

**Der indirekte Einfluss von Aerosol  
aus Schiffsemissionen  
auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre:  
Untersuchung mittels Fernerkundungsdaten**

Mathias Michael Schreier

Universität Bremen 2008

---

**Der indirekte Einfluss von Aerosol  
aus Schiffsemissionen  
auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre:  
Untersuchung mittels Fernerkundungsdaten**

---

Vom Fachbereich Physik, Elektro- und Informationstechnik  
der Universität Bremen

genehmigte

**Dissertation**

zur Erlangung des akademischen Grades

**Doktor rer. nat.**

von: Dipl.-Met. Mathias Michael Schreier  
aus Bremen

eingereicht am: 18. September 2007

Tag des mündlichen Kolloquiums: 16. November 2007

1. Gutachter: Dr. Veronika Eyring

2. Gutachter: Prof. John P. Burrows

---



## Kurzfassung

Emissionen anthropogener Quellen sind in der Lage die optischen Eigenschaften einer Wolke zu ändern und deren Rückstreuung zu beeinflussen. Dies ist bekannt als *indirekter Aerosoleffekt*. Insbesondere die Partikel- und schwefelhaltigen Emission des internationalen Schiffsverkehrs, welche einen Großteil der Emissionen des Transportsektors ausmachen, können das Reflexionsvermögen der Wolke verändern, da sie die saubere maritime Grenzschicht durch eine Erhöhung von möglichen Wolkenkondensationskeimen (WKK) beeinflussen. Dies kann zu einer Änderung der optischen und mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken führen und die Strahlungsbilanz über und unter der Wolke beeinflussen. Anzeichen dieses Effektes können in Satellitendaten beobachtet werden, die sog. *Ship Tracks*. Das Ziel dieser Arbeit ist, die Strahlungs- und klimatischen Effekte dieser Wolkenveränderungen auf lokaler und globaler Skala zu untersuchen.

Dazu werden im ersten Teil lokale Strahlungseffekte der Ship Tracks anhand einer einzelnen Satellitenszene an der Westküste Noramerikas überprüft. Die optischen und mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken werden bestimmt und ein Algorithmus wird überprüft, um Ship Tracks von unbeeinflussten Wolken zu unterscheiden. Die Wolkenparameter werden benutzt, um die Strahlungsbilanz über und unter der Wolke zu errechnen. Für einen Sonnenzenitwinkel von  $63^\circ$  zeigen Ship Tracks hier ein erhöhtes Reflexionsvermögen von  $41 \text{ Wm}^{-2}$  am Oberrand der Atmosphäre (ODA). Diese erhöhte Rückstreuung erzeugt für die gesamte analysierte Szene einen Energieverlust von  $-2.0 \text{ Wm}^{-2}$ .

Im zweiten Teil wurde die Wirkung auf globaler Skala anhand eines gesamten Jahres an Satellitendaten abgeschätzt. Dazu wird ein Algorithmus genutzt, um Szenen mit niedrigen maritime Wolken zu ermitteln. Diese Szenen wurden auf Ship Tracks überprüft. Die Resultate zeigen eine hohe zeitliche Variation des Auftretens von Ship Tracks mit einem Maximum von Juli bis September. Sie zeigen auch eine hohe räumliche Variation mit Höchstwerten im Nordpazifik und an der Westküste von Südafrika. Die Analyse der zurückgestreuten Strahlung zeigt beim Vergleich mit der Umgebung Unterschiede von 0 und  $100 \text{ Wm}^{-2}$ . Daraus resultieren für bestimmte Regionen an der Westküste von Nordamerika Strahlungsverluste bis zu  $-50 \text{ mWm}^{-2}$ . Das globale Jahresmittel ist allerdings klein ( $-0.4$  bis  $-0.6 \text{ mWm}^{-2}$ ) und vernachlässigbar im Vergleich mit anderen anthropogenen Beiträgen.

Da die Resultate des zweiten Teils sich von globalen Modell-Studien unterscheiden, beschäftigt sich der dritte Teil der Analyse mit dem möglichen langfristigen Einfluss der Schiffsemissionen auf die Wolkeneigenschaften in der maritimen Grenzschicht. Die optischen Eigenschaften und Strahlungstransferrechnungen werden für unterschiedliche Gebiete genutzt, um Anzeichen für den Einfluss der Schiffsemissionen auf Wolken zu finden. Für Regionen in hoher Entfernung von der Küste, in denen kontinentale Einflüsse relativ gering sind, zeigen sich in den Satellitendaten Indizien, die nachhaltige indirekte Aerosoleffekte durch Schiffsemissionen belegen. Zusätzlich zeigt sich, dass in verschiedenen Gebieten unterschiedliche Reaktionen der Wolken auf die Schiffsemissionen auftreten könnten.

## Abstract

The emissions from anthropogenic sources are able to change cloud optical properties and can affect the cloud backscattering, known as “indirect aerosoleffect“. Especially the particulate and sulfuric emissions from international shipping, which contribute significantly to the total budget of anthropogenic emissions from the transportation sector, can result in changes of cloud reflectance. In the clean marine environment, the amount of cloud condensation nuclei (CCN) is small and low marine clouds usually have large droplet radii combined with low droplet numbers compared to continental clouds. Emissions of aerosols and their precursors by ships result in a high amount of additional CCNs and can possibly lead to a change of the optical and microphysical properties of clouds. This can affect the radiation budget below and above the cloud. Obvious evidence can be seen in satellite data, known as Ship Tracks. The aim of this work is to investigate their radiative and climatic effects on a local and global scale.

In the first part, local radiative effects of ship tracks are examined. Here, satellite data are used to examine a scene where ship tracks were detected close to the North American West-Coast. The cloud optical and microphysical properties are derived and an algorithm is examined to distinguish ship-track-pixels from the unperturbed cloud pixels. The resulting cloud properties are used to calculate the radiation budget below and above the cloud. Assuming a mean solar zenith angle of  $63^\circ$  for the selected scene, the mean reflectance at top of atmosphere (TOA) is increased by  $41 \text{ Wm}^{-2}$ . For the entire analyzed scene, the increased backscattered solar radiation at TOA results in a loss of  $-2.0 \text{ Wm}^{-2}$ .

The first part showed that ship tracks change the radiation budget on a local scale. Therefore, in a second step the radiative impact on global scale is estimated by one year of satellite data. An algorithm is developed to extract scenes dominated by marine low clouds and these scenes are examined for ship tracks. The results show a high temporal variability of ship track occurrence with peak values from July to September. They also show a high spatial variability with peak values in the North Pacific Ocean and off the west coast of southern Africa. The analysis of backscattered radiation at top of the atmosphere (TOA) compared to the surrounding area reveals enhanced backscattering with values between 0 and  $100 \text{ Wm}^{-2}$ . For particular regions off the west coast of North America, the annual mean radiative forcing due to ship tracks can be up to  $-50 \text{ mWm}^{-2}$ . The global annual mean RF due to ship tracks is small ( $-0.4$  to  $-0.6 \text{ mWm}^{-2}$ ) and negligible compared to other anthropogenic RF contributions and model results.

The results of the second part differ from global model studies. Therefore, the third part of the analysis is concerned with the possible long-term influence of ship emissions on cloud properties in the marine boundary layer. Cloud optical properties and radiative transfer estimations are used for different global areas, to find indications of influence of ship emissions on clouds. The results for regions far away from the coast indicate an influence of ship emissions on clouds. They also indicate possible different reactions of cloud properties in different regions, when disturbed by ship emissions.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>7</b>
<b>2</b>	<b>Klima und anthropogene Einflüsse</b>	<b>9</b>
2.1	Energiebilanz der Atmosphäre . . . . .	9
2.2	Anthropogene Klimaeinflüsse . . . . .	10
2.3	Aerosol und Wolken . . . . .	12
2.3.1	Aerosol . . . . .	12
2.3.2	Aerosol als Wolkenkondensationskeime . . . . .	13
2.3.3	Wolken . . . . .	15
2.3.4	Strahlungstransfer und Mie-Streuung . . . . .	15
2.3.5	Der effektive Radius . . . . .	19
2.3.6	Die wolken-optische Dicke und die Einfachstreueralbedo . . . . .	19
2.4	Die anthropogenen Aerosoleffekte . . . . .	21
2.4.1	Der direkte Aerosoleffekt . . . . .	21
2.4.2	Der indirekte Aerosoleffekt . . . . .	22
2.5	Die maritime Grenzschicht . . . . .	26
2.5.1	Maritimes Aerosol . . . . .	27
2.5.2	Wolkenkondensationskeime in der maritimen Grenzschicht . . . . .	28
2.5.3	Wolken in der maritimen Grenzschicht . . . . .	28
2.6	Emissionen über dem Meer: Der Schiffsverkehr . . . . .	30
2.6.1	Globaler Schiffsverkehr . . . . .	30
2.6.2	Treibstoff und Emissionen von Schiffen im Vergleich . . . . .	31
2.6.3	Reglementierungen und Zukunft von Schiffsemissionen . . . . .	34
2.7	Der sichtbare indirekte Aerosoleffekt über dem Meer: Ship Tracks . . . . .	34
2.7.1	Erkenntnisse über Ship Tracks vor dieser Arbeit . . . . .	35
<b>3</b>	<b>Motivation und grundlegende Methodik der Arbeit</b>	<b>39</b>
3.1	Fragen über Ship Tracks nach dem MAST-Experiment . . . . .	39
3.2	Lösungsansatz und grundsätzliche Methodik . . . . .	40
3.2.1	Auswahl der Satelliteninstrumente . . . . .	40
3.2.2	Nutzung von MODIS und AATSR . . . . .	41
3.2.3	Bestimmung der optischen Parameter . . . . .	42
3.2.4	Weitere Wolkenparameter . . . . .	44
3.2.5	Bestimmung des Strahlungstransfers . . . . .	45

<b>4</b>	<b>Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt</b>	<b>47</b>
4.1	Lokaler Effekt von Ship Tracks . . . . .	48
4.1.1	Ausgewählte Ship Track Szene . . . . .	49
4.1.2	Einfluss durch möglicher Veränderungen der Ozeanalbedo . . . . .	51
4.1.3	Abgrenzung der Ship Tracks von den normalen Wolken . . . . .	55
4.1.4	Wolkenparameter . . . . .	58
4.1.5	Lokaler Strahlungseffekt von Ship Tracks . . . . .	63
4.1.6	Zwischenbilanz: Der lokale Effekt . . . . .	70
4.2	Globale Verteilung und Strahlungseffekt von Ship Tracks . . . . .	72
4.2.1	Analyse der Daten auf tiefe maritime Wolken . . . . .	73
4.2.2	Analyse der Daten nach Ship Tracks: Verteilung der Anzahl . . . . .	77
4.2.3	Globale Verteilung und Bedeckungsgrad von Ship Tracks . . . . .	79
4.2.4	Der Einfluss von Ship Tracks auf den Strahlungshaushalt . . . . .	84
4.2.5	Fehlerquellen . . . . .	88
4.2.6	Zwischenbilanz: globale Ship Track-Analyse . . . . .	89
4.3	Der weitere Einfluss durch Schiffsemissionen auf Wolken . . . . .	91
4.3.1	Analyse der Wolkenparameter tiefer maritimer Wolken . . . . .	92
4.3.2	Korrelation von Wolkenparameter und Ship Tracks/Schiffsdichte . . . . .	93
4.3.3	Einteilung nach Schiffsdichten . . . . .	96
4.3.4	Offshore-Verteilungsfunktionen für verschiedene Schiffsdichten . . . . .	97
4.3.5	Globale Strahlungsbilanz bei konstantem Sonnenzenitwinkel . . . . .	101
4.3.6	Vergleich von Gebieten mit hoher und niedriger Ship Track-Dichte . . . . .	104
4.3.7	Zwischenbilanz: Wolkenparameter und Schiffsdichte . . . . .	109
<b>5</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>111</b>
5.1	Was wurde gezeigt . . . . .	111
5.2	Anwendungen der Ship Track- und Wolken-Analyse . . . . .	114
5.3	Weiterführende Analysen . . . . .	115
<b>A</b>	<b>Anhang</b>	<b>117</b>
A.1	Programme und Instrumente . . . . .	117
A.1.1	Satelliten-Instrumente . . . . .	117
A.1.2	Wolkenparameterbestimmung mit SACURA . . . . .	120
A.1.3	Strahlungstransferprogramm libRadtran . . . . .	127
A.2	Zeichenerklärung . . . . .	132
A.3	Abkürzungen . . . . .	136
A.4	Begriffsklärungen . . . . .	137
A.5	Angesprochene physikalische Gleichungen . . . . .	139
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>143</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>147</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>149</b>

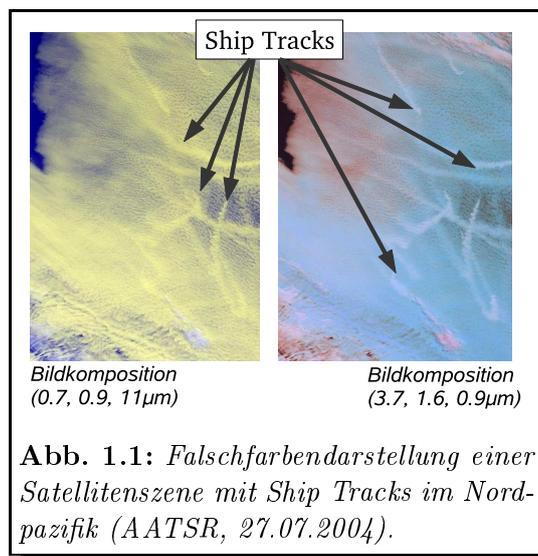
# 1 Einleitung

Die Erkenntnisse der Atmosphärenforschung in den letzten Jahrzehnten weisen deutlich daraufhin, dass der Mensch durch Veränderungen der Atmosphäre und ihrer Zusammensetzung die klimatischen Verhältnisse der Erde in den nächsten Jahrzehnten signifikant beeinflussen könnte (IPCC, 2007b). Die Hauptursache für diese Veränderungen bilden dabei die Emissionen aufgrund der Verbrennung fossiler Brennstoffe. Neben Kohle und Erdgas ist auch Erdöl mit etwa 40% an diesem Energieverbrauch beteiligt, und der Großteil des Ölverbrauchs, etwa 57%, fallen dabei alleine auf den Sektor Transport und Verkehr.

Der Schiffsverkehr ist an diesem Sektor zählt mit einem Anteil von 16% beteiligt (Eyring et al., 2005a). Dadurch scheint der Anteil am Verbrauch gering im Vergleich zu anderen Transportsektoren, wie Luftfahrt und Straßenverkehr. Da der Schiffsverkehr jedoch vergleichsweise geringen Regulierungen unterliegt (Entec, 2002a; MARPOL, 2005), weist der der Schiffsverkehr vergleichsweise hohe Emissionen auf, vor allem im Bereich der Schwefel- und Partikelemissionen. Zusätzlich werden diese Emissionen in die maritime Grenzschicht abgegeben, einen ansonsten nur schwach anthropogen beeinflussten Teil der Atmosphäre, und dadurch können sich die Auswirkungen dieser Emissionen ungleich höher auswirken als ähnliche Emissionen in kontinentalen Gebieten.

Eine dieser Auswirkungen, die sich vom Satelliten beobachten lässt, sind die sog. *Ship Tracks*. Diese sind lange Kurven erhöhter Reflexion von Wolken, die in Satellitenbildern beobachtet werden können und eindeutig Schiffsemissionen zugeordnet werden können. Darstellung 1.1 zeigt eine Satellitenszene mit dieser Art von Wolkenformation im Nordpazifik. Dabei sind zwei verschiedene Darstellungsmodi gewählt, da manche Ship Tracks bei bestimmten Wellenlängen besser zu erkennen sind, wie später noch gezeigt wird. Die Ship Tracks sind eine Folge der beschriebenen hohen Partikel- und  $SO_2$ -Emissionen von Schiffen und bilden einen wichtigen Beweis für den anthropogen verursachten Einfluss auf Wolkeneigenschaften, den sog. indirekten Aerosoleffekt.

Dieser Effekt bezieht sich darauf, dass die Emissionen durch Streuung und Absorption an Partikeln nicht nur einen direkten Effekt auf die solare Strahlung haben, sondern zusätzlich auch einen indirekten: Emissionen von Aerosol können auf Wolken Einfluss nehmen, indem sie Wolkenbildung, Bedeckungsgrad oder auch den Niederschlag



**Abb. 1.1:** Falschfarbendarstellung einer Satellitenszene mit Ship Tracks im Nordpazifik (AATSR, 27.07.2004).

## 1 Einleitung

einer Wolke verändern. Der Überbegriff indirekter Aerosoleffekt beschreibt dabei mehrere mögliche Einflüsse. Im Vergleich zum Wissen über andere anthropogene Einflüsse ist das wissenschaftliche Verständnis über diese indirekten Effekte noch sehr gering, wie der oben zitierte IPCC-Bericht beschreibt. Da Wolken jedoch einen wichtigen Beitrag zur Energiebilanz der Erde aufweisen, könnten diese Effekte hohe klimatische Veränderungen hervorrufen, die quantitativ ähnlich den anthropogenen Treibhausgasen wirken könnten (Lohmann und Feichter, 2005). Eine genaue Erforschung der indirekten Aerosoleffekte ist daher nötig, um diese Einflüsse in Zukunft besser quantifizieren zu können.

Da die beschriebenen Ship Tracks einen signifikanten Beweis für den indirekten Aerosoleffekt darstellen, bieten sie sich als Untersuchungsobjekte an. Durch qualitative Vermessung der Ship Tracks, wie z.B. im MAST-Experiment, welches in Kapitel 2.7.1 beschrieben wird, konnten wichtige Erkenntnisse gewonnen werden. Eine genaue quantitative Analyse des Einflusses von Ship Tracks auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre ist aber noch nicht erfolgt. Eine Quantifizierung des Effektes der Ship Tracks würde aber helfen, die Unsicherheiten über den indirekten Aerosoleffekt zu vermindern und über die zukünftige Entwicklung des Schiffsverkehrs auf zukünftige indirekte Aerosoleffekte zu schließen.

Das Projekt SeaKLIM beschäftigt sich mit den Auswirkungen von Schiffsemissionen auf das Klima im Allgemeinen. Die vorliegende Arbeit, die Teil dieses Projektes ist, konzentriert sich auf die Ship Tracks. Das Ziel ist es, über eine Satellitendatenanalyse den Einfluss der Ship Tracks auf den Strahlungshaushalt und ihren Anteil am indirekten Aerosoleffekt zu bestimmen. Die eigentliche Analyse, die in Kapitel 4 beschrieben wird, gliedert sich dabei in drei Teile: Der erste Schritt der Analyse wird in Kapitel 4.1 gezeigt. Es wird eine einzelne Szene analysiert, um den lokalen Effekt von Ship Tracks auf die Strahlung zu quantifizieren und die Unsicherheiten bei dieser Analyse zu untersuchen. Da Schiffsverkehr ein über alle Ozeane agierender Transportsektor ist, wird im zweiten Teil (Kapitel 4.2) eine quantitative globale Analyse des Einflusses von Ship Tracks vorgenommen. Im dritten Teil der Analyse (Kapitel 4.3) wird untersucht, ob Ship Tracks der einzige indirekte Aerosoleffekt durch Schiffsemissionen sind, der in den Satellitendaten nachgewiesen werden kann, oder ob sich Indizien zeigen lassen, dass eine nachhaltige Veränderung der maritimen Wolken auch ohne die Beobachtung eines Ship Tracks auftritt.

Bevor diese drei Punkte genauer behandelt werden, werden in Kapitel 2 die Grundlagen des indirekten Aerosoleffektes genauer beschrieben. Dazu wird auf die Themen Klima, Aerosoleffekt und Schiffsemissionen eingegangen und am Ende der Fokus auf die maritime Grenzschicht gelegt. Das 3. Kapitel beschäftigt sich mit der grundlegenden Auswertemethodik dieser Arbeit, die dann Anwendung in Kapitel 4 findet, in welcher die oben angesprochenen Punkte behandelt werden.

## 2 Klima und anthropogene Einflüsse

Die Auswertung der vorliegenden Arbeit behandelt den direkt beobachtbaren Einfluss von Schiffsemissionen auf tiefe maritime Wolken und den daraus resultierenden Effekten auf die Strahlungsbilanz der Atmosphäre. Zur Einführung wird in Kapitel 2.1 zuerst auf die allgemeine Energiebilanz der Atmosphäre eingegangen und in Kapitel 2.2 ein Überblick über die Einflüsse des Menschen darauf beschrieben. Da der Schwerpunkt dieser Arbeit auf Aerosolen und Wolkenbeeinflussung liegt, wird in Kapitel 2.3 ein Überblick über die Eigenschaften von Aerosolen und Wolken im Allgemeinen gegeben und in Kapitel 2.4 wird speziell auf die anthropogenen Einflüsse auf Aerosol und Wolken eingegangen, wobei der indirekte Aerosoleffekt genauer beschrieben wird. Danach wendet sich Kapitel 2.5 der maritimen Grenzschicht zu und beschreibt die speziellen Aerosol- und Wolkeneigenschaften in diesem Bereich. Dies hilft, um zusammen mit der Beschreibung der Schiffsemissionen in Kapitel 2.6 die Entstehung und den Einfluss der *Ship Tracks*, die in Kapitel 2.7 beschrieben werden, zu verstehen.

### 2.1 Energiebilanz der Atmosphäre

Der Hauptenergielieferant für die Erde ist die Sonneneinstrahlung aus dem Weltraum. Vom Weltraum aus betrachtet lässt die Energiebilanz der Erde in einfacher Weise wie folgt beschreiben:

$$\sigma_{SB}T_e^4 = (1 - alb_p)\frac{E_s}{4} \quad . \quad (2.1)$$

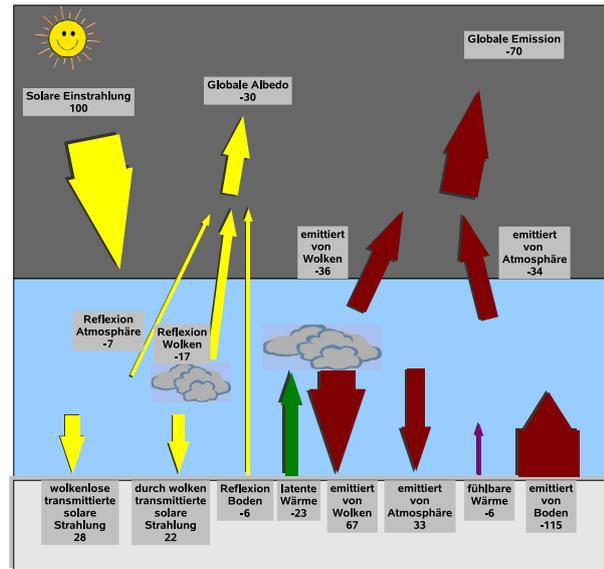
Die linke Seite von Gleichung 2.1 beschreibt das Stefan-Boltzmann-Gesetz für die Emission der Erde (siehe Anhang A.5), bestehend aus der Stefan-Boltzmann-Konstante  $\sigma_{SB}$  und der Oberflächentemperatur der Erde  $T_e$ . Die rechte Seite beschreibt die absorbierte solare Einstrahlung. Sie besteht aus  $E_s$ , der sog. Solarkonstante, abzüglich der sofort rückgestreuten Strahlung, definiert durch  $alb_p$ , die planetare Albedo. Die Albedo bezeichnet den Anteil an zurückgestreuter Strahlung durch diffus reflektierende Flächen, sog. Lambertschen<sup>1</sup> Oberflächen. Die planetare Albedo ist ein wichtiger Faktor in dieser Energiebilanz. Die Solarkonstante beträgt für die Erde ca.  $1367 \text{ Wm}^{-2}$  und es werden aber etwa 30% von der Erde reflektiert ( $alb_p = 0.3$ ). Dies ergibt eine Emissionstemperatur von etwa 255 K.

Eine zusätzliche Komponente im Strahlungshaushalt der Erde ist die Atmosphäre. Durch die in der Atmosphäre enthaltenen Bestandteile wie z.B. Gase und Wolken, verändert sich die Energiebilanz für die Oberfläche, wie Abb. 2.1 zeigt. Wichtigstes Beispiel

---

<sup>1</sup>Johann Heinrich Lambert (1728-1777), schweizer Mathematiker und Physiker

## 2 Klima und anthropogene Einflüsse



**Abb. 2.1:** Energiebilanz der Erde in Prozent, Zahlen entnommen aus Seinfeld und Pandis (1998). Gelbe Pfeile drücken die solare Einstrahlung aus, rote Pfeile die thermische Emission. Grün ist der latente Wärmetransport dargestellt.

ist der sog. Treibhaus-Effekt. Er beschreibt den Effekt, dass ein Teil der vom Boden emittierten thermischen Strahlung von Spurengasen in der Atmosphäre absorbiert wird und wieder re-emittiert wird. Dies beeinflusst das Energiegleichgewicht und bewirkt eine höhere thermische Emission der Oberfläche. Diese höhere Emission resultiert in einer Erhöhung der Bodentemperatur von 255 K auf 288 K.

In der Energiebilanz der Atmosphäre spielen zusätzlich auch Wolken eine wichtige Rolle. Zum einen bilden sie einen Teil der planetaren Albedo und beeinflussen damit die Bilanz von Gleichung 2.1. Zum anderen transportieren sie Wasser und Energie durch den latenten Wärmeaustausch über weite Strecken in der Atmosphäre. Daraus entstehen lokalen Variationen und dynamische Effekte, welche in der vereinfachten Gesamtbilanz von Grafik 2.1 allerdings nicht dargestellt sind. Diese natürliche Energiebilanz scheint vor allem seit Beginn der Industrialisierung auch vom Menschen beeinflusst zu sein.

## 2.2 Anthropogene Klimaeinflüsse

Der Einfluss des Menschen auf die Energiebilanz der Erde wird u.a. in den IPCC-Berichten dargestellt (IPCC, 2001, 2007b). IPCC steht für *Intergovernmental Panel on Climate Change* und bezeichnet eine Gruppe von Sachverständigen für das Klima, die seit 1988 für das Umweltprogramm der Vereinten Nationen arbeiten. Die quantitative Analyse der Einflüsse wird durch das sog. *radiative forcing*, dem Strahlungsantrieb, dargestellt, der sich prinzipiell in eine Veränderung der Oberflächentemperatur umrechnen lässt (Stuber et al., 2005), und dazu dient, die verschiedenen anthropogenen Einflüsse

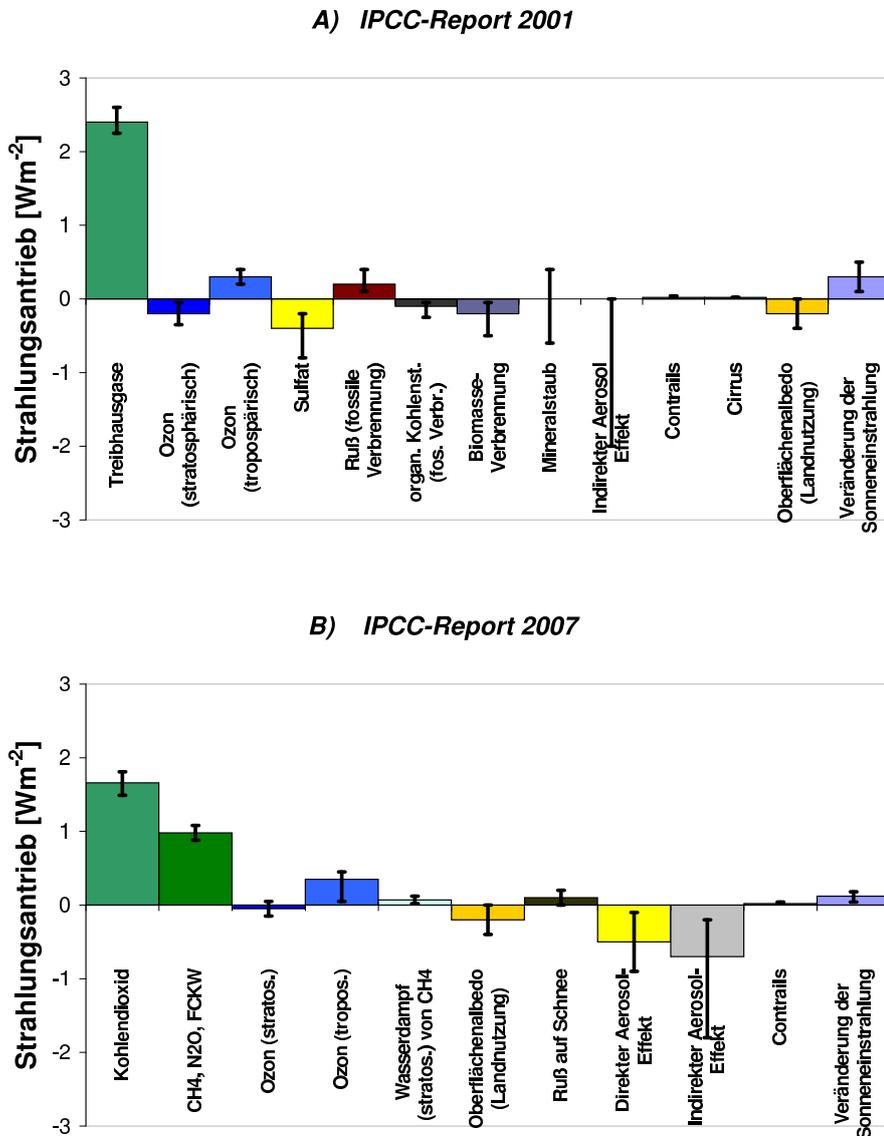


Abb. 2.2: Abschätzung des zusätzlichen anthropogenen Strahlungsantriebs für den Zeitraum A) 1750-2000 bzw. B) 1750-2005 durch verschiedene Einflüsse auf das Klima. Grafiken adaptiert nach IPCC-Report 2001 und 2007 (IPCC, 2001, 2007b).

über eine gemeinsame Skala vergleichen zu können. Die Grafik 2.2A) zeigt die Änderungen verschiedener Faktoren auf die Energiebilanz im Zeitraum der Jahre 1750 bis 2000, der Zeitraum, der von anthropogenen Emissionen geprägt ist, Grafik reffig:ipccB) zeigt eine neue Version von März 2007. Durch den Vergleich der beiden Grafiken soll die die Entwicklung der Forschung in den letzten Jahren deutlich gemacht werden.

Der anthropogene, also menschengemachte, Strahlungsantrieb von  $2.5 \text{ Wm}^{-2}$  durch die Treibhausgase ist dabei der wichtigste Faktor. Der Vergleich der Grafiken zeigt, dass sich der Wert in den letzten Jahren auch nicht stark verändert hat. Zusätzlich zeigen die geringe Breite der Unsicherheitsbalken, dass dieser Einfluss 2001 schon relativ gut erforscht war. Dagegen zeichnet sich der im Eingang erwähnte Einfluss der anthropogenen Emissionen auf Wolken, der indirekte Aerosoleffekt, durch hohe Unsicherheiten aus. 2001 wird noch kein Wert angegeben, nur ein möglicher Bereich von 0 bis  $-2 \text{ Wm}^{-2}$ . Damit könnte dieser Wert in einer ähnlichen Größenordnung wie die Treibhausgase zu liegen. Im Bericht von 2007 wird ein Wert von  $-0.8 \text{ Wm}^{-2}$  angegeben, die Unsicherheit zeigt aber immer noch einen Bereich  $-0.3$  bis  $-1.8 \text{ Wm}^{-2}$ . Der Effekt scheint also einen hohen Einfluss zu haben, der reale quantitative Effekt ist jedoch schwer bestimmbar. Um zu verstehen, was dieser Effekt eigentlich bedeutet und warum er so schwer zu quantifizieren ist, wird im folgenden näher auf das Aerosol und seine Eigenschaften und Effekte eingegangen.

## 2.3 Aerosol und Wolken

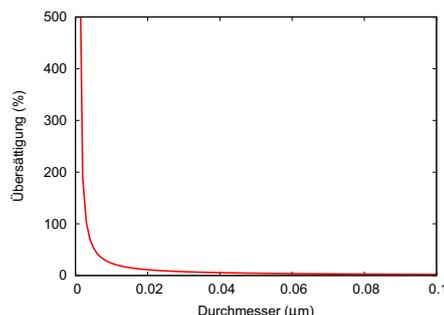
### 2.3.1 Aerosol

Der Begriff „Aerosol“ setzt sich zusammen aus dem griechische Wörtern „aero“ für „Luft“ und „sol“ für „fest“. Aerosol beinhaltet aber auch flüssige Komponenten. Im Prinzip beschreibt das Wort Aerosol kleine feste und flüssige Partikel, die nicht eindeutig als „gasförmig“, „Wolken-“ bzw. „Regentropfen“ bezeichnet werden kann. Dazu gehören eine Vielzahl von Komponenten: z.B. Staub und Silikate, Koagulationen aus langkettigen Kohlenwasserstoffen, Rußpartikel, und auch Bakterien oder Viren, Pollen, usw. Verschiedene natürliche und anthropogene gasförmige Emissionen, wie z.B. schwefel- oder nitrathaltige Komponenten, können als Vorläufer für Aerosol dienen, wenn aus den einzelnen Molekülen Partikel gebildet werden.

Üblicherweise werden feste und flüssige Partikel bis  $100 \mu\text{m}$  als Aerosol bezeichnet. Die Größenverteilung und Menge von Aerosol ist stark variabel, sowohl in Ort, als auch in der Zeit. Typisches Aerosol hat aber einen mittleren Durchmesser von  $0.001$  bis  $1 \mu\text{m}$ . Die Konzentration variiert von ca. 50 Teilchen pro  $\text{cm}^3$  in maritimen Gebieten bis zu  $10^5$  Teilchen pro  $\text{cm}^3$  in städtischen Gebieten (Seinfeld und Pandis, 1998). Vor allem über kontinentalen Gebieten ist das Aerosol geprägt durch starke Variationen in Zusammensetzung, Größe und Konzentration.

Aerosol zeichnet sich durch zwei wichtige Eigenschaften aus, mit welchen es auf den Energiehaushalt der Atmosphäre und damit auf das Klima wirken kann.

- Bedeutung als potentieller Wolkenkondensationskeim
- Streu- und Absorptions-Eigenschaft



**Abb. 2.3:** Sättigungsverhältnis von Wassertropfen gegenüber einer ebenen Wasserfläche in Abhängigkeit des Wassertropfen-Durchmessers bei einer Temperatur von 293K.

Die Streuung und Absorption sind Eigenschaften, die für den direkten Aerosoleffekt relevant sind. Es ist zusätzlich eine Eigenschaft, die das Aerosol mit Wolkentropfen teilt, daher wird später genauer darauf eingegangen. Zuerst soll betrachtet werden, warum Aerosol für die Wolkenbildung so wichtig ist.

### 2.3.2 Aerosol als Wolkenskondensationskeime

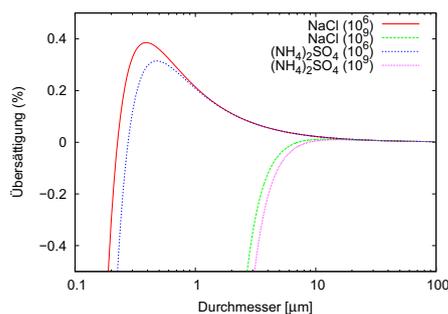
Abbildung 2.3 beschreibt den sog. *Kelvin-Effekt*<sup>2</sup>. Sie zeigt das Sättigungsverhältnis über einer gekrümmten Oberfläche mit reinem Wasser gegenüber einer ebenen Wasseroberfläche. Man erkennt, dass der nötige Sättigungsdampfdruck für sehr kleine Tropfen hohe Werte annimmt. Ein Beispiel: Ein Tropfen mit Durchmesser 0.005 µm bräuchte einen Übersättigung von 50%, entspricht 150% Luftfeuchte, um nicht sofort wieder zu verdampfen, ein Tropfen von nur 0.001 µm benötigt schon eine Übersättigung von 740%, also eine Luftfeuchte von 840%. Je kleiner der Tropfen ist, desto höher muss der Sättigungsdampfdruck sein, damit er nicht wieder verdampft. Die Erfahrung zeigt aber, dass sich Wolkentropfen in der Atmosphäre bereits bei einer relative Feuchte von nur wenig über 100% bilden.

Grund dafür ist Aerosol in der Atmosphäre, bzw. diejenigen Partikel unter ihnen, die bei niedrigen Übersättigungen als Wolkenskondensationskeime (WKK) wirken können. Diese Partikel sind in der Lage, bei einer Übersättigung das Wasser an sich zu binden und dadurch zu Wolkentropfen anzuwachsen. Warum das so ist kann durch die *Köhler-Theorie*<sup>3</sup> beschrieben werden. Diese lässt sich für Aerosole, die nur aus einer chemischen Komponente bestehen, über die Kelvin-Gleichung und den Zusatz von Lösungstoffen herleiten und wie folgt ausdrücken:

$$\ln \left( \frac{p_{Sw}(D_p)}{p_{Sw}^o} \right) = \frac{4M_w \sigma_w}{RT \rho_w D_p} - \frac{6n_s^m M_w}{\pi \rho_w D_p^3} \quad (2.2)$$

<sup>2</sup>William Thomson (124-1907), ab 1892 1. Baron Kelvin of Largs, britischer Physiker, Professur in Glasgow

<sup>3</sup>Hilding Köhler (1888-1982), schwedischer Meteorologe, Direktor des Meteorologischen Observatoriums Uppsala



**Abb. 2.4:** Köhler-Kurven in Abhängigkeit des Wassertropfen-Durchmessers bei einer Temperatur von 293 K. Es wurden zwei verschiedene Aerosol-Substanzen und zwei verschiedene Molekülzahlen (die Zahl in Klammern) gewählt.

$M_w$  steht dabei für das Molekulgewicht von Wasser,  $\sigma_w$  für die Oberflächenspannung,  $\rho_w$  für die Dichte im flüssigen Zustand.  $R$  ist die Gaskonstante,  $T$  die Temperatur und  $D_p$  der Tropfendurchmesser.  $n_s^m$  sind die Mol des gelösten Stoffes und  $p_S$  beschreibt den Sättigungsdampfdruck, wobei  $p_S^o$  für eine ebene Flüssigkeitsoberfläche steht.

Gl. 2.2 ist eine Gleichung mit zwei Termen in Abhängigkeit vom Tropfendurchmesser  $D_p$ : der erste Term gibt eine  $D_p^{-1}$ -Abhängigkeit wieder und der zweite eine  $D_p^{-3}$ -Abhängigkeit. Dies ist zum einen der Kelvin-Effekt und zum anderen ein Lösungseffekt der gelösten chemischen Substanz. Die Überlagerung der beiden Effekte ergibt eine Kurve mit einem Maximum ( $D_{pc}$ ). Für eine entsprechende chemischen Komponente kann dieser Wert bei wenig über 100% Sättigung liegen. Abb. 2.4 zeigt die entsprechenden Köhler-Kurven, für zwei Aerosolkomponenten. Gewählt wurden typische natürliche Aerosolkomponenten, Ammoniumsulfat ( $(NH_4)_2SO_4$ ) und Natrium-Chlorid ( $NaCl$ ), wobei jeweils eine Anzahl von  $10^6$  und  $10^9$  Molekülen verwendet wurde. Die Kurven zeigen, dass ein wichtiger Faktor für die Lage des Maximums ( $D_{pc}$ ) die chemische Zusammensetzung ist. Daneben ist auch die Größe bzw. die Anzahl der dissoziierten Moleküle von Bedeutung. Über die Lage von  $D_{pc}$  lässt sich anhand des Wertes auf der y-Achse die kritische Übersättigung  $S_c$  ermitteln, die das Wachstumsverhalten eines Tropfens bestimmt. Für den Fall einer Übersättigung zwischen 100% und  $S_c$  liegt, gilt:

Links vom Maximum, für  $D_p < D_{pc}$  befindet sich der Tropfen in einem stabilen Gleichgewicht, kleine Fluktuationen in der Größe wirken sich nicht auf den Tropfen aus, er kehrt immer wieder in die Ausgangslage zurück.

Rechts vom Maximum,  $D_p > D_{pc}$  befindet sich der Tropfen in einem instabilen Gleichgewicht: Bei einer kleinen Fluktuation in der Größe nach links beginnt der Tropfen immer kleiner zu werden und bei einer kleinen Fluktuation nach rechts wächst der Tropfen stetig weiter.

Ist die Übersättigung der Umgebung größer als  $S_c$ , so ist der Dampfdruck immer größer als derjenige der Tropfenoberfläche und der Tropfen wächst. Das bedeutet, durch die Lage von  $D_{pc}$  kann die nötige Übersättigung  $S_c$  ermittelt werden, um ein Tropfenwachstum an einem bestimmten Aerosolpartikel zu ermöglichen. Mit dem Anwachsen der Tropfen fällt die Übersättigung in der Umgebung, die Schnelligkeit des Wachstums ist also ebenfalls

ein wichtiger Faktor. Bildet sich ein Wassertropfen, bezeichnet man das enthaltene Aerosolpartikel als Wolkenkondensationskeim (WKK). Das natürliche Aerosol beinhaltet eine Vielzahl möglicher WKK. Dazu zählen die Komponenten in Abb. 2.4, es kommen jedoch weitere chemische Kompositionen in Betracht, wie z.B. sekundäre organische Partikel wie Terpene (Huff-Hartz et al., 2005). Reales Aerosol besteht meist aus einer Akkumulation verschiedener chemischer Komponenten, wenn z.B. Komponenten bei einer Verbrennung zunächst als Gasphase entstehen, daraufhin zu Partikeln akkumulieren und teilweise als potenzielle Wolkenkondensationskeime dienen (Sellegrì et al., 2003).

Laut-Köhler-Theorie ist die Aktivierung der Partikel als WKK abhängig von chemischer Komposition, Größe und der unmittelbaren Umgebungsfuchte. Dazu kommt noch eine hohe Sensitivität gegenüber den Auftriebsgeschwindigkeiten (McFiggans et al., 2006). Diese Parameter sind jedoch aufgrund der hohen zeitlichen und örtlichen Variation nicht genau bestimmbar. Daher ist es schwer, die Entwicklung von Wolkentropfen vorherzusagen. Wolken sind jedoch ein wichtiger Faktor in der Atmosphäre.

### 2.3.3 Wolken

Das vorherige Kapitel zeigte, dass WKK nötig sind, um Wolkentropfen bei einer relativen Feuchte von 100% zu erzeugen. Dies würde z.B. der Transport latenter Wärme in der Atmosphäre beeinflussen. Wolken wirken aber nicht nur in dynamischen Prozessen, sie beeinflussen auch direkt die solare Einstrahlung, wie in Grafik 2.1 gezeigt. Durch das Anwachsen wird ein Wolkentropfen größer als das vorhergehende Aerosolpartikel. Der mittlere Durchmesser von Wolkentropfen liegt in der Größenordnung von ca. 5 bis 30  $\mu\text{m}$ , Wolken können aber bei entsprechenden Auftriebskräften auch Tropfengrößen bis zu 100  $\mu\text{m}$  aufweisen. Der Unterschied in der Größenordnung bewirkt eine Veränderung in der Wirkung für die Lichtstreuung, die man mit dem Auge beobachten kann. Die Streuwirkung von Wolkentropfen ist stärker als die des Aerosols, daher scheinen Wolken von unten und vom Satelliten weiß. Zusätzlich zeichnen sie sich durch eine großflächige globale Verteilung aus. Dadurch haben Wolken großen Einfluss auf die planetare Albedo, welche in Gleichung 2.1 ein wichtiger Faktor ist. Eine Veränderung des Wolkenbedeckungsgrades und der Wolkenalbedo bewirkt daher eine Veränderung der Energiebilanz.

Eine gemittelte planetare Albedo aus Gleichung 2.1 oder die Beobachtung der visuellen Albedo aus Satellitenbildern reicht aber nicht aus, um die Wirkung von Aerosol und Wolken auf den Strahlungshaushalt, bzw. den Einfluss des Menschen, zu quantifizieren. So weist Aerosol, das in visuellen Satellitenbildern nur schwach sichtbar ist, dennoch eine hohe Rückstreuungseigenschaft auf. Bei Wolken zeigt sich, dass unterschiedliche Wolken das Licht bei verschiedenen Wellenlängen in unterschiedlicher Intensität streuen können. Eine genauere Beschreibung der Streuung am Atmosphärenpartikel wird im Folgenden Kapitel beschrieben.

### 2.3.4 Strahlungstransfer und Mie-Streuung

Die Veränderung eines Lichtstrahls in einem Medium wird bestimmt durch die Extinktion, die sich zusammensetzt aus Streuung und Absorption. Hier wird eine vereinfachte

## 2 Klima und anthropogene Einflüsse

Form des Strahlungstransfers betrachtet, für eine genauere Beschreibung wird auf Kapitel A.1.3 verwiesen.

Die Intensität einer Einstrahlung in der Höhe  $z$  aus Richtung  $(\mu, \phi)$  kann für einen monochromatischen Lichtstrahl wie folgt geschrieben werden:

$$I(z, \mu, \phi) = I_{dir}(z, \mu, \phi) + I_{dif}(z, \mu, \phi) \quad . \quad (2.3)$$

Die Intensität lässt sich beschreiben über den Anteil an dem geschwächten Licht direktem Licht  $I_{dir}$  und zusätzlichem diffusem Licht  $I_{dif}$ , das über Streuung empfangen wird. Es muss damit **A**) die Extinktion des direkten Lichtes beschrieben werden, bestehend aus Streuung und Absorption, und **B**) die diffuse Streuung.

Für das direkte Licht gilt für die Extinktion mit der Höhe

$$\frac{dI}{dz} = -b_{ext}I \quad . \quad (2.4)$$

$b_{ext}$  ist der Extinktionskoeffizient. Integriert man Gleichung 2.4 ergibt sich das sog. *Bouguer-Lambert-Beer-Gesetz*<sup>4</sup> :

$$I_{dir}(\tau, \lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{-b_{ext}(\lambda)z} = I_0(\lambda) \cdot e^{-\frac{\tau_\lambda}{\mu_{sun}}} \quad . \quad (2.5)$$

$\mu_{sun} = \cos \theta_{sun}$  ist dabei der Sonnenzenitwinkel. Für die Messung bedeutet dies, dass über die Einstrahlung  $I_0$  am Oberrand der Atmosphäre und eine Messung  $I$  am Unterrand eine sog. optische Dicke  $\tau_\lambda$  bestimmt werden kann, welche die Extinktion des Lichtes in der Atmosphäre beschreibt. Für die theoretische Beschreibung des Strahlungstransfers bedeutet dies, dass für eine exakte Beschreibung  $b_{ext}(\lambda)$  bestimmt werden muss.

Der diffuse Anteil wird durch Streuung bestimmt. Diese lässt sich beschreiben durch

$$\mu \frac{dI_{dif}(\tau_\lambda, \mu, \phi)}{d\tau_\lambda} = -b_{ext}(z)I_{dif}(z, \mu, \phi) + \frac{b_{streu}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(z, \mu, \phi; \mu', \phi') I_{dif}(z, \mu', \phi') d\mu' d\phi' + b_{streu} \mathcal{S} \quad . \quad (2.6)$$

$b_{streu}$  ist der sog. Streukoeffizient.  $\mathcal{S}$  ist ein Quellterm, auf den in A.1.3 genauer eingegangen wird.  $P(\mu, \phi; \mu', \phi')$  beschreibt die Streuung des Lichtes aus Richtung  $\mu', \phi'$  in Richtung  $\mu, \phi$ , die sog. Phasenfunktion. Messtechnisch lässt sich diese Funktion durch Vermessung der Intensität bei verschiedenen Winkeln bestimmen.

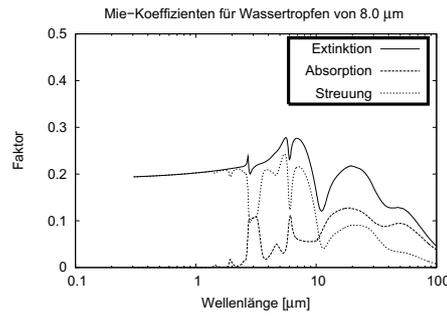
Die theoretische Beschreibung von direktem und diffusem Licht, bzw. von Extinktion und Streuung, ist abhängig von der Größe der Partikel. Für Partikel, die viel kleiner sind als die Wellenlänge, also z.B. Atome und Moleküle, wird die sog. Rayleigh-Streuung<sup>5</sup> genutzt. Für Partikel, die viel größer als die Wellenlänge sind, geht man zur geometrischen

<sup>4</sup>Pierre Bouguer (1698-1758), französischer Physiker und Astronom, Professur in Le Havre

Johann Heinrich Lambert (1728-1777), schweizer Mathematiker und Physiker

August Beer (1825-1863), deutscher Mathematiker und Physiker, Professur in Bonn

<sup>5</sup>John William Strutt, 3. Baron Rayleigh (1842 - 1919), englischer Physiker, u.a. Kanzler in Cambridge.



**Abb. 2.5:** Extinktions-, Absorptions- und Streukoeffizienten für einen Wassertropfen mit Radius  $8\ \mu\text{m}$

Optik über. Im Bereich dazwischen gilt, dass der Durchmesser des Partikels etwa der Wellenlänge entspricht, also

$$\frac{D_p}{\lambda} \approx 1 \quad . \quad (2.7)$$

Hier nutzt man die sog. *Mie-Theorie*<sup>6</sup>. Sie beschreibt die Streuung von elektromagnetischen Wellen an kugelförmigen Objekten und beruht auf der Lösung der Maxwell-Gleichungen (siehe Anhang A.5).

Über die Mie-Theorie lassen sich die wellenlängenabhängige Extinktionseffizienz  $Q_{ext}(\lambda)$ , die Absorptionseffizienz  $Q_{abs}(\lambda)$  und die Streueffizienz  $Q_{streu}(\lambda)$  bestimmen, wenn die wellenlängenabhängigen Refraktionsindizes  $m_{ref}(\lambda)$  bekannt sind. Über diese Effizienz und die Partikelgrößenverteilung  $n(r)$  kann der Extinktionskoeffizient  $b_{ext}(\lambda)$  errechnet werden:

$$b_{ext}(\lambda) = \int_{r_{min}}^{r_{max}} Q_{ext}(m_{ref}, \alpha, \lambda) r^2 \pi n(r) dr \quad . \quad (2.8)$$

$\alpha$  ist der dimensionslose Partikelgrößenparameter, bestehend aus der Wellenlänge  $\lambda$  und dem Partikelradius  $r$ :  $\alpha = \frac{2\pi r}{\lambda}$ . Streu- und Absorptionskoeffizienten können analog bestimmt werden.

Abb. 2.5 zeigt beispielhaft die Koeffizienten für einen Wassertropfen mit Radius  $8\ \mu\text{m}$ . Man erkennt, dass die Absorption und die Streuung unterhalb von  $1.5\ \mu\text{m}$  relativ homogen ist. Da alle Wellenlängen im für das Auge sichtbaren Bereich annähernd gleich gestreut werden, erscheint eine Wolke weiß. Erst jenseits von  $\lambda = 1.5\ \mu\text{m}$  verändert sich das Verhalten.

Über  $b_{ext}(\lambda)$  lässt sich die optische Dicke  $\tau_\lambda$  bestimmen, wenn eine Schichtdicke  $z$  mit homogener Partikelverteilung angenommen wird:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{-b_{ext}(\lambda)z} = I_0(\lambda) \cdot e^{-\tau_\lambda/\mu_{sun}} \quad . \quad (2.9)$$

<sup>6</sup>Gustav Mie (1869 - 1957), deutscher Physiker, Professur u.a. an der Universität Freiburg

## 2 Klima und anthropogene Einflüsse

Je höher die Extinktion, desto weniger Licht kommt als direkter Lichtstrahl durch die Schicht. Für die Komponenten in der Atmosphäre addiert sich die gesamte optische Dicke durch ihre entsprechenden Anteile, z.B.

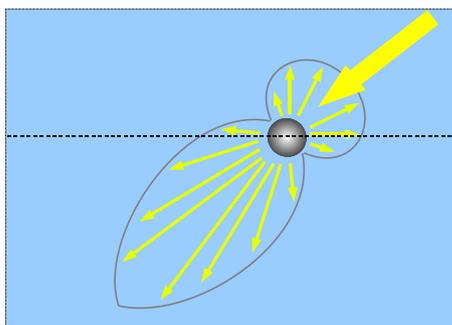
$$\tau_\lambda = \tau_{\lambda a} + \tau_{\lambda c} \quad , \quad (2.10)$$

wobei  $a$  für die aerosoloptische Dicke steht und  $c$  für die die wolkenoptische Dicke (Cloud). Über die Mie-Theorie kann damit die Extinktion eines monochromatischen Lichtstrahls in einer homogenen Schicht berechnet werden. Für die Berechnung des Lichtweges in der Atmosphäre werden die Schichten diskretisiert: Es werden mehrere Schichten mit Gleichverteilung der Partikel angenommen, wie in Kapitel A.1.3 genauer gezeigt wird.

Auch die diffuse Streuung kann durch die Mie-Theorie beschrieben werden. Es ergibt sich eine (hier unpolarisierte) *Phasenfunktion*  $P$ , welche die normierte Streuung des Lichts in Abhängigkeit des Winkels  $\theta_{streu}$  beschreibt:

$$P(\theta_{streu}) = \frac{2}{\alpha^2 Q_{streu}} (|S_1(\theta_{streu})|^2 + |S_2(\theta_{streu})|^2) \quad , \quad (2.11)$$

$S_1$  und  $S_2$  sind die Streu-Funktionen, welche durch Reihenentwicklungen bestimmt werden (siehe A.5) und der Vorfaktor normiert die Funktion.



**Abb. 2.6:** Schematische Darstellung der Mie-Streuung, die sich durch eine starke Vorwärtstreuung auszeichnet, die Intensität der Vorwärtstreuung ist abhängig vom Partikelradius.

Im Prinzip hat die Streuung aufgrund von Gleichung 2.11 eine Form, wie sie in Abb. 2.6 gezeigt ist: Eine ungleichmäßige Verteilung mit einer starken Vorwärtstreuung, wobei die Intensität stark vom Partikelradius abhängig ist. Da die Bestimmung der Funktionen  $S_1$  und  $S_2$  rechenaufwendig ist, wird als Näherung meist die Heney-Greenstein-Approximation genutzt, die in Gleichung A.16 gezeigt ist.

Die Mie-Theorie kann damit genutzt werden, sowohl die aerosoloptische Dicke  $\tau_a$ , als auch die wolkenoptische  $\tau_c$  zu beschreiben. Über die Funktion  $P(\theta_{streu})$  kann für beide Arten von Partikeln die Richtung der Streuung beschrieben werden. Der Unterschied zwischen Aerosol und Wolkentropfen liegt in Größe und Konzentration pro Volumen: Die Anzahl der Aerosol-Partikel pro  $\text{cm}^3$  ist zwar größer als die Anzahl der Wolkentropfen, eine Wolke weist jedoch größere Tropfen auf die Aerosolpartikel. Die Streuung in der

Wolke ist damit ungleich höher als in einer Aerosolschicht und der Anteil am direkten Licht wird in der Wolke sehr klein im Vergleich zum diffusen Anteil. Dadurch resultiert die unterschiedliche Beobachtung von Aerosol- und Wolkenschichten.

Die theoretische Beschreibung der Mie-Theorie wird in Strahlungstransferprogrammen wie libRadtran (siehe Kapitel A.1.3 und Mayer und Kylling (2005)) genutzt, um die winkelabhängige Streuung und Extinktion der solaren Einstrahlung zu beschreiben. Die Mie-Theorie findet ebenfalls Anwendung bei Aerosolmessungen am Boden (Holben et al., 2001) oder vom Satelliten (von Hoyningen-Huene et al., 2003), um die Phasenfunktion und Komposition des Aerosols zu bestimmen.

Bei Wolken wird die Mie-Theorie genutzt, um die optischen Eigenschaften der Wolke - bzw. der Wolkentropfen - vom Satelliten aus zu bestimmen (Nakajima und King, 1990; Nakajima et al., 1991). Aufgrund der Auflösung von Satellitendaten müssen dabei einige Parameter vereinfacht betrachtet werden.

### 2.3.5 Der effektive Radius

Durch die Auflösung von Satellitenaufnahmen bedingt, beinhaltet ein einzelner Pixel eine Vielzahl von Tropfen, die sich durch ein Verteilungsspektrum auszeichnen. Eine typische Verteilung bei Wolkentropfen liegt zwischen 1 und 1000  $\mu m$ , z.B. gegeben durch eine Gauß-Verteilung oder aber eine Gamma-Verteilung z.B wie in Gleichung A.1 beschrieben. Ist die Verteilungsfunktion der Radien vorgegeben, kann darüber integriert werden. Während die Integration über  $r^3$  das Volumen wiedergibt, erhält man über eine Integration von  $r^2$  die Tropfenoberfläche. Das Verhältnis dieser Faktoren beschreibt den *effektiven Radius*:

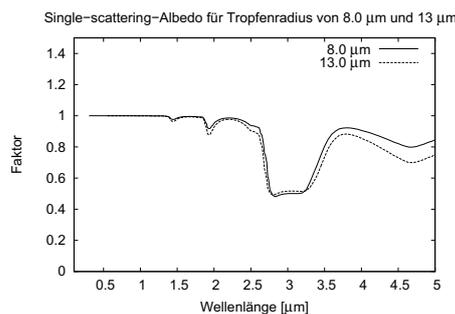
$$r_{eff} = \frac{\langle r^3 \rangle}{\langle r^2 \rangle} \quad \text{mit} \quad \langle r^n \rangle = \int_0^\infty r^n n(r) dr \quad . \quad (2.12)$$

Er beschreibt somit das Verhältnis von Volumen zu Oberfläche der Tropfenverteilung. Dies ist eine wichtige Information, denn die Streuung ist von der Oberfläche abhängig, während die Absorption vom Volumen abhängig ist. Ist der effektive Radius bekannt, lässt sich über ihn das Absorptions- und Rückstreuverhalten der Wolke bestimmen. Andererseits kann über eine Messung der Rückstreuung bei absorbierenden Wellenlängen die Information des effektiven Tropfenradius ermittelt werden. Über den effektiven Radius kann die optische Dicke einfacher beschrieben werden.

### 2.3.6 Die wolken-optische Dicke und die Einfachstreuung

Über den effektiven Radius kann die wolkenoptische Dicke für Gleichung 2.9 wie folgt angenähert werden:

$$\tau_c = z_c N_{drop} \pi r_{eff}^2 Q_{ext} \left( \frac{2\pi r_{eff}}{\lambda} \right) \quad . \quad (2.13)$$



**Abb. 2.7:** Die Einfachstreueralbedo beschreibt das Verhältnis von Absorption zu Extinktion. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Werte für größere Tropfenradien in den meisten Wellenlängenbereichen kleiner sind.

Der Ansatz kann variieren: Brenguier et al. (2000) geben aufgrund von Messungen eine Abhängigkeit von  $z_c^{5/3}$  und  $N^{1/3}$  an. Trotz unterschiedlicher Möglichkeiten der Gewichtung der Faktoren stellt diese Näherung jedoch gut die Abhängigkeit von  $\tau_c$  von verschiedenen Faktoren dar: eine Wolke mit hoher Schichtdicke  $z_c$  hat eine hohe optische Dicke. Zusätzlich gilt: Je mehr Tropfen pro Volumen, also je höher  $N_{drop}$ , desto stärker ist die optische Dicke. Viele kleine Tropfen erzeugen somit eine höhere Rückstreuung als wenige große Tropfen.

Diese Näherung gilt jedoch nur im sichtbaren Spektralbereich. Für Licht mit größeren Wellenlängen ist zusätzlich Absorption im Tropfen möglich (siehe Grafik 2.5). Hier gilt: Ändert sich das Verhältnis von Oberfläche zu Volumen, so ändert sich das Verhältnis von Streuung zur gesamten Extinktion (Absorption und Streuung) an den Wolkentropfen. Dieses Verhältnis lässt sich durch die sog. *Einfachstreueralbedo* definieren:

$$\omega_0(\lambda) = \frac{Q_{streu}(\lambda)}{Q_{ext}(\lambda)} \quad (2.14)$$

Für  $\omega_0 = 1$  ist keine Absorption vorhanden, da Streuung und Extinktion identisch sind. Für  $\omega_0 = 0$  gibt es dagegen keine Streuung, die Absorption ist gleich der Extinktion. Dazwischen gilt: Je kleiner  $\omega_0$ , desto stärker ist die Absorption (Coakley-Jr. et al., 1987; Kokhanovsky, 2004a).

Abb. 2.7 zeigt die verschiedenen Werte von  $\omega_0$  für das Wellenlängenintervall von 0.4 bis  $5 \mu m$ , für zwei verschiedene Tropfenradien. Man erkennt, dass die Werte für den Tropfen von  $13 \mu m$  in dem meisten Intervallen geringer sind als für den Tropfen von  $8 \mu m$ , insbesondere für Wellenlängen oberhalb von  $1.5 \mu m$ .

Da der effektive Radius ein Maß für den Tropfenradius in einer Wolke ist und das Verhältnis von Volumen zu Oberfläche in der Tropfenverteilung beschreibt, lässt sich damit auch das Verhalten der Wolke auf einfallendes Licht beschreiben:

- kleiner effektiver Radius : stärkere Streuung, weniger Absorption
- großer effektiver Radius : schwächere Streuung, mehr Absorption

Die Anzahl und Größe der Tropfen bestimmt damit die Reflexion der Wolke, vor allem

im nahen Infrarot. Wie in Kapitel 2.3.2 gezeigt wurde, ist die Tropfenkonzentration wiederum bestimmt von der Menge an Kondensationskeimen. Erhöht sich die Anzahl der Wolkenkondensationskeime, erhöht sich die Anzahl der Tropfen in der Wolke und somit die Streueigenschaften. Damit lässt sich im Ansatz von der Anzahl der vorhandenen Kondensationskeime auf das Streuverhalten der Wolke schließen.

Jedoch wurde in Kapitel 2.3.2 gezeigt, dass die Menge an realen WKK sensitiv auf viele Faktoren reagiert, wie z.B. die chemische Komposition und Größe des Aerosols, die Aerosolmenge oder der relativen Feuchte der Umgebung. Zusätzlich ist auch die Wachstumsgeschwindigkeit der Tropfen ein wichtiger Faktor (Chuang et al., 1997).

Dies gilt bis jetzt für die natürliche Wolkenbildung. Durch die Emissionen anthropogener Quellen ergibt sich eine hohe Menge an weiterem Aerosol.

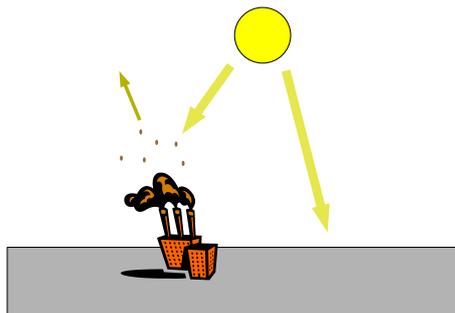
## 2.4 Die anthropogenen Aerosoleffekte

Der Mensch verändert die Aerosolkomposition und -menge durch viele Aktivitäten. Zum einen geschieht dies durch direkte Emissionen, z.B. werden bei der Verbrennung fossiler Brennstoffe Russpartikel erzeugt und gasförmigen Emissionen wie  $SO_2$  oder  $NO_2$  können als Vorläufer für Aerosolpartikel dienen; zum anderen wirken anthropogene Einflüsse aber auch durch Veränderung natürlicher Aerosolquellen, wie z.B. Desertifikation, welche erhöhte Staubaufwirbelungen erzeugt, oder Veränderung der Landnutzung. Welcher Anteil des Aerosols anthropogen verursacht ist und welcher Anteil aus natürlichen Emissionen resultiert, ist nicht einfach zu trennen. Es ist aber in Abb. 2.2 zu erkennen, dass der zusätzliche Effekt auf die Strahlungsbilanz der Erde aufgrund anthropogener Einflüsse nicht zu vernachlässigen ist. Aerosol kann dabei zum einen direkt auf die solare Strahlung wirken, zum anderen auch indirekt, denn die Emissionen enthalten auch potentielle Wolkenkondensationskeime, die Wolkenveränderungen verursachen können. Die anthropogenen Einflüsse des Menschen auf das Aerosol lassen sich daher in den direkten und in indirekte Aerosoleffekte unterteilen.

