Strahlungsbilanz der bewölkten Atmosphäre aus MSG1-SEVIRI Daten

Diplomarbeit
von
Lars Klüser

Mathematisch - Naturwissenschaftliche Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Erstellt am Leibniz - Institut für Meereswissenschaften
Forschungsbereich 1
- Maritime Meteorologie -

IFM-GEOMAR
Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
an der Universität Kiel

Kiel, November 2006

Zusammenfassung

Die Strahlungsbilanz der Erde treibt letztlich alle physikalischen Prozesse von Ozean und Atmosphäre an. Ein verbessertes Verständnis der Komponenten der Strahlungsbilanz liefert damit zwangsläufig auch ein besseres Verständnis des Klimasystems unserer Erde. Hierbei kommt den Wolken eine ganz besondere Rolle zu, immerhin bedecken sie ständig 66% unseres Planeten.
Wolken wirken in zwei Richtungen auf die Strahlungsbilanz. Zum einen reflektieren sie mehr solare Strahlung als der Untergrund und verringern damit das dem System Erde-Atmosphäre zur Verfügung stehende Energieangebot. Auf der anderen Seite absorbieren Wolken Infrarotstrahlung und strahlen selbst mit ihrer kälteren Oberkantentemperatur ab. Somit verhindern sie, dass ein nicht unerheblicher Teil an Energie des Systems Erde-Atmosphäre an den Weltraum verloren geht.
Diese beiden Wolkenstrahlungseffekte wirken in entgegegesetzte Richtung, wobei je nach Wolkentyp der eine oder der andere Effekt überwiegen kann. Diese Arbeit hat zum Thema, diese Effekte aus fernerkundeten Strahlungsbilanzkomponenten zu betrachten.
Der erste Teil dieser Arbeit (Kapitel 2 - 6) dient der Erarbeitung der Grundlagen und Algorithmen, mit deren Hilfe aus Messungen des SEVIRI Instruments auf den Meteosat-Satelliten der zweiten Generation (MSG) die Komponenten der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre gewonnen werden können. Darüberhinaus werden Strahlungsbilanzkomponenten aus zwei verschiedenen Instrumenten (SEVIRI und GERB) miteinander verglichen. Hierbei stellt sich heraus, dass die kurzwelligen Strahlungsflüsse eine signifikante Abhängigkeit von der betrachteten Szene zeigen, wohingegen die langwelligen Strahlungsflüsse eine gute Übereinstimmung zeigen. Ferner wird eine alternative Methode zur Gewinnung langwelliger Strahlungsflüsse aus SEVIRI-Daten entwickelt.
Der zweite Teil (Kapitel 7 und 8) befasst sich mit der zeitlichen Entwicklung der Strahlungsbilanzkomponenten während des Lebenszyklus konvektiver Bewölkungssysteme. Hierbei werden zunächst einzelne konvektive Wolkencluster dreier Klimazonen (mittlere Breiten Subtropen, Tropen) exemplarisch betrachtet und anschließend drei tropische Zyklonen der atlantischen Hurrikan-Saison 2006. Hierbei wird ein möglicher Zusammenhang zwischen der Rotations-Intensität eines tropischen Konvektionssystems und dessen Strahlungseffekten beschrieben.
Im letzten Teil (Kapitel 9 und 10) werden die Auswirkungen von Aerosole auf die Strahlungsbilanz am Beispiel von Sahara-Staub über dem Atlantik und die Wechselwirkungen von Rauch und Wolken am Beipiel einer Rauchwolke über den Wüstengebieten des Nahen Ostens sowie Rauchwolken über dem Kongobecken betrachtet. Die Strahlungseffekte der Aerosole werden im Falle der Rauchwolken lediglich exemplarisch beschrieben, im Falle des Staubausbruchs auch quantifiziert.

Abstract

The radiation balance of the earth is the main force to maintain the physical processes in both ocean and atmosphere. An improved knowledge of the radiation balance increases the knowledge of the climate system of the earth. In this system, clouds play a very special role with not less than 66% cloud coverage of the earth at any time.
Clouds have two different effects on the radiation balance. They increase the amount of reflected solar radiation compared to the underlying surface and therefore reeduce the amount of energy in the earth-atmosphere system. On the other hand, they absorb infrared radiation and emit with their own (lower) cloud-top temperature. Clouds therefore also decrease the energy-loss to space due to thermal radiaton.
Both cloud radiative effects counteract towards each other, in which any of the processes can outweigh the other. In this work the radiative effects are derived from remotely sensed radiation budget components.
The first part (chapters 2 - 6) describes the theoretical background and algorithms used to calculate the components of the radiation balance of the atmosphere from data measured by the SEVIRI instrument onboard the second generation Meteosat satellites (MSG). Furthermore radiative fluxes from the SEVIRI instrument and the GERB instrument are compared, leading to a significant dependence of shortwave fluxes on the viewed scene. Aditionally, another method to calculate longwave fluxes from SEVIRI data will also be developed.
In the second part (chapters 7 and 8) a closer look to convective cloudsystems in different climatic regions (mid-latitudes, subtropics, tropics) reveals radiative features of these convective cells. The radiative properties of three tropical cyclones of the Atlantic hurricane-season 2006 are also discussed. A possible connection between their cloud radiative effects and the intensity of rotation is shown.
Chapters 9 and 10 deal with effects of aerosol on the radiation balance and cloud formation by analysing an outbreak of Saharan dust over the Atlantic Ocean and a smokes plume over both the middle-east regions and the Kongo region. The description of the radiative effects of the aerosols is purely qualitative in the case of the smoke plumes and also quantitative for the Saharan dust.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung **i**

Abstract **iii**

1 Einleitung **1**
1.1 Motivation . . . 1
1.2 Strahlungsbilanz der Erde . . . 1
1.3 Treibhauseffekt . . . 2
1.4 Wolken . . . 3
1.5 Aerosol . . . 4
1.6 Fernerkundung . . . 4

2 Theoretische Grundlagen **7**
2.1 Spektralbereiche . . . 7
2.2 Strahlungsgesetze . . . 7
2.2.1 Planck'sches Strahlungsgesetz . . . 7
2.2.2 Wien'sches Verschiebungsgesetz . . . 8
2.2.3 Gesetz von Kirchhoff . . . 9
2.2.4 Boguer-Lambert-Beer Gesetz . . . 10
2.2.5 optische Dicke . . . 11
2.2.6 Breitband-Strahldichten . . . 11
2.2.7 Strahlungsflussdichte . . . 12
2.2.8 Gesetz von Stefan-Boltzmann . . . 12
2.3 Wolkenstrahlungseffekt . . . 13
2.4 Statistik . . . 14

3 METEOSAT Second Generation (MSG) **17**
3.1 SEVIRI . . . 18
3.1.1 Die solaren Kanäle 1-3 (VIS) . . . 18
3.1.2 Grenzbereich zwischen solarer und terrestrischer Strahlung (Kanal 4) 19
3.1.3 Die "Wasserdampf"-Kanäle 5 und 6 (WV) . . . 21
3.1.4 Die Infrarot-Kanäle 7-11 (IR) . . . 22
3.1.5 Der "High-Resolution" Kanal 12 (HRV) . . . 23
3.2 GERB . . . 23

4 Methoden zur Weiterverarbeitung der SEVIRI-Informationen **25**
4.1 Falschfarbenbilder zur Kontrastverstärkung . . . 25
4.2 "Narrow-to-Broadband"-Konvertierung . . . 30
4.3 "Radiance-to-Flux"-Konvertierung . . . 31
4.3.1 Grundlagen . . . 31
4.3.2 Reflektierte Solarstrahlung . . . 31
4.3.3 thermische Ausstrahlung . . . 33
4.4 Nettostrahlungsbilanz . . . 33
4.5 MPEF-Wolkenmaske . . . 34
4.5.1 Beschreibung der Wolkenmaske . . . 34
4.5.2 'Artifakte' der Wolkenmaske . . . 34
4.6 optische Dicke in GERB Daten . . . 35
4.7 äquivalente Schwarzkörpertemperaturen . . . 36

5 Vergleich zwischen GERB- und SEVIRI-Strahlungsflüssen **39**
5.1 Grundzüge . . . 39
5.2 Solarer Spektralbereich . . . 41
5.2.1 Abhängigkeit von der Tageszeit . . . 42
5.2.2 Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad . . . 44
5.2.3 Abhängigkeit von der optischen Dicke . . . 45
5.2.4 Abhängigkeit von der zeitlichen Variabilität . . . 46
5.2.5 Abhängigkeit von der räumlichen Variabilität . . . 47
5.2.6 Szenen-Analyse . . . 48
5.3 Thermischer Spektralbereich . . . 50
5.4 Gesamter ausgehender Strahlungsfluss . . . 51

6 Vereinfachter Ansatz zur Bestimmung des langwelligen Strahlungsflusses aus dem Stefan-Boltzmann-Gesetz **53**
6.1 Methode nach Ohring et al. (1984) . . . 53
6.2 Stefan-Boltzmann-Ansatz nach Stubenrauch et al. (1993) zur Bestimmung langwelliger Anisotropiefaktoren . . . 55
6.3 Methode der effektiven äquivalenten Schwarzkörpertemperatur . . . 55
6.3.1 Entwicklung des Ansatzes . . . 55
6.3.2 Test unter verschiedenen Sichtfeldzenithwinkeln . . . 56
6.3.3 Test für die Region Kiel im Mai 2006 . . . 58
6.3.4 Bewertung der Tests . . . 60

7 Lebenszyklen konvektiver Wolken **63**
7.1 Hintergrund . . . 63
7.2 Methodik der Wolkenerkennung . . . 63
7.3 Methodik der Strahlungseffektberechnung . . . 64
7.4 Mittlere Breiten: Gewittercluster über Norddeutschland . . . 65
7.4.1 Szenenbeschreibung . . . 65

7.4.2 Wolkenstrahlungseffekte . . . 66
7.5 Subtropen: Konvektion über der Sahara . . . 69
7.5.1 Szenenbeschreibung . . . 69
7.5.2 Wolkenstrahlungseffekte . . . 69
7.6 Tropen: Konvektion in der Intertropischen Konvergenz . . . 72
7.6.1 Szenenbeschreibung . . . 72
7.6.2 Wolkenstrahlungseffekte . . . 73

8 Lebenszyklen tropischer Wirbelstürme 75
8.1 Eigenschaften tropischer Zyklonen . . . 75
8.2 Zusätzliche Daten und Wolkenerkennung . . . 76
8.3 Beispiel 1: Tropensturm "Debby" . . . 77
8.4 Beispiel 2: Hurrikan "Gordon" . . . 82
8.5 Beispiel 3: Hurrikan "Helene" . . . 87
8.6 Vergleichsbetrachtungen . . . 92

9 Strahlungsbilanz von Sahara-Staub über dem Ozean 95
9.1 Sahara-Staub Ausbrüche über dem Atlantik und ihre Auswirkungen: allgemeine Aspekte . . . 95
9.1.1 Erweiterung der ADMs um Staubeffekte (GERB-ADMs) . . . 97
9.1.2 Implementierung der GERB-ADMs . . . 98
9.2 Sahara-Staub Ausbruch am 18./19. August 2006 . . . 99
9.2.1 Szenenbeschreibung . . . 99
9.2.2 Strahlungsflüsse . . . 99

10 Rauchwolken über Land 107
10.1 Rauchwolke über subtropischen Wüstengebieten . . . 107
10.1.1 Szenenbeschreibung . . . 107
10.1.2 Theorie zur Auslösung von Konvektion im Zusammenhang mit der Ausbreitung von Rauch . . . 108
10.1.3 Strahlungsbilanzbetrachtungen . . . 110
10.2 Biomasse-Verbrennung auf dem afrikanischen Kontinent . . . 112
10.2.1 Hintergrund . . . 112
10.2.2 Identifikation . . . 112
10.2.3 Strahlungsbilanzbetrachtungen . . . 113

11 Schlussbetrachtungen und Ausblick 115
11.1 Schlussbetrachtungen . . . 115
11.2 Ausblick . . . 116

Anhang i

A Abkürzungen i

B Tabellen **v**

Literatur **xiii**

Danksagung **xix**

Erklärung **xxi**

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Motivation

Die bisher in Klimamodellen verwendeten Strahlungsbilanz-Anpassungen (z.B. Wild und Roeckner (2005)) gehen zu großen Teilen auf die Messkampagne *ERBE* (Barkstrom (1984)) zurück. Der ERBE-Datensatz liefert Strahlungsbilanzen auf einer räumlichen Auflösung von 2°x2°. Mit dem SEVIRI Instrument auf den METEOSAT-Satelliten der zweiten Generation (MSG) wird eine deutlich höhere räumliche Auflösung ($3\mathrm{km} \times 3\mathrm{km}$, nicht global) bei einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten aus einem geostationären Orbit erreicht (Schmetz et al. (2002)). Das primäre Produkt von SEVIRI sind allerdings keine Strahlungsflüsse, diese können jedoch mit einem von Clerbaux et al. (2001) entwickelten Algorithmus aus den SEVIRI Messungen abgeschätzt werden. Damit liefert SEVIRI die Möglichkeit, die *zeitliche Entwicklung* der Strahlungsbilanzkomponenten von Wettersystemen wie beispielsweise konkektiven Wolkenclustern oder tropischen Zyklonen über den gesamten *Lebenszyklus* dieser Systeme zu beobachten. Darüberhinaus können die SEVIRI Daten zur Erfassung der Effekte (und ihrer zeitlichen Entwicklung) von verschiedenen Aerosol-Arten auf die Strahlungsbilanz (Twomey (1977)) verwendet werden. In dieser Arbeit sollen die Auswirkungen von konvektiven Wolkensystemen und tropischen Zyklonen sowie eines Ausbruchs von Sahara-Staub über dem tropischen Nordatlantik auf die Strahlungsbilanz anhand von Fallbeispielen untersucht und in das System der planetaren Strahlungsbilanz eingeordnet werden. Darüberhinaus sollen anhand von zwei verschiedenen exemplarischen Situationen die Auswirkungen von bei Verbrennung entstandenem Aerosol auf Strahlungsbilanz und Wolkenbildung (Koren et al. (2004)) betrachtet werden.

1.2 Strahlungsbilanz der Erde

Die Sonne ist die Hauptenergiequelle für alle atmosphärischen, hydrosphärischen und biosphärischen Prozesse auf der Erde (z.B. Petty (2006)). Aufgrund des elliptischen Orbits der Erde um die Sonne, der Rotation um die Erdachse und der Ekliptik der Erdachse ist die solare Einstrahlung allerdings nicht an jedem Punkt der Erde gleich.

Aufgrund des elliptischen Erd-Orbits ist auch der Abstand der Erde von der Sonne einem Jahresgang unterworfen, mit dem geringsten Abstand im Nordwinter und dem größten Abstand im Nordsommer. Aus dem mittleren Abstand Erde-Sonne r_0 erhält man die *Solarkonstante* S_0 als mittlere solare Einstrahlung auf die (nahezu) kreisförmige Projektion der Erde auf die Ausbreitungsrichtung der solaren Strahlung. Der in dieser Arbeit verwendete Wert der Solarkonstante beträgt

$$S_0 = 1368 \frac{W}{m^2} \pm 2\% \tag{1.1}$$

Da die Erde nahezu Kugelgestalt hat, der Winkel zwischen Sonne und Erdachse aufgrund der Deklination einem Jahresgang unterworfen ist und die Erde sich dreht, ist der *Sonnenzenithwinkel* Θ_S an jedem Ort auf der Erde zu jedem Zeitpunkt unterschiedlich. Die solare Einstrahlung an einem Ort (am *Oberrand der Atmosphäre*) zu einem bestimmten Zeitpunkt ist somit eine Funktion von Solarkonstante, Abstand Erde-Sonne und Sonnenzenithwinkel.
Neben der solaren Einstrahlung als Energiequelle ist eine weitere entscheidende Komponente der planetaren Strahlungsbilanz die Fähigkeit der Erde, solare Energie zu reflektieren. Die Albedo ist das Verhältnis von reflektierter Solarstrahlung zu einfallender Solarstrahlung (Peixoto und Oort (1992), Kapitel 6) und beträgt im planetaren Mittel ca. 30% (Wielicki et al. (1995)), ist lokal jedoch hochgradig variabel.
Die dritte Komponente der Strahlungsbilanz ist die thermische Ausstrahlung der Erde. Jeder Körper strahlt (je nach Temperatur und Emissivität) elektromagnetische Strahlung aus. Die einfallende solare Strahlung ist diejenige Strahlung, welche die Sonne gemäß ihrer Temperatur ausstrahlt. Ebenso verliert die Erde Energie durch Ausstrahlung. Da die Temperaturen auf der Erde wesentlich geringer sind, als in der Photosphäre der Sonne, strahlt die Erde in einem anderen Wellenlängenbereich, dem *thermischen Infrarot* aus.
Im Mittel erhält aufgrund der sehr viel höheren Einstrahlung und des starken lokalen Treibhauseffektes die Äquatorregion mehr Strahlungsenergie als sie gemäß ihren Temperaturen ausstrahlt. In den polaren Regionen verhält es sich genau umgekehrt: diese verlieren mehr Energie durch thermische Ausstrahlung, als ihnen durch solare Einstrahlung zugeführt wird. Das bedeutet, dass die Erde am Äquator ständig Energie gewinnt und an den Polen ständig Energie verliert (z.B. Petty (2006), Kapitel 1). Dieses Ungleichgewicht macht einen meridionalen Wärmetransport nötig, der für das Wetter und auch das Klima der Erde verantwortlich ist (Peixoto und Oort (1992), Kapitel 6).

1.3 Treibhauseffekt

Ohne Atmosphäre würde sich für die Erde aus der Notwendigkeit des Strahlungsgleichgewichts eine mittlere Oberflächentemperatur von -18°C ergeben (Peixoto und Oort (1992), Kapitel 6). Den Umstand, dass die Temperaturen auf der Erde etwas lebensfreundlicher sind, verdanken wir der Zusammensetzung unserer Atmosphäre (Tab. 1.1). Insbesondere einige der Spurengase haben trotz ihres geringen Anteils an der Zusammensetzung der Atmosphäre einen entscheidenden Einfluss auf das Klima; hier sind

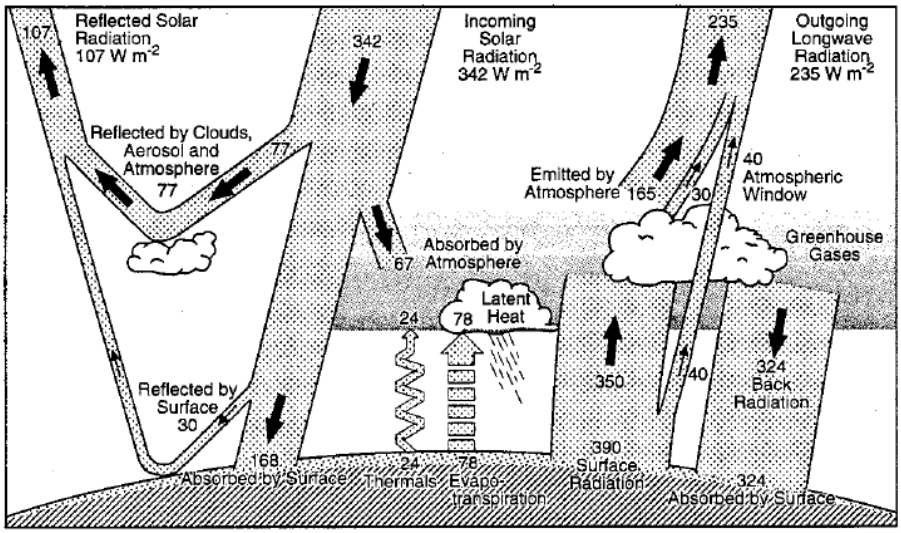

Abbildung 1.1: *Strahlungsbilanz der Erde, Aus: Kiehl und Trenberth (1997)*

Hauptgase	N_2	O_2	Ar
Anteil	78.08%	20.95%	0.93%
Spurengase	CO_2	Ne	He
Anteil	0.03%	$1.8 \cdot 10^{-3}$	$5.24 \cdot 10^{-4}$
Kr	H_2	Xe	O_3
$1.0 \cdot 10^{-4}$	$5.0 \cdot 10^{-5}$	$8.0 \cdot 10^{-6}$	$1.0 \cdot 10^{-6}$

Tabelle 1.1: *Haupt- und Spurengase der Atmosphäre und ihr prozentualer Anteil in der trockenen Luft (nach: DWD (1987))*

neben dem hochvariablen Wasserdampf (H_2O) insbesondere Kohlendioxid (CO_2) und Ozon (O_3) zu nennen. Diese sogenannten *Treibhausgase* besitzen aufgrund ihrer Molekülstruktur die Fähigkeit, die thermische Strahlung des Untergrundes zu absorbieren und diese Energie wieder als thermische Strahlung in alle Richtungen, also auch zum Boden zurück, abzugeben. Dadurch verbleibt mehr Energie in der Atmosphäre und eine höhere Temperatur ist notwendig, um am Oberrand der Atmosphäre ein Strahlungsgleichgewicht herzustellen (Peixoto und Oort (1992) Kapitel 6).

1.4 Wolken

Wolken haben einen sehr großen Einfluss auf die Strahlungsbilanz unseres Planeten, da sie auf beide Komponenten der Strahlungsbilanz wirken (Wielicki et al. (1995)). Sie verändern die solare Einstrahlung am Boden durch eine höhere Albedo im Vergleich zum Untergrund, abhängig von der Art und Größe der Wolke. Darüberhinaus absorbieren Wolken thermische Strahlung und strahlen selbst gemäß ihrer Temperatur ab. Entscheidend für die thermische Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre ist hierbei die Wol-

kenoberkantentemperatur, da die im Inneren der Wolke ausgesandte Strahlung auch in der Wolke wieder zu großen Teilen absorbiert wird.
Da die beiden Effekte der Wolken entgegengesetzt und bei unterschiedliche Wolkentypen unterschiedlich stark wirken (vgl. Poetzsch-Heffter et al. (1995)), ist die Rolle der Wolken im Strahlungshaushalt unseres Planeten quantitativ nur schwierig zu erfassen. Trotz eingehender Untersuchungen (ISCCP, ERBE) ist die Rolle der Wolken in der *regionalen* Strahlungsbilanz noch nicht abschließend geklärt, wenngleich insbesondere der Wolkenstrahlungseffekt konvektiver Wolken in den Tropen (z.B. Futyan et al. (2004), Hartmann et al. (2001)) Gegenstand zahlreicher Untersuchungen waren. Der Effekt *einzelner* Wolken ist von großem Interesse auch in Hinblick auf ein besseres Verständnis der Strahlungseffekte von Wolken und somit eine bessere Implementierung in Wettervorhersage- und Klimamodellen.

1.5 Aerosol

Neben Spurengasen und Wolken beeinflussen auch Aerosole die Strahlungsbilanz der Erde. Diese wechselwirken auf verschiedene Weise mit der solaren und der terrestrischen Strahlung. Hier werden drei Effekte unterschieden:

- *direkter Effekt*: Aerosol streut und absorbiert solare Strahlung und verringert somit die am Boden ankommende Solarstrahlung (Twomey (1977)). Durch die Absorption erwärmt sich das Aerosol und kann somit auch einen Strahlungseffekt im langwelligen Spektralbereich haben.

- *semi-direkter Effekt*: Koren et al. (2004) zeigen einen Einfluss von Aerosol auf Wolkenbildungsprozesse im Amazonasgebiet. Dieser Aerosoleffekt ist in der aktuellen Forschung noch am wenigsten verstanden.

- *indirekter Effekt*: Aerosol hat durch seine Eigenschaft, sich verschieden gut als Kondensationkern bei der Bildung von Wolkentröpchen zu eignen, einen Effekt auf das Tröpfchenspektrum in der Wolke und somit auch auf die optischen und mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolken (Twomey (1977)): Bei vermehrtem Angebot von geeigneten Kondensationskernen steigt die Zahl der Wolkentröpchen , deren Radius wird aber gleichzeitig kleiner. Dadurch wird die Wolkenalbedo größer (Kaufman und Fraser (1997) und Referenzen hierin).

1.6 Fernerkundung

Kidder und Vonder Haar (1995) (Kapitel 1) liefern eine detailierte Übersicht über die Geschichte der satellitengestützten Fernerkundung meteorologischer Größen. Seit dem Beginn der Raumfahrtprogramme seitens den USA und der UdSSR wurden die Möglichkeiten der weltraumgestützten Fernerkundung für die Meteorologie erkannt und kontinuierlich ausgebaut. Zwei Meilensteine auf dem Weg der Bestimmung der planetaren

Strahlungsbilanz sind die Projekte ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*, Rossow und Schiffer (1991)) und ERBE (*Earth Radiation Budget Experiment*, Barkstrom (1984)) , welche die Grundlagen für die heutige Anwendung von Strahlungsbilanzbetrachtungen in Wetter- und Klimamodellen liefern. Der Vorteil der Fernerkundung von Satelliten aus liegt darin, dass die Strahlungsbilanzkomponenten am Oberrand der Atmosphäre bestimmt werden können, (fast) ohne durch atmosphärische Einflüsse überlagert zu werden. Allerdings stellen die Einschränkungen durch die Orbital-Parameter der Satelliten sowie der Mangel an (zuverlässigen) Vergleichsmessungen recht hohe Herausforderungen dar.
Man unterscheidet aufgrund der grundätzlich verschiedenen Orbitalparameter zwei Klassen von Satelliten (Kidder und Vonder Haar (1995) Kapitel 2): die *Low Earth Orbiting Satellites* (LEOS) und die *Geostationary Earth Orbiting Satellites* (GEOS). Polarumlaufende Satelliten (zur Klasse der LEOS gehörend) haben den Vorteil einer niedrigen Flugbahn (Höhe ca. 800 km) und somit hohen räumlichen Auflösung, auf einen Punkt der Erde bezogen aber den Nachteil einer stark begrenzten zeitlichen Auflösung. Im Gegensatz dazu ist die zeitliche Auflösung von geostationären Satellten (GEOS) nur durch die Instrumenten-Zeitkonstanten ihrer Radiometer begrenzt, die Orbitalhöhe von 36000 km verringert allerdings die mögliche räumliche Auflösung deutlich. Die in dieser Arbeit verwendeten Daten entstammen alle den Instrumenten der geostationären MSG-Satelliten.

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen

In diesem Kapitel soll ein Überblick über die den weiteren Berechnungen zugrundeliegenden Gesetze und Theorien geschaffen werden. Weiterführende Beschreibungen elektromagnetischer Strahlung und Anwendungen in der Fernerkundung finden sich zum Beispiel in Petty (2006) und Kidder und Vonder Haar (1995).

2.1 Spektralbereiche

Um die Prozesse elektromagnetischer Strahlung besser verstehen zu können, teilt man die Strahlung gemäß ihrer Wellenlänge in *Spektralbereiche* ein. Tabelle 2.1 zeigt eine Übersicht über die für atmosphärische Prozesse und Fernerkundung wichtigen Spektralbereiche sowie deren Anteil an der Solarstrahlung. Die Spekatralbereiche mit $\lambda < 4\,\mu\text{m}$ (Röntgen, UV, VIS, NIR) fasst man in der Fernerkundung hierbei als *kurzwellige Strahlung* zusammen und diejenigen mit $\lambda > 4\,\mu\text{m}$ (IR, Fernes IR, Mikrowellen) als *langwellige Strahlung*. Der Grund liegt (wie die folgenden Abschnitte verdeutlichen werden) darin, dass in der Erdatmosphäre die kurzwellige Strahlung fast ausschließlich solaren Ursprungs ist und die langwellige Strahlung fast ausschließlich terrestrischen Ursprungs. Somit kann man anhand des Spekatralbereichs unterscheiden, welchen Ursprung die betrachtete Strahlung hat.

2.2 Strahlungsgesetze

2.2.1 Planck'sches Strahlungsgesetz

Jeder Körper strahlt gemäß seiner Temperatur Energie in Form von elektromagnetischer Strahlung ab. Man definiert die physikalische Größe *Strahldichte* als

$$L = \frac{d^2\Phi}{dA\,\cos\Theta\,d\Omega} \tag{2.1}$$

mit der Strahlungsleistung $\Phi = \frac{dQ}{dt}$, der betrachteten Fläche A, dem Strahlungs-Zenithwinkel Θ sowie dem Raumwinkelelement $d\Omega$.

Bezeichnung	*Spektralbereich*	*Anteil an solarer Strahlung*
Röntgen	$\lambda < 0.01\,\mu m$	
Extremes UV	$0.01 < \lambda < 0.1\,\mu m$	3×10^{-6}
Fernes UV	$0.1 < \lambda < 0.2\,\mu m$	0.01%
UV-C	$0.2 < \lambda < 0.28\,\mu m$	0.5%
UV-B	$0.28 < \lambda < 0.32\,\mu m$	1.3%
UV-A	$0.32 < \lambda < 0.4\,\mu m$	6.2%
VIS	$0.4 < \lambda < 0.7\,\mu m$	39%
NIR	$0.7 < \lambda < 4\,\mu m$	52%
IR	$4 < \lambda < 50\,\mu m$	0.9%
Fernes IR	$0.05 < \lambda < 1\,mm$	
Mikrowellen	$\lambda > 1\,mm$	

Tabelle 2.1: *Spektralbereiche elektromagnetischer Strahlung und deren Anteil an der Solarstrahlung. Nach: Petty (2006), Kapitel 3*

Planck zeigte, dass die ausgesandte spektrale Strahldichte eines *schwarzen Körpers* von der Temperatur gemäß der nach ihm benannten *Planck-Kurve* abhängt:

$$L^*_\lambda(T) = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda K_B T}\right) - 1} \tag{2.2}$$

Hierin sind c die Vakuum-Lichtgeschwindigkeit ($c = 2.9979 \cdot 10^8 \frac{m}{s}$), h das *Plancksche Wirkungsquantum* ($h = 6.6261 \cdot 10^{-34} J \cdot s$), K_B die *Boltzmann-Konstante* ($K_B = 1.3807 \cdot 10^{-23} \frac{J}{K}$), λ die betrachtete Wellenlänge und T die Temperatur des ausstrahlenden Körpers.
Im Gegensatz zu einem theoretischen schwarzen Körper hängt die reale spektrale Strahldichte zusätzlich noch von der *spektralen Emissivität* ϵ_λ des Körpers ab. Das Planck-Gesetz wird damit zu:

$$L_\lambda(T) = \epsilon_\lambda \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda K_B T}\right) - 1} \tag{2.3}$$

Für drei auf der Erde vorkommende Temperaturen zeigt Abb. 2.1 die jeweiligen Planck-Kurven (jeweils unter der Annahme $\epsilon_\lambda = 1$, also für Schwarzkörper). Man erkennt gut die höhere Maximalintensität bei höheren Temperaturen, ebenso wie eine Verschiebung des Maximums hin zu kleineren Wellenlängen.

2.2.2 Wien'sches Verschiebungsgesetz

Diese Verschiebung des Intensitätsmaximums der Planck-Kurve hin zu kleineren Wellenlängen für höhere Temperaturen folgt dem *Wien'schen Verschiebungsgesetz*:

$$\lambda_{max} = \frac{k_W}{T} \tag{2.4}$$

Nach diesem Gesetz weist die Kurve der Intensitätsmaxima im $T - L_\lambda$-Diagramm die Form einer Hyperbel auf. Die Skalierungskonstante ist die *Wien-Konstante* und beträgt

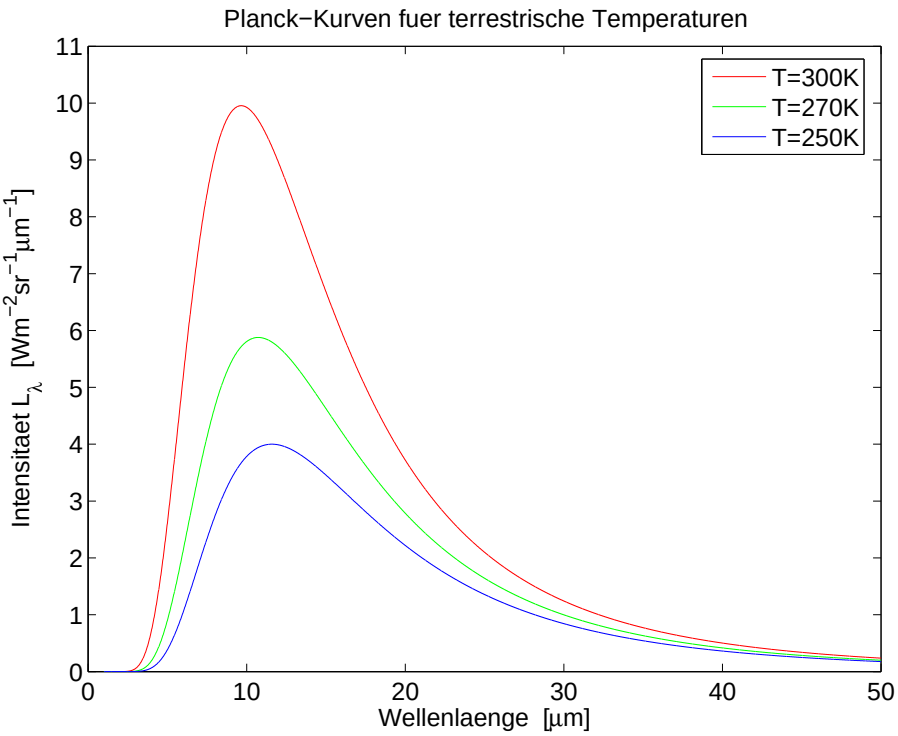

Abbildung 2.1: *Planck-Kurven für terrestrische Temperaturen*

$k_W = 2897\ \mu m\,K$.
Während der Temperaturbereich, mit dem die Erde ausstrahlt, zwischen etwa 200 K und 300 K liegt, strahlt die Sonne mit einer Temperatur von ca. 6000 K. Das Maximum der solaren Einstrahlung liegt also nach Gl. 2.4 bei ca. 0.48 μm, wohingegen das Maximum der terrestrischen Ausstrahlung je nach Temperatur im Bereich $9.6 - 14.4\ \mu m$ liegt.
Veranschaulicht wird dieser Sachverhalt durch Abb. 2.2, welche die terrestrische (beispielhaft mit $T = 300$ K) und solare (mit $T = 6000$ K) Planck-Kurve zeigt, beide aufgrund des großen Unterschiedes in der maximalen Intensität jeweils normiert.
Hierin ist der geringe Überlappungsbereich der beiden Kurven im Bereich von $\sim 4\ \mu m$ gut zu erkennen. Was diese Gleichung nicht offenbart, ist der große Unterschied in der maximalen Intensität zwischen beiden Kurven.

2.2.3 Gesetz von Kirchhoff

Planck hat sein Strahlungsgesetz (Gl. 2.2) ursprünglich für *Schwarzkörper*, also für Körper, die perfekt emittieren ($\epsilon = 1$), entwickelt. Mit Hilfe der beiden Versionen des Planck-Gesetzes für Schwarzkörper (Gl. 2.2) und für reale Körper (Gl. 2.3) hat Kirchhoff gezeigt, dass für jeden Körper *Emissivität* ϵ und *Absorptionsvermögen* α spektral gleich sein müssen. Das bedeutet:

$$\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda \tag{2.5}$$

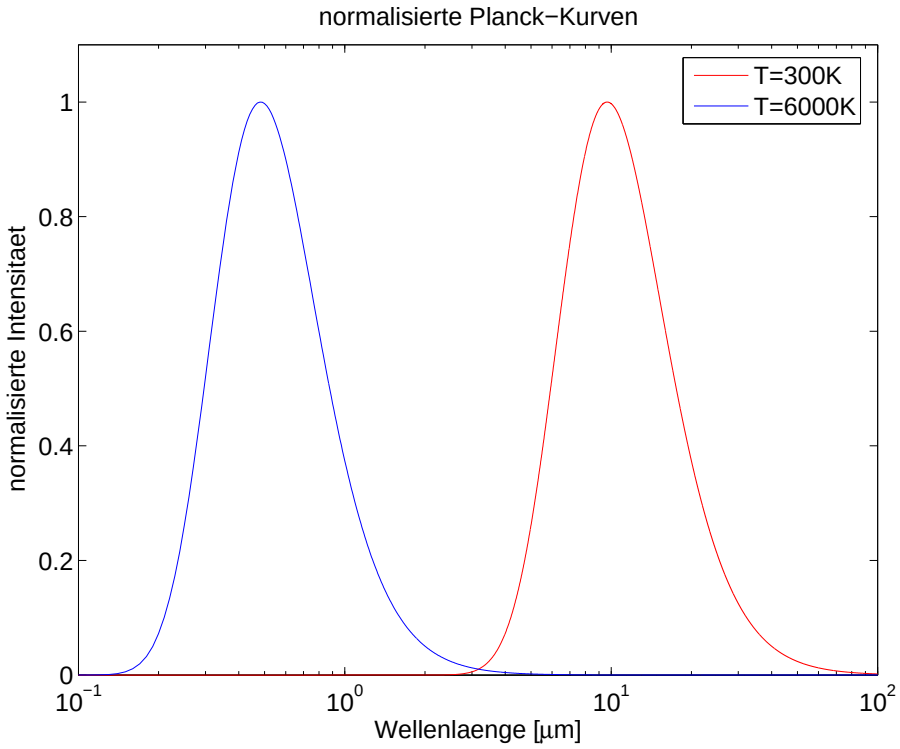

Abbildung 2.2: *normalisierte solare und terrestrische Planck-Kurven*

für alle realen Körper. Wenn man also davon ausgeht, dass Wolken im Infrarot-Bereich beispielsweise sehr gut absorbieren (Kidder und Vonder Haar (1995): $\epsilon_{IR} \approx 0.96$), so besagt das Kirchhoff'sche Gesetz, dass sie ebenso gut mit ihrer Oberkantentemperatur emittieren.

2.2.4 Boguer-Lambert-Beer Gesetz

Strahlung ist in der Atmosphäre den Prozessen von *Absorption* und *Streuung* ausgesetzt, in unterschiedlichen Spektralbereichen unterschiedlich stark. Die Summe aus Absorption und Streuung bezeichnet man als *Extinktion* und definiert den *spektralen Extinktionskoeffizienten* als

$$\kappa_\lambda = \kappa_{\lambda a} + \kappa_{\lambda s} \tag{2.6}$$

mit dem Absorptionskoefizienten $\kappa_{\lambda a}$ und dem Streukoeffizienten $\kappa_{\lambda s}$. Das Bouguer-Lambert-Beer Gesetz besagt nun, dass die Strahlung sich entlang eines Weges s durch ein Medium (in Abhängigkeit von der Dichte ρ des Mediums) mit

$$dL_\lambda = -\kappa_\lambda L_\lambda \rho \, ds \tag{2.7}$$

ändert, beziehungweise in integraler Form die Strahlung im Punkte s_1 nach zurückgelegtem Weg von s_0 nach s_1 aus

$$L_\lambda(s_1) = L_\lambda(s_0) \exp\left(-\int_{s_0}^{s_1} \kappa_\lambda \rho \, ds\right) \tag{2.8}$$

bestimmt werden kann. Dies ist der einfachste Fall der Strahlungstransportgleichung, im Allgemeinen (z.B. bei Berücksichtigung von Vielfachstreuung) ist die Lösung des Strahlungstransportproblems wesentlich komplizierter.

2.2.5 optische Dicke

Aus dem Boguer-Lambert-Beer Gesetz (Gl. 2.8) folgt direkt die Definition der *(spektralen) optischen Dicke* τ_λ des betrachteten Mediums

$$\tau_\lambda = \int_0^\infty \kappa_\lambda \rho dz \tag{2.9}$$

als Integration über die spektrale Extinktion und die Dichte des Mediums entlang der vertikalen Achse (im Falle der Atmosphäre: entlang der Flächennormalen auf die Erdoberfäche am betrachteten Punkte). Hierbei gilt: je geringer die optische Dicke, desto geringer ist der Einfluss des Mediums auf die transmittierte Strahlung. Eine Wolke mit mittleren radiometrischen Eigenschaften hat ungefähr eine optische Dicke von 10 im sichtbaren Spektralbereich, siehe Petty (2006), Kapitel 13.

2.2.6 Breitband-Strahldichten

Die Planck-Kurven aus Abb. 2.1 und Abb. 2.2 verdeutlichen, dass ein Körper nicht nur bei einer Wellenlänge ausstrahlt, sondern (nach der Planck-Funktion Gl. 2.2) im gesamten Spektrum $\lambda \in (0, \infty)$. Wenn man also die gesamte abgestrahlte Energie in eine Raumrichtung bestimmen möchte, so benötigt man die *Breitband-Strahldichte*. Diese ergibt sich aus den spektralen Strahldichten einfach durch Integration über den gesamten Wellenlängenbereich:

$$L = \int_0^\infty L_\lambda \, d\lambda \tag{2.10}$$

Ebenso kann man auch breitbandige Strahldichten auf Wellenlängenintervallen definieren:

$$L_{\Delta\lambda} = \int_{\Delta\lambda} L_\lambda \, d\lambda \tag{2.11}$$

Angewendet auf die Unterscheidung der Spektralbereiche in kurzwellig und langwellig aus Abschnitt 2.1 ergeben sich für die Betrachtungen atmosphärischer Strahlung die Strahldichten:

$$L_{sw} = \int_{0\,\mu m}^{4\,\mu m} L_\lambda \, d\lambda \tag{2.12}$$

$$L_{lw} = \int_{4\,\mu m}^{\infty} L_\lambda \, d\lambda \tag{2.13}$$

Für Strahlungsbilanzbetrachtungen werden diese beiden Strahldichten unabhängig voneinander bestimmt, wobei in der Anwendung darauf zu achten ist, L_{sw} um einen terrestrischen und L_{lw} um einen solaren Anteil zu korrigieren, wenn man die Grenze scharf bei 4 μm setzt (siehe hierzu Clerbaux und Dewitte (2002b)).

2.2.7 Strahlungsflussdichte

Die Energie, die ein Körper pro Zeiteinheit durch Strahlungsprozesse gewinnt (durch Absorption) oder verliert (durch Emmission), berechnet sich aus der *Strahlungsflussdichte* über seine Grenzfläche (im Allgemeinen: Oberfläche). Die Strahlungsflussdichte ist definiert als Strahlungsleistung pro Flächeneinheit (Einheit $\frac{W}{m^2}$) und berechnet sich aus der breitbandigen Strahldichte gemäß

$$F = \int_{\Omega} L d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} L \cos\Theta \sin\Theta d\phi d\Theta \tag{2.14}$$

als Integration über alle Wellenlängen und den Halbraum mit

$$d\Omega = \sin\Theta d\Theta d\Phi \tag{2.15}$$

Die Strahlungsflussdichte ist diejenige Größe, welche den Strahlungshaushalt der Erde ausmacht, da der Strahlungsfluss über die Grenzfläche *Oberrand der Atmosphäre* die Energiebilanz der darunterliegenden Atmosphäre und Land- oder Ozeanfläche (neben advektiven und zu sehr geringen Anteilen geothermischen Prozessen) bestimmt.

2.2.8 Gesetz von Stefan-Boltzmann

Eine Möglichkeit, Strahlungsflussdichten zu berechnen, bietet das Stefan-Boltzmann-Gesetz. Dieses besagt, dass ein Schwarzkörper gemäß seiner Temperatur mit

$$F = \sigma T^4 \tag{2.16}$$

in den Halbraum abstrahlt. Hierbei ist $\sigma = 5.67051 \cdot 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}$ die *Stefan-Boltzmann-Konstante*. Da keine idealen Schwarzkörper existieren, muss jedoch noch die Emissivität ϵ berücksichtigt werden, so dass das Stefan-Boltzmann-Gesetz lautet:

$$F = \epsilon \sigma T^4 \tag{2.17}$$

Es lässt sich aus dem Planck-Gesetz durch Integration über alle Wellenlängen und den Halbraum herleiten, beide Gesetze wurden aber unabhängig voneinander entwickelt. Die hier eingehende Temperatur ist die reale Temperatur des abstrahlenden Körpers, was mehrere Probleme bei der Anwendung bereitet:

- Die Atmosphäre ist kein homogener Körper, dem eine bestimmte Temperatur zugewiesen werden kann. Die Atmosphäre setzt sich aus Gasen und festen und flüssigen Teilchen zusammen, die allesamt einen Einfluss auf die Temperatur haben und mit der langwelligen Strahlung verschieden stark spektral unterschiedlich wechselwirken. Darüberhinaus strahlt der Boden zusätzlich gemäß seiner Oberflächentemperatur ab und trägt somit zur langwelligen Strahlung am Oberrand der Atmosphäre bei. Die Annahme, dass die Atmosphäre ein grauer Körper mit einer Emmissivität ϵ sei und gemäß ihrer Temperatur nach Stefan-Boltzmann abstrahlt, ist demzufolge nicht gegeben. Dennoch kann man eine *Strahlungstemperatur* der Erde zu definieren und auf diese das Stefan-Boltzmann-Gesetz anzuwenden (siehe Ohring et al. (1984)).

– Unter der Annahme, dass Wolken und Erdoberfläche als schwarze Körper abstrahlen ($\epsilon = 1$) und nach Kirchhoffs Gesetz (Gl. 2.5) auch eine Absorptivität $\alpha = 1$ besitzen, ist die im atmosphärischen Fensterbereich gemessene langwellige Strahlung diejenige Strahlung, welche im wolkenfreien Fall die Oberfläche und im bewölkten Fall die *höchste* Wolke ausstrahlt. Wenn man zusätzlich annimmt, dass im atmosphärischen Fenster keine Strahlung von der Atmosphäre absorbiert wird, also die *Transmissivität* $\mathcal{T}_{\text{Fenster}}$ gleich eins und nicht nur nahe eins ist, kann man durch Invertierung der Planck-Funktion Gl. 2.2 eine *äquivalente Schwarzkörpertemperatur* bestimmen: sie berechnet sich aus der spektralen Strahldichte L_λ gemäß

$$T_b = \frac{hc}{K_B \lambda \log \frac{2hc^2}{\lambda^5 L_\lambda} + 1} \tag{2.18}$$

– Die Atmosphäre ist nur in einem kleinen Bereich durchlässig für langwellige Strahlung, insbesondere im Wasserdampfabsorptionsbereich ist die Transmissivität jedoch sehr variabel und immer deutlich kleiner als eins. Somit ist klar, dass bei Betrachtung des Strahlungsflusses nach Stefan-Boltzmann aufgrund von äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen im atmosphärischen Fenster ein anderer Wert auftritt als mit äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen aus dem Wasserdampfabsorptionsbereich oder aus dem Bereich mit Wellenlängen $\lambda > 10\mu m$, indem CO_2 sehr stark absorbiert und damit den atmosphärischen Treibhauseffekt mitverursacht. Diese Absorptionseffekte müssen bei einer Berechnung der langwelligen Ausstrahlung aus dem Stefan-Boltzmann-Gesetz beachtet werden.

Zur Berechnung der kurzwelligen Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre ist das Stefan-Boltzmann-Gesetz allerdings nicht geeignet, da sich mit seiner Hilfe zwar die Ausstrahlung der Sonne berechnen lässt, nicht aber die Strahlungsflussdichte der *reflektierten* Solarstrahlung am Oberrand der Atmosphäre, da diese von der Albedo der Wolken bzw. des Untergrundes abhängt und nicht von deren Temperatur.

2.3 Wolkenstrahlungseffekt

Wie in Kapitel 1 erwähnt hängen die Strahlungseffekte von Wolken unter anderem von der Wolkenart und dem Bedeckungsgrad ab (siehe Poetzsch-Heffter et al. (1995)). Um die Effekte von Wolken auf den lokalen Strahlungshaushalt zu verstehen, betrachtet man den *Wolkenstrahlungseffekt* (siehe Ramanathan et al. (1989)), welcher als Unterschied zwischen bewölktem ("cloudy") und unbewölktem Fall ("clearsky") definiert ist:

$$CRE = F^{clearsky} - F^{cloudy} \tag{2.19}$$

In der Literatur finden sich auch andere Definitionen des Wolkenstrahlungseffektes. Diese ändern dann entweder das Vorzeichen oder bilden das Verhältnis der beiden Strahlungsflüsse. Die hier verwendete Definition folgt Hartmann et al. (2001) und Futyan et al. (2004) und stellt somit Vergleichbarkeit mit diesen Studien her.

Man unterschiedet noch zwischen dem kurzwelligen (solaren) Wolkenstrahlungseffekt *SWCRE* und langwelligem (thermischen) Wolkenstrahlungseffekt *LWCRE*. Der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt ist durch vermehrte Reflektion solarer Einstrahlung (fast) immer negativ, wirkt also abkühlend auf das betrachtete Szenario. Dieser berechnet sich nach Gl. 2.19 zu

$$SWCRE = F_{sw}^{clearsky} - F_{sw}^{cloudy} \tag{2.20}$$

Analog definiert man den langwelligen Wolkenstrahlungseffekt als

$$LWCRE = F_{lw}^{clearsky} - F_{lw}^{cloudy} \tag{2.21}$$

Dieser wirkt meistens erwärmende im Vergleich mit der unbewölkten Atmosphäre ($LWCRE > 0$) durch verringerte thermische Ausstrahlung, kann aber zum Beispiel in Inversionswetterlagen bei niedriger stratiformer Bewölkung, wenn die oberste Wolkenschicht wärmer ist als der Boden, auch den gegenteiligen Effekt haben.
Tagsüber wirken Wolken in beiden Spektralbereichen, nachts aufgrund der fehlenden solaren Einstrahlung nur im thermischen. Der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt wird maßgeblich mitbeeinflusst durch den Sonnenzenithwinkel, da dieser über $\cos\Theta$ in Gl. 2.14 $F_{sw}^{clearsky}$ mitbestimmt. Diese Abhängigkeit ist beim langwelligen Wolkenstrahlungseffekt nicht direkt gegeben, dieser wirkt immer dann, wenn sich Wolkenoberkantentemperatur und Untergrundtemperatur voneinander unterscheiden. Aufgrund der Dynamik der Wolkenbildung und deren Abhängigkeit von der Temperatur des Untergrundes kann der LWCRE dennoch auch einem Tagesgang unterworfen sein.
Damit gleichen sich SWCRE und LWCRE nur selten direkt aus. Man definiert den *Netto-Wolkenstrahlungseffekt* demzufolge als

$$NETCRE = SWCRE + LWCRE \tag{2.22}$$

Dieser Netto-Wolkenstrahlungseffekt kann sowohl positiv als auch negativ sein, jenachdem, welcher Effekt überwiegt. Allerdings ist nach Gl. 2.20 der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt nachts immer Null, so dass der Netto-Wolkenstrahlungseffekt nachts gleich dem langwelligen Wolkenstrahlungseffekt ist.

2.4 Statistik

In diesem Abschitt sollen kurz die in dieser Arbeit zur Anwendung gekommenen statistischen Verfahren zur Datenanalyse beschrieben werden. Eine ausführlichere Beschreibung statistischer Methoden der Datenanalyse findet sich in v. Storch und Zwiers (1999).

Der *Mittelwert* $\mu_{\mathbf{M}}$ einer *kontinuierlichen* Menge $\mathbf{M}$ mit der Verteilungfunktion $f_{\mathbf{M}}$ ist formal definert als

$$\mu_{\mathbf{M}} = \int_{-\infty}^{\infty} x\, f_{\mathbf{M}}(x)\, dx \tag{2.23}$$

Eine *diskrete* Abschätzung des Mittelwertes $\overline{\mathbf{X}}$ eines diskreten Datenfeldes $\mathbf{X}$, bestehend aus n zufälligen Elementen X_k berechnet sich (im folgenden immer unter der Annahme

normalverteilter Zufallsvariablen) nach:

$$\widehat{\mu_X} = \overline{X} = \frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n} X_k \tag{2.24}$$

Neben dem Mittelwert benötigt man häufig noch eine Abschätzung des zweiten statistischen Moments des Datenfeldes, der *Varianz*:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1}\sum_{k=1}^{n}\left(X_k - \overline{X}\right)^2 \tag{2.25}$$

Um zwei Datensätze ($\mathbf{X_i}$, $\mathbf{X_j}$) miteinander zu vergleichen bedient man sich der *Kovarianz* ${\sigma_{ij}}^2$

$$\widehat{{\sigma_{ij}}^2} = \frac{1}{n-1}\sum_{k=1}^{n}\left(X_{k,i} - \widehat{\mu_i}\right)\left(X_{k,j} - \widehat{\mu_j}\right) \tag{2.26}$$

oder der aus dieser bestimmten *Korrelation* ρ_{ij}:

$$\widehat{\rho_{ij}} = \frac{\widehat{{\sigma_{ij}}^2}}{\sqrt{\widehat{{\sigma_i}^2}\widehat{{\sigma_j}^2}}} \tag{2.27}$$

Einige Eigenschaften der Korrelation seien hier exemplarisch aufgeführt:

- $\rho_{ij} \in [-1, 1]$
- Die Korrelation gibt an, zu welchem Grad eine lineare Beziehung zwischen $\mathbf{X_i}$ und $\mathbf{X_j}$ besteht
- Zwei Variablen mit $\rho_{ij} = 0$ können immer noch durch eine nichtlineare Beziehung miteinander verknüpft sein
- Zwei Variablen mit $\rho_{ij} \neq 0$ müssen nicht zwangsläufig voneinender abhängen, sie können auch beide mit einer dritten Variable verknüpft sein

Sind zwei Variablen eng miteinander verküpft (hohe Korrelation) so kann es sinnvoll sein, eine *lineare Regression* der Datenmengen durchzuführen (Bronstein et al. (2001)), um eine Abschätzung der linearen Beziehung zwischen beiden Variablen zu erhalten ($\widehat{Y_k} \approx X_{k,i}$ mit der Streuung ${\sigma_{ij}}^2$) . Zur Berechnung der Koeffizienten a und b in

$$\widehat{Y_k} = a + bX_{k,j} \tag{2.28}$$

fordert man

$$\sum_{k=1}^{n}\left[X_{k,i} - (a + bX_{k,j})\right]^2 = \min \tag{2.29}$$

Daraus ergibt sich für die Schätzungen von a, b und ${\sigma_{ij}}^2$:

$$b = \frac{\sum_{k=1}^{n}\left(X_{k,i} - \overline{\mathbf{X_i}}\right)\left(X_{k,j} - \overline{\mathbf{X_j}}\right)}{\sum_{k=1}^{n}\left(X_{k,i} - \overline{\mathbf{X_i}}\right)^2} \tag{2.30}$$

$$a = \overline{\mathbf{X_j}} - b\overline{\mathbf{X_i}} \tag{2.31}$$

$${\sigma_{ij}}^2 = \frac{n-1}{n-2}\sigma_j^2\left(1 - {\rho_{ij}}^2\right) \tag{2.32}$$

Die Gerade $\widehat{Y_k}$ gibt dann die (geschätzte) lineare Abhängigkeit der Variablen $\mathbf{X_i}$ von $\mathbf{X_j}$ an, die Koeffizienten a und b nennt man *Regressionskoeffizienten*.

