfahren	rel. Bias [%]	rel. RMSE [%]
AFSOL Global	-25,3	60,3
ECMWF Global	-7,8	37,5
AFSOL/ECMWF, Kriterium MM5	-1,3	37,8
AFSOL/ECMWF, Kriterium ECMWF	-6,4	40,5
AFSOL/ECMWF, Kriterium MM5 und ECMWF	-7,1	37,3

Tabelle 6.3: Kombinationsverfahren: Relative Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung [%]

Während die ECMWF-Vorhersagen und das AFSOL-System die bereits aus der letzten Spalte von Abbildung 6.10 bekannten charakteristischen Fehlerwerte annehmen, ergeben sich für die drei getesteten Kombinationsvarianten teilweise höhere Genauigkeiten. Werden etwa die Wolkenbedeckungsvorhersagen des MM5-Modells verwendet, um ein Kombinationsprodukt zu bilden, bei dem bis zu einem vorhergesagten Bedeckungsgrad von 10% die AFSOL-Vorhersagen genutzt werden und darüber hinaus die ECMWF-Vorhersagen, so ergibt sich die mit „AFSOL/ECMWF, Kriterium MM5“ bezeichnete Zeile in Tabelle 6.3. Es ist zu erkennen, dass der so berechnete RMSE annähernd demjenigen der reinen ECMWF-Vorhersage entspricht, da die oftmals fehlerhaften MM5-basierenden Vorhersagen bewölkter Situationen ausgeblendet werden. Gleichzeitig kann aber die mittlere Unterschätzung durch die Vorhersage von -7,8% (ECMWF) bzw. -25,3% (AFSOL) auf -1,3% reduziert werden, da für alle Wolkensituationen jeweils das besser zutreffende Vorhersagesystem ausgewählt wird.

Werden jedoch die ECMWF-Wolkenbedeckungsvorhersagen („AFSOL/ECMWF, Kriterium ECMWF“) zur Kombination der Vorhersagesysteme genutzt, so werden zu viele vom MM5-Modell falsch vorhergesagte Wolkensituationen mit einbezogen und es bleibt daher bei einer deutlichen Unterschätzung der Bodenmessungen. Werden beide Wolkenbedeckungsvorhersagen gemeinsam verwendet („AFSOL/ECMWF, Kriterium MM5 und ECMWF“), um über das Zusammenspiel der Vorhersagesysteme zu entscheiden, so werden nur sehr wenige AFSOL-Vorhersagen mit einbezogen, da die Wolkenvorhersagen nur selten so genau übereinstimmen. Als Ergebnis tritt für diese Fallmenge daher eine Genauigkeit ein, die fast derjenigen der reinen ECMWF-Globalstrahlungsvorhersage entspricht.

Als Fazit lässt sich formulieren, dass eine Kombination der beiden Vorhersagesysteme nur dann sinnvoll erscheint, wenn an Hand der ungenaueren EURAD/MM5-Wolkenvorhersagen entschieden wird, wie die Globalstrahlungsvorhersagen der beiden Systeme kombiniert werden sollen.

6.3.2 Analyse der Wolkenbedeckungsvorhersagen

Wie im vorangegangenen Abschnitt deutlich wird, kommt es zu sehr unterschiedlichen Qualitäten der Global- und Direktstrahlungsvorhersagen der ECMWF-basierenden und EURAD/MM5-basierenden Modelle, wenn auch bewölkte Situationen mit einbezogen werden. Um diesen Umstand näher zu untersuchen, werden zusätzlich die Wolkenbedeckungsvorhersagen beider Modellsysteme einer vergleichenden Analyse unterzogen. In Abbildung 6.14 ist hierzu eine Gegenüberstellung der Histogramme der von beiden Modellen vorhergesagten Wolkenbedeckungsgrade dargestellt, wie es sich jeweils für den Gesamtzeitraum von fünf Monaten, 72 Vorhersagestunden und 121 Stationen ergibt. Hierbei werden die Prognosen in 5%-Intervalle zusammengefasst.

Es ist zu erkennen, dass die Wolkenvorhersagen des ECMWF-Modells (durchgezogene Linie) mehr niedrige und mittlere Wolkenbedeckungsgrade vorhersagen als das EURAD-Modell (gestrichelte Linie), während fast komplett bewölkte Situationen deutlich weniger häufig auftreten als bei der EURAD-Vorhersage. Für alle betrachteten Situationen liegt dabei der vom MM5-Modell vorhergesagte mittlere Wolkenbedeckungsgrad bei 66%, während das ECMWF-System einen mittleren Bedeckungsgrad von 56% vorhersagt.

Da nach den zuvor dargestellten Analysen davon ausgegangen werden muss, dass bei Berücksichtigung aller Wolkensituationen das ECMWF die im Mittel zutreffenderen Vorhersagen erstellt, unterschätzt das EURAD-Modell also insgesamt die Anzahl der gar nicht, leicht und mittelstark bewölkten Situationen, während es die Anzahl der fast vollständig bewölkten Situa-

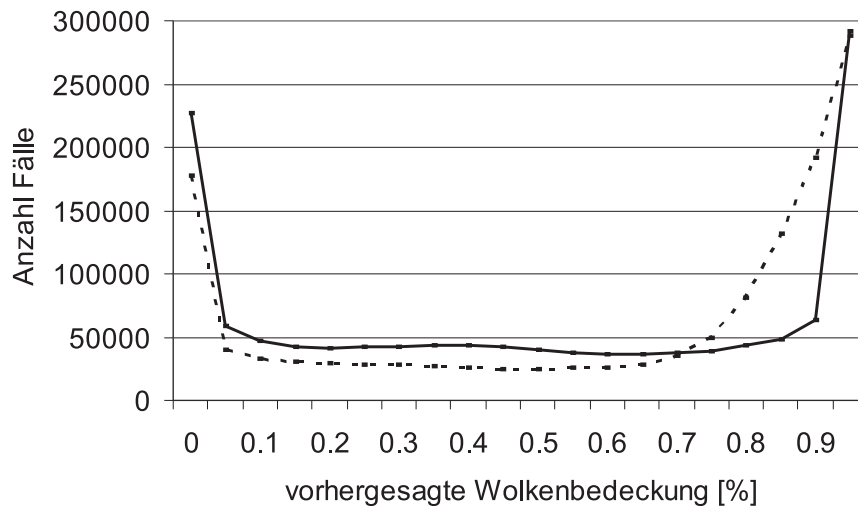


Abbildung 6.14: Vorhergesagte Wolkenbedeckungsgrade des ECMWF (durchgezogen) und des EURAD-Modells (gestrichelt)

tionen überschätzt. Durch die resultierende Überschätzung der Bewölkung insgesamt ist auch die mittlere Unterschätzung der Einstrahlung am Erdboden zu erklären, wie sie sich beispielsweise in Abbildung 6.10 zeigt: je höher der maximale Bewölkungsgrad der einbezogenen Situationen, desto deutlicher die mittlere Unterschätzung der Bodenmessungen durch die MM5-basierenden Systeme. Zusammenfassen lässt sich dieser Umstand wie folgt: **Das EURAD-Modell sagt „zuwenig wenige“ und „zuviel viele“ Wolken voraus.**

6.4 Spektral aufgelöste Strahlungsvorhersagen

Neben der über das gesamte solare Spektrum integrierten Global- und Direktstrahlungsvorhersage erlaubt das AFSOL-Vorhersagesystem auch die Prognose einzelner Spektralbereiche. Jedoch liegen für den Untersuchungszeitraum nur sehr wenige entsprechend geeignete Bodenmessdaten vor, so dass eine Validierung der spektral aufgelösten Strahlungsprognose nur an insgesamt sechs Stationen durchgeführt wird, die allesamt dem ELDONET-Messnetzwerk (vgl. Abschnitt 3.2.2) angehören. Weiterhin ist auch nur einer der drei an diesen Bodenstationen gemessenen Wellenlängenbereiche für die Validierung verwendbar, da zu den anderen keine ausreichend genaue Entsprechung in den fest vorgegebenen Berechnungsintervallen der verwendeten Optionen der libRadtran-Routinen zu finden ist (siehe Abschnitt 5.2). Die Evaluierung der Prognosegüte der spektral aufgelösten Globalstrahlung beschränkt sich daher hier auf den Bereich zwischen 407,5 und 704,4 nm (libRadtran-Intervall), entsprechend der Messung zwischen 400 und 700 nm (ELDONET-Globalstrahlungsmessung).

Aufgrund der Beschränkung auf nur einen Wellenlängenbereich sowie lediglich sechs Stationen ist keine ausreichende Datenbasis für eine statistisch belastbare Aussage gegeben. Daher soll hier nur ein einzelnes Ergebnis der Analysen aufgegriffen werden - für tiefgehendere Untersuchungen der spektral aufgelösten Genauigkeit des AFSOL-Vorhersagesystems sei auf zukünftige Arbeiten mit einer umfangreicheren Validierungsdatenbasis verwiesen.

Von den einbezogenen Stationen liegen vier in Spanien und jeweils eine in Deutschland und in Italien. Für den spektralen Teilbereich von 400 bis 700 nm sind beispielsweise alle diejenigen

Situationen an den sechs Stationen untersucht worden, in denen die vorhergesagte Wolkenbedeckung weniger als 10% beträgt und gleichzeitig der Tagesgang der Bodenmessungen Wolkenlosigkeit nahelegt („Double Clearsky“). Die Ergebnisse dieser Analyse sind in Tabelle 6.4 dargestellt, zusammen mit der genauen Lage der beteiligten Bodenstationen sowie der Anzahl der eingehenden Stundenwerte der Globalstrahlung.

<i>Station</i>	<i>rel. Bias [%]</i>	<i>rel. RMSE [%]</i>	<i>Breite [°N]</i>	<i>Länge [°E/W]</i>	<i># Glob</i>
Bonassola	+8,5	16,0	44,14	9,31	153
Erlangen	+23,7	24,9	49,58	11,00	343
Lissabon	+20,0	22,8	38,70	-9,17	294
Logroño	+42,9	44,0	42,28	-2,25	159
Malaga	+20,6	21,4	36,43	-4,23	3
Sierra Nevada	+18,2	19,1	37,10	-3,30	216

Tabelle 6.4: Relative Prognosegüte der Globalstrahlung (400-700 nm) für „Double-Clearsky“-Fälle, mit Lage der Stationen und der Anzahl der eingehenden Bodenmessungen (Stundenmittel)

Die spektralen Bias-Werte der beteiligten Standorte liegen zwischen +8,5% und +23,7%, im Ausnahmefall der deutlich herausragenden Station Logroño bei +42,9%. Wird dagegen die Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung im „Triple Clearsky“-Fall für die spektral integrierten Bodenmessungen betrachtet, so liegt der mittlere Bias für alle Stationen nur bei etwa +5,1%. Dies bedeutet, dass die Globalstrahlungsvorhersagen des AFSOL-Systems für den Bereich von 400 - 700 nm im wolkenlosen Fall die Bodenmessungen deutlicher überschätzen als für den gesamten Spektralbereich (siehe Tabelle 6.2).

Die gefundenen Abweichungen sind nicht mit den unterschiedlichen spektralen Intervallen zu erklären - im Gegenteil: unter Berücksichtigung des Air Mass 1,5-Referenzspektrum der American Society for Testing and Materials [6] ergibt sich durch die Verschiebung von 400-700 nm (Messung) hin zu 407-704 nm (AFSOL-Vorhersage) sogar eine theoretische Unterschätzung der Bodenmessungen durch das Modell um 0,6%.

Die RMSE-Werte der vorliegenden Tabelle liegen zwischen 16,0% und 24,9% (44,0% für Logroño), während diejenigen des spektral integrierten Vergleichs, wie sie in Karte 6.6 dargestellt sind, zwischen 1,6% und 28,3% liegen. Dies entspricht in etwa derselben Größenordnung, jedoch beträgt der über alle Stationen errechnete Mittelwert des RMSE 21,7% (400-700 nm, ohne Logroño) gegen 6,9% (spektral integriert). Auch wenn in Betracht gezogen wird, dass speziell im Mittelmeerraum auch bei der spektral integrierten Validierung vergleichsweise erhöhte Variabilitäten anzutreffen sind - die für tatsächlich wolkenlose Situationen etwa bei 10% rel. RMSE liegen - so ist doch damit der Vorhersagefehler für den Bereich von 400-700 nm deutlich höher. Dieser Wert erhöht sich noch, wenn die aus hier nicht näher untersuchten Gründen besonders auffällige Station Logroño mit berücksichtigt wird.

Es bleibt festzuhalten, dass nach den durchgeführten Analysen davon ausgegangen werden kann, dass die Genauigkeit der AFSOL-Vorhersagen für 400-700 nm niedriger ist als bei Prognosen der über das gesamte solare Spektrum integrierten Einstrahlung. In Anbetracht der niedrigen Fallzahlen - lediglich sechs Stationen sowie nur ein spektrales Intervall ist berücksichtigt - wird jedoch die Untersuchung größerer Validierungsdatensätze angeraten, bevor allgemeingültige Aussagen getroffen werden. Dies ist insbesondere deshalb zu empfehlen, weil aufgrund der limitierten Anzahl an Messdaten nicht ausgeschlossen werden kann, dass es sich bei den geschilderten Unterschieden in der Prognosegenauigkeit auch um eine Folge der unterschiedlich zusammengesetzten und geographisch verteilten Grundgesamtheiten von Messstationen handeln könnte.

Kapitel 7

Fehlerbetrachtung und Anwendungsbeispiel

7.1 Fehlerbetrachtung

Aerosolvorhersagen

Der Vergleich von punktuellen Bodenmessungen mit zeitlich und räumlich gemittelten Modelldaten ist generell kritisch. Wenn wie in dieser Arbeit punktuelle und auf Stundenwerte gemittelte minutengenaue AERONET-Bodenmessungen (vgl. Abschnitt 3.2.1) mit einstündig über 54 x 54 km zur Verfügung stehenden Aerosolvorhersagen verglichen werden, so muss diese Ungleichheit der raumzeitlichen Gefüge zwangsläufig zu systembedingten Abweichungen führen. Es kommt also zusätzlich zu den Abweichungen durch Modellungenauigkeiten zu einer erhöhten Fehlerquote, die nicht auf strukturelle Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen zurückzuführen sein muss, sondern die Ausdruck der unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Mittelungsverfahren der variablen Atmosphäre ist.

Direkt damit hängt das Problem der hohen natürlichen Variabilität des Aerosolvorkommens zusammen, sowohl was die zeitliche als auch was die räumliche Komponente betrifft. Zeitlich können sowohl kurzfristige (15 Minuten) als auch langfristige (Jahre) Schwankungen auftreten, die in der Amplitude deutlich über der mittleren Aerosolbelastung liegen. Aber auch räumlich sind entsprechende Variabilitäten gängig: über die gesamte Bandbreite der normalen AOT reichende Schwankungen sind ab einer Entfernung von mehreren zehn Kilometern üblich [4]. Dies bedeutet, dass die natürliche Variabilität des Aerosols unter Umständen höher ist als die in der vorliegenden Analyse betrachteten räumlichen und zeitlichen Auflösungen. Daher ist ein wichtiger Gesichtspunkt der durchgeführten Analyse die Betrachtung möglichst großer Datenmengen, damit die hohe kleinskalige Variabilität möglichst umfassend durch die Größe der Gesamtstatistik ausgeglichen werden kann.

Es ergibt sich an dieser Stelle weiterhin die Frage, wie repräsentativ AOT-Bodenmessungen - die angenommene „Wahrheit“ im Vergleich zu Klimatologien und Satellitenmessungen - ihr lokales Aerosolregime darstellen und wie weit Aerosol-Messstationen voneinander entfernt sein dürfen, damit ihre zeitliche und räumliche Repräsentativität gewährleistet bleibt und sie zutreffender sind als räumlich mittelnde Satellitendaten oder Klimatologien. Ebenso gilt es zu untersuchen, wie hoch aufgelöst AOT-Klimatologien mindestens sein sollten, damit eine belastbare Aussage über deren Qualität getroffen werden kann, und nicht nur zufällig für verschiedene Orte unterschiedlich gute Übereinstimmungen existieren.

Um diesen Fragen nachzugehen werden Variogrammanalysen der AERONET-Bodenmessungen der AOT verwendet [53]. In Abbildung 7.1 ist hierzu die Variabilität (RMSE) aufgetragen, die bei innerhalb einer Stunde vorgenommenen AOT-Messungen zweier Bodenstationen auftritt, als Funktion der Entfernung zwischen diesen beiden Stationen. Der Übersichtlichkeit halber sind anschließend jeweils für 50-km-Abschnitte Mittelwerte gebildet. Berücksichtigt werden 32 europäische Messstationen und alle verfügbaren qualitätskontrollierten AERONET-Messungen des Jahres 2003.

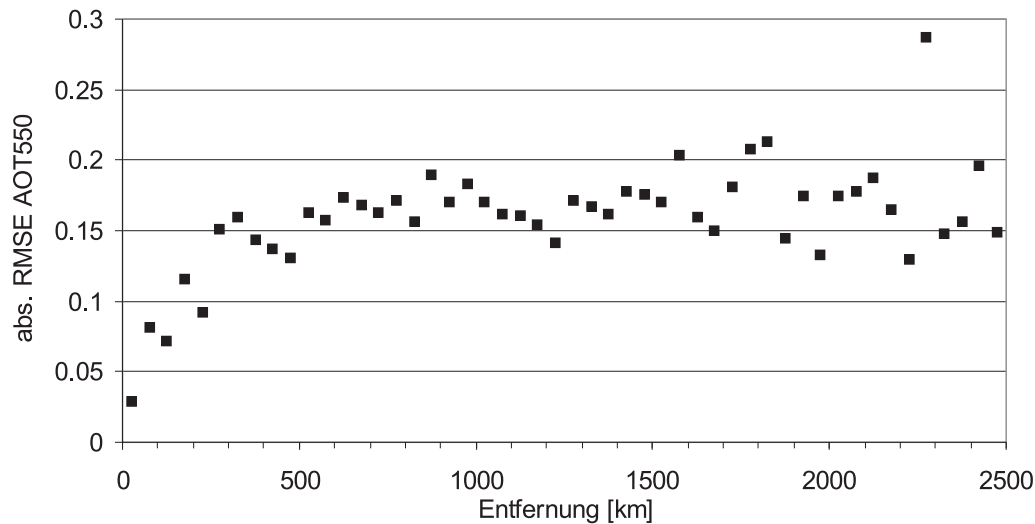


Abbildung 7.1: Variogramm aus AERONET-Bodenmessungen für 32 Stationen in Europa, Jahr 2003, 50-km-Mittelwerte

Es ist zu erkennen, dass die mittlere Variabilität mit zunehmender Entfernung der Stationen voneinander zunächst deutlich ansteigt. Bei etwa 200-300 km liegen die mittleren RMSE bei 0,1, was in etwa der momentan für Satellitenretrieval der AOT akzeptierten Genauigkeit und auch den Genauigkeitsanforderungen für Eingangsparameter der Strahlungsberechnung (siehe Abschnitt 5.3) entspricht. Ab einer Entfernung von etwa 1000 Kilometern wird eine mittlere Variabilität von etwa 0,17 erreicht, die mit zunehmender Entfernung nur noch zufälligen Schwankungen unterworfen ist. Letztere sind Ausdruck komplett verschiedener Aerosolregimes - beispielsweise maritime, hochindustrielle oder abseits gelegene kontinentale Regionen - deren Ausprägung nicht mehr von der Entfernung zum Ausgangspunkt abhängt.

Dies bedeutet, dass bis zu einer Entfernung von etwa 250 Kilometern, der „repräsentativen Reichweite“, eine AOT-Beobachtung für ihren Standpunkt repräsentativ genug ist, was die Zwecke der Strahlungsvorhersage angeht. Ist das Bodenmessnetz hingegen weniger dicht ausgebaut als diese Entfernung - was im Normalfall zutrifft - dann sind räumlich mittelnde satellitenbasierende AOT-Angaben den zu weit entfernt voneinander entfernten liegenden Bodenmessungen im Regelfall vorzuziehen. Auch sind Aerosolklimatologien mit einer geringeren Auflösung als diese 200-300 km (entsprechend etwa 2-3° in Mitteleuropa) deutlich zu ungenau für die Strahlungskalkulation, da sie die natürlichen räumlichen Variabilitäten der Aerosolregimes nicht mehr ausreichend abbilden können.

