

Technische Universität München
Lehrstuhl für Ökoklimatologie

Die Bestimmung der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) für heterogene atmosphärische Bedingungen

Sasa Fistic

Vollständiger Abdruck der von der Fakultät Wissenschaftszentrum Weihenstephan für Ernährung, Landnutzung und Umwelt der Technischen Universität München zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
genehmigten Dissertation.

Vorsitzender: Univ.-Prof. Dr.sc.techn. ETH Urs Schmidhalter

Prüfer der Dissertation:

1. Univ.-Prof. Dr.rer.nat. Dr.h.c. Peter Fabian (em.)
2. Univ.-Prof. Dr.rer.nat. Rainer Matyssek

Die Dissertation wurde am 19. Mai 2004 bei der Technischen Universität München eingereicht und durch die Fakultät Wissenschaftszentrum Weihenstephan für Ernährung, Landnutzung und Umwelt am 24. Juni angenommen.

Technische Universität München
Lehrstuhl für Ökoklimatologie

Die Bestimmung der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) für heterogene atmosphärische Bedingungen

-
**Eine Methode zum Ableiten der globalen PAR
für verschiedene tägliche Zeitintervalle und für die Tagessumme
basierend auf Fernerkundungsdaten und Modellen**

Sasa Fistic

Vollständiger Abdruck der von der Fakultät Wissenschaftszentrum Weihenstephan für Ernährung, Landnutzung und Umwelt der Technischen Universität München zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
genehmigten Dissertation.

Vorsitzender: Univ.-Prof. Dr.sc.techn. ETH Urs Schmidhalter

Prüfer der Dissertation:

1. Univ.-Prof. Dr.rer.nat. Dr.h.c. Peter Fabian (em.)
2. Univ.-Prof. Dr.rer.nat. Rainer Matyssek

Die Dissertation wurde am 19. Mai 2004 bei der Technischen Universität München eingereicht und durch die Fakultät Wissenschaftszentrum Weihenstephan für Ernährung, Landnutzung und Umwelt am 24. Juni angenommen.

Vorwort

Danken möchte ich Herrn Prof. Dr. Peter Fabian (Lehrstuhl für Bioklimatologie und Immissionsforschung der Forstwissenschaftlichen Fakultät, Technische Universität München) für die Betreuung meiner Dissertation.

Weiter möchte ich dem DLR-DFD danken, das mir den Arbeitsplatz zur Bearbeitung dieser Dissertation bereitgestellt hat.

Besonders danken möchte ich den Mitarbeitern der Abteilung DFD-KA, die fachlich stets ansprechbar und hilfreich waren.

Speziell möchte ich meiner Familie und meinen Freunden danken, die mir in jeder Lebenssituation in den Jahren der Entstehung der Dissertation zur Seite standen.

Zusammenfassung

Den Bereich der kurzwelligeren solaren Einstrahlung zwischen 400 nm und 700 nm bezeichnet man auch als photosynthetisch aktive Strahlung (PAR). Die PAR ist der Antrieb für biochemische Pflanzenprozesse, hauptsächlich die Photosynthese. Die PAR steuert die Primärproduktion und damit die Kohlenstofffixierung von terrestrischer und mariner Vegetation und beeinflusst den Energie- und Wasseraustausch (Evapotranspiration) zwischen der Vegetation und der Atmosphäre. Im Bereich der Klimaforschung ist die photosynthetisch aktive Strahlung zur Berechnung der Kohlenstoffbilanzierung von terrestrischer und mariner Vegetation eine wichtige Größe.

Mit der vorliegenden Dissertation wird eine neue Methode zum Ableiten der Tagessumme der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) und zum Ableiten der mittleren PAR verschiedener Zeitintervalle für bewölkte und wolkenfreie atmosphärische Bedingungen vorgestellt. Zur Berechnung der PAR werden Fernerkundungsdaten des sonnensynchronen AVHRR/NOAA-Satellitensystems und ein Strahlungstransfermodell (LibRadtran) verwendet. Die abgeleitete PAR wurde mit Daten von europäischen Bodenmessstationen für den Zeitraum Mai bis September 1999 validiert und diskutiert.

Aus Sensitivitätsuntersuchungen der strahlungsrelevanten Parameter zeigt sich, dass Aerosole und Wolken den größten Einfluss auf die PAR haben. Die optische Dicke von Aerosol und von Wolken werden aus den Fernerkundungsdaten zum Aufnahmezeitpunkt abgeleitet und als Eingabeparameter zur Berechnung der PAR verwendet. Der Strahlungstransfer durch die Atmosphäre wurde mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran für verschiedene Kombinationen der verwendeten Parameter im Voraus berechnet und in Look-Up Tabellen (LUT) abgelegt. Dies verkürzt die lange Rechenzeit des Modells erheblich.

Es wurde eine Prozessierungskette aufgebaut, mit der die PAR als Momentaufnahme aus Fernerkundungsdaten abgeleitet wird. Die in dieser Arbeit vorgestellte Methode zum Ableiten einer zeitlich integrierten PAR basiert auf dem Zusammenhang zwischen räumlicher Verteilung der PAR und dem zeitlichen Verlauf der PAR über einem Punkt (P) an der Erdoberfläche. Es zeigt sich eine statistisch signifikante Abhängigkeit zwischen räumlich gemittelter PAR und der zeitlich integrierten PAR aus Bodenmessstationen. Dabei wurden die Ergebnisse der PAR für verschiedene Zeitintervalle und für die Tagessumme statistisch

untersucht und diskutiert. Die beste Korrelation (R) zwischen abgeleiteter PAR und Bodenstationsdaten wurde für ein $75 * 75$ Pixelgitter und einem Zeitintervall von 180 Minuten ($R = 0.91$) bzw. für ein $99 * 99$ Pixelgitter und der Tagessumme der PAR ($R = 0.9$) erzielt. Die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (RMSE) als relativer Wert beträgt dabei 0.23 für das 180 Minuten Mittel und 0.22 für die Tagessumme, berechnet für ein Konfidenzintervall von 95 %. Die räumliche Auflösung der abgeleiteten PAR beträgt bei diesem Verfahren für alle Zeitintervalle ~ 1 km.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

Zusammenfassung

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | Einleitung | 1 |
| 1.1 | Thematischer Überblick..... | 1 |
| 1.2 | Zielsetzung..... | 4 |
| 2 | Stand der Wissenschaft und konzeptionelle Grundlagen | 7 |
| 2.1 | Allgemeine Grundlagen..... | 8 |
| 2.1.1 | <i>Einfluss der Atmosphäre auf das Sonnenspektrum.....</i> | 9 |
| 2.1.2 | <i>Wechselwirkung grüner Pflanzen mit der Solarstrahlung.....</i> | 11 |
| 2.2 | Bisherige Methoden zur Bestimmung der PAR..... | 13 |
| 2.3 | Verfahrens- und Datengrundlagen dieser Arbeit..... | 16 |
| 2.3.1 | <i>Systembeschreibung des AVHRR.....</i> | 17 |
| 2.3.2 | <i>Strahlungstransfermodell LibRadtran.....</i> | 18 |
| 2.3.3 | <i>Correlated-k Verteilung nach Kratz.....</i> | 19 |
| 2.3.4 | <i>APOLLO-Verfahren zum Ableiten der Wolkenparameter.....</i> | 20 |
| 2.3.5 | <i>SYNAER-Verfahren zum Ableiten von Aerosolparameter.....</i> | 20 |
| 2.3.6 | <i>Verwendete Bodenmessstationsdaten.....</i> | 21 |
| 3 | Sensitivitätsuntersuchung zur PAR | 23 |
| 3.1 | Zeitliche Variabilität der PAR | 24 |
| 3.2 | Sensitivitätsstudie der PAR in Abhängigkeit von strahlungsrelevanten Parametern..... | 25 |
| 3.3 | Zusammenfassung und Schlussfolgerungen..... | 33 |
| 4 | Entwicklung und Aufbau einer Methode zum Ableiten der PAR | 35 |
| 4.1 | Der PAR-Prozessor - Übersicht und Problemdarstellung..... | 36 |
| 4.2 | Berechnung der Look-Up Tabelle..... | 39 |
| 4.3 | Ableitung der Wolkenparameter..... | 41 |
| 4.3.1 | <i>Wolkenerkennung.....</i> | 42 |
| 4.3.2 | <i>Algorithmus zur Klassifikation „teilweiser Bewölkung“</i> | 43 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 4.3.3 | <i>Ableitung der optischen Dicke von Wolken.....</i> | 44 |
| 4.3.4 | <i>Ableitung der Wolkenschichthöhen.....</i> | 51 |
| 4.3.5 | <i>Navigation von Wolken.....</i> | 52 |
| 4.3.6 | <i>Berechnung der Wolkenschatten an der Erdoberfläche.....</i> | 54 |
| 4.4 | <i>Ableitung der Aerosolparameter.....</i> | 57 |
| 4.4.1 | <i>Bestimmung von „Dunkelfelder“.....</i> | 57 |
| 4.4.2 | <i>Ableitung der optischen Dicke von Aerosol.....</i> | 59 |
| 4.5 | <i>Ableitung der direkten PAR.....</i> | 61 |
| 4.6 | <i>Ableitung der diffusen PAR.....</i> | 63 |
| 4.6.1 | <i>Gewichtungsfunktion zum Ableiten der PAR für eine heterogene Atmosphäre.....</i> | 64 |
| 4.7 | <i>Zusammenfassung und Schlussfolgerungen.....</i> | 66 |
| 5 | Analyse und Validierung der abgeleiteten PAR | 70 |
| 5.1 | <i>Mittelwert der PAR eines Zeitintervalls.....</i> | 71 |
| 5.1.1 | <i>Analyse und Vergleich der PAR für unterschiedliche atmosphärische Bedingungen.....</i> | 83 |
| 5.2 | <i>Tagessumme der PAR</i> | 90 |
| 5.2.1 | <i>Mittelwert der Zenitdistanz der Sonne.....</i> | 91 |
| 5.2.2 | <i>Ableitung der Halbtageessumme der PAR.....</i> | 91 |
| 5.2.3 | <i>Ableitung der Tagessumme der PAR.....</i> | 103 |
| 5.3 | <i>Zusammenfassung und Schlussfolgerungen.....</i> | 106 |
| 6 | Diskussion der Arbeit und Ausblick | 108 |
| 7 | Literatur | 118 |
| | Abbildungsverzeichnis..... | 125 |
| | Tabellenverzeichnis..... | 131 |
| | Verzeichnis der Symbole und Abkürzungen..... | 133 |

1 Einleitung

1.1 Thematischer Überblick

Das Klima der Erde ist ein hoch sensibles und von vielen globalen und regionalen Prozessen abhängiges System, das die naturräumlichen Eigenschaften sowie die Verteilung und Erscheinung von organischem Leben auf der Erde beeinflusst. Die wichtigste und größte Energiequelle für das Klimasystem der Erde ist die Sonne. Die solare Strahlung ist der Antrieb für physikalische und chemische Prozesse in der Atmosphäre und auf der Erdoberfläche. Der Energiehaushalt wird maßgeblich durch die radiometrischen Eigenschaften der Erdoberfläche, die atmosphärisch strahlungsaktiven Gase, Aerosole und Wolken beeinflusst. Ein Teil der an der Erdoberfläche ankommenden solaren Strahlung bildet den Antrieb für biochemische Pflanzenprozesse, darunter hauptsächlich die Photosynthese. Die Photosynthese ist eine Stoffwechselaktivität, bei der die durch das Chlorophyll der Blätter absorbierte, energiereiche solare Strahlung dazu verwendet wird, Wasser und Kohlenstoffdioxid zu Kohlenwasserstoffen zu verbinden (Kohlenstoffassimilation). Molekulare

Prozesse wandeln diese wiederum in Sauerstoff und speicherfähige Energie (Glucose und Kohlenhydrate) um. Ein Teil der solaren Strahlung steuert die sogenannte Primärproduktion, und damit die Kohlenstofffixierung von terrestrischer und mariner Vegetation und beeinflusst zusätzlich den Energie- und Wasseraustausch (Evapotranspiration) zwischen der terrestrischen Vegetation und der Atmosphäre. Der biochemisch relevante Strahlungsbereich, die photosynthetisch aktive Strahlung (PAR), ist als die Strahlungsenergie im Wellenlängenbereich zwischen 400 nm und 700 nm definiert (McCree, 1972b; Monteith, 1973).

Seit die Gefahren eines sich ändernden globalen Klimas erkannt wurden, werden Anstrengungen unternommen die Gefahrenquellen zu identifizieren und zu quantifizieren. Klimamodelle werden betrieben, um mögliche Auswirkungen der Veränderung des Weltklimas auf die natürliche Umwelt zu simulieren. Vor allem auf die Treibhausgase wie Kohlenstoffdioxid (CO₂), Methan (CH₄), Distickstoffoxid (N₂O) und Halogenkohlenwasserstoffe (CFC-11, CFC-113, CH₃CCL₃ und CCL₄) und auf deren Senken und Quellen, wurde das Augenmerk gerichtet, da sie für den mittleren globalen Temperaturanstieg verantwortlich gemacht werden (Revelle, 1982; Fabian, 1992; Houghton et al., 2001). Den potentiell größten Teil dazu trägt die Erhöhung des atmosphärischen CO₂-Gehalts bei. Die atmosphärische CO₂-Konzentration stieg seit der Industriellen Revolution im Jahr 1750 von etwa 280 (± 10) ppm auf den heutigen Wert von über 370 ppm an. Die Erhöhung des atmosphärischen CO₂-Gehalts wirkt sich erheblich auf die globale Strahlungsbilanz aus und verstärkt somit den Treibhauseffekt. Die Folgen eines mittleren globalen Temperaturanstiegs sind vielfältig und ein wichtiger Bestandteil der aktuellen Klimaforschung (Houghton et al., 2001).

Die Ozeane sowie die terrestrische Biosphäre sind global gesehen CO₂-Senken im Kohlenstoffkreislauf (Keeling, 1980; Keeling et al., 1996). Aufgrund des ansteigenden globalen Verbrauchs an fossilen Brennstoffen, des globalen Rückgangs von Waldflächen und der damit verbundenen Verringerung der Speicherung von atmosphärischem CO₂ durch Photosynthese steigt aktuell die CO₂-Konzentration stark an (Cracknell, 2001). Etwa 3/4 der anthropogenen CO₂-Emissionen resultieren aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe, der Rest aus Entwaldung (Houghton et al., 2001). Es wird geschätzt, dass die terrestrische Biosphäre der Nordhalbkugel ca. 1/3 des aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe resultierenden CO₂ absorbiert (Schimel et al. 1996). Weiterhin wurde festgestellt, dass die terrestrische Biosphäre Europas 7 % - 12 % der anthropogenen CO₂-Emission dieses Kontinents bindet (Janssens et al., 2003). Die natürliche und anthropogene Entwicklung bzw. Veränderung der terrestrischen Ökosysteme in den letzten Jahrzehnten wirkten sich direkt auf den Kohlenstoffkreislauf aus. Für die höheren nördlichen Breiten wurde in den letzten Dekaden ein gesteigertes Pflanzenwachstum registriert (Myneni et al., 1997). Zudem wurde eine allgemeine Verlängerung des jährlichen phänologischen Zyklus der Vegetation in Europa festgestellt (Menzel & Fabian, 1999).

Solare Strahlungsenergie, Lufttemperatur und Wasserverfügbarkeit bzw. Niederschlag werden für Vegetationsprozesse als die wichtigsten limitierenden Faktoren angesehen (Churkina, 1998). Der Einfluss dieser drei Faktoren auf die Photosyntheseleistung von Pflanzen unterscheidet sich hinsichtlich naturräumlicher und klimatischer Bedingungen und kann hinsichtlich globaler Ökosysteme spezifische Charakteristika aufweisen. Auch für die Tropen wurde, wie für die nördlichen mittleren Breiten, eine Erhöhung der Netto-primärproduktion (NPP) von Vegetation innerhalb der letzten Dekaden festgestellt. In Bezug auf die Tropen wird dieser Anstieg auf eine Erhöhung der solaren Strahlung aufgrund geringerer Bewölkung zurückgeführt (Churkina, 1998). Die Gründe für die Erhöhung der NPP in den nördlichen mittleren Breiten sind noch nicht eindeutig geklärt (Nemani et al., 2003).

Kenntnisse über die globale Verteilung sowie die zeitliche Variabilität der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) helfen, die Klimawirksamkeit der Vegetation hinsichtlich anthropogener Veränderungen besser zu verstehen. Globale Vegetationsmodelle (**production efficiency models**, PEM) werden eingesetzt, um die globale Verteilung der Nettoprimärproduktion (NPP), d.h. die Menge des gebundenen Kohlenstoffs zu berechnen und den pflanzlichen Energie- und Wasseraustausch mit der Atmosphäre (Evapotranspiration) zu modellieren (Cramer & Field, 1999). Die Güte der modellierten NPP hängt im Wesentlichen davon ab, wie gut man die limitierenden Faktoren im biochemischen Zyklus für verschiedene Ökosysteme bestimmen kann. Die PAR ist ein wichtiger Faktor im biochemischen Zyklus. Die Güte der in Vegetationsmodellen verwendeten PAR-Daten ist daher von entscheidender Bedeutung für eine genaue Quantifizierung der pflanzlichen Kohlenstofffixierung und ist somit relevant für die aktuelle Klimaforschung.

Die räumliche und zeitliche Verteilung der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) über einen Tag ist sehr variabel. Der Tagesgang wird im Wesentlichen durch den Sonnenstand und die vorherrschenden atmosphärischen Bedingungen, d.h. durch Absorptions- und Streuprozesse an atmosphärischen Gasen, Partikeln und Wolken, beeinflusst (Iqbal, 1983). Direkt abhängig vom Tagesgang der PAR ist der Tagesgang der pflanzlichen Photosyntheserate. Die Photosyntheserate von terrestrischen Pflanzen sowie von marinem Phytoplankton steht in einem nicht-linearen Zusammenhang zur PAR (Sellers, 1985).

1.2 Zielsetzung

Eine ausreichende zeitliche und räumliche Abdeckung mit Messstationen zur Bestimmung der solaren Einstrahlung auf globaler Ebene (Globalstrahlung oder PAR) ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht gegeben. Vor allem über den Ozeanen und in schwer zugänglichen Regionen (z.B. tropischer Regenwald) sowie in den meisten Entwicklungsländern sind nur äußerst wenige in situ Messstationen vorhanden. Für Europa und Amerika sind einige langfristige lokale Messdatenreihen vorhanden. Jedoch wird an den meisten Stationen die Globalstrahlung und nicht die PAR gemessen. Tagessummen globaler Strahlungsdaten (nur Globalstrahlung) basieren auf Analysen operationeller Vorhersagemodelle wie z.B. des DAO (**D**ata **A**ssimilation **O**ffice/NASA) und des ECMWF (**E**uropean **C**enter for **M**edium range **W**eather **F**orecast) mit einer räumlichen Auflösung von 0.5° (Koordinatengitter). Langzeitliche und räumlich flächendeckende Messdaten der PAR sind nicht vorhanden. Da die PAR ein Teil der Globalstrahlung darstellt, ist es jedoch möglich, die PAR aus der gemessenen Globalstrahlung mittels eines Konvertierungsfaktors abzuschätzen.

Die geforderte zeitliche und räumliche Auflösung der Strahlungsinformation ist von der jeweiligen Fragestellung abhängig. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Verteilung der am Erdboden ankommenden solaren Strahlung bei bewölkten atmosphärischen Verhältnissen innerhalb eines Tages räumlich und zeitlich heterogen ist.

Bei den derzeit genutzten Vegetationsmodellen ist zur Berechnung des globalen Kohlenstoffkreislaufs die globale Verteilung der Tagessumme der PAR ausreichend (GTOS, 2001). Untersuchungen zur Veränderung des Strahlungsregimes und der Strahlungskomponenten (direkte und diffuse Strahlung) bezüglich lokaler anthropogener Einflüsse bzw. hinsichtlich „Global Change“ erfordern dagegen Strahlungsinformationen mit einer hohen zeitlichen Auflösung. Vor allem Veränderungen des Bewölkungsregimes sowie die „Verunreinigung“ der Atmosphäre durch verschiedene Aerosole wirken sich auf den Strahlungshaushalt und damit auf die Photosyntheserate der Vegetation aus. Der Strahlungshaushalt in den Tropen ist sehr sensitiv bezüglich anthropogener Einflüsse. Durch Änderungen des atmosphärischen Aerosolgehalts und des Wolkenregimes wird der Strahlungshaushalt modifiziert. Die Änderungen der Aerosol- und Wolkenverhältnisse in der Atmosphäre werden durch Veränderungen des Mikroklimas, hervorgerufen durch Abholzung und Brandrodung, bestimmt.

Generell werden folgende übergeordnete Fragestellungen als wissenschaftlich relevant betrachtet, aus der die Motivation zu dieser Arbeit hervorgeht [(1) und (2)] und woraus weiterführend die Zielsetzung für diese Arbeit definiert wird [(3) und (4)]:

- (1) Wie verhält sich die globale Verteilung der Tagessumme der PAR?
- (2) Gibt es regionale Veränderungen im Strahlungshaushalt der PAR, die mit lokalen Effekten oder mit der globalen Klimaänderung im Zusammenhang stehen?

Basierend auf diese allgemeinen, thematisch übergeordneten Fragestellungen wird die Aufgabenstellung für diese Dissertation wie folgt gestellt: Aufgabenstellung dieser Arbeit ist die quantitative Bestimmung der photosynthetisch aktiven Strahlung für heterogene atmosphärische Verhältnisse unter Berücksichtigung wolkenfreier, bewölkter und teilweise bewölkter Bedingungen. Damit wird in dieser Arbeit eine methodische Basis entwickelt und vorgestellt, die eine Bearbeitung der in (1) und (2) aufgestellten wissenschaftlichen Fragestellungen zukünftig ermöglichen soll. Die im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Methode beschreibt ein Verfahren zur Bestimmung der Tagessumme sowie des Tagesgangs der PAR. Das Verfahren soll global anwendbar sein. Um eine Fehlerabschätzung der abgeleiteten PAR zu ermöglichen, ist es notwendig, die erzielten Ergebnisse zu validieren und zu analysieren.

Zusammenfassend werden folgende Ziele für diese Arbeit definiert:

- (3) Entwicklung einer Methode zum Ableiten der globalen PAR (Tagessumme und Mittelwerte aus Tageszeitintervallen) für heterogene atmosphärische Bedingungen.
- (4) Eine Validierung der abgeleiteten PAR anhand einzelner Bodenmessstationen.

In dieser Arbeit wird eine neue Methode zum Ableiten der Tagessumme der PAR sowie der mittleren PAR für unterschiedliche Zeitintervalle entwickelt und angewendet. Die Ergebnisse werden statistischen Tests unterzogen und diskutiert. Die abgeleitete PAR gilt für eine horizontale Oberfläche an der Oberkante der Vegetation (**Top Of Canopy**, TOC). Im Rahmen dieser Arbeit werden Fernerkundungsdaten (AVHRR an Bord der NOAA-Satelliten mit sonnensynchroner Umlaufbahn) zum Ableiten der strahlungsrelevanten atmosphärischen Parameter und ein Strahlungstransfermodell (LibRadtran) zur Berechnung der durch die Atmosphäre verursachten Extinktion der PAR verwendet. Als Ergebnis erhält man PAR-Strahlungskarten von Europa für den Zeitraum Mai bis September 1999. Die

Ergebnisse werden anhand europäischer Bodenmessstationsdaten (ELDONET-Messnetz) validiert. Die Resultate werden außerdem im Hinblick auf ihre Güte analysiert. Abschließend wird ein Vergleich zwischen den erzielten Ergebnissen dieser Arbeit und DAO-Daten dargestellt und diskutiert.

Aufgrund des besseren Verständnisses und der Nachvollziehbarkeit dieser Arbeit ist folgender Aspekt im Voraus zu erwähnen: Mit einem AVHRR-Sensor an Bord eines NOAA-Satelliten werden aufgrund der polaren Umlaufbahn zwei Pässe pro Tag über Zentral-Europa aufgenommen. Dagegen ist die zeitliche Aufnahmefrequenz geostationärer Satelliten, wie zum Beispiel des im Jahr 2002 gestartete **Meteosat Second Generation (MSG)**, mit 15 Minuten sehr hoch. Da die spektralen Eigenschaften des AVHRR-Sensors mit den spektralen Eigenschaften des SEVIRI-Sensors an Bord des MSG vergleichbar sind, ist das hier beschriebene Verfahren auch anwendbar für SEVIRI-Daten. Aufgrund des Starttermins von MSG (August 2002) konnten im Rahmen dieser Arbeit keine SEVIRI-Daten verwendet werden. Deshalb ist im Vorfeld einschränkend zu erwähnen, dass das Ableiten eines Tagesgangs der PAR mit der in dieser Arbeit entwickelten Methode nur mit Sensoren an Bord von geostationären Satelliten möglich ist. Jedoch sind die erzielten Ergebnisse der Ableitung der PAR für einzelne Tageszeitintervalle unter Verwendung des AVHRR-Sensors auch für zukünftige Anwendungen mit SEVIRI-Daten aussagekräftig und damit für das Ableiten von Tagesgängen relevant.

Die Arbeit ist in drei Themen- bzw. Arbeitsschwerpunkte gegliedert. Kapitel 3 untersucht in einer Sensitivitätsstudie die Abhängigkeit der PAR bezüglich strahlungsrelevanter Parameter. In Kapitel 4 wird die Methode und die Prozessierungskette zum Ableiten der Momentaufnahme der PAR aus Satellitendaten vorgestellt und beschrieben. In Kapitel 5 wird eine neue Methode zum Ableiten der Tagessumme der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) und zum Ableiten der mittleren PAR verschiedener Zeitintervalle für bewölkte und wolkenfreie atmosphärische Bedingungen vorgestellt. Die Ergebnisse werden auf ihre Güte hin untersucht und diskutiert.

2 Stand der Wissenschaft und konzeptionelle Grundlagen

In diesem Kapitel werden einige allgemeine Eigenschaften der photosynthetisch aktiven Strahlung beschrieben. So werden strahlungsrelevante Begriffe und thematisch relevante Zusammenhänge der Wechselwirkung von Vegetation und solarer Strahlung definiert und erläutert. Eine Übersicht über den Stand der Wissenschaft zum Ableiten der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) ist ein weiterer Punkt dieses Kapitels. Weiterhin werden die in dieser Arbeit verwendeten Methoden und Algorithmen zum Ableiten von atmosphärischen Parametern aus Fernerkundungsdaten sowie das verwendete Strahlungstransfermodell LibRadtran beschrieben. Es werden die verwendeten Fernerkundungsdaten und die zur Validierung verwendeten Bodenmessstationsdaten vorgestellt und näher erläutert. Dieses Kapitel bildet eine begriffliche Grundlage für das Verständnis dieser Arbeit und gibt einen Überblick über die verwendeten Algorithmen und Daten.

2.1 Allgemeine Grundlagen

Aufgrund der Dualität der elektromagnetischen Strahlung als Wellen- und Teilchenmodell werden die Eigenschaften der elektromagnetischen Strahlung anhand ihrer Wellenlänge (λ) oder Frequenz (ν) bzw. ihrer Photonenenergie (Q) unterschieden. Abb. 1 zeigt das gesamte elektromagnetische Spektrum. Die Strahlungsenergie der Sonne wird im Wesentlichen innerhalb des Wellenlängenbereichs zwischen $0,15\mu\text{m}$ – $3,0\mu\text{m}$ emittiert (Oke, 1993). Der kurzwellige solare Bereich ist hinsichtlich der Wellenlängen in einen ultravioletten Bereich (UV), einen sichtbaren Bereich (VIS), dem nahen (NIR) und dem mittlere Infrarot (MIR) unterteilt. Das menschliche Auge nimmt nur den sichtbaren Bereich wahr. Der Wellenlängenbereich der PAR liegt zwischen 400 nm – 700 nm . Er ist mit dem sichtbaren Bereich vergleichbar (Kraus, 1988).

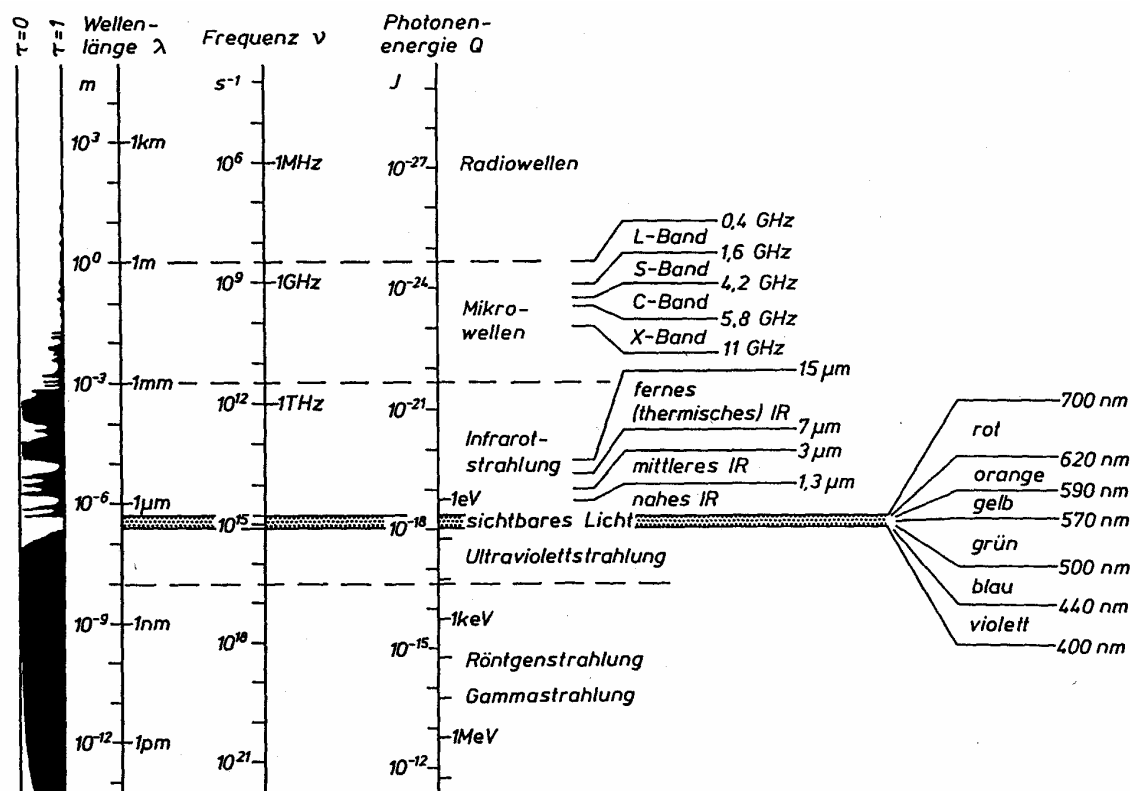


Abb. 1: Das elektromagnetische Spektrum (Kraus, 1988).

In der Radiometrie werden verschiedene Messgrößen verwendet. Die Stärke einer Strahlungsquelle wird als Strahlungsfluss oder Strahlungsleistung bezeichnet. Strahlungsfluss und Strahlungsleistung definieren die einfallenden Photonen pro Sekunde [W oder J/s]. Beziehen sich die pro Sekunde einfallenden Photonen auf einen Raumwinkel mit der Fläche einer Einheitskugel (Radius $r = 1$) spricht man von Strahlungsintensität [W/sr]. Unter einem Raumwinkel versteht man den Quotienten aus dem Flächeninhalt eines Teilstücks einer Kugeloberfläche A und dem Quadrat des zugehörigen Kugelradius r . Integriert man den Strahlungsfluss über ein Zeitintervall, so spricht man von der Strahlungsenergie [W s oder J]. Wird der Strahlungsfluss eines Wellenlängenintervalls auf eine Einheitsfläche bzw. eine Einheitsfläche in einem Raumwinkel bezogen, resultiert die Bestrahlungsstärke [W/m²] bzw. die Strahldichte [W/m²/sr] (Kraus, 1988).

2.1.1 Einfluss der Atmosphäre auf das Sonnenspektrum

Die Sonne strahlt mit einer Schwarzkörper-Temperatur von ca. 5700 K. Das Strahlungsmaximum liegt im gelbgrünen Spektralbereich bei ca. 500 nm. Die von der Sonne emittierte elektromagnetische Strahlung breitet sich weitgehend ungestört mit Lichtgeschwindigkeit ($c = 2.998 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$) durch den Weltraum aus. Beim Durchgang durch die Erdatmosphäre kommt es zu Wechselwirkungen mit atmosphärischen Molekülen und flüssigen bzw. festen Partikeln in Form von Absorption und Streuung. Beides bewirkt eine Abschwächung (Extinktion) der solaren Strahlung. Die Absorption bzw. Streuung ist wellenlängenabhängig. Für einen Teil der elektromagnetischen Strahlung ist die Atmosphäre durchlässig. Diese Strahlungsenergie erreicht die Erdoberfläche ohne atmosphärischen Einfluss (Transmission $\tau = 1$). Extinktion und Transmission bestimmen die spektrale Energieverteilung der an der Erdoberfläche ankommenden Solarstrahlung. Unter Annahme einer klaren (wolkenfrei), reinen (ohne Aerosol) und trockenen (ohne Wasserdampf) Atmosphäre variieren die bodennahen spektralen Bestrahlungsstärken nur mit Zenitdistanz der Sonne, dem Luftdruck, dem Ozongehalt und den Reflexionseigenschaften der Erdoberfläche. Die Grundlagen zur Solarstrahlung und zum Strahlungstransfer durch die Atmosphäre werden in Iqbal (1983) und Liou (2002) sehr gut beschrieben.

Abb. 2 zeigt die am Oberrand der Atmosphäre ankommende solare Strahlung und ihre Abschwächung durch die Atmosphäre. Die im Sonnenspektrum als lokale Minima erkennba-

ren Absorptionslinien werden Fraunhofer-Linien genannt. Sie erscheinen im elektromagnetischen Spektrum als schwarze Linien, da die Energie der entsprechenden Wellenlänge von Elementen in der Sonnenphotosphäre absorbiert wird.

Im sichtbaren Spektralbereich (400 nm - 700 nm) ist im Wesentlichen molekulare Streuung und Absorption durch Aerosole für die Abschwächung der solaren Strahlung verantwortlich. Stratosphärisches Ozon und Wasserdampf haben hier nur einen geringfügigen Einfluss. Ozon besitzt im UV-Bereich der Solarstrahlung seine stärksten Absorptionsbanden. Wohingegen im nahen Infrarot (NIR) die Absorption der Strahlungsenergie durch Wasserdampf dominierend ist.

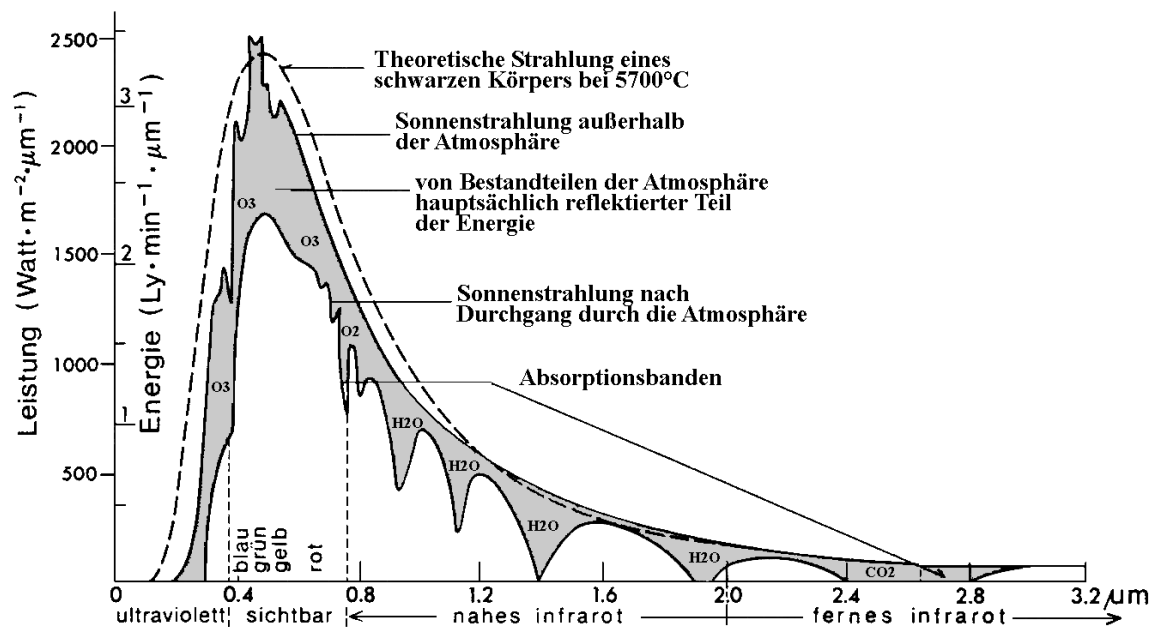


Abb. 2: Energieverteilungsspektrum der Solarstrahlung ohne und mit Atmosphäreinfluss sowie die theoretische Energieverteilung für einen schwarzen Körper mit der Oberflächentemperatur der Sonne (Weischet, 1995).

Abb. 3 zeigt eine schematische Darstellung der Streu- und Absorptionsprozesse in der Atmosphäre. Die Absorption der elektromagnetischen Strahlung in der Atmosphäre ist wellenlängenabhängig. Sie findet mittels Vibrations- oder Elektronenübergängen statt. Die Streuung an atmosphärischen Molekülen (Rayleigh-Streuung) ist ebenfalls wellenlängenabhängig. Dagegen ist die Streuung an Aerosolen und Dunstteilchen (Mie-Streuung) wellenlängenunabhängig. Ein Teil der solaren Strahlung erreicht unbeeinflusst die Erdoberfläche.

che (direkte Strahlung). Ein Anteil der gestreuten Strahlung wird ebenfalls in Richtung Erdoberfläche gestreut (diffuse Strahlung). Der gesamte direkte und diffuse Strahlungseintrag an der Erdoberfläche im kurzwelligen Wellenlängenbereich stellt die Globalstrahlung (GLO) dar.

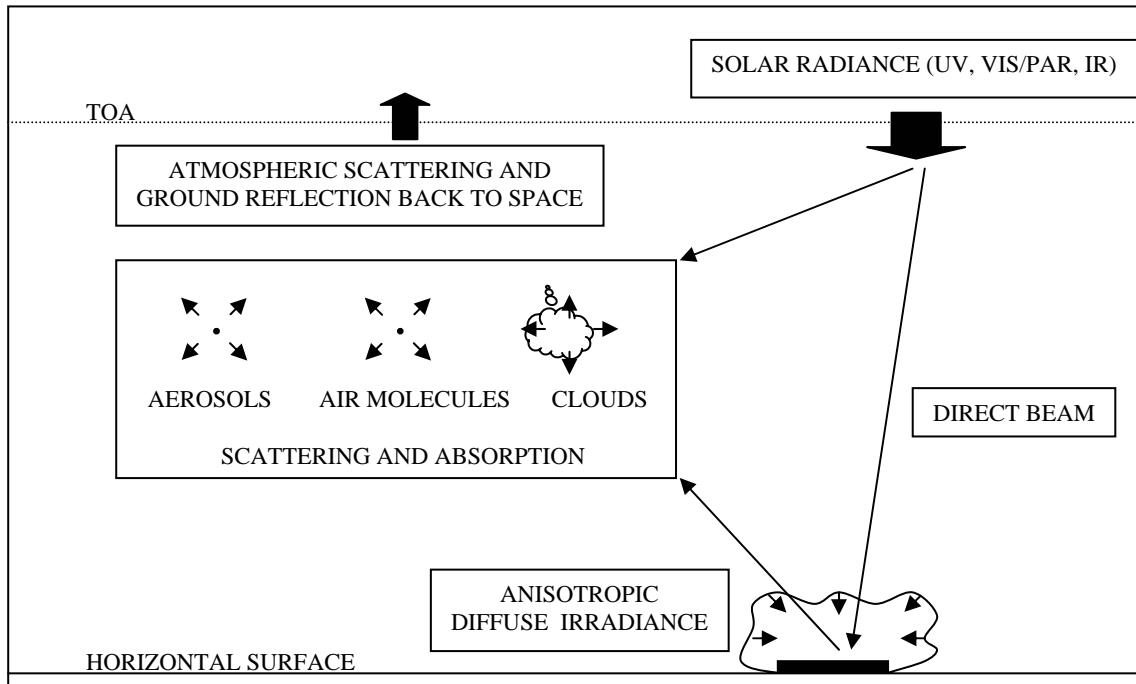


Abb. 3: Eine schematische Darstellung der Streu- und Absorptionsprozesse in der Atmosphäre beim Durchgang der kurzwelligen solaren Strahlung durch die Atmosphäre.

2.1.2 Wechselwirkung grüner Pflanzen mit der Solarstrahlung

Die am Unterrand der Atmosphäre ankommende solare Strahlungsenergie wird von Pflanzen teilweise absorbiert, gestreut und transmittiert. Die absorbierte Energie im Wellenlängenbereich zwischen 400 nm und 700 nm wird von Pflanzen für biochemische Prozesse, v.a. die Photosynthese, verwendet. Es wird im Wesentlichen blaues Licht (400 nm – 500 nm) und rotes Licht (660 nm – 700 nm) in den Absorptionsbanden des Chlorophylls, der Carotinoide sowie verschiedener Pigmente der Vegetation absorbiert (Gates, 1980). Der größte Anteil der Energie zur Photosynthese wird dabei durch die Chlorophyllabsorption bereitgestellt. Diese Energie wird dazu verwendet, Wasser und Kohlenstoffdioxid zu Kohlenwasserstoffen zu verbinden (Kohlenstoffassimilation). Molekulare

Prozesse wandeln diese Kombination in Sauerstoff und speicherfähige Energie (Glucose und Kohlenhydrate) um. Die Gesamtmenge der durch die Photosynthese produzierten Kohlenhydrate wird als Bruttoprimärproduktion (GPP) bezeichnet. Abzüglich der Verluste des Kohlenhydrats durch Pflanzenatmung (Respiration) bleibt die Nettoprimärproduktion (NPP) übrig.

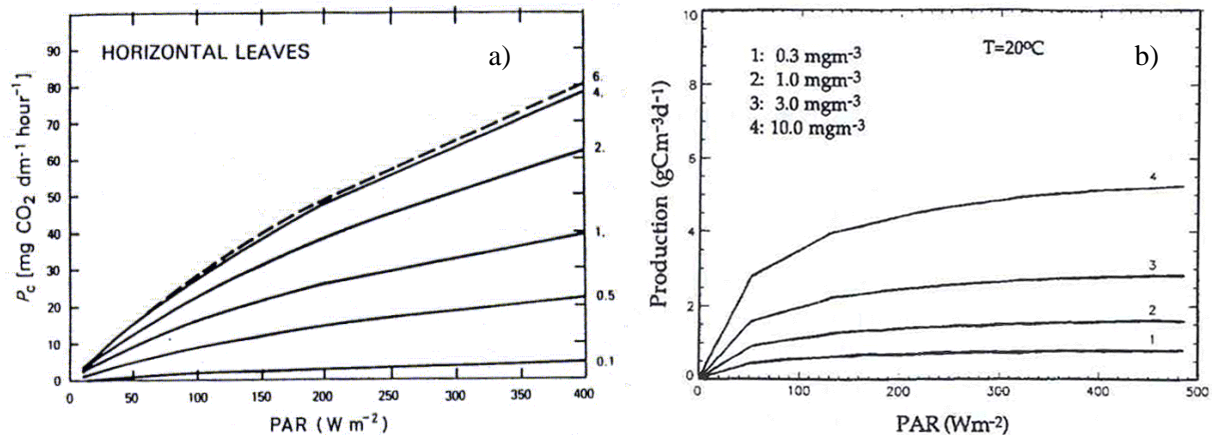


Abb. 4: a) CO₂ - Aufnahme in Abhängigkeit der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) für Vegetation mit horizontal ausgerichteten Blättern und einem LAI (Leaf Area Index) zwischen 0.1 bis 6 (Sellers, 1985). b) Bruttoprimärproduktion für einen homogenen, 20°C warmen Ozean mit einem Chlorophyll-Gehalt von 0.3 mg m⁻³, 1 mg m⁻³, 3 mg m⁻³ und 10 mg m⁻³ (Frouin & Pinker, 1995).

Abb. 4 zeigt die Abhängigkeit der terrestrischen CO₂ - Aufnahme und marinen Bruttoprimärproduktion in Abhängigkeit der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR). Daraus ist ersichtlich, dass sich die CO₂ - Aufnahme bzw. die GPP nicht linear zur PAR verhält. Der Gradient der Primärproduktion nimmt mit steigender PAR ab. Allgemein lässt sich daraus schlussfolgern, dass die Ableitung der PAR für eine fest definierte Güte der modellierten Primärproduktion im Bereich geringerer PAR einem höheren Genauigkeitsanspruch unterliegt als im höheren Bereich der Strahlungsenergie. Niedrige PAR-Werte kommen hauptsächlich bei Verdeckung der Sonne durch Wolken oder bei großen Zenitdistanzen der Sonne vor.

2.2 Bisherige Methoden zur Bestimmung der PAR

In der Vergangenheit wurde das Augenmerk im Wesentlichen auf den gesamten kurzwelligen solaren Strahlungsbereich gerichtet. Daher besteht das weltweite Stationsnetzwerk fast ausschließlich aus Globalstrahlungsmessstationen. Das Ableiten großräumig flächendeckender Strahlungsinformationen (Globalstrahlung) begann mit der Verfügbarkeit von flächendeckenden atmosphärischen Informationen, die aus Fernerkundungsdaten abgeleitet wurden (Tarpley, 1979; Gautier et al., 1980; Möser and Raschke, 1984; Dedieu et al., 1987; Darnell et al., 1988). Wohingegen vergleichsweise nur wenige Verfahren entwickelt wurden, mit der die PAR im globalen Maßstab bestimmt werden kann.

Die bisher in der Literatur beschriebenen Verfahren zum Ableiten der PAR basieren auf statistischen bzw. empirischen Modellen oder auf physikalischen Modellen. Empirische Ansätze zum Ableiten der PAR sind abhängig von an Bodenstationen gemessenen strahlungsrelevanten Parametern und haben daher einen kleinräumigen und regionalen Bezug. Hingegen sind physikalische Modelle großräumig anwendbar, erfordern jedoch aufgrund der Parametrisierung des Strahlungstransfers und der Verwendung atmosphärischer Informationen hohe Rechenkapazitäten.

Bei empirischen Ansätzen wird die PAR häufig aus Globalstrahlungsdaten mittels eines Konvertierungsfaktors (k) abgeleitet. Eine Untersuchung des Verhältnisses zwischen PAR und Globalstrahlung wurde schon in mehreren Publikationen veröffentlicht. In McCree (1966), Goldberg & Klein (1977), Blackburn & Proctor (1983), Howell et al. (1983), Rao (1984), Weiss & Norman (1985), Zhang et al. (2000) wird gezeigt, dass dieser Faktor (k) im Tagesmittel oder Monatsmittel unabhängig von dem Bewölkungsgrad, den atmosphärischen Bedingungen, der Oberflächenbeschaffenheit oder der Tageslänge ist. Daraus wird in der oben genannten Literatur geschlossen, dass dieser Faktor bezüglich einem festen Bezugspunkt an der Erdoberfläche relativ konstant ist. Es wird jedoch empfohlen diesen Faktor für verschiedene Stationen jeweils neu anzupassen, da sich das Verhältnis zwischen PAR und Globalstrahlung räumlich stark voneinander unterscheiden kann. Diese Feststellung impliziert jedoch wieder eine Abhängigkeit dieses Faktors von den regional vorherrschenden Eigenschaften der strahlungsrelevanten Parameter. Dieser Widerspruch wird in Britton & Dodd (1976); Stigter & Musabilha (1982); Papaioannou et al. (1993); Alados et al. (1996), Jacovides et al. (2003; 2004) aufgegriffen. Im Vergleich zu den Theo-

rien eines konstanten Faktors (k) wird hier festgestellt, dass dieses Verhältnis nicht linear ist und für höhere zeitliche Auflösungen (z.B. Tagesmittel, Stundenmittel) in Abhängigkeit von den atmosphärischen Verhältnissen (wolkenfrei, bewölkt, Aerosolgehalt, Wasserdampfgehalt) höheren Schwankungen unterliegt. Für einen halbstündigen Mittelwert konnte aus Modellrechnungen und Stationsmessungen sogar gezeigt werden, dass dieser Faktor (k) zwar für atmosphärisch homogene und wolkenfreie Verhältnisse regional relativ konstant ist, jedoch für bewölkte Atmosphären bei kleinen Zenitdistanzen der Sonne (Z_s) bis zu 50 % ($Z_s = 0^\circ$) variieren kann (Pinker & Laszlo, 1992). Die Variabilität des Konvertierungsfaktors (k) wird bezüglich verschiedener zeitlicher Auflösungen in der oben genannten Literatur uneinheitlich diskutiert und dargestellt.

Weitere empirische Ansätze sind das Ableiten der momentanen PAR unter Verwendung von gemessenen Tagesminima und Tagesmaxima der Lufttemperaturen und Niederschlagsdaten (Nöjd & Hari, 2001). Dabei wird die für einen Standort ermittelte Tagessumme der potentiellen PAR mit Bodenstationsdaten angepasst und zeitlich höher aufgelöst. Ein weiteres Verfahren ist die Verwendung von neuronalen Netzwerken (López et al., 2001). Hierbei basiert das Training des Netzwerks auf Bodenstationsmessungen strahlungsrelevanter Parameter. Es wurden zwei verschiedene neuronale Netzwerke aufgebaut und getestet. Zum einen wurde die stündliche PAR in Abhängigkeit von stündlichen Messwerten der Globalstrahlung und zum anderen in Abhängigkeit der Sonnenscheindauer berechnet.

Physikalische Modelle dagegen basieren auf Strahlungstransferberechnungen, die als Eingabeparameter atmosphärische Informationen benötigen (Gueymard, 1989a; Gueymard, 1989b; Olseth & Skartveit, 1993), wobei einige davon Fernerkundungsdaten verwenden (Frouin & Gautier, 1990; Eck & Dye, 1991; Pinker & Laszlo, 1992) und daher global anwendbar sind. Auf diese Ableitungsverfahren wird im Folgenden näher eingegangen, da diese Verfahren einen globalen Anspruch haben und somit mit der Vorgehensweise und den Ergebnissen, die in dieser Arbeit erzielt werden, verglichen und diskutiert werden können.