### 2.4.1 Der direkte Aerosoleffekt

Aerosol streut in alle Richtungen, wie aus der Beschreibung der Mie-Streuung in Kapitel 2.3.4 bekannt ist. Wie in Abb. 2.6 durch die gestrichelte Linie zu sehen, wird ein Teil des Lichtes wieder nach oben gestreut, also zurück in den Weltraum reflektiert. Da anthropogene Maßnahmen und Emissionen das Aerosol in der Atmosphäre erhöhen, wird die erhöhte Extinktion, bestehend aus Absorption und Rückstreuung des solaren Lichtes, durch die erhöhte Aerosolkonzentration durch anthropogene Effekte als direkter Aerosoleffekt bezeichnet.

Die Folge dieses Effektes sind in Abb. 2.8 gezeigt. Die erhöhte Rückstreuung erzeugt einen negativen Strahlungsantrieb und dadurch wird effektiv eine Kühlung verursacht, die im Vergleich zum anthropogenen Treibhausgas-Effekt ein negatives Vorzeichen hat. Der IPCC-Bericht 2007 gibt für den direkten Aerosoleffekt durch die Rückstreuung einen Strahlungsantrieb von  $-0.5 \text{ Wm}^{-2}$  an, mit einer Unsicherheit von  $-0.1$  bis  $-0.9 \text{ Wm}^{-2}$ .



**Abb. 2.8:** Schematische Darstellung des direkten Aerosoleffektes: Aerosolpartikel streuen das Licht (siehe Abb. 2.6). Da ein Teil nach oben gestreut wird, bedeutet dies eine Energieverlust.

Aerosol wirkt nicht nur durch Streuung, sondern auch durch Absorption, wie z.B. Rußpartikel. Diese absorbieren die solare Strahlung und heizen sich auf. Das bedeutet, die solare Strahlung geht am Boden verloren, wird aber an die umgebende Atmosphäre wieder als Wärme abgegeben. Der Netto-Effekt ist eine Erwärmung der Atmosphäre um  $0.2 \text{ Wm}^{-2}$ , wie in der Grafik von 2001 gezeigt ist.

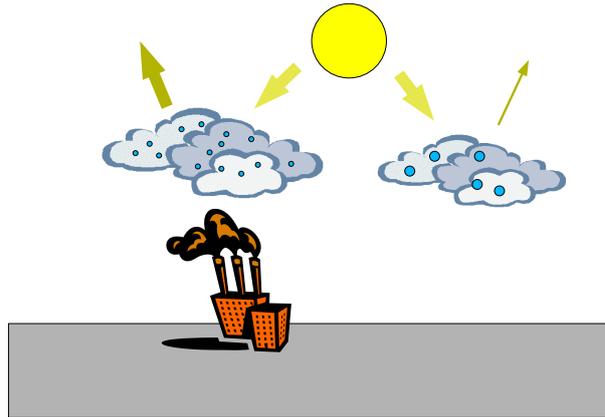
#### 2.4.2 Der indirekte Aerosoleffekt

Der sog. indirekte Aerosoleffekt bezeichnet den Einfluss des Menschen durch Emissionen auf die Wolkenbildung und -reflexion. „Indirekt“ ist der Effekt deshalb, weil der Mensch Aerosol und Gase, aus denen Aerosol entstehen kann, emittiert. Ein großer Teil dieser Emissionen ist als WKK geeignet oder kann zusätzliche WKK erzeugen. Dazu zählt z.B. emittiertes  $\text{SO}_2$ , welches oxidiert wird und Partikel bilden kann. Dies beeinflusst indirekt die Wolken, da die Menge an Wolkenkondensationskeimen in der Atmosphäre verändert wird.

Die Emissionen können auf verschiedene Arten auf die Wolken wirken. Die wichtigsten Effekte als „Erster“, „Zweiter“ oder „Semi-indirekter“ Effekt bezeichnet, es werden aber immer wieder weitere mögliche Interaktionen von Wolke und emittierten Aerosol erwogen und analysiert. Der Hauptpunkt der vorliegenden Arbeit konzentriert sich auf den ersten indirekten Aerosoleffekt. Jedoch kann der Einfluss weiterer indirekter Effekte in Satellitenbildern, die nur Momentaufnahmen zeigen, nicht immer ausgeschlossen werden, wie aus der folgenden Beschreibung ersichtlich wird.

##### Erster indirekter Aerosoleffekt

Der erste indirekte Aerosoleffekt beschreibt die anthropogenen Veränderung der Reflexion einer Wolke durch Aerosolemissionen. Sie beruht auf Arbeiten von S. Twomey (Twomey, 1974, 1977), die darauf hinweisen, dass anthropogene Emissionen eine Erhöhung von Aerosolen bewirken, die als Wolkenkondensationskeime wirken können. Daraus resultiert eine Veränderung der Tropfenkonzentration und somit eine Veränderung der Reflexion der Wolke, da sich die Streu- und Absorptionseigenschaften der Wolke ändern.



**Abb. 2.9:** Schematische Darstellung des ersten indirekten Aerosoleffektes: Eine Veränderung des Tropfenspektrums durch Emissionen hin zu kleineren Tropfen erhöht das Rückstreuverhalten einer Wolke.

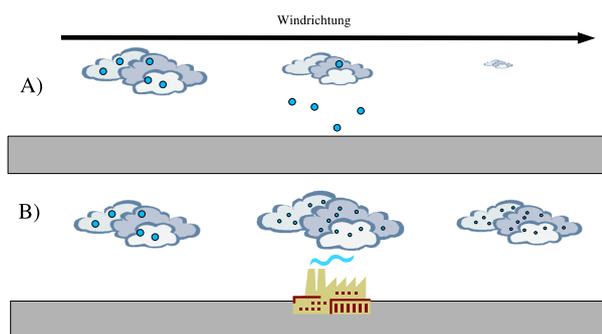
Hauptverursacher sind schwefelhaltige Emissionen, da diese stark hygroskopische Aerosolpartikel bilden, welche zur Aktivierung niedrige Sättigungsdampfdrücke benötigen. Fossile Brennstoffe wie Öl oder vor allem Braunkohle sind beispielsweise stark schwefelhaltig. Bei einer Verbrennung geht der Schwefelanteil zum größten Teil in in das Gas  $SO_2$  über. Dieses wird z.B. über  $OH^-$  oder auch  $O_3$  in Wassertropfen, schnell zu Sulfat ( $SO_4^{2-}$ ) oxidiert. Wie in Kapitel 2.3.2 gezeigt wurde, sind sulfathaltige Partikel gut geeignete Kondensationskeime, die anthropogenen Emissionen verändern also die Konzentration an WKK.

Eine schematische Abbildung des sog. ersten indirekten Aerosoleffektes ist in Abb. 2.9 gezeigt. Eine Erhöhung der Kondensationskeime bedeutet für eine Wolke, daß sich das kondensierbare Wasser auf mehr Tropfen verteilen kann und sich somit das Rückstreuverhalten ändert (siehe Gleichung 2.13): Eine erhöhte Tropfenkonzentration bewirkt eine erhöhte optische Dicke der Wolke, also eine höhere Reflexion zurück in den Welt- raum (Facchini et al., 1999). Diese durch anthropogenen Emissionen verursachte erhöhte Rückstreuung der Wolke bewirkt damit eine Veränderung des Energiehaushaltes der Erde. Die erhöhte Rückstreuung bewirkt einen Energieverlust, das System reagiert mit einer Abkühlung.

### Zweiter indirekter Aerosoleffekt

Der zweite indirekte Aerosoleffekt beruht auf einer Arbeit von B.A. Albrecht (Albrecht, 1989). Bisher wurde nur die Änderung der Rückstreuung in einer Wolke unabhängig von der Zeit betrachtet. Betrachtet man den Lebenszyklus einer Wolke, so ist durch die Änderung der Wolkenkondensationskeim-Anzahl auch eine Änderung der Lebensdauer möglich.

Verändert sich die Größenverteilung der Tropfen in einer Wolke hin zu kleineren Tropfen, dann sinkt die Wahrscheinlichkeit, dass die Wolke regnet, da für die Wolkentropfen



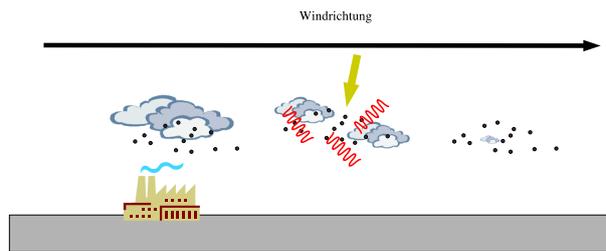
**Abb. 2.10:** Schematische Darstellung des zweiten indirekten Aerosoleffektes: Das Ausregnen der Wolke, die in A) stattfindet, wird in B) aufgrund der Verringerung der Tropfenradien verhindert. Die Folge: eine verlängerte Lebensdauer der Wolke.

ein gewisser Radius nötig ist, damit sie ausfallen. Eine höhere Konzentration von WKK aufgrund anthropogener Emissionen verschiebt das Tropfenspektrum zu kleineren Radien und vermindert die Wahrscheinlichkeit des Ausregnens. Dadurch steigt die Lebensdauer der Wolke. Dies wirkt sich auf die mittlere Albedo aus, wie Abb. 2.10 zeigt:

In Schema A) regnet die Wolke nach der Hälfte der Zeit aus, weil die Tropfen eine gewisse Größe erreicht haben. Bei Schema B) dagegen erzeugen die Emissionen eine Verkleinerung der Tropfenradien, die Wolke regnet daher noch nicht aus. Für eine Wolke, die nicht ausregnet, steigt die Lebensdauer und damit die Dauer der höheren Reflexion pro Fläche in diesem Gebiet. Die Wolke in Schema A) erzeugt eine höhere mittlere Albedo als die Wolke in Schema B) Dies erzeugt wiederum einen Energieverlust, der Strahlungsantrieb ist negativ. Zusätzlich kommt hinzu, dass der latente Wärmefluss beeinflusst wird. Das Nicht-Ausregnen am Ort X sorgt dafür, dass die Wolke entweder an Ort Y ausregnet oder eventuell auch gar nicht. Das hat Einfluss auf die lokalen meteorologischen Verhältnisse und resultierende Wasserreservoirs (Ramanathan et al., 2001).

### Der semi-indirekte Aerosoleffekt

Ähnlich dem direkten Aerosoleffekt, können auch dem indirekten Aerosoleffekt gegenläufige Effekte auftreten. Wie zuvor bereits erwähnt, können anthropogene Emissionen eine große Menge von absorbierenden Partikeln, wie z.B. Ruß, enthalten. Diese starke Absorption bewirkt zum einen eine Verminderung der Einstrahlung am Boden, zum anderen wird die Atmosphäre aufgeheizt, da die Partikel die absorbierte solare Strahlung wieder als thermische Energie an die Umgebung abgeben. Die Folge ist eine erhöhte Lufttemperatur um die Partikel herum. Eine Erhöhung der Atmosphärentemperatur hemmt die Bildung von Wolken, da sich bei gleichbleibendem Wassergehalt die relative Feuchte verringert. Das heißt, in diesem Fall vermindert das Aerosol die Wolkenbildung (Abb. 2.11), bzw. sorgt dafür, dass sich bestehende Wolken schneller auflösen, da es die Umgebung der Wolke erwärmt. Das Ergebnis ist eine Verminderung der Wolkenbedeckung oder der Lebensdauer einer Wolke und würde damit das Gegenteil der anderen Effekte



**Abb. 2.11:** Schematische Darstellung des semi-indirekten Aerosoleffektes: Die Absorption emittierter Rußpartikel erhöht die Umgebungstemperatur der Wolke und verändert die relative Feuchte. Die Folge ist ein mögliches frühzeitiges Auflösen der Wolke.

bewirken, daher semi-indirekt. Die Theorie des semi-indirekten Effektes wurde u.a. in Wolken-Modellierungen nachgewiesen (Conant et al., 2002; Nenes et al., 2002b).

### Erkenntnisse über den indirekten Aerosoleffekt

Zusätzlich zu den beschriebenen Effekten geben z.B. Lohmann und Feichter (2005) noch weitere mögliche Effekte an, wie etwa den Einfluss von Aerosolen auf die Thermodynamik der Eis-/Wasser-Phase und die Folgen für den Niederschlag. Auch Messungen weisen auf neue unbekannte Effekte hin: so wurden z.B. in der Arktis erhöhte thermische Emissionen bei verschmutzten Wolken gemessen (Garrett und Zhao, 2006). Somit kann die Veränderung der Tropfenkonzentration auch die thermische Emission der Wolke beeinflussen.

Der Kenntnisstand bei den indirekten Effekten ist in der Forschung jedoch noch lückenhaft und der quantitative Nachweis mit Unsicherheiten behaftet, wie Abb. 2.2 zeigt: Im IPCC-Bericht von 2001 wird das *Scientific Understanding* mit *very poor* angegeben und kein Wert für den indirekten Effekt angegeben, sondern nur Unsicherheitsbalken von 0 bis  $-2 \text{ Wm}^{-2}$ . Im IPCC-Summary 2007 wird ein Wert von  $-0.8 \text{ Wm}^{-2}$  angegeben, die Unsicherheit reicht aber von  $-0.3$  bis  $-1.8 \text{ Wm}^{-2}$  und das *Scientific understanding* ist *poor*. Die quantitativen Analysen beruhen zum größten Teil auf den Ergebnissen lokaler und globaler Modellierungen und die Ergebnisse variieren stark. So wird z.B. bei Lohmann und Lesins (2002) eine Variation von  $-1.1$  bis  $-4.0 \text{ Wm}^{-2}$  angegeben, Lohmann und Feichter (2005) geben für den ersten indirekten Effekt ein Strahlungsantriebsintervall von  $-0.5$  bis  $-1.9 \text{ Wm}^{-2}$  an, während der Bereich für den zweiten indirekten Aerosoleffekt von  $-0.3$  bis  $-1.4 \text{ Wm}^{-2}$  reicht. Die Werte liegen damit teilweise über den Effekten durch Treibhausgasemissionen. Diese Bestimmung des indirekten Effekts durch Modellanalysen wird erschwert durch viel Fehlerquellen: z.B. die Parametrisierung der Partikelaktivierung (Lewenthal et al., 2004), oder die Unkenntnis über die prä-industrielle - also vor 1750 liegende - Aerosolkomposition (Chen und Penner, 2005). Zusätzlich wird die Dynamik, welche eine wichtige Rolle in der Entwicklung der Wolken spielt, in Modellierungen unzureichend beschrieben (Jiang et al., 2002; Jiang und Feingold, 2006) und es treten Unterschiede beim Vergleich von Messungen und Parametrisierungen der Modelle auf (Iorga et al., 2003; Phinney et al., 2003).

Aber auch bei den Messungen ergeben sich große Unsicherheiten. Bei einer in-situ-

Messung eines Wolkentropfens erhält man eine chemische Komposition des darin enthaltenen Aerosols, von der man nicht weiß, ob sie während oder nach der Bildung des Wolkentropfens eingelagert wurde (Sellegrì et al., 2003). Dadurch ergeben sich starke Unsicherheiten, welche Aerosolpartikel als Wolkenkondensationskeime in Frage kommen. Auch Satellitenmessungen sind noch nicht ausgereift genug für eine quantitative Untersuchung von Aerosolpartikeln und Wolkenkondensationskeimen: Zwar lassen sich Korrelationen zwischen Tropfenkonzentration und Grad der Verschmutzung einer Wolke durch Messungen nachweisen (Peng et al., 2002), eine quantitative Analyse der Kondensationskeime ist aber nur ansatzweise möglich (Kapustin et al., 2006).

Der quantitative Nachweis des 2. indirekten Aerosoleffektes ist noch schwieriger. Zwar können in Modellstudien Veränderungen der Niederschläge aufgrund des indirekten Aerosoleffektes gezeigt werden (Rotstajn und Lohmann, 2002), die messtechnische Verifizierung ist jedoch schwer. Die globale Betrachtung von Niederschlag über eine Satellitenanalyse ist schwer zu realisieren (siehe z.B. Rosenfeld und Gutmann (1994); Lensky und Rosenfeld (1997); Masunaga et al. (2002a); Lensky und Rosenfeld (2003); Han et al. (2002)) und der anthropogene Anteil lässt sich aus diesen Daten nicht ermitteln.

Somit beschränken sich die Satellitennachweise der indirekten Aerosoleffekte auf lokale Indizien. So konnte z.B. in Langzeitstudien für Europa gezeigt werden, dass der Zusammenbruch der Industrie in den osteuropäischen Ländern eine Verringerung der  $SO_2$ -Emissionen bewirkte, die sich auch in einer Veränderung der Wolkeneigenschaften widerspiegelt (Krüger und Grassl, 2002; Krüger et al., 2004). Auch für China konnten Anzeichen der Veränderung der Wolken-Lebenszeit aufgrund absorbierender Partikel gezeigt werden, als Indiz für den semi-indirekten Effekt (Krüger und Grassl, 2004). Auch Hinweise für den zweiten Aerosoleffekt zeigen sich, z.B. bei der Analyse von Niederschlagsdaten hinter Städten und Kraftwerken (Rosenfeld, 2000). Aber diese Indizien Hinweise sind unzureichend für eine globale Verifizierung des Effektes oder einer quantitativen Analyse der resultierenden Effekte.

Die genannten Studien beschränken sich meist auf kontinentale Gebiete. Die vorliegende Studie fokussiert jedoch auf maritime Gebiete, denn dort bietet sich die Möglichkeit, den Einfluss von anthropogenen Emissionen einfacher zu erkennen.

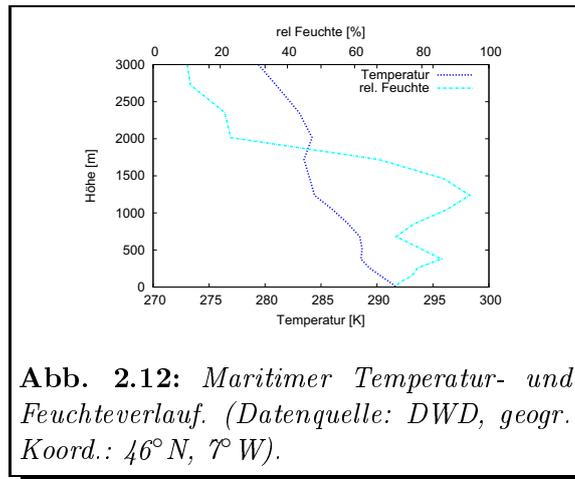
### 2.5 Die maritime Grenzschicht

Die maritime Grenzschicht beschreibt die Schicht über dem Ozean, die direkt von der Ozeanoberfläche beeinflusst ist. Abb. 2.12 zeigt einen Verlauf der Temperatur und der Feuchte über dem Meer bei einem Breitengrad von  $46^\circ N$ , um die Grenze zwischen vom Ozean beeinflusster und freier Atmosphäre zu verdeutlichen.

Während der Temperaturverlauf einen relativ kontinuierlichen Abfall von  $0.6 K$  pro  $100 m$  zeigt, erkennt man einen Sprung im Feuchte-Profil bei ca.  $1500 m$ , welcher die Oberkante der Konvektion und damit der Grenzschicht markiert. Innerhalb der Grenzschicht kommt es aufgrund der hohen Feuchte schnell zu Wolkenbildung. Sowohl der vertikale Aerosoltransport, als auch die Wolkenbildung finden in der maritimen Grenzschicht meist durch Konvektion statt. Die Grenzschicht definiert damit auch auch jene

Schicht, welche durch maritimes Aerosol von der Ozeanoberfläche geprägt ist.

Im Vergleich zur kontinentalen Grenzschicht ist das Wissen über Aerosol und Gase in der maritimen Grenzschicht geringer, da z.B. Radiosonden-Messungen zur Vermessung des Atmosphärenprofils und in-situ-Messungen von Aerosol oder Gas nur unregelmässig erfolgen. Diese kurzzeitigen Messkampagnen, wie z.B. die Experimente ACE oder ACE-2 (Aerosol Characterisation Experiment, Johnson et al. (2000)), geben auch keine Langzeitmessungen wieder. Diese werden über die Advektion von maritimen Luftmassen an Küstengebieten gemessen (z.B. Smirnov et al. (2002), O'Dowd et al. (1997)), welche allerdings oft kontinental beeinflusst sind. Dennoch konnten über diese Messungen wichtige Informationen über Komponenten, wie Aerosol und Gase in der maritimen Grenzschicht, gewonnen werden.



**Abb. 2.12:** *Maritimer Temperatur- und Feuchteverlauf. (Datenquelle: DWD, geogr. Koord.: 46° N, 7° W).*

### 2.5.1 Maritimes Aerosol

Das maritime Aerosol ist im Vergleich zum kontinentalen Aerosol homogener zusammengesetzt, da die darunter liegende Oberfläche großflächig homogen ist. Hauptkomponente ist  $NaCl$  aus Seesalz, welches durch das sog. bubble-bursting, das zerplatzen von Blasen an der Meeresoberfläche, in die Atmosphäre gelangt. Diese Partikel sind relativ groß ( $0.1 - 10 \mu m$ ) und dominieren die Masse des Aerosols über dem Meer. Daneben ist in der maritimen Grenzschicht das Sulfat-Aerosol wichtig, welches durch die Oxidation von  $SO_2$ -Molekülen entsteht. In der maritimen Grenzschicht bilden die Sulfat-Komponenten in Verbindung mit  $H_2O$  flüssige Partikel, wobei die Größe und der pH-Wert der Tropfen abhängig sind von Faktoren wie etwa der relativen Feuchte. Weitere Stoffe, die in dieser Lösung vorkommen können, wie z.B.  $NH_4^+$  oder  $O_3$ , beeinflussen den pH-Wert der Lösung. Die natürlichen Quelle für das  $SO_2$  über dem Meer ist hauptsächlich die Oxidation von Dimethyl-Sulfid (DMS) (Charlson et al., 1987) oder Dimethyl-Disulfid (DMDS) (Yin et al., 1990b,a), z.B. durch  $OH^-$ . Der Sulfatgehalt im maritimen Aerosol ist aber nicht nur direkt auf biogene Quellen zurückzuführen, auch Meersalz selbst enthält  $SO_4^-$ , welches wiederum durch das oben genannte bubble-bursting in die Atmosphäre gelangt. Neben den Hauptkomponenten  $NaCl$  und Sulfat enthält maritimes Aerosol noch Anteile an Nitraten und auch Ammonium-Verbindungen, welches ein wichtiger Nährstoff in der ozeanischen Biologie ist (Brasseur et al., 2003). Auch wasserlösliche und unlösliche Karbonate lassen sich nachweisen (Cavalli et al., 2004). In den letzten Jahren wurden auch vermehrt Jod-Verbindungen nachgewiesen (McFiggans et al., 2004), bei denen eine Verbindung mit biogenen Prozessen nachgewiesen wurde (Smythe-Wright et al., 2006).

Allgemein betrachtet gibt es Unterschiede zwischen kontinentalem und maritimen Aerosol, wenn die optischen Dicken betrachtet werden: Im Normalfall ist die optische

Dicke des maritimen Aerosols kleiner als die des kontinentalen Aerosols, wie es z.B. von AERONET-Messungen an der Küste gezeigt wird (AErosol RObotic NETwork, Smirnov et al. (2002); Holben et al. (2001)). Die Verteilungen der optischen Dicke (bei 500 nm) für kontinentales Aerosol haben je nach Gebietslage das Maximum bei 0.1 bis 0.3, können aber auch Werte von 1 bis 3 annehmen können, vor allem in urban beeinflussten Gebieten. Für maritimes Aerosol liegen die Werte meist unter 0.25 und die Verteilung hat ihr Maximum zwischen 0.05 und 0.1. Diese verallgemeinerte Sichtweise trifft allerdings nicht auf alle Gebiete zu und maritime Gebiete sind nie vollständig frei von Aerosol. Die minimale optische Dicke, das sog. maritime Hintergrund-Aerosol, lässt sich mit 0.02 angeben (Halthore und Caffrey, 2006). Die maritime Grenzschicht ist somit nie frei von Aerosol.

### 2.5.2 Wolkenkondensationskeime in der maritimen Grenzschicht

Da immer eine Partikelkonzentration vorhanden ist, sind somit auch potentielle Wolkenkondensationskeime in maritimen Gebieten vorhanden. Im Vergleich zu kontinentalen Gebieten ist der Anteil aber deutlich geringer.

Die oben angesprochenen Sulfate ergeben einen wichtigen Teil an WKK in der maritimen Grenzschicht, da sie einen hohen Anteil des maritimen Aerosols ausmachen (O'Dowd et al., 2004). Zusätzlich sind aber auch die *NaCl*-Partikel, die den größten Massenanteil am maritimen Aerosol ausmachen, in der Lage, als WKK zu dienen (O'Dowd et al., 1997). Die verschiedenen Aerosolkomponenten zeigen bei der Aktivierung eine Abhängigkeit von den Konzentrationen anderer Stoffe, z.B. kann eine erhöhte *NaCl*-Konzentration wiederum die Sulfat-Aktivierung beeinflussen (Ghan et al., 1998; McFiggans et al., 2006). Da die Konzentration der Sulfatpartikel auch von der biogenen Produktion abhängig sind, ist das Vorkommen dieser WKK stark variabel. So zeigen z.B. Küstenmessungen Änderungen der WKK-Konzentration, die oft korreliert scheinen mit hoher biologischer Aktivität (O'Dowd, 2001; O'Dowd et al., 2004). Abgesehen von diesen Extremereignissen ist die durchschnittliche relative Anzahl von potentiellen WKK aus Sulfat oder *NaCl*, die in der maritimen Grenzschicht nachweisen lässt, im Vergleich zu kontinentalen Gebieten geringer. Das bedeutet, kleine Variationen in der WKK-Konzentration können in maritimen Gebieten signifikante Auswirkungen auf die Wolkenbildung haben.

### 2.5.3 Wolken in der maritimen Grenzschicht

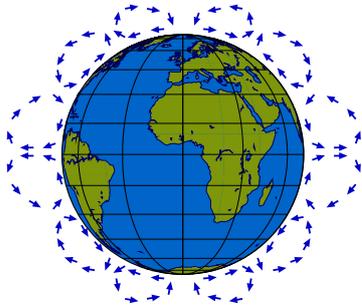
Durch die vergleichsweise geringe Aerosol- und WKK-Konzentration weisen maritime Wolken relativ große Tropfenradien und kleinen Tropfenkonzentrationen auf, wenn man sie mit kontinentalen Wolken vergleicht (Miles et al., 2000). Dies gilt vor allem für tiefe Wolken außerhalb der tropischen Konvergenzzone. Diese Gebiete sind meist geprägt von einer starken Inversion, unter der sich eine maritime Grenzschicht bildet die, je nach Ort- und Wetterlage, mehrere hundert Meter dick werden kann. In Bild 2.12 ist die Obergrenze am Feuchtesprung bei etwa 1500 m zu erkennen.

Hervorgerufen wird diese Inversion durch die absteigende Luft aufgrund der Hadley<sup>7</sup>-

---

<sup>7</sup>George Hadley (1685-1768), englischer Physiker und Meteorologe

Zirkulation, wie in Abb. 2.13 gezeigt. Das adiabatische Absinken in den subtropischen Breitengraden bewirkt eine geringe relative Feuchte und erzeugt über der vergleichsweise feuchten maritimen Luft eine Inversionslage. Dadurch ist die Konvektion in der darunter liegenden Grenzschicht auf geringe Höhen beschränkt. Aufgrund des homogenen Untergrundes über mehrere hundert bis tausend Kilometer kommt es zu relativ gleichmäßiger Zellenkonvektion, sog. Benard <sup>8</sup>-Zellen, über weite Gebiete.

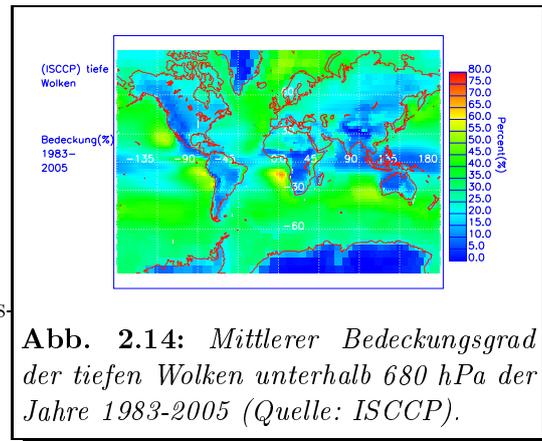


**Abb. 2.13:** *Atmosphärischen Zirkulation (zum 21.3./9.). Die Rotationen am Äquator definieren die Hadley-Zirkulation.*

Zusätzlich weist die Oberfläche des Meeres Strömungen auf, welche die Oberflächentemperatur und somit die relative Feuchte beeinflussen. Diese Oberflächenströmungen haben starken Einfluss auf die tiefe maritime Bewölkung. Bevorzugt findet diese Art der Wolkenbildung in Gebieten mit kalten Oberflächenwasserströmungen statt, die auf warme und feuchte Meeresluft unterhalb der Inversionsschicht trifft. Dazu zählen z.B. das Gebiet des Humboldtstroms an der Westküste Südamerikas, der Benguelastrom an der Westküste Afrikas oder auch der Kalifornienstrom an der Westküste Nordamerikas. Die tiefe maritime Wolkenschicht weist

dadurch in diesen Teilen der Erde einen hohen Bedeckungsgrad auf, wie Abb. 2.14 zeigt.

Die Abbildung stellt den mittleren Bedeckungsgrad der tiefen Wolken unterhalb von 680 hPa (etwa 3000 m) dar, wie sie vom Satelliten beobachtet werden, basierend auf Daten von ISCCP für 1983 bis 2005. ISCCP steht dabei für *International Satellite Cloud Climatology Project* (Rossow und Schiffer, 1991) und beinhaltet Datenarchive, die genutzt werden, um die gemessenen Bedeckungsgrade von verschiedenen Satelliten zu einem einheitlichen Bedeckungsgrad zusammenzufassen. Dazu zählen nicht nur polare Orbiter, sondern auch geostationäre Satelliten, wie z.B. Meteosat oder GOES. Die Nutzung verschiedener Datenquellen erlaubt eine flächendeckende global Analyse, hat aber auch Auswirkungen auf die Qualität der Daten: Sie wirkt sich z.B. beim Übergang in höhere Breiten nachteilig auf die Konsistenz der Daten aus, da die Gewichtung von polarem und geostationärem Orbit mit dem Breitengrad variiert. Zusätzlich ist z.B. für tiefe Wolken eine feste Grenze von 680 hPa vorgegeben, wodurch Wolkenhöhen bis zu 3000 m vorkommen. Diese gehen damit weit über die normale maritime Grenzschicht der mittleren Breiten hinaus, die meist bei 500-1500 m liegt.



**Abb. 2.14:** *Mittlerer Bedeckungsgrad der tiefen Wolken unterhalb 680 hPa der Jahre 1983-2005 (Quelle: ISCCP).*

<sup>8</sup>Henri Bénard (1874-1939), französischer Physiker

In Abb. 2.14 erkennt man deutlich zwei Breite Gürtel mit hohem Bedeckungsgrad auf beiden Hemisphären zwischen ca.  $10^\circ$  und  $60^\circ$  Breite. Zusätzlich sieht man die Gebiete mit kalten Meereströmungen an der Westküste Südamerikas, Nordamerikas oder Afrikas. Hier können im Jahresmittel Bedeckungsgrade von 50 bis 70% für tiefe Wolken auftreten. Auch das Nordpolarmeer weist einen relativ hohen Bedeckungsgrad von tiefen Wolken auf.

Damit existieren über dem Meer große Flächen mit Wolken unter 3000 m und hohen Bedeckungsgraden. Zusätzlich weisen diese Wolken im Vergleich zu den kontinentalen Wolken relativ große Tropfen auf, da sich über dem Meer relativ wenig Wolkenkondensationskeime befinden. Das bedeutet, dass diese Wolken sensitiv auf Veränderungen des Aerosolgehaltes reagieren können. Die Hauptquelle für anthropogene Emissionen über dem Meer ist der Schiffsverkehr.

## 2.6 Emissionen über dem Meer: Der Schiffsverkehr

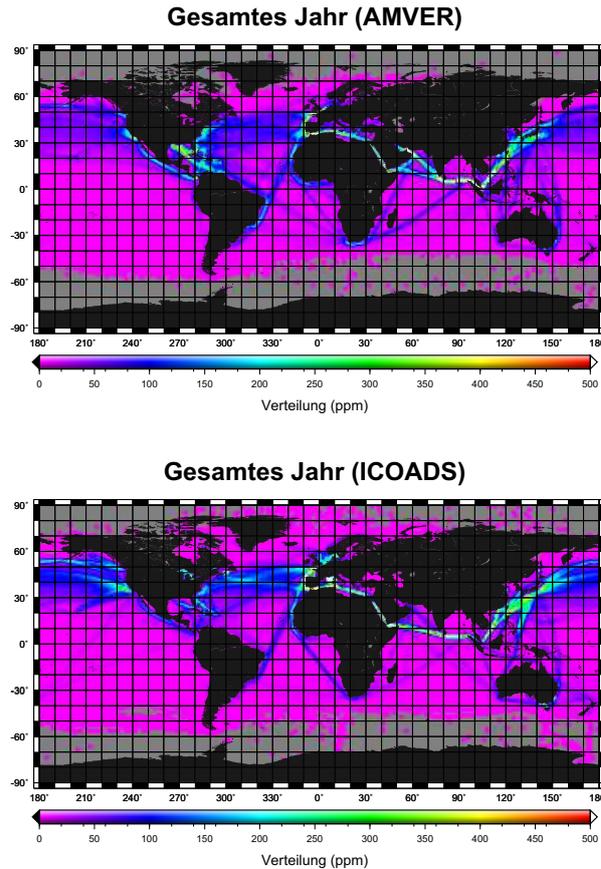
Der Schiffsverkehr ist ein wichtiger Transportsektor. Etwa 90% des globalen Handels wird über Schiffe geregelt. Im Jahr 2001 waren etwa 90.000 Schiffe mit einer Größe von über 100 BRZ (Brutto-Raumzahl, englischer Begriff: Gross Tonnage) auf den Ozeanen unterwegs. Etwa 50% dieser Schiffe waren Frachtschiffe, der Rest Passagierschiffe, Fischereifabriksschiffe, Militärschiffe und andere Kategorien (Eyring et al., 2005a).

### 2.6.1 Globaler Schiffsverkehr

In Abb. 2.15 sind zwei Datensätze abgebildet, welche die globale Verteilung des Schiffsverkehrs wiedergeben. Der mit *AMVER* bezeichnete Datensatz beruht auf dem *Automated Mutual assistance Vessel Rescuesystem*, der *ICOADS*-Datensatz (*International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*) abgebildet. Die Zählweise der Schiffe für die beiden Datensätze unterscheidet sich und auch innerhalb der Datensätze variiert z.B. die Anzahl der Meldungen pro Schiff oder die Anzahl der registrierten Schiffe. Bei *AMVER* beispielsweise sind etwa 14% der globalen Flotte registriert, jedoch erfolgen nur von etwa 4% regelmäßig Meldungen. Auch *ICOADS* repräsentiert nur etwa 4% der globalen Flotte (Wang et al., 2007a). Für eine statistische Beobachtung der geographischen Verteilung und eine qualitative Analyse der Schiffsrouten ist dies aber ausreichend.

Man erkennt, dass die Hauptrouten des Schiffsverkehrs auf der Nordhalbkugel verlaufen, z.B. die Schiffsrouten von Nordamerika nach Asien über den Nordpazifik, oder von Europa nach Nordamerika über den Nordatlantik. Die Abfolge in Abb. 2.16 gibt eine Kombination der *AMVER* und *ICOADS*-Daten für die einzelnen Monate wieder (Wang et al., 2007a) und zeigt eine relativ geringe Variation über das Jahr hinweg.

Ein Faktor, der dagegen stark variiert, ist die Größe der Schiffe: Sie reicht von kleinen Schiffen mit wenigen BRZ bis zu Schiffen mit 150.000 BRZ, die mehrere hundert Meter lang sind. Diese großen Schiffe bewirken einen hohen Energieverbrauch. So liegt der Energieverbrauch der globalen Flotte von Schiffen bei 343.000 MW, das entspricht der dreifachen gesamten Kraftwerksleistung der Bundesrepublik (Eyring et al., 2005a; VDN, 2003). Die Frachtschiffahrt ist mit 64% an diesem Energieverbrauch beteiligt. Dieser



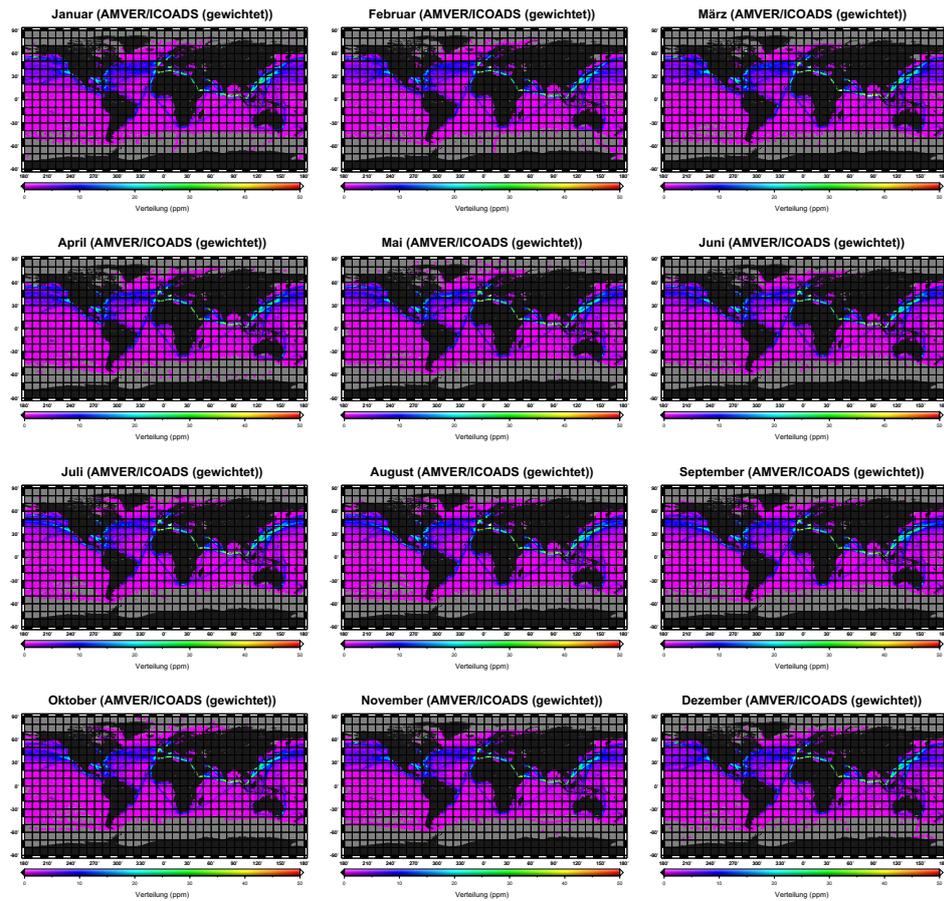
**Abb. 2.15:** Normierte globale Verteilung der Schiffsverkehrsdichte aufgrund der AMVER- und ICOADS-Daten (Endresen et al., 2003; Wang et al., 2007a) (in parts per million, siehe Anhang A.3).

hohe Energieverbrauch ist gekoppelt mit einem hohen Treibstoffverbrauch und hohen Emissionsraten.

### 2.6.2 Treibstoff und Emissionen von Schiffen im Vergleich

Abb. 2.17 zeigt die Verteilung des globalen Ölverbrauchs. Der gesamte Transportsektor zeigt hier einen Anteil von 58 Prozent (linke Grafik). Davon entfallen auf den Sektor Schiffsverkehr nur 16 Prozent des Verbrauchs (rechte Grafik). Jedoch spiegelt die Verteilung des Verbrauchs nicht die Verhältnisse der Emissionen wider. Zwar sind Schiffsmotoren in den meisten Fällen Dieselmotoren, jedoch liegen die Motoren in einer anderen Größenklasse als LKW oder PKW-Motoren und dadurch variiert die Technik in Verbrennung und die Abgasbehandlung. Zusätzlich unterscheidet sich der Treibstoff. Schiffe verwenden sog. *Bunker-Öl*, welches je nach Art (Kategorie A-C) von Dieseltreibstoff (Kategorie A) bis Schweröl (Kategorie C) reicht. Der am meisten verwendete ist dabei

## 2 Klima und anthropogene Einflüsse



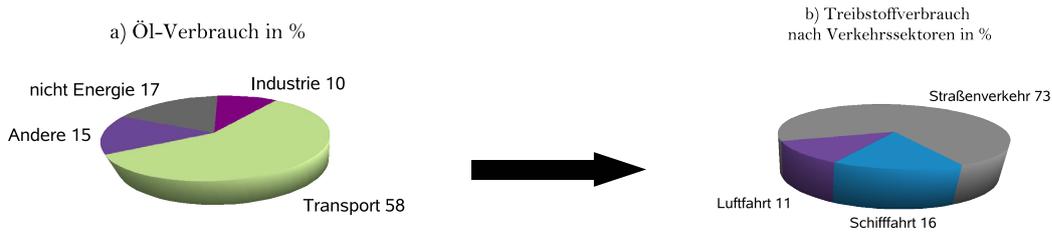
**Abb. 2.16:** Normierte Schiffsverkehrsdichte für alle Monate von Januar bis Dezember, aufgrund einer AMVER/ICOADS-Kombination (Wang et al., 2007a).

aufgrund von Kostengründen und fehlenden Reglementierungen die Klasse C. Dieser enthält langkettigere Kohlenwasserstoffe als der normale Diesel für den Straßenverkehr und ist vergleichsweise zähflüssig. Zusätzlich ist auch ein hoher Anteil an Schwefel vorhanden. In den großen Motoren der Schiffe lässt sich dieser Treibstoff relativ gut verbrennen.

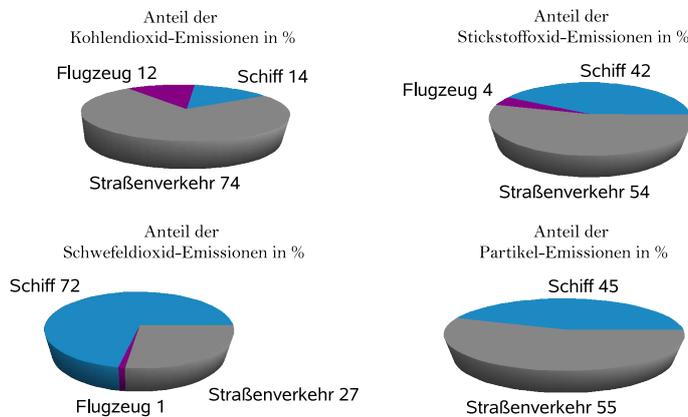
Die Unterschiede sorgen für Variationen in den Emissionen, wie der Vergleich mit den anderen Transportsektoren zeigt (Abb. 2.18):

Die  $CO_2$ -Emissionen des Schiffsverkehrs sind vergleichsweise niedrig und betragen nur eine Fünftel der Emissionen des Straßenverkehrs, ist also in etwa mit der Verteilung des Treibstoffverbrauchs gleichzusetzen.

Der Anteil des Schiffsverkehrs variiert hingegen bei den anderen Emissionen, wenn man z.B. die  $NO_x$ -Emissionen betrachtet. Der Emissionsanteil von Schiffen ist um den Faktor 3 höher als der Anteil bei den  $CO_2$ -Emissionen und nur leicht geringer als der Anteil des Straßenverkehrs. Ursache sind die Unterschiede in der Technik der Verbrennungsmotoren und der Abgasbehandlung durch fehlende Katalysatoren. Sie bewirken eine höhere  $NO_x$ -



**Abb. 2.17:** Vergleich des weltweiten Ölverbrauchs nach Sektoren (linke Grafik) und der Anteil der verschiedenen Transportsektoren (rechte Grafik), Zahlen entnommen aus *International-Energy-Agency (2006); Eyring et al. (2005a)*.



**Abb. 2.18:** Vergleich des Emissionen der unterschiedlichen Transportsektoren (*Eyring et al., 2005a*).

Emission als ein normaler Auto-Verbrennungsmotor.  $NO_x$ -Emissionen beeinflussen die troposphärische Ozonproduktion. Daher sind Modellierung und Satellitenanalyse an der Quantifizierung dieses Effektes interessiert (siehe z.B. Lawrence und Crutzen (1999); Kasibhatla et al. (2000); Davis et al. (2001); Eyring et al. (2007); Richter et al. (2004); Beirle et al. (2004); Franke et al. (2007)).

Die vorliegende Arbeit fokussiert dagegen auf die Aerosolemissionen, bzw. an den Emissionen, die für Aerosolbildung relevant sind. Der wichtige Bereich für die hier vorliegende Untersuchung sind daher die Emissionen von Partikeln und Schwefeldioxid, da diese als Aerosole oder deren Vorprodukte eine Rolle spielen können. Wie in Grafik 2.18 zu erkennen ist, ist der Anteil solcher Emissionen für den Schiffsverkehr sehr hoch, obwohl der Anteil am Verbrauch nur 16% beträgt. Der Grund dafür ist der Treibstoff: Der typische Schwefelgehalt in Schiffsdiesel liegt bei 2-3%. Im Vergleich dazu ist der Anteil im Autodiesel viel kleiner als 0.1%. Der Grund ist die derzeit schwache Regulierung des Treibstoffs und der Emissionen beim Schiffsverkehr.

### 2.6.3 Reglementierungen und Zukunft von Schiffsemissionen

Internationale Reglementierung der Schiffsemissionen fallen unter die sog. MARPOL-Reglementierungen (International Convention for the Prevention of Marine Pollution from Ships). Diese Regulierungen haben sich aber erst in den letzten Jahren verstärkt. Aufgrund der hohen Schwefelemissionen wurden im MARPOL Annex (MARPOL, 2005), sog. SECAs (Sulphur Emission Control Areas) beschlossen (Entec, 2002a), in denen der Schwefelgehalt von Schiffstreibstoff nicht mehr als 1.5 Prozent betragen darf. Seit Mai 2006 ist die Ostsee ein solches Gebiet, die angrenzende Nordsee soll im November 2007 folgen. Weitere Gebiete sind in Planung, aber bisher ohne zeitliche Vorgaben. Des weiteren hat die Europäische Union sich darauf verständigt, bis 2010 die Grenze für Schwefelgehalt von Schiffstreibstoffen in inländischen Wasserstrassen und Hafengebieten auf 0.1% festzusetzen und den Schwefelgehalt von Schiffstreibstoff, der in der EU verkauft wird, auf 1.5% zu reduzieren (EU-Richtlinie 1999/32/EG).

Aber der Schiffsverkehr wächst: Schätzungen gehen davon aus, dass die Menge an Gütern im Seeverkehr bis 2050 von 8 Milliarden auf 20-30 Milliarden Tonnen anwachsen wird. Dies hat zur Folge, dass sich die globale Flotte auf den Meeren auf 120-170 Tausend Schiffe vergrößern wird, also um den Faktor 1.5 bis 2 zum Stand von 2001 (Eyring et al., 2005b). Somit wird sich auch der Verbrauch und die resultierenden Emissionen steigern. Die Problematik der Schiffsemissionen wird immer öfter in den Medien erwähnt und manche Reedereien reduzieren dadurch freiwillig die Emissionen (Strassmann, 2002). Die Technik der Reduzierung von Emissionen hat aber auch Nebeneffekte, z.B. erzeugt die Reduzierung der  $NO_x$ -Emissionen durch Wasser oder Dampf-Injektion eine erhöhte Produktion von  $CO$  (Hobbs et al., 2000).

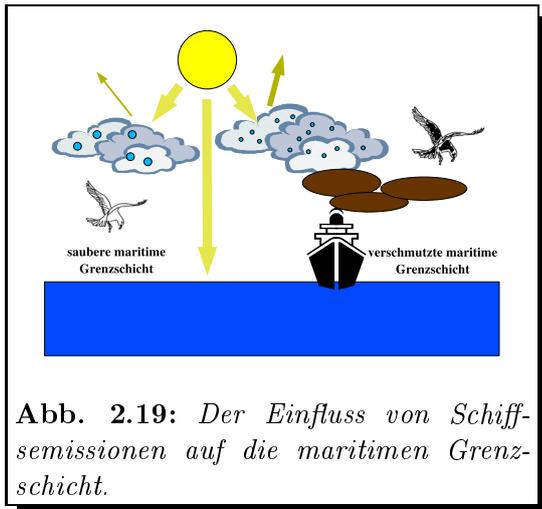
Die Zukunft des Schiffsverkehrs und der resultierenden Emissionen ist daher unsicher und verschiedene Szenarien sind möglich (Eyring et al., 2005b). Wichtig für solche Szenarien ist eine gute Kenntnis der Einflüsse zum jetzigen Zeitpunkt. Das bedeutet, die Einflüsse müssen möglichst genau erfasst werden, z.B. über Satellitendaten. Dies gilt vor allem für Partikel und Sulfate, denn hier hat sich gezeigt, dass die Schiffsemissionen im Vergleich zu den anderen Transportfaktoren eine wichtige Rolle spielen. Insbesondere gilt dies für mögliche indirekte Aerosoleffekte, denn die Emissionen bewirken eine Veränderung des Aerosols und der potentiellen Wolkenkondensationskeime in der sensitiven maritimen Grenzschicht.

## 2.7 Der sichtbare indirekte Aerosoleffekt über dem Meer: Ship Tracks

Wie bereits in Kapitel 2.5 erwähnt, ist der Aerosolgehalt in der maritimen Grenzschicht vergleichsweise gering und resultiert in einer geringen Konzentration an WKK. Dadurch ergeben sich relativ große Tropfen in den maritimen Wolken. Durch die in Kapitel 2.6.2 beschriebenen Schiffsemissionen wird der maritime Aerosolgehalt stark verändert (Abb. 2.19). Die hohen Emissionen von Partikeln und Schwefel großer Schiffe resultiert in einer großen Mengen an Aerosolen und deren Vorläufern, die in diese relativ saubere mariti-

me Atmosphäre gelangen und tiefliegende, maritime Wolken erreichen können. Wie in Kapitel 2.4.2 beschrieben, sind diese Emissionen in der Lage, durch eine Veränderung der Konzentration an WKK die optischen Eigenschaften durch eine Veränderung der Tropfenkonzentration und der Tropfengrößen zu modifizieren. Dieser Effekt ist in Satellitenbildern nachweisbar: die sog. Ship Tracks.

Die Existenz dieser Wolkenveränderung zeigt sich in maritimen Wolken durch Linien erhöhter Reflexion, besondere bei Wellenlängen größer als  $1.6 \mu m$ , wie es in den Kapiteln 2.3.6 und 2.4.2 beschrieben wurde. Sie sind seit Längerem ein bekanntes Phänomen. Vollständig ist die Art der Entstehung noch nicht völlig verstanden, da viele Einflussfaktoren involviert sind, wie die Köhler-Theorie (Gleichung 2.2) zeigt.



**Abb. 2.19:** Der Einfluss von Schiffsemissionen auf die maritimen Grenzschicht.

Es zeigen sich qualitative Abhängigkeiten von Treibstoff und Art des Antriebs des Schiffes (Durkee et al., 2000a) oder die Art der Hintergrund-Aerosolkonzentration (Taylor et al., 2000). Dominierender Faktor scheint aber der Schwefelgehalt des Treibstoffs zu sein (Hobbs et al., 2000), resultierend in einer hohen Emission von Schwefeldioxid und ihrer Oxidation zu Sulfat, wodurch eine Erhöhung der Wolkenkondensationskeime erzeugt wird. Zusätzlich zeigt sich, dass Ship Tracks viele verschiedene Formationen aufweisen können und auch abhängig davon sind, in welchem Stadium sich die Wolke befindet (Rosenfeld et al., 2006a),

Auch die zeitliche Entwicklung der Wolketropfen in den Ship Tracks ist noch nicht ganz geklärt. So weisen Messungen vom Aerosol und Tropfenkonzentration in Ship-Tracks zwar uni-modale Größenverteilungen auf (Noone et al., 2000b; Öström et al., 2000) es ist aber unklar, ob sich diese über einen längeren Zeitraum aus bi-modalen Verteilungen entwickeln. Die Größenverteilung hat aber Konsequenzen für den ermittelbaren Wassergehalt in der Wolke und spielt zusätzlich in der Satellitenanalyse der Reflexion eine wichtige Rolle (Nakajima et al., 1991). Das bedeutet, sowohl bei der Bildung, als auch bei den Auswirkungen der Ship Tracks sind noch einige Fragen offen, auch wenn sie seit längerem untersucht werden.

### 2.7.1 Erkenntnisse über Ship Tracks vor dieser Arbeit

#### Frühzeit

Das Phänomen der Ship Tracks ist seit den 60er Jahren bekannt, als 1966 von Conover ein Artikel über „Anomalous Cloud Lines“ verfasst wurde (Conover, 1966), die er mittels des Satelliteninstrumentes Tiros VII entdeckt hatte. Die Bilder zeigten Wolkenformationen über dem Meer, die sich auf natürliche Weise nicht erklären ließen. Eine Erklärung und die Idee der Entstehung formulierte Twomey 1977 in seinen Arbeiten

(Twomey, 1977, 1978, 1991), was zur Folge hatte, dass der erste indirekte Aerosoleffekt auch oft als Twomey-Effekt bezeichnet wird. Er erklärt die in Kapitel 2.4.2 beschriebene Abhängigkeit der Reflexion von der Tropfenkonzentration und anthropogenen WKK. Erste in-situ-Messungen werden in Radke et al. (1989) Ferek et al. (1998) beschrieben und zeigen dass sich die Tropfenverteilung hinter Schiffen verändert, und zwar hin zu kleineren Tropfenradien.

Durch ihre eigentümlichen Formen und ihren signifikanten Beweis für den indirekten Aerosoleffekt wurden Ship Tracks oft in wissenschaftlichen Zeitschriften abgebildet, wie z.B. in *nature* (Helmer, 1998) oder *promet* (Rapp, 2004). Abbildung 2.20 zeigt eine dieser außergewöhnlichen Aufnahmen vom 27. Januar 2003 im Golf der Biskaya.

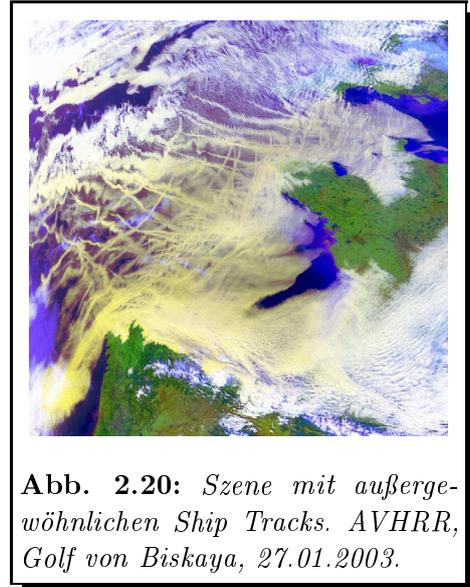
Aufgrund der Beobachtungen der Ship Tracks in Satellitendaten wurde versucht, mit Hilfe von Modelldaten den möglichen Einfluss von Schiffsemissionen auf die Wolken abzuschätzen. 1999 erschien ein Artikel in *nature* (Capaldo et al., 1999), der den indirekten Aerosoleffekt durch Schwefel- und Partikelemissionen von Schiffen ermittelte, wobei jedoch keine detaillierte Aerosolphysik genutzt wurde. Diese Arbeit bestimmt aufgrund von Modellsimulationen einen Wert von  $-0.1 \text{ Wm}^{-2}$  für den Strahlungsantrieb. Neuere Berechnungen innerhalb des SeaKLIM-Projektes weisen auf Werte von  $-0.2$  bis  $-0.6 \text{ Wm}^{-2}$  hin (Lauer et al., 2007). Die Modellrechnungen betrachten allerdings einen gesamten indirekten Effekt und nicht nur auf Ship Tracks.

Was die in-situ-Messungen betrifft, war vor allem das sog. MAST-Experiment ein wichtiges Ereignis.

### MAST-Experiment

Das MAST-Experiment (**M**onterey **A**rea **S**hip **T**rack) fand im Juni 1994 an der Westküste der USA statt, in der Umgebung der Stadt Monterey (geogr. Lage:  $36.60^\circ$  Nord,  $121.88^\circ$  West). Ziel des Experiments war eine groß angelegte Bestimmung der Abgase von Schiffen und das damit verbundene Auftreten von Ship-Tracks. Grundlage dieser Untersuchungen waren die sog. MAST-Hypothesen, die überprüft werden sollten. So wurden Interaktionen zwischen Aerosol und Wolke untersucht, aber auch der mögliche Einfluss von Hitze und Wasserdampf aus dem Schornstein wurde analysiert. Ein weiterer Punkt waren mechanische Turbulenzen und Aufwirbelungen, die Einfluss auf die Aerosol- und Wolkendynamik haben könnten.

Für die Mess-Kampagne standen sowohl Satellitendaten (NOAA-Satelliten), als auch Modelldaten zur Verfügung. Es kam ein flugzeuggetragener spektraler Radiometer (MAS) zum Einsatz und die teilnehmenden Flugzeuge waren mit verschiedenen Messsystemen ausgestattet, wie z.B. Tropfen-Spektrometer zur Vermessung der Größenverteilung in ei-



**Abb. 2.20:** Szene mit außergewöhnlichen Ship Tracks. AVHRR, Golf von Biskaya, 27.01.2003.

ner Wolke sowie Aerosol- und Spurengas-Messgeräte. Zum Einsatz kamen ebenfalls ein Luftschiff und ein Forschungsschiff. Untersuchungsobjekte waren sowohl Militärschiffe, als auch im Testgebiet fahrende Container- und Passagierschiffe. Dadurch war man in der Lage, die Emissionen verschiedener Antriebe zu untersuchen: Dieselmotoren, Gas- und Dampfturbinen (Diesel-betrieben) sowie Schiffe mit Nuklearantrieb. Des Weiteren war es möglich, die Emissionen verschiedener Kraftstoffe zu messen: während die Containerschiffe meist mit normalen Bunker C betrieben werden, sind Militärschiffe mit einem verbesserten, schwefelärmeren Dieselmotorkraftstoff ausgestattet.

Veröffentlicht wurden die gesamten Ergebnisse 2000 in einer Sonderausgabe von *Journal of Atmospheric Sciences* (mit Ausnahme von Porch et al. (1999)). Kernfrage war dabei, die Einflüsse der Entstehung der Ship Tracks zu untersuchen.

Porch et al. (1999) beschreiben Beobachtung der Ship Tracks vom Schiff aus und weisen darauf hin, dass Ship Tracks des öfteren tiefere Wolkenuntergrenzen und höhere Wolkenobergrenzen aufweisen und vor allem, dass die Beeinflussung der Wolke nicht kontinuierlich zu erkennen ist und die Dynamik der Atmosphäre somit ein wichtiger Faktor für Ship Tracks ist.

Der erste Artikel der Sonderausgabe, Durkee et al. (2000b), gibt eine Zusammenfassung und Beschreibung des Experimentes. Durkee et al. (2000a) zeigen eine Beschreibung der Mittelwerte von gesammelten Ship-Track-Daten aus Satellitenmessungen, wobei die Lebenszeit mit 7.5 h abgeschätzt wird und zwar aufgrund der Länge, die im Mittel bei 300 km liegt. Zusätzlich zeigt sich in diesem Artikel, dass Ship Tracks nicht in Wolken-schichten oberhalb von 700 m auftreten.

In Durkee et al. (2000c) wird aufgrund von Flugzeug-Messungen gezeigt, dass Seesalz-Aufwirbelungen keine Rolle spielen, was von Noone et al. (2000a) bestätigt wird. Auch Hooper und James (2000) zeigen über Messungen des Aerosols hinter einem Atom-betriebenen Flugzeugträger, dass die aufgewirbelten Seesalzpartikel nicht in der Lage sind, die Wolkenschicht zu erreichen, weisen aber darauf hin, dass sich dies über auftretende natürliche Konvektion in der Grenzschicht ändern kann. Durkee et al. (2000c) zeigen weiterhin die Abhängigkeit der Aktivierung von der Größe der emittierten Partikel: wenn Partikel zu klein sind (z.B. aus Gasturbinen-Schiffen), dann ergibt sich keine Aktivierung als WKK. Dies wird in Noone et al. (2000b) bestätigt: Turbinenschiffe erzeugen nur Partikel bis 0.03-0.04  $\mu\text{m}$ -Größe, während ein normales Dieselschiff Partikel von 0.01 bis 0.1  $\mu\text{m}$  erzeugt. Während erstere keine große Wirkung auf Wolken hatten, erzeugten zweitere Ship Tracks.

Hobbs et al. (2000) beschreiben die Wichtigkeit des Schwefelanteils im Treibstoff. Emissionen mit hohem Schwefelanteil („heavy fraction“) werden schneller aktiviert als die Emissionen mit „light fraction“, also niedrigem Schwefelanteil, während Wärme und Wasserdampf von den Schiffen die Wolken nicht zu beeinflussen scheinen. Diese Ergebnisse werden durch Modellierungen von Hudson et al. (2000) bestätigt. Die gemessenen emittierten Partikel sind hauptsächlich organische Materialien, vermischt mit Schwefelsäureverbindungen, wie auch Russell et al. (2000) zeigen. Frick und Hoppel (2000) zeigen ein mögliches Beispiel für Wolkenentwicklung durch Feuchte und Wärmezufuhr aus Schornstein. Es zeigte sich eine leichte Erhöhung des Wassergehaltes in einer Messung, wenn von außerhalb in das Innere des Ship Tracks geflogen wurde.

Das maritime Aerosol wird auch in Taylor et al. (2000) beschrieben. Es wird gezeigt, dass Hintergrund-WKK-Konzentration ein wichtiger Faktor ist. Im Artikel von Öström et al. (2000) werden die verbleibenden Partikel zwischen den Wolkentropfen untersucht. Der Grund: In sauberer Atmosphäre müssten wenige Partikel aktiviert sein, die Übersättigung in der Umgebung muss hoch sein. Laut Köhler müsste dann aber die Aktivierung von kleinen Partikeln leichter erfolgen. Die Verteilung der Partikel sollte sich daher bei sauberen und verschmutzten Wolken unterscheiden. Die Messungen zeigen zwar Unterschiede in der Teilchenkonzentration pro  $\text{cm}^3$ , aber keine signifikanten Unterschiede für die normierten Verteilungen der zwei verschiedenen Fälle. Noone et al. (2000b,a) untersuchen genaue Messungen der Partikelbeschaffenheit innerhalb und außerhalb der Wolke. Es wurden dabei keine signifikanten Änderungen der gemessenen Salzpartikel in der maritimen Grenzschicht gemessen, was darauf schließen lässt, dass die Schiffsemissionen die gesamte Aerosolmasse nicht entscheidend beeinflussen.