Wird dieselbe Analyse für verschiedene Regionen der Erde durchgeführt, so zeigt sich, dass die gefundenen Werte für die repräsentative Reichweite der AOT-Messungen regional unterschiedlich ausfallen. In Abbildung 7.2 ist das Ergebnis einer Variogrammanalyse für Messungen

der Jahre 2003 bis 2005 für drei Großregionen (Nordamerika, Europa und der Nahe Osten incl. Saudi-Arabien) dargestellt.

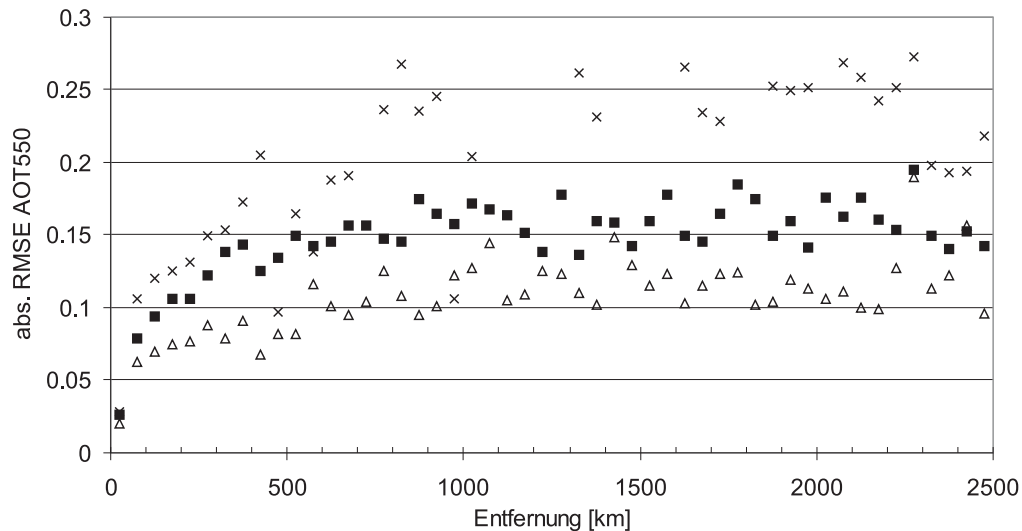


Abbildung 7.2: Variogramm aus AERONET-Bodenmessungen für Europa (Quadrate), die USA (Dreiecke) und den Nahen Osten mit Saudi-Arabien (Kreuze), Jahre 2003-2005, 50-km-Mittelwerte

Hier ist zum einen erkennen, dass die Schwankungen von Jahr zu Jahr in Europa (Quadrate) nur gering ausfallen, da auch bei Verwendung von drei Jahren an Stelle eines Jahres eine ähnliche repräsentative Reichweite von 200-300 km zu erkennen ist. Für Nordamerika (Dreiecke) ist andererseits von einer deutlich höheren Repräsentativität der Standorte der AOT-Bodenmessungen auszugehen, die Grenze von 0,1 RMSE wird erst bei etwa 500 km überschritten. Im Gegenzug dazu ist die Repräsentativität der Bodenstationen im Nahen Osten (Kreuze) in Bezug auf die AOT-Messungen deutlich geringer, denn es wird im Mittel schon nach 100 km ein RMSE von 0,1 und damit die gewünschte Genauigkeitsgrenze erreicht.

Es ist darauf hinzuweisen, dass der jeweils erste Mittelwert - für die Variabilität zwischen Stationen, die 0-50 km voneinander entfernt liegen - eine nur sehr geringe Datenbasis aufweist. Dennoch ist zu erkennen, dass die Variabilität für gleichzeitig durchgeführte und sehr nah beieinander liegende Messungen nicht Null beträgt, sondern etwa 0,03 AOT₅₅₀. Eine entsprechende intrinsische natürliche Variabilität des Aerosolvorkommens wird also bei jeglichen Validierungen von Satellitenretrievalverfahren oder Modellen mittlerer Auflösung als minimaler Fehler zwangsläufig vorhanden sein, was bei der Beurteilung der in dieser Arbeit vorgenommenen Analysen berücksichtigt werden muss.

Zu betonen ist weiterhin, dass sich die getroffenen Aussagen nicht ändern, wenn statt des betrachteten Zeitraumes von ± 30 Minuten nur diejenigen Messungen betrachtet werden, die innerhalb von 15 Minuten durchgeführt werden: die räumliche Variabilität dominiert also bei mittlerer Auflösung deutlich über die zeitlichen Schwankungen des atmosphärischen AOT-Gehalts.

Je nach betrachteter Region ist demnach die für Strahlungskalkulationen benötigte räumliche Auflösung an AOT-Informationen, und auch die Aussagekraft von AOT-Bodenmessungen für ihre räumliche Umgebung, starken Unterschieden unterworfen. So sind Klimatologien oder Modelle mit einer niedrigeren Auflösung als der hier abgeschätzten repräsentativen Reichweite mit Vorsicht zu betrachten, da nach den Ergebnissen dieser Analyse ihre räumliche Gitterweite nicht

in der Lage sein kann, die typische räumliche Variabilität der AOT-Belastung zu erfassen. Weiterhin sollte bei Studien zur Genauigkeit von AOT-Klimatologien in verschiedenen Regionen berücksichtigt werden, dass die räumliche Auflösung der betrachteten Klimatologien oder Modelle mindestens so hoch ist wie die hier abgeschätzten repräsentativen Reichweiten. Andernfalls ist von einer Aussage zur Genauigkeit der Klimatologie allein an Hand der Bodenmessungen abzuraten.

Eine generelle Einschränkung bei der Validierung von modellierten AOT-Werten an Hand von Messungen aus bodengestützten Sonnenphotometern ist die Tatsache, dass letztere nur für als wolkenlos erkannte Situationen zur Verfügung stehen. Dies ist eine systembedingte Einschränkung, die dadurch entsteht, dass Aerosole von den sie dominierenden Wolkeneinflüssen getrennt betrachtet werden sollen, was eben nur im wolkenlosen Fall möglich ist. Auch wenn der Einfluss des atmosphärischen Aerosols in wolkenlosen Situationen besonders relevant ist - oder umgekehrt formuliert: in bewölkten Situationen zunehmend zu vernachlässigen ist - so bedeutet dies trotzdem, dass nur ein Teil der in der Realität vorkommenden atmosphärischen Grundsituationen erfasst und validiert wird. Zusätzlich erfolgt die Optimierung der Modelle und Vorhersagemodule ebenfalls nur an dieser Fallgruppe von Situationen, weil anderweitig keine Validierungsmessungen zur Verfügung stehen. Es sollte daher stets beachtet werden, dass die untersuchten Parameter zwar in wolkenlosen Situationen die größte Tragweite aufweisen, andererseits aber beispielsweise die Auswirkung von Bewölkung - insbesondere Teilbewölkung in der „twilight zone“ am Wolkenrand - auf die untersuchten Fragestellungen so nicht geklärt werden kann.

Des weiteren ist darauf hinzuweisen, dass die Ausmaskierung von bewölkten Messzeitpunkten der AERONET-Messungen nicht in allen Fällen zuverlässig funktioniert. Wie in Abschnitt 3.2.1 exemplarisch dargestellt, ist trotz der Verwendung von manuell und automatisch qualitätskontrollierten Level-2-Messungen in Einzelfällen die Prozedur der Wolkenerkennung nicht ausreichend, um alle bewölkten Situationen herauszufiltern. Dies bedeutet, dass es in einigen Fällen zu fehlerhaft erhöhten AOT-Messungen kommen kann, was in deutlichen Unterschätzungen durch das verwendete Aerosolprognosemodell resultiert.

Einen signifikanten Einfluss auf die Genauigkeit der untersuchten Aerosolverhersagen haben die EMEP-Emissionskataster, die als Eingangsparameter in das EURAD-Modell einfließen. Diese Daten gehen mit einer räumlichen Auflösung von 50 km ein, was je nach interner Variabilität der betrachteten Region zu deutlichen Problemen in Bezug auf die Repräsentativität führen muss. Insbesondere stark belastete aber vergleichsweise isoliert liegende Standorte müssen hierdurch zwangsläufig Unterschätzungen des Aerosolaufkommens hinnehmen. Ein weiterer Gesichtspunkt ist die Aktualität der verwendeten Emissionsdaten: für die Bearbeitung größerer Regionen, wie im vorliegenden Fall für ganz Europa, müssen in vielen Fällen Eingangsdatensätze aus mehreren Jahren kombiniert werden, um eine ausreichend vollständige Abdeckung zu erzielen. Je nach großräumiger Datenlage und der Dynamik einer Region, etwa in Bezug auf Bestrebungen zur Luftqualitätsverbesserung oder der Ansiedelung bzw. Schließung größerer Industrieanlagen, kann dies zu deutlichen Fehlrepräsentationen im Emissionskataster führen. Ein mögliches Beispiel für eine solche Region ist im norditalienischen Po-Tal zu sehen, wo im Rahmen dieser und vorangegangener Arbeiten [16] für verschiedene Stationen regelmäßig deutliche Unterschätzungen durch die Partikelvorhersagen des EURAD-Modells festgestellt werden konnten.

Die Konvertierung der Partikelmassen- und Anzahlkonzentrationen in aerosoloptische Tiefen ist eine weitere mögliche Quelle für Ungenauigkeiten. Hierbei werden für die einzelnen chemi-

schen Komponenten unter Berücksichtigung von Partikelgröße und -spezies die Extinktionskoeffizienten berechnet. Diese werden anschließend verschiedenen optischen Aerosoltypen zugeordnet, die mit unterschiedlichen optischen Eigenschaften assoziiert sind. Dies bedeutet, dass es sowohl durch die Annahme der für die Partikeltypen geltenden optisch wirksamen Eigenschaften als auch durch die Zusammenfassung der chemischen Spezies in die verschiedenen Aerosoltypen zu Fehlern bei der Bestimmung der AOT kommen kann, die dann allerdings statisch in ganz Europa und über den gesamten Untersuchungszeitpunkt hinweg vorliegen.

Eine weitere Fehlerquelle sind gelegentliche Fälle von deutlich zu hohen AOT-Werten, die in manchen Situationen aus den EURAD-Partikelmassenkonzentrationen ermittelt werden. Dieses Phänomen von plötzlich stark erhöhten Partikelkonzentrationen ist auf fehlerhaft parametrisierte Wolken-Aerosol-Interaktionsprozesse zurückzuführen (vgl. Abschnitt 3.1). Die in solchen Fällen berechneten AOT-Werte, die ein Vielfaches der normal oder auch bei Wüstensturmsituationen auftretenden AOT-Werte betragen können, werden deshalb aus der allgemeinen Analyse entfernt. Hierzu werden empirisch ermittelte Grenzwerte sowohl für die AOT einzelner Aerosoltypen als auch für die AOT-Differenz zwischen benachbarten Höhenschichten verwendet. Diese Kappungsgrenzen sind derart gestaltet, dass sie der natürlichen Variabilität des atmosphärischen Aerosols nicht entgegenstehen, sondern nur die grob überhöhten AOT-Fälle herausfiltern (siehe Abschnitt 3.1). Trotzdem ist jedoch in Einzelfällen nicht auszuschließen, dass es zur Ausmaskierung von mäßig erhöhten EURAD-Aerosolvorhersagen kommt, die aber nicht auf die angesprochenen Wechselwirkungen zwischen Aerosolen und Wolken zurückzuführen sind. Zu betonen ist allerdings an dieser Stelle, dass sich die Anzahl der herausgefilterten Situationen zum Beispiel durch eine Verdoppelung der Gesamt-Grenze pro Aerosolklasse nicht signifikant erhöht: dies bedeutet, dass der Ausmaskierungs-Schnitt nicht an beliebiger Stelle inmitten der Häufigkeitsverteilung der auftretenden AOT-Vorhersagen durchgeführt wird, sondern dass hier tatsächlich nur Situationen entfernt werden, die betragsmäßig weit entfernt von den typischerweise auftretenden Werten liegen.

Der untersuchte Analysezeitraum von Juli bis November 2003 wurde ursprünglich unter anderem auf Grund seiner vielen wolkenlosen Tage gewählt, die eine große Datenbasis zur AOT-Validierung ermöglichen. Es ist jedoch zu bedenken, dass 2003 gerade deswegen kein typischer Sommer gewesen ist, und dass die für „typische Wetterverhältnisse“ optimierten Modelle daher erhebliche Schwierigkeiten haben, entsprechende Verhältnisse zu reproduzieren. Bei einer zukünftigen Betrachtung weiterer Datensätze bleibt daher zu überprüfen, ob der jahreszeitliche Gradient der Prognosegüte auch in feuchteren Sommern in der hier gefundenen Ausprägung vorliegt.

Solarstrahlungsvorhersagen

Auch für die Analyse der Genauigkeit von Solarstrahlungsvorhersagen ist einer der wichtigsten Aspekte beim Vergleich von modellierten, am Boden und vom Satelliten aus gemessenen Daten die Beachtung der Gleichheit von Zeit und Ort einer Messung - eine Voraussetzung, die in der Realität in fast keinem Fall gegeben ist. Satellitenmessungen gehen je nach Sensor auf unterschiedliche räumliche Mittelwerte zurück (hier verwendete Meteosat-7-Daten: 2,5 x 4,5 km über Mitteleuropa), die dafür aber einen fest definierten Ursprungszeitpunkt haben. Die aus Modellen stammenden Daten, wie sie bei den EURAD/MM5-Prognosen oder den ECMWF-Vorhersagen für den europäischen Raum verwendet werden, bestehen ebenso aus räumlich gemittelten Angaben, allerdings mit einer wesentlich gröberen Auflösung von 54 x 54 Kilometern. Gleichzeitig werden die Modellangaben aus Rechenzeitgründen lediglich zu bestimmten Zeitschritten berech-

net. Dies sorgt entweder für grobe zeitliche Mittelungen, wie es bei den Dreistundensummen der ECMWF-Vorhersagen der Fall ist, oder aber für punktuelle, zeitlich disjunkte Datensätze, wie sie die EURAD-Vorhersagen auszeichnen. Bodenmessungen hingegen sind - als Einzelwert - auf einen fest definierten Zeitpunkt und Ort zurückzuführen und damit sowohl zeitlich als auch räumlich am detailliertesten zugeordnet. Oftmals liegen jedoch Bodenmessungen auch als über einen bestimmten Zeitraum gemittelte oder aufsummierte Werte vor, etwa für jede Stunde.

Diese Mischung an verschiedenen raumzeitlichen Voraussetzungen hat unterschiedliche Empfindlichkeiten gegenüber den typischen natürlichen Variabilitäten der betrachteten Parameter zur Folge. Da bodengestützte Messungen der globalen und diffusen Einstrahlung dieser Arbeit als wichtigste Validierungsquelle dienen, soll im Folgenden eine Variabilitätsanalyse einen quantitativen Eindruck der Repräsentativität von Bodenmessungen ermöglichen. Betrachtet werden hierbei alle Fälle, in denen mehr als eine Bodenvalidierungsstation demselben EURAD-Gitterfeld (Ausdehnung: 54 x 54 km) zugewiesen wird. Dabei wird die ursprüngliche Anzahl von 192 Bodenmessstationen zu Grunde gelegt, während in der Analyse in Kapitel 6 die Doppelungen aus Gründen der gleichmäßigen Gewichtung aller betrachteten Gitterpunkte (vgl. Abschnitt 3.2.2) nicht berücksichtigt werden.

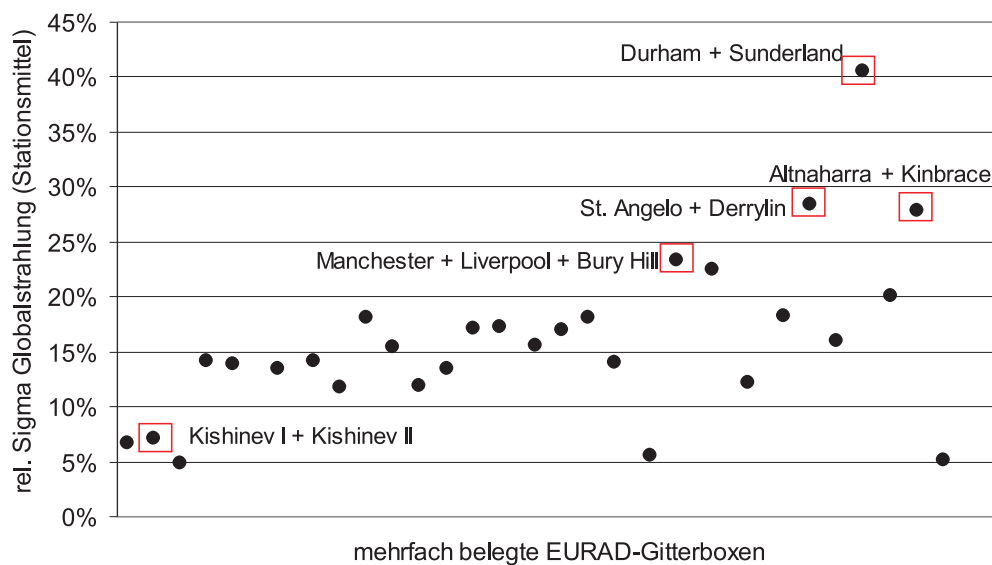


Abbildung 7.3: Variabilität der Bodenmessungen der Globalstrahlung bei Berücksichtigung aller mehrfach belegten 54-km-Gitterboxen, nach aufsteigender geographischer Breite sortiert; exemplarische Fälle sind herausgegriffen und mit den Namen der zugrundeliegenden Bodenmessstationen beschriftet

In Abbildung 7.3 ist die mittlere relative Standardabweichung zeitgleicher Messungen der Globalstrahlung an jeweils zwei oder mehr Stationen dargestellt, wobei einige exemplarische Kombinationen von Stationen, die demselben EURAD-Gitterfeld zugeordnet sind, mit den zutreffenden Stationsnamen beschriftet sind. Es ist zu erkennen, dass die beiden in Kishinev (Moldawien) gelegenen Stationen des AERONET- und des GAW-Netzwerkes eine vergleichsweise niedrige mittlere Standardabweichung der Globalstrahlung von etwa 7% haben, wenn stündliche Messungen berücksichtigt werden. Im Mittel beträgt die Standardabweichung der Globalstrahlung bei mehreren (2 oder 3) einer EURAD-Gitterbox zugeordneten Bodenmessstationen jedoch etwa 16% ($\approx 35 \text{ W/m}^2$), in einigen Fällen auch über 25%. Neben Messungenauigkeiten sind

hierfür insbesondere kleinräumige Schwankungen der Einstrahlung, vor allem an Tagen mit durchbrochener Bewölkung, verantwortlich zu machen. Dies zeigt sich auch an den erhöhten Standardabweichungen der Stationspaare in den UK, die vergleichsweise hohe Bewölkungsraten aufweisen.