Der Algorithmus zum Ableiten der Globalstrahlung für eine bewölkte Atmosphäre von Gautier (1980) wurde von Frouin & Gautier (1990) mit geringfügigen Vereinfachungen für das Ableiten der PAR übernommen. Dabei wurde die Absorption von Wolken vernachlässigt. Der wichtigste Wolkenparameter, die Wolkenalbedo, wird aus geostationären Satellitendaten im sichtbaren Spektralbereich und dem nahen Infrarot abgeleitet. Wol-

ken werden in diesem Verfahren als isotrope Streuer betrachtet. Anisotropie-Effekte werden jedoch für wolkenfreie atmosphärische Bedingungen berücksichtigt. Die zeitliche Variabilität der Atmosphäre wird dabei nicht berücksichtigt, da die abgeleiteten Momentaufnahmen der PAR aus Satellitendaten mit zeitlich integrierten Daten (Halbstundenmittel und Tagesmittel) von Bodenmessstationen verglichen werden. Ein Vergleich der abgeleiteten PAR-Daten mit Stationsmessungen wird an vier Tagen für das Halbstundenmittel und an 32 Tagen für das Tagesmittel bezüglich einer einzigen geographischen Lage aufgezeigt. Dabei wird eine Genauigkeit von 10 -15 W/m² für das Tagesmittel angegeben. Es wird angegeben, dass größere Unsicherheiten bei der Ableitung des 30-Minuten Mittelwerts für bewölkte atmosphärische Bedingungen vorkommen. Angewendet wurde diese Methode mit geringen Modifikationen in einer Studie unter Verwendung von GOES-Daten für Testgebiete in Kanada von Gu & Smith (1997).

In Eck & Dye (1991) wird eine Methode zur Ableitung der PAR unter Verwendung des UV-Bereichs vorgestellt. Die potentielle PAR wird hier theoretisch, unabhängig von Satellitendaten, abgeleitet. Die an die Erdoberfläche ankommende PAR wird dabei aus der potentiellen PAR abzüglich des reflektierten Anteils von Wolken berechnet. Da die Wolkenreflexion in den Wellenlängen der UV-Strahlung und der PAR annähernd konstant ist, wurden dafür die reflektierten Anteile, die vom TOMS-Sensor an Bord von NIMBUS7 im UV-Bereich detektiert wurden, auf den PAR-Bereich übertragen. Der Vorteil dabei ist eine bessere Unterscheidung der atmosphärischen Reflexion und der Bodenreflexion im UV-Bereich, abgesehen von Eis- und Schneeoberflächen. Diese Methode wurde auf Monatsmittelwerte der UV-Strahlung, abgeleitet aus TOMS-Daten mit einer räumlichen Auflösung von 500 km x 500 km, angewendet. Nachteil dieser Methode ist dabei die Nichterkennung von Wolken im Subpixel Bereich der ursprünglichen täglichen TOMS-Daten (< 50 km x 50 km im Nadir). Weiterhin wird in dieser Methode die molekulare Streuung der UV-Strahlung in der höheren Atmosphäre oberhalb von Wolken nicht berücksichtigt. Für die Monatsmittelwerte wird eine relative Abweichung von 6 % angegeben. Dabei wurde die abgeleitete PAR anhand von Stationsmessungen der Globalstrahlung und einem Konvertierungsfaktor von $k = 0.48$ validiert. Die drei Bodenmessstationen befanden sich in Dodge City, Phoenix und Montgomery (alle drei USA).

Die erste globale PAR-Karte eines Monatsmittelwerts wurde mit der Methode nach Pinker und Laszlo (1992) berechnet. Strahlungstransfermodelle berechnen die Transmission der Atmosphäre in Abhängigkeit von der Reflexion am Oberrand der Atmosphäre für die

Wellenlängenintervalle 400 – 500 nm, 500 – 600 nm und 600 – 700 nm . Durch Vergleiche der Modellrechnungen mit den am Sensor gemessenen Strahldichten werden die atmosphärische Transmission und damit die PAR bestimmt. Aufgrund der vom Sensor abhängigen Filterfunktionen der einzelnen Kanäle müssen die am Sensor gemessenen Strahldichten konvertiert werden, da sie meistens nicht mit dem PAR-Bereich übereinstimmen. Diese Konvertierungsfunktionen sind für jeden verwendeten Sensor neu zu berechnen. Anisotropieeffekte der Atmosphäre werden in diesem Verfahren nicht berücksichtigt. Pinker und Laszlo (1992) merken an, dass ihre Methode zum Ableiten der globalen PAR in der Praxis nicht anwendbar ist, da der Aufwand, der zur Anpassung dieses Verfahrens auf verschiedene geostationäre Satelliten notwendig ist, sehr hoch ist. Für die erste globale PAR-Karte wurden ISCCP C1 Daten mit einer Auflösung von 250 km verwendet. Eine Güte dieser PAR-Daten wird jedoch nicht angegeben.

Es wurde die Notwendigkeit erkannt, neue Methoden zum Ableiten der PAR für globale Anwendungen zu entwickeln. Die bisherigen empirischen und physikalischen Ableitungsverfahren besitzen zum Teil nur eine regionale Gültigkeit, bzw. weisen für heterogene, bewölkte Verhältnisse noch große Unsicherheiten auf (Frouin & Pinker, 1995). In den vorgestellten Ableitungsverfahren (Frouin & Gautier, 1990; Eck & Dye, 1991; Pinker und Laszlo, 1992) werden atmosphärische Anisotropieeffekte bei Bewölkung nicht berücksichtigt. Weiterhin werden Wolken als planparallel angesehen. Diese Annahmen führen bei heterogenen atmosphärischen Verhältnissen zu Ungenauigkeiten in der Ableitung der PAR. Diese Ungenauigkeiten erhöhen sich bei den vorgestellten Methoden mit höherer zeitlicher Auflösung (Tag, Stunden).

2.3 Verfahrens- und Datengrundlagen dieser Arbeit

In vorliegender Arbeit werden verschiedene Verfahren und Algorithmen zum Berechnen und Ableiten von strahlungsrelevanten Parametern verwendet. Als Datenbasis dienen dabei Fernerkundungsdaten der AVHRR/NOAA-Sensoren. Die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse der PAR werden mittels Daten von Bodenmessstationen validiert. In diesem Kapitel werden die verwendeten Verfahren sowie die Datengrundlage der Arbeit näher erläutert und beschrieben.

2.3.1 Systembeschreibung des AVHRR/NOAA

Satelliten messen die am Sensor ankommende Strahldichte in den für die verschiedenen Kanäle sensitiven Wellenlängenbereichen. Die im kurzwelligen Bereich am Sensor ankommende Strahldichte ist die von der Erdoberfläche bzw. Atmosphäre gestreute solare Strahlung. Aufgrund der unterschiedlichen spektralen Signaturen der atmosphärischen Bestandteile können atmosphärische Eigenschaften detektiert werden. In dieser Arbeit werden Fernerkundungsdaten des AVHRR/NOAA14 und AVHRR/NOAA15 zum Ableiten atmosphärischer Parameter verwendet.

| Channel | AVHRR/2 (N14) | AVHRR/3 (N15) |
|---------|---------------|---------------|
| 1 | 0.58-0.68 | 0.58-0.68 |
| 2 | 0.725-1.10 | 0.725-1.0 |
| 3A | - | 1.58-1.64 |
| 3 | 3.55-3.93 | 3.55-3.93 |
| 4 | 10.3-11.3 | 10.3-11.3 |
| 5 | 11.5-12.5 | 11.5-12.5 |

Tab. 1: Spektrale Eigenschaften der Sensoren AVHRR/2 an Bord des NOAA14 und AVHRR/3 an Bord des NOAA15 (NCDC/NOAA, 2000).

Die sonnensynchronen NOAA-Satelliten mit polarer Umlaufbahn umkreisen die Erde in einer Höhe von ca. 800 km. Die Satelliten haben für ein Gebiet wie Deutschland pro Tag jeweils einen absteigenden und einen aufsteigenden Pass. Es sind immer mindestens zwei NOAA-Satelliten in der Erdumlaufbahn. Die Überflugszeit eines Satelliten ist am Vormittag, die des anderen am Nachmittag. Die NOAA-Satelliten sind mit dem AVHRR-Sensor (**A**dvanced **V**ery **H**igh **R**esolution **R**adiometer) ausgerüstet. Der AVHRR besitzt 5 (NOAA14) bzw. 6 (NOAA15) spektrale Kanäle im sichtbaren Bereich (VIS), im nahem Infrarot (NIR), im mittlerem Infrarot (MIR) und zwei Thermalkanäle (TIR) (Tab. 1). Der AVHRR-Multispektralscanner ist ein „Cross-Track Line-by-line-scanner“ mit rotierendem Spiegel. Der Schwenkbereich beträgt dabei $\pm 55^\circ$ vom Nadir. Die Zeitlänge für eine Abtastzeile beträgt 1/6 s. Die Größe eines Bildelements (Pixel) beträgt im Nadir ca. 1.1 x 1.1 km² (NCDC/NOAA, 1998). Eine aufgenommene Zeile entspricht 2048 Pixel.

Die Kalibrierung des AVHRR an Bord des NOAA15 erfolgte vor dem Start am Boden („Pre-launch calibration“) und wurde nicht mehr wiederholt. Aufgrund der mit der Zeit nachlassenden Sensitivität des Sensors kann davon ausgegangen werden, dass diese Kalibrationskoeffizienten nicht mehr aktuell zutreffen. Für AVHRR/NOAA14 wird dagegen regelmäßig eine Kalibration mit Hilfe von Referenzflächen am Erdboden durchgeführt (NCDC/NOAA, 1998). Die Kalibrationskoeffizienten werden regelmäßig aktualisiert.

Die vom DLR-DFD bereitgestellten AVHRR/NOAA14 und AVHRR/NOAA15 Rohdaten wurden für weitere Arbeiten georeferenziert und mit den vorhandenen Kalibrationskoeffizienten kalibriert.

2.3.2 Strahlungstransfermodell LibRadtran

Das Strahlungstransfermodell LibRadtran wird in dieser Arbeit für eine Sensitivitätsuntersuchung der PAR von strahlungsrelevanten Parametern (s. Kapitel 3) und zur Berechnung der atmosphärischen Extinktion der PAR (s. Kapitel 4) verwendet.

LibRadtran ist ein Programmpaket für numerische bidirektionale Strahlungstransferrechnungen, das von Bernhard Mayer und Arve Kylling entwickelt wurde (Kylling & Mayer, 2001; Kylling et al. 1995). Es umfasst den gesamten solaren und thermischen Spektralbereich zur Berechnung der Wechselwirkungen zwischen elektromagnetischer Strahlung und bewölkter sowie wolkenfreier Atmosphäre. LibRadtran bietet verschiedene Methoden zur Berechnung des Strahlungsfeldes, unter anderem den in dieser Arbeit verwendeten DISORT-Algorithmus (Stamnes et al., 1988). Zur Berechnung des Strahlungstransfers hat man in LibRadtran die Möglichkeit zur Definition der Atmosphäre. Es ist unter anderem möglich, vertikale Profile von Druck, Temperatur und Spurengaskonzentrationen und die Mikrophysik, die Geometrie von Wasser- und Eiswolken, sowie die Eigenschaften der Erdoberfläche festzulegen. Wolken sind hierbei als homogen und planparallel definiert. Das Modell wurde in mehreren Modellvergleichen (Koepeke et al., 1998; van Weele et al., 2000) validiert. LibRadtran ist ein Open Source Strahlungstransfermodell und ist unter <http://www.libradtran.org> inklusive Modellbeschreibung verfügbar.

2.3.3 Correlated-k Verteilung nach Kratz

Ein wichtiger Wolkenparameter zum Ableiten der PAR stellt in dieser Arbeit die optische Dicke von Wolken (Cloud Optical Thickness, COT) dar. Aufgrund fehlender Referenzdaten der optischen Dicke von Wolken werden in dieser Arbeit zwei Verfahren zum Ableiten der COT verwendet. Diese werden im weiteren Verlauf der Arbeit miteinander verglichen. Das erste ist das Verfahren nach der Correlated-k Methode nach Kratz (1995) und die zweite Methode das APOLLO-Verfahren (s. Kapitel 2.3.4). Das Kratz-Verfahren zur Ableitung der optischen Dicke von Wolken (COT) basiert auf dem reflektiven Anteil im AVHRR-Kanal 1 und ist im Modell LibRadtran als Modul integriert.

Die „ k -Distribution“ (k -D) bzw. „correlated k -Distribution“ (ck -D) ist ein seit den 80er Jahren gängiges Verfahren zur Lösung von Strahlungstransfergleichungen, bei denen Absorption und Streuung gleichzeitig auftreten (Kato, 1999). Die Grundlagen der „ k -D“ bzw. „ ck -D“ sind in Goody (1989) und Lacis & Oinas (1991) ausführlich beschrieben.

Die Gasabsorptionslinien innerhalb des elektromagnetischen Spektrums sind aufgrund der Vibrations- und Rotationsspektren von atmosphärischen Gasen sehr schmalbandig. Die „Line-by-line“ Berechnung der Absorption von solarer Strahlung durch Gase erfordert einen hohen Rechenaufwand und ist nur für einen relativ engen Wellenlängenbereich für Strahlungstransferberechnungen anwendbar. Die „ k -D“ Methode ist an diese „Band models“ angelehnt, ermöglicht jedoch die Berechnung der Extinktion der solaren Strahlung für unterschiedliche atmosphärische Bedingungen. Wenn die Transmission in einem bestimmten Wellenlängenbereich von Interesse ist, sind die genauen Bereiche der Absorptionslinien innerhalb dieses Intervalls nicht relevant, sondern der gesamte Anteil der Absorption. Die „ k -D“ Methode ermöglicht daher die Anwendbarkeit der Berechnung der Extinktion der solaren Strahlung durch atmosphärische Gase für größere Wellenlängenbereiche. Die „ k -D“ Methode ist für eine homogene Atmosphäre mit konstantem Luftdruck und konstanter Temperatur entwickelt worden, dagegen gilt die „ ck -D“-Methode für eine inhomogene Atmosphäre und stellt eine Verallgemeinerung der „ k -D“-Methode dar. Kratz (1995) wendete die „ ck -D“ Methode auf die spektralen Intervalle der AVHRR-Kanäle 1 bis 5 an. Dieses Modul ist in dem Strahlungstransfermodell LibRadtran implementiert. Durch die Invertierung des Strahlungstransfermodells LibRadtran und unter Verwendung der „ ck -D“ Methode wird in dieser Arbeit die optische Dicke von Wolken basierend auf die Strahldichte im Kanal 1 des AVHRR abgeleitet.

2.3.4 APOLLO-Verfahren zum Ableiten der Wolkenparameter

Die für diese Arbeit benötigten Wolkenparameter werden unter Verwendung des Softwarepakets APOLLO (**AVHRR Processing scheme Over clouds Land and Ocean**) (Saunders & Kriebel, 1988; Gesell, 1989, Kriebel et al., 2003) abgeleitet.

APOLLO ist eine Software zur Ableitung von Wolkenparametern aus AVHRR-Daten. Es beinhaltet ein Wolkenerkennungsverfahren und Algorithmen zum Ableiten von wolkenphysikalischen Parametern. Zur Wolkenerkennung werden dabei dynamische Schwellenwerte für alle 5 Kanäle des AVHRR verwendet und pixelweise angewendet. Die Parameter, die mit APOLLO abgeleitet werden können, sind Wolkenhöhen sowie optische Dicken von Wolken. Um diese Höhenzuordnung durchzuführen, wird auf Standardtemperaturprofile zurückgegriffen, die dann über die aus Kanal 5 abgeleiteten Wolkenoberkantentemperatur (**Cloud Top Temperature, CTT**) eine Luftdruckzuordnung ermöglichen. Zum Ableiten der optischen Dicke von Wolken wurde in APOLLO das Parametrisierungsverfahren nach Stephens et al. (1984) implementiert. In dem Parametrisierungsverfahren wurden mit einem bidirektionalem Strahlungstransfermodell für optische Dicken zwischen 1 bis 500 der Anteil der Rückstreuung berechnet. Die aus Kanal 1 des AVHRR abgeleitete directional hemisphärische Wolkenoberkanten-Reflexion (Korrektur der Anisotropie, Korrektur des Bodeneinflusses, Ozon- Absorptionskorrektur) steht dabei in einem festen physikalischen Zusammenhang mit dem Anteil der nach der Stephens-Parametrisierung berechneten Rückstreuung (Kriebel et al., 1989).

2.3.5 SYNAER-Verfahren zum Ableiten von Aerosolparameter

Das SYNAER-Verfahren (**Synergetic Aerosol Retrieval**) dient in dieser Arbeit als Grundlage für den verwendeten Algorithmus zum Ableiten der optischen Dicke von Aerosol. Teile des SYNAER-Verfahrens wurden für die in dieser Arbeit verwendeten AVHRR-Daten adaptiert. Dabei wurden Schwellenwerte und Algorithmen für das DDV-Prinzip (**Dark Dense Vegetation**) aus Kaufmann & Sendra (1989) übernommen.

Ursprünglich ist SYNAER ein Verfahren zum Ableiten von Aerosolparameter aus einer Kombination von zeitgleichen ATSR-2- und GOME-Daten (Holzer-Popp et al., 2002). Dabei wird die hohe spektrale Auflösung von GOME mit der hohen räumliche Auflösung des ATSR-2 ergänzend miteinander genutzt. Der erste Schritt ist eine Wolkenmaske, die

aus ATSR-2-Daten berechnet wird. Der zweite Schritt ist die Bestimmung von „Dunkelfeldern“ in der ATSR-2-Szene (dunkle Vegetation, Wasseroberflächen) in den Kanälen bei 1.6 μm und 3.7 μm und von NDVI (**N**ormalized **D**ifference **V**egetation **I**ndex), berechnet aus den Kanälen bei 670 nm und 870 nm. Die optische Dicke von Aerosol (AOT) bei 670 nm über Land und bei 870 nm über Wasser wird für die als „Dunkelfeld“ klassifizierten Pixel, für die ein guter Wert der Bodenalbedo geschätzt werden kann, abgeleitet. Die AOT wird räumlich für Pixel, die nicht als „Dunkelfeld“ klassifiziert wurden, mit einem distanz-gewichteten Verfahren interpoliert. Eine Bodenalbedo wird aus ATSR-2 für die Wellenlängen 560 nm, 670 nm und 870 nm für alle wolkenfreien Pixel bestimmt. Die aus ATSR-2 abgeleiteten Parameter werden mit GOME überlagert und auf ein GOME Pixel räumlich interpoliert. Im Vorfeld werden 40 verschiedene Aerosolmischungen, bestehend aus 6 Komponenten, in Abhängigkeit von AOT und Bodenalbedo berechnet. Unter Verwendung der aus ATSR-2 abgeleiteten AOT und Bodenalbedo werden GOME-Bodenspektren für 10 verschiedene Wellenlängen berechnet. Diese sind Wolken- und Ozon (Stratosphäre) korrigiert. Aus dem Vergleich zwischen simulierten und gemessenen Spektren aus GOME wird der wahrscheinlichste Aerosoltyp und AOT bei 550 nm pixelweise abgeleitet.

2.3.6 Die verwendeten Bodenmessstationsdaten

Die Referenzdaten der PAR zur Validierung der in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse bestehen aus den Datensätzen des ELDONET-Projektes (**E**uropean **L**ight **D**osimeter **N**etwork). ELDONET ist ein Netzwerk aus Dosimeter Messungen der solaren Strahlung in drei biologisch relevanten Wellenlängenbereichen, der UV-B (280 nm – 315 nm), der UV-A (315 nm – 400 nm) und der PAR (400 nm – 700 nm). Es wird die jeweilige Bestrahlungsstärke in W/m^2 gemessen (Häder et al., 1999; Marangoni et al., 2000; Lebert et al., 2002). Dieses Netzwerk wurde 1996 gestartet und ist bis zum heutigen Zeitpunkt in Betrieb. Für diese Arbeit wurden die PAR-Daten von Messstationen verwendet, die im Zeitraum zwischen Mai und September 1999 erhältlich und deren geographische Koordinaten bekannt sind.

Die in dieser Arbeit zur Validierung verwendeten Bodenmessstationen sind:

| <i>Ort:</i> | <i>Land:</i> | <i>Geographische Koordinaten:</i> |
|-------------|---------------|-----------------------------------|
| Köln | (Deutschland) | 50.93 N / 6.97 E |
| Erlangen | (Deutschland) | 49.64 N / 11.00 E |
| Helgoland | (Deutschland) | 54.17 N / 7.85 E |
| Karlsruhe | (Deutschland) | 49.01 N / 8.41 E |
| Lund | (Schweden) | 55.71 N / 13.21 E |
| Pisa | (Italien) | 43.72 N / 10.38 E |

Das Licht wird am Messinstrument mit einer Ulbricht-Kugel eingefangen. Es werden Silizium Photodioden und spezialangefertigte Filter für die Messung der Bestrahlungsstärke verwendet. Die radiometrische Auflösung beträgt im PAR-Bereich 0.1 W/m^2 . Die Instrumente sind kalibriert, um eine Qualitätskontrolle der Messdaten zu ermöglichen. Die Aufnahmefrequenz liegt bei ca. 60 Messungen pro Minute und wird auf ein Intervall von einer Minute integriert. Der Kosinusfehler wird für dieses Messinstrument als gering angegeben. In Ross & Sulev (2000) werden mögliche Fehlerquellen, die bei der Messung der PAR entstehen können, beschrieben und quantifiziert.

3 Sensitivitätsuntersuchung zur PAR

Im Vorfeld der Entwicklungsarbeiten zu der in dieser Arbeit vorgestellten Methode (s. Kapitel 4) zum Ableiten der PAR, wurde in Abhängigkeit von strahlungsrelevanten astronomischen, atmosphärischen und geographischen Parametern die Sensitivität der PAR untersucht. In Kapitel 3.1 werden Bodenstationsdaten zur Untersuchung der Variabilität der Tagesgänge der PAR und der Tagessumme der PAR verwendet. Die Variabilität der PAR, in Abhängigkeit von strahlungsrelevanten Parametern, wird in Kapitel 3.2 untersucht. Hierfür wurde der Strahlungstransfer mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran berechnet. Es wird deutlich gemacht, welchen Einfluss die verschiedenen Parameter auf die Bestrahlungsstärke im Wellenlängenbereich zwischen 400 nm und 700 nm am Unter- rand der Atmosphäre haben. Die Ergebnisse dieser Sensitivitätsstudie ermöglichen eine Fehlerabschätzung der PAR in Abhängigkeit der getesteten Parameter. Die Fehlerabschätzung der PAR ist für den weiteren Verlauf der Arbeit hinsichtlich der methodischen Vorgehensweise und der Analyse der Ergebnisse von Bedeutung.

3.1 Zeitliche Variabilität der PAR

Der Tagesgang der Bestrahlungsstärke ist zum einen von den astronomischen Parametern im System Sonne-Erde, zum anderen von den vorherrschenden atmosphärischen Bedingungen, d.h. Streu- und Absorptionsprozesse, abhängig. In Abb. 5 werden drei Tagesgänge der PAR am 1.5.99, 3.5.99 und 5.5.99 aus Stationsdaten für Erlangen (49.64N / 11.00E) mit unterschiedlichen atmosphärischen Verhältnissen, d.h. „wolkenfrei“, „teilweise bewölkt“ und „total bewölkt“, dargestellt. Die Abbildung zeigt die zeitliche Variabilität der PAR am Messpunkt. Dabei sind die bestimmenden Faktoren vorwiegend die Zenitdistanz der Sonne und die vorherrschenden Bewölkungsverhältnisse. Bei wolkenfreien Bedingungen folgt die PAR hauptsächlich dem Tagesgang der Zenitdistanz. Dagegen kann der Tagesgang der Bestrahlungsstärke bei Bewölkung sehr variabel sein. Bei teilweiser Bewölkung ist der Wechsel zwischen wolkenfreier und wolkenverdeckter Sonne in kurzen Zeitspannen sehr häufig. Unter diesen Bedingungen ist die Variabilität der PAR im Tagesverlauf am höchsten.

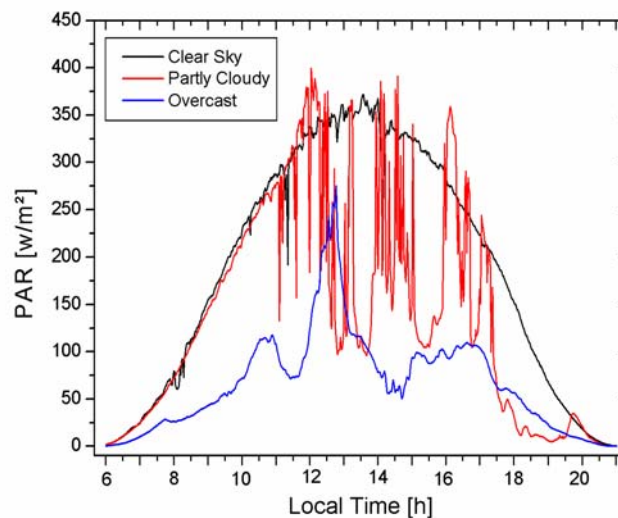


Abb. 5: Tagesgang der PAR [W/m^2] für unterschiedliche atmosphärische Bedingungen aus Stationsdaten (Erlangen, 49.64 N / 11.00 E, ELDONET-Messnetz) für den 1.5.99 („teilweise bewölkt“), 3.5.99 („wolkenfrei“) und 5.5.99 („total bewölkt“).

Aufgrund der von atmosphärischen Verhältnissen abhängigen täglichen Variabilität der solaren Einstrahlung, unterliegt die Tagessumme der am Erdboden ankommenden Strahlungsenergie ebenso Schwankungen. Abb. 6 zeigt die Variabilität der Tagessumme der PAR für den Monat Mai 1999 in Erlangen (49.64 N / 11.00 E).

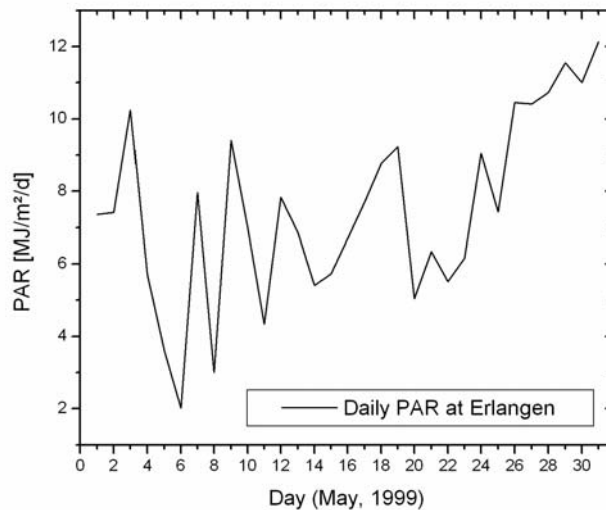


Abb. 6: Tagessumme der PAR [MJ/m²/d], gemessen an der ELDONET-Bodenstation in Erlangen (49.64 N / 11.00 E) für den Monat Mai 1999.

3.2 Sensitivitätsstudie der PAR in Abhängigkeit von strahlungsrelevanten Parametern

In der folgenden Sensitivitätsstudie wird die Variabilität der PAR bezüglich Zenitdistanz der Sonne, Geländehöhe, Bodenalbedo, atmosphärischem Gehalt an Wasserdampf, stratosphärisches Ozon, optischer Dicke von Aerosol (AOT), Aerosoltyp sowie optischer Dicke von Wolken (COT) und des effektiven Tröpfchenradius von Wolken untersucht. Hierbei wurde die PAR in Abhängigkeit dieser Parameter mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran berechnet. Als Standardeinstellung des Modells wurde die „US standard atmosphere 1976“ (Anderson et al., 1986) verwendet. Es wurde die Bestrahlungsstärke zwischen 400 nm und 700 nm für eine horizontale Fläche am Unterrand der Atmosphäre berechnet. Sofern nicht selber Gegenstand der Untersuchung, wurden Zenitdistanz der Sonne

von $Z_s = 30^\circ$ sowie optische Dicke für Aerosol (AOT) bei 550 nm von $\delta_{A(550)} = 0.3$ als Standardwerte verwendet. Zusätzlich ist anzumerken, dass in diesem Modell keine heterogenen atmosphärischen Verhältnisse definiert werden können. Somit beziehen sich diese Berechnungen auf homogene atmosphärische Bedingungen.

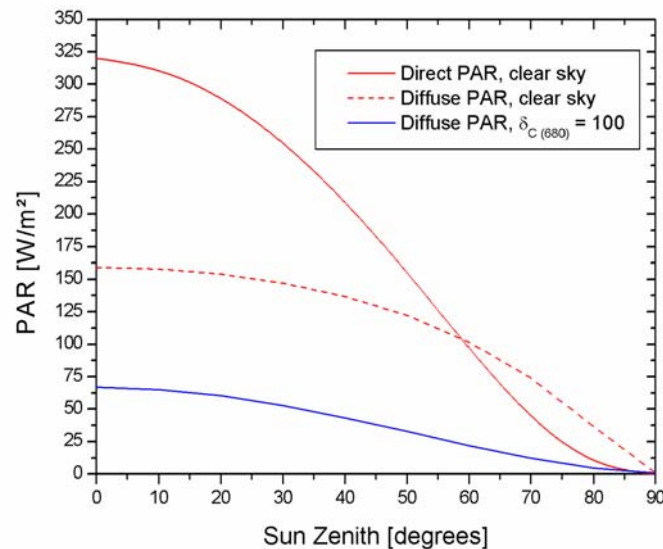


Abb. 7: Berechnete PAR in Abhängigkeit von Zenitdistanz der Sonne für die direkte und diffuse PAR (wolkenfreie Verhältnisse) und für die diffuse PAR für einen homogen bewölkten Halbraum mit einer optischen Dicke von Wolken von $\delta_{C(680)} = 100$.

Abb. 7 zeigt die berechnete PAR in Abhängigkeit von Zenitdistanz der Sonne für die direkte und die diffuse Strahlungskomponente bei homogen wolkenfreier und homogen bewölkter Hemisphäre. Wolkenfreie Verhältnisse werden in dieser Modellrechnung als eine wolkenfreie Hemisphäre mit einer räumlich im Halbraum homogenen Atmosphäre definiert. Homogen bewölkt bedeutet, dass eine COT bei 680 nm von $\delta_{C(680)} = 100$ einer planparallelen Wolke, die den gesamten Halbraum bedeckt, angenommen wird. Dabei wird die gesamte Strahlung diffus gestreut. Der Tagesgang der Zenitdistanz ist abhängig von der Deklination der Sonne und der Sonnenhöhe. Mit größer werdender Zenitdistanz wird die direkte solare Strahlung aufgrund der größeren Weglänge durch die Atmosphäre stärker abgeschwächt. Zudem reduziert sich dabei der Energieeintrag pro Flächeneinheit durch den kleiner werdenden Einfallswinkel mit dem Sinus der Zenitdistanz. Der diffuse Strahlungsanteil der PAR wird mit größer werdender Zenitdistanz ebenfalls geringer, da die

solare Strahlung zwar stärker gestreut, jedoch auch stärker absorbiert wird und somit insgesamt stärker durch die atmosphärischen Moleküle und Partikel abgeschwächt wird. Die Zenitdistanz ist der Parameter, der die am Erdboden ankommende PAR im Vergleich zu den übrigen strahlungsrelevanten Parametern am deutlichsten beeinflusst. Jedoch ist die Zenitdistanz ein Parameter, der immer genau bekannt ist und somit kein Unsicherheitsfaktor in der Ableitung der PAR darstellt.

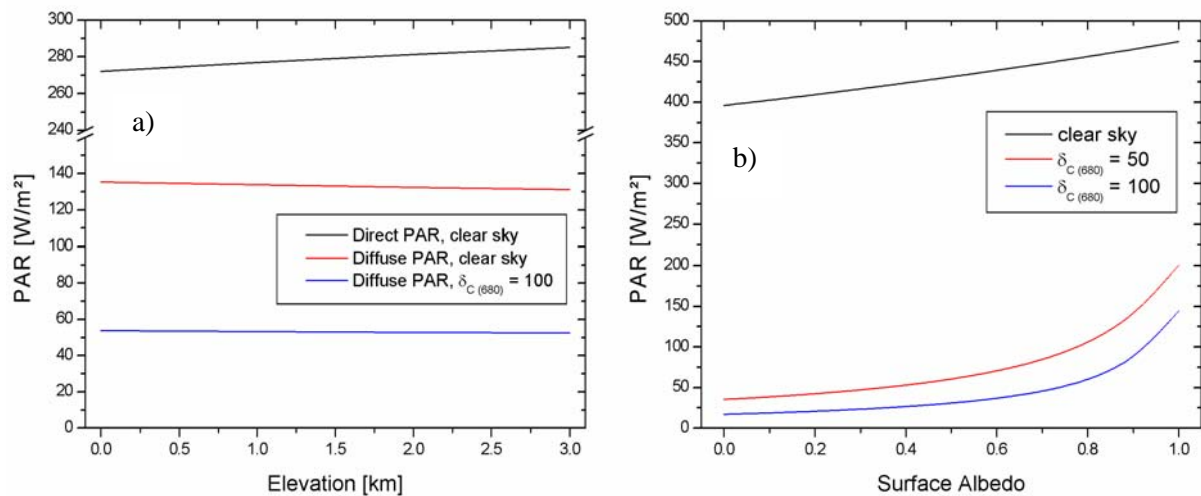


Abb. 8: Berechnete PAR in Abhängigkeit von a) Geländehöhe für die direkte und diffuse PAR (wolkenfreie Verhältnisse) und für die diffuse PAR für einen homogen bewölkten Halbraum ($\delta_{C(680)} = 100$) und von der b) Bodenalbeto für wolkenfreie Verhältnisse sowie für homogene Bewölkung ($\delta_{C(680)} = 50$ und $\delta_{C(680)} = 100$).

Abb. 8a zeigt die berechnete PAR in Abhängigkeit von der Geländehöhe (H) für die direkte und diffuse Bestrahlungsstärke bei wolkenfreier Hemisphäre und für einen homogen bewölkten Halbraum mit einer optischen Dicke der Wolken von $\delta_{C(680)} = 100$. Der direkte Strahlungsanteil der PAR erhöht sich bei einem Anstieg der Geländehöhe von 0 m ü. NN bis 3000 m ü. NN nur geringfügig um 2.2 %. Diese leichte Erhöhung der PAR ist auf eine Verminderung der Absorption der Strahlung in der Atmosphäre sowie auf eine Verringerung des Streuanteils (Rayleighstreuung) durch atmosphärische Gase und Partikel mit zunehmender Geländehöhe zurückzuführen. Als Folge der Verringerung der Streuung sinkt auch der diffuse Strahlungsanteil mit der Höhe. Dieser Effekt wirkt sich jedoch in den ersten 3000 m ü. NN nur sehr gering aus.

Abb. 8b zeigt die berechnete PAR in Abhängigkeit von der Bodenalbedo (α_B) für wolkenfreie Verhältnisse und für homogen bewölkte Bedingungen mit einer optischen Dicke der Wolke von $\delta_{C(680)} = 50$ bzw. von $\delta_{C(680)} = 100$. Für eine wolkenfreie Hemisphäre nimmt die Bestrahlungsstärke mit größer werdender Bodenalbedo linear, für eine bewölkte Hemisphäre dagegen exponentiell zu. Wolken haben im Wellenlängenbereich zwischen 400 nm und 700 nm ein hohes Reflexionsvermögen (60 % - 90 % für eine geschlossene Wolkendecke, Kidder, 1995). Der Effekt der Mehrfachstreuung an Wolken wird mit zunehmender Bodenalbedo verstärkt, wohingegen bei wolkenlosen atmosphärischen Bedingungen die Mehrfachstreuung relativ gering ist. Daher ist es wichtig, schneebedeckte Oberflächen von schneefreien zu unterscheiden, da diese eine hohe Albedo besitzen.

Tabelle 2 zeigt die Albeden für verschiedene in der Natur vorkommende Oberflächen. Die Albedo für Vegetation liegt im Bereich zwischen $\alpha_B = 0.05$ (Nadelwald) und $\alpha_B = 0.26$ (Wiese). Die geringsten Albeden haben Meere und Seen (0.03 - 0.10). Jedoch reflektiert Wasser einen Teil der einfallenden solaren Strahlung, so dass die Albedo in Abhängigkeit vom Blickwinkel ~ 1 betragen kann. Die höchste Albedo hat Schnee mit Werten zwischen $\alpha_B = 0.40 - 0.95$, wobei Altschnee im unteren Wertebereich und Neuschnee im oberen Wertebereich liegt.

| Oberfläche | Albedo (α_B) |
|----------------------|-----------------------|
| Nackter Boden | 0.05 – 0.04 |
| Wiese | 0.16 – 0.26 |
| Ackerfrüchte, Tundra | 0.18 – 0.25 |
| Obstanbauflächen | 0.15 – 0.20 |
| Laubwald | 0.15 – 0.20 |
| Nadelwald | 0.05 – 0.15 |
| Wasser | 0.03 – 0.10 |
| Alt- Neuschnee | 0.40 – 0.95 |

Tab.2: Durchschnittliche Albeden (α_B) für verschiedene Oberflächen. Aus: Sellers (1965) und Monteith (1973).

In weiteren Berechnungen wurden die Abweichungen der PAR (ΔPAR), ausgehend von einem festgelegten Standardwert der Albedo von $\alpha_B = 0.2$, für einen Maximalwert (α_{BMAX}) und einem Minimalwert (α_{BMIN}) ermittelt. Dabei beträgt $\alpha_{BMIN} = 0.01$ (nahezu Schwarzkörper) und $\alpha_{BMAX} = 0.4$ (Maximalwerte der Albedo von Vegetation und nacktem Boden). Die relative Abweichung der Bestrahlungsstärke der PAR für wolkenfreie Verhältnisse beträgt für $\Delta PAR_{\alpha_{BMIN}} = 3.2\%$ und für $\Delta PAR_{\alpha_{BMAX}} = +3.5\%$. Für eine homogen bewölkte Hemisphäre mit einer COT von $\delta_{C(680)} = 50$ beträgt die Abweichung für $\Delta PAR_{\alpha_{BMIN}} = -16.4\%$ und für $\Delta PAR_{\alpha_{BMAX}} = +24.5\%$. Für eine homogen bewölkte Hemisphäre mit einer COT von $\delta_{C(680)} = 100$ erhöht sich die Abweichung auf $\Delta PAR_{\alpha_{BMIN}} = -17.6\%$ bzw. $\Delta PAR_{\alpha_{BMAX}} = 27.1\%$.

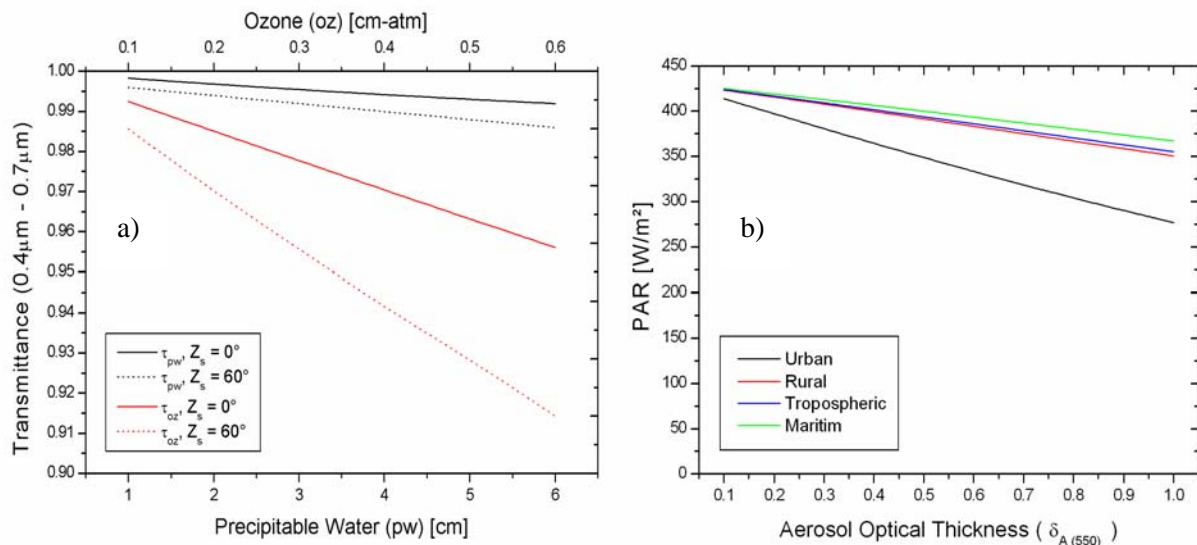


Abb. 9: a) Berechnete Transmissionskoeffizienten (τ) im Wellenlängenbereich zwischen 400 nm - 700 nm in Abhängigkeit von niederschlagsfähigem Wasser (pw) und stratosphärischem Ozongehalt (oz) b) Berechnete PAR in Abhängigkeit der optischen Dicke von Aerosol bei $\lambda = 550$ nm für die Aerosoltypen nach Shettle (1989) „urban“, „rural“, „tropospheric“ und „maritim“.

Abb. 9a zeigt den Transmissionskoeffizienten (τ) der PAR für das in der Atmosphäre enthaltene niederschlagsfähige Wasser (τ_{pw} , schwarze Linien) und für das stratosphärische Ozon (τ_{oz} , rote Linien) für die Zenitdistanzen der Sonne von $Z_s = 0^\circ$ und $Z_s = 60^\circ$. Generell beträgt der Transmissionskoeffizient in Abhängigkeit beider Parameter (τ_{ges}) bei der

Modellberechnung $\tau_{\text{ges}} > 0.9$. Die Variabilität des Transmissionskoeffizienten für das niederschlagsfähige Wasser zwischen $p_w = 1\text{mm}$ und $p_w = 6\text{mm}$ beträgt für die Zenitdistanz der Sonne von $Z_s = 0^\circ$ weniger als 1 % und für $Z_s = 60^\circ$ weniger als 3.7 %. Wie schon in vorherigen Abschnitten festgestellt, zeigt die Berechnung des Transmissionskoeffizienten (in Abb. 9a), dass der Einfluss des atmosphärischen Wasserdampfgehalts auf die PAR nur sehr gering ist. Dies liegt hauptsächlich daran, dass Wasserdampf im Wellenlängenbereich zwischen 400 nm – 700 nm nur geringfügig absorbiert und streut. Markante Absorptionsbanden treten erst im Infrarot-Bereich auf. Auch das stratosphärische Ozon hat einen geringfügigen Einfluss auf die PAR. Die Variabilität des Transmissionskoeffizienten beträgt zwischen $o_z = 0.1\text{ cm-atm}$ und $o_z = 0.6\text{ cm-atm}$ (100 - 600 Dobson Units) für die Zenitdistanz der Sonne von $Z_s = 0^\circ$ weniger als 2.4 % und für $Z_s = 60^\circ$ weniger als 5.0 %. Schwache Absorptionsbanden liegen im PAR-Bereich um 600 nm (Kidder, 1995). Am wirksamsten ist Ozon im UV-Bereich, wo die Absorption 100 % erreichen kann.

Abb. 9b zeigt die berechnete PAR in Abhängigkeit der optischen Dicke von Aerosol (AOT) unter Berücksichtigung der von Shettle (1989) definierten Aerosoltypen „maritim“, „rural“, „tropospheric“ und „urban“. Die Inhaltsstoffe für die vier verschiedenen Aerosoltypen sind wasserlösliche Partikel und Meersalz für den maritimen Typ, nur wasserlösliche Partikel für den ruralen Aerosoltyp, wasserlösliche Partikel und Staub für den troposphärischen Typ, sowie wasserlösliche Partikel, Staub und Ruß für den urbanen Typ. Die optische Dicke von Aerosol bezieht sich auf eine Wellenlänge von $\lambda = 550\text{ nm}$. Für Werte der optischen Dicke von $\delta_{A(550)} = 0.1$ bis $\delta_{A(550)} = 1.0$ ist eine deutliche Abschwächung der PAR für alle Aerosoltypen feststellbar. Dabei beträgt die Abnahme der Bestrahlungsstärke für den maritimen Aerosoltyp 13.6 %, für den ruralen Aerosoltyp 17.2 %, für den troposphärischen Typ 16.2 % und für den urbanen Aerosoltyp sogar 34.7 %. Die Variabilität der PAR in Abhängigkeit von den jeweiligen Aerosoltypen „tropospheric“, „maritim“ und „rural“ ist für gleiche optischen Dicken innerhalb des Intervalls $\delta_{A(550)} = 0.1$ und $\delta_{A(550)} = 1$ mit weniger als 4.6% relativ gering. Im Vergleich dazu wird die PAR durch den urbanen Aerosoltyp viel stärker abgeschwächt. Mit ansteigender optischer Dicke wird der Einfluss des Aerosoltyps auf die PAR größer.

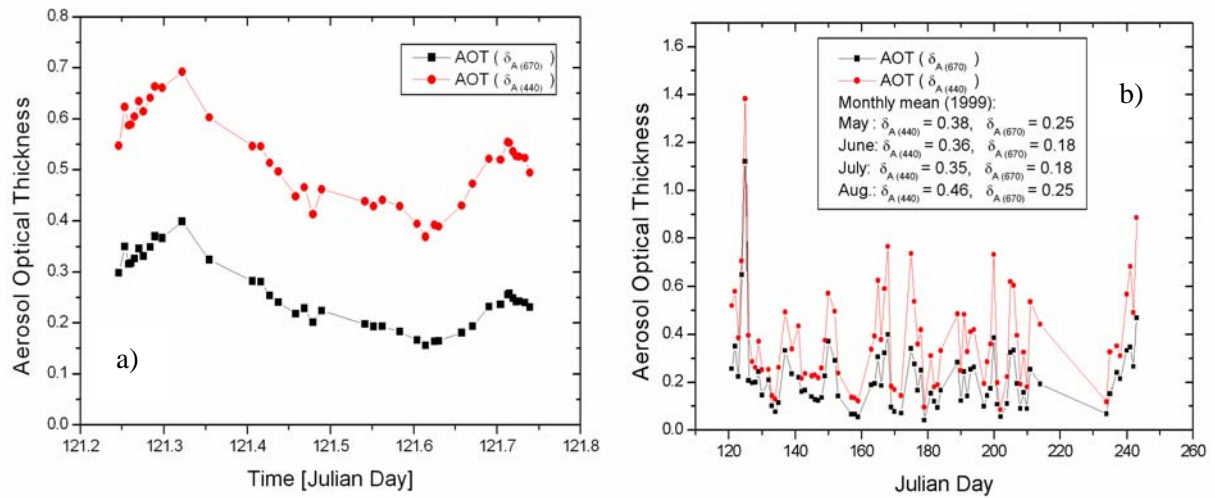


Abb. 10: a) Tagesgang der optischen Dicke von Aerosol am 1. Mai 1999, für die Wellenlängen $\lambda = 670 \text{ nm}$ und $\lambda = 440 \text{ nm}$. b) Gang des Tagesmittelwertes der AOT zwischen Mai und September 1999 für die Wellenlängen $\lambda = 670 \text{ nm}$ und $\lambda = 440 \text{ nm}$. Die Daten stammen aus der AERONET-Datenbank (Level 1.5 Daten) von der Messstation Lille (50°N , 3°E). Gemessen wurde mit einem Sonnen-Photometer.

Abb. 10a zeigt den Tagesgang der AOT für die Wellenlängen $\lambda = 440$ und $\lambda = 670$ für die Messstation Lille (50°N , 3°E). Die Stationsdaten werden im Rahmen von AERONET (**A**erosol **R**obotic **N**etwork) (Dubovik et al., 2000; Holben et al., 1998) zur Verfügung gestellt. Datenlücken in der Messreihe kommen aufgrund von Bewölkung vor, da mit einem Sonnen-Photometer gemessen wird, so dass nur bei nicht verdeckter Sonne eine optische Dicke abgeleitet werden kann. Die an einer Bodenstation gemessene AOT kann im Tagesgang stark schwanken, da der Aerosolgehalt der Atmosphäre zeitlich wie räumlich sehr variabel sein kann. Für den 1. Mai bewegen sich die Werte im Verlauf des Tages zwischen $\delta_{A(440)} = 0.37$ und $\delta_{A(440)} = 0.69$ bzw. zwischen $\delta_{A(670)} = 0.16$ und $\delta_{A(670)} = 0.37$.

Abb. 10b zeigt den Gang der Tagesmittel der optischen Dicke von Aerosol zwischen den Monaten Mai und September 1999 für die Wellenlängen $\lambda = 440 \text{ nm}$ und $\lambda = 670 \text{ nm}$ gemittelt aus den Stationsdaten in Lille. Das Tagesmittel zeigt ebenfalls eine hohe Variabilität im Jahresgang. Die Schwankungsbreite beträgt in diesem Zeitraum zwischen $\delta_{A(440)} = 0.09$ und $\delta_{A(440)} = 1.4$, bzw. zwischen $\delta_{A(670)} = 0.04$ und $\delta_{A(670)} = 1.12$. Auch die

berechneten Monatsmittelwerte zwischen Mai und September 1999 sind nicht konstant (s. Abb. 10b) und variieren im Bereich zwischen $\delta_{A(440)} = 0.35$ und $\delta_{A(440)} = 0.46$, bzw. zwischen $\delta_{A(670)} = 0.18$ und $\delta_{A(670)} = 0.25$.

Werte der optischen Dicke bei $\lambda = 550$ nm wurden an der Station Lille nicht gemessen und können daher nicht direkt mit den aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten optischen Dicken verglichen werden. Das Verhältnis der AOT in den Wellenlängen $\lambda = 670$ nm bzw. $\lambda = 440$ nm zur AOT bei $\lambda = 550$ nm ist für einen Wertebereich der AOT von > 0 nicht genau linear. Jedoch wird allgemein der Mittelwert aus den Werten der AOT für $\lambda = 670$ nm und $\lambda = 440$ nm als ein Schätzwert für die optische Dicke bei $\lambda = 550$ nm angenommen.