Kapitel 3

METEOSAT Second Generation (MSG)

Der erste geostationäre europäische Wettersatellit, *Meteosat*, wurde 1977 gestartet. Dieser hatte sechs baugleiche Nachfolger, deren letzte drei (Meteosat 5 - Meteosat 7) noch immer die Erde von unterschiedlichen geostationären Orbits beobachten. Durch die Charakteristiken ihres Orbits sind geostationäre Satelliten in der Lage, 42% der Erdoberfläche zu betrachten und insbesondere für diese festen 42% auch Tages- und Jahresgänge in den beobachteten Prozessen aufzulösen. Im Jahr 2002 wurde mit dem ersten Satelliten der zwei-

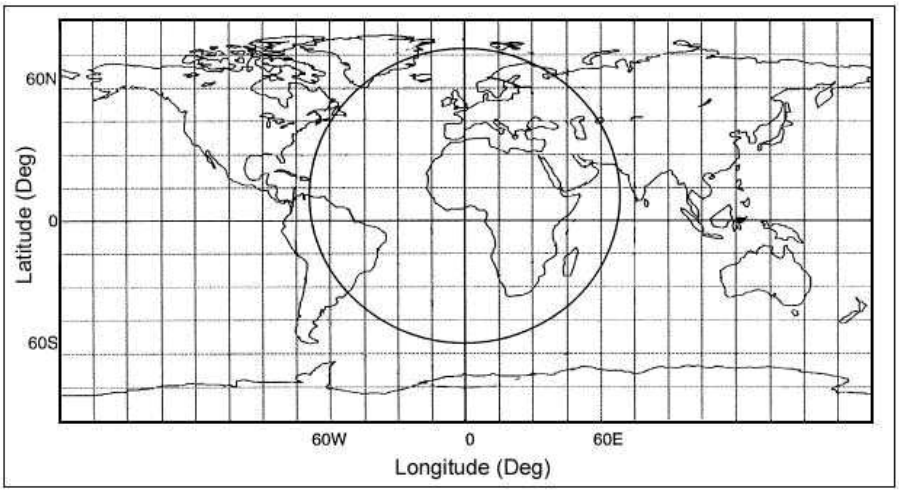

Abbildung 3.1: *Sichtfeld der MSG-Satelliten, Quelle: www.eumetsat.int*

ten Meteosat Generation (MSG-1) begonnen, die Satelliten der ersten Generation durch neuere, leistungsfähigere Satelliten zu ersetzen (geplant sind drei Satelliten für mindestens zwölf Jahre). Gegenwärtig befinden sich zwei Meteosat-Satelliten der zweiten Generation im Orbit, MSG-1 bei 3.4°W und MSG-2 bei 0.4°W. Abb. 3.1 zeigt exemplarisch das Sichtfeld des MSG-1 Satelliten.
Gegenüber den Satelliten der ersten Generation zeichnet sich MSG vor allem durch hö-

here zeitliche und spektrale Auflösung aus. In 12 (11+1)[1] Kanälen im sichtbaren und infraroten Spektralbereich werden alle 15 Minuten (statt vorher 30 min) Bilder in 10bit Datenqualität (statt 8bit) erstellt. Die räumliche Auflösung beträgt 3 km am SSP für alle Kanäle außer dem HRV (*High Resolution Visible*) Kanal. Für diesen beträgt die nominale Auflösung am SSP 1 km. Eine vollständige Beschreibung des MSG-Programms findet sich in Schmetz et al. (2002).
Die MSG-Satelliten tragen die Instrumente **GERB** (*Geostationary Earth Radiation Budget Instrument*) und **SEVIRI** (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Radiation Imager*), welche einen kontinuierlichen Datenstrom an die Bodenstation senden.

3.1 SEVIRI

Das Primärinstrument des MSG ist SEVIRI, ein Radiometer, welches bei 11+1 zentralen Wellenlängen die am Satelliten ankommenden Strahldichten mit einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten misst. Hierbei gibt es 11 "normal aufgelöste" SEVIRI-Kanäle (Kanal 1-11) und den *HRV*-Kanal (Kanal 12). Die ersten elf SEVIRI-Kanäle messen Strahlung in einem sehr kleinen Band um die zentrale Wellenlänge und besitzen eine räumliche Auflösung von 3712 x 3712 Pixeln (entspricht 3km x 3km am SSP). Die zentralen, minimalen und maximalen Wellenlängen der einzelnen Kanäle sind im Anhang (Tab. A.1) tabellarisch aufgeführt. Die SEVIRI-Kanäle werden im folgenden vorgestellt:

3.1.1 Die solaren Kanäle 1-3 (VIS)

Die ersten beiden Kanäle messen im Spektralbereich des sichbaren Lichts bei 0.6 μm (Kanal 1), also nahe dem spektralen Maximum der solaren Einstrahlung, sowie bei 0.8 μm. Kanal 3 misst im nahen Infrarot bei 1.6 μm. Diese drei Kanäle messen in ihrem jeweiligen Spektralbereich hauptsächlich die von der Erde in den Weltraum zurückreflektierte solare Strahlung. Gemäss dem Planck-Gesetz (Gl. 2.3) ist die terrestrische Ausstrahlung bei diesen Wellenlängen verschwindend gering (vgl. Abb. 2.2).
Man sieht am östlichen Rand der MSG-Scheibe in Abb. 3.2 deutlich den Dämmerungsbereich und die Nacht-Region, in der aufgrund fehlender solarer Einstrahlung selbstverständlich auch keine kurzwellige Strahlung reflektiert werden kann. Wolkensysteme sind im sichtbaren Spektralbereich als helle Bereiche zu erkennen, da Wolken wesentlich mehr Sonnenlicht reflektieren, als der Untergrund. Dasselbe gilt für eine Staubfahne, die sich am 09. März von der Sahara kommend über den tropischen Nordatlantik ausbreitet. Wolken und Staub aus MSG1-SEVIRI Daten sind auch die zentralen Themen dieser Arbeit. Doch auch im Reflektionsvermögen des Untergrundes sind deutliche Unterschiede feststellbar. Ozeanflächen erscheinen schwarz, reflektieren also nahezu kein Sonnenlicht, wohingegen die Wüstenregionen (insbesondere die Sahara) als helle Bereiche erscheinen (aber immer noch dunkler als die meisten Wolken), da der Wüstensand recht gute Reflektionseigenschaften besitzt. Im Bereich des tropischen Zentral-Atlantiks fällt auf, dass

[1] Die ersten elf Kanäle weisen die normale SEVIRI Auflösung auf, während der zwölfte Kanal im solaren Spektralbereich breitbandiger und hochaufgelöster misst als die übrigen elf Kanäle, siehe Abschnitt 3.1

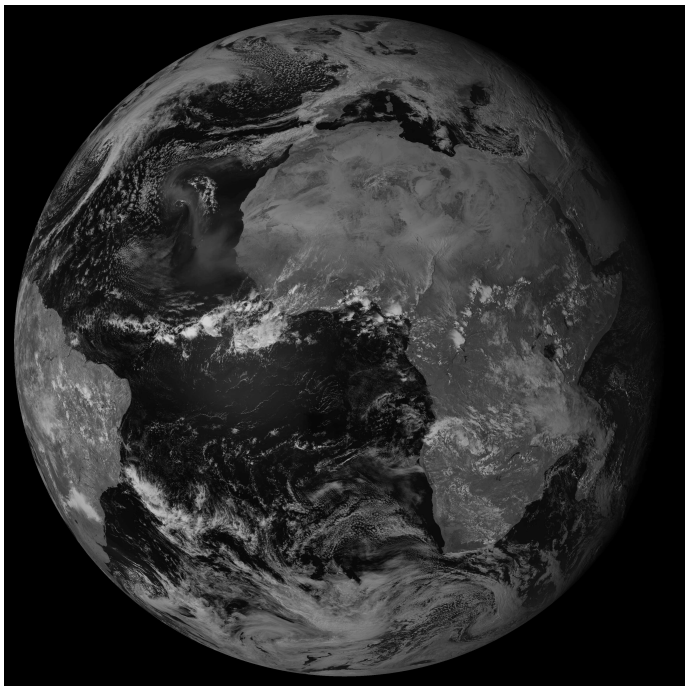

Abbildung 3.2: *SEVIRI-Kanal 2 (0.8 µm), 09.03.2006 14:00 UTC*

hier die Ozeanoberfläche deutlich heller erscheint, als der restliche beschienene Ozean. Das liegt am sogenannten *sunglint*, bei dem bei geeigneter Winkelkonfiguration zwischen Satellit, Erde und Sonne mehr Licht von der Oberfläche in Richtung des Satelliten reflektiert wird, als in die anderen Raumrichtungen. Bei der Konvertierung der gemessenen Strahldichten in Strahlungsflüsse treten hier natürlich große Probleme auf, so dass zum Beispiel GERB-Strahlungsflüsse für den sunglint-Bereich nicht berechnet werden. Auch bei den in dieser Arbeit berechneten Strahlungsflüssen wurde darauf geachtet, dass der sunglint die Ergebnisse nicht verfälscht. Das sunglint-Phänomen tritt jedoch nur über unbewölkten Wasserflächen (Ozeanen, großen Flüssen und Seen) auf.

3.1.2 Grenzbereich zwischen solarer und terrestrischer Strahlung (Kanal 4)

Kanal 4 misst bei 3.9 µm genau im Grenzbereich zwischen solarer und terrestrischer Strahlung. Die Wellenlänge, bei der solare Einstrahlung und terrestrische Ausstrahlung gleich groß sind, liegt zwischen 4 µm und 5 µm (Abhängig von der zugrunde gelegten Temperatur der Erde, siehe zum Beispiel Kidder und Vonder Haar (1995) sowie Abb. 2.1). Somit misst Kanal 4 sowohl reflektierte Solarstrahlung als auch thermische Ausstrahlung, weshalb man tagsüber die *Summe* aus reflektierter Solarstrahlung und thermischer Ausstrahlung sieht, nachts hingegen lediglich die thermische Ausstrahlung.

Dieser Unterschied ist auf dem Bild 3.3 gut zu erkennen: die dunkelsten Bereiche (z.B. Sahara) sind Gebiete starker Reflektion solarer Strahlung bei gleichzeitiger hoher thermischen Ausstrahlung (ebenso wie die Bilder der Kanäle 5 bis 11 wird der Kanal vier bei

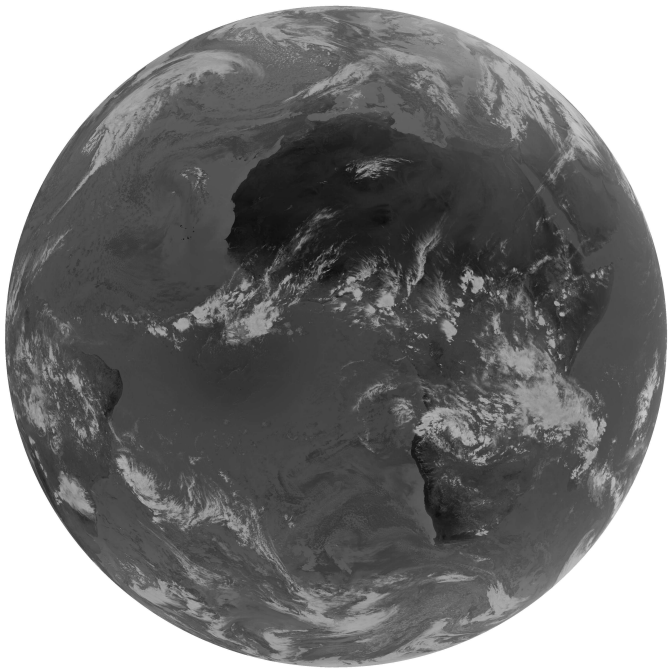

Abbildung 3.3: *SEVIRI-Kanal 4 (3.9 µm), 09.03.2006 14:00 UTC*

der Bilderstellung invertiert). Hohe Wolken erscheinen in Kanal 4 aufgrund ihrer geringen thermischen Ausstrahlung hell, auch wenn sie eine hohe Albedo besitzen. Gerade über dem Nordatlantik fallen aber auch Bereiche mit *dunkleren* Wolken auf. Diese Wolken haben eine vergleichsweise hohe thermische Ausstrahlung und eine hohe Albedo, wie zum Beispiel Stratocumulus.
Da Wolken und Schnee bei 3.9 µm unterschiedliche Reflektionseigenschaften aufweisen, wird dieser Kanal häufig zur Unterscheidung zwischen Wolken und Schneefeldern verwendet. Zur Berechnung von breitbandigen Strahlungsflüssen ist er allerdings weniger gut zu gebrauchen, da diese in solar und thermisch unterteilt werden und im 3.9 µm-Signal zwischen solarem und terrestrischem Anteil der Strahlung nicht unterschieden werden kann.
Besonders aufgrund der relativ niedrigen Intensitäten von sowohl thermischer als auch solarer Strahlung bei 3.9 µm (sowohl bei der solaren als auch bei der thermischen Strahlung liegt diese Wellenlänge am Rande einer Flanke der Planck-Kurve, also vergleichsweise weit entfernt vom Maximum) sowie der Verschiebung des Maximums der Ausstrahlung zu kleineren Wellenlängen für höhere Temperaturen ist Kanal 4 gegenüber Temperaturunterschieden besonders empfindlich, weshalb er bevorzugt auch zur Feuererkennung (beispielsweise zur Waldbrand-Überwachung) verwendet wird.

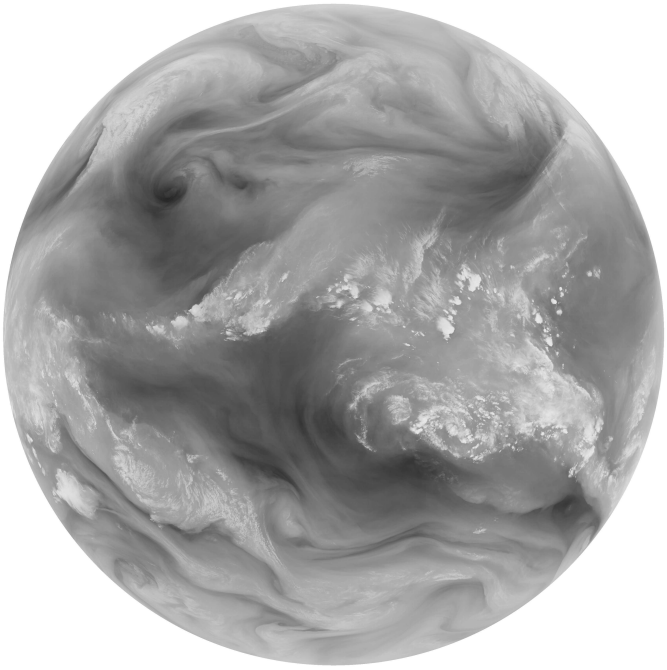

Abbildung 3.4: *SEVIRI-Kanal 5 (6.2 µm), 05.07.2006 07:00 UTC*

3.1.3 Die "Wasserdampf"-Kanäle 5 und 6 (WV)

Die Kanäle 5 (6.2 µm) und 6 (7.3 µm) messen Strahlung im Bereich hoher Wasserdampf-Absorptivität. Insbesondere bei 6.2 µm ist die Absorption durch den Wasserdampf stark genug, um Transmission von thermischer Ausstrahlung der Oberfläche nahezu zu verhindern (aber gleichzeitig doch noch schwach genug, dass die am Messgerät einfallende Strahlung aus der Tropopause kommt und nicht durch den den, wenngleich auch in sehr geringer Konzentration vorkommenden Wasserdampf der Stratosphäre absorbiert wird). Das hat zur Folge, dass *trockene* Luftmassen in den Wasserdampfkanaälen einen großen Anteil der Oberflächenstrahlung "durchlassen" und somit mit hohen *Helligkeitstemperaturen* verbunden sind, wohingegen *feuchte* Luftmassen aufgrund des hohen Wasserdampgehaltes im Grunde mit der Temperatur der oberen Troposphäre ausstrahlen und die Oberfächenausstrahlung hier vom Wasserdampf nahezu komplett absorbiert wird (vgl. Petty (2006)). Somit produzieren feuchte Luftmassen in den Wasserdampfkanälen niedrige Helligkeitstemperaturen. In Abbildung 3.4 (Kanal 5, 6.2 µm) sieht man ganz deutlich starke Helligkeitsgradienten insbesondere in den Subtropen und den Zyklonen der mittleren Breiten. Da das menschliche Auge Wolken von Natur aus eine weiße Farbe zuordnet, ist es üblich, Infrarot-Bilder bei der Visualisierung zu invertieren, so dass die hellen Bereiche Bereiche *niedriger* Helligkeitstemperatur sind und die dunklen Bereiche mit einer *hohen* Helligkeitstemperatur verbunden sind. Man sieht sehr schön die dunklen Bänder des subtropischen Hochdruckgürtels, in denen sehr trockene Luft aus der oberen Troposphäre absinkt, und die hellen Bereiche in denen zum Beispiel in den Zyklonen der

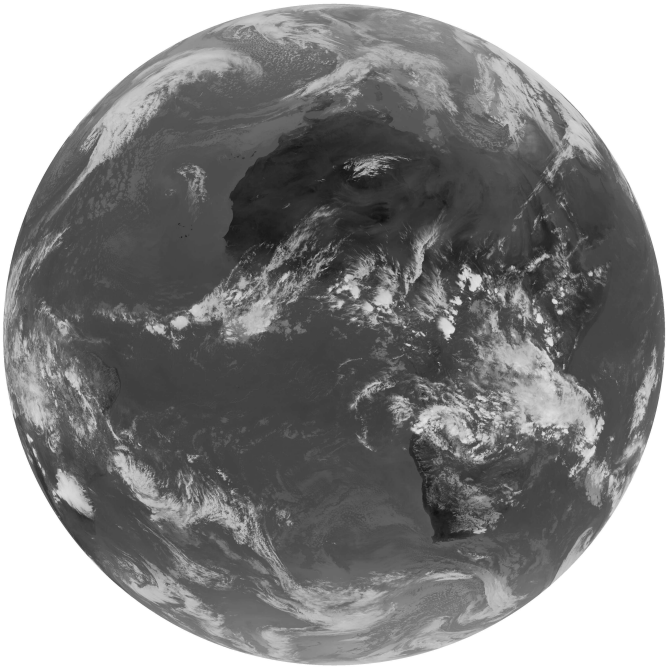

Abbildung 3.5: *SEVIRI-Kanal 9 (*10.8µm*), 05.07.2006 07:00 UTC*

mittleren Breiten eine hohe Wasserdampfkonzentration vorliegt.
Obwohl man auf den Bildern der Kanäle 5 und 6 ganz klar Gebiete hoher Wasserdampfkonzentrationen von Gebieten trockener Luft unterscheiden kann, ist es nur mit erhöhtem Aufwand möglich, aus diesen Informationen eine quantitative Aussage über den Feuchtegehalt der Luftmassen zu treffen. Ein entsprechendes Produkt wird vom SAF-Verbund[2] von EUMETSAT erstellt.

3.1.4 Die Infrarot-Kanäle 7-11 (IR)

Die Kanäle 7 bis 11 messen Infrarotstrahlung im atmosphärischen Fensterbereich und in den Absorptionsbanden von Ozon (Kanal 8, 9.7 µm) und CO_2 (Kanal 11, 13.4 µm). Wie für alle thermischen Kanäle gilt: je wärmer die abstrahlende Oberfläche (Land, Ozean oder Wolke), desto größer die gemessene Strahldichte. Auch hier ist das Bild (Abb. 3.5, Kanal 9 am 09.03.06 14:00 UTC) wieder invertiert, um dem Betrachter die intuitive Interpretation zu vereinfachen. Die "Dichte" der SEVIRI-Kanäle im Fensterbereich kann in Verbindung mit den Ozon- und CO_2-Kanälen genutzt werden, um verschiedenste Produkte zu erstellen (EUMETSAT (2006)), so zum Beispiel Indikatoren für Staubstürme oder Instabilitätsindizes. Ferner werden Kombinationen der IR-Kanäle zur Beobachtung des atmosphärischen Ozon- und CO_2-Gehaltes und zur Bestimmung der Meeresoberflächentemperatur (*SST*) sowie der Wolkenoberkantentemperatur (*CTT*) verwendet - und eben auch zur Berechnung langwelliger Strahlungsflüsse.

[2]Satellite Application Facilities

3.1.5 Der "High-Resolution" Kanal 12 (HRV)

Der HRV-Kanal hat eine breitere Resonanz-Funktion im sichtbaren Spektralbereich und eine wesentlich bessere räumliche Auflösung (1km x 1km am SSP). Allerdings deckt

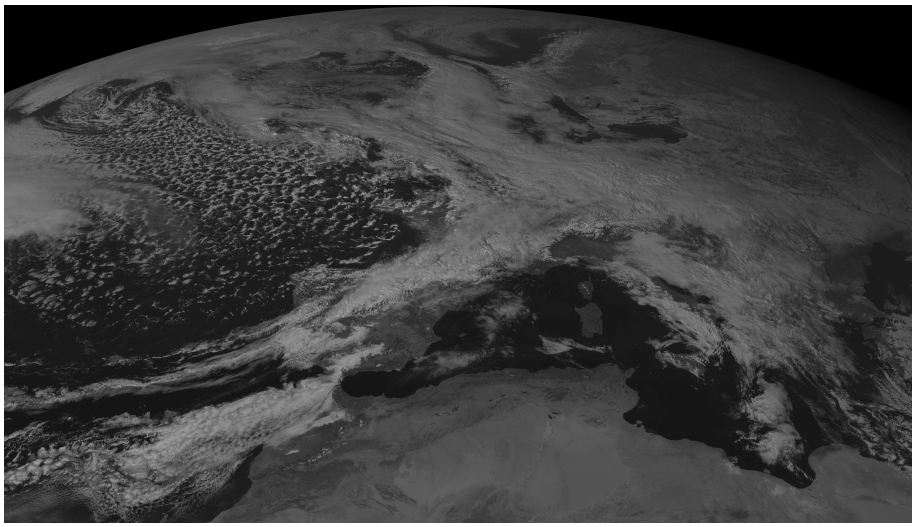

Abbildung 3.6: *HRV-Ausschnitt von Europa (inkl. Nordatlantik), 09.03.2006 14:00 UTC*

dieser Kanal nicht die gesamte Scheibe ab, sondern liefert Bilder mit 11136x5568 Pixeln. Ungefähr das nördliche Drittel (Europa) bleibt dabei kontinuierlich ortsfest, während die beiden südlichen Drittel mit dem Tagesgang der solaren Einstrahlung mitgeführt werden (eine Beschreibung findet sich in EUMETSAT (2006)).
Da der HRV-Kanal eine andere räumliche Auflösung hat und nicht das gesamte MSG-Sichtfeld abdeckt, ist er wenig geeignet, in Strahlungsbilanzbetrachtungen mit einbezogen zu werden. Er kann jedoch sehr gut zur Visualisierung von Szenen bei Tage verwendet werden, da jeweils 9 (zumindest in Europa feste) HRV-Pixel (3x3) einen SEVIRI-Pixel abdecken und man somit ein SEVIRI-Falschfarbenbild mit höheraufgelösten HRV-Helligkeitswerten überlagern kann um somit eine gößere Detailschärfe der Bilder zu erhalten.

3.2 GERB

Das zweite wichtige Instrument auf den Meteosat-Satelliten der zweiten Generation ist das GERB-Instrument (Harries et al. (2005)). Dieses misst breitbandige Strahldichten mit zwei verschiedenen Sensoren. Der eine Sensor ist ein Breitband-Radiometer, welches im Wellenlängen-Intervall von $0.34\ \mu m$ bis $100\ \mu m$ misst (L_{tot}). Der zweite Sensor verfügt über einen eingebauten Quartzfilter, welcher Wellenlängen größer als $4\ \mu m$ aus dem Signal herausfiltert, so dass das gemessene Signal dem Wellenlängen-Intervall $0.34\ \mu m$ bis $4\ \mu m$ entstammt (L_{sw}), welches dem Bereich der reflektierten solaren Strahlung entspricht. Die thermische Ausstrahlung der Erde (L_{lw}) erhält man aus diesen beiden Mes-

sungen durch Subtraktion:

$$L_{lw} = L_{tot} - L_{sw} \tag{3.1}$$

Das GERB-Instrument hat nicht die hohe räumliche Auflösung von SEVIRI, sondern eine Auflösung von 256 x 256 Pixeln (entspricht 50 km x 50 km am SSP) bei einer Dauer eines Scans von ungefähr sechs Minuten. Die GERB-Daten werden jedoch nicht von EuMetSat weiterverarbeitet und vertrieben, sondern von den GERB-Gruppen am Rutherford-Application-Laboratory (RAL) in London und dem Königlich-Belgischen Meteorologischen Institut (RMIB) (siehe Gonzales und Ipe (2006), Harries et al. (2005)). Diese führen eine Qualitätskontrolle der GERB-Daten durch und vertreiben dann verschiedene Datenprodukte, wobei ein GERB-Produkt immer ein Mittel aus mehreren GERB-Scans ist und diese bei den Produkten **BARG** ("*Binned-Averaged-Rectified-Geolocated*") und **HR** ("*High-Resolution*") an die 15-minütigen SEVIRI-Zeitintervalle angepasst werden (Gonzales und Ipe (2006)). Das BARG-Produkt enthält auf einem geolokierten Gitter von 247 x

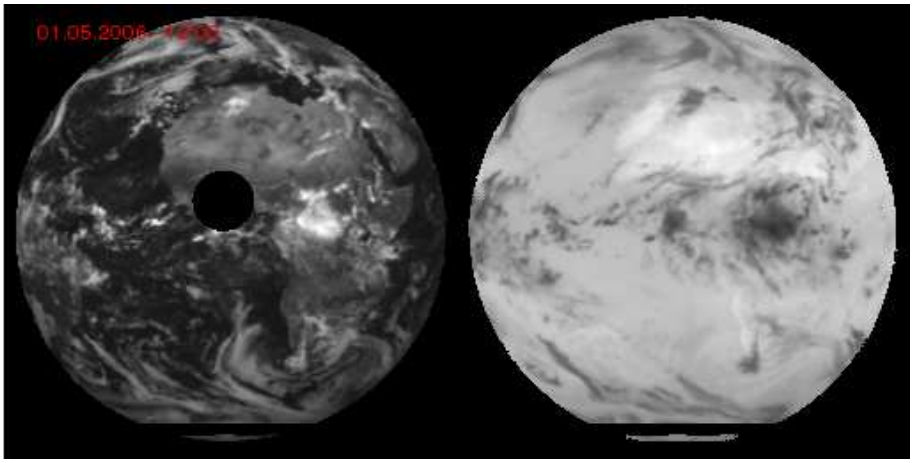

Abbildung 3.7: *GERB-BARG-Bilder vom 01.05.2006 12:00 UTC, links: solar, rechts: thermisch*

247 Pixeln "reine" GERB-Daten, wohingegen das HR-Produkt auf einem Gitter von 1237 x 1237 Pixeln GERB-Daten enthält, die mit Hilfe von SEVIRI-Daten eine höhere räumliche Auflösung liefern (Gonzales und Ipe (2006))

Kapitel 4

Methoden zur Weiterverarbeitung der SEVIRI-Informationen

4.1 Falschfarbenbilder zur Kontrastverstärkung

Die ersten Wettersatelliten lieferten im Grunde Fotografien von der Erde, welche den Meteorologen einen Überblick über die Lage der Wolken und somit auch der Regionen signifikanter Wettererscheinungen liefern sollten (Kidder und Vonder Haar (1995)). Auch wenn die technische Entwicklung der meteorologischen Satelliten seit dieser Zeit enorme Fortschritte gemacht hat und diese mittlerweile gut kalibrierte Strahldichten aus verschiedensten Spektralbereichen liefern, so ist es doch immer noch das *Satelliten-Bild*, welches am ansprechendsten und vor allem intuitivsten die betrachtete Synoptische Lage verdeutlicht.[1] Ein solches Satellitenbild kann sowohl im sichtbaren Bereich (was dem eben genannten Foto am nächsten kommt) als auch im infrarot Bereich wichtige Informationen liefern. Seit dem Start der MSG-Satelliten haben sich in Kombination mit der Datenfülle auch die Möglichkeiten vervielfacht, Satellitenbilder mit *Farbinformationen* zu versehen, um ihre Aussagekraft zu steigern (EUMETSAT (2006)). Hierbei gibt es zwei grundlegend unterschiedliche Möglichkeiten:

1. Man nutzt "nur" die spektrale Information eines Kanals und nutzt die Farbinformationen zu anderen Zwecken. So wurden zum Beispiel schon bei Bildern der ersten Meteosat Generation eine Land-/See-Maske (Land grün, Ozean blau) mit den Helligkeitswerten eines Meteosat Kanals versehen. Somit hat der Betrachter sofort eine intuitive Vorstellung davon, wo welche Wolke sich befindet (was insbesondere in den Infrarotkanälen von entscheidender Bedeutung bei der Interpretation sein kann). Dieses Verfahren wird auch bei MSG-Daten noch häufig angewendet, insbesondere im operationellen Betrieb, wenn die schnelle Verfügbarkeit der Bilder das entscheidende Kriterium ist. Abb. 4.1 zeigt ein Beispiel dieses Verfahrens anhand der Kanal 2 Helligkeitswerte vom 09.07.06, 16:00 UTC.

[1] Eine Anwendung findet sich beispielsweise im *SatRep*-Verbund mehrerer europäischer Wetterdienste, welcher Satellitenbilder mit einer Analyse der synoptischen Situation versieht.

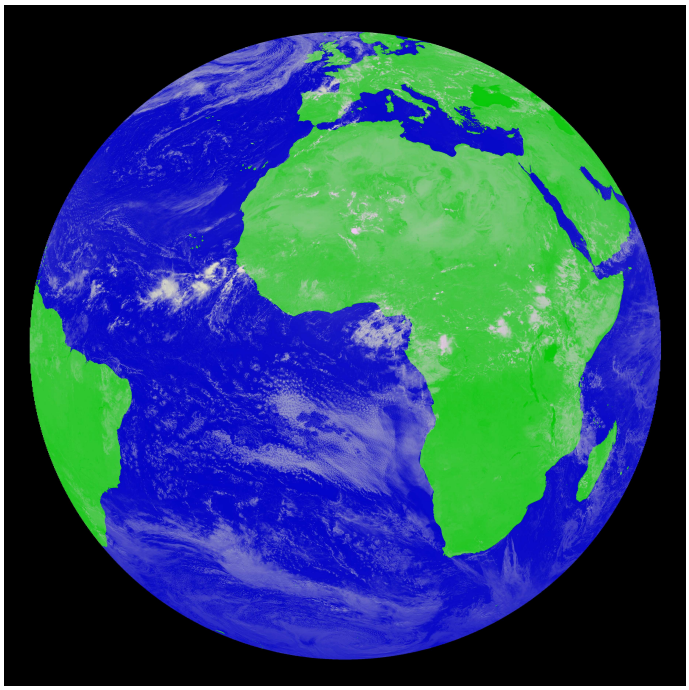

Abbildung 4.1: *Beispiel eines dem Untergrund entsprechend eingefärbten Bildes des Kanal 2 (27.07.2006 12:00 UTC)*

2. Aus (bis zu) drei spektralen Kanälen lassen sich farbige Bilder erstellen, indem man diese Kanäle in einem *RGB-Bild* als Rot-, Grün- und Blau-Kanal verwendet. Unter Verwendung der drei sichtbaren Kanäle erhält man ein Bild, welches den Farben, die unser Auge sehen würde, stark ähnelt. Da es sich bei den an dieser Stelle vorgestellten Verfahren um *Bildaufbereitung* handelt, empfiehlt es sich, nicht erst aus den 10bit-*Pixel-Counts* (Zahlenwerte von 0 bis 1023, welche die Helligkeit des Bildes wiederspiegeln) der von Eumetsat vetriebenen MSG-Bilder Strahldichten zu berechnen, sondern die Bilder direkt weiterzubearbeiten, da die Endprodukte auch wieder aus Pixel-Counts bestehende Bilder sind, und keine Strahldichte-Matrizen. Die bekannteste Variante, RGB-Composits zu erstellen ist sicherlich die Kombination der drei solaren Kanäle in der Reihenfolge [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1]. Abb. 4.2 zeigt ein solches Composit-Bild für den 09.03.2006 14:00 UTC.
   Es gibt viele weitere Möglichkeiten, drei SEVIRI Kanäle zu kombinieren, um farbige Satellitenbilder zu erhalten. Es seien hier beispielhaft zwei weitere vorgestellt, die in dieser Arbeit verwendet werden. Zum einen eignet sich der Kanal 4 (3.9 μm) zur Aufarbeitung von Bildern des solaren Spektralbereichs (insbesondere in den Dämmerungszonen), da Kanal vier tagsüber hauptsächlich die reflektierte Solarstrahlung wiedergibt, nachts aufgrund der thermischen Ausstrahlung bei 3.9 μm aber auch noch Informationen liefert. dadurch bleiben bei Wiedergabe der reflektierten Solarstrahlung z.B. wolken auch nachts noch sichtbar. Eine Kombination von Kanal 4 (B) mit Kanal 1 (R,G) liefert zum Beispiel eine andere Betrachtungsweise des Szenarios am 09.03.06 14:00 UTC (Abb. 4.3); man beachte hier den Informationszu-

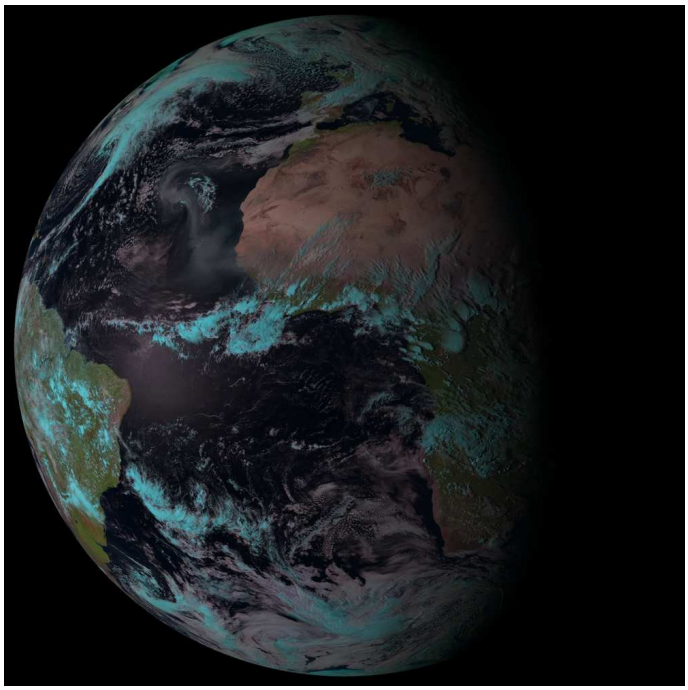

Abbildung 4.2: *Beispiel eines RGB-Composits aus den solaren Kanälen (09.03.2006, 16:00 UTC)*

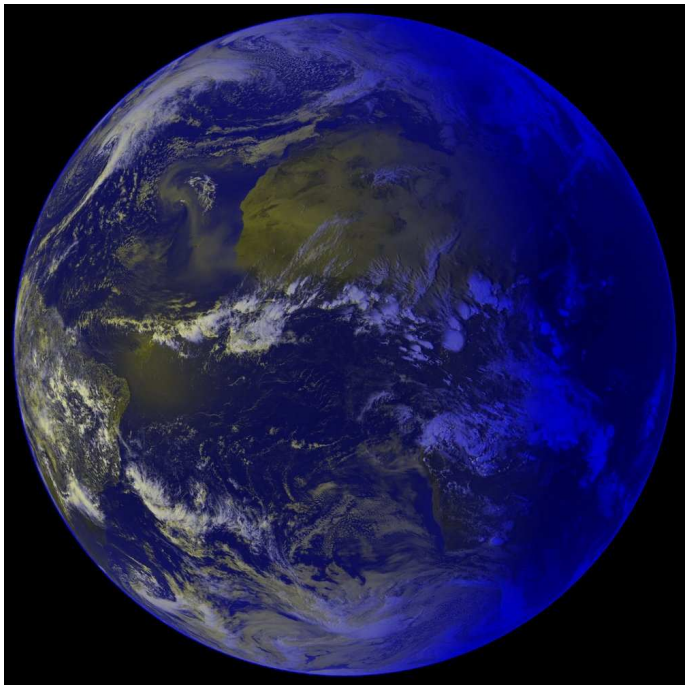

Abbildung 4.3: *Beispiel für die Kombination von Kanal 1 (R,G) mt Kanal 4 (B) für den 09.03.06 16:00 UTC*

gewinn im Dämmerungs- und Nachtbereich (östlicher Rand des Sichtfeldes).

Auch im thermischen Infrarot können Falschfarben-Bilder geeignet sein, atmo-

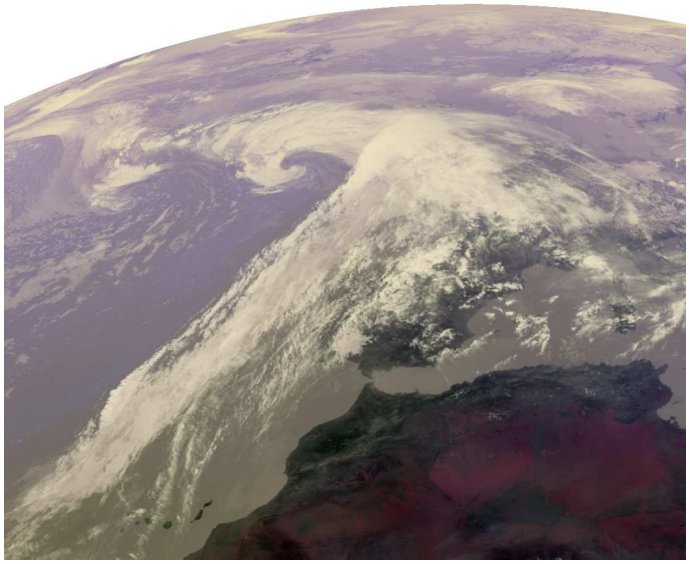

Abbildung 4.4: *Infrarot-Composit der Zyklone "Faye" mit [R,G,B]=[Kanal 7, Kanal 9, Kanal 8] (17.05.2006, 12:00 UTC)*

sphärische Phänomene hervorzuheben. Eine Kombination der Kanäle sieben, acht und neun liefert zum Beispiel einen farbige Blick auf die nordatlantische Zyklone "Faye" (Abb. 4.4) vom 17. Mai 2006.

3. Der HRV-Kanal des SEVIRI Instuments liefert im sichtbaren Spektralbereich eine nominale Auflösung von 1 km x 1 km. Diese enorme räumliche Information möchte man sich naürlich auch zunutze machen, um auch kleinskaligere Strukturen detektieren und analysieren zu können. Da es allerdings nur einen HRV Kanal gibt, ist die obige Vorgehensweise auf dieser Auflösung nicht ohne weiteres möglich. Auch hier gibt es aber wieder zwei Möglichkeiten, RGB-Composit Bilder mit der HRV Auflösung zu erstellen:

   (a) Das Mischverfahren besteht darin, die Helligkeit eines Pixels aus den HRV-Werten zu bestimmen und die Farbinformation aus den ersten drei Kanälen. Hierzu werden die non-HRV (Kanäle 1-11) Matrizen redimensioniert, so dass jeweils 3 x 3 redimensionierte Pixel den Wert des vorherigen Pixels annehmen. Aufgrund des orstfesten HRV-Gitters (nördlicher Sektor) und der Tatsache, dass 3x3 HRV Pixel einen "normalen" SEVIRI-Pixel bilden, ist die Pixel-Zuordnung eindeutig. Nun definiert man die RGB-Werte auf dem HRV-Gitter gemäß Gl. 4.1 (hierbei steht I_x für den Pixel-Count des Kanals x).

$$\begin{aligned} R &= 0.4I_3 + 0.6I_{12} \\ G &= 0.4I_2 + 0.6I_{12} \\ B &= 0.4I_1 + 0.6I_{12} \end{aligned} \tag{4.1}$$

   Ein Beispiel der so gewonnenen Information zeigt das obere Bild in Abb. 4.5. Diese Methode hat den Vorteil, dass die dem Auge als 'normal' erscheinende

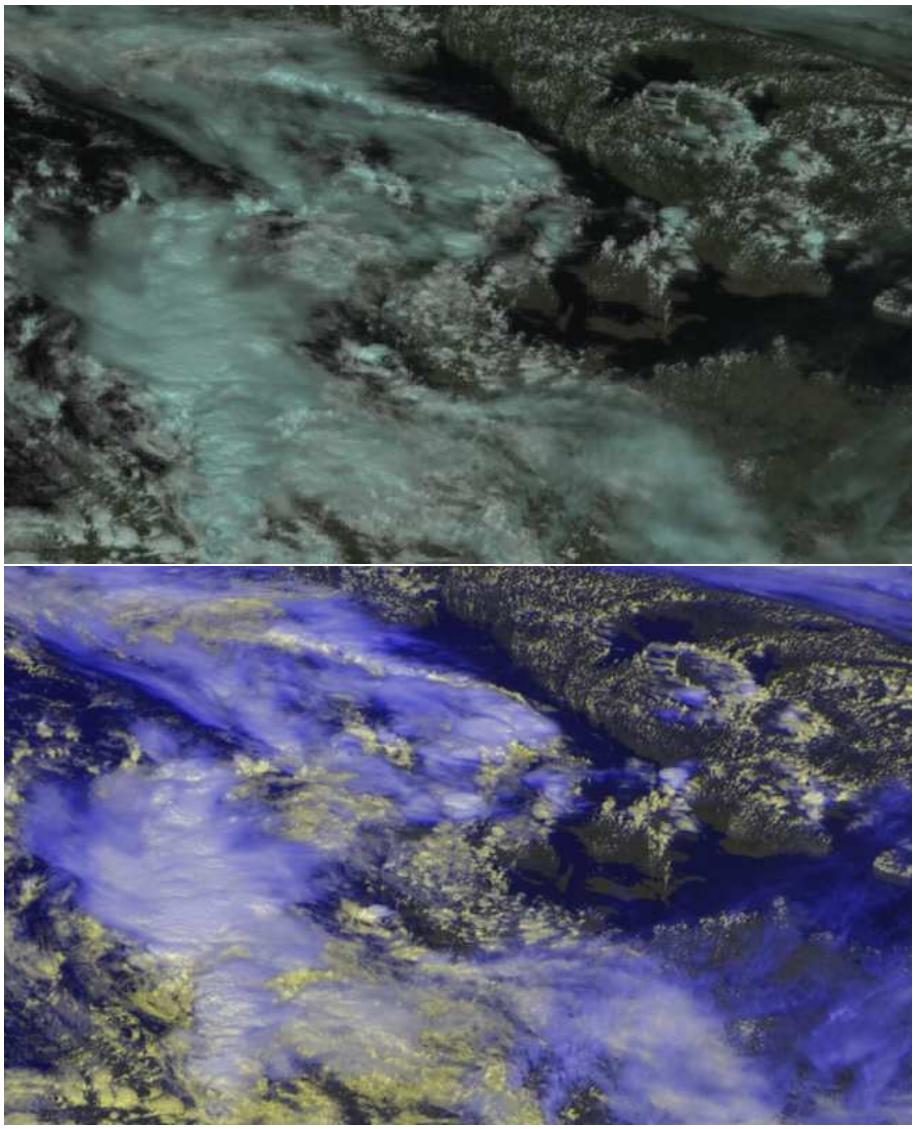

Abbildung 4.5: *hochaufgelöstes RGB-Composit Bild von Schleswig-Holstein, 01808.2006 12:00 UTC. Oben: Methode (a), unten: Methode (b)*

Farbgebung wiedergegeben wird, ohne dass die hohe HRV Auflösung verloren geht.

(b) Eine weitere Möglichkeit besteht darin, die HRV-Werte als einen oder zwei Farbkanäle zu wählen und die verbleibeden Farbinformationen aus einem oder zwei redimensionierten non-HRV Kanälen zu bestimmen. Hier kann man zum Beispiel die HRV Information aus dem solaren Spektralbereich mit thermischen Strahldichten (aus Kanal neun) verbinden. Ein Beispiel zeigt das untere Bild in Abb. 4.5 mit [R,G,B]=[HRV, HRV, Kanal 9] . Mit dieser Methode lässt sich näherungsweise die dreidimensionale Struktur der Bewölkung auf

der hohen HRV Auflösung verdeutlichen, hohe Wolken erscheinen aufgrund der geringen thermischen Ausstrahlung bläulich, niedrige eher gelb. Mit diesem verfahren werden unter anderem auch Cirrus-Schleier sichtbar, welche in reinen VIS-Composits nicht zu erkennen wären (vgl. Abb. 4.5).

In vielen Fällen hängt die sinnvollste Methode der Bildaufbereitung von der Art des zu untersuchenden Phänomens ab. Manchmal ist es auch sinnvoll, mehrere Farbbilder nebeneinander zu betrachten, um einen besseren Überblick zu erhalten.
Die Erzeugung von farbigen oder auch schwarz-weißen Bildern liefert noch einen Vorteil der Weiterverarbeitung von SEVIRI Daten. Die Aneinanderreihung von konsekutiven Bildern erlaubt es, *Satelliten-Filme* zu erstellen, anhand derer die *Dynamik* der betrachteten Prozesse betrachtet werden kann. Diese Methode, welche in der Wetteranalyse und -vorhersage mittlerweile eine gewisse Tradition besitzt, ist auch geeignet, um einige Phänomene besser detektieren und analaysieren zu können. Leider ist es im Rahmen einer gedruckten Arbeit nicht möglich, Animationen zu zeigen, dieser Ansatz lässt sich jedoch mit *Bildsequenzen* verfolgen.

4.2 "Narrow-to-Broadband"-Konvertierung

Das SEVIRI-Instrument misst Strahldichten in 11 recht schmalen Wellenlängenbereichen. Um Aussagen über die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre treffen zu können (wie es mit einem Breitband-Radiometer wie zum Beispiel GERB möglich ist), benötigt man das Integral über die Strahldichte entlang aller Wellenlängen (Gl. 2.10). Da diese Integration nicht ohne weiteres durchführbar ist, muss das Integral aus den vorhandenen schmalbandigen Informationen *abgeschätzt* werden. Clerbaux und Dewitte (2002b) haben hierzu einen Algorithmus entwickelt, mit dem aus den SEVIRI Strahldichten breitbandige Strahldichten im solaren und im thermischen Spektralbereich berechnet werden können.
Hierzu wurde festgestellt, dass eine *lineare* Regression einen sehr guten Kompromiss zwischen Rechenaufwand und Genauigkeit liefert.
Im solaren Spektralbereich gehen in die Regression die gemessenen Strahldichten der Kanäle eins bis drei ein. Wie oben erwähnt, liefert zwar auch Kanal 4 noch ein Signal im solaren Spektralbereich, dieses ist aber ein Mischsignal aus solarer und thermischer Strahlung (vergleiche Abb. 2.2), weshalb Kanal 4 in die Berechnungen breitbandiger Strahldichten nicht mit einbezogen wird.
Die Berücksichtigung der Sichtfeld-Geometrie und der Sonnen-Satelliten-Geometrie stellt für die Regressionskoeffizienten zur Berechnung einer Breitband-Strahldichte im solaren Spektralbereich keine nennenswerte Verbesserung dar, so dass sich die breitbandige kurzwellige Strahldichte gemäß Gl. 4.2 berechnet:

$$L_{sw} = \beta_0 + \beta_1 L_1 + \beta_2 L_2 + \beta_3 L_3 \tag{4.2}$$

Hierin stehen die Indices für die Kanalnummer, die Strahldichten sind in W/m^2 (spektrale Strahldichten integriert über die Antwortfunktion des jeweiligen SEVIRI-Kanals, siehe

Schmid (2000)) und L_{sw} ist die breitbandige Strahldichte für die reflektierte Solarstrahlung.
Im thermischen Spektralbereich gehen die Kanäle fünf bis elf in die Regression ein, allerdings zeigen Clerbaux und Dewitte (2002b) hier eine starke Abhängigkeit der Regressionskoeffizienten vom Sichtfeld-Zenithwinkel Θ_v. Die breitbandige langwellige Strahldichte berechnet sich gemäß Gl. 4.3:

$$\begin{aligned} L_{lw} &= \beta_0(\Theta_v) + \beta_5(\Theta_v)L_5 + \beta_6 L_6(\Theta_v) + \beta_7(\Theta_v)L_7 \\ &+\beta_8(\Theta_v)L_8 + \beta_9(\Theta_v)L_9 + \beta_{10}(\Theta_v)L_{10} + \beta_{11}(\Theta_v)L_{11} \end{aligned} \tag{4.3}$$

Die Regressionskoeffizienten für beide Konvertierungs-Regressionen sind im Anhang (Tab. A.3 und Tab. A.2) angeführt.
Diese Methode liefert aus den 15-minütlichen SEVIRI-Strahldichten mit der entsprechenden (hohen) räumlichen Auflösung Abschätzungen der solaren und thermischen breitbandigen *Strahldichten*. Die Abschätzung von Strahlungsflüssen aus diesen Strahldichten wird im nächsten Abschnitt vorgestellt.

4.3 "Radiance-to-Flux"-Konvertierung

4.3.1 Grundlagen

Die Bestimmung der Strahlungsbilanz, global oder an einem bestimmten Ort, erfolgt über den Vergleich von eingehenden und ausgehenden *Strahlungsflussdichten*. Da der Satellit aufgrund seines geostationären Orbits jeden Punkt der Erde unter einem zeitlich konstanten Sichtfeld-Zenithwinkel Θ_v sieht, ist es nicht möglich, mit Instrumenten auf einem geostationären Satelliten (gilt für jeden anderen Satellitenorbit genauso) Strahlungsflussdichten am Oberrand der Atmosphäre direkt zu messen, sondern man benötigt den "Umweg" über Strahldichten. Strahldichte und Strahlungsflussdichte stehen über Gl. 2.14 in Beziehung. Aufgrund der Erd-Sonnen-Satelliten-Geometrie (siehe Abb. 4.6) und dem Umstand, dass Satelliten-Radiometer grundsätzlich nur aus begrenzten Richtungen die Erde abtasten können (gilt auch für polarumlaufende Satelliten, geostationäre Satelliten tasten grundsätzlich nur aus *einer* Richtung ab) ist es allerdings nicht möglich, dieses Integral direkt zu bestimmen. Es gibt jedoch verschiedene Ansätze, aus der Strahldichte den Strahlungsfluss zu bestimmen. Diese Ansätze variieren etwas je nachdem, welcher Spektralbereich betrachtet werden soll.

4.3.2 Reflektierte Solarstrahlung

1. **Lambert'sches Modell**: Unter der Annahme, dass die Strahlung isotrop sei, also $L \neq L(\Theta)$ gelte, ist das Integral in Gl. 2.14 recht einfach lösbar und es folgt $F = \pi L$.