Die Spektroskopiemessungen von Flugzeug und Satelliten werden bei Platnick et al. (2000) ausgewertet. Es zeigt sich, dass die Wellenlänge von  $3.7 \mu\text{m}$  die höchste Sensitivität zu Änderungen in der Tropfengröße aufweist. Mittels Flugzeug (MAS) und Satellitenmessungen (AVHRR) werden Verteilungen von  $r_{eff}$  und  $\tau$  gezeigt, wobei die Art der Unterscheidung von Umgebung und Ship Track nicht geklärt wird. Auch in Ackerman et al. (2000) wird die Albedo-Änderungen mittels Flugzeugmessungen untersucht und das Verhältnis zur Tropfenzkonzentration. Dabei wird eine gute Übereinstimmung mit der Twomey-Approximation (Twomey, 1991) gefunden. Coakley-Jr. et al. (2000) zeigt durch Satellitenmessung über die Bestimmung der Wolkenhöhe aus der Temperatur, dass Ship Tracks unter 1000 m liegen. Allerdings ist diese Höhenmessung aufgrund von Satellitendaten in diesem Fall viel unsicherer als die in-situ-Messungen aus Durkee et al. (2000a).

Die mögliche Unterdrückung von Nieselregen in Ship Tracks, wie bei Albrecht (1989) beschrieben, wird bei Ferek et al. (2000) untersucht. Zwar wurden in einigen Fällen innerhalb des Ship Tracks kleinere Niederschlagsraten gemessen als außerhalb, allerdings waren diese Fälle nicht signifikant und gegenteilige Fälle traten ebenso auf. Liu et al. (2000) beschäftigte sich mit der Modellierung der Ship Track Entwicklung. Dabei zeigt sich, dass die Entstehung von Ship Tracks morgens und abends begünstigt ist. Der Faktor ist zwar nicht entscheidend, aber von Vorteil für Satellitenmessungen, die am Morgen stattfinden.

Das MAST-Experiment brachte wichtige Erkenntnisse über Ship Tracks und ihre Entstehungsmöglichkeiten. Es zeigten sich wichtige Ergebnisse, wie z.B. die Tatsache, daß die Art der Verbrennung und damit die Größe der emittierten Partikel ein wichtiger Faktor bei der Entstehung der Ship Tracks sind, genauso wie die Höhe des Schwefelgehalts im Treibstoff der Schiffe. Auch die Vermessung möglicher Aerosoleinflüsse durch Aufwirbelungen und die relativ geringe Bedeutung von Hitze und Wasser aus den Emissionen als weitere mögliche Faktoren hilft, die Entstehungsmöglichkeiten von Ship Tracks besser zu verstehen. Spätere Messungen verifizieren die Ergebnisse des MAST-Experiments. So zeigen z.B. Twohy et al. (2005) ebenfalls, dass ein erhöhter Wassergehalt in den Ship Tracks nicht festgestellt werden konnte.

Allerdings bleiben noch einige Fragen offen, wie das folgende Kapitel zeigt.

# 3 Motivation und grundlegende Methodik der Arbeit

## 3.1 Fragen über Ship Tracks nach dem MAST-Experiment

Das MAST-Experiment hat eine Menge Fragen über Ship Tracks aufgeklärt, vor allem die in-situ-Messungen brachten wichtige Erkenntnisse, die helfen, die Entstehung der Ship Tracks zu verstehen. Dennoch sind noch einige Fragen offen, vor allem, was den Strahlungseffekt der Ship Tracks angeht. Der Sinn der vorliegenden Arbeit ist es, einige wichtige Punkte zu beantworten, um in der Analyse der Ship Tracks und des indirekten Aerosoleffektes einen Schritt weiter zu kommen.

- ***Einfluss von Ship Tracks auf den Strahlungshaushalt?*** Ship Tracks sind eine Form des indirekten Aerosoleffektes und haben damit Einfluss auf den Strahlungshaushalt durch erhöhte Rückstreuung der solaren Einstrahlung. Ziel ist es daher, diesen Effekt quantitativ zu erfassen. Dabei muss vor allem die hohe Abhängigkeit von der Wellenlänge beachtet werden und die Fehlerquellen und Möglichkeiten bei einer solchen Analyse müssen untersucht werden.
- ***Wo sind Ship Tracks - globale Verteilung?*** Das MAST-Experiment fand an der Westküste der USA statt, in einem kleinen Gebiet um Kalifornien. Auch der Zeitraum war nur etwa ein Monat. Aufgrund der Variabilität in der Entwicklung der Ship Tracks und ihrer Abhängigkeit von meteorologischen und treibstofftechnischen Bedingungen, stellt sich die Frage, **wo** und **wann** Ship Tracks entstehen und ob global relevante Strahlungsantriebe auftreten.
- ***Nachhaltiger Einfluss von Ship Tracks und Schiffsemissionen?*** Ship Tracks sind in polaren Orbitern beobachtet worden und innerhalb von SeaKLIM auch versuchsweise von geostationären Plattformen. Allerdings ist der Ship Track nur einige Stunden zu sehen, inwieweit sich die Wolken in der Umgebung verändern, und ob sich nachhaltige Auswirkungen ergeben, ist unklar. Es ist also nötig, zu analysieren, ob nachhaltige Einflüsse in den Satellitendaten nachgewiesen werden können, die Schiffsemissionen zuzuordnen sind.

Neben diesen Fragen gibt es natürlich noch eine Unzahl weiterer Fragen über Ship Tracks und den indirekten Aerosoleffekt über dem Meer, v.a., was die Einflüsse der Ship Tracks betrifft, die über den Effekt auf die Strahlung, also den ersten indirekten Aerosoleffekt hinaus gehen. In der vorliegenden Arbeit wurden aber primär die Ship Tracks an sich, ihre optischen Parameter und und der resultierende erste indirekte Aerosoleffekt untersucht, um die drei oben gestellten Fragen beantworten zu können.

## 3.2 Lösungsansatz und grundsätzliche Methodik

Die Untersuchung gliedert sich dabei in drei Teile. Die Analyse wird dabei mittels Satellitendaten durchgeführt, da die Ship Tracks in Satellitendaten gefunden wurden und diese somit gut geeignet sind, diese Fragen zu beantworten.

Da Satellitendaten aber nur Informationen bei diskreten Wellenlängen wiedergeben, erhält man nur eine Information über die Wolke bei bestimmten Wellenlängen, man kann nicht gleich auf die optischen Eigenschaften der Wolke schliessen. Darum ist es zusätzlich nötig, diese Daten mittels Auswerte-Programmen in verwertbare optische Wolkendaten umzuwandeln, in diesem Falle die optische Dicke  $\tau_c$  und den effektiven Radius  $r_{eff}$ . Diese Information wiederum kann in einem Strahlungstransfer-Programm genutzt werden, um Informationen über Veränderungen im Strahlungstransfer zu erhalten, solange die in Kapitel 2.3.4 beschriebene Mie-Streuung im Programmcode implementiert ist. Das Schema der Arbeitsschritte für jede Auswertung ist dabei immer folgendes:

### *Auswahl der Satellitendaten*

- *Bestimmung optischer Parameter*
- *Berechnung des Strahlungstransfers*
- *Analyse*

Um aber die nötigen Satellitendaten auswählen zu können, müssen im ersten Schritt geeignete Satelliteninstrumente gefunden werden.

### 3.2.1 Auswahl der Satelliteninstrumente

Für die Auswahl des Satelliteninstrumentes waren folgende Kriterien relevant:

1. räumliche Auflösung
2. globale Abdeckung
3. spektrale Abdeckung der relevanten Wellenlängen
4. Ort und Art des Datenarchivs

Punkt 1 ist der wichtigste Faktor, da Ship Tracks im Normalfall eine Breite von weniger also 20 km aufweisen, abhängig von Alter und Entstehungsort. Eine Auflösung von mindestens 1 km ist daher Voraussetzung, um einen Ship Track erkennen zu können. Der zweite Punkt, die globale Abdeckung, schränkt die Anzahl der möglichen Instrumente und Satelliten weiter ein. Da für eine solche Analyse nur Satelliten mit polarem Orbit in Frage kommen, können geostationären Satelliten, wie z.B. die Meteosat-Generation, ausgeschlossen werden. Punkt 3, die spektrale Abdeckung ist ein weiteres wichtiges Kriterium, denn für die Beobachtung von Wolken ist ein breites Spektrum an Wellenlängen nötig, um die nötigen Informationen zu erhalten:

- Kanäle im Bereich 400-900 nm, um über die Rückstreuung eine Wolke eindeutig zu identifizieren im Vergleich zu Erdoberfläche oder Ozean.

- Kanäle im Bereich 1600-4000 nm, um optische Wolkenveränderungen erkennen zu können, wie sie in Kapitel 2.4.2 beschrieben sind.
- Kanäle im Bereich der atmosphärischen Fenster der thermischen Emission (12  $\mu\text{m}$  bzw. 14 $\mu\text{m}$ ), um Aussagen über Temperatur und Wolkenhöhe treffen zu können.

Durch diese Kriterien wurden einige Geräte aussortiert, wie z.B. MERIS auf Envisat (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*). Dieses Gerät besitzt zwar ein sehr gute räumliche Auflösung von bis zu 300 m, aber misst nur in Wellenlängen bis ca. 1100 nm.

Punkt 4 betrifft Geräte wie AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*). Das AVHRR der 3. Generation ist zwar seit 1998 im Einsatz und hat auch eine Auflösung von ca. 1x1 km, somit hätte man eine lange Zeitreihe von hochaufgelösten Daten. Die Daten werden aber nur für lokale Bereiche an verschiedensten einzelnen Orten in der Welt gespeichert, eine globale Abdeckung ist nur in einer reduzierten Version von 4x4 km zu erhalten.

Am Ende wurden für die Analyse zwei Instrumente ausgewählt: das MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) und das AATSR (*Advanced Along Track Scanning Radiometer*). Beide Instrumente sind mit einer Auflösung von  $\leq 1$  km ausgestattet und befinden sich in einem polaren Orbit mit globaler Abdeckung der Aufnahmen. Sie besitzen außerdem die erforderlichen Kanäle im sichtbaren, nahem Infrarot und thermischen Spektralbereich, um Veränderungen und Temperatur einer Wolke bestimmen zu können. Genauere Spezifikationen sind in Kapitel A.1.1 beschrieben.

#### 3.2.2 Nutzung von MODIS und AATSR

Sowohl MODIS, als auch AATSR erlauben eine gut aufgelöste Wolkenanalyse. Außerdem werden beide Datenmengen zentral archiviert. Das alleine reicht aber noch nicht aus für die Auswahl des Instrumentes. Aus rein pragmatischer Sicht waren noch zwei weitere Kriterien ausschlaggebend:

- Erreichbarkeit der Daten
- Speichervolumen und Art der Speicherung

Hier zeigen sich für beide Geräte Nachteile:

Die MODIS-Daten sind ohne große Probleme online abrufbar. Allerdings ist die Art der Daten eingeteilt in 5-minütigen Einzelszenen mit einer Datenmenge von ca. 200 MB pro Szene. Selbst bei einem automatisierten Datentransfer wäre die Datenmenge mit 20 Terra-Byte weit über die verfügbare Lagerkapazität und Verarbeitungsmöglichkeiten hinausgegangen. Die MODIS-Daten sind daher für Einzelbeobachtungen geeignet, aber nicht ohne weiteres für eine globale Analyse. Was die Daten des AATSR-Instrumentes angeht, so besteht die Möglichkeit, diese mittels Datenträgern liefern zu lassen, wenn der Erhalt der Daten begründet wurde. Ein Antrag wurde gestellt und bewilligt. Durch die Kooperation mit dem DLR Oberpfaffenhofen, welches ebenfalls AATSR-Daten verwendete, stand zusätzlich das gesamte Jahr 2004 zur Verfügung.

Da beide Instrumente Vor- und Nachteile aufweisen, wurde je nach Analyse das entsprechende Instrument gewählt: Die Analyse einer Einzelszene in Kapitel 4.1 beruht auf

einem MODIS-Datensatz, während die globale Analyse in Kapitel 4.2 der Ship Tracks an AATSR-Daten vorgenommen wurde.

Die beiden Geräte weisen relativ ähnliche Spezifikationen auf und messen die zurückgestreute Strahlung bzw. Emission von der Erde und Atmosphäre. Die Art der Information ist daher ähnlich, dennoch muss im nächsten Schritt diese Art von Information in sinnvolle Parameter für den Strahlungstransfer umgewandelt werden.

#### 3.2.3 Bestimmung der optischen Parameter

Die Eingangsparameter zu Berechnung des Strahlungstransfers sind für eine Berechnung der Wolkentransmission zum einen die optische Dicke der Wolke zum anderen der effektive Radius. In einigen Fällen, wie z.B. MODIS, ist es möglich, ein Standardprodukt dieser Parameter zu erhalten (King et al., 1996; Platnick et al., 2003). Das macht allerdings nicht immer Sinn, denn in den Standardprodukten werden oft Artefakte beobachtet, da die Parameter nicht an alle Verhältnisse angepasst werden können. Hinzu kommt, dass sich die Beobachtung von Ship Tracks auf relativ dünne tiefe maritime Wolken bezieht, die in automatischen Retrievals oft einfach als „Nicht-Wolke“ herausgefiltert werden, da sie zu dünn sind. Außerdem sollte die Verwendung der Analyse bei verschiedenen Satellitengeräten nutzbar gemacht werden, um das Gerät evtl. austauschen zu können.

Vor allem letzter Punkt ist wichtig, da für die folgenden Analysen sowohl MODIS, als auch AATSR-Daten verwendet wurden. Daher wurde ein Programm zur Bestimmung der Wolkenparameter geschrieben, welches auf mehrere Geräte angewendet werden kann.

#### SACURA

Der Hauptteil des Programmcodes basiert dabei auf einen semi-analytischen Ansatz namens SACURA (*Semi-Analytical Cloud Retrieval Algorithm*), einem semi-analytischen Ansatz, der von Alexander Kokhanovsky entwickelt wurde (Kokhanovsky et al., 2003; Kokhanovsky, 2004a). Er beruht auf einigen Näherungen und kann mittels eines kurzwelligen und eines schwach absorbierenden Wellenlängenkanals sowohl den effektiven Radius  $r_{eff}$ , als auch die optische Dicke  $\tau_c$  bzw. der Flüssigwassergehalt  $LWP$  bestimmen. Es wurde dafür ein Kanal im Bereich um  $0.8 \mu m$  genutzt (Abkürzung: VIS), bei dem fast keine Absorption für Wasser vorhanden ist und ein weiterer bei  $1.6 \mu m$ , (Abkürzung: NIR) bei dem schwache Absorption vorhanden ist. Für jede Messung wurden also die vom Satelliten gemessenen Reflektanzen  $R_{vis}$  und  $R_{nir}$  an den Programmcode übergeben. Weitere nötige Parameter sind der Sonnenzenitwinkel  $\theta_{sun}$ , der Satellitenzenitwinkel  $\theta_{sat}$  und der relative Azimut zwischen Satellit und Sonne  $\phi_{relaz}$ . Auch die Albedo der Untergrundfläche ist von Bedeutung. Da die Ozeanoberfläche „relativ“ schwache Reflexion aufweist und damit geringen Einfluss auf den Fehler im Retrieval hat, wurde für die Rückstreuung eine Lambertsche Oberfläche angenommen und die Albedo auf einen konstanten Wert gesetzt. Die Werte wurden aus Jin et al. (2002) entnommen:

- Albedo  $0.8 \mu m$  :  $alb_{vis} = 0.03$
- Albedo  $1.6 \mu m$  :  $alb_{nir} = 0.00$

Eine nähere Beschreibung von SACURA ist in Kapitel A.1.2 nachzulesen.

Ein wesentlicher Vorteil bei SACURA ist die Geschwindigkeit. Die Berechnung der optischen Wolkenparameter für jedes Pixel in einer Satellitenszene geht relativ schnell im Vergleich zu anderen Möglichkeiten, wie z.B. den look-up-Tabellen, die im folgenden Kapitel beschrieben werden. Nach der ersten Bestimmung der Parameter sind auch keine weiteren Schritte wie nötig, wie z.B. eine Interpolation bei Tabellenberechnungen. Vergleiche von SACURA und anderen Algorithmen zur Bestimmung der optischen Wolkenparameter haben gezeigt, dass die Ergebnisse relativ gut übereinstimmen (Nauss et al., 2005). Der Programmcode ist auch einfach an verschiedene Satellitensysteme adaptierbar, wenn Kanäle unterhalb  $1.8 \mu m$  vorhanden sind, wie von Kokhanovsky et al. (2007) gezeigt werden konnte. Ein Nachteil an dieser Bestimmung ist, dass SACURA auf der Rückstreuung von Wolken mit relativ hoher optischer Dicke basiert. Der Fehler steigt für Wolken mit optischer Dicke  $\tau_c < 5$  schnell an. Daher war es nötig, die Berechnungen für dünnere Wolken mit einer anderen Methode durchzuführen. Dazu wurde ein zweites System mit in den Programmcode eingefügt, sog. *look-up-Tabellen (LUT)*.

### Look-up-Tabellen für effektiven Radius und optische Dicke

Die Idee zur Bestimmung dieser Tabellen geht auf Nakajima zurück (Nakajima und King, 1990; Nakajima et al., 1991). Dazu werden dem Strahlungstransferprogramm verschiedene Wolkenparameter vorgegeben und aus diesen werden die Strahlungsdaten berechnet. Und zwar genau die Bestrahlungsstärke, die das Satellitengerät empfangen würde, wobei z.B. auch die Gewichtungsfunktion der einzelnen Satelliten-Kanäle nötig ist, wie sie für MODIS in Abb. A.1 und AATSR in Abb. A.2 gezeigt sind. Für diese Art der Bestimmung benötigt man ein Strahlungstransferprogramm. Hierfür wurde das Programmpaket *libRadtran* genutzt (Mayer und Kylling, 2005), das in Kapitel A.1.3 näher beschrieben wird. Die Berechnung wird für zwei Kanäle durchgeführt. Genutzt wird dabei wieder die Tatsache, dass das Absorptionsverhalten der Wolkentropfen wellenlängenabhängig ist, wie Abb. 2.5 zeigt. Zu starke Absorption und zu schwache solare Bestrahlungsstärke erhöhen die Fehlerquellen dieser Analyse und es sollte ausserdem eine Konsistenz mit den Wellenlängen für den SACURA-Programmteil gegeben sein. Genutzt wurden daher die gleichen Kanäle:  $0.8 \mu m$  und  $1.6 \mu m$ .

Es wurden mehrere Berechnungen durchgeführt, variiert wurden der Sonnenzenitwinkel  $\theta_{sun}$ , der Satellitenzenitwinkel  $\theta_{sat}$ , der relative Azimut zwischen Satellit und Sonne  $\phi_{relaz}$ , die optische Dicke  $\tau_c$  der Wolke und der effektive Radius  $r_{eff}$  der Wolkentropfen. Für die Albedo wurden die oben erwähnten Werte genutzt. Das Resultat sind eine Reihe von Tabellenwerten, in Abhängigkeit folgender Parameter:

$$R_{vis-berechnet} = R_{vis}(r_{eff}, \tau_c, \theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{relaz}, alb_{vis}) \quad (3.1a)$$

$$R_{nir-berechnet} = R_{nir}(r_{eff}, \tau_c, \theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{relaz}, alb_{nir}) \quad (3.1b)$$

Ist nun aus der Satellitenmessung  $R_{vis}$  und  $R_{nir}$  bekannt und auch der Zeitpunkt der Messung, also auch  $\theta_{sun}$ ,  $\theta_{sat}$  und  $\phi_{relaz}$ , ergibt sich ein System, von zwei Gleichungen

und zwei Unbekannten: es können aus der Tabelle der entsprechende Wert von  $r_{eff}$  und  $\tau_c$  bestimmt werden. Verbessert wird das Ergebnis der diskreten Werte aus den Tabellen durch lineare Interpolation. Die Berechnung solcher look-up-Tabellen ist durch die hohe Anzahl der möglichen Parameter, die variiert werden müssen, relativ aufwendig. Basierend auf dem Programm *SimSat* von Luca Bugliaro (DLR Oberpfaffenhofen) konnte ein eigener Programmcode erstellt werden, der diese Berechnungen vereinfachte. Die Genauigkeit des Retrievals ist dabei relativ unabhängig von der Größenverteilung der Tropfen (Nakajima und King, 1990; Nakajima et al., 1991), wobei angemerkt werden muss, dass der Fehler ansteigt, wenn die reale Verteilung nicht mehr einer mono-modalen Verteilung entspricht. Da aber keine bi-modalen Verteilungen in den MAST-Experimenten gemessen wurden und durch Satellitenmessungen auch nicht herausgefunden werden kann, ob es sich in der Wolke um eine andere Tropfenverteilung handelt, kann nur eine mono-modale Verteilung zur Berechnung herangezogen werden.

Die Bestimmung der Parameter über look-up-Tabellen ist aber im Vergleich zu SACURA langsamer. Die „Suchzeit“ steigt mit der Größe der Tabellen und zusätzlich entsteht durch die Interpolation zwischen den diskreten Werten ein weiterer Rechenaufwand. Mit der Kombination aus SACURA und look-up-Tabellen ist es nun aber möglich, die Wolkenparameter  $r_{reff}$  und  $\tau_c$  relativ effektiv und schnell für einen Wolken-Pixel im Satellitenbild zu bestimmen. Und über diese Parameter können weitere bestimmt werden.

#### 3.2.4 Weitere Wolkenparameter

Über die optischen Wolkenparameter  $\tau$  und  $r_{eff}$  lassen sich weitere sekundäre Wolkenparameter berechnen: die Tropfenzkonzentration  $N_{drop}$  und der Flüssigwassergehalt  $LWP$ . Dabei wird jedoch von bestimmten Annahmen ausgegangen, wie Häufigkeitsverteilung der Tropfengröße und Wolkendicke. Diese Parameter wurden aufgrund der ersten Analyse in Kapitel 4.1 an Messergebnisse in Miles et al. (2000) angepasst und für die übrige Auswertung beibehalten. Entscheidend für die Beobachtung dieser sekundären Parameter sind aufgrund dieser getroffenen Annahmen die relativen Veränderungen der Parameter, z.B. beim Vergleich von schiffsfreien Gebieten und Regionen mit hoher Schiffsdichte.

#### Tropfenzkonzentration

Betrachtet man die Formel 2.13, so erkennt man schnell, dass sich die Tropfenzkonzentration  $N_{drop}$  bestimmen lässt, wenn  $\tau_c$  und  $r_{eff}$  bekannt sind und eine mono-modale Funktion angenommen wird. Die Tropfenzkonzentration ist der beste Indikator für Wolkenveränderungen durch externe Einflüsse, weil er sowohl die Änderung der optischen Dicke, als auch die Änderung im effektiven Radius erfasst.

$$N_{drop} = \frac{\tau_c}{(c_{drop} \cdot \pi \cdot r_{eff}^2) \cdot z_c} \quad (3.2)$$

$c_{drop}$  ist ein Faktor, der von der gewählten Tropfenverteilung abhängig ist. Genutzt wurde  $c_{drop} = 1.4$ . Dieser Wert ergibt sich für die Verteilung in Kapitel A.1 und die typischen Werte von  $r_0 = 4 \mu m$  und  $\eta = 6$ .

Die Berechnung der Tropfenkonzentration ist eine Konzentration pro Flächeneinheit, gilt damit für die gesamte Atmosphärensäule. Da es den relativen Unterschied aber nicht ändert und die Werte besser mit Literaturwerten wie z.B. Miles et al. (2000) verglichen werden konnten, wurde der Faktor Wolkendicke ( $z_c$ ) mit in die Gleichung eingebaut, der die Säulenkonzentration in eine Volumenkonzentration umrechnet. Da sich die genaue Dicke der Wolke in den vorliegenden Satellitendaten nicht bestimmen lässt, wurde eine konstante Wolkendicke von 500 m angenommen. Es muss dabei angemerkt werden, dass dieser Parameter nicht die exakte Tropfenkonzentration wiedergibt, da er auf verschiedenen Annahmen und Parametrisierungen aufbaut. jedoch ist er für eine relative Betrachtung der Veränderung zwischen verschiedenen Wolkentypen sehr gut geeignet.

#### Flüssigwassergehalt

Die optische Dicke und der Wassergehalt einer Wolke sind z.B. über folgende Gleichung miteinander verbunden.

$$LWP = \frac{\tau_c}{b_{ext}} \quad (3.3)$$

Der Extinktionskoeffizient lässt sich wiederum über den effektiven Radius annähern, dadurch erhält man über die optische Dicke der Wolke und den effektive Radius der Tropfen den Wassergehalt der Wolke.

Allerdings ist auch der Flüssigwassergehalt aufgrund von Parametrisierungen ein relativ ungenauer Wert im Absolutbetrag im Vergleich zu optischer Dicke oder der effektivem Radius. Entscheidend für die *LWP*-Zahlen sind daher eher die relativen Änderung als das absolute Maß des Wassergehaltes der Wolke.

#### 3.2.5 Bestimmung des Strahlungstransfers

Nachdem man über SACURA und die zusätzlichen look-up-Tabellen aus den Satellitendaten die optischen Parameter  $\tau_c$  und  $r_{eff}$  für jeden einzelnen Satellitenpixel bestimmen kann, ist es möglich, aus diesen wieder über den Programmcode *libRadtran* den Strahlungstransfer zu bestimmen. Aufgrund der sog. „independent-pixel“-Approximation, die besagt, dass die Bestimmung des Strahlungstransfers näherungsweise nicht von den benachbarten Pixeln abhängig ist (Cahalan et al., 1994a), kann man annehmen, den „realen“ Strahlungstransfer pro Pixel zu erhalten. Dadurch kann der, in Kapitel 3.1 beschriebene, Einfluss der Ship Tracks auf den Strahlungshaushalt sehr genau bestimmt werden. Der Strahlungstransfer wurde also für jeden Pixel durchgeführt, bei dem die optischen Parameter  $\tau_c$  und  $r_{eff}$  bekannt sind. Die Berechnung ist sehr zeitaufwendig, daher wurde die Bestimmung über look-up-Tabellen vereinfacht.

#### Look-up-Tabellen für die solare Bestrahlungsstärke

Da die Berechnung des Strahlungstransfers für jeden einzelnen Pixel eines Satellitenbildes zu viel Zeit kosten würde, wurden look-up-Tabellen für die Strahlungswerte am Boden und am Oberrand der Atmosphäre gerechnet und zwar in Abhängigkeit der optischen

Dicke, des effektiven Radius und des Sonnenzenitwinkels. Über diese Tabellen konnte der entsprechende Wert für jeden Pixel dann mittels Interpolation der Tabellenwerte ermittelt werden. Für die Berechnung wurde keine exakte line-by-line-Berechnung genutzt, sondern die „correlated-k“-Approximation von Kato et al. (1999), die aus 32 Intervallen im Wellenlängenbereich von 0.24 bis 4.6  $\mu\text{m}$  besteht. Das atmosphärische Profil beruht auf einer Standard-Atmosphäre für mittlere Breitengrade (Anderson et al., 1986). Eine Variation der Höhe der Obergrenze der Wolke wurde im Fall des solaren Spektrums nicht vorgenommen, da der Fehler durch die Höhenvariation für Wolken in der maritimen Grenzschicht minimal ist. Die Oberkante wurde konstant auf 1000 m gehalten und es wurde eine Schichtdicke von 500 m aufgrund von Literaturwerten angenommen (Cahalan et al., 1994b; Han et al., 1998). Dies ist nicht der Fall bei der thermischen Emission, die ebenfalls über diese Art der Tabellen bestimmt wurden.

#### Look-up-Tabellen für die thermische Emission

Die look-up-Tabellen wurden ebenfalls für die thermische Emission berechnet, um zu untersuchen, ob sich Veränderungen in der Emission der Wolke im Rahmen der Möglichkeiten nachweisen lassen. Da die Höhe der Wolke ein wichtiger Faktor der thermischen Emission ist, wurde in diesem Fall eine Variation der Wolkenhöhe von 100 bis 1500 m berücksichtigt, wobei bis zu einer Wolkenhöhe von 500 m die Wolke bis zum Boden reichte und danach wiederum eine konstante Wolkendicke von 500 m angenommen wurde. Die Berechnungen wurden in 18 Intervallen im Wellenlängenbereich von 0.2 bis 100  $\mu\text{m}$  vorgenommen und beruhen auf der „correlated-k“-Methode von Fu und Liou (1992).

Die Bestimmung der Wolkenhöhe mittels der genutzten Geräte ist für tiefe Wolken von hohen Unsicherheiten geprägt. Für Wolken in der Grenzschicht ist die Bestimmung auf 100 m genau nicht möglich. Selbst durch relativ ausgereifte Verfahren wie z.B. durch Sauerstoff-Absorptionsbande ist es schwer, die Wolkenhöhe dieser Schichthöhen genau zu bestimmen. Die Wellenlängen für diese Art der Bestimmung waren aber bei keinem der genutzten Satelliteninstrumente verfügbar. Es wurde daher versucht, die Wolkenhöhe aufgrund von Informationen der thermischen Kanäle des Satelliten so gut wie möglich zu bestimmen.

Für die thermische Emission ergaben sich look-up-Tabellen in Abhängigkeit von  $r_{eff}$ ,  $\tau_c$  und der Wolkenobergrenze  $h_c$ . Sollten also die Schiffsemissionen zu einer thermischen Veränderung der Wolke führen, entweder aufgrund der Veränderung der optischen Wolkenparameter oder aufgrund der Veränderung der Wolkenhöhe, so wäre es über diese Tabellen bestimmbar.

Da beschriebenen Instrumente und Programme für die Bestimmung des Einflusses werden nun im folgenden Kapitel genutzt, um den indirekten Aerosoleffekt durch Schiffsemissionen zu untersuchen.

## 4 Die Analyse: Ship Tracks und der indirekte Aerosoleffekt in maritimen Wolken

Das folgende Kapitel beschreibt die Analyse von Ship Tracks, um die Fragen aus Kapitel 3.1 zu beantworten.

Die quantitative Analyse von Ship Tracks ist dabei schwierig, da diese bisher nur qualitativ mit dem menschlichen Auge erkannt wurden und somit ist eine Ship-Track-Analyse subjektiv. Veröffentlichte Bilder wie Abb. 2.20 vermitteln zusätzlich den Eindruck, dass Ship Tracks klar im sichtbaren Spektralbereich zu beobachten sind. Die Beobachtung von so offensichtlichen Ship Tracks im sichtbaren Spektralbereich ist aber eher ein Glücksfall, da sie z.B. auf vorzeitiger Wolkenentwicklung im Vergleich zur Umgebung beruht, die durch die Schiffemissionen hervorgerufen wird. Die meisten Ship Tracks sind unscheinbarer und beruhen auf der Veränderung der Tropfenkonzentration, wie in Kapitel 2.4.2 und 2.7 beschrieben, und lassen sich nur im nahen Infrarot nachweisen, wie aufgrund des MAST-Experimentes (Kapitel 2.7.1) bekannt ist.

Um die Auswirkungen der Veränderungen der Tropfenkonzentration und -größe zu ermitteln, wurde daher im ersten Teil der Analyse eine Szene mit Ship Tracks untersucht, die im Spektralbereich des nahen Infrarot sichtbar sind. Es wurde versucht, diese mit objektiven Kriterien herauszufiltern und eine Abschätzung auf den lokalen Strahlungshaushalt analysiert, in Abhängigkeit von Wolkenparametern und Sonnenstand. Zusätzlich wurden die Fehlerquellen einer solchen Analyse untersucht. Diese detaillierte Analyse liefert damit genaue Parameter über Ship Tracks an sich und ihren lokalen Effekt.

Im zweiten Teil wird anhand eines ganzen Jahres an Satellitendaten eine globale Analyse der Ship Tracks vorgenommen. Die Ship Tracks werden dabei gezählt und ihre Fläche bestimmt, um sie auf Verteilung, Bedeckungsgrad und zeitliche Variation über das Jahr hinweg zu untersuchen. Aufgrund der Wolkenparameterveränderungen im Vergleich zur Umgebung wird der Strahlungseinfluss untersucht, wobei abgeschätzt wird, inwieweit Ship Tracks Einfluss auf die lokale und globale Energiebilanz haben.

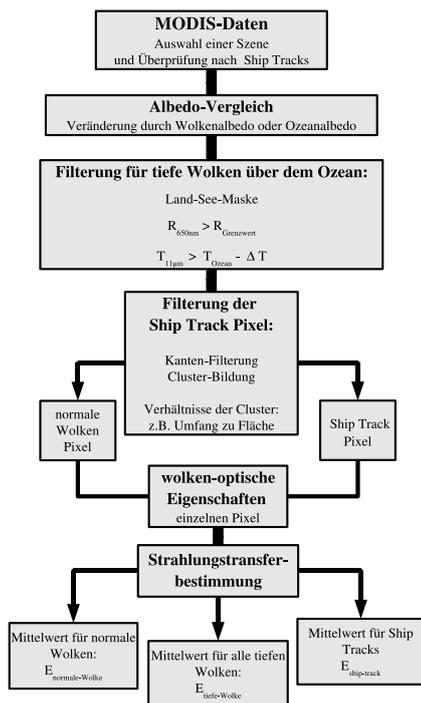
Der letzte Teil dieser Auswertung beinhaltet nicht mehr die Ship Tracks an sich. Vielmehr wird versucht, Indizien zu finden, die einen Langzeiteffekt von Schiffsemissionen auf tiefe maritime Wolken erkennen lassen. Dazu werden die optischen Parameter der tiefen maritimen Wolken im Verhältnis zur Schiffsdichte untersucht, wobei auch verschiedene Gebiete miteinander verglichen werden.

## 4.1 Lokaler Effekt von Ship Tracks

Im ersten Schritt soll eine einzelne Satellitenszene, in der Ship Tracks vorkommen, analysiert werden. Der Sinn dieser Analyse ist, mehrere Fragen über Ship Tracks zu beantworten:

- Wie können Ship Tracks von anderen Wolkeneffekten unterschieden werden?
- Inwieweit beeinflussen Effekte der Ozeanalbedo die Erkennung?
- Wie können Ship Tracks von den umgebenden Wolken getrennt werden?
- Wie kann der Effekt von Ship Tracks auf die Energiebilanz bestimmt werden?
- Wie hoch ist der Effekt von Ship Tracks auf die Energiebilanz?
- Inwieweit Bestimmen die genutzten Parameter die Extraktion der Ship Tracks?

Ziel der lokalen Analyse ist daher eine Trennung von Ship Tracks und umgebender Wolke und die Bestimmung des Einflusses auf den lokalen Strahlungshaushalt. Für die Bestimmung der optischen Parameter und des Strahlungstransfers wurde das Prinzip das Verfahrens aus Kapitel 3.2 angewandt, um eine Veränderung der Wolkenparameter in Ship Tracks und den daraus resultierenden Einfluss auf den Strahlungstransfer zu analysieren. Abbildung 4.1 zeigt den Ablauf dieser Analyse:



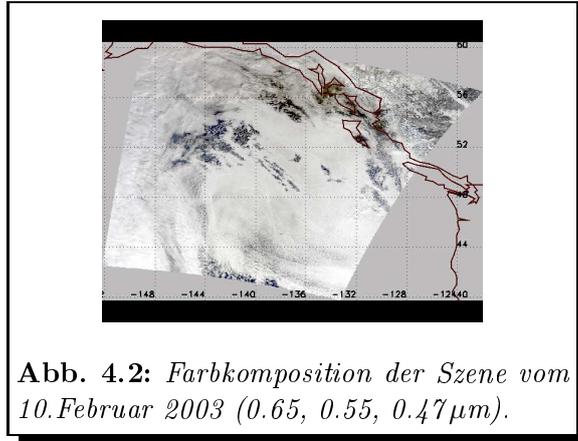
**Abb. 4.1:** Schematischer Ablauf der lokalen Analyse.

1. Es wird eine Satellitenszene mit möglichen Ship Tracks untersucht, um andere Wolkeneffekte auszuschließen.
2. Dabei werden auch mögliche Einflüsse der Ozeanalbedo genauer untersucht.
3. Im nächsten Schritt werden tiefen Wolken über dem Meer von den anderen Wolken getrennt.
4. Daraufhin wird versucht, über objektive Kriterien die Ship Tracks zu ermitteln.
5. Nach der Trennung werden für alle Wolkenpixel die optischen Parameter bestimmt.
6. Diese werden im nächsten Schritt genutzt, um den Strahlungstransfer für jeden Pixel zu berechnen.
7. Im letzten Schritt werden die Strahlungstransfer-Ergebnisse der verschiedenen Wolkentypen gemittelt und miteinander verglichen.

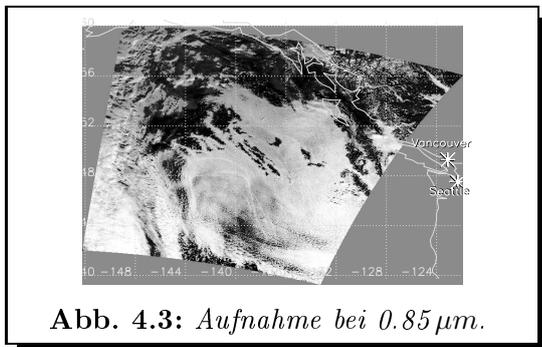
### 4.1.1 Ausgewählte Ship Track Szene

Um die Effekte der Veränderung der Wolke durch Schiffsemissionen zu untersuchen, wurde eine Szene an der Westküste von Nordamerika ausgewählt ( $40-60^\circ$ ,  $120-150^\circ$  W). Das Gerät, das dabei genutzt wurde, war das MODIS (siehe Kapitel A.1.1) auf dem Satelliten Terra. Die Szene ist vom 10. Februar 2003. Der Überflug fand um 11:25 Uhr Ortszeit statt, wodurch in der Szene Sonnenzenitwinkel von 55 bis 80 Grad resultieren.

Betrachtet man das Farbbild (Abb. 4.2), so erkennt man eigentlich nichts besonderes. Nur bei genauerer Betrachtung fällt auf, dass schwach vereinzelte Linien zu erkennen sind. An sich weist dieses Bild tiefer maritimer Wolken aber keine großen Besonderheiten auf.



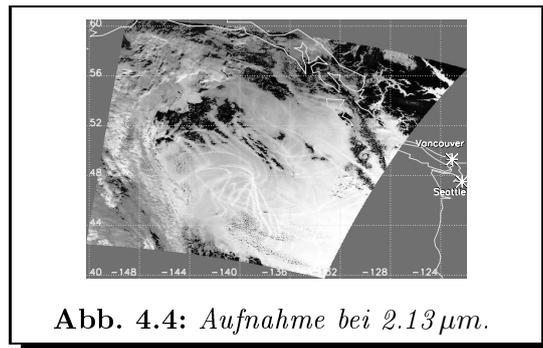
**Abb. 4.2:** Farbbild der Szene vom 10. Februar 2003 ( $0.65, 0.55, 0.47 \mu\text{m}$ ).



**Abb. 4.3:** Aufnahme bei  $0.85 \mu\text{m}$ .

Das Bild bekommt aber einen völlig anderen Charakter, wenn man die Aufnahmen des Gerätes bei Wellenlängen betrachtet, die über das Spektrum hinausgehen, das für das Auge sichtbar ist. Gezeigt sind hier Aufnahmen bei  $0.85 \mu\text{m}$  (Abb. 4.3) und  $2.13 \mu\text{m}$  (Abb. 4.4). Während sich im ersten Bild nur schwache Anzeichen von unnatürlichen Kurven in der Wolke erkennen lassen, sind im zweiten Bild eine hohe Anzahl von kurvenförmigen Wolkenveränderungen festzustellen, die sich auch für ein ungeübtes Auge als unnatürliche Wolkenformationen erkennen lassen.

Die gute Sichtbarkeit in den Wellenlängen oberhalb  $1.6 \mu\text{m}$  lässt darauf schließen, dass es sich um Veränderungen in der Wolke und insbesondere in der Tropfenzkonzentration handelt, bzw. dass sich das Verhältnis aus Oberfläche und Volumen der Tropfen geändert hat (siehe Kapitel 2.7). Aber auch Veränderungen unterhalb und oberhalb der Wolke sind nicht auszuschließen. Um die Wolkenformationen also mit Sicherheit den Ship Tracks zuzuordnen, ist es nötig, die folgenden Parameter in der Szene genauer zu untersuchen:



**Abb. 4.4:** Aufnahme bei  $2.13 \mu\text{m}$ .

- Wolkenhöhe

#### 4 Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt

- Schiffsverkehr
- Windverhältnisse
- Ozeanreflexion

Die Wolkenhöhe wird aus der Temperatur der Wolke in einem thermischen Kanal bestimmt, wobei Kanal 31 ( $11\ \mu\text{m}$ ) verwendet wird. Aufgrund der Messung in diesem Kanal kann die Temperatur über die Planck-Formel (Kapitel A.5) bestimmt werden, wie in Bild 4.5 gezeigt.

Die Wolkentemperatur im Bereich der ungewöhnlichen Wolkenformationen unterscheidet sich nicht von der Umgebung und abgesehen von wenigen Ausnahmen liegt der gesamte Bereich zwischen 265 und 280 K. In Kombination mit einem Kanal im sichtbaren Bereich können die wolkenfreien Gebiete bestimmt werden und daraus die Temperatur des Ozeans unter den Wolken. Die mittlere Temperatur dieser Ozeangebiete liegt bei 282 K. Damit liegt die Wolkentemperatur nur knapp darüber und aufgrund eines Temperaturgradienten von etwa 0.6 K pro 100 m kann man davon ausgehen, dass es sich um tiefe Wolken knapp über dem Meeresspiegel handelt, die nicht über 3000 m hinausgehen.

Da die Flugrouten über dem Ozean weit darüber liegen, kann ausgeschlossen werden, dass es sich um Kondensstreifen von Flugzeugen handelt.

Betrachtet man den Schiffsverkehr in der Gegend, wird die Sachlage noch eindeutiger. Legt man die AMVER-Daten (Abb. 2.15) zugrunde und vergrößert die betreffende Gegend, wie Abb. 4.6 zeigt, ist klar zu erkennen, dass sich in diesem Gebiet eine hohe Schiffsdichte befindet.

Das Gebiet ist bestimmt durch den Seehandel über den pazifischen Ozean entlang der nordamerikanischen Küste oder Richtung Westen nach Asien. Innerhalb der Satellitenszene befinden sich große Umschlagplätze für den Seehandel wie z.B. Seattle oder Vancouver.

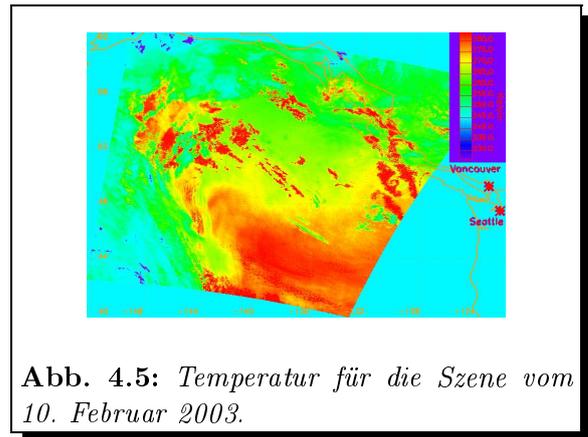


Abb. 4.5: Temperatur für die Szene vom 10. Februar 2003.

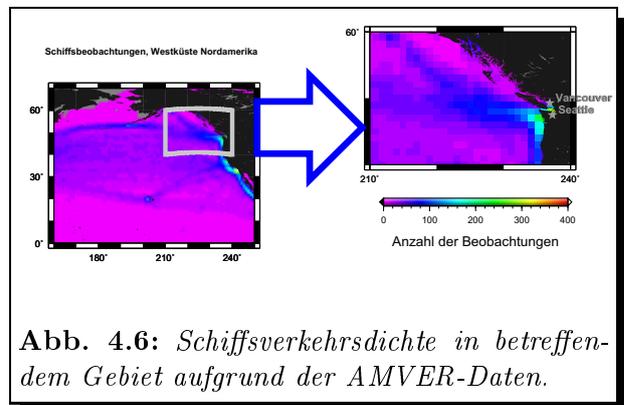
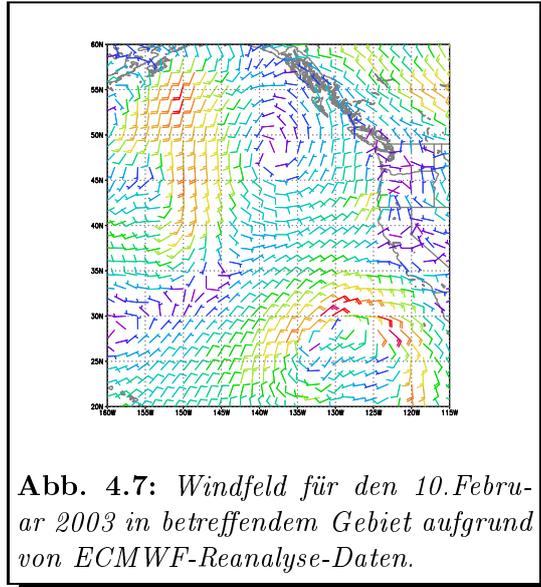


Abb. 4.6: Schiffsverkehrsdichte in betreffendem Gebiet aufgrund der AMVER-Daten.

Geht man noch weiter, kann man das Windfeld zum Zeitpunkt des Überfluges untersuchen. Abb. 4.7 zeigt die Windvektoren aufgrund der Daten der ECMWF Reanalyse (ERA-40-project, Simmons und Gibson (2000)) für eine Höhe von ca. 700 geopotentiellen Metern. Es zeigt ein antizyklisches Windfeld aufgrund eines Hochdruckgebietes in dieser Gegend. Es scheint so, als würden die unnatürlichen Linien in den Wolken den Schiffsrouten von den großen Häfen über den Pazifik ähneln, nachdem sie vom Windfeld gedreht wurden. Ein weiterer Indikator, dass es sich um Ship Tracks handelt.

Aber auch wenn die Kurven aufgrund der Untersuchung ziemlich eindeutig auf Schiffe zurückzuführen sind, stellt sich dennoch die Frage, ob es sich um Veränderungen **in** der Wolke handelt oder um Veränderungen **unter** der Wolke. Es kann durchaus sein, dass es sich um eine Veränderung der Ozeanalbedo handelt, auf die auch die Kanäle bei  $1.6$  und  $2.1 \mu\text{m}$  sensitiv reagieren. Daher ist es wichtig, zu wissen, wie sich diese Veränderungen in den Wolken manifestieren und inwieweit sie sich auf die Bestimmung der Wolkenparameter auswirken.



**Abb. 4.7:** Windfeld für den 10. Februar 2003 in betreffendem Gebiet aufgrund von ECMWF-Reanalyse-Daten.

#### 4.1.2 Einfluss durch möglicher Veränderungen der Ozeanalbedo

Wirft man einen Blick in die Literatur, wird für die meisten Fälle eine konstante Albedo für die Ozeanoberfläche genommen, in seltenen Fällen ist sie noch abhängig von der Wellenlänge. Vor allem für die Beobachtung von Wolken scheint die Ozean-Albedo vernachlässigbar. In diesem Fall sind die Wolken aber optisch dünn, die Albedo kann also noch eine wichtige Rolle spielen, wenn sie sich verändert. Die Frage ist, ob die Berechnungen der Wolkenparameter mit den gegebenen Werten von Kapitel 3.2.3,  $0.03$  für  $0.85 \mu\text{m}$  und  $0.00$  für  $1.64 \mu\text{m}$  fehleranfällig sind.

So kann z.B. eine Erhöhung der Windgeschwindigkeit durchaus die Ozeanalbedo verändern (Cox und Munk, 1954). Ein weiterer Punkt ist, dass die Messungen der Ship Tracks hinter einem Schiff stattfinden. Schiffe können aufgrund der Erzeugung von Turbulenzen für Schaum an der Wasseroberfläche sorgen und diese kann sich über mehrere Kilometer erstrecken. Daher stellt sich die Frage, inwieweit die Messung durch eine Veränderung der Ozeanalbedo beeinflusst wird.

Um Auswirkungen dieser Veränderung zu untersuchen, wurden mehrere Simulationen mittels libRadtran (siehe A.1.3) durchgeführt.

**Simulation 1:** Bestimmung der Fehler durch veränderte Ozeanalbedo, falls die Windgeschwindigkeit  $1 \text{ m/s}$  beträgt. Sie dient dazu, um zu bestim-

men, inwieweit schwache Windgeschwindigkeiten den Ozean anders beeinflussen als eine angenommene Lambertsche Oberfläche.

**Simulation 2:** Bestimmung der Fehler durch veränderte Ozeanalbedo, falls die Windgeschwindigkeit 5 m/s beträgt. Sie dient dazu, um zu bestimmen, inwieweit mittlere Windgeschwindigkeiten den Ozean anders beeinflussen als eine angenommene Lambertsche Oberfläche.

**Simulation 3:** Bestimmung der Fehler durch veränderte Ozeanalbedo, falls die Windgeschwindigkeit 20 m/s beträgt. Sie dient dazu, um zu bestimmen, inwieweit starke Windgeschwindigkeiten und Turbulenzen den Ozean anders beeinflussen als eine angenommene Lambertsche Oberfläche.

**Simulation 4:** Bestimmung der Fehler durch veränderte Ozeanalbedo, falls die gesamte Oberfläche von weißem Schaum überlagert wird. Sie dient dazu, um zu bestimmen, inwieweit der Schaum hinter einem Schiff die Messung beeinflusst. Da er in unserer Simulation einer konstanten Schaumfläche über  $1 \text{ km}^2$  entspricht (Auflösung des Satelliten), kann er als maximal möglicher Fehler angenommen werden.

Die Simulationen wurden für  $0.85 \mu\text{m}$  und  $1.64 \mu\text{m}$  durchgeführt, entsprechend den Kanälen, bei denen die Bestimmung der Wolkenparameter stattfindet. Simulationen 1-3 wurden durch die in libRadtran implementierten Algorithmen einer Bidirektionalen Reflexion-Verteilungs-Funktion (Bidirectional Reflection Distribution Function, BRDF)) basierend auf Cox und Munk (1954) und Nakajima und Tanaka (1983) gewählt, während für Simulation 4 die Reflexionswerte für Schaum basierend auf Kokhanovsky (2004d) genutzt wurden:

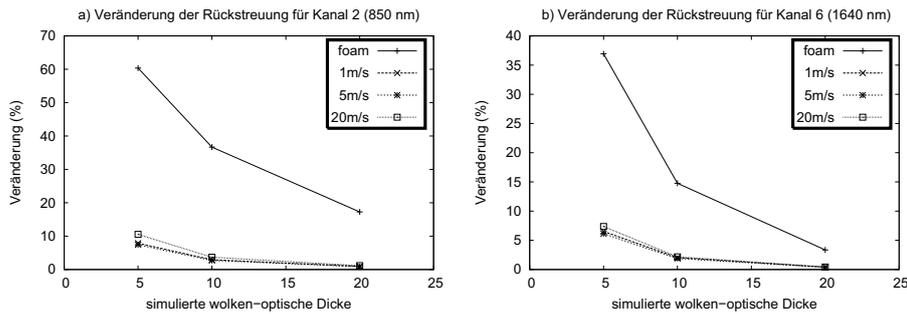
- Schaum-Albedo  $0.85 \mu\text{m}$  : 0.6
- Schaum-Albedo  $1.64 \mu\text{m}$  : 0.3

Repräsentativ für die Szene wurde für die Berechnungen ein Sonnenzenitwinkel von  $60^\circ$ , ein Satellitenzenitwinkel von  $10^\circ$  und ein relatives Azimut von  $45^\circ$  vorgegeben. Die Berechnungen, die in Abb. 4.8 gezeigt sind, wurden für mehrere „reale“ optische Dicken der Wolke durchgeführt, um den Fehler in Abhängigkeit der Dicke zu bestimmen.

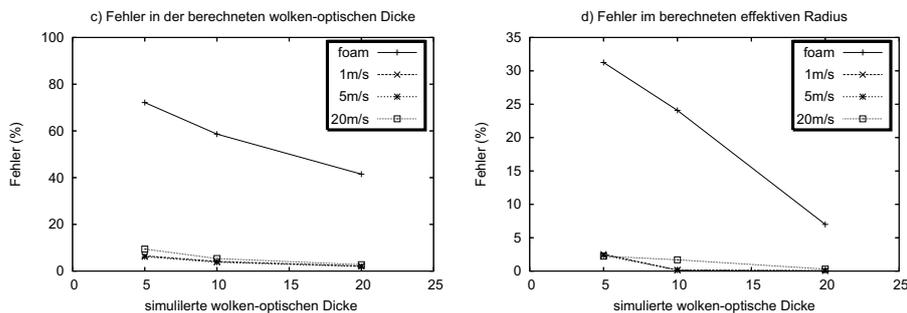
Abbildung 4.8 zeigt, dass bei sehr dünnen optischen Wolken aufgrund der Änderung der Ozeanalbedo durchaus eine andere Reflexion gemessen werden kann als bei unbeeinflusster Ozeanoberfläche. Die Windgeschwindigkeit hat aber auch bei hohen Geschwindigkeiten nur geringen Einfluss auf die Reflexion. Der Maximalfehler durch auftretenden Schaum kann aber Fehler bei  $0.85 \mu\text{m}$  von bis zu 60% verursachen (Abb. 4.8a) und auch bei  $1.64 \mu\text{m}$  sind noch bis zu 35% Fehler möglich, wenn die Wolke optisch sehr dünn ist (Abb. 4.8b).

Das hat Auswirkungen auf die Bestimmung der optischen Parameter. Denn bei der gemessenen Reflexion lässt es sich nicht unterscheiden, ob die Veränderung in der Wolke oder unter der Wolke stattgefunden hat. Dadurch ergeben sich Fehler in der Bestimmung der Parameter. Betrachtet man die resultierenden Fehler in der Bestimmung der

#### 4.1 Lokaler Effekt von Ship Tracks



**Abb. 4.8:** Änderung der empfangenen Reflexion bei 850 und 1640 nm, falls die Bodenalbedo variiert.



**Abb. 4.9:** Änderung der ermittelten optischen Parameter, falls die Bodenalbedo variiert.

optischen Parameter (Abb. 4.9), so zeigt sich, dass die Windgeschwindigkeiten nur einen geringen Fehler verursachen, auch für hohe Windgeschwindigkeiten. Bei der optischen Dicke 5 können für eine dünne Wolke zwar noch Fehler von 5-10% auftreten (Abb. 4.9a), Unsicherheiten durch Satelliten-Kalibrierung (Xiong et al., 2003) oder Parameterbestimmung (Kokhanovsky et al., 2003; Nakajima et al., 1991) liegen aber in ähnlichen Bereichen. Betrachtet man den effektiven Radius, treten hier nur Fehler bis zu 5% bei dünnen Wolken auf, welche die Ergebnisse nur gering beeinflussen (Abb. 4.9b). Der Fehler durch auftretenden Schaum kann die Messung jedoch stärker beeinflussen. Es können Fehler von bis zu 70% für die optische Dicke und 30% für den effektiven Radius auftreten. Die Gebiete knapp hinter einem Schiff sind also stärker mit möglichen Fehlern behaftet, da hier Schaum auftreten kann, jedoch sind diese Gebiete klein im Vergleich zu Ship Tracks über hunderte von Kilometern.

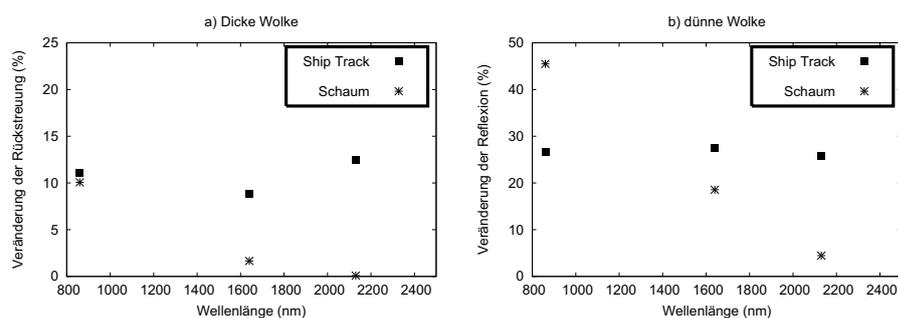
Dennoch stellt sich die Frage, inwieweit die Änderung der Ozean-Albedo das Erkennen von Ship Tracks beeinflussen kann und inwieweit eine Änderung der Ozeanalbedo von der Änderung der Wolkenalbedo unterschieden werden kann, vor allem, falls Gischt oder ähnliches im Ozean auftritt.

Betrachtet man dazu Abbildung 4.10, so stellt man fest, dass diese zwei Arten *Ship Track* und *Ozeanalbedo* sehr gut unterschieden werden können, wenn Wellenlängen im nahen Infrarot beachtet werden.

Gezeigt ist die relative Veränderung bei folgenden Simulationen:

a) Eine dicke Wolke von optischer Dicke  $\tau = 20$  und einem effektiven Radius  $r_{eff} = 13$  wird vom Satelliten beobachtet: zum einen während sich unter ihr ein Schaum bildet, und zum anderen, während sich in ihr ein Ship Track formiert, also die optische Dicke auf 35 steigt und der effektive Radius auf 10 sinkt.

b) Eine dünne Wolke von optischer Dicke  $\tau = 5$  und einem effektiven Radius  $r_{eff} = 13$  wird vom Satelliten beobachtet: zum einen während sich unter ihr ein Schaum bildet, und zum anderen, während sich in ihr ein Ship Track formiert, also die optische Dicke auf 10 steigt und der effektive Radius auf 10 sinkt.

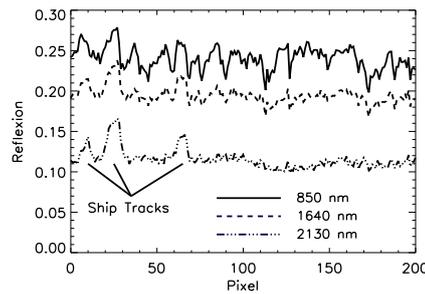


**Abb. 4.10:** Änderung der empfangenen Reflexion bei 850, 1640 und 2130 nm, falls sich die optischen Parameter der Wolke ändern (Ship Track) und wenn die Bodenalbedo variiert (Schaum), für eine dicke (a) und eine dünne (b) Wolke.

Die Simulation zeigt, dass sich die Änderungen des Schaums und der Wolke anders verhalten: Während Schaum im kurzwelligen Bereich starke Auswirkungen hat, zeigen sich im längerwelligen Bereich fast keine. Ship Tracks verhalten sich aber nicht so. Ihre Wirkung ist im nahen Infrarot genauso oder stärker als im kurzwelligen Bereich. Ein Vergleich von Abb. a) und b) zeigt, dass dies für dicke und für dünne Wolken gilt. Das Querschnittsbild durch einen Teil der besprochenen Ship-Track-Szene verdeutlicht noch mehr, dass es sich in der Satellitenszene sicher um Ship Tracks handelt (Abb. 4.11): Die mutmaßlichen Ship Tracks in der Szene sind im Bereich von  $2.1 \mu\text{m}$  sehr viel ausgeprägter als bei den kürzeren Wellenlängen.

Die Simulationen zeigen, dass es von essentieller Bedeutung für die Erkennung von Ship Tracks ist, den Spektralbereich des nahen Infrarot in der Suche nach Ship Tracks miteinzubeziehen. Diese Tatsache wird im folgenden genutzt.

Ein Punkt, der hier nicht angesprochen wurde, ist das Problem des „Sun-Glint“, der die direkte Reflexion der Sonnenstrahlen über die Ozeanoberfläche zum Satelliteninstrument beschreibt. Diese Reflexion ist über die normale Lambertsche Ozeanalbedo nicht ohne hohe Fehler bestimmbar und hat in dieser Szene aber auch keine Rolle gespielt. Es sei jedoch erwähnt, dass mögliche Einflüsse von Sun-Glint in der späteren globalen Analyse vermieden wurden, indem die möglichen Sun-Glint-Gebiete in der Analyse sofort aus den Szenen gefiltert wurden.



**Abb. 4.11:** Querschnitt durch ein Gebiet mit Ship Tracks für verschiedene Wellenlängen: 850, 1640 und 2130 nm.

### 4.1.3 Abgrenzung der Ship Tracks von den normalen Wolken

Um die Unsicherheit einer subjektiven Analyse zu umgehen, ist eine Abgrenzung der Ship-Track-Pixel von den anderen tiefen Wolken im Satellitenbild aufgrund objektiver Parameter nötig (Coakley-Jr. und Walsh, 2002). Zusätzlich ist es wichtig, die Veränderung der Ergebnisse aufgrund einer Variation der Parameter zu bestimmen.

Vor der eigentlichen Extraktion von Ship Tracks aus Satellitendaten ist jedoch als erster Schritt eine Vorselektion nötig, um tiefe Wolken über dem Meer, die für den Einfluss von Schiffsemissionen empfänglich sind, von den anderen Wolken zu trennen.

#### Filterung der tiefen Wolken über dem Meer

Betrachtet man die Messungen von Ship Tracks, z.B. aus dem MAST-Experiment, lassen sich eindeutige Gegebenheiten definieren, die nötig sind, damit ein Ship Track entsteht:

**Ozean** : Ship Tracks kommen über Land nicht vor. Aufgrund einer Land-See-Maske in den Satellitendaten können Gebiete über Land können also ausgeschlossen werden.

**Albedo**: Um die Wolken vom Ozean zu unterscheiden, muss ein Grenze definiert werden, ab der ein Pixel als Wolke betrachtet werden kann. In diesem Fall wurde aufgrund einer Verteilungsanalyse für die Wellenlänge  $0.65 \mu m$  der Schwellenwert  $R_{Schwellenwert} = 0.1$  gewählt. Alle Pixel mit höherer Reflexion gelten als Wolke.

**Wolkenhöhe bzw. -temperatur**: Ship Tracks zeigen sich nur in tiefen Wolken der maritimen Grenzschicht. Die Messungen der langwelligen Strahlung in den sog. „thermischen Fenstern“ ( $12 \mu m$ ) hilft, die Temperatur der Wolke oder der Oberfläche zu bestimmen. Die Ozeantemperatur kann über die Messung für die wolkenfreien Pixel bestimmt werden. Für einen adiabatischen Temperaturgradienten von  $0.6 K/100 m$  und eine maximale Wolkenhöhe von  $700 m$ , in denen Ship Tracks auftreten können (Durkee et al., 2000a), kann ein minimaler Temperaturbereich

von  $\Delta T = (T_{\text{ozean}} - T_{\text{wolke}}) = 4K$  angenommen werden. Um eine statistisch signifikante Anzahl von Pixeln mit Wolken zu erhalten, wurde der Wert  $\Delta T$  für die Analyse auf 10 K gesetzt.

Unter Nutzung dieser Kriterien erhält man tiefe Wolken über dem Ozean. Aus diesen müssen die Ship Tracks gefiltert werden.

### Filterung der Ship Tracks

Das Erkennen von Ship Tracks in Satellitenbildern ist eine subjektive Eigenschaft, beruhend auf Kognition und Erfahrung. Über bestimmte objektive Kriterien kann diese visuelle Wahrnehmung aber an den Computer angepasst werden:

**Kontrast:** Ein Ship Track steht, vor allem im nahen Infrarot, immer im Kontrast zu den umgebenden Wolken. Allerdings sind Wolkendecken selten homogen, das Kontrastverhältnis muss sich also signifikant von den kleinskaligen Kontrastverhältnissen unterscheiden.

**Breite:** Während Wolkenveränderungen über dem Ozean eher großflächig von statten gehen, zeichnen sich Ship Tracks durch lange schmale Konturen aus, die nur wenige Kilometer dick sind.

**Verhältnis von Umfang zu Fläche:** Ship Tracks sind nicht nur schmal, sondern auch relativ lang. Solche Wolkenformationen treten selten unter natürlichen Umständen in tiefen Wolkenschichten auf und haben dann meist orographischen Ursprung, was über dem Ozean kein relevanter Faktor ist. Das Verhältnis von Umfang zu Fläche sollte daher gegen 1 gehen.