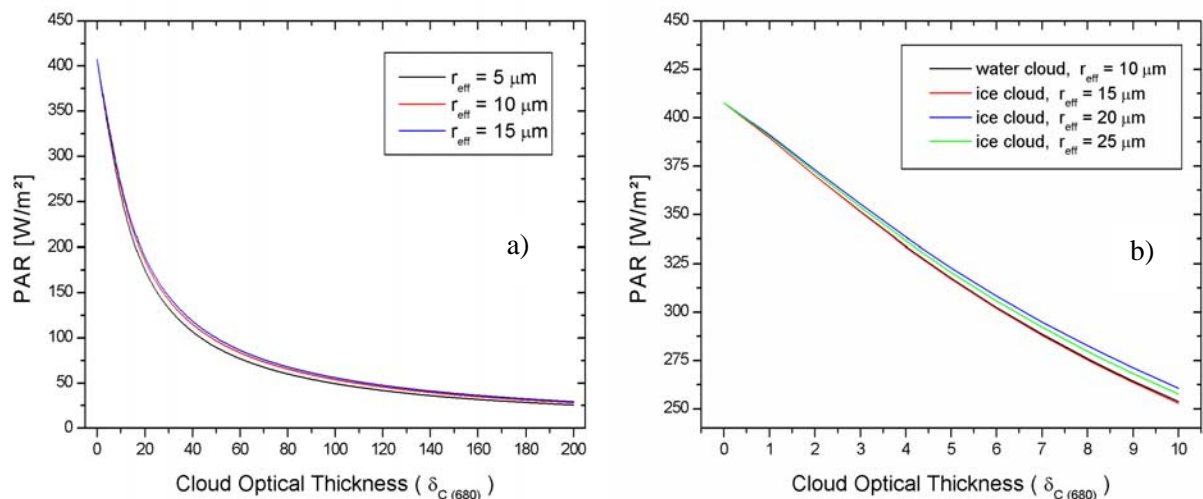


Abb. 11: Berechnete PAR in Abhängigkeit von der optischen Dicke von Wolken und dem effektiven Radius (r_{eff}) von a) Wassertropfen b) Eistropfen im Vergleich zur Wasserwolke ($r_{\text{eff}} = 10 \mu\text{m}$).

Abb. 11a zeigt die berechnete PAR in Abhängigkeit der optischen Dicke von Wolken bei $\lambda = 680$ nm ($\delta_{C(680)}$) für einen effektiven Tröpfchenradius von Wasserwolken von $r_{\text{eff}} = 5 \mu\text{m}$, $r_{\text{eff}} = 10 \mu\text{m}$ und $r_{\text{eff}} = 15 \mu\text{m}$. Neben der Zenitdistanz der Sonne haben Wolken einen starken Einfluss auf den atmosphärischen Strahlungstransfer der PAR. Mit steigender optischer Dicke verstärkt sich die Extinktion der PAR. Dabei verhält sich der Zusam-

menhang zwischen COT und PAR exponentiell abnehmend. Die PAR wird bis zu einer optischen Dicke von $\delta_{C(680)} = 20$ sehr stark abgeschwächt (Abschwächung der PAR um 56.8% für $r_{eff} = 10\mu\text{m}$). Die Abhängigkeit der PAR vom Tröpfchenradius ist gering ($< 7.3\%$), wobei der Maximale Unterschied bei $\delta_{C(680)} = 40$ liegt.

Abb. 11b zeigt einen Vergleich zwischen berechneter PAR in Abhängigkeit von der COT für Eiswolken mit $r_{eff} = 15\mu\text{m}$, $r_{eff} = 20\mu\text{m}$ und $r_{eff} = 25\mu\text{m}$ und für Wasserwolken ($r_{eff} = 10\mu\text{m}$). Die optische Dicke von reinen Eiswolken ist typischerweise kleiner als $\delta_{C(680)} = 5$, da es sich meistens um hohe, dünne Wolken handelt (z.B. Cirrus Wolken). Die Variabilität der PAR für Eiswolken und Wasserwolken ist bis zu einer optischen Dicke von $\delta_{C(680)} = 5$ kleiner 1 %.

Weiterhin wurde die PAR in Abhängigkeit von der Wolkenhöhe über Meeresniveau und der vertikalen Wolkenausdehnung untersucht. Die Berechnungen der Bestrahlungsstärke der PAR mit LibRadtran für verschiedene Höhengniveaus der Wolkenunterkanten zwischen 1000 m ü. NN und 8000 m ü. NN sowie für unterschiedliche Wolkenschichtdicken von 1000 m bis 6000 m wiesen Änderungen von weniger als 1 % auf.

3.3 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Der Tagesgang der Bestrahlungsstärke der PAR kann in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bedingungen, d.h. im Wesentlichen von den Bewölkungsverhältnissen, räumlich sowie zeitlich sehr variabel sein. Bei einer wolkenfreien Atmosphäre ist der Tagesgang überwiegend abhängig von der Zenitdistanz der Sonne. Die Schwankungen im Tagesgang wirken sich auf die gesamte Tagessumme der PAR aus.

Die Untersuchung der Variabilität der PAR in Abhängigkeit von strahlungsrelevanten astronomischen, atmosphärischen und geographischen Parametern zeigt, dass die Zenitdistanz der Sonne, die optische Dicke von Wolken, optische Dicke von Aerosol sowie Aerosoltyp den größten Einfluss auf die Bestrahlungsstärke der PAR haben. Dabei wird die PAR selbst von optisch dünnen Wolken ($\delta_{C(680)} < 20$) sehr stark abgeschwächt. Außerdem zeigt sich, dass eine Berücksichtigung des Wolkenzustandes (Wasser- oder Eiswolke) nur zu geringen Unterschieden in der berechneten PAR führt. Da Wolken den Effekt der Mehrfachstreuung verstärken, bewirken höhere Bodenalbeden bei Bewölkung eine stärkere

Erhöhung der PAR als bei wolkenfreien Verhältnissen. Jedoch ist die Variabilität der PAR für Oberflächen mit Albeden von $\alpha_B < 0.4$ (Vegetation, Boden, Wasser) relativ gering. Eine Identifizierung von Schneeflächen oder von Reflexionen der Solarstrahlung an Wasseroberflächen ist wichtig, da die PAR mit höher werdender Albedo ($\alpha_B > 0.4$) bei bewölkten Verhältnissen exponentiell ansteigt. Neben der Bewölkung sind der Aerosolgehalt und die Aerosoleigenschaften räumlich und zeitlich heterogen. Die Unterscheidung zwischen den Aerosoltypen „maritim“, „rural“ und „tropospheric“ zeigt nur einen geringen Einfluss auf die berechneten PAR. Dagegen führt eine Nicht-Berücksichtigung des urbanen Aerosoltyps zu größeren Fehlern. Die Abhängigkeit der PAR von atmosphärischem Wasserdampf, stratosphärischem Ozon und der Geländehöhe ist im Vergleich zu den vorhin genannten Parametern nur sehr gering.

4 Entwicklung und Aufbau einer Methode zum Ableiten der PAR

Im folgenden Kapitel wird eine Methode zum Ableiten der Bestrahlungsstärke der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) vorgestellt. Wie in Kapitel 3.2 gezeigt wurde, sind die atmosphärischen Parameter, die den Strahlungstransfer der PAR durch die Atmosphäre am stärksten beeinflussen, Wolken und Aerosole. Es werden die Algorithmen vorgestellt, mit denen die benötigten atmosphärischen Parameter mittels Fernerkundungsdaten zum Zeitpunkt der Aufnahme abgeleitet werden. Diese Algorithmen wurden in eine Prozessierungskette eingebunden, um die Datenbasis der PAR für diese Arbeit zu berechnen. In Kapitel 5 werden diese PAR-Daten zur Ableitung von Mittelwerten der PAR verschiedener Zeitintervalle und der Tagessumme der PAR verwendet. Das Ergebnisprodukt dieser Prozessierungskette ist die diffuse und die direkte Bestrahlungsstärke der PAR in W/m^2 , abgeleitet aus Tagesszenen der AVHRR/NOAA-Sensoren zum jeweiligen Aufnahmezeitpunkt des Überflugs über Zentral-Europa. Für diese Arbeit wurden Fernerkundungsdaten für den Zeitraum 1. Mai 1999 bis 28. August 1999 verwendet und prozessiert.

4.1 Der PAR - Prozessor – Übersicht und Problemdarstellung

Die Wechselwirkung zwischen elektromagnetischer Strahlung und der Atmosphäre im kurzwelligen Wellenlängenbereich kann für homogene atmosphärische Verhältnisse mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran mit guter Genauigkeit simuliert werden (van Weele, 2000). Eingabedaten sind dabei strahlungsrelevante astronomische, atmosphärische und geographische Parameter (s. Kapitel 2.3.2). Flächendeckende Informationen über die vorherrschenden atmosphärischen Verhältnisse, wie Wolkenparameter und Aerosolparameter, können aus Fernerkundungsverfahren für den jeweiligen Zeitpunkt der Aufnahme abgeleitet werden. In dieser Arbeit werden AVHRR-Daten der NOAA-Satelliten mit polarer Umlaufbahn verwendet. Für ein Gebiet wie Deutschland werden pro Tag zwei Pässe durch einen Sensor aufgenommen, die sich aus einem Nachtpass und einem Tagpass zusammensetzen. Da Wolken generell räumlich und zeitlich sehr variabel sind, ist eine Untersuchung der täglichen zeitlichen Variabilität der Wolkeneigenschaften für einen bestimmten Punkt auf der Erdoberfläche mit nur einem Sensor auf einem Satellitensystemen mit polarer Umlaufbahn nicht möglich. Daher wird in Kapitel 5 eine neue Methode vorgestellt, mit der die Heterogenität der Atmosphäre bezüglich der mittleren PAR für verschiedene Zeitintervalle und der Tagessumme der PAR berücksichtigt wird. Zentraler Punkt dieses Kapitels ist der Aufbau eines Verfahrens zum Ableiten der PAR für räumlich heterogene atmosphärische Verhältnisse zum Zeitpunkt der Sensoraufnahme.

In Abb. 12 ist der hier entwickelte Prozessablauf zur Berechnung der PAR grobschematisch dargestellt. Kernmodul dieser Prozessierungskette ist das Strahlungstransfermodell LibRadtran. Mit diesem Modell wird der Strahlungstransfer für eine im Halbraum homogene Atmosphäre berechnet. Die in dieser Arbeit verwendeten variablen Eingabeparameter für das Strahlungstransfermodell sind Zenitdistanz der Sonne (Z_s), optische Dicke von Wolken ($COT = \delta_{C(680)}$) und optische Dicke von Aerosol ($AOT = \delta_{A(550)}$). Zusätzliche Werte die als Input benötigt werden, wie die restlichen atmosphärischen Gase, Geländehöhe, Bodenalbedo und Aerosoltyp, werden als konstant betrachtet (s. Kapitel 4.2). Berechnet werden der direkte (PAR_{dir}) und der diffuse (PAR_{dif}) Strahlungsanteil der Solarstrahlung im Wellenlängenbereich zwischen 400 nm - 700 nm (PAR) für eine im Halbraum homogene Atmosphäre in Abhängigkeit der vordefinierten konstanten Parameter und der aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten variablen Eingabeparameter.

Die zum jeweiligen Aufnahmezeitpunkt vorherrschenden atmosphärischen Eigenschaften von Wolken und Aerosolen werden aus den georeferenzierten Kanälen 1 bis 5 des AVHRR/NOAA abgeleitet. Aus den Fernerkundungsdaten wird unter Verwendung des Softwarepakets APOLLO eine Wolkenmaske erstellt, die optische Dicke von Wolken berechnet sowie die Wolkenhöhen grob klassifiziert (s. Kapitel 4.3). Die optische Dicke von Aerosol wird nach dem „Dark Dense Vegetation (DDV)“ Prinzip abgeleitet (s. Kapitel 4.4). Zusätzlich werden noch die astronomischen Parameter wie Zenitdistanz der Sonne, Sonnenazimut sowie Sensorzenit und Erdkoordinaten (Georeferenzierung) pixelweise für die jeweilige Satellitenaufnahme berechnet.

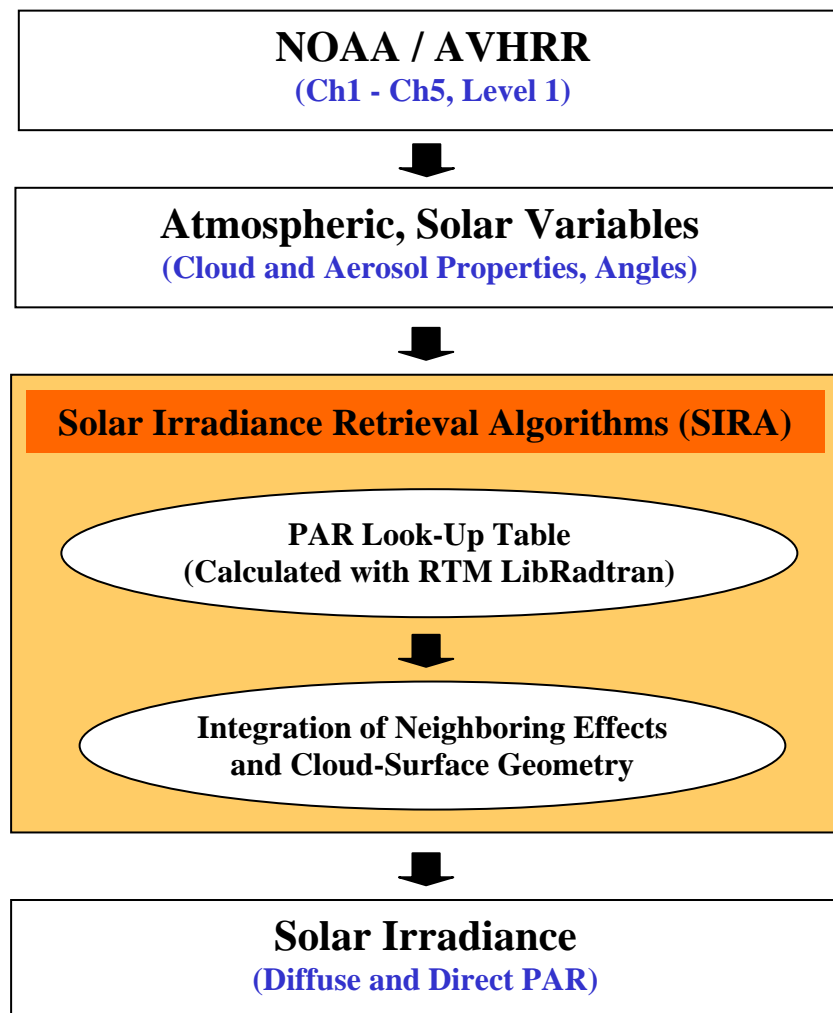


Abb. 12: Schematische Darstellung der Prozessierungskette zum Ableiten der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR). Das Modul SIRA besteht aus Algorithmen zur Pixelweisen Berechnung der PAR für heterogene atmosphärische Verhältnisse. Blau gekennzeichnet sind die in der Prozessierung berechneten Ausgabegrößen.

Bei dieser Methode zur Berechnung der PAR ergeben sich jedoch verschiedene systematische Schwierigkeiten und Fehlerquellen. Das vorgestellte Verfahren bringt einen sehr hohen Rechenaufwand mit sich. Die Berechnung des Strahlungstransfers für jedes AVHRR-Pixel würde auf diese Weise, je nach Rechenleistung, 3-5 Sekunden dauern. Dies bedeutet eine Rechenzeit von ca. einem Jahr zur Ableitung der PAR für eine einzige AVHRR-Szene über Europa und Nordafrika (ca. 10^7 Pixel pro Kanal). Aus diesem Grunde wurde die PAR im Vorfeld für schrittweise variierende Inputparameter vorausberechnet und in einer Look-Up Tabelle (LUT) abgelegt (s. Kapitel 4.2). Dies reduziert die Rechenzeit auf wenige Minuten.

Aufgrund der Aufnahmeeigenschaften des AVHRR/NOAA werden die meisten Objekte aus einer Schrägansicht aufgenommen. Daraus ergibt sich eine Verschiebung der Georeferenzierung von Wolken in Abhängigkeit von der Wolkenhöhe (s. Kapitel 4.3.5). Bei teilweiser und heterogener Bewölkung ist die räumliche Variabilität der Bestrahlungsstärke sehr hoch. Aufgrund der teilweise starken Abschwächung der direkten Strahlung durch Wolken ist der Schattenwurf von Wolken an der Erdoberfläche zu berücksichtigen. Dieser ist von der Zenitdistanz der Sonne, Sonnenazimut und der Höhe von Wolkenober- und Unterkante abhängig (s. Kapitel 4.3.6).

Eine systematische Einschränkung bezüglich der Berechnung der PAR ist durch das Strahlungstransfermodell LibRadtran gegeben. Die Bestrahlungsstärke wird punktwise berechnet. Hierfür wird der diffuse Strahlungseintrag aus dem gesamten atmosphärischen Halbraum berücksichtigt. Dabei wird der Halbraum mit den vordefinierten atmosphärischen Eigenschaften als homogen betrachtet. Eine Wolke wird als eine planparallele Wolke, die den ganzen Halbraum bedeckt, betrachtet. D.h. eine atmosphärische Heterogenität im Halbraum wird im Modell nicht berücksichtigt. In Kapitel 4.6.1 wird ein Algorithmus beschrieben, mit der die PAR für räumlich heterogene Verhältnisse berechnet wird.

Datenbasis dieser Arbeit sind einzelne Tagesszenen der Zentralpässe über Europa aus NOAA/AVHRR-Daten für den Zeitraum Mai 1999 bis September 1999. Die Rohdaten in den spektralen Kanälen 1 - 5 wurden zunächst navigiert und kalibriert. Die Fernerkundungsdaten wurden für die weitere Prozessierung aus der Sensorprojektion in eine stereographische Projektion transformiert, um ein Einheitsgitter für multitemporale Untersuchungen zu erzeugen und damit eine Überlagerung der abgeleiteten Daten zu ermöglichen. Die stereographische Projektion ist eine konforme Abbildung der Oberfläche der Einheitskugel auf eine Ebene.

Abb. 13 zeigt die georeferenzierte und kalibrierte AVHRR/NOAA14-Szene vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC, in stereographischer Projektion als Farbkomposit der Kanäle 1, 2 und 5. In Kapitel 4 und Kapitel 5 werden die einzelnen Arbeitsschritte und Ergebnisse beispielhaft graphisch anhand dieser AVHRR/NOAA14-Szene dargestellt.

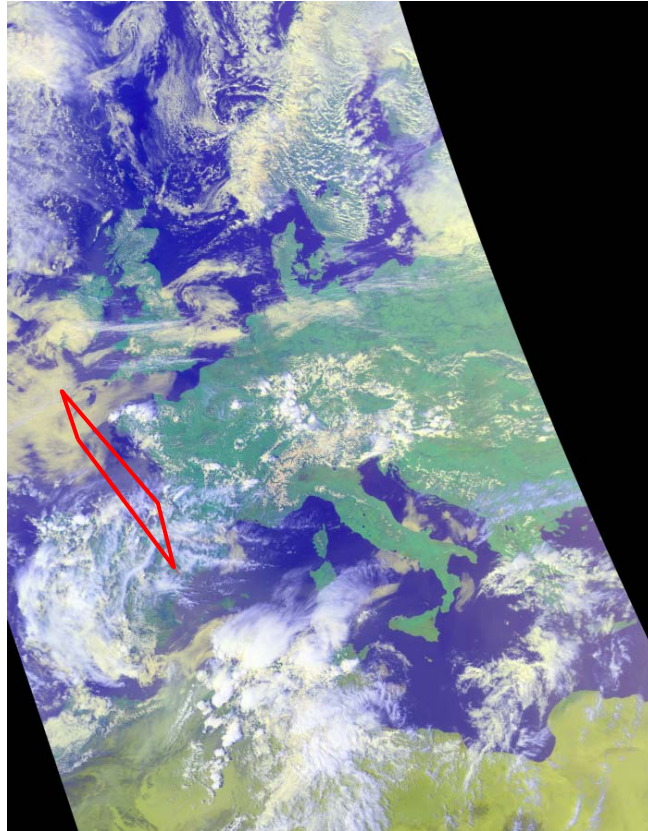


Abb.13:Farbkomposit-Darstellung aus den georeferenzierten und kalibrierten Kanälen 1, 2 und 5 der AVHRR/NOAA14-Szene vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Der rot markierte Bereich begrenzt einen Ausschnitt, der für eine Sensitivitätsuntersuchung der optischen Dicke von Wolken verwendet wurde (s. Kapitel 4.3.3).

4.2 Berechnung der Look-Up Tabelle

Aufgrund der hohen Rechenzeit des Strahlungstransfermodells LibRadtran wurde die PAR im Vorfeld für schrittweise variierende Eingabeparameter vorausberechnet. Dabei wurde eine dreidimensionale Tabelle mit den Eingabeparametern COT, Z_s , AOT und den daraus

mit LibRadtran berechneten Ausgabeparametern „direkte PAR“ sowie „diffuse PAR“ angelegt. Die übrigen Eingabeparameter, die zur Berechnung der Bestrahlungsstärke der PAR für das Strahlungstransfermodell relevant sind, werden in Anlehnung an die Sensitivitätsstudie in Kapitel 3.2 als konstant angenommen. Dabei werden folgende Eingabeparameter als Standardeinstellung in LibRadtran definiert:

| | | |
|--|---|------------------------------|
| Entfernung Sonne - Erde | : | Jahresmittel (= 1 AU) |
| Geländehöhe | : | Meeresniveau |
| Bodenalbedo | : | 0.2 |
| Atmosphäre | : | US standard atmosphere, 1976 |
| Aerosoltyp | : | Tropospheric |
| Wolkenzustand | : | Wasserwolke |
| Effektiver Tröpfchen- Radius von Wolken | : | 10 μm |

Die jeweilige Schrittgröße in der Look-Up Tabelle (LUT) beträgt für die optische Dicke von Wolken jeweils 1, für die Zenitdistanz der Sonne jeweils 1° und 0.05 für die optische Dicke von Aerosol. Die PAR wurde für COT's zwischen $\delta_{C(680)} = 0$ und $\delta_{C(680)} = 200$, für Zenitdistanzen zwischen $Z_s = 0^\circ$ und $Z_s = 90^\circ$ sowie für AOT's zwischen $\delta_{A(550)} = 0$ und $\delta_{A(550)} = 1$ berechnet. Daraus ergeben sich 384111 Kombinationen, für die eine direkte und diffuse PAR berechnet und in der LUT abgelegt wurde.

Die LUT wurde in dieser Arbeit zum Ableiten der PAR für die jeweils vorherrschenden atmosphärischen und astronomischen Bedingungen verwendet. Der Fehler, der bei der Ableitung der PAR mit Hilfe dieser Tabelle aufgrund der Diskretisierung entsteht, ist für die Parameter COT und Zenitdistanz nicht konstant (s. Abb. 14a). Der relative Fehler in der PAR für eine Schrittweite von 1 für die optische Dicke von Wolken ist generell kleiner 2.7 %. Die größte Abweichung kommt bei geringen optischen Dicken vor und nimmt exponentiell ab. Mit ansteigender Zenitdistanz nimmt der relative Fehler in der PAR exponentiell bis zu 15 % bei einer Zenitdistanz von $Z_s = 80^\circ$ und einer Schrittweite von 1 zu. Für $Z_s < 60^\circ$ ist der Fehler jedoch kleiner 3 %. Dagegen ist der rundungsbedingte relative Fehler als Funktion der optischen Dicke von Aerosol bei einer Schrittweite von 0.05 linear (s. Abb. 14b). Für wolkenfreie Verhältnisse nimmt der Fehler mit steigender optischen Dicke leicht ab und ist generell kleiner 2.4 %. Bei homogener Bewölkung mit einer

optischen Dicke der Wolke von $\delta_{C(680)} = 50$ ist der relative Fehler in Abhängigkeit der AOT konstant niedrig mit Werten unter 0.4 %.

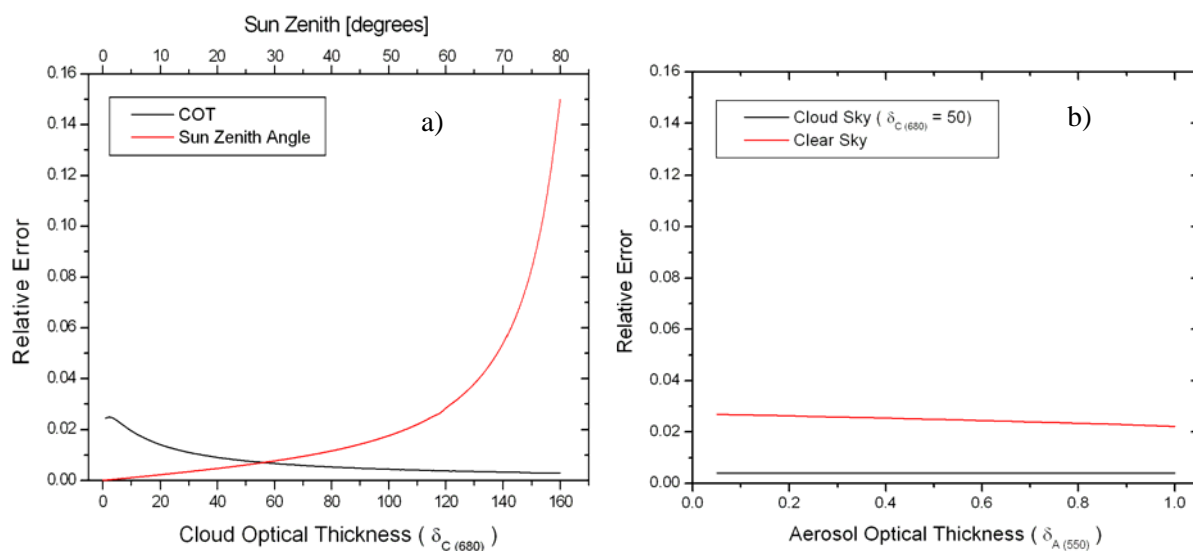


Abb. 14: Maximale rundungsbedingte relative Fehler in der PAR aufgrund der durch die gegebene Schrittweite definierten Werte der Look-Up Tabelle in Abhängigkeit von der a) optischen Dicke von Wolken (COT) und der Zenitdistanz der Sonne und b) von der optischen Dicke von Aerosol für wolkenfreie Verhältnisse sowie homogen bewölkte Verhältnisse mit einer COT von $\delta_{C(680)} = 50$.

4.3 Ableitung der Wolkenparameter

Die Verteilung der Wolken, die optische Dicke von Wolken und die Wolkenschichthöhe werden mit APOLLO (Kap. 2.3.3), d.h. mit dem darin implementierten Verfahren, abgeleitet. Aufgrund fehlender Referenzdaten zur Validierung der abgeleiteten optischen Dicke von Wolken wird zusätzlich eine zweite Methode zum Ableiten der COT in dieser Arbeit verwendet. Diese basiert auf ein inverses LibRadtran unter Verwendung der “correlated k -Distribution“-Methode (Kratz, 1995). Die beiden Ableitungsverfahren für die optische Dicke von Wolken werden im weiteren Verlauf der Arbeit miteinander verglichen und analysiert. Aufgrund der Aufnahmeeigenschaften und der sich daraus ergebenden Deviation in der Georeferenzierung der Wolken in den Abbildungen, wird eine zusätzliche

Wolkennavigation durchgeführt. Der Schattenwurf von Wolken auf der Erdoberfläche wird in Abhängigkeit von Zenitdistanz der Sonne und vom Sonnenazimut berechnet.

4.3.1 Wolkenerkennung

Da physikalische Wolkeneigenschaften als Eingabeparameter für das Strahlungstransfermodell zur Berechnung der PAR verwendet werden, ist primär eine Unterscheidung zwischen wolkenfreien und bewölkten Pixel notwendig. Im Folgenden wird die Anwendung und die Ergebnisse der Wolkenerkennung mit APOLLO für die in dieser Arbeit verwendeten AVHRR-Daten beschrieben und untersucht.

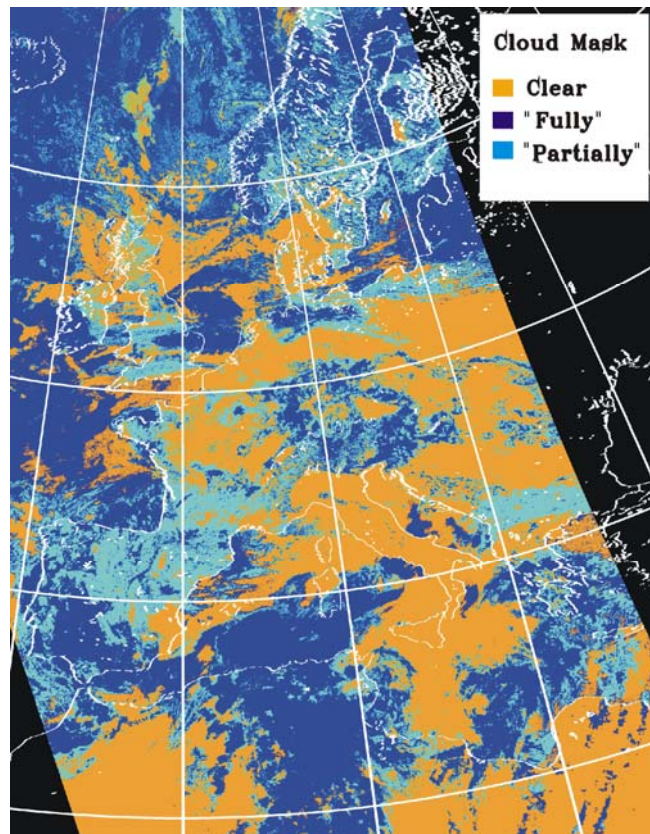


Abb. 15: Wolkenmaske, abgeleitet mit APOLLO aus AVHRR/NOAA14, 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Es wird unterschieden zwischen wolkenfreien Pixel („clear“), total bewölkten Pixel („fully cloudy“) und teilweise bewölkten Pixel („partially cloudy“).

Abb. 15 zeigt die Wolkenmaske, abgeleitet mit APOLLO aus AVHRR/NOAA14 für den 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Die Wolkenmaske wird mit Hilfe einer Kombination von Schwellenwertverfahren aus den AVHRR/NOAA-Kanälen 1 bis 5 abgeleitet. Die Schwellenwerte sind teils für die betrachtete Region vorausberechnet, teils werden sie mit statistischen Verfahren für die aktuelle AVHRR-Szene berechnet. Die einzelnen Pixel werden in drei Klassen eingeteilt. Es wird zwischen wolkenfreien Verhältnissen („clear“), total bewölkten Verhältnissen („fully cloudy“) und teilweiser Bewölkung („partially cloudy“) unterschieden. Hierbei bedeutet „teilweise Bewölkung“, dass weder Wolkenfreiheit noch totale Bewölkung festgestellt werden konnte. Bei der Berechnung des Wolkenbedeckungsgrades werden die wolkenfreien Pixel auf 0 %, die total bewölkten auf 100% und die „teilweise bewölkten“ auf einen Teilbedeckungsgrad gesetzt. Dieser Teilbedeckungsgrad wird bei Tag mit Hilfe eines Helligkeitsvergleiches zwischen dem aktuellen Pixel mit den benachbarten „wolkenfreien“ und „total bewölkten“ errechnet. Die Genauigkeit der APOLLO-Wolkenerkennung und des Bedeckungsgrades wird in Kriebel et al. (2003) diskutiert. Für „teilweise bewölkt“ klassifizierte Pixel bedeutet dies, dass nicht eindeutig definierbar ist, ob „unbeeinflusste direkte Strahlung“ oder von „Wolken beeinflusste Strahlung“ als Strahlungseintrag an der Erdoberfläche ankommt. Der genaue Sachverhalt bezüglich der solaren Strahlung ist aufgrund der Subpixel Skala der gebrochenen Bewölkung nicht ermittelbar.

4.3.2 Algorithmus zur Klassifikation teilweiser Bewölkung

Die optische Dicke von Wolken wird mit APOLLO nur für die als „total bewölkt“ klassifizierte Pixel abgeleitet. Der Umgang mit den als „teilweise bewölkt“ klassifizierten Pixel ist dagegen schwierig, da keine Wolkeneigenschaften abgeleitet werden können. Beispielsweise kann der lokale Strahlungseintrag an einem Bodenpunkt P wegen Wolkenlücken (direkter Strahlungseintrag) und Reflexion durch umliegende Wolken sehr hoch sein. Eine Berechnung der Extinktion der Strahlung ist daher nicht möglich, da der Sachverhalt, die Wolken betreffend, nicht eindeutig zu klären ist. Für die PAR-Prozessierungskette ist nur die Information „wolkenfrei oder bewölkt“ zusammen mit der Angabe einer optischen Dicke von Wolken verwendbar. Im Folgenden soll eine Methode beschrieben werden, mit der die als „teilweise bewölkt“ klassifizierten Pixel entweder als „wolkenfrei“ oder als „total bewölkt“ klassifiziert werden, so dass dann eine COT berechnet werden kann.

Im Beispiel der AVHRR-Aufnahme vom 1. Mai 1999 beträgt der Anteil der als „wolkenfrei“ klassifizierten Pixel 36.0 %, der als „total bewölkt“ klassifizierten Pixel 42.4 % sowie der als „teilweise bewölkt“ klassifizierten Pixel 21.4 %. Der Anteil der „teilweise bewölkten“ Pixel hat generell für alle bearbeiteten AVHRR-Szenen im Zeitraum zwischen Mai und September 1999 einen hohen Anteil. Dieser liegt zwischen 15 % und 25 % aller Pixel und kann daher nicht vernachlässigt werden.

Die Zuordnung der „teilweise bewölkten“ Pixel auf die Klassen „wolkenfrei“ und „total bewölkt“ wird durch ein Mehrheitsverfahren erzielt. Dazu wird eine 3*3 Pixel Umgebung der „teilweise bewölkten“ Pixel berücksichtigt. Ist die Mehrheit der Pixel „wolkenfrei“, wird das „teilweise bewölkte“ Pixel als „wolkenfrei“ klassifiziert. Kommen mehrheitlich „total bewölkte“ Pixel vor, wird das Pixel als „total bewölkt“ mit dem Mittelwert der COT aus dem 3*3 Gitter klassifiziert. Falls alle Pixel innerhalb des Gitters als „teilweise bewölkt“ klassifiziert sind, wird das Gitter auf 5*5 Pixel erweitert und das Mehrheitsverfahren noch einmal angewendet. Durch das 3*3 Gitter werden im angegebenen Bildbeispiel 56.0 % der „teilweise bewölkt“ klassifizierten Pixel reklassifiziert und 18.0 % durch das 5*5 Gitter. Für die noch übrigen Pixel wird das Mehrheitsverfahren mit der neuen Wolkenmaske wiederholt. Hier werden aus dem 3*3 Gitter 8 % und aus dem 5*5 Gitter 5 % eliminiert. Dem Rest von 13 % wird eine konstante optische Dicke der Wolke von $\delta_{C(680)} = 5$ zugeordnet.

4.3.3 Ableitung der optischen Dicke von Wolken

Aus der Sensitivitätsanalyse in Kapitel 3.2 geht hervor, dass der Wolkeneinfluss auf die Bestrahlungsstärke am Erdboden in Abhängigkeit von der optischen Dicke der Wolken (COT) sehr hoch sein kann. Der Parameter COT wird direkt als Input für das Strahlungstransfermodell verwendet und beschreibt somit die strahlungsrelevanten Eigenschaften der Wolken. Es werden zwei Algorithmen zum Ableiten der COT im Rahmen dieser Arbeit verwendet. Zum einen das in APOLLO implementierte Parametrisierungsverfahren nach Stephens et al (1984) (COT_A) und zum anderen ein inverses LibRadtran unter Verwendung der „correlated k -Distribution“-Methode (ck -D) nach Kratz (Kratz, 1995) (COT_K). Die COT kann aufgrund fehlender direkter Messungen nicht validiert werden. Somit ist eine Genauigkeitsangabe der COT nur indirekt möglich. Es wird jedoch zum einen ein Ver-

gleich zwischen den zwei Verfahren gemacht, zum anderen wird im weiteren Verlauf der Arbeit versucht, die Güte der COT anhand der berechneten PAR zu diskutieren (Kapitel 5). Abb. 16 zeigt die optische Dicke von Wolken für die AVHRR/NOAA Szene vom 1. Mai 1999, abgeleitet mit APOLLO.

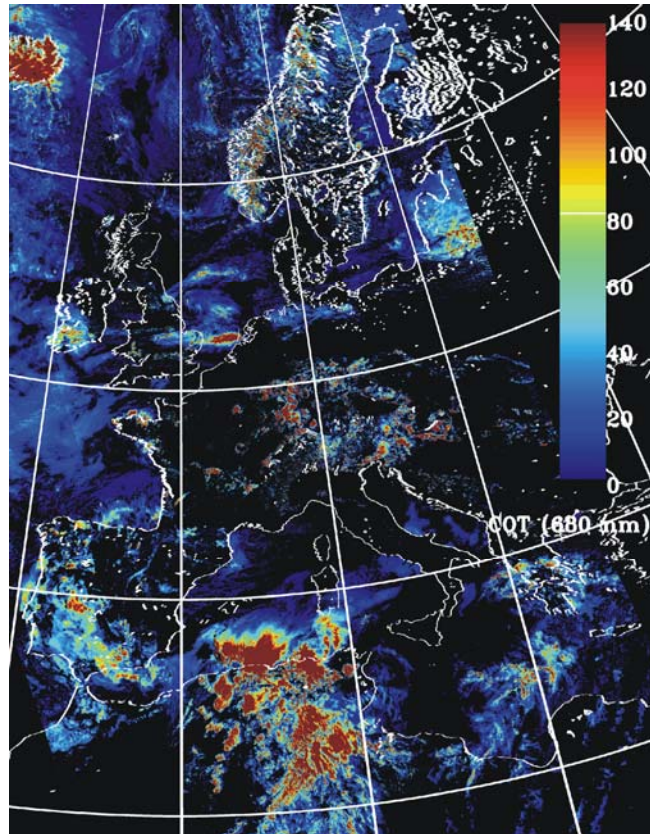


Abb. 16: Verteilung der optischen Dicke von Wolken bei $\lambda = 680 \text{ nm}$ über Europa, abgeleitet mit APOLLO aus AVHRR/NOAA14 vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC.

APOLLO verwendet zum Ableiten der optischen Dicke von Wolken ein von Stephens et al. (1984) vorgeschlagenes Parametrisierungsverfahren, das auf dem Zusammenhang zwischen der von Wolken reflektierten Solarstrahlung im sichtbar roten Bereich und der optischen Dicke der Wolke basiert. Da die Reflexionseigenschaften von Wolken anisotrop sind, hängen die am AVHRR-Sensor im Kanal 1 gemessenen Strahldichten von der Beobachtungsgeometrie und der Beleuchtungsgeometrie ab. Um diesen Effekt zu berücksichtigen, verwendet APOLLO Anisotropie-Korrekturkoeffizienten in Abhängigkeit von Wolkenklassen nach Taylor & Stowe (1984). Aufgrund der Tatsache, dass Wolken im

roten Spektralbereich kaum absorbieren, werden die am Sensor gemessenen Strahldichten durch die Bodenalbedo, die durch die Wolke transmittiert wird, beeinflusst. Die Bodenalbedo wird in APOLLO aus den am nächsten liegenden wolkenfreien AVHRR-Pixeln abgeleitet, gemittelt und vom Wolkensignal abgezogen, bevor die Anisotropie-Korrektur vorgenommen wird. Das Bodensignal kann nur dann korrekt ermittelt und abgezogen werden, wenn die unter der Wolke auftretende Albedo der aus den benachbarten wolkenfreien Pixeln ermittelten entspricht.

In der Szene vom 1. Mai 1999 in Abb. 16 sind beispielsweise die hohen optischen Dicken über Island besonders auffällig. Da Island zu dieser Jahreszeit noch größtenteils schneebedeckt ist, ist die Albedo der Oberfläche sehr hoch. Falls jedoch Island so vollständig von Wolken bedeckt ist (s. Abb. 15, Wolkenmaske), dass APOLLO die Bodenalbedo nicht korrekt ableiten kann, wird ein zu niedriger Schätzwert der Albedo ermittelt. Dies führt zu einer Überschätzung der optischen Dicke bzw. zu einer Fehlklassifikation von Wolken.

Abb. 17 zeigt die vom Sensor gemessenen Strahldichten im AVHRR-Kanal 1 in Bezug zur optischen Dicke von Wolken berechnet mit APOLLO für die AVHRR-Szene vom 1. Mai 1999. Dargestellt sind als Hintergrundinformation alle in der Szene vorkommenden Wertekombinationen in Schwarz. Die farbig dargestellten Wertekombinationen entsprechen Pixeln innerhalb des in Abb. 13 rot umrandeten Gebietes. Diese Pixel erfüllen folgende Bedingungen: Die Zenitdistanz der Sonne ist 40 Grad plus/minus 0.5 Grad, der Sensorzenitwinkel liegt zwischen 51 und 63 Grad und der relative Azimutwinkel Sonne/Sensor liegt zwischen 150 und 171 Grad. Die in orange dargestellten Wertekombinationen stammen von als niedrig klassifizierten Wolken, die grünen von mittelhohen, die blauen von hochliegenden und die mangentafarbenen von dünnen Eiswolken. Zusätzlich zeigen die grau dargestellten Wertekombinationen diese Wolkenklassen für verschiedene Zenitdistanzen der Sonne bei sonst gleichen Parametern. Durch diese Darstellung in der Art eines zweidimensionalen Schaubilds soll die Abhängigkeit der am Sensor gemessenen Strahldichten von der optischen Dicke von Wolken, der Beobachtungsgeometrie, der Beleuchtungsgeometrie und dem Wolkentyp gezeigt werden, wie sie in APOLLO implementiert ist. Dies veranschaulicht den Unterschied zwischen einem realen Satellitenbild, in dem so gut wie alle Parameter von Pixel zu Pixel variieren, und einer einzelnen Modellrechnung, wie es das Ableitungsverfahren der COT nach Kratz (vgl. Abb. 18) darstellt, in der viele Parameter konstant gesetzt werden.

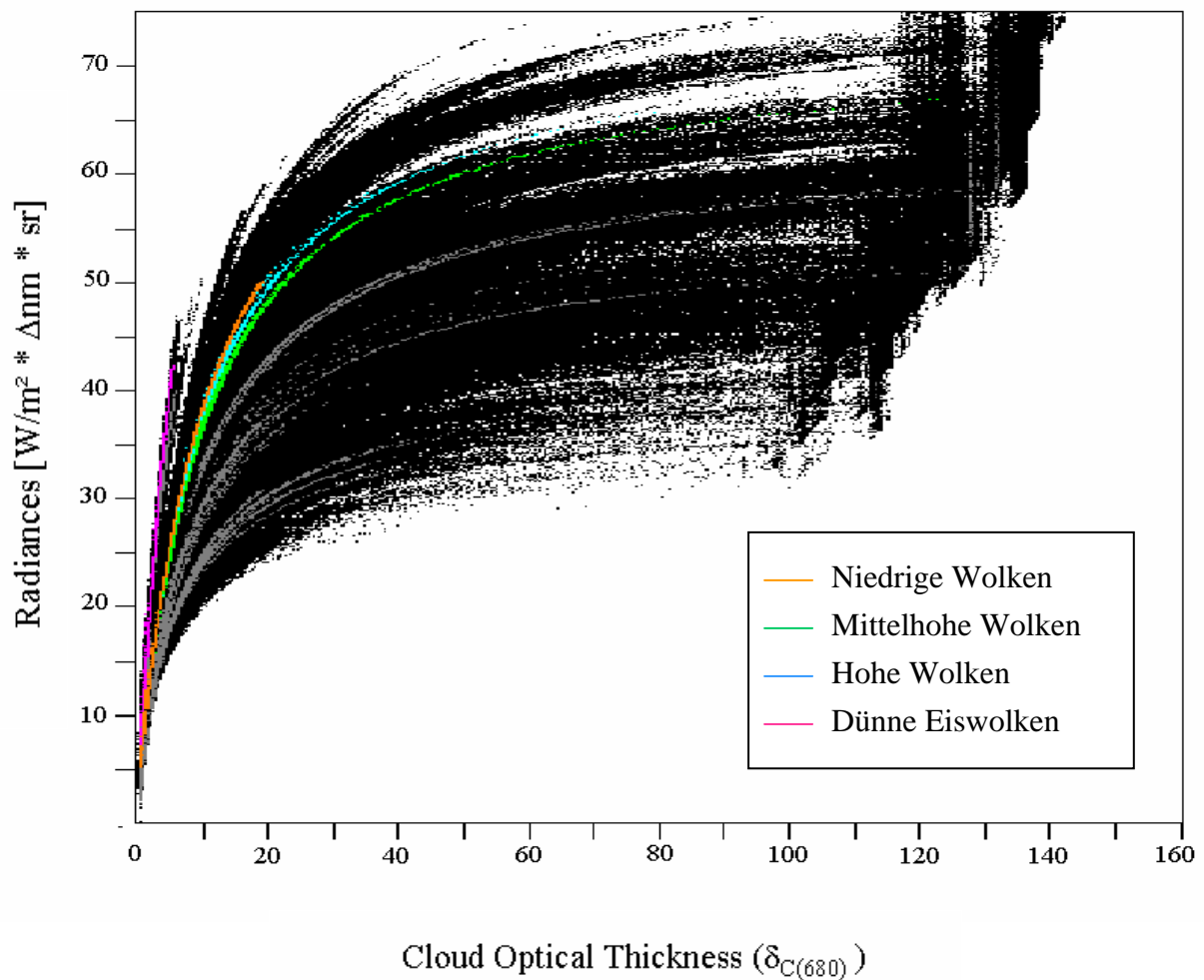


Abb. 17: Die gemessenen Strahldichten im AVHRR-Kanal 1 in Bezug zur optischen Dicke von Wolken, abgeleitet mit APOLLO für die AVHRR-Szene vom 1. Mai 1999, aufgeschlüsselt für verschiedene Anisotropieklassen vor dem Hintergrund aller abgeleiteten Pixel.

Aus Abb. 17 ist ein exponentieller Anstieg der COT mit steigenden Strahldichten feststellbar. Die radiometrische Auflösung des Sensors reicht ab einer bestimmten COT nicht mehr aus, um eine sinnvolle Aussage zu treffen. Daher wird im APOLLO-Verfahren die directional hemisphärische Wolkenoberkanten-Reflexion, aus der die COT abgeleitet wird, bei einem relativen Wert von 0.93 limitiert. Damit kann ein bestimmter Grenzwert der COT nicht überschritten werden.

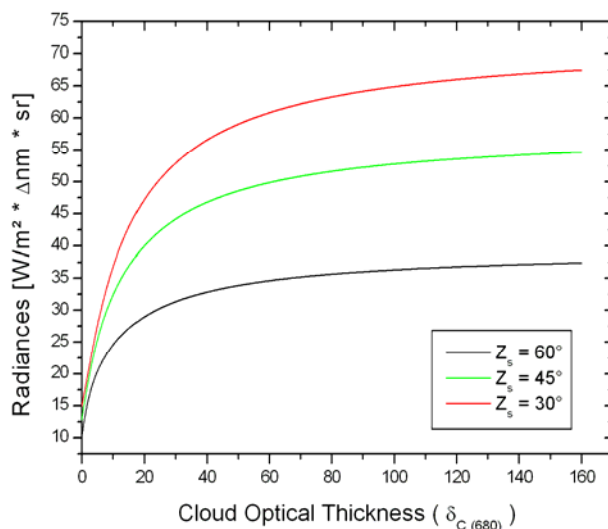


Abb. 18: Die optische Dicke von Wolken in Abhängigkeit von den am Sensor gemessenen Strahldichten im AVHRR-Kanal 1 für verschiedene Zenitdistanzen der Sonne (Z_s) bei sonst konstanten Parametern, berechnet mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran und nach dem „correlated- k distribution“-Verfahren von Kratz (1995).

Eine weitere Methode zum Ableiten der optischen Dicke von Wolken beruht auf einer Invertierung des Strahlungstransfermodells LibRadtran. Dieses Verfahren liefert wie das APOLLO-Verfahren den Zusammenhang zwischen der Reflexion der Solarstrahlung von Wolken im sichtbar roten Bereich und der optischen Dicke der Wolke. Kratz (1995) wendete die „correlated k -Distribution“-Methode (ck -D) auf das spektrale Intervall des AVHRR-Kanal 1 an. Durch eine Invertierung des Strahlungstransfermodells und unter Verwendung der „ ck -D“-Methode wird die optische Dicke von Wolken, basierend auf den Strahldichten im Kanal 1 des AVHRR, abgeleitet (Abb. 18).

Weiterhin wurden im Vergleich zum APOLLO-Verfahren einige Vereinfachungen angenommen. Die Anisotropie Die Reflexionseigenschaften von Wolken werden als isotrop angenommen, Wolkentypen werden nicht unterschieden und die Bodenalbedo wird für alle Oberflächen konstant mit einem Wert von $\alpha_B = 0.2$ definiert. Daher ist der Zusammenhang zwischen den am Sensor ankommenden Strahldichten und der optischen Dicke von Wolken allein von der Zenitdistanz der Sonne abhängig (s. Abb. 18).

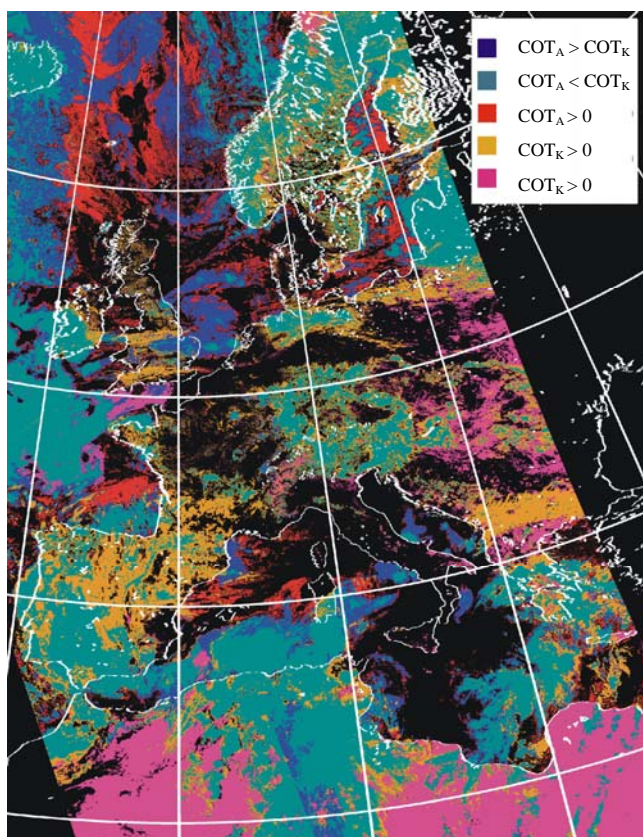


Abb. 19: Vergleich zwischen der COT abgeleitet aus APOLLO (COT_A) und abgeleitet nach dem Verfahren von Kratz (COT_K). Die Unterschiede sind farblich hervorgehoben. Dabei gilt, $COT_A > COT_K$ (blau), $COT_A < COT_K$ (cyan), $COT_A > 0$ und $COT_K = 0$ (rot), $COT_A = 0$ und $COT_K > 0$ (orange und magenta), wobei die orange eingefärbten Pixel von Apollo als „teilweise bewölkt“ klassifiziert wurden.