2. **Winkel-Abhängigkeits-Modelle (ADMs: *"Angular Dependency Models"*)**: Im Allgemeinen ist die reflektierte solare Strahlung nicht isotrop. Insbesondere bei bewölkter Szenerie kann große Anisotropie auftreten, so dass das Lambert'sche Modell seine Gültigkeit verliert. Loeb et al. (2003b) haben für das CERES-Instrument

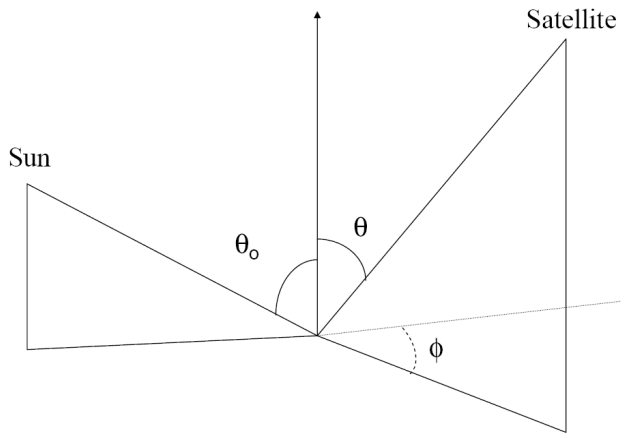

Abbildung 4.6: *Erd-Sonnen-Satelliten Geometrie. Aus: Loeb et al. (2003b)*

(Wielicki et al. (1996)) auf dem TRMM-Satelliten (Simpson et al. (1996)) einen Satz Anisotropiefaktoren R entwickelt, die für verschiedene Sichtgeometrien und Szenen eine Korrektur des Lambert'schen Modells darstellen. In diese Faktoren gehen der Sichtfeld-Zenithwinkel Θ_v, der Sonnenzenithwinkel Θ_s, der relative Azimuthwinkel Φ sowie Szenen-Identifikationen, welche auf den gemessenen Strahldichten, Vegetationskarten, Windgeschwindigkeiten über unbewölkten Ozeanflächen und im Fall von bewölkten Szenarien dem Wolkenbedeckungsgrad und der optischen Dicke der Wolken basieren, ein.
Somit müssen zur Anwendung der CERES-ADMs Informationen über Bedeckungsgrad und optischer Dicke vorliegen. Die Wolkeneigenschaften (N und τ) wurden in dieser Arbeit dem GERB-HR Produkt des RMIB entnommen. Diese Daten liegen seit Mai 2006 in der zeitliche Auflösung des SEVIRI Instruments vor.
Aufgrund der kurzen Lebensdauer des CERES-Instruments auf dem TRMM-Satelliten und der geringen globalen Abdeckung (Sichtfeld von 35°S bis 35°N) der TRM-Mission wurden zur Weiterentwicklung der ADMs Daten der CERES-Instrumente auf dem *TERRA*-Satelliten (Loeb und Manalo-Smith (2005)) verwendet, so dass mittlerweile ein Datensatz von 532800 verschiedenen Anisotropiefaktoren vorliegt (592 Szenarien, 10 Sonnenzenithwinkel Intervalle, 10 Sichtfeld-Zenithwinkel Intervalle, 9 Azimuthwinkel Intervalle), welche über Gl. 4.4

$$F_{sw} = \frac{\pi L_{sw}(\Theta_s, \Theta_v, \Phi)}{R(SI, \Theta_s, \Theta_v, \Phi)} \tag{4.4}$$

die Abschätzung der Strahlungsflussdichten gegenüber dem Lambert'schen Modell verbessern, insbesondere bei niedrigem Sonnenstand.
Die Szenen-Bestimmung erfolgt hierbei durch Feststellung von Bewölkung und über Wolken- oder Oberflächeneigenschaften. Der Parameter SI bestimmt sich für $N = 0$ aus dem Vegetationstyp der Oberfläche beziehungsweise über Ozeanflächen

aus einer Abschätzung der Windgeschwindigkeiten und für $N > 0$ aus dem Bedeckungsgrad und der mittleren optischen Dicke der Wolken.

(a) *unbewölkt*: Im unbewölkten Fall wird die Anisotropie der reflektierten Solarstrahlung durch die Beschaffenheit der reflektierenden Oberfläche bestimmt. Im Falle einer Wasseroberfläche (Ozean) unterteilen Loeb et al. (2003b) die Anisotropiefaktoren in fünf Klassen, die direkt von der Windgeschwindigkeit abhängen. Im Falle einer Landoberfläche wird zwischen verschiedenen Arten des Untergrundes unterschieden: moderater bis hoher Baumbewuchs, niedriger bis moderater Baumbewuchs, helle Wüste und dunkle Wüste. Ein weiterer Untergrund, der vorgesehen ist, ist Schnee, hierfür waren allerdings bis zum Zeitpunkt dieser Arbeit noch keine Anisotropiefaktoren entwickelt. Fälle von schneebedecktem Untergrund kamen in den in dieser Arbeit betrachteten Fallstudien allerdings auch nicht vor.

(b) *bewölkt*: Im bewölkten Fall werden die Anisotropiefaktoren nach Bedeckungsgrad (in 10% Intervallen) und optischer Dicke (in Intervallen von 2.5 bzw. 5) eingeteilt. Hierbei ist die oberste Kategorie der optischen Dicke jeweils $\tau > 50$.

Insgesamt erhält man mit dieser Einteilung 592 verschiedene SI-Klassen.

4.3.3 thermische Ausstrahlung

Im langwelligen Spektralbereich zeigen Clerbaux und Dewitte (2002a), dass die Konvertierung von Strahldichten zu Strahlungsflussdichten keine nennenswerte Abhängigkeit vom Sonnenzenithwinkel und vom Azimuthwinkel aufweisen, sondern lediglich vom Sichtfeld-Zenithwinkel Θ_v abhängen. Gl. 4.4 vereinfacht sich daher zu

$$F_{lw} = \alpha_v L_{lw}(\Theta_v) \tag{4.5}$$

worin

$$\alpha_v = \frac{\pi}{R_{lw}(\Theta_v)} \tag{4.6}$$

gilt. Eine weiterführende Beschreibung der Grundlagen des von Clerbaux und Dewitte (2002b) verwendeten langwelligen Anisotropiemodells (*"limb-darkening"-model*) findet sich in Clerbaux et al. (2001).

4.4 Nettostrahlungsbilanz

Um aus den so erhaltenen Strahlungsflüssen die *instantane* Nettostrahlungsbilanz zu erhalten, benötigt man noch die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre für jeden betrachteten SEVIRI-Pixel zum Zeitpunkt der Beobachtung. Diese berechnet sich gemäß

$$F_{sol} = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 \frac{S_0}{\cos\Theta_s} \tag{4.7}$$

aus der Solarkonstanten ($S_0 = 1368\ W/m^2$), dem Abstand Erde-Sonne r, dem mittleren Abstand Erde-Sonne r_0 sowie dem Cosinus des Sonnenzenithwinkels (z.B. Kidder und Vonder Haar (1995), Kapitel 10). Die Bestimmung des Sonnenzenithwinkels

$$\cos\Theta_s = \sin\Phi \sin\delta + \cos\Phi \cos\delta \cos h \tag{4.8}$$

erfolgt durch die *"SEVIRI Pre-Processing Toolbox"* (SPT) von EUMETSAT, einem Satz von Prozeduren zur Bearbeitung von SEVIRI Daten. Diese Toolbox ist über die Internetseite *www.eumetsat.int* erhältlich und ist im *SPT User's Guide* (Govaerts et al. (2006)) ausführlich dokumentiert. Die SPT liefert beispielsweise auch die Geolokierung der SEVIRI-Pixel.
Die Variablen auf der rechten Seite von Gl. 4.8 sind der relative Azimuth-Winkel Φ, die Deklination δ sowie der Stundenwinkel h.
Aus der solaren Einstrahlung, der reflektierten Solarstrahlung und der langwelligen Ausstrahlung lässt sich dann mit

$$F_{net}(\Theta_s, \Theta_v, \Phi) = F_{sol}(\Theta_s) - F_{sw}(\Theta_s, \Theta_v, \Phi) - F_{lw}(\Theta_v) \tag{4.9}$$

die instantane Netto-Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre berechnen.

4.5 MPEF-Wolkenmaske

4.5.1 Beschreibung der Wolkenmaske

Für jeden SEVIRI-Zeitschritt werden von EUMETSATs *Meteorological Products Extraction Facility* (MPEF) verschiedene Produkte aus den SEVIRI Daten abgeleitet, unter anderem eine Wolkenmaske (EUMETSAT (2006)). Die Wolkenmaske klassifiziert jeden Pixel mit einem Sichtfeld-Zenithwinkel von weniger als 75°als

1. wolkenfreier Ozean (Wert "0")
2. wolkenfreies Land (Wert "1")
3. bewölkt (Wert "2")

Pixeln außerhalb des 75°-Kreises wird Wert "3" zugewiesen. Abb. 4.7 zeigt ein Beispiel, in dem wolkenfreier Ozean blau dargestellt wurde, wolkenfreies Land grün und bewölkte Pixel weiß. Der Algorithmus zur Erstellung der Wolkenmaske beruht auf verschiedenen Tests gegen Schwellenwerte, welche zum Teil auf Kurzfrist-Wettervorhersagemodellen beruhen, und ist in EUMETSAT (2002) beschrieben.

4.5.2 'Artifakte' der Wolkenmaske

Die Test-Algorithmen zur Erstellung der Wolkenmaske unterscheiden sich (auf einen Pixel bezogen) tags und nachts dadurch, dass tagsüber (außerhalb des *sunglint*-Bereichs) die Daten der drei solaren Kanäle berücksichtigt werden. Wie die roten Pfeile in Abb. 4.8 verdeutlichen, ist in der Wolkenmaske die Tag-Nacht-Grenze zu erkennen, ebenso der

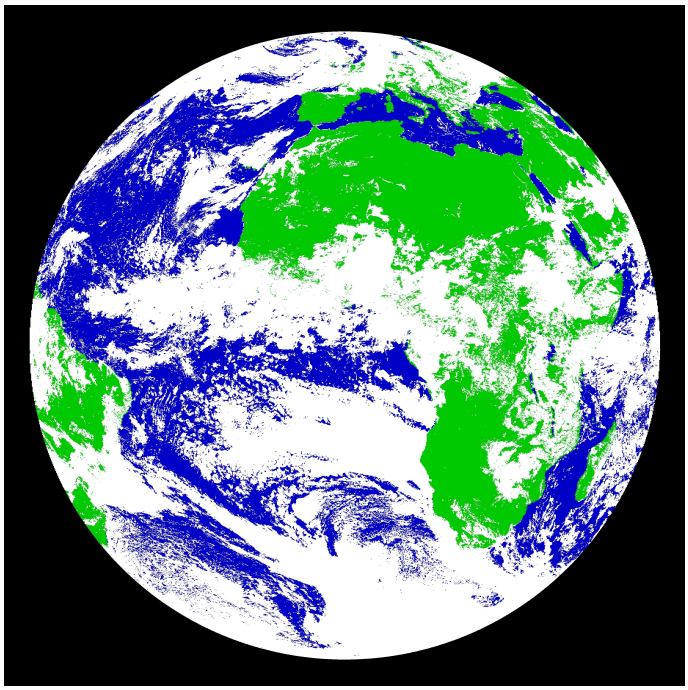

Abbildung 4.7: *Wolkenmaske für 31.07.2006, 12:00 UTC*

sunglint-Bereich (jeweils an einer Diskontinuität in der erkannten Bewölkung). Generell werden bei Tests mit nur thermischen Kanälen weniger Pixel als bewölkt klassifiziert, als bei Tests unter Zuhilfenahme der solaren Kanäle. Die vom rein thermischen Verfahren nicht klassifizierten Wolken scheinen ausnahmslos tiefe Wolken zu sein, welche aufgrund ihrer relativ hohen Wolkenoberkantentemperatur innerhalb der Toleranzgrenzen für die Bodentemperatur liegen. Auch wenn es somit im Bereich der Grenzlinien (Tag-Nacht und sunglint) zu Unstetigkeiten in der Wolkenerkennung kommt, so ist die Wolkenmaske doch ein gutes Mittel, um Bewölkung in den SEVIRI-Daten herauszufiltern. Generell ist die Wolkenmaske zur Bestimmung von wolkenfreien Pixeln geeignet, zur Bestimmung von bewölkten Pixeln können je nach Art der Betrachtung noch weitere Tests hinzugefügt werden (wie zum Beispiel ein Temperaturschwellwert zur Bestimmung konvektiver Wolken).

4.6 optische Dicke in GERB Daten

Sowohl in den “High-Resolution” (HR) GERB Produkten als auch auf der normalen GERB Auflösung werden vom RMIB aus SEVIRI Daten abgeleitete optische Dicken für die bewölkten Pixel mitgeliefert. Der Algorithmus, mit dem diese optischen Dicken abgeleitet werden, ist in Ipe et al. (2004) beschrieben. Diese optischen Dicken werden zur Szenario-Identifikation in Gl. 4.4 und in Kapitel 5 verwendet, finden darüberhinaus in dieser Arbeit jedoch keine Anwendung.

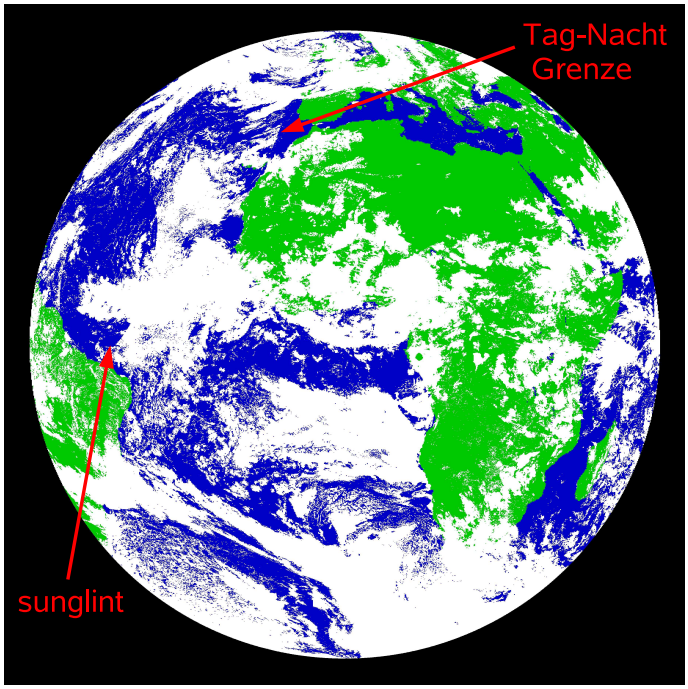

Abbildung 4.8: *Wolkenmaske für 31.07.2006, 18:00 UTC*

4.7 äquivalente Schwarzkörpertemperaturen

Eine Möglichkeit, aus gemessenen Strahldichten im thermischen Spektralbereich eine Abschätzung der realen Temperatur des emittierenden Körpers zu erhalten (im IR-Fensterbereich gilt in guter Näherung $T_b \approx T$, vgl. Petty (2006) Kapitel 6), ist die Berechnung der äquivalenten Schwarzkörpertemperatur (T_b) nach Gl. 2.18.
Die SEVIRI-Strahldichten sind jedoch keine scharfen spektralen Strahldichten, sondern genügen einer spektralen Antwortfunktion Φ_λ bzw. im Wellenzahlraum Φ_κ. Dadurch sind die gemessenen Strahldichten bestimmt durch

$$\overline{L} = \frac{\int_{\Delta\kappa} \Phi_\kappa L_\kappa(T_b) d\kappa}{\int_{\Delta\kappa} \Phi_\kappa d\kappa} \tag{4.10}$$

Durch das Integral über die spektrale Antwortfunktion ist die äquivalente Schwarzkörpertemperatur nicht mehr ohne weiteres analytisch bestimmbar, sie kann aber durch eine drei-Parameter-Funktion angenähert werden (siehe Tjemkes (2005)):

$$\overline{L} \approx \frac{2hc^2\kappa_c^3}{\exp\frac{hc\kappa_c}{k_B[\alpha T_b+\beta]} - 1} \tag{4.11}$$

wobei κ_c die zentrale Wellenzahl des SEVIRI-Kanals ist, die sich aus Gl. 4.12 ergibt (siehe Kidder und Vonder Haar (1995)) und die Parameter α und β per Regression bestimmt werden (sind für die thermischen SEVIRI Kanäle ebenso wie die zentralen Wellenzahlen im Anhang in Tab. A.5 aufgeführt).

$$L_\lambda = -\frac{d\nu}{d\lambda} L_\lambda = \frac{\nu^2}{c} L_\nu = \kappa^2 L_\kappa \tag{4.12}$$

Mit der Näherung aus Gl. 4.11 berechnet sich die äquivalente Schwarzkörpertemperatur dann gemäß

$$T_b = \frac{hc\kappa_c}{K_B \alpha \log \frac{2hc^2 \kappa_c^3}{\overline{L}+1}} - \beta \tag{4.13}$$

Dies ist die Temperatur, die ein Schwarzkörper hätte, der die gemessene Strahlung *isotrop* aussenden würde. Somit ist in dieser Temperatur die reale Emissivität ϵ bereits implizit enthalten, zur Bestimmung der realen Temperatur müsste in Gl. 4.13 noch die Emissivität eingehen. Für Wolken und Land- bzw. Ozeanoberflächen ist diese (im IR-Fenster) allerdings sehr nahe eins (Petty (2006) Kapitel 6), so dass der Fehler durch Vernachlässigung von ϵ klein ist. Darüberhinaus ist der Fehler systematisch, so dass aufgrund von $T_b > T$ die Ausstrahlung etwas überschätzt wird.

Kapitel 5

Vergleich zwischen GERB- und SEVIRI-Strahlungsflüssen

5.1 Grundzüge

Obwohl im sogenannten *"unfiltering"*-Prozess in die GERB-Daten SEVIRI-Messungen einfließen und auch die Szenen-Erkennung mittels SEVIRI-Daten geschieht, gibt es doch Unterschiede zwischen den aus SEVIRI und den aus GERB berechneten Strahlungsflüssen. Diese Unterschiede sind zu einem großen Teil mit der unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Auflösung der beiden Instrumente zu erklären (siehe Kapitel 3), aber auch mit den eingehenden Wellenlängenbereichen, da SEVIRI lediglich bei 11 festen Wellenlängen misst und bei GERB sowohl die niedrigste eingehende Wellenlänge (0.34μm) kleiner ist als bei SEVIRI (0.6μm) als auch die höchste Wellenlänge (100μm) deutlich größer als bei SEVIRI (13.4μm). In diesem Kapitel wird anhand einer ausgewählten Region gezeigt werden, dass zum Beipiel die räumliche Variabilität der Bewölkung einen nicht entscheidenden Einfluss auf die Unterschiede zwischen GERB- und SEVIRI-Strahlungsflüssen hat.
Eine Überprüfung der Unterschiede und Fehlerquellen bei satellitengestützten Radiometern erweist sich als äußerst schwierig, da diese lediglich (ansatzweise) durch einen Vergleich mit anderen Satelliteninstrumenten durchgeführt werden kann. Abb. 5.1 zeigt schematisch die Problematik bei der Bestimmung und Validierung verschiedener TOA-Strahlungsflusskomponenten. Aus der Skizze für die kurzwellige Strahlung (oben) wird zum Beispiel deutlich, dass die Projektion des TOA-Pixels auf die Erdoberfläche nicht zwangsläufig der wahren geographischen Position des Strahlungsursprungs entspricht. Darüberhinaus sind die Halbräume für die Bestimmung der Strahlunsgflussdichte am Unterrand und am Oberrand der Atmosphäre nicht identisch, die beinflussenden Streuprozesse finden an teilweise sehr unterschiedlichen Orten statt. Wolken verstärken diese Problematik zusätzlich durch die Reflektion an ihren seitlichen Berandungen, welche einen anderen Zenithwinkel zur Sonne besitzen als beispielsweise die Erdoberfläche. Darüber hinaus verdeutlicht die Schemenskizze die Problematik der Abschätzung des Strahlungsflusses über einem TOA-Footprint aus einer gemessenen Strahldichte, da

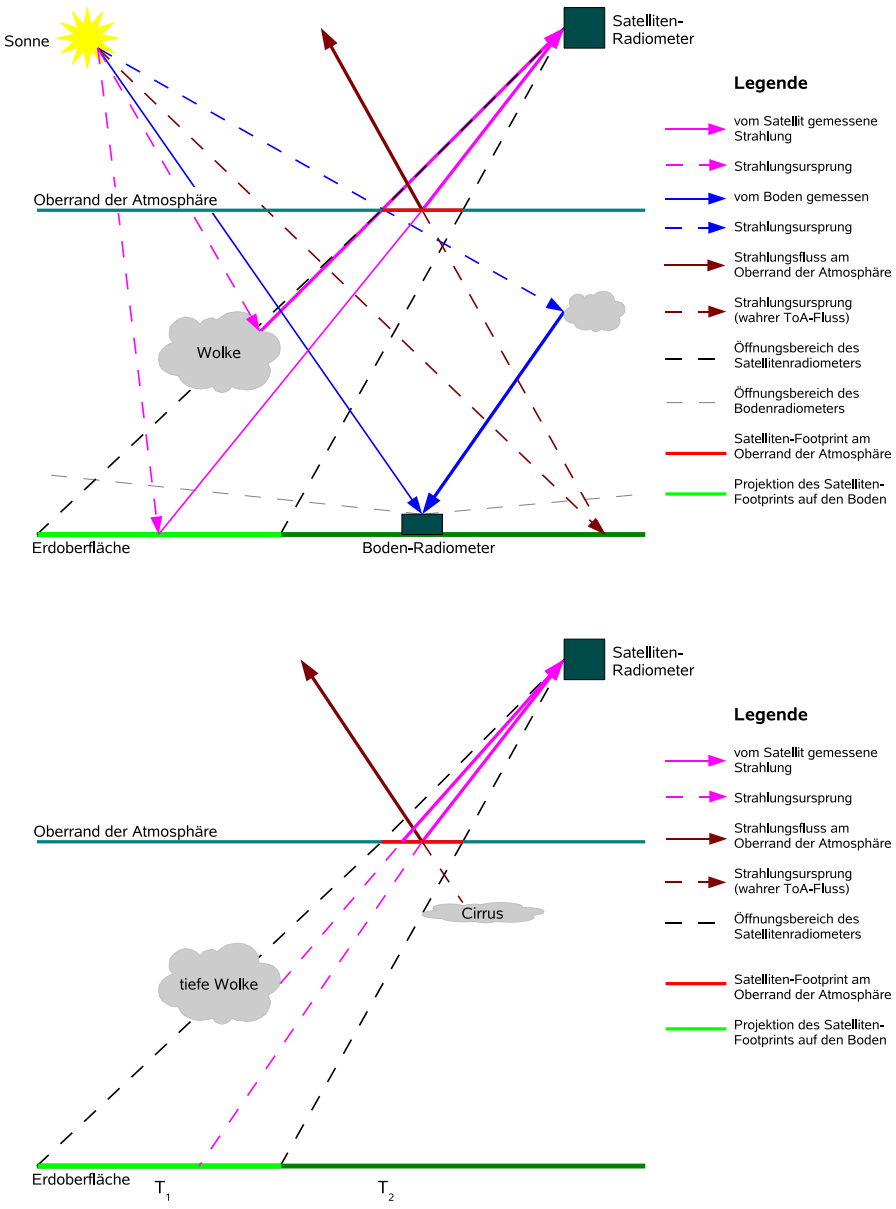

Abbildung 5.1: *Schemenskizze zur Abschätzung der kurzwelligen (oben) und langwelligen (unten) ToA-Strahlungsflüsse aus von Satelliten gemessenen Strahldichten*

am Satelliten keinerlei Information über die (von Wolken und Untergrund benachbarter Footprints maßgeblich beeinflussten) Strahldichten in andere Raumrichtungen vorliegt. Etwas übersichtlicher stellt sich die Situation bei der thermischen Ausstrahlung dar (Abb. 5.1 unten), da hier das Problem der Reflektion nicht zu Tage tritt. Die Hauptprobleme der Emissionsanteile benachbarter Footprints und der Effekte inhomogener Bewölkung bleiben aber dieselben.
Wie sehr die aus den gemessenen Strahldichten berechneten Strahlungsflüsse am Ober-

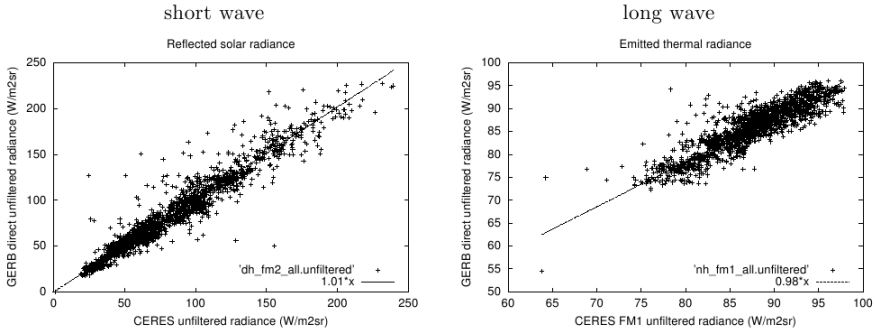

Abbildung 5.2: *Vergleich der Strahlungsfüsse von GERB und CERES, links solar, rechts thermisch. Aus: Clerbaux et al. (2003a)*

Schritt	solar	thermisch
NB-Messung	5%	0.5%
N2B-Konvertierung	3.2%	0.7%
L2F-Konvertierung	6%	2%
total	**14.2%**	**3.2%**

Tabelle 5.1: *Fehlerabschätzung der einzelnen Schritte bei der Erstellung von ToA-Strahlungsflüssen aus SEVIRI-Messungen. Nach: Clerbaux et al. (2001)*

rand der Atmosphäre auch noch von der Bauweise und Auflösung des Radiometers abhängen, vedeutlichen die Streudiagramme in Abb. 5.2. Dargestellt sind die kurz- und langwelligen Strahldichten am Oberrand der Atmosphäre aus einem Vergleich zwischen dem GERB- und dem CERES-Instrument. Beide Instrumente messen breitbandige Strahldichten. Dennoch weisen diese Strahldichten teilweise erhebliche Unterschiede auf, im langwelligen Spektralbereich noch mehr als im solaren. Somit können auch bei Verwendung identischer ADMs auch die aus diesen Strahldichten gewonnenen Strahlungsflüsse nicht vollständig übereinstimmen. Bei einem Vergleich SEVIRI-GERB kommt darüber hinaus noch die Tatsache zum tragen, dass SEVIRI nicht breitbandig misst sondern das Breitbandsignal aus drei (sw) beziehungsweise sieben (lw) Strahldichten bestimmt wird (siehe Kapitel 4). Tabelle 5.1 liefert eine Abschätzung der Ungenauigkeiten des in Clerbaux et al. (2001) beschriebenen Verfahrens zur Gewinnung von Strahlungsflüssen aus SEVIRI-Messungen.

5.2 Solarer Spektralbereich

In die SEVIRI-Regression gehen im solaren Spektralbereich die Signale der Kanäle eins bis drei ein, also "nur" Informationen aus dem Wellenlängenbereich 0.8 µm-1.6 µm, wohingegen das GERB-Instrument durch seine Konstruktion (wenngleich auch indirekt) Informationen aus dem größeren Bereich 0.3 µm-4.0 µm enthält. Man könnte also in der SEVIRI-Regression den Kanal 4 (3.9 µm) hinzuziehen und wäre immer noch im GERB-

SW Spektralbereich. Wie in Kap. 3 beschrieben, ist das 3.9 µm-Signal aber ein Mischsignal von reflektierter Sonnenstrahlung und emittierter thermischer Abstrahlung, so dass auch die GERB-SW Daten mit diesem "Tagesgang des Strahlungsursprungs" kontaminiert sind. Dieser Effekt wird im Aufbereitungsverfahren der GERB-Datenprozessierung jedoch herausgerechnet (Clerbaux und Dewitte (2002b)).
Es folgt ein Vergleich von aus GERB-Daten bestimmten Strahlungsflüssen (aus dem BARG-Produkt) des Pixels, welcher den Standort 'Kiel' (54.3N, 10.15E) beinhaltet, mit aus SEVIRI abgeleiteten strahlungsflüssen (auf dieselbe Fläche gemittelt) für den Monat Mai 2006. In die Betrachtung gehen diejenigen Daten ein, für die

1. Daten aller 10 benötigter SEVIRI-Kanäle vorliegen und EUMETSAT keine Qualitätswarnung ausgesprochen hat,

2. GERB-Daten im Format *BARG* ("binned-averaged-rectified-geolocated") mit einer Auflösung von 247x247 Pixeln vorliegen *und nicht Null sind*,

3. GERB-Daten im Format *HR* ("high-resolution") mit einer Auflösung von 3x3 SEVIRI-Pixeln (1237x1237 Pixel) vorliegen, aus denen die "Scene-Identification" zur Bestimmung der Anisotropiefaktoren nach Loeb et al. (2003b) vorgenommen wird,

4. die theoretisch berechnete solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre (Gl. 4.7) positiv und nicht Null ist.

Die Korrelation dieser Daten beträgt 0.82. In Abb. 5.3 ist deutlich zu erkennen, dass die Datenpunkte generell eine leichte Abweichung von der Identität hin zu höheren Werten beim GERB-Instrument aufweisen, aber auch, dass es Situationen gibt, in denen große Abweichungen vorliegen. Im Folgenden sollen verschiedene Szenario-Einflüsse auf die GERB- und SEVIRI-Strahlungsflüsse untersucht werden. Hierbei gilt es festzuhalten, dass aufgrund des operationellen Einsatzes der Instrumente unter Nicht-Labor-Bedingungen keine Klarheit darüber herrscht, welcher der beiden Strahlungsfüsse zutreffender ist, da beide aus einer vom betrachteten Szenario abhängigen Konvertierung (Strahldichte-zu-Strahlungsflussdichte) bestimmt werden. Dieses Szenario ist jedoch auch über einem beobachteten Pixel nicht eindeutig ist (siehe nachfolgender Abschnitt zur räumlichen Variabilität).

5.2.1 Abhängigkeit von der Tageszeit

In den nächsten Abschnitten soll die Streuung der reflektierten solaren Strahlungsflüsse auf eventuelle Abhängigkeiten von spezifischen Szenario-Merkmalen geprüft werden. Der erste Schritt ist hierbei eine Überprüfung von Abhängigkeiten von der Tageszeit (und somit auch vom Sonnenstand). Es werden dieselben Daten wie vorher verwendet, nur dass in Abb. 5.4 die Datenpunkte jetzt in Abhängigkeit von der Tageszeit (und damit vom Sonnenzenithwinkel) unterschiedlich farblich gekennzeichnet sind. Aufgrund der geographischen Lage des beobachteten Pixels liegt der höchste Sonnenstand bei ca.

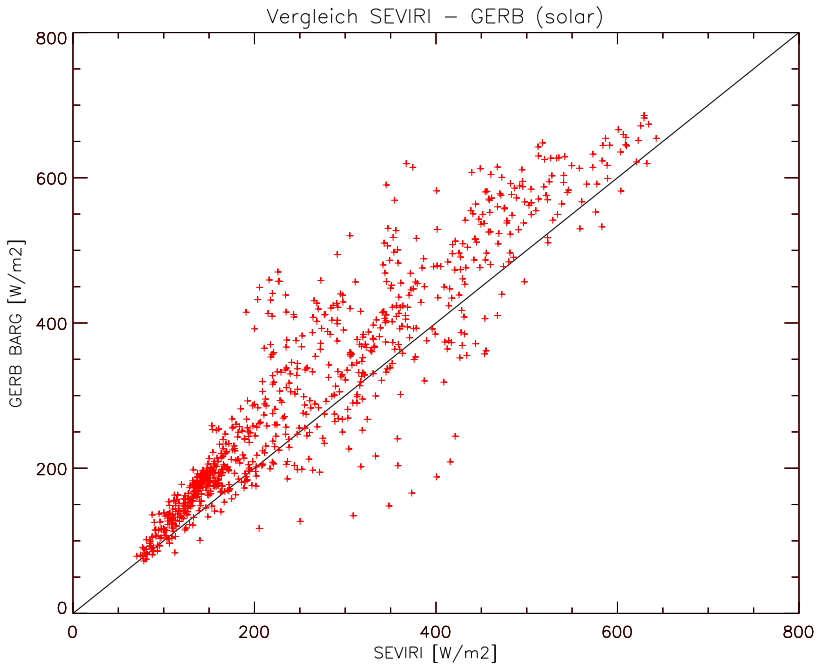

Abbildung 5.3: *Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, solarer Spektralbereich*

60°über dem Horizont, kleinere Sonnenzenithwinkel als 30°kommen in diesen Daten nicht vorkommen. Die verwendeten Farben bedeuten im einzelnen:

- grün: vor 07:00 MESZ (05:00 UTC)
- cyan: 07:00 - 11:00 MESZ (05:00 UTC - 09:00 UTC)
- rot: 11:00 - 13:00 MESZ (09:00 UTC - 11:00 UTC)
- gelb: 13:00 - 19:00 MESZ (11:00 UTC - 17:00 UTC)
- blau: nach 19:00 MESZ (17:00 UTC)

Es zeigt sich, dass die Datenpunkte, die nahe der Dämmerungszeiten liegen (grüne und blaue Punkte) im Bereich niedriger Strahlungsflüsse (reflektierte Solarstrahlung) liegen, was anschaulich auch klar ist, da die Sonne zu diesen Zeiten tief über dem Horizont steht. Die größten Abweichungen zwischen den Messungen treten um die Mittagszeit und in den Nachmittagsstunden auf, wenn die Sonne recht hoch steht. Es lässt sich feststellen, dass die Streuung der mit den Nachmittagsstunden verbundenen Punkte (gelb) höher ist als die der Vormittagsmessungen (cyan). Hier zeigt sich, dass die Tageszeit entscheidend ist, und nicht der Sonnenzenithwinkel. Der Sonnenzenithwinkel ist vormittags und nachmittags bei gleichem zeitlichen Abstand vom Sonnenhöchststand gleich, aber die breite Streuung tritt überwiegend nachmittags auf. Die Ursache hierfür liegt in der Enstehung konvektiver Bewölkung am Nachmittag, wie weiter unten exemplarisch gezeigt wird.

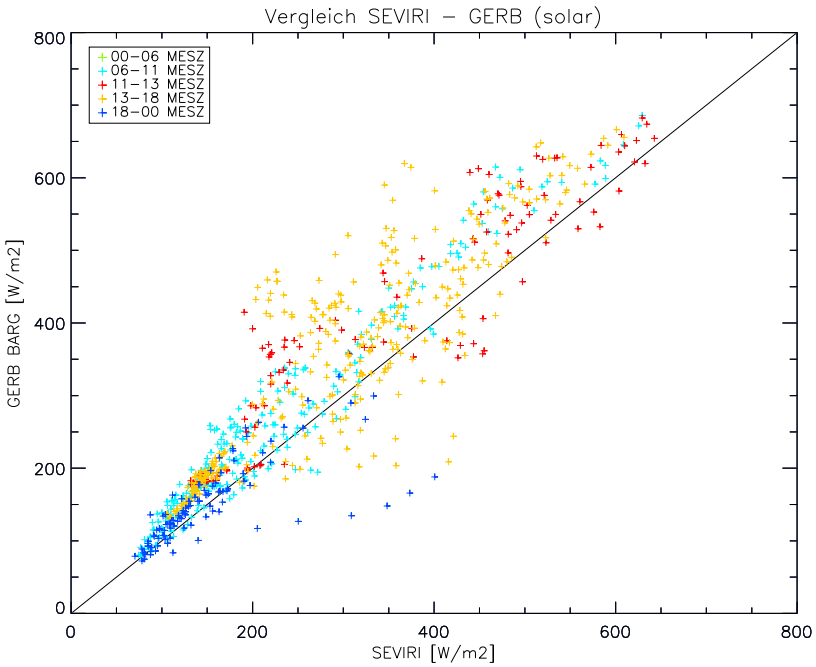

Abbildung 5.4: *Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig von der Tageszeit der Beobachtung*

5.2.2 Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad

Ein weiteres signifikantes Merkmal der betrachteten Szene ist der Wolkenbedeckungsgrad der Mittelungs-Region. Hierzu wird die EUMETSAT-Wolkenmaske (clm) verwendet. Der Bedeckungsgrad berechnet sich gemäß

$$N = \frac{pix_{wolkig}}{pix_{gesamt}} \in [0, 1] \tag{5.1}$$

wobei pix_{wolkig} die Anzahl der als bewölkt klassifizierten Pixel ist und pix_{gesamt} die Anzahl aller betrachteter Pixel. Die in den GERB-Daten mitgelieferten Bedeckungsgrade für jeden GERB-Pixel werden nach demselben Verfahren berechnet. Abb. 5.5 zeigt das oben gezeigte Streudiagramm mit folgenden Farben der Datenpunkte:

- grün: N <0.2
- cyan: 0.2 <N <0.4
- rot: 0.4 <N <0.6
- gelb: 0.6 <N <0.8
- blau: N >0.8

Hohe Flüsse reflektierter Solarstrahlung treten nur bei höheren Bedeckungsgraden auf, ebenso treten die großen Abweichungen der Instrumente voneinander bei hohem Be-

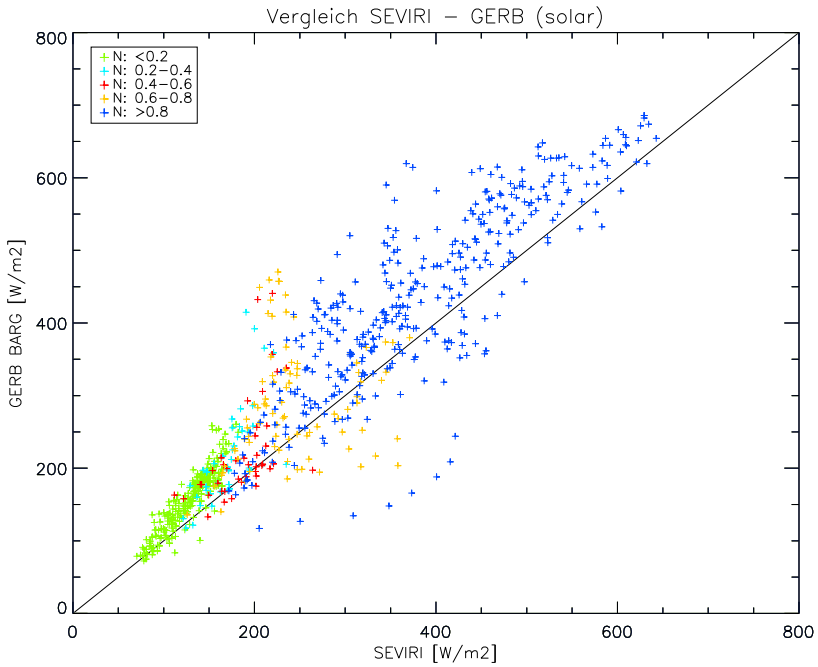

Abbildung 5.5: *Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig vom Bedeckungsgrad*

deckungsgrad zutage. Dies zeigt, dass Wolkenstrahlungseffekte eine sehr große Rolle bei der Bestimmung des lokalen Strahlungshaushaltes spielen (vgl. Wielicki et al. (1995)). Es bleibt also festzuhalten, dass aus den bisherigen Betrachtungen nachmittags bei hohem Bedeckungsgrad die größten Abweichungen auftreten.

5.2.3 Abhängigkeit von der optischen Dicke

Als erstes Indiz dafür, welcher Wolkentyp den größten Einfluss auf die Bestimmung der Strahlungsflüsse aus Daten der Instrumente GERB und SEVIRI hat, dient die optische Dicke, welche in den GERB-HR Daten auf dem 3x3 SEVIRI-Pixel Gitter zur Verfügung gestellt wird. Hier werden allerdings nur die Pixel berücksichtigt, welche als "bewölkt" klassifiziert wurden. Die angegebenen Intervalle der optischen Dicke sind hierbei das Mittel über die optischen Dicken (aus GERB-HR), die zusammen das entsprechenden GERB-BARG Pixel ergeben und dienen lediglich der Szenario-Identifikation, die Strahlungsflüsse sind weiterhin die vorher betrachteten SEVIRI-Strahlungsflüsse. Die in Abb. 5.6 verwendeten Farben stehen für:

- grün: $\tau < 1$
- cyan: $\tau \in [1, 2.5)$
- rot: $\tau \in [2.5, 10)$

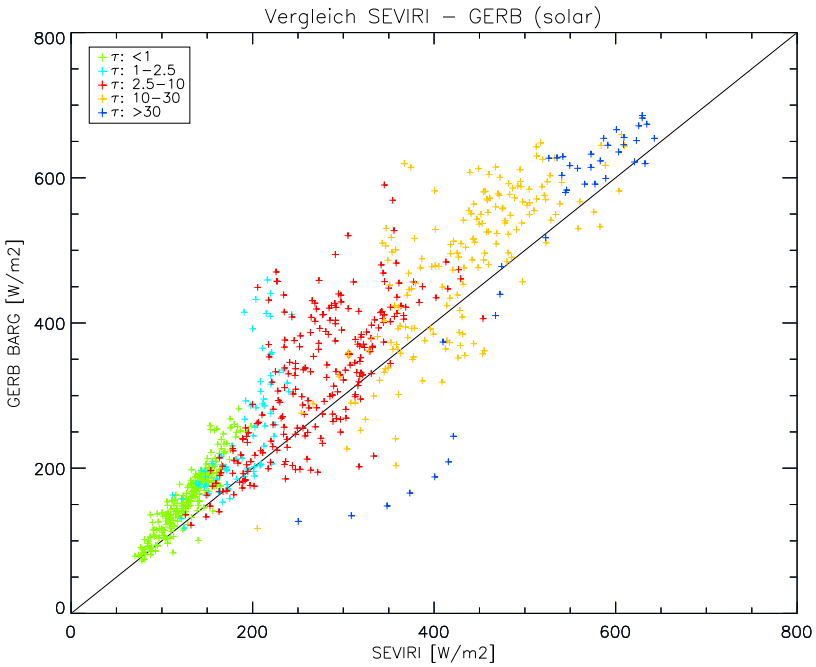

Abbildung 5.6: *Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig von der optischen Dicke der Wolken*

- gelb: $\tau \in [10, 30)$
- blau: $\tau \geq 30$

Eine systematische Abhängigkeit der reflektierten Solarstrahlung von der optischen Dicke der Wolken ist erkennbar: je größer die optische Dicke, desto mehr Strahlung wird reflektiert und umso höhere Strahlungsflüsse werden erreicht. Eine systematische Abhängigkeit der Unterschiede zwischen GERB-Strahlungsflüssen und SEVIRI-Strahlungsflüssen von der optischen Dicke ist allerdings nicht erkennbar. Einzige Ausnahme ist der Fall, in dem SEVIRI sehr viel größere Strahlungsflüsse liefert als GERB (erkennbar an dem blauen "Bogen" am unteren Rand). Hierfür zeichnet eine Wolke mit sehr hoher optischer Dicke ($\tau \geq 30$) in den Nachmittagsstunden (vgl. Abb. 5.4) verantwortlich.

5.2.4 Abhängigkeit von der zeitlichen Variabilität

Hier gehen die Unterschiede zwischen zwei aufeinanderfolgenden SEVIRI-Messungen als Indiz für die zeitliche Variabilität mit ein. Jede SEVIRI-Strahlungsflussdichte (auf den GERB-Pixel gemittelt) wird mit der SEVIRI-Strahlungsflussdichte des vorherigen SEVIRI-Scans verglichen (Zeitdifferenz 15 Minuten) und die Differenz (ΔF) als Maß für die zeitliche Variabilität des Szenarios angenommen. Die Farben in Abb. 5.7 bedeuten:

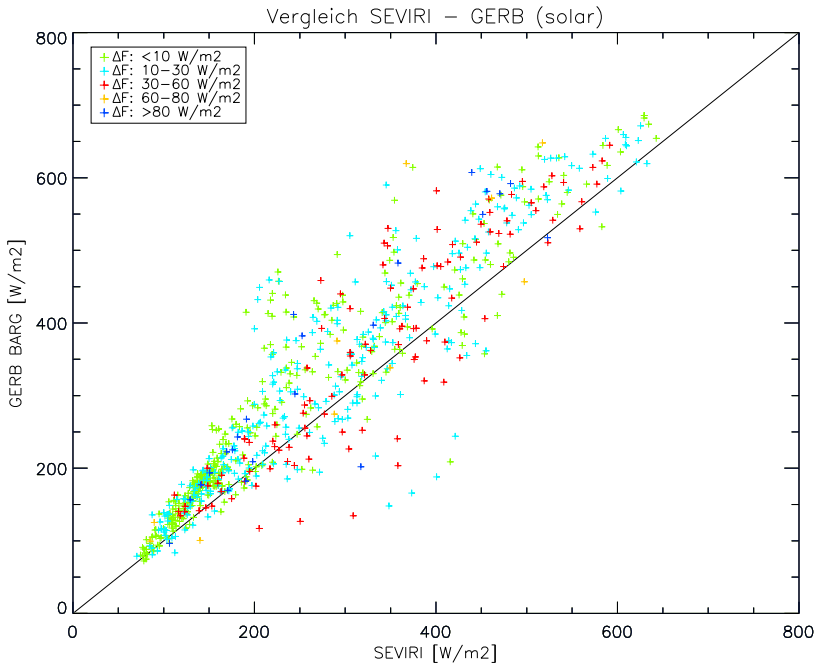

Abbildung 5.7: *Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig von der zeitlichen Variabilität*

- grün: $\Delta F < 10 W/m^2$
- cyan: $\Delta F \in [10, 30) W/m^2$
- rot: $\Delta F \in [30, 60) W/m^2$
- gelb: $\Delta F \in [60, 80) W/m^2$
- blau: $\Delta F \geq 80 W/m^2$

Man erkennt keine klare Abhängigkeit von der zeitlichen Variabilität der SEVIRI-Messungen. Man sieht im Gegenteil, dass die größten Unterschiede bei recht geringer zeitlicher Änderung des gemittelten SEVIRI-Strahlungsflusses auftreten. Aufgrund der unterschiedlichen Mess-Zeiten der Instrumente erwartet man eher eine Sensitivität gegenüber zeitlichen Änderungen erwarten. Das zeigt, dass die unterschiedlichen Mess-Zeiten der beiden Instrumente lediglich einen geringen Einfluss auf die Messungen haben.

5.2.5 Abhängigkeit von der räumlichen Variabilität

Ganz anders verhält es sich mit der räumlichen Variabilität, in Abb. 5.8 dargestellt durch die räumliche Standardabweichung der in die Mittelung eingehenden SEVIRI-Pixel (wieder ΔF). Je höher ΔF, desto inhomogener ist auch die Szenerie des GERB-Pixels. Die Farben stehen für:

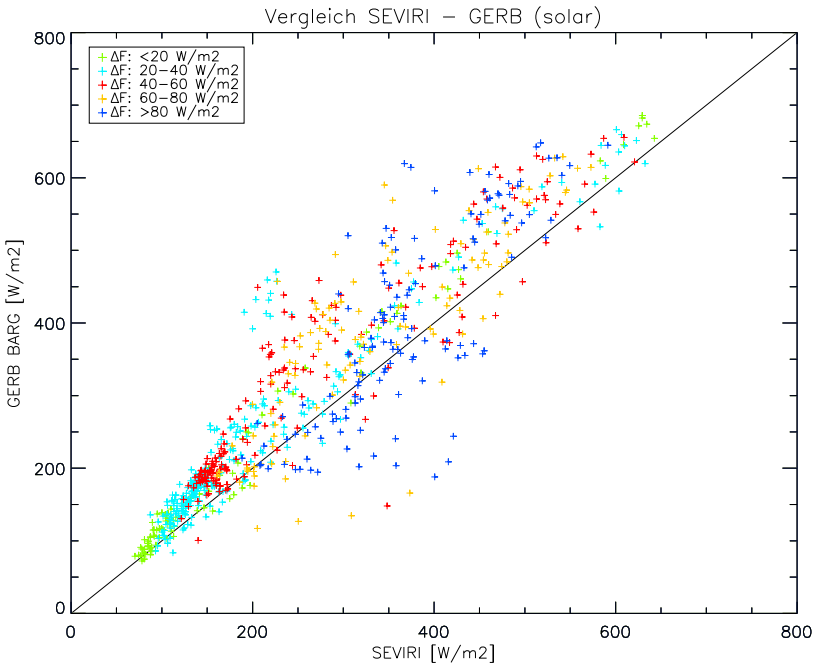

Abbildung 5.8: *Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig von der räumlichen Variabilität*

- grün: $\Delta F < 20 W/m^2$
- cyan: $\Delta F \in [20, 40) W/m^2$
- rot: $\Delta F \in [40, 60) W/m^2$
- gelb: $\Delta F \in [60, 80) W/m^2$
- blau: $\Delta F \geq 80 W/m^2$

Man erkennt, dass die grünen ($\Delta F < 20 W/m2$) und mit einigen Ausnahmen auch die cyan-farbenen ($\Delta F \in [20, 40) W/m2$) Punkte recht dicht an der Identität liegen und die Abweichungen durch Punkte mit größerer räumlichen Variabilität, also inhomogenerer Szenerie gegeben sind. Hierbei gilt: je inhomogener das SEVIRI-Strahlungsflussfeld, desto größere Abweichungen treten zwischen SEVIRI und GERB Strahlungsflüssen auf.

5.2.6 Szenen-Analyse

Insbesondere durchbrochene konvektive Bewölkung am Nachmittag (z.B. Cumulus humilis), angetrieben durch Temperaturunterschiede zwischen Land und Ostsee (für diese ist der Mai im Grunde der ideale Monat: die solare Einstrahlung ist hoch genug, um das Land recht gut zu erwärmen, gleichzeitig sind die Wassertemperaturen der Ostsee aber noch vergleichsweise gering, so dass ein großer Temperaturunterschied besteht, der eine Land-/Seewind Zirkulation verursacht), hat aufgrund der geringen horizontalen Ausdehnung der einzelnen Wolken bei gleichzeitig moderater Wolkenhäufigkeit eine sehr

inhomogene Szenerie mit großen räumlichen Unterschieden im Fluss reflektierter Solarstrahlung zur Folge. Die räumliche Struktur dieser Bewölkung kann von der recht groben Auflösung des GERB-Instruments nicht erfasst werden. Die räumliche Auflösung des SEVIRI-Instruments hingegen kann diese Bewölkung räumlich auflösen und Unterschiede zwischen Wolken und Untergrund erfassen.

Eine solche Bewölkungsstruktur zeigt das Satellitenbild in Abb. 5.9. Dieses Bild

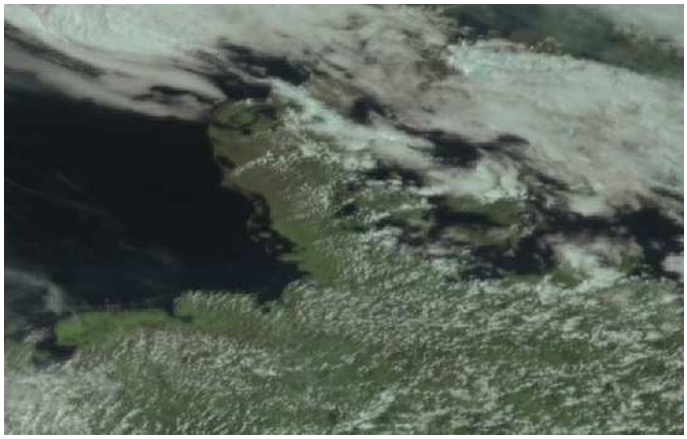

Abbildung 5.9: *02. Mai 2006 14:15 UTC, nach Gl. 4.1 eingefärbtes HRV-Bild*

wurde nach der Methode aus Gl. 4.1 erstellt und gibt die hochaufgelöste HRV-Helligkeitsinformation verbunden mit der Farbinformation der drei solaren normal aufgelösten Kanäle wieder. Man sieht deutlich die durchbrochene konvektive Bewölkung. Insgesamt ist der Bedeckungsgrad hoch, wie man auch vom einfachen Hinschauen abschätzen würde. Dieses für dieses Szenario treffen zum Beispiel die oben beschriebenen Kategorien großer Abweichungen von GERB- und SEVIRI-Strahlungsflüssen zu:

1. *Tageszeit*: 14:15 UTC entspricht 16:15 MESZ; somit zeigt dieses Bild den lokalen Nachmittag (gelbe Punkte in Abb. 5.4). Hier treten die größten Abweichungen auf.

2. *Bedeckungsgrad*: Der Bedeckungsgrad über Land ist hoch, im Bereich des betrachteten GERB-Pixels fällt er in das Intervall [0.8,1.0], also fällt das Szenario auch hier in den Bereich mit den hohen Abweichungen.

3. *optische Dicke*: Die optische Dicke von Cu hum Wolken ist moderat (auf dem betrachteten GERB-Pixel zwischen 2.9 und 12.7), auch in diesem Bereich treten hohe Abweichungen der Geräte voneinander auf.

4. *zeitliche Variabilität*: Die zeitliche Variabilität ist in Bezug auf ein Pixel bei Cumuli zwar sehr hoch (Der Unterschied zwischen Wolke und Untergrund ist aufgrund der hohen Wolkenalbedo recht groß), gemittelt über ein GERB-Pixel (15x15 SEVIRI-Pixel) ist der Unterschied zwischen zwei aufeinanderfolgenden Messungen allerdings gering, da der Bedeckungsgrad und somit das Verhältnis von bewölkten zu unbewölkten Pixeln sich im gesamtgebiet nicht sonderlich stark ändert (grüne Punkte in Abb. 5.7).