**Verhältnis von Gesamt-Gebiet zu Ship Track:** Betrachtet man eine löchrige Wolkenformation über einem großen Gebiet, so sind immer noch alle drei vorherigen Faktoren erfüllt. Ship-Track-Cluster bilden in einem Gebiet aber zusammenhängende Flächen ohne Löcher. Bildet man ein Rechteck um das Gebiet eines Ship Tracks, so verhalten sich „Rechtecklänge zu Rechteckbreite“ und „Ship-Track-Fläche zu Rechteckfläche“ umgekehrt proportional und die Multiplikation dieser Verhältnisse sollte viel kleiner als 1 sein.

Wichtigster Punkt ist ein gutes Kontrastverhältnis zu den umgebenden Wolken. Wie in Kapitel 4.1.2 beschrieben, ist es vor allem von Bedeutung für die Erkennung von Ship Tracks, eine Wellenlänge im nahen Infrarot zu nutzen. Um die Pixel herauszufiltern, welche die solare Strahlung am stärksten beeinflussen, ist es wiederum wichtig, eine kurzwellige Wellenlänge zu nutzen. Das beste Kontrastverhältnis ergab sich bei der Division der Messung von  $0.85 \mu m$  und  $2.13 \mu m$ .

Um den Kontrast in einem Bild zu filtern, wird in der Bild-Analyse ein sog. „Kanten-Filter“ eingesetzt. Im Prinzip ist ein Kantenfilter einfach nur eine zweidimensionale Matrix, die über die zweidimensionale Matrix des Bildes gefaltet wird und den Gradienten

im Bild bestimmt. Für den Zweck der Ship-Track-Filterung wurde dabei der sog. „Canny-Edge-Filter“ genutzt.

Dies geschieht über die mathematische Faltung zweier sog. „Sobel-Matrizen“ (siehe 4.1) über das Bild, um die Gradienten in x- und y-Richtung zu bestimmen.

$$S_x = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad S_y = \begin{pmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{pmatrix} \quad (4.1)$$

Weitere Schritte im Canny-Edge-Filter, die über den Sobel-Filter hinausgehen, helfen, die Informationsmenge zu vermindern. So kann z.B. ein Minimum und ein Maximum des berechneten Gradienten angegeben werden. Falls der Betrag des Gradienten unter dem Minimum liegt, wird er verworfen, falls er über dem Maximum liegt, auf jeden Fall angezeigt. Zwischen diesen beiden Werten kommen weitere Auswahlkriterien zum Tragen, um redundante Informationsmengen zu filtern.

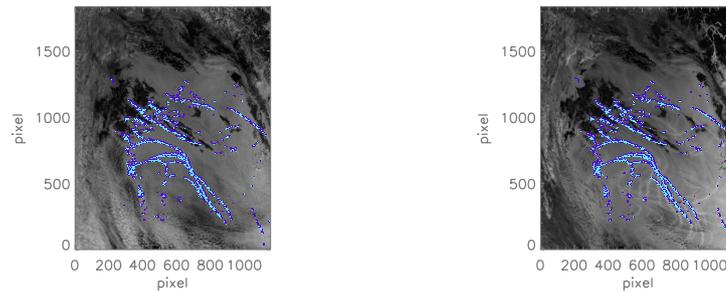
Am Ende erhält man zwei Informationen über das Bild: Die Stärke und die Richtung der signifikanten Gradienten. Die Richtungsinformation des Gradienten ist nützlich für die zweite Information über Ship Tracks: die Breite. Setzt man die maximale Breite eines Ship Tracks fest, kann man der Richtung des Gradienten bis zu dieser maximalen Breite folgen und handelt es sich um einen Ship-Track-Gradienten, so sollte der gegenläufige Gradient gefunden werden. In diesem Fall dann kann das gesamte Gebiet dazwischen als Ship Track deklariert werden. Die Summe aller zusammenhängenden Pixel ergibt dann sog. Pixel-Cluster. In den letzten beiden Schritten über die Verhältnisse werden letzte falsche Pixel aussortiert, wobei bei den Clustern die Verhältnisse von Umfang zu Fläche untersucht werden und zusätzlich das Verhältnis von umgebender Rechteckfläche zu Clusterfläche.

Die Grenzwerte der Untersuchungen wurden empirisch auf das Bild abgestimmt, um eine möglichst kleine Falscherkennungsrate zu erzielen. Das Ergebnis dieser Filterung ist in Abb. 4.12 zu sehen. Hier wurde das Ergebnis der Filterung über die Satellitenbilder aus Abbildung 4.3 und 4.4 gelagert. Es wird hierbei nicht mehr die geographische Projektion genutzt, sondern die normale Aufnahmen-Projektion, wie sie der Satellit beobachtet.

Man erkennt, dass nicht alle Ship Tracks herausgefiltert werden, die bei  $2.13 \mu m$  mit dem Auge beobachtet werden. Allerdings ist die Menge der Pixel, die bei  $0.85 \mu m$  als Ship Track zu erkennen sind, gut erfasst. Und da diese Pixel den kurzwelligeren, also strahlungsenergetisch relevanteren Bereich beeinflussen, sind es auch diejenigen, die für den Strahlungshaushalt von entscheidender Bedeutung sind. Ein weiterer wichtiger Punkt: die Anzahl der Pixel, die als Ship Track erkannt wurden, aber in Wirklichkeit keine sind, ist auf ein Minimum reduziert. Der Filter hat somit die eindeutig identifizierbaren Ship Tracks herausgefiltert, die 6.7% der gesamten tiefen Wolken ausmachen.

Im folgenden werden die verschiedenen Pixelmengen wie folgt definiert:

**Tiefe-Wolken-Pixel:** Die Gesamtheit aller Pixel, welche die Temperatur einer tiefen Wolke haben und außerdem nicht Ozean sind. Sie bilden die gesamten 100%



**Abb. 4.12:** Überlagerung der Ship-Track-Filterung (blau) mit den Satellitenaufnahmen aus 4.3 und 4.4.

**Ship-Track-Pixel:** Die aus der Filterung hervorgegangenen Pixel, die als Ship Track markiert wurden, also in diesem Fall 6.7% der tiefen Wolken.

**Normal-Pixel:** Der Anteil der tiefen Wolken, der nicht gefiltert wurde und somit nicht „kontaminiert“ ist, also 93.3% der tiefen Wolken.

Im folgenden wird analysiert, wie die Variation der Parameter sich auf das Ergebnis auswirkt.

#### Sensitivitätsanalyse - Variation der Parameter und resultierende Pixel-Verteilung

Tabelle 4.1 zeigt, wie sich der Anteil der detektierten Ship Tracks verändert, wenn die Parameter, die für die Analyse gewählt wurden, variiert werden. Man sieht deutlich, dass die Parameter der Kanten-Filterung entscheidende Faktoren sind. Eine kleine Variation um 10% erhöht die Anzahl der detektierten Pixel schon von 6.7% auf 8.6%, also um 1.9%, oder vermindert sie andererseits um 1.4%. Bei einer Variation von 50% in den Kanten-Parametern werden fast ein Drittel der tiefe-Wolken-Pixel als Ship Track erkannt, obwohl ein Großteil definitiv zu den Normal-Pixeln zählt. Auch die Angabe zur Breite der Ship Tracks, in unserem Fall 10 Pixel, erzeugt schon eine Variation um etwa 0.5%, wenn dieser Wert auf 9 oder 11 gesetzt wird. Die anderen Parameter haben dagegen nur minderen Einfluss auf die Detektion. Es wird aber deutlich, dass die Art der Filterung ein wichtiger Faktor in der Analyse ist.

Im folgenden Kapitel werden nun die Wolkenparameter untersucht.

#### 4.1.4 Wolkenparameter

Mittels des in Kapitel 3.2 beschriebenen Ansatzes aus SACURA und look-up-Tabellen können nun die Parameter für jedes einzelne Wolkenpixel in der Szene errechnet werden. Abb. 4.13 zeigt diese gewonnenen Parameter der Wolke im Satellitenbild.

Für den effektiven Radius ( $a$ ) und die Tropfenkonzentration ( $d$ ) ist deutlich zu erkennen, wie sich die Wolke innerhalb der Ship Tracks verändert. Der Radius innerhalb eines Ship Tracks ist deutlich reduziert im Vergleich zur Umgebung und die Anzahl der

	Parameter- änderung (%)	Detektierte Ship Track Pixel (%)
Canny-Edge Parameter	-10/10	5.3/8.6
	-50/50	2.2/31.5
Breite des Ship Track	-10/10	6.2/7.1
	-50/50	4.0/8.2
Verhältnis	-10/10	6.6/6.8
Umfang/Fläche	-50/50	6.6./6.8
Verhältnis	-10/10	6.6/6.8
Cluster/Rechteck	-50/50	6.1/7.1

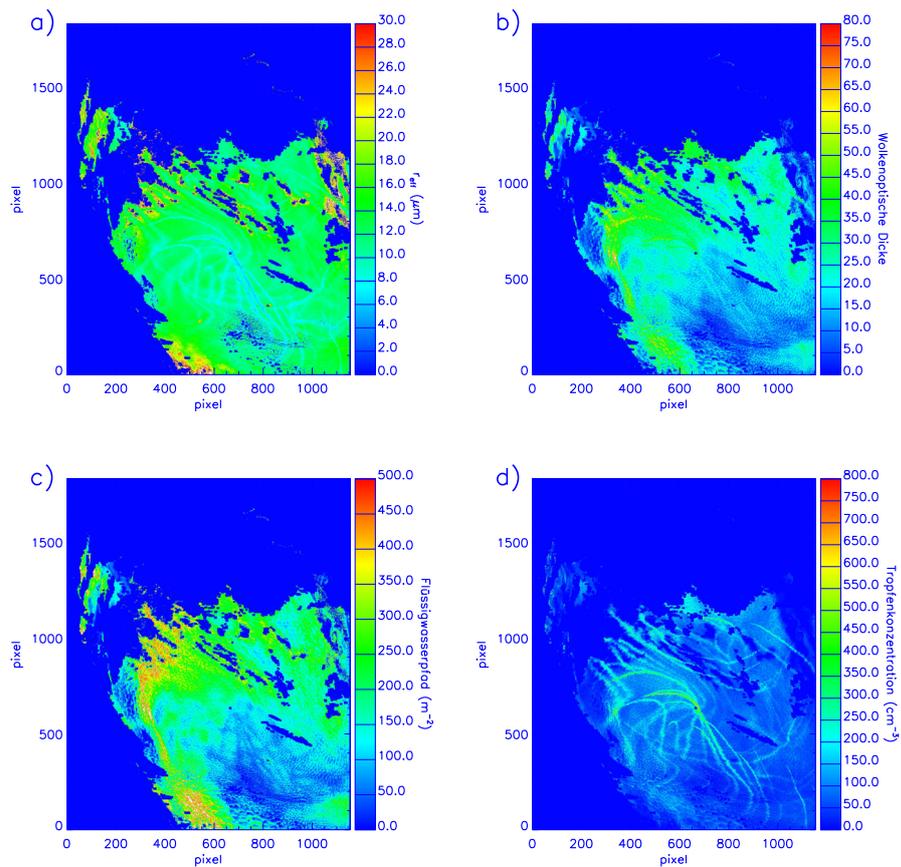
**Tabelle 4.1:** Änderung der detektierten Pixel bei Variation der Parameter im Vergleich zu den 6.7% bei den empirisch gefundenen „besten“ Werten.

Tropfen pro Kubikzentimeter ist deutlich erhöht. Die optische Dicke (b) zeigt ebenfalls eine leichte Erhöhung innerhalb der Ship Tracks, während die Menge an Flüssigwasser (c) sich nicht sichtbar verändert. Man kann an diesem Bild zusätzlich erkennen, dass die Wolkenränder eine Fehlerquelle bilden, da sich dort die optischen Parameter leicht widersprüchlich verhalten und die Wolken sehr dünn sind. Außerdem wurde in der Analyse in Kapitel 4.1.2 gezeigt, dass bei dünnen Wolken sehr wohl die Oberflächenvariation eine Rolle bei der Bestimmung der Wolkenparameter spielen kann. Um diese Auswirkungen auf das Gesamtergebnis zu kontrollieren, wurde als Referenzgebiet ein kleineres Gebiet innerhalb der Szene gewählt, in der keine Wolkenränder liegen und die optische Dicke oberhalb von 5 auch für die „normalen“ Wolken liegt. Da hier der Fehler klein ist, kann es hinzugenommen werden, um die Ergebnisse der Gesamtszene zu verifizieren. Die Bilder in 4.14 zeigen dieses kleinere Gebiet.

Tabelle 4.2 fasst die Mittelwerte für die Wolkenparameter der Gebiete zusammen. Die Werte in Klammern sind die zugehörigen Standardabweichungen. Es zeigt sich, dass der effektive Radius in der Gesamtszene von 13 auf  $10 \mu\text{m}$  sinkt und auch in der kleineren Szene ist eine Reduzierung von 11.9 auf  $8.9 \mu\text{m}$  zu erkennen. Die optische Dicke erhöht sich dafür in der Gesamtszene von 20.7 auf 34.6, während in der kleineren Szene nur eine Erhöhung von 23.8 auf 30.9 zu beobachten ist. Beim Flüssigwassergehalt ist die Beobachtung nicht eindeutig. Während in der Gesamtszene eine Erhöhung von 172 auf  $227 \text{ gm}^{-2}$  zu erkennen ist, kann diese nicht durch die Beobachtung in der kleineren Szene verifiziert werden. Die Änderung kann daher auch von Problemen an den Wolkenrändern herrühren. Bei der Tropfenkonzentration ist dies nicht so. Eine eindeutige Erhöhung von 79 auf 210 Tropfen pro  $\text{cm}^3$  ist in der Gesamtszene zu erkennen und auch die kleinere Szene zeigt eine Erhöhung von 101 auf 255 Tropfen pro  $\text{cm}^3$ .

Betrachtet man die Verteilungen der Wolkenparameter, wie sie in Abb. 4.15 gezeigt sind, wird der Unterschied zwischen Ship Track und normaler Wolke noch deutlicher. Für den effektiven Radius wird die Verteilung zu kleineren Radien hin verschoben, wobei die

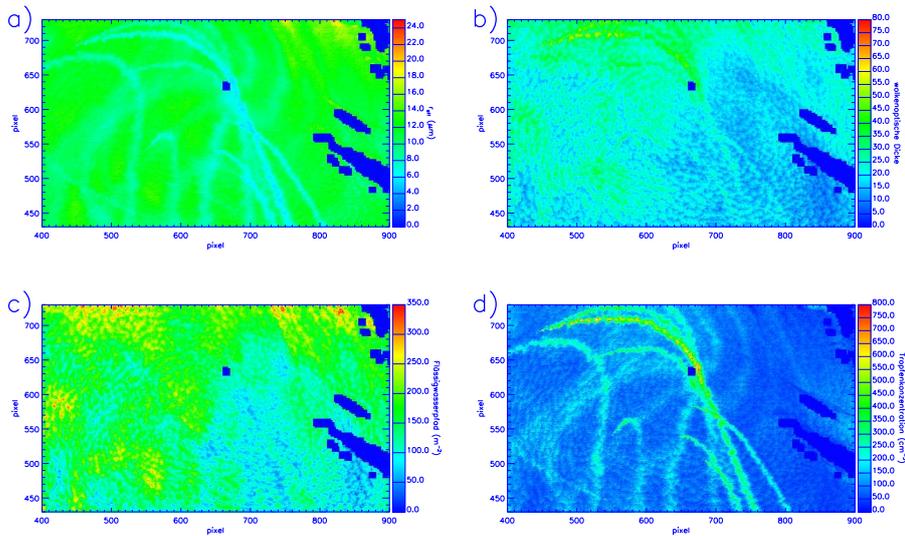
#### 4 Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt



**Abb. 4.13:** *Ermittelte Wolkenparameter aus der Satellitenszene: a) effektiver Radius, b) wolkenoptische Dicke, c) Wasserpfad, d) Tropfenkonzentration.*

Verschiebung bei der kleineren Szene entscheidender hervortritt als bei der Gesamtszene.

Die optische Dicke wird zu größeren Werten verschoben, wobei es in der Gesamtszene wiederum besser ersichtlich ist. Bei der Tropfenkonzentration ist die Änderung am deutlichsten zu sehen. Werte von über 400 Tropfen pro  $cm^3$ , die in der normalen Wolke gar nicht existieren, sind im Ship Track noch in großer Anzahl vorhanden. Und diese Veränderung ist in beiden Verteilungen deutlich zu erkennen. Was den Wassergehalt betrifft, so lässt sich keine eindeutige Veränderung in der Verteilung der beiden Wolkenarten erkennen. Bei der kleineren Szene lässt sich zwar eine Verschiebung erahnen, dies widerspricht aber der Aussage von vorhin, dass sich der Mittelwert der Gesamtszene verändert hat, während der Wert der kleineren Szene gleich bleibt. Für den Wassergehalt lassen sich also keine eindeutigen Aussagen verifizieren.

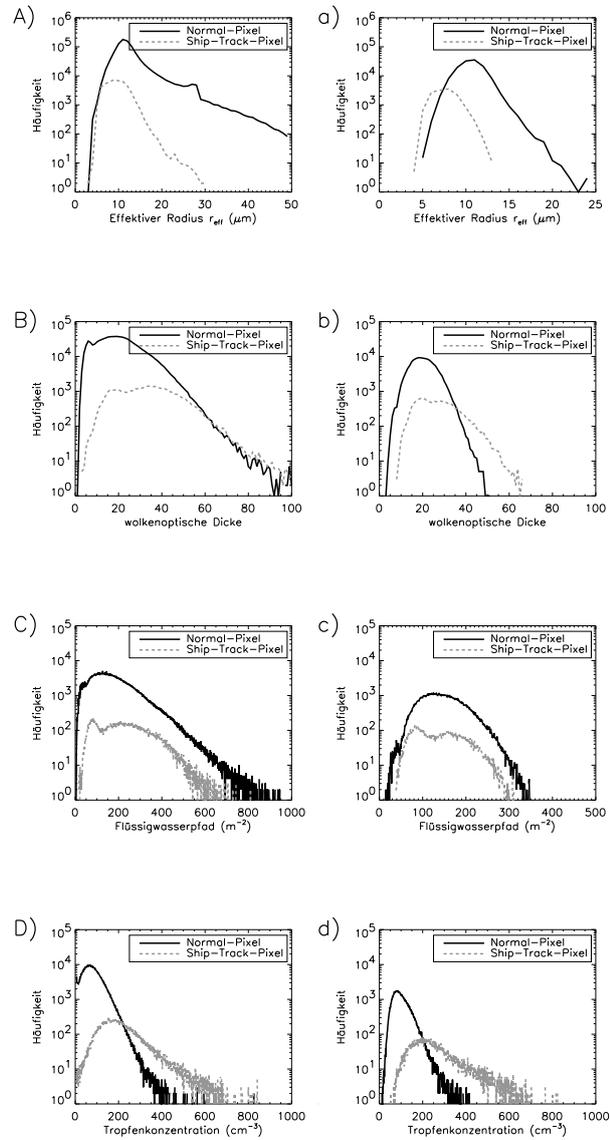


**Abb. 4.14:** Ermittelte Wolkenparameter für das kleinere Gebiet: a) effektiver Radius, b) wolkenoptische Dicke, c) Wasserpfad, d) Tropfenkonzentration.

	Tiefe-Wolken Pixel	Normale Pixel	Ship-Track Pixel
<b>Gesamtszene</b>			
effektiver Radius ( $\mu\text{m}$ )	13.0 (4.0)	13.2 (4.0)	10.1 (2.5)
optische Dicke	21.4 (11.1)	20.7 (10.4)	34.6 (14.5)
Flüssigwasser ( $\text{gm}^{-2}$ )	174 (122)	172 (122)	227 (120)
Tropfenkonz. ( $\text{cm}^{-3}$ )	85 (61.7)	79 (82.8)	210 (112.6)
<b>kleinere Szene</b>			
effektiver Radius ( $\mu\text{m}$ )	11.6 (3.9)	11.9 (3.8)	8.9 (2.3)
optische Dicke	24.4 (10.5)	23.8 (10.2)	30.9 (11.8)
Flüssigwasser ( $\text{gm}^{-2}$ )	180 (102)	180 (96)	176 (102)
Tropfenkonz. ( $\text{cm}^{-3}$ )	115 (60)	101 (46)	255 (101)

**Tabelle 4.2:** Mittelwerte der Wolkenparameter aus der Satellitenszene und entsprechende Standardabweichung in Klammern.

4 Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt



**Abb. 4.15:** Ermittelte Verteilung der Wolkenparameter für das Gesamtgebiet (Großbuchstaben) und das kleinere Gebiet (Kleinbuchstaben). A,a) wolkenoptische Dicke, B,b) effektiver Radius, C,c) Wasserpfad, D,d) Tropfenkonzentration.

### 4.1.5 Lokaler Strahlungseffekt von Ship Tracks

Wie schon aus Kapitel 2.4.2 bekannt ist, führt eine veränderte Größenverteilung der Wolken zu einer Veränderung der Rückstreuung. Da die optischen Parameter jetzt bekannt sind, lässt sich die Strahlungsbilanz für jedes Pixel der tiefen Wolken über die Tabellen, die in Kapitel 3.2.5 beschrieben wurden, berechnen. Durch die Unterteilung in Ship-Track-Pixel und Normal-Pixel lässt sich damit auch der Unterschied in der Strahlungsbilanz quantifizieren.

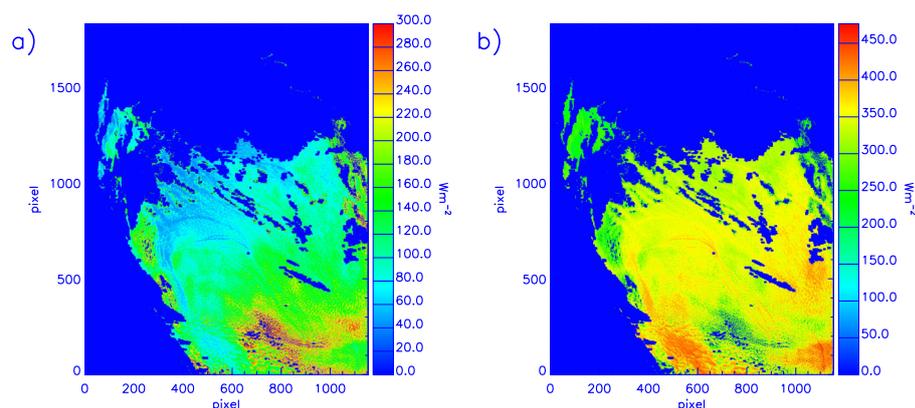
Ein Einflussfaktor bei der Berechnung des Strahlungstransfers ist der Sonnenzenitwinkel. Da dieser im Satellitenbild variiert und nicht über Ship Tracks und normale Wolken gleichverteilt ist, ergibt sich eine Variation der Strahlungsberechnung aufgrund der Variation des Sonnenzenitwinkels. Die Berechnung für das aktuelle Satellitenbild spiegelt daher nicht nur die Veränderung durch die Wolkenparameter wider, sondern auch die Veränderung durch den veränderten Sonnenzenitwinkel.

Da nur der Einfluss durch die Veränderung der Wolkenparameter von Interesse ist, wurde daher zum einen eine „aktuelle“ Berechnung mit aktuellem Sonnenzenitwinkel durchgeführt, und zum anderen wurden Berechnungen mit festen Sonnenzenitwinkeln für alle Pixel durchgeführt, um nur den Einfluss der Wolkenparameter betrachten zu können. Dies hat den Vorteil, dass zusätzlich das Verhalten der Strahlung bei verschiedenen Sonnenzenitwinkeln über den Tag verteilt beobachtet werden kann.

#### Berechnung mit aktuellem Sonnenzenitwinkel

In dieser Berechnung wurde für jeden Pixel der entsprechende Sonnenzenitwinkel aus den Satellitendaten mit den ermittelten optischen Parametern kombiniert. Es gibt also die „reale“ solare Bestrahlungstärke für die einzelnen Gebiete wieder. Die Abbildungen 4.16 zeigen die errechneten Werte für jeden entsprechenden Pixel, wenn der zugehörige Wert des Sonnenzenitwinkels für die Berechnung genutzt wurde. Dabei ist zum einen die Einstrahlung gezeigt, die den Boden erreicht (4.16a), um den Energieverlust am Boden darzustellen, und zum anderen ist die erhöhte Rückstreuung am Oberrand der Atmosphäre gezeigt (4.16b), um über die erhöhte Rückstreuung den Gesamtenergieverlust zu beschreiben.

Man kann die Ship Tracks sowohl als Gebiete erhöhter Rückstreuung, als auch als Gebiete verminderter solarer Bestrahlungstärke, die den Boden erreicht, erkennen. Bildet man die Mittelwerte entsprechend der Ship Track Maske, so ergeben sich die Werte aus Tabelle 4.3, wobei die Standardabweichungen in Klammern angegeben werden. Man erkennt, dass sowohl im Gesamtgebiet, als auch im kleineren Gebiet die solare Bestrahlungstärke am Boden im Gebiet der Ship Tracks im Vergleich zu den normalen Wolken deutlich reduziert ist, während die Rückstreuung deutlich erhöht ist. In der letzten Spalte der Tabelle ist die Differenz der Mittelwerte der Tiefe-Wolken-Pixel und der Normal-Pixel angegeben. Diese Differenz gibt an, inwieweit die Ship Tracks Einfluss auf die Strahlung in dem Gebiet haben, da sie die unverschmutzten Wolkenpixel mit der Menge der gesamten Wolkenpixel vergleicht. Die Normal-Pixel dienen also als Referenz für das Gebiet, wenn kein Ship Track vorkommen würde.



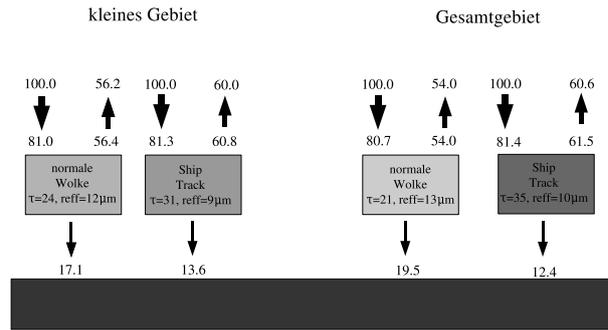
**Abb. 4.16:** Die errechnete solare Bestrahlungsstärke für die tiefen Wolken im untersuchten Gebiet, die a) die Oberfläche erreicht und b) zum Oberrand der Atmosphäre zurückgestreut wird.

Es zeigt sich, dass die solare Strahlung, die den Boden erreicht, um  $2.5 \text{ Wm}^{-2}$  reduziert ist und auch im kleineren Gebiet ist sie um  $2.1 \text{ Wm}^{-2}$  vermindert. Was aber außerdem auffällt ist die Tatsache, dass die reflektierte Strahlung am Oberrand der Atmosphäre im kleineren Gebiet nur um  $2.1 \text{ Wm}^{-2}$  erhöht ist und im Gesamtgebiet nur um  $0.9 \text{ Wm}^{-2}$ .

	Tiefe-Wolken Pixel $E_{\text{tief}}$	normale Wolken Pixel $E_{\text{normal}}$	Ship Track Pixel $E_{\text{ship-track}}$	Differenz $E_{\text{tief}} - E_{\text{normal}}$
<b>Gesamtgebiet</b>				
Oberfläche ( $\text{Wm}^{-2}$ )	127.6 (61.1)	130.1 (61.0)	78.7 (36.1)	-2.5
Oberrand Atm. ( $\text{Wm}^{-2}$ )	336.2 (55.9)	335.4 (56.9)	353.5 (26.2)	0.9
<b>Kleineres Gebiet</b>				
Oberfläche ( $\text{Wm}^{-2}$ )	113.4 (28.3)	115.5 (27.5)	92.6 (27.6)	-2.1
Oberrand Atm. ( $\text{Wm}^{-2}$ )	349.8 (16.2)	348.2 (15.6)	365.1 (13.3)	1.6

**Tabelle 4.3:** Mittelwerte der ermittelten solaren Bestrahlungsstärke, die an der Ozeanoberfläche ankommt bzw. an den Oberrand der Atmosphäre reflektiert wird, STA in Klammern.

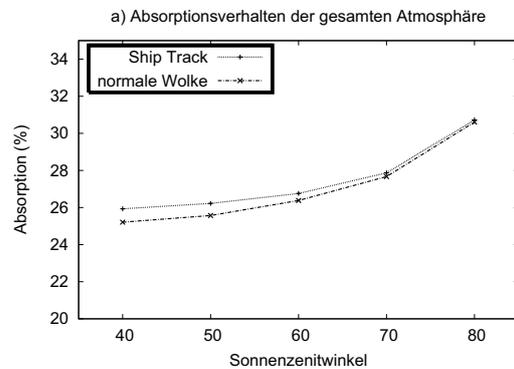
Die Differenz zwischen dem Energieverlust am Boden und der erhöhten Rückstreuung am Oberrand der Atmosphäre ist für das Gesamtgebiet  $1.6 \text{ Wm}^{-2}$ . Die Diskrepanz der Werte lässt sich nicht alleine auf mögliche erhöhte Absorption zurückführen, da er in der kleineren Szene nur  $0.5 \text{ Wm}^{-2}$  beträgt. Er resultiert zusätzlich aus der Variation des Sonnenzenitwinkels im Satellitenbild, der nicht über die einzelnen Pixel gleichverteilt ist,



**Abb. 4.17:** Unterschiedliches Verhalten der solaren Strahlung innerhalb, oberhalb und auch unterhalb einer Wolke, wenn die optischen Wolkenparameter entsprechend eines Ship Tracks variiert werden.

kombiniert mit der Nichtlinearität des Strahlungstransfers in der Atmosphäre und der Wolke.

Abbildung 4.17, für dessen Berechnung die Mittelwerte der optischen Parameter aus Tabelle 4.2 genommen wurden, verdeutlicht das Prinzip des nichtlinearen Strahlungstransfers. Die Grafik veranschaulicht den Strahlengang der solaren Strahlung für zwei verschiedene Ship Tracks im Vergleich zu komplementären „normalen“ Wolken, wobei wieder die Mittelwerte aus Tabelle 4.2 genutzt wurden. Der Anteil an solarer Strahlung, der von aussen an der Oberkante der Atmosphäre ankommt, wird jeweils mit 100% angegeben. Ein Vergleich der Zahlen macht deutlich, dass sich die Werte der Strahlung nicht einfach über die Verhältnisse der optischen Parameter bestimmen lassen. Es kommen Streuung und Mehrfachstreuung in, unter und über der Wolke zum Tragen, so dass die Werte nicht-linear von den Wolkenparametern abhängig sind.



**Abb. 4.18:** Änderung der Absorption in der Atmosphäre aufgrund der Änderung des Sonnenzenitwinkels für die gesamte Atmosphäre.

Abb. 4.18 verdeutlicht dagegen noch zusätzlich, wie die Absorption in der Atmosphäre mit dem Sonnenstand variiert und zwar unterschiedlich für Ship Track und normale Wolke.

Durch die Variation des Sonnenzenitwinkels in der Satellitenszene, welche nicht statistisch über Ship Tracks und normale Wolke verteilt sind, ergeben sich daher Diskrepanzen, die nicht alleine auf eine Veränderung der optischen Parameter der Wolke zurückzuführen sind.

Der Unterschied in den Differenzen aus Tabelle 4.3 und das nicht-lineare Verhalten der Extinktion in Atmosphäre und Wolke hat folgende Konsequenzen:

1. Für eine quantitative Bestimmung des Verhaltens der solaren Strahlung mit und ohne Ship Track ist es wichtig, die solare Strahlung wellenlängenabhängig zu berechnen, da das Extinktionsverhalten wellenlängenabhängig ist.
2. Aufgrund der Nichtlinearität und der Nicht-Gleichverteilung von Ship Track und normaler Wolke und der zugehörigen Wolkenparameter in einer Satellitenszene ist es nicht sinnvoll, den Strahlungstransfer in der Satellitenszene durch Mittelwerte der Wolkenparameter, wie z.B. Tabelle 4.2, zu berechnen.
3. Das Nichtlineare Verhalten der Absorption und Streuung ist nicht nur bestimmt durch die optischen Wolkenparameter, sondern auch abhängig vom Sonnenstand.

Um Punkt 1.) wirklich gerecht zu werden wurde die Parametrisierung nach Kato et al. (1999) (siehe Kapitel 3.2) genutzt, die geringe Fehler zu einer hochaufgelösten Rechnung aufweist.

Punkt 2.) wird diese Analyse auch gerecht. Die Strahlung wurde für jeden einzelnen Punkt berechnet, indem die Wolkenparameter ermittelt wurden und erst dann einen Wert für die Diskrepanz der Strahlungswerte berechnet wurde.

Für Punkt 3.) wurden verschiedene feste Sonnenzenitwinkel auf die Satellitenszene angewandt und mit diesen wurde der Strahlungstransfer bestimmt.

#### **Strahlungswert bei konstanten Sonnenzenitwinkeln**

Durch einen festen Sonnenzenitwinkel in der Satellitenszene wird das Verhalten der Ship Tracks auf die Strahlung alleine von den optischen Parametern bestimmt. Nimmt man zusätzlich an, dass die Ship Tracks über den Tag konstant bleiben, kann außerdem bestimmt werden, wie sich die Werte verändern, wenn die Berechnungen für mehrere in diesem Breitengrad mögliche Sonnenzenitwinkel ausgeführt wird.

Die Tabelle 4.4 zeigt das Ergebnis der Berechnung, wenn ein konstanter Wert von  $63^\circ$  für das gesamte Gebiet genommen wird, was dem Mittelwert aller Sonnenzenitwinkel der Szene entspricht. Es zeigt sich ganz deutlich, dass sich durch die Eliminierung dieser Variation ein Gleichgewicht zwischen dem Verlust der Strahlung am Boden und der erhöhten Rückstreuung ergibt. Der Betrag liegt in beiden Fällen bei etwa  $2 \text{ Wm}^{-2}$ , sowohl für die große Szene, als auch die kleinere Referenzszenen. Die Werte sind zwar immer noch nicht exakt identisch, lassen sich aber auf die hohen Standardabweichungen zurückführen (siehe Zahlen in Klammern). Die Berechnung für die kleinere Szene validiert die Bestimmung der Werte für die Gesamtszene, da sie in der gleichen Größenordnung liegt.

Ein Faktor, der ebenfalls ins Auge sticht, ist die Differenz der Werte zwischen normaler Wolke und Ship Track. Es zeigt sich, dass die solare Bestrahlungsstärke unter einem Ship

$\theta_{sun}=63^\circ$	Tiefe Wolken $E_{\text{tiefe-Wolke}}$	normale Wolken $E_{\text{normale-Wolke}}$	Ship Track $E_{\text{Ship-Track}}$	Differenz $E_{\text{tiefe-Wolke}} - E_{\text{normale-Wolke}}$
<b>Gesamtgebiet</b>				
Oberfläche ( $\text{Wm}^{-2}$ )	124.2 (45.0)	126.3 (44.8)	83.1 (28.9)	-2.1
Oberrand Atm. ( $\text{Wm}^{-2}$ )	332.1 (38.2)	330.1 (37.8)	370.9 (23.5)	2.0
<b>kleines Gebiet</b>				
Oberfläche ( $\text{Wm}^{-2}$ )	113.5 (44.1)	115.5 (44.2)	93.6 (27.9)	-2.0
Oberrand Atm. ( $\text{Wm}^{-2}$ )	343.5 (37.4)	341.3 (37.3)	364.9 (22.8)	2.2

**Tabelle 4.4:** Mittelwerte der solaren Bestrahlungsstärke an Oberfläche und Oberrand der Atmosphäre für einen konstanten Sonnenzenitwinkel von  $63^\circ$ , die Zahlen in Klammern enthalten die Standardabweichung.

Track um mehr als  $40 \text{ Wm}^{-2}$  vermindert ist, bzw. die Rückstreuung um knapp  $40 \text{ Wm}^{-2}$  erhöht ist. Das ist immerhin im Mittel über 30% der mittleren ankommenden Strahlung ( $E_{\text{tiefe-Wolke}}$ ) an der Oberfläche und nur leicht geringer als die  $63 \text{ Wm}^{-2}$ , die bei (Kiehl, 1994a) als Unterschied zwischen maritimer und kontinentaler Wolke bei ähnlichem  $\theta_{sun}$  angegeben werden. Der Energieverlust unter einem Ship Tracks ist deutlich höher als unter einer normalen maritimen Wolke.

Deutlicher wird dies bei höheren Sonnenständen, also kleineren Zenitwinkeln. Da es nun möglich ist, den Sonnenzenitwinkel für die Szene künstlich vorzugeben, kann man auch untersuchen, wie sich das Verhalten ändert, wenn andere Sonnenzenitwinkel genutzt werden. Für die gegebene Region und die Jahreszeit ist z.B. ein Wert vom  $50^\circ$ , wie in Tabelle 4.5 angegeben, noch realistisch. Es zeigt sich deutlich, dass die Differenz für die Szene ansteigt. Es ergibt sich eine verminderte Einstrahlung von  $3.5 \text{ Wm}^{-2}$ , die sich auch in der erhöhten Rückstreuung widerspiegelt und von der kleineren Szene bestätigt wird. Die Diskrepanz zwischen normaler Wolke und Ship Track hat sich auf  $75 \text{ Wm}^{-2}$  erhöht, welches wiederum 35% der mittleren empfangenen Einstrahlung entspricht.

Für tiefere Sonnenstände von  $70^\circ$  sind auch noch vergleichsweise hohe Werte zu erkennen (Tabelle 4.6): Der Verlust für die Gesamtszene liegt bei  $1.4 \text{ Wm}^{-2}$  und auch die Differenz zwischen Ship Track und normaler Wolke liegt noch bei  $28 \text{ Wm}^{-2}$ . Für einen Sonnenstand von  $80^\circ$ , wie in Tabelle 4.7 gezeigt, ergeben sich allerdings nur noch Werte von  $0.5 \text{ Wm}^{-2}$  und der Unterschied zwischen Ship Track und normaler Wolke ist nur noch etwa  $10 \text{ Wm}^{-2}$ .

Die Tabellen spiegeln auch gut wieder, dass die nicht-lineare Absorption die Werte von Strahlungsverlust am Boden und erhöhter Rückstreuung am Oberrand der Atmosphäre nicht immer exakt vergleichbar macht. Während die Differenz der Einstrahlung am Boden zwischen Ship Track und normaler Wolke in allen Fällen bei ca. 33%-35% im Verhältnis liegt ( $|E_{\text{tiefe-Wolke}}/[E_{\text{normaleWolke}} - E_{\text{ShipTrack}}]|$ ), liefern die entsprechenden

4 Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt

$\theta_{sun}=50^\circ$	Tiefe Wolken $E_{\text{tiefe-Wolke}}$	normale Wolken $E_{\text{normale-Wolke}}$	Ship Track $E_{\text{Ship-Track}}$	Differenz $E_{\text{tiefe-Wolke}} - E_{\text{normale-Wolke}}$
<b>Gesamtgebiet</b>				
Oberfläche ( $\text{Wm}^{-2}$ )	213.9 (77.7)	217.5 (77.3)	142.7 (49.8)	-3.6
Oberrand Atm. ( $\text{Wm}^{-2}$ )	442.4 (65.2)	439.0 (64.6)	508.1 (40.0)	3.4
<b>kleines Gebiet</b>				
Oberfläche ( $\text{Wm}^{-2}$ )	195.3 (76.2)	198.9 (76.3)	160.9 (48.1)	-3.5
Oberrand ( $\text{Wm}^{-2}$ )	461.4 (64.0)	457.7 (63.8)	497.5 (39.1)	3.7

**Tabelle 4.5:** Wie Tabelle 4.4, aber für einen Sonnenzenitwinkel von  $50^\circ$ .

$\theta_{sun}=70^\circ$	Tiefe Wolken $E_{\text{tiefe-Wolke}}$	normale Wolken $E_{\text{normale-Wolke}}$	Ship Track $E_{\text{Ship-Track}}$	Differenz $E_{\text{tiefe-Wolke}} - E_{\text{normale-Wolke}}$
<b>Gesamtgebiet</b>				
Oberfläche ( $\text{Wm}^{-2}$ )	80.6 (29.1)	82.0 (28.9)	54.0 (18.7)	-1.4
Oberrand Atm. ( $\text{Wm}^{-2}$ )	258.6 (24.8)	257.3 (24.6)	284.0 (18.1)	1.3
<b>kleines Gebiet</b>				
Oberfläche ( $\text{Wm}^{-2}$ )	73.8 (28.5)	75.1 (28.6)	60.9 (18.1)	-1.3
Oberrand Atm. ( $\text{Wm}^{-2}$ )	266.1 (24.4)	264.7 (24.3)	280.3 (14.8)	1.4

**Tabelle 4.6:** Wie Tabelle 4.4, aber für einen Sonnenzenitwinkel von  $70^\circ$ .

Werte für den Oberrand der Atmosphäre eine Erhöhung mit höherem Sonnenstand: Bei einem Sonnenzenitwinkel von  $80^\circ$  ist das Verhältnis nur 8% während es für  $50^\circ$  auf 16% ansteigt. Aufgrund der in Kapitel 3.2.5 beschriebenen Daten wurde auch eine Berechnung der Veränderung der thermischen Emission untersucht. Der Grund dieser Analyse ist zum einen, um zu untersuchen, ob die optischen Parameter die thermische Emission entscheidend beeinflussen, und zum anderen, um herauszufinden, ob die Wolkenhöhe durch die Schiffsemissionen verändert wurde. Die Höhe der Wolkenoberkante wurde dabei mittels der Temperatur aus einem thermischen Kanal ( $11 \mu\text{m}$ ) bestimmt und der resultierenden Differenz von Ozeantemperatur und Wolkentemperatur bei Nutzung eines Temperaturgradienten von  $0.6 \text{ K}/100 \text{ m}$ . Die Methode ist nicht sehr genau und konnte dementsprechend keine Veränderung der Wolkenhöhe nachweisen. Die gesamte thermische Veränderung aufgrund der Wolkenparameter und der Wolkenhöhe belief sich auf weniger als  $0.1 \text{ Wm}^{-2}$  und hat somit keinen Einfluss auf das Gesamtergebnis. Dies widerlegt nicht unbedingt den Einfluss von Schiffsemissionen auf die emittierte thermische Strahlung ei-

$\theta_{sun}=80^\circ$	Tiefe Wolken $E_{\text{tiefe-Wolke}}$	normale Wolken $E_{\text{normale-Wolke}}$	Ship Track $E_{\text{Ship-Track}}$	Differenz $E_{\text{tiefe-Wolke}} - E_{\text{normale-Wolke}}$
<b>Gesamtgebiet</b>				
Oberfläche ( $Wm^{-2}$ )	30.4 (10.9)	30.9 (10.8)	20.4 (7.1)	-0.5
Oberrand Atm. ( $Wm^{-2}$ )	134.6 (9.4)	134.1 (9.3)	144.3 (5.8)	0.5
<b>kleines Gebiet</b>				
Oberfläche ( $Wm^{-2}$ )	27.9 (10.7)	28.4 (10.7)	23.0 (6.8)	-0.5
Oberrand Atm. ( $Wm^{-2}$ )	137.5 (9.2)	136.9 (9.2)	142.9 (5.6)	0.6

**Tabelle 4.7:** Wie Tabelle 4.4, aber für einen Sonnenzenitwinkel von  $80^\circ$ .

ner Wolke, aber es zeigt, dass ohne spezielle Satellitenanalysen keine eindeutige Aussage über solche möglichen Einflüsse getroffen werden kann.

### Variation der Masken-Parameter - Einfluss auf das Ergebnis

Um zu ermitteln, inwieweit die Parameter der Filterung das Ergebnis beeinflussen, wurde eine Analyse entsprechend von Tabelle 4.1 erstellt. Die Berechnung zeigt, inwieweit sich die Variation auf das Ergebnis der Rückstreuung für einen Sonnenzenitwinkel von  $63^\circ$  auswirkt, der mit  $2.0 Wm^{-2}$  gegeben ist.

Das Ergebnis in Tabelle 4.8 macht deutlich, dass die Bestimmung der Strahlungsbilanz sehr deutlich von den Parametern der Filterung abhängt. Eine Variation der Parameter für die Kantenfilterung erzeugt schon einen Fehler von 20% und auch für die Variation der Weite des Ship Tracks ergibt sich noch eine Variation von 10%. Die Auswirkungen der weiteren Parameter sind dagegen gering. Für eine Variation der Parameter um 50% ergeben sich vor allem für den Kantenfilter Fehler von bis zu 275%. Dabei fällt eine Besonderheit auf: Die Verminderung der Faktoren, die zu einer kleineren Erkennungsrate führt, erzeugt eine höhere Differenz für den Strahlungshaushalt, während eine erhöhte Erkennung den Strahlungswert vermindert. Das hat einen einfachen Grund:

Im ersten Fall werden durch den Kantenfilter nur diejenigen Pixel erfasst, die strahlungsrelevant hervorstechen. Das sind zwar nur knapp 2% aller Pixel, diese sind aber diejenigen mit dem höchsten Einfluß auf die Strahlung, daher wird ihr Wert im Vergleich zum Mittel der restlichen Werte viel höher sein und die Differenz errechnet sich zu  $7.5 Wm^{-2}$ . Im zweiten Fall erhält man zwar eine große Menge an Pixeln, die als Ship Track erkannt werden, etwa 30%, diese sind aber nicht alle wirklich Ship Tracks und „kontaminieren“ das Ergebnis. Daraus resultiert die geringe Diskrepanz von  $0.7 Wm^{-2}$ .

Die Ergebnis der Studie zeigt also deutlich, wie wichtig es ist, dass ein signifikanter Anteil von Ship Track Pixeln im Vergleich zu den anderen Pixeln vorhanden ist, um ein repräsentatives Ergebnis zu erhalten.

	Parameter-Variation (%)	Rückstreuung ( $Wm^{-2}$ )
Canny-Edge Parameter	-10/10	2.4/1.6
	-50/50	7.5/0.7
Ship Track Breite	-10/10	1.8/2.1
	-50/50	1.1/2.4
Verhältnis Umfang/Fläche	-10/10	1.9/2.0
	-50/50	1.7/2.1
Verhältnis Cluster/Rechteck	-10/10	1.9/2.0
	-50/50	1.8/2.1

**Tabelle 4.8:** Veränderung des Ergebnisses der Rückstreuung bei  $63^\circ$  ( $2.0 Wm^{-2}$ , siehe Tab. 4.4), wenn die Parameter der Filterung variiert werden.

#### 4.1.6 Zwischenbilanz: Der lokale Effekt

Durch die Analyse einer Ship Track Szene mittels der Daten des MODIS-Instrumentes konnte eine Bestimmung der optischen Parameter der umgebenden Wolke und der Ship Tracks vorgenommen werden. Die Parameter konnten aufgrund von Mittelwerten und Verteilungen untersucht werden. Es ergab sich eine Reduzierung des mittleren effektiven Radius von  $13 \mu m$  auf  $10 \mu m$  und eine Erhöhung der optischen Dicke von 21 auf 35. Das Flüssigwasser zeigt eine Erhöhung von 172 auf  $227 gm^{-2}$  und die Tropfenzahlkonzentration stieg im Mittel von 79 auf 210 pro  $cm^3$ . Sämtliche Variationen konnten qualitativ mittels der Beobachtung eines kleineren Gebietes, das weniger fehleranfällig war, verifiziert werden, mit Ausnahme der Erhöhung des Wassergehaltes. Da dieser auch in den Darstellungen 4.13 nicht beobachtet werden konnte, kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich um ein Artefakt aufgrund von Wolkenrändern handelt.

Des Weiteren zeigt die Studie, dass die Veränderung der optischen Parameter durchaus eine Wirkung auf die Strahlungsbilanz der Szene haben. Für einen mittleren Sonnenzenitwinkel von  $63^\circ$  ergab sich eine Reduzierung der Bestrahlungsstärke auf den Boden von etwa  $40 Wm^{-2}$  zwischen normaler Wolke und Ship Track. In der gesamten Szene wurde eine Reduzierung von  $2 Wm^{-2}$  bestimmt. Mit höherem oder niedrigerem Sonnenstand erhöht und erniedrigt sich der errechnete Wert und kann bis zu  $3.5 Wm^{-2}$  für die Szene betragen. Die resultierende erhöhte Rückstreuung aufgrund von Ship Tracks bedeutet also einen Verlust an Energie in der Atmosphäre, der durch die Ship Tracks hervorgerufen wird und steigt dabei von 8% bis zu 16% für hohe Sonnenstände an. Somit konnte eine erste genaue quantitative Analyse des Unterschiedes im Strahlungshaushalt zwischen normaler maritimer Wolke und Ship Track ermittelt werden und ein lokaler Effekt nachgewiesen werden.

Es wurden in dieser Studie auch Fehleranalysen vorgenommen, um den Einfluss der Variation der Ozeanoberfläche auf die Bestimmung der optischen Parameter zu untersuchen. Es zeigt sich, dass auch bei dünnen Wolken die Windgeschwindigkeit und die resultierende Veränderung der Ozeanalbedo nur einen geringen Fehler erzeugt. Auftre-

tender Schaum aufgrund von Turbulenzen kann aber sehr wohl Auswirkungen auf die Bestimmung der Parameter haben. Da solche Turbulenzen aber nur knapp hinter dem Schiff auftreten, kann der Fehler im Vergleich zur Gesamtszene als gering erachtet werden. Dennoch sollte bei der Filterung der Ship Tracks darauf geachtet werden, Wellenlängen im nahen Infrarot einzubeziehen.

Eine weiteres Ergebnis der Studie ist der Versuch, einen Filter für Ship Tracks für die Messungen des Satelliten mittels entsprechender objektiver Parameter zu erstellen. Die beste Kontrastkombination ergab sich durch die Wellenlängen  $0.85$  und  $2.13 \mu m$ . Es wurden Analysen erstellt, um die Abhängigkeit der Varianz der Ergebnisse von der Einstellungen der Parametern zu zeigen. Dabei zeigt sich, dass die Filterung sehr stark von den Einstell-Parametern abhängig ist, vor allem die Parameter der Kantenfilterung sind ein entscheidender Faktor. Es zeigte sich auch, dass eine Erhöhung bzw. Verminderung der Falscherkennung sich drastisch auf die Ergebnisse der Strahlungsbilanz auswirkt, vor allem, wenn die Anzahl der ermittelten Ship-Track-Pixel im Vergleich zu den normalen Pixeln gering ist.

Aufgrund von Strahlungstransferrechnungen, die Ship Tracks und Wolken simulierten und die entsprechenden Absorptionsverhalten in und über der Wolke untersuchten, konnte ebenfalls festgestellt werden, dass es aufgrund der Nichtlinearität des Strahlungstransfers für eine ausreichende quantitative Bestimmung des Einflusses von Ship Tracks von Bedeutung ist, dass die Bestimmung des Strahlungstransfers wellenlängenabhängig erfolgt. Außerdem sollten die Berechnungen für die einzelnen Pixel gerechnet werden, da eine Berechnung des Strahlungstransfers aufgrund von Mittelwerten der optischen Parameter in einer Szene unsicher ist. Die Variation des Sonnenzenitwinkels zeigte außerdem, dass die Sonnenhöhe ein wichtiger Faktor bei der Bestimmung der Strahlungsbilanz für verschiedene Wolkenparameter ist.

Veröffentlicht wurden die Ergebnisse dieser Untersuchung in Schreier et al. (2006). Der lokale Effekt von Ship Tracks auf den Strahlungshaushalt ist damit nachgewiesen und konnte für eine spezielle Satellitenszene auch genau quantifiziert werden. Im nächsten Kapitel wird nun der globale Einfluss genauer untersucht.

## 4.2 Globale Verteilung und Strahlungseffekt von Ship Tracks

Im vorherigen Kapitel wurde gezeigt, dass Ship Tracks lokal einen Einfluss auf die Strahlungsbilanz haben können, der einem Verlust von 1 bis  $3 \text{ Wm}^{-2}$  entspricht.

Das Ziel im folgendem Kapitel ist daher, die globale Verteilung von Ship Tracks zu analysieren und mögliche globale Effekte auf die Strahlungsbilanz zu untersuchen. Um eine signifikante Aussage zu erhalten und saisonale Variation zu berücksichtigen, wurde ein Jahr an Satellitendaten ausgewertet. Der Datensatz, der dafür genutzt wurde, waren Messungen des Instruments AATSR über das Jahr 2004. Die grundlegende Methodik ist ähnlich dem Schema der Analyse aus Kapitel 4.1: Es wurden wiederum die Programme zur Bestimmung der optischen Parameter und des Strahlungshaushaltes aus Kapitel 3.2 genutzt und nach dem beschriebenen Schema ausgeführt. Die entsprechenden Parameter wurden an das neue Instrument angepasst.

Das Diagramm in Abb. 4.19 verdeutlicht den Ablauf der Analyse-Schritte:

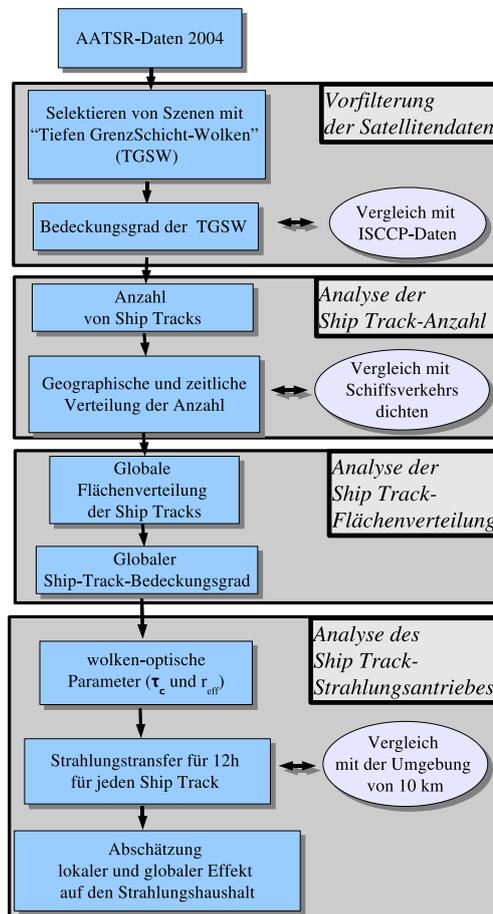


Abb. 4.19: Schematischer Ablauf der globalen Analyse.

1. Zu Beginn wird eine Vorfilterung genutzt, um die Satellitendaten auf Szenen mit tiefen maritimen Grenzschichtwolken zu reduzieren. Diese werden mit den in Kapitel 2.5.3 erwähnten Bedeckungsgraden aus ISCCP verglichen, wobei auch die saisonale Variation untersucht wird.
2. Die gefilterten Szenen werden visuell auf Ship Tracks untersucht und dabei die Anzahl der Ship Tracks in Abhängigkeit von geographischem Ort und der Verteilung über das Jahr untersucht. Die Anzahl von Ship Tracks wird mit den verfügbaren Schiffsdichten verglichen.
3. Daraufhin wird die Fläche der Ship Tracks mit in die Analyse einbezogen und die globale Flächenverteilung ermittelt, die wiederum in einen globalen Ship-Track-Bedeckungsgrad umgerechnet werden kann.
4. Für die Analyse des Strahlungsantriebes werden die optischen Parameter der Ship Tracks und ihrer Umgebung ermittelt. Diese werden genutzt um den Strahlungstransfer für 12 Stunden zu berechnen. Die gemittelten Werte der Ship Tracks werden daraufhin mit den Werten der Umgebung von 10 km verglichen. Über die Differenzen der Werte ergibt sich eine Abschätzung der Wirkung von Ship Tracks auf den lokalen und globalen Strahlungshaushalt.

### 4.2.1 Analyse der Daten auf tiefe maritime Wolken

Die gesamte Menge an AATSR-Daten für das Jahr 2004 ergibt eine Menge von über 6.5 Terrabyte auf mehr als 1400 DVD-Datenträgern. Da aber nur ein Bruchteil dieser Datenmenge nötig ist, um eine Analyse über Ship Tracks durchzuführen, wurde im ersten Schritt die Menge an Daten nach Szenen gefiltert, in denen Ship Tracks überhaupt vorkommen können. Dazu wurden Szenen aus den Satellitendaten selektiert, in denen sehr tiefe maritimen Wolken vorkamen. Diese gefilterten Szenen wurden wiederum in einen globalen Bedeckungsgrad umgerechnet, um ihn mit dem Bedeckungsgrad des ISCCP-Datensatzes (siehe Kapitel 2.5.3) zu vergleichen.

#### Kriterien der Vorfilterung

Die angewandten Kriterien für Ozeanoberflächen, Reflexion und Wolkenhöhe sind dabei ähnlich denen aus Kapitel 4.1.3, in dem ebenfalls eine Vorselektion der tiefen Wolken über dem Ozean stattfand. Die Algorithmen der Filterung wurden aufgrund der neuen Erfahrungen und größeren Datenmenge aber modifiziert, um die Datenmenge auf sinnvolle Szenen zu reduzieren:

Um nicht einzelne Pixel, sondern zusammenhängende Satellitenszenen mit gleichmäßiger Wolkenbedeckung zu erhalten, wurde zum einen die Regel eingeführt, dass mindestens 100 Pixel pro Zeile für 254 zusammenhängende Zeilen die Kriterien erfüllen müssen. Des Weiteren wurde an jede Szene, die gefiltert wurde, ein Gebiet von 254 Zeilen vorher und nachher mit ausgewählt, um eine konsistente Wolkendecke zu erhalten. Sensitivitätsstudien zeigten, dass dadurch die Schwellenwerte verbessert werden konnten, um die Datenmenge zu reduzieren. Der Schwellenwert für die Reflexion im sichtbaren Spektralbereich, der Wolken von Ozean unterscheidet, also  $R_{Schwellenwert}$ , konnte auf 0.2 erhöht werden. Zusätzlich konnte das Temperaturkriterium für die Wolkenhöhe,  $\Delta T = (T_{ozean} - T_{wolke})$  auf 4 K erniedrigt werden, was auch in Anbetracht der Wolkenhöhe von 700 m für Ship Tracks (Durkee et al., 2000a) ausreichend ist. Da eine direkte Land-See-Maske in den Satellitendaten nicht vorhanden war, wurde die Oberflächenhöhe genutzt.

Dies führte zu folgenden Kriterien für die Vorfilterung:

**Ozean** : Die Terrainhöhe muss  $< 1$  m sein.

**Albedo**: Um den Pixel als Wolke zu definieren musste die Wellenlänge  $0.87 \mu m$  größer als der Schwellenwert  $R_{Schwellenwert} = 0.2$  sein.

**Wolkenhöhe bzw. -temperatur**: Die Temperaturdifferenz  $\Delta T = (T_{ozean} - T_{wolke})$  zwischen Ozean und Wolke muss kleiner als 4 K sein.

Wenn diese Kriterien für mind. 100 Pixel über 254 Zeilen erfüllt sind, dann werden diese Zeilen (plus 254 davor und danach) als Szene mit tiefen maritimen Grenzschichtwolken gefiltert, in denen möglicherweise Ship Tracks vorkommen können.

Ein Nachteil ist, dass die Kriterien sensitiv gegenüber Schnee- und Eisflächen sind. Daher werden Szenen über den Polkappen gefiltert, die keine tiefen maritimen Wolken sind. Diese Szenen konnten aber durch visuelle Analyse gefiltert werden. Mögliche übrige Meereisbedeckungen wurden im späteren über unrealistische optische Parameter erkannt.

### Der Bedeckungsgrad der tiefen maritimen Wolken: Validierung

Diese Vorfilterung ergibt Szenen, die größere Flächen von gleichmäßiger tiefer Bewölkung enthalten. Da diese Szenen nur sehr tiefe Wolken beinhalten, werden diese Art der Wolken in den folgenden Analysen mit „tiefen Grenzschicht-Wolken“ oder „TGSW“ bezeichnet.

Nach der zusätzlichen Eis-Filterung ist der gesamte AATSR-Datensatz von 2004 um 98% reduziert und enthält 4000 Szenen über das gesamte Jahr und alle Koordinaten verteilt. Aus diesen Einzelszenen lässt sich wiederum ein saisonaler oder jährlicher Gesamtbedeckungsgrad ermitteln, ein sog. TGSW-Bedeckungsgrad, wenn die Anzahl der Überflüge, Jahreszeit und Breitengrad mit einbezogen werden. Dieser TGSW-Bedeckungsgrad ist im Prinzip eine Untergruppe der tiefen Wolken, wie sie in den IPCC-Daten aus Abb. 2.14 gezeigt sind. Trotz der in Kapitel 2.5.3 erwähnten möglichen Variation in den ISCCP-Daten sollten die TGSW daher ähnliche Verteilungen aufweisen wie die ISCCP-Daten. Allerdings unterscheiden die ISCCP-Daten bei tiefen Wolken nur zwischen Wolken unter 680 hPa. Das entspricht einer Höhe von knapp 3000 m und ist um den Faktor 3-4 höher, als die Höhe der gefilterten TGS-Wolken. Es ist also in ISCCP-Daten ein höherer Bedeckungsgrad zu erwarten. Für eine qualitative Analyse der Gebiete ist die Datenlage aber ausreichend.

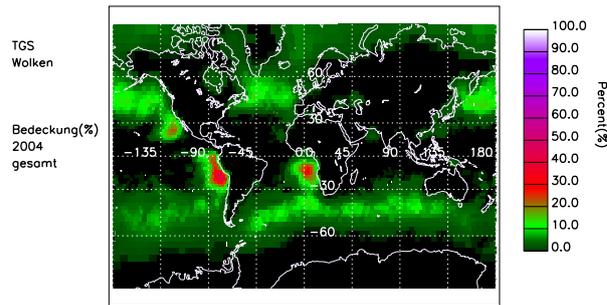
Die genutzten globalen ISCCP-Daten sind gerastert auf flächengleiche Gebiete mit ca. 280 x 280 km, welches am Äquator einem Gebiet von 2.5° x 2.5° entspricht. Insgesamt resultiert daraus ein globale Abdeckung mit 6596 flächengleichen Gebieten. Um die Datensätze gut miteinander vergleichen zu können, ist der TGSW-Bedeckungsgrad für das gleiche Raster ermittelt worden.

Die Abbildungen 4.20 und 4.21 zeigen den Bedeckungsgrad im jährlichen Mittel für das Jahr 2004, zum einen aus der TGSW-Analyse und zum anderen aus den ISCCP-Daten. Es ist zu erkennen, dass die Muster in beiden Abbildungen die selben sind, wobei der Bedeckungsgrad der TGSW aber meist um den Faktor 2 bis 3 kleiner ist als in den ISCCP-Daten, resultierend aus der zuvor beschriebenen unterschiedlichen Definition der Obergrenze. Dennoch sind für die TGS-Wolken an den Westküsten der Kontinente Bedeckungsgrade bis 20% möglich, hervorgerufen durch die Verbindung aus atmosphärischen und maritimen Strömungen (siehe Kapitel 2.5.3). Man kann drei Maxima ausmachen: An der Westküste von Nord- und Süd-Amerika und ebenso an der Westküste von Afrika. Es sind auch in beiden Abbildungen die Gürtel zwischen 10 und 60° Nord und Süd zu erkennen, hervorgerufen durch das Absinken in der Hadley-Zirkulation, die in diesen Breiten stattfindet.

Interessant ist auch der Vergleich der saisonalen Analyse, die in den Abbildungen 4.22 und 4.23 gezeigt sind, wobei die betreffenden Einteilungen sich auf die nördliche Hemisphäre (NH) beziehen: NH-Frühling (März, April, Mai), NH-Sommer (Juni, Juli, August), NH-Herbst (September, Oktober, November) und NH-Winter (Dezember, Januar, Februar).