In Abb. 19 ist ein Vergleich zwischen der optischen Dicke der Wolken nach APOLLO/Stephens (COT_A) und nach dem Verfahren von Kratz (COT_K) für die AVHRR-Szene vom 1 Mai 1999, 14.08 UTC dargestellt. Dabei werden verschiedene Aspekte berücksichtigt. Zum einen wurden Pixel klassifiziert bei denen mit beiden Ableitungsverfahren eine optische Dicke berechnet werden konnte. In diesen Fällen wurde auch die Differenz berücksichtigt. Zum andern wurden Pixel klassifiziert, für die nur bei einem der beiden Verfahren eine optische Dicke berechnet werden konnte. Falls für ein Pixel $COT_K > 0$ und $COT_A = 0$ klassifiziert wurde, wurde zusätzlich unterschieden, ob APOLLO „teilweise Bewölkung“ oder „wolkenfrei“ erkannt hat.

Aus Abb. 19 und Abb. 20 geht hervor, dass mit dem Kratz-Verfahren generell mehr Wolken erkannt werden als mit dem APOLLO-Verfahren. Dafür gibt es hauptsächlich zwei Gründe. Zum einen werden auffällig viele Pixel über dem Afrikanischen Kontinent unter Verwendung der COT_K (Kratz-Verfahren) als bewölkt klassifiziert. Dies liegt an der stark vereinfachten Beschreibung der Bodenalbedo. Da die Oberfläche in Nordafrika häufig aus trockenem Sand oder nacktem Fels besteht, ist die Bodenalbedo im Vergleich zu Europa generell höher. Der angenommene konstante Wert der Bodenalbedo mit $\alpha_B = 0.2$ ist damit zu gering und führt zur Fehlklassifikation von Wolken, bei der fälschlicherweise dünne Wolken erkannt werden. Dies ist aus dem Histogramm in Abb. 20b für $\delta_{C(680)} < 10$ ersichtlich. Zum anderen werden Pixel, die von APOLLO als „teilweise bewölkt“ klassifiziert wurden und für die daher keine optische Dicke abgeleitet werden konnte, vom Kratz-Verfahren als Wolke mit einer optischen Dicke $\delta_{C(680)} > 0$ klassifiziert. Da im Kratz-Verfahren nur zwischen Wolke und wolkenfrei unterschieden wird, wird gebrochene Bewölkung häufig als „total bewölkt“ klassifiziert.

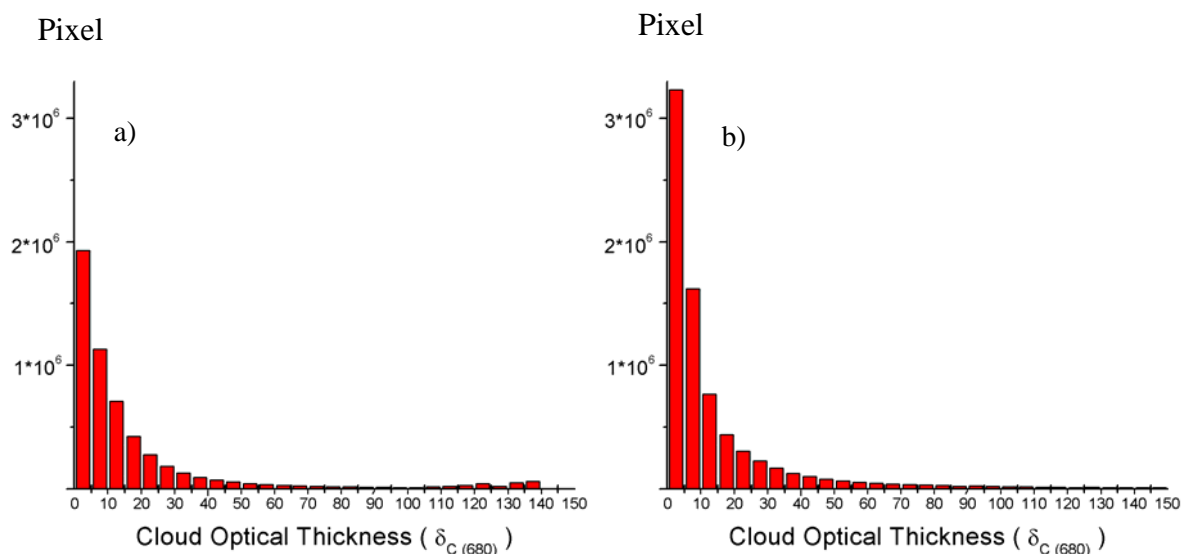


Abb. 20: Häufigkeitsverteilung der abgeleiteten COT für die AVHRR-Szene vom 1 Mai 1999, unterschieden nach der COT aus dem a) APOLLO-Verfahren und aus dem b) Kratz-Verfahren.

In Abb. 20 ist die Häufigkeitsverteilung der abgeleiteten COT_A (Abb. 20a) und COT_K (Abb. 20b) für die AVHRR-Szene vom 1 Mai 1999 dargestellt. Der Anteil der Wolken mit

einer COT < 20 beträgt für das Berechnungsverfahren nach APOLLO 76.7 % und 80.3 % im Vergleich zum Kratz-Verfahren. In diesem Bereich der optischen Dicke wird die PAR besonders stark abgeschwächt (s. Kapitel 3.2).

4.3.4 Ableiten der Wolkenschichthöhen

Aufgrund der Dislokation in der Abbildung von Wolken, die durch die Schrägsicht des AVHRR/NOAA14 verursacht werden, ist eine zusätzliche korrigierende Wolkennavigation erforderlich. Diese ist von der Wolkenhöhe und dem Sensorzenitwinkel abhängig. Durch den schrägen Einfallswinkel der direkten Solarstrahlung ist der Schattenwurf von Wolken außerdem abhängig von der Höhe und der Mächtigkeit der Wolken. Die Bestimmung der Lage des Wolkenschattens ist zur Berechnung der direkten und diffusen Strahlung notwendig.

Mit APOLLO wird die Temperatur im AVHRR-Kanal 5 dazu verwendet, die Wolkenobergrenze zu bestimmen. Aus der abgeleiteten Temperatur wird durch einen Vergleich mit geeigneten Modellatmosphären das Luftdruckniveau, in dem sich die Wolke befindet, pixelweise ermittelt. Die total bewölkten Pixel werden durch diesen Vergleich in drei Höhenklassen, nämlich tiefe Wolken (> 700 hPa), mittelhohe Wolken (400 hPa - 700 hPa) und hohe Wolken (< 400 hPa) eingeteilt (Abb. 21). Pixel mit „teilweiser Bewölkung“ werden der in einer 64 x 64 Pixel großen Umgebung vorkommenden Mehrheit zugeordnet.

In dieser Arbeit wurden die Höhen der Luftdruckschicht aus der „US standard atmosphere 1976“ (Anderson et al., 1986) abgeleitet. Dabei wurden die Luftdruckniveaus von 700 hPa auf eine Höhe von 3000 m ü. NN und für 400 hPa auf eine Höhe von 7000 m ü. NN festgelegt. Dieser Definition folgend, befinden sich die tiefen Wolken in einer Höhe kleiner 3000 m ü. NN, die mittelhohen Wolken in einer Höhe zwischen 3000 m ü. NN und 7000 m ü. NN und die hohen Wolken in einer Höhe größer 7000 m ü. NN. Diese Definitionen werden in der weiteren Arbeit für die Höhe der Wolkenober- und Wolkenunterkante sowie für die Wolkenmächtigkeit verwendet.

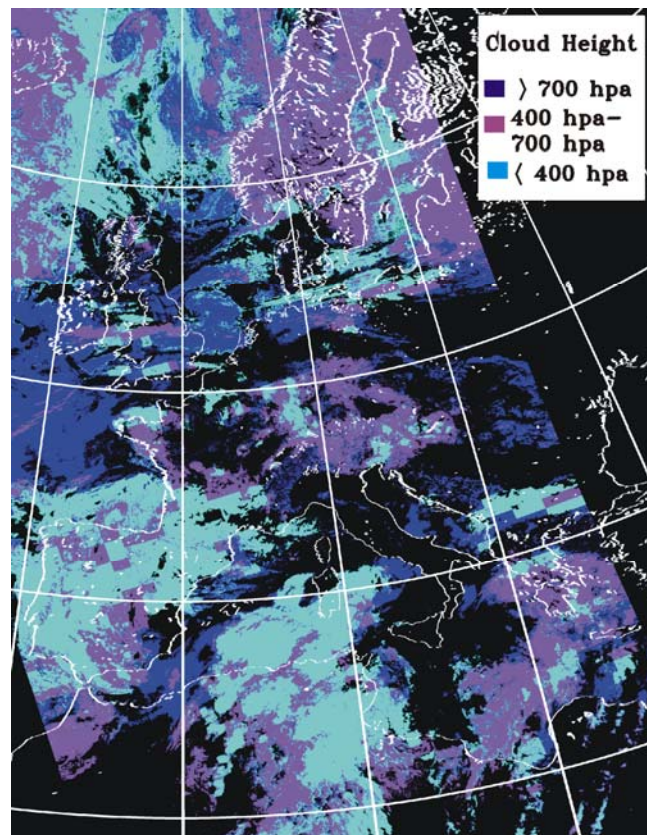


Abb. 21: Luftdruckniveau der Wolken, abgeleitet mit APOLLO aus einer AVHRR/NOAA14-Szene vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Es wird unterschieden zwischen tiefe Wolken (> 700 hpa), mittelhohe Wolken (400 hpa - 700 hpa) und hohe Wolken (< 400 hpa).

4.3.5 Navigation der Wolken

Der AVHRR-Multispektralscanner ist ein „Cross-Track Line-by-line-scanner“ mit rotierendem Spiegel. Der Schwenkbereich beträgt $\pm 55^\circ$ vom Nadir. Aufgrund der Wolkenhöhe ergeben sich mit höheren, seitlichen Aufnahmewinkeln des Sensors unterschiedliche Dislokationen der Wolken in Bezug zur Erdoberfläche.

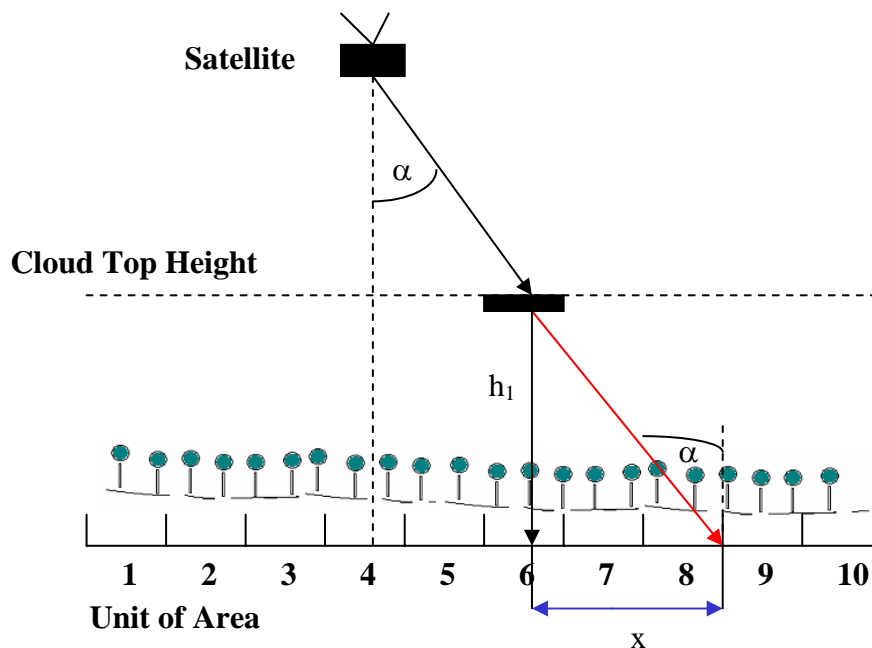


Abb. 22: Schematische Darstellung der Geometrie zwischen Satellit, Wolken und Erdoberfläche. Es wird die Abweichung (x), die in der Abbildung von Wolken durch das Wolkenerkennungsverfahren APOLLO entsteht, in Abhängigkeit vom Sensorzenit ($Z_{sat} = \alpha$) und Höhe der Wolkenoberkante (h_1) gezeigt.

Abb. 22 zeigt die Geometrie zwischen Sensor (AVHRR), Wolken und Erdoberfläche. Die horizontale Abweichung (x) in der Abbildung der Wolke bezogen auf die Erdoberfläche ist vom Sensorzenitwinkel (α) und von der Höhe der Wolkenoberkante (h_1) abhängig.

Für die Geometrie in Abb. 22 gilt:

$$x = h_1 * \tan(\alpha) \quad (1)$$

Die horizontale Abweichung (x) in der Abbildung von Wolken wurde für die in dieser Arbeit verwendeten Fernerkundungsdaten nach Gleichung (1) pixelweise für „total bewölkt“ klassifizierte Pixel berechnet. Für die Höheninformation der Wolken wurde APOLLO (Kapitel 4.3.4) verwendet. Dabei wurden die oberen Höhengrenzen der Höhenklassen als Wolkenoberkante definiert. Die Wolkenparameter wie Wolkenmaske, die optische Dicke

der Wolken und die Wolkenhöhenstichten wurden nach diesem Verfahren korrigiert und können somit lagegetreu wiedergegeben werden.

4.3.6 Berechnung der Wolkenschatten an der Erdoberfläche

Die solare Strahlung wird in der Erdatmosphäre durch Wolken im Wellenlängenbereich zwischen 400 nm und 700 nm vorwiegend gestreut und nur sehr geringfügig absorbiert. Ein Teil davon wird von Wolken als diffuse Strahlung zur Erdoberfläche hin gestreut. Wobei die Streueigenschaften richtungsunabhängig sind. Vor allem bei heterogener und gebrochener Bewölkung kann die Variabilität der PAR an einem Punkt P an der Erdoberfläche sehr hoch sein. Aus diesem Grunde ist die Berechnung der Lage der Wolkenschatten an der Erdoberfläche in Abhängigkeit von der Zenitdistanz der Sonne, vom Sonnenazimut, von der Höhe der Wolkenoberkante und von der Höhe der Wolkenunterkante ein wichtiger Faktor bei der Bestimmung der PAR an der Erdoberfläche.

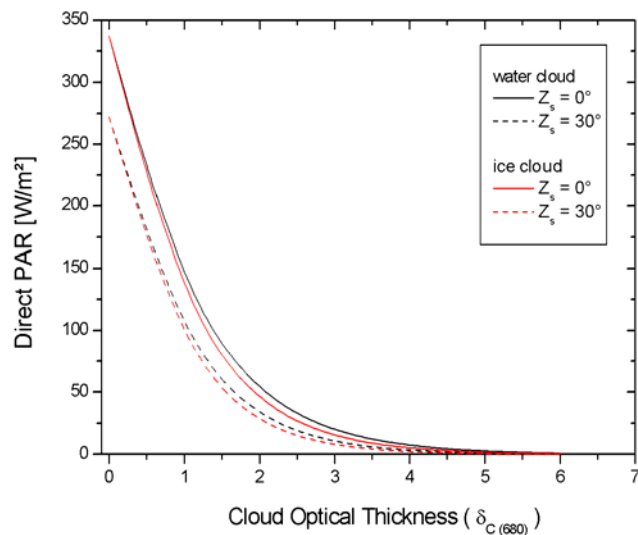


Abb. 23: Berechnete direkte PAR in Abhängigkeit von der optischen Dicke von Wolken für Wasser- und Eiswolken für eine Zenitdistanz der Sonne von $Z_s = 0^\circ$ und $Z_s = 30^\circ$. Es zeigt die vollständige Extinktion der direkten PAR durch Wolken mit einer COT von $\delta_{C(680)} > 5$.

Abb. 23 zeigt die Abschwächung der direkten Strahlung durch Wolken in Abhängigkeit von der optischen Dicke von Wolken für Wasserwolken und für Eiswolken. Die PAR wurde mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran für planparallele Wolken für die Zenitdistanzen $Z_s = 0^\circ$ und $Z_s = 30^\circ$ berechnet. Daraus geht hervor, dass Wolken mit einer optischen Dicke von $\delta_{C(680)} > 5$ vollständig diffus streuen. Dagegen sind optisch dünne Wolken mit einer COT von $\delta_{C(680)} < 5$ durchlässig für die direkte Strahlung.

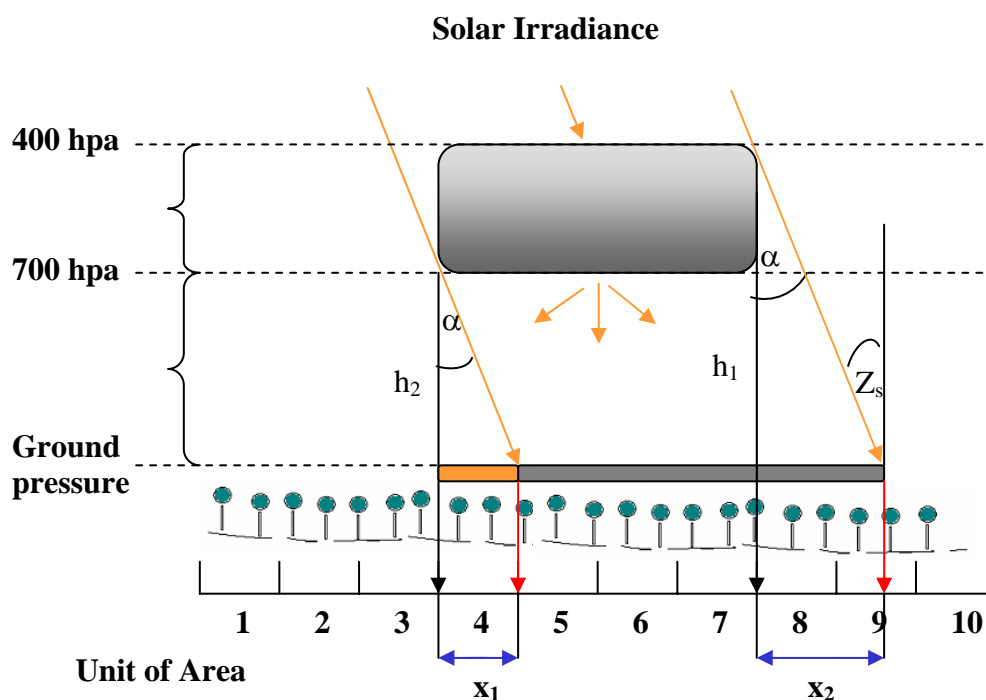


Abb. 24: Schematische Darstellung der Beleuchtungsgeometrie in Abhängigkeit von Sonne, Wolken und Erdoberfläche. Dargestellt ist die Abbildung des Wolkenschattens an der Erdoberfläche in Abhängigkeit von der Zenitdistanz der Sonne ($Z_s = \alpha$), Höhe der Wolkenunterkante (h_2) sowie Wolkenoberkante (h_1) für einen gegebenen Sonnenazimut.

Abb. 24 zeigt schematisch die Beleuchtungsgeometrie in Abhängigkeit von Sonne, Wolken und Erdoberfläche. Die direkte Einstrahlung an der Erdoberfläche ist in Abhängigkeit von der Zenitdistanz der Sonne richtungsabhängig. Wolken werden dagegen als isotrope Streuer betrachtet, d.h. die von Wolken an der Erdoberfläche ankommende diffuse Einstrahlung ist richtungsunabhängig.

Für den geometrischen Zusammenhang in Abb. 24 gilt:

$$x_1 = h_1 * \tan(\alpha) \quad (2)$$

$$x_2 = h_2 * \tan(\alpha) \quad (3)$$

Gleichung (2) und (3) beschreiben den horizontalen Versatz des Wolkenschattens an der Erdoberfläche (ausgehend von einer senkrecht stehenden Sonne mit $Z_s = 0^\circ$) in Abhängigkeit von der Wolkenhöhe und der Zenitdistanz der Sonne. Die horizontale Ausrichtung des Versatzes ist vom aktuell vorherrschenden Sonnenazimutwinkel abhängig.

Zur Prozessierung und Berechnung des Wolkenschattens für die in dieser Arbeit verwendeten AVHRR-Daten wurden die in Kapitel 4.3.4 beschriebenen Wolkenhöhen-schichten, abgeleitet mit APOLLO, verwendet. Wobei die Wolkenunterkante die untere Höhengrenze und die Wolkenoberkante die obere Höhengrenze der jeweiligen Höhenklasse darstellen. Die absolute Untergrenze von Wolken wurde auf 1000 m ü. NN gesetzt. Daher wurden tiefe Wolken mit einer Schichtdicke zwischen 1000 m ü. NN und 3000 m ü. NN, mittelhohe Wolken mit einer Schichtdicke zwischen 3000 m ü. NN und 7000 m ü. NN und hohe Wolken als dünne Wolken mit 7000 m ü. NN für Ober- und Unterkante definiert.

In Abhängigkeit der Wolkeninformationen wurden die einzelnen Pixel in drei Klassen eingeteilt, da die direkte Strahlung richtungsabhängig und die diffuse Strahlung richtungsunabhängig von der Zenitdistanz der Sonne sind. Hier liegt die Annahme zugrunde, dass Wolken als isotrope Streuer betrachtet werden. Die erste Klasse definiert Pixel, die nur einen diffusen Strahlungseintrag haben. Dies ist der Fall, wenn von einem Bezugspunkt an der Erdoberfläche ausgehend die Sonne von einer Wolke mit einer $\delta_{C(680)} > 5$ verdeckt wird. Die zweite Klasse definiert Pixel, die einen von Wolken unbeeinflussten direkten Strahlungseintrag haben. Die dritte Klasse definiert Pixel deren direkter Strahlungseintrag durch Wolken mit einer $\delta_{C(680)} < 5$ teilweise abgeschwächt wird. Die Unterscheidung in diese drei Klassen ist für die Pixelweise Berechnung der direkten und diffusen PAR von Bedeutung (s. Kapitel 4.5 und 4.6).

Die begrenzte räumliche Auflösung von Fernerkundungsdaten (AVHRR: ~1 km) schränkt die Bestimmbarkeit der Lage des Wolkenschattens an der Erdoberfläche ein. Daher ist noch zu untersuchen, inwieweit die Variabilität der Bestrahlungsstärke bezüglich der gegebenen limitierenden Faktoren an den Wolkenrändern erfasst werden kann. Dieser Aspekt wird anhand der Ergebnisse der abgeleiteten PAR in Kapitel 5 näher untersucht und diskutiert.

4.4 Ableitung der Aerosolparameter

Zusätzlich zur Bewölkung wird die PAR durch atmosphärisches Aerosol stark beeinflusst. In dieser Arbeit wird der reflektive Anteil aus dem AVHRR-Kanal 1 über dunklen Vegetationsflächen zur Bestimmung der optischen Dicke verwendet. Es wird im Folgenden das „Dark Dense Vegetation (DDV)“-Prinzip (Kaufmann & Sendra, 1989) zur Bestimmung von „Dunkelfeldern“ sowie das Ableiten einer optischen Dicke von Aerosol (AOT) aus AVHRR-Daten beschrieben. Für die Prozessierung der optischen Dicke von Aerosol aus AVHRR-Daten für den Zeitraum Mai bis September 1999 wurden Teile des SYNAER-Verfahrens (Holzer-Popp, 2002) (s. Kapitel 2.3.5) auf AVHRR-Daten adaptiert.

4.4.1 Bestimmung von „Dunkelfelder“

Um Rückschlüsse auf die optische Dicke von Aerosol aus dem am Sensor gemessenen reflektierten Anteil der Solarstrahlung zu ziehen, ist die Kenntnis der Bodenalbedo erforderlich. Daher werden „Dunkelfelder“ wie z.B. dunkle Vegetation (dichte Kiefernwälder) oder Wasseroberflächen ohne Sonnenspiegelung in den Fernerkundungsszenen gesucht, für die eine Bodenalbedo mit einem geringen Fehler geschätzt werden kann. Jedoch ist die Dichte der „Dunkelfelder“ von den naturräumlichen Gegebenheiten der Oberfläche und von der Wolkenverteilung abhängig, da nur wolkenfreie Pixel zur Erkennung der „Dunkelfelder“ verwendet werden können.

Abb. 25 zeigt die nach dem DDV-Verfahren (Kaufmann & Sendra, 1989) erkannten „Dunkelfelder“ für die Szene vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Zum Erkennen der „Dunkelfelder“ wird ein Schwellwert für den AVHRR-Kanal 3 im mittleren Infrarot (MIR) oder eine

Kombination von Schwellwerten für NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) und den reflektierten Anteilen im nahen Infrarot (NIR) des AVHRR-Kanal 2 verwendet. Es zeigt sich, dass der Schwellwert-Algorithmus in Kanal 3 mit Abstand die meisten „Dunkelfelder“ erkennt. Dagegen ist die Anzahl der Pixel, die durch beide Schwellwertverfahren erkannt werden, sehr gering. Die Häufigkeit der erkannten Dunkelfelder in Abb. 25 ist hauptsächlich durch Bewölkung eingeschränkt. Zur Maskierung der Wolken wurde das in Kapitel 4.3.1 beschriebene Verfahren nach APOLLO verwendet.

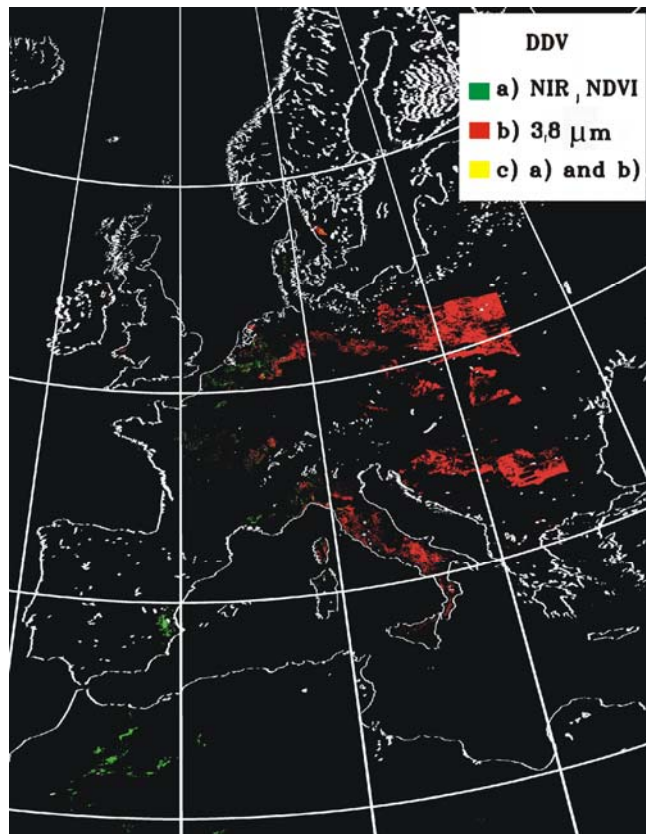


Abb. 25: Die nach dem DDV-Verfahren erkannten „Dunkelfelder“ für die Szene vom 1. Mai, 1999. „Dunkelfelder“ werden mit einem Schwellwertverfahren aus der Differenz von NDVI und dem reflektiven Anteil im NIR (Kanal 2) oder aus dem reflektiven Anteil im MIR (Kanal 3) abgeleitet.

Aus Abb. 25 wird deutlich, dass die Verteilung der erkannten „Dunkelfelder“ über Europa in einigen Gebieten durch Wolken stark eingeschränkt ist, dagegen in wolkenfreien Gebieten teilweise sehr dicht ist. In Nordafrika jedoch resultiert die geringe Anzahl der erkannten „Dunkelfelder“ aus den naturräumlichen Begebenheiten. Aufgrund des Mangels

an dunkler Vegetation (dichte Kiefernwälder) oder Wasseroberflächen ohne Sonnenspiegelung sind geeignete Oberflächen selten. Daher ist die Verteilung von „Dunkelfeldern“ für die Szene in Abb. 25 nicht gleichmäßig und nicht flächendeckend. Dies macht eine Interpolation der für die Ableitung der optischen Dicke von Aerosol benötigten Informationen schwierig.

4.4.2 Ableitung der optischen Dicke von Aerosol

Die optische Dicke von Aerosol (AOT) wird für diejenigen Pixel abgeleitet, für die „Dunkelfelder“ erkannt wurden. Dabei wird der reflektive Anteil aus dem Kanal 1 des AVHRR im sichtbaren roten Wellenlängenbereich verwendet. In diesem Spektralbereich ist für wolkenfreie Verhältnisse und über dunklen Flächen hauptsächlich das Aerosol für das am Sensor gemessene Signal verantwortlich. Inverse Strahlungstransferberechnungen wurden für die Kanalresponsfunktionen des AVHRR in Abhängigkeit eines vorgegebenen Aerosoltyps („tropospheric“) und der AOT im Vorfeld neu berechnet (Popp, 1995). Daraus wird die AOT über Land für die Strahldichten im Kanal 1 des AVHRR für die in dieser Arbeit verwendeten Fernerkundungsdaten ermittelt. Über Ozeanen wird ein „Wasser-Algorithmus“ angewendet. Hier zählen als „Dunkelfelder“ alle „ozeanischen“ Pixel, die wolkenfrei, küstenfern und ohne Sonnenspiegelung sind. Es wird ein fester Schwellenwert bei $\lambda = 870$ nm zur Berechnung der AOT verwendet.

Im Vergleich zum ATSR-Sensor (SYNAER-Verfahren), kann aufgrund der spektralen Eigenschaften des AVHRR kein Aerosoltyp abgeleitet werden. Aus Abb. 9b (Kapitel 3.2) geht jedoch hervor, dass sich im Vergleich zu den übrigen Aerosoltypen ein „urbaner“ Aerosoltyp stark auf die PAR auswirkt.

Abb. 26 zeigt die Verteilung der optischen Dicke von Aerosol über Europa zum Aufnahmezeitpunkt der AVHRR-Szene. Die abgeleitete AOT im Wellenlängenbereich von $\lambda = 680$ nm wurde auf eine Wellenlänge von $\lambda = 550$ nm normiert. Zum flächenhaften Ableiten der AOT wird in Gebieten zwischen den erkannten „Dunkelfeldern“ ein distanzgewichtetes Interpolationsverfahren verwendet. Die Genauigkeit der abgeleiteten optischen Dicke hängt stark von der Häufigkeit der in der Fläche erkannten „Dunkelfelder“ ab. Vergleicht man die Karte der „Dunkelfelder“ (Abb. 25) und die der AOT (Abb. 26) miteinander, zeigt sich eine heterogene Verteilung der AOT in Regionen mit einer höheren

Anzahl von erkannten „Dunkelfeldern“. Ein heterogenes Verteilungsmuster zeigt sich hauptsächlich in Mitteleuropa (Deutschland, Italien). Weiterhin auffällig ist die rechteckige Struktur der Verteilung der AOT über Zentral-Spanien. Dies hängt im Wesentlichen damit zusammen, dass das Interpolationsverfahren innerhalb eines definierten Pixelgitters Werte der AOT berechnet. Falls jedoch sehr wenig „Dunkelfelder“ innerhalb dieses variablen Pixelgitters vorkommen, wie dies in Zentral-Spanien der Fall ist, können Kanten in der Verteilung der optischen Dicke von Aerosol entstehen.

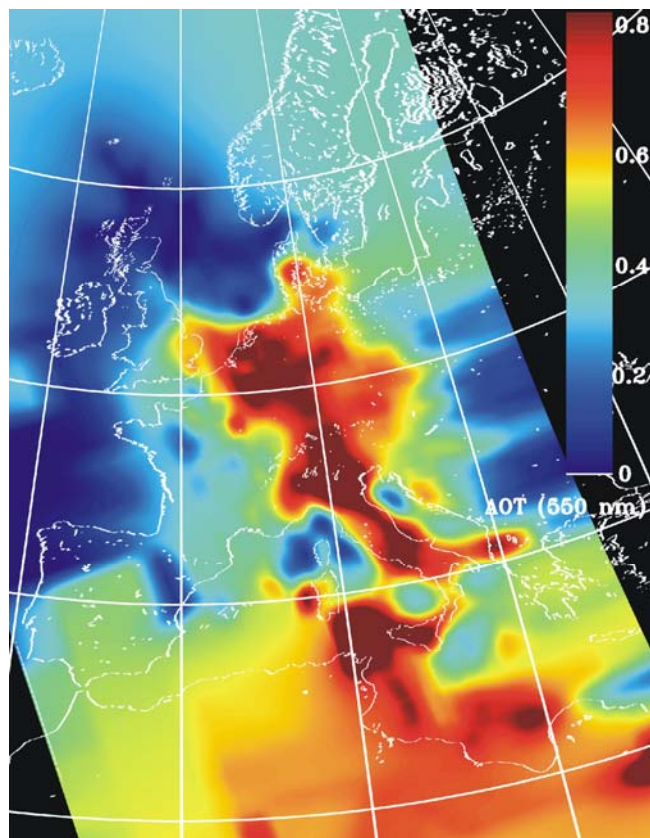


Abb. 26: Verteilung der optischen Dicke von Aerosol bei $\lambda = 550 \text{ nm}$ über Europa, abgeleitet aus AVHRR/NOAA14 unter Verwendung von Teilen des SYNAER-Algorithmus für den 1. Mai, 1999, 14.08 UTC.

Aufgrund der teilweise sehr geringen Information über „Dunkelfelder“ und der damit verbundenen Information über die optische Dicke von Aerosol, sind interpolierte Werte sehr kritisch zu betrachten. Dabei handelt es sich zudem meist um bewölkte Gebiete, bei denen die AOT nicht überprüfbar ist, da die an Bodenmessstationen verwendeten

Sonnen-Photometer nur bei direkter Sonneneinstrahlung eine Messung der AOT ermöglichen. Für die abgeleiteten Daten der AOT innerhalb des Untersuchungszeitraums von Mai bis September 1999 konnte keine Validierung anhand Bodenmessstationen vorgenommen werden. Für Europa steht aus dem AERONET-Projekt für das Jahr 1999 nur eine Messstation, Lille (50°N, 3°E), zur Verfügung. Da die optische Dicke von Aerosol räumlich wie zeitlich sehr variabel sein kann, gibt es nicht genügend Bodenmessungen zum Zeitpunkt der Satellitenüberflüge, die für eine Validierung notwendig wären. Es wird jedoch im weiteren Verlauf der Arbeit versucht, die Güte der optischen Dicke von Aerosol anhand der abgeleiteten PAR zu untersuchen (Kapitel 5). Es wird außerdem ein Vergleich zwischen einer räumlich und zeitlich konstanten Annahme der AOT mit den aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Werten der AOT vorgenommen.

4.5 Ableitung der direkten PAR

Die direkte PAR wird in Abhängigkeit von den aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten atmosphärischen und solaren Parametern ermittelt. Dabei muss die in Kapitel 4.3.6 beschriebene Einstrahlungsgeometrie berücksichtigt werden, da die direkte solare Strahlung richtungsabhängig von der Zenitdistanz der Sonne und dem Sonnenazimut ist. Mit den pixelweise aus AVHRR/NOAA abgeleiteten Informationen über die optische Dicke von Wolken, optische Dicke von Aerosol und Zenitdistanz, wird die PAR für jedes Pixel unter Verwendung der in Kapitel 4.2 beschriebenen Look-Up Tabelle (LUT) berechnet.

Abb. 27 zeigt die Verteilung der am Erdboden ankommenden direkten PAR über Europa für den 1. Mai 1999 in W/m^2 . Dabei ist die PAR unter Berücksichtigung der Einstrahlungsgeometrie größer Null bei Pixeln, die als „wolkenfreie direkte Strahlung“ beziehungsweise „direkte Strahlung bei Bewölkung mit einer $COT \delta_{C(680)} < 5$ “ klassifiziert wurden (Kapitel 4.3.6). Der direkte Strahlungsanteil wird beim Strahlungstransfer durch Wolken mit einer $COT \delta_{C(680)} > 5$ dagegen vollständig gestreut. Damit ist kein Energieeintrag aus dem direkten Strahlungsanteil an der Erdoberfläche vorhanden. Bei wolkenfreien atmosphärischen Verhältnissen ist die Zenitdistanz der Sonne der bestimmende Parameter bezüglich der PAR. Da die Sonne zu dieser Tageszeit (14.08 UTC) im Südwesten steht, sind die höchsten Einstrahlungswerte auch bei wolkenfreien Bedingungen im westlichen Teil Europas vorzufinden. Niedrige Werte sind dagegen durch die Abschwächung der

direkten Strahlung durch optisch dünne Wolken bedingt. Regionale Schwankungen der PAR-Werte sind auch auf die Variabilität der optischen Dicke von Aerosol zurückzuführen. Die ist z.B. in Abb. 26 in der Gegend um Sizilien gut erkennbar.

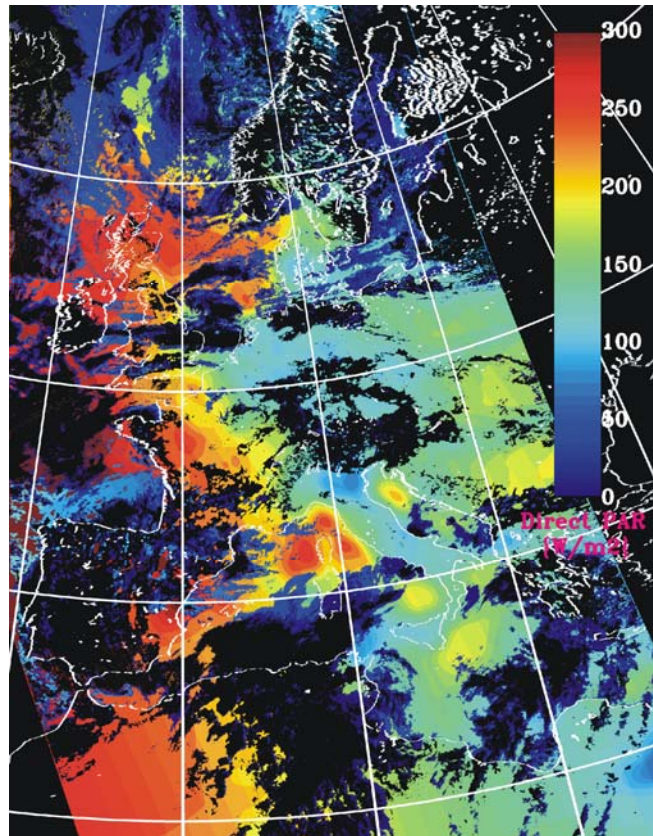


Abb. 27: Verteilung der direkten photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) in W/m^2 über Europa für den 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Für die schwarzen Felder ist der Energieeintrag der direkten PAR Null.

Die von der Sonne an der Obergrenze der Atmosphäre pro Quadratmeter ankommende Bestrahlungsstärke wird als Solarkonstante bezeichnet. Diese ist im Jahresdurchschnitt nahezu konstant und beträgt $\sim 1370 W/m^2$ (Häckel, 1993). Wobei Schwankungen im Jahresgang der Solarkonstante vorkommen. Die einstrahlende Energie variiert im Jahresgang in Abhängigkeit von der Entfernung zwischen Erde und Sonne aufgrund der elliptischen Umlaufbahn der Erde um die Sonne. Die direkte PAR in der LUT (PAR_{DIR_LUT}) wurde für die durchschnittliche Entfernung zwischen Sonne und Erde

(1 AU) berechnet. In Abhängigkeit vom julianischen Tag wird die aus der LUT abgeleitete direkte PAR mit einem Faktor (u) (Gleichung 4a, Jacobsen, 1999) auf die aktuelle Einstrahlung (PAR_{DIR_DAY}) (Gleichung 4) korrigiert.

$$PAR_{DIR_DAY} = u * PAR_{DIR_LUT} \quad (4)$$

$$u = 1.00011 + 0.034221 * \cos \theta_j + 0.00128 * \sin \theta_j \\ + 0.000719 * \cos 2\theta_j + 0.000077 * \sin 2\theta_j \quad (4a)$$

In Gleichung 4a ist $\theta_j = 2\pi D_j / D_y$, wobei D_j der Julianische Tag ist und D_y die Anzahl der Tage im Jahr bezeichnet.

4.6 Ableiten der diffusen PAR

Neben dem direkten Strahlungsanteil besteht die an die Erdoberfläche ankommende Bestrahlungsstärke der PAR aus der diffusen Strahlungskomponente. Der Strahlungseintrag der diffusen Strahlung pro Flächeneinheit kommt dabei aus dem gesamten Halbraum. Mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran wird die diffuse Strahlung in Abhängigkeit von der optischen Dicke von Wolken und Aerosolen sowie der Zenitdistanz der Sonne berechnet. Dabei werden die atmosphärischen Bedingungen im Halbraum als konstant und somit homogen angenommen. Dies entspricht jedoch meistens nicht der Realität, da die atmosphärischen Bedingungen im Halbraum, vor allem in Bezug auf Wolken, heterogen sind. Daher müssen die atmosphärischen Nachbarschaftseffekte um einen Standort an der Erdoberfläche (P) berücksichtigt werden, um die diffuse Strahlung zu berechnen. Es wurde ein Algorithmus entwickelt (Kapitel 4.6.1) der diese Nachbarschaftseffekte bezüglich der diffusen PAR berücksichtigt und somit die PAR für die aktuell vorherrschenden heterogenen atmosphärischen Bedingungen berechnet.

4.6.1 Gewichtungsfunktion zum Ableiten der PAR für eine heterogene Atmosphäre

Um den diffusen Strahlungsanteil für heterogene atmosphärische Bedingungen aus der diffusen Strahlung für homogene Verhältnisse der Look-Up Tabelle zu berechnen, wird der atmosphärische Halbraum in ein Raster mit der Seitenlänge eines Gitters von $f = 1$ km aufgeteilt. Für jeden Abschnitt des Halbraums mit der Seitenlänge a wird der diffuse Strahlungsanteil $dif_{par}(i)$ in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bedingungen berechnet (Gleichung 6). Von einem Punkt (P) an der Erdoberfläche aus gesehen nimmt dabei der diffuse Strahlungseintrag aus der Fläche (f^2) mit der Entfernung zu diesem Punkt (P) ab. Daher wird zur Berechnung der diffusen PAR eine Gewichtungsfunktion in Abhängigkeit vom Raumwinkel bezüglich des Bodenpunkts (P) und des Abschnitts (a^2) verwendet (Gleichung 6a). Der Raumwinkel des gesamten Halbraums beträgt dabei 2π sr. Der Raumwinkel von einem Bodenpunkt (P) in den Halbraum wird nach Gleichung 5 berechnet. Abb. 28 veranschaulicht diesen Zusammenhang.

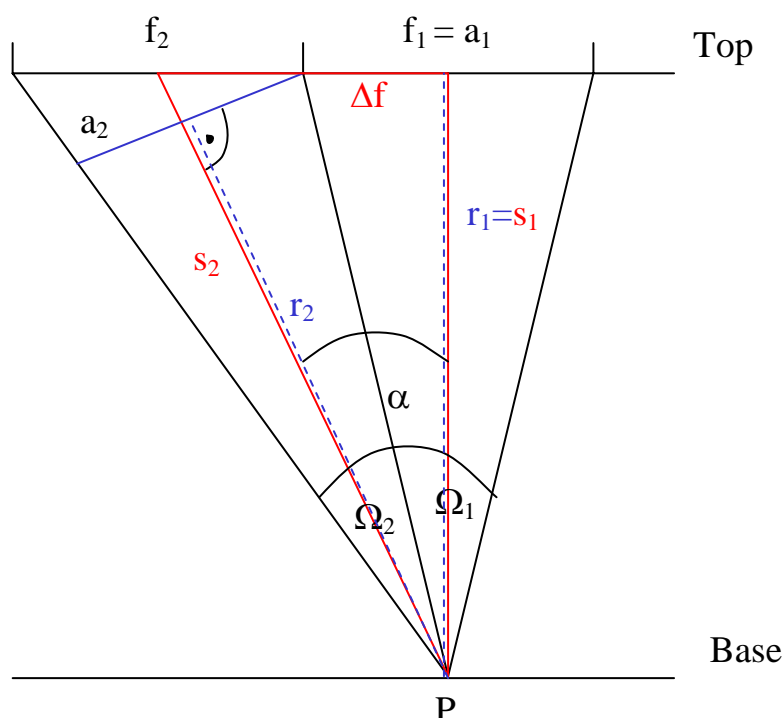


Abb. 28: Schematische Darstellung der Geometrie zur Berechnung des Raumwinkels (Ω) für einzelne Abschnitte (a^2) des Halbraums von einem Punkt P an der Erdoberfläche.

Berechnung des Raumwinkels im Halbraum:

$$\Omega_i = a_i^2 / r_i^2 \quad (5)$$

$$a_i^2 = f_i^2 * \cos \alpha \quad (5a)$$

$$r_i = (s_1 / \cos \alpha) - (\sin \alpha * f/2) \quad (5b)$$

$$\tan \alpha = \Delta f / s_1 \quad (5c)$$

Wobei s_1 die Basishöhe darstellt. Als Basishöhe wird die mittlere Wolkenhöhe um den Bodenpunkte P verwendet. Die Wolkenunterkante wird aus der Klassifikation der Wolkenhöhen, abgeleitet aus APOLLO (Kapitel 4.3.4), verwendet.

Gleichung 6 und 6a zeigt den Algorithmus zur Berechnung der aus dem Halbraum auf einen Bodenpunkt (P) der Erdoberfläche ankommenden diffusen PAR in Abhängigkeit vom Raumwinkel. Es wird der Anteil der diffusen Strahlung berechnet, der sich durch einen Abschnitt (a_i^2) des Halbraums in einer Basishöhe (s_1) in ein bestimmtes Richtungsintervall fortpflanzt. Dieser Abschnitt (a_i^2) ist dabei von der Fläche (f^2) abhängig. Die Summe der diffusen Strahlungsanteile der einzelnen Abschnitte (a_i^2) im Halbraum ergeben die gesamte diffuse Einstrahlung am Bodenpunkt (P). Die diffuse PAR wird für eine Basishöhe von $s_1 = 1000$ m ü. NN aus einem 5*5 Pixelgitter und für $s_1 = 3000$ m ü. NN bzw. $s_1 = 5000$ m ü. NN aus einem 15*15 Pixelgitter berechnet. Zusätzlich wird die aus diesen Gittern abgeleitete diffuse Strahlung mit einem Normierungskoeffizienten (n) auf den gesamten Halbraum bezogen.

$$\text{difpar}(i) = \text{PAR}_{\text{DIF_LUT}}(i) / 2\pi \quad (6)$$

$$\text{PAR}_{\text{dif}} = (\text{difpar}(1) * \Omega_1 + \dots + \text{difpar}(i) * \Omega_n) * n \quad (6a)$$

Auch die diffuse PAR in der LUT wurde für die durchschnittliche Entfernung zwischen Sonne und Erde (1 AU) berechnet. In Abhängigkeit vom Julianischen Tag wird die aus der LUT abgeleitete direkte PAR ($\text{PAR}_{\text{DIF_LUT}}$) mit dem in Gleichung 4a beschriebenen Faktor (u) auf die aktuelle Einstrahlung ($\text{PAR}_{\text{DIF_DAY}}$) korrigiert (Gleichung 7).

$$\text{PAR}_{\text{DIF_DAY}}(i) = u * \text{PAR}_{\text{DIF_LUT}}(i) \quad (7)$$

Abb. 29 zeigt die Verteilung der diffusen photosynthetisch aktiven Strahlung über Europa, berechnet nach dem in diesem Kapitel vorgestellten Verfahren für den 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Die in manchen Gebieten räumlich heterogene Verteilung der diffusen Strahlung ist dabei im Wesentlichen durch Wolken bedingt. Wohingegen bei wolkenfreien Pixel hauptsächlich die Verteilung der optischen Dicke von Aerosol für die Variabilität der diffusen Strahlung verantwortlich ist.

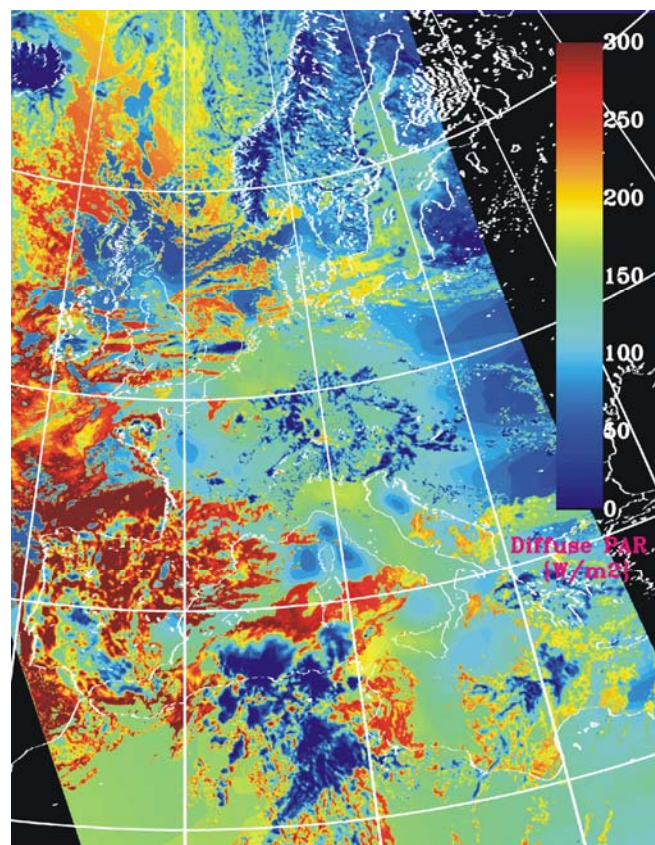


Abb. 29: Verteilung der diffusen photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) über Europa für den 1. Mai, 1999, 14.08 UTC.