Das hier dargestellte Ergebnis passt zu ähnlichen Variogrammanalysen, die zu Boden- bzw. Satellitenmessungen der Solarstrahlung durchgeführt wurden: von ZELENIKA et al. (1999) wird der minimale RMSE, der durch Messfehler, Subpixel-Variabilitäten sowie Misszuordnungen von räumlich und zeitlich gemittelten Satellitenmessungen im Vergleich zu punktförmigen Bodenmessungen zwangsläufig entstehen muss, im Schnitt mit etwa 17-19% quantifiziert. [115]

Diese Schwankungen werden bei den durchgeführten Analysen durch den in Abschnitt 3.2.2 beschriebenen Ausdünnungsprozess kaschiert, da jeweils die Messungen derjenigen Station(en) wegfallen, die weniger Messungen vorweisen kann. Es ist jedoch nicht möglich festzustellen, welche der beiden abweichenden Bodenmessungen die im Mittel eher zutreffende Variante ist, sofern sich die Schwankungen nicht allein durch kleinskalige Variabilitäten ergeben. Daher muss ein entsprechender Unsicherheitsfaktor bei der Beurteilung der Aussagekraft der „Wahrheit“, der Werte der Bodenmessstationen, berücksichtigt werden und in die Interpretation der Vorhersagegenauigkeiten mit einfließen: flächenhafte Modellergebnisse und Satellitenmessungen werden hier mit punktförmigen Bodenmessungen verglichen, die - soweit Doppelungen vorhanden sind - eine mittlere Streuung der Globalstrahlung von etwa 16% aufweisen. Es sollten also beispielsweise nicht so sehr die absoluten Fehlerangaben für eine einzelne Station oder ein einzelnes Vorhersagesystem im Vordergrund stehen, sondern stattdessen Einschätzungen der Genauigkeit relativ zu anderen Regionen, Zeitpunkten oder Modellvarianten. Weiterhin ist hier daher ebenso wie bei der Validierung der AOT-Prognosen besonders auf die Einhaltung der für die statistische Repräsentativität benötigten Fallzahlen zu achten.

Eine weitere Fehlerquelle bei der Validierung der Direktstrahlungsvorhersagen ist eher technischer Natur: die für Bodenmessungen der Direktstrahlung verwendeten Pyrheliometer haben einen Öffnungswinkel von etwa 5°, messen also auch einen Teil der Zirkumsolarstrahlung und nicht nur die unmittelbar von der Sonnenscheibe ausgehende Einstrahlung. Die Zirkumsolarstrahlung wird dagegen aber von der Strahlungstransferoutine libRadtran nicht berücksichtigt, so dass das AFSOL-System insgesamt die Direktstrahlungsmessungen etwas deutlicher überschätzt, als es aus den in Kapitel 6 gezeigten Auswertungen erscheint. Allerdings ist zusätzlich zu bedenken, dass es sich bei den verwendeten Bodenvalidierungsdaten in den wenigsten Fällen tatsächlich um Direktstrahlungsmessungen handelt - sofern dies überhaupt dokumentiert wurde. Bei vielen Stationen sind die Direktstrahlungswerte stattdessen durch die Subtraktion der per Pyranometer und Schattenring ermittelten Diffusstrahlungswerte von der Globalstrahlung erzielt worden (vgl. Abschnitt 3.2.2).

Hierfür gilt, dass die Genauigkeit der in dieser Arbeit verwendeten Strahlungsmessungen, sofern entsprechende Angaben über den Pyranometertyp verfügbar waren, offiziell dem „secondary standard“ der WMO entsprechen und damit bei maximal 2% Abweichung in der Tagessumme liegen. Praktisch ist es jedoch nicht durchführbar, für alle Bodenstationen zu überprüfen, ob während der Messungen immer sämtliche Störungen ausgeschlossen werden können. Weiterhin ist es auch denkbar, dass eine Messapparatur nicht optimal platziert ist, sondern an einer Stelle, an der im Vergleich zur direkten Umgebung vergleichsweise untypische Bedingungen herrschen. Fälle, in denen sowohl sämtliche Modelle als auch die satellitenbasierenden Einstrahlungsmessungen die Bodenmessungen einer Station gleichmäßig und signifikant über- oder unterschätzen,

wie etwa im Beispiel der DWD-Station Seehausen/Sachsen-Anhalt (siehe Abschnitt 6.2.2), deuten auf derartige Konstellationen hin. Es ist daher durchaus möglich, dass die Repräsentativität einer Bodenstation insgesamt nur eingeschränkt gewährleistet sein kann, was insbesondere dann berücksichtigt werden muss, wenn nur wenige Stationen in eine Teilanalyse einbezogen werden.

Beim Vergleich der Strahlungsvorhersagen des ECMWF und des AFSOL-Systems sind die unterschiedlichen eingehenden Datensätze zur Bodenreflektivität zu berücksichtigen. Dabei ist die Vergleichbarkeit des ECMWF-Albedodatensatzes aus NOAA-AVHRR-Messungen mit den aus MODIS-Daten gewonnenen Reflektivitäten, die im AFSOL-System eingesetzt werden, auf Grund der ähnlichen räumlichen Auflösung (jeweils ein Halbgradgitter) und auch einer ähnlichen zeitlichen Mittelung (16 Tage bzw. 30 Tage) prinzipiell gewährleistet. Bei Stichproben von einzelnen Teilregionen Europas zu verschiedenen Jahreszeiten zeigen sich dementsprechend sehr ähnliche mittlere Reflektivitäten aus beiden Albedoklimatologien: beispielsweise für Nordeuropa im Juli 0,15 (ECMWF) und 0,13 (MODIS), oder für Südeuropa im Oktober 0,20 (ECMWF) und 0,21 (MODIS). Diese Übereinstimmungen lassen vermuten, dass Unterschiede der ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen im Vergleich zu den Vorhersagen des AFSOL-Modells für wolkenlose Situationen (vgl. Kapitel 6) nicht auf die Parametrisierung der Bodenreflektivität zurückzuführen sind.

Eine weitere Fehlerquelle, die die Genauigkeit der Validierungsergebnisse beeinflussen kann, ist in der groben zeitlichen Auflösung der ECMWF-Vorhersagen zu sehen, die im Original nur dreistündig vorliegen. Trotz der verbesserten zeitlichen Interpolationsvariante über ein Clearsky-Modell an Stelle einer einfachen linearen Interpolation gehen auf Grund der nur dreistündig erhältlichen Strahlungsvorhersagen auch bei vollkommen wolkenlosen Tagesgängen Informationen über den Tagesgang der Einstrahlung verloren. Da zudem keine Angaben zur Variabilität der Einstrahlung innerhalb der Drei-Stunden-Stufen vorliegen, führt dies in manchen Fällen zu einer leichten Stauchung der Kurve der ECMWF-Vorhersage im Vergleich zu den Bodenmessungen oder den anderen stündlich vorliegenden Vorhersagen, und damit zu erhöhten Fehlern bei niedrigen Sonnenständen. Dies ist bereits bei der Globalstrahlung (siehe zum Beispiel Abbildung 3.8) zu erkennen, verstärkt sich jedoch noch einmal deutlich beim Übergang zur Direktstrahlung. Obwohl der Kurvenverlauf in diesen Fällen nicht immer typisch für den tatsächlichen Tagesgang der Direktstrahlung sein mag, wurde auf eine Korrektur verzichtet, da die Verwendung frei konstruierter Angaben zu Verteilung und Variabilität der Einstrahlung innerhalb der Drei-Stunden-Blöcke physikalisch und auch von der Anwendung her nicht zu rechtfertigen ist.

Eine zusätzlich zu klärende Frage betrifft die direkt vom EURAD-System vorhergesagten Strahlungswerte. Hier sind je nach Gitterpunkt unterschiedliche Verschiebungen des Tagesmaximums der Einstrahlung im Vergleich zum lokal vorherrschenden Sonnenstand festzustellen, die sich im Zeitraum von etwa ± 20 Minuten bewegen. Hierdurch ergibt sich in manchen Fällen eine leichte Abhängigkeit der mittleren Prognosegenauigkeit (Bias) im Tagesverlauf. Eine denkbare Erklärung für dieses Phänomen wäre die Tatsache, dass das verwendete EURAD-MM5-System den Sonnenstand für das gesamte Modellgitter nur in größeren zeitlichen oder räumlichen Abständen berechnet und damit bei der Betrachtung einzelner Standorte leichte Verschiebungen auftreten.

Neben der Berücksichtigung dieser eher validierungsmethodischen Aspekte sind weiterhin die in die Strahlungsprognose eingehenden Parameter selber eine Fehlerquelle: die Angaben zum atmosphärischen Ozon- und Wasserdampfgehalt, der Bodenreflektivität, dem Aerosolgehalt und zu den Wolken entstammen allesamt entweder dem EURAD-Modell oder aber zeitnah

durchgeführten Satellitenmessungen und unterliegen daher entsprechenden Unsicherheiten (vgl. Abschnitte 3.1 und 5.4).

Die aus typischen Retrievalfehlern der Eingangsparameter resultierenden Abweichungen der Einstrahlung, die sich im Rahmen einer Sensitivitätsanalyse ergeben, sind ausführlich in Abschnitt 5.3 quantifiziert. Zusammenfassend lässt sich hierzu sagen, dass der atmosphärische Ozongehalt bei der Betrachtung von über das gesamte solare Spektrum integrierten Einstrahlungswerten vernachlässigbar ist. Ebenso verhält es sich mit Abweichungen bei der Bestimmung der Bodenalbedo - abgesehen von schneebedeckten Situationen, die in der bearbeiteten Episode nicht auftreten. Der atmosphärische Wasserdampfgehalt jedoch und vor allem die Aerosolbelastung sind im wolkenlosen Fall von höchster Relevanz, da typische Abweichungen die spektral integrierte Direktstrahlung um etwa 3-10% bzw. 10% vermindern können. Dabei werden die eingehenden AOT-Werte der EURAD-basierenden Prognosen lediglich monochromatisch ausgewertet, so dass bisher keinerlei Typinformation übermittelt wird. Es ist an dieser Stelle jedoch zu betonen, dass trotz der noch zu optimierenden Ungenauigkeiten des verwendeten AOT-Vorhersagesystems diejenigen Situationen des AFSOL-Vorhersagesystems, in denen die Aerosolbelastung der Luft besonders relevant ist, vergleichsweise gut abschneiden.

In bewölkten Situationen sind sämtliche anderen Atmosphärenparameter nur von sehr untergeordneter Bedeutung, verglichen mit der Auswirkung des Wolkenbedeckungsgrades und der Wolkeneigenschaften. Es ist hierzu herauszustellen, dass die Verbesserung der Solarstrahlungsprognose **im wolkenlosen Fall** im Zentrum der vorliegenden Arbeit steht. Das vergleichsweise schlechte Abschneiden des AFSOL-Systems im bewölkten Fall ist neben deutlichen Schwächen des vorhergesagten Wolkenbedeckungsgrades aus dem EURAD-Modell daher vermutlich zum Teil auch auf die recht einfach gehaltene Parametrisierung dieser Wolkeneigenschaften in der verwendeten Strahlungstransferroutine zurückzuführen. Insbesondere der über alle Höhenschichten hinweg gemittelte Flüssigwassergehalt der Wolken sowie der allein aus der Höhe der Wolken ermittelte Effektivradius der Wassertröpfchen sind als Fehlerschwerpunkte anzusehen. Die sehr grobe räumliche Auflösung von 54 x 54 km lässt zudem keinerlei Berücksichtigung von Variabilitäten innerhalb der „normalen“ typischen Wolkenstrukturen zu und generiert daher im Vergleich zu den hoch variablen Bodenmessungen sehr künstliche homogene Wolkenfelder. Dies kann allerdings nur einen Teil der Fehleranfälligkeit erklären - denn derselbe Sachverhalt betrifft auch die im Wolkenfall deutlich zutreffenderen ECMWF-Vorhersagen. Die unterschiedlichen Genauigkeiten der Strahlungsvorhersagen im bewölkten Fall sind daher zum größten Teil den verschieden gut ausfallenden Bedeckungsvorhersagen des EURAD- und des ECMWF-Systems zuzuschreiben.

7.2 Anwendungsbeispiel: Verwendung des AFSOL-Systems zur Optimierung der Steuerung von solarthermischen Kraftwerken in Spanien

Für die Vergütung der ins nationale Netz eingespeisten Energie sieht das spanische Einspeisegesetz zwei Tarifvarianten vor, zwischen denen die Betreiber von Solarenergieanlagen wählen können (siehe Abschnitt 1.1). Hierbei handelt es sich zum einen um eine fixe Vergütung, die unabhängig von Tageszeit und Wochentag für die eingespeisten Strommengen gewährt wird. Diese beträgt aktuell für solarthermische Kraftwerke 27 ct/kWh [77].

Alternativ ist die Wahl einer niedrigeren Basisvergütung möglich, zusätzlich zu den im freien Handel - etwa in Form von dauerhaften Lieferverträgen oder aber beispielsweise an der Börse -

erzielten Preisen für den Strom. In letzterem Fall ist eine akkurate stundengenaue Strahlungsvorhersage notwendig, damit an der Börse die entsprechenden Gebote platziert werden können. Bei einer ungenauen Vorhersage, die in einer Unterproduktion resultiert, sind Strafgebühren zu zahlen. Liegt die Einspeiseleistung höher, so können die zusätzlichen Energiemengen nicht eingespeist und verkauft werden. Zusätzlich sorgen akkurate Strahlungsvorhersagen für die Maximierung des Gewinns, da mit Hilfe von thermischen Speichern die Energie jeweils dann abgegeben werden kann, wenn sie maximalen Gewinn erzielt.

Vor diesem Hintergrund wird an dieser Stelle eine Fallstudie zur Verwendung der AFSOL-Vorhersagen für die Optimierung der Betriebsstrategien von STKW dargestellt [112]. Für drei charakteristische meteorologische Situationen - wolkenlos, inhomogen bewölkt und wolkenlos mit hoher Sandstaubbelastung - werden hierzu die Vorhersagen des AFSOL-Systems sowie des ECMWF für den Standort des Kraftwerks Andasol-I in Südspanien verwendet, um deren Eignung für eine Optimierung der Betriebssteuerung zu überprüfen. Bodenmessungen der solaren Einstrahlung werden zur Validierung und zur Bestimmung des Einflusses einer optimalen Vorhersage verwendet.

Andasol-I liegt auf dem Hochplateau von Guadix in der Nähe der südspanischen Stadt Granada und wird von der Solar Millennium AG und der ACS/Cobra Gruppe betrieben. Die Fertigstellung des Parabolrinnenkraftwerks mit einer Leistung von 50 MW ist für Sommer 2008 geplant, und ab diesem Zeitpunkt wird die Anlage in das öffentliche spanische Stromnetz einspeisen, auf Grund seiner bisher für die kommerzielle Nutzung einzigartigen thermischen Speicherkapazität auch bis weit in die Abend- und Nachtstunden hinein [102]. Ausführliche Angaben zu den durchgeführten Simulationen des Kraftwerksbetriebs sowie zu den hierfür getroffenen Annahmen sind in WITTMANN et al. (2008) dargestellt [112].

Einfluss von Wüstenstaubepisoden auf den Ertrag

Wie bereits in Kapitel 4.2 geschildert, ist das Mittelmeergebiet oftmals von aus der Sahara stammenden Wüstenstaubausbrüchen betroffen, die über die Region hinweg in Richtung der Ausläufer größerer Tiefdruckgebiete nach Südeuropa ziehen [72]. Während der einige Tage andauernden Episoden können dabei große Mengen an Sandpartikeln transportiert werden, die zu erheblichen Extinktionsvorgängen in der Atmosphäre führen.

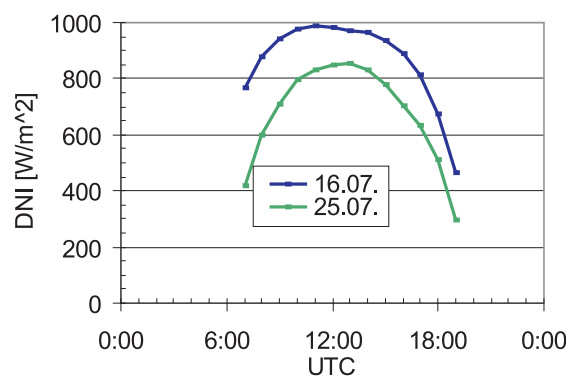


Abbildung 7.4: Bodenmessungen der Direktnormalstrahlung für einen klaren (blau) und einen Staubsturmtag (grün) am Standort des Andasol-I-Kraftwerks

In Abbildung 7.4 sind die Bodenmessungen der Direktnormalstrahlung für einen wolkenlosen klaren Tag (16.07.2003) und einen wolkenlosen aber stark aerosolbelasteten Tag (25.07.2003) dargestellt, wie sie sich für den Kraftwerksstandort ergeben. Es ist zu erkennen, dass durch

den Staubeintrag die DNI um etwa 20% reduziert wird. Diese Verringerung der zur Verfügung stehenden Einstrahlung wirkt sich auf die vom Kraftwerk eingespeiste Energie und die somit erzielten Erträge allerdings nur minimal aus. Dies liegt daran, dass die absolute Solarstrahlung zu dieser Jahreszeit so hoch ist, dass das Solarfeld teilweise defokussiert werden muss, da nicht alle zur Verfügung stehende Strahlung in Strom umgewandelt und gespeichert oder eingespeist werden kann. Ein größerer thermischer Speicher als der hier verwendete würde allerdings zu einem Rückgang der eingespeisten Leistung auf etwa 76% des klaren Tages führen. Weiterhin würde ein Staubausschub zu einer anderen Jahreszeit, bei der das Kraftwerk nicht jenseits seiner Kapazitätsgrenze mit solarer Energie versorgt ist, ebenfalls zu signifikanten Einbrüchen in der Einspeiseleistung und damit beim erzielten Gewinn führen.

Verwendung der AFSOL-Vorhersagen im wolkenlosen Fall

Solarthermische Kraftwerke produzieren den größten Teil ihrer jährlich eingespeisten Energie an wolkenlosen Sommertagen. Für die Untersuchung eines zweiten Szenarios wurden daher zwei wolkenlose Tage ausgewählt, der 27. und der 28. Juli 2003. In Abbildung 7.5 sind hierzu die Tagesverläufe der Einstrahlung dargestellt, wie sie sich für die DNI aus den AFSOL-Vorhersagen (grün), den ECMWF-basierenden Vorhersagen (rot) und den Bodenmessungen (blau) ergeben.

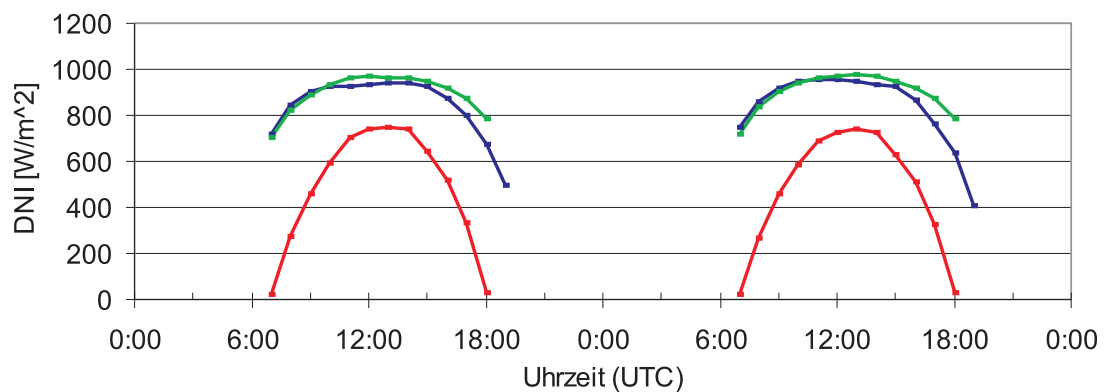


Abbildung 7.5: Direktnormalstrahlung am Andasol-I-Standort für den 27./28.07.2003: ECMWF-basierende Vorhersage (rot), AFSOL-Vorhersage (grün), Bodenmessungen (blau)

An Hand der ausgewählten Beispieltage lässt sich sagen, dass die ECMWF-basierenden DNI-Vorhersagen die Bodenmessungen deutlich unterschätzen, während das AFSOL-Vorhersagesystem recht nah an den Bodenmessungen liegt. Werden diese Prognosen benutzt, um für die beiden betrachteten Tage eine stundengenaue Vorhersage der produzierten Energie zu berechnen und entsprechend den Ergebnissen fiktive Lieferungsverträge an der Energiebörse abzuschließen, so ergeben sich damit die in Tabelle 7.1 aufgelisteten Erträge.