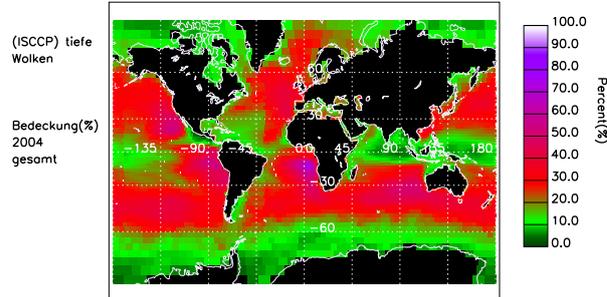
Es zeigt sich, dass für die TGSW auch die saisonale Variation gut getroffen wird. In den NH-Sommermonaten treten weit höhere Bedeckungsgrade auf als in den übrigen Jahreszeiten. Es zeigt sich auch, dass an der Westküste von Afrika das Maximum im NH-Herbst liegt. Das lässt wiederum darauf schließen, dass das Auftreten von Ship

## 4.2 Globale Verteilung und Strahlungseffekt von Ship Tracks



**Abb. 4.20:** Ermittelter Bedeckungsgrad der tiefe Grenzschicht-Wolken für 2004 basierend auf AATSR-Daten.

Tracks einer zeitlichen Variation unterworfen sein wird und somit auch der Effekt auf den Strahlungshaushalt. Vergleicht man die ISCCP-Daten und AATSR-Daten genauer, fällt aber auch auf, dass leichte Variationen vorkommen. Betrachtet man z.B. den Gürtel von tiefen Wolken in der südlichen Hemisphäre, so stimmen die örtlichen Maxima nicht immer überein, meist sind diese bei den ISCCP-Daten etwas nördlicher als bei den AATSR-Daten. Auch zeitlich gesehen scheinen die ISCCP-Daten das Maxima in diesem Gürtel im NH-Sommer zu haben, während es bei den TGS-Wolken eher im NH-Winter auftritt. Die ISCCP-Verteilung gibt also nicht ganz die Verteilung der Gebiete der TGS-Wolken wieder, also der potentiellen Ship-Track-Gebiete. Der nächste Schritt ist damit, die einzelnen Szenen der TGS-Wolken nach Ship Tracks zu untersuchen.



**Abb. 4.21:** Bedeckungsgrad der Tiefen-Wolken für 2004 basierend auf den Daten für tiefe Wolken des ISCCP-Datensatzes.

#### 4 Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt

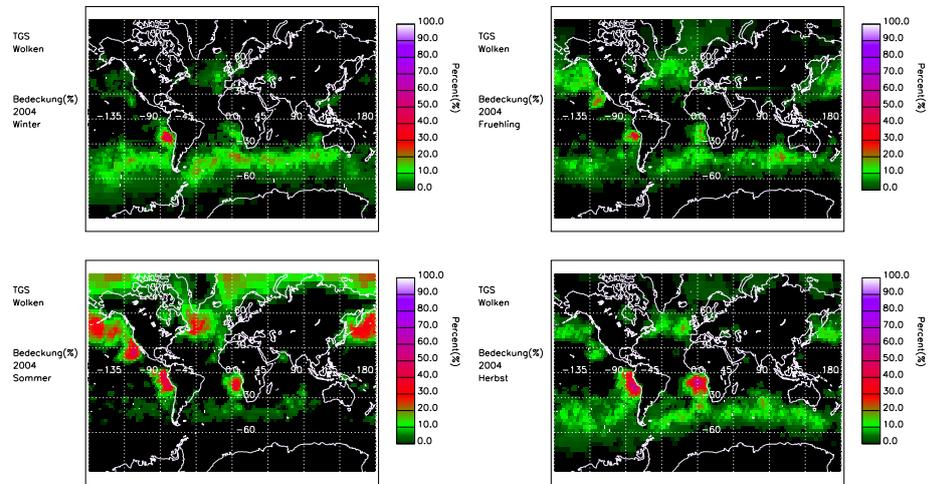


Abb. 4.22: Bedeckungsgrad der tiefen Grenzschicht-Wolken für verschiedene Jahreszeiten basierend auf den AATSR-Daten.

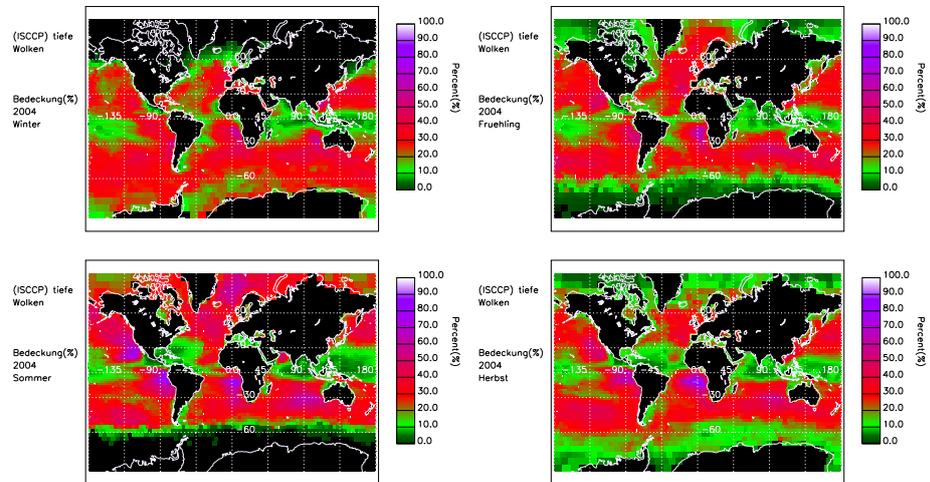


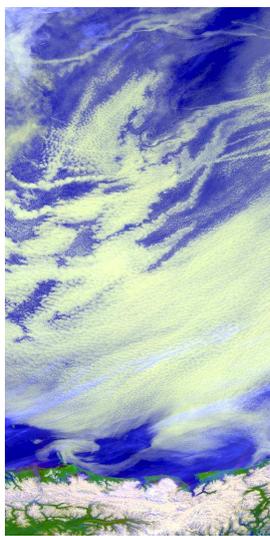
Abb. 4.23: Bedeckungsgrad der tiefen Wolken für verschiedene Jahreszeiten basierend auf den Daten für tiefe Wolken des ISCCP-Datensatzes.

### 4.2.2 Analyse der Daten nach Ship Tracks: Verteilung der Anzahl

Die visuelle Analyse der 4000 ermittelten TGSW-Szenen nach Ship Tracks ergab 331 Szenen, in denen Ship Tracks vorkamen. Dabei lässt sich eine hohe Variation erkennen. Bilder 4.24 bis 4.27 zeigen einige Beispiele. Die Bildunterschriften geben dabei Aufnahmezeit und Koordinaten an. Zusätzlich ist die Kanalkomposition der Farbdarstellung angegeben:



**Abb. 4.24:** *Ship Tracks:* 23.12.2004, 18:30 UTC, 28-35° N, 128-134° W (nah-infrarot).



**Abb. 4.26:** *Ship Tracks:* 21.05.2004, 20:00 UTC, 42-53° N, 128-136° W (sichtbar).

Zum einen mit *sichtbar*, d.h. kurzwellige Kanäle mit zusätzlicher Temperaturinformation (0.7, 0.9 und 11  $\mu\text{m}$ ) und zum anderen eine Farbkombination aus dem *nah-infraroten* Spektralbereich (3.7, 1.6 und 0.9  $\mu\text{m}$ ).

Die Farbkombination im nah-infraroten Bereich zeigen dabei Formationen, die auf Wolkenveränderungen schließen lassen, ähnlich der Formation aus der lokalen Analyse. Diese wären also im sichtbaren Bereich nicht zu erkennen, wie z.B. Abb. 4.24.

Einige andere Ship-Track-Formationen sind dagegen auch im sichtbaren Spektralbereich klar zu erkennen, wie z.B. die Ship Tracks in Abb. 4.25 verdeutlichen.

Daneben treten auch ungewöhnliche Formen von Ship Tracks auf. So zeigen sich z.B. einige „unnatürliche“ Wolkenformationen, welche auch auf Veränderungen der Konvektionszellen beruhen, wie in Abbildung 4.26 gezeigt. Auch diese Veränderungen scheinen durch Schiffsemissionen hervorgerufen (Rosenfeld et al., 2006a) zu werden und sind im Prinzip eine Mischung aus 1. und 2. indirektem Aerosoleffekt.



**Abb. 4.25:** *Ship Tracks:* 19.05.2004, 19:00 UTC, 42-52° N, 134-142° W (sichtbar).



**Abb. 4.27:** *Ship Tracks: 17.06.2004, 19:00 UTC, 39-51° N, 132-142° W (nah-infrarot).*

Für einige Ship Track Szenen war eine definitive Einteilung aber nicht möglich. Dies beruht auch darauf, dass die Momentaufnahmen des polaren Orbits keine Aussage darüber geben, inwieweit die Lebenszeit der Wolke vor oder nach der Beobachtung eine Rolle spielt, ob also der 1. oder 2. indirekten Effekt dominiert oder eine Mischung von beidem gezeigt ist. Zusätzlich war es bei vielen Szenen so, dass sehr oft verschiedene Ship Tracks in einer Szene vorkamen, wie man z.B. in Abbildung 4.27 sehen kann.

Es ist daher eine große Variation in Anzahl und Form gegeben. Zusätzlich erkennt man, dass einige Ship Tracks den sichtbaren Spektralbereich beeinflussen und daher einen größeren Effekt auf die Strahlungsbilanz zu haben. Die Unterscheidungsmerkmale der gefundenen Ship-Track-Szenen, nach denen auch die weitere Analyse erfolgt, lassen sich damit in drei Kriterien einteilen:

1. Anzahl der Ship Tracks pro Gebiet
2. Größe bzw. Fläche der Ship Tracks
3. Verhalten der Ship Tracks auf die Strahlungsbilanz

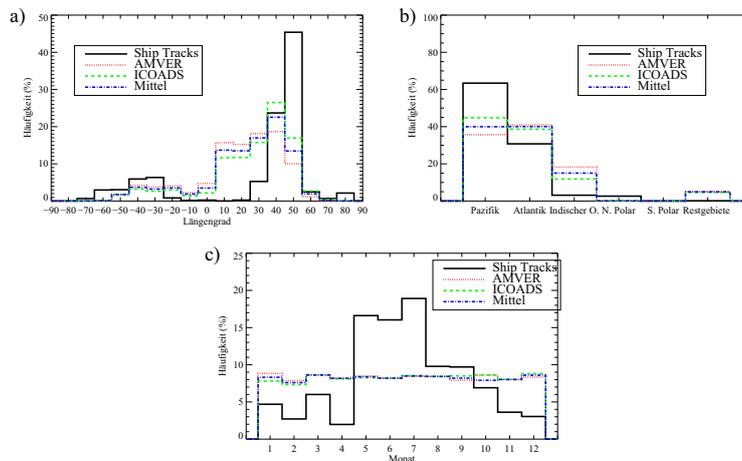
Der erste Schritt anhand Kriterium 1.) in der Ship Track Analyse ist, die Anzahl der Ship Tracks zu bestimmen, ohne Beachtung der Größe oder Art. Die Verteilung von Ship Tracks kann dann mit der globalen Schiffsverkehrsdichte, in diesem Fall die AMVER und ICOADS-Daten aus Abb. 2.15, verglichen werden, da im Normalfall ein Schiff auch nur einen Ship Track erzeugt.

Durch visuelle Analyse wurden in den 331 Szenen über 1200 Ship Tracks gefunden. Die Abbildungen in 4.28 zeigen den ersten Schritt der Analyse aufgrund von Kriterium 1.). Die jeweiligen Gesamtsummen der Ship Tracks und der Schiffsdichten sind auf 100% normiert. 4.28a) zeigt dabei die Verteilung über die Breitengrade und 4.28b) die Verteilung über die unterschiedlichen Ozeangebiete. Man erkennt, dass die Maxima der beiden Verteilungen nicht übereinstimmen. Betrachtet man 4.28a), so sieht man, dass das Maximum der Ship-Track-Erscheinungen bei 40 und 50° Nord liegt und noch ein kleines Maximum bei 30 und 40° Süd aufweist, zwischen 20° Nord und 20° Süd treten so gut wie keine Ship Tracks auf. Das Maximum der Verkehrsdichte ist dagegen sowohl bei AMVER, als auch bei den ICOADS-Daten im Norden bei 30°, im Süden ist sie von 20° bis 40° relativ konstant. Noch deutlicher werden die Unterschiede, wenn man die Verteilung nach den Ozeanen untersucht (Abb. 4.28b). Das Maximum der Ship Tracks liegt im Pazifik. Das

## 4.2 Globale Verteilung und Strahlungseffekt von Ship Tracks

Maximum in den AMVER-Daten list dagegen im im Atlantik. Für die ICOADS-Daten ist das Maximum zwar ebenfalls im Pazifik, jedoch viel geringer ausgeprägt als für die Ship Tracks. Der Indische Ozean, in dem die Schiffsdichte noch relativ hoch ist, zeigt dagegen so gut wie keine Ship Tracks.

Abbildung 4.28c) zeigt den zeitlichen Verlauf über das Jahr hinweg. Wie die Linien für AMVER und ICOADS verdeutlichen, und auch die Abbildungen in 2.16 zeigen, ist die Variation der Schiffsverkehrsdichte über das Jahr relativ gering. Dem gegenüber hat aber die Anzahl der Ship Tracks einen Jahresgang, wie in Abb. 4.28c) zu sehen ist. Während im April so gut wie keine Ship Tracks beobachtet werden, steigt es im Mai stark an. Das Maximum liegt in den Sommermonaten und reicht bis in den Herbst, wobei es langsam abklingt. Da die Schiffsdichten keine zeitliche Variation zeigen muss diese Variation in den Ship Tracks durch meteorologische Veränderungen hervorgerufen werden.



**Abb. 4.28:** Vergleich der Anzahl von gefundenen Ship Track mit der Anzahl der Schiffe: a) abhängig vom Breitengrad und b) abhängig vom Ozeangebiet. c) gibt die Verteilung über die Monate hinweg wieder.

Um die genaue Verteilung der Ship Tracks über eine globale Flächenanalyse bestimmen zu können, ist es nötig, Kriterium 2.) der Unterschiede bei Ship Tracks zu beachten: die Flächengröße der Ship Tracks muss beachtet werden.

### 4.2.3 Globale Verteilung und Bedeckungsgrad von Ship Tracks

Der zweite Schritt, um Kriterium 2.) in der globalen Ship Track Analyse zu beachten, beinhaltet das Einbeziehen der unterschiedlichen Flächengrößen von Ship Tracks. Der Rückblick auf die Bilder 4.24 bis 4.27, macht sehr schnell deutlich, dass Ship Tracks verschiedene Größen und Flächen einnehmen können und somit unterschiedliche Bedeckungsgrade aufweisen. Genauer gesagt, legt jeder Ship Track ein individuelles fraktales Verhalten an den Tag mit individueller Größe und Form. Eine automatische Extraktion, wie sie in Kapitel 4.1 stattfand, wird dadurch erschwert. Zusätzlich war die Wellenlänge von  $2.1 \mu m$ , die bei der lokalen Analyse für die Kontrasterhöhung genutzt wurde, nicht

vorhanden. Der Versuch, den Algorithmus zur automatischen Extraktion anzupassen, wurde daher aufgegeben, als abzusehen war, dass die Falscherkennungsrate oder die Verlustrate viel zu hoch war. Daher wurden die Ship Tracks durch einfache visuelle Analyse markiert. Dies übetrifft die Erkennungsrate einen automatischen Algorithmus bei weitem und die Fläche der Ship Tracks kann genauer bestimmt werden. Die folgenden zwei Unterkapitel zeigen zum einen die globale Gesamtverteilung von Ship Tracks auf die verschiedenen Gebiete und zum anderen den Bedeckungsgrad, der sich in Kombination mit den TGS-Wolkenbedeckungsgrade ermitteln lässt.

### Globale Verteilung von Ship Tracks

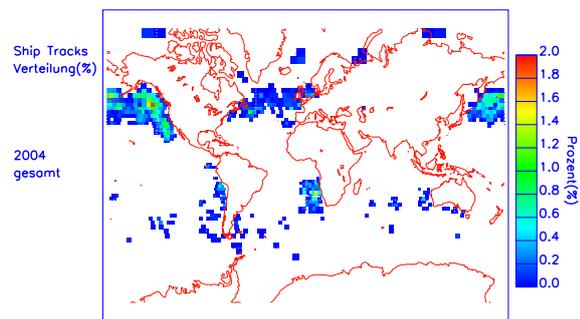


Abb. 4.29: Verteilung der Ship Tracks über die Erde, berechnet nach Fläche. Alle Flächen zusammen ergeben 100%.

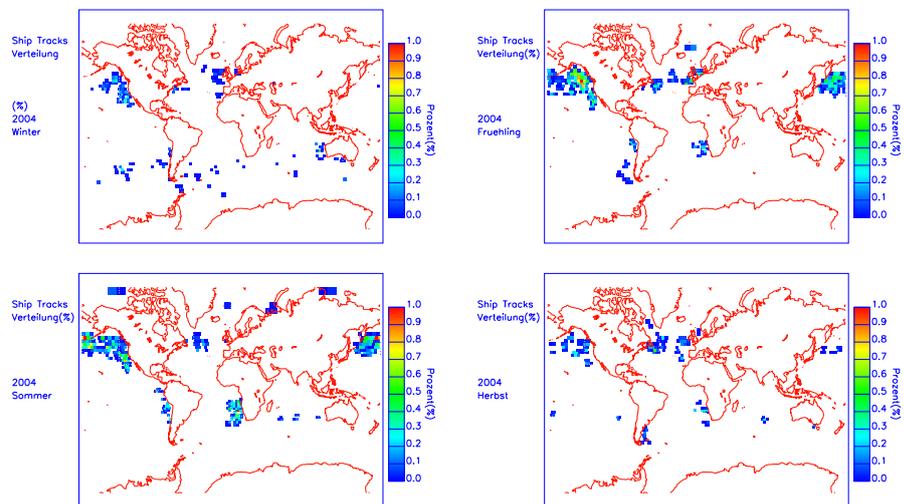


Abb. 4.30: Verteilung der Ship Tracks über die Erde, berechnet nach Fläche für verschiedene Jahreszeiten. Alles Flächen und Jahreszeiten zusammen ergeben 100%.

Die Ermittlung der Fläche von Ship Tracks ist wichtig, da die reine Anzahl aus Kapitel 4.2.2 irreführend ist: viele kleine Ship Tracks in einer Szene nehmen eine kleinere Fläche ein als wenige große Ship Tracks. Daher werden die individuellen Flächen markiert und die Fläche aller Ship Tracks bestimmt. Die Summe ergibt eine Gesamtfläche, die auf 100% normiert wird. Dann kann die globale Verteilung dieser gesamten Ship-Track-Fläche auf die einzelnen Gebiete betrachtet werden, wie sie in Abbildung 4.29 gezeigt ist. Es ist deutlich zu erkennen, dass der größte Teil der Ship Tracks auf den nördlichen pazifischen Ozean fällt, vor allem an die Westküste von Nordamerika. In vielen Gebieten liegen über 1% aller globalen Ship Track-Pixel, also der gesamten Ship-Track-Fläche. Aber auch die Westküste von Afrika zeigt Gebiete, in denen der Anteil bis zu 1% betragen kann, wobei die Gegend markanter ausgeprägt erscheint. Bei einer Anzahl von 6596 Gebieten erstreckt sich damit der Hauptteil der Ship-Track-Flächen auf wenige einzelne Gebiete. Aber auch in anderen Gebieten kommen Ship Tracks vor. Das Gebiet zwischen Nordamerika und Europa zeichnet sich zwar durch einen geringen Anteil an Ship-Track-Fläche aus, es ist aber dennoch fast das ganze Gebiet des nördlichen Atlantiks betroffen.

Abb. 4.30 zeigt die Verteilung über das Jahr, alle Flächen und alle Jahreszeiten zusammen ergeben 100%. Es zeigt sich deutlich, dass Ship Tracks im NH-Winter und im NH-Herbst sehr viel seltener auftreten als in den anderen Jahreszeiten. In der Summe zeigt sich, dass 37% der jährlichen Ship-Track-Fläche im NH-Frühling auftreten und 44% im NH-Sommer. Nur 11% treten noch im NH-Herbst auf und die restlichen 8% fallen auf die Wintermonate. Dabei treten vereinzelte Ship Tracks auf der Südhalbkugel eigentlich nur im NH-Winter auf, mit vernachlässigbaren Anteilen unter 0.1%. Ansonsten konzentrieren sich die Ship Tracks in der Südhemisphäre auf die Westküste von Afrika und Südamerika, wobei dort die Hochzeit im NH-Sommer ist, aber nur selten über 0.5% pro Gebiet steigt. Was die Nordhalbkugel betrifft, so ist die Erscheinung von Ship Tracks im NH-Frühling an der Westküste Nordamerikas „konzentrierter“, mit Werten über 0.8%, während sie sich im NH-Sommer mehr über das Gebiet verteilt. Betrachtet man den Nordatlantik über das Jahr hinweg, so verschiebt sich das Maximum der Verteilung von Ship Tracks vom NH-Frühjahr an der europäischen Küste hin zur Ostküste der USA im NH-Herbst.

### **Bedeckungsgrad**

Ship Tracks bilden sozusagen eine Untergruppe der TGS-Wolken. Das bedeutet, aus der Bestimmung des Anteils von Ship Tracks pro Gebiet und der Kenntnis über den Bedeckungsgrad der TGS-Wolken aus Kapitel 4.2.1 kann - wieder bei Beachtung der Variation der Beobachtungen für den polaren Orbit pro Jahreszeit und Breitengrad - ein Bedeckungsgrad der Ship Tracks für jedes Gebiet bestimmt werden.

Dieser Ship-Track-Bedeckungsgrad gibt den prozentualen Anteil von Ship Tracks an der Gesamtbedeckung an. Die Gesamtanalyse für 2004 in Abb. 4.31 lässt erkennen, dass der prozentuale Bedeckungsgrad von Ship Tracks nur an der Westküste Nordamerikas 0.2% im Jahresmittel erreichen kann. Man erkennt aber auch, dass weite Bereiche im Nordpazifik existieren - sowohl im westlichen, als auch im östlichen Teil - in denen der Bedeckungsgrad durch Ship Tracks 0.1% beträgt. An der Westküste von Afrika sind

#### 4 Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt

solche Regionen ebenfalls vorhanden, jedoch in geringerer Anzahl.

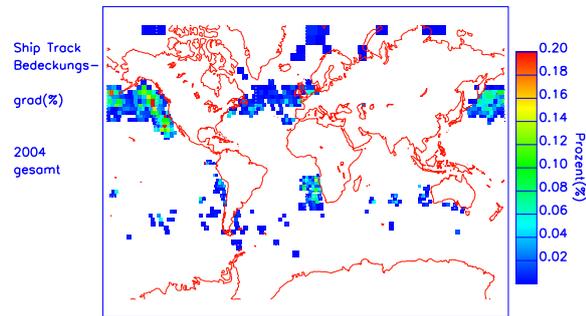


Abb. 4.31: Bedeckungsgrad der Ship Tracks über die Erde.

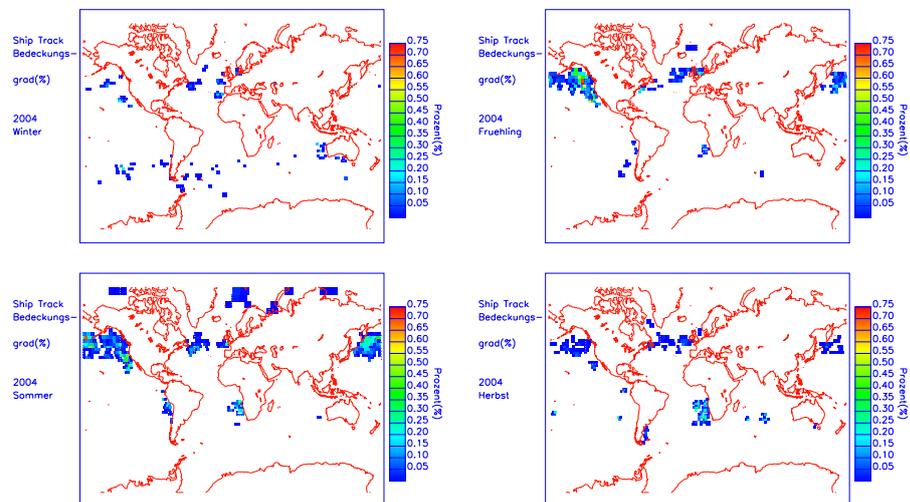
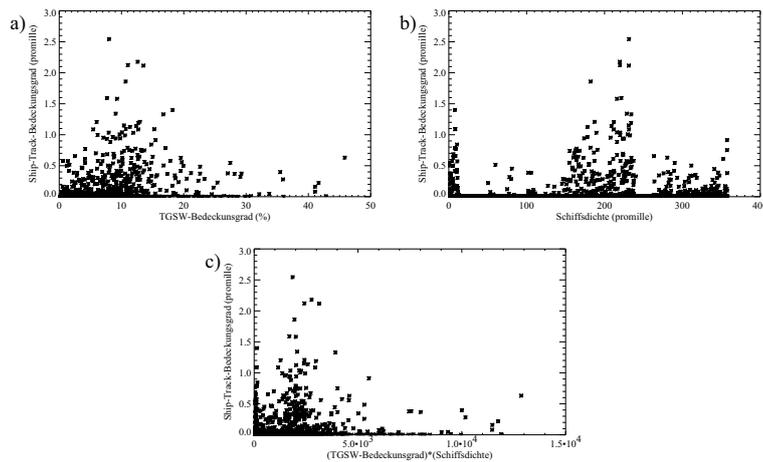


Abb. 4.32: Bedeckungsgrad von Ship Tracks für verschiedene Jahreszeiten.

Betrachtet man die saisonale Auflösung durch die Abbildungen in 4.32, so lässt sich deutlich erkennen, dass der Bedeckungsgrad durch Ship Tracks im NH-Frühling und im NH-Sommer in weiten Gebieten des Nord-Pazifiks durchaus 0.5% betragen kann. Die Werte resultieren dabei aus stark variierenden Monatsmitteln, die bis zu 1% betragen können. Auch an der Küste von Afrika wird im NH-Sommer die 0.5%-Hürde genommen, wobei hier die monatlichen Bedeckungsgrade nur leicht variieren, im Vergleich zum Nordpazifik.

Was die Bedeckungsgrade im Nordatlantik angeht, so werden auch in der saisonalen Variation selten Werte über 0.1% erreicht. Das Maximum bei Europa wird im NH-Winter erreicht und man kann noch eine leichte Erhöhung im NH-Herbst ausmachen, während es an der Ostküste der USA im NH-Frühling auftritt und ebenfalls eine leichte Erhöhung

## 4.2 Globale Verteilung und Strahlungseffekt von Ship Tracks



**Abb. 4.33:** Korrelation der Ship Track-Bedeckung für a) Bedeckungsgrad der tiefen Grenzschicht-Wolken, b) der Schiffsverkehrsdichte (hier AMVER) und c) Multiplikation der Faktoren von a) und b).

im NH-Herbst zeigt. Dennoch ist der nord-atlantische Ozean eher durch geringe Ship-Track-Bedeckungsgrade gekennzeichnet.

Betrachtet man die Sommermonate in der nördlichen Hemisphäre, dann sind auch in höheren nördlichen Breitengraden bis zu den Polarmeeren Bedeckungsgrade durch Ship Tracks zu erkennen. Diese sind zwar nur minimal mit 0.1%, bei der niedrigen Schiffsdichte in der Region ist dieser Bedeckungsgrad jedoch relativ hoch. Eine Veränderung der Schiffsdichte in dieser Region, wie sie beim verstärktem Abnehmen der Eisbedeckung des Nordpolarmeeres möglich wäre (siehe z.B. Granier et al. (2006)), könnte diesen Bedeckungsgrad erhöhen. Allerdings ist diese Aussage entkoppelt von der Tatsache, dass eine Veränderung des Eisbedeckung auch die meteorologischen Verhältnisse verändern würde und dadurch die Wahrscheinlichkeit für tiefe Wolken verändert wird.

### Globale Korrelation von Wolken, Schiffen und Ship Track Bedeckung

Es stellt sich die Frage, ob mögliche Korrelationen von Ship-Track-Bedeckungsgrad mit dem Auftreten von TGS-Wolken und Schiffen vorhanden sind. Vergleicht man dazu die Abbildungen des Bedeckungsgrades der Ship Tracks mit der der Schiffsverkehrsdichte aus Abb. 2.15 und dem Bedeckungsgrad der tiefen Wolken aus Abb. 4.20, so erkennt man Ähnlichkeiten bei den Abbildungen, aber keine exakte Übereinstimmung. Noch deutlicher wird dies, wenn man die die Faktoren der einzelnen Gebiete in einer Analyse gegenüberstellt, wie in Abbildung 4.33 a) und b) zu erkennen.

Die Korrelation zwischen dem Bedeckungsgrad der TGS-Wolken und dem Bedeckungsgrad der Ship Tracks ist klein. Der Korrelationskoeffizient liegt nur bei 0.37. Für die den Vergleich mit den Schiffsverkehrsdichten alleine ist er noch geringer. Der Korrelationskoeffizient liegt im Falle der AMVER-Daten bei 0.12, für die ICOADS-Daten beträgt er 0.17. Bei einer Multiplikation von Schiffsbeobachtungen und TGS-Wolkenbedeckung

sollte sich der Koeffizient erhöhen. Tatsächlich erhöht sich der Koeffizient für eine Korrelation mit den Ship Tracks bei AMVER auf 0.53, für ICOADS auf 0.59. Die Werte haben sich damit verbessert, eine eindeutige Korrelation kann aber dennoch nicht gezeigt werden. Dies zeigt sich auch an der hohen Streuung in Darstellung c) von 4.33 und lässt darauf schließen, dass weitere wichtige Faktoren für die Entwicklung von Ship Tracks von Bedeutung sind, wie z.B. Schiffsverbrauch und Treibstoff-Art, aber auch natürliche meteorologische Verhältnisse.

#### 4.2.4 Der Einfluss von Ship Tracks auf den Strahlungshaushalt

Der 3.) Punkt bei der Unterscheidung von Ship Tracks ist, dass unterschiedliche Ship Tracks auch einen unterschiedlichen Einfluss auf den lokalen Strahlungshaushalt haben. Dies wird deutlich, wenn man diejenigen Ship Tracks, die nur im nahen Infrarot sichtbar sind (Abb. 4.24), mit denjenigen, die im sichtbaren Spektralbereich zu sehen sind (Abb. 4.25), vergleicht. Daher ist es wichtig, die individuellen Eigenschaften auf die Strahlung zu ermitteln.

Mittels der in Kapitel 4.1.5 beschriebenen Schritte, ist es auch bei der globalen Analyse möglich, den Effekt der Ship Tracks auf die Strahlungsbilanz zu ermitteln. Aufgrund der lokalen Analyse in Kapitel 4.1 ist bekannt, dass der Sonnenzenitwinkel eine wichtige Rolle in der Berechnung spielt. Da alle Ship Tracks gleichwertig behandelt werden sollen, die Sonnenstandsveränderung pro Breitengrad aber mit in die Berechnung einfließen sollte, wurde für alle Ship Tracks eine Lebensdauer von 12 Stunden angenommen, und für jeden möglichen Sonnenzenitwinkel in dieser Zeit der Strahlungstransfer für den entsprechenden Breitengrad gerechnet. Eine Variation der Ship Tracks in dieser Zeit wurde nicht berücksichtigt, da mit einem polaren Orbit und den damit verbundenen Momentaufnahmen keine dieser Informationen zur Verfügung steht. Als Referenz für das Nicht-Ship-Track-Gebiet gilt die Umgebung in 10 km Entfernung um den Ship Track. Das bedeutet, es gibt den Strahlungstransfer wieder, der für die Ship Track Pixel gegolten hätte, wenn es nicht von Schiffsemissionen „kontaminiert“ worden wäre. Sollte es sich um ein wolkenfreies Pixel in der Umgebung handeln, wird dieser Pixel in der Umgebung als wolkenfrei angesehen und die normale Ozeanreflexion eingesetzt. Dadurch kann der Unterschied zwischen Ship Track und „normaler Umgebung“ ermittelt werden.

Der Ablauf der Analyse wurde für jeden einzelnen Ship Track entsprechend der Methodik aus Kapitel 3 mit SACURA und libRadtran durchgeführt und skizziert sich folgendermaßen:

1. Ermittlung der optischen Parameter aller tiefen Wolken ( $\tau, r_{eff}$ ) in einer Ship Track Szene für jeden Pixel.
2. Markierung des Gebietes in 10 km Umkreis um einen gekennzeichneten Ship Track.
3. Berechnung des Strahlungstransfers für die einzelnen Pixel bis zum Oberrand der Atmosphäre für alle Sonnenzenitwinkel zur vollen Stunde zwischen 06:00 und 18:00 Ortszeit. Sowohl im solaren, als auch im langwelligen Spektralbereich. Ebenfalls berücksichtigt ist die mögliche Veränderung im langwelligen Bereich durch Änderung der Wolkenhöhe.

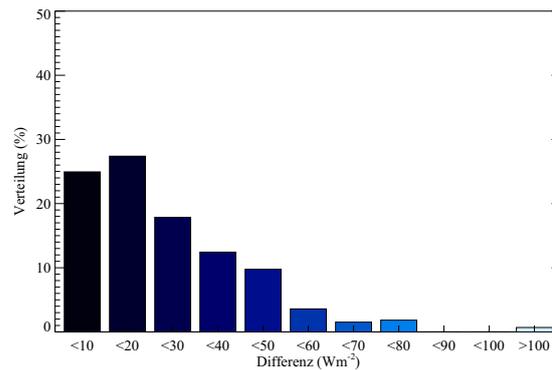


Abb. 4.34: Verteilung der Werte für erhöhte Rückstreuung aufgrund von Ship Tracks.

4. Berechnung des Mittelwertes der täglichen Strahlungsbilanz für den Ship Track aus Mittelung der Pixelwerte und über die Sonnenzenitwinkelwerte → Ship-Track-Wert
5. Berechnung des Mittelwertes der täglichen Strahlungsbilanz für das Referenzgebiet in 10 km Entfernung um den Ship Track aus Mittelung der Pixelwerte und über die Sonnenzenitwinkelwerte → Umgebungswert
6. Subtraktion des ermittelten Umgebungswertes vom Ship-Track-Wert, um den zusätzlichen Effekt von Ship Tracks auf die Strahlungsbilanz zu erhalten.

Abb. 4.34 zeigt die Verteilung der ermittelten Strahlungswerte für die Rückstreuung, die sich durch die beschriebene Analyse ergeben. Es zeigt sich sehr deutlich, dass Ship Tracks einen markanten Einfluss auf die lokale Strahlungsbilanz haben können. Der Wert von  $40 \text{ Wm}^{-2}$  ist dabei mit mehr als 10% vertreten, der ermittelte Wert aus Kapitel 4.1 ist daher nicht ungewöhnlich. Die Varianz ist aber sehr hoch, die meisten Werte reichen von 0 bis  $100 \text{ Wm}^{-2}$ , einige wenige gehen über  $100 \text{ Wm}^{-2}$  hinaus. Sie beruhen auf Ship Tracks mit ansonsten wolkenfreier Umgebung und treten selten auf.

Die Verteilungsfunktion gibt nur die einzelnen Strahlungsantriebe durch individuelle Ship Tracks wieder. In Kombination mit den Ship-Track-Bedeckungsgraden der Gebiete kann diese Information genutzt werden, um den Energieverlust durch erhöhte Rückstreuung für das gesamte Jahr 2004 zu bestimmen.

Dazu wird für jedes Gebiet ( $i$ ) der gemittelte Ship-Track-Strahlungswert ermittelt, der sich aus den für dieses Gebiet entsprechenden Werten ergibt, basierend auf der Verteilung in 4.34. Dieser wird dann mit dem dazugehörigen Bedeckungsgrad von Ship Tracks multipliziert.

$$\begin{aligned}
 (\text{Strahlungsantrieb})_i = & \\
 - (\text{Bedeckungsgrad})_i \star (\text{Ship} - \text{Track} - \text{Strahlungswert})_i & \quad (4.2)
 \end{aligned}$$

$$i = 1, \dots, 6596$$

Dabei ändert sich das Vorzeichen, da es sich bei der erhöhten Rückstreuung durch Ship Tracks um einen Energieverlust für das jeweilige Gebiet handelt, also um einen negativen Strahlungsantrieb. Abb. 4.35 zeigt die resultierende globale Verteilung für das gesamte Jahr 2004. Es ist deutlich zu erkennen, dass sich der meiste Energieverlust auf Gebiete der Nordhalbkugel beschränkt, nur in ein paar Gebieten an der Westküste Afrikas lassen sich ähnliche Energieverluste nachweisen. Die Werte an der Westküste Südamerikas sind nicht markant. Der Energieverlust ist am höchsten in den Gebieten an der Westküste Nordamerikas. Hier wird durch Ship Tracks in manchen Regionen ein Verlust von  $0.05 \text{ Wm}^{-2}$  hervorgerufen. Diese speziellen Gebiete sind umgeben von Gebieten, die immer noch Verluste deutlich über  $0.01 \text{ Wm}^{-2}$  zeigen.

Betrachtet man die saisonale Analyse in den Abbildungen 4.36, so wird deutlich, dass der Energieverlust für die verschiedenen Gebiete über das Jahr hinweg deutlich schwankt. Im NH-Winter sind nur wenige vereinzelte Energieverluste zu erkennen. Im NH-Frühling und im NH-Sommer sind dagegen im Nordpazifik Verluste mit mehr als  $0.2 \text{ Wm}^{-2}$  möglich, resultierend aus monatlichen Verlusten von bis  $0.5 \text{ Wm}^{-2}$ . Die saisonalen Verluste mit  $0.1 \text{ Wm}^{-2}$  sind dabei nicht nur auf die Westküste Nordamerikas beschränkt, sondern reichen über den ganzen Pazifik bis nach Asien. Auch für den schmalen Bereich an der Westküste Afrikas wirkt sich der Energieverlust aus. Auch hier können Werte von  $0.1 \text{ Wm}^{-2}$  Verlust auftreten, vor allem in NH-Sommer und NH-Herbst. Im Nord-Atlantik zeigen sich nur schwache Verluste, nur im NH-Sommer scheint ein starkes Ship Track Ereignis eingetreten zu sein, dass Verluste bis  $0.1 \text{ Wm}^{-2}$  erzeugt.

Trotz der nicht unbedeutenden lokalen Verluste für einzelne Gebiete lässt sich erkennen, dass die Ship Track im globalen Mittel keine große Rolle spielen. Die gemittelten Werte für die globale Analyse in Tabelle 4.9 verdeutlicht das. Die ermittelten Werte sind dabei in  $mW$ , also  $10^{-3} \text{ Wm}^{-2}$  angegeben. Es zeigt für das gesamte Jahr 2004 einen Verlust von nur  $0.44 \text{ mWm}^{-2}$ . Verglichen mit den anderen Gewinnen und Verlusten aus Abb. 2.2 ist dieser Wert relativ gering. Der globale Effekt durch Ship Tracks im Jahresmittel ist daher vernachlässigbar. Allerdings erkennt man über Tabelle 4.9 auch, dass der Effekt durch Ship Tracks einer starken lokalen und saisonalen Variation unterliegt. So zeichnet sich z.B. der NH-Sommer in der Nordhemisphäre durch einen vierfach höheren Wert als das globale Jahresmittel aus.

## 4.2 Globale Verteilung und Strahlungseffekt von Ship Tracks

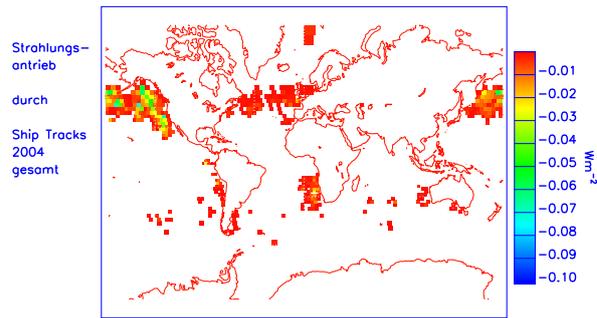


Abb. 4.35: Energieverlust durch Ship Tracks für einzelne Gebiete der Erde für 2004.

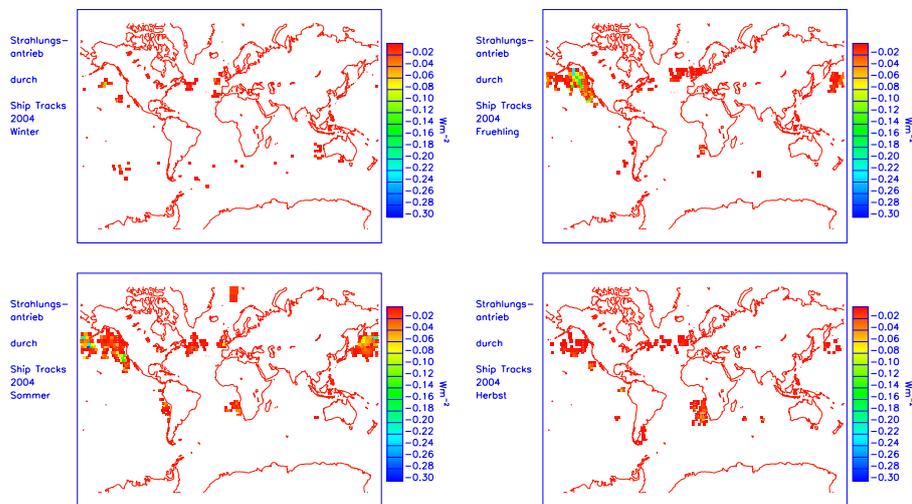


Abb. 4.36: Energieverlust durch Ship Tracks in der globalen Betrachtung im Wechsel der Jahreszeiten.

Zeit	Global $10^{-3}Wm^{-2}$	Nord-Hemisphäre $10^{-3}Wm^{-2}$	Süd-Hemisphäre $10^{-3}Wm^{-2}$
NH-Winter	-0.09	-0.13	-0.05
NH-Frühling	-0.60	-1.16	0.03
NH-Sommer	-0.91	-1.63	-0.18
NH-Herbst	-0.17	-0.12	-0.22
Jahr	-0.44	-0.76	-0.12

Tabelle 4.9: Der gemittelte globale Energieverlust aufgrund von Ship Tracks.

#### 4.2.5 Fehlerquellen

Die vorgestellte Analyse ist die erste Abschätzung für den globalen Effekt von Ship Tracks anhand von Satellitendaten. Jedoch ist diese Analyse gewissen Fehlerquellen unterworfen, die im Folgenden angesprochen werden.

1. Die visuelle Markierung der Ship Tracks erhöht zwar die Trefferquote, erzeugt aber eine subjektive Analyse der Daten und dadurch eine Fehler.
2. Es ist nicht geklärt, inwieweit das Referenzgebiet, also die Umgebung der Ship Tracks, ebenfalls schon von Schiffsemissionen beeinflusst ist. Allerdings zeigt eine Erweiterung des Referenzgebietes auf 20, 50 oder 100 km, dass sich die Verteilung aus Abb. 4.34 dabei immer mehr zu kleineren Werten verschiebt. Die 10 km geben also den Maximalwert an.
3. Eine statistische Analyse mit 1% der AATSR-Gesamtdaten zeigt, dass ca. 30% der Ship Tracks durch die Filterkriterien für die TGS-Wolkenszenen verloren gehen. Der lokale und globale Strahlungsantrieb durch Ship Tracks könnte also um den Faktor 0.3 höher liegen.
4. Aufgrund des sonnensynchronen polaren Orbits ist die Tageszeit der Überflüge pro Gebiet in tieferen Breiten immer die gleiche, etwa 10:00 morgens lokaler Zeit. Da Simulationen im MAST-Experiment (Liu et al., 2000) aber gezeigt haben, dass die Entwicklung der Ship Tracks am morgen begünstigt ist, kann davon ausgegangen werden, die Maximalzahl der möglichen Ship Tracks gefunden zu haben.
5. Der polare Orbit liefert keine Aussagen über die Lebenszeit und die Entwicklung der Ship Tracks, diese musste festgelegt werden aus Literaturwerten des MAST-Experimentes (Durkee et al., 2000a) und Analysen der Lebensdauer aus geostationären Satellitenbeobachtungen (L. Joxe, pers. Komm.).
6. Zuletzt muss noch angemerkt werden dass keine Erkenntnis darüber besteht, ob das Jahr 2004 repräsentativ für Ship Track Erscheinungen ist, dies kann nur durch weitere Analysen untersucht werden.
7. Die Ermittlung der Wolkenparameter resultiert in Unsicherheiten (Kokhanovsky et al., 2003; Nakajima et al., 1991) und auch die Strahlungstransferrechnungen (Mayer und Kylling, 2005) und nötige Näherungen (Kato et al., 1999; Cahalan et al., 1994a) verursachen Unsicherheiten. Sensitivitätsanalysen zeigen eine Variation von  $\pm 40\%$  aufgrund dieser Fehlerquellen.

Durch die mögliche Erhöhung um den Faktor 0.3 aufgrund von Punkt 3) und eine Variation um  $\pm 40\%$  aufgrund von Punkt 7) ergibt sich damit ein Gesamtwert von 0.44 - 0.57  $mWm^{-2} \pm 40\%$ . Ein Ergebnis, dass immer noch klein gegenüber anderen anthropogenen Faktoren ist (siehe Abb. 2.2 ).

#### 4.2.6 Zwischenbilanz: globale Ship Track-Analyse

Durch die Auswertung eines ganzen Jahres an AATSR-Daten konnte erstmalig eine globale Analyse der Ship Track Verteilung vorgenommen werden und ihr Einfluss auf die globale Strahlungsbilanz bestimmt werden.

Als Vorauswahl wurde eine Analyse von tiefen Wolken vorgenommen, in welchen Ship Tracks vorkommen können. Die Analyse zeigte, dass die markantesten Gebiete dieser Art sowohl an der Westküste von Nord- und Südamerika liegen, als auch die Westküste von Afrika, resultierend aus der stabilen Hochdrucklage in diesen Gebieten vereint mit einer kalten Ozeanströmung. Weitere beeinflusste Gebiete, allerdings mit geringerem Bedeckungsgrad, liegen in den Breiten zwischen 20 und 60° Nord und Süd.

Eine Untersuchung der vorausgewählten Szenen nach Ship Tracks ergab 331 Szenen mit Ship Tracks, wobei diese eine starke Variation in Anzahl, Größe und Art aufweisen. Im ersten Schritt wurde daher die Anzahl der Ship Tracks bestimmt und mit der Schiffsverkehrsdichte verglichen. Es zeigt sich, dass die Verteilung der Ship Tracks nach dem Breitengrad ihr Maximum bei 50° Nord hat, während die Schiffsverkehrsdichte ein Maximum bei 10-20° N hat. Bezogen auf die Ozeanverteilung befinden sich die meisten Ship Tracks im Pazifik, obwohl die größte Schiffsdichte im Atlantik herrscht. Im Indischen Ozean, ein Gebiet mit relativ hoher Schiffsverkehrsdichte, zeigen sich dagegen so gut wie keine Ship Tracks. Die Verteilung der Ship Track-Erscheinungen über das Jahr zeigt ab Mai einen sprunghaften Anstieg in der Anzahl, während sich im Herbst ganz allmählich abklingt.

Im zweiten Schritt wurde eine Analyse der Fläche von Ship Tracks einbezogen. Die globale Verteilung ergab, dass die größte Ship-Track-Fläche den Nordpazifik bedeckt, mit einem Maximum an der Westküste Nordamerikas. Ein weiteres kleines Gebiet mit hoher Konzentration ergibt sich an der Westküste Afrikas, die weiteren Gebiete sind nicht markant. Unter Berücksichtigung der Fläche der Ship Tracks konnte ein Bedeckungsgrad von Ship Tracks ermittelt werden. Dieser liegt für einige Gebiete im Nordpazifik bei bis zu 0.2%. Die saisonale Variation zeigt Bedeckungsgrade von über 0.5% für Regionen des Nordpazifiks im NH-Frühling und im NH-Sommer. Auch die Westküste Afrikas zeigt in einigen Gebieten ähnlich hohe Bedeckungsgrade. Eine Untersuchung der Korrelation von Ship-Track-Bedeckungsgrad und den Faktoren Schiffsdichte und Bedeckungsgrad der tiefen Wolken brachte nur unzureichende Ergebnisse. Zwar steigt die Korrelation durch Multiplikation der beiden Faktoren, doch zeigt sich deutlich, dass weitere Faktoren für eine Ship-Track-Entwicklung entscheidend sind.

Im dritten Schritt wurde die Relevanz des unterschiedlichen Strahlungsantriebes durch Ship Tracks beachtet. Die Berechnung des Strahlungstransfers zeigt, dass Ship Tracks eine starke Variation in der erhöhten Rückstreuung zeigen, wenn sie mit der Umgebung verglichen werden. Die resultierenden Werte variieren zwischen 0 und 100  $\text{Wm}^{-2}$ . Ship Tracks können also durchaus starke lokale Veränderungen auf den Strahlungshaushalt haben.

Die Berechnung des jährlichen oder saisonalen Einflusses von Ship Tracks auf den Strahlungshaushalt brachte aber nur geringe Resultate. Zwar kann der Energieverlust in einigen Gegenden um ca. 50  $\text{mWm}^{-2}$  betragen, die sich saisonal, also im NH-Frühling und

NH-Sommer, mit Verlusten von bis zu  $200 \text{ Wm}^{-2}$  auszeichnen, doch ergibt sich durch diese Verluste im globalen Mittel nur ein Strahlungsantrieb von  $-0.44$  bis  $-0.57 \text{ mWm}^{-2} \pm 40\%$ . Ein Wert, der verglichen mit den anderen Werten des anthropogenen Einflusses nur gering ist, wie in Grafik 2.2 zu sehen. Die Ergebnisse wurden in Schreier et al. (2007) veröffentlicht.

Dennoch zeichnen sich Ship Tracks durch ein starkes saisonales und regionales Radiative Forcing aus und können durch diese Veränderung der lokalen Energiebilanz durchaus Veränderungen bewirken. Durch die starke saisonale und regionale Variation ist es aber auch fraglich, ob der ermittelte Strahlungsantrieb überhaupt mit den Strahlungsantrieben von zeitlich lang andauernden und global gut verteilten Stoffen wie z.B. Treibhausgasen vergleichbar ist.

Da die Ship Tracks immer nur mit der unmittelbaren Umgebung verglichen wurden, stellt sich aber auch die Frage, ob sich ein großräumiger Einfluss dieser Umgebung durch Schiffsemissionen in Satellitendaten nachweisen lässt. Dies soll im nächsten Kapitel untersucht werden.

### 4.3 Der weitere indirekte Einfluss von Schiffsemissionen auf Wolken: Nachweise in Satellitendaten

Die folgende Analyse beschäftigt sich nicht mehr nur mit Ship Tracks an sich, sondern versucht Hinweise zu finden, ob Schiffsemissionen und möglicherweise die resultierenden Ship Tracks eine „Langzeitwirkung“ auf die tiefen maritimen Wolken haben, die in Satellitendaten nachgewiesen werden kann. Motivation für diese Analyse ist, dass das Ergebnis aus dem vorhergehenden Kapitel den Modellergebnissen über Schiffsemissionen zu widersprechen scheint. Während die vorliegende Studie im vorherigen Kapitel einen mittleren globalen Strahlungseffekt von etwa  $-0.4$  bis  $-0.6 \text{ mWm}^{-2}$  für die Ship Tracks errechnet hat, gehen Modellstudien davon aus, dass der indirekte Aerosoleffekt durch Schiffe bei  $-0.1 \text{ Wm}^{-2}$  liegt (Capaldo et al., 1999). Neuere Modellergebnisse gehen sogar noch weiter: die Werte, die innerhalb des Projektes SeaKLIM ermittelt wurden, liegen in einer Spanne von  $-0.2$  bis  $-0.6 \text{ Wm}^{-2}$  (Lauer et al., 2007), also um den Faktor 1000 höher als die Werte der Ship Tracks. Die Frage ist, woraus die Unterschiede zwischen Modellanalyse und der gezeigten Satellitenanalyse resultieren.

Ein wesentlicher Unterschied ist, dass Satellitendaten und Modelldaten nur schwer miteinander verglichen werden können. Im Satellitenbild ist eine beobachtete Wolke definiert durch die Parameter einer zweidimensionalen Momentaufnahme aus dem Weltraum, bestehend aus Faktoren wie Auflösung - in diesem Fall  $1 \times 1 \text{ km}$  -, Art der Reflexion, Messgenauigkeit und weitere Fehlerquellen einer zweidimensionalen Momentaufnahme aus dem Weltraum. Eine Modellstudie definiert den Begriff „Wolke“ aufgrund von ermittelten Formeln und Parametrisierungen im Modell, die an die Auflösung des Modells angepasst werden müssen. Für ein globales Modell liegt die horizontale Auflösung typischerweise bei ca. 2 bis 3 Grad und die maritime Grenzschicht, in der die Ship Tracks vorkommen, ist nur durch die untersten 3 bis 5 Schichten repräsentiert. Die Sichtweise auf Wolken ist damit unterschiedlich definiert.

Dies führt zu Unterschieden in der Beobachtung, vor allem in der Auflösung: globale Modellstudien untersuchen die Veränderung der Wolken mit einer Auflösung von mehreren hundert Kilometern (abhängig vom genutzten Globalmodell), die vorliegende Satellitenstudie untersucht nur den mit dem Auge erkennbaren indirekten Aerosoleffekt durch Schiffe und dem Unterschied zur unmittelbaren Umgebung, mit einer Skala von wenigen Kilometern. Das führt zu zwei wichtigen Punkten: Erstens würde ein Ship Track in einem Global-Modell nicht aufgelöst werden und zweitens liegt in einem Raster des globalen Modells sowohl der Ship Track, als auch die unmittelbare Umgebung. Diese Umgebung wurde jedoch in der Satellitenanalyse als Referenz im Strahlungstransfer für „Nicht-Ship-Track“ genutzt.

Die zuvor angeführte Satellitenanalyse der Ship Tracks analysierte damit nur den markanten klar beobachtbaren indirekten Aerosoleffekt in den Satellitendaten, bei dem sich gezeigt hat, dass er nur einen kleinen globalen Effekt aufweist. Die genannten Modellstudien deuten daraufhin, dass dies nur die Spitze des Eisberges zu sein scheint und global gesehen ein viel höherer Effekt auftreten könnte, der auch das Referenzgebiet der umgebenden Wolken stark beeinflusst. Die Frage ist daher, ob es möglich ist, einen in-

direkten Aerosoleffekt in Satellitendaten in einer Art nachzuweisen, die über die Ship Tracks hinaus geht.

Erste Studien mit dem Satelliten Meteosat-8 innerhalb dieses Projekts weisen darauf hin, dass der Ship Track sich nach einigen Stunden in der umgebenden Wolke verteilt und die Umgebung noch nachhaltig beeinflussen kann, während neue Ship Tracks im gleichen Gebiet entstehen (L.Joxe, pers. Komm.). Zusätzlich ist es möglich, dass die tiefe maritime Wolkenschicht nur schwach verändert wird, ohne dass es im Satellitenbild mit bloßem Auge zu erkennen ist. Diese Effekte sollten sich in aber in den optischen Parametern der untersuchten tiefen Grenzschichtwolken, widerspiegeln. Dieses Kapitel versucht daher Indizien für eine solche mögliche Wolkenveränderung zu ermitteln, die mögliche weitere Satellitenanalysen berechtigen.

##### 4.3.1 Analyse der Wolkenparameter tiefer maritimer Wolken

Es gibt Studien, welche die Veränderung der Wolkenalbedo in Küstengebieten aufgrund von anthropogenen Emissionen nachweisen und diese den Schiffen zuordnen (Devasthale et al., 2006). Allerdings beschränken sich diese Studien auf kleine Gebiete in Küstennähe mit starkem kontinentalen Einfluss. Das schließt kontinentale Aerosoleinwirkungen nicht aus.

Aus der globalen Analyse der Ship Tracks aus dem vorherigen Kapitel steht ein globaler Datensatz von TGS-Wolken der maritimen Grenzschicht zur Verfügung, auf welche die Programme zur Bestimmung der optischen Parameter angewendet werden können. Somit können Wolken abseits des kontinentalen Einflusses untersucht werden. Allerdings bezieht sich diese Analyse nur auf sehr dünne und tief liegende maritime Wolken, da sie in erster Linie für die Ship Track Beobachtung ausgewertet wurden. Dennoch sollten sich gerade in dieser Wolkenschicht Indizien nachweisen lassen, die auf den indirekten Aerosoleffekt durch Schiffsemissionen hinweist, da hier die Beeinflussung durch die geringe Wolkenhöhe am stärksten sein sollte. Eine quantitative Analyse ist dagegen mit diesem Datensatz nur ansatzweise möglich.

##### Globale Verteilung

Es wurden für die Daten der TGS-Wolken aus dem Jahre 2004 die mittleren optischen Wolkenparameter für ein 1 x 1-Grad-Gitter über den Globus errechnet. Dabei wurden nur Satellitenpixel mit Wolken genutzt, wolkenfreie Gebiete wurden ausgeschlossen. Anhand der saisonalen Bedeckungsgrade in Abb. 4.32 kann man erkennen, dass viele Gebieten in jeder Saison einen Bedeckungsgrad an tiefe maritime Wolken aufweisen, auch wenn die Höhe des Bedeckungsgrades variiert. Um die Mittelwerte repräsentativ zu halten, wurden Gebiete mit weniger als 20 Wolkenparameterwerten im Jahr aussortiert, dennoch kann ein möglicher natürlicher saisonaler Einfluss in den Wolkenparametern nicht ausgeschlossen werden. Die saisonale Variation der globalen Schiffsdichten ist dagegen relativ gering, wie in Abb. 2.16 zu erkennen ist, kann jedoch lokal leicht variieren.

Abb. 4.37 zeigen die resultierende optische Dicke, den effektiven Radius, den Flüssigwassergehalt und die Tropfenkonzentration dieser Berechnung. Es ist erkennbar dass

die maritimen Gebiete, die sehr nah an den Kontinenten liegen, einen geringeren effektiven Radius aufweisen, während die optische Dicke höhere Werte aufweist. Hier ist der Einfluss von kontinentalen Aerosol noch signifikant, bestehend aus dem Einfluss von aufgewirbeltem Aerosol und Industrie-Emissionen, der sich mehrere hundert Kilometer über die küstennahen Gebiete der Ozeane erstrecken kann.

Für den Wassergehalt der Wolke lassen sich keine signifikanten Merkmale erkennen, dazu ist die Variation über die einzelnen Punkte zu groß. Die Tropfenzahlkonzentration zeigt dagegen in vielen Gebieten des offenen Ozeans erhöhte Werte, vergleichbar mit Gebieten, die kontinental beeinflusst sind. Dazu zählt die Umgebung zwischen Europa und der Nordwestküste Afrikas. Dieses Gebiet ist stark beeinflusst durch Winde, die kontinentales Aerosol über weite Teile des Ozeans getragen können. Der Einfluss von kontinentalem Aerosol oder der Einfluss von Schiffsemissionen in diesem Gebiet kann damit nicht klar differenziert werden. Ähnlich ist die Lage im Gebiet des Nord-West Pazifiks um Japan oder im Gebiet des Atlantiks westlich von Afrika. Die Gebiete zeigen eine markante Erhöhung der Tropfenzahlkonzentration und weisen sich durch starken Schiffsverkehr aus, aber auch durch möglichen Einfluss kontinentalen Aerosols.

Im Ost-Pazifik zeigt sich dagegen, dass weite Gebiete von erhöhter Tropfenzahlkonzentration auftreten, die weiter entfernt von kontinentalen Gebieten liegen. Dafür weisen diese Gebiete eine hohe Frequenz im Schiffsverkehr auf. Vor allem das Gebiet um  $30^\circ$  N und  $240^\circ$  Länge zeigt eine deutliche Erhöhung der Tropfenzahlkonzentration. Das Gebiet erhöhter Ship Track-Konzentration besitzt eine ähnliche Lage (Abb. 4.29). Da der Bedeckungsgrad der TGS-Wolken bei 15-25% in diesem Gebiete liegt, die Ship Tracks selbst aber maximal 0.2% Bedeckungsgrad aufweisen, ist der Einfluss der Ship Tracks alleine nicht signifikant. Die Wolken in dieser Gegend scheinen dennoch nachhaltig durch die Schiffsemissionen verändert.

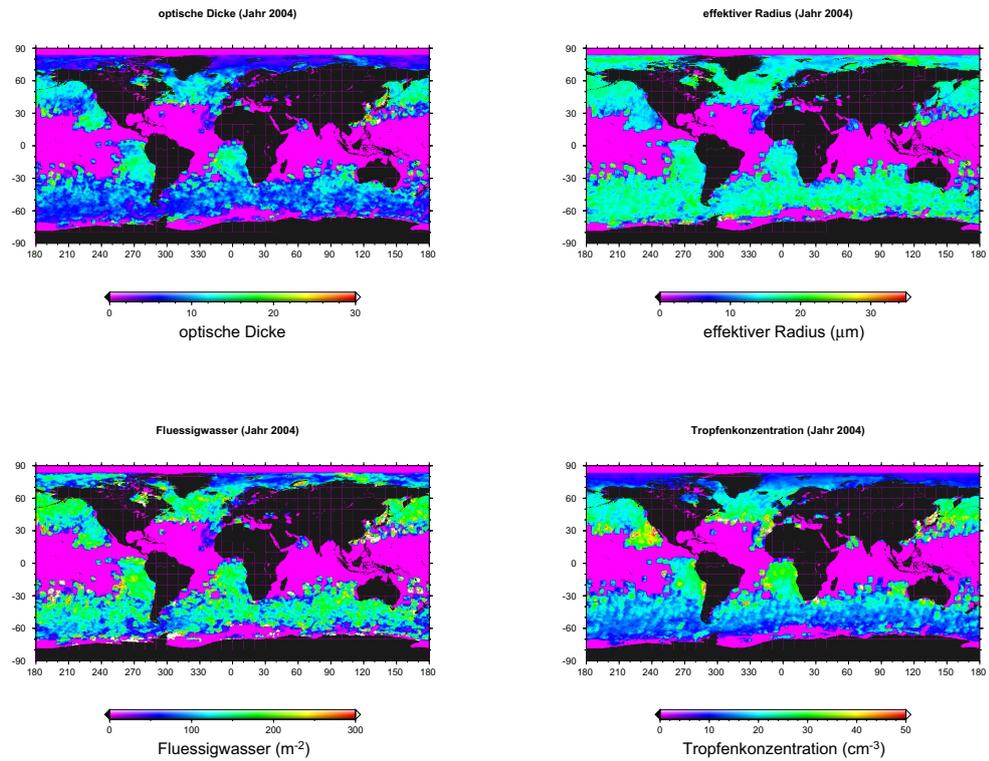
#### 4.3.2 Korrelation von Wolkenparameter und Ship Tracks/Schiffsdichte

Betrachtet man die globale Korrelation von Ship Track Bedeckungsgrad und Wolkenparametern (Abb. 4.38) gezeigt, so zeigt sich keine offensichtliche Korrelation, wobei hier auf der in Kapitel 4.2.1 beschriebenen ISCCP-Rastergröße verglichen wurde. Die Gebiete mit hohen Bedeckungsgraden von Ship Tracks scheinen daher keinen Einfluss auf die gemittelten Wolkenparameter zu haben. Auch die niedrigen Korrelationsfaktoren in Tabelle 4.10 bestätigen dies.

Wechselt man zur Korrelation mit der Schiffsverkehrsdichte, ist dort auch keine offensichtliche Korrelation zu erkennen, weder für die AMVER-Daten, noch die ICOADS-Verkehrsdichte. Am besten, aber immer noch gering, ist die Korrelation für die Kombination der beiden, wie die Werte in Tabelle 4.10 zeigen. Die Darstellung in Abb. 4.39, in diesem Fall für die AMVER-Daten, verdeutlicht diese geringe Korrelation. Obwohl hier nur die Gebiete ausgewählt wurden, in denen Schiffe und TGS-Wolken auftauchten, was ca. 45% des Schiffsverkehrs beinhaltet, lässt sich keine eindeutige Korrelation zwischen den Wolkenparametern und der Schiffsverkehrsdichte erkennen.