4.7 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

In diesem Kapitel wurde eine Methode zum Ableiten der momentanen PAR zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme für heterogene atmosphärische Verhältnisse beschrieben. Dieses

Verfahren ist global anwendbar. Dabei werden die benötigten atmosphärischen Informationen wie Wolken- und Aerosolparameter aus Fernerkundungsdaten des AVHRR-Sensors abgeleitet. Zusätzlich verwendete Parameter sind Zenitdistanz der Sonne, Sonnenazimut, Sensorzenit und Erdkoordinaten zur Lokalisierung von Bodenpunkten. Diese Informationen werden zum Ableiten der diffusen und direkten PAR verwendet. Das Strahlungstransfermodell ist bezüglich seiner Rechenzeit nicht pixelweise für die in dieser Arbeit verwendeten Daten anwendbar. Daher werden die Strahlungsinformationen aus einer Look-Up Tabelle (LUT), die im Vorfeld mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran berechnet wurde, pixelweise abgeleitet. Die LUT besteht aus den Eingabeparametern optische Dicke von Aerosol, optische Dicke von Wolken und Zenitdistanz der Sonne sowie den Ausgabeparametern diffuse PAR und direkte PAR. Die Bestrahlungsstärke der PAR wird aus der Summe des direkten Strahlungsanteils der PAR und des diffusen Strahlungsanteils der PAR berechnet. Da das Strahlungstransfermodell LibRadtran bei der Berechnung der diffusen PAR eine homogene Atmosphäre annimmt, wurden Algorithmen entwickelt, die Nachbarschaftseffekte miteinbeziehen. Aufgrund der Abbildungseigenschaften in Bezug auf Sonne, Wolken und der Erdoberfläche wird außerdem die Einstrahlungsgeometrie berücksichtigt.

Die Genauigkeit der vorgestellten Methode zum Berechnen der PAR hängt dabei entscheidend von der Qualität der abgeleiteten strahlungsrelevanten Parameter, hauptsächlich Wolken und Aerosole, ab. Für die Qualität der Wolkenparameter sind dabei die Bestimmung der optischen Dicke von Wolken (COT) und die Wolkenhöhe relevant. Die COT ist ein Parameter, der aufgrund von fehlenden direkten Messungen in der Atmosphäre nicht validiert werden kann. D.h. eine Genauigkeitsangabe zur Ableitung der COT ist nicht direkt möglich. In diesem Kapitel wurde jedoch zum einen ein Vergleich zwischen zwei Verfahren (APOLLO- und Kratz-Verfahren) angestellt, zum anderen wird im weiteren Verlauf der Arbeit versucht die Güte der COT anhand der berechneten PAR zu untersuchen (Kapitel 5). Weiterhin werden die abgeleiteten Wolkenhöhen in drei Höhenschichten bis 7000 m ü. NN klassifiziert. Somit kann es zu Ungenauigkeiten in den Berechnungen kommen für die Wolkenhöhen relevant sind, wie z.B. bei der Wolkennavigation oder bei der Berechnung der PAR bei heterogener Bewölkung. Strahlungsrelevante Aerosolparameter sind die optische Dicke von Aerosol (AOT) und der Aerosoltyp. Der Aerosoltyp kann jedoch aufgrund der spektralen Eigenschaften des AVHRR-Sensors nicht abgeleitet werden. Daher wird ein konstanter Aerosoltyp („tropospheric“) bei der Berechnung der PAR angenommen. Auch die AOT konnte in dieser Arbeit aufgrund der geringen Anzahl von

Bodenstationsmessungen zum Zeitpunkt der Satellitenüberflüge nicht validiert werden. Es wird jedoch auch hier im weiteren Verlauf der Arbeit versucht, die Güte der optischen Dichte von Aerosol anhand der abgeleiteten PAR zu untersuchen (Kapitel 5).

Weitere strahlungsrelevante Parameter, die als Eingangsparameter für das Strahlungstransfermodell LibRadtran benötigt werden wie Standardatmosphäre, Aerosoltyp, Geländehöhe, Bodenalbedo und effektiver Tröpfchenradius von Wolken, werden als konstant angenommen. In Kapitel 3.2 konnten die möglichen Abweichungen in der PAR, die sich aus diesen Annahmen ergeben, aufgezeigt werden.

Die vorgestellte Methode beschreibt die Ableitung der PAR zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme unter Berücksichtigung der räumlichen Heterogenität der Atmosphäre. In den vorangehenden Kapiteln wurde auf die hohe Variabilität des Tagesgangs der PAR hingewiesen. Die Momentaufnahme der Bestrahlungsstärke der PAR ist aufgrund der zeitlichen Auflösung für viele Anwendungen nicht ausreichend. In der Vegetations- und Klimamodellierung werden hauptsächlich Tagesgänge bzw. Tagessummen der PAR benötigt. Die einfache Integration einer Momentaufnahme der Bestrahlungsstärke über den Zeitraum eines ganzen Tages führt, vor allem bei heterogenen atmosphärischen Verhältnissen, zu nicht abschätzbaren Ungenauigkeiten. Aufgrund der geringen Anzahl von Aufnahmen der sonnensynchronen Satelliten, die z.B. bei AVHRR/NOAA14 zwei Szenen von zwei Überflügen pro Tag betragen (1x Tagaufnahme und 1x Nachtaufnahme), ist eine genaue Abschätzung des Tagesgangs bzw. der Tagessumme der PAR nicht direkt möglich. In Kapitel 5 wird daher eine neue Methode zum Ableiten der mittleren PAR verschiedener Zeitintervalle und der Tagessumme der PAR aus Satelliten mit polarer Umlaufbahn vorgestellt.

In Abb. 30 ist nochmals eine zusammenfassende Darstellung des bisher in dieser Arbeit beschriebenen Prozessablaufs zur Berechnung der PAR aus AVHRR/NOAA-Daten dargestellt. Das Schaubild zeigt die strahlungsrelevanten Parameter, die aus AVHRR/NOAA14-Daten mittels vorhandener Algorithmen abgeleitet werden. Mit dem Modul SIRA (Solar Irradiance Retrieval Algorithms) wird die PAR für die jeweilige Satellitenszene abgeleitet. SIRA beinhaltet die in diesem Kapitel (Kapitel 4) beschriebenen Algorithmen, die zur Berechnung der PAR verwendet werden. Das Ergebnis ist die Bestrahlungsstärke der PAR, abgeleitet aus direkter und diffuser Strahlungskomponente zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme mit einer räumlichen Auflösung von $1 \text{ km} * 1 \text{ km}$.

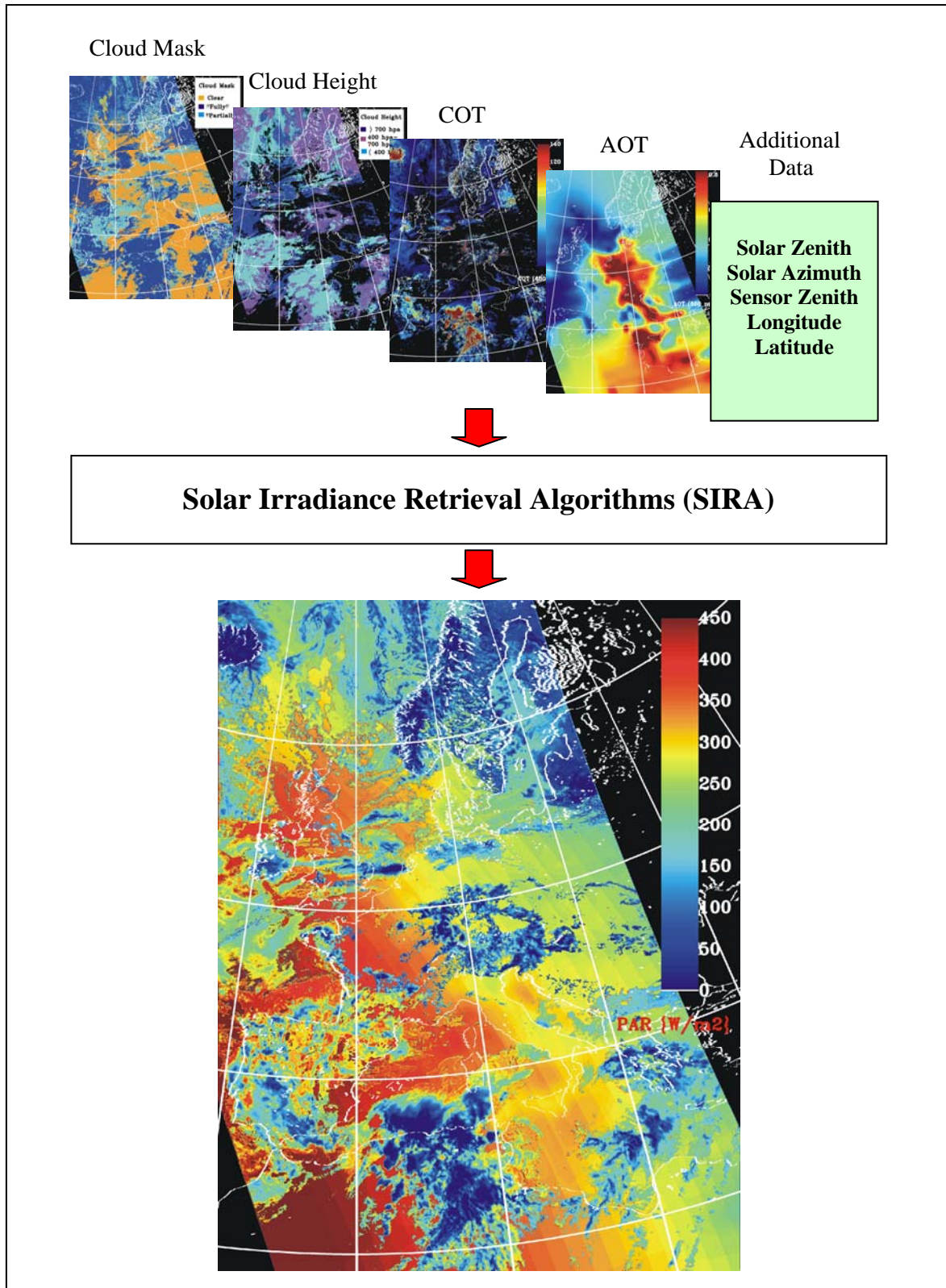


Abb. 30: Schematische Darstellung der Datenprozessierung. Das Ergebnis zeigt die PAR für Europa zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme (1. Mai, 1999, 14.08 UTC).

5 Analyse und Validierung der abgeleiteten PAR

Die im vorherigen Kapitel beschriebene Methode zum Ableiten der PAR stellt eine Momentaufnahme der Bestrahlungsstärke zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs dar. In Kapitel 4 wurde ein Verfahren vorgestellt, das die räumliche Heterogenität der PAR erfasst. Die Informationen aus AVHRR/NOAA14-Daten eines NOAA-Satelliten sind bezüglich der zeitlichen Auflösung mit nur einer Aufnahme am Tag jedoch nicht ausreichend, um direkt aus der abgeleiteten Momentaufnahme der PAR einen Tagesgang oder eine Tagessumme zu berechnen. Da die zeitliche Variabilität der Bestrahlungsstärke bei heterogenen atmosphärischen Bedingungen sehr hoch ist, ist die ermittelte PAR in Bezug auf ein Zeitintervall nur begrenzt repräsentativ. Ein Vorteil von Satelliten mit polarer Umlaufbahn ist jedoch die tägliche globale Abdeckung. In diesem Kapitel wird eine neue Methode beschrieben, Mittelwerte verschieden langer Zeitintervalle der PAR bzw. eine Tagessumme der PAR aus der in Kapitel 4 beschriebenen Momentaufnahme abzuleiten. Die Ergebnisse werden mit Stationsmessungen, die im Rahmen des ELDONET-Projektes durchgeführt wurden, validiert und analysiert. Die diffuse und direkte Strahlungskomponente werden nicht getrennt auf ihre Güte hin überprüft, da an den Bodenmessstationen nur die gesamte Bestrahlungsstärke der PAR gemessen wurde. Anhand der Validierung werden die für den Zeitraum Mai bis September 1999 abgeleiteten Werte hinsichtlich Fehlerquellen analysiert. Hierbei wird indirekt auch die Qualität atmosphärischer Parameter wie die optische Dicke von Wolken und von Aerosol überprüft.

5.1 Mittelwert der PAR eines Zeitintervalls

Der AVHRR/NOAA14 liefert täglich Daten für Europa aus einem Nachtpass und einem Tagespass. Dabei kann zum Ableiten der PAR nur der Tagespass verwendet werden. Im Vergleich zu den polarumlaufenden Satelliten ist die zeitliche Auflösung von geostationären Satellitensystemen größer. Mit dem Sensor SEVIRI an Bord des Satelliten Meteosat Second Generation (MSG) werden die spektralen Informationen über Europa alle 15 Minuten aufgenommen. Daher wird in diesem Abschnitt die Genauigkeit der PAR für verschiedene Zeitintervalle, abgeleitet aus der Momentaufnahme der PAR (s. Abb. 30), untersucht. Die Ergebnisse beschränken sich auf die mittlere PAR verschiedener Zeitintervalle, da ein Tagesgang mit AVHRR nicht ableitbar ist. Da die spektralen Eigenschaften des AVHRR denen von SEVIRI sehr ähneln, ist die im Folgenden vorgestellte Methode bzw. sind die erzielten Ergebnisse für zukünftige Daten von SEVIRI/MSG übertragbar. Zusätzlich dienen die in diesem Abschnitt gewonnenen Erkenntnisse als Grundlage für das in Kapitel 5.2 vorgestellte Verfahren zum Ableiten einer Tagessumme der PAR.

Für homogene wolkenfreie atmosphärische Verhältnisse kann man die PAR für verschiedene Zeitintervalle in Abhängigkeit von der Zenitdistanz der Sonne berechnen. Für heterogene Verhältnisse, v.a. hinsichtlich der Bewölkung, ist die abgeleitete Momentaufnahme der Bestrahlungsstärke der PAR nicht mehr repräsentativ für ein längeres Zeitintervall. Da Wolken eine richtungsabhängige Zuggeschwindigkeit besitzen, ist ein Zusammenhang zwischen flächenhafter Verteilung der Wolken und dem zeitlichen Verlauf der Bestrahlungsstärke über einem Punkt P am Erdboden vorhanden. In der im Folgenden vorgestellten Methode zum Ableiten der mittleren PAR längerer Zeitintervalle, wird die räumliche Verteilung der PAR, die hauptsächlich von der Wolkenverteilung im Raum abhängig ist, in Bezug zur Strahlungsenergie eines Zeitintervalls gebracht.

In Tabelle 3 und 4 wird der Zusammenhang zwischen der Flächeninformation aus den Daten der abgeleiteten PAR und der zeitlichen Information der Bodenstationsdaten statistisch untersucht. Dabei wurden Mittelwerte der PAR für verschieden große Flächengitter (f^2) aus der berechneten PAR-Karte sowie Mittelwerte für verschiedene Zeitintervalle (t) aus Bodenstationsdaten berechnet. Als Referenzdaten wurden 337 Stationswerte an 6 verschiedenen europäischen Bodenmessstationen (s. Kapitel 2.3.6) zwischen Mai und September 1999 für die Tage der Satellitenüberflüge (AVHRR/NOAA14) verwendet. Die

Zeitintervalle wurden mit $\pm t/2$ zum Zeitpunkt der Aufnahme der verwendeten AVHRR-Daten festgelegt. Das Flächengitter beschreibt ein Quadrat mit der Größe f^2 in Pixel, wobei die geographischen Koordinaten des Zentralpixels dieses Gitters mit der Lage der jeweiligen Bodenmessstation übereinstimmen. Für die in dieser Arbeit verwendeten Daten entspricht ein Pixel einer Flächengröße von ca. 1 km * 1 km.

| | t = 1 | t = 5 | t = 15 | t = 30 | t = 60 | t = 90 | t = 120 | t = 180 | t = 240 | t = 360 |
|---------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|
| $f^2 = 1*1$ | 0.68 | 0.72 | 0.74 | 0.78 | 0.81 | 0.83 | 0.83 | 0.83 | 0.82 | 0.8 |
| $f^2 = 5*5$ | 0.72 | 0.75 | 0.78 | 0.82 | 0.85 | 0.86 | 0.87 | 0.87 | 0.86 | 0.83 |
| $f^2 = 9*9$ | 0.73 | 0.76 | 0.79 | 0.83 | 0.86 | 0.88 | 0.88 | 0.88 | 0.87 | 0.84 |
| $f^2 = 15*15$ | 0.75 | 0.77 | 0.8 | 0.85 | 0.87 | 0.89 | 0.89 | 0.89 | 0.88 | 0.86 |
| $f^2 = 25*25$ | 0.75 | 0.77 | 0.81 | 0.85 | 0.88 | 0.89 | 0.9 | 0.9 | 0.89 | 0.87 |
| $f^2 = 49*49$ | 0.75 | 0.77 | 0.8 | 0.84 | 0.87 | 0.89 | 0.9 | 0.9 | 0.89 | 0.88 |
| $f^2 = 75*75$ | 0.74 | 0.76 | 0.78 | 0.83 | 0.86 | 0.89 | 0.9 | 0.91 | 0.9 | 0.89 |
| $f^2 = 99*99$ | 0.73 | 0.75 | 0.77 | 0.82 | 0.85 | 0.88 | 0.89 | 0.91 | 0.9 | 0.9 |

Tab. 3: Berechneter Korrelationskoeffizient in Abhängigkeit von der mittleren PAR aus einem Flächengitter (f^2 in Pixel) der abgeleiteten Daten und der mittleren PAR eines Zeitintervalls (t in Minuten) aus Bodenstationsdaten.

In Tabelle 3 wurde die Korrelation zwischen der abgeleiteten PAR und den Bodenstationsdaten berechnet. Es wird deutlich, dass sich mit ansteigendem Zeitintervall die beste Korrelation zu größeren Flächengittern hin verschiebt. Bei der mittleren PAR aus einem Zeitintervall von einer Minute wurde die höchste Korrelation für die mittlere PAR eines 15 * 15 Pixel Flächengitters berechnet. Dagegen korreliert die mittlere PAR aus einem Zeitintervall von 360 Minuten am besten mit einer mittleren PAR abgeleitet aus einem 99 * 99 Pixel Flächengitter.

Abb. 31 zeigt die berechneten Korrelationskoeffizienten für eine mittlere PAR aus 15, 60 und 180 Minuten in Abhängigkeit von der mittleren PAR für verschiedene Gittergrößen. Die Angabe der Größe dieses Gitters ist die Seitenlänge in Pixel. Es verdeutlicht noch einmal den Zusammenhang zwischen der an Bodenmessstationen gemessener PAR eines Zeitintervalls und der berechneten PAR, abgeleitet aus der Flächeninformation der Momentaufnahmen. Zusätzlich wurde zum Vergleich anstatt der aus AVHRR-Daten abgeleiteten Werte der optischen Dicke von Aerosol eine räumlich und zeitlich konstante optische Dicke von $\delta_{A(550)} = 0.3$ angenommen. Die PAR wurde mit der in Kapitel 4 beschriebenen Prozessierungskette mit dieser konstanten AOT für den Untersuchungszeitraum berechnet.

Abb. 31 zeigt, dass die Annahme eines konstanten Wertes der AOT von $\delta_{A(550)} = 0.3$ bei der Ableitung der PAR keine wesentliche Verschlechterung oder Verbesserung der Korrelation bewirkt.

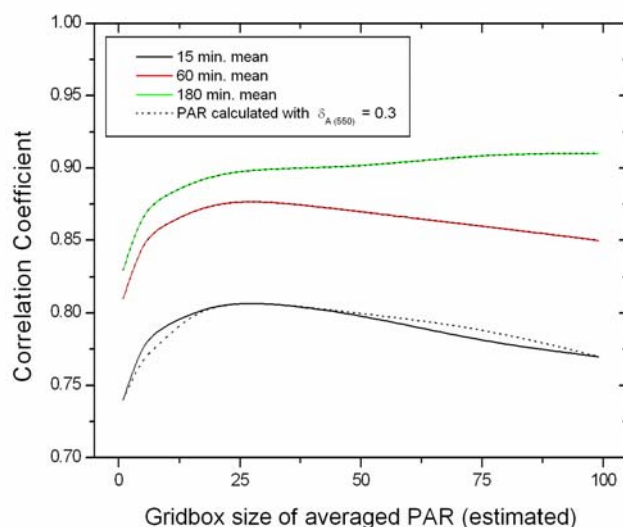


Abb. 31: Berechneter Korrelationskoeffizient für eine mittlere PAR aus einem 15, 60 und 180 Minuten Mittel der Bodenstationsmessungen in Abhängigkeit von der mittleren PAR aus einem Flächengitter. Die Werte der x-Achse geben eine Seitenlänge in Pixel des Flächengitters an. Gepunktete Linie: Bei der Berechnung der PAR wurde ein konstanter Wert der optischen Dicke von Aerosol von $\delta_{A(550)} = 0.3$ angenommen.

| | t = 1 | t = 5 | t = 15 | t = 30 | t = 60 | t = 90 | t = 120 | t = 180 | t = 240 | t = 360 |
|---------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|
| $f^2 = 1*1$ | 0.97 | 0.99 | 1.02 | 1.03 | 1.05 | 1.06 | 1.07 | 1.08 | 1.1 | 1.15 |
| $f^2 = 5*5$ | 0.96 | 0.98 | 1.01 | 1.03 | 1.04 | 1.05 | 1.06 | 1.07 | 1.09 | 1.14 |
| $f^2 = 9*9$ | 0.96 | 0.98 | 1.01 | 1.02 | 1.04 | 1.05 | 1.05 | 1.07 | 1.09 | 1.14 |
| $f^2 = 15*15$ | 0.96 | 0.97 | 1 | 1.02 | 1.03 | 1.04 | 1.05 | 1.07 | 1.08 | 1.13 |
| $f^2 = 25*25$ | 0.96 | 0.97 | 1 | 1.02 | 1.03 | 1.04 | 1.05 | 1.06 | 1.08 | 1.13 |
| $f^2 = 49*49$ | 0.95 | 0.96 | 0.99 | 1.01 | 1.02 | 1.03 | 1.04 | 1.06 | 1.07 | 1.12 |
| $f^2 = 75*75$ | 0.94 | 0.95 | 0.99 | 1 | 1.01 | 1.02 | 1.03 | 1.05 | 1.07 | 1.12 |
| $f^2 = 99*99$ | 0.94 | 0.95 | 0.99 | 1 | 1.01 | 1.02 | 1.02 | 1.04 | 1.06 | 1.11 |

Tab. 4: Berechnete Steigung aus einem linearen Fit durch den Ursprung in Abhängigkeit der mittleren PAR aus einem Flächengitter (f^2 in Pixel) der abgeleiteten Daten und der mittleren PAR eines Zeitintervalls (t in Minuten) aus Stationsdaten.

Eine Korrelation liefert eine statistische Aussage über die Streuung von Wertepaaren beim Vergleich zweier Parameter, jedoch keine Aussage über eine systematische Messabweichung der abgeleiteten Daten im Vergleich zu den Referenzdaten. Tabelle 4 zeigt die berechnete Steigung aus einem linearen Fit durch den Ursprung in Abhängigkeit vom Flächenmittel der PAR aus den abgeleiteten Daten und dem Mittelwert des Zeitintervalls (t) für Stationsdaten. Dabei nimmt die Steigung für alle Zeitintervalle mit größer werdendem Flächengitter ab. Wobei generell die Steigung mit größer werdendem Zeitintervall ansteigt. Werte > 1 bedeuten eine mittlere Überschätzung und Werte < 1 eine mittlere Unterschätzung der abgeleiteten Daten im Vergleich zu den Stationsdaten.

Abb. 32 zeigt die berechnete Steigung für einen linear Fit durch den Ursprung für eine mittlere PAR aus 15, 60 und 180 Minuten in Abhängigkeit von der mittleren PAR für verschiedene Gittergrößen. Unter Annahme einer konstanten AOT von $\delta_{A(550)} = 0.3$ bei der Berechnung der PAR, werden die Messwerte im Vergleich mit Bodenmessstationen stärker überschätzt als unter Verwendung der aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten AOT.

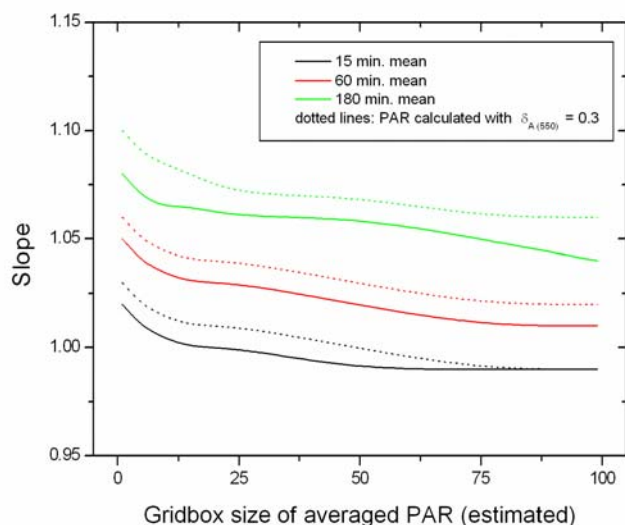


Abb. 32: Berechnete Steigung für einen linearen Fit durch den Ursprung für eine mittlere PAR aus einem 15, 60 und 180 Minuten Mittel der Bodenstationsmessungen in Abhängigkeit von der mittleren PAR aus einem Flächengitter. Wobei die Werte der x-Achse eine Seitenlänge in Pixel des Flächengitters angeben. Gepunktete Linie: Bei der Berechnung der PAR wurde ein konstanter Wert der optischen Dicke von Aerosol von $\delta_{A(550)} = 0.3$ angenommen.

Ein Zeitintervall (t) wird mit $\pm t/2$ zum Zeitpunkt der Aufnahme berechnet. Da der Tagesgang der Zenitdistanz der Sonne nicht linear verläuft (s. Abb. 33) ist auch das arithmetische Mittel der Zenitdistanz für $-t/2$ und für $+t/2$ nicht äquivalent. Aus dem Tagesverlauf der Zenitdistanz ergibt sich, dass die integrierte PAR in Richtung längerer Zeitintervalle generell überschätzt wird. Abb. 33 zeigt den Gang der berechneten Werte der Zenitdistanz zwischen Tages-Maximum und Tages-Minimum für den 21.6.99 und dem 22.9.99 am Beispiel von Rom und Hamburg.

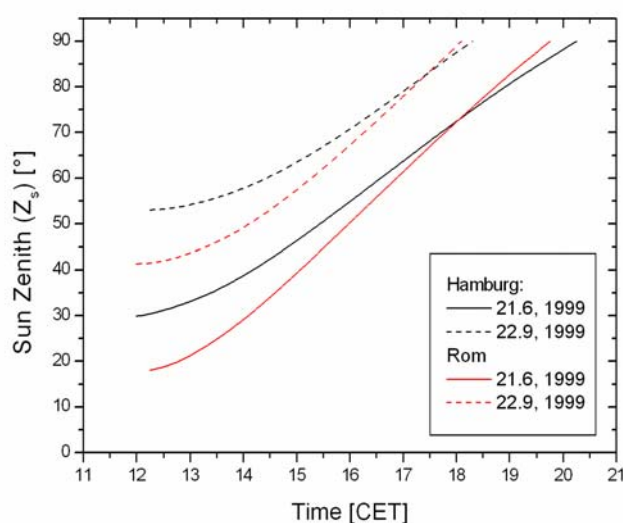


Abb. 33: Gang der Zenitdistanz der Sonne zwischen Tages-Maximum und -Minimum für Hamburg und Rom für die Tage vom 21.6.99 und 22.9.99.

Aus der Regressionsanalyse (Tabelle 3 und 4) lässt sich schlussfolgern, dass ein signifikanter statistischer Zusammenhang zwischen der Größe des Flächengitters und der Länge des Zeitintervalls, für die jeweils die mittlere PAR berechnet wird, besteht. Dabei gilt, dass für länger werdende Zeitintervalle die beste Korrelation mit der mittleren PAR aus größer werdenden Flächengittern erzielt wird. Dieser Zusammenhang ist im Wesentlichen auf die räumliche und zeitliche Verteilung von Wolken zurückzuführen. Die PAR wird außerdem mit steigendem Zeitintervall überschätzt, da die Zenitdistanz zwischen Tages-Maximum und -Minimum nicht linear ist.

Weiterhin zeigt diese statistische Untersuchung, dass die abgeleitete PAR im Vergleich mit Bodenstationsdaten stärker überschätzt wird, wenn man anstatt der AOT aus dem AVHRR-Ableitungsverfahren einen konstanten Wert von $\delta_{A(550)} = 0.3$ einsetzt. Die

Korrelationskoeffizienten aus beiden Untersuchungen unterscheiden sich jedoch nur wenig. Daraus lässt sich schließen, dass durch die Ableitung der AOT aus AVHRR im Vergleich zur Verwendung eines konstanten Wertes keine Verbesserung der Korrelation erzielt wird. Es zeigt sich jedoch, dass der als konstante Faktor verwendete Wert von $\delta_{A(550)} = 0.3$ zu gering ist.

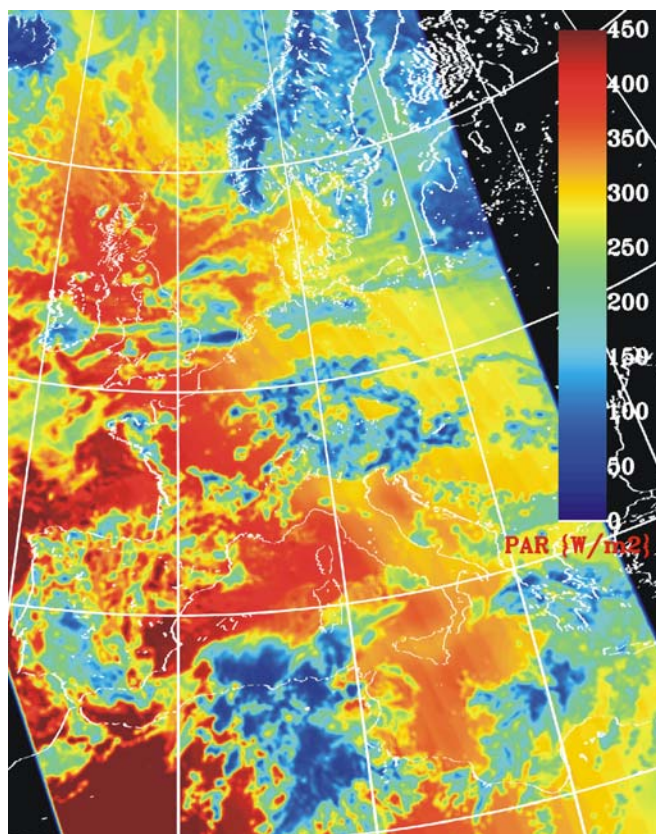


Abb. 34: Verteilung der photosynthetisch aktiven Strahlung über Europa für den 1. Mai, 1999, 14.08 UTC. Berechneter Mittelwert aus einem $25 * 25$ Pixel großem Flächengitter, repräsentativ für ein 1, 5, 15, 30, 60, 90 und 120 Minuten Mittel der PAR.

Abb. 34 zeigt die Verteilung der PAR für Europa für den 1. Mai 1999 (AVHRR/NOAA14, 14.08 UTC). Das Mittel der Bestrahlungsstärke aus der Momentaufnahme der PAR (s. Abb. 30) über ein Flächengitter von $25 * 25$ Pixel repräsentiert in Abb. 34 die PAR für ein Pixel. Die Berechnungen in Tabelle 3 ergeben für ein mittleres PAR von Bodenmessstationen für ein Zeitintervall von 1, 5, 15, 30, 60, 90 und 120 Minuten sowie einer mittleren PAR aus dem Flächengitter von $25 * 25$ Pixel die beste Korrelation. Im Vergleich zur Momentaufnahme der abgeleiteten PAR in Abb. 30 sind die Konturen in

Abb. 34 nicht so stark ausgeprägt. Durch die Mittelung der PAR über die Fläche wird ein Glättungseffekt erzielt. Für eine bestimmte Größe eines Flächengitters (f^2) sind die Randbereiche für $f/2$ Pixel der Szene (Abb. 34) nicht repräsentativ für die PAR, da Standardwerte für die vom Sensor nicht erfassten Gebiete verwendet werden und diese zu Fehlern bei der Prozessierung an den oben genannten Randbereichen führen. Dies gilt auch für die nachfolgenden Abbildungen der abgeleiteten PAR (s. Abb. 44, 49 und 54).

In den folgenden Untersuchungen wird die aus Stationsdaten berechnete mittlere PAR von 15, 60 und 180 Minuten mit der abgeleiteten mittleren PAR für ein Flächengitter von $25 * 25$ Pixel (für 15 und 60 Minuten) und $75 * 75$ Pixel (für 180 Minuten) verglichen und analysiert. Dabei wurden 78 AVHRR/NOAA14-Szenen von Zentral-Europa zwischen Mai und September 1999 prozessiert und verwendet. Berechnet werden die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (RMSE: Root Mean Square Error) als relativer Wert [Gleichung (8)], die mittlere absolute Abweichung (MAE: Mean Absolute Error) [Gleichung (9)] sowie die mittlere systematische Messabweichung (MBE: Mean Bias Error) [Gleichung (10)]. N ist der Stichprobenumfang, B der abgeleitete Wert und O der gemessene Wert an den Bodenmessstationen.

$$\text{RMSE (relative error)} = \left[N^{-1} \sum_{i=1}^N ((B_i - O_i) / O_i)^2 \right]^{0.5} \quad (8)$$

$$\text{MAE} = N^{-1} \sum_{i=1}^N | B_i - O_i | \quad (9)$$

$$\text{MBE} = N^{-1} \sum_{i=1}^N (B_i - O_i) \quad (10)$$

Die Statistik wurde für den gesamten Stichprobenumfang sowie für ein Konfidenzintervall von 95 % des Stichprobenumfangs berechnet. Dabei ist das 95 %-Konfidenzintervall derjenige Bereich, indem der wahre Messwert mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % liegt. Dies ist aus dem Grunde sinnvoll, da einzelne Ausreißer die Statistik stark verzerren. Große Abweichungen einzelner Messwerte im Vergleich zu den Referenzdaten können durch Beeinträchtigungen der Stationsmessungen oder aufgrund von Fehlern bei der Aufnahme bzw. Level 1-Prozessierung der Fernerkundungsdaten verursacht werden. Ein möglicher

Messfehler der Bodenstationen kann z.B. Schattenwurf auf das Messinstrument durch die Umgebung sein.

Abb. 35, 37 und 39 zeigen Vergleiche zwischen abgeleiteter PAR und den an Bodenstationen gemessener PAR als Streudiagramme. Es wurde zusätzlich jeweils eine lineare Regression mit einem linearen Fit durch den Ursprung berechnet. Abb. 35 zeigt einen Vergleich für die mittlere PAR eines 25 * 25 Pixel Flächengitters und der PAR, gemittelt aus einem Zeitintervall von 15 Minuten. Abb. 37 zeigt einen Vergleich für eine mittlere PAR eines 25 * 25 Pixel Flächengitters und der gemittelten PAR für ein Zeitintervall von 60 Minuten. In Abb. 39 ist schließlich ein Vergleich für eine mittlere PAR über ein 75 * 75 Pixel Flächengitter und der PAR gemittelt über ein Zeitintervall von 180 Minuten dargestellt. Es wurden jeweils 337 Messwerte miteinander verglichen. Dabei wurden die Korrelationskoeffizienten von 0.81 für das 15 Minuten Mittel, 0.88 für das 60 Minuten Mittel und 0.91 für das 180 Minuten Mittel berechnet.

Für den jeweiligen Vergleich zwischen der PAR aus Bodenmessstationen und der aus Satellitendaten abgeleiteten PAR wird in Abb. 36, 38 und 40 die Häufigkeitsverteilung der relativen Differenz und der absoluten Differenz dargestellt. Abweichungen größer 100 % bzw. größer 140 W/m² wurden jeweils in eine Häufigkeitsklasse eingeteilt. Die Häufigkeitsverteilungen der relativen Differenzen der abgeleiteten PAR von den an Bodenstationen gemessener PAR zeigen jeweils ein Maximum zwischen 0 % und 10 %. Auch die Häufigkeitsverteilung der absoluten Differenzen hat zwischen 0 W/m² und 20 W/m² ein Maximum.

Vergleicht man die Streudiagramme und die Häufigkeitsverteilungen der Differenzen für ein 15 Minuten Mittel, 60 Minuten Mittel und ein 180 Minuten Mittel der Bestrahlungsstärke der PAR, so ist eine Verbesserung der Güte der abgeleiteten PAR mit ansteigendem Zeitintervall feststellbar. Der berechnete relative RMSE (s. Tab. 5, S. 83) beträgt für ein 15 Minuten Mittel 0.39, für ein 60 Minuten Mittel 0.29 und für ein 180 Minuten Mittel 0.23. Diese Werte stehen im Einklang mit den Korrelationsberechnungen (s. Tab. 3) und den daraus gezogenen Schlussfolgerungen.

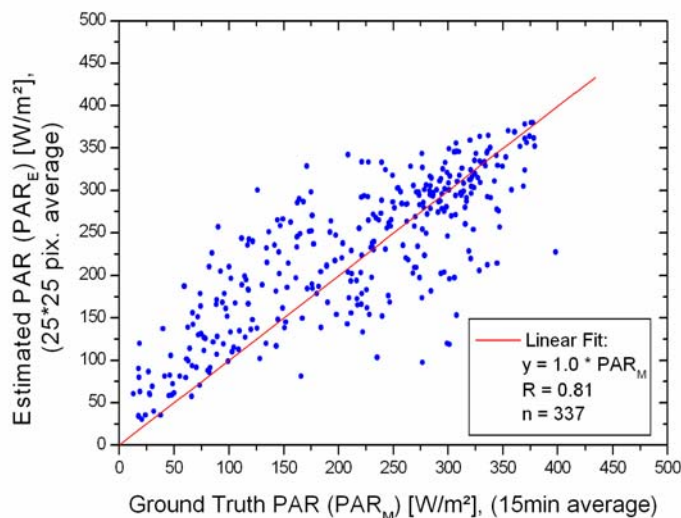


Abb. 35: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR über ein Flächengitter von 25 * 25 Pixel und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 15 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten) mit einer linearen Regressionsanalyse für 337 Messpunkte.

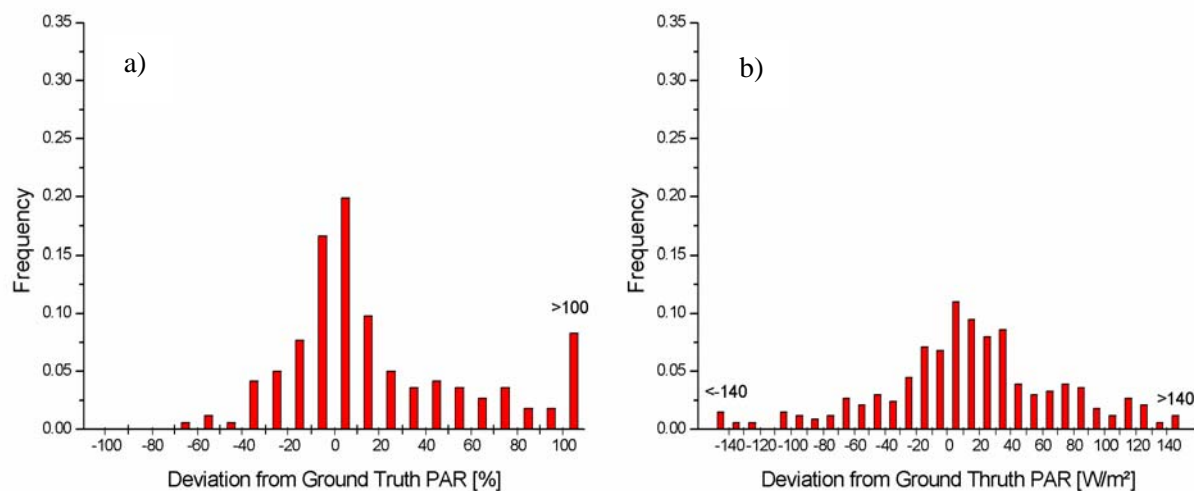


Abb. 36: Häufigkeitsverteilung der relativen und der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR (25 * 25 Pixelgitter) und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 15 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten).

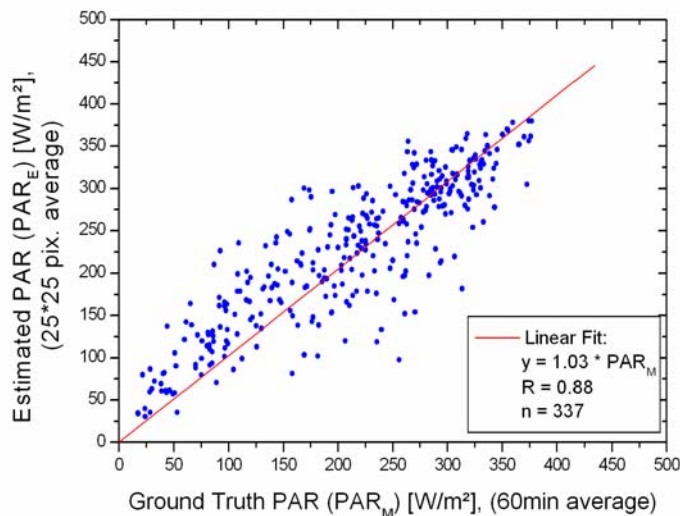


Abb. 37: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR über ein Flächengitter von 25 * 25 Pixel und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 60 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten) mit einer linearen Regressionsanalyse für 337 Messpunkte.

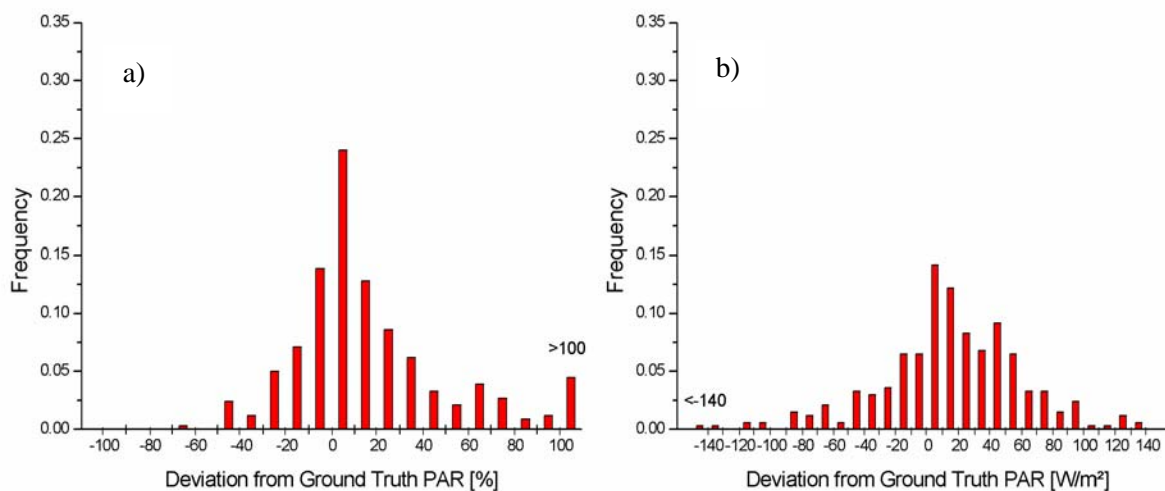


Abb. 38: Häufigkeitsverteilung der relativen und der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR (25 * 25 Pixelgitter) und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 60 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten).

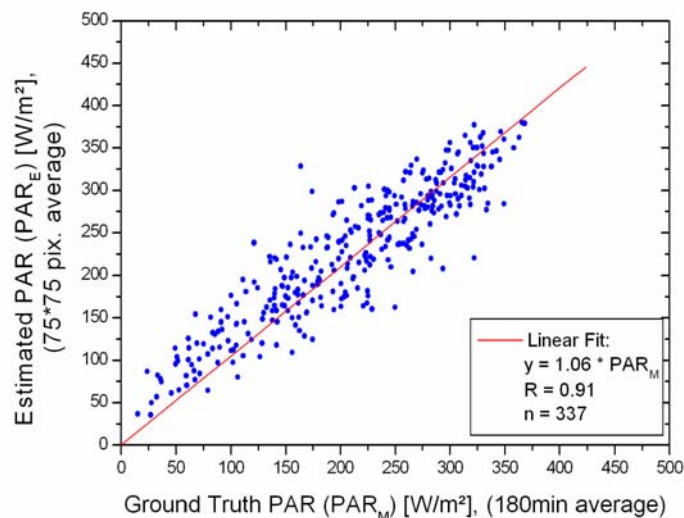


Abb. 39: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR über ein Flächengitter von 75 * 75 Pixel und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 180 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten) mit einer linearen Regressionsanalyse für 337 Messpunkte.

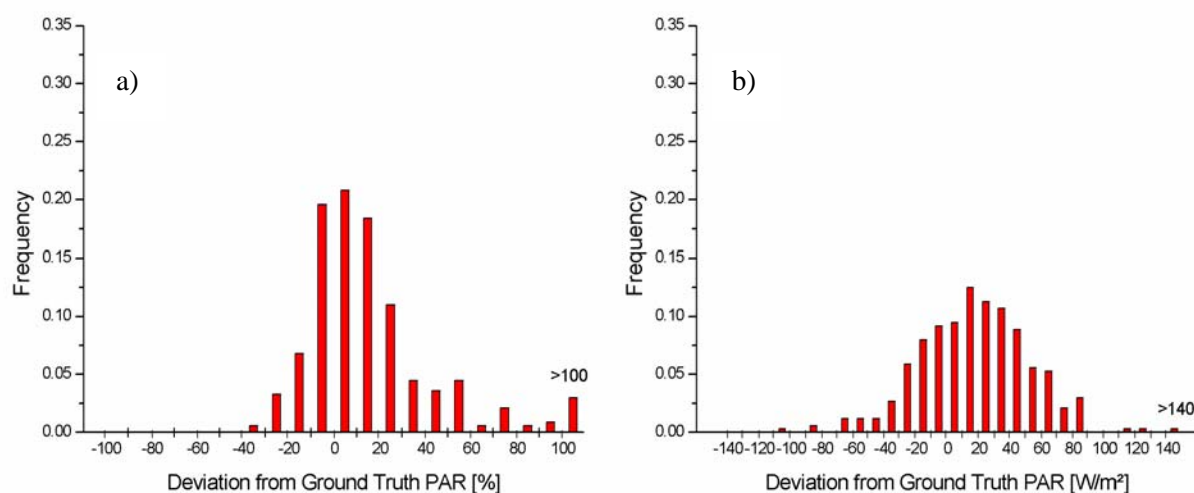


Abb. 40: Häufigkeitsverteilung der relativen und der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR (75 * 75 Pixelgitter) und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 180 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten).

Während beim 15 Minuten Mittel 54 % der Messwerte innerhalb dem Fehlerbereich von $\pm 20\%$ liegen, steigt die Häufigkeit mit zunehmendem Zeitintervall, beim 60 Minuten Mittel mit 57.8 % und beim 180 Minuten Mittel mit 65.6 %, an. Im Bereich zwischen $\pm 30 \text{ W/m}^2$ liegt die Häufigkeit beim 15 Minuten Mittel bei 46.9 %, beim 60 Minuten Mittel bei 51.3 % und beim 180 Minuten Mittel bei 56.4 %. Generell nimmt die Häufigkeit mit größer werdenden Abweichungen ab. Bei heterogenen atmosphärischen Bedingungen, wie z.B. an Wolkenrändern oder bei gebrochener Bewölkung kann der Fehler bei der Ableitung der PAR v.a. bei kurzen Zeitintervallen hoch sein. Die Streuung der Messwerte beim 15 Minuten Mittel (Abb. 35) ist v.a. bei Werten im mittleren PAR Bereich sehr hoch. In Kapitel 5.1.1 wird gezeigt, dass stärkere Streuungen der Punktwolke für geringere Zeitintervalle im Wesentlichen durch Messwerte verursacht werden, die für heterogene atmosphärische Bewölkungsverhältnisse abgeleitet wurden. Für homogene atmosphärische Bedingungen sollte dagegen für die verschiedenen Zeitintervalle kein Unterschied in der Streuung der Messwerte vorkommen.

| | RMSE | MAE (W/m ²) | MBE (W/m ²) | Anzahl n |
|---------------|-------------|-------------------------|-------------------------|-----------|
| 15 min. mean | 0.39 (0.69) | 42.9 (45.6) | 9.4 (14.0) | 320 (337) |
| 60 min. mean | 0.29 (0.43) | 34.6 (36.4) | 11.9 (14.8) | 320 (337) |
| 180 min. mean | 0.23 (0.36) | 29.5 (31.4) | 15.0 (17.7) | 320 (337) |

Tab. 5: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für ein 15, 60 und 180 Minuten Mittel der abgeleiteten PAR. Erster Wert wurde mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen die berechneten Werte aus dem gesamten Stichprobenumfang.

Bei den Messwerten aller drei Zeitintervalle ist eine Überschätzung der abgeleiteten PAR im Vergleich zu Bodenstationsdaten feststellbar. Die mittlere systematische Messabweichung ist mit $\text{MBE} = 9.4 \text{ W/m}^2$ (15 Minuten Mittel), $\text{MBE} = 11.9 \text{ W/m}^2$ (60 Minuten Mittel), $\text{MBE} = 15.0 \text{ W/m}^2$ (180 Minuten Mittel) für ein Konfidenzintervall von 95 % mit höherem Zeitintervall ansteigend (Tab. 5). Wie schon in Abb. 33 dargestellt und erläutert, ist der Grund dafür der nicht lineare Tagesgang der Zenitdistanz der Sonne zwischen Tages-Maximum und -Minimum. Somit wird die PAR bei der zeitlichen Integration mit einem Zeitintervall von $\pm t/2$ zum Zeitpunkt der Sensoraufnahme mit höherem Zeitintervall überschätzt.

5.1.1 Analyse und Vergleich der PAR für unterschiedliche atmosphärische Bedingungen

Die Verhältnisse in der Atmosphäre können räumlich sowie zeitlich sehr variabel sein. Dies ist hauptsächlich bei Bewölkung der Fall. Wolken sind neben der Zenitdistanz der Sonne ein wesentlicher Einflussfaktor auf die PAR (s. Kapitel 3.2). Die Bestrahlungsstärke besteht aus einer diffusen und einer direkten Strahlungskomponente. Wenn innerhalb eines Zeitintervalls dieselben atmosphärischen homogenen Bedingungen vorherrschen (wolkenfreie Verhältnisse bzw. eine geschlossene, homogene Wolkendecke), sind die zeitlich variablen Parameter die Zenitdistanz der Sonne, das Aerosol, sowie bei Anwesenheit von Wolken, die optische Dicke von Wolken. Bei heterogenen atmosphärischen Bedingungen, wie z.B. bei teilweiser oder gebrochener Bewölkung, hat die Wolkenverteilung einen entscheidenden Einfluss auf den zeitlichen Verlauf der Einstrahlung. Bezogen auf ein Zeitintervall ist die Bestrahlungsstärke an einem Punkt P der Erdoberfläche neben der Wolkenverteilung auch von der Zugrichtung und Zuggeschwindigkeit der Wolken abhängig. Der diffuse Strahlungseintrag wird dabei durch die Verteilung der Wolken im gesamten Halbraum bestimmt. Wie in den vorherigen Kapiteln erläutert, ist die direkte Strahlung von der Zenitdistanz der Sonne abhängig und wird generell von Wolken mit einer optischen Dicke $\delta_{C(680)} > 5$ vollkommen gestreut. Je größer das gewählte Zeitintervall ist, desto wahrscheinlicher sind heterogene Verhältnisse der Atmosphäre über einem Beobachtungspunkt. Im Folgenden werden die Ergebnisse aus Kapitel 5.1 auf ihre Güte in Abhängigkeit von den vorherrschenden atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen untersucht.