Dabei bezeichnet Referenzstrategie (1. Spalte) das Vorgehen, rein nach der vorhergesagten zur Verfügung stehenden Solarstrahlung die Verträge abzuschließen, während die optimierte Strategie (2. Spalte) bei der Börsenaktivität zusätzlich Hoch- und Tiefpreisziten (vgl. Abschnitt 1.1) und damit die Möglichkeiten des thermischen Speichers explizit berücksichtigt. Für die Berechnungen werden die am 27./28.07.2003 tatsächlich an der spanischen Börse erzielten Marktpreise verwendet sowie die eventuell fälligen Strafzahlungen wegen zu niedriger Einspeisung abgezogen.

Auf Grund der in diesem Fall sehr genau passenden Vorhersagen sorgt die Verwendung des AFSOL-Systems zu Steuerung des Kraftwerks und zur Platzierung der Einspeisungszeitpunkte

Vorhersagemodell	Ertrag Referenzstrategie (k€)	Ertrag optimierte Strategie (k€)
AFSOL	72,1	75,8
ECMWF	46,8	51,1
Persistenz	71,9	75,6
Optimum	72,2	75,9
Tarifmodell	30,7	

Tabelle 7.1: Erzielte Einspeisevergütung für den 27./28.07.2003 für verschiedene Vorhersagemodelle

zu Hochpreiszeiten für eine Vergütung von knapp 76 k€. Die ECMWF-basierende Strategie liefert nur etwa 51 k€, weil die starken Unterschätzungen in der Vorhersage (siehe Abb. 7.5) zum Abschluss von zu geringen Einspeiseverträgen an der Börse führen. Wird hingegen das Tarifmodell genutzt, das unabhängig von der Tageszeit und ohne vorherige Vorhersagepflicht immer denselben Preis pro eingespeister kWh vergütet, so werden nur 31 k€ erzielt.

Die Persistenzannahme - also die Ausrichtung der Einspeisestrategie an der Vermutung, dass der Tagesverlauf der zur Verfügung stehenden Einstrahlung dem des Vortages entspricht - erzielt ähnlich hohe Werte wie die AFSOL-basierende Strategie. Beide liegen nahe am maximal zu erreichenden theoretischen Optimum (4. Zeile der Tabelle), das sich aus der Verwendung der Bodenmessungen als „Vorhersage“ berechnet. Es ist jedoch anzumerken, dass die Persistenzannahme nur deshalb so gut abschneidet, weil es sich um zwei sehr gleichförmig verlaufende Tage handelt - bei Übergangswetterlagen durch vorbeiziehende Wolken oder vorübergehende starke Aerosolbelastungen reduziert sich die Genauigkeit und damit die zu erzielende Vergütung erheblich.

Verwendung der AFSOL-Vorhersagen im bewölkten Fall

Für den dritten Teil der Fallstudie werden drei teilweise bewölkte Tage am Kraftwerksstandort genutzt (19.-21. Juli 2003). Der Verlauf der Vorhersagen und der Bodenmessungen ist analog zur vorherigen Darstellung in Abbildung 7.6 dargestellt.

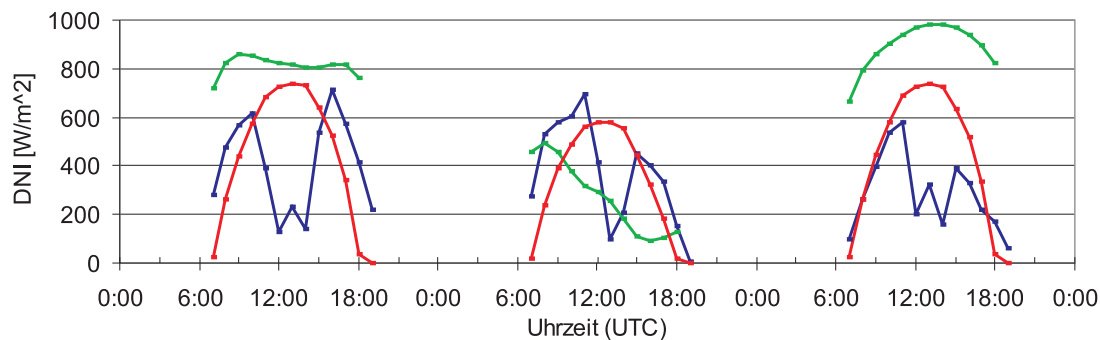


Abbildung 7.6: Direktnormalstrahlung am Andasol-I-Standort für den 27.-28.07.2003: ECMWF-basierende Vorhersage (rot), AFSOL-Vorhersage (grün), Bodenmessungen (blau)

Inhomogen bewölkte Zeitpunkte stellen die am schwierigsten vorherzusagenden Situationen dar, da nicht nur die ungefähre Existenz von Wolken in der näheren Region, sondern auch die richtige Zugbahn und Geschwindigkeit der Wolken über einem genau definierten Ort vorhergesagt werden müssen. Dies führt dazu, dass bei der betrachteten Episode beide Vorhersagemodelle nicht richtig in der Lage sind, den Tagesgang der Solarstrahlung korrekt nachzuvollziehen. Je-

doch liegt die ECMWF-basierende Vorhersage (rot) meist näher an den in blau dargestellten Bodenmessungen als die AFSOL-Vorhersagen (grün).

Die im Vergleich zur wolkenlosen Situation deutlich verschlechterte Vorhersagequalität führt zu erheblichen Einbußen bei der zu erzielenden Einspeisevergütung. So werden bei Verwendung der AFSOL-Vorhersage und der optimierten Strategie nur noch 46 k€ erreicht, die auf den ECMWF-Vorhersagen aufsetzende Strategie erzielt immerhin noch 58 k€. Das theoretische Optimum liegt bei 63 k€, das Vorgehen nach der Persistenzannahme führt zu einer Vergütung von 59 k€.

Es ist darauf hinzuweisen, dass die Vorhersagegenauigkeit der beiden Modelle für die drei Tage recht ähnlich ist, dass aber die ECMWF-basierende Strategie trotzdem deutlich mehr Gewinn erzielt. Dies liegt an der speziellen Charakteristik der Tagesverteilung von Über- und Unterschätzungen, die es bei der ECMWF-basierenden Strategie ermöglicht, die morgendlichen Unterschätzungen - zu Niedrig-Preis-Zeiten - für das Auffüllen des thermischen Speichers zu nutzen, um dann damit die mittäglichen Überschätzungen - zu Hoch-Preis-Zeiten - zu kompensieren. Die Abweichungen der AFSOL-Vorhersagen hingegen verlaufen umgekehrt, was in diesem Fall trotz sehr ähnlicher mittlerer Abweichungen und Variabilitäten auf Grund des typischen Tagesgangs der spanischen Strompreise (siehe auch Abschnitt 1.1) sich sehr negativ auswirkt.

Insgesamt lässt sich mit der beschriebenen Fallstudie keine statistisch fundierte Berechnung der zu erwirtschaftenden Gewinne darstellen, wie sie etwa bei der Entscheidung für ein zu nutzendes Vorhersagemodell zur Steuerung von STKW verwendet werden sollte. Aufgrund der sehr eingeschränkten Datenlage, begrenzt auf nur eine Station und nur wenige Tage, ist die dargestellte Untersuchung daher lediglich als eine Demonstration der Möglichkeiten zu sehen, die sich aus einer interdisziplinären Zusammenarbeit von energiemeteorologischen und energietechnischen Sichtweisen ergibt. Die bekannte Schwachstelle des AFSOL-Systems - die Vorhersage von bewölkten Situationen - ist auch hier deutlich geworden, ebenso wie die hohe Genauigkeit bei der Vorhersage der Direktstrahlung im wolkenlosen Fall. Die wichtigsten Ansatzpunkte für weitere diesbezügliche Untersuchungen liegen in der Verbesserung der Vorhersagen durch die Assimilation von Satelliteninformationen, insbesondere auch für Aktualisierungen der Vorhersage während des laufenden Tages, einer optimierten Simulation des Kraftwerkspeichers und der Preisvorhersage sowie vor allem in der Analyse größerer Datenmengen [112].

Kapitel 8

Zusammenfassung und Diskussion

8.1 Zusammenfassung und Einordnung der Ergebnisse

AOT-Vorhersagen

Ein Hauptziel dieser Arbeit ist die Beurteilung der Eignung eines zur Überwachung der Luftqualität entwickelten Chemie-Transport-Modells (EURAD-Modell) für die Solarstrahlungsvorhersage. Hierzu werden für einen fünfmonatigen Testzeitraum von Juli bis November 2003 EURAD-basierende AOT-Vorhersagen mit bodengestützten Aerosolmessungen von 32 Stationen des AERONET-Messnetzwerkes verglichen und unter einer Vielzahl von Gesichtspunkten analysiert.

Ergebnisse Für den gesamten Zeitraum und alle Vergleichsstationen ergibt sich eine mittlere Unterschätzung der gemessenen AOT_{550} um $-0,11$ (1 Standardabweichung = $0,16$) durch das verwendete Modellsystem. Dies entspricht einem RMSE von $0,20$. Werden für die gesamte Episode und alle Stationen alle diejenigen Messungen herausgenommen, die durch im Modell nicht behandelte sommertypische Sahara-Wüstenstaubausrüche beeinträchtigt werden, so verbessert sich die mittlere Unterschätzung auf $-0,09$ und der RMSE auf $0,17$.

Deutliche **regionale Gradienten** sorgen vor allem in Nord- und Mitteleuropa für recht gute Entsprechungen der AOT, die bei einer mittleren Unterschätzung von $-0,05$ bzw. einem RMSE von $0,16$ liegen, während das Aerosolvorkommen im zentralen und westlichen Mittelmeerraum im Mittel um $-0,11$ (RMSE $0,21$) unterschätzt wird.

Die Prognosequalität ist in den **Sommermonaten** 2003 mit einer mittleren Unterschätzung von $-0,15$ deutlich niedriger als im Herbst (im Mittel $-0,05$). Neben der heißen und trockenen Witterung, die europaweit im Juli und August 2003 für ungewöhnlich hohe AOT-Werte sorgte, ist dies insbesondere auf Sahara-Sandstürme zurückzuführen. Weiterhin spielt auch die Extinktionswirkung von Emissionen aus Waldbränden eine Rolle, die ebenso wie die Sandstürme in der vorliegenden Version des EURAD-Modells nicht berücksichtigt werden.

Eine Abhängigkeit der Vorhersagegüte von der **Tageszeit** ist für den untersuchten Zeitraum nicht festzustellen, weder für den Bias noch für die Standardabweichung der Vorhersagen. Bis auf sehr frühe und sehr späte Zeitpunkte, die nur geringe Datenmengen zur Verfügung haben, liegt der RMSE der AOT_{550} konstant zwischen $0,19$ und $0,21$.

Die Variabilität der **Partikelgröße** an einem Standort ist in einigen Fällen mit der Vorhersagequalität statistisch zu korrelieren: je höher die mittlere Variabilität der Partikelgröße an einer Station, desto ungenauer fällt im Mittel die AOT-Vorhersage aus. Allerdings entsteht

dieser Zusammenhang zu großen Teilen durch diejenigen Standorte, die von den gelegentlich auftretenden Wüstenstaubausbrüchen und damit kurzfristig wechselnden Aerosoltypen betroffen sind. Insgesamt ergibt sich für alle Stationen lediglich ein Korrelationskoeffizient von etwa 22%. Die vorherrschende mittlere Partikelgröße an einem Standort hingegen hat keine eindeutige Auswirkung auf die Qualität der AOT-Prognose, der Einfluss liegt insgesamt nur bei etwa 4%.

Die **Prognoselänge** hat auf den ersten Blick einen nur geringen Einfluss auf die Prognosequalität, da die mittlere Unterschätzung von -0,13 (1. Tag) über -0,11 (2. Tag) hin zu -0,09 (3. Tag) mit zunehmender Prognoselänge absolut betrachtet geringere Werte annimmt, gleichzeitig aber die Streuung des Prognosefehlers anwächst. Es kommt dadurch zu einem gleichbleibenden RMSE von 0,20 für alle drei Vorhersagetage: ein durch die Überlagerung der unterschiedlichen Fehlerverläufe entstandener Scheinzusammenhang. Insgesamt liegt hier daher eine mit zunehmender Vorhersagedauer ansteigende Überschätzung der im Mittel unterschätzten AOT vor, in Kombination mit einer größer werdenden Fehlerstreuung der Prognosen.

Fehlerdiskussion Als wichtige Fehlerquelle bei den durchgeführten Untersuchungen ist zu berücksichtigen, dass hier ein Vergleich von punktuellen Bodenmessungen mit zeitlich und räumlich auf einstündige Werte bzw. 54 x 54 km gemittelten Modelldaten durchgeführt wird. Diese Ungleichheit der raumzeitlichen Voraussetzungen kann zu systembedingten Abweichungen zwischen den beiden Datensätzen führen, auch wenn beispielsweise die Bodenmessungen zu stündlichen Werten gemittelt werden, um die Entsprechung zwischen vorhergesagten und gemessenen AOT-Werten zu verbessern. Diese Problematik ist insbesondere im Zusammenhang mit der hohen natürlichen zeitlichen und räumlichen Variabilität der AOT zu betrachten: in einer Variogrammanalyse wird hierzu gezeigt (vgl. Abschnitt 7.1 bzw. HOLZER-POPP et al. (2008) [53]), dass eine Abweichung bei der AOT₅₅₀ auch für sehr nah beieinander liegende gleichzeitig durchgeführte Messungen zu erwarten ist. Für eine Entfernung von etwa 50 km, entsprechend dem vorliegenden Modellvergleich, liegt die Untergrenze der erreichbaren Genauigkeit bei einem RMSE-Wert von etwa 0,03. Bei der Interpretation der Ergebnisse ist demnach zu berücksichtigen, dass diese intrinsische Variabilität einen typischen minimalen RMSE-Wert einer Aerosolvorhersage darstellt, der nicht unterschritten werden kann.

Ein weiterer Schwerpunkt für Ungenauigkeiten, die die durchgeführte Auswertung beeinträchtigen können, ist die Behandlung von bewölkten Situationen. Einerseits sind durch die durchgeführten automatischen und manuellen Verfahren zur Ausmaskierung von bewölkten Messungen in den meisten Fällen die AERONET-Validierungsdaten nur in wolkenlosen Situationen verfügbar. Dieses Verfahren funktioniert jedoch nicht in allen Situationen zuverlässig, wie in Kapitel 3.2.1 dargestellt ist, so dass bei einzelnen deutlich erhöhten AOT-Messungen eine genaue Einzelfallbetrachtung anzuraten ist. Gleichzeitig bedeutet die Beschränkung auf wolkenlose Situationen auch, dass eine Validierung des vorgestellten Prognosesystems nur für wolkenlose Situationen erfolgen kann.

Neben diesen für die Validierung relevanten Fehlerquellen sind auch im AOT-Vorhersagesystem selber Ursachen für Ungenauigkeiten zu sehen, beispielsweise bei der Qualität der in das EURAD-System einfließenden Emissionskataster. Selbst wenn hier - im optimalen Fall - ausreichend aktuelle Daten einfließen, dann ist aufgrund der angesprochenen Gitterweite von 54 km insbesondere bei heterogen geprägten Regionen ein Problem bei der Repräsentativität des Emissionskatasters zu sehen.

Eine weitere Fehlerquelle betrifft die Konvertierung der vom EURAD-Modell ausgegebenen Partikelkonzentrationen in aerosoloptische Tiefen. Die hierfür notwendigen Annahmen in Be-

zug auf die optischen Eigenschaften der Partikelklassen können die Prognosegenauigkeit ebenso beeinflussen wie das durchgeführte Herausfiltern einzelner stark überhöhter AOT-Werte, die auf eine fehlerhafte Behandlung von Wolken-Aerosol-Interaktionen im EURAD-Modell zurückzuführen sind (vgl. Abschnitt 3.1).

Einordnung Der insgesamt resultierende RMSE der AOT-Vorhersagen von 0,20 entspricht nicht den Genauigkeitsanforderungen, wie sie in Abschnitt 5.3 für Aerosol-Eingangparameter zu Zwecken der Solarstrahlungsberechnung erhoben werden. Dies ist vor allem als Folge der im zentralen Mittelmeergebiet gelegentlich auftretenden Sahara-Wüstensandstürme zu sehen, die im EURAD-Modell derzeit noch nicht erfasst werden. Die mittlere Vorhersagegüte sowohl einzelner Stationen als auch der Summe aller Stationen wird durch diese kurzzeitigen Staubeignisse stark beeinflusst - so kann im Beispiel der Station Ätna auf Sizilien durch den Ausschluss von zwei zweitägigen Episoden während des fünfmonatigen Untersuchungszeitraumes der RMSE der AOT-Vorhersage um 40% von 0,23 auf 0,14 reduziert werden. Eine Erweiterung des AOT-Vorhersagesystems mit satellitenbasierenden Informationen zur Staubbelastung der Luft würde daher in erheblichem Maße zu einer Verbesserung der Prognosegenauigkeit beitragen. Hierzu ist zu betonen, dass das Satellitenretrieval von Staubinformationen passenderweise insbesondere über Wasserflächen und in den besonders betroffenen Regionen (Südeuropa) sowie Jahreszeiten (Sommer) seine höchsten Genauigkeiten erreicht.

Die gefundenen Zusammenhänge - jahreszeitliche und geographische Abhängigkeiten der Qualität der AOT-Vorhersagen - sind über die großen Datenmengen (>53.000 Wertepaare) der gewählten Testepisode statistisch signifikant festzustellen. Weiterhin passen sie auch zu den Ergebnissen einer vorherigen Studie zur Genauigkeit der EURAD-basierenden AOT-Vorhersagen, die einen achttägigen Zeitraum im Februar 2004 betrachtet [16]. Es bietet sich daher an, bei zukünftigen Arbeiten zur Verwendung von AOT-Vorhersagen aus dem EURAD-System einen den Prognosen mitgegebenen Qualitätsindikator zunächst auf diese beiden Zusammenhänge aufzusetzen. Gerade allerdings die ungewöhnliche Witterung der untersuchten Periode, ursprünglich gewählt zur Maximierung der Verfügbarkeit von Validierungsdaten, spricht dafür, bei zukünftigen Analysen auch andere, klimatisch typischere Episoden zu untersuchen, um die gefundenen Zusammenhänge zum jahreszeitlichen Einfluss auf die Vorhersagegüte in größerem Rahmen zu verifizieren.

Die dargestellten Möglichkeiten zur Bildung von Qualitätsindikatoren und die beschriebene geplante Erweiterung der Aerosolvorhersage um Informationen zu Sahara-Staubausbrüchen mittels der Assimilation von Satellitendaten lassen daher den beschriebenen Ansatz - die Verwendung von Aerosolinformationen aus Chemie-Transport-Modellen als Eingangsdatensatz für Solarstrahlungsprognosen für energiewirtschaftliche Anwendungen - vielversprechend erscheinen, trotz der momentan noch nicht ganz erreichten gewünschten Genauigkeit.

Strahlungsvorhersagen

Basierend auf den Aerosol-Prognosen und unter Einbeziehung weiterer Fernerkundungsdaten (Bodenalbedo, Ozon) und Modellparameter (Wasserdampf, Wolken) wird in einem zweiten Schritt ein Prototyp für ein Vorhersagesystem der Solarstrahlung, das AFSOL-System, entwickelt. An Hand des fünfmonatigen Datensatzes von Juli bis November 2003 werden dessen Ergebnisse einem umfassenden Vergleich mit Vorhersagen des ECMWF, mit satellitenbasierten Beobachtungen der Solarstrahlung (Meteosat-7) und mit Bodenmessungen der Global- und Diffusstrahlung an 121 Stationen unterzogen.