5. *räumliche Variabilität*: Diese ist aufgrund des erheblichen Unterschiedes zwischen bewölkten und unbewölkten Pixeln recht groß, da die Unterschiede auf sehr kleinen Raumskalen wirken und somit auch in den betrachteten 15x15 SEVIRI-Pixeln beide Szenen vorkommen. Der hohe Bedeckungsgrad bedingt, dass die Standardabweichung nicht noch höher wird,

5.3 Thermischer Spektralbereich

Im thermischen Spektralbereich gehen in die SEVIRI-Regression die Kanäle 5-11 ein, also eine größere Anzahl an SEVIRI-Strahldichten als im solaren Spektralbereich. Clerbaux und Dewitte (2002a) zeigen, dass die Anisotropie der langwelligen Strahlung überwiegend vom Sichtfeld-Zenithwinkel abhängt und das betrachtete Szenario nur einen geringen Einfluss auf die Anisotropie hat. Die nur von Θ_v abhängigen Anisotropiefaktoren der langwelligen "Strahldichte-zu-Strahlungsflussdichte"-Konvertierung (α_v) liefert Gl. 4.6. Abb. 5.10 zeigt das entsprechende Streudiagramm der langwelligen Strahlungsflüsse aus

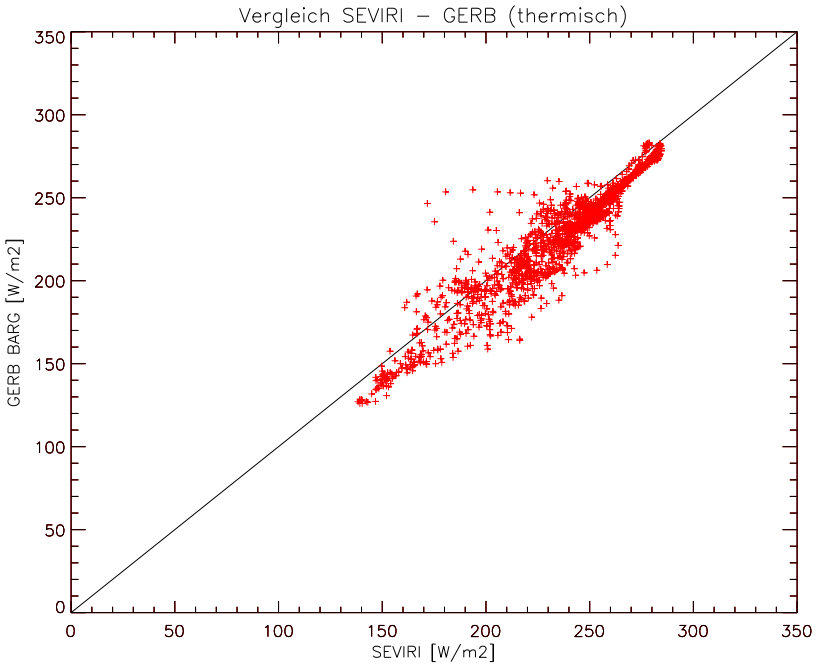

Abbildung 5.10: *Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, thermischer Spektralbereich*

GERB und SEVIRI über Kiel für den Mai 2006. Die Korrelation ist mit 0.83 erwartungsgemäß höher als im solaren Spektralbereich, da zum einen thermische Emission viel isotroper ist als Reflektion solarer Strahlung, und zum anderen mehr Kanäle als im solaren Spektralbereich zur Verfügung stehen. Dennoch ist auch hier in einigen Fällen die Übereinstimmung nicht sonderlich gut, diese bilden jedoch die Ausnahme. Insgesamt sind im

Thermischen (im Gegensatz zum solaren Bereich) die SEVIRI-Strahlungsflüsse tendenziell etwas höher als die GERB-Flüsse. Eine Szenario-Untersuchung wie im vorherigen Abschnitt bringt hier keine neuen Ergebnisse, da die optische Dicke nur tagsüber zur Verfügung steht und die räumliche und zeitliche Variabilität deutlich geringer ist. Die ober erwähnten Cu hum Wolken haben zum Beispiel im Thermischen aufgrund ihrer geringen Oberkantenhöhe keinen nennenswerten Effekt auf die Ausstrahlung, wohingegen Cirren mit ihrer deutlich kälteren Oberkante überwiegend großflächig auftreten.

5.4 Gesamter ausgehender Strahlungsfluss

Für die Strahlungsbilanz entscheidend ist die Summe aus reflektierter Solarstrahlung und thermischer Ausstrahlung, also genau diejenige Strahlung, welche der GERB-Sensor ohne Quartz-Filter misst: $F_{tot} = F_{sw} + F_{lw}$. Hieraus bestimmt sich die Nettostrahlungsbilanz gemäß Gl. 4.9 als $F_{net} = F_{sol} - F_{tot}$. Man sieht im Streudiagramm der totalen aus-

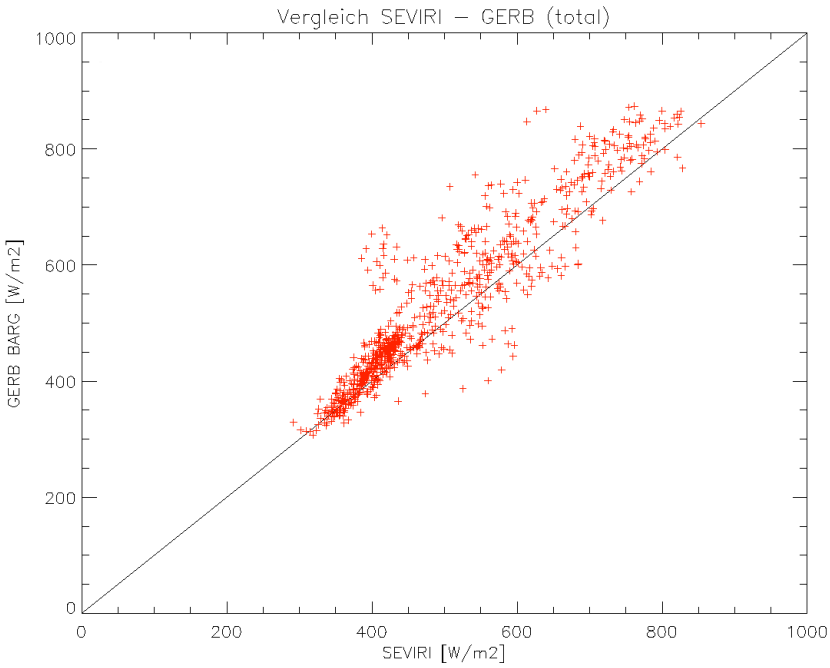

Abbildung 5.11: *Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Gesamtstrahlungsfluss*

gehenden Strahlungsflüsse (Abb. 5.11), dass die Charakteristiken des solaren Spektralbereichs bei hohen Strahlungsflusswerten erhalten bleiben, da die Werte der thermischen Ausstrahlung generell deutlich niedriger sind, als die Spitzen der reflektierten Solarstrahlung. Daher können sich die beiden gegenteiligen Effekte, die in den vorhergehenden Unterabschnitten festgestellt wurden, nicht gegenseitig aufheben.

Kapitel 6

Vereinfachter Ansatz zur Bestimmung des langwelligen Strahlungsflusses aus dem Stefan-Boltzmann-Gesetz

6.1 Methode nach Ohring et al. (1984)

Ohring et al. (1984) entwickelten einen Ansatz, um mit Hilfe des Stefan-Boltzmann-Gesetzes (Gl. 2.16) die emittierte thermische Strahlung aus Satellitenmessungen im atmosphärischen Fensterbereich zu berechnen. Das Messinstrument, für das diese Methode entwickelt wurde, ist das "Thermal Infrared Radiometer" (THIR) auf dem amerikenischen NIMBUS-7 Satelliten, welches im 10-12 μm IR-Fenster mit einer zumindest ähnlichen spektralen Antwortfunktion wie der SEVIRI Kanal 9 (10.8 μm) misst. Die Idee von Ohring et al. (1984) ist, aus der äquivalenten Schwarzkörpertemperatur des Fensterbereichs (T_{THIR}) eine *Flusstemperatur* (T_F) zu entwickeln und mit dieser über Gl. 2.16 den thermischen Strahlungsfluss zu berechnen. Die Flusstemperatur berechnet sich gemäß

$$T_F = (a + b \cdot T_{THIR}) T_{THIR} \tag{6.1}$$

mit den Koeffizienten $a = 1.2149$, $b = 0.001055 K^{-1}$. Ersetzt man in Gl. 6.1 T_{THIR} durch die äquivalente Schwarzkörpertemperatur aus Kanal 9 ($T_b^{10.8}$) sowie in Gl. 2.16 T durch T_F, so erhält man Strahlungsflussdichten für jeden SEVIRI-Pixel, denen lediglich die Strahldichte aus Kanal 9 zugrunde liegt. In Abb. 6.1 sind die nach der Methode von Ohring et al. (1984) berechneten thermischen Strahlungsflüsse gegen die nach der Methode aus Kapitel 4 berechneten Strahlungsflüsse aufgetragen. Die unterschiedlichen Farben der Punkte bedeuten hier unterschiedliche Sichtfeld-Zenithwinkel, von denen die thermischen Strahlungsflüsse maßgeblich abhängen (siehe Kapitel 4). Im einzelnen stehen die Farben für:

- cyan: $\Theta_\nu < 5^o$

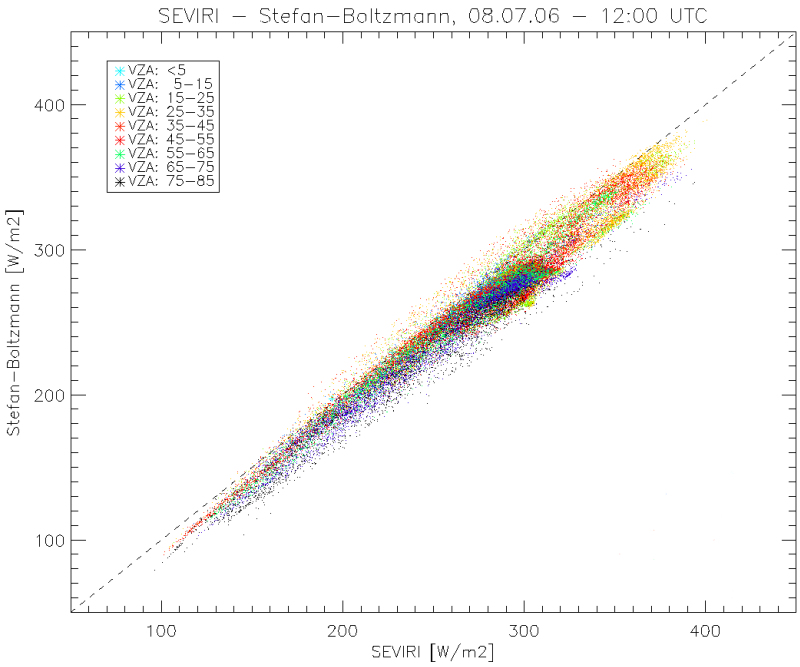

Abbildung 6.1: *Streudiagramm der thermischen Ausstrahlung nach Clerbaux und Dewitte (2002b) gegen Ohring et al. (1984) für den 08.07.2006 12:00 UTC*

- hellblau: $\Theta_v \in [5°, 15°)$
- hellgrün: $\Theta_v \in [15°, 25°)$
- gelb: $\Theta_v \in [25°, 35°)$
- orange: $\Theta_v \in [35°, 45°)$
- rot: $\Theta_v \in [45°, 55°)$
- dunkelgrün: $\Theta_v \in [55°, 65°)$
- dunkelblau: $\Theta_v \in [65°, 75°)$
- schwarz: $\Theta_v \in [75°, 85°)$

Auch wenn die Korrelationen mit Werten zwischen 0.81 und 0.85 gut sind, so fällt doch eine deutliche Streuung um die Identitätslinie auf. Diese überrascht allerdings nicht, immerhin beziehen Ohring et al. (1984) ihre Informationen nur aus dem atmosphärischen Fenster, wohingegen in die SEVIRI-Regression nach Clerbaux et al. (2001) (Gl. 4.5) auch Strahldichten aus dem Absorptionsbereich des in seiner atmospärischen Konzentration stark variablen Wasserdampfs eingehen. Die Methode von Ohring et al. (1984) ist also wenig geeignet, um akkurate Werte der thermischen Starhlungsflussdichte zu bestimmen, da sie die Wasserdampfabsorption vernachlässigt. Eine Methode, diesen Mangel zu beheben, soll in diesem Kapitel vorgestellt werden.

6.2 Stefan-Boltzmann-Ansatz nach Stubenrauch et al. (1993) zur Bestimmung langwelliger Anisotropiefaktoren

Die Annahme, dass die langwellige Ausstrahlung isotrop sei, ist in verschiedenen Studien als falsch zurückgewiesen worden. Vielmehr hängt der Grad der Isotropie vom atmosphärischen Zustand, der Höhe (und somit Temperatur) der emittierenden Schicht (Untergrund oder oberste Wolke) und zum überwiegenden Teil vom Sichtfeld-Zenithwinkel Θ_v ab. Mit der Beziehung zwischen Strahlungsflussdichte und Strahldichte (Gl. 2.14) und der Annahme, dass der Anisotropiefaktor der langwelligen Ausstrahlung nicht vom Azimuthwinkel abhängt (siehe hierzu Clerbaux et al. (2003b)) folgt für den Anisotropiefaktor $R(\Theta_v)$:

$$R(\Theta_v) = \frac{\pi L(\Theta_v)}{F} \tag{6.2}$$

Zur Bestimmung von $R(\Theta_v)$ definieren Stubenrauch et al. (1993) eine *atmosphärische Pseudoabsorptivität*, in die sowohl eine breitbandige Strahldichte-Messung als auch das Stefan-Boltzmann-Gesetz (Gl. 2.16) eingehen. Allerdings verwenden auch Stubenrauch et al. (1993) nur eine äquivalente Schwarzkörpertemperatur aus dem atmosphärischen Fensterbereich, unter der Annahme, dass die gefundene *limb-darkening*-Beziehung die Extinktion langwelliger Strahlung durch den Wasserdampf und andere Absorber aufgrund des verlängerten Weges durch die Atmsophäre korrekt wiedergibt. Anhand von Strahlungstransportmodell-Rechnungen zeigen Stubenrauch et al. (1993), dass neben dem atmosphärischen Fensterbereich insbesondere die Wasserdampfabsorption bei 4.5-7.5 μm und die CO_2-Absorption bei 13-17 μm die langwellige Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre beeinflussen. Dieses Ergebnis liefert die Motivation zu den Überlegungen des nächsten Abschnittes.

6.3 Methode der effektiven äquivalenten Schwarzkörpertemperatur

6.3.1 Entwicklung des Ansatzes

Wie in den vorherigen Abschnitten gezeigt, reicht die äquivalente Schwarzkörpertemperatur aus dem atmosphärischen Fensterbereich nicht aus, um die breitbandige langwellige Ausstrahlung zu bestimmen, da dieser Spektralbereich keinerlei Informationen über den Wasserdampfgehalt enthält, welcher maßgeblichen Einfluss auf die Ausstrahlung im "näheren" Teil des Infrarotspektrums (4.5-7.5 μm) hat. Die Anisotropie-Beziehung von Stubenrauch et al. (1993) berechnet die Anisotropiefaktoren aus dem Vergleich zwischen Stefan-Boltzmann-Strahlungsflüssen aus dem atmosphärischen Fenster und gemessenen Strahldichten eines Breitband-Radiometers. Die hier entwickelte Methode dient dazu, Stefan-Boltzmann-Strahlungsflüsse aus SEVIRI-Messungen zu berechnen, ohne auf Breitband-Informationen zurückzugreifen. Bei der Entwicklung eines solchen Verfahrens muss zur Bestimmung des Strahlungsflusses aus dem Stefan-Boltzmann Gesetz (Gl. 2.16) einer der beiden Wasserdampfkanäle (Kanal 5 oder 6) berücksichtigt werden, wenn die

Anisotropiefaktoren nur vom Sichtfeld-Zenithwinkel Θ_v abhängen sollen, nicht aber vom beobachteten Szenario. Ebenso ist es sinnvoll, den CO_2-Kanal (Kanal 11, 13.4μm) zu berücksichtigen, da der CO_2-Gehalt der Atmosphäre zwar weniger variabel als der Wasserdampfgehalt ist, aber dennoch in dem atmosphärischen Absorption und Emission im Infrarotbereich eine entscheidende Rolle spielt (siehe vorheriger Abschnitt). Wenn man von den vergleichsweise schmalen Absorptionsbanden von N_2O, CH_4, O_2 und O_3 absieht, so sind die Transmission in den Fensterbereichen, die Wasserdampfabsorption und die CO_2-Absorption die (für den thermischen Strahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre) entscheidenden Prozesse. Das legt die Vermutung nahe, dass mit drei entsprechenden Kanälen (welche bei der Entwicklung des SEVIRI Instruments so gewählt wurden, dass eben diese Prozesse betrachtet werden können) ein recht gutes Bild der thermischen Abstrahlung am Oberrand der Atmosphäre gewonnen werden kann, da zusätzlich die drei gewählten Bereiche die Planck-Kurve der thermischen Ausstrahlung im Bereich des Maximums und an beiden Flanken abtasten. Im Folgenden wurde, ausgehend von den Ergebnissen von Stubenrauch et al. (1993), die Annahme verwendet, dass alle drei Prozesse zu gleichen Teilen am thermischen Strahlungsfluss beteiligt sind und dieser somit mit Hilfe der *effektiven äquivalenten Schwarzkörpertemperatur*

$$T_b^{eff} = \frac{T_b^{6.2} + T_b^{10.8} + T_b^{13.4}}{3} \tag{6.3}$$

aus dem Stefan-Boltzmann-Gesetz gemäß

$$F_{lw} = \sigma(T_b^{eff})^4 \tag{6.4}$$

berechnet werden kann.

6.3.2 Test unter verschiedenen Sichtfeldzenithwinkeln

Einen Vergleich der langwelligen Strahlungsflüsse aus Gl. 6.4 für einen Zeitpunkt (hier: 08.07.2006 - 12:00 UTC) für das gesamte Sichtfeld mit der Methode aus Kap. 4 zeigt Abb. 6.2 (oben). Die verwendeten Farben bedeuten hier unterschiedliche Sichtfeld-Zenithwinkel, jeweils in 10°-Intervalle eingeteilt. Die Strahlungsflussdichten zeigen eine deutliche Abhängigkeit vom Sichtfeld-Zenithwinkel. Das hängt mit dem *limb-darkening*-Effekt (siehe Clerbaux et al. (2001)) zusammen, welcher einen Korrekturterm erfordert. Um Konsistenz mit den SEVIRI-Strahlungsflüssen, welche die Vergleichsgrundlage bilden, zu erhalten, wurde für die Korrektur dieselbe *limb-darkening*-Funktion verwendet, wie in Gl. 4.5. Die Stefan-Boltzmann Strahlungsflüsse werden also mittels

$$F_{korr} = \sigma(T_b^{eff})^4 \cdot \frac{\alpha_v}{\pi} \tag{6.5}$$

korrigiert (mit den α_v nach Clerbaux und Dewitte (2002b)). Das Ergebnis zeigt Abb. 6.2 (unten).
Für alle Sichtfeld-Zenithwinkel ist eine sehr gute Übereinstimmung zwischen der Methode aus Kapitel 4 und dem Stefan-Boltzmann-Gesetz mit der effektiven äquivalenten

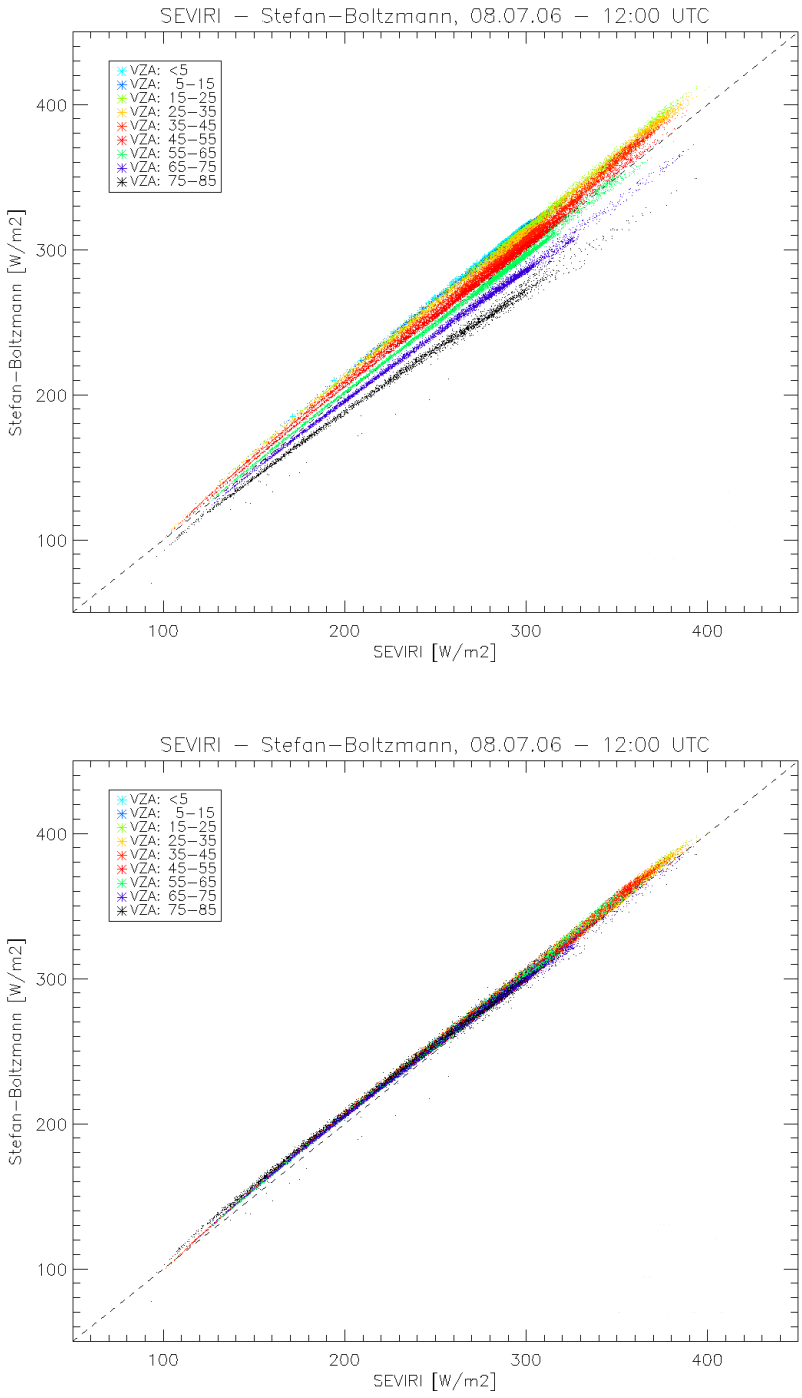

Abbildung 6.2: *Streudiagramme F_{lw} aus Gl. 6.4 ('Stefan-Boltzmann') gegen F_{lw} nach Clerbaux et al. (2001) ('SEVIRI') für den 08.07.2006,12:00 UTC (alle SEVIRI-Pixel). Oben: ohne limb-darkening Korrektur, Unten: mit limb-darkening Korrektur nach Gl.6.5*

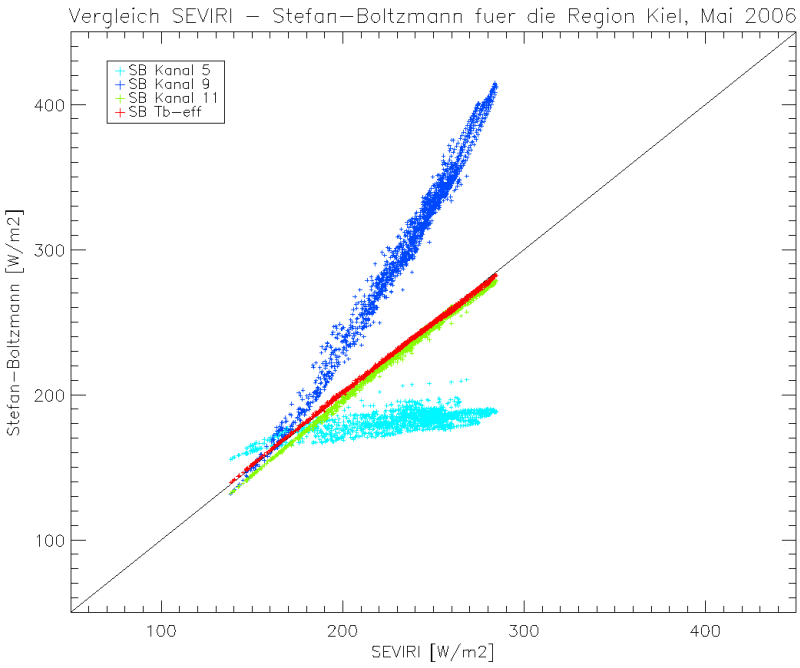

Abbildung 6.3: *Streudiagramm* F_{lw} *aus Gl. 2.16 mit den Temperaturen* $T_b^{6.2}$, $T_b^{10.8}$, $T_b^{13.4}$ *sowie* T_b^{eff} *('Stefan-Boltzmann') gegen* F_{lw} *nach Clerbaux et al. (2001) ('SEVIRI') für die Region Kiel, Mai 2006*

Schwarzkörpertemperatur erkennbar (Korrelationen von 0.98 und 0.99). Das zeigt, dass diese Methode zum Erfolg führt und gleichzeitig die zu bearbeitende Datenmenge erheblich reduziert wird (zur Berechnung sind nur drei statt sieben SEVIRI-Kanäle notwendig).

6.3.3 Test für die Region Kiel im Mai 2006

Wie im Kapitel 5 werden für die Pixel der Region Kiel (einem GERB-Pixel entsprechend) für den Monat Mai 2006 die SEVIRI-Strahlungsflüsse nach der Methode aus Kap. 4 mit Stefan-Boltzmann-Strahlungsflüssen nach Gl. 6.4 verglichen, um neben der räumlichen (Abb. 6.2) auch die zeitliche Variabilität bei fester Ortskoordinate in Betracht zu ziehen. Das Ergebnis ist in Abb. 6.3 dargestellt (rote Datenpunkte), ebenso wie theoretische Strahlungsflüsse nach Stefan-Boltzmann aus den äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen der drei verwendeten Kanäle (Kanal 5, Kanal 9, Kanal 11). Diese veranschaulichen noch einmal die maßgeblichen Absorptionsprozesse der Atmosphäre (durch Wasserdampf und CO_2), welche den langwelligen Gesamtstrahlungsfluss hauptsächlich bestimmen. Im Gegensatz zu Abb. 6.2 soll bei diesem Vergleich der Schwerpunkt zum einen auf der zeitlichen Konsistenz des Verfahrens liegen (in Abb. 6.2 wurde "nur" ein einzelner Zeitschritt für die gesamte sichtbare Erdscheibe berechnet), zum anderen sollen aber auch die beteiligten Prozesse anhand ihrer prozess-spezifischen Ausstrahlung noch einmal verdeutlicht werden.

Die 'Stefan-Boltzmann' Strahlungsflüsse der cyan-farbenen Punkte sind aus Kanal 5 gewonnen (in Gl. 2.16 $T_b^{6.2}$ für T eingesetzt), die 'Stefan-Boltzmann' Flüsse der blauen und grünen Punkte jeweils aus den Kanälen 9 und 11 (Berechnung äquivalent).
Die spektralen Unterschiede der Stefan-Boltzmann-Flüsse sind gut erkennbar. Die roten Punkte stellen die Strahlungsflüsse nach Gl. 6.4 dar. Physikalisch repräsentieren die vier verschiedenen Strahlungsflussberechnungen verschiedene Prozesse der Atmosphäre:

1. *Wasserdampfkanal (cyan)*: Die Steigung einer linearen Regression ist mit 0.161 sehr gering. Der Grund hierfür ist die hohe Absorptivität des Wasserdampfes in diesem Spektralbereich. Wie in Kapitel 3 beschrieben, sind die Helligkeitstemperaturen der Kanäle 5 und 6 stark vom atmosphärischen Feuchtegehalt abhängig und verringern somit in unbewölkten Gebieten die Ausstrahlung gegenüber der Ausstrahlung der Oberfäche.

2. *Fensterbereich (blau)*: Im atmosphärischen Fensterbereich tritt genau der entgegengesetzte Fall auf: die Steigung der linearen Regression ist mit 1.96 fast doppelt so hoch wie die Steigung der Identität. Das bedeutet, je höher die Temperaturen des ausstrahlenden Körpers (Untergrund oder Wolke), desto größer ist auch die Überschätzung des Strahlungsflusses durch das Stefan-Boltzmann-Gesetz mit äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen aus dem atmosphärischen Fenster. Da in diesem Spektralbereich die Strahlung die unbewölkte Atmosphäre nahezu ungehindert passieren kann, ist die gemessene Strahlung tatsächlich die Ausstrahlung der Oberfläche bzw. der Wolken bei der entsprechenden Wellenlänge. Bei anderen Wellenlängen wird allerdings Strahlung in der Atmosphäre absorbiert (z.B. vom Wasserdampf oder vom CO_2). Somit muss der Gesamtstrahlungsfluss niedriger sein, als die Ausstrahlung des Untergrundes oder der Wolken nach Stefan-Boltzmann.

3. CO_2*-Absorptionsbereich (grün)*: In diesem Bereich ist die CO_2-Absorptivität relativ groß, weshalb der Kanal 11 manchmal auch als "CO_2-Kanal" bezeichnet wird. Im Gegensatz zum Wasserdampfgehalt ist die CO_2-Konzentration der Atmosphäre deutlich niedriger und nicht so variabel (vgl. DWD (1987)). Die Steigung der linearen Regression beträgt 1.01, aber insgesamt sind die Stefan-Boltzmann-Strahlungsflüsse aus Kanal 11 ca. 5-10 W/m^2 niedriger als die SEVIRI-Flüsse. Der Grund hierfür ist, dass die atmosphärische Absorption bei 13.4 μm recht gut die Gesamtabsorptivität wiederspiegelt. Möglich ist dies nur, da bei 13.4 μm eben nicht nur das CO_2 absorbiert, sondern auch der Wasserdampf. Andernfalls könnte ein reines CO_2-Band nur unzureichend die Absorption durch den in hochgradig variabler Konzentration vorkommenden Wasserdampf im wolkenfreien Fall (hohe Strahlungsflusswerte) wiedergeben.

4. *effektive äquivalente Schwarzkörpertemperatur (rot)*: Die roten Datenpunkte, welche mit Gl. 6.4 aus den SEVIRI-Strahldichten der Kanäle 5, 9, 11 erstellt werden, liegen (wie auch schon in Abb. 6.2) sehr dicht an der Identitätslinie; die Übereinstimmung mit den SEVIRI-Strahlungsflüssen aus allen sieben thermischen Kanälen ist also außerordentlich groß. Die Verwendung zusätzlicher Kanäle zur Berechnung der

effektiven äquivalenten Schwarzkörpertemperatur zeigt keine Verbesserung, ganz im Gegenteil: bei Verwendung aller thermischen Kanäle wird der Anteil des atmosphärischen Fensterbereichs überschätzt und die Strahlungsflüsse werden systematisch zu hoch (nicht gezeigt).

6.3.4 Bewertung der Tests

Abb. 6.2 und Abb. 6.3 zeigen sehr deutlich, dass die Berechnung einer *effektiven äquivalenten Schwarzkörpertemperatur* aus den Kanälen 5, 9 und 11 über das Stefan-Boltzmann Gesetz und eine *limb-darkening*-Korrektur (nach Gl. 6.5) Strahlungsflussdichten liefert, die sehr gut mit den SEVIRI-Strahlungsflussdichten nach Kapitel 4 übereinstimmen. Dies lässt mehrere Schlüsse zu:

1. Da die vorgestellte Methode eine weitere Möglichkeit zur Berechnung der thermischen Strahlungsflussdichte neben der Methode von Clerbaux et al. (2001) bietet, kann diese hohe Übereinstimmung dahingehend gewertet werden, dass beide Berechnungmethoden zuverlässige Werte für den thermischen Strahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre liefern. Diesen Schluss lässt auch der Vergleich mit Messungen des GERB-Instruments (vgl. Kap. 5) zu.

2. Mit der Verwendung der Kanäle 5, 9 und 11 werden in der Methode der effektiven äquivalenten Schwarzkörpertemperatur mit der Wasserdampfabsorption, der CO_2-Absorption und der Transmission im Fensterbereich die entscheidenden atmosphärischen radiometrischen Prozesse in Hinblick auf die langwellige Ausstrahlung berücksichtigt. Die hohe Übereinstimmung mit den SEVIRI-Strahlungsflüssen spricht dafür, dass diese drei Prozesse einen nahezu gleich großen Einfluss auf die breitbandige Ausstrahlung besitzen.

3. In der hier vorgestellten Methode wird bei der Berechnung der äquivalenten Schwarzkörpertemperatur implizit isotrope langwellige Ausstrahlung angenommen. Mit einer verbesserten spektralen *limb-darkening*-Funktion könnte man dieses Problem eventuell verringern, so dass dann die berechneten Strahlungsflussdichten nicht mehr von einer Strahldichte-zu-Strahlungsflussdichte Konvertierung abhängen (in diesem Vergleich wurden die limb-darkening Koeffizienten nach Clerbaux und Dewitte (2002b) verwendet). Die Konsistenz mit den SEVIRI-Strahlungsflüssen nach Clerbaux et al. (2001) wäre dann aufgrund eines anderen limb-darkening Modells allerdings nicht mehr unbedingt gegeben. Der Vorteil gegenüber der Methode von Stubenrauch et al. (1993) ist allerdings, dass bei Berücksichtigung der Wasserdampf- und CO_2-Absorption die limb-darkening Funktion nur noch vom Sichtfeld-Zenithwinkel Θ_v abhängt.

4. Es ist möglich, die *breitbandige* langwellige Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre aus drei statt sieben SEVIRI-Kanälen zu berechnen. Die Abweichungen zwischen den Methoden liegen hierbei im Bereich der Messungenauigkeit des SEVIRI-Instruments (vgl. Tab. 5.1). Insbesondere im operationellen Einsatz bietet

die hier vorgestellte Methode also die Möglichkeit, bei der Berechnung der langwelligen Ausstrahlung die Datenzugriffszeit um mehr als die Hälfte zu reduzieren. Auch wenn die Berechnung der äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen aus den Strahldichten der Kanäle 5, 9 und 11 zusätzliche Rechner-Ressourcen beansprucht, so bedeutet die Anwendung dieser Methode netto immer noch eine deutliche Reduzierung der Rechenzeit, insbesondere bei Betrachtung verschiedener Sichtfeld-Zenithwinkel.

Obwohl in diesem Kapitel gezeigt wurde, dass es möglich ist, die langwellige Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre mit Hilfe des Stefan-Boltzmann-Gesetzes aus drei statt sieben SEVIRI-Kanälen zu gewinnen, wurde für die weiteren Betrachtungen in den folgenden Kapiteln weiterhin die Methode nach Clerbaux et al. (2001) verwendet, um Konsistenz mit den solaren Strahlungsflüssen und den nachbearbeiteten GERB-Daten zu wahren.

Kapitel 7

Lebenszyklen konvektiver Wolken

7.1 Hintergrund

MSG verfügt über die zeitliche und räumliche Auflösung, einzelne konvektive Wolkensysteme oder *Wolkencluster* zu betrachten und von derEntstehung bis zur Auflösung zu verfolgen. Daher können mit Hilfe der SEVIRI Daten Aussagen über die *zeitliche und räumliche Entwicklung* des Wolkenstrahlungseffektes (Gl. 2.19) getroffen werden. Ein Überblick über die Effekte in verschiedenen Stadien des Lebenszyklus ist hilfreich beim Versuch, die Effekte konvektiver Wolken besser zu verstehen. Da konvektive Wolken aufgrund ihrer Entstehungsart (abhängig von der räumlichen Verteilung *verfügbarer potentieller Energie* und somit von der Labilität der atmosphärischen Schichtung, siehe hierzu Lorenz (1967)) sowohl in der räumlichen Ausdehnung als auch in ihrer Lebensdauer hoch variabel sind, können keine *für einzelne konvektive Wolken typischen* Werte des Wolkenstrahlungseffektes berechnet werden. Die nachfolgenden Szenarien sind somit *Beispiele* für den Wolkenstrahlungseffekt einzelner konvektiver Wolken. Ein Vergleich mit klimatologischen Werten für ganze Regionen (wie zum Beispiel in Futyan et al. (2004)) ist aufgrund der unterschiedlichen Betrachtungsweise problematisch.
Eine weiteres problem bei der Betrachtung von Wolken-Strahlungseigenschaften ist der Tagesgang der Albedo. Selbst bei einer zeitlich unveränderlichen optischen Dicke einer Wolke bleibt die Albedo nicht konstant, sondern hängt vom Sonnenzenithwinkel und somit vom Tagesgang der solaren Einstrahlung ab. Eine Korrektur der reflektierten Solarstrahlung ist schwierig und wird über die Anisotropiefaktoren (siehe Kapitel 4) implizit eingefügt und als korrekt angenommen.

7.2 Methodik der Wolkenerkennung

Um den Wolkenstrahlungseffekt einer einzelnen Wolke oder eines Wolkenclusters bestimmen zu können, muss eine Pixelmatrix identifiziert werden, welche Pixel dieser einen Wolke von anderen Pixeln unterscheidet. Es gab in der Vergangenheit mehrere Ansätze sogenannter automatisierter “cloud-tracking”-Algorithmen, die in den meisten Fällen auf Kreuz-Korrelations-Methoden beruhen (z.B. Philips et al. (1972)). Diese wur-

den entwickelt, um aus der Ähnlichkeit von *Wolkenmustern* in konsekutiven Bildern aus dem sichtbaren Spektralbereich atmosphäriche Bewegungsvektoren (AMVs) und somit Abschätzungen des Windes in verschiedenen Atmosphärenschichten zu gewinnen. Zur Erkennung einzelner Wolken sind diese Algorithmen allerdings weniger gut geeignet, da sie Pixelbereiche hoher Korrelationen berechnen, aber nicht einzelne Pixel als zu der betrachteten Wolke gehörig identifizieren. Das in dieser Arbeit verwendete Verfahren ist nicht automatisiert, sondern beruht auf der Betrachtung der Einzelbilder und manueller Pixelauswahl. Hierbei werden im betrachteten Bereich zuerst mit Hilfe der Wolkenmaske alle als unbewölkt erkannten Pixel ausgeschlossen. Danach wird eine Temperaturschwelle aus den äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen des 10.8 μmk-Kanals (Kanal 9) angewendet. Hierbei werden nur Pixel berücksichtigt, deren äquivalente Schwarzkörpertemperatur niedriger als 260 K in den mittleren Breiten und in den Tropen sind. In diesem Fall handelt es sich (bei entsprechenden räumlichen Mustern) um hochreichende Konvektion, da bei Temperaturen von weniger als 260 K von der Eisphase ausgegangen werden kann, siehe z.B. Chen et al. (2000). Bei konvektiven Wolken über der Sahara wird dieser Schwellwert auf 280 K gesetzt, da der Kontrast zu der wesentlich wärmeren Wüste immer noch ausreicht, damit die Wolken in den MSG-Bildern klar als konvektiv erkannt werden können.
Als letzter Schritt werden manuell die Pixel als nicht zu berücksichtigend gekennzeichnet, die aufgrund des subjektiven Eindrucks beim Betrachten des entsprechenden Bildes zu einer anderen Wolke oder einem anderen Wolkensystem gehören. In diesem Schritt liegt sicherlich die größte Fehlerquelle des Verfahrens, da es (insbesondere in der ITCZ) nicht immer ganz klar ist, welcher Wolke oder welchem System ein Pixelbereich zuzuordnen ist. Dieses Problem tritt insbesondere im Spät- und Auflösungsstadium konvektiver Wolken auf, wenn die Amboss-Cirren beginnen, sich auszubreiten und aufzulösen.

7.3 Methodik der Strahlungseffektberechnung

Wie in Gl. 2.19 beschrieben, wird der Wolkenstrahlungseffekt aus dem Vergleich zwischen dem bewölkten, also *realen* Szenario und einem *theoretischen* unbewölkten Szenario bestimmt. Der Strahlungsfluss des bewölkten Falles wird einfach als Mittel über die betrachtete Wolke berechnet. Es gibt jedoch verschiedene Ansätze, den unbewölkten Referenzwert zu bestimmen.

– Der einfachste Weg ist, den Strahlungsfluss für den unbewölkten Fall direkt aus den SEVIRI Daten zu bestimmen. Hierbei wird die Wolkenmaske als Referenz für bewölkte/unbewölkte Pixel zugrundegelegt (zur Bestimmung von wolkenfreien Pixeln ist dieses Verfahren gut geeignet, vgl. Kapitel 4). Um einen Vergleichswert für die Wolke zu erhalten, wird eine viereckige Pixelbox gewählt, deren Ränder sich aus der maximalen Erstreckung der Wolke ergeben. Innerhalb dieser Box bestimmt sich der unbewölkte Referenzwert dann aus dem Mittel über die von der Wolkenmaske als wolkenfrei klassifizierten Pixel. Der Nachteil dieses Verfahrens liegt sicherlich darin, dass man keine echten wolkenfreien Informationen über

die Pixel der betrachteten Wolke erhält. Insbesondere bei großen Unterschieden in den Strahlungsflüssen auf kleinem Raum (zum Beispiel an Küstenlinien) können so große Unsicherheiten auftreten. Diese lassen sich reduzieren, indem die Bestimmung mit Hilfe einer Ozeanmaske in "Land" und "See" unterteilt wird und die Strahlungseffekte separat berechnet werden. Der Gesamtwolkenstrahlungeffekt ergibt sich dann aus dem mit den Flächenanteilen gewichteten Land- und See-Wolkenstrahlungseffekten.

– Eine weitere Methode besteht darin, eine wolkenfreie Referenzkarte aus den Daten zum Beispiel jeweils eines Monats in Abhängigkeit von der Tageszeit zu erstellen. Solche Referenzkarten für die Reflektivität der Landoberflächen im solaren Spektralbereich liegen zum Beispiel aus Meteosat-7 Daten vor, jedoch noch nicht auf der SEVIRI-Auflösung. Im thermischen Spektralbereich ist die Erstellung von Referenzkarten aufgrund der hohen Variabilität der Bodentemperaturen und der atmosphärischen Absorption (zum Beispiel durch Wasserdampf) generell mit großen Unsicherheiten verbunden und darüberhinaus äußerst recheninstensiv.

– Die dritte Möglichkeit besteht darin, theoretische Referenzwerte für unbewölkte Szenarien mit Strahlungstransportmodellen zu berechnen, in welche die gemessenen Strahldichten des bewölkten Falles, die Erd-Sonnen-Satelliten Geometrie sowie die Wolkeneigenschaften eingehen (siehe hierzu Rossow und Schiffer (1991)).

Die Wolkenstrahlungseffekt-Berechnungen in dieser Arbeit werden nach der erstgenannten Methode durchgeführt.

7.4 Mittlere Breiten: Gewittercluster über Norddeutschland

7.4.1 Szenenbeschreibung

Am 06. Mai 2006 kam es in Norddeutchland aufgrund der starken Erwärmung durch die solare Einstrahlung zur Ausbildung konvektiver Bewölkung, aus der sich in den Nachmittagsstunden Gewitterzellen entwickelten. Abb. 7.1 zeigt diese Zellen um 16:00 UTC in zwei verschiedenen RGB-Composits. Die Gewitterzellen sind über Nordost-Deutschland deutlich zu erkennen. Da es insbesondere im Bildungs- und im Auflösungsstadium der Zellen nicht möglich ist, zwischen den einzelnen Cumuli /Cumulonimben zu unterscheiden, wird der gesamte konvektive Cluster als ein System betrachtet und mittlere Wolkenstrahlungseffekte des Gesamtsystems berechnet. Die Abgrenzung von anderen Wolken ist in diesem Fall einfach, da zwischen dem betrachteten Cluster und anderen Bewölkungsregimes (z.B. über Südschweden oder den Niederlanden) recht große wolkenfreie Gebiete zu finden sind. Die hier gezeigte Wetterlage ist typisch für das Frühjahr in den mittleren Breiten, wenn die Polarfront noch nicht sonderlich weit im Norden liegt (die Lufttemperatur in der mittleren Troposhäre also noch vergleichsweise niedrig ist), die solare Einstrahlung die Landmassen aber schon stark genug erwärmt, so dass sich eine labile Schichtung ausprägen kann (DWD (1987)).

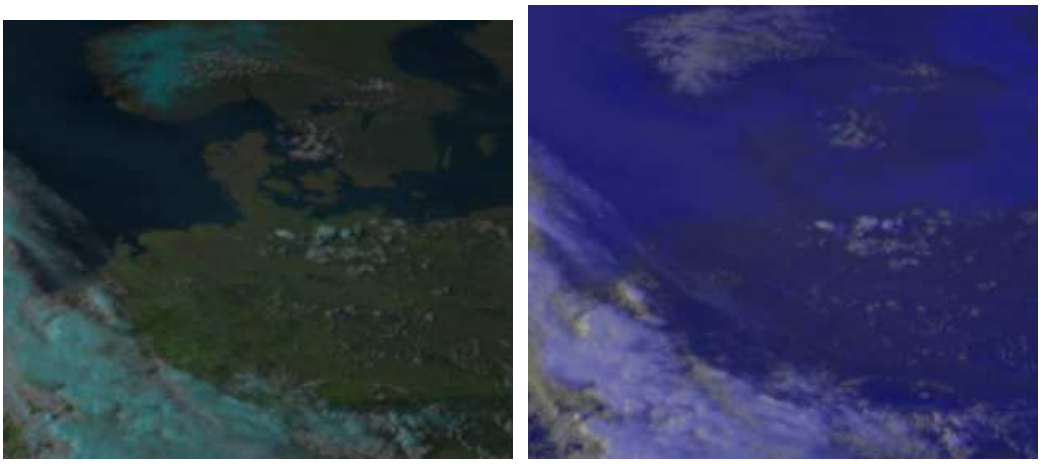

Abbildung 7.1: *Konvektion über Norddeutschland, 06.05.2006 16:00 UTC. links: [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], rechts: [R,G,B]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4]*

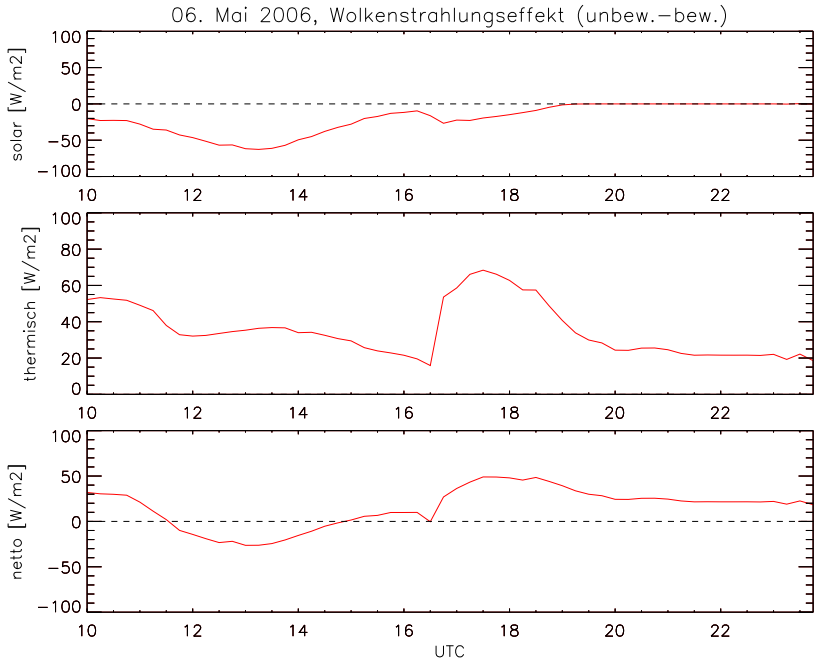

Abbildung 7.2: *Wolkenstrahlungseffekte des konvektiven Systems der mittleren Breiten, 06.05.2006, oben: SWCRE, mitte: LWCRE, unten: NETCRE*

7.4.2 Wolkenstrahlungseffekte

Abb. 7.2 zeigt die zeitliche Entwicklung des Wolkenstrahlungseffektes der betrachteten Gewitterzellen, oben der Effekt auf die solare Einstrahlung, in der Mitte der Effekt auf die thermische Ausstrahlung und unten der Netto-Wolkenstrahlungseffekt. Der betrachtete Zeitraum erstreckt sich am 06. Mai 2006 von 10:00 UTC bis 23:45 UTC. Sowohl im

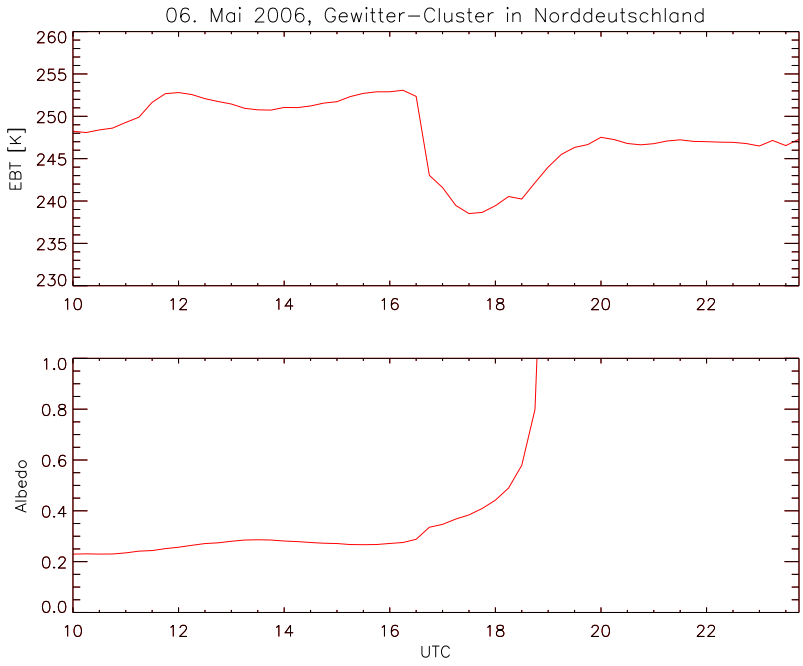

Abbildung 7.3: *Wolkenoberkantentemperatur (EBT aus Kanal 9 (oben) und Albedo nach Gl. 7.1 (unten) des konvektiven Systems vom 06.05.2006*

kurzwelligen (solaren) als auch im langwelligen (thermischen) Wolkenstrahlungseffekt sind deutlich zwei Phasen der konvektiven Aktivität zu beobachten, deren Grenze bei 16:30 UTC liegt.
In der Anfangsphase wird der thermische Wolkenstrahlungseffekt durch eine Cirrusschicht, welche über den konvektiven Wolke liegt, dominiert (in Ab.. 7.1 (links) sind deren Reste weiter westlich noch zu erkennen). Diese löst sich in den Nachmittagsstunden weitgehend auf, was zu einem Abnehmen des thermischen Wolkenstrahlungseffektes führt, da die Konvektion noch nicht besonders hoch reicht. Der solare Wolkenstrahlungseffekt (auf den die Cirren nur geringe Auswirkungen haben), folgt in der ersten Phase im wesentlichen dem Tagesgang der solaren Einstrahlung, was am Minimum zur Mittagszeit sowie an der nahezu gleichbleibenden Albedo der Cumuli (Abb. 7.3) erkennbar ist. Im Nettostrahlungseffekt des Wolkensystems überwiegt anfänglich noch der thermische Effekt der Cirren etwas, in den Nachmittagsstunden dann jedoch der solare Effekt und mit niedriger stehender Sonne wieder der thermische Effekt.
Ab 16:30 UTC dominieren drei große Gewitterzellen (die in ihrem Anfangsstadium in Abb. 7.1 schon zu sehen sind) den Wolkenstrahlungseffekt des Systems. Deren Wolkenoberkanten erreichen aufgrund starker konvektiver Aktivität große Höhen, wodurch der thermische Wolkenstrahlungseffekt stark ansteigt. Der solare Wolkenstrahlungseffekt steigt ebanfalls an, da die kräftig ausgeprägten Cumulonimben eine hohe Reflektivität besitzen und somit einen großen Teil der solaren Einstrahlung wieder reflektieren (siehe

lw-Energieverlust	sw-Energiegewinn	Netto-Energiegewinn
8.91 MJ/m^2	17.10 MJ/m^2	8.19 MJ/m^2
LWCRE	SWCRE	NETCRE
35.2 W/m^2	-19.9 W/m^2	15.3 W/m^2

Tabelle 7.1: *integrierte Energiegewinne und -verluste (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des konvektiven Systems vom 06.05.06*

Albedo in Abb. 7.3). Insgesamt überwiegt in dieser zweiten Phase der thermische Wolkenstrahlungseffekt, der solare wird mit fortschreitender Tageszeit aufgrund der schwindenden solaren Einstrahlung immer geringer. Mit fehlender solarer Einstrahlung nimmt auch die Labilität der atmosphärischen Schichtung ab und die konvektive Aktivität geht zurück. Um 23:45 UTC haben sich die Reste der Cumulonimben aufgelöst.
Abb. 7.3 zeigt ein bekanntes Phänomen der satellitengestützten Strahlungsbilanzermittlung auf (Kidder und Vonder Haar (1995), Kapitel 10):
Da die reflektierte Solarstrahlung aus Radiometer-Messungen *abgeschätzt* und die solare Einstrahlung nach einer Gleichung *berechnet* werden, kommt es bei der Albedo-Berechnung nach

$$\alpha = \frac{F^{ref}_{sw|Imager}}{F_{sol|Gleichung}} \tag{7.1}$$

aus diesen Daten aufgrund der in Abb. 5.1 dargestellten räumlichen Effekte der Reflektion in den Dämmerungszeiten zu berechneten Albeden, die *größer* als eins sind. Eine Albedo größer als eins ist jedoch nicht physikalisch, man kann die Albedo in diesen Fällen in relativ guter Näherung gleich eins setzen.
Da die Wolkenoberkantentemperatur (Abb. 7.3 oben) einen sehr ähnlichen zeitlichen Verlauf zeigt wie der langwellige Wolkenstrahlungseffekt (Abb. 7.2 mitte) und die Albedo bei allen konvektiven Wolken stark vom rapiden Anstieg in den Dämmerungsstunden geprägt ist, werden für die nachfolgenden konvektiven Systeme die Abbildungen der Wolkenoberkantentemperatur und Albedo nicht mehr gezeigt, da sie keine zusätzliche Information liefern.
Um die vollständige Strahlungsenergiebilanz der Wolke während ihrer Lebensdauer zu bestimmen, kann man ihre Wolkenstrahlungseffekte zeitlich mitteln und Energiegewinne und -verluste vom Zeitpunkt der ersten Wolkenbildung bis zur Auflösung zeitlich integrieren, Tab. 7.1 zeigt die so berechneten energetischen Eigenschaften sowie die mittleren Wolkenstrahlungseffekte dieses Gewitter-Clusters. “lw-Energieverlust” bezeichnet den Verlust an Energie in den Weltraum durch thermische Ausstrahlung, “sw-Energiegewinn” den Gewinn von Energie durch solare Einstrahlung abzüglich des in den Weltraum zurück reflektierten Anteils und “Netto-Energiegewinn” die Gesamtbilanz aus solarer Einstrahlung abzüglich reflektierter kurzwelliger Strahlung und emittierter langwelliger Strahlung.
Hierbei bestimmt sich der langwellige Energieverlust aus der zeitlichen Intergration des langwelligen Strahlungsflusses, zu jedem Messzeitpunkt gemittelt über das gesamte Wolkensystem. Entsprechend ist der kurzwellige Energiegewinn der über den Lebens-

zyklus integrierte Wert des Mittels über die Differenz zwischen einfallender und reflektierter Solarstrahlung eines jeden zum Wolkensystem gehörenden Pixels und der Nettoenergiegewinn die Summe aus langwelliger und kurzwelliger Energiebilanz.
Diese Art der Mittelung ist durchaus diskussionswürdig, da unterschiedliche zeitliche Mittelungen unterschiedliche Ergebnisse liefern. Bei den Mittelungen *über den gesamten Lebenszyklus* des Systems, wie sie hier verwendet werden, hängt der mittlere Wert der jeweiligen Größe sowohl von der Lebensdauer des Systems als auch dem Startzeitpunkt der Mittelung (Zeitpunkt der ersten Identifizierung als eigenständiges System) ab, wenn sich aufgrund der Lebensdauer Tagesgang und Bodeneffekte nicht ausgleichen. Eine weitere mögliche Methode ist die Berechnung von Tagesmittelwerten, in welchen Tagesgänge immer gleich berücksichtigt werden. Aufgrund der Zielsetzung der nachfolgenden Kapitel (Betrachtung von Lebenszyklen) werden hier jedoch lediglich die Mittelwerte über den gesamten Lebenszyklus betrachtet.
Insgesamt zeigt Tab. 7.1 einen Netto-Energiegewinn aufgrund der vermehrten solaren Einstrahlung gegenüber den Energieverlusten der Wolken. Der positive mittleren Netto-Wolkenstrahlungseffekt des Konvektionssystems bedeutet, dass das Wolkensystem aufgrund des größeren langwelligen Wolkenstrahlungseffektes im Vergleich zur Umgebung erwärmend wirkt, was den Netto-Energiegewinn verstärkt.