Für diese Untersuchung werden die Messwerte aus einem Flächengitter von 25 * 25 Pixel und einer mittleren PAR aus Bodenmessstationen aus einem Zeitintervall von 15 Minuten herangezogen (s. Kapitel 5.1, Abb. 35). Zur Analyse der atmosphärischen Verhältnisse werden drei Klassen verwendet, mit denen die atmosphärischen Bewölkungsverhältnisse der einzelnen Messwerte beschrieben werden (Abb. 41). Die Bewölkungsverhältnisse werden innerhalb eines Flächengitters von 25 * 25 Pixel um die jeweilige Bodenmessstation betrachtet. Der Klasse „homogen wolkenfrei“ sind alle diejenigen Messpunkte zugeordnet, für die alle Pixel des Flächengitters nach dem APOLLO-Verfahren oder Kratz-Verfahren als „wolkenfrei“ klassifiziert wurden. Als „homogen bewölkt“ zählen alle Messpunkte, wo alle Pixel als „total bewölkt“ klassifiziert wurden. Kommen innerhalb dieses Flächengitters

sowohl „wolkenfrei“, „bewölkt“ oder „teilweise bewölkt“ klassifizierte Pixel vor, werden die Verhältnisse als heterogen bezeichnet und der Klasse „heterogen bewölkt“ zugeordnet.

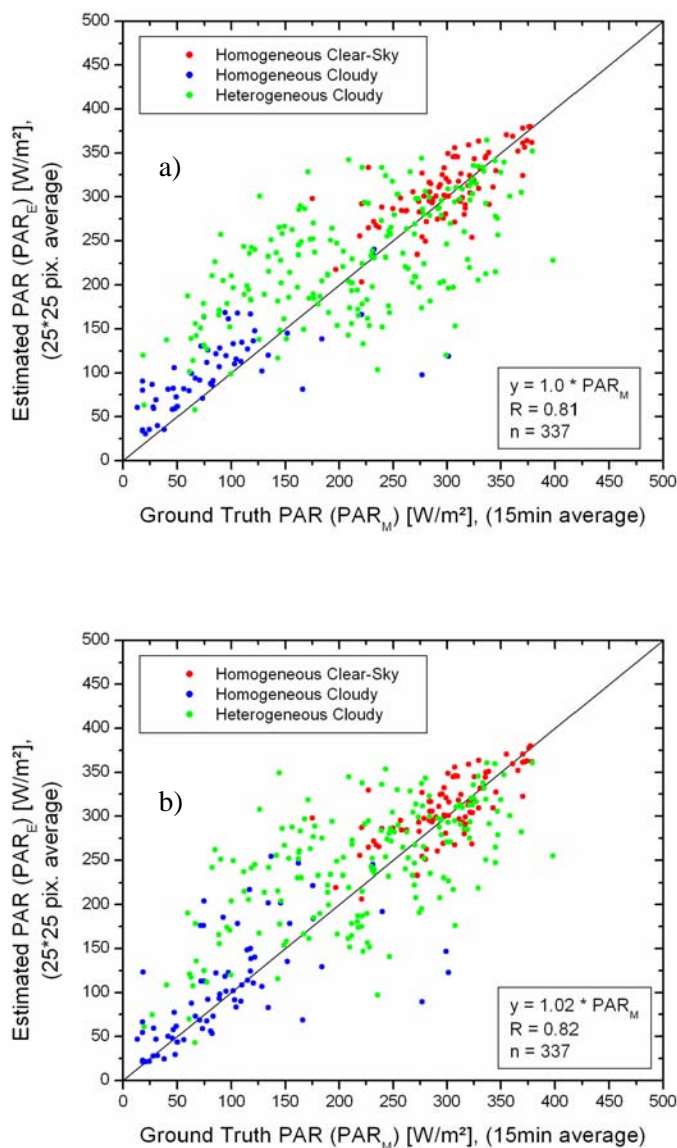


Abb. 41: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR und der PAR aus Bodenmessstationen, berechnet aus einem Flächengitter von 25 * 25 Pixel für ein Zeitintervall von 15 Minuten in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnisse unter Verwendung der Wolkenerkennungsverfahren nach a) APOLLO und nach b) Kratz (beide aus AVHRR/NOAA14).

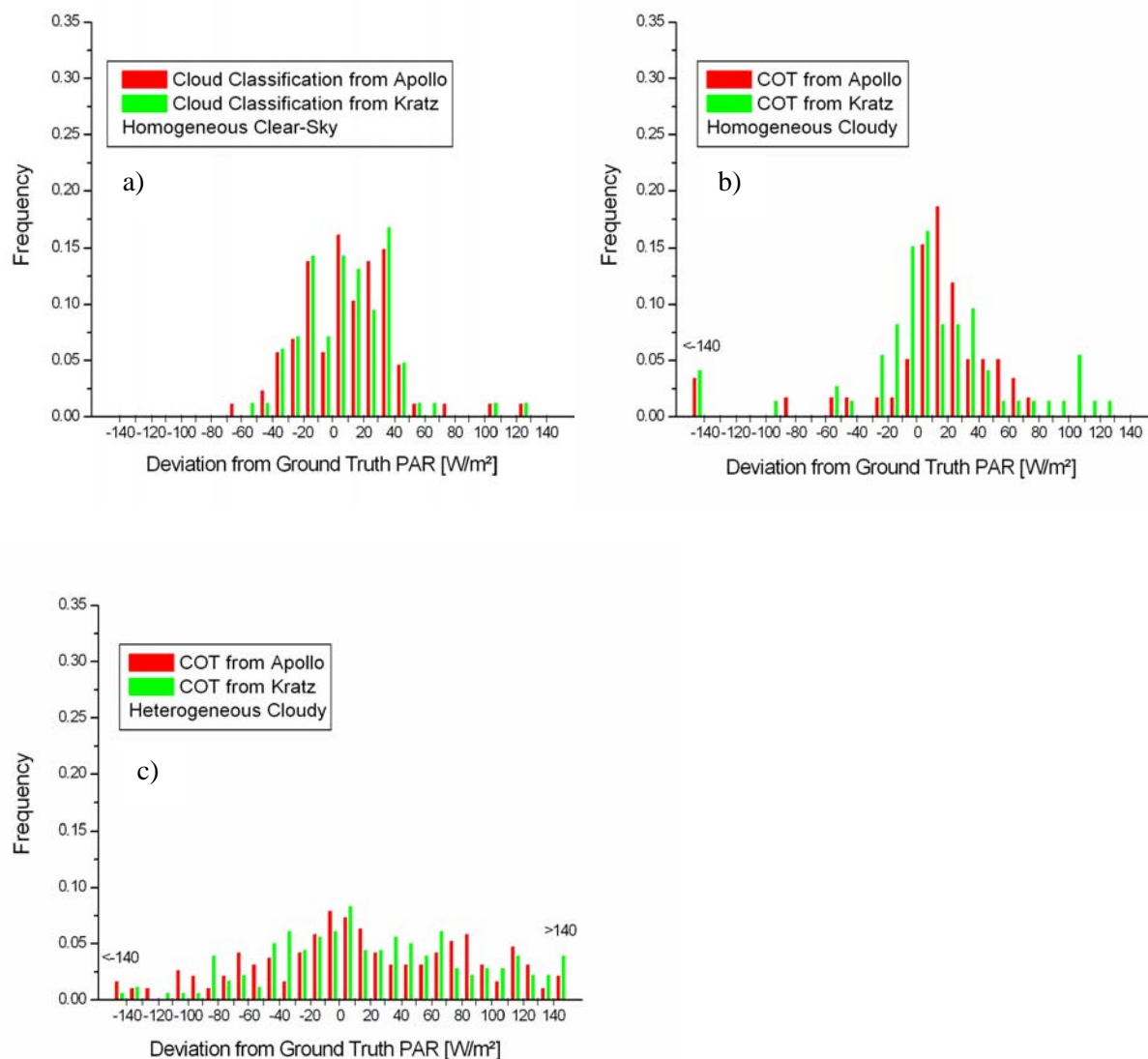


Abb. 42: Häufigkeitsverteilungen der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR (25 * 25 Pixelgitter) und Stationsdaten (15 Minuten Mittel) für a) „homogen wolkenfreie“, b) „homogen bewölkte“ und c) „heterogen bewölkte“ Bewölkungsverhältnisse.

Abb. 41a und b zeigt den Vergleich zwischen abgeleiteter PAR und Stationsdaten der PAR, berechnet aus einem Flächengitter von 25 * 25 Pixel und einem Zeitintervall von 15 Minuten in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen. Die Wolkenparameter wurden in Abb. 41a nach dem APOLLO-Verfahren (COT_A) und in Abb. 41b nach dem Kratz-Verfahren (COT_K) abgeleitet. In Abb. 42a, b, c sind die Häufigkeiten der Differenzen zwischen abgeleiteter PAR und der mittleren PAR aus Stationsdaten für

die jeweiligen Bewölkungsverhältnisse dargestellt. Unterschiede in der Verteilung der Häufigkeiten zwischen den Messwerten deren Wolkenparameter nach APOLLO bzw. nach Kratz abgeleitet wurden, werden durch unterschiede in der Wolkenmaske bzw. in der Ableitung der COT verursacht.

In Abb. 41a werden 17.5 % als „homogen wolkenfrei“, 25.8 % als „homogen bewölkt“ und 56.7 % als „heterogen bewölkt“ klassifiziert. Somit sind die Bewölkungsverhältnisse bezüglich eines 25 * 25 Pixel Flächenrasters um die Messpunkte zu 43.3 % homogen und zu 56.7 % heterogen. Ähnlich verhält es sich in Abb. 41b. Hier werden 24.9 % als „homogen wolkenfrei“, 21.7 % als „homogen bewölkt“ und 54.4 % als „heterogen bewölkt“ klassifiziert.

Es zeigt sich, dass die Streuung der PAR für die als homogen klassifizierte Messpunkte im Vergleich zu den als heterogen klassifizierte Messpunkten geringer ist (Abb. 41) und somit auch die Häufigkeiten der Differenzen geringer sind (Abb. 42). Weiter lässt sich schlussfolgern, dass wolkenfreie atmosphärische Verhältnisse durch die verwendeten Algorithmen (APOLLO und Kratz) sehr gut bestimmt werden können. Für den „homogen bewölkten“ Fall sind jedoch Abweichungen zwischen den jeweils abgeleiteten Werten erkennbar (s. Tab. 6). Wolken werden mit APOLLO gut erkannt, jedoch wird die abgeleitete PAR überschätzt. D.h., dass die optische Dicke von Wolken in diesem Fall unterschätzt wird. Im Vergleich dazu wird nach dem Kratz-Verfahren allgemein die optische Dicke mit höheren Werten abgeleitet (Abb. 42b). Hierbei werden jedoch einige Messpunkte als „homogen bewölkt“ klassifiziert, bei denen die abgeleitete PAR stark von der Messung der Bodenstationen abweicht. Der Grund dafür liegt im Parametrisierungsverfahren. Während diese Messpunkte im APOLLO-Verfahren als „teilweise bewölkt“ klassifiziert werden, also eine gebrochene Bewölkung darstellen, unterscheidet das Kratz-Verfahren nur zwischen „bewölkt und wolkenfrei“. Bei den betreffenden Messpunkten, die als „homogen bewölkt“ klassifiziert wurden, wird die COT_K aufgrund der gebrochenen Bewölkung innerhalb eines Pixels zu niedrig abgeleitet. Als Folge davon wird die PAR teilweise deutlich überschätzt. Der größte Anteil der Messpunkte wurde unter der Klasse „heterogen bewölkt“ klassifiziert. Wie auch zu erwarten war, ist hier die Ableitung der PAR bezüglich der Stationsdaten am schlechtesten. Dies hat verschiedene Gründe. Es handelt sich bei der APOLLO-Wolkenklasse „teilweise bewölkt“ häufig um optisch dünne Wolken (Cirren). Gerade die Erkennung und das Ableiten von optisch dünnen Wolken ist aufgrund des Schwellenwertverfahrens in den Ableitungsalgorithmen schwierig. In Grenzbereichen zwischen Wolkenrändern und wolkenfreien Bereichen ist die Variabilität der Strahlung

zeitlich wie räumlich sehr hoch. Über kurze Zeitintervalle ist diese hohe Variabilität schwer zu erfassen und führt daher zu Ungenauigkeiten in der Ableitung der PAR.

| | RMSE | MAE (W/m ²) | MBE (W/m ²) | Anzahl n |
|------------------------|-------------|-------------------------|-------------------------|-----------|
| clear sky | | | | |
| COT-Apollo | 0.09 (0.13) | 21.8 (25.4) | 6.5 (9.4) | 82 (87) |
| COT-Kratz | 0.09 (0.13) | 22.1 (25.1) | 5.8 (9.6) | 80 (84) |
| cloudy | | | | |
| COT-Apollo | 0.62 (1.02) | 34.0 (35.3) | 12.57 (15.0) | 56 (59) |
| COT-Kratz | 0.49 (0.95) | 36.2 (37.2) | 6.7 (9.4) | 69 (73) |
| hetero. cloudy. | | | | |
| COT-Apollo | 0.45 (0.71) | 54.8 (58.1) | 10.2 (15.8) | 181 (191) |
| COT-Kratz | 0.43 (0.59) | 52.9 (56.1) | 16.7 (21.7) | 171 (180) |

Tab. 6: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die PAR aus AVHRR/NOAA14 für ein 15 Minuten Mittel in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen („homogen wolkenfrei“, „homogen bewölkt“, „heterogen bewölkt“). Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.

Für die bisherige Untersuchung wurden die Nachmittagspässe des AVHRR/NOAA14 bearbeitet. Da in dieser Arbeit außerdem die Vormittagspässe des AVHRR/NOAA15 zum Ableiten der Tagessumme der PAR verwendet werden (s. Kapitel 5.2), wird in Abb. 43 nach demselben Prinzip wie in Abb. 41 die abgeleitete PAR (25 * 25 Pixel Flächengitter) mit Bodenstationsdaten (15 Minuten Mittel) verglichen. Auch hier wurden die Messwerte in die drei Klassen, „homogen wolkenfrei“, „homogen bewölkt“ und „heterogen bewölkt“ eingeteilt. Es wurden 65 AVHRR/NOAA15-Szenen von Zentral-Europa zwischen Mai und September 1999 prozessiert und zur statistischen Untersuchung der PAR verwendet.

Im Vergleich zur Ableitung mit AVHRR/NOAA14-Daten werden in Abb. 43a mit 78.2 % und Abb. 43b mit 74.8 % prozentual mehr Messwerte als „heterogen bewölkt“ klassifiziert. Ein Grund dafür liegt in den Algorithmen zum Ableiten der optischen Dicke von Wolken. Zum Zeitpunkt der Aufnahme der AVHRR/NOAA15-Daten ist die Zenitdistanz der Sonne generell größer als bei den AVHRR/NOAA14-Szenen. Die Ableitungsverfahren der COT neigen dazu die COT mit größeren Zenitdistanzen zu unterschätzen. Dabei werden optisch dünne Wolken teilweise nicht erkannt.

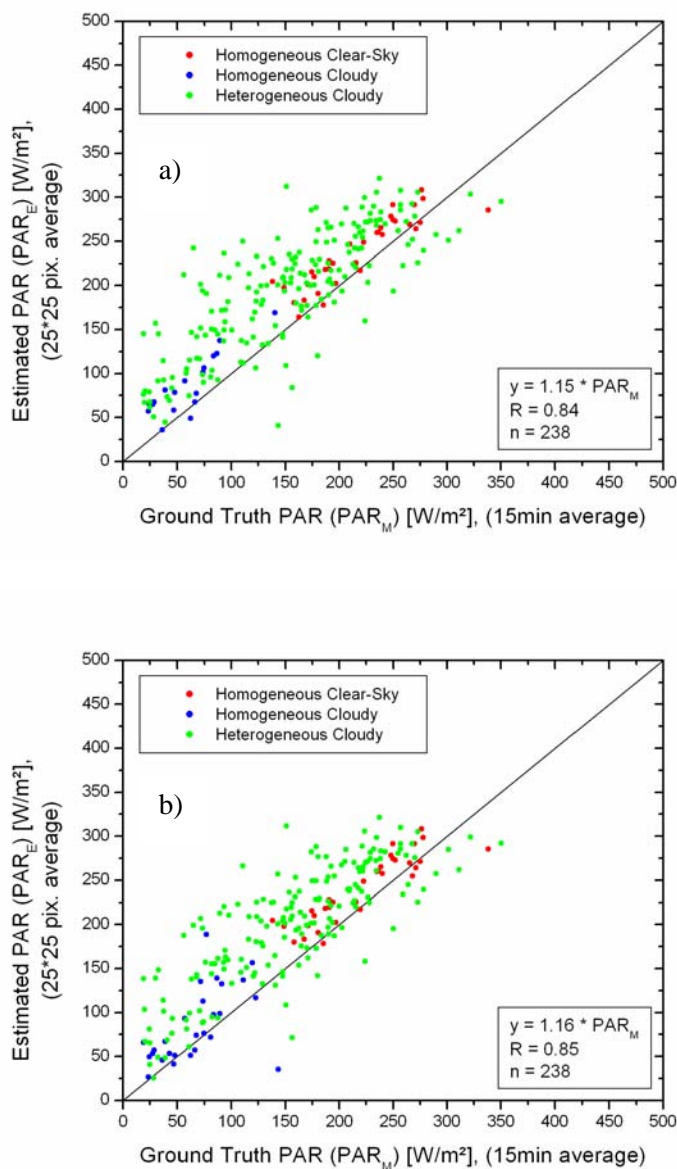


Abb. 43: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR und der PAR aus Bodenmessstationen, berechnet aus einem Flächengitter von 25 * 25 Pixel für ein Zeitintervall von 15 Minuten in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnisse unter Verwendung der Wolkenerkennungsverfahren nach a) APOLLO und nach b) Kratz (beide aus AVHRR/NOAA15).

Die Korrelation zwischen der abgeleiteten PAR und den Bodenstationsdaten für ein 15 Minuten Mittel ist im Vergleich zur Ableitung der PAR aus AVHRR/NOAA14-Daten (Abb. 41a, b) mit $R = 0.84$ (Abb. 43a) bzw. $R = 0.85$ (Abb. 43b) jeweils um 0.03 höher.

Bei den Messwerten aller drei Kategorien ist jedoch eine starke positive systematische Messabweichung (MBE) vorhanden, die für die als „heterogen bewölkt“ klassifizierten Messwerte am größten ist (Tabelle 7). Dieser Effekt der starken Überschätzung der Messwerte ist bei der Ableitung der PAR aus AVHRR/NOAA14 nicht feststellbar. Einer der Hauptgründe dafür liegt im Kalibrierungsverfahren der AVHRR/NOAA15-Rohdaten. Aufgrund der mit dem Alter nachlassenden Sensitivität der AVHRR/NOAA15-Sensoren, werden die am Sensor gemessenen Strahldichten wegen der zur Kalibrierung verwendeten „Pre-launch calibration coefficient“ (s. Kapitel 2.3.6) unterschätzt. Die Verfahren zum Ableiten der COT sind vor allem bei hohen optischen Dicken sehr sensitiv in Bezug zu den am Sensor gemessenen Strahldichten. Da bei der Erkennung von Wolken Schwellenwerte der Strahldichten verwendet werden, werden optisch dicke Wolken mit einer zu niedrigen COT abgeleitet oder optisch dünne Wolken teilweise nicht erkannt. Eine weitere Ursache für diese systematische Messabweichung ist, wie zuvor schon erwähnt, die relativ große Zenitdistanz der Sonne. Die Ableitung der COT wird bei großen Zenitdistanzen generell unterschätzt.

| | RMSE | MAE (W/m ²) | MBE (W/m ²) | Anzahl n |
|------------------------|-------------|-------------------------|-------------------------|-----------|
| COT-Apollo | 0.54 (0.90) | 43.2 (46.0) | 34.9 (38.2) | 226 (238) |
| COT-Kratz | 0.48 (0.85) | 41.9 (44.5) | 34.0 (37.0) | 226 (238) |
| clear sky | | | | |
| COT-Apollo | 0.12 (0.15) | 22.6 (24.6) | 17.9 (20.3) | 32 (34) |
| COT-Kratz | 0.12 (0.15) | 22.4 (24.5) | 16.9 (19.3) | 31(33) |
| cloudy | | | | |
| COT-Apollo | 0.72 (0.80) | 27.2 (27.9) | 25.6 (26.4) | 17 (18) |
| COT-Kratz | 0.58 (0.74) | 17.7 (28.5) | 16.3 (17.4) | 26 (27) |
| hetero. cloudy. | | | | |
| COT-Apollo | 0.60 (0.99) | 49.1 (51.7) | 39.5 (42.6) | 177 (186) |
| COT-Kratz | 0.54 (0.94) | 48.2 (50.6) | 40.35 (48.2) | 169 (178) |

Tab. 7: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die PAR aus AVHRR/NOAA15 für ein 15 Minuten Mittel in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen („homogen wolkenfrei“, „homogen bewölkt“, „heterogen bewölkt“). Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.

5.2 Tagessumme der PAR

Zur globalen Berechnung der Kohlenstofffixierung von Pflanzen sind globale Tagessummen der PAR-Daten als Eingabeparameter für die Vegetationsmodelle erforderlich. Eine ausreichend gute globale Abdeckung von Strahlungsmessstationen ist heute nicht gegeben. Bisherige Modelle, die auf globalem Maßstab rechnen (BIOME-BGC), verwenden Globalstrahlungsdaten aus den Datenbanken der DAO (Data Assimilation Office). Diese basieren auf operationelle Vorhersagemodelle, in denen Daten aus Messstationen genutzt werden. Die Globalstrahlung wird mit einem Faktor von 0.45 ($PAR = GLO * 0.45$) in PAR umgerechnet. Die maximale räumliche Auflösung beträgt 0.5° (Koordinatengitter). Nachteil dieser Daten ist die räumliche Auflösung und die Ableitung der PAR aus der Globalstrahlung mittels eines festen Faktors. Andererseits entstehen hohe Ungenauigkeiten in Gebieten wo es kaum Messstationen gibt. Das sind z.B. Regionen mit naturräumlich bedingten Einschränkungen der Messnetzichte wie Ozeane und Regenwaldgebiete usw., oder politische Einschränkungen wie in Dritte-Welt-Ländern. Im Folgenden Abschnitt wird eine Methode beschrieben, globale Tageswerte der PAR aus Sensoren mit polarer Umlaufbahn abzuleiten. Die so gewonnenen Ergebnisse werden anhand Bodenstationsdaten in Europa validiert und analysiert.

Eine weiterführende Überlegung aus Kapitel 5.1 ist es, die Flächeninformation aus der abgeleiteten PAR zu nutzen, um eine Halbtagesumme der PAR zu berechnen. Zum Ableiten einer Tagessumme von PAR sind dann zwei AVHRR-Pässe pro Tag erforderlich, jeweils vom Vormittag und Nachmittag. In dieser Arbeit werden AVHRR/NOAA15-Daten (Vormittagsspass) und AVHRR/NOAA14 (Nachmittagspass) verwendet.

Wie in Kapitel 5.1 gezeigt wurde, wird die PAR aufgrund des nicht linearen Tagesgangs der Zenitdistanz der Sonne zwischen Tages-Maximum und -Minimum mit ansteigendem Zeitintervall überschätzt. Somit würde die Ableitung der PAR unter Verwendung der aktuellen Zenitdistanz zum Zeitpunkt der Aufnahme von AVHRR/NOAA14 bei der Integration über einen halben Tag stark überschätzt bzw. unter Verwendung von AVHRR/NOAA15 stark unterschätzt werden. Für das Ableiten der Tagessumme der PAR wird daher der Mittelwert der Zenitdistanz zwischen Sonnentiefststand und Sonnenhöchststand pixelweise berechnet. Die Tagessumme wird unter Verwendung dieses Mittels und für ein Flächenmittel von $99 * 99$ Pixel berechnet.

5.2.1 Mittelwert der Zenitdistanz der Sonne

Das Mittel der Zenitdistanz zwischen Tages-Maximum und -Minimum ist abhängig von der Deklination der Sonne und der geographischen Breite. Da der zeitliche Gang der Zenitdistanz nicht linear ist, ist das arithmetische Mittel der Zenitdistanz nicht gleich dem Median (s. Abb. 33). Für die geographischen Koordinaten von Hamburg und Rom wurde die Abweichung des arithmetischen Mittels der Zenitdistanz (\bar{x}) vom Median (\bar{y}) für die Tage 21.6.99 (Solstitium) und 22.9.99 (Äquinoktium) berechnet.

| | | |
|---------|------------|----------------------------|
| Hamburg | (21.6.99): | $\bar{x} = \bar{y} * 0.94$ |
| | (22.9.99): | $\bar{x} = \bar{y} * 0.93$ |
| Rom | (21.6.99): | $\bar{x} = \bar{y} * 0.94$ |
| | (22.9.99): | $\bar{x} = \bar{y} * 0.92$ |

Die Berechnung der Koeffizienten für Hamburg und Rom zeigen eine Änderung zwischen 0.94 und 0.92. Aus praktischen Gründen wird in dieser Arbeit das arithmetische Mittel der Zenitdistanz durch pixelweise Berechnung des Median und anschließender Multiplikation mit einem Faktor von 0.93 berechnet.

5.2.2 Ableiten der Halbtagessumme der PAR

Zum Ableiten der Halbtagessumme der PAR wurden die Vormittagspässe von AVHRR/NOAA15 und die Nachmittagspässe von AVHRR/NOAA14 für den Zeitraum Mai bis September 1999 prozessiert. Im Vergleich zur Datenmenge der AVHRR/NOAA14 (78 Szenen) ist die Datenmenge von AVHRR/NOAA15 (65 Szenen) geringer, da dieser im fraglichen Zeitraum wegen technischer Probleme teilweise ausgefallen war. In der Prozessierungskette zum Ableiten der PAR (Kapitel 4) wurde ein Modul zur Berechnung des arithmetischen Mittels der Zenitdistanz der Sonne (nach Kapitel 5.2.1) eingefügt. Die PAR wird als Mittelwert eines 99 * 99 Pixel großen Flächengitters szenenweise für jedes Pixel berechnet. Aus der abgeleiteten Bestrahlungsstärke der PAR in W/m² wird in Abhängigkeit von der jeweiligen Tageslänge eine Halbtagessumme in MJ/m²/(d/2) berechnet.

Abb. 44 zeigt die Verteilung der PAR über Europa, pixelweise gemittelt für ein $99 * 99$ Pixel Flächengitter, repräsentativ für die Halbtagesessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne in $\text{MJ}/\text{m}^2/(\text{day}/2)$ für den 1. Mai 1999, abgeleitet aus AVHRR/NOAA14. Vergleicht man diese PAR-Karte mit der abgeleiteten Momentaufnahme der PAR (Abb. 30) und der PAR-Karte abgeleitet für ein $25 * 25$ Pixelgitter (Abb. 34), so wird eine stärkere Glättung deutlich. Niedrige PAR-Werte werden im Wesentlichen durch Wolken innerhalb des definierten Flächengitters verursacht. Vergleicht man die Verteilung der Wolken in der Wolkenmaske (Abb. 15) und die Verteilung der abgeleiteten optischen Dicke von Aerosol (Abb. 26) mit der PAR-Karte, so sind Wolkenfelder sowie Gebiete mit niedrigen bzw. hohen optischen Dicken von Aerosol erkennbar.

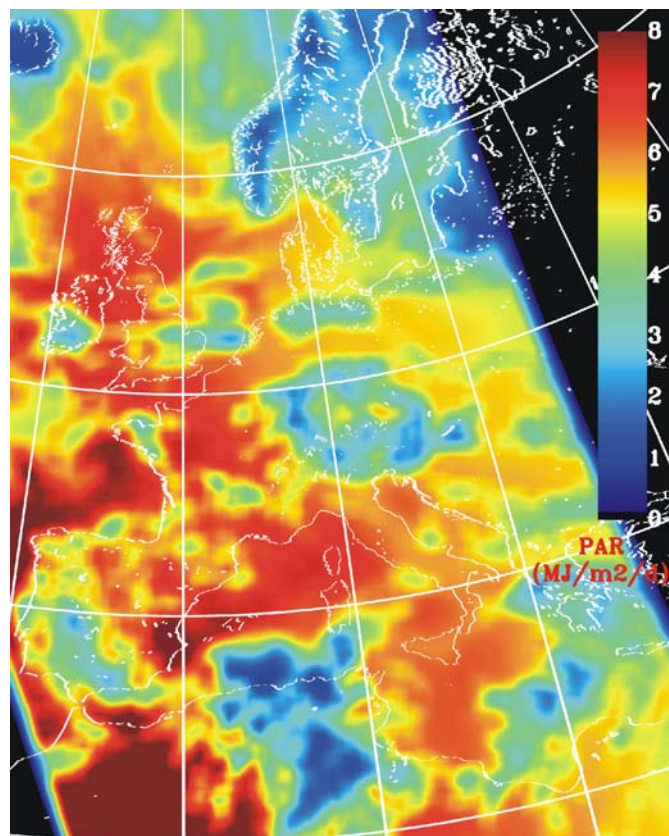


Abb. 44: Verteilung der PAR über Europa für den 1. Mai 1999, repräsentativ für die Halbtagesessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne, pixelweise gemittelt aus einem $99 * 99$ Pixel großem Flächengitter (AVHRR/NOAA14).

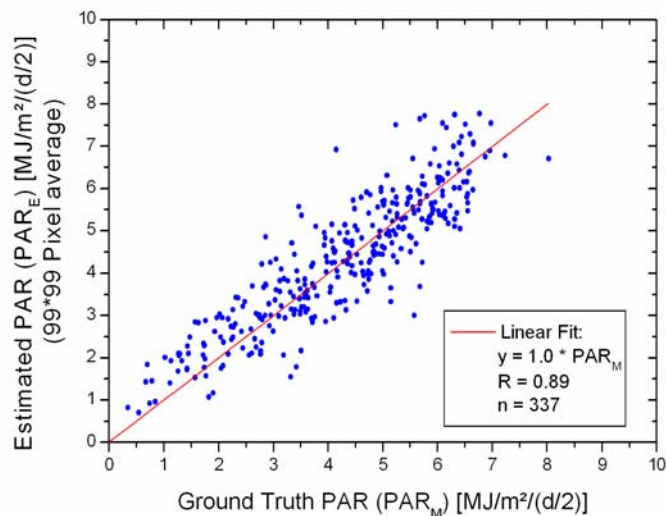


Abb. 45: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR über ein Flächengitter von $99 * 99$ Pixel aus AVHRR/NOAA14 und der PAR aus Bodenmessstationen für eine Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne mit einer linearen Regressionsanalyse für 337 Messpunkte.

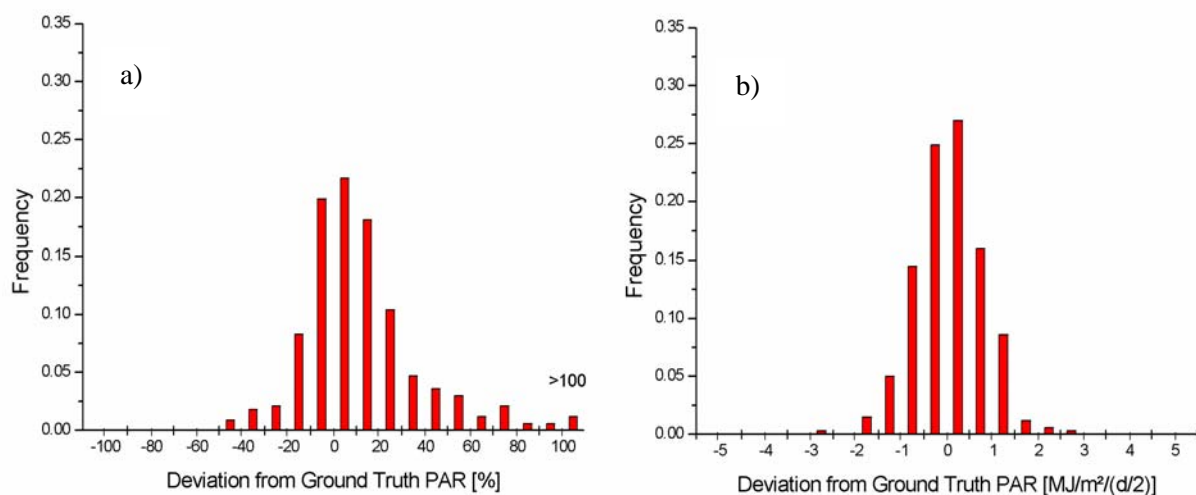


Abb. 46: Häufigkeitsverteilung der relativen und der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR ($99 * 99$ Pixel Flächengitter) aus AVHRR/NOAA14 und der PAR aus Bodenmessstationen (Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz).

Abb. 45 zeigt einen Vergleich zwischen der mittleren PAR abgeleitet für ein 99×99 Pixel großes Flächengitter und der PAR aus Bodenmessstationen, gemittelt über ein Zeitintervall zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne. Es wurden 78 AVHRR/NOAA14-Szenen zwischen Mai und September 1999 prozessiert. Davon wurden 337 Stationsmessungen zur Analyse verwendet. Es besteht auch bei der Halbtagessumme eine hohe Korrelation zwischen abgeleiteter PAR und Stationsdaten ($R = 0.89$). Eine systematische Messabweichung (MBE) ist nicht vorhanden. Abb. 45 zeigt, dass durch die Mittelwertbildung der Zenitdistanz der Sonne eine Überschätzung der PAR, wie sie in Kapitel 5.1 beschrieben wird, nicht vorkommt. Maximale Häufigkeiten der relativen und absoluten Differenzen (Abb. 46) befinden sich im Bereich innerhalb $\pm 20\%$ relativer Differenz (68 % des Stichprobenumfangs) bzw. $\pm 1 \text{ MJ/m}^2/(\text{d}/2)$ absoluter Differenz (82.4 % des Stichprobenumfangs).

In der folgenden Untersuchung (s. Abb. 47 und 48) werden die einzelnen Messwerte der aus AVHRR/NOAA14 abgeleiteten PAR bezüglich der vorherrschenden Bewölkungsverhältnisse gegliedert.

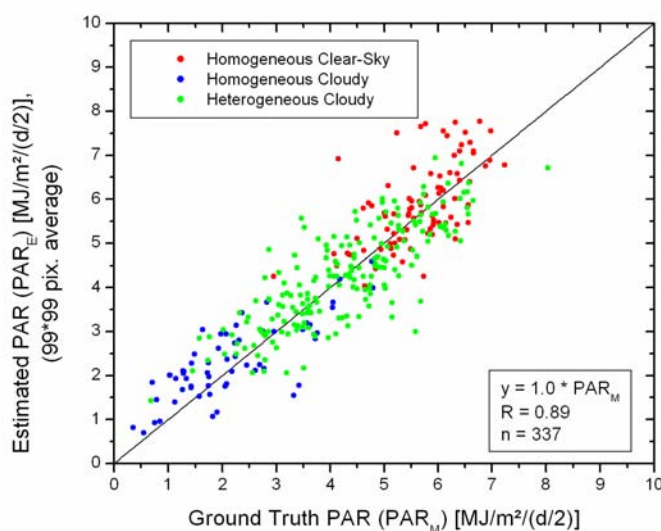


Abb. 47: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR und der von Bodenmessstationen gemessenen PAR, berechnet für ein Flächengitter von 99×99 Pixel als Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen unter Verwendung des APOLLO-Verfahrens zum Ableiten der Wolkenparameter aus AVHRR/NOAA14.

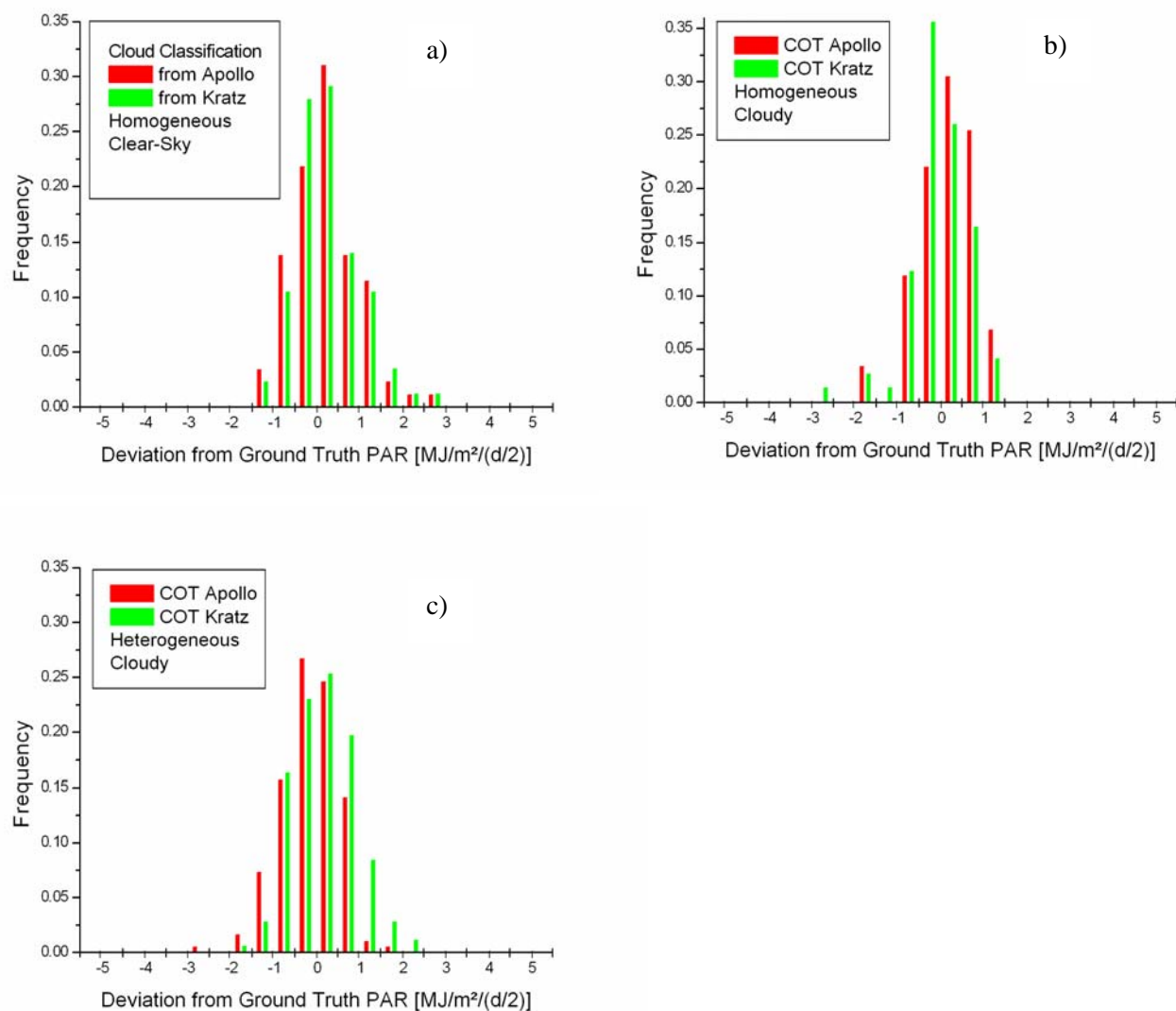


Abb. 48: Häufigkeitsverteilung der absoluten Differenzen der abgeleiteten PAR (99 * 99 Pixel Flächengitter, AVHRR/NOAA14) von der PAR aus Bodenmessstationen (Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne) für a) „homogen wolkenfreie“, b) „homogen bewölkte“ und c) „heterogen bewölkte“ Bewölkungsverhältnisse.

Dabei wurde die Klassifikation der Messwerte (s. Abb. 47) in homogene und heterogene atmosphärische Verhältnisse innerhalb eines Flächenraster von 25 * 25 Pixel aus Kapitel 5.1.1 übernommen. Die Wolkenparameter wurden in Abb. 47 mit dem APOLLO-Verfahren abgeleitet. Bezogen auf ein Flächenraster von 99 * 99 Pixel ist die Homogenität für die Klassen „homogen wolkenfrei“ und „homogen bewölkt“ nicht mehr sichergestellt und damit nur bedingt aussagekräftig. Jedoch zeigt sich, dass die als heterogen klassifizier-

te PAR genauer ist als die abgeleitete PAR kürzerer Zeitintervalle. Die Überschätzung einzelner PAR Werte, die als wolkenfrei klassifiziert wurden, ist durch eine Fehlklassifikation der in Kapitel 4 beschriebenen Reklassifikation der Wolkenmaske bedingt. Dabei wird „teilweise Bewölkung“ in einer mehrheitlich wolkenfreien Umgebung als „wolkenfrei“ klassifiziert. Da jedoch „teilweise Bewölkung“ von APOLLO als gebrochene Bewölkung definiert wird, können vorhandene Wolken falsch klassifiziert werden. Daraus folgt eine Überschätzung der PAR bei einer Mittelung über ein Flächenraster von $99 * 99$ Pixel.

Eine Analyse der Häufigkeitsverteilungen der absoluten Differenzen für die verschiedenen Klassen der atmosphärischen Bewölkungsverhältnisse (s. Abb. 48) bestätigen die Ergebnisse aus Kapitel 5.1. Im Vergleich zwischen den zwei Ableitungsverfahren für die COT, liegen Werte der COT_K generell höher als entsprechende Werte der COT_A . Beim Kratz-Verfahren werden in der Klasse „heterogenen bewölkt“ hauptsächlich optisch dünne Wolken bzw. gebrochene Bewölkung nicht richtig erkannt. In der Klasse „homogen wolkenfrei“ sind dagegen keine großen Unterschiede in der Ableitung der PAR feststellbar.

| | RMSE | MAE (MJ/m ² /(d/2)) | MBE (MJ/m ² /(d/2)) | Anzahl n |
|-----------------------|-------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------|
| COT-Apollo | 0.19 (0.26) | 0.56 (0.59) | 0.01 (0.07) | 320 (337) |
| COT-Kratz | 0.18 (0.24) | 0.53 (0.57) | 0.09 (0.14) | 320 (337) |
| clear sky | | | | |
| COT-Apollo | 0.11 (0.16) | 0.52 (0.61) | 0.12 (0.23) | 82 (87) |
| COT-Kratz | 0.12 (0.16) | 0.52 (0.59) | 0.16 (0.25) | 80 (84) |
| cloudy | | | | |
| COT-Apollo | 0.35 (0.45) | 0.55 (0.56) | 0.08 (0.12) | 56 (59) |
| COT-Kratz | 0.26 (0.34) | 0.45 (0.48) | -0.07 (0.01) | 69 (73) |
| hetero. cloudy | | | | |
| COT-Apollo | 0.17 (0.22) | 0.54 (0.59) | -0.08 (-0.02) | 181 (191) |
| COT-Kratz | 0.17 (0.22) | 0.55 (0.60) | 0.07 (0.15) | 171 (180) |

Tab. 8: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die PAR aus AVHRR/NOAA14 für ein Halbtagesmittel in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen („homogen wolkenfrei“, „homogen bewölkt“, „heterogen bewölkt“). Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.

Die statistische Untersuchung der PAR zeigt unter Verwendung der COT_A für ein Konfidenzintervall von 95 % im Vergleich zum 15 Minuten Mittelwert der vorherigen Untersuchung (Tab. 6) deutlich geringere Fehler (Tab. 8). Dabei ist die Ableitung der PAR für wolkenfreie atmosphärische Verhältnisse am genauesten (RMSE: 11 %). Im Gegensatz zur Statistik des 15 Minuten Mittels werden die als heterogen klassifizierten Messwerte jedoch deutlich besser abgeleitet (RMSE: 17 %) als die „homogen bewölkt“ klassifizierten Messwerte (RMSE: 35 %). Wobei die Homogenitätsannahme für ein Flächengitter von $25 * 25$ Pixel abgeleitet wurde und somit für das $99 * 99$ Pixelgitter nicht mehr gesichert ist. Auffällig ist, dass der statistische Fehler für die Klasse „homogen bewölkt“ unter Verwendung der COT_K im Vergleich zur COT_A deutlich geringer ist (RMSE: 26 %). Ein möglicher Grund ist die Unterschätzung der COT_A durch das APOLLO-Verfahren bei hohen optischen Dicken. Diese Vermutung basiert auf dem Vergleich der abgeleiteten PAR mit den Bodenstationsdaten, da keine in situ Referenzdaten für die optische Dicke von Wolken verfügbar sind.

Die Halbtagessumme der PAR, abgeleitet aus AVHRR/NOAA14 Daten, ist aufgrund des Aufnahmezeitpunkts für den jeweiligen Nachmittag zwischen Sonnenhöchststand und Sonnenuntergang repräsentativ. Da für den Algorithmus zum Ableiten der Tagessumme der PAR (siehe nachfolgendes Kapitel 5.2.3) zusätzlich die Vormittagspässe des AVHRR/NOAA15 verwendet werden, wird im Folgenden die abgeleitete Halbtagessumme der prozessierten Daten aus AVHRR/NOAA15 statistisch analysiert. Dabei wird dasselbe Verfahren wie für die AVHRR/NOAA14-Daten angewendet. Auch hier wird die Zenitdistanz zwischen Tages-Minimum und -Maximum pixelweise gemittelt sowie die mittlere PAR über ein Flächengitter von $99 * 99$ pixelweise berechnet. Daraus wird die Halbtagessumme in $MJ/m^2/(d/2)$ in Abhängigkeit der Tageslänge hergeleitet.

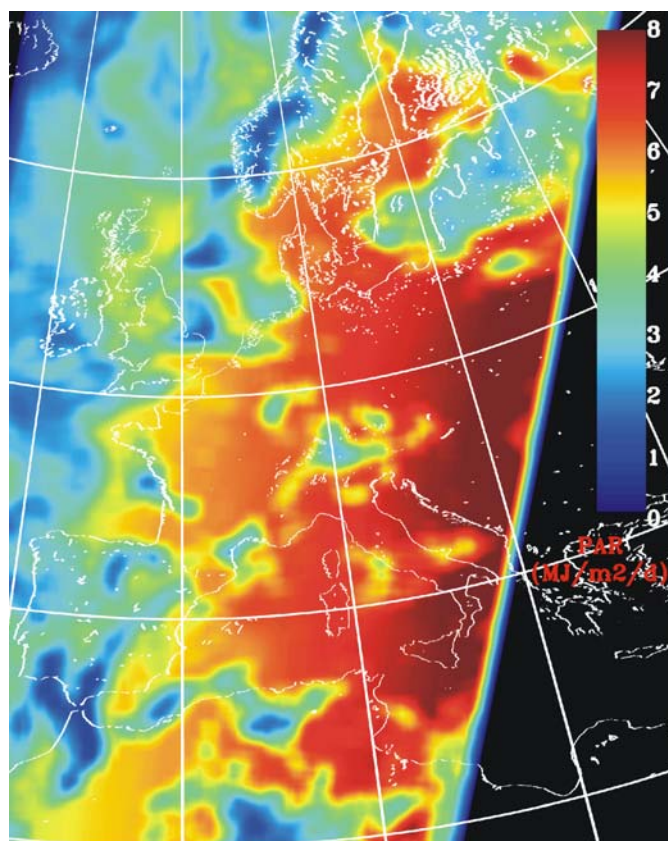


Abb. 49: Verteilung der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) über Europa für den 1. Mai 1999, repräsentativ für die Halbtagessumme zwischen Tages-Minimum und -Maximum der Zenitdistanz der Sonne, pixelweise gemittelt für ein $99 * 99$ Pixel großes Flächengitter (AVHRR/NOAA15).

Abb. 49 zeigt die Verteilung der Halbtagessumme der PAR für Europa zwischen dem Tages-Minimum und -Maximum der Zenitdistanz der Sonne in $\text{MJ}/\text{m}^2/(\text{day}/2)$ für den Vormittagsspaz vom 1. Mai 1999 des AVHRR/NOAA15. Die räumliche Abdeckung des Orbits ist anders als im Fall von NOAA14 (s. Abb. 44). Jedoch wird Zentral-Europa auch von AVHRR/NOAA15 zum größten Teil abgedeckt. Die niedrigen PAR Werte im Westen Europas werden im Wesentlichen durch Wolkenfelder, die sich zum Zeitpunkt der Aufnahme in diesem Gebiet befinden, verursacht.

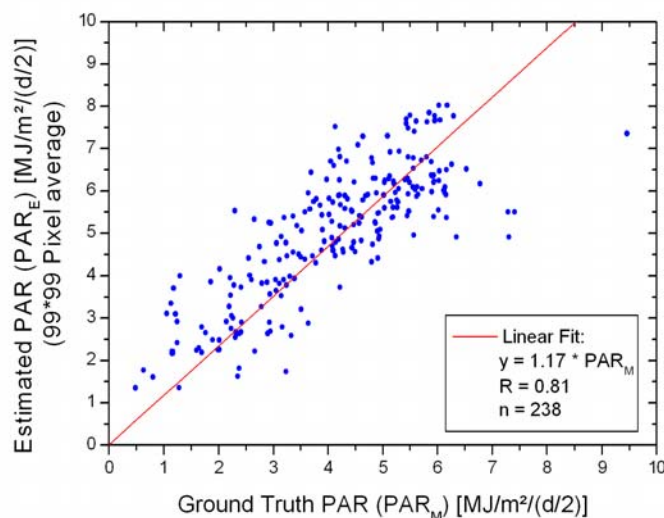


Abb. 50: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR für ein Flächengitter von 99 * 99 Pixel aus AVHRR/NOAA15 mit der PAR von Bodenmessstationen für eine Halbtagessumme zwischen Tages-Minimum und -Maximum der Zenitdistanz der Sonne mit einer linearen Regressionsanalyse für 238 Messpunkte.