In Bezug auf die Schiffsemissionen sind diese unbefriedigenden Korrelationsergebnisse beeinflusst durch Unsicherheiten in der Schiffsdichte (Wang et al., 2007a) und auch

#### 4 Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt



**Abb. 4.37:** Jahresmittel der optische Dicke, effektiver Radius, Wassergehalt und Tropfenkonzentration der TGS-Wolken für 2004 basierend auf den AATSR-Daten von 2004.

Parameter	Korrelation Ship-Tracks	Korrelation AMVER	Korrelation ICOADS	Korrelation AMVER/ICOADS
$r_{eff}$	- 0.05	- 0.10	- 0.10	- 0.11
$\tau_c$	0.15	0.12	0.13	0.13
$N_{drop}$	0.21	0.26	0.29	0.29
$LWP$	0.03	0.02	0.02	0.02

**Tabelle 4.10:** Korrelation von gemittelten Wolkenparametern und Schiffsverkehrsdichte bzw. Ship-Track-Bedeckungsgrad für alle sehr-tiefen Wolken.

### 4.3 Der weitere Einfluss durch Schiffsemissionen auf Wolken

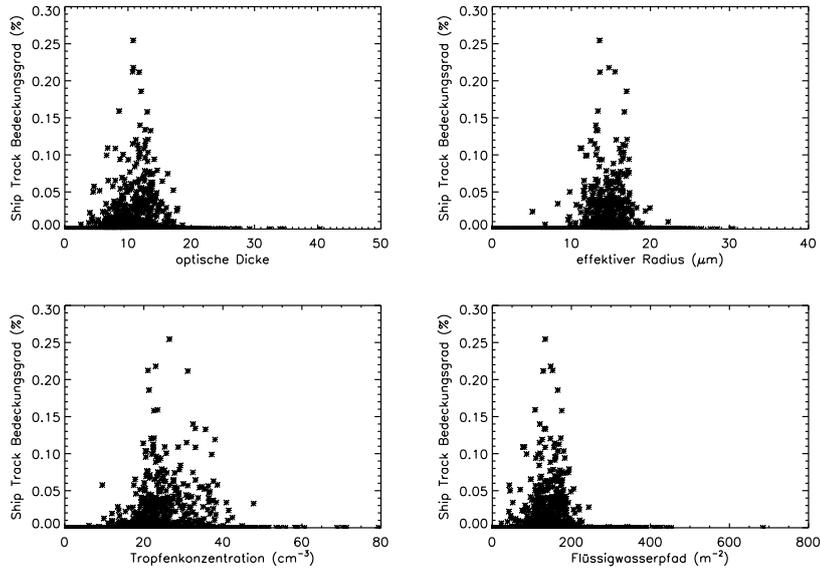


Abb. 4.38: Korrelationen der Ship-Track-Bedeckungsgrade und der einzelnen Wolkenparameter.

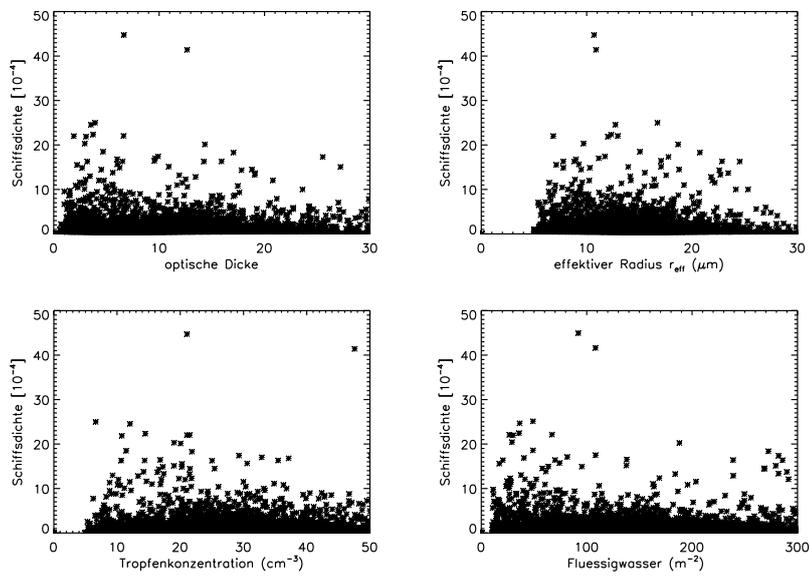


Abb. 4.39: Korrelationen der Schiffsverkehrsdichte (AMVER) und der einzelnen Wolkenparameter.

Faktoren wie der Unkenntnis über individuelle Schiffsgrößen und Treibstoffart in den Gebieten. Zusätzlich beeinflussen eine hohe Anzahl weiterer Faktoren die optischen Parameter der Wolke. Dazu zählen z.B. natürliche Aerosolbildung, kontinentaler Einfluss, Temperatur, rel. Feuchte usw. Das bedeutet, mehrere Faktoren überlagern den Effekt von Schiffsemissionen auf die tiefen maritimen Wolken und erzeugen ein hohes Rausch-Signal. Ausgehend von den Modellergebnissen sollte sich das Signal der Schiffsemissionen auch in Satellitendaten widerspiegeln, zumindest bei Gebieten mit hohen Schiffsdichten.

### 4.3.3 Einteilung nach Schiffsdichten

Wenn Schiffsemissionen einen hohen Einfluss auf die optischen Parameter einer Wolke haben, dann sollte sich das im Vergleich von Gebieten mit hoher und niedriger Schiffsdichte nachweisen lassen. Das schließt zwar weitere Einflüsse nicht aus, dient aber als Indikator für den Einfluss von Schiffsemissionen.

Dazu wurden die Gitterpunkte in drei Gruppen bzw. Klassen eingeteilt, beruhend auf den AMVER-Beobachtungsdaten in Abb. 2.15:

- schiffsfrei: Anzahl der Schiffe, die im Gebiet gesichtet wurden, ist  $\leq 1$
- mittlere Schiffsanzahl: Anzahl der Schiffe, die in Gebiet gesichtet wurden, ist im Intervall  $[2;50]$
- hohe Schiffsanzahl: Anzahl der Schiffe, die in Gebiet gesichtet wurden, ist  $> 50$

Die Zahl 50 entspricht in etwa einem Schiff pro Tag, wenn man von einer zeitlich konstanten Schiffsrate ausgeht. Die Verteilung der Gebietsklassen auf das Gitter von  $1 \times 1$ -Grad ist dabei wie folgt: Die Boxen mit hoher Schiffszahl machen 6% aus, während sich die restlichen Gebiete auf 34% mit mittlerer Schiffsdichte und 60% schiffsfrei verteilen. Berechnet man die Fläche der Boxen über die Gewichtung mit dem Breitengrad, ergibt sich eine Verteilung von 7% für hohe Schiffszahlen, 44% für mittlere Schiffsdichten und 49% für schiffsfreie Flächen.

Die Häufigkeitsverteilungen der Wolkenparameter aufgrund dieser Einteilung ist in Grafik 4.40 zu sehen, wobei jede Kurve relativ zur Gesamtzahl ihrer Gebiete aufgezeichnet ist, um die Kurvenhöhe vergleichbar zu halten. Man erkennt an den verschiedenen Verteilungen, dass sich der effektive Radius mit höher werdender Schiffsdichte verkleinert, während die Parameter optische Dicke, Tropfenkonzentration und Wassergehalt erhöhen. Tabelle 4.11 fasst dabei die Mittelwert und Maxima zusammen, die Standardabweichungen sind in Klammern angegeben. Die Tabelle gibt eindeutige Hinweise für die verschiedenen Gebietsklassen: Für den effektiven Radius verschiebt sich das Maximum der Verteilungsfunktionen von 15 nach  $14 \mu m$ , wenn es von schiffsfrei zu mittlerer Schiffsdichte wechselt. Für die hohe Schiffsdichte verringert es sich sogar noch auf  $13 \mu m$ . Auch der Mittelwert der Verteilung zeigt eine Verringerung von  $16.2 \mu m$  auf  $14.8 \mu m$  und dann zu  $13.7 \mu m$  für hohe Schiffsdichten. Der Radius der Wolkentropfen verkleinert sich also abhängig von der Schiffsdichte. Die Verteilung der optischen Dicke entspricht nicht den Erwartungen: Zwar erhöht sich das Maximum von 7 auf 11 im ersten Schritt, doch fällt es für hohe Schiffsdichten wieder auf 10 ab. Aber die Mittelwerte lassen auf eine

### 4.3 Der weitere Einfluss durch Schiffsemissionen auf Wolken

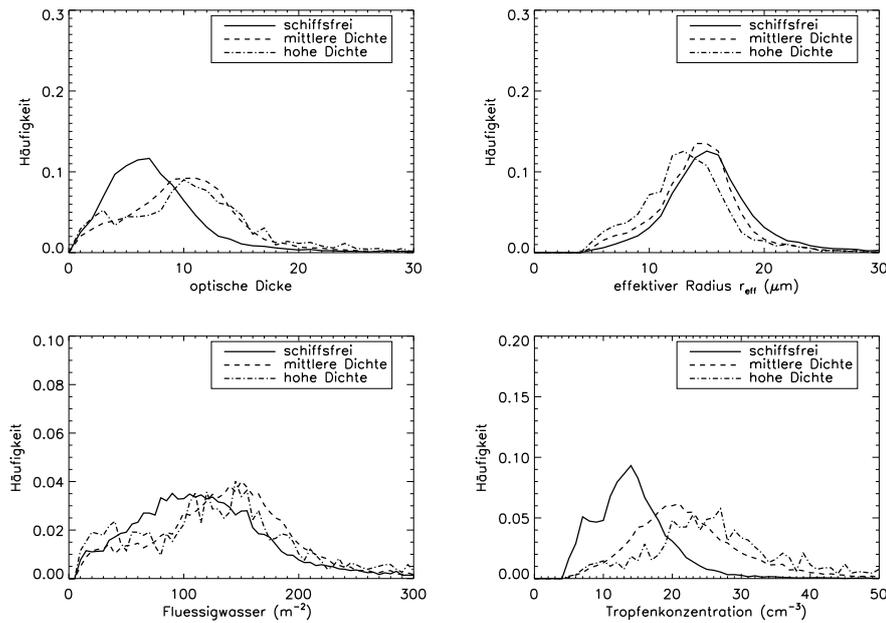


Abb. 4.40: Verteilung der einzelnen Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten.

Erhöhung schließen: der Wert steigt von 8.8 auf 10.8 für eine mittlere Schiffsdichte und dann steigt er auf 11.6. Eindeutig sind die Werte aber für die Tropfenkonzentration: Das Maximum steigt von  $14 \text{ cm}^{-3}$  über  $21 \text{ cm}^{-3}$  bis  $27 \text{ cm}^{-3}$  und auch die Mittelwerte zeigen einen Anstieg, der sich durch einem Sprung von  $16.3 \text{ cm}^{-3}$  auf  $23.5 \text{ cm}^{-3}$  und dann auf  $28.7 \text{ cm}^{-3}$  bemerkbar macht. Etwas überraschend ist der Flüssigwassergehalt. Während er in den vorigen Untersuchungen keine große Variabilität zeigt, steigt hier der Wert des Maximums von 90 auf  $150 \text{ gm}^{-2}$  von schiffsfrei zu mittlerer Schiffsdichte. Aber der Mittelwert springt nur von 138 auf  $144 \text{ gm}^{-2}$  für mittlere Schiffsdichten.

Allerdings beinhaltet dies Untersuchung die maritimen Wolken die gesamte Fläche der Ozeane und der resultierenden Einflussparameter auf das Aerosol und Wolkenkeime wie z.B. Dimethylsulfid-Einfluss, Seesalz-Konzentrationen und kontinentales Aerosol. Was die natürlichen Einflüsse angeht, lassen sich diese nur schwer eliminieren. Laut (Huebert, 1999) lässt sich das Verhältnis von  $\text{SO}_2$  aus Schiffen und aus DMS mit 70 zu 30 abschätzen, zum den Einfluss dieses Faktors zu reduzieren ist jedoch eine Kenntnis der globalen Variation nötig. Der Einfluss des kontinentalen Aerosols lässt sich hingegen verringern, denn dieses wirkt im Normalfall in der maritimen Grenzschicht nur signifikant in den Randgebieten. Wenn man die Gebiete in der Nähe der Kontinente nicht mit in die Analyse einbezieht, würde sich der Einfluss verringern.

#### 4.3.4 Offshore-Verteilungsfunktionen für verschiedene Schiffsdichten

Der Einfluss des kontinentalen Aerosols müsste mit wachsender Entfernung von der Küste kleiner werden. Allerdings sinkt mit steigender Entfernung von der Küste auch die

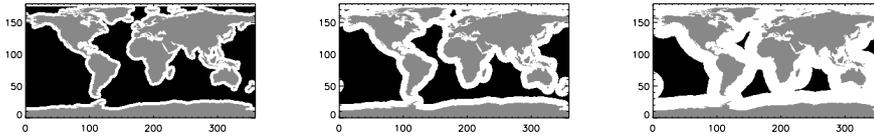
	alle Gebiete	schiffsfrei	mittlere Schiffsdichte	hohe Schiffsdichte
Flächenanteil (%)	100	49	44	7
<b>Mittelwerte</b>				
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	15.4 (4.4)	16.2 (4.6)	14.8 (3.8)	13.7 (3.8)
$\tau$	9.8 (5.3)	8.8 (4.9)	10.8 (5.1)	11.6 (6.8)
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	20.4 (9.5)	16.3 (6.8)	23.5 (9.1)	28.7 (13.5)
Flüssigwasser ( $\text{gm}^{-2}$ )	141 (97)	138 (97)	144 (74)	142 (87)
<b>Maxima der Verteilung</b>				
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )		15	14	13
$\tau$		7	11	10
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )		14	21	27
Flüssigwasser ( $\text{gm}^{-2}$ )		90	150	145

**Tabelle 4.11:** Mittelwerte und Maxima der Verteilungen von Wolkenparametern für verschiedene Schiffsdichten (Standardabweichungen in Klammern).

Anzahl der Gebiete mit hohen oder mittleren Schiffsdichten, da sich der Schiffsverkehr zum Großteil in den Küstenregionen abspielt. Die Gebiete der TGS-Wolken beinhalten 42% der gesamten Schiffsdichte und die Hälfte, also 21%, davon entfallen schon auf die ersten  $5^\circ$  in Küstennähe. Für die Gebiete mit über  $5^\circ$  Entfernung bleiben also noch 21% des Schiffsverkehrs. Fünf Grad Entfernung vom Kontinent sind aber keine ausreichende Entfernung, um kontinentalen Einfluss von Aerosol völlig auszuschließen. Daher wurden als Kompromiss drei Gebiete definiert wie sie in Abbildung 4.41 als schwarze Fläche gezeigt werden: sog. Offshore-Regionen, und zwar in 5, 10 und 20-Grad Entfernung von der Küste.

Jenseits von  $5^\circ$  ist der kontinentale Einfluss noch nicht ganz ausgeschlossen, die Anzahl der Schiffe unter Wolken ist aber mit 21% noch hoch genug, um Gebiete mit hoher Schiffsdichte aufzuweisen. Über  $10^\circ$  hinaus ist der Einfluss geringer, es finden hier aber nur noch 13% der gesamten Schiffsdichte unter den Wolken statt und vor allem Gebiete mit hoher Dichte nehmen ab. Kontinentales Aerosol, das über weite Strecken transportiert wird, ist geprägt von saisonalen Ereignissen und findet in höheren Luftschichten der freien Troposphäre statt (Merrill et al., 1989; Swap et al., 1996), wodurch der Einfluss auf die untere maritime Grenzschicht bei  $20^\circ$  Entfernung im Jahresmittel als gering eingestuft werden kann. Allerdings finden hier nur noch 4% des globalen Schiffsverkehrs unter TGS-Wolken statt und Gebiete mit hoher Schiffsdichte sind eigentlich nicht mehr vorhanden.

Die drei Tabellen 4.12 bis 4.14 zeigen die entsprechenden mittleren Wolkenparameter. Betrachtet man die Mittelwerte der Parameter unabhängig von der Schiffsdichte (Spalte *alle Gebiete*), so zeigen sie sowohl für 5-, 10-, als auch für 20-Grad relative konstante Werte, die Untergebiete in 10- und 20-Grad Entfernung scheinen also ähnliche Einflüsse aufzuweisen wie das Gebiet mit 5-Grad Entfernung. Der Flächenanteil in Bezug auf



**Abb. 4.41:** Die Offshore-Regionen für die Untersuchung der Wolkenparameter. Untersucht wurden nur die schwarzen Flächen: links ist das Gebiete mit  $5^\circ$  gezeigt, mittig das  $10^\circ$ -Gebiet, rechts das  $20^\circ$ -Gebiet.

die Schiffsdichten variiert nur leicht, wenn man in die Gebiete *Schiffsfrei* und *mittlere Schiffsdichte* unterteilt. Jedoch zeigt sich, dass die Gebiete mit hoher Schiffsdichte mit zunehmendem Abstand von der Küste unrepräsentativer werden.

Betrachtet man die Veränderung der Wolkenparameter, so erkennt man, dass die Werte für den effektive Radius sowohl bei 5-, als auch bei 10- und 20-Grad Entfernung von der Küste mit zunehmender Schiffsdichte kleiner werden. Auch die optische Dicke zeigt eine Veränderung der Anstieg in allen drei Offshore-Gebieten ist er klar ersichtlich. Es zeigt sich auch eine markante Erhöhung der Tropfenkonzentration bei allen drei Gebietsvergleichen. Sie scheint also stark beeinflusst zu sein von der Verkehrsdichte. Der mittlere Flüssigwassergehalt steigt hier interessanterweise signifikanter als bei der Gesamtbetrachtung in Tabelle 4.11. In allen drei Gebieten lässt sich ein Sprung von ca. 20 bis  $30 \text{ gm}^{-1}$  ausmachen. Die deutet auf eine Veränderung des Wolkenwassergehaltes in den Offshore-Regionen durch Schiffsemissionen hin, jedoch muss die vereinfachte Form der Herleitung der sekundären Parameter im Auge behalten werden (siehe Kapitel 3.2.4).

Alle Veränderungen in effektivem Radius, optischer Dicke, Tropfenkonzentration und auch Flüssigwassergehalt, die in einer Entfernung von 5 Grad stattfinden, lassen sich in den Untergruppen von 10- und 20-Grad-Entfernung wiederfinden. Da der Einfluss von kontinentalem Aerosol in der maritimen Grenzschicht bei 10 und 20 Grad immer geringer wird und die Veränderungen der Wolkenparameter deutlich mit der Menge des Schiffsverkehrs korreliert sind, deutet dies auf den starken Einfluss des Schiffsverkehrs auf die tiefen maritimen Wolken hin. Allerdings können auch mögliche natürliche Beeinflussungen, die ebenfalls mit den Gebieten hoher Schiffsdichte korrelieren, nicht völlig ausgeschlossen werden.

	alle Gebiete	schiffsfrei	mittlere Schiffsdichte	hohe Schiffsdichte
Flächenanteil (%)	100	48	48	4
<b>Mittelwert</b>				
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	15.4 (3.7)	16.0 (3.5)	15.0 (3.8)	13.9 (3.2)
$\tau$	9.7 (4.4)	8.4 (3.2)	10.8 (4.8)	12.0 (6.2)
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	19.9 (8.1)	16.1 (5.0)	22.9 (8.0)	28.7 (13.5)
Flüssigwasser ( $\text{gm}^{-2}$ )	138 (66)	128 (59)	146 (72)	151 (77)

**Tabelle 4.12:** Mittelwerte der Verteilungen von Wolkenparametern für verschiedene Schiffsdichten für Gebiete mit mehr als  $5^\circ$ -Entfernung von der Küste (Standardabweichungen in Klammern).

	alle Gebiete	schiffsfrei	mittlere Schiffsdichte	hohe Schiffsdichte
Flächenanteil (%)	100	50	47	3
<b>Mittelwert</b>				
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	15.6 (3.4)	16.1 (3.1)	15.2 (3.8)	13.6 (2.8)
$\tau$	9.7 (4.2)	8.6 (3.0)	10.8 (4.9)	11.3 (5.9)
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	19.5 (7.2)	16.4 (4.3)	22.4 (8.2)	27.0 (10.4)
Flüssigwasser ( $\text{gm}^{-2}$ )	140 (63)	131 (52)	148 (72)	145 (73)

**Tabelle 4.13:** Genauso wie Tabelle 4.12, aber für mit Gebiete Küstenentfernung  $> 10^\circ$ .

	alle Gebiete	schiffsfrei	mittlere Schiffsdichte	hohe Schiffsdichte
Flächenanteil (%)	100	52	47	1
<b>Mittelwert</b>				
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	15.6 (3.4)	16.0 (2.7)	15.2 (4.2)	13.7 (3.6)
$\tau$	9.8 (4.1)	9.2 (3.1)	10.4 (5.0)	11.5 (5.8)
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	19.3 (6.4)	17.4 (4.0)	21.3 (8.1)	24.9 (6.6)
Flüssigwasser ( $\text{gm}^{-2}$ )	143 (64)	139 (50)	147 (77)	162 (95)

**Tabelle 4.14:** Genauso wie Tabelle 4.12, aber für Gebiete  $> 20^\circ$ .

### 4.3.5 Globale Strahlungsbilanz bei konstantem Sonnenzenitwinkel

Wie in den vorherigen Kapiteln gezeigt wurde, hat die Variation der optischen Wolkenparameter  $\tau$  und  $r_{eff}$  Auswirkungen auf den Strahlungstransfer für die Wolke. Falls die Veränderungen daher einen signifikanten Einfluss auf die solare Strahlung haben sollten, müsste sich dieser über die Verwendung der ermittelten optischen Parameter im Strahlungstransfer nachweisen lassen.

In Kapitel 4.1.5 wurde bereits gezeigt, dass Veränderungen im Strahlungstransfer nicht nur von den optischen Parametern der Wolke, sondern auch vom Sonnenzenitwinkel abhängig ist. Es wurde ebenfalls gezeigt, dass dieser Effekt aufgrund des nicht-linearen Zusammenhangs nicht getrennt werden kann. In einer globalen Analyse würde die Variation in der solaren Einstrahlung mit dem Breitengrad die Erkenntnisse über die Veränderung der optischen Parameter überdecken. Wie in Kapitel 4.1 wurde daher ein konstanter „imaginärer“ Sonnenzenitwinkel genutzt, um alleine den Einfluss der Wolkenparameter auf den Strahlungstransfer abzuschätzen. Es wurde global ein Sonnenzenitwinkel von  $60^\circ$  gewählt, da er für die relevanten Breitengrade einen guten Mittelwert darstellt.

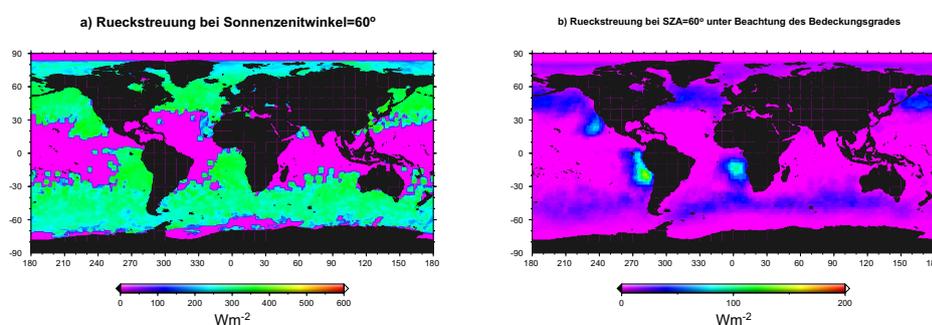
Abb. 4.42a) und 4.42b) zeigen die berechneten Werte der Rückstreuung am Oberrand der Atmosphäre (ODA) anhand der ermittelten optischen Wolkenparameter. Dabei zeigt 4.42a) die Rückstreuung, die sich aus den gemittelten optischen Parametern ergibt, während diese Werte für Grafik 4.42b) mit dem globalen Bedeckungsgrad (siehe Abb. 4.20) der TGS-Wolken gewichtet wurden. In Abb. 4.42a) zeigt sich deutlich eine Ähnlichkeit mit den Wolkenparametern. Die Gewichtung mit dem Bedeckungsgrad in 4.42b), bewirkt, dass die Gebiete mit hohem Bedeckungsgrad deutlich hervor treten, da hier die Rückstreuung der tiefen maritimen Wolken im Mittel am höchsten ist.

Die Bestimmung der Mittelwerte der solaren Rückstreuung für die Verteilungen der verschiedenen Schiffsdichten-Klassen ist in den Tabellen 4.15 bis 4.18 gezeigt, und zwar für die verschiedenen Abstände von der Küste. Für den Fall ohne Abstand von der Küste (Tabelle 4.15) zeigt sich, dass der mittlere Effekt aufgrund der Wolkenparameter am höchsten ist, wenn man schiffsfreie und Gebiete mit mittlerer Schiffsdichte betrachtet. Beim Schritt zu hohen Schiffsdichten zeigt sich keine große Änderung und wird er Bedeckungsgrad mit einbezogen, sogar eine Verminderung. Jedoch zeigt sich, dass sich mit der Entfernung von  $5^\circ$  und  $10^\circ$  von der Küste deutliche Erhöhungen auftreteten, wenn sich der Schiffsverkehr steigert. Für  $5^\circ$  erhöht sich die Rückstreuung um  $30 \text{ Wm}^{-2}$  von schiffsfrei zu hohen Schiffsdichten, was etwa 10% entspricht, in Bezug auf den Wert in *alle Gebiete*. Bei Einbeziehung des Bedeckungsgrades ergibt sich in diesem Falle eine Erhöhung von  $5.8 \text{ Wm}^{-2}$ , was sogar 36% entspricht. Die Schiffsrouten scheinen hier also in Gebieten mit hohen Bedeckungsgraden zu verlaufen. Bei einer Entfernung von  $10^\circ$  von der Küste (Tabelle 4.17) zeigt ebenfalls eine Erhöhung von schiffsfreien Gebieten zu Gebieten mit hoher Schiffsdichte. Hier fällt die Erhöhung mit etwa 7% ähnlich aus und auch bei Einbeziehung des Bedeckungsgrades ergeben sich noch etwa 28%. Da die Erhöhung abseits von der Küste besser hervor tritt, scheint es, dass der kontinentale Einfluss den Effekt der Schiffsemissionen an Küstenregionen überdeckt, während er in Offshore-Gebieten besser zur Geltung kommt. Betrachtet man die Werte in einer Entfernung von  $20^\circ$  (Tabelle 4.18), zeigen sich große Unterschiede, ob der Bedeckungsgrad mit einbezo-

#### 4 Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt

gen wird oder nicht. Während ohne Bedeckungsgrad mit zunehmender Schiffdichte eine Erhöhung von 4% zu erkennen ist, fällt bei Einbeziehung des Bedeckungsgrades um etwa 41%. Schiffsrouten scheinen hier also in Regionen mit niedrigen Bedeckungsgraden zu verlaufen. Allerdings ist die Schiffsdichte an sich hier relativ gering angesiedelt, hohe Schiffsdichten treten nur mit 1% auf.

Diese „virtuelle“ Berechnung des Strahlungstransfers mit konstantem Sonnenzenitwinkel gibt zwar keine vergleichbare quantitative Aussage wieder. Sie macht aber deutlich, dass sich die Veränderungen der optischen Parameter, von denen sich in den Abschnitten vorher zeigte, dass sie mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem Einfluss von Schiffsemissionen resultieren, auch deutlich im Strahlungstransfer widerspiegelt. Der Einfluss wurde dabei nur auf die optischen Parameter bezogen, der Faktor Bedeckungsgrad wurde als natürlich vorgegeben betrachtet. Allerdings ist er ein wichtiger Faktor in der Betrachtung der Strahlungsbilanz, wie die Tabellen zeigen. Über mögliche Veränderungen im Lebenszyklus der Wolken durch Schiffsemissionen (2. indirekter Aerosoleffekt, Kapitel 2.4.2) könnten diese Effekte also verstärkt werden.



**Abb. 4.42:** Die Werte der ermittelten Rückstreuung am ODA aufgrund der Wolkenparameter: a) ohne Bedeckungsgrad b) mit Gewichtung des Bedeckungsgrades.

	alle Gebiete	schiffsfrei	mittlere Schiffsdichte	hohe Schiffsdichte
Flächenanteil (%)	100	49	44	7
<b>Mittelwerte</b>				
Rückstreuung ( $\text{Wm}^{-2}$ )	292.4 (46.4)	281.7 (43.6)	302.1 (43.9)	304.9 (51.5)
inkl. Bedeckungsgrad ( $\text{Wm}^{-2}$ )	14.8 (14.6)	11.6 (9.3)	18.4 (9.5)	14.3 (14.3)

**Tabelle 4.15:** Mittelwerte der Rückstreuung am ODA für verschiedene Schiffsdichten für alle Gebiete vor der Küste.

### 4.3 Der weitere Einfluss durch Schiffsemissionen auf Wolken

	alle Gebiete	schiffsfrei	mittlere Schiffsdichte	hohe Schiffsdichte
Anteil (%)	100	48	47	4
<b>Mittelwert</b>				
Rückstreuung ( $\text{Wm}^{-2}$ )	293.1 (41.1)	281.9 (36.1)	302.7 (41.6)	311.9 (42.1)
inkl. Bedeckungsgrad ( $\text{Wm}^{-2}$ )	16.3 (15.1)	13.5 (9.9)	18.8 (19.6)	19.3 (16.1)

**Tabelle 4.16:** Wie Tabelle 4.15, aber für Gebiete  $> 5^\circ$  vor der Küste.

	alle Gebiete	schiffsfrei	mittlere Schiffsdichte	hohe Schiffsdichte
Anteil (%)	100	50	47	3
<b>Mittelwert</b>				
Rückstreuung ( $\text{Wm}^{-2}$ )	294.3 (37.7)	285.0 (30.9)	302.5 (42.3)	306.0 (45.4)
inkl. Bedeckungsgrad ( $\text{Wm}^{-2}$ )	15.5 (12.8)	14.5 (9.7)	16.3 (15.8)	18.9 (16.5)

**Tabelle 4.17:** Wie Tabelle 4.15, aber für Gebiete  $> 10^\circ$  vor der Küste.

	alle Gebiete	schiffsfrei	mittlere Schiffsdichte	hohe Schiffsdichte
Anteil (%)	100	52	47	1
<b>Mittelwert</b>				
Rückstreuung ( $\text{Wm}^{-2}$ )	295.0 (36.8)	292.0 (28.0)	298.1 (43.4)	306.3 (48.8)
inkl. Bedeckungsgrad ( $\text{Wm}^{-2}$ )	12.5 (8.6)	15.7 (8.3)	8.9 (7.4)	10.6 (7.6)

**Tabelle 4.18:** Wie Tabelle 4.15, aber für Gebiete  $> 20^\circ$  vor der Küste.

### 4.3.6 Vergleich von Gebieten mit hoher und niedriger Ship Track-Dichte

Die Analysen der Satellitendaten, die bis jetzt in diesem Kapitel unternommen wurden, konnten durch die Reduzierung der kontinentalen Einflüsse starke Indikatoren dafür finden, dass die optischen Parameter der tiefen maritimen Wolken korreliert sind mit der Höhe des Schiffsverkehrs und dass damit der Strahlungshaushalt beeinflusst wird.

Im letzten Schritt dieser Analyse der tiefen maritimen Wolken soll ein möglicher Bezug zu den Ship Tracks analysiert werden. Dazu wird auf verschiedene Teilgebiete der Erde eingegangen, die verschiedene Ship-Track-Bedeckungsgrade bzw. Schiffsdichten aufweisen.

#### Die untersuchten Gebiete

Hohe Bedeckungsgrade für Ship Tracks lassen sich aufgrund der Analyse in Kapitel 4.2 auf bestimmte Gebiete eingrenzen, in Abb. 4.31 gezeigt ist. Jedoch sind hohe Bedeckungsgrade der TGS-Wolken nicht auf diese Gebiete beschränkt. Daher soll hier zusätzlich untersucht werden, inwieweit sich die Veränderung der optischen Parameter in Gebiete mit vielen und wenigen Ship Tracks widerspiegelt, bzw. in Gebieten mit hoher oder niedriger Schiffsdichte. Auch in diesem Fall soll wieder die schrittweise Entfernung von der Küste helfen, relevante Einflüsse wie kontinentales Aerosol zu minimieren. Die Unterteilung in verschiedene Schiffsdichte-Gebiete soll wieder helfen, die Veränderungen gekoppelt oder entkoppelt von den Schiffsdichten zu beobachten.

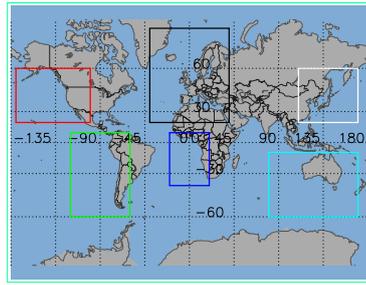
Die zu entsprechenden Gebiete sind in Abb. 4.43 eingezeichnet:

- **Westküste Nordamerika** (rot): hohe Ship-Track-Bedeckungsrate, hohe Schiffsdichte
- **Westküste Afrika** (blau): hohe Ship-Track-Bedeckungsrate, mittlere Schiffsdichte
- **Europa** (schwarz): mittlere Ship-Track-Bedeckungsrate, hohe Schiffsdichte
- **Westküste Asien** (weiß): mittlere Ship-Track-Bedeckungsrate, hohe Schiffsdichte
- **Westküste Südamerika** (grün): niedrige Ship-Track-Bedeckungsrate, niedrige Schiffsdichte
- **Westküste Australien** (türkis): geringe Ship-Track-Bedeckungsrate, niedrige Schiffsdichte

#### Mittlere optische Wolkenparameter

Die optischen Parameter sind in den folgenden Tabellen 4.19 bis 4.24 aufgeführt, entsprechend der Einteilung in Kapitel 4.3.4. *Küstenentf.* gibt dabei an, welche Entfernung von der Küste gewählt wurde, *Schiffsd.* steht in diesem Fall für die Schiffsdichte und *Fläche* gibt den Anteil an der jeweiligen Fläche an.

Betrachtet man die effektiven Radien der verschiedenen Regionen unter *alle*, also die gemittelten effektiven Radien im Gebiet, dann lässt sich erkennen, dass die Regionen mit



**Abb. 4.43:** *Untersuchte Regionen der Erde mit verschiedenen Bedeckungsgraden von Ship Tracks, bzw. Schiffsdichten.*

hohen Schiffsdichten geringere Tropfenradien aufweisen (Westküste Nordamerikas, Ostküste Asien und Europa bei 5°-Entfernung: 14,3, 14,4, 13,8  $\mu\text{m}$ ) als die Gebiete mit niedriger Verkehrsdichte (Australien und Südamerika bei 5°-Entfernung: 15,8 und 16,2  $\mu\text{m}$ ). Die Westküste von Afrika, eine Region mit mittlerer Schiffsdichte, liegt mit 15,1  $\mu\text{m}$ ) innerhalb dieser beiden Intervallgrenzen. Dies gilt auch in 10-, oder 20-Grad-Abständen vom Kontinent. Die Schiffsdichte scheint daher die mittleren Wolkenparameter stark zu beeinflussen, wenn die Regionen verglichen werden. Der Unterschied ist dabei nicht so ausgeprägt, wenn der Bedeckungsgrad der Ship Tracks herangezogen wird. Die Regionen um Europa und an der Ostküste Asiens weisen im Vergleich zu Nordamerika oder Afrika kleinere Werte auf, obwohl Europa und Asien einen niedrigeren Bedeckungsgrad an Ship Tracks haben als die beiden anderen Regionen. Das Auftreten und die Entwicklung von Ship Tracks scheint also kein effektiver Indikator für den langfristigen Einfluss von Schiffsemissionen zu sein.

Betrachtet man den effektiven Radius in den verschiedenen Regionen, wenn die Höhe der Schiffsdichte von *schiffsfrei* zu *mittel* bzw. *hoch* wechselt, so zeigen vor allem die Regionen Europa und Afrika hohe Veränderungen, wobei Europa geprägt ist durch hohen Schiffsverkehr und Afrika durch eine hohe Ship-Track-Dichte. Die Regionen Südamerika und Australien weisen beide relativ hohe Werte des effektiven Radius auf, die von niedriger zu mittlerer Schiffsdichte nicht stark beeinflusst sind. Hohe Schiffsdichten sind hier nicht repräsentativ angesiedelt.

Vergleicht man die optischen Dicken der verschiedenen Gebiete unter *alle*, so zeigt sich, dass die Werte der Regionen mit hohem Schiffsverkehr höhere Werte aufweisen als die anderen Regionen. Die Region um Afrika liegt hier eher im Bereich der Werte von Südamerika oder Australien. Der Vergleich der optischen Dicke in Bezug auf die Erhöhung der Schiffsdichte (von *schiffsfrei* bis *hoch*) in den verschiedenen Regionen weist starke Unterschiede auf: Während in der Region an der Westküste Nord-Amerikas sogar eine leichte Verringerung zu erkennen ist und auch die Veränderung an der Westküste Afrikas nicht sehr ausgeprägt ist, zeigt sich eine Erhöhung bei Europa mit zunehmender Schiffsdichte und vor allem an der Küste Asiens ist ein Sprung der optischen Dicke mit hoher Schiffsdichte zu erkennen.

Für die Tropfenkonzentration ist der Vergleich ähnlich: Regionen, mit hoher oder mitt-

lerer Schiffsdichte, also Nord-Amerika, Asien, Europa und Afrika, zeigen höhere Werte als die Regionen mit niedrigem Schiffsverkehr. Betrachtet man wieder die einzelnen Regionen und ihre Veränderung von *schiffsfrei* bis *hoch*, so lässt sich auch hier erkennen, dass die Gebiete Nord-Amerika und Afrika, in denen Ship Tracks häufiger auftreten, im Bezug auf die Veränderung mit dem Schiffsverkehr eher gemäßigt reagieren, während die Regionen Asien und Europa hohe Veränderungen zeigen.

Was den Flüssigwassergehalt betrifft, so scheint das Verhalten der einzelnen Regionen relativ gleichmäßig und unabhängig vom Schiffsverkehr. Allerdings sticht die asiatische Küste hervor. Hier ist der Flüssigwassergehalt meist höher als in den anderen Gebieten und steigt mit zunehmendem Schiffsverkehr innerhalb der Region an. Auch Europa zeigt eine leichte Erhöhung, jedoch nicht so stark. Dies könnte auf Niederschlagsunterdrückung und damit erhöhtem Flüssigwassergehalt für Asien und Europa hindeuten.

Zusammengefasst weist der Vergleich der verschiedenen Regionen im Bezug auf die Wolkenparameter stark darauf hin, dass Gebiete mit hohem Schiffsverkehr veränderte optische Parameter aufweisen im Vergleich mit Gebieten mit geringem Schiffsverkehr. Es lässt sich eine Verringerung des effektiven Radius ausmachen und eine Erhöhung der optischen Dicke und der Tropfenkonzentration. Der Vergleich der Regionen mit hohem Schiffsverkehr lässt zusätzlich ein sekundäres Merkmal ausmachen: Eine Veränderung der Wolkenparameter in den verschiedenen Regionen scheint unterschiedlich zu verlaufen: Während bei Nordamerika und Afrika keine große Veränderung der hier beobachteten mittleren Wolkenparameter auftritt, wenn verschiedene Schiffsdichten in den Regionen betrachtet werden, zeigen bei Europa und die Küste Asiens eine deutliche Veränderung. Im Bezug auf die Beobachtung von Ship Tracks lässt sich daher folgendes festhalten:

**A)** An den Küsten von Nordamerika und Afrika wurde eine hohe Anzahl von Ship Tracks gefunden, aber die Veränderung der hier gezeigten mittleren Wolkenparameter im Verhältnis zu erhöhter Schiffsverkehrsdichte fällt nicht hoch aus.

**B)** An der asiatischen Küste oder bei Europa, die auch hohe Schiffsdichten aufweisen, fällt die Reaktion der Wolken dagegen anders aus: es zeigen sich wenige Ship Tracks, dafür eine vergleichsweise hohe Veränderung der mittleren Wolkenparameter.

Das weist darauf hin, dass verschiedene Gebiete nicht gleichartig auf die Emissionen zu reagieren scheinen. Da die Gebiete unterschiedliche meteorologische oder ozeanische Dynamik aufweisen und schon im MAST-Experiment (siehe Kapitel 2.7.1) auf die Sensibilität des indirekten Aerosoleffektes auf solche Faktoren hingewiesen wurde, sind solche unterschiedliche Reaktionen möglich. Allerdings ist aufgrund des MAST-Experimentes ebenfalls der hohe Einfluss der Treibstoffzusammensetzung bekannt und es ist auch nicht auszuschließen, dass in den verschiedenen Regionen unterschiedliche Qualitäten von Schiffstreibstoff zu unterschiedlichen Emissionen führen.

Für eine genauere Analyse ist der vorliegende Datensatz der maritimen Wolken jedoch zu gering. Es wäre dazu auch die Kenntnis der individuellen Schiffsgrößen, sowie Verbrauch und Art des Treibstoffs, nötig. Aufgrund der vorliegenden Indizien ist es jedoch wahrscheinlich, dass eine genauere Analyse dieser Gebiete mit signifikanteren Datensätzen die Gründe der unterschiedlichen Reaktionen analysieren könnte.

4.3 Der weitere Einfluss durch Schiffsemissionen auf Wolken

Schiffsd.	alle			frei			mittel			hoch		
Küstenentf. (°)	5	10	20	5	10	20	5	10	20	5	10	20
Flächenan. (%)	100	100	100	2	0	0	94	99	100	4	1	0
Mittelwert												
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	14.3	14.1	13.7	17.2	—	—	14.2	14.1	13.7	14.9	14.8	—
$\tau$	11.2	11.0	11.1	12.4	—	—	11.2	11.1	11.1	10.8	9.4	—
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	25.9	25.7	26.3	21.4	—	—	26.1	25.8	26.3	23.6	20.7	—
LWP ( $\text{gm}^{-2}$ )	142	141	144	167	—	—	142	141	144	143	132	—

**Tabelle 4.19:** Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für Westküste Nordamerika (hohe Ship-Track-Bedeckungsgrade, hohe Schiffsdichten).

Schiffsd.	alle			frei			mittel			hoch		
Küstenentf. (°)	5	10	20	5	10	20	5	10	20	5	10	20
Flächenan. (%)	100	100	100	7	7	11	89	91	89	4	2	0
Mittelwert												
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	15.1	15.4	15.6	15.8	15.9	16.6	15.1	15.4	15.4	13.8	14.6	—
$\tau$	11.9	12.3	11.3	11.4	11.5	11.1	12.0	12.3	11.3	11.8	14.2	—
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	24.9	24.8	23.0	23.2	23.1	21.1	24.9	24.8	23.2	28.1	30.4	—
LWP ( $\text{gm}^{-2}$ )	149	156	156	153	156	161	150	156	155	131	159	—

**Tabelle 4.20:** Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für Westküste Afrikas (hohe Ship-Track-Bedeckungsgrade, mittlere Schiffsdichten).

Schiffsd.	alle			frei			mittel			hoch		
Küstenentf. (°)	5	10	20	5	10	20	5	10	20	5	10	20
Flächenan. (%)	100	100	100	14	4	0	52	51	35	34	45	65
Mittelwert												
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	13.8	13.8	13.2	15.4	14.9	—	13.6	14.0	12.6	13.4	13.5	13.7
$\tau$	9.5	9.7	10.8	8.5	7.1	—	9.1	9.4	9.5	10.4	10.4	11.5
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	23.2	22.8	24.3	17.8	15.9	—	22.3	20.8	23.0	26.7	25.7	25.0
LWP ( $\text{gm}^{-2}$ )	124	129	158	127	109	—	121	126	151	129	135	162

**Tabelle 4.21:** Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für das Gebiet Europas (gemäßigte Ship-Track-Bedeckungsgrade, hohe Schiffsdichten).

4 Die Analyse: Ship Tracks und der maritime indirekte Aerosoleffekt

Schiffsd.	alle			frei			mittel			hoch		
Küstenentf. (°)	5	10	20	5	10	20	5	10	20	5	10	20
Flächenan. (%)	100	100	100	4	0	0	64	86	100	32	14	0
<b>Mittelwert</b>												
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	14.4	13.4	11.0	14.6	—	—	14.4	13.3	11.0	14.4	14.1	—
$\tau$	13.0	11.0	7.0	12.2	—	—	12.1	9.8	7.0	15.1	18.7	—
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	27.4	25.5	21.2	25.9	—	—	24.9	23.3	21.2	32.4	39.0	—
LWP ( $\text{gm}^{-2}$ )	181	161	114	151	—	—	179	151	114	189	224	—

**Tabelle 4.22:** Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für die Ostküste Asiens (gemäßigte Ship-Track-Bedeckungsgrade, hohe Schiffsdichten).

Schiffsd.	alle			frei			mittel			hoch		
Küstenentf. (°)	5	10	20	5	10	20	5	10	20	5	10	20
Flächenan. (%)	100	100	100	54	61	72	46	39	28	0	0	0
<b>Mittelwert</b>												
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	15.8	15.7	15.9	15.8	15.7	15.7	16.8	15.7	16.6	—	—	—
$\tau$	10.1	9.9	10.0	9.3	9.3	9.4	11.0	10.7	11.4	—	—	—
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	19.5	19.2	18.7	18.0	18.3	18.2	21.2	20.7	19.9	—	—	—
LWP ( $\text{gm}^{-2}$ )	141	138	142	132	133	136	150	147	159	—	—	—

**Tabelle 4.23:** Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für die Westküste Südamerikas (geringe Ship-Track-Bedeckungsgrade, geringe Schiffsdichten).

Schiffsd.	alle			frei			mittel			hoch		
Küstenentf. (°)	5	10	20	5	10	20	5	10	20	5	10	20
Flächenan. (%)	100	100	100	64	65	47	35	35	53	1	0	0
<b>Mittelwert</b>												
$r_{eff}$ ( $\mu\text{m}$ )	16.2	16.7	16.8	16.2	15.4	16.8	16.1	17.1	16.8	19.9	—	—
$\tau$	9.2	9.5	10.2	8.4	8.7	10.5	10.5	10.8	9.9	11.8	—	—
$N_{drop}$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	17.5	16.8	17.8	16.2	15.9	17.8	19.9	18.5	17.8	17.2	—	—
LWP ( $\text{gm}^{-2}$ )	138	143	145	130	135	154	153	159	138	207	—	—

**Tabelle 4.24:** Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für die Küste Australiens (geringe Ship-Track-Bedeckungsgrade, geringe Schiffsdichten).

### 4.3.7 Zwischenbilanz: Wolkenparameter und Schiffsdichte

Es wurde aufgrund der Wolkenanalyse aus Kapitel 4.2.1 ein globaler Datensatz der Wolken in der maritimen Grenzschicht ermittelt, der die Wolkenparameter dieser Wolkenart im Jahresmittel auf ein Gitter von  $1 \times 1$ -Grad darstellt. Der Datensatz dient dazu, um Indizien für den indirekten Aerosoleffekt zu ermitteln, der über die zuvor untersuchten Ship Tracks hinausgeht.

Die Korrelationsanalyse der Wolkenparameter und der Schiffsdichte brachte keine Erkenntnisse, da eine Reihe weiterer Faktoren den Einfluss von Schiffsemissionen überlagern. Eine Untersuchung der Häufigkeitsverteilung der Wolkenparameter in Hinblick auf verschiedene Schiffsverkehrsdichten zeigt durch Vergleiche, dass Schiffsemissionen nicht nur als Ship Tracks, sondern auch auf längere Zeit die Wolkenparameter beeinflussen können. Die Mittelwerte zeigen für schiffsfreie Gebiete einen um  $2.3 \mu\text{m}$  höheren effektiven Radius als für Gebiete, die eine hohe Schiffsdichte aufweisen. Die Untersuchung der optischen Dicke der Wolke zeigt aber eine geringe Verringerung um 0.7 und spiegelt keine Veränderung durch die Emissionen wider. Dagegen nimmt die Tropfenkonzentration um  $3.9 \text{ cm}^{-3}$  zu und auch der Flüssigwassergehalt steigt um  $28 \text{ gm}^{-2}$ .

Um den kontinentalen Einfluss auf das Aerosol zu verringern, wurden Abstände von 5, 10 und 20 Grad von den Kontinenten gewählt. Dabei zeigt sich, dass vor allem in den Offshore-Gebieten der effektive Radius verringert ist und die optische Dicke erhöht ist, wenn man schiffsfreie Gebiete mit Gebieten vergleicht, in denen mittlere Schiffsdichten vorhanden sind. In allen Fällen lässt sich außerdem eine Erhöhung der Tropfenkonzentration und des Flüssigwassergehaltes bestimmen. In Gebieten mit noch höherer Schiffsdichte verstärkt sich dieser Effekt. Reduziert man die Gebiete auf eine minimale Entfernung von  $20^\circ$  von der Küste, so schwächt sich der Effekt ab.

Eine Abschätzung des Effektes auf den Strahlungshaushalt für einen mittleren Sonnenzenitwinkel von  $60^\circ$  zeigt, dass für die Offshore-Gebiete mit hohen Schiffsdichten eine offensichtliche Erhöhung der Rückstreuung der Wolken zu erwarten ist. Die Differenz der gemittelten Werte steigt dabei auf bis zu 10% höhere Rückstreuung, wenn der Mittelwert der Gebiete mit hohen Schiffsdichten mit den Wert der schiffsfreien Gebiete verglichen wird. Unter Einbeziehung des Bedeckungsgrades lässt sich die Erhöhung mit 30% abschätzen.

Dieser ist jedoch Wert nicht vergleichbar mit einem anthropogenen *Radiative Forcing*. Er dient nur als qualitative Vergleichsrechnung, um nachzuweisen, dass sich die Veränderung auch im Strahlungshaushalt widerspiegelt. Allerdings lassen sich die Ergebnisse auch in Gebieten weit entfernt von kontinentalem Einfluss nachweisen, daher haben Schiffsemissionen augenscheinlich einen Langzeiteffekt auf die Wolkenparameter der tiefen Wolken, der über die offensichtlichen Ship Tracks hinaus geht und somit auch Einfluss auf die Rückstreuung.

Eine Analyse der Wolkenparameter für verschiedene Regionen mit hohem und niedrigem Ship-Track-Bedeckungsgrad bzw. Schiffsdichte zeigt, dass die Schiffsemissionen an der Westküste von Nordamerika, Europa, Afrika und an der Ostküste Asiens für verringerte effektive Radien und höhere optische Dicken im Vergleich zu den Gebieten an der Westküste Südamerikas und Australiens resultieren. Allerdings zeigt die Untersuchung

auch, dass die tiefen maritimen Wolken in den verschiedenen Gebieten unterschiedlich auf die Schiffsemissionen zu reagieren scheinen. So weist die Ostküste Asiens, ein Gebiet mit mittlerem Ship-Track-Bedeckungsgrad eine zunehmende Veränderung der optischen Parameter mit zunehmenden Schiffsverkehr auf, während sich dies sich an der Westküste Nordamerikas, ein Gebiet mit hoher Ship-Track-Konzentration so nicht widerspiegelt.

Die Indizien weisen also stark auf mögliche indirekte Aerosoleffekte hin, die aufgrund der Emissionen von Schiffsemissionen beobachtet werden können. Zusätzlich zeigen sich Indizien für unterschiedliches Verhalten in verschiedenen Gebieten. Der hier vorliegende Datensatz der TGS-Wolken für weitere quantitative Analysen der Effekte nicht geeignet. Allerdings zeigen die Ergebnisse, dass weitere Studien mit ausführlicheren Satellitendatensätzen nötig sind, um eine quantitative Abschätzung des indirekten Aerosoleffektes durch Schiffsemissionen zu ermöglichen und Modellergebnisse überprüfen zu können.

# 5 Zusammenfassung

## 5.1 Was wurde gezeigt

Die vorliegende Arbeit hat gezeigt, dass der Einfluss von Schiffsemissionen im Energiebudget der tiefen maritimen Wolken quantifizierbar ist, wenn man die sog. Ship Tracks beachtet.

Bei der Analyse einer lokalen Szene mit Ship Tracks in Kapitel Kapitel 4.1 konnte gezeigt werden, dass Schiffsemissionen in der Lage sind die Verteilungsfunktionen der Wolkenparameter wie optische Dicke und effektiven Radius zu verändern. Dieser Unterschied spiegelt sich im Strahlungsbudget zwischen unbeeinflusster und verschmutzter Wolke wieder und zeigt eine erhöhte Rückstreuung von ca.  $40 \text{ Wm}^{-2}$  für einen mittleren Sonnenzenitwinkel von  $63^\circ$ . Zusätzlich konnte die Variation mit dem Sonnenzenitwinkel gezeigt werden. Für einen höheren, aber in diesem Gebiet möglichen, Sonnenzenitwinkel von  $50^\circ$  zeigt sich ein Verlust von  $70 \text{ Wm}^{-2}$ . Aufgrund der Berechnungen lässt sich für die untersuchte Szene ein Verlust an Strahlungsenergie von  $1\text{-}3 \text{ Wm}^{-2}$  abschätzen.

Die genauere Analyse der Rückstreuung in dieser Szene von Ship Tracks zeigte, dass die Erhöhung der optischen Dicke und die Verminderung des effektiven Radius nicht gleichmäßig auf alle Wellenlängen im Strahlungstransfer wirken, sondern dass die Veränderung der Strahlung durch die nichtlinearen Wechselwirkungen stark von der Wellenlänge und vom Sonnenzenitwinkel abhängig ist. Dadurch ist der reale Energieverlust, der sich durch alleine durch Veränderung der Wolkenparameter ergibt, nur durch Strahlungstransferrechnungen bestimmbar, die eine möglichst gut aufgelöste Wellenlängenabhängigkeit wiedergeben und keinen variierenden Sonnenzenitwinkel innerhalb der Satellitenszene nutzen.

Weitere Analysen in dieser Szene konnten zeigen, inwieweit die Ozeanalbedo die Erkennung von Ship Tracks beeinflusst. Dabei wurde festgestellt, dass der Fehler für die wolkenoptischen Parameter nur für Gebiete knapp hinter einem Schiff signifikant ist, da hier Schaumbildung möglich ist. Ein wichtiger Punkt bei der Filterung von Ship Tracks ist jedoch die Einbeziehung eines Kanals oberhalb von  $1.6 \mu\text{m}$  ist, da hier der Kontrast bei Wolkenveränderungen ansteigt, während er bei Veränderungen der Bodenalbedo absinkt. Es zeigte sich jedoch auch, dass eine automatische Filterung von Ship Tracks auch bei hohem Kontrast stark abhängig ist von den subjektiv gewählten Parametern für die Filterung. Eine objektive Unterscheidung von normaler Wolke und Ship Track ist daher mit hoher Unsicherheit behaftet.

Im zweiten Teil der Auswertung (Kapitel 4.2) wurde eine globale Analyse von Ship Tracks durchgeführt. Dabei wurden zu erst unter Filterung von tiefem maritimen Wolken die wichtigsten Gebiete identifiziert, in denen eine Entwicklung von Ship Tracks möglich

ist. Die Hauptgebiete für diese Art der tiefen maritimen Wolken ist dabei der gesamte Nordpazifik mit einem Maximum an der Westküste Nordamerikas. Weitere Gebiete für tiefe maritime Wolken sind die Westküste Afrikas und Süd-Amerikas, während der Nord-Atlantik vergleichsweise geringes Potential für diese Art der Wolken hat.

Die eigentliche Analyse der Ship Tracks, die aufgrund der gefilterten Szenen vorgenommen wurde, gliederte sich in drei Schritte. Im ersten Schritt wurde eine Zählung der Ship Tracks in Abhängigkeit vom Breitengrad, Ozean und Jahreszeit vorgenommen. Die Zählung zeigte, dass die höchste Anzahl von Ship Tracks im Pazifik und zwischen 40 und 60° N vorkommen. Betrachtet man die Verteilung über das Jahr, so tritt das Maximum der Ship-Track-Beobachtung von Mai bis September auf.

Im zweiten Schritt wurden die jeweiligen Ship-Track-Flächen eingebunden, da sich die Größen der Ship Tracks signifikant unterscheiden. Die Bedeckungsgrad-Analyse der Ship Tracks zeigt, dass im nördlichen Pazifik der jährliche Bedeckungsgrad bis zu 0.2% betragen kann, wobei das Maximum in den Sommermonaten bei über 0.5% liegt. Während im nördlichen Atlantik das Jahresmittel der Bedeckung eher gering ausfällt, zeigt sich für ein kleines, aber konzentriertes Gebiet im Südatlantik, westlich von Afrika, ebenfalls ein jährlicher Bedeckungsgrad von über 0.1%, wobei das Maximum hier aber mehr im NH-Herbst angesiedelt ist. Für die restliche Südhemisphäre sind die Bedeckungsgrade zu vernachlässigen.

Die Analyse der Satellitenbilder zeigte, dass es wichtig ist, die verschiedenen Arten und Variationen von Ship Tracks in den Satellitendaten im Bezug auf den Strahlungstransfer individuell zu betrachten. Aus diesem Grund wurden im dritten Schritt zusätzlich die einzelnen individuellen Eigenschaften auf den Strahlungstransfer einbezogen, um den Effekt auf den lokalen und globalen Strahlungshaushalt zu berechnen. Die Analyse der erhöhten Rückstreuung von Ship Tracks im Vergleich zu Umgebung zeigt hier eine starke Variation von 0 bis 100  $\text{Wm}^{-2}$ . Eine Berechnung des Einflusses auf den jährlichen Energiehaushalt brachte für lokale Gebiete an der Westküste von Nordamerika einen Strahlungsantrieb von  $-50 \text{ mWm}^{-2}$ . Der Strahlungsantrieb im globalen Mittel fällt aufgrund der starken lokalen Konzentrationen jedoch gering aus und lässt sich mit  $-0.4$  bis  $-0.6 \text{ mWm}^{-2}$  angeben. Dieser negative globale Strahlungsantrieb durch Ship Tracks liegt damit weit unter anderen Faktoren anthropogener Effekte. Zum Vergleich: der gegenläufige positiven Strahlungsantrieb durch Treibhausgase liegt global gesehen bei etwa  $+2.5 \text{ Wm}^{-2}$  und auch der vergleichsweise geringe Effekt durch Contrails, also Wolkenkondensationsstreifen am Himmel durch Flugzeuge, beläuft sich auf  $+10 \text{ mWm}^{-2}$  (Sausen et al., 2005). Es ist jedoch zu beachten, dass sich der Einfluss von Ship Tracks durch starke lokale und saisonale Variationen bemerkbar macht. Die hohen Energieverluste von bis  $200 \text{ mWm}^{-2}$  im NH-Sommer erzeugen für die Nordhemisphäre im Mittel einen Strahlungsantrieb von  $-1.6 \text{ mWm}^{-2}$ . Dieser Effekt ist damit um den Faktor 4 höher als das globale Jahresmittel.

Im letzten Kapitel der Auswertung (Kapitel 4.3) wurde eine globale Analyse der Wolkenparameter für die tiefen maritime Wolken vorgenommen, die aufgrund der Vorfiltrierung im zweiten Auswertekapitel (Kapitel 4.2) vorhanden waren. Der Sinn der Analyse war, über den Datensatz der TGS-Wolken Indizien für einen weiteren indirekten Aerosoleffekt durch Schiffsemissionen zu finden, der in Satellitendaten beobachtet werden

kann.

Die globale Korrelation von Wolkenparametern und Schiffsverkehr fällt dabei gering aus, da weitere Effekte wie natürliche Variation und kontinentaler Einfluss diese Analyse beeinflussen. Jedoch zeigte eine Einteilung der Gebiete in gering, mittlere und hohe Schiffsdichten, dass sich die Verteilung der optischen Parameter mit zunehmender Schiffsdichte verschiebt: so weist der effektive Radius eine Verringerung auf, während die optische Dicke, die Tropfenkonzentration und auch der Flüssigwassergehalt sich zu höheren Werten verschieben. Durch eine schrittweise Entfernung von der Küste wurde versucht, den Einfluss von kontinentalem Aerosol und anderer anthropogener Effekte auf die tiefen maritimen Wolken zu minimieren. Dabei zeigte sich, dass die Veränderung der Wolkenparameter mit zunehmendem Schiffsverkehr sowohl für 5°, als auch für 10°- und 20°-Entfernung von der kontinentalen Küste nachgewiesen werden können. Die Ergebnisse aus den Satellitendaten belegen also den möglichen Einfluss auf Wolken durch Schiffsemissionen über das Phänomen Ship Track hinaus.

Eine Bestimmung des Strahlungsverlustes mit einem imaginären konstanten Sonnenzenitwinkel von 60° zeigte, dass sich diese Wolkenveränderungen auch deutlich im Strahlungstransfer widerspiegeln. Gebiete mit hoher Schiffsdichte weisen eine erhöhte Rückstreuung auf, die im Bereich von bis 10% im Vergleich zum Mittel liegt. Unter Einbeziehung des Bedeckungsgrades zeigen sich resultierende Energieverluste bis zu 30%. Da die Entfernung von der Küste aber nur kontinentale Einflüsse minimiert und natürliche Faktoren nicht mit einbezieht, kann dieser Effekt nicht als „Radiative Forcing“ gewertet werden.

Zuletzt wurden verschiedene Regionen mit verschiedenen Ship-Track-Bedeckungsgraden bzw. Schiffsdichten betrachtet. Die Vergleiche weisen zeigen verringerte effektive Radien und erhöhte optische Dicken in Regionen mit erhöhtem Schiffsaufkommen. In Bezug auf die Ship Tracks zeigen sich zusätzlich Anzeichen, dass manche Regionen unterschiedlich auf Schiffsemissionen zu reagieren scheinen: Die Ostküste Asiens zeigt eine vergleichsweise hohe Veränderung der gemittelten optischen Parameter bei erhöhtem Schiffsaufkommen. Dagegen weist diese Region vergleichsweise niedrige Ship-Track-Bedeckungsgrade auf. Zum Vergleich fallen an der Westküste Nordamerikas hingegen die nachhaltigen Einflüsse im Jahresmittel geringer aus, das Aufkommen von Ship Tracks ist dagegen hoch. Diese Annahme muss jedoch mit einem größeren Datensatz unter Berücksichtigung von möglichen meteorologischen oder treibstofftechnischen Einflüssen verifiziert werden.

Zusammengefasst konnte über diese Arbeit der der geringe globale Einfluss von Ship Tracks auf die Strahlungsbilanz der Erde gezeigt werden, aber auch belegt werden, dass der Effekt in bestimmten Regionen eine wichtige Rolle spielt. Zusätzlich war es möglich zu zeigen, dass eine größerer indirekter Aerosoleffekt durch Schiffsemissionen in Satellitendaten nachgewiesen werden kann und dass es durch die Satellitenanalyse ebenfalls möglich ist, lokale Variationen dieser Effekte zu erfassen.

## 5.2 Anwendungen der Ship Track- und Wolken-Analyse

**Beobachtung der Veränderung der Ship-Track-Dichte** Die Analyse hat gezeigt, dass der offensichtliche indirekte Effekt aufgrund von Schiffsemissionen, die sog. Ship Tracks zwar durchaus Einfluss auf das lokale Energiebudget der Atmosphäre haben, aber global eine eher geringe Rolle spielen.

Dabei fällt aber auch auf, dass in einigen Gebieten noch hohes Potential für die Entwicklung von Ship Tracks vorhanden ist. Gebiete wie die Westküste von Südamerika weisen einen hohem Bedeckungsgrad von tiefen maritimen Wolken auf, aber vergleichsweise niedrige Schiffsdichten. Erhöhter Schiffsverkehr in dieser Region würde eine erhöhte Ship-Track-Dichte zur Folge haben. Dies lokale Beeinflussung des Energiebudgets könnte lokale Effekte in den labilen meteorologischen Verhältnissen dieser Gegend haben. Daher muss die langfristige Entwicklung der Ship Tracks hier genauer verfolgt werden.