7.5 Subtropen: Konvektion über der Sahara

7.5.1 Szenenbeschreibung

Obwohl konvektive Aktivität in den subtropischen Wüstenregionen prinzipiell unterdrückt wird (Lorenz (1967), Peixoto und Oort (1992) Kapitel 7), kann es aufgrund der sehr hohen Temperaturen des Untergrundes bei ausreichender Feuchte-Advektion durchaus zu konvektiver Wolkenbildung kommen. Ein solches System konvektiver Wolken über der Sahara zeigt Abb. 7.4. Auf dem linken Bild ist die betrachtete Region am 02.08.2006 um 14:00 UTC als RGB-Composit der drei solaren Kanäle dargestellt. Man sieht deutlich die Cumulusbildung am Atlas-Gebirge und (zum Teil) in der zentralen Sahara.
Auf dem rechten Bild ist dieselbe Situation unter Zuhilfenahme eines Infrarot-Kanals (Kanal 9) dargestellt, wodurch höhere (kältere) Wolken bläulich erscheinen. Das betrachtete Wolkensystem ist im rechten Bild über der (nördlichen und zentralen) Sahara an der weiß-bläulichen Färbung gut zu erkennen.
Diese konvektiven Wolken beginnen sich morgens (11:00 UTC) als Cumulus humilis zu bilden, ihre konvektive Aktivität intensiviert sich bis zum Abend. Nach Sonnenuntergang beginnt der Auflösungsprozess, da der Untergrund sich stark abkühlt und die Atmosphärenschichtung dadurch stabilisiert wird.

7.5.2 Wolkenstrahlungseffekte

Die Zeitreihe der Wolkenstrahlungseffekte des konvektiven Systems über der subtropischen Sahara ist in Abb. 7.5 dargestellt. Im Gegensatz zu den Betrachtungen in Abb-

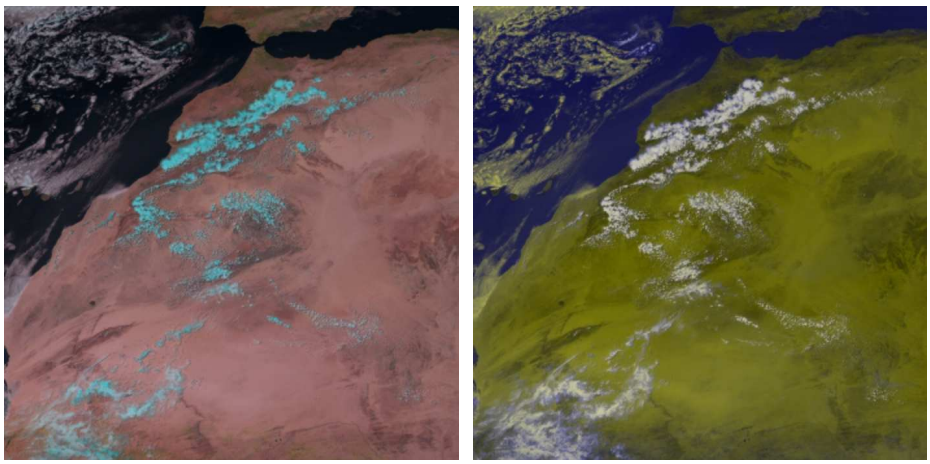

Abbildung 7.4: *Konvektion über der Sahara, 02.08.2006 14:00 UTC. links: [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], rechts: [R,G,B]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 9]*

schnitt 7.4 löst sich dieses Wolkensystem erst am Morgen des zweiten betrachteten Tages auf, was eine Betrachtung über den Zeitpunkt 00:00 UTC am 03.08.06 hinaus bedingt.

Sowohl im solaren als auch im thermischen Wolkenstrahlungseffekt fällt sofort auf, dass beide Effekte um einiges größer sind, als im Falle der mittleren Breiten. Der solare Wolkenstrahlungseffekt erreicht Werte von bis zu $-280\ W/m^2$, der thermische Wolkenstrahlungseffekt Werte von $145\ W/m^2$. In Abb. 7.5 erkennt man um 13:00 UTC am 02.08. gleichzeitig ein Maximum des thermischen Wolkenstrahlungseffektes sowie ein Minimum des solaren Wolkenstrahlungseffektes. Zu diesem Zeitpunkt ist die solare Einstrahlung maximal. Die thermische Ausstrahlung des Untergrundes nimmt zu dieser Zeit ebenso ihre höchsten Werte an, was den großen thermischen Effekt erklärt. In den Dämmerungsstunden ist ein *positiver* solarer Wolkenstrahlungseffekt festzustellen, das bedeutet, der Untergrund reflektiert mehr solare Strahlung, als die Wolke. Der Effekt wurde bereits im vorigen Abschnitt in Hinblick auf die Albedo diskutiert, er kann nur bei tiefstehender Sonne und relativ hohen Wolkenoberkanten aufgrund der Geometrie zwischen Sensor, Sonne und Wolke bzw. Untergrund (siehe Abb. 5.1) auftreten:
Der ohnehin schon große Sonnenzenithwinkel wird für die Wolkenoberkante noch größer, so dass die Strahlungsflussdichte der einfallenden Solarstrahlung an der Wolkenoberkante um einiges geringer ist als am Boden. Bei Böden mit einer geringen Albedo kommt dieser Effekt aufgrund des großen Albedo-Unterschiedes zwischen Wolke und Untergrund nicht zum tragen, bei Wüstensand mit seiner recht hohen Albedo hingegen wird dieser Effekt sichtbar.
In den Nachtstunden ist der solare Effekt aufgrund fehlender solarer Einstrahlung Null und der thermische Wolkenstrahlungseffekt erreicht sein Minimum zum Zeitpunkt des Temperaturminimums des Untergrundes (frühe Morgenstunden). Der Netto-Strahlungseffekt weist einen ausgeprägten Tagesgang auf, in dem sich beide Strahlungseffekte gut wiederfinden lassen: tagsüber der solare und nachts der thermische.

Tab. 7.2 gibt die integrierten Energiegewinne und -verluste sowie die mittleren Wol-

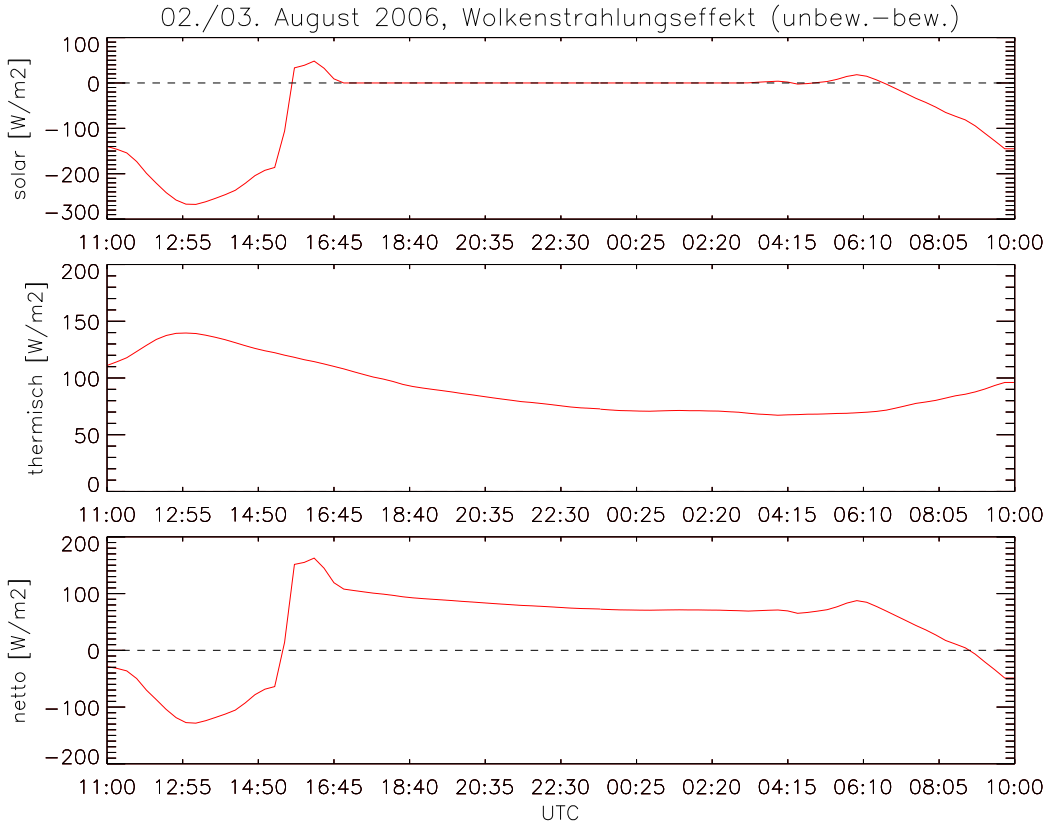

Abbildung 7.5: *Wolkenstrahlungseffekt des subtropischen konvektiven Systems, 02/03.08.2006, oben: SWCRE, mitte: LWCRE, unten: NETCRE*

lw-Energieverlust	sw-Energiegewinn	Netto-Energiegewinn
18.95 MJ/m^2	13.23 MJ/m^2	-5.72 MJ/m^2
LWCRE	SWCRE	NETCRE
91.1 W/m^2	-50.1 W/m^2	41.0 W/m^2

Tabelle 7.2: *integrierte Energiegewinne und -verluste (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des konvektiven Systems vom 02./03.08.06*

kenstrahlungseffekte des subtropischen Konvektions-Clusters an. Obwohl der mittlere Netto-Wolkenstrahlungseffekt des Clusters positiv ist, die bewölkte Atmosphäre also im Vergleich zur unbewölkten Umgebung mehr Energie zugeführt bekommt, ist die integrierte Netto-Strahlungsbilanz negativ. Das bedeutet, die bewölkte Atmosphäre verliert mehr Energie an den Weltraum als sie durch Einstrahlung erhält. Das wird zum einen durch die hohe Albedo, zum anderen durch die thermische Ausstrahlung bedingt, die auch bei maximaler Konvektion immer noch sehr hoch ist (die Konvektion reicht nicht so hoch wie zum Beispiel in den Tropen). Ob deswegen die Temperatur des Systems abnimmt, oder ob von außen Wärme zugeführt oder intern durch Absinken erzeugt wird,

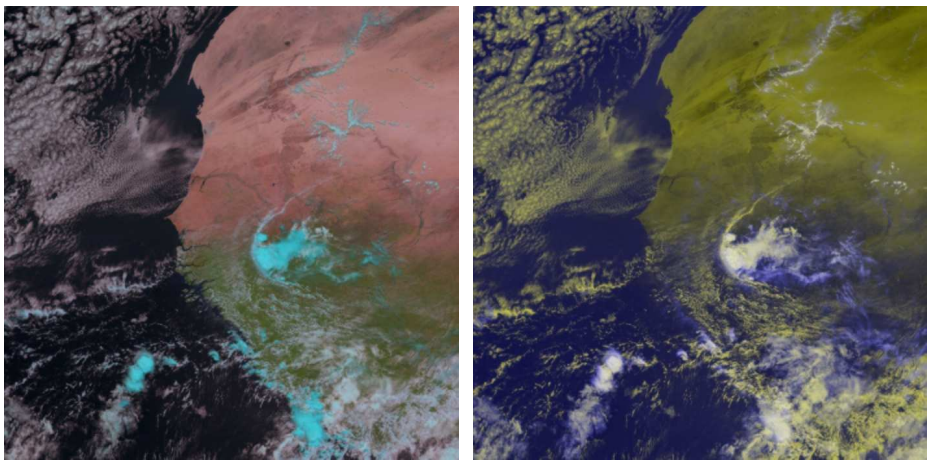

Abbildung 7.6: *Konvektion in der Intertropischen Konvergenz, 08.07.2006 12:00 UTC. links: [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], rechts: [R,G,B]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 9]*

kann hier nicht untersucht werden, wird aber für zukünftige Studien der Lebenszyklen von Wolkensystemen interessant.

7.6 Tropen: Konvektion in der Intertropischen Konvergenz

7.6.1 Szenenbeschreibung

Die Konvektion in der Intertropischen Konvergenzzone (ITCZ) geschieht nicht in einem weltumspannenden Band von hochreichender Bewölkung, sondern in einzelnen konvektiven Zellen oder Clustern. Diese können sich teilweise auch über die gesamte Breite des afrikanischen Kontinents erstrecken. Da in der ITCZ in der unteren Troposphäre eine Massenkonvergenz durch die Passatwinde herrscht, welche auch nachts anhält, ist die Ausbildung der Konvektion nicht so sehr abhängig von der solaren Einstrahlung wie in den anderen Beispielen. Somit können die konvektiven Systeme eine wesentlich längere Lebensdauer aufweisen. Innerhalb der ITCZ fällt es nicht leicht, *eine* konvektive Wolke zu bestimmen und zu verfolgen, da die Wolkensysteme ineinander übergehen und sich unter den Resten eines Systems schon wieder neue Cumulonimben ausbilden können. Ein weiteres Problem bei der Bestimmung ist die Ausbreitung der Amboss-Cirren in der oberen Troposhäre, da diese sehr bald in Regionen gelangen, in denen sich unter dem Cirrusschirm andere konvektive Wolken ausbilden (vgl. Futyan et al. (2004)). Das hier gezeigte konvektive System vom 08./09. Juli 2006 ist eines der sehr wenigen Systeme, die sich räumlich getrennt von anderen Zellen ausbilden und somit zur Lebenszyklusbetrachtung eignen.
Abb. 7.6 zeigt die betrachtete Region als RGB-Composits am 08.07.06 um 12:00 UTC. Die betrachtete konvektive Zelle liegt am Rande der ITCZ, deren Zentrum weiter im Süden zu finden ist (in der Bildmitte) und ist wieder an einer ähnlichen Färbung wie in Abb. 7.4 zu erkennen. Darüberhinaus erhält man beim Betrachten des südlichen Konvektionsbandes einen Eindruck davon, wie schwer es ist, dort eine einzelne konvektive Wolke zu

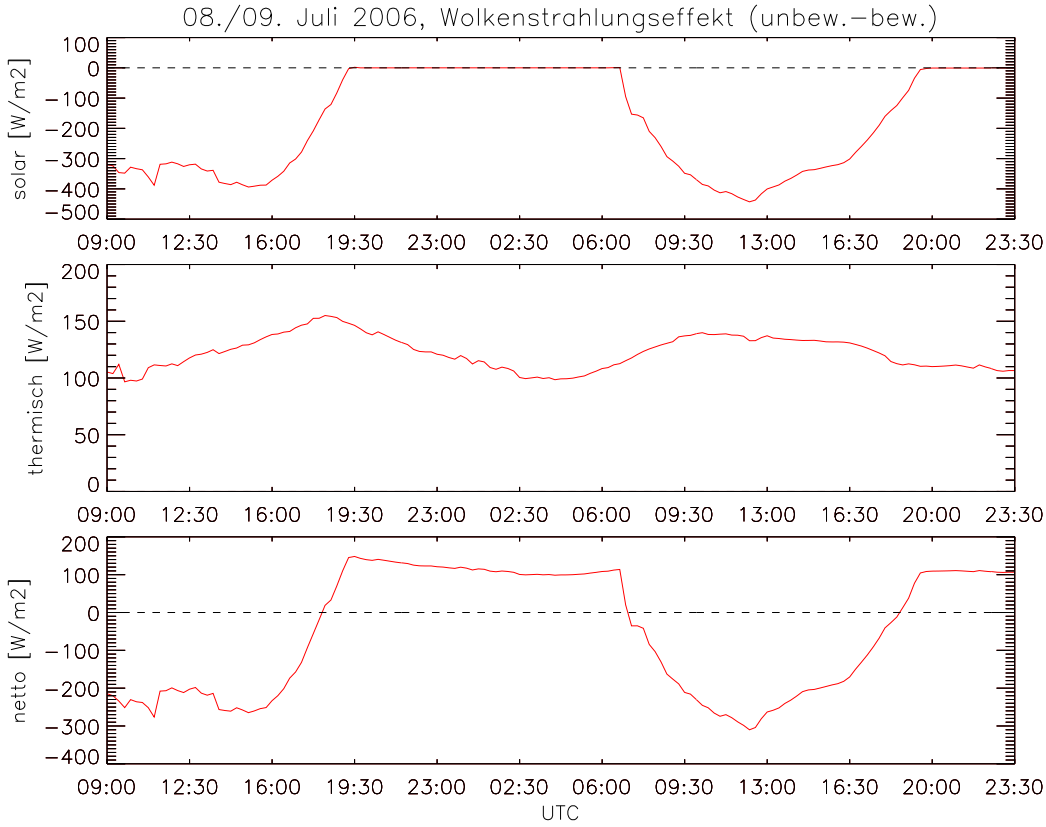

Abbildung 7.7: *Wolkenstrahlungseffekte der tropischen Konvektionszelle, 08./09.07.2006, oben: SWCRE, mitte: LWCRE, unten: NETCRE*

identifizieren (noch schwerer ist es darüberhinaus, diese dann auch eindeutig zu verfolgen). Daher eignen sich Randzellen der ITCZ deutlich besser für Lebenszyklusbetrachtungen. Das hier betrachtete System hat eine deutliche Zugrichtung nach Westen, wo es am 09.07.06 in den frühen Morgenstunden die afrikanische Westküste überquert bevor es sich dann im Tagesverlauf über dem Atlantischen Ozean erst noch einmal verstärkt und am Abend auflöst. Man erkennt am Westrand der betrachteten Zelle in beiden Bildern die bogenförmige Struktur eines Regenbandes, eine typische Form tropischer Konvektion (Fink (2006), Hartmann und Regulski (2005)).

7.6.2 Wolkenstrahlungseffekte

Die Zeitreihen der Wolkenstrahlungseffekte des oben beschriebenen Konvektions-Systems sind in Abb. 7.7 dargestellt. Man sieht einen deutlichen Tagesgang sowohl im solaren wie auch im thermischen Wolkenstrahlungseffekt und somit auch im Netto-Wolkenstrahlungseffekt. Es fällt auf, dass sowohl thermischer als auch solarer Wolkenstrahlungseffekt in der maximalen Amplitude größer als bei der subtropischen Konvek-

lw-Energieverlust	sw-Energiegewinn	Netto-Energiegewinn
23.24 MJ/m^2	36.95 MJ/m^2	13.71 MJ/m^2
LWCRE	SWCRE	NETCRE
120.6 W/m^2	-178.3 W/m^2	-57.7 W/m^2

Tabelle 7.3: *integrierte Energiegewinne und -verluste (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte des konvektiven Systems vom 08./09.07.06 (unten)*

tion sind. Der solare Wolkenstrahlungseffekt erreicht seine größte Amplitude am Vormittag des 09. Juli 2006. Zu diesem Zeitpunkt liegt das System vollständig über dem atlantischen Ozean, der eine deutlich geringere Albedo aufweist als der afrikanische Kontinent, was den solaren Wolkenstrahlungseffekt verstärkt. Beim thermischen Wolenstrahlungseffekt ist es umgekehrt: der höchste Effekt ist in den Nachmittagsstunden des 08. Juli (über warmem Land) festzustellen, der Effekt am Nachmittag des 09. Juli (über dem Ozean) ist geringer. Der Netto-Wolkenstrahlungseffekt wird deutlich vom Tagesgang des solaren Effektes dominiert, da der Unterschied in der maximalen Amplitude zwischen solarem und thermischem Wolkenstrahlungseffekt groß ist (wie auch schon bei der subtropischen Konvektion im vorangegangenen Abschnitt).
Tabelle 7.3 gibt für dieses System die mittleren Wolkenstrahlungseffekte und die integrierten Strahlungs-Energiegewinne und -verluste an. Die Wolkenstrahlungseffekte sind deutlich höher als in den vorangegangenen Beispielen und anders als dort überwiegt hier der solare Wolkenstrahlungseffekt, was zu einem abkühlenden Effekt im Vergleich zur unbewölkten Umgebung führt. Das steht im Einklang mit vorherigen Studien (Futyan et al. (2004)), welche für den *regional gemittelten* Wolkenstrahlungseffekt der tropischen Konvergenzgebiete im Bereich der afrikanschen Westküste Werte im Bereich von -50 W/m^2 ermittelt haben. Die Netto-Strahlungsbilanz ist positiv, die Wolke gewinnt also Energie durch Strahlung.

Kapitel 8

Lebenszyklen tropischer Wirbelstürme

8.1 Eigenschaften tropischer Zyklonen

Konvektive Wolken in den Tropen können verschiedene Formen annehmen. Sie können vollständig unorganisierte "Wolkenhaufen" bilden (diese Kategorie bildet den Hauptteil tropischer Konvektion und wurde in Kap. 7 betrachtet), sie können sich in Linien- oder Bogenform organisieren (Fink (2006)) oder aber sie bilden zyklonal rotierende Systeme. Diese tropischen Zyklonen werden (ab Orkanstärke) im Atlantischen Ozean Hurrikane genannt. Sie bestehen aus einem Kern (dem *Auge*), welches von einem dichten Gürtel hochreichender Konvektion (der *Mauer*) und organisierten bandförmigen Konvektionslinien im Außenbereich (den *Spiralbändern*) umgeben ist.
Die Einteilung der tropischen Zyklonen geschieht nach der sogenannten Saffir-Simpson Skala. Hierbei wird ein System gemäß der WMO-Klassifikation (in DWD (1987)) als Tropensturm bezeichnet, wenn der mittlere Wind Sturmstärke erreicht, also wenn die mittlere Windgeschwindigkeit mehr als 43 Knoten (oder 17.5 m/s) beträgt. Unterhalb dieser Windgeschwindigkeiten gilt ein System als tropische Depression. Erreicht die mittlere Windgeschwindigkeite Orkanstärke (größer als 64 Knoten beziehungsweise 32.7 m/s), so spricht man (im Atlantik) von einem Hurrikan. Hurrikane selbst werden nach ihren Windgeschwindigkeiten in fünf Kategorien eingeteilt, von denen die Kategorie 1 die schwächsten und Kategorie 5 die stärksten Stürme bezeichnet. Tabelle 8.1 gibt einen Überblick über die zu den einzelnen Kategorien gehörenden Windgeschwindigkeiten in m/s. Eine genauere Beschreibung des Aufbaus und der Dynamik tropischer Zyklonen findet sich z.B. in DWD (1987).
Hartmann und Regulski (2005) haben in Modelluntersuchungen gezeigt, dass organisierte tropische Zyklonen Änderungen in der Temperatur-, Wolken- und Wasserdampfverteilung zur Folge haben und die Energieflüsse am Oberrand der Atmosphäre beeinflussen. Darüberhinaus zeigen Hartmann und Regulski (2005), dass im Falle tropischer Zyklonen die Ausbreitung hoher Wolken verringert ist (im Vergleich zu unorganisierter tropischer Konvektion).

Bezeichnung	Kategorie	Kern-Luftdruck in hPa	Windgeschwindigkeit in m/s
Tropische Depression	TD	-	< 17.5
Tropensturm	TS	-	17.5 - 32.6
Hurrikan	1	> 980	32.7 - 42.4
Hurrikan	2	965 - 980	42.5 - 49.9
Hurrikan	3	945 - 965	50.0 - 57.9
Hurrikan	4	920 - 945	58.0 - 68.9
Hurrikan	5	< 920	> 68.9

Tabelle 8.1: *Einteilung rotierender tropischer Konvektionssysteme nach der Saffir-Simpson Skala, Nach: Cappelen (2005)*

8.2 Zusätzliche Daten und Wolkenerkennung

Die Hurrikan-Saison 2006 hat (bis zur Abgabe dieser Arbeit) drei Stürme hervorgebracht, deren Lebenszyklus sich vollständig im Sichtfeld des MSG-Satelliten abspielte, so dass sie mit den in dieser Arbeit verwendeten Methoden untersucht werden können. Wolkenerkennung und Berechnung von Wolkenstrahlungseffekt folgen auch bei der Betrachtung der tropischen Zyklonen den in Kap. 7 angesprochenen Verfahren. Die tropischen Zyklonen werden hierbei über ihre konvektiven Bereiche bestimmt, deren äquivalente Schwarzkörpertemperatur (aus Kanal 9) geringer als 260 K ist (vgl. Kap. 7).
Abb. 8.1 zeigt beispielhaft für den 17.09.2006, 22:00 UTC die Lage des Hurrikans "Helene" (rot eingefärbt) im Sichtfeld des MSG-Satelliten. Man erkennt, dass nicht alle als bewölkt klassifizierten Pixel des Sturmsystems als konvektiv erkannt werden. Die Bereiche, für die die Wolkenmaske keine Daten mehr liefert ($\Theta_v > 75°$) sind mit den Helligkeiten aus aus Kanal 9 grau eingefärbt um zu veranschaulichen, in welchem Bereich des Sichtfelds eingehendere Betrachtungen möglich sind.
Darüberhinaus werden in die Betrachtungen die dreistündlichen Beobachtungsdaten des "National Hurricane Center" (NHC) des US-amerikanischen Wetterdienstes mit einbezogen. Diese liegen im online-Archiv des NHC frei verfügbar vor (NHC (2006)) und liefern für jedes betrachtete System den minimalen Luftdruck im Kern, die maximale Windgeschwindigkeit (1 min-Mittel) sowie die erwartete Geschwindigkeit der Spitzenböen jeweils für 03:00 UTC, 09:00 UTC, 15:00 UTC und 21:00 UTC als Abschätzungen aus Schiffs- und Satellitenbeobachtungen.
Berechnet werden für die drei Sturmsysteme "Debby", "Gordon" und "Helene" die reflektierte Solarstrahlung, die thermische Ausstrahlung sowie die Netto-Strahlungsbilanz (nach Gl. 4.9) als Mittel über das gesamte konvektive System sowie für die unbewölkte Umgebung nach dem in Kap. 7 vorgestellten Verfahren. Aus diesen Größen werden dann kurzwelliger, langwelliger und Netto-Wolkenstrahlungseffekt nach Gl. 2.19 bestimmt.

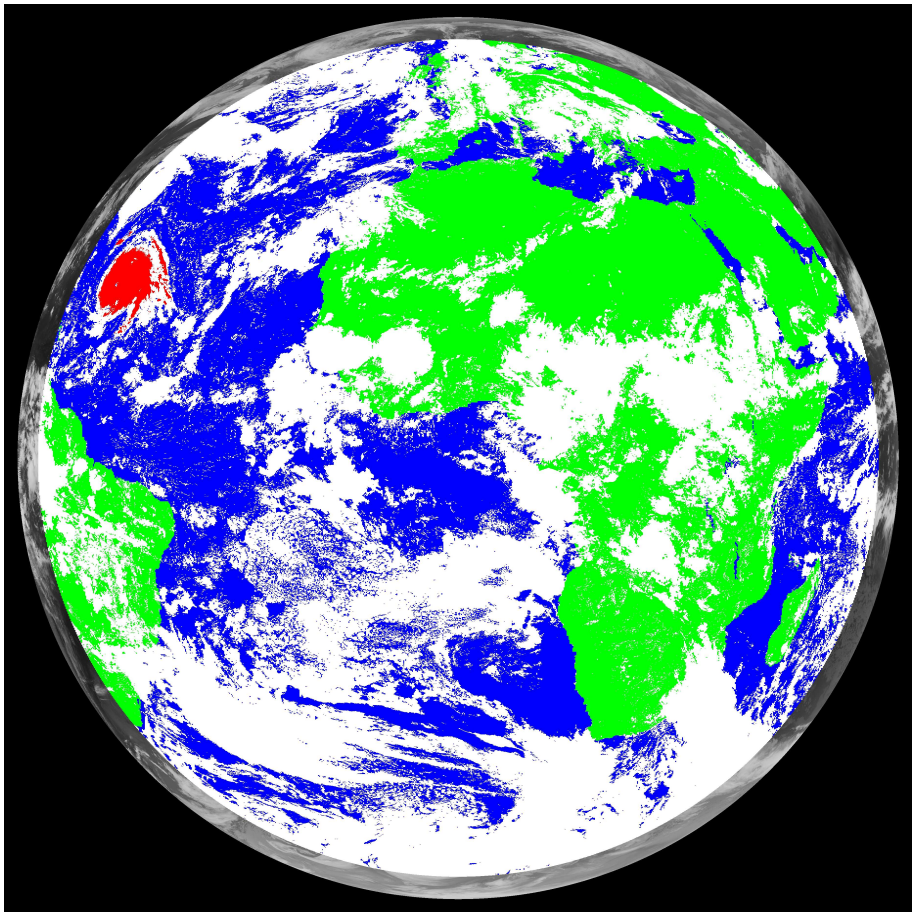

Abbildung 8.1: *Wolkenmaske und Lage des Hurrikans "Helene" (rot) für den 17.06.2006, 22:00 UTC.*

8.3 Beispiel 1: Tropensturm "Debby"

Der erste Tropensturm der Saison 2006, welcher sich vollständig im Sichtfeld des MSG1-Satelliten bewegt, ist der Sturm "Debby". Gebildet hat er sich aus einem konvektiven Cluster vor den Kanarischen Inseln am 21. August 2006 und wird um 21:00 UTC vom NHC erstmals als Tropische Depression erwähnt. Die Lebensdauer dieses Systems ist eher kurz (am 25. August verliert es bereits seine tropischen Eigenschaften und wird von einem außertropischen Frontensystem absorbiert). Es erreicht hierbei keine Hurrikan-Stärke. Somit bietet es die Gelegenheit, den die Strahlungsbilanz eines Systems unter Hurrikan-Stärke mit zwei Hurrikanen zu vergleichen. Abb. 8.2 zeigt den Pfad des Tropensturms "Debby", Abb. 8.3 den tropischen Atlantik inklusive Tropensturm "Debby" am 24. August 2006 um 14:00 UTC (zum Zeitpunkt der maximalen Windgeschwindigkeiten des Systems, siehe Abb. 8.4) als Infrarot-Bild, sowie die Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmopshäre für die Region. Der Tropensturm Debby ist das konvektive System in der Mitte der jeweils oberen Bildhälfte (gekennzeichnet durch den schwarzen Pfeil im IR-Falschfarbenbild). Man erkennt die rotierende Struktur des Systems und die

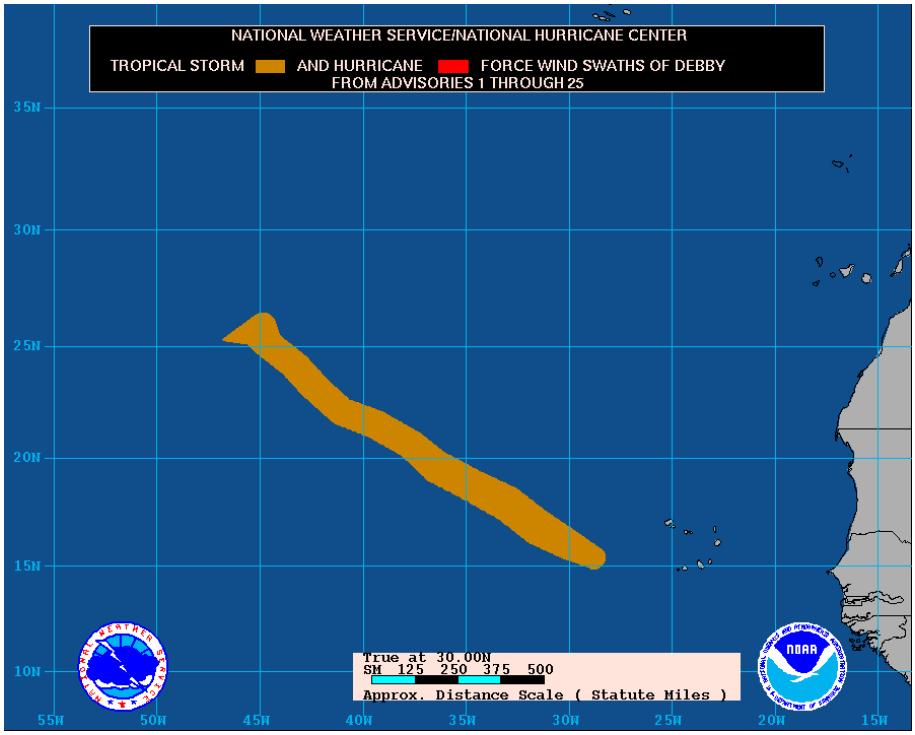

Abbildung 8.2: *Pfad des Systems "Debby" mit mindestens Sturmstärke. Quelle: NHC (2006)*

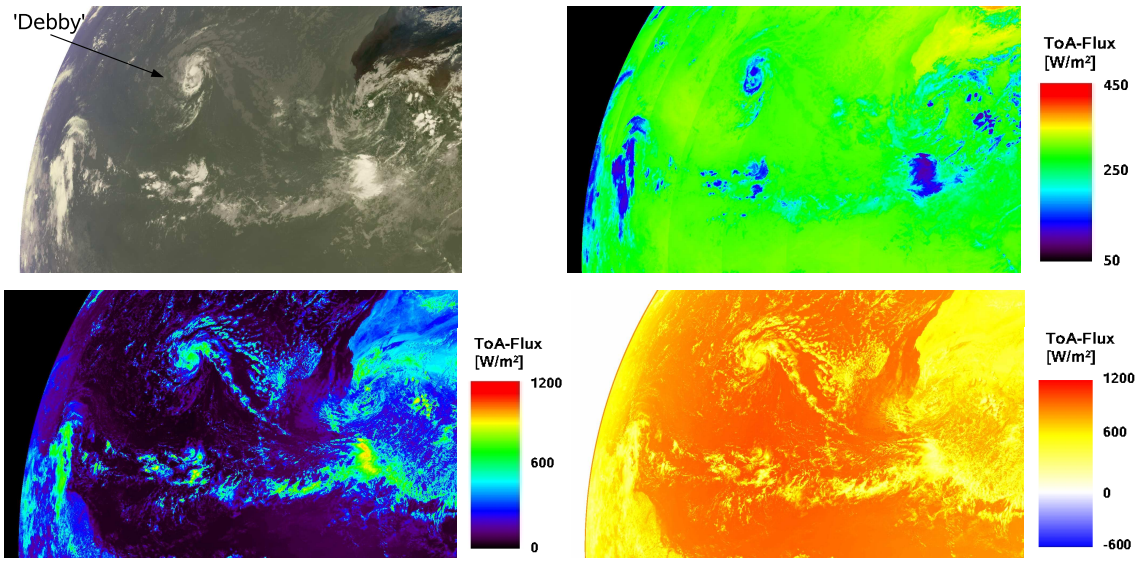

Abbildung 8.3: *tropischer Atlantik und Tropensturm "Debby" am 24.08.2006, 14:00 UTC; Oben links: IR-Falschfarbenbild, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss*

Ausbildung von Spiralbändern. Ein Auge bildet sich hingegen während des gesamten Lebenszyklus des Systems "Debby" nicht aus. In der unteren Bildhälfte sieht man die Intertropische Konvergenzzone als Band hoher konvektiver Aktivität. Der Tropensturm

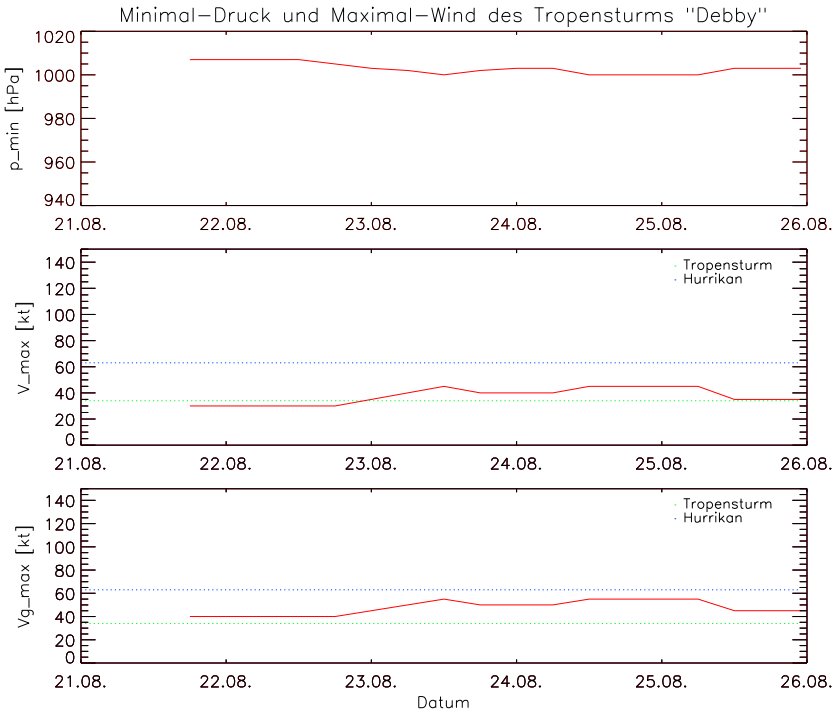

Abbildung 8.4: *NHC-Analysen des Tropensturms "Debby", Quelle: NHC (2006)*

"Debby" ist deutlich räumlich von der ITCZ getrennt. Der verwendete Algorithmus zur Bestimmung der konvektiven Bereiche des Sturmsystems (siehe Kapitel 7) klassifiziert nur die hochreichenden Wolken als konvektiv aktiv, so dass tiefen Wolken in der Umgebung des Sturms in die Wolkenstrahlungseffektes des Sturmsystems nicht mit eingehen. Die tiefen Wolken im Außenbereich des Systems haben einen relativ großen kurzwelligen Strahlungseffekt und einen recht geringen langwelligen (vgl. Abb. 8.3). Sie haben jedoch keinen Einfluss auf die Dynamik des Hurrikans (vgl. Hartmann und Regulski (2005)). Darüberhinaus nimmt die von tiefen Wolken bedeckte Fläche in tropischen Sturmsystemen mit deren Intensität ab, wie in den folgenden Abschnitten verdeutlicht wird.
Die Zeitreihe der NHC-Analysen von Minimaldruck und maximaler Windgeschwindigkeit und Böenstärke (Abb. 8.4) zeigt, dass das System zur Zeit der stärksten Intensität (23./24. August) lediglich Sturmstärke erreicht. Eingezeichnet sind bei den Wind- und Böengeschwindigkeiten jeweils die Untergrenze für die Klassifikation als Tropensturm (grün) und als Hurrikan (blau).
Die Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre sowohl für das Sturmsystem "Debby" (rot) als auch für die unbewölkte Umgebung als Abschätzung für die "clear-sky"-Bedingungen in Gl. 2.19 (blau) zeigt Abb. 8.5. Die Strahlungsflüsse stellen hierbei das Mittel über das gesamte System (beziehungsweise im "clear-sky"-Fall über die unmittelbare unbewölkte Umgebung) dar.
Die dynamische Entwicklung des Sturmsystems ist sowohl in den Tagesmaxima der reflektierten Solarstrahlung (Abb. 8.5 oben) als auch in der thermischen Ausstrahlung

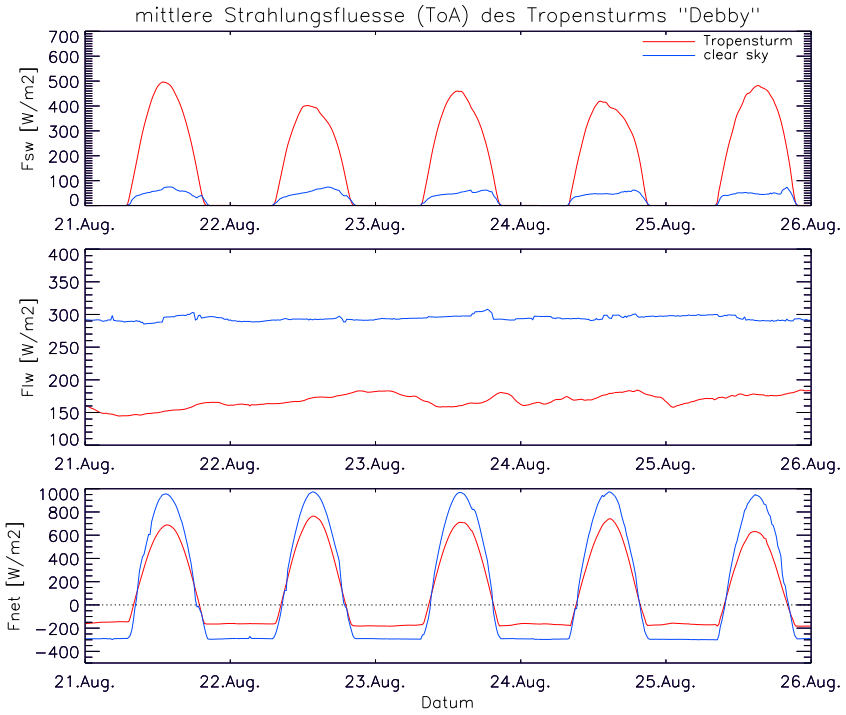

Abbildung 8.5: *Strahlungsfüsse am Oberrand der Atmosphäre für das Sturmsystem "Debby" (rot) und die unbewölkte Umgebung (blau). Oben: reflektierte Solarstrahlung, Mitte: thermische Ausstrahlung, Unten: Netto-Strahlungsbilanz*

(Abb. 8.5 mitte) wiederzufinden. Am 21. August bildet sich das rotierende System aus einem hochreichenden konvektiven Wolkenhaufen. Die Wolkenoberkantentemperatur ist hierbei bereits recht gering (zu erkennen an der geringen thermischen Ausstrahlung), was auf eine große Höhe der Wolkenoberkanten schließen lässt, verbunden mit einer großen optischen Dicke. Ein Maß hierfür ist die hohe Reflektion solarer Einstrahlung. Am 22. August bis in die Morgenstunden (UTC) des 23. August senkt sich die Wolkenoberkante dann leicht ab (die thermische Ausstrahlung steigt) und auch das Maximuim der reflektierten Solarstrahlung errreicht am 22. August nicht mehr die Werte vom Vortag. Im Verlaufe des 23. August gewinnt das Sturmsystem dann an Intensität und erreicht die Stärke eines Tropensturms (siehe Abb. 8.4). Damit einher gehen eine geringere thermische Ausstrahlung (also eine höherreichende Konvektion) und wieder verstärkte Reflektion der solaren Einstrahlung. Am 25. August beginnt das System sich dann abzuschwächen: die Reflektion solarer Strahlung verbleibt auf hohem Niveau aber die thermische Ausstrahlung nimmt wieder deutlich zu. Damit einher geht eine Abnahme der maximalen Windgeschwindigkeit.
Die blauen Kurven in Abb. 8.5 zeigen zum Vergleich die Strahlungsflüsse (oben kurzwellig, mitte langwellig, unten netto) der unbewölkten Umgebung. Die (geringe) Variabilität der thermischen Ausstrahlung der Meeresoberfläche liegt hierbei hauptsächlich in der Bewegung des Tropensturmes und damit auch in den unterschiedlichen in die "unbe-

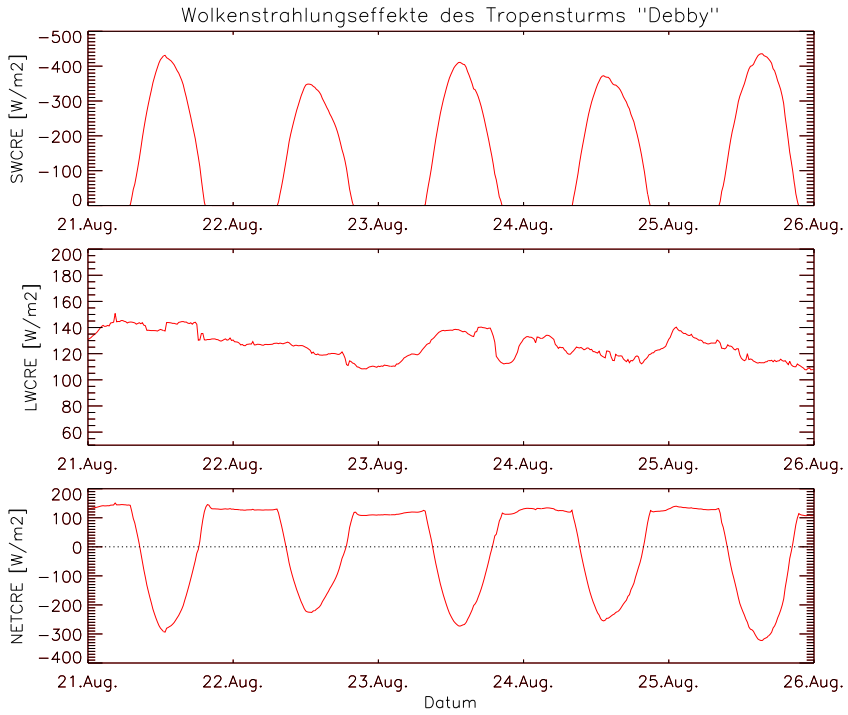

Abbildung 8.6: *Wolkenstrahlungseffekte des tropischen Sturmsystems "Debby", nach Gl. 2.19. Oben: kurzwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Unten: Netto-Wolkenstrahlungseffekt*

wölkte Umgebung" eingehenden "clear-sky"-Pixel begründet. Dasselbe gilt auch für die Unregelmäßigkeiten in der reflektierten Solarstrahlung.
Schon bei der Betrachtung dieser Zeitreihen wird deutlich, welch großen Einfluss die konvektiven Wolken des Sturmsystems durch Reflektion solarer Strahlung und verringerte thermische Ausstrahlung auf die Gesamtenergiebilanz des Sturms am Oberrand der Atmosphäre haben, insbesondere in der Zeitreihe der Netto-Strahlungsbilanz (Abb. 8.5 unten). In dieser sind bei "Debby" im Vergleich zur unbewölkten Umgebung sowohl der tägliche Energiegewinn zur Mittagszeit als auch der nächtliche Energieverlust durch Ausstrahlung stark gedämpft.
Quantitativ zeigt Abb. 8.6 die Wolkenstrahlungseffekte gemäß Gl. 2.19. Man erkennt gut den ausgeprägten Tagesgang des kurzwelligen Wolkenstrahlungseffektes (Abb. 8.6 oben) und den im Vergleich dazu gleichmäßigen langwelligen Wolkenstrahlungseffekt (Abb. 8.6 mitte) mit Schwankungen in der Größenordnung von 10-20 W/m^2. Aufgrund der geringen Variabilität der thermischen Ausstrahlung der Meeresoberfläche und der Maximalwerte der von der Meeresoberfläche reflektierten Solarstrahlung (siehe Abb. 8.5) sieht man hier dieselbe Dynamik, wie oben in Hinblick auf die Strahlungsflüsse beschrieben. In Abb. 8.6 unten ist der Netto-Wolkenstrahlungseffekt (Gl. 2.22) dargestellt. Der Netto-Wolkenstrahlungseffekt wird durch den Tagesgang bestimmt: nachts liefert lediglich der langwellige Wolkenstrahlungseffekt einen Beitrag, tagsüber hingegen überwiegt

lw-Energieverlust	sw-Energiegewinn	Netto-Energiegewinn
72.59 MJ/m^2	120.38 MJ/m^2	47.79 MJ/m^2
LWCRE	SWCRE	NETCRE
65.5 W/m^2	-70.4 W/m^2	-4.9 W/m^2

Tabelle 8.2: *über den gesamten Lebenszyklus integrierte Energiebilanz (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des Tropensturms "Debby"*

der kurzwellige den langwelligen Wolkenstrahlungseffekt. Daraus ergibt sich jeweils in den Dämmerungsstunden ein Vorzeichenwechsel. Tagsüber gewinnt das Sturmsystem also weniger Energie, als die unbewölkte Umgebung, gibt dafür aber nachts auch weniger Energie durch Ausstrahlung wieder ab.
Um festzustellen, wie groß der integrierte Energiegewinn (oder -verlust) des Sturmsystems "Debby" durch Strahlungsprozesse ist, werden die Strahlungsflüsse über den gesamten Lebenszyklus des Systems zeitlich integriert. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8.2 wiedergegeben, ebenso die mittleren Wolkenstrahlungseffekte. Man erkennt, dass aufgrund des hohen sw-Energiegewinns (im Vergleich zum lw-Energieverlust) das System Erde-Atmosphäre im Bereich des Tropensturms Debby über den Lebenszyklus des Tropensturms integriert 47.79 MJ/m^2 Energie zugeführt wird, was den in Kapitel 7 angesprochenen Überlegungen zu Wolken-Komponenten der gesamt-tropischen Energiebilanz entspricht.
Betrachtet man nun die zugehörigen mittleren Wolkenstrahlunsgeffekte, so erkennt man, dass SWCRE und LWCRE in entgegengesetzter Richtung wirken und ähnliche große Beträge besitzen. Das Vorzeichen des (im Vergleich zu den Einzeleffekten geringen) NETCRE ist hierbei negativ, was bedeutet, dass der Energiegewinn des Systems Erde-Atmosphäre im Bereich des Tropensturms im Vergleich zur unbewölkten Umgebung verringert wird (aber aufgrund der tropischen Breiten immer noch positiv ist). Betrachtet man diesen mittleren Netto-Wolkenstrahlungseffekt im Kontext mittlerer Werte der tropischen Ozeane (der Netto-Wolkenstrahlungseffekt des tropischen Konvektionsclusters in Kapitel 7 betrug -57.7 W/m^2, Futyan et al. (2004) liefern mittlere Werte von -20 bis -40 W/m^2), so wird deutlich wie gering der mittlere Netto-Wolkenstrahlungseffekt mit lediglich -4.9 W/m^2 ist. Eine weitere Diskussion dieser Werte im Vergleich mit den beiden anderen Sturmsystem und dem mittleren Zustand der Tropen folgt am Ende dieses Kapitels.