Ergebnisse Die dargestellten Untersuchungen zur Vorhersagegenauigkeit des AFSOL-Prognosesystems ergeben, dass die Strahlungsvorhersagen **im wolkenlosen Fall** deutlich genauer sind als die operationell verfügbaren ECMWF-Vorhersagen. Dies betrifft insbesondere die **Direktstrahlung**, bei der eine genaue Kenntnis des atmosphärischen Aerosols von besonderer Bedeutung ist: das AFSOL-System verfügt über eine Genauigkeit von +11% (Bias) und 19% (RMSE), während die Genauigkeit der ECMWF-basierenden Direktstrahlung bei -26% (Bias) bzw. 31% (RMSE) liegt. Die Genauigkeit des zu Vergleichszwecken betrachteten Meteosat-7-Retrievalverfahrens beträgt -2% (Bias) bzw. 16% (RMSE). Diese letztgenannte Angabe ist als repräsentativ für diejenige Übereinstimmung anzusehen, die beim Vergleich von punktuellen Bodenmessungen mit räumlich mittelnden Werten in etwa erreicht werden kann.

Auch bei der **Globalstrahlung** im wolkenlosen Fall wird eine Verbesserung im Vergleich zu den allgemein erhältlichen ECMWF-Vorhersagen deutlich: so liegt bei den AFSOL-Vorhersagen der Bias bei +5,1% und der RMSE bei 7,2%, während die ECMWF-Vorhersagen eine mittlere Unterschätzung von -9,9% aufweisen sowie einen RMSE von 11,5% (RMSE). Die EURAD-eigene Vorhersage liegt dazwischen mit einem Bias von +5,0% und einem RMSE von 9,4%.

Im **bewölkten Fall** ist die AFSOL-Vorhersage deutlich ungenauer als die ECMWF-Prognose. Je höher der maximale betrachtete Bewölkungsgrad ist, desto stärker sind die Unterschätzungen und auch die Variabilität der Vorhersage, die für die Direktstrahlung bei Betrachtung sämtlicher Wolkensituationen bis auf einen relativen RMSE von 84,2% (AFSOL) bzw. 73,0% (ECMWF) bzw. 37,9% (Meteosat-7-Messung) anwächst. Diese Divergenz ist bei der Globalstrahlung noch deutlicher zu sehen, mit relativen RMSE-Werten von 60,3% (AFSOL), 65,3% (EURAD-eigene Vorhersage), 37,4% (ECMWF) und 22,2% (Meteosat-7-Messung).

Die Retrievalgenauigkeit des Meteosat-7-Satelliten weist über die fünfmonatige Periode hinweg sowohl bei der Direkt- als auch bei der Globalstrahlung nur einen geringen **Tagesgang** auf, während die ECMWF-basierende Vorhersage der Direktstrahlung morgens und abends deutlich höhere relative RMSE-Werte aufweist als zur Tagesmitte. Die AFSOL-Vorhersage nimmt einen mittleren Platz ein und verfügt über eine leichte Abhängigkeit von der Tageszeit, die sich insbesondere in den Abendstunden zeigt. Bei zukünftigen Anwendungen des AFSOL-Systems ist daher zu berücksichtigen, dass unabhängig von der Wolkensituation die relative Prognosegüte für niedrige Sonnenstände etwas geringer ausfällt als die mittägliche Vorhersagequalität.

Mit zunehmender **Prognosedauer** steigt der RMSE der Vorhersage für alle Prognosesysteme an, sofern alle Wolkensituationen betrachtet werden. Für das AFSOL-System ist dieser Effekt mit einem RMSE von 49,7% für den ersten Tag, 62,4% für den zweiten Tag und 67,7% für den dritten Tag zu quantifizieren. Dieser Effekt tritt allerdings nicht auf, wenn nur wolkenlose Zeitpunkte analysiert werden, so dass als Grund für diese Tendenz allein die mit zunehmender Prognosedauer immer schwieriger werdende Wolkenvorhersage zu sehen ist.

Insgesamt ergibt sich in den unterschiedlichen betrachteten **Regionen** Europas bei der Berücksichtigung aller Wolkensituationen eine Genauigkeitsverteilung für die Strahlungsvorhersage, die sich umgekehrt proportional zum mittleren Wolkenbedeckungsgrad verhält. Dies sorgt bei allen betrachteten Datensätzen beispielsweise für höhere Fehlerraten in den UK sowie im Ostseeraum, während die Mittelmeerregion vergleichsweise höhere Genauigkeiten aufweist. Folgerichtig ist diese regionale Verteilung bei der Betrachtung nur der wolkenlosen Situationen nicht mehr nachzuweisen.

Lediglich bei Tagen mit **Sandsturmasbrüchen**, wie sie in Regionen nahe der Sahara häufiger vorkommen, sind die Direktstrahlungsvorhersagen in stärkerem Maße fehlerbehaftet, da die eingehenden Aerosolvorhersagen diese Situationen bisher nicht erfassen können und die

Direktstrahlung in besonderem Maße von der Extinktion durch Wüstenstaubpartikel betroffen ist. Werden bei Betrachtung aller wolkenlosen Situationen zwei dreitägige Staubepisoden eliminiert, so reduziert sich der relative RMSE der Gesamtperiode für den Mittelmeerraum von 18,4% auf 15,8% und damit auf ein Niveau, wie es beispielsweise auch für die süddeutschen Stationen typisch ist.

Ebenso im Zusammenhang mit der Bewölkungssituation ist eine **jahreszeitliche Tendenz** der Vorhersagegüte bei der Global- und der Direktstrahlung zu sehen, die sich wiederum in allen untersuchten Vorhersagemodellen sowie in den Meteosat-7-Messungen widerspiegelt. Beim AFSOL-System ist für die Vorhersagegenauigkeit der Globalstrahlung im Sommer so ein relativer RMSE von 55,9% zu verzeichnen, im Gegensatz zu 68,9% in den Herbstmonaten. Für die Prognosegenauigkeit der Direktstrahlung gelten entsprechende Zahlen auf erhöhtem Niveau (78,2% und 103,5%). Werden lediglich wolkenlose Situationen betrachtet, so ist diese Tendenz nicht vorhanden, so dass auch hier der Schluss naheliegt, dass die je nach Jahreszeit unterschiedlich hoch ausfallenden mittleren Bewölkungsraten die beobachteten jahreszeitlichen Abhängigkeiten bewirken.

Eine mögliche Variante zur Optimierung der Strahlungsvorhersage im bewölkten Fall ist die **Kombination** der Vorhersagemodelle entsprechend ihren Stärken, etwa die Verwendung der ECMWF-Vorhersage bei vermutlich bewölkten Situationen und die Nutzung der AFSOL-Vorhersage für wolkenlos vorhergesagte Fälle. Hiermit kann für die Globalstrahlungsprognose, bei annähernd gleichbleibendem RMSE von 37,8%, der Bias von -7,8% (ECMWF) bzw. -25,3% (AFSOL) auf -1,3% (Kombinationsverfahren) reduziert werden, da für alle Wolkensituationen jeweils das besser zutreffende Vorhersagesystem genutzt wird.

Fehlerdiskussion Ebenso wie bei der Analyse der Vorhersagegüte der AOT-Vorhersagen ist auch bei der Interpretation der Strahlungsvorhersagen zu berücksichtigen, dass in den wenigsten Fällen eine genaue Übereinstimmung der Einheit von Zeit und Raum möglich ist. In Abhängigkeit von den verwendeten Validierungsmessungen werden stattdessen hochaufgelöste und auf Stundenwerte gemittelte punktuelle Bodenmessungen mit Modellwerten verglichen, die im Abstand fester Zeitschritte auf einem Halbgradgitter berechnet werden. Dies führt entweder zu groben zeitlichen Mittelungen, wie es bei den Dreistundensummen der ECMWF-Vorhersagen der Fall ist, oder aber zu punktuellen, zeitlich disjunkten Datensätzen, wie sie die stündlich vorliegenden EURAD-Vorhersagen auszeichnen.

Eine weitere wichtige Fehlerquelle betrifft die Positionierung der Bodenmessstationen. Auch wenn diese generell unter Berücksichtigung einer möglichst hohen Repräsentativität der räumlichen Umgebung erfolgt, so sind an einzelnen Stationen lokale Phänomene, die eine Validierung von 2916 km² großen Modellgitterfeldern deutlich erschweren, nicht auszuschließen. Und auch wenn für ihr Umland repräsentative Standorte ausgewählt werden, so ist weiterhin zu berücksichtigen, dass die am Boden eintreffende Solarstrahlung insbesondere in Situationen mit wechselnder Bewölkung einer hohen Variabilität ausgesetzt ist. Selbst bei der Bildung von Stundenmitteln ergeben sich daher bei den vorgenommenen Vergleichen von Punktmessungen zu 54 x 54 km Modellgitterwerten erhebliche Abweichungen. Wie eine Variogrammanalyse der Validierungsbodenmessungen zeigt, werden hier deshalb flächenhafte Modellergebnisse und Satellitenmessungen mit punktförmigen Bodenmessungen verglichen, die - soweit Doppelungen vorhanden sind - eine mittlere Streuung der Globalstrahlung von etwa 16% (Standardabweichung) aufweisen. Dieser Unsicherheitsfaktor, der die Ergebnisse ähnlich gelagerter anderweitiger Untersuchungen [115] bestätigt, muss bei der Beurteilung der Aussagekraft der „Wahrheit“,

der Werte der Bodenmessstationen, berücksichtigt werden: neben einer ausreichenden hohen Fallzahl von Situationen sind beispielsweise nicht so sehr die Genauigkeitsangaben für einzelne Stationen oder Modelle in den Mittelpunkt zu stellen, sondern ein Vergleich der Fehlerzahlen verschiedener Regionen, Zeitpunkte oder Vorhersagesysteme.

Bei der Berücksichtigung sämtlicher Wolkensituationen kommt der Vorhersage des Wolkenbedeckungsgrades und der dazugehörigen Wolkeneigenschaften demnach ein sehr wichtiger Punkt zu. Dabei ist insbesondere zu betonen, dass die EURAD- und die ECMWF-Vorhersagen der Wolkenbedeckung in vielen Fällen nicht übereinstimmen. Insgesamt sagt das auf den Wolkeninformationen des EURAD-Aerosolvorhersagemodells aufbauende AFSOL-System zuwenig geringe und mittlere Bewölkung und zu viele Situationen mit sehr hoher Bewölkung voraus. Hieraus ergeben sich die im bewölkten Fall deutlich schlechteren Genauigkeiten der AFSOL-Vorhersage im Vergleich zur ECMWF-Vorhersage.

Im wolkenlosen Fall hingegen ist die Rolle der anderen eingehenden Atmosphärenparameter - insbesondere Aerosole und Wasserdampf - von größerer Bedeutung: typische Abweichungen können die spektral integrierte Einstrahlung um etwa 3-10% bzw. 10% vermindern. Der atmosphärische Ozongehalt ist bei der Betrachtung von über das gesamte solare Spektrum integrierten Einstrahlungswerten hingegen vernachlässigbar, ebenso verhält es sich mit Abweichungen bei der Bestimmung der Bodenalbedo - abgesehen von schneebedeckten Situationen, die in der bearbeiteten Episode nicht auftreten.

Einordnung Sowohl die Direkt- als auch die Globalstrahlung des AFSOL-Modells ist im wolkenlosen Fall genauer als die zeitlich und räumlich verbesserten operationell erhältlichen ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen bzw. die davon abgeleiteten Direktstrahlungswerte. Da in unbewölkten Fällen das Aerosol der wichtigste Parameter zur Bestimmung der solaren Einstrahlung am Erdboden ist, kann davon ausgegangen werden, dass die verbesserte Beschreibung des atmosphärischen Aerosolgehalts zu dieser Qualitätssteigerung in wesentlichem Maße beiträgt. Dies gilt trotz der festgestellten Ungenauigkeiten bei der eingehenden AOT-Vorhersage, da dieser Ansatz dennoch einen Fortschritt zu den beispielsweise am ECMWF verwendeten AOT-Klimatologien darstellt.

Weiterhin ist darauf hinzuweisen, dass sowohl im bewölkten als auch im unbewölkten Fall die EURAD-eigene Vorhersage höhere RMSE-Werte aufweist als das auf dessen Wasserdampf- und Wolkenvorhersagen basierende AFSOL-Vorhersagesystem. Besonders deutlich wird diese Tatsache für die unbewölkten Situationen: hier zeigt sich der Einfluss der Verwendung von hochaufgelösten AOT-Vorhersagen für die Strahlungsprognose, an Stelle von klimatologischen Werten oder Standardannahmen.

Eine verbesserte Stauberkenntnis, etwa durch die Assimilation von Satelliteninformationen in die Strahlungsprognosesysteme, würde jedoch insbesondere im Mittelmeerraum ganz deutlich die für den Betrieb von STKW benötigte Direktstrahlungsvorhersage im wolkenlosen Fall weiter verbessern. Dies ist auch deshalb von Relevanz, weil die Mittelmeerregion auf Grund ihrer vergleichsweise hohen Sonneneinstrahlung einen besonderen Interessenschwerpunkt für die Betreiber von Solaranlagen darstellt.

Ein Vergleich mit den Ergebnissen weiterer Studien zu verschiedenen Solarstrahlungsprognosemodellen (siehe Abschnitt 1.2) zeigt gute Entsprechungen mit den hier dargestellten Analysen: werden nur wolkenlose Fälle betrachtet, so liegen in der vorliegenden Studie die RMSE-Werte für stündliche Prognosen der Globalstrahlung bei 11,5% für die ECMWF-Vorhersage bzw. bei 7,2% für die AFSOL-Vorhersage. Andere Studien kommen auf etwa 15% für ECMWF-Vorhersagen

[38]. Werden alle Wolkensituationen einbezogen, so führt dies hier zu relativen RMSE-Werten von 37,4% für die ECMWF-Vorhersagen und von 60,3% für die AFSOL-Vorhersagen. Andere Analysen zeigen RMSE-Werte von 35 bis 42% für ECMWF-Vorhersagen und von 54% für MM5-Vorhersagen [38] sowie von 38% für ein weiteres numerisches Vorhersagesystem [84].

Es ist also festzuhalten, dass die Ergebnisse der Globalstrahlungsprognosen im bewölkten Fall gut zu den Erkenntnissen anderer Untersuchungen passen, während im wolkenlosen Fall deutliche Verbesserungen erzielt werden können. Anderweitige Studien zur Validierung von Direktstrahlungsprognosen sind mangels der Verfügbarkeit von Direktstrahlungsvorhersagen nicht erhältlich.

Als anwendungsbezogenes Fazit lässt sich somit formulieren, dass im bewölkten Fall das AFSOL-System in der aktuell vorliegenden Variante für die Strahlungsvorhersage und damit für die Lastvorhersage nicht geeignet ist: für eine Prognose des Verbraucherverhaltens und damit des zu erwartenden Stromverbrauches (Last) ist zwingend erforderlich, dass sowohl wolkenlose als auch bewölkte Situationen mit einer ausreichend hohen Genauigkeit identifiziert und die zugehörigen Einstrahlungswerte vorhergesagt werden können. In den für die Betriebssteuerung solarthermischer Kraftwerken sehr wichtigen Fällen - Vorhersage der Direktstrahlung und Prognose für wolkenlose Zeitpunkte - liefert das AFSOL-System hingegen ein sehr gutes Ergebnis. Der hierdurch erwachsende Vorteil bei der Optimierung der Betriebsführung von solarthermischen Kraftwerken, unter Berücksichtigung der spanischen Stromeinspeisegesetze, konnte in einer separaten Fallstudie dargestellt werden (siehe Abschnitt 7.2 bzw. WITTMANN et al. (2008) [112]).

8.2 Ausblick

Aerosolvorhersagen

Das in dieser Arbeit untersuchte AOT-Vorhersagesystem erfüllt in der vorgestellten Version noch nicht die Genauigkeitsanforderungen, die in Abschnitt 5.3 für Aerosol-Eingangsdatensätze zur Solarstrahlungsberechnung aufgestellt werden. Der wichtigste Ansatz zur Optimierung liegt hierbei in der Implementation von Informationen zur Wüstenstaubbelastung in das Chemie-Transport-Modell. Dies würde die Ergebnisse sowohl für die besonders schlecht vorhersagbaren Monate Juli und August als auch gleichzeitig für die besonders auffälligen Stationen im zentralen Mittelmeerraum, mit einer hohen Exposition an Sandstaubepisoden, signifikant verbessern.

Hierfür bieten sich insbesondere satellitenbasierte Datenquellen an, aufgrund ihrer flächendeckenden Abdeckung auch unzugänglicher Gegenden inklusive Meeresflächen, und der je nach Sensor zeitlich hochaufgelösten Verfügbarkeit. Staubinformationen, wie sie beispielsweise aus den viertelstündlich vorliegenden Aufnahmen des geostationären MSG-Satelliten oder den täglichen Aufnahmen der polar umlaufenden Envisat- und MetOp-Satelliten extrahiert werden können, lassen sich mit vergleichsweise hohen Genauigkeiten über Wasserflächen, bei hohen Sonnenständen sowie geringer Bewölkung aus Satellitenaufnahmen ermitteln - also in genau denjenigen Situationen, die nach den dargestellten Analysen von Sahara-Wüstenstaubausbrüchen besonders betroffen sind. Die regelmäßige, automatisierte Assimilation von satellitenbasierenden Aerosolmessungen in das verwendete Chemie-Transport-Modell ist daher eine optimale Möglichkeit der Verbesserung der EURAD-basierenden AOT-Vorhersagen, der im Rahmen des AERO-SAM-Projektes, in Zusammenarbeit des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrums mit dem Rheinischen Institut für Umweltforschung der Universität zu Köln, aktuell nachgegangen wird.

Weiterhin ist auch die Implementierung der zum Teil zwar vorgesehenen aber noch nicht

standardmäßig genutzten Module zur Feuererkennung sowie für Meersalzpartikel eine wichtige Optimierungsquelle. Insbesondere der erste Ansatz könnte in Regionen, deren typische Aerosolbelastung von entsprechenden Phänomenen geprägt ist, für deutliche Verbesserungen der AOT-Prognosen sorgen.

Für weitere Validierungsstudien zu der Vorhersagegenauigkeit des EURAD-basierenden Aerosolprognosesystems ist zu empfehlen, Analysen an Hand von klimatisch unauffälligen Zeitperioden durchzuführen. Der betrachtete Zeitraum des Sommers 2003 bietet durch seine ungewöhnlich langen heißen Trockenperioden zwar eine gute Validierungsgrundlage an wolkenlosen Situationen, verursacht aber gleichzeitig durch die auffällige meteorologische und chemische Situation nicht unbedingt repräsentative Einschätzungen der auf „typische Witterungsbedingungen“ optimierten numerischen Wettermodelle. In weiteren Studien sollten daher „unauffälligere“, möglichst im langjährigen klimatischen Mittel liegende Episoden ausgewählt werden, um zu überprüfen, ob der jahreszeitliche Gradient der Prognosegüte auch in feuchteren Sommern in der hier gefundenen Ausprägung vorliegt.

Strahlungsvorhersagen

Das vorgestellte und analysierte AFSOL-Vorhersagesystem ist insbesondere bei wolkenlosen Situationen und für den Parameter der Direktstrahlung in der Lage, Strahlungsprognosen von hoher Genauigkeit zu produzieren. In bewölkten Situationen hingegen sind die erzielten Genauigkeiten nicht ausreichend, insbesondere im Vergleich mit den operationell verfügbaren ECMWF-Vorhersagen. Vor einer Verwendung der Strahlungsvorhersagen auch für Zwecke der Lastprognose oder des Energie-Netzmanagements ist daher eine Optimierung der eingehenden Wolkeninformationen, insbesondere des Wolkenbedeckungsgrades, zwingend erforderlich.

Eine zusätzlicher wichtiger Aspekt zur Herstellung einer operationellen Einsetzbarkeit des AFSOL-Moduls ist weiterhin die Einbeziehung von Informationen zur Schneebedeckung des Bodens. Dies wurde im Rahmen der untersuchten Periode nicht benötigt, da keine schneebedeckten Situationen auftraten - im Hinblick auf einen möglichen dauerhaften Betrieb des Prognosesystems ist die Integration von Schneeeinformationen jedoch unabdingbar, wenn grobe Fehleinschätzungen der Globalstrahlung vermieden werden sollen (vgl. Abschnitt 5.3).