Aber auch in Gebieten, in denen bereits hohe Bedeckungsgrade von Ship Tracks auftreten, ist eine Beobachtung nötig. Eine Verschiebung des Schiffsverkehrs hin zu den Gebieten mit höheren Bedeckungsgraden der tiefen maritimen Wolken aufgrund der Veränderung von Schiffsrouten oder auch eine Verschiebung der Bedeckungsgrade zu anderen Gebieten hat Auswirkungen auf die Wahrscheinlichkeit der Entwicklung von Ship Tracks. Dies kann den lokalen Strahlungshaushalt beeinflussen. Die Beobachtung dieser Gebiete mit Ship Tracks ist daher nötig, um mögliche lokale Trends im Strahlungsbudget erkennen zu können, und evtl. auf Veränderungen reagieren zu können. Zusätzlich können die gewonnen Erkenntnisse aufgrund der Beobachtung dieser Gebiete genutzt werden, um sie auf Regionen mit momentan weniger Ship Tracks, wie die oben erwähnte Westküste Südamerikas, übertragen zu können, falls sich dort der Schiffsverkehr erhöht.

**Beobachtung zur Überprüfung von Reglementierungen** Ship Tracks sind durch visuelle Erkennung einfach beobachtbar und teilweise auch über objektive Parameter filterbar, wie die Arbeit zeigte. Sie könnten dadurch helfen, die angesprochenen SEC-Areas zu kontrollieren. Über die Beobachtung der tiefen Wolken in diesen Gebieten mit Satellitendaten hätte man die Möglichkeit, Schiffe aufzuspüren, die sich nicht an die Reglementierung halten, da hier eine Entwicklung von Ship Tracks wahrscheinlicher ist. Es konnte gezeigt werden, dass es zumindest ansatzweise möglich ist, durch geeignete Kanalkombination des Satelliteninstrumentes, Ship Tracks aus einem Satellitenbild zu filtern. Zwar ist eine quantitative Analyse aufgrund der hohen Variation schwierig, aber es kann als qualitativer Fehlerindikator dienen. Durch Kombination aus hochauflösendem polaren Satellitenorbit, evtl. geostationären Satelliten und Positionsanalyse der Schiffsfahrtsdaten könnten Schiffe aufgespürt werden, die Ship Tracks verursachen und daher einen möglichen hohem Schwefelgehalt aufweisen. Die Analyse kann zwar keine Aussage über den quantitativen Schwefelgehalt des Treibstoffs machen, da die Variablen in der Ship-Track-Bildung zu viele sind. Sie kann aber helfen, verdächtige Schiffe auszusortieren und somit die Anzahl der zu überprüfenden Schiffe durch Vorauswahl zu reduzieren und die Kosten der Überprüfungen zu senken. Somit können Ship Tracks als Indikator für das Nicht-Einhalten von Regulierungen herangezogen werden.

Die Beobachtung der Gebiete, die Regulierungen unterliegen, ist auch im Bezug auf die

Wolkenparameter sinnvoll. Die Erkenntnisse aus dem dritten Abschnitt der Auswertung zeigten, dass über Satellitendaten Veränderungen der Wolkenparameter durch Schiffsemissionen beobachtet werden könnten. Wenn Regulierungen in bestimmten Regionen in Kraft treten, kann überprüft werden, ob eine schrittweise Reduzierung von Schwefelemissionen im Schiffsverkehr, sich in den Satellitenbeobachtungen der Wolkenparameter widerspiegelt. Veränderungen in Partikel- und Schwefelemissionen können sich schon nach wenigen Wochen in den Satellitendaten tiefer Wolken bemerkbar machen und dies kann sich drastisch auf den Strahlungshaushalt auswirken. Durch Beobachtung der Veränderungen in Gebieten, in denen Regulierungen getroffen wurden, kann diese Art der Veränderung beobachtet werden. Diese Veränderungen können zum einen auf zukünftige andere SEC-Areas übertragen werden, zum anderen können mögliche plötzliche lokalen Veränderungen des Strahlungshaushalts untersucht werden, um ihre möglichen Auswirkungen auf lokale maritime und meteorologische Verhältnisse zu analysieren.

**Ship Track-Beobachtung zur Überprüfung des Einflusses auf Küstenregionen** Die vorliegende Arbeit hat die potentiell wichtigsten Gebiete für Ship Tracks gezeigt. Die hohen Schwefelemissionen können Auswirkungen auf die kontinentale Biosphäre haben, denn wie die Analyse zeigt, sind die meisten Ship Track-Gebiete relativ nahe an Küstenregionen und dies kann einen hohen Schwefelgehalt in den Niederschlägen der kontinentalen Randgebiete zur Folge haben. Durch die Analyse der Windfelder und Niederschlagsdaten in diesen Regionen können die potentiellen Gebiete für verschmutzten Niederschlag untersucht werden. Zusätzlich sind Ship Tracks in diesen Gebieten ein leicht zu beobachtbares Phänomen, das über mehrere Stunden visuell verfolgt werden kann, wenn geeignete Satelliteninstrumente vorhanden sind. Damit kann zusätzlich die Beobachtung von Ship Tracks oder ähnlicher Wolkenveränderungen in diesen Gebieten genutzt werden, um die Windfelder und Luftbewegungen zu verifizieren. Eine zeitlich gut aufgelöste Beobachtung von Ship-Track-Bewegungen und die Einbeziehung von Windfeldern und Niederschlagsaufzeichnungen in den küstennahen Gebieten würde helfen, die genauen Gebiete zu erfassen, welche negativen Auswirkungen unterliegen. Dadurch könnten nötige Reglementierungen zum Küstenschutz über die Satellitenmessungen untermauert werden.

## 5.3 Weiterführende Analysen

Diese Arbeit gibt zwar erste Zahlen über den vom Satelliten beobachtbaren indirekten Aerosoleffekt durch Schiffsemissionen, vor allem die Ship Tracks. Allerdings bleiben noch Fragen offen.

Die Studie zeigt zwar, dass Ship Tracks nur lokale Effekte auf den Energiehaushalt der Atmosphäre haben und der globale Effekt gering ist. Da es sich nur um ein Jahr an Daten handelt, die untersucht wurden, ist die Signifikanz der Zahlen dieser Analyse gering. Trend-Analysen des Auftretens von Ship Tracks sind aber wichtig, um die Korrelation zwischen Zunahme der Schiffsdichte in den letzten Jahren und dem Auftreten von Ship Tracks analysieren zu können.

Außerdem wurde der starke lokale Effekt der Ship Tracks auf die Strahlung zwar ge-

zeigt, die möglichen Effekte auf lokale Meteorologie und die Ozeanströmung oder -biologie wurden aber nicht näher analysiert. Vor allem wurde der Einfluss auf den Niederschlag nicht weiter untersucht, weil dies im Moment über Satellitendaten im passiven Modus oder polaren Orbit nur unzureichend möglich ist. Für die im vorherigen Kapitel genannten möglichen Anwendungen muss die Ship-Track-Beobachtung auf weitere passende Satellitensysteme ausgedehnt werden, bzw, die Systeme müssen kombiniert werden, um eine möglichst gute Abdeckung in Zeit und Gebiet zu erhalten. Die Analyse der Ship Tracks über geostationäre Satelliten muss daher weiter ausgebaut werden und Möglichkeiten der Kombination mit Windfeldern und Niederschlagsdaten müssen getestet werden, um die oben bereits angesprochene Analyse des Einflusses von Küstenregionen zu beobachten. Zusätzlich würde eine Kopplung mit aktuellen Schiffsdaten oder radargestützten Beobachtungen helfen, die Falscherkennungsrate in der automatischen Beobachtung von Ship Tracks drastisch zu reduzieren, wodurch die oben angesprochene Vorfilterung in den SEC-Areas zu Einhaltung der Regulierungen verwirklicht werden könnte.

Der wohl wichtigste Faktor ist jedoch der in Kapitel 4.3 gezeigte „zusätzliche indirekte Effekt“ über Ship Tracks hinaus. Es wurden zwar Indikatoren gefunden, die auf weitere Einflussnahme über die Ship Tracks hinaus deutet, aber diese Erscheinungen müssen genauer analysiert werden, um möglichst gut weitere mögliche Elemente, wie z.B. die natürliche Fluktuation des Aerosols aus diesen Daten zu eliminieren. Dazu ist ein größerer Datensatz nötig, vor allem, um zu ermitteln, ob Auswirkungen dieses Effektes über die vorgefilterten tiefen Wolken hinaus gezeigt werden können. Langzeitstudien können helfen, diesen indirekten Effekt mit Satellitendaten zu quantifizieren. Aber nicht nur Satellitendaten sind geeignet, um diesen Effekt näher zu quantifizieren. So zeigt sich in (Feingold et al., 2003), dass der indirekte Effekt auch vom Boden aus zu messen ist. Die Synergie aus Bodenmessungen, Modellierung und Satellitenanalyse ist also von Vorteil, um die Diskrepanz der Resultate im indirekten Aerosoleffekt zu verringern.

Dabei sollte beachtet werden, dass die vorliegende Analyse zeigte, dass Regionen mit verschiedenem Ship-Track-Aufkommen unterschiedliche weitere Auswirkungen des indirekten Aerosoleffektes zu haben scheinen. Die Untersuchung möglicher unterschiedlicher Verhaltensmuster, vor allem das Gebiet des Pazifischen Ozeans, sowohl an Westküste, als auch an Ostküste, muss daher genauer untersucht werden, denn der Grund für die regionalen Diskrepanzen könnte helfen, den indirekten Aerosoleffekt besser zu verstehen.

Die hier vorliegenden Ergebnisse sind also ein erster Schritt. Dennoch sind noch weitere Schritte nötig, um den Effekt von Ship Tracks und die möglichen weiteren Auswirkungen von Schiffsemissionen auf Wolken mit Satellitendaten ausreichend quantifiziert zu können.

# A Anhang

## A.1 Programme und Instrumente

Das folgende Kapitel dient zur Übersicht über die verwendeten Satelliteninstrumente und die genutzten Algorithmen zur Bestimmung der optischen Parameter einer Wolke.

### A.1.1 Satelliten-Instrumente

#### MODIS

Das *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* wurde von der NASA entwickelt. Es ist ein Gerät mit hoher Gebietsauflösung und besitzt zusätzlich eine gute Abdeckung des sichtbaren und infraroten Spektralbereichs. Die NASA nutzt dieses Gerät auf zwei ihrer sog. EOS-Satelliten (Earth Observation System, King et al. (1995)), auf den Satelliten *Terra* und auf *Aqua*. Terra startete dabei im Dezember 1999 und bildet die Vorhut des EOS-Projektes, im Mai 2002 startete Aqua. Beide sind polumlaufende Satelliten in einer Höhe von ca. 700 km, wobei Aqua ein Gebiet ca. 16 Stunden später als Terra überfliegt. Die Bahnen sind nicht synchron, da Terra einen descending Orbit hat mit einem Äquatorüberflug um 10:30 Ortszeit und Aqua eine ascending Orbit mit Äquatorüberflug um 13:30 Ortszeit. Daher unterscheiden sich aber die Ausschnitte in den Daten der Geräte.

Die hohe spektrale Abdeckungsrate von MODIS zeigt sich an der Anzahl der Kanäle: Das Gerät besitzt 36 Kanäle vom sichtbaren bis in den thermischen Bereich, wie Tabelle A.1 und Bild A.1 zeigen. Es deckt sowohl Boden-, als auch Ozeanfarben-, Wolken- und Wasserdampfbeobachtung ab. Die Kanäle sind über das gesamte Spektrum von 600 bis 15000 nm verteilt. Je nach Lage dienen die Kanäle dabei zur Bestimmung von Aerosolgehalt, Landnutzung, Wasserdampf, Temperatur oder Oberflächenbeschaffenheit.

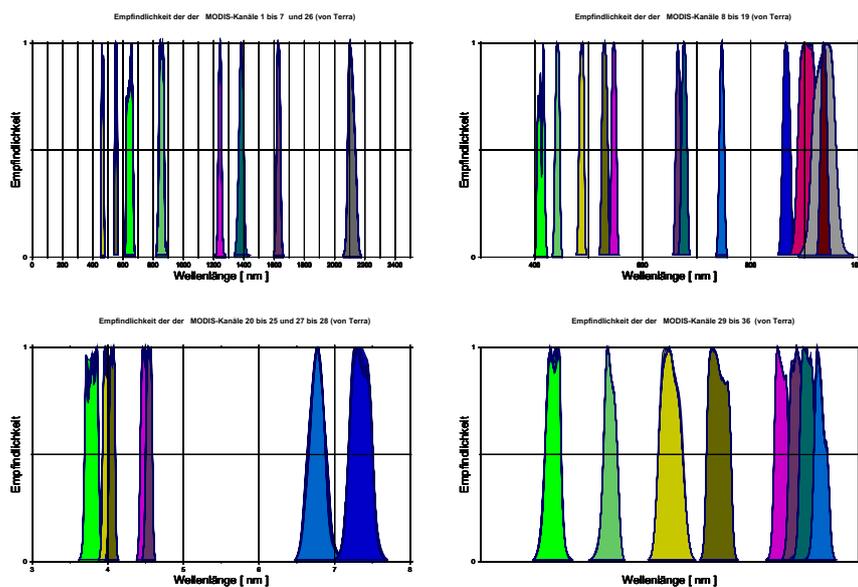
Die Auflösung ist für die Kanäle unterschiedlich:

- Kanal 1 - 2: 250 m
- Kanal 3 - 7: 500 m
- Kanal 8 - 36 : 1 km

Wobei die Kanäle 1-7 aber im normalen Datensatz auf 1 km Auflösung reduziert werden. Die Breite der Scans ist 2330 km, die Qualität und Auflösung leidet am Rand aber stark durch die Verzerrung. Durch die große Scanbreite ergibt sich aber für jedes Instrument eine Repetitionsrate von ca. 2 Tagen, da zwei identische Instrumente im Orbit kreisen, kann der Datensatz mit dem jeweils anderen Satelliten „aufgestockt“ werden, zumindest seit Dezember 2002, und die Repetitionsrate auf einen Tag reduziert werden.

Kanal	Bandbreite (nm)	Nutzung
1	620 - 670	Land, Wolken, Aerosol
2	841 - 876	
3	459 - 479	
4	545 - 565	
5	1230 - 1250	
6	1628 - 1652	
7	2105 - 2155	
8	405 - 420	Ozeanfarbe, Biochemie
9	438 - 448	
10	483 - 493	
11	526 - 536	
12	546 - 556	
13	662 - 672	
14	673 - 683	
15	743 - 753	
16	862 - 877	
17	890 - 920	Wasserdampf
18	931 - 941	
19	915 - 965	
Kanal	Bandbreite ( $\mu m$ )	
20	3.660 - 3.840	Wolken temperatur
21	3.929 - 3.989	
22	3.929 - 3.989	
23	4.020 - 4.080	
24	4.433 - 4.498	Atmosphärentemp.
25	4.482 - 4.549	
26	1.360 - 1.390	Cirren und Wasserdampf
27	6.535 - 6.895	
28	7.175 - 7.475	
29	8.400 - 8.700	Wolken
30	9.580 - 9.880	Ozon
31	10.780 - 11.280	Wolken temp.
32	11.770 - 12.270	
33	13.185 - 13.485	Wolkenhöhe
34	13.485 - 13.785	
35	13.785 - 14.085	
36	14.085 - 14.385	
Band 1 bis 19 in nm		
Band 20 bis 36 in $\mu m$		

**Tabelle A.1:** Die spektralen Kanäle von MODIS und Untersuchungsmöglichkeiten.



**Abb. A.1:** Empfindlichkeitskurven der MODIS-Kanäle, erstes Bild: Kanal 1-7, zweites Bild: Kanal 8-19, drittes Bild: Kanal 20-28, viertes Bild: Kanal 29-36.

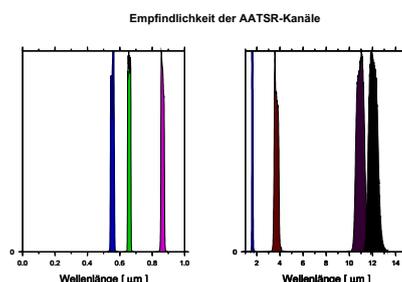
Aufgrund der hohen Abdeckung besitzt es auch die entsprechenden Kanäle, um Ship Tracks in Wolken zu erkennen: Es besitzt Kanäle im sichtbaren Spektralbereich, um Wolken zu klassifizieren, Kanäle im nahen Infrarot, um Wolkenveränderungen zu erkennen und Kanäle in den thermischen Fenstern, um die Temperatur und damit die Höhe zu ermitteln. Die Daten der beiden Instrumente werden dabei von der NASA archiviert, ohne eine Einschränkung des Datenvolumens. Es ist somit eine globale kontinuierliche Zeitreihe seit Inbetriebnahme der Geräte vorhanden.

## AATSR

AATSR steht für *Advanced Along Track Scanning Radiometer* (Llewellyn-Jones et al., 2001). Das eigentliche Einsatzgebiet ist die Vermessung der Ozeanreflexion, der Ozeanoberflächentemperatur und der Landflächen-Vegetation. Das AATSR ist Teil des europäischen Satelliten *Envisat*, der seit März 2002 in einem polaren sonnen-synchronen Orbit in 800 km Höhe über der Erde schwebt. AATSR ist die „3. Generation“ des ATSR-Instrumentes, da auf den Satelliten ERS-1 und ERS-2 die Geräte ATSR-1 und ATSR-2 fliegen, ATSR-1 besitzt aber noch keine Kanäle im Bereich unter  $1.6 \mu\text{m}$ . Die Auflösung ist 1 km, die Scan-Breite ist 512 Pixel, also ca. 512 km. Aufgrund der schmalen Scan-Breite ist die Repetitionrate für ein Gebiet nur ca. alle 3 Tage. Das AATSR hat noch eine Besonderheit: es misst sowohl im Nadir nach unten, als auch bis ca.  $50^\circ$  Grad Winkel nach vorne, womit mehr Informationen über die Atmosphäre und ihre Schichtung bestimmbar sind. Eine interessante Eigenschaft, die bei dieser Analyse aber nicht genutzt werden konnte.

Nummer	Zentrale Wellenlänge ( $\mu m$ )	Halbwertsbreite ( $\mu m$ )
1	0.56	0.02
2	0.66	0.02
3	0.87	0.02
4	1.6	0.30
5	3.7	0.30
6	10.7	1.00
7	12	1.00

**Tabelle A.2:** Kanäle des AATSR inklusive der Halbwertsbreiten der spektralen Empfindlichkeit.



**Abb. A.2:** Empfindlichkeitskurven der AATSR-Kanäle im Spektralbereich bis  $1\mu m$  (links) und von  $1$  bis  $15\mu m$  (rechts).

Was die Beobachtung der Ship Tracks betrifft, so ist das Gerät mit genügend Kanälen ausgestattet, um eine Wolkenanalyse vorzunehmen. Im sichtbaren Spektralbereich besitzt das Gerät drei Kanäle, wie in Tabelle A.2 und Abb. A.2 zu sehen ist. Die sichtbare Erkennung von Wolken ist also möglich. Außerdem besitzt es noch zwei Kanäle im nahen Infrarot, wodurch Veränderungen der Wolkenparameter erkennbar sind und zusätzlich zwei Kanäle in den thermischen atmosphärischen Fenstern, um die Temperatur und damit die Höhe bestimmen zu können. Ebenfalls hat sich herausgestellt, dass über die Kanäle von AATSR eine Ableitung der Schneekorngrößen möglich ist (Kokhanovsky und Schreier, 2008). Der Vergleich von AATSR mit verschiedenen parallel messenden Instrumenten auf Envisat zeigt, dass die gemessenen Reflektanzen eine gute Kalibrierung aufweisen (Kokhanovsky et al., 2008).

Die Daten werden von der ESA (European Space Agency) global archiviert und sind unter bestimmten Voraussetzungen bestellbar. Es ist somit eine globale Zeitreihe seit der Inbetriebnahme des Gerätes vorhanden.

### A.1.2 Wolkenparameterbestimmung mit SACURA

SACURA steht für *Semi-Analytical CloUd Retrieval Algorithm* und dient zur Bestimmung der optischen Parameter einer Wolke. Dabei werden sowohl effektiver Radius  $r_{eff}$ ,

als auch die optische Dicke  $\tau_c$  bzw. der Flüssigwassergehalt *LWP* aufgrund von Näherungen bestimmt.

Das Prinzip von SACURA beruht auf einem semi-analytischen Ansatz, der von Alexander Kokhanovsky (IUP Bremen) entwickelt wurde. Die Beschreibung der Strahlungseigenschaften von Wolken werden dabei durch die Formeln aus Kokhanovsky et al. (2003); Kokhanovsky (2004a); van de Hulst (1946) beschrieben. Es werden eine Reihe von Annahmen getroffen, um die Rückstreuung einer Wolke zu beschreiben. Im folgenden werden diese Näherungen beschrieben, ab Abschnitt **“Optische Charakteristika im sichtbaren Bereich“** wird näher auf die Bestimmung der optischen Parameter eingegangen.

## Näherungen in SACURA

**Tropfengrößenverteilung in Wolken** Der erste Schritt in der Näherung ist, die Tropfenverteilung in der Wolke als monodisperse Verteilung zu beschreiben. Dabei wird die Verteilung der Tröpfchengröße aufgrund Deirmendjian (1969) genutzt:

$$f(r) = \frac{\eta^{\eta+1}}{\Gamma(\eta+1)r_0^{\eta+1}} r^\eta \exp\left(-\eta \frac{r}{r_0}\right) \quad (\text{A.1})$$

Wobei  $\Gamma$  die Gamma-Funktion ist. Aufgrund der Eigenschaft der Gamma-Funktion, lassen sich das mittlere Volumen  $\langle V \rangle$  und die Oberfläche  $\langle S \rangle$  wie folgt beschreiben:

$$\langle V \rangle = \frac{\Gamma(\eta+4)}{\eta^3 \Gamma(\eta+1)} v_0 \quad \text{mit} \quad v_0 = \frac{4\pi r_0^3}{3} \quad (\text{A.2})$$

$$\langle S \rangle = \frac{\Gamma(\eta+3)}{\eta^2 \Gamma(\eta+1)} s_0 \quad \text{mit} \quad s_0 = 4\pi r_0^2 \quad (\text{A.3})$$

sie sind damit nur abhängig von  $r_0$  und  $\eta$ .

**Der effektive Radius** Über die oben definierte Verteilungsfunktion reduziert sich die Bestimmung des effektiven Radius zu:

$$r_{eff} = r_0 \left(1 + \frac{3}{\eta}\right) = \frac{3\langle V \rangle}{\langle S \rangle} \quad (\text{A.4})$$

**Der Extinktionskoeffizient** Durch die Verteilungsfunktion lässt sich auch die Extinktion annähern. Die Wirkungsquerschnitt der Extinktion (Kapitel 2.3.4) für einen Wassertropfen kann im sichtbaren Spektralbereich wie folgt approximiert werden:

$$C_{ext} = \frac{S}{2} \quad (\text{A.5})$$

der Extinktionskoeffizient für  $N$  Tropfen ergibt sich damit zu:

$$b_{ext} = \frac{N\langle S \rangle}{2} \quad (\text{A.6})$$

## A Anhang

zusammen mit der Volumen-Konzentration der Tropfen  $C_v$  und der sich damit ergebenden Gleichung  $N = C_v/\langle V \rangle$ , und über die Tatsache, dass der Flüssigwassergehalt  $C_w$  durch  $C_w = C_v \cdot \rho_w$  bestimmbar ist, ergibt sich:

$$b_{ext} = \frac{3C_w}{2\rho_w r_{eff}} = C_w \cdot b_{ext}^* \quad (\text{A.7})$$

wobei  $\rho_w$  die Dichte des Wassers ist ( $1\text{g}/\text{cm}^3$ ) und  $C_w$  der Flüssigwassergehalt in  $\text{g}/\text{m}^3$ .

Die Gleichung A.7 zeigt, dass die Extinktion näherungsweise nicht von der Wellenlänge abhängig ist, sondern nur von dem Flüssigwassergehalt und dem Tropfenradius.

Gleichung A.7 gilt für das sichtbare Spektrum, für das Nahe Infrarot (bis ca.  $1.8\ \mu\text{m}$ ) lässt sich die Extinktion noch annähern:

$$b_{ext} = b_{ext}^* \cdot C_w = \frac{3C_w}{2\rho_w r_{eff}} \left[ 1 + \frac{v_k}{(kr_{eff})^{2/3}} \right] \quad \text{mit} \quad k = \frac{2\pi}{\lambda}; v_k \approx 1.1 \quad (\text{A.8})$$

$v_k$  ist ein Wert, der von der Partikelverteilung abhängig ist, kann aber mit 1.1 angenähert werden.

**Absorptionskoeffizient** Nützt man den Refraktionsindex  $m_{ref}$ , kann ebenso der Absorptionskoeffizient wie folgt angenähert werden:

$$b_{abs} = B(n_s) \frac{4\pi k_a}{\lambda} N \langle V \rangle \quad (\text{A.9})$$

$$= B(n) \frac{4\pi k_a}{\lambda} C_v \quad (\text{A.10})$$

$$= B(n) \frac{4\pi k_a}{\lambda \rho_w} C_w \quad (\text{A.11})$$

$$\text{mit} \quad B(n) \approx 5/3 \quad (\text{A.12})$$

der Faktor  $B(n)$  ist für  $\lambda < 1.8\ \mu\text{m}$  relativ unabhängig von der Wellenlänge und kann mit  $5/3$  angenähert werden.

Im Bereich oberhalb von  $1.6\ \mu\text{m}$  herrscht stärkere Absorption. Hier kann Gleichung A.9 genähert werden durch:

$$b_{abs} = B(n) \frac{4\pi k_a}{\lambda} C_v \left[ 1 - \frac{4\pi k_a}{\lambda} r_{eff} \right] \quad (\text{A.13})$$

**Der Flüssigwasserpfad** Der Flüssigwasserpfad  $LWP$  beschreibt den Gesamtwassergehalt in einer Wolkensäule von oben bis unten, also in  $\text{gm}^{-2}$ . Mittels des Extinktionskoeffizienten aus Gleichung A.7 lässt er sich über die wolken-optische Dicke  $\tau_c$  beschreiben: durch:

$$LWP = \frac{\tau_c}{b_{ext}} \quad (\text{A.14})$$

**Phasenfunktion** Die Phasenfunktion, die in Gleichung 2.11 beschrieben wurde, kann approximiert werden über Legendre-Polynome :

$$P(\theta) = \sum_{s=0}^{\infty} a_s \mathcal{P}_s(\cos \theta) \quad (\text{A.15})$$

Eine Möglichkeit dabei ist z.B. durch die Heney-Greenstein-Approximation (Marshak und Davis, 2005):

$$P(\theta_k) = \sum_{l=0}^{\infty} (2l+1) g_{as}^l \mathcal{P}_l(\cos \theta_k) \quad (\text{A.16})$$

**Asymmetrie-Parameter** Ein wichtiger Parameter, der z.B. für die Heney-Greenstein-Approximation benötigt wird, ist der sog. Asymmetrie-Parameter  $g_{as}$ . Er beschreibt das Verhältnis von zurückgestreuter Strahlung und nach vorne gestreuter Strahlung aufgrund der Mie-Streuung an einem Partikel. Dass dieses Verhältnis nicht gleich ist, wurde in Bild 2.8 deutlich. Er kann im sichtbaren Bereich angenähert werden durch:

$$g_{as} = g_{as0} - \frac{C_g}{x_{eff}^{2/3}} \quad \text{mit} \quad C_g \approx 0.5 ; x_{eff} = kr_{eff} \quad (\text{A.17})$$

$C_g$  ist dabei eine Faktor der abhängig ist von der Form des Körpers. Für einen Wassertropfen ist der Wert 0.5 und im sichtbaren Wellenlängenbereich relativ unabhängig von der Wellenlänge. Des weiteren ist  $g_{as0}$  der Asymmetrieparameter für ( $x_{eff} \rightarrow \infty$ ) und nur abhängig vom Refraktionsindex. Er lässt sich angeben mit  $g_{as0} \approx 0.8843$

Die bis jetzt aufgezählten Näherungen können nun genutzt werden, um über die gemessene Rückstreuung im sichtbaren Spetralbereich und nahem Infrarot eine Aussage über die Wolkenparameter zu machen. Dazu betrachtet man das unterschiedliche Verhalten der Rückstreuung.

**Optische Charakteristika im sichtbaren Bereich** Nachdem die Tropfenverteilung und einige Näherungen definiert wurden, wird nun die Reflexion einer Wolke vom Weltraum aus betrachtet. Die Reflexions-Funktion einer Wolke kann für die Beobachtung mit einem Satelliten über das empfangene Licht und die Reflexion einer Lambertschen Oberfläche, bzw. das emittierte Licht von der Sonne wie folgt definiert werden:

$$R(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}) = \frac{I(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}) \cdot \pi}{I_0 \cdot \cos(\theta_{sun})} \quad (\text{A.18})$$

$\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}$  geben dabei den Sonnenzenitwinkel, den Satellitenzenitwinkel und den relativen Azimut zwischen Sonne und Satellit an.

Betrachtet wird nun eine semi-infinite Wolke, also eine Wolke, die sich zu allen Seiten und nach unten unendlich weit ausdehnt ( $\tau_c \rightarrow \infty$ ) und zwar im sichtbaren Wellenlängenbereich, also einem Bereich, in dem keine Absorption herrscht.

## A Anhang

Mit Hilfe einer bekannten Phasenfunktion, z.B. der Heney-Greenstein-Funktion aus Gleichung A.16, kann die Reflexion  $R_\infty^0$  einer solchen Wolke wie folgt angenähert werden:

$$R_\infty^0(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}) = \frac{1.48 + 7.76 \cdot \cos \theta_{sat} \cos \theta_{sun} + P(\theta_k)}{4(\cos \theta_{sat} + \cos \theta_{sun})} \quad (\text{A.19})$$

$$\text{wobei } \theta_k = \arccos(-\cos \theta_{sat} \cos \theta_{sun} + \sin \theta_{sat} \sin \theta_{sun} \cos \phi_{rel}) \quad (\text{A.20})$$

Aus der Reflexion dieser semi-infiniten Wolke kann nun die Reflexion einer endlichen Wolke mit optischer Dicke  $\tau_c$ , bestimmt werden:

$$R(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}, \tau) = R_\infty^0(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}) - t(\tau_c)K_0(\mu)K_0(\mu_{sun}) \quad (\text{A.21})$$

$$\text{wobei } t = (0.75\tau_c(1 - g_{as}) + \alpha_{app})^{-1} ; \quad \mu = \cos(\theta_{sat}) ; \quad \mu_{sun} = \cos(\theta_{sun}) \quad (\text{A.22})$$

$t$  bezeichnet dabei die globale Transmittanz und  $K(\mu)$  bezeichnet die sog. Ausgleichsfunktion.

Sie lassen sich beschreiben durch:

$$K_0(\mu) = \frac{3}{7}(1 + 2\mu) \quad (\text{A.23})$$

Der Parameter  $\alpha_{app}$  lässt sich beschreiben mittels:

$$\alpha_{app} = 3 \int_0^1 K_0(\mu)\mu^2 d\mu \quad (\text{A.24})$$

Setzt man A.23 in A.24 ein und integriert, so ergibt sich:

$$\alpha_{app} = \frac{15}{14} \approx 1.07 \quad (\text{A.25})$$

Die Genauigkeit für Wolken mit kleinerer optischer Dicke  $\tau_c$  kann noch erhöht werden, wenn folgende Approximation genutzt wird:

$$t^* = t + \tilde{t} = t^* + \frac{4.86 - 13.08\mu\mu_{sun} + 12.76\mu^2\mu_{sun}^2}{\tau_c} \quad (\text{A.26})$$

Die Reflexion des Bodens unter der Wolke, also seine Albedo  $alb_s$  muss aber ebenfalls beachtet werden. Das ergibt einen weiteren Additionsterm unter Beachtung der Transmittanz der Wolke. Es ergibt sich eine Reflexion  $\hat{R}$

$$\hat{R}(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}, \tau_c) = R(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}, \tau_c) + \frac{alb_s T_c(\mu) T_c(\mu_{sun})}{1 - alb_s alb_{sw}} \quad (\text{A.27})$$

$$(\text{A.28})$$

$$\text{wobei } alb_{sw} = 1 - t ; \quad T_c(\mu) = tK_0(\mu) \quad (\text{A.29})$$

$alb_{sw}$  bezeichnet die sog. sphärische Wolken-Albedo und  $T_c(\mu)$  ist die diffuse Transmission der Wolke.

Damit ergibt sich für Gleichung A.21:

$$\hat{R}(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}, \tau) = R_{\infty}^0(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}) - \frac{t(1 - alb_s)}{1 - alb_s(1 - t)} K_0(\mu) K_0(\mu_{sun}) \quad (A.30)$$

Die Reflexionsfunktion im sichtbaren Spektralbereich lässt sich also durch die Reflexion einer semi-infiniten Wolke, der Bodenalbedo, der Transmittanz und der Ausgleichsfunktionen beschreiben.

Das genügt aber nicht zur Bestimmung aller optischen Eigenschaften der Wolke. Es wird auch noch eine Näherung im nahen Infrarot benötigt.

**Optische Charakteristika im Bereich des nahen Infrarot** Für Wellenlängen, in denen Absorption herrscht, gilt Gleichung A.30 nicht. Dennoch kann für schwach absorbierende Wellenlängen folgende Approximation gefunden werden:

$$R_{\infty}(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}) = R_{\infty}^0(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}) \cdot \exp[-y_k(1 - c_k)u(\mu, \mu_{sun}, \phi_{rel})] \quad (A.31)$$

$$\text{wobei } c_k = 0.05 \quad (A.32)$$

$$y_k = 4 \sqrt{\frac{1 - \omega_0}{3(1 - g_{as})}} \quad (A.33)$$

$u(\mu, \mu_{sun}, \phi_{rel})$  ist die Beobachtungsfunktion:

$$u(\mu, \mu_{sun}, \phi_{rel}) = \frac{K_0(\mu) K_0(\mu_{sun})}{R_{\infty}^0(\mu, \mu_{sun}, \phi_{rel})} \quad (A.34)$$

Die Bodenalbedo kann wie folgt miteinbezogen werden:

$$\hat{R}(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}, \tau) = R_{\infty}(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}) - T_c(\mu, \mu_{sun}) \left[ \exp(-x_k - y_k) - \frac{t \cdot alb_s}{1 - alb_s alb_{sw}} \right] \quad (A.35)$$

$$\text{wobei } T_c(\mu, \mu_{sun}) = t K_0 \mu K_0 \mu_{sun} \quad (A.36)$$

$$x_k = \tau \sqrt{(1 - \omega_0)(1 - g_{as})} \quad (A.37)$$

Nun existieren sowohl für den sichtbaren Spektralbereich, als auch für schwach absorbierende Wellenlängen im nahen Infrarot Näherungen für die Reflexionsfunktion. Die Frage ist nun, wie man aus diesen Näherungen die optischen Parameter wie optische Dicke und effektiver Radius bestimmt.

**Bestimmung der optischen Dicke** Betrachtet man Gleichung A.21, so erkennt man, dass sie globale Transmission  $t$  bestimmen lässt über

$$t = \frac{(1 - alb_s)\Lambda}{1 - alb_s(1 + \Lambda)} \quad (\text{A.38})$$

$$\text{wobei } \Lambda = \frac{R_\infty^0(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}) - \hat{R}(\theta_{sun}, \theta_{sat}, \phi_{rel}, \tau)}{K_0(\mu)K_0(\mu_{sun})} \quad (\text{A.39})$$

Die Faktoren, die also bekannt sein müssen, sind

Die Bodenalbedo  $alb_s$ ,

die Einstrahlung von der Sonne  $R_\infty^0$ ,

die vom Satelliten gemessene Reflexion  $\hat{R}$  und

$K_0(\mu)$ , welche berechenbar ist aus A.23.

Damit kann man  $t$  berechnen. Über  $t$  kann die sog. skalierte optische Dicke berechnet werden:

$$\tau^* = \frac{4}{3}(t^{-1} - \alpha) \approx \frac{4}{3}(t^{-1} - 1.07) \quad (\text{A.40})$$

und daraus kann die optische Dicke  $\tau_c$  berechnet werden, wenn ein Asymmetrie-Parameter  $g_{as}$  bekannt ist:

$$\tau = \frac{\tau^*}{1 - g_{as}} \quad (\text{A.41})$$

$g_{as}$  lässt sich über Gleichung A.17 berechnen, aber dazu ist der effektive Radius  $r_{eff}$  nötig. Aber auch der ist bestimmbar.

**Bestimmung des effektiven Radius** Aufgrund von Gleichung A.30 und A.31 bzw. A.35 stehen uns folgende Gleichungen zur Verfügung:

$$\hat{R}_{vis}(r_{eff}, LWP) = R_\infty^0 - \frac{t(r_{eff}, LWP)(1 - alb_{s_{vis}})}{1 - alb_{s_{vis}}(1 - t(r_{eff}, LWP))} K_0(\mu)K_0(\mu_{sun}) \quad (\text{A.42})$$

$$\begin{aligned} \hat{R}_{nir}(r_{eff}, LWP) &= R_\infty^0 \exp(-y_k(r_{eff})(1 - cy_k(r_{eff}))u) \\ &- \left[ \exp(-x_k(r_{eff}, LWP) - y_k(r_{eff})) - \frac{t_{nir}(r_{eff}, LWP)alb_{s_{nir}}}{1 - alb_{s_{nir}}lb_{sw_{nir}}(r_{eff}, LWP)} \right] \\ &\cdot t_{nir}(r_{eff}, LWP)K_0(\mu)K_0(\mu_{sun}) \end{aligned} \quad (\text{A.43})$$

Es wird angenommen, dass die Messungen der Reflexion bekannt sind. Damit erhält man ein System von zwei Gleichungen mit zwei Unbekannten, des Flüssigwasserpfad

*LWP* und dem effektiven Radius  $r_{eff}$ . Dieses System ist also lösbar nach *LWP* und  $r_{eff}$ .

Aber es lässt sich noch mehr vereinfachen. Um zwischen nahem Infrarot und sichtbarem Spektralbereich zu unterscheiden, sei der sichtbare Bereich mit *vis* gekennzeichnet. Aus Gleichung A.40 lässt sich erkennen dass man die optische Dicke  $\tau_{c_{vis}}$  wie folgt schreiben kann:

$$\tau_{c_{vis}} = \frac{4(t_{vis}^{-1}(r_{eff}) - \alpha_{app})}{3(1 - g_{as_{vis}}(r_{eff}))} \quad (\text{A.44})$$

Der Flüssigwasserpfad ist damit von der Transmission im sichtbaren Bereich und der Näherung für die Extinktion im Nahen Infrarot bestimmbar:

$$LWP = \frac{4\rho_w(t_{vis}^{-1}(r_{eff}) - \alpha_{app})}{3b_{ext}^*(\lambda_{vis}, r_{eff})(1 - g_{as_{vis}})} \quad (\text{A.45})$$

Wobei  $b_{ext}^*$  durch A.8 berechnet werden kann und nur von  $r_{eff}$  abhängig ist, genauso wie  $g_{as_{vis}}$  bestimmt werden kann über A.17.

$t^{-1}(r_{eff})$  wiederum ist bestimmbar aus Gleichung A.38. Damit kann man A.45 in Gleichung A.43 einsetzen. Man erhält eine rekursive Methode, über die man  $r_{eff}$  bestimmen kann. Dadurch lässt sich wiederum  $g_{as}$  und daraus die optische Dicke  $\tau_c$  errechnen.

### A.1.3 Strahlungstransferprogramm libRadtran

Die Bibliothek *libRadtran* wurde von Bernhard Mayer und Arve Kylling entwickelt (Mayer und Kylling, 2005). Es ist eine Sammlung von verschiedenen Fortran- und C-Routinen, um den Strahlungstransfer in der Atmosphäre berechnen zu können. Eigentlich war es für die UV-Strahlung entwickelt, es hat aber immer weitere Bibliotheken erhalten und daher hat sich der berechenbare Spektralbereich über das sichtbare Licht bis in die thermisch Infrarotstrahlung erweitert.

**Aufbau des Programms** Die gesamte Darstellung der Programmsammlung würde den Rahmen dieses Kapitels sprengen, daher wird hier nur auf das notwendigste und für die Analyse verwendete eingegangen. Für weitere Informationen wird auf Mayer und Kylling (2005) und Mayer und Kylling (2003) verwiesen.

Das Grund-Programm ist das sog. „uvspec“. Im Prinzip funktioniert das System nach der einfachen Regel

$$uvspec < inputfile > outputfile \quad (\text{A.46})$$

Im Inputfile werden dabei die Art der Berechnung, Daten-Profile und andere optionale Parameter gesetzt.

Zur Berechnung des Strahlungstransfers bietet das Programmpaket sowohl line-by-line-Berechnungen an, also jede Wellenlänge einzeln, als auch die sog. „correlated-k“-Methode. Zweitere ist wesentlich schneller, denn hier wird das Wellenlängenspektrum

in verschiedene Bereiche aufgeteilt und eine gemittelte Transmission für die Bereiche angenommen (Kato et al., 1999). Das vermindert zwar die Genauigkeit, der Fehler ist aber sehr gering und die zeitliche Effektivität wird drastisch erhöht.

Für Atmosphären-Profile und zusätzliche enthaltene absorbierende Medien können eigene Höhenprofile in separaten Daten angegeben werden. Auch das Aerosol kann sowohl durch „Defaultwerte“ angegeben werden, als auch als eigenes atmosphärisches Profil, indem das Datenfile mit dem Profil angegeben wird.

Wasserwolken können in die Berechnung impliziert werden, indem ein weiteres Wolken-Daten-File angegeben wird, in welchem Wassergehalt oder optische Dicke und effektiver Radius angegeben sind. Die Berechnung aufgrund dieser Wolkenparameter erfolgt dann entweder über eine Parametrisation oder über vorgegebene Tabellen, die auf der Mie-Rechnungen beruhen.

Weitere optionale Parameter sind Sonnenzenitwinkel, Satellitenzenitwinkel, zu untersuchende Wellenlänge bzw. Intervall, Tag im Jahr, Boden-Albedo ...

Bei der Ausgabe kann z.B. zwischen direkter und diffuser Einstrahlung oder weiteren Spezifizierungen unterschieden werden.

Was die Lösungsansätze für den Strahlungstransfer angeht, so sind mehrere Möglichkeiten gegeben. Für die Berechnungen der Wolken in dieser Arbeit wurde nur der sog. *disort2*-Solver genutzt, der auf der Diskretisierung der Strahlung und Atmosphäre beruht.

**Der Lösungsansatz von disort2 - Discrete Ordinate Radiative Transfer** *Disort* steht für *Discrete Ordinate Radiative Transfer* und beschreibt die Berechnung des Strahlungstransfers in einer plan-parallelen Atmosphäre mit horizontaler Schichtung. Für eine genaue Beschreibung sei auf (Stamnes et al., 1988), (Marshak und Davis, 2005) oder (Bohren und Clothiaux, 2006) verwiesen, hier sei nur der Ansatz skizziert, für die mathematischen Methoden wird auf den Anhang verwiesen.

Betrachtet wird ein monochromatischer Lichtstrahl der Intensität  $I$ , der aus der Richtung  $(\mu_0, \phi_0)$  kommt und in Richtung  $(\mu, \phi)$  gemessen wird. Verläuft der Weg des Lichtstrahls durch eine plan-parallele Atmosphäre, wird er gestreut, und zwar mehrfach. Zu dieser Streuung kommen Absorption und mögliche Emission innerhalb der Atmosphäre. Folgende Gleichung beschreibt diese Faktoren, die die Intensität des Lichtes verändern:

$$\begin{aligned} \mu \frac{dI(\tau_\lambda, \mu, \phi)}{d\tau_\lambda} &= I(\tau_\lambda, \mu, \phi) \\ &- \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\mu, \phi; \mu', \phi') I(\tau_\lambda, \mu', \phi') d\mu' d\phi' \\ &- \frac{\omega_0}{4\pi} P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0 + \pi) I_0 e^{-\frac{\tau_\lambda}{\mu_0}} \\ &- Q^{thermal} \end{aligned} \tag{A.47}$$

$P(\mu, \phi; \mu', \phi')$  beschreibt dabei die Phasenfunktion der Streuung, also die Streuung in Winkel  $(\mu, \phi)$ , wie z.B. in Gleichung 2.11. Auf der rechten Seite ergeben sich drei Teile: in der ersten Zeile hinter dem Gleichheitszeichen steht die Intensität der Strahlung in Richtung  $(\mu, \phi)$  bei der optische Dicke  $\tau_\lambda$ .

In der zweiten Zeile steht die Streuung von Licht in die Bewegungsrichtung aus allen anderen Richtungen,

der dritte Term beschreibt die Quelle diffuser Strahlung aus der Quellrichtung und

der letzte Term beschreibt die thermische Emission bei Wellenlänge  $\lambda$  und Temperatur  $T$  durch die Planck-Funktion (siehe Kapitel A.5):

$$Q^{thermal} = (1 - \omega_0(\tau_\lambda))B(\lambda, T(\tau_\lambda)) \quad (A.48)$$

Gleichung A.47 enthält eine Menge Integrale. Das Prinzip des *Discrete Ordinate Transfer* ist nun, die Gleichung zu diskretisieren, um sie numerisch berechnen zu können.

Schritt 1 ist beim ersten Term:

Die Abschwächung durch  $\tau_\lambda$  lässt sich im Azimut in einer Fourierreihe beschreiben:

$$I(\tau_\lambda, \mu, \phi) = \sum_{m=0}^M I_m(\tau_\lambda, \mu) \cos(m(\phi_0 - \phi)) \quad (A.49)$$

Schritt 2 ist die Phasenfunktion:

Betrachtet man die Phasenfunktion der Streuung als Funktion des Streuwinkels  $\theta_{streu}$ , liegt sie im Intervall  $[-1; 1]$  und lässt sie sich damit als Legendre-Polynom entwickeln:

$$P(\cos \theta_{streu}) = \sum_{l=0}^N \chi_l \mathcal{P}_l \cos(\theta_{streu}) \quad (A.50)$$

$\chi_l$  sind dabei die Legendre-Koeffizienten und  $\mathcal{P}_l$  die Legendre-Polynome.

Mittels assoziierter Legendre-Funktionen kann man Funktion A.47 dann wie folgt schreiben:

$$\begin{aligned} \mu \frac{dI_m(\tau_\lambda, \mu)}{d\tau_\lambda} &= I_m(\tau_\lambda, \mu) \\ &- \int_{-1}^1 \frac{\omega_0}{2} \sum_{l=m}^{2N-1} (2l+1) \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \\ &\cdot \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \mathcal{P}_l(\mu) \mathcal{P}_l(\tau, \cos \theta_{streu}) d \cos \theta_{streu} \cdot \mathcal{P}_l^m(\mu) \mathcal{P}_l^m(\mu') I_m(\tau, \mu') d\mu' \\ &- \frac{\omega_0 I_0}{4\pi} (2 - \delta_{0m}) \sum_{l=0}^{2N-1} (-1)^{l+m} (2l+1) \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \\ &\cdot \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \mathcal{P}_l(\cos \theta_{streu}) \mathcal{P}_l(\tau, \cos \theta_{streu}) d \cos \theta_{streu} \cdot \mathcal{P}_l^m(\mu) \mathcal{P}_l^m(\mu_0) \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right) \\ &+ \delta_{0m} Q^{thermal} \end{aligned} \quad (A.51)$$

## A Anhang

Nutzt man das Additionstheorem für Kugelfunktionen an Gleichung A.50, sieht das Ganze nur noch halb so schlimm aus. Es ergibt sich:

$$\begin{aligned}
\mu \frac{dI_m(\tau_\lambda, \mu)}{d\tau_\lambda} &= I_m(\tau_\lambda, \mu) \\
&- \frac{\omega_0}{2} \sum_{l=m}^{2N-1} (2l+1)(2-\delta_{0m}) \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \chi_l \mathcal{P}_l^m(\mu) \int_{-1}^1 P_l^m(\mu') I_m(\tau_\lambda, \mu') d\mu' \\
&- I_0 \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right) \frac{\omega_0}{4\pi} \sum_{l=m}^{2N-1} (2l+1)(2-\delta_{0m}) \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \chi_l \mathcal{P}_l^m(\mu) P_l^m(-\mu_0) \\
&+ \delta_{0m} Q^{thermal}
\end{aligned} \tag{A.52}$$

Damit bleibt noch das Integral über den cos des Zenitwinkels. Diese zerlegt man über die Gauss-Quadratur:

$$\int_{-1}^1 f(\mu) d\mu \approx \sum_{j=1}^N w_j f(\mu_j) \tag{A.53}$$

Setzt man jetzt + für Strahlung nach oben und - für Strahlung nach unten, lässt sich der Strahlungstransfer in diskreten Schritten wie folgt beschreiben:

$$\pm \mu_j \frac{dI_m^\pm(\tau, \mu_j)}{d\tau} = I_m^\pm(\tau, \mu_j) - \frac{\omega_0}{2} \sum_{i=1}^N w_i \left[ P_{mij}^{\pm+} I_{mi}^+ + P_{mij}^{\pm-} I_{mi}^- \right] + \mathcal{S}(\pm \mu_j) + Q_j^{thermal} \tag{A.54}$$

$\mathcal{S}$  beschreibt dabei den diskreten Quellterm. Die Strahldichte  $I^\pm$  ist dabei ein Vektor und die Phasenfunktion eine Matrix der Form:

$$P_{mij}^{\pm+} = \sum_{l=m}^N (2-\delta_{0m}) \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \chi_l \mathcal{P}_l^m(\pm \mu_j) P_l^m(\mu_i) \tag{A.55}$$

$$\tag{A.56}$$

Das ganze lässt sich also als in Matrixschreibweise formulieren, wobei  $\mathbf{M}$  eine Diagonalmatrix mit den  $\pm \mu_j$  bildet:

$$\mathbf{M} \frac{d}{d\tau} \begin{pmatrix} \mathbf{I}^+ \\ \mathbf{I}^- \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{I}^+ \\ \mathbf{I}^- \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} \mathbf{P}^{++} & \mathbf{P}^{+-} \\ \mathbf{P}^{-+} & \mathbf{P}^{--} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{I}^+ \\ \mathbf{I}^- \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} \mathbf{S}^+ \\ \mathbf{S}^- \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} \mathbf{Q}^+ \\ \mathbf{Q}^- \end{pmatrix} \tag{A.57}$$

Dies ist ein System von N linearen voneinander abhängigen Differentialgleichungen, welches sich entkoppeln und numerisch lösen lässt. Die Faktoren der Streuung lassen sich z.B. über Mie-Kalkulationen für verschiedene Partikelgrößen bestimmen. Für mehrere

Schichten  $N_\tau$  mit jeweils unterschiedlicher optischer Dicke  $\tau$  erhöht sich das ganze noch auf  $N \cdot N_\tau$ .

Die genaue numerische Implikation wird hier nicht weiter besprochen, genauso wenig wie die Festlegung der Randbedingungen des Systems. Festgehalten sei hier nur, dass sich analytische Formel für den Strahlungstransfer in Gleichung A.47 mittels Disretisierung für eine endliche Anzahl von atmosphärischen Schichten numerisch berechnen lässt.

Man kann also mittels *libRadtran* die Strahlung berechnen, die durch eine Atmosphäre und ihre Wolken bis zur Oberfläche dringt. Dazu muss man nur für die einzelnen Schichten die Parameter der Atmosphäre vorgeben und natürlich die optischen Parameter der Wolke, also den effektiven Radius  $r_{eff}$  und die optische Dicke tau  $\tau_c$ . Man kann aber auch genauso gut berechnen, welcher Anteil der Strahlung wieder zurückgestreut wird. Und das ist für mehrere Kombinationen von  $r_{eff}$  und  $\tau_c$  möglich.

## A.2 Zeichenerklärung

### Konstanten

$c$	Lichtgeschwindigkeit [ $3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$ ]
$h$	Planckkonstante [ $6.626 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$ ]
$k_B$	Boltzmannkonstante [ $1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$ ]
$\sigma_{SB}$	Stefan-Boltzmannkonstante [ $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ]
$R$	Gaskonstante [ $8.314472 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ]
$g$	Erdbeschleunigung [ $9.81 \text{ m s}^{-2}$ ]

## Symbolik

## Lateinisch

$a_{oD}$	Tropfenverteilungs-Konstante für Gamma-Verteilung
$alb_p$	planetare Albedo
$alb_s$	Bodenalbedo
$alb_{sw}$	sphärische Wolkenalbedo
$b_{ext}$	Extinktionskoeffizient [ $m^{-1}$ ]
$b_{streu}$	Streuungskoeffizient [ $m^{-1}$ ]
$b_{abs}$	Absorptionskoeffizient [ $m^{-1}$ ]
$b^k$	Parameter Phasenfunktion-SACURA-Näherung
$b_1^k$	Parameter Reflexion-SACURA-Näherung
$b_2^k$	Parameter Reflexion-SACURA-Näherung
$c_{drop}$	Faktor zur Bestimmung der Tropfenkonzentration
$C_{ext}$	Extinktion-Wirkungsquerschnitt [ $m^{-1}$ ]
$C_{streu}$	Streuung Wirkungsquerschnitt [ $m^{-1}$ ]
$C_{abs}$	Absorption Wirkungsquerschnitt [ $m^{-1}$ ]
$C_w$	Flüssigwassergehalt [ $g/m^3$ ]
$C_v$	Volumenkonzentration Tropfen [ $m^{-3}$ ]
$C_g$	Parameter Asymmetrie-SACURA-Näherung
$D_p$	Partikel/Tropfendurchmesser
$D_{pc}$	Partikel/Tropfendurchmesser an Köhlermaximum
$E_s$	Solarkonstante [ $W/(m^2)$ ]
$g_{as}$	Asymmetrieparameter
$h_c$	Wolkenobergrenze
$I$	direkte Bestrahlungsstärke [ $W/(m^2nm)$ ]
$I_0$	eingehende Bestrahlungsstärke [ $W/(m^2nm)$ ]
$I_{sc}$	Bestrahlungsstärke durch Streustrahlung [ $W/(m^2nm)$ ]
$k$	Wellenzahl ( $2\pi/\lambda$ )
$k_a$	Imaginärer Anteil am komplexen Refraktionsindex (Absorption)
$LWP$	Flüssigwasserpfad [ $gm^{-2}$ ]
$m$	Masse
$m_{ref}$	komplexer Refraktionsindex (normiert)
$M$	Molekülgewicht
$M_w$	Molekülgewicht Wasser
$n(r)$	Tropfenverteilung
$n^m$	Molare Anzahl
$n_w^m$	Molare Anzahl Wasser
$n_s^m$	Molare Anzahl Substanz
$n_s$	Realer Anteil am komplexen Refraktionsindex (Streuung)
$N_{par}$	Partikelzahl
$N_{drop}$	Tropfenkonzentration
$N_{ref}$	komplexer Refraktionsindex
$N_{refair}$	komplexer Refraktionsindex von Luft

**Lateinisch - Fortsetzung**

$p$	Druck [ $hPa$ ]
$p_S$	Sättigungsdampfdruck [ $hPa$ ]
$p_{Sw}$	Sättigungsdampfdruck über Wasser [ $hPa$ ]
$p_S^o$	Sättigungsdampfdruck ebene Fläche [ $hPa$ ]
$p_{Sw}^o$	Sättigungsdampfdruck ebene Wasserfläche [ $hPa$ ]
$P(\theta)$	Phasenfunktion [ $hPa$ ]
$\mathcal{P}(x)$	Legendre-Polynom
$Q_{ext}$	dimensionslose Effizienz der Extinktion [ $m^{-1}$ ]
$Q_{streu}$	dimensionslose Effizienz der Streuung [ $m^{-1}$ ]
$Q_{abs}$	dimensionslose Effizienz der Absorption [ $m^{-1}$ ]
$Q^k$	Parameter Phasenfunktion-SACURA-Näherung
$r$	Radius
$r_{eff}$	Effektiver Radius
$r_{min}$	minimaler Radius
$r_{max}$	maximaler Radius
$R$	Reflexionsfunktion
$R_{vis}$	Reflexion im sichtbaren Spektralbereich
$R_{nir}$	Reflexion im nahen Infrarot
$R_{\infty}^0$	Reflexionsfunktion semi-infinite Wolke
$S$	Tropfenoberfläche
$t$	globale Transmittanz der Wolke
$T$	Temperatur
$T_c$	Transmitivität der Wolke
$v$	molares Volumen
$v_k$	Faktor für Extinktionsnäherung
$v_w$	partiales molares Volumen von Wasser
$v_s$	partiales molares Volumen Substanz
$V$	Volumen
$x_w^m$	Molarer Anteil Wasser
$z$	Schichtdicke
$z_c$	Wolkenschichtdicke

## Griechisch

$\alpha$	dimensionloser Partikelgrößenparameter
$\alpha_{app}$	Parameter der Reflexion SACURA-näherung
$\beta^k$	Parameter Phasenfunktion SACURA-Näherung
$\eta_D$	Tropfenverteilungs-Konstante für Gamma-Verteilung
$\epsilon_k$	Parameter Assymetrie SACURA-Näherung
$\theta$	Zenitwinkel
$\theta_{sat}$	Satellitenzenitwinkel
$\theta_{sun}$	Sonnenzenitwinkel
$\theta_{streu}$	Streuwinkel
$\theta_k$	Streuwinkel SACURA-Näherung
$\theta^k$	Parameter Phasenfunktion SACURA-Näherung
$\phi$	Azimutwinkel
$\phi_{sat}$	Azimutwinkel Satellit
$\phi_{sun}$	Azimutwinkel der Sonne
$\phi_{rel}$	relativer Azimuth Sonne-Satellit
$\lambda$	Wellenlänge [nm]
$\rho$	Dichte
$\rho_l$	Dichte flüssiger Zustand
$\rho_w$	Dichte von Wasser
$\sigma$	Oberflächenspannung
$\gamma_w$	Wasseraktivierungskoeffizient
$\tau$	optische Dicke
$\tau_a$	aerosol-optische Dicke
$\tau_c$	wolken-optische Dicke
$\omega_0$	Einfachstreueralbedo
$\mu$	Cosinus von Zenitwinkel: $\cos \theta$
$\mu_{sun}$	Cosinus von Sonnenzenitwinkel: $\cos \theta_{sun}$

### A.3 Abkürzungen

AERONET	AErosol RObotic NETwork
AMVER	Automated Mutual assistance VEssel Rescuesystem
AATSR	Advanced Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer. Satellitenmessgerät (z.B. auf NOAA)
BRZ	Brutto-RegisterZahl
COS	Carbonylsulfid (COS)
DLR	Deutsches zentrum für Luft und Raumfahrt
DMS	DiMethyl-Sulfid ( $CH_3)_2S$
DMDS	DiMethyl-DiSulfid ( $CH_3)_2S_2$
DWD	Deutscher Wetterdienst
EOS	Earth Observation System
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecasting
ESA	European Space Agency
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite. Amerikanischer Wettersatellit
GT	Gross-Tonnage (siehe Begriffsklärungen)
ICODS	International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
IPCC	International Panel of Climate Change
ISCCP	International Cloud Climatology Project
IUP	Institut für UmweltPhysik
LUT	Look-Up-Tabellen
NASA	National Aeronautics and Space Administration
MAS	Modis Airborne Spectrometer
MARPOL	international convention for the prevention of MARine POLLution from ships
MERIS	MEdium Resolution Imaging Spectrometer
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectrometer
NH	Nord-Hemisphäre
ODA	Oberrand Der Atmosphäre
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (ebenfalls Name eines Satelliten dieser Behörde)
ppb	Part per Billion. Masseinheit für Spurenstoffe
SACURA	Semi-Analytical CloUd Rertieval Algorithm
STA	Standardabweichung
TGSW	Tiefe GrenzSchicht-Wolken Synonym für Wolken beruhend auf Kriterien aus Kapitel 4.2.1
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
UTC	Universal Coordinated Time
WKK	Wolkenkondensationskeim

## A.4 Begriffsklärungen

**Albedo:** Sie beschreibt die Rückstreuung von diffus reflektierenden Oberflächen, sog. *Lambertschen Oberflächen*. Im Falle der Satellitenanalyse ist meist die des Bodens oder Ozeans gemeint.

**anthropogen:** griech: *anthropos* = Mensch *genese* = Erschaffung  
Behandelt in der Klimaforschung den Anteil der Klimaänderung/Emissionen, der durch den Menschen verursacht wurde. Dazu zählen nicht nur direkte Emissionen, sondern auch Effekte durch Veränderungen der Landnutzung (z.B. Monokulturen), Wasserverschmutzung, u.ä.

**Brutto-Register-Tonne:** alte Masseinheit zur Bestimmung der Schiffsgröße, siehe *Brutto-Raumgehalt*.

**Brutto-Registerzahl:** gängige Masseinheit zur Bestimmung der Schiffsgröße, siehe *Brutto-Raumgehalt*.

**Brutto-Raumgehalt:** Der Brutto-Raumgehalt (englisch: Gross-Tonnage) ist ein Verfahren, um die Größe eines Schiffes zu bestimmen. Die Masseinheit ist die Brutto-Raumzahl (BRZ). Sie wird errechnet durch die Gesamtheit aller geschlossener Räume multipliziert mit einem Faktor K, welcher schiffstyp-abhängig ist. Die BRZ ersetzt die alte Brutto-Register-Tonne (BRT). Die Maßeinheit wird aber meist nur für Schüttgut-Frachter eingesetzt. Containerschiffe werden in sog. *Twenty-foot Equivalent Unit* (TEU) angegeben, was einem 6-Meter-Container entspricht. Tanker werden meist in „tdw“ (tons deadweight) angegeben, was der zusätzlichen Tragfähigkeit entspricht. Durch die Individualität der Schiffe ist eine allgemeine Umrechnung der einzelnen Größen schwierig.

**Gross-Tonnage:** Englische Bezeichnung für den *Brutto-Raumgehalt*.

**in-situ:** lat: am-Ort

in-situ-Messungen bezeichnen Messungen, die direkt an Ort und Stelle vorgenommen wurden, z.B. Partikelanzahl über Zählung oder Zusammensetzung über Gaschromatographie, und nicht mittels Modellierung oder Fernerkundung ermittelt wurden.

**Lambertsche Oberfläche:** Bezogen auf einfallendes Licht wird bei dieser Oberfläche das Licht in jede Beobachtungsrichtung gleich gestreut. Es erzeugt also eine diffuse Streuung.

**Pixel:** Genauso wie das normale Bild einer Digitalkamera setzt sich ein Satellitenbild aus mehreren Einheiten, also Pixeln zusammen. Die einzelnen Pixel werden dabei nacheinander abgescannt. Da Satelliteninstrumente zur Erdbeobachtung einen gewissen Grad an Intensität benötigen, welche mit der Größe der aufgenommenen Fläche sinkt, ist die die Fläche eines einzelnen Pixels für ein Gerät im Normalfall mehrere

Kilometer. Innerhalb eines Pixels können sich also durchaus verschiedene Arten der Albedo befinden, die dann aber nur als eine Gesamtalbedo im Pixel wiedergegeben wird.

**relative Luftfeuchtigkeit:** Die relative Luftfeuchtigkeit beschreibt das Verhältnis von momentanen Wasserdampfdruck und dem Sättigungswasserdampfdruck in Prozent.