8.4 Beispiel 2: Hurrikan "Gordon"

Nach der Auflösung von Tropensturm "Debby" folgen zwei Systeme mit Hurrikan-Stärke, die sich weiter westlich bilden und lediglich teilweise im Blickfeld des MSG-Satelliten bewegen: die Hurrikane "Ernesto" und "Florence". Der nächste Sturm im Sichtfeld des MSG ist der Hurrikan "Gordon", welcher sich am 11. September 2006 nordwest-

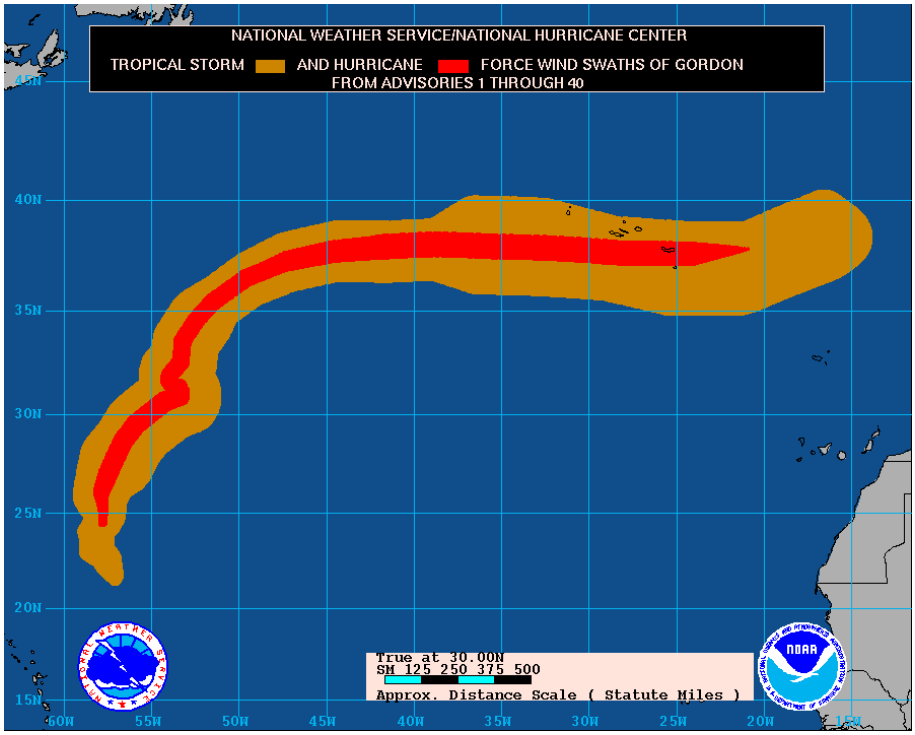

Abbildung 8.7: *Pfad des Systems "Gordon" mit mindestens Sturmstärke. Quelle: NHC (2006)*

lich der Kleinen Antillen aus einem konvektiven Wolkencluster bildet. Dieser ist deutlich langlebiger als der Tropensturm "Debby" und wird am 20. September nord-östlich der Azoren von einem außertropischen Frontensystem absorbiert. Die erste Erwähnung des NHC erfolgt am 11.09.2006 um 03:00 UTC als Tropische Depression. Im Gegensatz zum Sturmsystem "Debby" erreicht "Gordon" die Hurrikan-Kategorie 3 auf der Saffir-Simpson-Skala (Tab. 8.1). Der Pfad des Systems ist in Abb. 8.7 wiedergegeben. Einige Zeit bewegt sich der Hurrikan "Gordon" zwar am Rande des Bereichs, in dem die MSG-Daten verlässliche Werte liefern (siehe Abb. 8.1), jedoch liegen lediglich die westlichen Spiralbänder teilweise nicht im Bereich der Wolkenmaske. Die Nicht-Beachtung dieser Bänder hat aufgrund der Symmetrie tropischer Zyklonen und der geringen Ausdehnung der konvektiv aktiven Bereiche der Spiralbänder (siehe z.B. DWD (1987)) keinen großen Einfluss auf die über das System gemittelten Strahlungsflüsse hat. Ein Beispiel für die Lage und die Strahlungsflüsse des Hurrikans "Gordon" ist in Abb. 8.8 dargestellt. Der Hurrikan Gordon nahe des westlichen Randes des Sichtbereichs ist durch den schwarzen Pfeil im IR-Falschfarbenbild markiert, ebenso sieht man nördlich des Hurrikans "Gordon" die (mittlerweile in ein außertropisches Sturmtief umgewandelten) Reste des Hurrikans "Florence" sowie in der ITCZ nahe den Kapverdischen Inseln den im nächsten Abschnitt betrachteten Hurrikan "Helene" im Frühstadium seines Lebenszyklus. In den Bildern ist das ausgeprägte Auge des Hurrikans "Gordon" gut zu erkennen, ebenso wie die Spiralbänder. Zum Zeitpunkt der hier gezeigten Bilder hat "Gordon" bereits die Stärke eines Klasse-2 Hurrikans auf der Saffir-Simpson Skala. Der Vergleich von langwelligem und

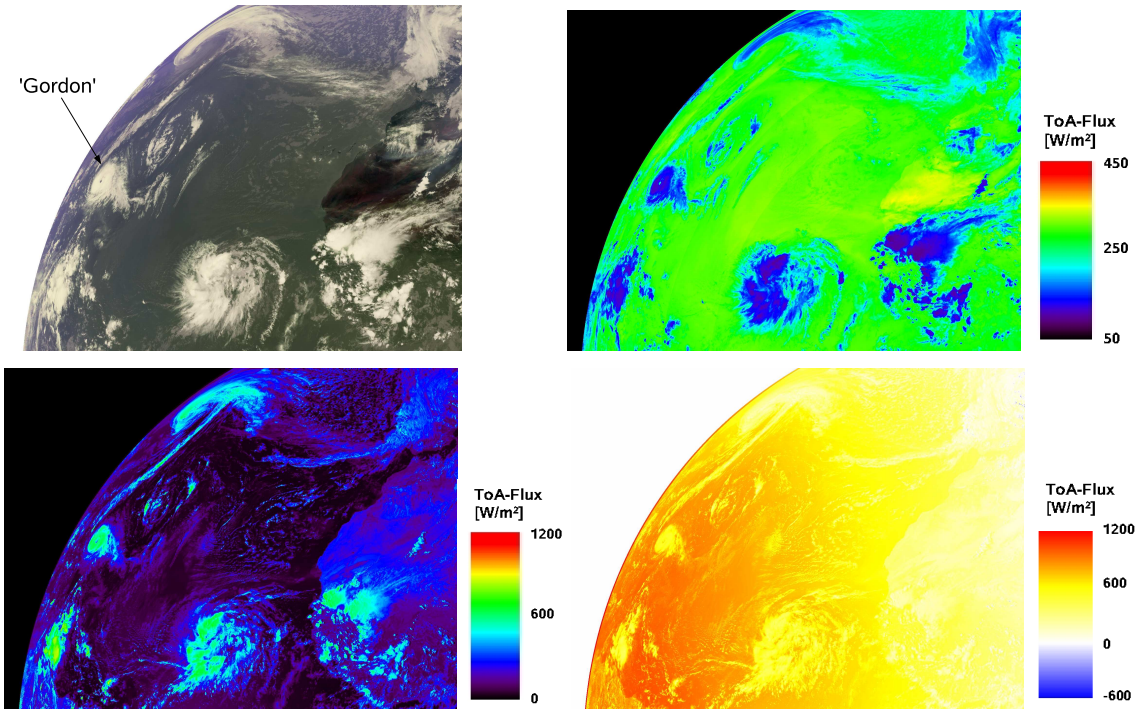

Abbildung 8.8: *tropischer Atlantik und Hurrikan "Gordon" am 13.09.2006, 16:00 UTC; Oben links: IR-Falschfarbenbild, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss*

kurzwelligem Strahlungsfluss in Abb. 8.8 zeigt unter anderem die räumliche Trennung zwischen dem Sturmsystem "Gordon" und umliegenden Wolkensystemen.

Abb. 8.9 zeigt die NHC-Analysen von Luftdruck und Windgeschwindigkeit des Hurrikans "Gordon". Im Vergleich mit dem Tropensturm "Debby" (Abb. 8.4) fallen der deutlich geringere Luftdruck und die höheren Windgeschwindigkeiten auf, das Sturmsystem "Gordon" hat nach der Ausbildung als Tropischen Depression innerhalb von 48 Stunden (was etwas weniger als der Hälfte der gesamten Lebensdauer des Tropensturms "Debby" entspricht) Hurrikanstärke erreicht. Die Phase der Hurrikanstärke dauert bis kurz vor Ende des Lebenszyklus an, bei dem das System immer noch mit Sturmstärke in einem außertropischen Frontensystem absorbiert wird und seine Energie auf den Frontenzug überträgt. Während dieser Zeit schwenkt der Hurrikan ostwärts und erreicht unter anderem die Azoren noch mit Hurrikanstärke (siehe Abb. 8.7).

Entsprechend der Vorgehensweise bei der Betrachtung von Tropensturm "Debby" zeigt Abb. 8.10 die Strahlungsflüsse des Hurrikans "Gordon" während seines Lebenszyklus. Es zeigt sich ein ähnliches Bild wie beim Tropensturm "Debby" mit variabler im Tagesrythmus reflektierter Solarstrahlung und geringer Variabilität bei der thermischen Ausstrahlung. Das geringste Maximum der reflektierten Solarstrahlung taucht am Tag der größten Intensität des Hurrikans auf, im Gegensatz zu der Situation bei Tropensturm "Debby". Die thermische Ausstrahlung weist am 16. und 17 September größere Schwankungen auf als in der restlichen Zeit. Diese stehen in Verbindung mit einer

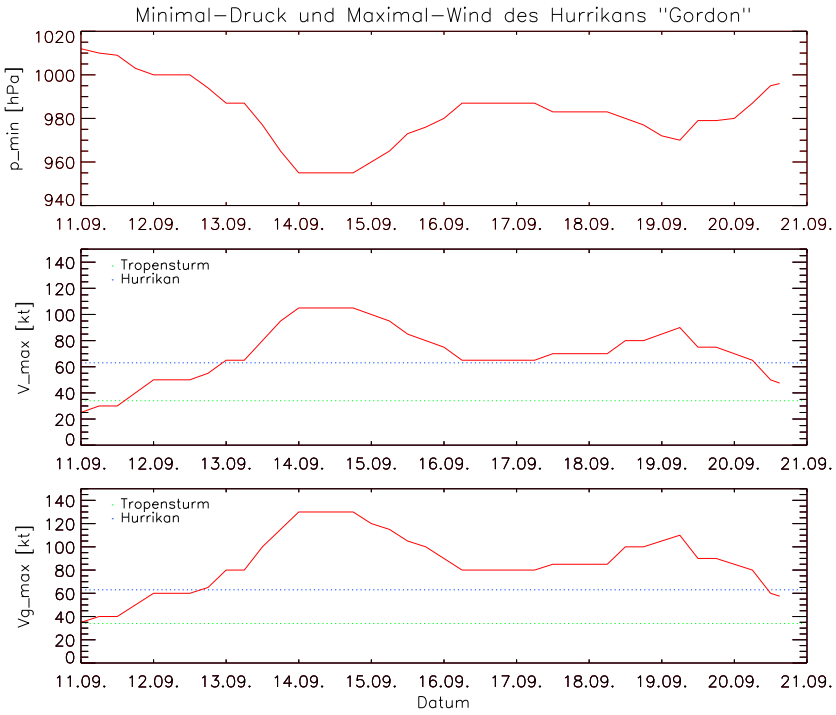

Abbildung 8.9: *NHC-Analysen des Hurrikans "Gordon", Quelle: NHC (2006)*

zeitweisen Abschwächung der Hurrikan-Intensität und nachfolgender (kurzfristiger) Re-Intensivierung am 18./19. September. Die moderaten Fluktuationen der thermischen Ausstrahlung stehen auch im Einklang mit der These von Hartmann und Larson (2002), nach der die Variabilität der Wolkenoberkantentemperatur eines ausgeprägten tropischen Konvektionssystems bei ähnlichem Feuchtenachschub vergleichsweise gering ist. Die thermische Ausstrahlung der unbewölkten Umgebung zeigt im Falle des Hurikans "Gordon" mehr Schwankungen als bei "Debby", das hängt mit der ostwärtigen Bewegung des Hurrikans in der zweiten Hälfte des Lebenszyklus zusammen. Insgesamt lässt sich in der Netto-Strahlungsbilanz (Abb. 8.10 unten) ebenso wie beim Sturmsystem "Debby" der dämpfende Effekt der Wolken auf kurzwelligen Energiegewinn und langwelligen Energieverlust gut erkennen.
Abb. 8.11 zeigt die Wolkenstrahlungseffekte des Hurrikans "Gordon". Hier fällt auf, das die täglichen Maxima des kurzwelligen Wolkenstrahlungseffektes (Abb. 8.11 oben) allgemein etwas geringere Amplituden als beim Tropensturm "Debby" und eine recht hohe Variabilität aufweisen. Auch hier passen die hohen Maximalwerte am 16. und 17. September gut zu den hohen Werten des langwelligen Wolkenstrahlungseffektes (der wie oben angesprochen mit einer zwischenzeitlichen Abschwächung des Hurrikans verbunden ist). Der Netto-Wolkenstrahlungseffekt (Abb. 8.11 unten) weist einen ausgeprägten Tagesgang mit Fluktuationen der Amplituden auf,welche sich aus den teilweise überlagerten Variabilitäten von SWCRE und LWCRE zusammensetzt.
Integriert über den gesamten Lebenszyklus von Hurrikan "Gordon" ergeben sich die in

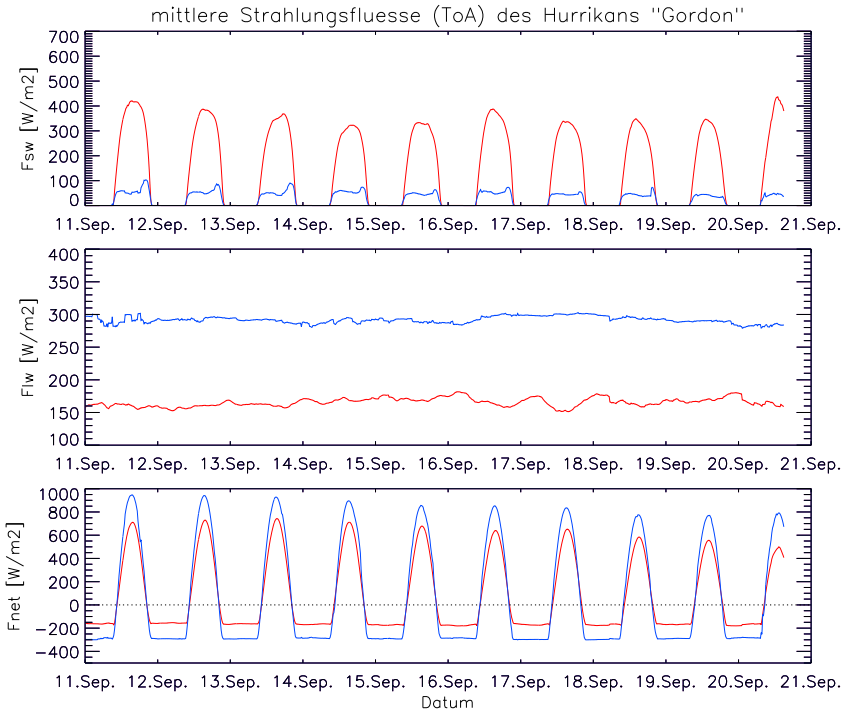

Abbildung 8.10: *Strahlungsfüsse am Oberrand der Atmosphäre für den Hurrikan "Gordon" (rot) und die unbewölkte Umgebung (blau). Oben: reflektierte Solarstrahlung, Mitte: thermische Ausstrahlung, Unten: Netto-Strahlungsbilanz*

lw-Energieverlust	sw-Energiegewinn	Netto-Energiegewinn
137.89 MJ/m^2	200.85 MJ/m^2	62.96 MJ/m^2
LWCRE	**SWCRE**	**NETCRE**
129.6 W/m^2	-117.1 W/m^2	12.5 W/m^2

Tabelle 8.3: *über den gesamten Lebenszyklus integrierte Energiebilanz (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des Hurrikans "Gordon"*

Tabelle 8.3 dargestellten Energiegewinne und -verluste. Es fällt auf, dass trotz des doppelten Integrationszeitraums die integrierten Energiegewinne und -verluste zwar deutlich größer geworden sind als bei Tropensturm "Debby", der Netto-Energiegewinn aber nicht um denselben Faktor zugenommen hat.
Die Betrachtung der mittleren Wolkenstrahlungseffekte (Tabelle 8.3 unten) liefert im Vergleich mit der Situation bei Tropensturm "Debby" zwei markante Unterschiede: Die Werte von SWCRE und LWCRE bei "Gordon" sind nahezu doppelt so groß wie bei "Debby", jedoch mit einem Ungleichgewicht hin zum LWCRE, was bei annähernder Ausgeglichenheit der Wolkenstrahlungseffekte zu einem Vorzeichenwechsel des Netto-Wolkenstrahlungseffektes (über den Lebenszyklus des Hurrikans "Gordon" integriert) führt, so dass in diesem Falle der (im Vergleich zur Umgebung erwärmend wirkende) LWCRE überwiegt und dem System "Gordon" im Mittel *mehr* Strahlungsenergie zur Ver-

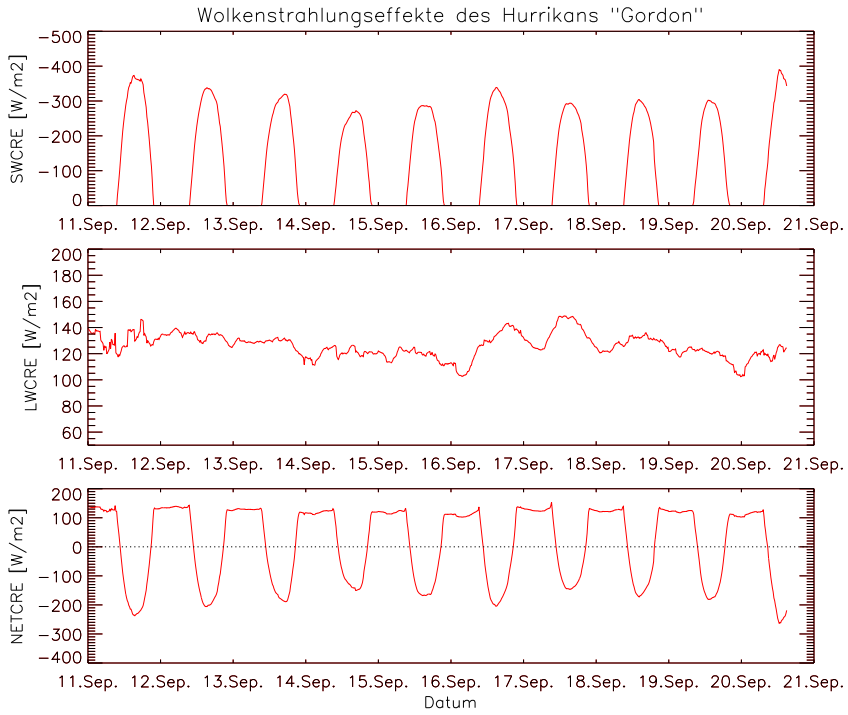

Abbildung 8.11: *Wolkenstrahlungseffekte des Hurrikans "Gordon", nach Gl. 2.19. Oben: kurzwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Unten: Netto-Wolkenstrahlungseffekt*

fügung steht, als der unbewölkten Umgebung.
Die Diskussion dieser Zahlen erfolgt im letzten Abschnitt dieses Kapitels.

8.5 Beispiel 3: Hurrikan "Helene"

Der letzte Hurrikan der Saison 2006 der sich vollständig im MSG-Sichtfeld bewegt (Stand November 2006) ist der Hurrikan "Helene", welcher über neun Tage hinweg zeitgleich mit dem Hurrikan "Gordon" betrachtet werden kann. Hurrikan "Helene" bildet sich am 12.09. aus einem ungeordnet ziehenden tropischen Wolkencluster in der ITCZ nahe den Kapverdischen Inseln. Am 24.09. verzeichnet das NHC die Umwandlung des Hurrikans in ein außertropisches Sturmsystem, doch aufgrund der "safe-mode"-Aktivierung des MSG-1 Satelliten durch eine Sonneneruption am 23.09.2006 um 14:00 UTC ist eine Datenlücke entstanden, welche die Umwandlungsphase des Hurrikans überdeckt. Dennoch ist die Betrachtung des Sturmsystems "Helene" sinnvoll, da die Auflösung der tropischen Eigenschaften am 23.09.06 schon weit vorangeschritten ist (siehe Abb. 8.12 links) und es somit gerechtfertigt ist, für den Zeitraum 12.09. bis 23.09. von *Lebenszyklus* des Systems "Helene" zu sprechen.
Ebenso wie "Gordon" erreicht auch "Helene" die Kategorie 3 auf der Saffir-Simpson-Skala (Tab. 8.1) und behält über mehr als sechs Tage hinweg Hurrikan-Status. Abb. 8.12

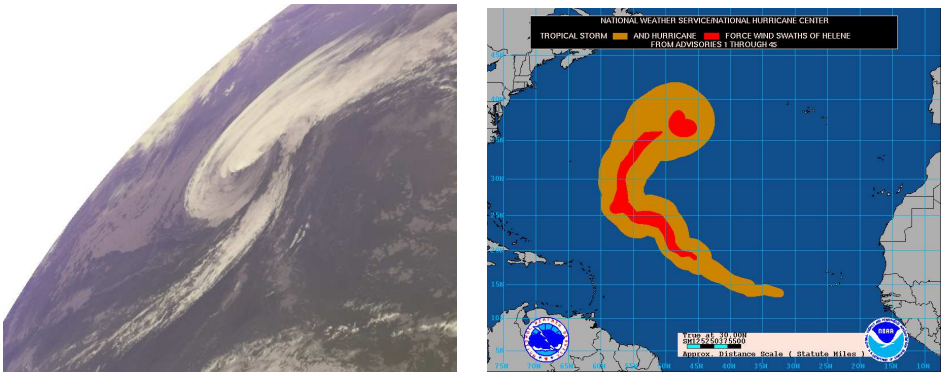

Abbildung 8.12: *links: 23.09.2006 13:45 UTC, letztes IR-Falschfarbenbild des Hurrikans "Helene" vor der "safe-mode"-Aktivierung des MSG-1 Satelliten. Man erkennt deutlich, dass das Sturmsystem schon eher außertropische als tropische Charakteristiken aufweist. rechts: Pfad des Systems "Helene" mit mindestens Sturmstärke (bis einschließlich 23.09.06 12:00 UTC). Quelle: NHC (2006)*

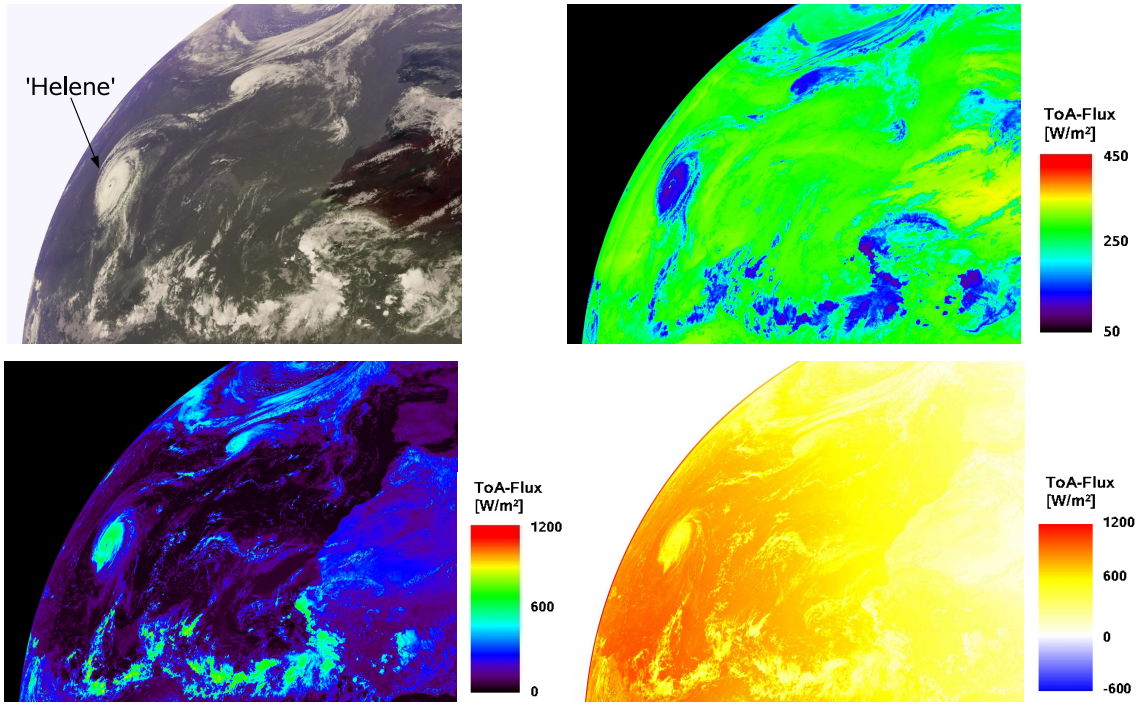

Abbildung 8.13: *tropischer Atlantik und Hurrikan "Helene" am 19.09.2006, 16:00 UTC; Oben links: IR-Falschfarbenbild, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss*

(rechts) zeigt den Pfad des Hurrikans "Helene" bis einschließlich 23.09. 12:00 UTC. Der Bogen des Sturmsystems, welcher "Helene" im MSG-Sichtbereich hält, ist in Abb. 8.12 (rechts) zu erkennen. Ein Beispiel der Lage des Hurrikans "Helene" (durch den schwarzen Pfeil im IR-Bild oben links gekennzeichnet) im MSG-Sichtfeld sowie die zugehörigen Strahlungsflüsse zeigt die Abbildung 8.13 für den 19. September 16:00 UTC. Man

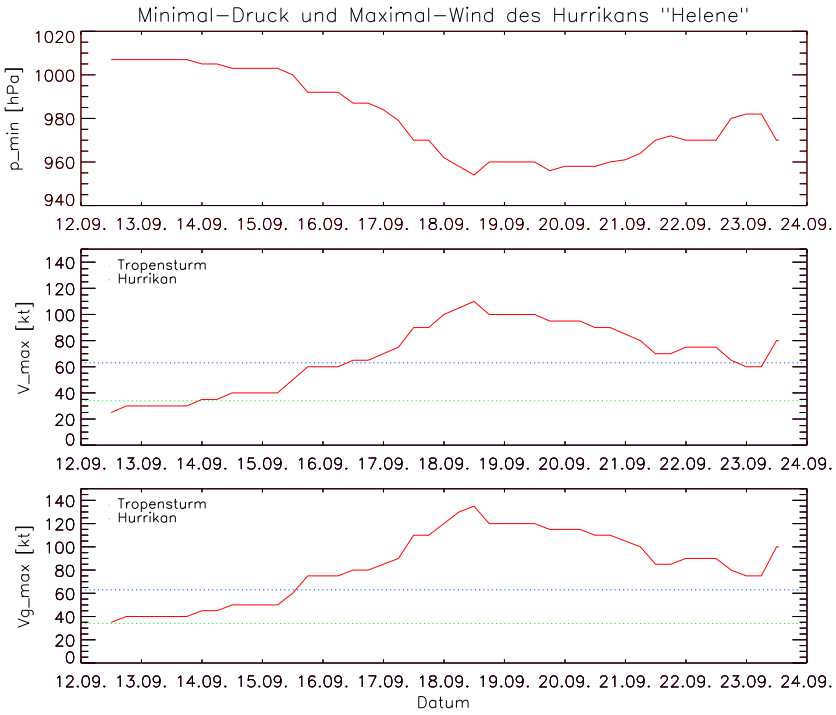

Abbildung 8.14: *NHC-Analysen des Hurrikans "Helene", Quelle: NHC (2006)*

erkennt die ausgeprägte Hurrikanstruktur bestehend aus dem Auge, der "Mauer" sowie den äußeren Spiralbändern. Nordöstlich des Hurrikans "Helene" erkennt man darüberhinaus noch den Hurrikan "Gordon" in der Nähe der Azoren und nördlich davon den Frontenzug, von dem "Gordon" am Folgetag absorbiert wird. Gut zu erkennen sind sowohl die Struktur des Systems "Helene" als auch der Hurrikan "Gordon" als separiertes System im langwelligen Strahlungsfluss (Abb. 8.13 oben rechts). In der Darstellung der kurzwelligen Strahlungsflüsse (Abb. 8.13 unten links) sind die unbewölkten Bereiche in der Umgebung des Hurrikans "Helene" als besonders dunkle Bereiche (aufgrund der unterschiedlichen Anisotropiefaktoren von Ozeanoberfläche und Wolken, siehe Kap. 2) zu erkennen, ebenso das Band der ITCZ am unteren Bildrand. Die Netto-Strahlungsbilanz für den tropischen Atlantik am 19.09.06 um 16:00 UTC ist in Abb. 8.13 unten rechts abgebildet.

Abb. 8.14 zeigt die NHC-Analysen des Hurrikans "Helene" vom 12. September bis einschließlich 23. September (oben: minimaler Luftdruck, mitte: maximale Windgeschwindigkeit, unten: maximale Böenstärke). Man erkennt, dass die Windgeschwindigkeiten am 23. September um 12:00 UTC noch oberhalb der Orkanstärke liegen, dennoch besitzt das System zu diesem Zeitpunkt schon außertropische Eigenschaften (siehe Abb. 8.12 links). Während des von MSG-1 beobachteten Zeitraums des Lebenszyklus von "Helene" erkennt man einen stetigen Anstieg der Intensität (Anstieg der Windgeschwindigkeit, Abnahme des Luftdrucks) bis zum 18. September und daraufhin eine langsame Abnahme während der folgenden vier Tage (wobei das System ständig Hurrikanstärke behält) bis

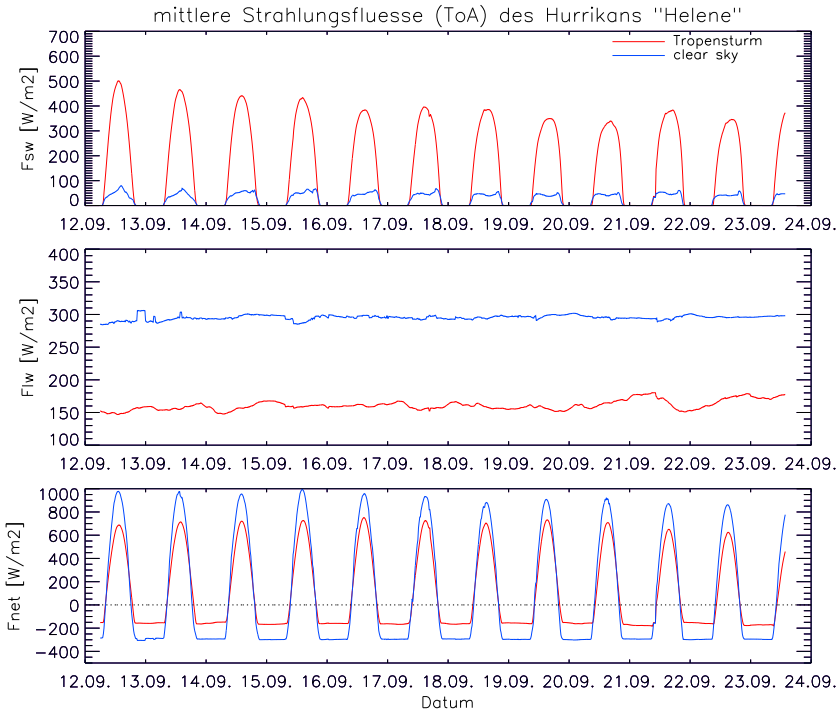

Abbildung 8.15: *Strahlungsfüsse am Oberrand der Atmosphäre für das Sturmsystem "Helene" (rot) und die unbewölkte Umgebung (blau). Oben: reflektierte Solarstrahlung, Mitte: thermische Ausstrahlung, Unten: Netto-Strahlungsbilanz*

zu einer Re-Intensivierung am 23. September als außertropisches Sturmsystem.

Die Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre (Abb. 8.15) zeigen ein ähnliches Bild wie bei Hurrikan "Gordon", wobei im Gegensatz zu "Gordon" bei "Helene" in den Maxima der reflektierten Solarstrahlung (Abb. 8.15 oben) ein stetig abnehmender Trend (verbunden mit der kontinuierlich nordwärtigen Bewegung des Systems, siehe Abb. 8.12 rechts) erkennbar ist. Die Variabilität der thermischen Ausstrahlung (Abb. 8.15 mitte) bei "Gordon" und "Helene" ist ähnlich, wobei "Helene" mit $F_{lw} < 150\ W/m^2$ am 14. und am 22. September leicht geringere Werte erreicht als "Gordon" ($min(F_{lw})|_{Gordon} = 153\ W/m^2$). Die geringeren Werte der thermischen Ausstrahlung sind mit einer höherreichenden Konvektion verbunden. Aufgrund der südlicheren Lage des Bildungsgebietes von Hurrikan "Helene" (höhere solare Einstrahlung) sind hier die Amplituden der reflektierten Solarstrahlung etwas höher als bei "Gordon" ($max(F_{sw})|_{Helene} > 500\ W/m^2$, $max(F_{sw})|_{Gordon} < 500\ W/m^2$). Die Zeitreihen des Netto-Strahlungsflusses von "Helene" (Abb. 8.15 unten) und "Gordon" sehen sich sehr ähnlich, lediglich die Maxima für die unbewölkte Umgebung erreichen bei "Helene" leicht höhere Strahlungsfluss-Werte als bei "Gordon" (mit derselben Begründung wie für die höheren Maxima der durch das Sturmsystem reflektierten Solarstrahlung). Dieser Effekt (Höhere Energieaufnahme durch den unbewölkten Ozean bei gleichzeitig stärkerer Reflektion durch die Konvektion des Sturmsystems "Helene" im Vergleich zu "Gordon") spiegelt sich selbstverständ-

lich auch im kurzwelligen Wolkenstrahlungseffekt (Abb. 8.16 oben) wieder. Die SWCRE-

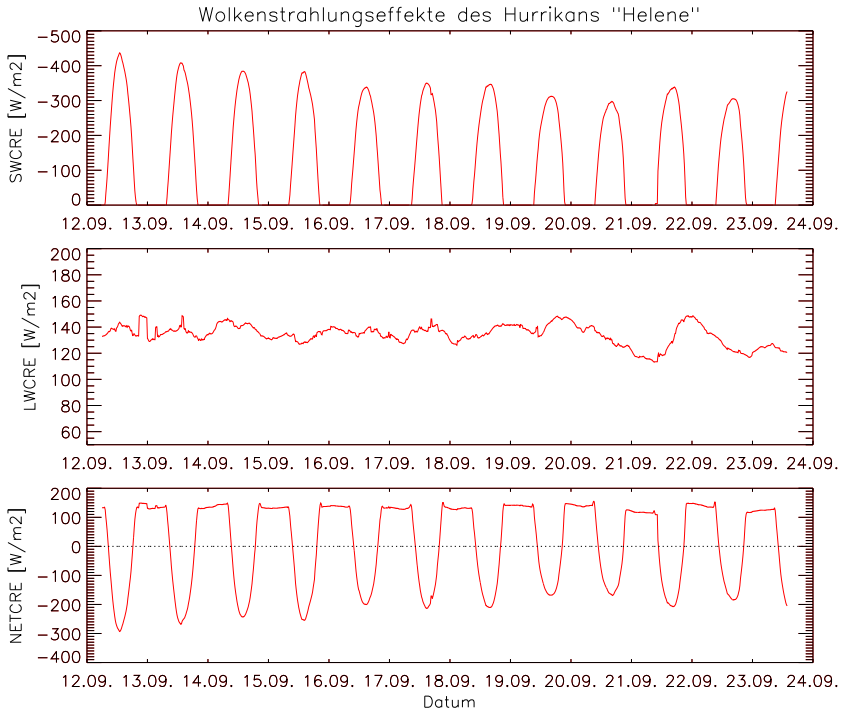

Abbildung 8.16: *Wolkenstrahlungseffekte des Hurrikans "Helene", nach Gl. 2.19. Oben: kurzwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Unten: Netto-Wolkenstrahlungseffekt*

Amplitude ist bei "Helene" deutlich größer als bei "Gordon", weist aber gleichzeitig eine etwas geringere Variabilität auf. Die Fluktuationen des LWCRE (Abb. 8.16 mitte) sind bei "Helene" und "Gordon" ähnlich, auch "Helene" weist im letzten Drittel des Lebenszyklus (am 21./22.09.) nach einer vorherigen Abnahme des LWCRE einen starken Anstieg auf der Skala von Stunden auf, der mit einer Wiedererstarkung hochreichender Konvektionsaktivität in den Außenbereichen der "Mauer" des Hurrikans zusammenhängt. Abb. 8.17 zeigt einen Vergleich der thermischen Ausstrahlung des Kernbereichs des Hurrikans "Helene" (ohne Spiralbänder) am 21.09. um 20:00 UTC(Abb. 8.17 links) und am 22.09. 02:00 UTC (Abb. 8.17 rechts). Man erkennt hier eine Abnahme der thermischen Ausstrahlung in den Außenbereichen der "Mauer". Aufgrund der oben beschriebenen SWCRE- und LWCRE-Variabilitäten zeigt auch der Netto-Wolkenstrahlungseffekt des Hurrikans "Helene"(Abb. 8.16 unten) einen recht variablen Tagesgang, wie zuvor schon beim Hurrikan "Gordon" gesehen.

Tabelle 8.4 gibt die über den Lebenszyklus integrierten Energiegewinne und -verluste des Sturmsystems "Helene" wieder. Die Netto-Energiegewinne sind sowohl für den Hurrikan als auch für die unbewölkte Umgebung deutlich höher als bei Hurrikan "Gordon" und somit auch als bei Tropensturm "Debby". Unter Berücksichtigung des Vergleichs von Hurrikan "Gordon" (Netto-Energiegewinn 62.96 MJ/m^2) und Tropensturm "Deb-

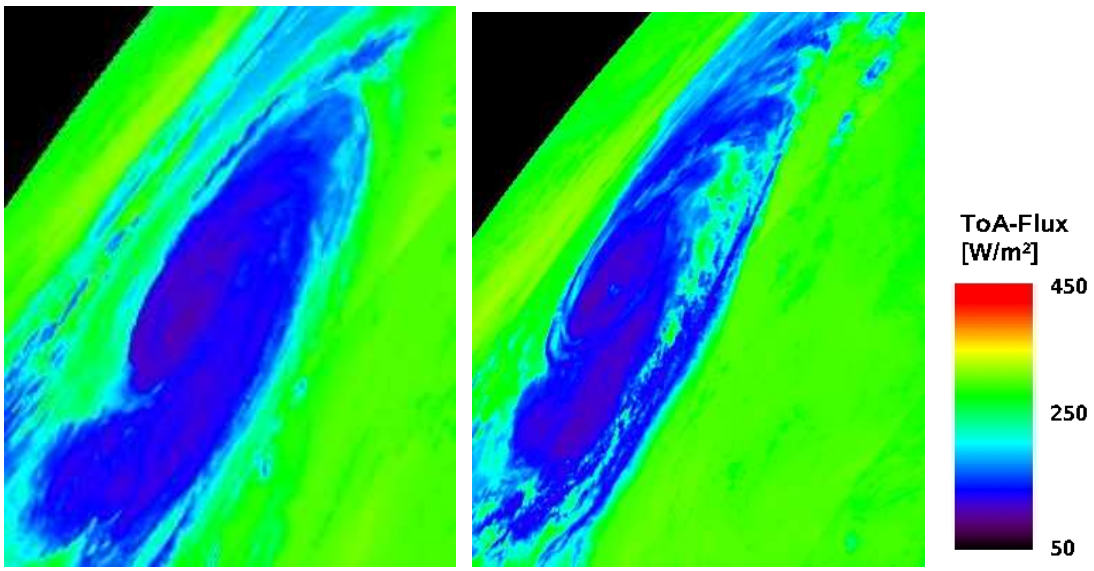

Abbildung 8.17: *Vergleich der thermischen Ausstrahlung im Kernbereich des Hurrikans "Helene" für den 21.09. 20:00 UTC (links) und 22.09. 02:00 UTC (rechts)*

lw-Energieverlust	sw-Energiegewinn	Netto-Energiegewinn
157.64 MJ/m^2	254.49 MJ/m^2	96.85 MJ/m^2
LWCRE	SWCRE	NETCRE
131.8 W/m^2	-121.3 W/m^2	10.5 W/m^2

Tabelle 8.4: *über den gesamten Lebenszyklus integrierte Energiebilanz (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des Hurrikans "Helene"*

by" (Netto-Energiegewinn 47.47 MJ/m^2) ist dieser hohe Wert nicht allein mit der um zwei Tage längeren Lebensdauer (verglichen mit "Gordon") zu erklären, sondern liegt sicherlich auch in der längeren Aufenthaltsdauer niedrigerer Breiten begründet (vergleiche hierzu Abb. 8.7 und Abb. 8.12).
Tabelle 8.4 (unten) zeigt die mittleren Wolkenstrahlungseffekte des Hurrikans "Helene". Während mittlerer lw- und sw-Wolkenstrahlungseffekt vom Betrage jeweils etwas größer sind, so ist der mittlere NETCRE beim Hurrikan "Helene" im Vergleich zum Hurrikan "Gordon" zwar um fast 2 W/m^2 verringert, er ist jedoch auch bei Hurrikan "Helene" positiv mit NETCRE > 10 W/m^2.

8.6 Vergleichsbetrachtungen

Um die Wolkenstrahlungseffekte der oben betrachteten tropischen Zyklonen im Zusammenhang der energetischen Bedingungen der tropischen Atmosphäre zu verstehen, kann man sich der Modell-Vorstellung eines Strahlungs-Konvektions-Gleichgewichts bedienen, wie es unter anderem von Gill (1982) und Hartmann und Regulski (2005) beschrieben wurde. Zur Anschauung stelle man sich eine atmosphärische Box über dem

"Debby"	"Gordon"	"Helene"
$-4.9\ W/m^2$	$12.5\ W/m^2$	$10.5\ W/m^2$

Tabelle 8.5: *mittlere Nettto-Wolkenstrahlungseffekte der tropischen Zyklonen "Debby", "Gordon" und "Helene"*

Gebiet des atlantischen Ozeans vor, groß genug, dass darin mehrere tropische Wolkenhaufen (wie z.B. das System aus Kapitel 7) ebenso Platz finden wie eine tropische Zyklone mitsamt ihrer Spiralbänder. Darüberhinaus ist die Annahme sinnvoll, dass sich auf der betrachteten Zeitskala (die typische Lebensdauer tropischer Konvektiver Wolkensysteme beträgt zwischen weniger als einem Tag bis hin zu zwei Wochen für tropische Sturmsysteme) die SST nicht ändert. Wenn in dieser Box ein Gleichgewicht zwischen Strahlung und Konvektion herrscht (unter der unrealistischen Annahme, dass es keine Horizontaltransporte fühlbarer Wärme gibt), so muss es aufgrund des latenten Wärmetransports in die konvektiven Wolkentürme hinein einen Unterschied zwischen der Strahlungsbilanz des bewölkten Anteils und des unbewölkten Anteils der Box geben, so dass die unbewölkte Atmosphäre *im Tagesmittel* mehr Strahlungsenergie erhält als die bewölkte ($\overline{\mathrm{NETCRE}} < 0\ W/m^2$). Das tropische konvektive Wolkensystem in Kapitel 7 zeigt ein gutes Beispiel für ein nicht-rotierendes tropisches Wolkensystem, für das $\mathrm{NETCRE} < 0\ W/m^2$ gilt (Futyan et al. (2004) liefern als Monatsmittelwerte nahe der afrikanischen Westküste $\mathrm{NETCRE} \approx -50\ W/m^2$, was dem in Kap. 7 gefundenen Wert gut entspricht, und für den offenen tropischen Nordatlantik Werte von $\mathrm{NETCRE} \approx -20$ bis $-40\ W/m^2$ als Monatsmittel).
Eine Änderung des Netto-Wolkenstrahlungseffektes eines Wolkensystems kann also als Abbild des Strahlungs-Konvektions-Gleichgewichtszustandes der betrachteten Region verstanden werden. Wenn man davon ausgeht, dass die Zufuhr latenter Wärme (durch Verdunstung an der Ozeanoberfläche) gleich bleibt, so kann das System durch Veränderung des Bedeckungsgrades und durch Umsetzung in andere Energieformen die Auswirkungen der veränderten energetischen Bedingungen dämpfen. Tabelle 8.5 gibt noch einmal die mittleren Netto-Wolkenstrahlungseffekte der drei oben betrachteten tropischen Zyklonen wieder. Die in Tab. 8.5 genannten Werte des Netto-Wolkenstrahlungseffektes legen nahe, dass im Fall rotierender tropischer Wolkensysteme (Tropenstürme und Hurrikans) der $\overline{\mathrm{NETCRE}}$ *größer* und somit der abkühlende Effekt der Wolkensysteme geringer wird. Das bedeutet, dass dem konvektiven System mehr Energie zur Verfügung steht als der unbewölkten Umgebung, wenn man den latenten Wärmetransport in das konvektive System hinein als Energiequelle berücksichtigt. Dieser Effekt kann zum einen in eine Intensivierung der Rotation münden (Umwandlung der überschüssigen Wärmeenergie in kinetische Energie), zum anderen in einer Verringerung des Bedeckungsgrades, da der Energieüberschuss nur auf der von Wolken bedeckten Fläche aufgebaut wird. Eine Verringerung des Bedeckungsgrades wiederum kann sowohl zur Auflösung von Wolken in der Umgebung des Sturms als auch durch Verringerung des Durchmessers des Sturms erreicht werden. Die im System zusätzlich zur Verfügung stehende Energie wird in kinetische Energie des Sturms umgesetzt (Intensivierung). Die Verringerung des

Bedeckungsgrades kommt hierbei durch großflächigere (*langsame*) Absinkbewegungen außerhalb des Sturmsystems zustande, verursacht durch die Ausflussbewegungen aufgrund der intensivierten Konvektion (vgl.Gill (1982).
Sowohl die Verringerung des Durchmessers bei Intensivierung einer tropischen Zyklone als auch die Verringerung des Bedeckungsgrades in der Umgebung der Sturmsysteme sind in Modell-Studien (zum Beispiel Hartmann und Regulski (2005)) bereits festgestellt worden, und auch die hier betrachteten tropischen Zyklonen "Debby", "Gordon" und "Helene" aus der atlantischen Hurrikan-Saison 2006 zeigen eine wolkenarme Umgebung der Stürme (gut zu erkennen in den Abbildungen der reflektierten Solarstrahlung, Abb. 8.3, 8.8 und 8.13 jeweils unten links) und eine Verringerung des Durchmessers bei Intensivierung (Vergleiche hierzu zum Beispiel die Ausdehnung des konvektiven Systems "Helene" in Abb. 8.8 und 8.13).
Der Tropensturm "Debby" zeigt mit $-4.9\ W/m^2$ den niedrigsten mittleren Wolkenstrahlungseffekt aller dreier Systeme, wohingegen der mittlere Wolkenstrahlungseffekt der Hurrikans "Gordon" ($12.5\ W/m^2$) und "Helene" ($10.5\ W/m^2$) ähnlich und deutlich größer sind. Das lässt den Schluss zu, dass den beiden letztgenannten konvektiven Systemen deutlich mehr Energie zur Verfügung stand als dem Tropensturm "Debby", was ihre Entwicklung zu kräftigen Hurrikans begünstigte.
In der Modell-Vorstellung eines Strahlungs-Konvektions-Gleichgewichts kann starke tropische Konvektion in rotierenden Systemen mit großem LWCRE also einen Rückgang des Bedeckungsgrades in der Umgebung der konvektiven Zelle (durch die in Gill (1982) beschriebenen Prozesse der Organisation von aufsteigenden und absinkenden Zellen) sowie bei entsprechend großem NETCRE eine Selbstintensivierung der Rotationsbewegung (durch den Energieüberschuss aufgrund des latenten Energietransport in die konvektive Zelle hinein und die teilweise sogar verringerte Abgabe von Energie durch Strahlungseffekte) bedingen. Ab einem gewissen Punkt ist die Intensivierung tropischer Zyklonen bei gleichbleibenden äußeren Bedingungen (auch das ist selbstverständlich eine Modell-Vorstellung) somit ein selbstverstärkender Prozess, welcher durch den Transport latenter Energie in die Zyklone hinein aufrechterhalten wird.
Doch selbst ohne die Annahme eines Gleichgewichtszustands zwischen Strahlung und Konvektion lässt sich festhalten, dass der positive Netto-Wolkenstrahlungseffekt der Systeme "Gordon" und "Helene" als Abbild der Intensivierung der Rotationsbewegung durch Energieüberschuss angesehen werden kann, da dem konvektiven System sowohl durch Strahlung als auch durch latente Wärme (die Konvektion wird aufrechterhalten) mehr Energie zugeführt wird als der Umgebung. Die Vorstellung von einem Strahlungs-Konvektions-Gleichgewicht bietet hierzu eine physikalische Interpretationsmöglichkeit, welche sich in vorherigen Studien schon als nützlich herausgestellt hat (siehe z.B. Hartmann und Regulski (2005) oder Hartmann et al. (2001)).

Kapitel 9

Strahlungsbilanz von Sahara-Staub über dem Ozean

9.1 Sahara-Staub Ausbrüche über dem Atlantik und ihre Auswirkungen: allgemeine Aspekte

In den beiden vorangegangenen Kapiteln wurden die Auswirkung von konvektiven Wolkensystemen auf die Strahlungsbilanz betrachtet. Eine weitere Komponente mit Auswirkungen auf verschiedenste Aspekte des atlantischen Ozean-Atmosphäre-Systems (siehe Tanre et al. (2003)) ist Wüstensand, welcher in einer trockenen und staubigen Luftschicht (der sogenannten "Saharan Air Layer") über die niedrige feuchte Grenzschicht des tropischen Nordatlantiks advehiert werden kann. Beschreibungen der Dynamik eines Staubausbruchs über den Atlantik finden sich zum Beispiel in Prospero und Carlson (1981), Goudie und Middleton (2001) sowie in Garret et al. (2003)). Der Transport großer Staub-Mengen über den tropischen Nordatlantik ist aufgrund der charakteristischen Färbung der Staubfahnen auf eingefärbten VIS-Satellitenbildern sehr gut zu erkennen.

Abb. 9.1 zeigt als ein Beispiel eines besonders großen Staub-Ausbruchs die Situation über dem Nordatlantik am 09.03.2006 um 14:00 UTC. Der Staub ist deutlich als heller Bereich in der Bildmitte des VIS-Bildes (Abb. 9.1 links) zu erkennen, ebenso im VIS-IR Falschfarbenbild (Abb. 9.1 rechts; [RGB]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4]).

Die Untersuchung der Staubausbrüche ist in vielerlei Hinsicht interessant. Der Mineralstaub kann zum Beispiel bei Eintrag in den Ozean (durch Aussedimentieren) dort Auswirkungen auf die Phytoplankton-Population (siehe zum Beipiel Blain et al. (2005)) und auf den Eisengehalt des Ozeans und damit auf den Kohlenstoffkreislauf (z.B. Mahowald et al. (2005)) haben. Er kann durch thermische Effekte die Passatinversion verstärken und somit Auswirkungen auf die Wolkenbildung haben (siehe zum Beipsiel Prospero und Carlson (1981)) sowie die tropische Zyklonen-Aktivität im Atlantik beeinflussen (z.B. Evan et al. (2006), Dunion und Velden (2004)). Die veränderten Strahlungsbedingungen durch Staubausbrüche werden als eigenständige *Staub-Strahlungseffekte* DRE (IPCC-Report (2001)) analog zu den Wolkenstrahlungseffekten bezeichnet. Beim Staubstrahlungseffekt wird jedoch nicht zwischen bewölkt und unbewölkt unterschieden, sondern

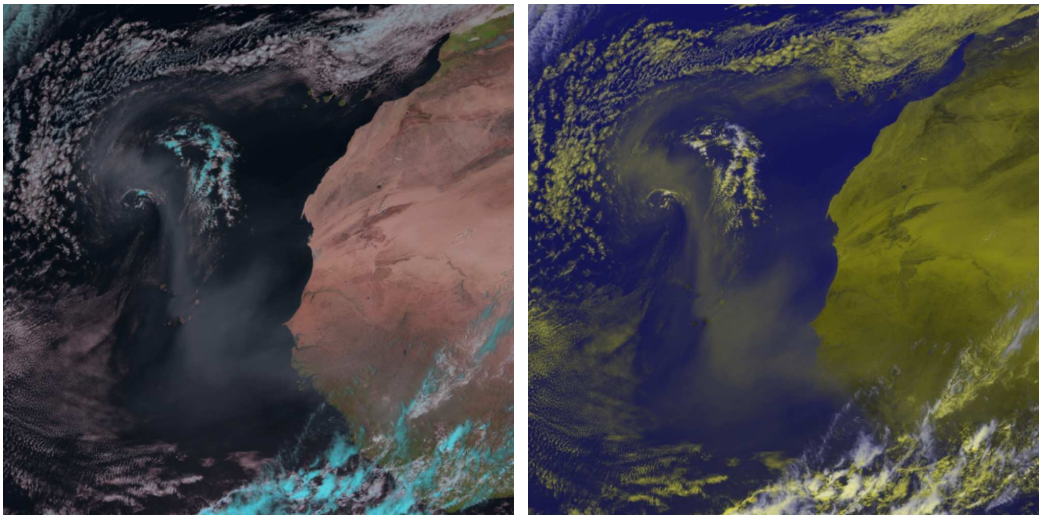

Abbildung 9.1: *Sahara-Staub über dem tropischen Nordatlantik am 09.03.2006 um 14:00 UTC. Links: "normal" eingefärbtes MSG-VIS Bild aus den drei solaren Kanälen, Rechts: MSG-Falschfarbenbild mit den Farbkanälen R=Ch01, G=Ch01, B=Ch04*

(bei grundsätzlich unbewölkter Szenerie) zwischen staubiger und staubarmer Atmosphäre. Aus Konsistenzgründen müsste man eigentlich den staubfreien Fall betrachten, aber die Annahme einer vollständig staubfreien Atmosphäre über dem Nordatlantik ist schwierig, da eine klare Trennung zwischen "Staub" und "ständigem Aerosolgehalt der Atmosphäre", welcher zum Beispiel für die Wolkenbildung notwendig ist, nicht möglich ist. Der Staubstrahlungseffekt ist demnach der *zusätzliche* Strahlungseffekt des verstärkten Aerosoleintrages durch einen Staubausbruch).

$$SWDRE = F_{sw}{}^{normal} - F_{sw}{}^{dusty} \tag{9.1}$$

$$LWDRE = F_{lw}{}^{normal} - F_{lw}{}^{dusty} \tag{9.2}$$

$$NETDRE = SWDRE + LWDRE \tag{9.3}$$

Die Gleichungen 9.1-9.3 geben die formelle Definition der drei verschiedenen Staubstrahlungseffekte an, wobei ^{normal} die staubarme und ^{dusty} die staubreiche Atmosphäre bezeichnet. Zhang et al. (2005b) untersuchen anhand dieser Definition saisonale Verteilungen von Staub und dem zugehörigen Staubstrahlungseffekt aus CERES-Daten (vom Terra-Satelliten).