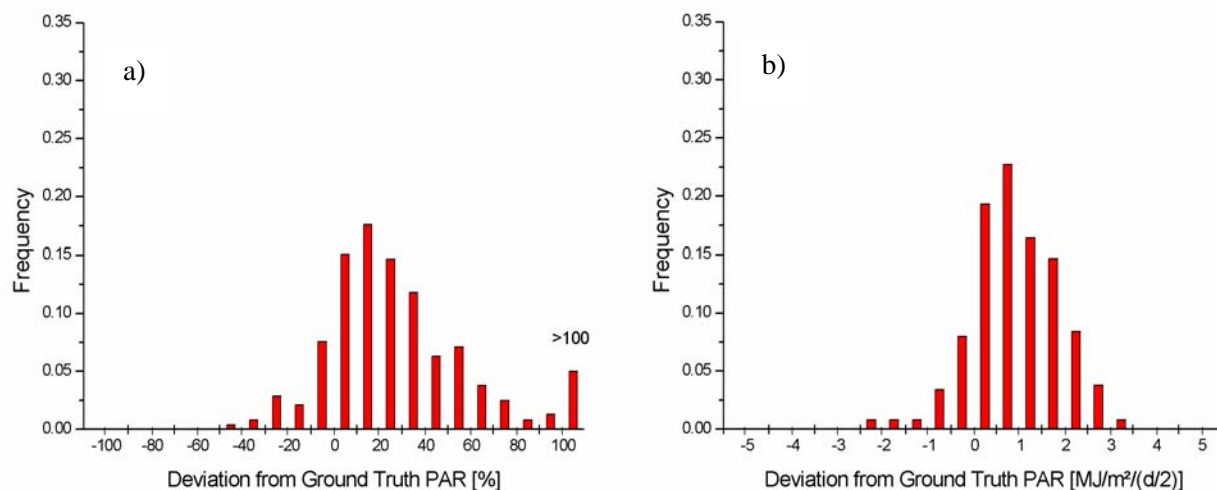


Abb. 51: Häufigkeitsverteilung der relativen Differenz (links) und der absoluten Differenz (rechts) der abgeleiteten PAR (99 * 99 Pixel Flächengitter) aus AVHRR/NOAA15 von der PAR aus Bodenmessstationen (Halbtagessumme zwischen Tages-Minimum und -Maximum der Zenitdistanz der Sonne).

Abb. 50 zeigt die PAR abgeleitet für ein 99×99 Pixel Flächengitter verglichen mit Bodenmessstationsdaten, gemittelt über ein Zeitintervall zwischen Tages-Minimum und -Maximum. Es wurden 65 AVHRR/NOAA15-Szenen zwischen Mai und September 1999 prozessiert. Davon wurden 238 Bodenstationsmessungen zur Analyse verwendet. Verglichen mit der Korrelationsberechnung für die Ableitung der Halbtagesumme der PAR aus AVHRR/NOAA14-Daten (s. Tab. 8) liegt der Korrelationskoeffizient bei den aus AVHRR/NOAA15 abgeleiteten Daten deutlich niedriger ($R = 0.81$). Weiterhin ist eine deutliche positive systematische Messabweichung feststellbar. Die Häufigkeitsverteilung (Abb. 51) der relativen Differenz und der absoluten Differenz verdeutlichen noch einmal die starke Überschätzung der abgeleiteten Werte. Im Vergleich zur Häufigkeitsverteilung der Nachmittagspässe (AVHRR/NOAA14, Abb. 48) liegen nur 68 % der Messwerte innerhalb einer Abweichung von $\pm 20\%$ und nur 53.4 % der Messwerte innerhalb von $\pm 1 \text{ MJ/m}^2/(d/2)$. Die maximalen Häufigkeiten der Abweichungen sind in positiver Richtung verschoben und liegen bei 0 - 20% bzw. bei 0 - 1 $\text{ MJ/m}^2/(d/2)$.

In Abb. 52 und 53 werden die einzelnen Messwerte der aus AVHRR/NOAA15 abgeleiteten PAR in Abhängigkeit der Bewölkungsverhältnisse gegliedert und untersucht.

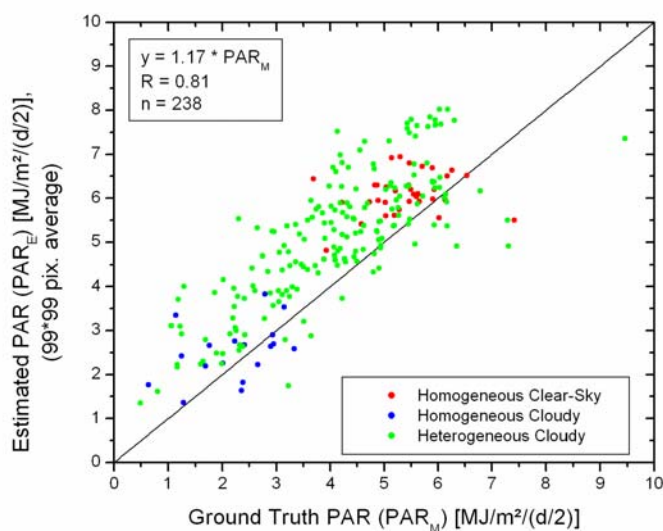


Abb. 52: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR und der von Bodenmessstationen gemessenen PAR, berechnet für ein Flächengitter von 99×99 Pixel als Halbtagesumme zwischen Tages-Minimum und -Maximum der Zenitdistanz in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen unter Verwendung des APOLLO-Verfahrens zum Ableiten der Wolkenparameter aus AVHRR/NOAA15.

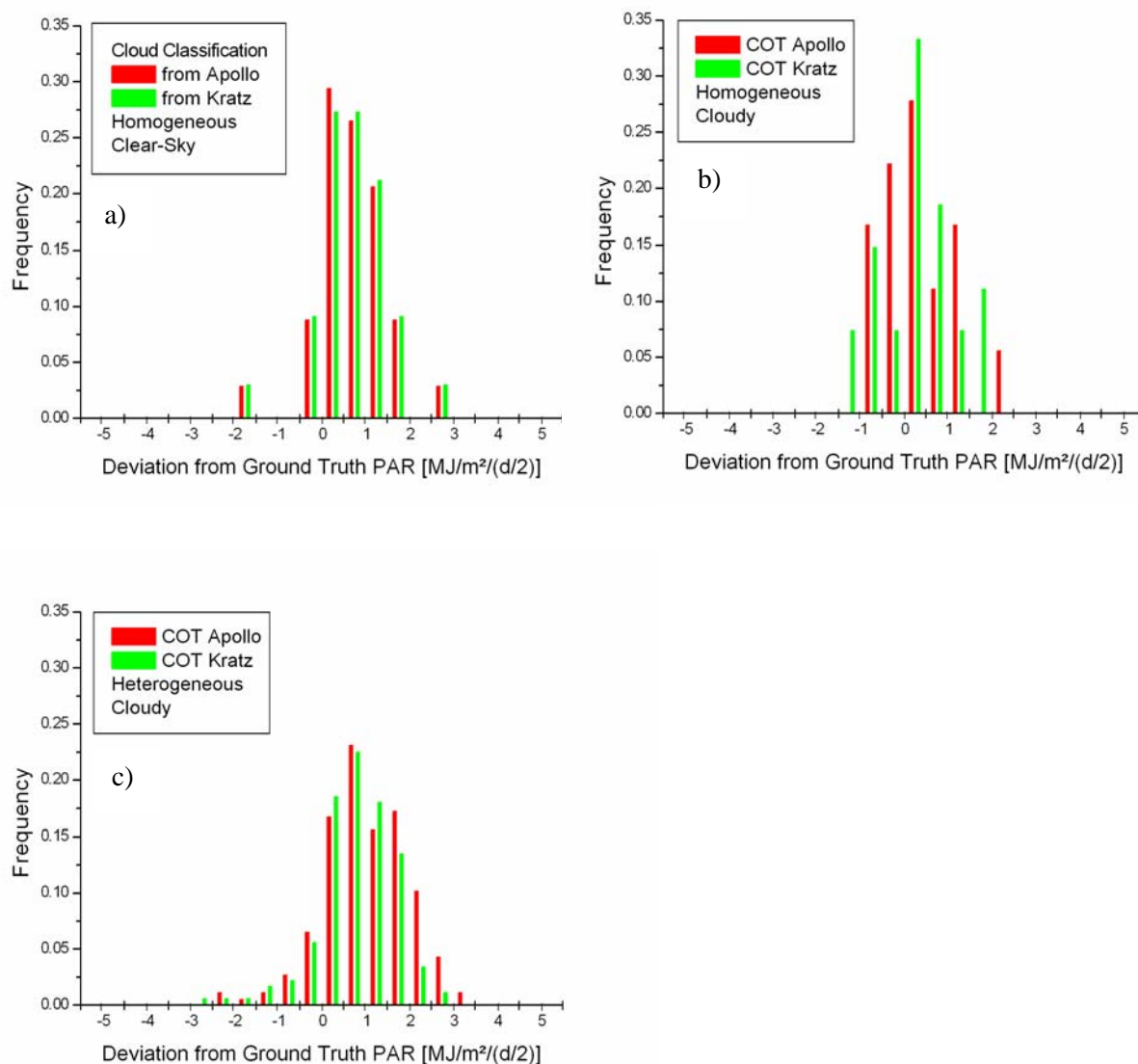


Abb. 53: Häufigkeitsverteilung der absoluten Differenz der abgeleiteten PAR (99 * 99 Pixel Flächengitter) von der PAR aus Bodenmessstationen (Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne) für a) „homogen wolkenfreie“, b) „homogen bewölkte“ und c) „heterogen bewölkte“ Bedingungen.

Für Abb. 52 wurde die Klassifikation der atmosphärischen Bewölkungsverhältnisse für ein Flächenraster von 25 * 25 Pixel aus Kapitel 5.1.1 übernommen. Die Ergebnisse für die Ableitung der Halbtagessumme aus AVHRR/NOAA14-Daten können nicht bestätigt werden (vgl. Tab. 8 und Tab. 9). Es zeigt sich im Vergleich zum 15 Minuten Mittel (s. Abb. 43) keine Verbesserung im Fall der als heterogen klassifizierten Messwerte. Damit

wird auch die Schlussfolgerung aus Kapitel 5.1.1 erhärtet, dass aufgrund der mit dem Alter nachlassenden Sensitivität des AVHRR/NOAA15 Sensors, die am Sensor gemessenen Strahldichten durch die Kalibrierung unter Verwendung der „Pre-launch calibration coefficient“ unterschätzt werden. Die abgeleitete optische Dicke der Wolken ist fehlerhaft, so dass die abgeleitete PAR überschätzt wird bzw. optisch dünne Wolken nicht erkannt werden. Wegen des größeren Flächenrasters von 99 * 99 Pixel im Vergleich zu 25 * 25 Pixel kann die Überschätzung der als „homogen wolkenfrei“ klassifizierten Messwerte nicht eindeutig geklärt werden. Da diese Messwerte für ein Zeitintervall von 15 Minuten mit relativ guter Genauigkeit abgeleitet wurden, liegt die Vermutung jedoch nahe, dass es sich dabei um nicht erkannte Wolken bzw. eine ungenaue Ableitung der COT innerhalb des 99 * 99 Gitters handelt.

| | RMSE | MAE (MJ/m ² /(d/2)) | MBE (MJ/m ² /(d/2)) | Anzahl n |
|-----------------------|-------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------|
| COT-Apollo | 0.35 (0.50) | 1.04 (1.09) | 0.85 (0.91) | 226 (238) |
| COT-Kratz | 0.33 (0.47) | 1.03 (1.07) | 0.82 (0.88) | 226 (238) |
| clear sky | | | | |
| COT-Apollo | 0.18 (0.22) | 0.79 (0.87) | 0.63 (0.72) | 32 (34) |
| COT-Kratz | 0.18 (0.23) | 0.80 (0.88) | 0.63 (0.72) | 31(33) |
| cloudy | | | | |
| COT-Apollo | 0.53 (0.69) | 0.54 (0.64) | 0.19 (0.3) | 17 (18) |
| COT-Kratz | 0.53 (0.62) | 0.70 (0.71) | 0.26 (0.30) | 26 (27) |
| hetero. cloudy | | | | |
| COT-Apollo | 0.37 (0.51) | 1.12 (1.17) | 0.95 (1.01) | 177 (186) |
| COT-Kratz | 0.35 (0.48) | 1.12 (1.17) | 0.94 (0.99) | 169 (178) |

Tab. 9: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die PAR aus AVHRR/NOAA15 für ein Halbtagesmittel in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen („homogen wolkenfrei“, „homogen bewölkt“, „heterogen bewölkt“). Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.

5.2.3 Ableiten der Tagessumme der PAR

Die Tagessumme der PAR wird als Summe der abgeleiteten Halbtageswerte aus AVHRR/NOAA15- und AVHRR/NOAA14-Daten berechnet. Die Tagessumme wurde nur für Tage berechnet, an denen sowohl die Vormittagspässe von AVHRR/NOAA15 sowie die Nachmittagspässe von AVHRR/NOAA14 für den Zeitraum Mai bis September verfügbar waren. Dabei wurden 235 Bodenstationsmessungen für Vergleiche mit abgeleiteten Daten verwendet. Abb. 54 zeigt die Verteilung der Tagessumme der PAR für Europa für den 1. Mai 1999 in MJ/m²/d. Es konnten nur Pixel berücksichtigt werden, die sowohl von NOAA15 als auch von NOAA14 aufgenommen wurden. Da die Pässe keine identische Abdeckung besitzen wurde ein Teil der Szene abgeschnitten.

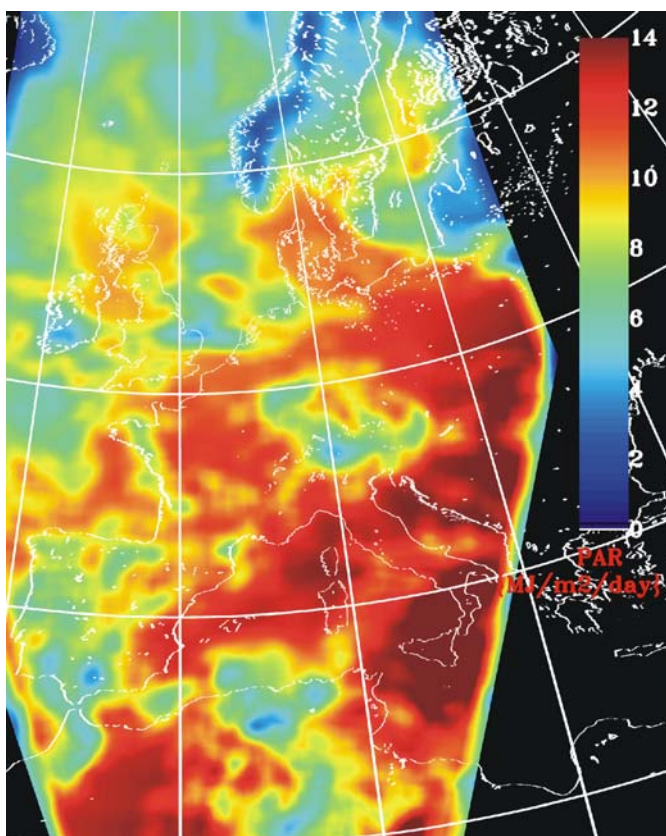


Abb. 54: Verteilung der photosynthetisch aktiven Strahlung für Europa für den 1. Mai 1999 repräsentativ für die Tagessumme, pixelweise gemittelt für ein 99 * 99 Pixel großes Flächengitter aus AVHRR/NOAA14 vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC und AVHRR/NOAA15 vom 1. Mai 1999, 7.47 UTC.

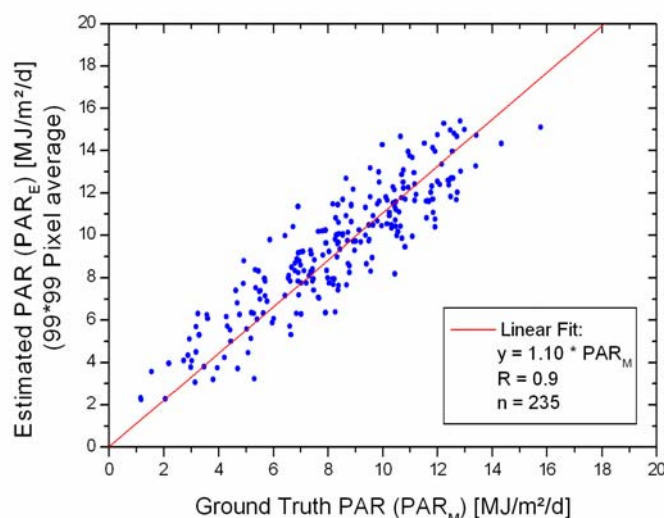


Abb. 55: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR für ein Flächengitter von 99 * 99 Pixel (AVHRR/NOAA14 und AVHRR/NOAA15) und der PAR von Bodenmessstationen als Tagessumme mit einer linearen Regressionsanalyse für 235 Messpunkte.

Abb. 55 zeigt den Vergleich zwischen abgeleiteter PAR für ein Flächengitter von 99 * 99 Pixel aus AVHRR/NOAA14- und AVHRR/NOAA15-Daten sowie der Tagessumme der PAR aus Stationsmessungen. Die Regressionsanalyse zeigt eine hohe Korrelation ($R = 0.90$) zwischen abgeleiteter PAR und der von Bodenstationen gemessener Tagessumme der PAR. Die hohe Streuung der Messwerte in Abb. 52 für eine Halbtagesumme aus AVHRR/NOAA15-Daten spiegelt sich im Tageswert nicht mehr wieder. Es wird sogar eine Verbesserung der Korrelation im Vergleich zu beiden Halbtageswerten erzielt. Diese Tatsache läßt sich damit erklären, dass die atmosphärischen Verhältnisse innerhalb eines Flächengitters nicht strikt für einen Halbttag repräsentativ sind, sondern sich aufgrund Wolkengeschwindigkeiten bzw. Wolkenverteilung zeitlich unterschiedlich auswirken können. Daraus läßt sich wiederum schlussfolgern, dass bei der Berücksichtigung eines Strahlungstages, die atmosphärischen Verhältnisse abgeleitet für ein 99 * 99 Pixelgitter am Vormittag sowie am Nachmittag repräsentativer für die atmosphärischen Verhältnisse des ganzen Tages sind. Die verbleibende Überschätzung der PAR in der Tagessumme ist jedoch weiterhin auf die starke Überschätzung der PAR bei der Ableitung aus AVHRR/NOAA15-Daten zurückzuführen.

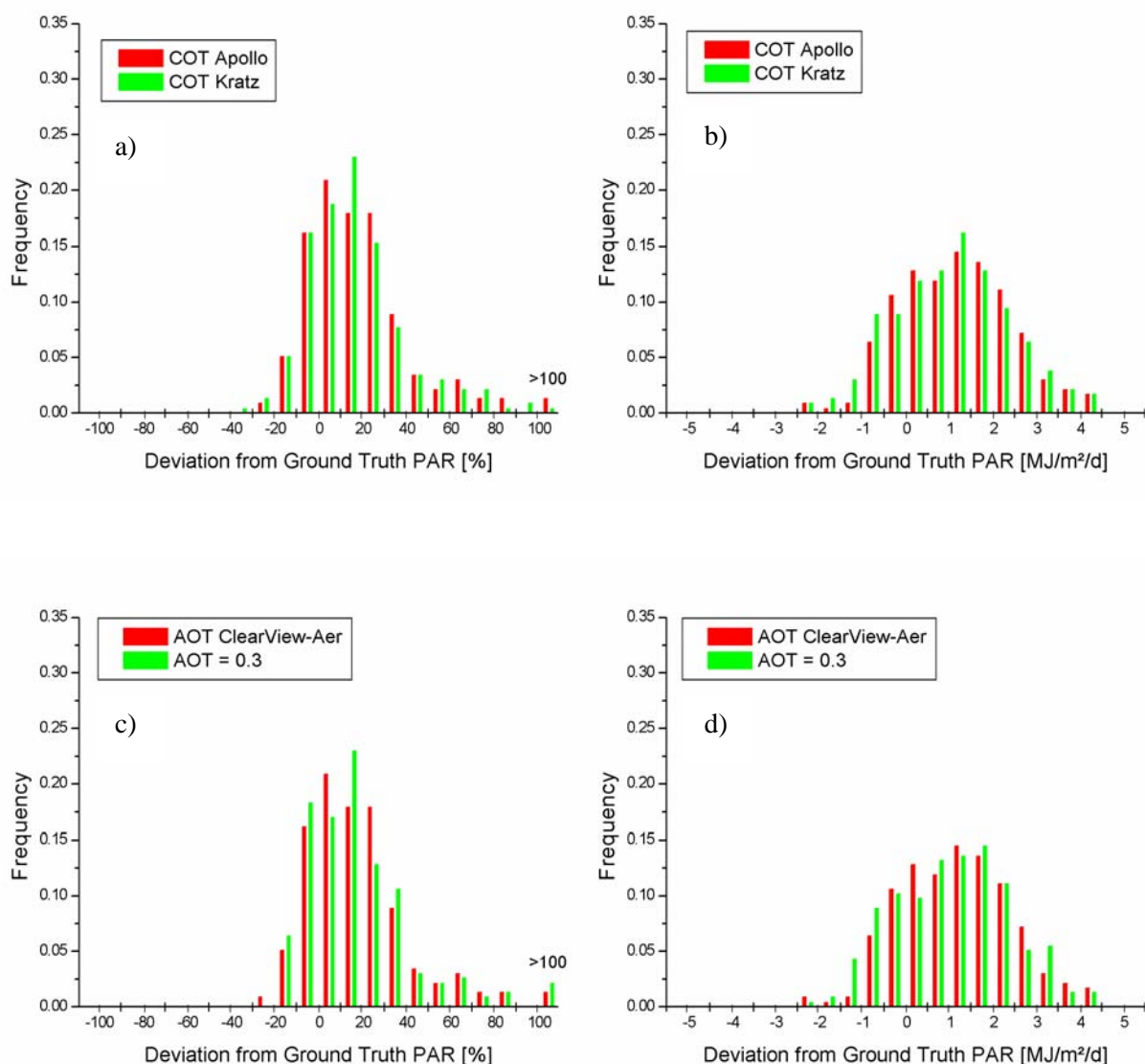


Abb. 56: Häufigkeitsverteilungen der relativen Differenz (a und c) und der absoluten Differenz (b und d) der abgeleiteten PAR (99 * 99 Pixel Flächengitter) aus AVHRR/NOAA14 und AVHRR/NOAA15 von der PAR aus Bodenmessstationen (Tagessumme) für a), b) die PAR abgeleitet mit der COT aus dem APOLLO-Verfahren und dem Kratz-Verfahren und c), d) die PAR abgeleitet mit der AOT abgeleitet aus Fernerkundungsdaten und mit einer konstanten AOT ($\delta_{A(550)} = 0.3$).

Abb. 56 zeigt die Häufigkeitsverteilungen der relativen und der absoluten Differenzen zwischen der Tagessumme der Bodenstationsmessungen und der abgeleiteten Daten. Es wird

zwischen der PAR unter Verwendung des APOLLO-Verfahrens zum Ableiten der optischen Dicke von Wolken (COT_A) sowie unter Verwendung des Kratz-Verfahrens (COT_K) (Abb. 56a und b) und unter Verwendung eines konstanten Wertes für die AOT mit $\delta_{A(550)} = 0.3$, unterschieden (Abb. 56c und d). Dabei liegen unter Verwendung der COT_A 60.1%, unter Verwendung von COT_K 60.8% und unter Verwendung einer konstanten AOT sogar 64.7% der Messwerte innerhalb dem Fehlerbereich von ± 20 %. Im Bereich zwischen einer Differenz von ± 1 MJ/m²/d liegen 41.7 % (COT_A), 42.5 % (COT_K) und 42.1 % ($\delta_{A(550)} = 0.3$).

| | RMSE | MAE | MBE | Anzahl n |
|----------------------|-------------|-------------|-------------|-----------|
| AOT-Retrieval | | | | |
| COT-Apollo | 0.22 (0.30) | 1.31 (1.37) | 1.01(1.09) | 223 (235) |
| COT-Kratz | 0.22 (0.29) | 1.29 (1.36) | 0.98 (1.06) | 223 (235) |
| AOT = 0.3 | | | | |
| COT-Apollo | 0.22 (0.31) | 1.32 (1.37) | 0.97 (1.05) | 223 (235) |

Tab. 10: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die Tagessumme der PAR, abgeleitet aus AVHRR/NOAA14 und AVHRR/NOAA15. Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.

Im Vergleich zwischen den zwei Ableitungsverfahren für die optische Dicke von Wolken ähneln sich die Werte RMSE, MAE und MBE. Unter Verwendung eines festen Wertes für die AOT ($\delta_{A(550)} = 0.3$) wurden gleichfalls ähnliche statistische Werte berechnet (Tab. 10). Damit sind keine statistisch signifikanten Unterschiede beim Ableiten der Tagessumme der PAR für die beschriebenen Variationen im Ableitungsverfahren feststellbar.

5.3 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Es wurde eine Methode zum Ableiten der mittleren PAR verschiedener Zeitintervalle und zum Ableiten der Tagessumme der PAR für bewölkte und wolkenfreie atmosphärische Bedingungen vorgestellt. Es werden die Flächeninformationen der PAR aus den Fernerkundungsdaten genutzt, um über ein Zeitintervall zu integrieren. Dabei ist die Größe des Flächengitters, über das die PAR gemittelt wird, bezüglich der mittleren PAR aus längeren

Zeitintervallen ansteigend. Die höchste Korrelation wird bei einem Zeitintervall von 180 Minuten mit $R = 0.91$ bei einem Flächengitter von $75 * 75$ Pixel erreicht. Dagegen ist die Korrelation bei einem Zeitintervall von einer Minute deutlich schlechter ($R = 0.75$). Hier zeigt sich, dass die Heterogenität der Atmosphäre bei teilweiser Bewölkung von dem angewendeten Verfahren ungenau erfasst wird. Die Wolkennavigation ist vor allem häufig an Grenzbereichen zwischen Wolken und wolkenfreiem Himmel ungenau und führt daher für kurze Zeitintervalle zu höheren Fehlern beim Ableiten der PAR.

Es zeigt sich weiterhin, dass unter Verwendung eines konstanten Wertes für die optische Dicke von Aerosol von $\delta_{A(550)} = 0.3$ im Vergleich zur Verwendung der aus AVHRR abgeleiteten AOT keine Verschlechterung oder Verbesserung der Korrelation für die Zeitintervalle von 15, 60 und 180 Minuten feststellbar ist. Jedoch wird die PAR stärker überschätzt. Die Tagessumme der PAR wird aus einer Vormittagsszene (AVHRR/NOAA15) und einer Nachmittagsszene (AVHRR/NOAA14) berechnet. Dabei wird die pixelweise abgeleitete PAR jeweils aus einem $99 * 99$ Pixel großem Flächengitter gemittelt. Es wird angenommen, dass die atmosphärischen Verhältnisse innerhalb dieses Gitters repräsentativ für die atmosphärische Variabilität eines halben Tages bezüglich des Lagepunkts des Zentralpixels sind. Zur Berechnung der PAR ist es zusätzlich notwendig, die Zenitdistanz der Sonne auf das arithmetische Mittel zwischen Tages-Minimum und -Maximum zu normieren. Bei der Ableitung der PAR aus AVHRR/NOAA15-Daten ist im Vergleich zur Ableitung der PAR aus AVHRR/NOAA14-Daten eine positive systematische Messabweichung (MBE) und eine schlechtere Korrelation bezüglich Bodenmessstationsdaten feststellbar. Aufgrund der ungenauen Kalibrierung des AVHRR/NOAA15 unter Verwendung der „Pre-launch calibration coefficient“ werden die am Sensor ankommenden Strahldichten unterschätzt. Damit werden optisch dünne Wolken teilweise nicht erkannt, d.h. die optische Dicke der Wolken wird unterschätzt und somit die PAR überschätzt.

Im Vergleich zu beiden Halbtagesummen besteht für die Tagessumme eine höhere Korrelation ($R = 0.9$). Jedoch bleibt eine positive systematische Messabweichung aufgrund der Ableitung der PAR aus AVHRR/NOAA15-Daten erhalten. Es zeigt sich weiterhin, dass kein signifikanter Unterschied zwischen der PAR unter Verwendung der Ableitungsverfahren der COT nach APOLLO oder Kratz feststellbar ist. Ein weiterer Befund ist, dass ein konstanter Wert der AOT von $\delta_{A(550)} = 0.3$ keine Verschlechterung der Güte der abgeleiteten PAR verursacht. Da die zeitliche Variabilität des Aerosols im Tagesverlauf hoch sein kann, zeigt sich hier, dass die Ableitung der AOT aus AVHRR-Daten zu zwei Tageszeitpunkten unzureichend ist um eine verbesserte Berechnung der PAR zu ermöglichen.

6 Diskussion der Arbeit und Ausblick

In den vorangehenden Kapiteln wurde die Arbeit der Dissertation „Bestimmung der PAR für heterogene atmosphärische Bedingungen“ vorgestellt und beschrieben. Schwerpunkte waren dabei die Untersuchung der Sensitivität der PAR in Bezug auf strahlungsrelevante Parameter, die Entwicklung einer Methode zum Ableiten der PAR sowie die Validierung und Analyse der Ergebnisse. Es konnte gezeigt werden, dass aus zwei Fernerkundungsszenen pro Tag, aufgenommen von sonnensynchronen Satelliten mit polarer Umlaufbahn, die mittlere PAR verschiedener Zeitintervalle und die Tagessumme der PAR abgeleitet werden können. Die jeweilige statistische Genauigkeit hängt dabei stark vom Zeitintervall ab. Im Folgenden werden die methodische Vorgehensweise und die erzielten Ergebnisse diskutiert und Schlussfolgerungen gezogen. Weitere Anwendungsmöglichkeiten, die aus dieser Arbeit hervorgehen, werden aufgezeigt.

Berechnungen der diffusen und der direkten PAR mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran sind für eine im Halbraum homogene Atmosphäre und für vordefinierte astronomische, atmosphärische und geographische Eingabeparameter gültig. Durch diese Homogenitätsannahme werden die in der Natur sehr häufig vorkommenden räumlichen, heterogenen Eigenschaften der Atmosphäre bei der Berechnung der PAR nicht berücksichtigt. Es wurde gezeigt, dass die Zenitdistanz der Sonne, die optische Dicke von Aerosol sowie die optische Dicke von Wolken die PAR am stärksten beeinflussen. Die Aerosol- und Wolkenparameter wurden in dieser Arbeit aus den Daten des AVHRR-Sensors an Bord der NOAA-Satelliten zum Zeitpunkt des Überflugs über Zentral-Europa abgeleitet. Weitere strahlungsrelevante Parameter wie atmosphärischer Wasserdampf, stratosphärisches Ozon, Geländehöhe und Bodenalbedo werden in diesem Verfahren als konstant betrachtet. Die Erfassung der zeitlichen Variabilität der Atmosphäre über einen Tag ist mit sonnensyn-

chronen Satellitensystemen wie AVHRR/NOAA nicht detektierbar. Damit stellt die daraus abgeleitete PAR eine Momentaufnahme der Bestrahlungsstärke zum Zeitpunkt der Aufnahme dar.

Zentrale Arbeitsschritte und Ziele dieser Arbeit waren daher die Berücksichtigung der räumlichen Heterogenität der Atmosphäre bei der Berechnung der PAR sowie die Berechnung der mittleren PAR für größere Zeitintervalle (t) insbesondere für eine Tagessumme.

Die Einbeziehung der heterogenen Eigenschaften der Atmosphäre zur Ableitung des Strahlungseintrags bezüglich eines Bodenpunktes P ist im Wesentlichen wegen der variablen Bewölkung notwendig. In Abhängigkeit von der Zenitdistanz der Sonne kann die direkte Einstrahlung an einem Punkt P durch Wolken abgeschwächt werden oder unbeeinflusst die Erdoberfläche erreichen. Diese Aufgabenstellung wurde mit geometrischen Beziehungen zwischen Sonne, Wolken und Erdoberfläche gelöst. Dabei sind die limitierenden Faktoren für die Genauigkeit dieser Methode die Informationen über die Wolkenhöhe bzw. Wolkenmächtigkeit. Der diffuse Strahlungseintrag ist außerdem von der Verteilung der Wolken im Halbraum abhängig. Durch die Berechnung des diffusen Strahlungsanteils mittels einer vom Raumwinkel abhängigen Gewichtungsfunktion für einzelne Abschnitte des Halbraums wurde die Heterogenität der Atmosphäre berücksichtigt. Da an den verwendeten Bodenmessstationen die gesamte PAR und nicht der diffuse und direkte Anteil getrennt gemessen werden, konnte die Genauigkeit dieser Algorithmen nur für die gesamte PAR überprüft werden.

Die in dieser Arbeit vorgestellte Methode zum Ableiten einer zeitlich integrierten PAR (Zeitintervalle, Tagessumme) basiert auf dem Zusammenhang zwischen räumlicher Verteilung der PAR und dem zeitlichen Verlauf der PAR über einem Punkt P an der Erdoberfläche. Es zeigt sich eine statistisch signifikante Abhängigkeit zwischen räumlich gemittelter PAR aus Fernerkundungsdaten und der zeitlich integrierten PAR aus Bodenmessstationen. Für homogene atmosphärische Verhältnisse ist die über ein Zeitintervall gemittelte PAR nicht abhängig von der Größe des Flächengitters. Jedoch ist bei heterogenen atmosphärischen Bedingungen die Gittergröße von der Länge des Zeitintervalls abhängig. Dieser Aspekt läßt sich dadurch erklären, dass Wolken eine richtungsabhängige Zuggeschwindigkeit besitzen und somit den Strahlungstransfer in Abhängigkeit von der Zeit für weiter weg gelegene Bodenpunkte beeinflussen. Dies ist zwar nur eine grobe Annahme, da ein quadratisches Gitter um das Zentralpixel zur Mittelung der PAR verwendet wird. Jedoch zeigt sich in der Analyse der Ergebnisse, dass die Verteilung der Wolken und deren Eigenschaften innerhalb dieses Gitters durchaus repräsentativ für den atmosphärischen Zustand inner-

halb eines Zeitintervalls über einem Bezugspunkt an der Erdoberfläche ist. Für ein 15 und 60 Minuten Mittel wurde die abgeleitete PAR über ein Flächengitter von $25 * 25$ Pixel, für ein 180 Minuten Mittel über ein Gitter von $75 * 75$ Pixel und für die Halbtagessumme der PAR für ein $99 * 99$ Pixel großes Flächengitter gemittelt.

Die Ergebnisse dieser Arbeit, die in Kapitel 1 als Ziele definiert wurden [s. (3) und (4)] sollen als Basis für weiterführende wissenschaftliche, thematische Fragestellungen dienen. Daher wurden in Kapitel 1 auch übergeordnete wissenschaftliche Fragestellungen aufgegriffen [s. (1) und (2)]. Im Folgenden soll diskutiert werden, inwieweit diese aufgestellten Ziele erreicht wurden und als methodische Basis für weitere wissenschaftliche Arbeiten, die als übergeordnete Fragestellungen aufgestellt wurden, dienen können.

Eine übergeordnete Fragestellung ist die Untersuchung von regionalen Veränderungen im Strahlungshaushalt der PAR, die mit lokalen Effekten oder mit der globalen Klimaänderung im Zusammenhang stehen. Es wurde festgestellt, dass dafür zeitlich hochaufgelöste PAR-Daten notwendig sind.

In dieser Arbeit wird gezeigt, mit welcher Güte eine zeitlich hochaufgelöste PAR mit der neu entwickelten Methode abgeleitet werden kann. Die PAR wurde für ein 15 Minuten, 60 Minuten und 180 Minuten Mittel abgeleitet und ausführlich statistisch analysiert. Es zeigt sich, dass die Güte der berechneten PAR mit zunehmendem Zeitintervall ansteigt. Die Korrelation zwischen abgeleiteter und an Bodenstationen gemessener PAR ist für 180 Minuten mit $R=0.91$ sehr hoch und wird mit kürzeren Zeitintervallen schlechter ($R=0.81$ für 15 Minuten). Es zeigt sich, dass die heterogenen atmosphärischen Bedingungen aufgrund der erwähnten eingeschränkten Genauigkeit der berechneten Einstrahlungsgeometrie zwischen Sonne, Wolken und Erdoberfläche ungenau erfasst werden. Da bei kürzeren Zeitintervallen die räumliche Variabilität der PAR aufgrund Wolken sehr hoch sein kann, sind durch die angesprochenen Einschränkungen höhere Ungenauigkeiten in der Ableitung der PAR zu erwarten.

Zum Ableiten eines Tagesgangs sind Eingangparameter geostationärer Satelliten notwendig, da die tägliche Anzahl der Pässe des AVHRR/NOAA dafür nicht ausreichen. Da jedoch die spektralen Eigenschaften des AVHRR denen des SEVIRI an Bord des geostationären Satelliten Meteosat Second Generation (MSG) ähneln, ist dieses Verfahren und damit auch die erzielten Ergebnisse für SEVIRI übertragbar.

Zur Berechnung der PAR für ein 15, 60 und 180 Minuten Zeitintervall wurden die Zenitdistanz der Sonne, die optische Dicke von Aerosol sowie die optische Dicke von Wolken

als variable strahlungsrelevante Parameter verwendet. Es zeigt sich, dass die PAR mit länger werdendem Zeitintervall überschätzt wird. Dies liegt hauptsächlich an der nicht linearen Verteilung der Zenitdistanz und damit einer ungleichen Gewichtung der PAR, ausgehend von einem Zeitpunkt der Satellitenaufnahme (t) für ein Zeitintervall von $\pm t/2$.

Weiterhin konnte gezeigt werden, dass durch das Einsetzen eines räumlich und zeitlich konstanten Wertes der AOT von $\delta_{A(550)} = 0.3$ keine Verschlechterung oder Verbesserung der Korrelation zwischen abgeleiteter PAR und Bodenstationsdaten erzielt wurde. Jedoch wird die PAR für eine konstante AOT stärker überschätzt. Daher kann vermutet werden, dass die AOT für die untersuchten Zeitabschnitte mit einem Wert von $\delta_{A(550)} = 0.3$ unterschätzt wird. Wobei die Unsicherheit dieser Aussage darin besteht, dass die Quantifizierung eines mittleren systematischen Fehlers nicht möglich ist und genauere Messungen der AOT für die verwendeten Bodenmesspunkte zur Validierung des jeweiligen Zeitabschnitts fehlen. Da „Dunkelfelder“ zur Ableitung der AOT verwendet werden und diese wie in Kapitel 4 gezeigt wurde, aufgrund Bewölkung oder naturräumlicher Begebenheiten nicht flächendeckend ableitbar sind, sind die interpolierten abgeleiteten optischen Dicken sehr kritisch und differenziert zu betrachten.

Aufgrund spektraler Eigenschaften des AVHRR kann kein Aerosoltyp abgeleitet werden. Daher ist die Annahme eines festen Aerosoltyps („tropospheric“) ein weiterer Unsicherheitsfaktor für die Ableitung der PAR. Es konnte jedoch gezeigt werden, dass für Aerosoltypen, die aus wasserlöslichen Bestandteilen sowie Meersalz und einem geringem Anteil von Staub bestehen, keine Unterscheidung zur Berechnung der gesamten PAR notwendig ist. Der Einfluss von Aerosoltypen die rußhaltig sind, ist dagegen deutlich größer. Dadurch kann es in urbanen Gebieten, in der Nähe von Industrieanlagen oder in Gebieten, die durch Brände beeinflusst wurden, zu Ungenauigkeiten in der Ableitung der PAR kommen. In Cohan et al. (2002) wird jedoch darauf hingewiesen, dass unter separater Betrachtung der direkten und diffusen Strahlungskomponenten eine differenzierte Betrachtung des Aerosoltyps notwendig ist. Dieser Aspekt konnte im Rahmen dieser Arbeit aufgrund fehlender Referenzdaten von direkter und diffuser PAR nicht näher untersucht werden.

Eine Schlussfolgerung dieser Arbeit ist, dass die Zusatzinformation aus der Ableitung der AOT aus AVHRR-Daten keine Verbesserung der Ableitung der gesamten PAR bewirkt. Mit einem räumlich und zeitlich konstanten Schätzwert von $\delta_{A(550)} = 0.3$ konnten vergleichbare Ergebnisse erzielt werden.

Zur Berechnung der für das Verfahren benötigten optischen Dicke von Wolken wurden zwei verschiedene Algorithmen verwendet und miteinander verglichen. Beide Ableitungs-

verfahren basieren auf dem Zusammenhang zwischen Reflexion der Solarstrahlung von Wolken im sichtbar roten Spektralbereich und dem Flüssigwassergehalt der Wolke. Eine direkte Validierung der abgeleiteten COT ist nicht möglich, da für den Untersuchungszeitraum keine Referenzdaten des Flüssigwassergehalts von Wolken vorhanden sind. Deshalb ist ein Vergleich zwischen zwei Verfahren sinnvoll, da eine Angabe der Güte nicht möglich ist. Durch einen Vergleich können mögliche systematische Fehler der Algorithmen entdeckt werden. Zusätzlich kann die Variabilität zwischen den Werten beider Ableitungsverfahren zur qualitativen Abschätzung der Güte verwendet werden. Vergleiche der abgeleiteten PAR mit Bodenstationsdaten können rückwirkend zur Analyse der Güte der COT beitragen.

Das APOLLO-Verfahren unterschätzt die COT v.a. im Bereich höherer optischer Dicken, erkennt Wolken jedoch sehr gut. Dagegen scheint die Größenordnung der COT beim Kratz-Verfahren zu stimmen, jedoch ist die Erkennung von Wolken ungenau, da die PAR bei einigen als total bewölkt klassifizierten Pixel im Vergleich zu Bodenstationsdaten große Abweichungen aufweist. Es zeigt sich, dass die Bodenalbedo ein wichtiger Faktor bei der Ableitung der COT darstellt. V.a. bei stark reflektierenden Oberflächen wie Schnee oder trockener Sand bzw. trockenes Gestein hat sich gezeigt, dass Abweichungen in der Ableitung der COT vorkommen. Während das APOLLO-Verfahren in Abhängigkeit von wolkenfreien Feldern die Bodenalbedo berücksichtigt, wird beim Kratz-Verfahren von vorneherein ein konstanter Wert von $\alpha_B = 0.2$ angenommen. Dies führt z.B. über dem Gebiet von Afrika regelmäßig zur Erkennung von optisch dünnen Wolken, wo nachweislich keine sind und damit zu größeren Fehlern bei der Berechnung der PAR.

Eine weitere übergeordnete wissenschaftliche Fragestellung betrifft die globale Variabilität der PAR. Es wurde festgestellt, dass zur Berechnung der Kohlenstofffixierung terrestrischer und mariner Vegetation die Informationen globaler Tagessummen der PAR benötigt werden.

In dieser Arbeit wird eine neue Methode vorgestellt, die Tagessumme der PAR unter Verwendung von Satelliten mit sonnensynchroner Umlaufbahn abzuleiten. Diese Methode ermöglicht die Erfassung und Überwachung der globalen Variabilität der Tagessumme der PAR. In dieser Arbeit wurde dieses Verfahren für Europa angewandt und die Ergebnisse validiert. Globale Vegetationsmodelle zur Berechnung der Nettoprimärproduktion verwenden bisher Tagessummen der Globalstrahlung aus Datenbanken wie die der DAO (**D**ata **A**ssimilation **O**ffice / NASA). Dabei wird die PAR mit einem festen Faktor (k) aus der

Globalstrahlung abgeleitet ($PAR = GLO * k$), was zusätzlich eine Ungenauigkeit in der Ableitung der PAR darstellt. Im Vergleich zu den globalen Strahlungsdaten der DAO, konnte eine deutliche Verbesserung der Güte der in dieser Arbeit abgeleiteten Tagessumme der solaren Strahlungsenergie erzielt werden. Dies wird aus dem Vergleich zwischen DAO-Daten und den Ergebnissen dieser Arbeit in Abb. 57 ersichtlich.

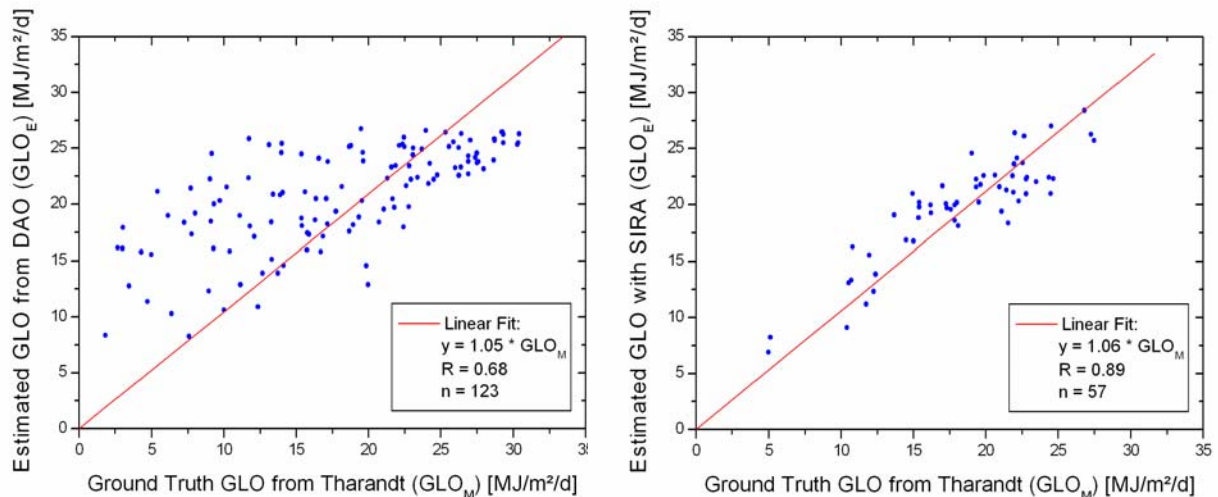


Abb. 57: Vergleich zwischen den abgeleiteten Globalstrahlungsdaten und der Bodenstationsdaten von Tharandt für Messungen der Tagessumme innerhalb dem Zeitraum Mai und September für a) DAO-Daten für 2001. In: Reichstein et al., (2002), und b) Abgeleitet aus dem in dieser Arbeit vorgestelltem Verfahren SIRA für 1999 mit $GLO = PAR / 0.45$.

Abb. 57a zeigt einen Vergleich zwischen den abgeleiteten Tagessummen der Globalstrahlungsdaten der DAO und der Bodenmessstation Tharandt für den Zeitraum zwischen Mai und September 2001. Es ist eine hohe Streuung zwischen abgeleiteten GLO-Daten und an Bodenstationen gemessener Globalstrahlung festzustellen. Vor allem im Bereich geringerer Einstrahlung, die hauptsächlich durch die Extinktion der Strahlungsenergie durch Wolken erklärbar ist, sind große Abweichungen im Vergleich mit den Stationsdaten von Tharandt feststellbar.

Abb. 57b zeigt denselben Vergleich wie in Abb. 57a, jedoch für den Zeitraum Mai bis September 1999 mit dem in dieser Arbeit vorgestelltem Verfahren (**SIRA**, **Solar Irradiance Retrieval Algorithms**) zum Ableiten der Tagessumme der PAR. Die Globalstrahlung wird

aus $GLO = PAR/0.45$ berechnet. Da die Daten der DAO für das Jahr 1999 nicht öffentlich zugänglich sind, konnte kein direkter Vergleich mit den Datensätzen, die im Rahmen dieser Arbeit berechnet wurden, gemacht werden. Es ist trotzdem nachvollziehbar, dass mit der in dieser Arbeit vorgestellten Methode eine deutliche Verbesserung der Ergebnisse erzielt wird.

Die Verwendung dieser DAO-Daten in Vegetationsmodellen führt zu Ungenauigkeiten in der Berechnung der NPP und damit der Kohlenstofffixierung von Pflanzen. Abb. 57a veranschaulicht also noch einmal die Notwendigkeit einer verbesserten Ableitung der globalen PAR.

Die Genauigkeit der in dieser Arbeit vorgestellten Methode zur Ableitung der Tagessumme der PAR beträgt für die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers $RMSE = 22\%$ für ein Konfidenzintervall von 95 % und einem Korrelationskoeffizient von $R = 0.9$. Die Tagessumme der PAR besteht aus der abgeleiteten Halbtagesumme unter Verwendung des AVHRR/NOAA15 (Vormittagsspass) und AVHRR/NOAA14 (Nachmittagsspass). Die für dieses Verfahren verwendeten variablen Parameter sind die COT und die AOT. Die Zenitdistanz der Sonne wurde für den jeweiligen Halbtag auf das arithmetische Mittel zwischen Tages-Minimum und -Maximum berechnet.

Die PAR wurde zum einen für eine aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten optischen Dicke von Aerosol und zum anderen für einen konstanten Wert für die AOT mit $\delta_{A(550)} = 0.3$ berechnet. Es konnten jedoch keine Unterschiede in der Statistik der Daten festgestellt werden. Da das Aerosol zeitlich wie räumlich sehr variabel im Tagesgang sein kann, ist die Ableitung des Tagesmittel der optischen Dicke aus zwei Zeitpunkten am Tag aus AVHRR nicht ausreichend, um eine Verbesserung gegenüber einem Schätzwert für das Tagesmittel der AOT von $\delta_{A(550)} = 0.3$ zu bewirken. Für die Werte in Abb. 57b wurde daher ein räumlich und zeitlich konstanter Wert der AOT von $\delta_{A(550)} = 0.3$ verwendet. Es ist nochmals zu betonen, dass in dieser Arbeit eine deutliche Abhängigkeit der PAR von der optischen Dicke von Aerosol festgestellt werden konnte. Jedoch ergibt die Ableitung der AOT aus Fernerkundungsdaten im Vergleich zu einem Schätzwert keine Verbesserung der Güte der PAR. Es ist die damit verbundene Unsicherheit in der Ableitung der gesamten PAR zu berücksichtigen. Dies gilt auch für die Annahme eines festen Aerosoltyps.

Die zwei verwendeten Algorithmen zur Berechnung der optischen Dicke von Wolken wurden auch beim Ableiten der Tagessumme miteinander verglichen. Es zeigt sich auch hier kein signifikanter Unterschied beim jeweiligen Vergleich der abgeleiteten PAR mit Bodenstationsdaten. Da beim Kratz-Verfahren im Vergleich zum Apollo-Verfahren keine

Bodenalbedo berücksichtigt wird, ist auch die Güte der COT bei variabler Bodenalbedo schlechter.