**Solkonstante:** Sie definiert die Strahlungsleistung von der Sonne, die am Oberrand der Atmosphäre bei senkrechtem Strahlungseinfall einfällt. Sie liegt bei ca.  $1367 \text{ Wm}^{-2}$

**Sonnenzenitwinkel:** Beschreibt den Winkel zwischen Zenit und Sonnenstand. Die Sonnenhöhe zum Horizont berechnet sich damit aus ( $90^\circ$  - Sonnenzenitwinkel), falls keine Horizontüberhöhung (Berge, Hügel) vorhanden ist.

**Spektralbereich langwellig:** Umgangssprache für den Spektralbereich über das sichtbare Spektrum hinaus. Was die hier genutzte passive Satellitendatenerfassung betrifft, so definiert sie sich von ca.  $1 \mu\text{m}$  bis  $100 \mu\text{m}$ .

**Spektralbereich nahes Infrarot:** Bezeichnet die Wellenlängen von ca.  $0.8 \mu\text{m}$  bis ca.  $6000 \mu\text{m}$ , wobei der Übergang zum thermischen nicht eindeutig spezifiziert ist.

**Spektralbereich sichtbar/kurzwellig:** Bezeichnet die Wellenlängen von ca. 400 bis 800 nm, also den Bereich, den das menschliche Auge erkennen kann. Für Wolkenbeobachtungen wird der Bereich oft bis ca.  $1 \mu\text{m}$  „gedehnt“, da sich das Verhalten der Wolke bis dahin nicht entscheidend verändert, da keine Absorption zum Tragen kommt.

**Spektralbereich thermisch:** Bezeichnet in der Erdbeobachtung den Bereich der Wellenlängen von ca. 6 bis  $25 \mu\text{m}$ , in dem das Maximum der Kurve der Erd-emission liegt. Genutzt werden für Satellitenbeobachtungen dabei meist Emissionskanäle bestimmter Spurengase (z.B. Wasserdampf bei  $7.4 \mu\text{m}$ ) oder die sogenannten „Thermischen Fenster“ bei 11 oder  $12 \mu\text{m}$ , um über die Emission die Wolken/Boden-Temperatur bestimmen zu können.

**Thermisches Fenster:** Bezeichnet einen Wellenlängenbereich im langwelligen Spektrum, der nicht oder nur schwach von Emission oder Absorption bestimmter Spurengase in der Atmosphäre beeinflusst ist, z.B. von 8.4 bis  $13.9 \mu\text{m}$ . Dadurch kann über die Emission eines Körpers in diesem Bereich eine Aussage über seine Temperatur als Schwarzer Strahler errechnet werden, also z.B. Boden- oder Wolkentemperatur.

**Schwarzer Strahler:** Bezeichnet einen Körper, dessen Emission genau der Planckkurve (Kapitel A.5) folgt und dessen Absorptionsverhalten ideal ist.

## A.5 Angesprochene physikalische Gleichungen

### Planck-Funktion

Die Planck-Funktion <sup>1</sup> beschreibt die Emission eines schwarzen Körpers für eine bestimmte Temperatur  $T$  und eine Wellenlänge  $\lambda$

$$B(\lambda, \tau) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \left( \exp \left[ \frac{hc}{k_B \lambda T} - 1 \right] \right)^{-1} \quad (\text{A.58})$$

### Stefan-Boltzmann-Gesetz

Integriert man Gleichung A.58 über einen Halbraum und alle Wellenlängen, erhält man das Stefan-Boltzmann-Gesetz <sup>2 3</sup> :

$$P = \sigma_{SB} \cdot A \cdot T^4 \quad \text{wobei} \quad \sigma_{SB} = \frac{2\pi^5 k_B^4}{15h^3 c^2} \quad (\text{A.59})$$

Es beschreibt die gesamte abgestrahlte Leistung eines schwarzen Körpers bei einer Temperatur  $T$ .

### Maxwell-Gleichungen

Wichtige Gleichungen für die Elektrodynamik sind die sog. Maxwell-Gleichungen. <sup>4</sup> Sie beschreiben die Erzeugung von elektrischen und magnetischen Feldern durch Ladungen und Ströme und die Wechselwirkung zwischen diesen beiden Feldern.

Die Gleichungen lassen sich dabei in differentieller Form wie folgt beschreiben:

$$\nabla \vec{D} = \rho_E \quad (\text{A.60})$$

- Die Ladungsdichte  $\rho_E$  ist die Quelle des elektrischen Feldes.

$$\nabla \vec{B} = 0 \quad (\text{A.61})$$

- Das magnetische Feld  $\vec{B}$  ist quellenfrei.

$$\nabla \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad (\text{A.62})$$

- Ändert sich ein magnetisches Feld, führt dies zu einem elektrischen Feld. Die zeitliche Änderung der magnetischen Induktion bestimmt dabei die Wirbel des elektrischen Feldes.

$$\nabla \times \vec{H} - \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \vec{J} \quad (\text{A.63})$$

- Die Stromdichte und die Verschiebungsstromdichte bestimmen die Wirbel des Magnetfeldes.

<sup>1</sup>Max Karl Ernst Ludwig Planck (1858-1947), deutscher Physiker, Professur an den Universitäten von Kiel und Berlin

<sup>2</sup>Josef Stefan (1835-1893), österreichischer Physiker und Mathematiker, Professur an der Universität von Wien

<sup>3</sup>Ludwig Boltzmann (1844-1806), österreichischer Physiker, Professuren an den Universitäten von Graz und Wien

<sup>4</sup>James Clerk Maxwell, schottischer Physiker (1831-1879), u.a. an der Universität von Edinburgh und Cambridge.

Dabei werden folgende Vektor-Felder angenommen: Stromdichte  $\vec{J}$ , elektrische Flussdichte  $\vec{D}$ , elektrische Feldstärke  $\vec{E}$ , magnetische Erregung  $\vec{H}$ , magnetische Induktion  $\vec{B}$ .

### Koeffizientenbestimmung für die Mie-Streuung

Die oben beschriebenen Maxwell-Gleichungen lassen sich durch Separation der Variablen in sphärischen Koordinaten lösen. In einer Entfernung, die viel größer ist als die Wellenlänge kann die Lösung über zwei Streufunktionen angegeben werden:

$$S_1(\theta_{streu}) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n(\cos \theta_{streu}) + b_n \tau_n(\cos \theta_{streu})) \quad (\text{A.64})$$

$$S_2(\theta_{streu}) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (b_n \pi_n(\cos \theta_{streu}) + a_n \tau_n(\cos \theta_{streu})) \quad (\text{A.65})$$

wobei  $\pi_n$  und  $\tau_n$  gegeben sind durch:

$$\pi_n(\cos \theta) = \frac{1}{\sin \theta_{streu}} \mathcal{P}_n^1(\cos \theta_{streu}) \quad ; \quad \tau_n(\cos \theta) = \frac{d}{d\theta_{streu}} \mathcal{P}_n^1(\cos \theta_{streu}) \quad (\text{A.66})$$

$\mathcal{P}_n^1$  stellen dabei Legendre-Polynome ersten Grades dar. Die Koeffizient  $a_k$  und  $b_k$  lassen sich wie folgt beschreiben:

$$a_k = \frac{\alpha \psi'_k(y) \psi_k(\alpha) - y \psi'_k(\alpha) \psi'_k(y)}{\alpha \psi'_k(y) \zeta_k(\alpha) - y \zeta'_k(\alpha) \psi'_k(y)} \quad (\text{A.67})$$

$$b_k = \frac{y \psi'_k(y) \psi_k(\alpha) - \alpha \psi'_k(\alpha) \psi'_k(y)}{y \psi'_k(y) \zeta_k(\alpha) - \alpha \zeta'_k(\alpha) \psi'_k(y)} \quad (\text{A.68})$$

Dabei gilt:  $y = \alpha \cdot m_{ref}$  und  $\alpha = \frac{2\pi r}{\lambda}$ .  $\alpha$  ist der dimensionslose Partikelgrößenparameter, bestehend aus der Wellenlänge  $\lambda$  und dem Partikelradius  $r$ , und  $m_{ref}$  ist der normierte Refraktionsindex, eine komplexe Zahl. Er ist gegeben durch einen Streuungsanteil (realer Teil  $n_s$ ) und einen Absorptionsanteil (imaginärer Teil  $k_a$ ):

$$N_{ref} = n_s + ik_a \quad ; \quad m_{ref} = N_{ref}/N_{refair} \quad (\text{A.69})$$

Die Funktionen  $\zeta_k$  und  $\psi_k$  stehen dabei für Riccati-Bessel-Funktionen:

$$\psi_k(z) = (\pi z/2)^{1/2} J_{k+1/2}(z) \quad (\text{A.70})$$

$$\zeta_k(z) = (\pi z/2)^{1/2} [J_{k+1/2}(z) + i(-1)^k J_{-k-1/2}(z)] \quad (\text{A.71})$$

dabei lassen sich  $J_k$  und  $Y_k$  wie folgt beschreiben:

$$J_k(x) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \cos(kt - x \sin t) dt \quad \text{Bessel-Funktion 1.Art} \quad (\text{A.72})$$

$$Y_k(x) = \frac{J_k(x) \cos(k\pi) - J_{-k}(x)}{\sin(k\pi)} \quad \text{Bessel-Funktion 2.Art} \quad (\text{A.73})$$

Die Koeffizienten über für die Mie-Streuung lassen sich daher nur durch aufwendige Reihenentwicklungen numerisch lösen.

## Danksagung

Die Arbeit entstand im Projekt *SeaKLIM*, einer *Young Investigators Group* in Zusammenarbeit des Institutes für Umweltphysik (IUP) der Universität Bremen und des Institutes für Physik der Atmosphäre (IPA) am DLR Oberpfaffenhofen. Daher bedanke ich mich bei der finanziellen Förderung durch die Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren und dem DLR.

Von den beteiligten Personen möchte ich mich zu allererst natürlich bei Dr. Veronika Eyring bedanken, der Projektleiterin von *SeaKLIM*, die sich sowohl in meinen ersten vier Monaten am DLR Oberpfaffenhofen vor Ort, als auch in meinen nächsten Jahren am IUP Bremen über mehrere hundert Kilometer Entfernung, immer intensiv um die Betreuung meiner Arbeit gekümmert hat und sich über den Stand der Erkenntnisse informiert hat.

Zusätzlich gilt mein Dank den weiteren Mitgliedern von *SeaKLIM*, die alle bereit waren, diese Arbeit Korrektur zu lesen. Dazu gehört mein Zimmerkollege Klaus Franke, mit dem immer wieder interessante Diskussionen über Schiffe, Emissionen und andere Themen möglich sind und Dr. Axel Lauer vom DLR Oberpfaffenhofen, der trotz der großen Entfernung immer schnell Informationen über Schiffsverkehr und globale Modelle parat hatte. Als „inoffizielles“ Mitglied möchte ich mich auch bei Dr. Heinrich Bovensmann bedanken, der meine Betreuung am IUP vor Ort übernommen hat und nie den Überblick über die Finanzen verlor. Besonderer Dank geht an Ludovic Joxe, der seine Master-Arbeit innerhalb dieses Projektes absolvierte und viele interessante Ergebnisse erreichte.

Als weitere wichtige Person für die Betreuung am IUP gilt mein Dank Prof. Jon Burrows, der sich immer wieder über die Arbeit des *SeaKLIM*-Projektes bei uns informierte und durch so manche spontane Diskussion einige wichtige Gedankenblitze für die vorliegende Arbeit hervorbrachte.

Wie schon teilweise im Text erwähnt, wäre ohne die Hilfe und Programme einiger Leute diese Arbeit nicht möglich gewesen. Dazu gehört Dr. Alexander Kokhanovsky vom IUP Bremen, der mir den *SACURA*-Algorithmus überließ und auch parallel zu dieser Arbeit immer wieder den Blick auf weitere mögliche Wege zur Veröffentlichung hatte. Des weiteren geht mein Dank am DLR Oberpfaffenhofen an Dr. Bernhard Mayer, der das Strahlungstransfer-Paket *libRadtran* zu Verfügung stellte und auch Dr. Luca Bugliaro, der mir mit seinem Zusatzprogramm *SimSat* die Berechnung der look-up-Tabellen ermöglichte. Zu guter Letzt geht in diese Richtung ein ganz besonderer Dank an Dr. Hermann Mannstein, ohne den die Auswertung der AATSR-Daten in diesem Maße nicht möglich gewesen. Für die Bereitstellung der AATSR-Daten möchte ich mich natürlich ganz besonders bei der ESA und den Personen des Helpdesk bedanken, sowie bei der NASA für die online-Verfügbarkeit der MODIS-Daten.

Am Ende gilt mein ganz besonderer Dank den Menschen außerhalb der Institute. Dazu zählen meiner Familie und natürlich ganz besonders Anita Miller und Konrad Weidendorfer, weil sie sich immer wieder dafür interessiert haben, was ich eigentlich mache und teilweise diese Arbeit sogar tatsächlich gelesen haben.



# Abbildungsverzeichnis

1.1	<i>Falschfarbendarstellung einer Satellitenszene mit Ship Tracks im Nordpazifik (AATSR, 27.07.2004).</i>	7
2.1	<i>Energiebilanz der Erde in Prozent, Zahlen entnommen aus Seinfeld und Pandis (1998). Gelbe Pfeile drücken die solare Einstrahlung aus, rote Pfeile die thermische Emission. Grün ist der latente Wärmetransport dargestellt.</i>	10
2.2	<i>Abschätzung des zusätzlichen anthropogenen Strahlungsantriebs für den Zeitraum A) 1750-2000 bzw. B) 1750-2005 durch verschiedene Einflüsse auf das Klima. Grafiken adaptiert nach IPCC-Report 2001 und 2007 (IPCC, 2001, 2007b).</i>	11
2.3	<i>Sättigungsverhältnis von Wassertropfen gegenüber einer ebenen Wasserfläche in Abhängigkeit des Wassertropfen-Durchmessers bei einer Temperatur von 293K.</i>	13
2.4	<i>Köhler-Kurven in Abhängigkeit des Wassertropfen-Durchmessers bei einer Temperatur von 293K. Es wurden zwei verschiedenen Aerosol-Substanzen und zwei verschiedene Molekülzahlen (die Zahl in Klammern) gewählt.</i>	14
2.5	<i>Extinktions-, Absorptions- und Streukoeffizienten für einen Wassertropfen mit Radius <math>8\mu\text{m}</math></i>	17
2.6	<i>Schematische Darstellung der Mie-Streuung, die sich durch eine starke Vorwärtstreuung auszeichnet, die Intensität der Vorwärtstreuung ist abhängig vom Partikelradius.</i>	18
2.7	<i>Die Einfachstreueralbedo beschreibt das Verhältnis von Absorption zu Extinktion. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Werte für größere Tropfenradien in den meisten Wellenlängenbereichen kleiner sind.</i>	20
2.8	<i>Schematische Darstellung des direkten Aerosoleffektes: Aerosolpartikel streuen das Licht (siehe Abb. 2.6). Da ein Teil nach oben gestreut wird, bedeutet dies eine Energieverlust.</i>	22
2.9	<i>Schematische Darstellung des ersten indirekten Aerosoleffektes: Eine Veränderung des Tropfenspektrums durch Emissionen hin zu kleineren Tropfen erhöht das Rückstreuerverhalten einer Wolke.</i>	23
2.10	<i>Schematische Darstellung des zweiten indirekten Aerosoleffektes: Das Ausregnen der Wolke, die in A) stattfindet, wird in B) aufgrund der Verringerung der Tropfenradien verhindert. Die Folge: eine verlängerte Lebensdauer der Wolke.</i>	24

2.11	<i>Schematische Darstellung des semi-indirekten Aerosoleffektes: Die Absorption emittierter Rußpartikel erhöht die Umgebungstemperatur der Wolke und verändert die relative Feuchte. Die Folge ist ein mögliches frühzeitiges Auflösen der Wolke.</i>	25
2.12	<i>Maritimer Temperatur- und Feuchteverlauf. (Datenquelle: DWD, geogr. Koord.: 46°N, 7°W).</i>	27
2.13	<i>Atmosphärischen Zirkulation (zum 21.3./9.). Die Rotationen am Äquator definieren die Hadley-Zirkulation.</i>	29
2.14	<i>Mittlerer Bedeckungsgrad der tiefen Wolken unterhalb 680 hPa der Jahre 1983-2005 (Quelle: ISCCP).</i>	29
2.15	<i>Normierte globale Verteilung der Schiffsverkehrsdichte aufgrund der AMVER- und ICOADS-Daten (Endresen et al., 2003; Wang et al., 2007a) (in parts per million, siehe Anhang A.3).</i>	31
2.16	<i>Normierte Schiffsverkehrsdichte für alle Monate von Januar bis Dezember, aufgrund einer AMVER/ICOADS-Kombination (Wang et al., 2007a).</i>	32
2.17	<i>Vergleich des weltweiten Ölverbrauchs nach Sektoren (linke Grafik) und der Anteil der verschiedenen Transportsektoren (rechte Grafik), Zahlen entnommen aus International-Energy-Agency (2006); Eyring et al. (2005a).</i>	33
2.18	<i>Vergleich des Emissionen der unterschiedlichen Transportsektoren (Eyring et al., 2005a).</i>	33
2.19	<i>Der Einfluss von Schiffsemissionen auf die maritimen Grenzschicht.</i>	35
2.20	<i>Szene mit außergewöhnlichen Ship Tracks. AVHRR, Golf von Biskaya, 27.01.2003.</i>	36
4.1	<i>Schematischer Ablauf der lokalen Analyse.</i>	48
4.2	<i>Farbkomposition der Szene vom 10. Februar 2003 (0.65, 0.55, 0.47 µm).</i>	49
4.3	<i>Aufnahme bei 0.85 µm.</i>	49
4.4	<i>Aufnahme bei 2.13 µm.</i>	49
4.5	<i>Temperatur für die Szene vom 10. Februar 2003.</i>	50
4.6	<i>Schiffsverkehrsdichte in betreffendem Gebiet aufgrund der AMVER-Daten.</i>	50
4.7	<i>Windfeld für den 10. Februar 2003 in betreffendem Gebiet aufgrund von ECMWF-Reanalyse-Daten.</i>	51
4.8	<i>Änderung der empfangenen Reflexion bei 850 und 1640 nm, falls die Bodenalbedo variiert.</i>	53
4.9	<i>Änderung der ermittelten optischen Parameter, falls die Bodenalbedo variiert.</i>	53
4.10	<i>Änderung der empfangenen Reflexion bei 850, 1640 und 2130 nm, falls sich die optischen Parameter der Wolke ändern (Ship Track) und wenn die Bodenalbedo variiert (Schaum), für eine dicke (a) und eine dünne (b) Wolke.</i>	54
4.11	<i>Querschnitt durch ein Gebiet mit Ship Tracks für verschiedene Wellenlängen: 850, 1640 und 2130 nm.</i>	55
4.12	<i>Überlagerung der Ship-Track-Filterung (blau) mit den Satellitenaufnahmen aus 4.3 und 4.4.</i>	58

4.13	<i>Ermittelte Wolkenparameter aus der Satellitenszene: a) effektiver Radius, b) wolkenoptische Dicke, c) Wasserpfad, d) Tropfenkonzentration.</i>	60
4.14	<i>Ermittelte Wolkenparameter für das kleinere Gebiet: a) effektiver Radius, b) wolkenoptische Dicke, c) Wasserpfad, d) Tropfenkonzentration.</i>	61
4.15	<i>Ermittelte Verteilung der Wolkenparameter für das Gesamtgebiet (Großbuchstaben) und das kleinere Gebiet (Kleinbuchstaben). A,a) wolkenoptische Dicke, B,b) effektiver Radius, C,c) Wasserpfad, D,d) Tropfenkonzentration.</i>	62
4.16	<i>Die errechnete solare Bestrahlungsstärke für die tiefen Wolken im untersuchten Gebiet, die a) die Oberfläche erreicht und b) zum Oberrand der Atmosphäre zurückgestreut wird.</i>	64
4.17	<i>Unterschiedliches Verhalten der solaren Strahlung innerhalb, oberhalb und auch unterhalb einer Wolke, wenn die optischen Wolkenparameter entsprechend eines Ship Tracks variiert werden.</i>	65
4.18	<i>Änderung der Absorption in der Atmosphäre aufgrund der Änderung des Sonnenzenitwinkels für die gesamte Atmosphäre.</i>	65
4.19	<i>Schematischer Ablauf der globalen Analyse.</i>	72
4.20	<i>Ermittelter Bedeckungsgrad der tiefe Grenzschicht-Wolken für 2004 basierend auf AATSR-Daten.</i>	75
4.21	<i>Bedeckungsgrad der Tiefen-Wolken für 2004 basierend auf den Daten für tiefe Wolken des ISCCP-Datensatzes.</i>	75
4.22	<i>Bedeckungsgrad der tiefen Grenzschicht-Wolken für verschiedene Jahreszeiten basierend auf den AATSR-Daten.</i>	76
4.23	<i>Bedeckungsgrad der tiefen Wolken für verschiedene Jahreszeiten basierend auf den Daten für tiefe Wolken des ISCCP-Datensatzes.</i>	76
4.24	<i>Ship Tracks: 23.12.2004, 18:30 UTC, 28-35° N, 128-134° W (nah-infrarot).</i>	77
4.25	<i>Ship Tracks: 19.05.2004, 19:00 UTC, 42-52° N, 134-142° W (sichtbar).</i>	77
4.26	<i>Ship Tracks: 21.05.2004, 20:00 UTC, 42-53° N, 128-136° W (sichtbar).</i>	77
4.27	<i>Ship Tracks: 17.06.2004, 19:00 UTC, 39-51° N, 132-142° W (nah-infrarot).</i>	78
4.28	<i>Vergleich der Anzahl von gefundenen Ship Track mit der Anzahl der Schiffe: a) abhängig vom Breitengrad und b) abhängig vom Ozeangebiet. c) gibt die Verteilung über die Monate hinweg wieder.</i>	79
4.29	<i>Verteilung der Ship Tracks über die Erde, berechnet nach Fläche. Alle Flächen zusammen ergeben 100%.</i>	80
4.30	<i>Verteilung der Ship Tracks über die Erde, berechnet nach Fläche für verschiedene Jahreszeiten. Alles Flächen und Jahreszeiten zusammen ergeben 100%.</i>	80
4.31	<i>Bedeckungsgrad der Ship Tracks über die Erde.</i>	82
4.32	<i>Bedeckungsgrad von Ship Tracks für verschiedene Jahreszeiten.</i>	82
4.33	<i>Korrelation der Ship Track-Bedeckung für a) Bedeckungsgrad der tiefen Grenzschicht-Wolken, b) der Schiffverkehrsdichte (hier AMVER) und c) Multiplikation der Faktoren von a) und b).</i>	83
4.34	<i>Verteilung der Werte für erhöhte Rückstreuung aufgrund von Ship Tracks.</i>	85
4.35	<i>Energieverlust durch Ship Tracks für einzelne Gebiete der Erde für 2004.</i>	87

4.36	<i>Energieverlust durch Ship Tracks in der globalen Betrachtung im Wechsel der Jahreszeiten.</i>	87
4.37	<i>Jahresmittel der optische Dicke, effektiver Radius, Wassergehalt und Tropfenkonzentration der TGS-Wolken für 2004 basierend auf den AATSR-Daten von 2004.</i>	94
4.38	<i>Korrelationen der Ship-Track-Bedeckungsgrade und der einzelnen Wolkenparameter.</i>	95
4.39	<i>Korrelationen der Schiffsverkehrsdichte (AMVER) und der einzelnen Wolkenparameter.</i>	95
4.40	<i>Verteilung der einzelnen Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten.</i>	97
4.41	<i>Die Offshore-Regionen für die Untersuchung der Wolkenparameter. Untersucht wurden nur die schwarzen Flächen: links ist das Gebiete mit 5° gezeigt, mittig das 10°-Gebiet, rechts das 20°-Gebiet.</i>	99
4.42	<i>Die Werte der ermittelten Rückstreuung am ODA aufgrund der Wolkenparameter: a) ohne Bedeckungsgrad b) mit Gewichtung des Bedeckungsgrades.</i>	102
4.43	<i>Untersuchte Regionen der Erde mit verschiedenen Bedeckungsgraden von Ship Tracks, bzw. Schiffsdichten.</i>	105
A.1	<i>Empfindlichkeitskurven der MODIS-Kanäle, erstes Bild: Kanal 1-7, zweites Bild: Kanal 8-19, drittes Bild: Kanal 20-28, viertes Bild: Kanal 29-36.</i>	119
A.2	<i>Empfindlichkeitskurven der AATSR-Kanäle im Spektralbereich bis 1 <math>\mu\text{m}</math> (links) und von 1 bis 15 <math>\mu\text{m}</math> (rechts).</i>	120

# Tabellenverzeichnis

4.1	<i>Änderung der detektierten Pixel bei Variation der Parameter im Vergleich zu den 6.7% bei den empirisch gefundenen „besten“ Werten.</i>	59
4.2	<i>Mittelwerte der Wolkenparameter aus der Satellitenszene und entsprechende Standardabweichung in Klammern.</i>	61
4.3	<i>Mittelwerte der ermittelten solaren Bestrahlungsstärke, die an der Ozeanoberfläche ankommt bzw. an den Oberrand der Atmosphäre reflektiert wird, STA in Klammern.</i>	64
4.4	<i>Mittelwerte der solaren Bestrahlungsstärke an Oberfläche und Oberrand der Atmosphäre für einen konstanten Sonnenzenitwinkel von <math>63^\circ</math>, die Zahlen in Klammern enthalten die Standardabweichung.</i>	67
4.5	<i>Wie Tabelle 4.4, aber für einen Sonnenzenitwinkel von <math>50^\circ</math>.</i>	68
4.6	<i>Wie Tabelle 4.4, aber für einen Sonnenzenitwinkel von <math>70^\circ</math>.</i>	68
4.7	<i>Wie Tabelle 4.4, aber für einen Sonnenzenitwinkel von <math>80^\circ</math>.</i>	69
4.8	<i>Veränderung des Ergebnisses der Rückstreuung bei <math>63^\circ</math> (<math>2.0 \text{ Wm}^{-2}</math>, siehe Tab. 4.4), wenn die Parameter der Filterung variiert werden.</i>	70
4.9	<i>Der gemittelte globale Energieverlust aufgrund von Ship Tracks.</i>	87
4.10	<i>Korrelation von gemittelten Wolkenparametern und Schiffsverkehrsdichte bzw. Ship-Track-Bedeckungsgrad für alle sehr-tiefen Wolken.</i>	94
4.11	<i>Mittelwerte und Maxima der Verteilungen von Wolkenparametern für verschiedene Schiffsdichten (Standardabweichungen in Klammern).</i>	98
4.12	<i>Mittelwerte der Verteilungen von Wolkenparametern für verschiedene Schiffsdichten für Gebiete mit mehr als <math>5^\circ</math>-Entfernung von der Küste (Standardabweichungen in Klammern).</i>	100
4.13	<i>Genauso wie Tabelle 4.12, aber für mit Gebiete Küstenentfernung <math>&gt; 10^\circ</math>.</i>	100
4.14	<i>Genauso wie Tabelle 4.12, aber für Gebiete <math>&gt; 20^\circ</math>.</i>	100
4.15	<i>Mittelwerte der Rückstreuung am ODA für verschiedene Schiffsdichten für alle Gebiete vor der Küste.</i>	102
4.16	<i>Wie Tabelle 4.15, aber für Gebiete <math>&gt; 5^\circ</math> vor der Küste.</i>	103
4.17	<i>Wie Tabelle 4.15, aber für Gebiete <math>&gt; 10^\circ</math> vor der Küste.</i>	103
4.18	<i>Wie Tabelle 4.15, aber für Gebiete <math>&gt; 20^\circ</math> vor der Küste.</i>	103
4.19	<i>Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für Westküste Nordamerika (hohe Ship-Track-Bedeckungsgrade, hohe Schiffsdichten).</i>	107
4.20	<i>Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für Westküste Afrikas (hohe Ship-Track-Bedeckungsgrade, mittlere Schiffsdichten).</i>	107

## Tabellenverzeichnis

4.21	<i>Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für das Gebiet Europas (gemäßigte Ship-Track-Bedeckungsgrade, hohe Schiffsdichten).</i>	107
4.22	<i>Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für die Ostküste Asiens (gemäßigte Ship-Track-Bedeckungsgrade, hohe Schiffsdichten).</i>	108
4.23	<i>Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für die Westküste Südamerikas (geringe Ship-Track-Bedeckungsgrade, geringe Schiffsdichten).</i>	108
4.24	<i>Mittelwerte der Wolkenparameter für verschiedene Schiffsdichten für die Küste Australiens (geringe Ship-Track-Bedeckungsgrade, geringe Schiffsdichten).</i>	108
A.1	<i>Die spektralen Kanäle von MODIS und Untersuchungsmöglichkeiten.</i>	118
A.2	<i>Kanäle des AATSR inklusive der Halbwertsbreiten der spektralen Empfindlichkeit.</i>	120

# Literaturverzeichnis

## Im Zusammenhang der Dissertation veröffentlichte bzw. zur Veröffentlichung eingereichte Literatur

KOKHANOVSKY, A.A. ; NAUSS, T. ; SCHREIER, M. ; HOYNINGEN-HUENE, W. von ; BURROWS, J.P.: The intercomparison of cloud parameters derived using multiple satellite instruments. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45 (2007), S. 195–200

KOKHANOVSKY, A.A. ; SCHREIER, M.: The determination of snow specific surface area, albedo, and effective grain size using AATSR spaceborne measurements. In: *International Journal of Remote Sensing* accepted (2008)

KOKHANOVSKY, A.A. ; SCHREIER, M. ; HOYNINGEN-HUENE, W. von: The comparison of spectral top-of-atmosphere reflectances measured by AATSR, MERIS, and SCIAMACHY onboard ENVISAT. In: *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* accepted (2008)

SCHREIER, M. ; KOKHANOVSKY, A.A. ; EYRING, V. ; BUGLIARO, L. ; MANNSTEIN, H. ; MAYER, B. ; BOVENSMANN, H. ; BURROWS, J.P.: Impact of ship emissions on microphysical, optical and radiative properties of marine stratus: a case study. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6 (2006), S. 4925–4942

SCHREIER, M. ; MANNSTEIN, H. ; EYRING, V.: Global ship track distribution and radiative forcing from 1-year of AATSR-data. In: *Geophysical Research Letters* 34 (2007), S. L17814

## Verwendete Literatur

ACKERMAN, A.S. ; TOON, O.B. ; TAYLOR, J.P. ; JOHNSON, D.W. ; HOBBS, P.V. ; FERREK, R.J.: Effects of aerosols on cloud albedo: Evaluation of Twomey's parametrization of cloud susceptibility using measurements of ship tracks. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2684–2695

ALBRECHT, B.A.: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloud cloudiness. In: *science* 245 (1989), S. 1227–1230

ANDERSON, G.P. ; CLOUGH, S.A. ; J.H. CHETWYND, F.X. K. abd ; SHETTLE, E.P.: AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120km), AFGL-TR-86-0110. In: *AFGL(OPI)* Hanscom AFB (1986), S. MA01736

- BEIRLE, S. ; PLATT, U. ; GLASOW, M. Wenig T. W. R. von: Estimate of nitrogen oxide emissions from shipping by satellite remote sensing. In: *Geophysical Research Letters* 31 (2004), S. L18102
- BOHREN, C.F. ; CLOTHIAUX, E.E.: *Fundamentals of atmospheric Radiation*. Weinheim, Wiley-VCH, 2006
- BRASSEUR, G.P. (Hrsg.) ; PRINN, R.G. (Hrsg.) ; PSZENNY, A.A.P. (Hrsg.): *Atmospheric Chemistry in a Changing World : An Integration and Synthesis of a Decade of Tropospheric Chemistry Research*. Springer Verlag, 2003
- BRENGUIER, J.-L. ; PAWLOWSKA, H. ; SCHULLER, L. ; PREUSKER, R. ; FISCHER, J. ; FOUQUART, Y.: Radiative properties of boundary layer clouds: droplet effective radius versus number concentration. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 803–821
- CAHALAN, R.F. ; RIDGEWAY, W. ; WISCOMBE, W.J.: Independent pixel and Monte Carlo estimates of stratocumulus clouds. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 51 (1994), Nr. 24, S. 3776–3790
- CAHALAN, R.F. ; RIDGEWAY, W. ; WISCOMBE, W.J. ; BELL, T.L.: The albedo of fractal stratocumulus clouds. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 51 (1994), Nr. 16, S. 2434–2455
- CAPALDO, K. ; CORBETT, J.J. ; KASIBHATLA, P. ; FISCHBECK, P. ; PANDIS, S.N.: Effects of ship emissions on sulphur cycling and radiative climate forcing over the ocean. In: *nature* 400 (1999), S. 743–746
- CAVALLI, F. ; FACHHINI, M.C. ; DECESARI, S. ; MIRCEA, M. ; EMBLICO, L. ; FUZZI, S. ; CEBURNIS, D. ; YOON, Y.J. ; O'DOWD, C.D. ; PUTAUD, J.P. ; DELL'ACQUA, A.: Advances in characterization of size-resolved organic matter in marine aerosol over the North Atlantic. In: *Journal of Geophysical Research* 109 (2004), S. D24215
- CHARLSON, R.J. ; LOVELOCK, J.E. ; ANDREAE, M.O. ; WARREN, S.G.: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. In: *nature* 326 (1987), S. 655–661
- CHEN, Y. ; PENNER, J.E.: Uncertainty analysis from estimates of the first indirect aerosol effect. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 5 (2005), S. 2935–2948
- CHUANG, P.Y. ; CHARLSON, R.J. ; SEINFELD, J.H.: Kinetic limitations on droplet formation of clouds. In: *nature* 390 (1997), S. 594–596
- COAKLEY-JR., J.A. ; BERNSTEIN, R. L. ; DURKEE, P.A.: effect of ship-stack effluents on cloud reflectivity. In: *science* 237 (1987), S. 1020–1022
- COAKLEY-JR., J.A. ; DURKEE, P.A. ; NIELSEN, K. ; TAYLOR, J.P. ; PLATNICK, S. ; ALBRECHT, B.A. ; BABB, D. ; CHANG, F.-L. ; TAHNK, W.R. ; BRETHERTON, C.S. ;

- HOBBS, P.V.: The appearance and disappearance of ship tracks on large spatial scales. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2765–2778
- COAKLEY-JR., J.A. ; WALSH, C.D.: Limits to the aerosol indirect Radiative effect derived from observations of ship tracks. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 59 (2002), S. 668–680
- CONANT, W.C. ; NENES, A. ; SEINFELD, J.H.: Black carbon radiative heating effects on cloud microphysics and implications for the aerosol indirect effect: 1. Extended Köhler theory. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002), S. 4604
- CONOVER, J.H.: Anomalous Cloud Lines. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 23 (1966), S. 778–785
- COX, C. ; MUNK, W.: Statistics of the sea surface derived from sun glitter. In: *Journal of Marine Research* 13 (1954), S. 198–227
- DAVIS, D.D. ; GRODZINSKY, G. ; KASIBHATLA, P. ; CRAWFORD, J. ; CHEN, G. ; LIU, S. ; BANDY, A. ; THORNTON, D. ; GUAN, H. ; SANDHOLM, S.: Impact of Ship Emissions on Marine Boundary Layer NO<sub>x</sub> and SO<sub>2</sub> Distributions over the Pacific Basin. In: *Geophysical Research Letters* 28 (2001), S. 235–238
- DEIRMENDJIAN, D.: *Electromagnetic scattering on spherical polydispersions*. American Elsevier, 1969
- DEVASTHALE, A. ; KRÜGER, O. ; GRASSL, H.: Impact of ship emissions on cloud properties over coastal areas. In: *Geophysical Research Letters* 33 (2006), S. L02811
- DURKEE, P.A. ; CHARTIER, R.E. ; BROWN, A. ; TREHUBENKO, E.J. ; ROGERSON, S.D. ; SKUPNIEWICZ, C. ; NIELSEN, K.E. ; PLATNICK, S. ; KING, M.D.: Composite ship track characteristics. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2542–2553
- DURKEE, P.A. ; NOONE, K.J. ; BLUTH, R.T.: The Monterey Area Ship Track Experiment. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2523–2541
- DURKEE, P.A. ; NOONE, K.J. ; FERREK, R.J. ; JOHNSON, D.W. ; TAYLOR, J.P. ; GARRETT, T.J. ; HOBBS, P.V. ; HUDSON, J.G. ; BRETHERTON, C.S. ; INNIS, G. ; FRICK, G.M. ; HOPPEL, W.A. ; O'DOWD, C.D. ; RUSSEL, L.M. ; GASPAROVIC, R. ; NIELSEN, K.E. ; TESSMER, S.A. ; ÖSTRÖM, E. ; OSBOURNE, S.R. ; FLAGAN, R.C. ; SEINFELD, J.H. ; RAND, H.: The impact of ship-produced aerosols on the microstructure and albedo of warm marine stratocumulus clouds: a test of MAST hypothesis 1i and 1ii. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2554–2569
- ENDRESEN, O. ; SORGARD, E. ; SUNDET, J.H.K. ; DALSOREN, S.B. ; ISAKSEN, I.S.A. ; BERGLEN, T.F.: Emission from international sea transportation and environmental impact. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003), Nr. D17, S. 4560
- ENTEC: *European Commission: Quantification of emissions from ships associated with ship movements between ports in the European Community - Final Report*. 2002

- EYRING, V. ; KÖHLER, H.W. ; ARDENNE, J. van ; LAUER, A.: Emissions from international shipping: 1. The last 50 years. In: *Journal of Geophysical Research* 110 (2005), Nr. D17, S. D17305
- EYRING, V. ; KÖHLER, H.W. ; LEMPER, B. ; LAUER, A.: Emissions from international shipping: 2. Impact of future technologies - for scenarios until 2050. In: *Journal of Geophysical Research* 110 (2005), Nr. D17, S. D17306
- EYRING, V. ; STEVENSON, D. S. ; LAUER, A. ; DENTENER, F.J. ; BUTLER, T. ; COLLINS, W.J. ; ELLINGSEN, K. ; GAUSS, M. ; HAUGLUSTAIN, D.A. ; ISAKSEN, I.S.A. ; LAWRENCE, M.G. ; RICHTER, A. ; RODRIGUEZ, J.M. ; SANDERSON, M. ; STRAHAN, S.E. ; SUDO, K. ; SZOPA, S. ; NOIJE, T.P.C. van ; WILD, O.: Multi-model simulations of the impact of international shipping on atmospheric chemistry and climate in 2000 and 2030. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 7 (2007), S. 757–780
- FACCHINI, M.C. ; MIRCEA, M. ; FUZZI, S. ; CHARLSON, R.J.: Cloud albedo enhancement by surface-active organic solutes in growing droplets. In: *nature* 401 (1999), S. 257–259
- FEINGOLD, G. ; EBERHARD, W.L. ; VERON, D.E. ; PREVIDI, M.: First measurements of the Twomey indirect aerosol effect using ground-based remote sensors. In: *Geophysical Research Letters* 30 (2003), S. 1287
- FEREK, R.J. ; GARRETT, T. ; HOBBS, P.V. ; STRADER, S. ; JOHNSON, D. ; TYLOR, J.P. ; NIELSEN, K. ; ACKERMAN, A.S. ; KOGAN, Y. ; LIU, Q. ; ALBRECHT, B.A. ; BABB, D.: Drizzle suppression in ship tracks. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2707–2728
- FEREK, R.J. ; HEGG, D.A. ; HOBBS, P.H.: Measurements of ship-induced tracks in clouds off the Washington coast. In: *Journal of Geophysical Research* 103 (1998), Nr. D18, S. 23199–23206
- FRANKE, K. ; EYRING, V. ; SANDER, R. ; LAYUER, J. H. and A. ; SAUSEN, R.: Toward effective emissions of ships in global models. In: *Meteorologische Zeitschrift* accepted (2007)
- FRICK, G.M. ; HOPPEL, W.A.: Airship measurements of ship's exhaust plumes and their effect on marine boundary layer clouds. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2625–2648
- FU, Q. ; LIOU, K.N.: On the Correlated k-Distribution Method for Radiative Transfer in Nonhomogeneous Atmospheres. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 22 (1992), S. 2139–2156
- GARRETT, T.J. ; ZHAO, C.: Increased Arctic cloud longwave emissivity associated with pollution from mid-latitudes. In: *nature* 440 (2006), S. 787–789
- GHAN, S.J. ; GUZMAN, G. ; ABDUL-RAZZAK, H.: Competition between sea salt and sulfate particles as cloud condensation nuclei. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 55 (1998), S. 3340–3347

- GRANIER, C. ; NIEMEIER, U. ; JUNGCLAUS, J. H. ; EMMONS, L. ; HESS, P. G. ; LAMARQUE, J.-F. ; WALTERS, S. ; ; BRASSEUR, G. P.: Ozone pollution from future ship traffic in the Arctic northern passages. In: *Geophysical Research Letters* 33 (2006), S. L13807
- HALTHORE, R.N. ; CAFFREY, P.F.: Measurements and modelling background aerosols in remote marine atmospheres: Implications of seas salt flux. In: *Geophysical Research Letters* 33 (2006), S. L14819
- HAN, Q. ; ROSSOW, W.B. ; CHOU, J. ; WELCH, R.M.: Global variation of column droplet concentration in low-level clouds. In: *Geophysical Research Letters* 25 (1998), Nr. 9, S. 1419–1422
- HAN, Q. ; ROSSOW, W.B. ; ZENG, J. ; WELCH, R.: Three different behaviors of liquid water path of clouds in aerosol-cloud interactions. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 59 (2002), S. 726–735
- HELMER, M.: Atmospheric chemistry: shipping forecast is partly cloudy. In: *nature* 396 (1998), S. 222
- HOBBS, P.V. ; GARRETT, T.J. ; FERREK, R.J. ; STRADER, S.R. ; HEGG, D.A. ; FRICK, G.M. ; HOPPEL, W.A. ; GASPAROVIC, R.F. ; RUSSELL, L.M. ; JOHNSON, D.W. ; O'DOWD, C. ; DURKEE, P.A. ; NIELSEN, K.E. ; INNIS, G.: Emissions from ships with respect to their effects on clouds. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2570–2590
- HOLBEN, B.N. ; TANRE, D. ; SMIRNOV, A. ; ECK, T.F. ; SLUTSKER, I. ; ABUHASSAN, N. ; NEWCOMB, W.W. ; SCHAFFER, J.S. ; CHATENET, B. ; LAVENU, F. ; KAUFMAN, Y.J. ; CASTLE, J.V. ; SETZER, A. ; MARKHAM, B. ; CLARK, D. ; FROUIN, R. ; HALTHORE, R. ; KARNALI, A. ; O'NEILL, N.T. ; PIETRAS, C. ; PINKER, R.T. ; K. VOSS, G. Z.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), Nr. D11, S. 12067–12098
- HOOPER, W.P. ; JAMES, J.E.: Lidar observations of ship spray plumes. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2649–2655
- HOYNINGEN-HUENE, W. von ; FREITAG, M. ; BURROWS, J.B.: Retrieval of aerosol optical thickness over land surfaces from top-of-atmosphere radiance. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003), Nr. D9, S. 4260
- HUDSON, J.G. ; GARRETT, T.J. ; HOBBS, P.V. ; STRADER, S.R. ; XIE, Y. ; YUM, S.S.: Cloud condensation nuclei and ship tracks. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2696–2706
- HUEBERT, B.J.: Sulphur emissions from ships. In: *nature* 400 (1999), S. 713–714
- HUFF-HARTZ, K.E. ; ROSENORN, T. ; FERCHAK, S.R. ; RAYMOND, T. M. ; BILDE, M. ; DONAHUE, N.D. ; PANDIS, S.N.: Cloud condensation nuclei activation of monoterpene

- and sesquiterpene secondary organic aerosol. In: *Journal of Geophysical Research* 110 (2005), Nr. D14, S. D14208
- HULST, H.C. van de: *Optics of spherical particles*. Duwarer & Zonen, 1946
- INTERNATIONAL-ENERGY-AGENCY: *Key World Energy Statistics*.  
<http://www.globaloilwatch.com/reports/Key2006.pdf>. 2006
- IORGA, G. ; STEFAN, S. ; OLARU, A.: Influence of sulfate aerosol particles on radiative properties of clouds. In: *Romanian Reports in Physics* 55 (2003), Nr. 3, S. 287–302
- IPCC: *Intergovernmental Panel on Climate Change - Report*. 2001
- IPCC: *Intergovernmental Panel on Climate Change, Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Summary for Policymakers*. 2007
- JIANG, H. ; FEINGOLD, G.: Effect of aerosol on warm convective clouds: Aerosol-cloud-surface flux feedbacks in new coupled large eddy model. In: *Journal of Geophysical Research* (2006), S. D01202
- JIANG, H. ; FEINGOLD, G. ; COTTON, W.R.: Simulations of aerosol-cloud-dynamical feedbacks resulting from entrainment of aerosol into the marine boundary layer during the Atlantic Stratocumulus Transition Experiment. In: *Journal of Geophysical Research* (2002), S. 4813
- JIN, Z. ; CHARLOCK, T.P. ; RUTLEDGE, K.: Analysis of broadband solar radiation and albedo over the ocean surface at COVE. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* (2002), S. 1585–1601
- JOHNSON, D.W. ; OSBORNE, S. ; WOOD, R. ; SUHRE, K. ; QUINN, P.K. ; BATES, T. ; ANDREAE, M.O. ; NOONE, K.J. ; GLANTZ, P. ; BANDY, B. ; RUDOLPH, J. ; O'DOWD, C.: Observations of the evolution of the aerosol, cloud and boundary layer characteristics during 1st ACE-2 Lagrangian experiment. In: *Tellus* 52B (2000), S. 348–374
- KAPUSTIN, V.N. ; CLARKE, A.D. ; SHINOZUKA, Y. ; S.HOWELL ; BREKHOVSKIKH, V. ; NAKAJIMA, T. ; HIURASHI, A.: On the determination of cloud condensation nuclei from satellite: Challenges and possibilities. In: *Journal of Geophysical Research* 111 (2006), S. D04202
- KASIBHATLA, P. ; II, H. L. ; MOXIM, W.J. ; PANDIS, S.N. ; CORBETT, J.J. ; PETERSON, M.C. ; HONRATH, R.E. ; FROST, G.J. ; KNAPP, K. ; PARRISH, D.D. ; RYERSON, T.B.: Do emissions from ships have a significant impact on concentration of nitrogen oxides in the marine boundary layer? In: *Geophysical Research Letters* 27 (2000), S. 2229–2233
- KATO, S. ; ACKERMAN, T.P. ; MATHER, J.H. ; CLOTHIAUX, E.E.: The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model. In: *J. Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 62 (1999), S. 109–121

- KIEHL, J.T.: On the observed near cancellation between longwave and shortwave cloud forcing in tropical regions. In: *Journal of Climate* 7 (1994), S. 559–565
- KING, M.D. ; HERRING, D.D. ; DINER, D.J.: The Earth Observing System: A space-based program for assessing mankind's impact on the global environment. In: *Optics & Photonics News* Special Issue (1995), S. 34–39
- KING, M.D. ; MENZEL, W.P. ; GRANT, P.S. ; MYERS, J.S. ; ARNOLD, G.T. ; PLATNICK, S.F. ; GUMLEY, L.E. ; TSAY, S.C. ; MOELLER, C.M. ; FITZGERALD, M. ; BROWN, K.S. ; OSTERWISCH, F.G.: Airborne scanning spectrometer for remote sensing of cloud, aerosol, water vapor and surface properties. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 13 (1996), S. 777–794
- KOKHANOVSKY, A.A.: Optical properties of terrestrial clouds. In: *Earth-Science Review* 64 (2004), S. 198–241
- KOKHANOVSKY, A.A.: Spectral reflectance of whitecaps. In: *Journal of Geophysical Research* (2004), S. C05021
- KOKHANOVSKY, A.A. ; ROSANOV, V.V. ; ZEGER, E.P. ; BOVENSMANN, H. ; BURROWS, J.P.: A semianalytical cloud retrieval algorithm using backscattered radiation in 0.4–2.4  $\mu\text{m}$  spectral region. In: *J. Geophysical Research* 108 (2003), Nr. D1, S. 4008
- KRÜGER, O. ; GRASSL, H.: The indirect aerosol effect over Europe. In: *Geophysical Research Letters* 29 (2002), S. 1925
- KRÜGER, O. ; GRASSL, H.: Albedo reduction by absorbing aerosols over China. In: *Geophysical Research Letters* 31 (2004), S. L02108
- KRÜGER, O. ; MARKS, R. ; GRASSL, H.: Influence of pollution on cloud reflectance. In: *Journal of Geophysical Research* 109 (2004), S. D24210
- LAUER, A. ; EYRING, V. ; HENDRICKS, J. ; JÖCKEL, P. ; LOHMANN, U.: Global model simulations of the impact of ocean-going ships on aerosols, clouds, and the radiation budget. In: *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion* 7 (2007), S. 9419–9464
- LAWRENCE, M.G. ; CRUTZEN, P.J.: Influence of NO<sub>x</sub> emissions from ships on tropospheric photochemistry and climate. In: *nature* 402 (1999), S. 167–170
- LENSKY, I.M. ; ROSENFELD, D.: Estimation of precipitation area and rain intensity based on the microphysical properties retrieved from NOAA AVHRR data. In: *Journal of Applied Meteorology* 36 (1997), S. 234–242
- LENSKY, I.M. ; ROSENFELD, D.: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds at nighttime. In: *Journal of Applied Meteorology* 42 (2003), S. 1227–1233

- LIU, Q. ; KOGAN, Y.L. ; LILLY, D.K. ; JOHNSON, D.W. ; INNIS, G.E. ; DURKEE, P.A. ; NIELSEN, K.E.: Modeling of ship effluent transport and its sensitivity to boundary layer structure. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2779–2791
- LLEWELLYN-JONES, D. ; EDWARDS, M.C. ; MUTLOW, C.T. ; BIRKS, A.R. ; BARTON, I.J. ; TAIT, H.: AATSR: global-change and surface-temperature measurements from Envisat. In: *ESA bulletin* 105 (2001), S. 10–21
- LOHMANN, U. ; FEICHTER, J.: Global indirect aerosol effects: a review. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 5 (2005), S. 715–737
- LOHMANN, U. ; LESINS, G.: Stronger constraints on the anthropogenic indirect aerosol effect. In: *science* 298 (2002), S. 1012–1015
- LOWENTHAL, D.H. ; BORYS, R.D. ; CHOULARTON, T.W. ; BOWER, K.N. ; FLYNN, M.J. ; GALLAGHER, M.W.: Parametrization of the cloud droplet-sulfate relationship. In: *Atmospheric Environment* 38 (2004), S. 287–292
- MARPOL: *Regulations for the Prevention of Air Pollution from Ships*. 2005
- MARSHAK, M. ; DAVIS, A.B.: *3D Radiative Transfer in Cloudy Atmospheres*. Springer Verlag, 2005
- MASUNAGA, H. ; NAKAJIMA, T.Y. ; KACHI, M. ; OKI, R. ; KURODA, S.: Physical properties of maritime low clouds as retrieved by combined use of Tropical Rainfall Measurement Mission Microwave Imager and Visible/Infrared Scanner: Algorithm. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002), Nr. D10, S. 4083
- MAYER, B. ; KYLLING, A.: *libRadtran, Edition 1.0*. 1.0. [www.libradtran.org](http://www.libradtran.org), December 2003
- MAYER, B. ; KYLLING, A.: Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 5 (2005), S. 1855–1877
- MCFIGGANS, G. ; ARTAXO, P. ; BALTENSPERGER, U. ; COE, H. ; FACCHINI, M.C. ; FEINGOLD, G. ; FUZZI, S. ; GYSEL, M. ; LAAKSONEN, A. ; LOHMANN, U. ; MENTEL, T.F. ; MURPHY, D.M. ; O'DOWD, C.D. ; SNIDER, J.R. ; WEINGARTNER, E.: The effect of physical and chemical aerosol properties on warm cloud droplet activation. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6 (2006), S. 2593–2649
- MCFIGGANS, G. ; COE, H. ; BURGESS, R. ; ALLAN, J. ; CUBISON, M. ; ALFARRA, M. R. ; SAUNDERS, R. ; SAIZ-LOPEZ, A. ; PLANE, J. M. C. ; WEVILL, D. ; CARPENTER, L. ; RICKARD, A. R. ; ; MONKS, P. S.: Direct evidence for coastal iodine particles from Laminaria macroalgae - linkage to emissions of molecular iodine. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 4 (2004), S. 701–713

- MERRILL, J.T. ; UEMATSU, M. ; BLECK, R.: Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosols over the North Pacific. In: *Journal of Geophysical Research* 94 (1989), S. 8584–8598
- MILES, L.M. ; VERLINDE, J. ; CLOTHIAUX, E.E.: Cloud Droplet Size Distributions in Low Level Stratiform Clouds. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 295–311
- NAKAJIMA, T. ; KING, M.D.: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 47 (1990), Nr. 15, S. 1878–1893
- NAKAJIMA, T. ; KING, M.D. ; SPINHIRNE, J.D. ; RADKE, L.F.: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Marine stratocumulus observations. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 48 (1991), Nr. 5, S. 728–750
- NAKAJIMA, T. ; TANAKA, M.: Effect of wind-generated waves on the transfer of solar radiation in the atmosphere-ocean system. In: *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 29 (1983), S. 521–537
- NAUSS, T. ; KOKHANOVSKY, A.A. ; NAKAJIMA, T.Y. ; REUDENBACH, C. ; BENDIX, J.: The intercomparison of selected cloud retrieval algorithms. In: *Atmospheric Research* 78 (2005), S. 46–78
- NENES, A. ; CONANT, W.C. ; SEINFELD, J.H.: Black carbon radiative heating effects on cloud microphysics and implications for the aerosol indirect effect: 2. Cloud microphysics. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002), S. 4605
- NOONE, K.J. ; JOHNSON, D.W. ; TAYLOR, J.P. ; FERREK, R.J. ; GARRETT, T. ; HOBBS, P.V. ; DURKEE, P.A. ; NIELSEN, K. ; ÖSTRÖM, E. ; O'DOWD, C. ; SMITH, M.H. ; RUSSELL, L.M. ; FLAGAN, R.C. ; SEINFELD, J.H. ; BOCK, L. de ; GRIEKEN, R.E. van ; HUDSON, J.G. ; BROOKS, I. ; GASPAROVIC, R.F. ; POCKALNY, T.A.: A case study of ship track formation in a polluted marine boundary layer. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2748–2764
- NOONE, K.J. ; ÖSTRÖM, E. ; FERREK, R.J. ; GARRETT, T. ; HOBBS, P.V. ; JOHNSON, D.W. ; TAYLOR, J.P. ; RUSSELL, L.M. ; FLAGAN, R.C. ; SEINFELD, J.H. ; O'DOWD, C.D. ; SMITH, M.H. ; DURKEE, P.A. ; NIELSEN, K. ; HUDSON, J.G. ; POCKALNY, R.A. ; BOCK, L. de ; GRIEKEN, R.E. van ; GASPAROVIC, R.F. ; BROOKS, I.: A case study of forming and not forming tracks in moderately polluted clouds. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2729–2747
- O'DOWD, C.D.: Biogenic coastal aerosol production and its influence on aerosol radiative properties. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 1545–1550
- O'DOWD, C.D. ; FACCHINI, M.C. ; CAVALLI, F. ; CEBURNIS, D. ; MIHAELA, M. ; DESCARRI, S. ; FUZZI, S. ; YOON, Y.J. ; PUTAUD, J.P.: Biogenically driven organic contribution to marine aerosol. In: *nature* 431 (2004), S. 676–680

- O'DOWD, C.D. ; SMITH, M.H. ; CONSTERDINE, I.E. ; LOWE, J.A.: Marine Aerosol, sea-salt and the marine sulphur cycle: a short review. In: *Journal of Atmospheric Environment* 31 (1997), Nr. 1, S. 73–80
- PENG, Y. ; LOHMANN, U. ; LEITCH, R. ; BANIC, C. ; COUTURE, M.: The cloud albedo-cloud droplet effective radius relationship for clean and polluted clouds from RACE and FIRE.ICE. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002), Nr. D11
- PHINNEY, L.A. ; LOHMANN, U. ; LEITCH, W.R.: Limitations of using an equilibrium approximation in an aerosol activation parametrization. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003), Nr. D12, S. 4371
- PLATNICK, S. ; DURKEE, P.A. ; NIELSEN, K. ; TAYLOR, J.P. ; TSAY, S.C. ; KING, M.D. ; FERREK, R.J. ; HOBBS, P.V. ; ROTTMAN, J.W.: The role of background cloud microphysics in the radiative formation of ship tracks. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), Nr. 16, S. 2607–2624
- PLATNICK, S. ; KING, M.D. ; ACKERMAN, S.A. ; MENZEL, W.P. ; BAUM, B.A. ; RIEDI, J.C. ; FREY, R.A.: The MODIS cloud products: algorithms and examples from Terra. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41 (2003), Nr. 2, S. 459–473
- PORCH, W. ; BORYS, R. ; DURKEE, P. ; GASPAROVIC, R. ; HOOPER, W. ; HINDMAN, E. ; NIELSEN, K.: Observations of ship tracks from ship-based platforms. In: *Journal of Applied Meteorology* 38 (1999), S. 69–81
- RADKE, L.F. ; COAKLEY, J.A. ; KING, M.D.: Direct and remote sensing observations of the effects of ships on clouds. In: *science* 246 (1989), S. 1146–1149
- RAMANATHAN, V. ; CRUTZEN, P.J. ; KIEHL, J.T. ; ROSENFELD, D.: Aerosols, Climate and the hydrological cycle. In: *science* 294 (2001), S. 2119–2124
- RAPP, J.: Das Satellitenbild des Monats Januar 2003 - Kondensstreifen von Handelsschiffen. In: *promet* 1 (2004), S. 86–87
- RICHTER, A. ; EYRING, V. ; J.P.BURROWS ; BOVENSMANN, H. ; LAUER, A. ; SIERK, B. ; CRUTZEN, P.J.: Satellite measurements of NO<sub>2</sub> from International shipping emissions. In: *Geophysical Research Letters* 31 (2004), S. L23110
- ROSENFELD, D.: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. In: *science* 287 (2000), S. 1793–1796
- ROSENFELD, D. ; GUTMANN, G.: Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data. In: *Journal of Atmospheric Research* 34 (1994), S. 253–283
- ROSENFELD, D. ; KAUFMAN, Y.J. ; KOREN, I.: Switching cloud cover and dynamical regimes from open to closed Benard cells in response to suppression of precipitation of aerosols. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6 (2006), S. 2503–2511

- ROSSOW, W.B. ; SCHIFFER, R.A.: ISCCP Cloud Data Products. In: *Bulletin of American Meteorological Society* 72 (1991), Nr. 1, S. 2–20
- ROTSTAYN, L.D. ; LOHMANN, U.: Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. In: *Journal of Climate* 15 (2002), S. 2103–2116
- RUSSELL, L.M. ; NOONE, K.J. ; FERREK, R.J. ; POCKALNY, R.A. ; FLAGAN, R.C. ; SEINFELD, J.H.: Combustion organic aerosol as cloud condensation nuclei in ship tracks. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2591–2606
- SAUSEN, R. ; ISAKSEN, I. ; GREWE, V. ; HAUGLUSTAINE, D. ; LEE, D.S. ; MYHRE, G. ; KÖHLER, O. ; PITARI, G. ; SCHUMANN, U. ; C. ZEREFOS, F. S. an: Aviation radiative forcing in 2000: An update on IPCC (1999). In: *Meteorologische Zeitschrift* 14 (2005), S. 555–561
- SEINFELD, J.H. ; PANDIS, S.N.: *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. John Wiley and Sons, INC., 1998
- SELLEGRI, K. ; LAJ, P. ; DUPUY, R.: Size-dependent scavenging efficiencies of multi-component atmospheric aerosols in clouds. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003)
- SIMMONS, A. ; GIBSON, R.: *The ERA-40 Project Plan*. 2000
- SMIRNOV, A. ; HOLBEN, B.N. ; KAUFMAN, Y.J. ; DUBOVIK, O. ; ECK, T.F. ; SLUTSKER, I. ; PIETRAS, C. ; HALTHORE, R.N.: Optical properties of atmospheric aerosol in maritime environments. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 59 (2002), S. 501–523
- SMYTHE-WRIGHT, D. ; BOSWELL, S.M. ; BREITHAUP, P. ; DAVIDSON, R.D. ; DIMMER, C.H. ; EIRAS-DIAZ, L.B: Methyl iodide production in the ocean: Implications for climate change. In: *Global Biogeochemical Cycles* 20 (2006), S. GB3003
- STAMNES, K. ; TSAY, S.C. ; WISCOMBE, W. ; JAYAWEERA, K.: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. In: *Applied Optics* 27 (1988), S. 2502–2509
- STRASSMANN, B.: *Sauber auf See (Blauer Engel)*. [http://www.zeit.de/archiv/2002/47/Blauer\\_Engel\\_Schiff](http://www.zeit.de/archiv/2002/47/Blauer_Engel_Schiff). 2002
- STUBER, N. ; PONATER, M. ; SAUSEN, R.: Why radiative forcing might fail as a predictor of climate change. In: *Climate Dynamics* 23 (2005), S. 497–510
- SWAP, R. ; GARSTANG, M. ; MACKO, S.A. ; TYSON, P.D. ; MAENHAUT, W. ; P. ARTAXO ; KALLBERG, P. ; TALBOT, R.: The long-range transport of southern African aerosols to the tropical South Atlantic. In: *Journal of Geophysical Research* 101 (1996), S. 23777–23791

- TAYLOR, J.P. ; GLEW, M.D. ; COAKLEY-JR., J.A. ; TAHNK, W.R. ; PLATNICK, S. ; HOBBS, P.V. ; FERREK, R.J.: Effects of aerosols on the radiative properties of clouds. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2556–2670
- TWOHY, C.H. ; PETTERS, M.D. ; J.R.SNIDER ; TAHNK, B.Stevens W. ; WETZEL, M. ; RUSSELL, L. ; BURNET, F.: Evaluation of the aerosol indirect effect in marine stratocumulus clouds: Droplet number, size, liquid water path and radiative impact. In: *Journal of Geophysical Research* 110 (2005)
- TWOMEY, S.: Pollution and planetary albedo. In: *Atmospheric Environment* 34 (1974), S. 1149–1152
- TWOMEY, S.: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 34 (1977), S. 1149–1152
- TWOMEY, S.: Comments on 'Effects of cloud size and cloud particles on satellite-observed reflected brightness'. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 35 (1978), S. 2389–2390
- TWOMEY, S.: Clouds, aerosol and radiation. In: *Atmospheric Environment* 25 (1991), S. 2435–2442
- VDN: *Verband der Netzbetreiber: Leistungsbilanz der allgemeinen Stromversorgung in Deutschland*. <http://www.vdn-berlin.de>. 2003
- WANG, C. ; CORBETT, J.J. ; FIRESTONE, J.: Improving spatial representation of global ship emissions inventories. In: *Journal of Geophysical Research* (2007), S. submitted
- XIONG, X. ; CHIANG, K. ; ESPOSITO, J. ; GUENTHER, B. ; BARNES, W.: *MODIS on-orbit calibration and characterization*. NASA (Veranst.), 2003. – 89–92 S
- YIN, F. ; GROSJEAN, D. ; FLAGAN, R.C. ; SEINFELD, J.H.: Photooxidation of Dimethyl Sulfide and Dimethyl Disulfide. II: Mechanism Evaluation. In: *Journal of Atmospheric Chemistry* 11 (1990), S. 365–399
- YIN, F. ; GROSJEAN, D. ; SEINFELD, J.H.: Photooxidation of Dimethyl Sulfide and Dimethyl Disulfide. I: Mechanism Development. In: *Journal of Atmospheric Chemistry* 11 (1990), S. 309–364
- ÖSTRÖM, E. ; NOONE, K.J. ; POCKALNY, R.A.: Cloud droplet residual particle microphysics in marine stratocumulus clouds observed during the Monterey Area Ship Track Experiment. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2000), S. 2671–2683