Abb. 9.2 zeigt verschiedene Aerosol-Strahlungseffekte aus dem IPCC-Report von 2001. Der Sahara-Staub (als Teil des "Mineral Dust") liefert hierbei einen der am schlechtesten quantifizierten Beiträge mit einer sehr hohen Unsicherheit.

Am Beispiel eines Staubereignisses vom 18.08.06 soll in diesem Kapitel ein Ausblick auf die Möglichkeiten zur Bestimmung des Staubstrahlungseffektes während eines "Lebenszyklus" (um bei der in den vorigen Kapiteln eingeführten Terminologie zu bleiben) eines Staubereignisses gegeben werden. Bei zukünftigen ausführlicheren Studien dieser Art kann damit möglicherweise (zumindest über dem Ozean) die in Abb. 9.2 gezeigte Unsicherheit des direkten Aerosol-Effektes etwas verringert werden. Die Betrachtung der

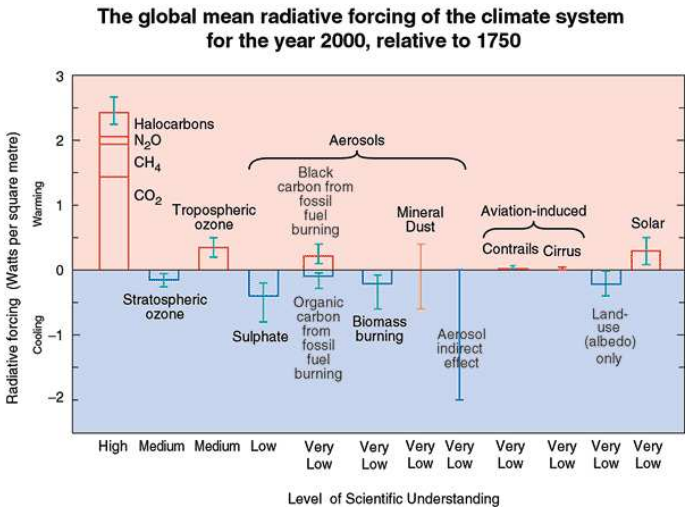

Abbildung 9.2: *Strahlungseffekte ("Radiative Forcing") verschiedener Aerosole, aus: IPCC-Report (2001)*

Strahlungsbilanzen von Staubereignissen aus MSG-SEVIRI Daten benötigt noch eine Erweiterung der in den vorangegangenen Kapiteln eingeführten Methodik, da Staub nicht die gleichen optischen Eigenschaften hat wie Wolken. Der langwellige Strahlungsfluss bleibt hiervon unberührt (Tanre et al. (2003)), der kurzwellige Strahlungsfluss zeigt jedoch eine Winkelabhängigkeit (Zhang et al. (2005a)), welche sich von der Anisotropie von Wolken deutlich unterscheidet. Somit ist es zunächst notwendig, die von Loeb et al. (2003b) entwickelten Anisotropiefaktoren um die Szenerie "Staub über Ozean" zu erweitern.

9.1.1 Erweiterung der ADMs um Staubeffekte (GERB-ADMs)

Die in Kapitel 4 beschriebene "Radiance-to-Flux" Konvertierung beruht auf den von Loeb et al. (2003b) für das CERES-Instrument entwickelten Anisotropiefaktoren. Dieselben Anisotropiefaktoren werden für bewölkte und unbewölkte Atmosphären auch zur Konvertierung der kurzwelligen GERB-Strahldichten in GERB-Strahlungsflüsse verwendet (Clerbaux und Dewitte (2002a)). Für GERB-Pixel mit Staub-Kontamination werden die CERES-ADMs nach einem Ansatz von Loeb und Manalo-Smith (2005) um eine Aerosol-Korrektur erweitert, welche von der optischen Dicke des Aerosols abhängt (bestimmt nach Ignatov und Stowe (2001)).
Die hochaufgelösten GERB-Daten (GERB-HR) liefern darüberhinaus noch eine Abschätzung der optischen Dicke des Aerosols sowie eine Maske für Staubfahnen über dem Ozean (Staubmaske). Die Staubmaske ist hierbei ein äquivalentes Produkt zur Wolkenmaske, die unterschiedlichen Werte hierin sind "Land", "Ozean" und "Staub". Die Erkennung von Staub erfolgt über Differenzen-Schwellwerte dreier Infrarot-Kanäle des SEVIRI Instruments (Kanäle 7, 9 und 10) und ist in Brindley (2006) beschrieben. Staub wird nur bei unbewölkten Szenen erkannt, darüberhinaus liefert die Staubmaske jedoch

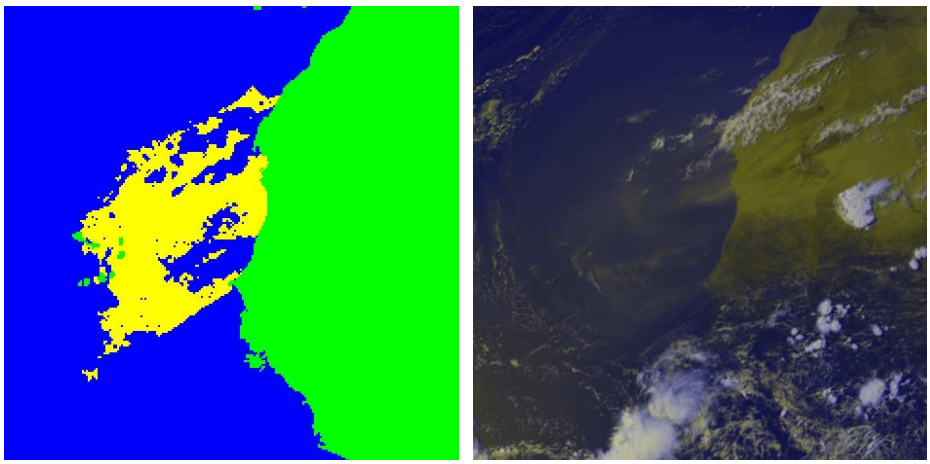

Abbildung 9.3: *links: in den GERB-HR Dateien mitgelieferte Staubmaske für den 18.08.2006 16:00 UTC; gelbe Pixel sind Staub-kontaminiert; rechts: VIS-IR Falschfarbenbild mit [RGB]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4] zum Vergleich*

keine Angaben über die Bewölkung der Pixel. Abb. 9.3 (links) zeigt beispielhaft für den 18.08.06, 16:00 UTC die GERB-Staubmaske. Die räumliche Auflösung ist die GERB-HR Auflösung von 3x3 SEVIRI-Pixeln, die Ausdehnung der Staubfahne über dem Atlantik ist deutlich zu erkennen. Die Strukturen innerhalb der Staubfahne, welche als Ozean (blau) klassifiziert sind, sind Wolken, die die Stauberkennung stören (siehe Abb. 9.3 rechts).

9.1.2 Implementierung der GERB-ADMs

Die Implementierung der GERB-ADMs verläuft ähnlich wie die ADM-Implementierung in den vorangegangenen Kapiteln mit dem Unterschied, dass die Anisotropiefaktoren nicht aus einer Tabelle entnommen, sondern aus den GERB-Daten berechnet werden. Gemäß Gleichung 4.4 sind die Anisotropiefaktoren für kurzwellige Strahlung (R) über

$$F = \frac{\pi L}{R} \tag{9.4}$$

definiert. Somit kann man R aus dem Strahlungsfluss F und der Strahldichte L gemäß

$$R = \frac{\pi L}{F} \tag{9.5}$$

bestimmen. Die Strahldichten und Strahlungsflüsse in Gl. 9.5 liefern die GERB-HR Daten. Aus diesen werden anschließend die Anisotropiefaktoren für die Strahlungsbilanzbetrachtungen aus SEVIRI-Strahldichten berechnet. Das weitere Vorgehen erfolgt analog zu den vorangegangenen Kapiteln.
Mit diesem Ansatz könnten die Strahlungseffekte der Staubfahnen auch direkt aus den GERB-HR Daten bestimmt werden (das würde die Berechnungen der Anisotropiefaktoren ersparen). Um die Konsistenz der verwendeten Strahlungsflüsse zu wahren, werden jedoch auch in diesem Kapitel die Strahlungsflüsse aus SEVIRI-Strahldichten berechnet

(wie in Kapitel 5 gezeigt, liefern GERB und SEVIRI nicht immer dieselben Strahlungsflüsse). Somit werden die GERB-Daten auch hier lediglich zur ADM-Identifikation (und zur Bestimmung der Staubfahnen) verwendet.

9.2 Sahara-Staub Ausbruch am 18./19. August 2006

9.2.1 Szenenbeschreibung

Ein besonders großer Staubausbruch ereignet sich am 08. März 2006 sowie an den darauf folgenden Tagen (siehe Abb. 9.1). Für diesen Zeitraum liegen jedoch (noch) keine operationellen GERB-Daten vor. Die Reprozessierung der Daten ab 2004 dauert über den November 2006 hinaus an. Die GERB-Daten liefern jedoch die für die ADM-Bestimmung notwendigen Parameter, so dass für März 2006 lediglich ein Lambert'scher Ansatz (siehe Abschnitt 4.3) zur Bestimmung des "Strahlungsflusses" verfolgt werden könnte, welcher mit großen Unsicherheiten behaftet ist (Loeb et al. (2003b)). Ein weiterer, wenn auch nicht ganz so massiver Ausbruch ereignet sich am 18. August 2006. Dessen Staubfahne ist über dem Nordatlantik auch am 19. August noch klar zu erkennen.

Abb. 9.4 zeigt die Situation am 18.08. (oben) und 19.08. (unten) um jeweils 16:00 UTC. Das linke Bild ist in beiden Fällen ein RGB Composit aus den ersten drei SEVIRI-Kanälen. Die Staubfahne ist als helle grau bis sandfarbenen Schliere in der Bildmitte gut zu erkennen. Das rechte Bild ist jeweils ein RGB Composit aus einem sichtbaren Kanal und dem Grenzbereichskanal bei 3.9 μm ([RGB]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4]). Die Staubfahne ist als gelb-grüne Fahne über dem sonst blauen Ozean zu erkennen, die (höher reichenden) Wolken haben eine eher leicht bläuliche Färbung.

9.2.2 Strahlungsflüsse

Wie in Abschnitt 9.1 beschrieben, hat ein Staubausbruch über den atlantischen Ozean viele Einflüsse auf verschiedene Komponenten des Systems Ozean-Atmosphäre. An dieser Stelle soll als eine dieser Auswirkungen der direkte Aerosol-Effekt (Netto-Staubstrahlungseffekt) betrachtet werden.

Die meisten Studien bezüglich des direkten Aerosol-Effektes befassten sich bisher mit der Quantifizierung des Staubstrahlungseffektes über Ozeanen (zum Beispiel Garret et al. (2003)), da zumindest im sichtbaren Spektralbereich die Staubfahnen in Mehrkanal-Satellitenbildern deutlich von der dunkleren Ozeanoberfläche unterschieden werden können.

Da es bisher aber zumeist Radiometer auf polarumlaufenden Satelliten waren, aus denen Strahlungsflüsse über Staubfahnen bestimmt wurden (z.B. Zhang et al. (2005b), Garret et al. (2003)), konnten keine Zeitreihen von Staubstrahlungseffekten eines *kompletten* Staubausbruchs erstellt werden, da die zeitliche Auflösung über dem betreffenden Gebiet hierzu nicht ausreichte. In diesem Abschnitt soll genau dieser Ansatz für den Ausbruch vom 18./19. August 2006 verfolgt werden.

In Abb. 9.5 sind die Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre für den 18.08. 16:00

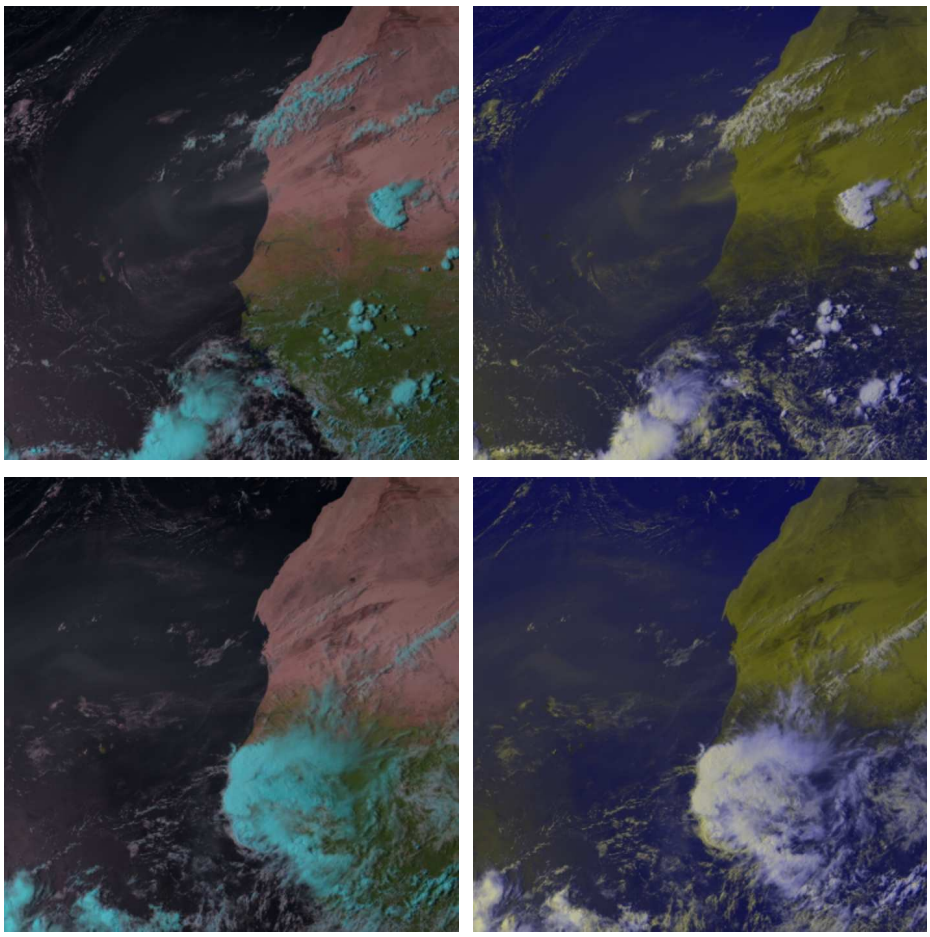

Abbildung 9.4: *Staubfahne über dem tropisch/subtropischen Nordatlantik am 18.08.06 16:00 UTC (oben) und 19.08.06 16:00 UTC (unten). jeweils links: [RGB]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], jeweils rechts: [RGB]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4]*

UTC dargestellt. Oben links ist zum Vergleich noch einmal das VIS-Compositbild aus Abb. 9.4 gezeigt, Oben rechts ist der kurzwellige , unten links langwellige und unten rechts der Netto-Strahlungsfluss abgebildet. Der schwarze Bereich im F_{sw}-Bild und der weiße Bereich im F_{net}-Bild merkiert den sunglint-Bereich, für den aus den GERB-Daten keine Anisotropiefaktoren gewonnen werden können. Die Staubfahne ist an der vermehrten Reflektion solarer Strahlung in Abb. 9.5 (oben rechts) gut zu erkennen, wohingegen in der thermischen Ausstrahlung (unten links) in der gewählten Farbauflösung kein großer Unterschied zwischen Staubfahne und Ozean erkennbar ist. Im Netto-Strahlungsfluss (Abb. 9.5 unten) ist ein leicht negativer Effekt aufgrund der Reflektion solarer Strahlung erkennbar. Diese Bilder lassen die Vermutung zu, dass der direkte Aerosoleffekt von Saharastaub über dem Atlantik hauptsächlich durch Reflektion solarer Einstrahlung und weniger durch Veränderung der thermischen Ausstrahlung wirkt.

Die mittleren Staubstrahlungseffekte (ähnlich wie die Wolkenstrahlungseffekte in den Kapiteln 7 und 8) werden aus den Strahlungsflüssen nach den Gleichungen 9.1 - 9.3 be-

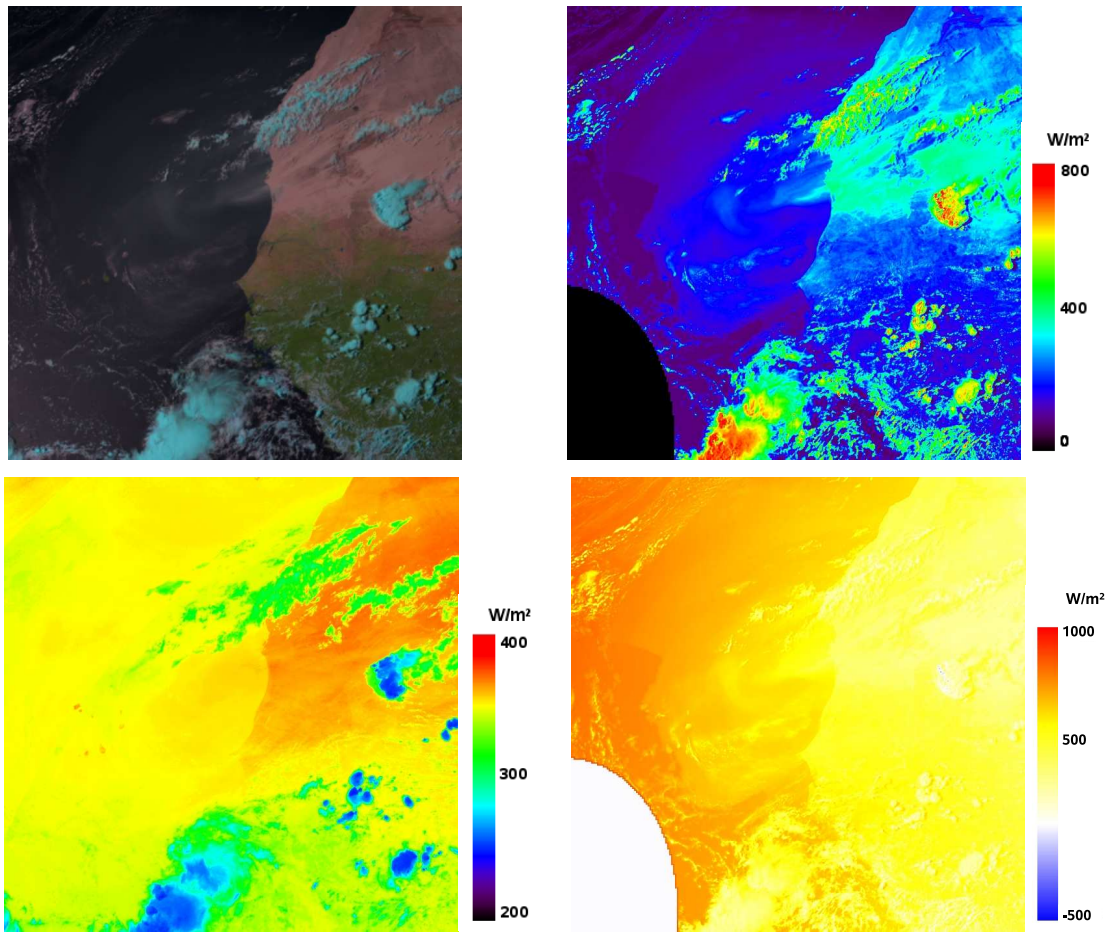

Abbildung 9.5: *tropisch/subtropischer Atlantik mit Staubfahne am 18.08.2006, 16:00 UTC; Oben links: VIS-Composit, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss*

stimmt. Hierbei werden als Staubfahne diejenigen Pixel identifiziert, für die die GERB-Staubmaske eine Staub-Kontamination angibt und die von der Wolkenmaske als unbewölkt klassifiziert werden. Die staubfreien Referenzwerte werden demzufolge aus dem Mittel über alle Pixel des entsprechenden Gebietes bestimmt, für die die GERB-Staubidentifikation keine Staub-Kontamination liefert und die als unbewölkt erkannt werden.

Betrachtet man den Tagesgang der einzelnen mittleren Staubstrahlungseffekte (Abb. 9.6), so erkennt man, dass der langwellige Staubstrahlungseffekt (mitte) eine untergeordnete Rolle spielt, da er sehr gering ist. Das negative Vorzeichen kann hierbei dadurch zustande kommen, dass die Luftschicht, in der der Staub sich bewegt, wärmer ist als der Ozean, allerdings kann dies aus SEVIRI daten nicht festgestellt werden. Da der langwellige Staubstrahlungseffekt sehr gering ist, sind in Abb. 9.6 lediglich die vollen Stunden von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang dargestellt, um die zeitliche Variabilität des kurzwelligen Staubstrahlungseffektes (oben) besser wiedergeben zu können. Die Dominanz

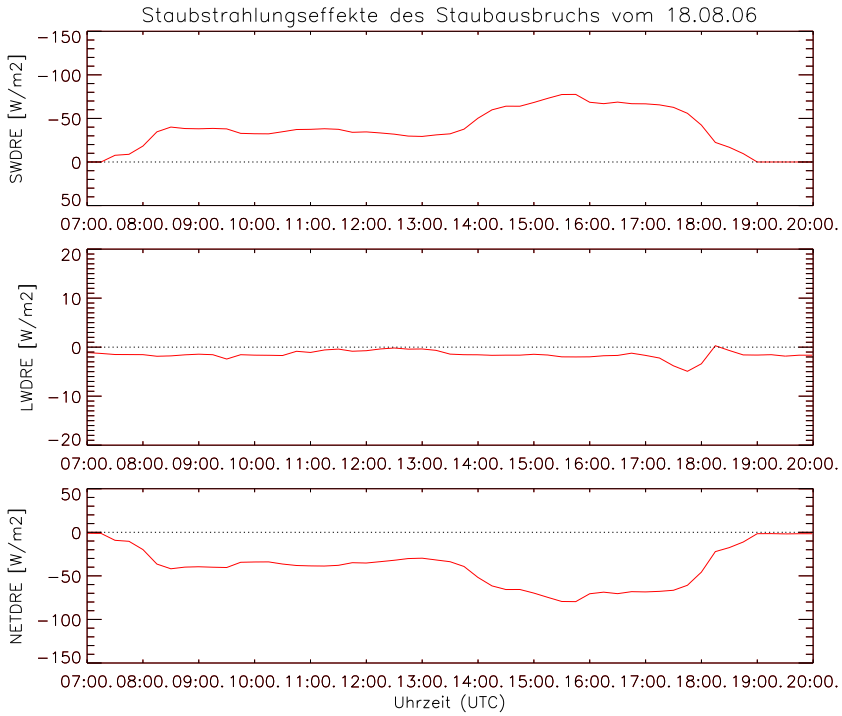

Abbildung 9.6: *Staubstrahlungseffekte für den 18.08.2006, 07:00-20:00 UTC. Oben: kurzwelliger Staubstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Staubstrahlungseffekt, Unten: Netto-Staubstrahlungseffekt*

des kurzwelligen Effektes lässt sich besonders gut im Netto-Staubstrahlungseffekt (unten) erkennen, bei dem vor Sonnenaufgang und nach Sonnenuntergang ($SWDRE = 0$) die NETDRE-Kurve aufgrund der Darstellungsweise (Achsen angepasst an die Amplitude) nicht von der Null-Linie zu unterscheiden ist.
Man sieht ebenso, dass der *SW*DRE weniger dem Tagesgang der solaren Einstrahlung folgt, wie zum Beispiel der *SW*CRE der in Kapitel 8 betrachteten tropischen Zyklonen. Daraus ist ersichtlich, dass der kurzwellige Staubstrahlungseffekt von Faktoren abhängig ist, deren Dynamik sich auf wesentlich kleineren Zeitskalen als ein Tag ändert (zum Beispiel die mittlere Staubdichte in der Staubfahne).
Dieselben Betrachtungen lassen sich für den zweiten Tag des Staubausbruchs anstellen. Abb. 9.7 zeigt wieder die Strahlungsflüsse und zum Vergleich ein VIS-Compositbild. Darin erkennt man, dass der Staub sich deutlich ausgebreitet hat und die maximale Staubdichte über dem Ozean geringer ist (der hellste Bereich der Staubfahne in Abb. 9.7 oben links ist deutlich dunkler als in Abb. 9.5). Derselbe Effekt spiegelt sich auch in der reflektierten Solarstrahlung (Abb. 9.7 oben rechts) wieder, die Staubfahne erreicht keine so hohen kurzwelligen Strahlungsflüsse wie am Vortag. Im langwelligen Strahlungsfluss (Abb. 9.7 unten links) ist der Staub auch am 19.08. nicht zu erkennen, und aufgrund des kurwelligen Effektes im Netto-Strahlungsfluss (Abb. 9.7 unten rechts) immerhin noch zu erahnen. Die mittleren Staubstrahlunsgeffekte (Abb. 9.8) zeigen ein ähnliches

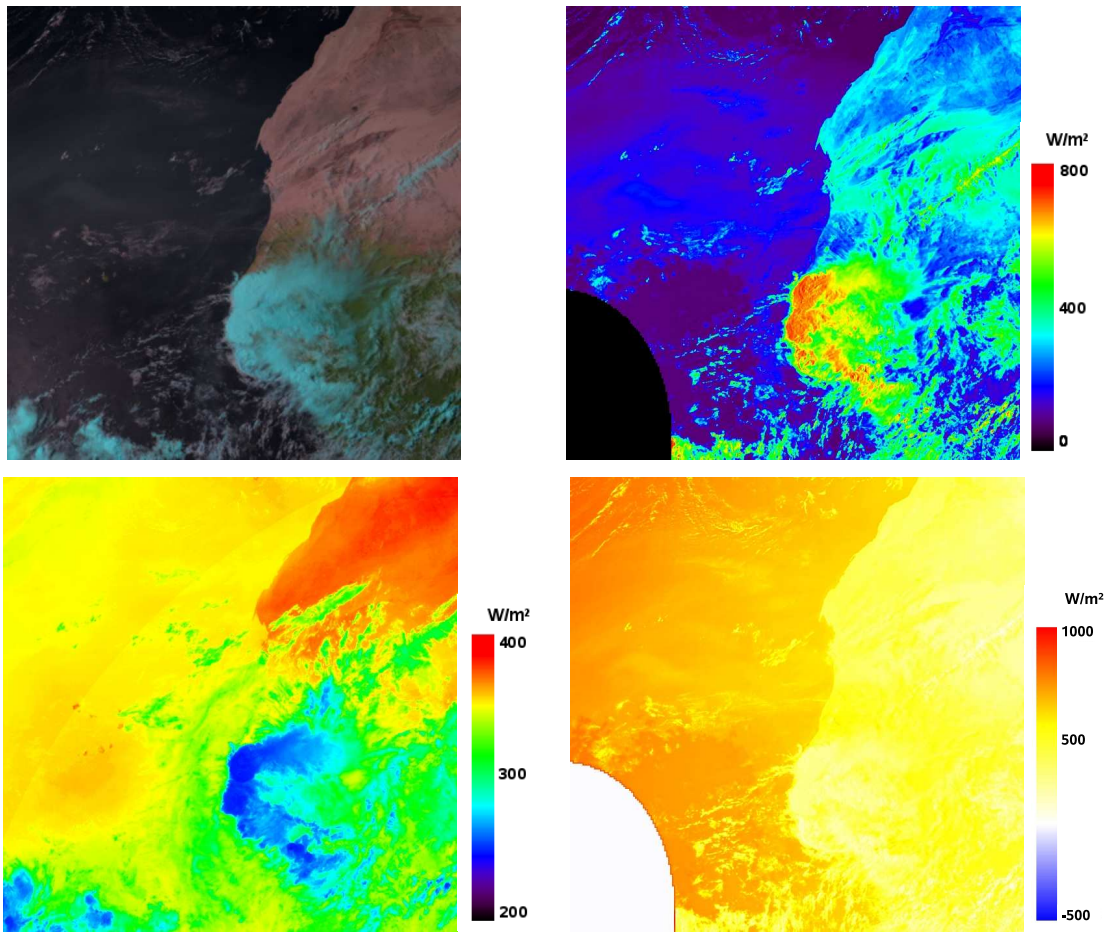

Abbildung 9.7: *tropisch/subtropischer Atlantik mit Staubfahne am 19.08.2006, 16:00 UTC; Oben links: VIS-Composit, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss*

Bild wie am Vortag: der kurzwellige Effekt (Abb. 9.8 oben) ist klar dominierend gegenüber dem langwelligen Effekt (Abb. 9.8 mitte), wie man im Netto-Staubstrahlungseffekt (Abb. 9.8 unten) erkennen kann, hat aber eine geringere Amplitude, wie oben beschrieben. Im Gegensatz zum Vortag nimmt der langwellige Staubstrahlungseffekt am 19.08. allerdings beide Vorzeichen an, mit einem leichten Übergewicht (am Tage) zu positiven Werten, was einen erwärmenden Effekt durch geringere thermische Ausstrahlung bedeutet. Die Amplitude ist allerdings immer noch äußerst gering und beeinflusst den Netto-Staubstrahlungseffekt nur marginal, so dass aus Gründen der Übersichtlichkeit hier auch auf eine Darstellung der Nacht-Werte verzichtet wurde.
Am 20. August kann die Staubfahne dann nicht mehr als solche identifiziert werden, so dass der 18. und der 19. August so etwas wie den "Lebenszyklus" dieser Staubfahne über dem Ozean wiedergeben. Analog zu den Analysen in den Kapiteln 7 und 8 sollen an dieser Stelle auch die integrierten und mittleren Auswirkungen der Staubfahne auf die Strahlungsbilanz des Ozeans betrachtet werden. Tabelle 9.1 gibt die Energiegewin-

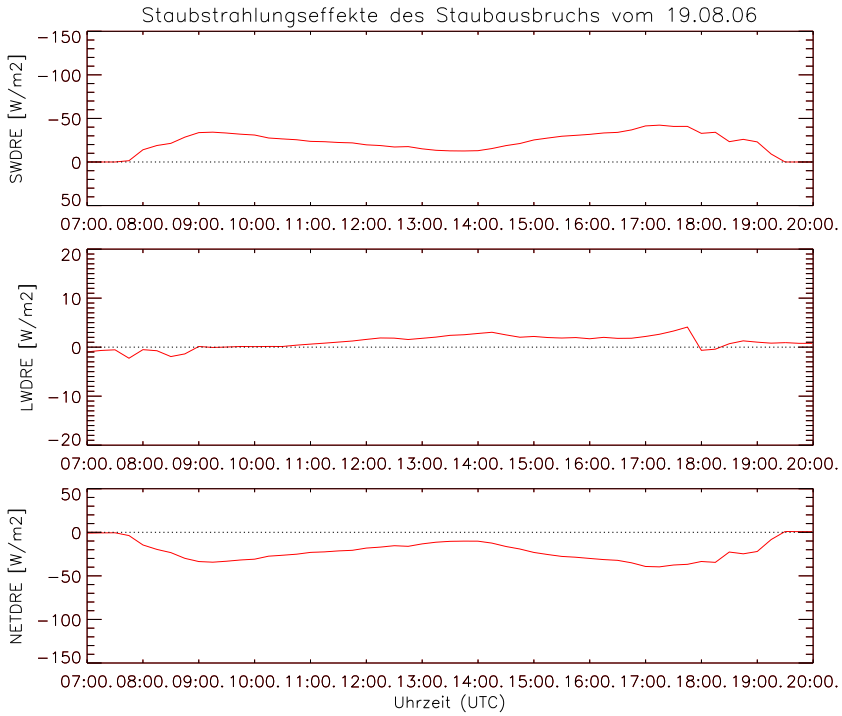

Abbildung 9.8: *Staubstrahlungseffekte für den 19.08.2006, 07:00-20:00 UTC. Oben: kurzwelliger Staubstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Staubstrahlungseffekt, Unten: Netto-Staubstrahlungseffekt*

lw-Energieverlust	sw-Energiegewinn	Netto-Energiegewinn
52.02 MJ/m^2	68.19 MJ/m^2	16.17 MJ/m^2
LWDRE	SWDRE	NETDRE
-0.2 W/m^2	-16.5 W/m^2	-16.7 W/m^2

Tabelle 9.1: *integrierte Energiebilanz (oben) und mittlere Staubstrahlungseffekte (unten) der Staubfahne vom 18./19. August 2006*

ne und -verluste der Staubfahne sowie die zugehörigen mittleren Staubstrahlungseffekte an. Der mittlere langwellige Staubstrahlungseffekt ist mit $LWDRE = -0.2\ W/m^2$ äußerst gering und der mittlere Netto-Staubstrahlungseffekt wird im Grunde nur durch den um drei Ordnungen größeren kurzwelligen Staubstrahlungseffekt verursacht. Demzufolge hat die betrachtete Staubfahne über dem Atlantik im Mittel einen negativen Netto-Staubstrahlungseffekt der durch die verstärkte Reflektion solarer Einstrahlung zustande kommt.

Dieses Ergebnis stimmt mit den Betrachtungen von Tegen et al. (1996) überein, sowohl in der Größenordnung als auch im Vorzeichen des Einzelereignisses. Darüberhinaus zeigen Tegen et al. (1996), dass der *global gemittelte* Staubstrahlungseffekt ca. $-0.5\,W/m^2$ beträgt, also deutlich geringer ist, als der mittlere Effekt eines einzelnen starken Staubausbruchs über dem Atlantischen Ozean.

Obwohl der langwellige Staubstrahlungseffekt vernachlässigbar klein ist, basieren Staubberkennungsalgorithmen meistens auf Infrarot-Kanälen (vgl. Brindley (2006)) anstatt auf solaren Kanälen. Zum einen lässt sich somit Staub auch nachts detektieren und zum anderen wird in den Erkennungsalgorithmen nicht der breitbandige langwellige Strahlungsfluss betrachtet, sondern die Differenzen zwischen Schwarzkörpertemperaturen aus verschiedenen Wellenlängenbereichen. Diese sind ein Anhaltspunkt für Unterschiede in der *spektralen Emissivität* des ausstrahlenden Materials.

Kapitel 10

Rauchwolken über Land

10.1 Rauchwolke über subtropischen Wüstengebieten

10.1.1 Szenenbeschreibung

Am 17. Juli 2006 zieht eine große Rauchwolke ausgehend von brennenden Öltanks in Beirut (Libanon) über angrenzende Wüstengebiete. Abb. 10.1 zeigt einen gößeren Aus-

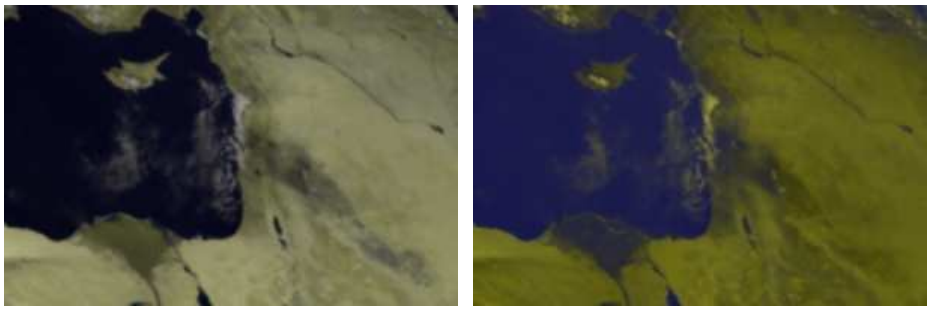

Abbildung 10.1: *RGB-Composits der Nahost-Region, 17.07.2006 12:00 UTC. links: [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], rechts: [R,G,B]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4]*

schnitt der Nahost-Region in zwei verschiedenen Darstellungen, der dunkle Bereich (im rechten Bild leicht bläulich) ist die betrachtete Rauchwolke, deren Dynamik anhand von vier konsekutiven Bildern verdeutlicht wersen soll. Als Zeitintervall zwischen den Einzelbildern wurde jeweils eine Stunde gewählt. Diese Intervall-Länge stellt sich für die Darstellung als bester Kompromiss zwischen zeitlicher Nähe der Einzelbilder und Abdeckung des Lebenszyklus der konvektiven Wolken mit einer nicht zu großen Anzahl von Einzelbildern heraus. Die im folgenden betrachteten Abbildungen geben also die Situation am 17.07.2006 um 10:00 UTC, 11:00 UTC, 12:00 UTC und 13:00 UTC wieder. In den HRV-Bildern in Abb. 10.2 sieht man sowohl die sich ausbreitende Rauchwolke (Bereich mit zeitlich variabler [geringer] Helligkeit in der Bildmitte) als auch die Ausbildung konvektiver Wolken an deren östlichem Rand. Diese Wolken können aufgrund ihrer zellularen Struktur eindeutig als konvektiv bestimmt werden (vgl. Kidder und Vonder Haar (1995) Kapitel 5). Ein Vergleich mit Bildern derselben Region am vorherigen und nachfol-

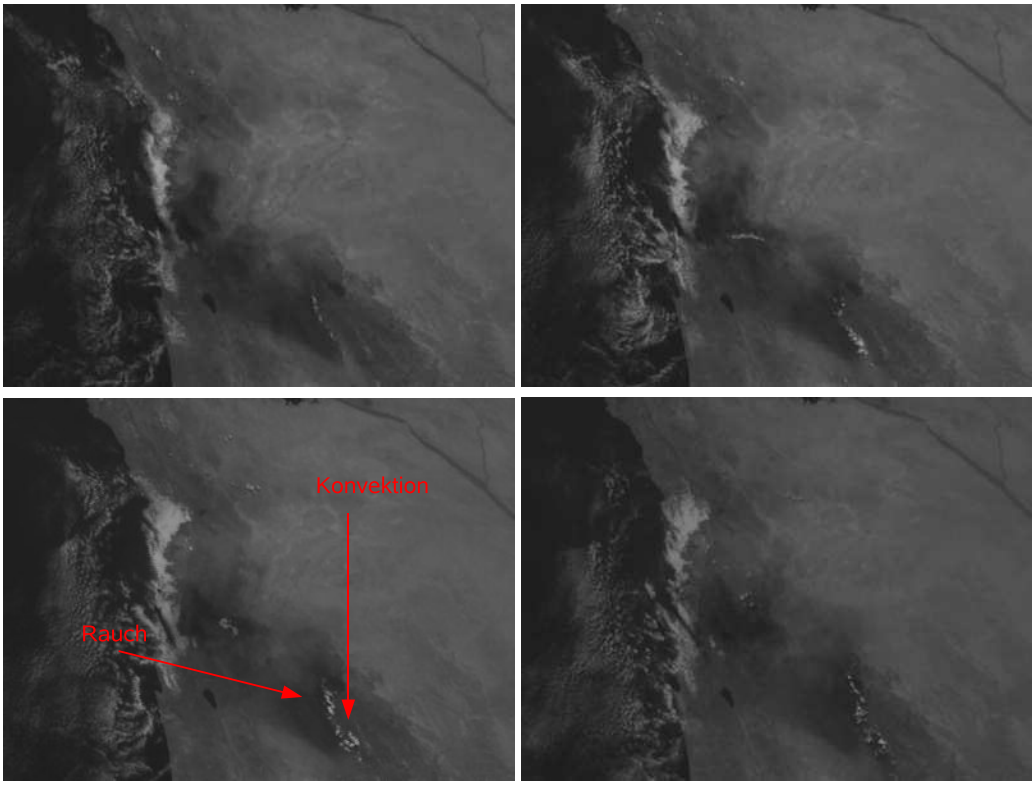

Abbildung 10.2: *HRV Bilder der zeitlichen Entwicklung der Rauchwolke, 17.07.2006, 10:00 (oben links), 11:00 (oben rechts), 12:00 (unten links mit Markierung von Rauch und Konvektion) und 13:00 (oben rechts) UTC*

genden Tag zeigt bei vergleichbarer synoptischer Situation, dass die konvektiven Wolken nur in Verbindung mit der sich ausbreitenden Rauchwolke auftreten. Daher ist davon auszugehen, dass der Rauch beim Bildungsprozess der Wolken eine entscheidende Rolle spielt und somit einen indirekten Aerosoleffekt hat.

10.1.2 Theorie zur Auslösung von Konvektion im Zusammenhang mit der Ausbreitung von Rauch

Das SEVIRI-Instrument bietet keine Möglichkeit, vertikale Temperatur- und Feuchteprofile der Atmosphäre zu erstellen (siehe hierzu Schmetz et al. (2002)). Daher bleibt der Entstehungsprozess der am Rande der Rauchwolke vom 17.07.06 beobachteten konvektiven Wolken zu einem gewissen Grade der Spekulation überlassen. Nichtdestotrotz soll an dieser Stelle ein Erklärungsansatz vorgeschlagen werden.
In Wüstenregionen werden konvektive Prozesse aufgrund der mit der großskaligen Absinkbewegung verbundenen stabilen Schichtung der Atmosphäre im Allgemeinen unterdrückt. Die großskaligen Absinkprozesse haben ihre Ursache sowohl in der allgemeinen globalen Zirkulation (siehe Peixoto und Oort (1992) Kapitel 7) als auch in der negativen Strahlungsbilanz über großen Wüstenregionen (z.B. Wiegner und Raschke (1987)). Beide Prozesse interagieren positiv miteinander, so dass Desertifikation ein selbstverstärken-

der Prozess ist. Um dennoch Konvektion auszulösen, bedarf es daher ungewöhnlicher synoptischer Situationen (wie zum Beispiel Einbrüche sehr kalter Luft in der Höhe, verbunden mit Advektion feuchter Luft in der unteren Troposhäre) oder anderer Effekte, die sowohl die Schichtung destabilisieren als auch die Kondensation begünstigen. Einen solchen Effekt kann eine Rauchwolke mit sich bringen.
Die Rauchwolke unterscheidet sich von der rauch- und wolkenfreien Luft insbesondere durch ihre optischen Eigenschaften und durch ihre chemische Zusammensetzung. Rauch absorbiert elektromagnetische Strahlung sowohl im solaren als auch im thermischen Spektralbereich. In beiden weist die wolkenfreie Atmosphäre Fensterbereiche auf, durch welche Strahlung nahezu absorptionsfrei hindurch gelangen kann. Darüberhinaus wirkt Rauch sich auch auf Steuprozesse aus und verändert somit das atmosphärische Strahlungsprofil deutlich (siehe Hobbs et al. (1997); Kaufman und Fraser (1997)). Koren et al. (2004) schlagen einen Mechanismus vor, durch den Rauchwolken von brennenden Wäldern im Amazonasgebiet konvektive Cumulusbildung unterdrücken. Dies geschieht dadurch, dass die Rauchwolke durch Absorption solarer Strahlung erwärmt wird, wohingegen durch Absorption und Streuung die solare Einstrahlung am Boden verringert wird, einhergehend mit einer geringeren Erwärmung des Bodens. Dieser Effekt bewirkt eine Stabilisierung der Atmosphärenschicht zwischen Boden und Oberrand der Rauchwolken. Da in dieser Schicht sich normalerweise nachmittags thermisch angetriebene Cumuli bilden, führt dieser Raucheffekt zur Unterdrückung der Ausbildung dieser konvektiven Wolken.
Durch die Erwärmung der Rauchwolke wird aber gleichzeitig auch die Atmosphärenschicht *unmittelbar oberhalb* des Rauchs destabilisiert. Das alleine reicht allerdings noch nicht zur Auslösung konvektiver Aktivität. Zwei weitere Effekte werden von Twomey (1977) beschrieben. Zum einen eignen sich die Rauchpartikel gut als Kondensationskerne, die für die Tröpfchenbildung und damit für die Wolkenbildung von entscheidender Bedeutung sind. Zum anderen besteht am Rand der Rauchwolke durch den Unterschied zwischen absorbierendem Gemisch (Rauchwolke) und transparentem Gemisch (rauchfreie Umgebungsluft) ein starker horizontaler Temperaturgradient. Da der Ursprung der Rauchwolke direkt am Mittelmeer liegt, so dass der Rauch auch beim Aufsteigen schon sehr warm ist, liegt es nahe, dass die relative Feuchte in der Rauchwolke ähnlich hoch wie in der Umgebungsluft ist. Entlang des sich ausbreitenden Randes der Rauchwolke kommt es nun aufgrund des starken horizontalen Temperaturgradienten zu turbulenter Durchmischung. Da die Temperaturabhängigkeit des Taupunktes nicht linear ist, kann die Mischtemperatur unterhalb des Mischungstaupunktes liegen und Kondensation einsetzen (da in der Rauchwolke ja genügend auch ausreichend große Kondensationskerne zur Verfügung stehen). Die hierbei freigesetzte latente Wärme verstärkt die Destabilisierung weiterhin und es kommt zur Ausbildung konvektiver Aktivität.
Der Umstand, dass für diesen Prozess ein horizontaler Temperaturgradient in Höhe der sich ausbreitenden Rauchwolke vorherrschen muss, kann auch erklären, warum es zur Wolkenbildung nur am Rand der sich ausbreitenden Rauchwolke kommt.

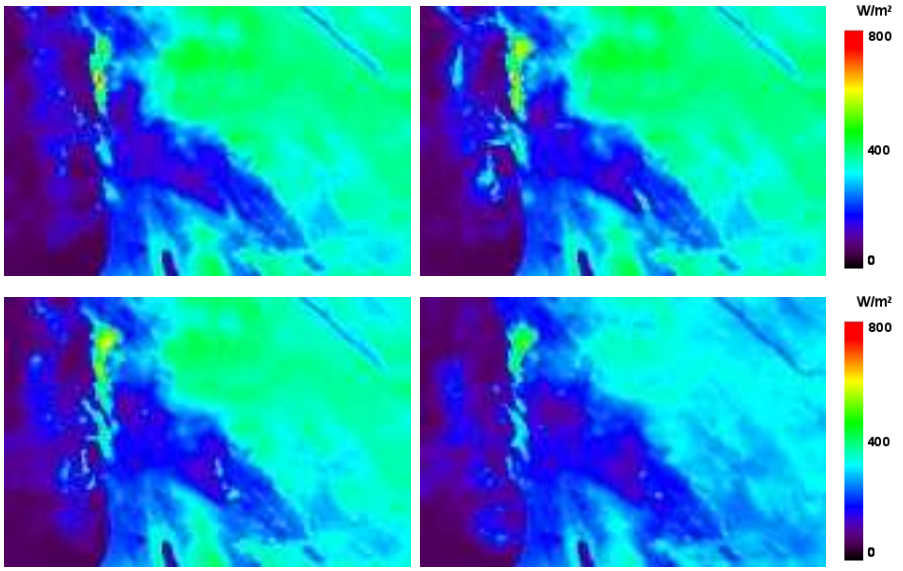

Abbildung 10.3: *kurzwelliger ToA-Strahlungsfluss, 17.07.2006, 10:00 - 13:00 UTC*

10.1.3 Strahlungsbilanzbetrachtungen

Twomey (1977) beschreibt, wie Rauch die optischen und mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolken dahingehend beeinflusst, dass in der Wolke mehr und dafür kleinere Tröpfchen zu finden sind, was die optische Dicke und somit die Albedo der Wolke erhöht. Darüberhinaus haben die Rauchwolke und die konvektiven Wolken schon allein durch ihre Anwesenheit entscheidenden Einfluss auf die Strahlungsbilanz der betrachteten Region. Und auch wenn einzelne nicht-hochaufgelöste SEVIRI-Kanäle nur wenig geeignet sind, Rauch und Konvektion zu betrachten, so kann sie in den Strahlungsflüssen auf der normalen SEVIRI Auflösung dennoch erkennen.

Auf die reflektierte solare Strahlung (Abb. 10.3) wirkt die Rauchwolke hauptsächlich durch Absorption, also verringerte Reflektion (im Vergleich mit dem Untergrund, Rauch von Waldbränden über Regenwald weist eher eine verstärkte Reflektion auf), wohingegen die konvektiven Wolken mehr kurzwellige Strahlung reflektieren als die wolken- und rauchfreie Umgebung. Beim langwelligen Strahlungsfluss (Abb. 10.4) wirken Rauch und Wolken in dieselbe Richtung. Beide sind deutlich als Regionen verringerter Abstrahlung im Vergleich zur Umgebung zu erkennen, wobei der Effekt der Wolken stärker ist als der des Rauchs. Im Strahlungseffekt der konvektiven Wolken wirken kurzwelliger (abkühlender) und langwelliger (erwärmender) Effekt genau entgegengesetzt, wohingegen bei der Rauchwolke beide in dieselbe Richtung (erwärmend) wirken. Abb. 10.5 zeigt die instantane Nettostrahlungsbilanz zu den betrachteten Zeitpunkten (nach Gl. 4.9). Man sieht deutlich den positiven Wert des Strahlungseffekts der Rauchwolke (im Vergleich zu Umgebung ist die Rauchwolke anhand des höheren Wertes der Strahlungsbilanz gut auszumachen) durch die erheblich verringerte Reflektion solarer Einstrahlung und die geringere thermische Ausstrahlung des Rauchs gegenüber der Umgebung. Bei den konvektiven Wolken ist zu erkennen, dass diese durch niedrigere Netto-Strahlungsfluss Wer-

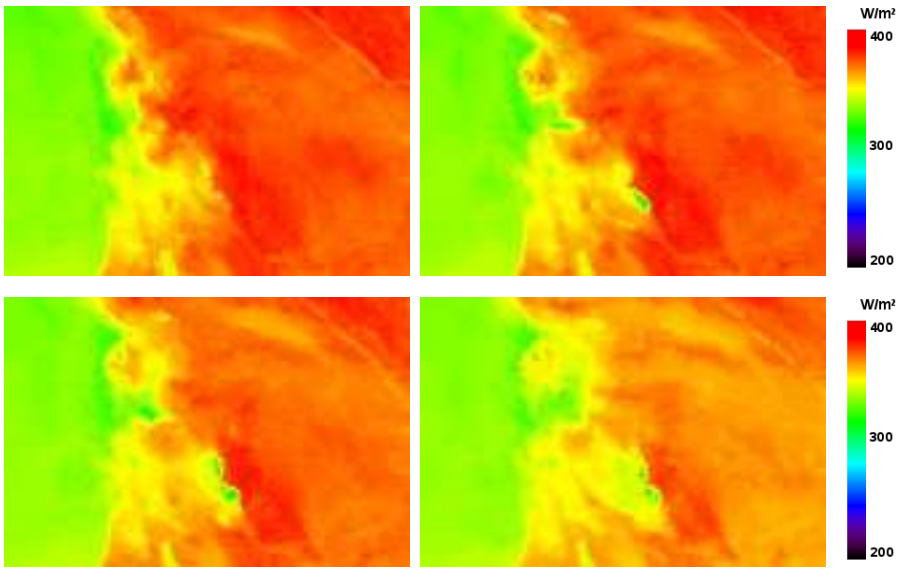

Abbildung 10.4: *langwelliger ToA-Strahlungsfluss, 17.07.2006, 10:00 - 13:00 UTC*

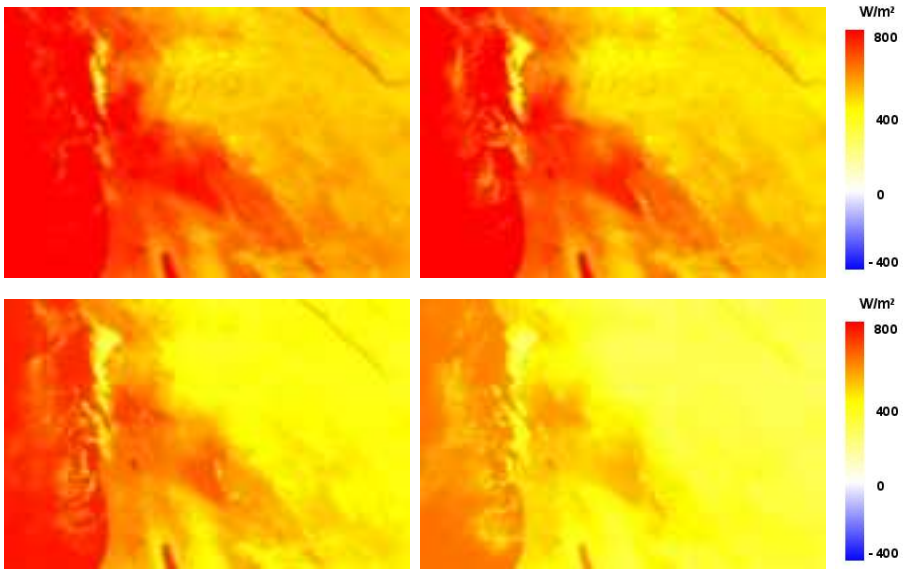

Abbildung 10.5: *Netto-Strahlungsfluss am ToA, 17.07.2006, 10:00 - 13:00 UTC*

te auffallen. Im Vergleich zum vulkanischen Wüstenboden, haben sie also einen abkühlenden Gesamteffekt durch erhöhte Reflektion (trotz verringerten thermischen Ausstrahlung).