Es ist weiterhin zu berücksichtigen, dass bei der zukünftigen Integration von Wüstenstaub- und Meersalzpartikeln mittels der Assimilation von Satellitendaten in das Aerosolvorhersagesystem gleichzeitig somit auch erweiterte Informationen über den Aerosoltyp in das Prognosesystem einfließen werden. Die Berücksichtigung der unterschiedlichen spektralen Abhängigkeiten, wie sie auf Grund der Größenverteilung und der optisch wirksamen Eigenschaften der Partikel gegeben sind, würde somit ebenfalls für eine Erhöhung der Genauigkeit der Strahlungsvorhersagen sorgen, da die in Kapitel 5.3 dargestellten typischen Fehleinschätzungen, verursacht durch die Annahme eines falschen Aerosoltyps, deutlich reduziert werden könnten.

Literaturverzeichnis

- [1] ACKERMANN, I.J., Hass, H., Memmesheimer, M. et al. (1998): *Modal Aerosol Dynamics Model for Europe: Development and First Applications*. In: Atmospheric Environment, 32, 17, 2981-2999.
- [2] ACKERMANN, I.J. (1997): *MADE: Entwicklung und Anwendung eines Aerosol-Dynamikmodells für dreidimensionale Chemie-Transport-Simulationen in der Troposphäre*. In: Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Heft 115.
- [3] D'ALMEIDA, G. (1986): *A Model for Saharan Dust Transport*. In: Journal of Climate and Applied Meteorology, 25, 903-916.
- [4] ANDERSON, T.L., Charlson, R.J., Winker, D.M. et al. (2003): *Mesoscale Variations of Tropospheric Aerosols*. In: Journal of the Atmospheric Sciences, 60, 119-136.
- [5] APPA - ASOCIACIÓN DE PRODUCTORES DE ENERGÍAS RENOVABLES (2004): *The new payment mechanisms of RES-E in Spain*. Introductory Report. <http://www.wind-works.org/FeedLaws/Spain/SpanishList.html>, Version vom 16.10.2007.
- [6] ASTM - AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS (2007): *Terrestrial Reference Spectra for Photovoltaic Performance Evaluation*. Standard Tables for Reference Solar Spectral Irradiances: Direct Normal and Hemispherical on 37° Tilted Surface. <http://rredc.nrel.gov/solar/spectra/am1.5>, Version vom 13.11.2007.
- [7] BAUR, F. (1963): *Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage*. Frankfurt: Akademische Verlagsgesellschaft.
- [8] BERGMANN, L., Schäfer, C. & Raith, W. (1997): *Lehrbuch der Experimentalphysik*. Band 7: Erde und Planeten. Berlin: Walter de Gruyter.
- [9] BHARTIA, P.W. (2004): *Algorithm Theoretical Basis Document*. Version 8 TOMS Total Ozone Algorithm. Nasa Goddard Space Flight Center, Maryland, USA.
- [10] BINKOWSKI, F.S., Shankar, U. (1995): *The Regional Particulate Matter Model 1. Model Description and Preliminary Results*. In: Journal of Geophysical Research, 100, D12, 26191-26209.
- [11] BISSOLI, P., Dittmann, E. (2002): *Objektive Wetterlagenklassen*. In: Klimastatusbericht des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach.
- [12] BMU - BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (2007): *Entwurf eines Gesetzes zur Neuregelung des Rechts der Erneuerbaren Energien*

- im Strombereich. Stand 09.10.2007. BMU, Referat KI III 4. http://www.erneuerbare-energien.de/files/pdfs/allgemein/application/pdf/eeg_2009_gesetzestext_071009.pdf, Version vom 30.11.2007.
- [13] BMU - BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (2007): *Entwicklung der Erneuerbaren Energien in Deutschland im Jahr 2006*. Grafiken und Tabellen. BMU, Referat KI III 1. http://www.erneuerbare-energien.de/files/pdfs/allgemein/application/pdf/ee_zahlen_2006_dt_pdf.pdf, Version vom 27.11.2007.
- [14] BMU - BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (2006): *Umweltpolitik. Erneuerbare Energien in Zahlen - nationale und internationale Entwicklung*. Broschüre. Stand Mai 2006.
- [15] BRAMSTEDT, K., Gleason, J., Loyola, D. et al. (2002): *Comparison of Total Ozone from the Satellite Instruments GOME and TOMS with Measurements from the Dobson Network 1996–2000*. In: Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 2, 1131-1157.
- [16] BREITKREUZ, H., Schroedter-Homscheidt, M., Holzer-Popp, T. et al. (2007): *A Case Study to Prepare for the Utilization of Aerosol Forecasts in Solar Energy Industries*. In: Solar Energy, 81, 11, 1377-1385.
- [17] BREITKREUZ, H. (2005): *Der Einfluss atmosphärischer Partikel auf das solare Strahlungsangebot in Europa - Einsatz von Aerosolprognosen für energiewirtschaftliche Anwendungen*. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg.
- [18] CANO, D., Monget, J.M., Albuissou, M. et al. (1986): *A Method for the Determination of the Global Solar Radiation from Meteorological Satellite Data*. In: Solar Energy, 37, 31-39.
- [19] CHIN, M., Ginoux, P., Kinne, S. et al. (2002): *Tropospheric Aerosol Optical Thickness from the GOCART Model and Comparisons with Satellite and Sun Photometer Measurements*. In: Journal of the Atmospheric Sciences, 59, 461-483.
- [20] COESA - UNITED STATES COMMITTEE ON EXTENSION TO THE STANDARD ATMOSPHERE (1976): *U.S. Standard Atmosphere 1976*. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, United States Air Force, Washington D.C. http://modelweb.gsfc.nasa.gov/atmos/us_standard.html, Version vom 30.10.2007.
- [21] DAHLBACK, A., Stamnes, K. (1991): *A New Spherical Model for Computing the Radiation Field Available for Photolysis and Heating at Twilight*. In: Planetary and Space Sciences, 39, 5, 671-683.
- [22] DGS - DEUTSCHE GESELLSCHAFT FÜR SONNENENERGIE E.V. (2003): *Leitfaden „Photovoltaische Anlagen“*. Leitfaden für Elektriker, Dachdecker, Fachplaner, Architekten und Bauherren. 2. Auflage. Frankfurt: VWEW-Verlag.
- [23] DITTMANN, E., Hechler, P., Bissoli, P. (Hrsg.) (2003): *Annual Bulletin on the Climate in WMO Region VI - Europe and Middle East*. Deutscher Wetterdienst (DWD).

- [24] DPG - DEUTSCHE PHYSIKALISCHE GESELLSCHAFT E.V. (2005): *Klimaschutz und Energieversorgung in Deutschland 1990 - 2020*. Eine Studie der Deutschen Physikalischen Gesellschaft e. V. <http://www.dpg-physik.de/gliederung/ak/ake/studien/energiestudie.pdf>, Version vom 26.11.2007
- [25] DREWS, A., Keizer, A.C. de, Beyer, H.G. et al. (2007): *Monitoring and Remote Failure Detection of Grid-Connected PV Systems Based on Satellite Observations*. In: *Solar Energy*, 81, 548–564.
- [26] DUBOVIK, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T. et al. (2006): *Application of Spheroid Models to Account for Aerosol Particle Nonsphericity in Remote Sensing of Desert Dust*. In: *Journal of Geophysical Research*, 111, D11208.
- [27] DUBOVIK, O., Holben, B., Eck, T. et al. (2002): *Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations*. In: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 590-608.
- [28] DUBOVIK, O., Smirnov, A., Holben, B.N. et al. (2000): *Accuracy Assessment of Aerosol Optical Properties Retrieved From Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and Sky Radiance Measurements*. In: *Journal of Geophysical Research*, 105, D8, 9791-9806.
- [29] DUDHIA, J. (2000): *PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3*. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA.
- [30] DUMORTIER, D. (1998): *The Satellight Model of Turbidity Variations in Europe*. Technical Report, 6. Satellight Meeting, Freiburg.
- [31] DUMORTIER, D. (1995): *Modelling Global and Diffuse Horizontal Irradiances under Cloudless Skies with Different Turbidities*. Technical report for the Daylight II project, JOU2-CT92-0144. Nicht eingesehen.
- [32] ECMWF - EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECASTS (2004): *IFS Documentation CY28r1*. IV. Physical Processes, 2.5 Input to the radiation scheme. http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY28r1/pdf_files/Physics.pdf, Version vom 16.10.2007.
- [33] EHF & ECOLE DE MINES/ARMINES (2001): *Compilation of Data Requirements*. Deliverable D2, Heliosat3 Projekt, Contract NNE5-2000-00413, 5. EU-Rahmenprogramm.
- [34] FEICHTER, J., Lohmann, U. (2004): *Aerosole und Klima*. In: *promet*, 30, 3, 122-133.
- [35] FORSTER, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P. et al. (2007): *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing*. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M. et al. (Hrsg.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA.
- [36] GERSTENGABE, F.-W., Werner, P.C., Rüge, U. (1999): *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881 - 1998)*. Nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung und Deutscher Wetterdienst. 5., verbesserte und ergänzte Auflage.

- [37] GESETZ FÜR DEN VORRANG ERNEUERBARER ENERGIEN VOM 21. JULI 2004 (2004): In: Bundesgesetzblatt I, 1918. Zuletzt geändert durch Artikel 1 des Gesetzes vom 7. November 2006. In: Bundesgesetzblatt I, 2550.
- [38] GIRODO, M. (2006): *Solarstrahlungsvorhersage auf der Basis numerischer Wettermodelle*. Dissertation, Universität Oldenburg.
- [39] GLAHN, H., Lowry, D. (1972): *The Use of Model Output Statistics (MOS) in Objective Weather Forecasting*. In: Journal of Applied Meteorology, 11, 1203-1211.
- [40] GRELL, G.A., Dudhia, J., Stauffer, D.R. (1995): *A description of the Fifth Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*. NCAR TN-398+STR, Technical Note, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA.
- [41] GUEYMARD, C.A. (2005): *Importance of Atmospheric Turbidity and Associated Uncertainties in Solar Radiation and Luminous Efficacy Modelling*. In: Solar Energy 30, 9, 1603-1621.
- [42] GUEYMARD, C.A. (2003): *Direct Solar Transmittance and Irradiance Predictions with Broadband Models*. Part II: Validation with High-quality Measurements. In: Solar Energy, 74, 5, 381-395.
- [43] HÄCKEL, H. (1999): *Meteorologie*. 4. Auflage. Stuttgart: UTB für Wissenschaft.
- [44] HAMMER, A., Lorenz, E., Petrak, S. (2007): *Fernerkundung der Solarstrahlung für Anwendungen in der Energietechnik*. In: Langfassungen der Deutsch-Österreichisch-Schweizerischen Meteorologentagung, DACH2007-A-00357, Hamburg.
- [45] HAMMER, A. (2000): *Anwendungsspezifische Solarstrahlungsinformationen aus Meteosat-Daten*. Dissertation, Universität Oldenburg.
- [46] HEILSCHER, G., Schneider, M., Bofinger, S. (2006): *Role and Needs of Energy Service Providers with Focus on Solar Energy Applications*. In: Dunlop, E., Wald, L., Suri, M. (Hrsg.): Solar Energy Resource Management for Electricity Generation from Local Level to Global Scale. New York: Nova Science Publishers.
- [47] HEINEMANN, D., Lorenz, E., Girodo, M. (2006): *Forecasting of Solar Radiation*. In: Dunlop, E., Wald, L., Suri, M. (Hrsg.): Solar Energy Resource Management for Electricity Generation from Local Level to Global Scale. New York: Nova Science Publishers.
- [48] HEINEMANN, D. (2004): *Forecasting of Solar Radiation*. In: Proceedings of the International Workshop on Solar Resource from the Local Level to Global Scale in Support of the Resource Management of Renewable Electricity Generation. Institute for Environment and Sustainability, Joint Research Center, Ispra, Italien.
- [49] HENZING, J.S., Knap, W.H., Stammes, P. et al. (2004): *Effect of Aerosols on the Downward Shortwave Irradiances at the Surface*. Measurements Versus Calculations with MODTRAN 4.1. In: Journal of Geophysical Research, 109, D14204.
- [50] HESS, M., Koepke, P., Schult, I. (1998): *Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC*. In: Bulletin of the American Meteorological Society, 79, 5, 831-844.

- [51] HODZIC, A., Vautard, R., Chepfer, H. et al. (2006): *Evolution of Aerosol Optical Thickness over Europe during the August 2003 Heat Wave as Seen from CHIMERE Model Simulations and POLDER Data*. In: Atmospheric Chemistry and Physics, 6, 1853-1864.
- [52] HOLBEN, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I. et al. (1998): *AERONET - A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization*. In: Remote Sensing of Environment, 66, 1-16.
- [53] HOLZER-POPP, T., Schroedter-Homscheidt, M., Breitkreuz, H. et al. (2008): *Synergetic Aerosol Retrieval from SCIAMACHY and AATSR onboard ENVISAT*. In: Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 8, 2903-2951.
- [54] HOLZER-POPP, T., Bittner, M., Borg, E. et al. (2001): *Das automatische Atmosphärenkorrekturverfahren "DurchBlick"*. In: Blaschke, T. (Hrsg.): Fernerkundung und GIS: neue Sensoren - innovative Methoden. Heidelberg: Wichmann.
- [55] HU, Y.X., Stamnes, K. (1993): *An Accurate Parameterization of the Radiative Properties of Water Clouds Suitable for Use in Climate Models*. In: Journal of Climate, 6, 728-742.
- [56] INEICHEN, P. (2006): *Comparison of Eight Clear Sky Broadband Models Against 16 Independent Data Banks*. In: Solar Energy, 80, 4, 468-478.
- [57] ISE - FRAUNHOFER INSTITUT FÜR SOLARE ENERGIESYSTEME (2007): *Solarzellen*. www.ise.fhg.de/veroeffentlichungen/broschuren-und-produktinformationen/solarzellen/prospekt-solarzellen/at_download/file, Version vom 23.11.2007.
- [58] JACOVIDES, C.P., Steven, M.D., Asimakopoulos, D.N. et al. (2000): *Spectral Solar Irradiance and Some Optical Properties for Various Polluted Atmospheres*. In: Solar Energy, 69, 3, 215-227.
- [59] JAENICKE, R. (1993): *Tropospheric Aerosols*. In: Hobbs, P. (Hrsg.): Aerosol-cloud-climate Interactions. San Diego: Academic Press.
- [60] JENSENIUS, J., Cotton, G.F. (1981): *The Development and Testing of Automated Solar Energy Forecasts Based on the Model Output Statistics (MOS) Technique*. In: First Workshop on Terrestrial Solar Resource Forecasting and on the Use of Satellites for Terrestrial Solar Resource Assessment, American Solar Energy Society, Newark.
- [61] KATO, S., Ackermann, T.P., Mather, J.H. et al. (1999): *The K-Distribution Method and Correlated-K Approximation for a Shortwave Radiative Transfer Model*. In: Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 62, 109-121.
- [62] KINNE, S., Schulz, M., Textor, C. et al. (2005): *An AeroCom Initial Assessment - Optical Properties in Aerosol Component Modules of Global Models*. In: Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 5, 8285-8330.
- [63] KLEMP, J. (Hrsg.) (2006): *Research Community Priorities for WRF-System Development*. WRF Research Applications Board. <http://wrf-model.org/development/wrab/docs/RAB-plan-draft-rev2.pdf>, Version vom 30.12.2007.
- [64] KYLLING, A., Stamnes, K., Tsay, S.-C. (1995): *A Reliable and Efficient Two-Stream Algorithm for Spherical Radiative Transfer: Documentation of Accuracy in Realistic Layered Media*. In: Journal of Atmospheric Chemistry, 21, 115-150.

- [65] LANGE, M., Waldl, P. (2001): *Assessing the Uncertainty of Wind Power Predictions with Regard to Specific Weather Situations*. In: Proceedings of the European Wind Energy Conference and Exhibition, Kopenhagen, Dänemark.
- [66] LATHA, K.M., Badarinath, K.V.S. (2005): *Spectral Solar Attenuation due to Aerosol Loading over an Urban Area in India*. In: Atmospheric Research, 75, 4, 257-266.
- [67] LEBERT, M., Schuster, M., Häder, D.-P. (2002): *The European Light Dosimeter Network: Four Years of Measurements*. In: Journal of Photochemistry and Photobiology B, 66, 1, 81-87.
- [68] LOS, S.O., Collatz, G.J., Sellers, P.J. et al. (2000): *A Global 9-year Biophysical Land Surface Dataset from NOAA AVHRR Data*. In: Journal of Hydrometeorology, 1, 183-199.
- [69] LORENZ, E. (2004): *Methoden zur Beschreibung der Wolkenentwicklung in Satellitenbildern und ihre Anwendung zur Solarstrahlungsvorhersage*. Dissertation, Universität Oldenburg.
- [70] MAYER, B., Kylling, A., Hamann, U. (2006): *libRadtran*. Library for radiative transfer calculations. Edition 1.0 for libRadtran version 1.2.
- [71] 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 Discussions, 5, 1319-1381.
- [72] MELONI, D., di Saraa, A., Biavati, G. et al. (2007): *Seasonal Behavior of Saharan Dust Events at the Mediterranean Island of Lampedusa in the Period 1999–2005*. In: Atmospheric Environment, 41, 3041-3056.
- [73] MEMMESHEIMER, M., Friese, E., Jakobs, H. et al. (2004): *Anwendungsmöglichkeiten von 3-D-Transport-Modellen für die PM_x-Quellenidentifizierung*. Förderverein des Rheinischen Instituts für Umweltforschung an der Universität zu Köln e. V. Beschreibung auf <http://www.eurad.uni-koeln.de>, Version vom 30.10.2007.
- [74] MEMMESHEIMER, M., Hass, H., Tippke, J. et al. (1995): *Modeling of Episodic Emission Data for Europe with the EURAD Emission Model EEM*. In: Ranzieri, A., Solomon, P. (Hrsg.) (1995): Proceedings of the International Speciality Conference Regional Photochemical Measurement and Modeling Studies, Vol 2, Air and Waste Management Association, San Diego, USA.
- [75] MEYER, R., Lohmann, S., Schillings, C. (2006): *Climate Statistics for Planning and Siting of Solar Energy Systems: Long-Term Variability of Solar Radiation Derived from Satellite Data*. In: Dunlop, E., Wald, L., Suri, M. (Hrsg.): Solar Energy Resource Management for Electricity Generation from Local Level to Global Scale. New York: Nova Science Publishers.
- [76] MEYER, R., Hoyer, C., Lohmann, S. et al. (2006): *Validierung und Optimierung der satellitengestützten Bestimmung solarer Direktstrahlung mit Meteosat*. DLR-Mitteilungen (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.) 2006-01.