Die abgeleitete Tagessumme der PAR wird allgemein überschätzt. Der mittlere systematische Messfehler des Ableitungsverfahrens beträgt dabei zwischen 0.97 und 1.01 MJ/m²/d je nach verwendeten Eingangsdaten für die AOT bzw. COT. Diese systematische Messabweichung konnte auf die ungenaue Kalibrierung der Vormittagpässe des AVHRR/NOAA15 zurückgeführt werden, da hier „Pre-launch calibration coefficient“ verwendet werden. Da das Ableitungsverfahren der optischen Dicken von Wolken v.a. bei hohen optischen Dicken sehr sensitiv in Bezug auf die am Sensor gemessenen Strahldichten reagiert, wird die COT unterschätzt und die PAR somit überschätzt. Eine Hauptfehlerquelle für das Verfahren ist die Qualität der aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten COT. Eine genaue Kalibrierung der Satellitensensoren ist für die vorgestellte Methode daher eine wichtige Voraussetzung für die genaue Ableitung der PAR.

Es zeigt sich, dass die räumliche Variabilität der Wolken innerhalb eines Flächengitters von 99 km * 99 km (1km \approx 1 Pixel) abgeleitet am Vormittag sowie am Nachmittag des jeweiligen Tages repräsentativ für die zeitliche Variabilität der Wolken über einem Stationenpunkt am Erdboden für einen ganzen Tag ist. Damit erklärt sich auch die hohe Korrelation der abgeleiteten Tagessumme der PAR im Vergleich zu Bodenmessstationen auch für heterogene atmosphärische Verhältnisse. Kurzfristig auftretende Bewölkung innerhalb eines Tages, wie z.B. konvektive Bewölkung, kann mit dem in dieser Arbeit vorgestelltem Verfahren zu Ungenauigkeiten in der Ableitung der PAR führen. Für den Zeitraum der Untersuchung dieser Arbeit von Mai bis September 1999 konnten diesbezüglich für die verwendeten Bodenmessstationen keine auffälligen Merkmale festgestellt werden.

Für die in dieser Arbeit vorgestellte Methode zum Ableiten der PAR ergeben sich unterschiedliche Anwendungsmöglichkeiten bzw. mögliche weiterführende Arbeiten.

Das Verfahren ermöglicht eine globale Ableitung der Tagessumme der photosynthetisch aktiven Strahlung unter Verwendung von Fernerkundungsdaten von sonnensynchronen Satelliten mit polarer Umlaufbahn. Dabei ist die Erfassung und die Überwachung der täglichen globalen Verteilung der PAR für die Berechnung des Kohlenstoffkreislaufs von entscheidender Bedeutung. Geeignete Sensoren dafür sind neben AVHRR/NOAA auch MODIS an Bord des TERRA und AQUA Satelliten. Ein Vorteil von MODIS ist die bessere spektrale Auflösung, die eine verbesserte Ableitung der Wolkenparameter, optischen Dicke von Aerosol sowie eine Ableitung des Aerosoltyps ermöglicht. Aufgrund der

regelmäßigen On-Bord Kalibrierung der MODIS-Sensoren ist eine qualitativ bessere Ableitung der optischen Dicke von Wolken im Vergleich zur optischen Dicke, abgeleitet aus AVHRR-Daten, zu erwarten. Zusätzlich kann das entwickelte Verfahren durch Einbindung unterschiedlicher Sensoren polarumlaufender Satelliten ausgebaut und die Ergebnisse dadurch verbessert werden. Geeignete Sensoren polarumlaufender Satelliten sind die schon erwähnten AVHRR/NOAA, MODIS auf TERRA und AQUA, sowie MERIS/ENVISAT und die zukünftigen Sensoren der von Eumetsat geplanten Mission EPS (Eumetsat Polar System) auf METOP 1, 2 und 3.

Eine weitere Verbesserung der Ableitung der COT und damit der PAR kann durch die Einbeziehung der Bodenalbedo erzielt werden. Informationen über die Bodenalbedo werden als Standardprodukt aus MODIS von der NASA angeboten.

Um Tagesgänge der PAR abzuleiten ist die Übertragung und Anpassung des in dieser Arbeit vorgestellten Verfahrens auf SEVIRI-Daten an Bord des geostationären Satelliten MSG notwendig. V.a. Untersuchungen der regionalen Veränderungen des Strahlungshaushaltes in den Tropen sind aufgrund des starken anthropogenen Einflusses auf das Ökosystem von Interesse. Da nur sehr wenige Bodenmessstationsdaten für diese Regionen vorhanden sind, ermöglicht die Verwendung von SEVIRI/MSG eine flächendeckende und zeitlich hochauflösende (15 Minuten) Ableitung der PAR. Jedoch ist noch zu prüfen, ob die Güte der abgeleiteten PAR ausreichend ist, um Aussagen über anthropogen bedingte Veränderungen des Strahlungshaushaltes machen zu können.

Die direkte und diffuse PAR konnten aufgrund fehlender Referenzdaten nicht getrennt voneinander validiert werden. Da die zwei Strahlungskomponenten jedoch einen unterschiedlichen Einfluss auf die Nettoprimärproduktion haben, ist eine Unterscheidung bzw. eine Validierung der direkten und diffusen Strahlung in Abhängigkeit von heterogenen atmosphärischen Bedingungen (Aerosole und Wolken) für die Kohlenstoffbilanzierung terrestrischer Vegetation von Bedeutung.

Ein weiterer Aspekt ist das Ableiten der Globalstrahlung. Die globale Verteilung der Globalstrahlung ist für die Klimamodellierung bzw. in der Solarenergie ein wichtiger Parameter. Da die PAR einen Teil der gesamten solaren Strahlung darstellt, ist das Ableiten der Globalstrahlung unter Verwendung eines Faktors aus der PAR möglich ($GLO = PAR / k$). Wie in dieser Arbeit schon erläutert wurde, ist das Verhältnis zwischen der PAR und der Globalstrahlung zeitlich und räumlich jedoch nicht konstant. Dabei ist die Schwankung dieses Verhältnisses auf die Variabilität von Wolken und der Variabilität des atmosphäri-

schen Wasserdampfs zurückzuführen. Eine Untersuchung und Validierung dieser Faktoren ermöglicht die Ableitung der Tagessumme bzw. kürzerer Zeitintervalle der Globalstrahlung nach der in dieser Arbeit vorgestellten Methode. Daher ist es auch sinnvoll, die PAR für Oberflächen, die keine Vegetation darstellen, abzuleiten.

Abschließend ist anzumerken, dass gute Ergebnisse in dieser Arbeit erzielt werden konnten. Für die aus AVHRR/NOAA15 berechnete PAR sind die Fehler auf instrumentale Schwächen des Sensors zurückzuführen. Eine Verbesserung der Güte der Tagessumme ist daher durch genau kalibrierte Fernerkundungsdaten erreichbar. Es verdeutlicht jedoch die Sensitivität der aus satellitengestützten Methoden abgeleiteten Ergebnisdaten bezüglich der Qualität der Fernerkundungsdaten.

7 Literaturverzeichnis

- Alados, I., Foyo-Moreno, I., Alados-Arboledas, L., (1996): Photosynthetically active radiation: measuring and modelling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 78, 121-131.
- Anderson, G.P., Clough, S.A., Kneizys, F.X., Chetwynd, J.H., Shettle, E.P., (1986): AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120 km), AFGL-TR-86-0110, AD A175173.
- Blackburn, W.J., Proctor, J.T., (1983): Estimating photosynthetically active radiation from measured solar irradiance. *Solar Energy*, 31, 233-234.
- Britton, C.M., Dodd, J.D., (1976): Relationships of photosynthetically active radiation and shortwave irradiance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 17, 1-7.
- Churkina, G., Running, S.W., (1998): Contrasting climate controls on the estimated productivity of different biomes. *Ecosystems* 1, 206-215.
- Cohan, D. S., Xu, J., Greenwald, R., Bergin, M. H., Chameides, W. L., (2002): Impact of atmospheric aerosol light scattering and absorption on terrestrial net primary productivity, *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4), 1090.
- Cracknell, A.P., (2001): Remote sensing and climate change: Role of earth observation. Springer-Verlag, 301 S.
- Cramer, W., Field, C.B., (Eds.), (1999): The Potsdam NPP Model Intercomparison. *Global Change Biology*, Vol.5, Supl. 1. 76 S.
- Darnell, W.L., Staylor, W.F., Gupta, S.K., Denn, F.M., (1988): Estimation of surface insolation using sun-synchronous satellite data. *Journal of Climate*, 1, 820-835.
- Dedieu, G., Deschamps, P.Y., Kerr, Y., (1987): Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 79-87.
- Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B.N., King, M.D., Kaufman, Y.J., Eck, T.F., Slutsker, I., (2000): Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from AERONET sun and sky-radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, 105, No.D8, 9791-9806.
- Eck, T.F., Dye, D. G., (1991): Satellite estimation of incident photosynthetically active radiation using ultraviolet reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 38, 135-146.
- Fabian, P., (1992): *Atmosphäre und Umwelt*. Springer, Berlin, 144 S.

- Frouin, R., Gautier, C., (1990): Variability of photosynthetically available and total solar irradiance at the surface during FIFE: a satellite description. Proc. of the Symposium on the First ISLSCP Field Experiment, 7-9 Feb. Anaheim, CA, American Met. Soc., Boston, 98-104.
- Frouin, R., Pinker, R. T., (1995): Estimating photosynthetically active radiation (PAR) of earth's surface from satellite observations. *Remote Sensing of Environment*, 51, 98-107.
- Gates, D.M., (1980): *Biophysical ecology*. Springer-Verlag, New York, 611 S.
- Gautier, C., Diak, C., Masse, S., (1980): A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 19, 1005-1012.
- Gesell, G., (1989): An algorithm for snow and ice detection using AVHRR data: An extension to the APOLLO software package. *International Journal of Remote Sensing*, Vol.10, No. 4, 897-905.
- Goldberg, B., Klein, W.H. (1977): Variation in the spectral distribution of daylight at various geographical locations on the earth's surface. *Solar Energy*, 19, 3-13.
- Goody, R.M, Yung, Y.L., (1989): *Atmospheric Radiation*. Oxford, Oxford University Press, 519 S.
- GTOS, (2001): IGOS-P Carbon Cycle Observation Theme: Terrestrial and Atmospheric Components. A Report to IGOS-P by the Terrestrial Carbon Theme Team. GTOS-25.
- Gu, J., Smith, E.A., (1997): High-resolution estimates of total solar and PAR surface fluxes over large-scale BOREAS study area from GOES measurements. *Journal of Geophysical Research* 102, No.D24, 29,685-29,705.
- Gueymard, C., (1989a): An atmospheric transmittance model for the clear sky beam, diffuse and global photosynthetically-active radiation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 45, 215-229.
- Gueymard, C., (1989b): A two-band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance, and photosynthetically-active radiation at the Earth's surface. *Solar Energy*, 43, 253-365.
- Häckel, H.H., (1993): *Meteorologie*. Ulmer, Stuttgart, 402 S.
- Häder, D.P., Lebert, M., Marangoni, R., Colombetti, G., (1999): ELDONET – European Light Dosimeter Network hardware and software. *Journal of Photochemistry and Photobiology*, 52, 51-58.

- Holben B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J.A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., Smirnov, A., (1998): AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sensing of Environment*, 66, 1-16.
- Holzer-Popp, T., Schroedter, M., Gesell, G., (2002): Retrieving aerosol optical depth and type in the boundary layer over land and ocean from simultaneous GOME spectrometer and ATSR-2 radiometer measurements, 1. Method description. *Journal of Geophysical Research*, 107, No.D21, 4578-4595.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A., (Eds.), (2001): *Climate Change 2001, A Scientific Bases. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 881 S.
- Howell, T.A., Meek, D.W., Hatfield, J.L., (1983): Relationship of photosynthetically active radiation to shortwave radiation in the San Joachim Valley. *Agricultural and Forest Meteorology*, 28, 157-175.
- Iqbal, M., (1983): *An introduction to solar radiation*. Academic Press, Ontario, 390 S.
- Jacobsen, M.Z., (1999): *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. Cambridge, Cambridge University Press, 656 S.
- Janssens, I.A., Freibauer, A., Ciais, P., Smith, P., Nabuurs, G-J., Folberth, G., Schlamadinger, B., Hutjes, R.W., Ceulemans, R., Schulze, E.D., Valentini, R., Dolman, A.J., (2003): Europe's terrestrial biosphere absorbs 7 to 12% of European anthropogenic CO₂ emissions. *Science*, 300, 1538-1541.
- Jacovides, C.P., Timvios, F.S., Asimakopoulos, D.M., Theofilou, K.M., Pashiardes, S., (2003): Global photosynthetically active radiation and its relationship with global solar radiation in the Eastern Mediterranean basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 74, 227-233.
- Jacovides, C.P., Timvios, F.S., Papaioannou, G., Asimakopoulos, D.M., Theofilou, K.M., (2004): Ratio of PAR to broadband solar radiation measured in Cyprus. *Agricultural and Forest Meteorology*, 121, 135-140.
- Kato, S., Ackermann, T.P., Mather, J.H., Clothiaux, E.E, (1999): The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 62, 109-121.
- Kaufmann, Y.J., Sendra, C., (1989): Algorithm for automatic atmospheric corrections to visible and near-IR satellite imagery. *International Journal of Remote Sensing*, Vol.9, 1357-1381.

- Keeling, C.D., (1980): The ocean and biosphere as future sinks for fossil fuel carbon dioxide. In: Interactions of energy and climate. D.R.Dodrecht, 129.
- Keeling, R.F., Piper, S.C., Heimann, M., (1996): Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature*, 381, 218-221.
- Kidder, S.Q., Vonder Haar, T.H., (1995): *Satellite Meteorology; An Introduction*. Academic Press, Ontario, 466 S.
- Koepke, P., Bais, A., Balis, D., Buchwitz, M., DeBacker, H., de Cabo, X., Eckert, P., Eriksson, P., Gillotay, D., Heikkilä, A., Koskela, T., Lapeta, B., Litynska, Z., Lorente, J., Mayer, B., Renaud, A., Ruggaber, A., Schauburger, G., Seckmeyer, G., Seifert, P., Schmalwieser, A., Schwander, H., Vanicek, K., Weber, M., (1998): Comparison of models used for UV index calculations. *Photochemistry and Photobiology*, 67, No. 6, 657-662.
- Kratz, D.P., (1995): The Correlated k-Distribution Technique as Applied to the AVHRR Channels. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 53, No. 5, 501-517.
- Kraus, K., Schneider, W., (1988): *Fernerkundung – Band 1, Physikalische Grundlagen und Aufnahmetechniken*. Dümmler, Bonn, 291 S.
- Kriebel, K.T., Gesell, G., Kästner, M., Mannstein, H., (2003): The cloud analysis tool APOLLO: improvements and validations. *International journal of Remote Sensing*, Vol.24, No.12, 2389-2408.
- Kriebel, K.T., Saunders, R., Gesell, G., (1989): Optical properties of clouds derived from fully cloudy AVHRR pixels. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 62, No.3, 165-171.
- Kylling, A., Mayer, B., (1993-2001): LibRadtran, a package for radiative transfer calculations in the ultraviolet, visible, and infrared. <http://www.libradtran.org>
- 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. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 21, 115-150.
- Lacis, A.A., Oinas, V., (1991): A Description of the Correlated k Distribution Method for Modeling Nongray Gaseous Absorption, Thermal Emission, and Multiple Scattering in Vertically Inhomogeneous Atmospheres. *Journal of Geophysical Research*, 96, No.D5, 9027-9063.
- Lebert, M., Schuster, M., Häder D.P., (2002): The European Light Dosimeter Network: four years of measurements. *Journal of Photochemistry and Photobiology*, 66, 81-87.

- Liou, K.N., (2002): An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, Amsterdam, 583 S.
- López, G., Rubio, M.A., Martinez, M., Battles, F.J., (2001): Estimation of hourly global photosynthetically active radiation using artificial neural network models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107, 279-291.
- Maragoni, R., Gioffre, D., Colombetti, G., Lebert, M., Häder, D.P., (2000): ELDONET – European Light Dosimeter Network Structure and functions of the ELDONET server. *Journal of Photochemistry and Photobiology*, 58, 178-184.
- Mayer, B., Seckmeyer, G., Kylling, A., (1997): Systematic long-term comparison of spectral UV measurement and UVSPEC modeling results. *Journal of Geophysical Research*, 102, No.D5, 8755-8767.
- McCree, K.J., (1966): A solarimeter for measuring photosynthetically active radiation. *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol.9, 191-216.
- McCree, K.J., (1972b): Test of current definitions of photosynthetically active radiation against leaf photosynthesis data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 10, 443-453.
- Menzel, A., Fabian, P., (1999): Growing season extended in Europe. *Nature*, 397, 659.
- Möser, W., Raschke, E., (1984): Incident solar radiation over Europe estimated from Meteosat data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol.23, 166-170.
- Monteith, J.L., (1973): Principles of environmental physics. Edward Arnold, London, Ch. 3, 241 S.
- Myneni, R.B., Keeling, C.D., Tucker, C.J., Asrar, G., Nemani, R.R., (1997): Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, 386, 698-702.
- NCDC/NOAA, (1998): NOAA Polar Orbiter Data User's Guide (POD Guide). <http://www2.ncdc.noaa.gov>.
- NCDC/NOAA, (2000): NOAA KLM User's Guide. <http://www2.ncdc.noaa.gov>.
- Nemani, R., Keeling, C.D., Hashimoto, H., Jolly, W.M., Piper, S.C., Tucker, J.C., Myneni, R.B., Running, S.W., (2003): Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science*, 300, 1560-1563.
- Nöjd, P., Hari, P., (2001): Instantaneous PAR estimated using long records of daily temperature and rainfall. *Agricultural and Forest Meteorology*, 109, 47-59.
- Oke, T.R., (1993): Boundary layer climates. Routledge, London, 435 S.
- Olseth, J.A., Skartveit, A., (1993): Luminous efficacy models and their application for calculation of photosynthetically-active radiation. *Solar Energy*, 52, 391-399.

- Papaioannou, G., Nikolidakis, G., Redalis, D., (1993): Relationships of photosynthetically active radiation and shortwave irradiance. *Theoretical and Applied Climatology*, 48, 23-27.
- Pinker, R.T., Laszlo, I., (1992): Global distribution of photosynthetically active radiation as observed from satellites. *Journal of Climate*, 5, 56-65.
- Popp, T., (1995): Correcting atmospheric masking to retrieve the spectral albedo of land surfaces from satellite measurements. *International Journal of Remote Sensing*, Vol.16, No.18, 3483-3508.
- Rao, C.R., (1984): Photosynthetically active components of global solar radiation: measurements and model computations. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioclim. Ser., B* 34, 353-364.
- Reichstein, M., Tenhunen, J., Running, S., Baldocchi, D. D., Bernhofer, C., Granier, A., Rambal, S., Ourcival, J.-M., Grünwald, T., (2002): Validation effort of MODIS GPP/NPP/LAI products at European FLUXNET sites. *EOS Transactions American Geophysical Union* 83, Fall Meeting Suppl., 45-46.
- Revelle, R., (1982): Carbon dioxide and world climate. *Scientific American*, 147, 35-43.
- Running, S.W., Hunt, E. R., (1993): Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes, BIOME-BGC, and an application for global-scale models. In: *Scaling Physiological Processes: Leaf to Globe*, edited by J.R. Ehlering and C. Field. Academic Press, London, 141-158.
- Running, S.W., Justice, C.O., Salomonson, V.V., Hall, D., Barker, J., Kaufmann, Y.J., Strahler, A.H., Heute, A.R., Muller, J.P., Vanderbilt, V., Wan, Z.M., Teillet, P. and Carneggie, D., (1994): Terrestrial remote sensing science and algorithms planned for EOS/MODIS. *International journal of Remote Sensing*, Vol.15, No.17, 3587-3620.
- Saunders, R.W., Kriebel, K.T., (1988): An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, Vol.9, No.1, 123-150.
- Schimel, D., Alves, D., Enting, I., Heimann, M., Joos, F., Raynaud, D., Wigley, T., (1996): CO₂ and the carbon cycle. In: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change: Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the IPCC*, Cambridge University Press, Cambridge, 65-86.
- Sellers, W.D., (1965): *Physical Climatology*. Univ. Chicago Press, Chicago, 272 S.
- Sellers, P.J., (1985): Canopy reflectance, photosynthesis, and respiration. *International journal of Remote Sensing*, Vol.6, 1335-1372.

- Shettle, E.P., (1989): Models of Aerosols, Clouds and Precipitation for Atmospheric Propagation Studies, In Atmospheric propagation in the UV, visible, IR and MM-region and related system aspects, AGARD Conf. Proc. pp. 15-1-15-13.
- Stamnes, K., Tsay, S.C., Wiscombe, W., Jayaweera, K., (1988): Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*, 27, 2503.
- Stephens, G.L., Ackermann, S., Smith, E.A., (1984): A Shortwave Parameterization Revised to Improve Cloud Absorption. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 687-690.
- Stigter, C.J., Musabilha, V.M., (1982): The conservative ratio of photosynthetically active to total radiation in the tropics. *Journal of applied Ecology*, 19, 853-858.
- Tarpley, J.D., (1979): Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 18, 1172-1181.
- Taylor, V.R., Stowe, L.L., (1984): Atlas of reflectance patterns for uniform earth and cloud surfaces (NIMBUS-7 ERB 61 days). NOAA Technical Report NESDIS 10.
- Van Weele, M.J., Martin, T.J., Blumthaler, M., Brogniez, C., et al., (2000): From model intercomparison toward benchmark UV spectra for six real atmospheric cases. *Journal of Geophysical Research*, 105, No.D4, 4915-4925.
- Weischet, W., (1995): Einführung in die Allgemeine Klimatologie. Teubner, Stuttgart, 276 S.
- Weiss, A., Norman, J.M., (1985): Partitioning solar radiation into direct and diffuse, visible and near-infrared components. *Agricultural and Forest Meteorology*, 34, 205-213.
- Zhang, X., Zhang, Y., Zhou, Y., (2000): Measuring and modelling photosynthetically active radiation in Tibet Plateau during April-October. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102, 207-212.

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1: Das elektromagnetische Spektrum (Kraus, 1988).
- Abb. 2: Energieverteilungsspektrum der Solarstrahlung ohne und mit Atmosphäreinfluss sowie die theoretische Energieverteilung für einen schwarzen Körper mit der Oberflächentemperatur der Sonne (Weischet, 1995).
- Abb. 3: Eine schematische Darstellung der Streu- und Absorptionsprozesse in der Atmosphäre beim Durchgang der kurzwelligeren solaren Strahlung durch die Atmosphäre.
- Abb. 4: a) Photosyntheserate in Abhängigkeit der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) für Vegetation mit horizontal ausgerichteten Blättern und einem LAI (Leaf Area Index) zwischen 0.1 bis 6 (Sellers, 1985). b) Bruttoprimärproduktion für einen homogenen, 20°C warmen Ozean mit einem Chlorophyll-Gehalt von 0.3 mg m⁻³, 1 mg m⁻³, 3 mg m⁻³ und 10 mg m⁻³ (Frouin & Pinker, 1995).
- Abb. 5: Tagesgang der PAR [W/m²] für unterschiedliche atmosphärische Bedingungen aus Stationsdaten (Erlangen, 49.64 N / 11.00 E, ELDONET-Messnetz) für den 1.5.99 („teilweise bewölkt“), 3.5.99 („wolkenfrei“) und 5.5.99 („total bewölkt“).
- Abb. 6: Tagessumme der PAR [MJ/m²/d], gemessen an der ELDONET-Bodenstation in Erlangen (49.64 N / 11.00 E) für den Monat Mai 1999.
- Abb. 7: Berechnete PAR in Abhängigkeit von Zenitdistanz der Sonne für die direkte und diffuse PAR (wolkenfreie Verhältnisse) und für die diffuse PAR für einen homogen bewölkten Halbraum mit einer optischen Dicke von Wolken von $\delta_{C(680)} = 100$.
- Abb. 8: Berechnete PAR in Abhängigkeit von a) Geländehöhe für die direkte und diffuse PAR (wolkenfreie Verhältnisse) und für die diffuse PAR für einen homogen bewölkten Halbraum ($\delta_{C(680)} = 100$) und von der b) Bodenalbedo für wolkenfreie Verhältnisse sowie für homogene Bewölkung ($\delta_{C(680)} = 50$ und $\delta_{C(680)} = 100$).
- Abb. 9: a) Berechnete Transmissionskoeffizienten (τ) im Wellenlängenbereich zwischen 400 nm-700 nm in Abhängigkeit von niederschlagsfähigem Wasser (p_w) und stratosphärischem Ozon-gehalt (oz) b) Berechnete PAR in Abhängigkeit der optischen Dicke von Aerosol bei $\lambda = 550$ nm für die Aerosoltypen nach Shettle (1989) „urban“, „rural“, „tropospheric“ und „maritim“.
- Abb. 10: a) Tagesgang der optischen Dicke von Aerosol am 1. Mai 1999, für die Wellenlängen $\lambda = 670$ nm und $\lambda = 440$ nm. b) Gang des Tagesmittelwertes der AOT zwischen Mai und September 1999 für die Wellenlängen $\lambda = 670$ nm und $\lambda = 440$ nm. Die Daten stammen aus der AERONET-Datenbank (Level 1.5 Daten) von der Messstation Lille (50°N, 3°E). Gemessen wurde mit einem Sonnen-Photometer.

- Abb. 11: Berechnete PAR in Abhängigkeit von der optischen Dicke von Wolken und dem effektiven Radius (r_{eff}) von a) Wassertropfen b) Eistropfen im Vergleich zur Wasserwolke ($r_{\text{eff}} = 10\mu\text{m}$).
- Abb. 12: Schematische Darstellung der Prozessierungskette zum Ableiten der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR). Das Modul SIRA besteht aus Algorithmen zur Pixelweisen Berechnung der PAR für heterogene atmosphärische Verhältnisse. Blau gekennzeichnet sind die in der Prozessierung berechneten Ausgabegrößen.
- Abb.13: Farbkomposit-Darstellung aus den georeferenzierten und kalibrierten Kanälen 1, 2 und 5 der AVHRR/NOAA14-Szene vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Der rot markierte Bereich begrenzt einen Ausschnitt, der für eine Sensitivitätsuntersuchung der optischen Dicke von Wolken verwendet wurde (s. Kapitel 4.3.3).
- Abb. 14: Maximale rundungsbedingte relative Fehler in der PAR aufgrund der durch die gegebene Schrittweite definierten Werte der Look-Up Tabelle in Abhängigkeit von der a) optischen Dicke von Wolken (COT) und der Zenitdistanz der Sonne und b) von der optischen Dicke von Aerosol für wolkenfreie Verhältnisse sowie homogen bewölkte Verhältnisse mit einer COT von $\delta_{C(680)} = 50$.
- Abb. 15: Wolkenmaske, abgeleitet mit APOLLO aus AVHRR/NOAA14, 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Es wird unterschieden zwischen wolkenfreien Pixel („clear“), total bewölkten Pixel („fully cloudy“) und teilweise bewölkten Pixel („partially cloudy“).
- Abb. 16: Verteilung der optischen Dicke von Wolken bei $\lambda = 680 \text{ nm}$ über Europa, abgeleitet mit APOLLO aus AVHRR/NOAA14 vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC.
- Abb. 17: Die gemessenen Strahldichten im AVHRR-Kanal 1 in Bezug zur optischen Dicke von Wolken, abgeleitet mit APOLLO für die AVHRR-Szene vom 1. Mai 1999, aufgeschlüsselt für verschiedene Anisotropieklassen vor dem Hintergrund aller abgeleiteten Pixel.
- Abb. 18: Die optische Dicke von Wolken in Abhängigkeit von den am Sensor gemessenen Strahldichten im AVHRR-Kanal 1 für verschiedene Zenitdistanzen der Sonne (Z_s) bei sonst konstanten Parametern, berechnet mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran und nach dem „correlated-k distribution“-Verfahren von Kratz (1995).
- Abb. 19: Vergleich zwischen der COT abgeleitet aus APOLLO (COT_A) und abgeleitet nach dem Verfahren von Kratz (COT_K). Die Unterschiede sind farblich hervorgehoben. Dabei gilt, $COT_A > COT_K$ (blau), $COT_A < COT_K$ (cyan), $COT_A > 0$ und $COT_K = 0$ (rot), $COT_A = 0$ und $COT_K > 0$ (orange und magenta), wobei die orange eingefärbten Pixel von Apollo als „teilweise bewölkt“ klassifiziert wurden.
- Abb. 20: Häufigkeitsverteilung der abgeleiteten COT für die AVHRR-Szene vom 1 Mai 1999, unterschieden nach der berechneten COT aus dem a) APOLLO-Verfahren und aus dem b) Kratz-Verfahren.

- Abb. 21: Luftdruckniveau der Wolken, abgeleitet mit APOLLO aus einer AVHRR/NOAA14-Szene vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Es wird unterschieden zwischen tiefe Wolken (> 700 hpa), mittelhohe Wolken (400 hpa - 700 hpa) und hohe Wolken (< 400 hpa).
- Abb. 22: Schematische Darstellung der Geometrie zwischen Satellit, Wolken und Erdoberfläche. Es wird die horizontale Abweichung (x), die in der Abbildung von Wolken durch das Wolken-erkennungsverfahren APOLLO entsteht, in Abhängigkeit vom Sensorzenit ($Z_{\text{sat}} = \alpha$) und Höhe der Wolkenoberkante (h_1) gezeigt.
- Abb. 23: Berechnete direkte PAR in Abhängigkeit von der optischen Dicke von Wolken für Wasser- und Eiswolken für eine Zenitdistanz der Sonne von $Z_s = 0^\circ$ und $Z_s = 30^\circ$. Es zeigt die vollständige Extinktion der direkten PAR durch Wolken mit einer COT von $\delta_{C(680)} > 5$.
- Abb. 24: Schematische Darstellung der Beleuchtungsgeometrie in Abhängigkeit von Sonne, Wolken und Erdoberfläche. Dargestellt ist die Abbildung des Wolkenschattens an der Erdoberfläche in Abhängigkeit von der Zenitdistanz der Sonne ($Z_s = \alpha$), Höhe der Wolkenunterkante (h_2) sowie Wolkenoberkante (h_1) für einen gegebenen Sonnenazimut.
- Abb. 25: Die nach dem DDV-Verfahren erkannten „Dunkelfelder“ für die Szene vom 1. Mai, 1999. „Dunkelfelder“ werden mit einem Schwellenwertverfahren aus der Differenz von NDVI und dem reflektiven Anteil im NIR (AVHRR-Kanal 2) oder aus dem reflektiven Anteil im MIR (AVHRR-Kanal 3) abgeleitet.
- Abb. 26: Verteilung der optischen Dicke von Aerosol bei $\lambda = 550$ nm über Europa, abgeleitet aus AVHRR/NOAA14 unter Verwendung von Teilen des SYNAER-Algorithmus für den 1. Mai 1999, 14.08 UTC.
- Abb. 27: Verteilung der direkten photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) in W/m^2 über Europa für den 1. Mai 1999, 14.08 UTC. Für die schwarzen Felder ist der Energieeintrag der direkten PAR Null.
- Abb. 28: Schematische Darstellung der Geometrie zur Berechnung des Raumwinkels (Ω) für einzelne Abschnitte (a^2) des Halbraums von einem Punkt P an der Erdoberfläche.
- Abb. 29: Verteilung der diffusen photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) über Europa für den 1. Mai, 1999, 14.08 UTC.
- Abb. 30: Schematische Darstellung der Datenprozessierung. Das Ergebnis zeigt die PAR für Europa zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme (1. Mai, 1999, 14.08 UTC).
- Abb. 31: Berechneter Korrelationskoeffizient für eine mittlere PAR aus einem 15, 60 und 180 Minuten Mittel der Bodenstationsmessungen in Abhängigkeit von der mittleren PAR aus einem Flächengitter. Die Werte der x-Achse geben eine Seitenlänge in Pixel des Flächengitters an. Gepunktete Linie: Bei der Berechnung der PAR wurde ein konstanter Wert der optischen Dicke von Aerosol von $\delta_{A(550)} = 0.3$ angenommen.

- Abb. 32: Berechnete Steigung für einen linearen Fit durch den Ursprung für eine mittlere PAR aus einem 15, 60 und 180 Minuten Mittel der Bodenstationsmessungen in Abhängigkeit von der mittleren PAR aus einem Flächengitter. Wobei die Werte der x-Achse eine Seitenlänge in Pixel des Flächengitters angeben. Gepunktete Linie: Bei der Berechnung der PAR wurde ein konstanter Wert der optischen Dicke von Aerosol von $\delta_{A(550)} = 0.3$ angenommen.
- Abb. 33: Gang der Zenitdistanz der Sonne zwischen Tages-Maximum und -Minimum für Hamburg und Rom für die Tage vom 21.6.99 und 22.9.99.
- Abb. 34: Verteilung der photosynthetisch aktiven Strahlung über Europa für den 1. Mai, 1999, 14.08 UTC. Berechneter Mittelwert aus einem 25 * 25 Pixel großem Flächengitter, repräsentativ für ein 1, 5, 15, 30, 60, 90 und 120 Minuten Mittel der PAR.
- Abb. 35: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR über ein Flächengitter von 25 * 25 Pixel und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 15 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten) mit einer linearen Regressionsanalyse für 337 Messpunkte.
- Abb. 36: Häufigkeitsverteilung der relativen und der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR (25 * 25 Pixelgitter) und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 15 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten).
- Abb. 37: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR über ein Flächengitter von 25 * 25 Pixel und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 60 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten) mit einer linearen Regressionsanalyse für 337 Messpunkte.
- Abb. 38: Häufigkeitsverteilung der relativen und der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR (25 * 25 Pixelgitter) und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 60 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten).
- Abb. 39: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR über ein Flächengitter von 75 * 75 Pixel und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 180 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten) mit einer linearen Regressionsanalyse für 337 Messpunkte.
- Abb. 40: Häufigkeitsverteilung der relativen und der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR (75 * 75 Pixelgitter) und der mittleren PAR aus Bodenmessstationen für ein Zeitintervall (t) von 180 Minuten ($\pm t/2$ vom Aufnahmezeitpunkt des Satelliten).
- Abb. 41: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR und der PAR aus Bodenmessstationen, berechnet aus einem Flächengitter von 25 * 25 Pixel für ein Zeitintervall von 15 Minuten in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnisse unter Verwendung der Wolkenerkennungsverfahren nach a) APOLLO und nach b) Kratz (beide aus AVHRR/NOAA14).
- Abb. 42: Häufigkeitsverteilungen der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR (25 * 25 Pixelgitter) und Stationsdaten (15 Minuten Mittel) für a) „homogen wolkenfreie“, b) „homogen bewölkte“ und c) „heterogen bewölkte“ Bewölkungsverhältnisse.

- Abb. 43: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR und der PAR aus Bodenmessstationen, berechnet aus einem Flächengitter von $25 * 25$ Pixel für ein Zeitintervall von 15 Minuten in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnisse unter Verwendung der Wolkenerkennungsverfahren nach a) APOLLO und nach b) Kratz (beide aus AVHRR/NOAA15).
- Abb. 44: Verteilung der PAR über Europa für den 1. Mai 1999, repräsentativ für die Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne, pixelweise gemittelt aus einem $99 * 99$ Pixel großem Flächengitter (AVHRR/NOAA14).
- Abb. 45: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR über ein Flächengitter von $99 * 99$ Pixel aus AVHRR/NOAA14 und der PAR aus Bodenmessstationen für eine Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne mit einer linearen Regressionsanalyse für 337 Messpunkte.
- Abb. 46: Häufigkeitsverteilung der relativen und der absoluten Differenz zwischen abgeleiteter PAR ($99 * 99$ Pixel Flächengitter) aus AVHRR/NOAA14 und der PAR aus Bodenmessstationen (Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz).
- Abb. 47: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR und der von Bodenmessstationen gemessenen PAR, berechnet für ein Flächengitter von $99 * 99$ Pixel als Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen unter Verwendung des APOLLO-Verfahrens zum Ableiten der Wolkenparameter aus AVHRR/NOAA14.
- Abb. 48: Häufigkeitsverteilung der absoluten Abweichung der abgeleiteten PAR ($99 * 99$ Gitter, AVHRR/NOAA14) von der PAR aus Bodenmessstationen (Halbtagessumme zwischen Tages-Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne) für a) „homogen wolkenfreie“, b) „homogen bewölkte“ und c) „heterogen bewölkte“ Bewölkungsverhältnisse.
- Abb. 49: Verteilung der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) über Europa für den 1. Mai 1999, repräsentativ für die Halbtagessumme zwischen Tages-Minimum und -Maximum der Zenitdistanz der Sonne, pixelweise gemittelt für ein $99 * 99$ Pixel großes Flächengitter (AVHRR/NOAA15).
- Abb. 50: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR für ein Flächengitter von $99 * 99$ Pixel aus AVHRR/NOAA15 mit der PAR von Bodenmessstationen für eine Halbtagessumme zwischen Tages-Minimum und -Maximum der Zenitdistanz der Sonne mit einer linearen Regressionsanalyse für 238 Messpunkte.
- Abb. 51: Häufigkeitsverteilung der relativen Differenz (links) und der absoluten Differenz (rechts) der abgeleiteten PAR ($99 * 99$ Pixel Flächengitter) aus AVHRR/NOAA15 von der PAR aus Bodenmessstationen (Halbtagessumme zwischen Tages-Minimum und -Maximum der Zenitdistanz der Sonne).

- Abb. 52: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR und der von Bodenmessstationen gemessenen PAR, berechnet für ein Flächengitter von $99 * 99$ Pixel als Halbtagessumme zwischen Tages-Minimum und -Maximum der Zenitdistanz in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen unter Verwendung des APOLLO-Verfahrens zum Ableiten der Wolkenparameter aus AVHRR/NOAA15.
- Abb. 53: Häufigkeitsverteilung der absoluten Abweichung der abgeleiteten PAR ($99 * 99$ Pixel Flächengitter) von der PAR aus Bodenmessstationen (Halbtagessumme zwischen Tages Maximum und -Minimum der Zenitdistanz der Sonne) für a) „homogen wolkenfreie“, b) „homogen bewölkte“ und c) „heterogen bewölkte“ Bedingungen.
- Abb. 54: Verteilung der photosynthetisch aktiven Strahlung für Europa für den 1. Mai 1999 repräsentativ für die Tagessumme, pixelweise gemittelt für ein $99 * 99$ Pixel großes Flächengitter aus AVHRR/NOAA14 vom 1. Mai 1999, 14.08 UTC und AVHRR/NOAA15 vom 1. Mai 1999, 7.47 UTC.
- Abb. 55: Vergleich zwischen abgeleiteter PAR für ein Flächengitter von $99 * 99$ Pixel (AVHRR/NOAA14 und AVHRR/NOAA15) und der PAR von Bodenmessstationen als Tagessumme mit einer linearen Regressionsanalyse für 235 Messpunkte.
- Abb. 56: Häufigkeitsverteilungen der relativen Abweichungen (a,c) und der absoluten Abweichungen (b,d) der abgeleiteten PAR ($99 * 99$ Pixel Flächengitter) aus AVHRR/NOAA14 und AVHRR/NOAA15 von der PAR aus Bodenmessstationen (Tagessumme) für a), b) die PAR abgeleitet mit der COT aus dem APOLLO-Verfahren und dem Kratz-Verfahren und c), d) die PAR abgeleitet mit der AOT abgeleitet aus Fernerkundungsdaten und mit einer konstanten AOT ($\delta_{A(550)} = 0.3$).
- Abb. 57: Vergleich zwischen den abgeleiteten Globalstrahlungsdaten und der Bodenstationsdaten von Tharandt für Messungen der Tagessumme innerhalb dem Zeitraum Mai und September für a) DAO-Daten für 2001. In: Reichstein et al., (2002), und b) Abgeleitet aus dem in dieser Arbeit vorgestelltem Verfahren SIRA für 1999 mit $GLO = PAR / 0.45$.

Tabellenverzeichnis

- Tab. 1: Spektrale Eigenschaften der Sensoren AVHRR/2 an Bord des NOAA14 und AVHRR/3 an Bord des NOAA15 (NCDC/NOAA, 2000).
- Tab.2: Durchschnittliche Albeden (α_B) für verschiedene Oberflächen. Aus: Sellers (1965) und Monteith (1973).
- Tab. 3: Berechneter Korrelationskoeffizient in Abhängigkeit von der mittleren PAR aus einem Flächengitter (f^2 in Pixel) der abgeleiteten Daten und der mittleren PAR eines Zeitintervalls (t in Minuten) aus Bodenstationsdaten.
- Tab. 4: Berechnete Steigung aus einem linearen Fit durch den Ursprung in Abhängigkeit der mittleren PAR aus einem Flächengitter (f^2 in Pixel) der abgeleiteten Daten und der mittleren PAR eines Zeitintervalls (t in Minuten) aus Stationsdaten.
- Tab. 5: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für ein 15, 60 und 180 Minuten Mittel der abgeleiteten PAR. Erster Wert wurde mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen die berechneten Werte aus dem gesamten Stichprobenumfang.
- Tab. 6: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die PAR aus AVHRR/NOAA14 für ein 15 Minuten Mittel in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen („homogen wolkenfrei“, „homogen bewölkt“, „heterogen bewölkt“). Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.
- Tab. 7: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die PAR aus AVHRR/NOAA15 für ein 15 Minuten Mittel in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen („homogen wolkenfrei“, „homogen bewölkt“, „heterogen bewölkt“). Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.
- Tab. 8: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die PAR aus AVHRR/NOAA14 für ein Halbtagesmittel in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen („homogen wolkenfrei“, „homogen bewölkt“, „heterogen bewölkt“). Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.
- Tab. 9: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die PAR aus AVHRR/NOAA15 für ein Halbtagesmittel in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bewölkungsverhältnissen („homogen wolkenfrei“, „homogen bewölkt“, „heterogen bewölkt“). Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.

Tab. 10: Statistik [RMSE, MAE, MBE, (s. Gleichung (8), (9), (10))] für die Tagessumme der PAR, abgeleitet aus AVHRR/NOAA14 und AVHRR/NOAA15. Die Werte wurden mit einem Konfidenzintervall von 95 % berechnet. In Klammern stehen Werte für den gesamten Stichprobenumfang.

Verzeichnis der Symbole und Abkürzungen

| | |
|-------------------|--|
| α_B | : Bodenalbedo |
| $\delta_{A(550)}$ | : Optische Dicke von Aerosol bei 550 nm |
| $\delta_{C(680)}$ | : Optische Dicke von Wolken bei 680 nm |
| λ | : Wellenlänge |
| ν | : Frequenz |
| τ | : Transmissionskoeffizient |
| τ_{pw} | : Transmissionskoeffizient von niederschlagsfähigem Wasser (pw) |
| τ_{oz} | : Transmissionskoeffizient für stratosphärisches Ozon (oz) |
| τ_{ges} | : Transmissionskoeffizient für pw und oz |
| Ω | : Raumwinkel |
| a | : Seitenlänge eines Abschnitts im Halbraum |
| AERONET | : Aerosol Robotic Network |
| AOT | : Aerosol Optical Thickness |
| APOLLO | : AVHRR Processing scheme Over clouds Land and Ocean |
| ATSR-2 | : Along Track Scanning Radiometer on board of ERS 1 & 2 |
| AU | : Astronomical unit (1 AU) = 149,597,870.691 km |
| AVHRR/NOAA | : Advanced Very High Resolution Radiometer on board of NOAA Polar-orbiting satellite series |
| B | : Schätzwert |
| COT | : Cloud Optical Thickness |
| COT_A | : COT abgeleitet nach dem APOLLO-Verfahren |
| COT_K | : COT abgeleitet nach dem Kratz-Verfahren |
| CTT | : Cloud Top Temperature |
| D_j | : Julianischer Tag |
| D_Y | : Anzahl der Tage im Jahr |
| DAO | : Data Assimilation Office (NASA) |
| DDV | : Dark Dense Vegetation |
| DLR-DFD | : Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt – Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum |
| dif_{PAR} | : Diffuser Strahlungsanteil eines Segments (S) des Halbraums |
| ECMWF | : European Center for Medium range Weather Forecast |

| | |
|------------|---|
| ELDONET | : European Light Dosimeter Network |
| ENVISAT | : Environmental Monitoring Satellite |
| EPS | : Eumetsat Polar System |
| ERS 1 & 2 | : Esa Remote-Sensing Satellite 1 and 2 |
| EUMETSAT | : Europe's Meteorological Satellite Organisation |
| f | : Seitenlänge eines Gitters |
| Δf | : Distanz von einem Bodenpunkt im Halbraum |
| GLO | : Globalstrahlung |
| GOME | : Global Ozone Monitoring Experiment on board of ERS 1 & 2 |
| GPP | : Gross Primary Production |
| GTOS | : Global Terrestrial Observing System |
| H | : Geländehöhe |
| h_1 | : Höhe der Wolkenoberkante |
| h_2 | : Höhe der Wolkenunterkante |
| IPCC | : Intergovernmental Panel on Climate Change |
| ISCCP | : International Satellite Cloud Climatology Project |
| k | : Konvertierungsfaktor zur Bestimmung der PAR ($GLO * k = PAR$) |
| LUT | : Look-Up Tabelle |
| MAE | : Mean Absolute Error |
| MBE | : Mean Bias Error |
| MERIS | : Medium Resolution Imaging Spectrometer |
| METEOSAT | : Geostationary Meteorological Satellites (EUMETSAT) |
| METOP | : Meteorological Operational Satellite |
| MIR | : Mittleres Infrarot |
| MODIS | : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer |
| MSG | : Meteosat Second Generation (Geostationary Satellite) |
| N | : Stichprobenumfang |
| n | : Normierungskoeffizient |
| NASA | : US National Aeronautics and Space Administration |
| NCDC | : National Climatic Data Center (NASA) |
| NDVI | : Normalized Difference Vegetation Index |
| NIMBUS | : Operational weather satellites operated by NOAA and NASA |
| NIR | : Nahes Infrarot |
| NOAA | : National Oceanic and Atmospheric Administration |

| | |
|------------------------------------|--|
| NPP | : Net Primary Production |
| O | : Bodenstationswert |
| oz | : Stratosphärisches Ozon |
| P | : Punkt an der Erdoberfläche |
| PAR | : Photosynthetisch Aktive Strahlung |
| PAR _{dir} | : Direkte PAR |
| PAR _{dif} | : Diffuse PAR |
| PAR _{DIR_LUT} | : Mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran berechnete direkte PAR |
| PAR _{DIF_LUT} | : Mit dem Strahlungstransfermodell LibRadtran berechnete diffuse PAR |
| Δ PAR | : Abweichung der PAR |
| PEM | : Production Efficiency Model |
| pw | : Niederschlagsfähiges Wasser (Precipitable Water) |
| Q | : Photonenenergie |
| R | : Korrelationskoeffizient |
| r | : Radius |
| r _{eff} | : Effektive Tröpfchenradius von Wolken |
| RMSE | : Root Mean Square Error |
| SEVIRI | : Spinning Enhanced Visible InfraRed Imager (on board of MSG) |
| SIRA | : Solar Irradiance Retrieval Algorithms |
| SYNAER | : Synergetic Aerosol Retrieval |
| t | : Zeitintervall |
| TIR | : Thermales Infrarot |
| TOC | : Top of Canopy |
| TOMS | : Total Ozone Mapping Spectrometer |
| u | : Faktor in Abhängigkeit von der Distanz zwischen Sonne und Erde |
| UV | : Ultraviolette Strahlung |
| VIS | : Sichtbare Strahlung |
| x, x ₁ , x ₂ | : Horizontaler Versatz der Wolkenabbildung an der Erdoberfläche |
| \bar{x} | : Arithmetisches Mittel |
| \bar{y} | : Median |
| Z _s | : Zenitdistanz der Sonne |
| Z _{sat} | : Sensorzenitwinkel |

LEBENS LAUF

Sasa Fistic

04.11.1974 Aalen

ledig

deutsch

Schulbildung

1981 - 1985

Grundschule Aalen

1985 - 1994

Theodor - Heuss - Gymnasium Aalen

Hochschullaufbahn

10/1994 – 1/1995

Studium an der Universität Basel:

Diplom Geographie

1/1995 – 2/1997

Grundstudium an der Ludwig - Maximilians - Universität München:

Diplom der Physischen Geographie

2/1997 – 8/1999

Hauptstudium mit den Schwerpunkten Physische Geographie, Fernerkundung, GIS, Klimatologie

7/2000 – 8/2000

Hauptdiplomprüfungen in den Fächern:

Physische Geographie, Fernerkundung, Ökoklimatologie

11/2000

Beendigung des Studiums mit einer Diplomarbeit mit dem Thema „Strahlungsmodellierung im Hochgebirge und Vegetationsmonitoring mit Fernerkundungsdaten – Eine GIS basierte Klimaökologische Untersuchung im Pàramo von Papallacta, Ecuador“.

3/2001 – 7/2004

Promotion an der TU München, Institut für Ökoklimatologie mit dem Thema: „Die Bestimmung der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) für heterogene atmosphärische Bedingungen“.

Berufserfahrung, praktische Tätigkeit

- 10/1998 – 1/1999 Auslandspraktikum bei CSIRO, division of atmospheric research,
group climate modeling, Melbourne/Aspendale
- Erfahrungen Klimamodellierung und Prozessentwicklung zum Thema:
„Auswirkungen des Treibhauseffekts auf Westeuropa aufgrund
eines 200-jährigen CGCM-Laufs nach dem IPCC IS92a Szenario.“
- 7/1999 – 5/2000 Hilfwissenschaftliche Tätigkeit am Physisch-Geographischen
Institut München im Fachbereich Fernerkundung
- Erfahrungen Geokodierung und Maskierung von NOAA-Daten
- Seit 3/2001 Wissenschaftlicher Angestellter am DLR-DFD Oberpfaffenhofen, Ab-
teilung „Klima- und Atmosphärenprodukte – Wechselwirkung Bio-
sphäre-Atmosphäre“
- Erfahrungen Bearbeitung und Anfertigung der Dissertation. Mitarbeit am Projekt
„Vegetationsmodellierung und Kohlenstoffkreislauf“
- 9/2002 Teilnahme an „9th International Symp. on Remote Sensing, Crete“
7/2003 Teilnahme an „IGARSS 2003, Toulouse“

Kenntnisse

- Sprachen Serbokroatisch, Englisch und Französisch sehr gut in Wort
und Schrift, Spanisch Grundkenntnisse.
- EDV Regelmäßige Arbeit mit, UNIX, LINUX, Windows XP und den
Anwendungsprogrammen Microsoft Office Professional.
Einschlägige Erfahrungen mit ARCVIEW, IDRISI, ENVI, ERDAS.

Programmiersprachen C, FORTRAN, IDL

München, den 30.07.2004

Sasa Fistic