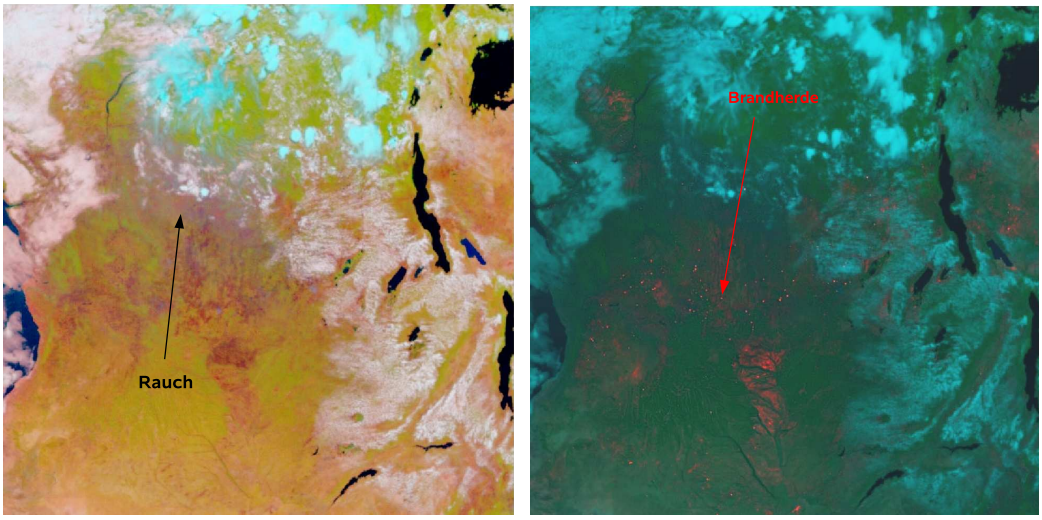

Abbildung 10.6: *RGB-Composits für die Kongo-Region, links aus den Kanälen 3, 2, 1 und rechts aus den Kanälen 4, 2, 1 (12.08.2006 12:00 UTC)*

10.2 Biomasse-Verbrennung auf dem afrikanischen Kontinent

10.2.1 Hintergrund

Jahr für Jahr brennen auf dem afrikanischen Kontinent (wie auch in Südamerika und Südostasien) große Flächen natürlichen Waldes und bewirtschafteter Grünflächen nieder. Diese Verbrennungen tragen neben der Änderung der Albedo des Untergrundes eine große Menge Aerosol in die Atmosphäre ein und wirken somit in zweierlei Hinsicht auf die Strahlungsbilanz ein. Sowohl der direkte Effekt des eingetragenen Aerosols (z.B. Hobbs et al. (1997)) als auch der Einfluss eines veränderten Angebotes von Kondensationskernen auf die optischen und mikrophysikalische Eigenschaften von Wolken (z.B. Kaufman und Fraser (1997)) sind Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Die Untersuchungen beziehen sich in der Mehrzahl der Fälle auf den Südamerikanischen Subkontinent (Amazonasregion). Mit Hilfe der SEVIRI Daten lassen sich solche Brände und die daraus resultierenden Rauchwolken auf dem afrikanischen Kontinent zum einen gut lokalisieren und zum anderen lässt sich ihr instantaner Effekt auf die Strahlungsbilanz bestimmen (die GERB-Auflösung reicht für Untersuchungen dieser Prozesse nicht aus).

10.2.2 Identifikation

Zur Identikikation von Bränden aus SEVIRI Daten eignet sich am besten der Kanal vier (3.9 μm), wie in Kapitel 4 beschrieben. Abb. 10.6 zeigt die Region des Kongo-Flusses, also im wesentlichen die Gebiete der beiden kongolesischen Staaten, am 12.08.2006 um 12:00 UTC. Das rechte Bild stellt RGB-Composit mit [R,G,B]=[Kanal 4, Kanal 2, Kanal 1] dar, wobei der Rot-Kanal (Kanal 4) mit einer nichtlinearen Gamma-Korrektur angepasst wird, um die Brandherde deutlicher hervortreten zu lassen. Man erkennt deutlich die Brandherde als helle rote Flecken (siehe roter Pfeil). Beim Betrachten derselben Re-

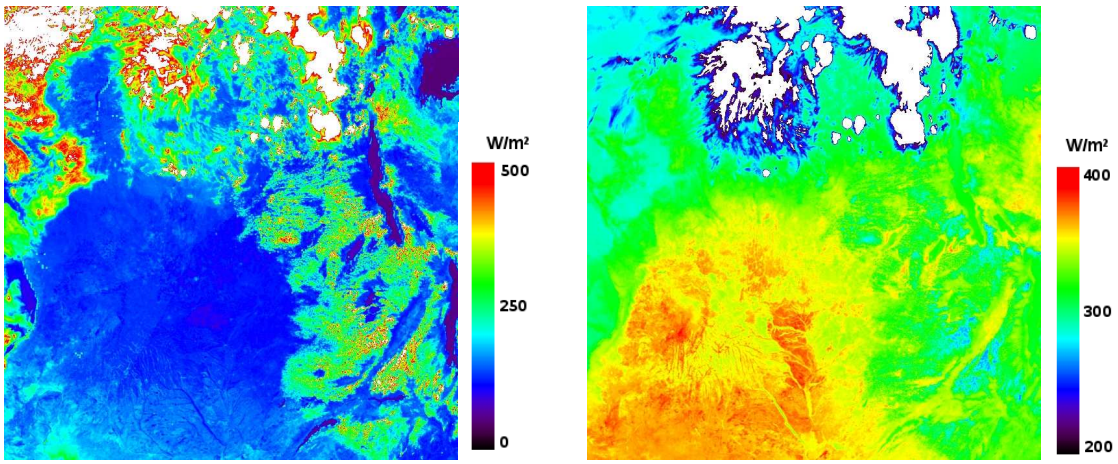

Abbildung 10.7: *reflektierte Solarstrahlung (links) und thermische Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre über der Kongo-Region (12.08.2006 12:00 UTC)*

gion im solaren RGB-Composit mit [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1] (Abb. 10.6 links, ebenfalls mit einer nichtlinearen Gammakorrektur überarbeitet) fällt zunächst auf, dass die Brandherde hierin nicht zu sehen sind, dafür jedoch die Rauchwolken (schwarzer Pfeil), die durch diese entstehen, als bläulich graue Schwaden in der Bildmitte (südlich der Konvektionszellen der ITCZ). Auch wenn diese Rauchwolken sich über einen verhältnismäßig großes Gebiet erstrecken und in RGB-Composit Analysen relativ gut zu erkennen sind, so ist es dennoch nicht so ohne weiteres möglich, eine Maske analog zur Staubmaske in Abb. 9.3 zu entwickeln, welche einen oder mehrere SEVIRI Pixel als 'Rauch-kontaminiert' klassifizieren würde. Koren et al. (2004) bestimmen die Rauch-Kontamination über dem Amazonas Gebiet beispielsweise aus MODIS-Daten über die optische Dicke, wobei Gebiete mit geringer räumlicher Variabilität der solaren Strahldichten als unbewölkt klassifizeiert werden. Dieser Ansatz funktioniert allerdings nur im Falle der Beobachtung von gehäuft auftretenden kleinräumigen Cumuluszellen (wie am Südwestrand von Abb. 10.6) und ist in der Nähe der ITCZ, in der konvektive Wolkensysteme dieselbe räumliche Ausdehnung besitzen wie die beobachteten Rauchwolken, nicht anwendbar. Zumindest die Größenordnung der Strahlungseffekte von Rauchwolken über dem tropischen Afrika lässt sich allerdings anhand der hier gezeigten Fallstudie aus den Strahlungsflüssen am Oberrand der Atmosphäre aber erkennen.

10.2.3 Strahlungsbilanzbetrachtungen

Abb. 10.7 (links) zeigt den kurzwellige reflektierten Strahlungsfluss über der Kongo-Region (zum Zeitpunkt 12.08.2006, 12:00 UTC). Die Farbgebung wurde dahingehend verändert, dass Pixel mit mehr als 500 W/m^2 weiß erscheinen (Wolken mit großer optischer Dicke, welche hier nicht Gegenstand der Untersuchungen sein sollen).

Die großflächige Rauchwolke ist trotz der erhöhten Farbauflösung nur schwer zu erkennen, man kann allerdings im unbewölkten Teil des Kongo-Beckens (Bildmitte) einzelne markante Rauchwolken (siehe Abb. 10.6) als Flecken mit erhöhtem Strahlungsfluss aus-

machen.
Im thermischen Strahlungsfluss (Abb. 10.7 rechts) dominiert für unbewölkte Gebiete das horizontale Temperaturprofil des Untergrundes (die weißen Pixel haben hier Strahlungsflussdichten von weniger als 200 W/m^2), Raucheffekte sind trotz der auch hier verbesserten Farbauflösung nicht erkennbar. Allerdings erkennt man an den Unterschieden in der Struktur der Konvektionszelle im oberen Drittel der Bilder, dass die von diesem Cumulonimbus ausgehenden Cirren (erkennbar an der sehr geringen thermischen Ausstrahlung) sich auch über Gebiete mit geringer Reflektion solarer Strahlung ausbreiten und somit mögliche thermische Effekte der Rauchschwaden "überdecken".
Insgesamt lässt sich festhalten, dass bei dem hier gezeigten Szenario der *direkte* Aerosoleffekt (Aerosol-Strahlungseffekt) der in den zahlreichen Brandherden des Kongobeckens (vergleiche Abb. 10.6 rechts) freigesetzten Brand-Aerosole recht gering und vermutlich leicht negativ ist. Vergleichbare Abbildungen derselben Region für Juli und August (nicht gezeigt) vermitteln ein ähnliches Bild.
Abb. 10.6 (links) und Abb. 10.7 (links) legen einen weiteren *indirekten* Aerosol-Effekt zumindest nahe. Im zentralen Kongobecken dominieren die Rauchwolken das Geschehen, wohingegen östlich kleinräumig-zellenförmige Cumulus-Bewölkung vorherrscht. Koren et al. (2004) haben für das Amazonasbecken aus MODIS-Daten eine Wechselwirkung zwischen der Rauchkonzentration und der Cumulusbedeckung abgeleitet, welche eine Unterdrückung des Cumulusbedeckungsgrades durch bei Waldbränden entstandene Aerosolbelastung zur Folge hat. Auch wenn dieses eine Fallbeispiel nicht ausreicht, um diesen Effekt auch im Kongobecken nachzuweisen, so lässt sich aus der räumlich getrennten Verteilung von Rauchwolken und Cumulusbewölkung dennoch die Vermutung ableiten, dass der von Koren et al. (2004) vorgeschlagene Mechanismus auch in dieser Region die Cumuluskonvektion beeinflusst. In diesem Fall hätte die Aerosolverteilung zumindest einen *indirekten* Einfluss auf die Strahlungsbilanz der betrachteten Region (sowohl kurzwellig durch verringerte Reflektion als auch langwellig durch vermehrte thermische Ausstrahlung bei fehlender Cumulusbewölkung, wobei der kurzwellige Anteil aufgrund des hohen SWCRE und geringen LWCRE der unterdrückten Cumuli (siehe Abb. 10.7) überwiegen würde. Der indirekte Aerosoleffekt würde nach obiger Argumentation also *erwärmend* auf die betrachtete Region wirken).

Kapitel 11

Schlussbetrachtungen und Ausblick

11.1 Schlussbetrachtungen

Die planetare Strahlungsbilanz wird in den meisten Studien als regionales und zeitliches Mittel betrachtet. Im Gegensatz dazu wurde in dieser Arbeit der zeitlichen Verlaufs der Strahlungsbilanz einzelner synoptischer Phänomene betrachtet. Dazu wurde ein Algorithmus angewendet, welcher aus den schmalbandigen Strahldichten des SEVIRI Instruments auf den Meteosat Satelliten der zweiten Generation breitbandige Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre liefert.
Diese wurden zunächst für einen begrenzten Zeitraum mit entsprechenden Messungen des gröber auflösenden GERB Instruments (ebenfalls auf den MSG Satelliten) verglichen, wobei insbesondere im kurzwelligen Strahlungsfluss zum Teil erhebliche Abweichungen auftraten. In einer weiterführenden Szenen-Analyse konnten diese Abweichungen zu einem großen Teil mit der räumlichen Inhomogenität der Bewölkung innerhalb eines GERB-Footprints bei gleichzeitigem moderat hohem Bedeckungsgrad erklärt werden, da die aus SEVIRI Messungen bestimmten Strahldichten den inhomogenen Effekten aufgrund der besseren räumlichen Auflösung besser Rechnung tragen. Im thermischen Spektralbereich gibt es eine recht gute Übereinstimmung zwischen den Strahlungsflüssen aus GERB und SEVIRI. Im Rahmen weiterer Tests wurde gezeigt, dass sich die langwelligen Strahlungsflüsse mit Hilfe des Stefan-Boltzman Gesetzes und einer effektiven äquivalenten Schwarzkörpertemperatur auch aus drei statt sieben SEVIRI Kanälen bestimmen lassen. Hierbei müssen die drei Kanäle so gewählt werden, dass die drei strahlungswirksamen Hauptprozesse der Atmosphäre (Transmission im Fensterbereich und Absorption und Emission durch Wasserdampf und CO_2) berücksichtigt werden.
In Fallstudien konnte zunächst exemplarisch gezeigt werden, dass die Strahlungseffekte konvektiver Wolken in drei verschiedenen Klimazonen (Tropen, Subtropen, mittlere Breiten) unterschiedlich wirken, mit dem größten Betrag in den Tropen. Hierbei wurde im Falle der gezeigten Beispiele festgestellt, dass die betrachtete Konvektion in Norddeutschland und in der Sahara Region jeweils einen positiven Netto-Wolkenstrahlungseffekt hat, und die Wolkensysteme im Vergleich zur Umgebung somit einen Überschuss an Strahlungsenergie zur Verfügung haben. In der Tropen verhält es

sich anders herum, hier überwiegt der kurzwellige (abkühlend wirkende) Strahlungseffekt deutlich.
Es konnte darüberhinaus anhand dreier tropischer Zyklonen der Saison 2006 ("Debby", "Gordon" und "Helene") über dem Nordatlantik gezeigt werden, dass die Ausbildung rotierender Konvektionssysteme einen Einfluss auf den Netto-Wolkenstrahlungseffekt und somit auf die lokale Strahlungsbilanz hat. Bei ausgeprägten Hurrikanen ändert sich das Vorzeichen des Wolkenstrahlungseffektes und der langwellige Wolkenstrahlungseffekt überwiegt aufgrund der besonders hochreichenden Konvektion. Somit gibt der Wolkenstrahlungseffekt bei Hurrikanen die Intensivierung aufgrund eines Energieüberschusses im Zusammenhang eines möglichen Strahlungs-Konvektions-Gleichgewichts wieder.
Neben den Auswirkungen von konvektiven Wolken auf die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre wurde noch der Strahlungseffekt von Aerosol betrachtet. Hierbei wurde exemplarisch ein Ereignis eines Saharastaub Ausbruchs über dem tropisch-subtropischen Nordatlantik untersucht. Es wurde festgestellt, dass der langwellige Strahlungseffekt des Staubs vernachlässigbar klein ist und der Staub hauptsächlich über den kurzwelligen Strahlungseffekt wirkt. Dadurch hat der Staub eine abkühlende Wirkung im Kontext der TOA-Strahlungsbilanz der staubfreien Atmosphäre.
Die vielfältigen Auswirkungen von Aerosol aus Bränden auf die Atmosphäre wurden anhand zweier Beispiele kurz skizziert. Zum einen wurde die Bildung konvektiver Wolken am (in Ausbreitungsrichtung gelegenen) Rand einer Rauchwolke über den Wüstenregionen des Nahen Ostens beschrieben. Zum anderen wurde eine von Waldbränden herrührende Rauchwolke im Kongobecken beobachtet. Diese zeigt einen äußerst geringen direkten Aerosoleffekt, scheint aber Auswirkungen auf die Ausbildung von Cumulus-Bewölkung in der Region zu haben.

11.2 Ausblick

Es bieten sich vielfältige Möglichkeiten zur Vertiefung der in dieser Arbeit begonnen Betrachtungen. Eine davon ist sicherlich ein weiterführender Vergleich zwischen SEVIRI und GERB Strahlungsflüssen zum Beispiel im Zusammenhang mit Jahresgängen der betrachteten Größen. Bisher liegen reprozessierte GERB-Daten erst für ca. ein halbes Jahr vor.
Die Betrachtung einer Vielzahl einzelner konvektiver Wolkensysteme wurde durch die Bearbeitungszeit für ein einzelnes System (insbesondere die Erkennung des Systems auf konsekutiven Bildern und die manuelle Unterscheidung von benachbarten Systemen) stark eingeschränkt. Weiterführende Analysen dieser Art könnten dazu führen, ein umfassendes Datenarchiv von Lebenszyklus-Betrachtungen konvektiver Systeme aufzubauen, aus denen dann typische Lebenszyklen klassifiziert werden könnten. In diesem Kontext könnten diese Studien ebenso auf nicht-konvektive Systeme (wie zum Beispiel Nebel- und Stratocumulus-Bänke sowie Frontensysteme) ausgedehnt werden. Darüberhinaus wurden die Betrachtungen zu tropischen Zyklonen durch die schwach ausgpräg-

te Hurrikan-Saison 2006 erheblich eingeschränkt, eine Ausweitung der Analysen auf eine größere Anzahl tropischer Zyklonen könnte das Bild des Strahlungs-Konvektion-Gleichgewichts glaubhafter stützen (oder wiederlegen).
Die Aerosol-Betrachtungen wurden nur exemplarisch skizziert, auch diese Studien wären sicherlich eine gute Weiterführung dieser Arbeit.
Mit dem im Oktober gestarteten ersten europäischen polarumlaufenden Satelliten MetOp wurde die Fernerkundungskapazität im Weltraum erheblich gesteigert. Die zusätzlichen Daten, welche MetOp in Zukunft liefert, können helfen, die hier begonnenen Studien noch zu verbessern und auszuweiten.

Anhang A

Abkürzungen

ADM	winkelabhängiges Anisotropie-Modell (engl.: Angular Distribution Model)
AMV	Windprodukt aus Satellitenbeobachtungen (engl.: Atmospheric Motion Vectors)
Aqua	amerikanischer polarumlaufender Forschungssatellit
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BARG	GERB-Datenprodukt (engl.: binned averaged rectified geolocated)
BB	breitbandig (engl.: broadband)
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CH	Kanal (engl.: chanel)
CLM	Wolkenmaske (engl.: cloud mask)
CRE	Wolkenstrahlungseffekt (engl.: Cloud Radiative Effect)
CTT	Wolkenoberkanten Temperatur (engl.: cloud top temperature)
DRE	Staubstrahlungseffekt (engl.: Dust Radiative Effect)
EBT	äquivalente Schwarzkörpertemperatur (engl.: equivalent blackbody temperature)
ECHAM5	atmosphärisches Zirkulations Modell (Klimamodell) des MPI-M Hamburg
ERB	Strahlungsbilanz der Erde (engl.: earth radiation budget)
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
EUMETSAT	Europäische Organisation zur Nutzung von Wettersatelliten (engl.: European Organisation for the Exploitation of Meteorological satellites)
ESA	Europäische Weltraumagentur (engl.: European Space Agency)
GERB	Geostationary Earth Radiation Budget
GOES	Geostationary Orbiting Environmental Satellite
HIRS	hochauflösendes Infrarot-Radiometer, engl.: high resolution infrared radiometer sounder
HR	GERB-Datenprodukt (engl.: high resolution)

HRV	hochaufgelöster SEVIRI Kanal im solaren Spektralbereich (engl.: High Resolution Visible)
IFM-GEOMAR	Leibniz - Institut für Meereswissenschaften Kiel
IR	Infrarot
ISCCP	International Satellit Cloud Climate Project
ITCZ	Intertropische Konvergenzzone (engl.: Intertropical Convergence Zone)
L2F	Strahldichte zu Strahlungsflussdichte Konvertierung
LW	langwellig (engl.: longwave)
LWCRE	langwelliger Wolkenstrahlungseffekt (engl.: longwave cloud radiative effect)
LWDRE	langwelliger Staubstrahlungseffekt (engl.: longwave dust radiative effect)
MESZ	mitteleuropäische Sommerzeit
METEOSAT	europäische geostationäre Wettersatelliten der ersten Generation
METOP	europäischer polarumlaufender Wettersatellit
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MPEF	EUMETSAT-Abteilung zur Erstellung Meteorologischer Produkte aus Satelliten-Beobachtungen (engl.: Meteorological Products Extraction Facility)
MSG	europäischer geostationärer Wettersatellit (engl.: Meteosat Second Generation)
MSG-1	erster operationeller Meteosat Satellit der zweiten Generation
MSG-2	zweiter operationeller Meteosat Satellit der zweiten Generation (backup für MSG-1)
N2B	Konvertierung von schmalbandigen zu breitbandigen Strahldichten
NB	schmalbandig (engl.: narrowband)
NETCRE	Netto-Wolkenstrahlungseffekt (engl.: net cloud radiative effect)
NETDRE	Netto-Staubstrahlungseffekt (engl.: net dust radiative effect)
NIMBUS	amerikanische polarumlaufende Wettersatelliten
NIR	nahes Infrarot
NHC	amerikanisches Zentrum für Hurrikan-Vorhersage (engl.: National Hurricane Center)
NOAA	nationale amerikanische Behörde für Ozeanographie und Meteorologie (engl.: National Oceanic and Atmospheric Administration) auch: Bezeichnung amerikanischer polarumlaufender Wettersatelliten
non-HRV	normalaufgelöste SEVIRI Kanäle
OLR	thermische Ausstrahlung (engl.: Outgoing Longwave Radiation)
RAL	Rutherford Application Laboratory (London)
RGB	Farbschema zur Bilderzeugung aus drei Farbvektoren (engl.: Red Green Blue)

RMIB	königlich belgisches meteorologisches Institut (engl.: Royal Meteorological Institute of Belgium)
SAF	EUMETSAT-Verbund zur Erstellung weiterführender Produkte aus Satellitendaten (engl.: Satellite Application Facilities)
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible Infrared Imager
SPT	Programmpaket zur Verarbeitung von SEVIRI Daten (engl.: SEVIRI Pre-Processing Toolbox)
SSP	Sub-Satelliten-Punkt (engl.: Sub Satellite Point)
SST	Meeresoberflächentemperatur (engl.: Sea Surface Temperature)
SW	kurzwellig (engl.: shortwave)
SWCRE	langwelliger Wolkenstrahlungseffekt (engl.: shortwave cloud radiative effect)
SWDRE	langwelliger Staubstrahlungseffekt (engl.: shortwave dust radiative effect)
Terra	amerikanischer polarumlaufender Forschungs-Satellit
TIROS	amerikanische polarumlaufende Wettersatelliten
THIR	Thermal Infrared Radiometer)
TOA	Oberrand der Atmosphäre (engl.: Top of the Atmosphere)
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UTC	koordinierte Weltzeit (engl.: Universal Time Coordinate)
UV	ultraviolette Strahlung
VIS	sichtbarer Wellenlängenbereich (engl.: visible)
WMO	World Meteorological Organisation
WV	Wasserdampf (engl.: water vapour)

Anhang B

Tabellen

Kanal	λ_c	λ_{min}	λ_{max}	Hauptabsorber / Fenster
1	0.635 µm	0.56 µm	0.71 µm	Fenster
2	0.81 µm	0.74 µm	0.88 µm	Fenster
3	1.64 µm	1.50 µm	1.78 µm	Fenster
4	3.9 µm	3.48 µm	4.36 µm	Fenster
5	6.25 µm	5.35 µm	7.15 µm	Wasserdampf
6	7.35 µm	6.85 µm	7.85 µm	Wasserdampf
7	8.7 µm	8.3 µm	9.1 µm	Fenster
8	9.66 µm	9.38 µm	9.94 µm	Ozon
9	10.8 µm	9.8 µm	11.8 µm	Fenster
10	12.0m	11.0 µm	13.0 µm	Fenster
11	13.4 µm	12.4 µm	14.4 µm	CO_2
12	breitand	0.4 µm	1.1 µm	Fenster/Wasserdampf

Tabelle A.1: *Spektrale Charakteristiken der SEVIRI Kanäle. Nach: Schmetz et al. (2002)*

β_0	β_1	β_2	β_3
17.74	5.46	5.91	2.40

Tabelle A.2: *Regressionskoeffizienten für die N2B-Konvertierung im solaren Spektralbereich. Nach: Clerbaux und Dewitte (2002b)*

Θ_v :	0°-5°	5°-15°	15°-25°	25°-35°	35°-45°	45°-55°	55°-65°	65°-75°	>75°
β_0	18.06	18.04	17.97	17.85	17.67	17.40	17.03	16.52	15.80
β_5	10.03	10.04	10.16	10.29	10.48	10.69	10.84	10.71	9.19
β_6	3.10	3.09	3.05	3.02	2.99	3.05	3.31	4.17	7.21
β_7	2.93	2.94	2.96	3.00	3.03	3.03	2.97	2.73	2.00
β_8	-0.66	-0.65	-0.65	-0.63	-0.59	-0.53	-0.45	-0.30	-0.01
β_9	1.31	1.31	1.30	1.28	1.25	1.21	1.17	1.14	1.18
β_{10}	1.27	1.27	1.26	1.23	1.21	1.20	1.21	1.32	1.61
β_{11}	5.22	5.24	5.27	5.33	5.41	5.51	5.61	5.62	5.33

Tabelle A.3: *Regressionskoeffizienten für die N2B-Konvertierung im thermischen Spektralbereich. Nach: Clerbaux und Dewitte (2002b)*

Θ_v	0°-5°	5°-15°	15°-25°	25°-35°	35°-45°	45°-55°	55°-65°	65°-75°	>75°
α_v	3.0202	3.0240	3.0362	3.0572	3.0889	3.1343	3.1994	3.2973	3.4680

Tabelle A.4: *Korrekturkoeffizienten für das limb-darkening Modell im thermischen Spektralbereich (Gl. 4.5). Nach: Clerbaux und Dewitte (2002b)*

Kanal	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**
κ_c [cm^{-1}]	2558.29	1597.76	1362.24	1149.5	1034.71	930.43	839.51	752.23
α	0.9959	0.9963	0.9991	0.9996	0.9999	0.9983	0.9988	0.9981
β [K]	3.471	2.219	0.485	0.181	0.060	0.627	0.397	0.576

C1 : $1.19104 \cdot 10^{-5}\ Wm^2$

C2 : $1.43877\ Km$

Tabelle A.5: *Zentrale Wellenzahlen (κ_c) der SEVIRI Kanäle und Koeffizienten zur Berechnung von äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen aus SEVIRI Strahldichten. Aus: Tjemkes (2005)*

Abbildungsverzeichnis

1.1 Strahlungsbilanz der Erde, Aus: Kiehl und Trenberth (1997) 3

2.1 Planck-Kurven für terrestrische Temperaturen 9
2.2 normalisierte solare und terrestrische Planck-Kurven 10

3.1 Sichtfeld der MSG-Satelliten, Quelle: *www.eumetsat.int* 17
3.2 SEVIRI-Kanal 2 (0.8 μm), 09.03.2006 14:00 UTC 19
3.3 SEVIRI-Kanal 4 (3.9 μm), 09.03.2006 14:00 UTC 20
3.4 SEVIRI-Kanal 5 (6.2 μm), 05.07.2006 07:00 UTC 21
3.5 SEVIRI-Kanal 9 (10.8μm), 05.07.2006 07:00 UTC 22
3.6 HRV-Ausschnitt von Europa (inkl. Nordatlantik), 09.03.2006 14:00 UTC . 23
3.7 GERB-*BARG*-Bilder vom 01.05.2006 12:00 UTC, links: solar, rechts: thermisch 24

4.1 Beispiel eines dem Untergrund entsprechend eingefärbten Bildes des Kanal 2 (27.07.2006 12:00 UTC) 26
4.2 Beispiel eines RGB-Composits aus den solaren Kanälen (09.03.2006, 16:00 UTC) 27
4.3 Beispiel für die Kombination von Kanal 1 (R,G) mt Kanal 4 (B) für den 09.03.06 16:00 UTC 27
4.4 Infrarot-Composit der Zyklone “Faye” mit [R,G,B]=[Kanal 7, Kanal 9, Kanal 8] (17.05.2006, 12:00 UTC) 28
4.5 hochaufgelöstes RGB-Composit Bild von Schleswig-Holstein, 01808.2006 12:00 UTC. Oben: Methode (a), unten: Methode (b) 29
4.6 Erd-Sonnen-Satelliten Geometrie. Aus: Loeb et al. (2003b) 32
4.7 Wolkenmaske für 31.07.2006, 12:00 UTC 35
4.8 Wolkenmaske für 31.07.2006, 18:00 UTC 36

5.1 Schemenskizze zur Abschätzung der kurzwelligen (oben) und langwelligen (unten) ToA-Strahlungsflüsse aus von Satelliten gemessenen Strahldichten 40
5.2 Vergleich der Strahlungsfüsse von GERB und CERES, links solar, rechts thermisch. Aus: Clerbaux et al. (2003a) 41
5.3 Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, solarer Spektralbereich 43

5.4 Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig von der Tageszeit der Beobachtung 44
5.5 Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig vom Bedeckungsgrad 45
5.6 Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig von der optischen Dicke der Wolken 46
5.7 Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig von der zeitlichen Variabilität 47
5.8 Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Abhängig von der räumlichen Variabilität 48
5.9 02. Mai 2006 14:15 UTC, nach Gl. 4.1 eingefärbtes HRV-Bild 49
5.10 Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, thermischer Spektralbereich 50
5.11 Streudiagramm SEVIRI gegen GERB, 54N 10E, Mai 2006, Gesamtstrahlungsfluss 51

6.1 Streudiagramm der thermischen Ausstrahlung nach Clerbaux und Dewitte (2002b) gegen Ohring et al. (1984) für den 08.07.2006 12:00 UTC 54
6.2 Streudiagramme F_{lw} aus Gl. 6.4 ('Stefan-Boltzmann') gegen F_{lw} nach Clerbaux et al. (2001) ('SEVIRI') für den 08.07.2006,12:00 UTC (alle SEVIRI-Pixel). Oben: ohne *limb-darkening* Korrektur, Unten: mit *limb-darkening* Korrektur nach Gl.6.5 57
6.3 Streudiagramm F_{lw} aus Gl. 2.16 mit den Temperaturen $T_b^{6.2}$, $T_b^{10.8}$, $T_b^{13.4}$ sowie T_b^{eff} ('Stefan-Boltzmann') gegen F_{lw} nach Clerbaux et al. (2001) ('SEVIRI') für die Region Kiel, Mai 2006 58

7.1 Konvektion über Norddeutschland, 06.05.2006 16:00 UTC. links: [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], rechts: [R,G,B]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4] 66
7.2 Wolkenstrahlungseffekte des konvektiven Systems der mittleren Breiten, 06.05.2006, oben: SWCRE, mitte: LWCRE, unten: NETCRE 66
7.3 Wolkenoberkantentemperatur (EBT aus Kanal 9 (oben) und Albedo nach Gl. 7.1 (unten) des konvektiven Systems vom 06.05.2006 67
7.4 Konvektion über der Sahara, 02.08.2006 14:00 UTC. links: [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], rechts: [R,G,B]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 9] 70
7.5 Wolkenstrahlungseffekt des subtropischen konvektiven Systems, 02/03.08.2006, oben: SWCRE, mitte: LWCRE, unten: NETCRE 71
7.6 Konvektion in der Intertropischen Konvergenz, 08.07.2006 12:00 UTC. links: [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], rechts: [R,G,B]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 9] 72
7.7 Wolkenstrahlungseffekte der tropischen Konvektionszelle, 08./09.07.2006, oben: SWCRE, mitte: LWCRE, unten: NETCRE 73

8.1 Wolkenmaske und Lage des Hurrikans "Helene" (rot) für den 17.06.2006, 22:00 UTC. 77

8.2 Pfad des Systems “Debby” mit mindestens Sturmstärke. Quelle: NHC (2006) 78
8.3 tropischer Atlantik und Tropensturm “Debby” am 24.08.2006, 14:00 UTC; Oben links: IR-Falschfarbenbild, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss 78
8.4 NHC-Analysen des Tropensturms “Debby”, Quelle: NHC (2006) 79
8.5 Strahlungsfüsse am Oberrand der Atmosphäre für das Sturmsystem “Debby” (rot) und die unbewölkte Umgebung (blau). Oben: reflektierte Solarstrahlung, Mitte: thermische Ausstrahlung, Unten: Netto-Strahlungsbilanz 80
8.6 Wolkenstrahlungseffekte des tropischen Sturmsystems “Debby”, nach Gl. 2.19. Oben: kurzwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Unten: Netto-Wolkenstrahlungseffekt 81
8.7 Pfad des Systems “Gordon” mit mindestens Sturmstärke. Quelle: NHC (2006) 83
8.8 tropischer Atlantik und Hurrikan “Gordon” am 13.09.2006, 16:00 UTC; Oben links: IR-Falschfarbenbild, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss 84
8.9 NHC-Analysen des Hurrikans “Gordon”, Quelle: NHC (2006) 85
8.10 Strahlungsfüsse am Oberrand der Atmosphäre für den Hurrikan “Gordon” (rot) und die unbewölkte Umgebung (blau). Oben: reflektierte Solarstrahlung, Mitte: thermische Ausstrahlung, Unten: Netto-Strahlungsbilanz 86
8.11 Wolkenstrahlungseffekte des Hurrikans “Gordon”, nach Gl. 2.19. Oben: kurzwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Unten: Netto-Wolkenstrahlungseffekt 87
8.12 links: 23.09.2006 13:45 UTC, letztes IR-Falschfarbenbild des Hurrikans “Helene” vor der “safe-mode”-Aktivierung des MSG-1 Satelliten. Man erkennt deutlich, dass das Sturmsystem schon eher außertropische als tropische Charakteristiken aufweist. rechts: Pfad des Systems “Helene” mit mindestens Sturmstärke (bis einschließlich 23.09.06 12:00 UTC). Quelle: NHC (2006) 88
8.13 tropischer Atlantik und Hurrikan “Helene” am 19.09.2006, 16:00 UTC; Oben links: IR-Falschfarbenbild, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss 88
8.14 NHC-Analysen des Hurrikans “Helene”, Quelle: NHC (2006) 89
8.15 Strahlungsfüsse am Oberrand der Atmosphäre für das Sturmsystem “Helene” (rot) und die unbewölkte Umgebung (blau). Oben: reflektierte Solarstrahlung, Mitte: thermische Ausstrahlung, Unten: Netto-Strahlungsbilanz 90
8.16 Wolkenstrahlungseffekte des Hurrikans “Helene”, nach Gl. 2.19. Oben: kurzwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Wolkenstrahlungseffekt, Unten: Netto-Wolkenstrahlungseffekt 91
8.17 Vergleich der thermischen Ausstrahlung im Kernbereich des Hurrikans “Helene” für den 21.09. 20:00 UTC (links) und 22.09. 02:00 UTC (rechts) . 92

9.1 Sahara-Staub über dem tropischen Nordatlantik am 09.03.2006 um 14:00 UTC. Links: “normal” eingefärbtes MSG-VIS Bild aus den drei solaren Kanälen, Rechts: MSG-Falschfarbenbild mit den Farbkanälen R=Ch01, G=Ch01, B=Ch04 96
9.2 Strahlungseffekte (“Radiative Forcing”) verschiedener Aerosole, aus: IPCC-Report (2001) 97
9.3 links: in den GERB-HR Dateien mitgelieferte Staubmaske für den 18.08.2006 16:00 UTC; gelbe Pixel sind Staub-kontaminiert; rechts: VIS-IR Falschfarbenbild mit [RGB]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4] zum Vergleich . . 98
9.4 Staubfahne über dem tropisch/subtropischen Nordatlantik am 18.08.06 16:00 UTC (oben) und 19.08.06 16:00 UTC (unten). jeweils links: [RGB]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], jeweils rechts: [RGB]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4] 100
9.5 tropisch/subtropischer Atlantik mit Staubfahne am 18.08.2006, 16:00 UTC; Oben links: VIS-Composit, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss 101
9.6 Staubstrahlungseffekte für den 18.08.2006, 07:00-20:00 UTC. Oben: kurzwelliger Staubstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Staubstrahlungseffekt, Unten: Netto-Staubstrahlungseffekt 102
9.7 tropisch/subtropischer Atlantik mit Staubfahne am 19.08.2006, 16:00 UTC; Oben links: VIS-Composit, Oben rechts: LW-Strahlungsfluss, Unten links: SW-Strahlungsfluss, Unten rechts: netto-Strahlungsfluss 103
9.8 Staubstrahlungseffekte für den 19.08.2006, 07:00-20:00 UTC. Oben: kurzwelliger Staubstrahlungseffekt, Mitte: langwelliger Staubstrahlungseffekt, Unten: Netto-Staubstrahlungseffekt 104

10.1 RGB-Composits der Nahost-Region, 17.07.2006 12:00 UTC. links: [R,G,B]=[Kanal 3, Kanal 2, Kanal 1], rechts: [R,G,B]=[Kanal 1, Kanal 1, Kanal 4] 107
10.2 HRV Bilder der zeitlichen Entwicklung der Rauchwolke, 17.07.2006, 10:00 (oben links), 11:00 (oben rechts), 12:00 (unten links mit Markierung von Rauch und Konvektion) und 13:00 (oben rechts) UTC 108
10.3 kurzwelliger ToA-Strahlungsfluss, 17.07.2006, 10:00 - 13:00 UTC 110
10.4 langwelliger ToA-Strahlungsfluss, 17.07.2006, 10:00 - 13:00 UTC 111
10.5 Netto-Strahlungsfluss am ToA, 17.07.2006, 10:00 - 13:00 UTC 111
10.6 RGB-Composits für die Kongo-Region, links aus den Kanälen 3, 2, 1 und rechts aus den Kanälen 4, 2, 1 (12.08.2006 12:00 UTC) 112
10.7 reflektierte Solarstrahlung (links) und thermische Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre über der Kongo-Region (12.08.2006 12:00 UTC) . . . 113

Tabellenverzeichnis

1.1 Haupt- und Spurengase der Atmosphäre und ihr prozentualer Anteil in der trockenen Luft (nach: DWD (1987)) 3

2.1 Spektralbereiche elektromagnetischer Strahlung und deren Anteil an der Solarstrahlung. Nach: Petty (2006), Kapitel 3 8

5.1 Fehlerabschätzung der einzelnen Schritte bei der Erstellung von ToA-Strahlungsflüssen aus SEVIRI-Messungen. Nach: Clerbaux et al. (2001) . . 41

7.1 integrierte Energiegewinne und -verluste (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des konvektiven Systems vom 06.05.06 68
7.2 integrierte Energiegewinne und -verluste (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des konvektiven Systems vom 02./03.08.06 . . . 71
7.3 integrierte Energiegewinne und -verluste (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte des konvektiven Systems vom 08./09.07.06 (unten) . . . 74

8.1 Einteilung rotierender tropischer Konvektionssysteme nach der Saffir-Simpson Skala, Nach: Cappelen (2005) 76
8.2 über den gesamten Lebenszyklus integrierte Energiebilanz (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des Tropensturms “Debby” . . . 82
8.3 über den gesamten Lebenszyklus integrierte Energiebilanz (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des Hurrikans “Gordon” 86
8.4 über den gesamten Lebenszyklus integrierte Energiebilanz (oben) und mittlere Wolkenstrahlungseffekte (unten) des Hurrikans “Helene” 92
8.5 mittlere Nettto-Wolkenstrahlungseffekte der tropischen Zyklonen “Debby”, “Gordon” und “Helene” 93

9.1 integrierte Energiebilanz (oben) und mittlere Staubstrahlungseffekte (unten) der Staubfahne vom 18./19. August 2006 104

A.1 Spektrale Charakteristiken der SEVIRI Kanäle. Nach: Schmetz et al. (2002) v
A.2 Regressionskoeffizienten für die N2B-Konvertierung im solaren Spektralbereich. Nach: Clerbaux und Dewitte (2002b) v
A.3 Regressionskoeffizienten für die N2B-Konvertierung im thermischen Spektralbereich. Nach: Clerbaux und Dewitte (2002b) vi

A.4 Korrekturkoeffizienten für das *limb-darkening* Modell im thermischen Spektralbereich (Gl. 4.5). Nach: Clerbaux und Dewitte (2002b) vi
A.5 Zentrale Wellenzahlen (κ_c) der SEVIRI Kanäle und Koeffizienten zur Berechnung von äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen aus SEVIRI Strahldichten. Aus: Tjemkes (2005) vi

Literaturverzeichnis

Barkstrom, B. R., 1984. The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 65, 1170–1185.

Blain, S., Guieu, C., Claustre, H., Leblanc, K., Moutin, T., Queguiner, B., und Sarthou, G., 2005. Availability of iron for phytoplankton in the north-east Atlantic Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 49, 2095–2104.

Brindley, H., 2006. Quantifying aerosol amount using SEVIRI: Infra-red dust detection strategy. *Remote Sensing of Environment*, (submitted).

Bronstein, I. N., Semendjajew, K. A., Musiol, G., und Mühlig, H., 2001. *Taschenbuch der Mathematik*. Harri Deutsch Verlag, Frankfurt am Main.

Budyko, M. I., 1974. *Climate and Life*. Academic Press, New York.

Cappelen, J., 2005. Tropiske Cykloner - Naturens mest frygtindgydende hvirvler. http://www.dmi.dk/dmi/tropecyklonerinaturverd.pdf.

Chen, T., Rossow, W. B., und Zhang, Y., 2000. Radiative Effects of Cloud-Type Variations. *Journal of Climate*, 13, 264–286.

Clerbaux, N., Bertrand, C., Dewitte, S., Gonzales, L., Ipe, A., und Nicula, B., 2003a. Estimation of TOA radiative fluxes from the GERB instrument data. *Proceedings of SPIEE*, 5152, 305–315.

Clerbaux, N. und Dewitte, S., 2002a. RMIB GERB Processing - SEVIRI Processing: Angular Dependency Models. RMIB technical Report, MSG-RMIB-GE-TN-8.

Clerbaux, N. und Dewitte, S., 2002b. RMIB GERB Processing - SEVIRI Processing: Spectral Modelling. RMIB technical Report, MSG-RMIB-GE-TN-5.

Clerbaux, N., Dewitte, S., Gonzales, L., Ipe, A., und Nicula, B., 2001. Estimation of TOA radiative fluxes from SEVIRI: Methodology, Accuracy and Perspectives. *Proc. of the 2001 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference, Antalya*, Seiten 69–76.

Clerbaux, N., Ipe, A., Bertrand, C., Dewitte, S., Nicula, B., und Gonzales, L., 2003b. Evidence of azimuthal anisotropy for the thermal infrared radiation leaving the Earth's atmosphere. *Int. J. Remote Sensing*, 24, 3005–3010.

Dunion, J. P. und Velden, C. S., 2004. The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 353–365.

DWD, 1987. Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr.1, Allgemeine Meteorologie. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.

EUMETSAT, 2002. Meteosat Second Generation - Meteorological Product Extraction and Distribution Service. EUMETSAT Technical Description EUM TD 11.

EUMETSAT, 2006. MSG: In Orbit - In Use. EUMETSAT, Darmstadt.

Evan, A. T., Dunion, J., Foley, J. A., Heidinger, A. K., und Velden, C. S., 2006. New evidence for a relationship between Atlantic tropical cyclone activity and African dust outbreaks. *Geophysical Research Letters*, 33.

Fink, A. H., 2006. Das Westafrikanische Monsunsystem. *Promet*, 32, 114–122.

Futyan, J., Russell, J. E., und Harries, J. E., 2004. Cloud Radiative Forcing in Pacific, African and Atlantic Tropical Convective Regions. *Journal of Climate*, 17, 3192–3202.

Garret, T. J., Russell, L. M., Ramaswamy, V., Maria, S. F., und Huebert, B. J., 2003. Microphysical and radiative evolution of aerosol plumes over the tropical North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108, 4022–4036.

Gill, A., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York.

Gonzales, L., Hermans, A., Dewitte, S., Ipe, A., Sadowski, G., und Clerbaux, N., 2000. Resolution enhancement of GERB data. *Proc. EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conf., Bologna, Italy*, Seiten 619–625.

Gonzales, L. und Ipe, A., 2006. RMIB GERB Products User Guide, Version 2.1. RMIB Products Userguide, MSG-RMIB-GE-UG.

Goudie, A. S. und Middleton, N. J., 2001. Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, 56, 179–204.

Govaerts, Y., Wagner, S., und Clerici, M., 2006. Seviri Pre-processing Toolbox. EUM/OPS-MSG/TEN/03/0011.

Harries, J. E., Russell, J. E., Hanafin, J. A., Bindley, H., Futyan, J., Rufus, J., Kellock, S., Matthews, G., Wrigley, R., Last, A., Mueller, J., Mossavati, R., Amall, J., Sawyer, E., Parker, D., Caldwell, M., Allan, P. M., Smith, A., Bates, M. J., Coan, B., Stewart, B. C., Lepine, D. R., Cornwall, L. A., Corney, D. R., Ricketts, M. J., Drummond, D., Smart, D., Cutler, R., Dewitte, S., Clerbaux, N., Gonzales, L., Ipe, A., Bertrand, C., Joukoff, A., Crommelynck, D., Nelms, N., Llewellyn-Jones, D. T., Butcher, G., L.Smith, G., Szewczyk, Z. P., Mlynczak, P. E., Slingo, A., Allan, R. P., und Ringer, M. A., 2005. The Geostationary Earth Radiation Budget Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 945–960.

Hartmann, D. L. und Larson, K., 2002. An important constraint on tropical cloud - climate feedback. *Geophysical Research Letters*, 29.

Hartmann, D. L., Moy, L. A., und Fu, Q., 2001. Tropical Convection and the Energy Balance at the Top of the Atmosphere. *Journal of Climate*, 14, 4495–4511.

Hartmann, D. L. und Regulski, P., 2005. Convective Organization, Tropical Cyclones and Climate Sensitivy Estimates. *Journal of Climate*, (submitted).

Hobbs, P. V., Reid, J. S., Kotchenruther, R. A., Ferek, R. J., und Weiss, R., 1997. Direct Radiative Forcing by Smoke from Biomass Burning. *Science*, 21, 1777–1778.

Ignatov, A. und Stowe, L., 2001. Aerosol Retrievals from individual AVHRR Channels: Part I: Retrieval Algorithm and Transition from Dave to 6S Radiative Transfer Model. *Journal of the Aeronautical Sciences*, 59, 313–334.

IPCC-Report, 2001. *Climate Change 2001 - The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Hrsg. J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson. Cambridge University Press, Cambridge.

Ipe, A., Bertrand, C., Clerbaux, N., Dewitte, S., und Gonzales, L., 2004. Validation and homogenization of cloud optical depth and cloud fraction retrievals for GERB/SEVIRI scene identification using Meteosat-7 data. *Atmospheric Research*, 72, 17–37.

Kaufman, Y. J. und Fraser, R. S., 1997. The Effect of Smoke Particles on Clouds and Climate Forcing. *Science*, 277, 1636–1639.

Kidder, S. Q. und Vonder Haar, T. H., 1995. *Satellite Meteorology*. Academic Press, San Diego.

Kiehl, J. und Trenberth, K., 1997. Earth's annual global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197–208.

Koren, I., Kaufman, Y. J., Remer, L. A., und Martins, J. V., 2004. Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. *Science*, 303, 1342–1345.

Loeb, N., Loukachine, K., Smith, M., und Wielicki, B. A., 2003a. Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation from the Clouds and the Earth's Radiant Energy system instrument on the Tropical Rainfall Measuring Mission Satellite. Part II: Validation. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1748–1769.

Loeb, N. G. und Manalo-Smith, N., 2005. Top-of-Atmosphere Direct Radiative Effect of Aerosols over Global Oceans from Merged CERES and MODIS Observations. *Journal of Climate*, 18, 3506–3526.

Loeb, N. G., Smith, N. M., Kato, S., Miller, W. F., Gupta, S., Minnis, P., und Wielicki, B., 2003b. Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation

from the Clouds and the Earth's Radiant Energy system instrument on the Tropical Rainfall Measuring Mission Satellite. Part I: Methodology. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 240–265.

Lorenz, E. N., 1967. *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*. World Meteorological Organisation, Genf.

Mahowald, N. M., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Duce, R. A., Jickells, T. D., Kubilay, N., Prospero, J. M., und Tegen, I., 2005. Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean. *Global Biochemical Cycles*, 19.

NHC, 2006. National Hurricane Center Advisory Archive. http://www.nhc.noaa.gov/archive/2006/index.shtml.

Ohring, G., Gruber, A., und Ellington, R., 1984. Satellite Determinations of the relationship between Total Longwave Radiation Flux and Infrared Window Radiance. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 416–425.

Peixoto, J. P. und Oort, A. H., 1992. *Physics of Climate*. AIP Press, New York.

Petty, G. W., 2006. *A First Course in Atmospheric Radiation*. Sundog Publishing, Madison.

Philips, D. R., Smith, E. A., und Suomi, V. E., 1972. Comment on An automated technique for obtaining cloud motion from geosynchronous satellite data using cross correlation . *Journal of Applied Meteorology*, 11, 752–754.

Poetzsch-Heffter, C., Liu, Q., Ruprecht, E., und Simmer, C., 1995. Effect of cloud types on the earth radiation budget calculated with the ISCCP C1 data set: Methodology and initial results. *Journal of Climate*, 8, 829–843.

Prospero, J. M. und Carlson, T. N., 1981. Saharan Air Outbreaks Over the Tropical North Atlantic. *PAGEOPH*, 119, 677–691.

Ramanathan, V., Ahmad, E., Cess, R. D., Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., und Hartmann, D. L., 1989. Cloud-radiative forcing and climate: results from the earth radiation budget experiment. *Science*, 243:4887, 57–63.

Rossow, W. B., 1993. Energy and water cycles in the climate system. *NATO ASI*, 1, 123–164.

Rossow, W. B. und Cairns, B., 1995. Monitoring Changes of Clouds. *Climatic Change*, 31, 305–347.

Rossow, W. B. und Garder, L. C., 1993. Validation of ISCCP Cloud Detections. *Journal of Climate*, 6, 2370–2393.

Rossow, W. B. und Schiffer, R. A., 1991. ISCCP Cloud Data Products. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(1), 2–20.

Rossow, W. B. und Schiffer, R. A., 1999. Advances in Understanding: Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11), 2261–2287.

Schmetz, J. P., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., und Ratier, A., 2002. An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 977–992.

Schmid, J., 2000. The SEVIRI Instrument. *Proc. of the 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference, Bologna, Italy*, Seiten 13–32.

Simpson, J., Kummerow, C., Tao, W. K., und Adler, R. F., 1996. On the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM). *Meteorology and Atmospheric Physics*, 60, 19–36.

Stubenrauch, C. J., Duvel, J. P., und Kandel, R. S., 1993. Determination of Longwave Anisotropic Emission Factors from Combined Broad- and Narrowband Radiance Measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 848–856.

Tanre, D., Haywood, J., Pelon, J., Leon, J. F., Chatenet, B., Formenti, P., Francis, P., Goloub, P., Highwood, E. J., und Myhre, G., 2003. Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE). *Journal of Geophysical Research*.

Tegen, I., Lacis, A. A., und Fung, I., 1996. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 380, 419–422.

Tjemkes, S. A., 2005. On the Conversion from Radiances to Equivalent Brightness temperatures . http://www.eumetsat.int.

Twomey, S., 1977. *Atmospheric Aerosols*. Elsevier, Amsterdam.

v. Storch, H. und Zwiers, F. W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Camebridge University Press, Cambridge.

Wiegner, M. und Raschke, E., 1987. Planetary radiation Budget over North Africa from satellite data. *Theoretical and Applied Climatology*, 38, 24–36.

Wielicki, B. A., Barkstrom, B. R., Harrison, E. F., III, R. B. L., Smith, G. L., und Cooper, J. E., 1996. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth observing system experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 853–868.

Wielicki, B. A., Harrison, E. F., Cess, R. D., King, M. D., und Randall, D. A., 1995. Mission to Planet Earth: Role of Clouds and Radiation in Climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76, 2125–2153.

Wild, M. und Roeckner, E., 2005. Radiative Fluxes in the ECHAM5 general circulation model. *Journal of Climate*, (submitted).

Zhang, J., Christopher, S. A., Remer, L. A., und Kaufman, Y. J., 2005a. Shortwave aerosol radiative forcing over cloud-free oceans from Terra: 1. Angular models for aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 110.

Zhang, J., Christopher, S. A., Remer, L. A., und Kaufman, Y. J., 2005b. Shortwave aerosol radiative forcing over cloud-free oceans from Terra: 2. Seasonal and global distributions. *Journal of Geophysical Research*, 110.

Danksagung

Mein Dank gilt allen, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben.
Herrn Prof. Dr. A. Macke danke ich vielmals für die Vergabe des Themas, die Betreuung der Arbeit sowie die sehr gute Arbeitsatmosphäre.
Der Arbeitsgruppe Wolken und Strahlung danke ich für die zahlreichen Tipps und Anregungen sowie für die netten Arbeitsgruppentreffen.
Bei Dr. Thomas Martin möchte ich mich für die Unterstützung der MSG-Datenverwaltung sowie für die guten Anregungen bedanken.
Ebenso danke ich der gesamten Abteilung Maritime Meteorologie für das gute Arbeitsklima und die vielfältige Unterstützung.
Außerdem möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mir mein Studium ermöglicht haben.

Die Arbeit wurde mit der Textverarbeitung LaTeX angefertigt.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.
Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, November 2006

(Lars Klüser)