- [77] MINISTERIO DE LA PRESIDENCIA (2007): *Real Decreto 661/2007, de 25 de mayo, por el que se regula la actividad de producción de energía eléctrica en régimen especial*. In: Boletín Oficial del Estado (BOE) N. 126, 25. Mai 2007, Madrid, Spanien.
- [78] MISHCHENKO, M., Penner, J., Anderson, D (2002): *Global Aerosol Climatology Project*. In: Journal of the Atmospheric Sciences, 59, 249.
- [79] MÖLLER, F. (1973): *Einführung in die Meteorologie*. Band 2: Physik der Atmosphäre. Mannheim: Bibliographisches Institut.
- [80] MÜLLER, R.W., Dagestadt, K.F., Ineichen, P. et al. (2004): *Rethinking Satellite-Based Solar Irradiance Modelling. The SOLIS Clear-Sky Module*. In: Remote Sensing of Environment, 91, 160-174.
- [81] MYERS, D.R. (2005): *Solar Radiation Modeling and Measurements for Renewable Energy Applications: Data and Model Quality*. In: Solar Energy, 30, 1517-1531.
- [82] NIERADZIK, L., Elbern, H. (2006): *Variational Assimilation of Combined Satellite Retrieved and in Situ Aerosol Data in an Advanced Chemistry Transport Model*. In: Proceedings of the ESA Atmospheric Science Conference, 8.-12. May, 2006, Frascati, Italien.
- [83] OLMO, F.J., Vida, J., Foyo-Moreno, I. et al. (2001): *Performance Reduction of Solar Irradiance Parametric Models Due to Limitations in Required Aerosol Data*. Case of the CPC2 Model. In: Theoretical and Applied Climatology, 69, 253-263.
- [84] PEREZ, R., Moore, K., Wilcox, S. et al. (2007): *Forecasting Solar Radiation - Preliminary Evaluation of an Approach Based upon the National Forecast Database*. In: Solar Energy; 81, 6, 809-812.
- [85] QUASCHNING, V. (2003): *The Sun as an Energy Resource*. Technology Fundamentals. In: Renewable Energy World, 5, 90-93.
- [86] QUASCHNING, V., Geuder, N. (2003): *Konzeptpapier zur Optimierung von Betriebsstrategien für solarthermische Kraftwerke insbesondere unter Berücksichtigung kurzfristiger Einstrahlungsprognosen*. Version 1.0, Plataforma Solar de Almería.
- [87] RAGWITZ, M., Huber, C. (2005): *Feed-In Systems in Germany and Spain and a Comparison*. Gutachten des Fraunhofer Instituts für Systemtechnik und Innovationsforschung.
- [88] RAMANATHAN, V., Ramana, M.V., Roberts, G. et al. (2007): *Warming Trends in Asia Amplified by Brown Cloud Solar Absorption*. In: Nature, 448, 575-578.
- [89] RIEMER, N. (2002): *Numerische Simulationen zur Wirkung des Aerosols auf die troposphärische Chemie und die Sichtweite*. Dissertation, Universität Karlsruhe.
- [90] RIGOLLIER, C., Lefèfre, M., Wald, L. (2004): *The Method Heliosat-2 for Deriving Short-wave Solar Radiation From Satellite Images*. In: Solar Energy, 77, 159-169.
- [91] ROTHMAN, L.S., Barbeb, A., Benner, D.C. et al. (2003): *The HITRAN Molecular Spectroscopic Database: Edition of 2000 Including Updates Through 2001*. In: Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 82, 5-44.

- [92] SCHAAF, C.B., Gao, F., Strahler, A.H. et al. (2002): *First Operational BRDF, Albedo Nadir Reflectance Products from MODIS*. In: Remote Sensing of Environment, 83, 135-148.
- [93] SCHELL, B. (2000): *Die Behandlung sekundärer organischer Aerosole in einem komplexen Chemie-Transport-Modell*. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln. Heft 135.
- [94] SCHMETZ, J., Pili, P., Tjemkes, S. et al. (2002): An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). In: Bulletin of the American Meteorological Society, 83, 7, 977-992.
- [95] SCHMIDT, G. A., Ruedy, R., Hansen, J. E. et al. (2006): *Present-day Atmospheric Simulations Using GISS ModelE: Comparison to In Situ, Satellite, and Reanalysis Data*. In: Journal of Climate, 19, 153-192.
- [96] SCHROEDTER-HOMSCHEIDT, M., Bofinger, S., Breitzkreuz, H. et al. (2006): *Usage of Earth Observation for Solar Energy Market Development - Lessons Learnt*. In: Campbell-Howe, R. (Hrsg.): ASME 35th ASES Annual Conference, Denver, USA.
- [97] SEINFELD, J.H., Pandis, S.N. (1998): *Atmospheric Chemistry and Physics*. From Air Pollution to Climate Change. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- [98] SHETTLE, E.P. (1989): *Models of Aerosols, Clouds and Precipitation for Atmospheric Propagation Studies*. In: AGARD Conference Proceedings No. 454, "Atmospheric Propagation in the UV, Visible, IR and MM-Region and Related System Aspects", Paris.
- [99] SKARTVEIT, A., Olseth, A., Tuft, M.E. (1998): *An Hourly Diffuse Fraction Model with Correction for Variability and Surface Albedo*. In: Solar Energy, 63, 173-183.
- [100] SKARTVEIT, A., Olseth, A. (1987): *A model for the Diffuse Fraction of Hourly Global Radiation*. In: Solar Energy, 38, 271-274.
- [101] SMIRNOV, A., Holben, B., Eck, T. et al. (2000): *Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database*. In: Remote Sensing of Environment, 73, 337-349.
- [102] SOLAR MILLENNIUM AG (2007): *Andasol*. Projektentwicklung der weltgrößten solarthermischen Kraftwerke in Andalusien (Spanien). <http://www.solarmillennium.de/upload/Download/Technologie/Andasol1-3deutsch.pdf>, Version vom 19.12.2007.
- [103] STAMNES, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W. et al. (1988): *Numerically Stable Algorithm for Discrete-Ordinate-Method Radiative Transfer in Multiple Scattering and Emitting Layered Media*. In: Applied Optics, 27, 2502.
- [104] STROEVE, J., Box, J.E., Gao, F. et al. (2005): *Accuracy Assessment of the MODIS 16-day Albedo Product for Snow: Comparisons With Greenland In Situ Measurements*. In: Remote Sensing of Environment, 94, 46-60.
- [105] TEGEN, I., Hollrig, P., Chin, M. et al. (1997): *Contribution of Different Aerosol Species to the Global Aerosol Extinction Optical Thickness: Estimates from Model Results*. In: Journal of Geophysical Research, 102, 23895-23915.

- [106] UNEP & C4 (2002): *The Asian Brown Cloud: Climate and Other Environmental Impacts*. United Nations Environment Programme und Center for Clouds, Chemistry and Climate, Nairobi.
- [107] VERMOTE, E.F., Vermeulen, A. (1999): *MODIS Algorithm Technical Background Document*. Atmospheric Correction Algorithm: Spectral Reflectances (MOD09). Version 4.0. NASA contract NAS5-96062. University of Maryland, USA.
- [108] WAGNER, U. (Hrsg.) (1999): *Nutzung regenerativer Energien*. Vorlesungsmanuskript, IFE Schriftenreihe Heft 1, 9. überarbeitete Auflage. Lehrstuhl für Energiewirtschaft und Anwendungstechnik der Technischen Universität München.
- [109] WALLACE, J.M. (1977): *Atmospheric Science*. An Introductory Survey. New York: Academic Press.
- [110] WANG, J., Anderson, G.P. (1996): *Validation of FASCOD3 and MODTRAN3: Comparison of Model Calculations with Interferometer Observations from SPECTRE and ITRA*. In: Applied Optics, 35, 6028-6040.
- [111] WANG, K., Liu, J., Zhou, X. et al. (2004): *Validation of the MODIS Global Land Surface Albedo Product Using Ground Measurements in a Semidesert Region on the Tibetan Plateau*. In: Journal of Geophysical Research, 109, D05107.
- [112] WITTMANN, M., Breitzkreuz, H., Schroedter-Homscheidt, M. et al. (2008): *Case-Studies on the Use of Solar Irradiance Forecasts for Optimized Operation Strategies of Solar Thermal Power Plants*. In: IEEE Journal of Special Topics in Earth Observations and Remote Sensing. Special Issue „GEOSS: Benefits of Earth Observations for Renewable Energies“. Akzeptiert.
- [113] ZAMORA, R.J., Solomon, S., Dutton, E.G. et al. (2003): *Comparing MM5 Radiative Fluxes with Observations Gathered During the 1995 and 1999 Nashville Southern Oxidant Studies*. In: Journal of Geophysical Research, 108, D2, 4050.
- [114] ZEHNER, M., Schroedter-Homscheidt, M., Becker, G. et al. (2007): *The Identification of Snow Through the Analysis of Satellite Data and its Impact on the Operation of Grid Connected PV Systems*. Poster, 22. European Photovoltaic Solar Energy Conference and Exhibition, 3.-7. September 2007, Mailand, Italien.
- [115] ZELENKA, A., Perez, R., Seals, R. (1999): *Effective Accuracy of Satellite-derived Hourly Irradiances*. In: Theoretical and Applied Climatology, 62, 199-207.

Abbildungsnachweis Internetquellen

- [116] AERONET: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>. Aerosol Robotic Network, Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration.
- [117] BAUNETZ: <http://www.baunetz.de>. Planung für Architekten, Energie-effiziente Gebäude, Seminar Erneuerbare Energien.
- [118] BUCHER: <http://www.martin-bucher.de>. Martin Bucher Projektentwicklungen.
- [119] DLR: <http://www.dlr.de>. Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.
- [120] EURAD: <http://www.eurad.uni-koeln.de>. Rheinisches Institut für Umweltforschung an der Universität zu Köln.
- [121] MPI: <http://www.mpch-mainz.mpg.de/%7Enamip/index.html>. Images of Aerosol Particles Collected over the Mediterranean Sea. Max-Planck-Institut für Chemie, Abteilung Biogeochemie und Namip Group.
- [122] NASA-EOSWEB: <http://eosweb.larc.nasa.gov/EDDOCS>. Atmospheric Science Data Center, Langley Research Center, National Aeronautics and Space Administration.

Anhang

Verwendete Fehlermaße

Im Verlauf dieser Arbeit werden immer wieder die Genauigkeiten von verschiedenen modellierten Parametern mit Bodenmessungen, Satellitenmessungen und anderen Vorhersagequellen verglichen. Daher sollen an dieser Stelle die verwendeten Fehlermaße definiert werden, die für die gesamte Arbeit gelten.

Absoluter Bias

Der mittlere absolute Fehler oder absolute Bias abs_bias einer Anzahl von n Wertepaaren zweier Datensätze ist definiert durch

$$abs_bias = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (x_{Modell} - x_{Messung}) \quad (A.1)$$

Relativer Bias

Der mittlere relative Fehler oder relative Bias rel_bias einer Anzahl von n Wertepaaren zweier Datensätze entspricht dem absoluten Bias abs_bias , normiert auf den Mittelwert des validierenden Datensatzes $\bar{x}_{Messung}$

$$rel_bias = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (x_{Modell} - x_{Messung}) * \frac{100\%}{\bar{x}_{Messung}} \quad (A.2)$$

Alternativ wäre es auch möglich, den relativen Fehler jeder Einzelvorhersage zu bestimmen und dann zum Schluss über alle betrachteten Fälle zu mitteln. Aus Gründen der Vergleichbarkeit zu anderen Studien, die im Rahmen des Virtuellen Instituts für Energiemeteorologie (vIEM) durchgeführt wurden (siehe z.B. GIRODO (2006) [38] oder HEINEMANN et al. (2006) [47]) ist hier jedoch die einmalige Normierung an denjenigem Mittelwert gewählt worden, der sich für die Gesamtheit aller betrachteten Situationen ergibt.

Absoluter RMSE

Die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers, der absolute RMSE (Root Mean Square Error) abs_rmse , ein Maß für die Streuung der Werte von zwei Datensätzen, ist für eine Anzahl von n Wertepaaren definiert durch

$$abs_rmse = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (x_{Modell} - x_{Messung})^2} \quad (A.3)$$

Der RMSE ist mit dem Bias durch folgende Relation verknüpft

$$rmse = \sqrt{bias^2 + \sigma^2} \quad (\text{A.4})$$

wobei σ die Standardabweichung der Verteilung darstellt.

Relativer RMSE

Der absolute RMSE abs_rmse kann wiederum auf den mittleren Erwartungswert des validierenden Datensatzes $\bar{x}_{Messung}$ normiert werden, wodurch sich der relative RMSE rel_rmse ergibt:

$$rel_rmse = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (x_{Modell} - x_{Messung})^2} * \frac{100\%}{\bar{x}_{Messung}} \quad (\text{A.5})$$

libRadtran - Grundkonfiguration

Für die durchgeführten Strahlungsberechnungen wird libRadtran Version 1.2 genutzt. Bei jeder der durchzuführenden Kalkulationen wird in allen Fällen nacheinander eine Datei geschrieben, die den Strahlungskalkulationsroutinen als Eingabedatei dient (Abbildung A.1). Zusätzlich wird zuvor für die Berücksichtigung der Bodenalbedo und der Wolkeninformationen jeweils eine kurze Textdatei erzeugt, deren Pfad ebenfalls in die libRadtran-Eingangsdatei geschrieben wird.

Einträge, die dem Symbol $\#$ in jeder Zeile folgen, dienen als erläuternder Kommentar. Mit „XXX“ gekennzeichnete Ausdrücke bedeuten, dass mit jedem Durchlauf der Routine an diese Stellen die Werte der zugehörigen Eingangsparameter gesetzt werden.

Als variable Parameter gehen in dem gezeigten Beispiel die Wolkenbedeckung ein, der Tag des Jahres, der Sonnenzenitwinkel, der Höhe über NN, die Angabe des Ozon- und des Gesamtwasserdampfgehaltes, die AOT_{550} sowie die Ängströmkoeffizienten α und β . In separaten Dateien sind schließlich Angaben zu Wolken und zur Bodenreflektivität vorhanden. Dabei enthält die Wolkendatei eine Höhenangabe der oberen und unteren Kante der Wolke und den Flüssigwassergehalt, wie sie das EURAD-System vorhersagt, sowie den mittleren effektiven Radius der Tröpfchen. In der Albedodatei sind für zehn Wellenlängen die vom MODIS-Instrument abgeleiteten Bodenreflektivitäten enthalten.

```

data_files_path  ~/libRadtran-1.2/data
atmosphere_file  ~/libRadtran-1.2/data/atmmod/afglus_80km.dat
solar_file       ~/libRadtran-1.2/data/solar_flux/atlas_plus_modtran
day_of_year      XXX           # correct for earth-sun distance
wc_file          ./cloudfile.dat # cloud data file
wc_cloudcover    XX.XXX       # [%]
sza              XX.XXX       # solar zenith angle [deg]
altitude         X.XXX        # terrain height [km]
rte_solver       XXXXX        # radiative transfer equation solver: sdisort or disort
wvn              300.00 3000.00 # wavelengths considered [nm]
correlated_k     kato2        # integrated shortwave irradiance
ozone_column     XXX          # ozone column [DU]
albedo_file      ./albedofile.dat # surface albedo file
h2o_precip      XX.XXX       # total water vapor content [mm]
aerosol_set_tau550 X.XXX     # AOT at 550 nm
angstrom         X.XXX X.XXX  # Ångström coefficients alpha and beta

```

Abbildung A.1: Beispiel für eine libRadtran-Eingangsdatei

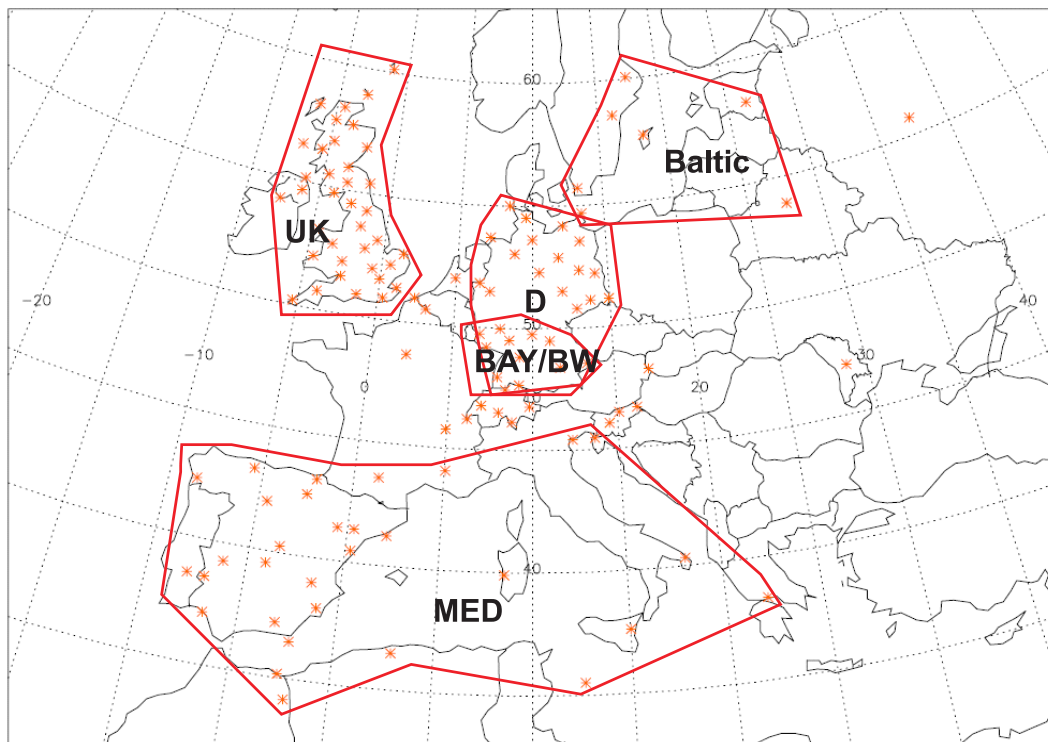


Abbildung A.2: Karte der europäischen Großregionen, wie sie zur Evaluierung der Strahlungsvorhersagen verwendet werden

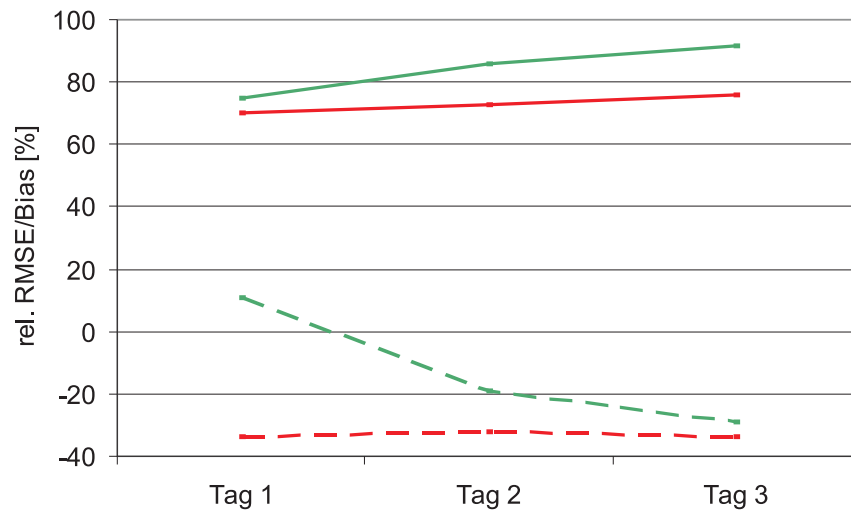


Abbildung A.3: Relativer RMSE (durchgezogen) und relativer Bias (gestrichelt) der Direktstrahlung nach Prognoselänge, alle Wolkensituationen: ECMWF (rot), AFSOL (grün)

<i>Name</i>	<i>Breite [°N]</i>	<i>Länge [°E/W]</i>	<i>mittl. AOT₅₅₀</i>	<i>Sigma AOT₅₅₀</i>	<i>Anzahl Mes- sungen</i>
Kreta	35,33	25,28	0,19	0,09	4225
Lampedusa	35,52	12,63	0,25	0,16	3922
Blida	36,51	2,88	0,10	0,04	139
El Arenosillo	37,11	-6,73	0,16	0,11	3752
Ätna	37,61	15,01	0,27	0,20	2401
Evora	38,57	-7,91	0,14	0,12	4028
Oristano	39,91	8,50	0,26	0,22	3104
Lecce	40,33	18,1	0,21	0,13	3840
Rom	41,84	12,64	0,23	0,14	4540
Palencia	41,99	-4,51	0,14	0,09	2046
Toulouse	43,58	1,37	0,17	0,11	2595
Avignon	43,93	4,88	0,18	0,10	4145
Venedig Adria	45,31	12,50	0,19	0,14	4857
Venedig	45,44	12,33	0,22	0,15	3927
Ispra	45,80	8,63	0,22	0,16	3182
Kishinev	47,00	28,81	0,10	0,04	152
Lägeren	47,48	8,35	0,14	0,08	904
München	48,21	11,25	0,18	0,11	581
Fontainebleau	48,41	2,68	0,20	0,13	1918
Palaiseau	48,70	2,21	0,23	0,13	1877
Lille	50,61	3,14	0,19	0,14	1738
Dunkerque	51,04	2,37	0,18	0,14	1805
Oostende	51,23	2,93	0,21	0,14	1542
Leipzig	51,35	12,43	0,20	0,12	821
Den Haag	52,11	4,33	0,10	0,02	9
Minsk	53,00	27,50	0,13	0,07	1269
Mace Head	53,33	-9,90	0,13	0,02	10
Hamburg	53,57	9,97	0,16	0,11	1846
Helgoland	54,18	7,89	0,14	0,10	391
Moskau	55,70	37,51	0,19	0,11	1155
Gotland	57,92	18,95	0,12	0,07	1733
Toravere	58,26	26,46	0,14	0,08	590

Tabelle A.1: Übersicht der AERONET-Validierungsstationen nach aufsteigender geographischer Breite sortiert, mit Angaben zur mittleren AOT₅₅₀ und zur Standardabweichung sowie der Anzahl der vorliegenden Messungen

<i>Name</i>	<i>Breite [°N]</i>	<i>Länge [°E/W]</i>	<i>Höhe [m]</i>	<i># Glob</i>	<i># Diff</i>	<i>Quelle</i>
Lerwick	60,13	-1,18	84	2175	2137	BSRN
Norunda	60,08	17,48	45	1465	—	CEOP
Kirkwall	58,95	-2,90		2167	—	UKMO
Norrkoeping	58,58	16,15	43	2148	2146	SMHI
Altnaharra	58,29	-4,44		1962	—	UKMO
Toravere	58,27	26,47	70	2184	2215	BSRN
Stornoway	58,21	-6,33		2062	—	UKMO
L. Glascarnoch	57,73	-4,90		2002	—	UKMO
Visby	57,67	18,35	5	2140	2144	SMHI
Kinloss	57,65	-3,56		2178	—	UKMO
Tulloch	56,87	-4,71		2092	—	UKMO
Inverbervie	56,85	-2,26		2089	—	UKMO
Tiree	56,50	-6,89		2167	—	UKMO
Dunstaffnage	56,45	-5,44		1714	—	UKMO
Edinburgh	55,93	-3,34		2119	—	UKMO
Lund	55,72	13,22	73	2113	2113	SMHI
Moskau	55,70	37,51	192	61	—	AERONET
Prestwick	55,52	-4,59		2133	—	UKMO
Boulmer	55,42	-1,60		2050	—	UKMO
Eskdalemuir	55,31	-3,21		2128	376	UKMO
Ballypatrick	55,18	-6,15		2056	—	UKMO
List	55,02	8,42	33	2046	1750	DWD
Dundrennan	54,80	-4,01		1592	—	UKMO
Arkona	54,68	13,43	42	2446	2353	DWD
Aldergrove	54,66	-6,22		2092	—	UKMO
Schleswig	54,53	9,55	59	2398	578	DWD
Shap	54,50	-2,68		2101	—	UKMO
Leeming	54,30	-1,53		2172	—	UKMO
Rostock	54,18	12,08	4	2371	2333	DWD
Derrylin	54,15	-7,57		2132	—	UKMO
Minsk	53,92	27,60	200	55	—	AERONET
Norderney	53,72	7,15	29	2399	2388	DWD
Kirklees	53,64	-1,78		2161	—	UKMO
Hamburg	53,63	9,98	14	2391	2410	DWD
Neubrandenburg	53,55	13,20	83	516	481	DWD
Valley	53,25	-4,54		2131	—	UKMO
Waddington	53,18	-0,52		2117	—	UKMO
Bremen	53,05	8,80	24	2398	306	DWD
Seehausen	52,90	11,73	21	2321	306	DWD
Shepshed	52,78	-1,28		2148	—	UKMO
Lake Vyrnwy	52,76	-3,46		2059	—	UKMO
Coltishall	52,76	1,36		2111	—	UKMO
Potsdam	52,37	13,08	107	2356	2277	DWD
Braunschweig	52,30	10,45	83	2397	2372	DWD
Brooms Barn	52,26	0,57		2094	2083	UKMO
Lindenberg	52,22	14,12	122	2483	2343	DWD
Aberporth	52,14	-4,57		2068	—	UKMO
Preston	52,12	-2,64		2137	—	UKMO
Woburn	52,01	-0,59		2179	—	UKMO
Cabauw	51,97	4,93	-0,69	1824	—	CEOP
Bocholt	51,83	6,53	25	2379	2291	DWD
Enfield	51,63	-0,04		2160	—	UKMO

<i>Name</i>	<i>Breite [°N]</i>	<i>Länge [°E/W]</i>	<i>Höhe [m]</i>	<i># Glob</i>	<i># Diff</i>	<i>Quelle</i>
Filton	51,52	-2,58		2144	—	UKMO
Halle	51,52	11,95	98	1950	1787	DWD
Bochum	51,50	7,22	187	2401	2386	DWD
Herne Bay	51,36	1,14		2125	—	UKMO
Görlitz	51,17	14,95	237	2480	2369	DWD
Dresden	51,13	13,75	230	2468	2400	DWD
Dunkerque	51,04	2,37	0	124	—	AERONET
Southampton	50,89	-1,39		2166	—	UKMO
Herstmonceux	50,89	0,32		2131	—	UKMO
Chemnitz	50,80	12,87	418	2452	2374	DWD
North Wyke	50,77	-3,90		2149	—	UKMO
Lille	50,61	3,14	60	137	—	AERONET
Cambourne	50,22	-5,32	88	2090	2055	BSRN
Geisenheim	49,98	7,95	131	2411	1348	DWD
Würzburg	49,77	9,97	275	2380	2385	DWD
Trier	49,75	6,67	278	2389	2377	DWD
Mannheim	49,52	8,55	106	2383	2366	DWD
Nürnberg	49,50	11,08	312	2362	306	DWD
Saarbrücken	49,22	7,12	325	1926	306	DWD
Stuttgart	48,83	9,20	318	2410	2402	DWD
Palaiseau	48,70	2,21	156	100	—	AERONET
Fürstenzell	48,55	13,35	476	2447	2364	DWD
Weihenstephan	48,40	11,70	472	2370	2280	DWD
Bratislava	48,17	17,08	195	2068	2057	GAW
Freiburg	48,00	7,85	308	2083	1559	DWD
Konstanz	47,68	9,18	450	2389	306	DWD
Lägeren	47,48	8,35	735	35	—	AERONET
Kishinev	47,00	28,82	205	631	628	GAW
Payerne	46,82	6,95	491	2070	2058	BSRN
Davos	46,80	9,82	1610	1990	2009	GAW
Murska Sobota	46,65	16,20	188	2071	2065	SAS
Jungfrauoch	46,55	7,97	3582	1923	—	GAW
Slovenj Gradec	46,49	15,12	455	2071	—	SAS
Genf	46,25	6,13	400	1901	1901	Univ. Genf
Locarno	46,17	8,78	366	2371	1815	GAW
Ljubljana	46,07	14,52	299	2097	2087	SAS
Vaulx-en-Velin	45,78	4,93	170	2033	2033	IDMP
Portoroz	45,48	13,62	2	2072	2071	SAS
Venedig	45,44	12,33	20	315	—	AERONET
Carpentras	44,08	5,06	100	277	—	AERONET
Toulouse	43,58	1,37	150	127	—	AERONET
Oviedo	43,21	-5,52	252	731	—	INM
San Sebastián	43,18	-2,02	516	2090	—	INM
Vitoria	42,53	-2,43	20	1932	—	INM
Corón	42,35	-8,48	192	1949	—	INM
Palencia	41,99	-4,52	750	180	—	AERONET
Zaragoza	41,37	-0,54	250	1961	—	INM
Lleida	41,37	0,35	664	1292	—	INM
Barcelona	41,23	2,12	405	1822	—	INM
Tortosa	40,49	0,29	508	1069	—	INM
Lecce	40,34	18,11	30	178	—	AERONET

<i>Name</i>	<i>Breite [°N]</i>	<i>Länge [°E/W]</i>	<i>Höhe [m]</i>	<i># Glob</i>	<i># Diff</i>	<i>Quelle</i>
Madrid	40,27	-3,43	55	2011	—	INM
Oristano	39,91	8,50	10	122	—	AERONET
Toledo	39,53	-4,03	48	2092	—	INM
Cáceres	39,28	-6,20	20	1939	—	INM
Albacete	39,00	-1,51	674	1825	—	INM
Evora	38,57	-7,91	293	238	—	AERONET
Badajoz	38,53	-7,00	21	1955	—	INM
Athen	38,34	22,14	509	2041	—	NOA
Murcia	38,00	-1,10	336	2006	—	INM
Ätna	37,61	15,02	736	139	—	AERONET
Guadix	37,35	-3,12	1080	2072	2064	SM
El Arenosillo	37,11	-6,73	0	223	—	AERONET
Blida	36,51	2,88	230	7	—	AERONET
Almería	36,50	-2,23	175	1563	—	INM
Lampedusa	35,52	12,63	45	211	—	AERONET
Melilla	35,16	-2,57	62	1804	—	INM
Ain-Beni-Mathar	34,28	-2,20	900	2092	2090	SM

Tabelle A.2: Übersicht der Strahlungs-Bodenmessstationen nach absteigender geographischer Breite sortiert, mit Angaben zur Lage, der Anzahl der eingehenden Global- und Diffusstrahlungsmessungen (Stundenmittel) und der Bezugsquelle (Abkürzungen siehe Abschnitt 3.2.2)

<i>Name</i>	<i>Bias AOT₅₅₀</i>	<i>Sigma AOT₅₅₀</i>	<i>RMSE AOT₅₅₀</i>	<i>Anzahl Stundenwerte</i>
Kreta	-0,10	0,11	0,15	3142
Lampedusa	-0,16	0,19	0,25	3270
Blida	-0,01	0,13	0,13	165
El Arenosillo	-0,09	0,13	0,15	2989
Ätna	-0,16	0,23	0,28	1866
Evora	-0,06	0,14	0,15	3015
Oristano	-0,21	0,27	0,35	2644
Lecce	-0,14	0,15	0,20	3112
Rom	-0,18	0,18	0,25	3112
Palencia	-0,06	0,12	0,14	1505
Toulouse	-0,09	0,12	0,15	2040
Avignon	-0,12	0,12	0,17	2965
Venedig Adria	-0,12	0,16	0,20	2752
Venedig	-0,15	0,17	0,22	2704
Ispra	-0,16	0,18	0,24	2295
Kishinev	0,00	0,10	0,10	94
Lägeren	-0,09	0,11	0,14	672
München	-0,13	0,13	0,18	808
Fontainebleau	-0,11	0,14	0,17	1515
Palaiseau	-0,15	0,15	0,21	1392
Lille	-0,08	0,16	0,19	1279
Dunkerque	-0,07	0,16	0,17	1537
Oostende	-0,08	0,17	0,19	1359
Leipzig	-0,07	0,15	0,17	860
Den Haag	+0,34	0,05	0,35	2
Minsk	+0,03	0,13	0,13	860
Mace Head	-0,06	0,05	0,08	27
Hamburg	-0,04	0,14	0,15	1364
Helgoland	-0,03	0,13	0,13	464
Moskau	-0,05	0,12	0,13	1025
Gotland	-0,03	0,08	0,09	1601
Toravere	-0,04	0,09	0,10	871

Tabelle A.3: Prognosegüte der AOT₅₅₀ nach Stationen nach aufsteigender geographischer Breite sortiert, mit Angaben zu Bias, Standardabweichung und RMSE sowie der Anzahl der eingehenden Stundenmittelwerte

<i>Intervall</i>	<i>Beginn</i> [nm]	<i>Ende</i> [nm]	<i>Delta</i> [nm]		<i>Intervall</i>	<i>Beginn</i> [nm]	<i>Ende</i> [nm]	<i>Delta</i> [nm]
1	240,1185	272,4815	32,36		17	704,4486	742,6139	38,17
2	272,4815	283,4140	10,93		18	742,6139	791,4788	48,87
3	283,4140	306,8404	23,43		19	791,4788	844,4581	52,98
4	306,8404	327,7722	20,93		20	844,4581	888,9693	44,51
5	327,7722	362,5000	34,73		21	888,9693	974,9063	85,94
6	362,5000	407,5000	45,00		22	974,9063	1045,744	70,84
7	407,5000	452,0458	44,55		23	1045,744	1194,188	148,44
8	452,0458	517,6806	65,63		24	1194,188	1515,940	321,75
9	517,6806	540,0000	22,32		25	1515,940	1613,451	97,51
10	540,0000	549,5000	9,50		26	1613,451	1964,798	351,35
11	549,5000	566,0000	16,50		27	1964,798	2153,464	188,67
12	566,0000	605,0000	39,00		28	2153,464	2275,190	121,73
13	605,0000	625,0000	20,00		29	2275,190	3001,893	726,70
14	625,0000	666,7000	41,70		30	3001,8930	3635,4170	633,52
15	666,7000	684,1772	17,48		31	3635,4170	3991,0030	355,59
16	684,1772	704,4486	20,27		32	3991,0030	4605,6540	614,65

Tabelle A.4: Intervalle der Strahlungsberechnung mit libRadtran bei Verwendung des correlated-k-Ansatzes: begrenzende Wellenlängen und Ausdehnung

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die von mir eingereichte Dissertation zum Thema „Solarstrahlungsvorhersagen für energiewirtschaftliche Anwendungen - Der Einfluss von Aerosolen auf das sichtbare Strahlungsangebot“ selbständig und nur unter Benutzung der in der Arbeit angegebenen Literatur und sonstigen Quellen angefertigt wurde. Indirekt übernommene Gedanken habe ich als solche kenntlich gemacht.

München, den 08.05.2008

Danksagung

Mein Dank gilt Herrn Prof. Dr. Stefan Dech für die Betreuung dieser Dissertation sowie die hilfreichen Anregungen und Denkanstöße während des gesamten Zeitraumes. Für die Übernahme des Erstgutachtens sei Herrn Prof. Dr. Roland Baumhauer gedankt, für die Übernahme des Zweitgutachtens möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Heiko Paeth bedanken.

Die vorliegende Arbeit entstand am Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt e.V.. Bei Herrn Priv.-Doz. Dr. Michael Bittner bedanke ich mich daher für die Möglichkeit, die Dissertation in seiner Abteilung „Klima- und Atmosphärenprodukte“ am DFD durchführen zu können. Mein Dank gilt hierbei der gesamten Abteilung, besonders den Mitgliedern des Teams „Luftqualität und Energie“, für die zahlreichen interessanten fachlichen Diskussionen und nützlichen Anregungen sowie die hervorragende Arbeitsatmosphäre. Insbesondere bedanke ich mich bei meiner Mentorin Marion Schroedter-Homscheidt und meinem Teamleiter Dr. Thomas Holzer-Popp herzlich für die in jeglicher Hinsicht vorbildliche Betreuung.

Diese Arbeit entstand im Kontext des Virtuellen Instituts für Energiemeteorologie (vIEM), finanziert vom Impuls- und Vernetzungsfonds der Helmholtz-Gemeinschaft. Zahlreiche fachliche Diskussionen und hilfreiche Anregungen sowie konstruktive Kritik von Seiten der Mitglieder des vIEM haben über den gesamten Zeitraum hinweg einen Anteil zur Fertigstellung der vorliegenden Arbeit geleistet. Insbesondere danke ich Dr. Elke Lorenz von der Abteilung Energie- und Halbleiterforschung des Instituts für Physik der Universität Oldenburg, für die Unterstützung mit der Optimierung der ECMWF-Globalstrahlungsvorhersagen und dem Direkt-/Diffus-Aufspaltungsmodell sowie für die Bereitstellung der Meteosat-7-Retrievaldaten.

Für die hervorragende Zusammenarbeit bei der gemeinsamen Studie zur Simulation der Betriebsoptimierung von solarthermischen Kraftwerken bedanke ich mich bei Michael Wittmann vom Institut für Technische Thermodynamik des DLR.

Den Mitarbeitern des RIU der Universität zu Köln, insbesondere Lars Nieradzick, möchte ich für die Bereitstellung der EURAD-Partikelvorhersagen danken. Weiterhin bedanke ich mich bei den PI und ihren Mitarbeitern für die Installation und Wartung der verwendeten AERONET-Stationen. Für die Überlassung von Solarstrahlungsdaten geht mein Dank an das ECMWF, das UK Met Office, den Deutschen Wetterdienst, das AERONET-Messnetzwerk, das spanische Instituto Nacional de Meteorología, das ELDONET-Messnetzwerk, das Global Atmosphere Watch Programme, das Baseline Surface Radiation Network, das Institute of Construction and Architecture der Slovak Academy of Science, das Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, die Solar Millennium AG, das CEOP-Projekt, das IDMP-Projekt, das Institute of Environmental Research des National Observatory of Athens, das Centre Universitaire d'Étude des Problèmes de l'Énergie der Universität Genf sowie an die Kollegen der Plataforma Solar de Almería. Mein Dank geht weiterhin an die Entwickler des libRadtran-Strahlungstransfercodes (www.libradtran.org), der für alle Einstrahlungsberechnungen verwendet wurde.

Ein großes Dankeschön für die Hilfe beim Korrekturlesen möchte ich schließlich Sabrina Wildner und Dr. Axel Amediek aussprechen.

Veröffentlichungen

BREITKREUZ, H., Schroedter-Homscheidt, M., Holzer-Popp, T. et al. (2008): *Short Range Direct and Diffuse Irradiance Forecasts for Solar Energy Applications Based on Aerosol Chemical Transport and Numerical Weather Modeling*. In: Journal of Applied Meteorology and Climatology. Eingereicht.

HOLZER-POPP, T., Schroedter-Homscheidt, M., Breitkreuz, H. et al. (2008): *Synergetic Aerosol Retrieval from SCIAMACHY and AATSR onboard ENVISAT*. In: Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 8, 2903-2951.

HOLZER-POPP, T., Schroedter-Homscheidt, M., Breitkreuz, H. et al. (2008): *Benefits and Limitations of the New Version Synergetic Aerosol Retrieval SYNAER*. In: Kokhanovsky, A. A., de Leeuw, G. (Hrsg): Satellite Aerosol Remote Sensing Over Land. Berlin: Springer.

WITTMANN, M., Breitkreuz, H., Schroedter-Homscheidt, M. et al. (2008): *Case-Studies on the Use of Solar Irradiance Forecasts for Optimized Operation Strategies of Solar Thermal Power Plants*. In: IEEE Journal of Special Topics in Earth Observations and Remote Sensing. Special Issue „GEOSS: Benefits of Earth Observations for Renewable Energies“. Akzeptiert.

BREITKREUZ, H., Schroedter-Homscheidt, M., Holzer-Popp, T. et al. (2007): *A Case Study to Prepare for the Utilization of Aerosol Forecasts in Solar Energy Industries*. In: Solar Energy, 81, 11, 1377-1385.

BREITKREUZ, H., Schroedter-Homscheidt, M., Holzer-Popp, T. et al. (2007): *Application of Aerosol Forecasts for Solar Energy Industries*. In: Geophysical Research Abstracts Vol. 9, 4. EGU General Assembly, EGU-2007-A-02573, Wien, Österreich.

BREITKREUZ, H., Schroedter-Homscheidt, M., Holzer-Popp, T. et al. (2007): *Anwendung von Aerosolverhersagen in der Energiewirtschaft*. In: Langfassungen der Deutsch-Österreichisch-Schweizerischen Meteorologentagung, DACH2007-A-00047, Hamburg.

SCHROEDTER-HOMSCHEIDT, M., Bofinger, S., Breitkreuz, H. et al. (2006): *Usage of Earth Observation for Solar Energy Market Development - Lessons Learnt*. In: Campbell-Howe, R. (Hrsg.): ASME 35th ASES Annual Conference, Denver, USA.

BREITKREUZ, H. (2005): *Der Einfluss atmosphärischer Partikel auf das solare Strahlungsangebot in Europa - Einsatz von Aerosolprognosen für energiewirtschaftliche Anwendungen*. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geografie, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg.