i

Gutachter der Dissertation:

Erster Gutachter Prof. Dr. U. Schumann Zweiter Gutachter Prof. Dr. H. Quenzel

Tag der mündlichen Prüfung: 27.6.2000

Manuskript des Forschungsberichtes eingereicht am 17.7.2000

Regionale Kondensstreifen-Bedeckung aus Satellitendaten und ihr Einfluss auf den Strahlungshaushalt

Richard Meyer

DLR-Oberpfaffenhofen Institut für Physik der Atmosphäre D-82234 Weßling

Dissertation der Fakultät für Physik der Ludwig-Maximilians-Universität München

Oberpfaffenhofen 5.4.2000

Kondensstreifen, Luftverkehr, NOAA-AVHRR-Daten, Mustererkennung, Bedeckungsgrad, optische Dicke, Strahlungsantrieb, Klimawirkung

Regionale Kondensstreifen-Bedeckung aus Satellitendaten und ihr Einfluss auf den Strahlungshaushalt

Kurzzusammenfassung

Ein operationelles Kondensstreifen-Erkennungsverfahren wird auf Tag- und Nacht-Überflüge des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) angewandt. Aus den Klassifizierungsergebnissen wird die mittägliche und nächtliche Bedeckung durch linienhafte Kondensstreifen über Westeuropa abgeleitet. Das Jahresmittel der Bedeckung am Tag beträgt 0.75% und zeigt einen ausgeprägten Jahresgang mit 1% im Winter und 0.4% im Sommer, sowie einen starken Tag/Nacht-Unterschied mit einer Amplitude von 3.

Mit Hilfe von Strahldichtekontrasten im 11 µm Kanal zwischen Kondensstreifen und benachbarten Pixeln wird für die erkannten Kondensstreifen eine durchschnittliche optische Dicke im sichtbaren Spektralbereich von 0.1 abgeschätzt. Daraus ergibt sich am Oberrand der Atmosphäre ein mittlerer auf Kondensstreifen zurückzuführender Strahlungsantrieb zwischen 0.03 W/m² und 0.08 W/m², was eine Größenordnung unter den Ergebnissen bisheriger Studien liegt. Die höchsten Jahresmittel mit mehr als 0.12 W/m² werden über Nordost-Frankreich, Belgien, Großbritannien und Ungarn gefunden.

Contrails, air traffic, NOAA-AVHRR-data, pattern recognition, cloud coverage, contrail frequency, optical depth, radiative forcing, climate change

Regional coverage of contrails from satellite data and their radiative forcing

Short Abstract

An operational contrail detection algorithm is applied to day and night overpasses of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). From the classification results the daytime and nighttime coverage by linear shaped contrails over Western Europe is derived. The annual daytime average for the analyzed region of 0.75% shows a strong annual cycle with 1.0% coverage during winter and 0.4% during summer. The day/night ratio reaches the factor 3.

Using the radiance contrasts in the 11 μ m channel for contrail and adjacent pixels an average visible optical depth for the observed contrails of 0.1 is derived. This leads to an annual mean top of atmosphere radiative forcing by contrails over Central Europe in the range of 0.03 W/m² to 0.08 W/m², which is about one magnitude smaller than prior studies suggest. The highest annual mean contrail forcing exceeds 0.12 W/m² over Northeastern France, Belgium, Great Britain and Hungary.

Inhaltsverzeichnis

Zι	ısammenfassung vii					
1	Einleitung					
	1.1	Zunah	me des Luftverkehrs und verursachte Emissionen	1		
	1.2	Konde	nsstreifen	3		
		1.2.1	Bildung, Persistenz und Ausbreitung	3		
		1.2.2	Klimawirkung	4		
	1.3	Ziele ı	Ind Strategie der Arbeit	6		
2	Erk	ennung	von Kondensstreifen in Satellitendaten	8		
	2.1	Spektr	ale optische Eigenschaften von Kondensstreifen	8		
	2.2	Algori	thmus zur Detektion von Kondensstreifen in AVHRR-Daten	12		
		2.2.1	Normalisierung der Eingangsdaten	13		
		2.2.2	Vorklassifikation	14		
		2.2.3	Linienerkennung	15		
		2.2.4	Geometrische Kriterien	15		
		2.2.5	Zweitlauf	17		
		2.2.6	Justierung freier Parameter	19		
		2.2.7	Ausblenden der Randbereiche	20		
	2.3	Evalui	erung der Erkennungs-Methode	20		
		2.3.1	Maße für die Erkennungsgüte	21		
		2.3.2	Verifizierung durch visuelle Analyse von AVHRR-Daten	24		
		2.3.3	Untersuchung der Falscherkennungsrate	28		
	2.4	Grenze	en der Erkennbarkeit von Kondensstreifen	30		
3	Kon	densstr	eifen-Statistik	34		
	3.1	Konde	nsstreifen-Häufigkeit	34		
		3.1.1	Bestimmung der relativen Häufigkeit	35		
		3.1.2	Artefakte	37		
		3.1.3	Statistische Verteilung	40		
		3.1.4	Räumliche Mittelung	41		
	3.2	Ableit	ung des mittleren Kondensstreifen-Bedeckungsgrades	44		
		3.2.1	Häufigkeit von Kondensstreifen und Emissionen des Luftverkehrs	44		
		3.2.2	Anpassung der variablen Erkennungsrate	45		
	3.3	Räuml	liche Verteilung von Kondensstreifen über dem westlichen Mitteleuropa	52		
		3.3.1	Kondensstreifen und Flugverkehrsbewegungen	52		
		3.3.2	Vergleich mit anderen Beobachtungen	54		
	3.4	Fehler	betrachtung	62		

Inhaltsverzeichnis

С	Literatur				
B	Symbole				
A	Abk	irzungen 11	10		
	5.2	Weiterer Forschungsbedarf	07		
	5.1	Ergebnisse dieser Arbeit	03		
5	Schl	issfolgerungen und Ausblick 10	U3		
_					
	4.5	Diskussion: Beeinflussung des Strahlungshaushalts	00		
		4.4.2 Unsicherheiten durch ungenau bekannte Parameter	98		
		4.4.1 Methodisch bedingte Unsicherheiten	94		
	4.4	Fehlerabschätzung	94		
		4.3.2 Jahresmittel	91		
	7.5	4 3 1 Jahreszeitliches Tagesmittel	89		
	43	Strahlungsantrieb aufgrund der bestimmten Bedeckungsgrade	88		
	42	Bestimmung der optische Dicke aus Strahldichte-Kontrasten	83		
		4.1.5 Emiliuss von Wolken	02 83		
		4.1.2 Aunospharen-Emmuss	82 82		
		4.1.1 Adhangigkent von den optischen Eigenschaften von Kondensstiehen	10 07		
	4.1	Grundlagen der Stranlungswirkung von Kondensstreiten	// 70		
4		Grundlagen der Strahlungsnausnalt	// 77		
	Б. (
	3.7	Zusammenfassung: Kondensstreifen-Statistik	75		
		3.6.2 Zusammenhang mit dem Wetter	75		
		3.6.1 Natürliche Obergrenze für die Bedeckung durch Kondensstreifen	73		
	3.6	Interpretation des Kondensstreifenbedeckungsgrades	73		
		3.5.2 Jahreszeitliche Unterschiede	71		
		3.5.1 Tag-Nacht-Unterschied	66		
	3.5	Zeitliche Verteilung	62		

Zusammenfassung

Kondensstreifen haben laut Bericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 1999) einen Anteil von etwa 40% an den heute global durch den Luftverkehr verursachten treibhauswirksamen Prozessen. Entscheidende Parameter für den Strahlungsantrieb sind die durch Kondensstreifen bedeckte Fläche und ihre optische Dicke. Beide waren bisher nur grob bekannt. In der vorliegenden Arbeit werden sie durch Analyse eines zwei Jahre umfassenden Datensatzes des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) mit einem operationellen Mustererkennungsverfahren eingehend untersucht.

Das hier charakterisierte Verfahren eignet sich gut, um auf objektive Weise Kondensstreifen mit deutlich linienhafter Form in AVHRR-Daten zu detektieren. Sehr alte, breit ausgeflossene Kondensstreifen, die unter Umständen sehr große Flächenanteile bedecken, können so nicht erkannt werden und werden deshalb in der vorliegenden Arbeit nicht besprochen.

Der mittlere Bedeckungsgrad durch Kondensstreifen über dem westlichen Mitteleuropa beträgt mittags 0.75% und nachts ein Drittel davon. Regionale Maxima erreichen tags fast 3%. Im Jahresverlauf werden die höchsten Mittelwerte im Winter und die geringsten im Sommer festgestellt. Die tatsächliche von linienhaften Kondensstreifen bedeckte Fläche kann aber noch um einen Faktor 2 größer oder kleiner als dieser Wert sein.

Aus dem räumlichen Kontrast der Strahldichten im AVHRR-Kanal bei einer Wellenlänge von 11 µm wird der mittlere Emissionsgrad der erkannten Kondensstreifen bestimmt. Daraus wird auf eine effektive optische Dicke von 0.1 im sichtbaren Spektralbereich geschlossen. Zusammen mit der beobachteten zeitlichen und räumlichen Verteilung von Kondensstreifen wird mit Hilfe von Strahlungstransferrechnungen ihre Strahlungswirkung abgeschätzt. Im Jahresmittel erhält man einen positiven Netto-Strahlungsantrieb zwischen 0.03 W/m^2 und 0.08 W/m^2 .

Diese Werte liegen für das betrachtete Gebiet etwa eine Größenordnung unter bisherigen Ergebnissen für linienhafte Kondensstreifen, auf die sich der IPCC-Bericht (1999) bezieht. Dieser große Unterschied ist darauf zurückzuführen, dass dabei eine fast dreimal so hohe optische Dicke und ein etwa doppelt so hoher Kondensstreifen-Bedeckungsgrad angenommen wurden. Der höhere Bedeckungsgrad liegt gerade noch im Unsicherheitsbereich der hier vorliegenden Arbeit. Es wird gefunden, dass die optische Dicke, die bisher aus Fallstudien bekannt war, nicht repräsentativ für die mittlere effektive optische Dicke der detektierten Kondensstreifen ist. Unsicherheiten bezüglich der typischen Partikel-Größenverteilung können die Intensität des Strahlungsantriebs noch deutlich verändern. Trotzdem kann geschlossen werden, dass bisherige Angaben den durch linienhafte Kondensstreifen verursachten Strahlungsantrieb wenigstens um einen Faktor 2 überschätzen.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung

Der Energiehaushalt der Erdatmosphäre wird stark von Wolken beeinflusst. Im Allgemeinen reduzieren Wolken durch Streuung und Absorption den kurzwelligen Strahlungsfluss auf die Erdoberfläche. Gleichzeitig erhöht sich die Gegenstrahlung der Atmosphäre im langwelligen Spektralbereich, weil Wolken ein deutlich höheres Emissionsvermögen als die Atmosphäre haben. Nachts wirken Wolken deshalb an der Erdoberfläche stets erwärmend. Während des Tages überwiegt für optisch dicke Wolken der Albedoeffekt, so dass sie kühlen. Eine besondere Rolle spielen dünne Eiswolken. Hier kann sogar am Tag der erwärmende Effekt (Liou, 1986) überwiegen. Die Erhöhung der Reflexion solarer Strahlung in den Weltraum ist an dünnen Eiswolken oft geringer als die Verringerung der Abstrahlung im terrestrischen Spektralbereich. Eine Zunahme solcher dünner Eiswolken fördert also den sogenannten Treibhauseffekt.

Von Flugzeugen gebildete Kondensstreifen sind solche dünne Eiswolken. Der Flugverkehr hat somit prinzipiell das Potenzial, die Erdatmosphäre zu erwärmen. Da auch andere anthropogene Einflüsse, vor allem die Kohlendioxid-Zunahme durch Verbrennung fosilen Kohlenstoffs, den Treibhauseffekt der Erde unterstützen (IPCC, 1995), sollten andere Effekte, die darauf Einfluss haben können, auf ihre Relevanz hin untersucht werden.

Über den östlichen USA, dem Nordatlantik und dem westlichen Europa herrscht derzeit der intensivste Luftverkehr. Dort bedecken Kondensstreifen heute schon zeitweilig große Flächenanteile des Himmels, was im Mittel zu einem Bedeckungsgrad von mehreren Prozent führen kann. Setzt man einen zusätzlichen Bedeckungsgrad von 2% ins Verhältnis zum mittleren globalen Bedeckungsgrad durch Cirren von etwa 20% (Liou, 1986), so bedeutet dies bereits eine 10%-ige anthropogen bedingte Erhöhung des Bedeckungsgrades durch Eiswolken.

1.1 Zunahme des Luftverkehrs und verursachte Emissionen

Die immer stärkere internationale Vernetzung von Wirtschaftsprozessen und die starke Zunahme des Flugtourismus haben in den letzten Jahren zu einem sehr kräftigen Anwachsen des Luftverkehrs geführt. Diese Expansions-Tendenz setzt sich aller Wahrscheinlichkeit nach fort. Wirtschaftswachstum führt, vor allem bei verstärkter Globalisierung und Bevölkerungszunahme, zu einem größeren Bedarf an Personen- und Frachttransport. Hinzu kommt die Tendenz, dass immer mehr Güter, die früher auf dem Wasser- oder Landweg befördert wurden, nun per Flugzeug transportiert werden.

Die 'Forecasting and Economic Support Group' der ICAO (International Civil Aviation Organization der Vereinten Nationen) geht für den Zeitraum 1990 bis 2050 von einem mittleren Wachstum des Luftverkehrs von 3.1% pro Jahr aus (Szenario 'Fa1' bei IPCC (1999)). Das bedeutet, dass sich der Luftverkehr bezogen auf Personen-km bis 2050 versechsfacht haben wird. Trotz Einsatz effizienterer Flugzeuge, verbesserter Auslastung und optimierter Flugführung wird das prognostizierte Verkehrswachstum zu einer Zunahme des Treibstoffverbrauchs führen. Das erwähnte ICAO-Szenario rechnet mit 1.7% Zunahme des jährlichen Treibstoffverbrauchs, was bis 2050 eine Verdreifachung bewirken würde. Selbst ein Szenario, das sehr geringe Wachstumsraten von Wirtschaft und Bevölkerung annimmt, führt bis 2050 zu einer 1.6 fachen Steigerung des Treibstoffverbrauchs. Das von IPCC (1999) beschriebene Szenario mit den höchsten Wachstumsraten führt sogar zu einer Steigerung um einen Faktor 9.4.

Die wichtigsten klimatisch relevanten Effekte des Luftverkehrs sind vermutlich die Strahlungswirkung durch das bei der Verbrennung gebildete Kohlendioxid und die Strahlungswirkung durch Flugzeug-verursachte zusätzliche Eiswolken. Die Stickoxid-Emissionen des Luftverkehrs führen einerseits zu einem erwärmend wirkenden Anstieg des tropopausennahen Ozongehalts und andererseits zu einer abkühlend wirkenden Reduzierung des Methangehalts. In der Summe vermindern diese Effekte den Netto-Strahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre und tragen damit zur anthropogen bedingten Erwärmung der Erde bei. Der detaillierte Bericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 1999) zum Einfluss der Luftfahrt auf das globale Klima gibt als globalen Mittelwert für das Jahr 1992 einen Strahlungsantrieb von 0.05 W/m² \pm 70% an, wobei der vermutlich sehr starke Effekt der durch den Luftverkehr indirekt verursachten Cirren außer Acht gelassen wurde. Der gesamte derzeitige Strahlungsantrieb des Luftverkehrs entspricht also ca. 3% des derzeit durch anthropogen freigesetztes Kohlendioxid verursachten Treibhauseffekts und wird sich künftig noch deutlich erhöhen.

An der Gesamtsumme des luftverkehrsinduzierten Strahlungsantriebs haben die Kohlendioxid-Emissionen von Flugzeugen einen Anteil von fast 40% und sind relativ gut abschätzbar. Die Folgen der Stickoxid-Emissionen bewirken zusammengenommen etwa 20% des gesamten luftverkehrsbedingten Strahlungsantriebs, sind aber, gerade was die Verminderung durch Methan anbelangt, noch schlecht erfasst. Die direkte Wirkung des von Flugzeugen emittierten Wasserdampfes hat vergleichsweise geringen Einfluss. Wichtig hingegen ist die Strahlungswirkung von Kondensstreifen. Sie hat wahrscheinlich einen Anteil von mehr als 40% und ist ebenfalls bisher nur schlecht quantifiziert. Da Kondensstreifen laut dem IPCC-Bericht (1999) den größten Anteil am durch den Flugverkehr bedingten Strahlungantrieb haben und dabei gleichzeitig zu den am schlechtesten bekannten Größen gehören, besteht hier der größte Forschungsbedarf.

1.2 Kondensstreifen

1.2.1 Bildung, Persistenz und Ausbreitung

Wenn die Umgebungstemperatur sehr gering ist, wird im Nachlauf von Flugzeugen stets die Bildung von Kondensstreifen beobachtet. Durch die schnelle Abkühlung der heißen Abgase bei der Durchmischung mit kalter Umgebungsluft entsteht im Abgasstrahl eine hohe Übersättigung mit Wasserdampf, die nach Schmidt (1941) und Appleman (1953) zur Kondensation führt, sobald bestimmte druckabhängige Temperaturschwellwerte unterschritten werden. Die genauere Betrachtung von Schumann (1996) zeigt, dass das Bildungskriterium zusätzlich vom Wirkungsgrad des Flugzeugs abhängt. Moderne Flugzeuge mit treibstoffsparenden Triebwerken erwärmen den Abgasstrahl weniger als ineffizientere. Das führt z. B. dazu, dass es in 10 km Höhe schon bei einer Umgebungstemperatur von -53°C zur Auslösung von Kondensstreifen kommt. Bei Maschinen mit geringeren Wirkungsgraden muss es dagegen noch um 3 bis 4 K kälter sein.

Ob ein entstandener Kondensstreifen sich gleich wieder auflöst oder länger bestehen bleibt, hängt wesentlich von der aktuellen Umgebungsfeuchte ab. Sobald die Sättigung gegenüber Eis unterschritten wird, verdampfen die Eisteilchen, bis der Kondensstreifen verschwindet. Das kann, wenn nur kleine Teilchen gebildet wurden, sehr rasch geschehen. Oft werden nur ca. 3 km lange Kondensstreifen beobachtet, was bei typischen Reisegeschwindigkeiten von 250 m/s einer Lebensdauer von 12 s entspricht. Wenn hingegen Eissättigung herrscht, bleiben die gebildeten Kondensstreifen bestehen. Dann können sie der Umgebung Wasserdampf entziehen und so weiter wachsen. Die Abgasfahne weitet sich im Verlauf der Zeit auf und bindet nun wesentlich mehr Wasser, als ursprünglich in den Emissionen des Flugzeugs enthalten war. Die so gebildete anthropogene Eiswolke wird Bestand haben, solange das Luftpaket ausreichende Luftfeuchte aufweist, außer die Teilchen werden so groß, dass Sedimentation einsetzt. Von Minnis et al. (1998) wurden beispielsweise Situationen beobachtet, bei denen die Lebensdauer mehrere Stunden überschreitet.

Kurzlebige Kondensstreifen lösen sich dagegen meist noch in der Wirbelschleppenphase auf. Kondensstreifen, die diese Phase überleben, wollen wir hier als persistente Kondensstreifen bezeichnen. Sie sind wenigstens 100 s alt und weisen eine Länge von mehr als 25 km auf. Bis zur Auflösung der Wirbelschleppe nach etwa 3 min trägt die turbulente Diffusion wesentlich zur Aufweitung bei, danach dominiert die Windscherung (Dürbeck, 1997). Die aus bodengestützten Lidar-Beobachtungen (Freudenthaler et al., 1995) abgeleiteten Breitenwachstumsraten variieren deshalb von 18 m/min bis 140 m/min.

1.2.2 Klimawirkung

Wie die Untersuchungen von Meerkötter et al. (1999) mit verschiedenen eindimensionalen Strahlungstransfermodellen zeigen, haben die Flächenbedeckung mit Kondensstreifen, ihre optische Dicke und der Sonnenstand den größten Einfluss auf ihre Strahlungswirkung. Unterschiedliche Formen und Größenverteilungen der Kondensstreifen-Teilchen führen im solaren Spektralbereich zu merklichen Differenzen. Andere mögliche Einflussgrößen wie die Höhe sind relativ konstant, so dass der räumlichen und zeitlichen Verteilung sowie der Kenntnis ihrer optischen Eigenschaften die größte Bedeutung zukommt.

Eine systematische Untersuchung der mittleren Flächenbedeckung durch Kondensstreifen wurde erstmals von Rotter (1987) durchgeführt. Während des Jahres 1986 wurde dabei die Häufigkeit des Auftretens von Kondensstreifen über der Kanzelwand in Österreich mit einer Himmelskamera erfasst. Danach ist der Einfluss des Flugverkehrs auf die Menge der Bewölkung an den meisten Tagen gering, wobei aber zeitweilig Flächenbedeckungen bis zu 7% festgestellt werden.

Wünschenswert ist die Kenntnis der mittleren durch Kondensstreifen bedeckten Fläche für möglichst viele Orte, weshalb der Einsatz von Satellitendaten naheliegt. Schumann und Wendling (1990) beschreiben eine erste auf mehreren Satellitendaten basierende Abschätzung des mittleren Bedeckungsgrades. Mit Hilfe des Advanced Very High Resolution Radiometers (AVHRR) wird festgestellt, dass an 36 der 99 bearbeiteten Szenen ein Bedeckungsgrad unter 0.1% auftritt. Allerdings tritt an 63 Tagen eine deutlich höhere Flächenbedeckung auf, die im Mittel auf ca. 1.5% geschätzt wird.

Bakan et al. (1994) bestimmen durch systematische visuelle Interpretation von NOAA-AVHRR-Satellitenbildern von insgesamt mehr als 4 Jahren eine mittlere Bedeckung von 2% für den östlichen Teil des Nordatlantiks und 1% für Mitteleuropa. Sie werten erstmals Nachtszenen aus, in denen ebenfalls zahlreiche Kondensstreifen entdeckt werden und finden, dass diese im Mittel etwa die Hälfte der am Tag durch Kondensstreifen bedeckten Fläche einnehmen. Mangels besserer Untersuchungen stützen sich bis dato die meisten Studien darauf, die Angaben über den Flächenbedeckungsgrad durch Kondensstreifen benötigen. Allerdings sollte bedacht werden, dass bei visuellen Analysen von Satellitenbildern das Problem einer subjektiven Bewertung auftreten kann. Es ist schwer zu garantieren, dass sich die Sensitivität der Auswerter im Laufe eines längeren Beobachtungszeitraums nicht verändert. Die Analyse der Bilder mit dem Auge kann durch Überschätzung der Flächenbedeckung schmaler Strukturen zu systematischen Fehlern führen, die auch schwer quantifizierbar bleiben. Deshalb herrschte dringender Bedarf für Vergleichsstudien, die den mittleren Bedeckungsgrad durch Kondensstreifen möglichst mit einem rechnergestützten Verfahren analysieren.

1.2 Kondensstreifen

Prinzipiell kann auch mit operationellen bodengestützten Beobachtungen der Kondensstreifen-Bedeckungsgrad festgestellt werden. Wenigstens ist das für Wettersituationen möglich, bei denen der freie Blick nicht durch tiefe Wolken verdeckt wird. Dazu ist die systematische Erfassung mit Geräten erforderlich, die möglichst große Blickwinkel umfassen. Lidarmessungen ergeben deshalb keine belastbaren Mittelwerte und menschliche Beobachter überschätzen oft schmale Strukturen. Die an 19 US-amerikanischen Wetterstationen von April 1993 bis März 1994 (Minnis et al., 1997) und die seit Oktober 1997 von den Synop-Beobachtern des Deutschen Wetterdienstes vorgenommenen Kondensstreifen-Meldungen liefern deswegen nur Aussagen über ihr Auftreten.

Ebenso große Unsicherheiten wie beim Kondensstreifen-Bedeckungsgrad bestehen bezüglich der mittleren optischen Dicke von Kondensstreifen. Aus Lidar- und Satellitenmessungen wurden bisher in Fallstudien optische Dicken im sichtbaren Spektralbereich δ_{vis} von 0.05 bis 1 bestimmt (Kästner et al., 1993; Palikonda et al., 1996; Jäger et al., 1998; Minnis et al., 1998; Spinhirne et al., 1998). Diese Werte passen gut zu Simulationsrechnungen, wie sie beispielsweise von Alheit und Hauf (1997) oder Sussmann und Gierens (1999) durchgeführt wurden. Allerdings wurden von Schumann und Wendling (1990) und Gayet et al. (1996) auch Kondensstreifen mit $\delta_{vis} \geq 1$ beobachtet. Da für optische Dicken bis 1 der Strahlungsantrieb von Kondensstreifen annähernd linear zunimmt (Meerkötter et al., 1999) und über effektive Werte hierzu noch große Unkenntnis bestand, war hier dringend eine genauere Eingrenzung nötig.

Auch auf dem Gebiet der Teilchenformen und Größenverteilungen von Kondensstreifen gibt es noch offene Fragen. In Kondensstreifen wurden bisher sowohl kugelförmige, aber auch asphärische Teilchen beobachtet (Lawson et al., 1998; Goodman et al., 1998; Strauss et al., 1997). Gegenüber sphärischen Teilchen haben nicht-sphärische meist eine erhöhte Reflexion im sichtbaren Bereich. Der Vergleich der von kugelförmigen Teilchen hervorgerufenen Strahlungswirkung mit der von hexagonalen Teilchen zeigt, dass kugelförmige zu einem um etwa 20% höheren Netto-Strahlungsantrieb führen (Meerkötter et al., 1999). Noch stärker wirkt sich möglicherweise die Partikelgröße aus. In-situ-Messungen von Schröder et al. (2000) weisen auf typische Größen von 2 bis 5 µm bei 2 min alten Kondensstreifen hin. Ältere Kondensstreifen erreichen schließlich ähnlich natürlichem Cirrus Teilchengrößen im Bereich von 20 bis 200 µm (Knollenberg, 1972; Gayet et al., 1996; Strauss et al., 1997). Bezogen auf den Netto-Strahlungsantrieb kann das nach Meerkötter et al. (1999) zu einem Unterschied von mehr als Faktor 2 führen.

Aufgrund der Konzentration des Flugverkehrs entlang viel beflogener Routen werden regional bedeutend höhere Bedeckungsgrade als im globalen Mittel erreicht. Hier kann es tatsächlich zu spürbaren Auswirkungen auf die bodennahe Lufttemperatur kommen. Strauss et al. (1997) bestimmen für Süddeutschland bei 1% Zunahme der Bedeckung eine Erhöhung der bodennahen Temperatur von etwa 0.1 K.

Eine erste Abschätzung des weltweiten durch Kondensstreifen verursachten Strahlungsantriebs geben Minnis et al. (1999). Sie nehmen hierzu eine einheitliche optische Dicke von 0.3 an und verwenden die von Sausen et al. (1998) abgeschätzte globale Verteilung des Bedeckungsgrades durch Kondensstreifen. Sausen et al. (1998) extrapolieren die Ergebnisse von Bakan et al. (1994) global unter Zuhilfenahme eines Flugverkehrs-Emissionskatasters und Modell-Daten des ECMWF (European Center for Midrange Weather Forecast).

Wie oben erläutert wurde, gibt es noch große Unsicherheiten, was den Bedeckungsgrad durch Kondensstreifen anbelangt und ebenso bezogen auf ihre optischen Eigenschaften. Alle Unsicherheiten resümierend geben Minnis et al. (1999) für den von ihnen bestimmten Strahlungsantrieb durch Kondensstreifen eine Unsicherheit von einem Faktor 4 an. Bislang fehlte eine Studie, die deren globale Abschätzung regional überprüft.

1.3 Ziele und Strategie der Arbeit

Der Autor wird vor allem den Bedeckungsgrad durch Kondensstreifen genauer als bisher bestimmen. Es werden AVHRR-Daten verwendet, weil darin bei einer räumlichen Auflösung von ca. 1 km Kondensstreifen relativ deutlich erkennbar sind und diese mit einer ausreichenden Wiederholrate (wenigstens einmal täglich) zur Verfügung stehen. Die Bedeckungsgrade sollen unabhängig vom Sonnenstand zu bestimmen sein, wozu sich Kanäle im sogenannten thermischen Infrarot bei einer Wellenlänge von 10 µm bis 12 µm anbieten. Weil die Geräte der Serie AVHRR-2 in diesem Bereich über zwei Kanäle verfügen, werden hier Daten des Satelliten NOAA-14 verwendet.

Es wird ein knapp 5 Millionen $\rm km^2$ großes Gebiet über dem westlichen Mitteleuropa ausgewählt, um einen Bereich auswerten zu können, der für den Vergleich mit Ergebnissen des globalen Modells groß genug ist. Aufgrund der Flugverkehrsdichte ist hier eine große Häufigkeit von Kondensstreifen zu erwarten. Um eine ausreichende statistische Grundlage zu gewähren, werden tägliche Überflüge zweier vollständiger Jahre verwendet.

Die Bestimmung des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades soll hier rechnergestützt erfolgen, damit möglichst objektive Ergebnisse erzielt werden. Für klimatologische Aussagen ist eine sehr zuverlässige Erkennungsmethode unabdingbare Voraussetzung. Die bisher von Engelstad et al. (1992) und Meinert (1994) entwickelten Algorithmen zur Segmentierung von Kondensstreifen in AVHRR-Daten eignen sich jedoch nicht für den operationellen Einsatz, da die Qualität der Ergebnisse von Ausschnitt zu Ausschnitt stark variiert. Für das von Weiss et al. (1998) beschriebene Verfahren liegen keine Analysen längerer Zeitreihen vor, so dass über dessen operationelle Anwendbarkeit keine Aussage getroffen werden kann. Deshalb wird hier ein neues Verfahren verwendet, das unter Mitwirkung des Autors dieser Dissertation entwickelt wurde (Mannstein et al., 1999). Es erlaubt eine zuverlässige automatische Erkennung von Kondensstreifen in AVHRR-Satellitendaten. Dieses speziell für Kondensstreifen entwickelte Mustererkennungsverfahren bedient sich sowohl der für Kondensstreifen charakteristischen spektralen Signatur in den AVHRR-Kanälen 4 (10.3 bis 11.3 µm) und 5 (11.5 bis 12.5 µm) als auch ihrer prägnanten Textur. Es enthält physikalisch und geometrisch begründbare Schwellwerte, die so optimiert werden, dass die Zahl falsch erkannter Pixel möglichst gering ist. Da hier beabsichtigt ist, Daten über Europa auszuwerten, wird großer Wert darauf gelegt, dass das Verfahren auch über Land anwendbar ist. Durch räumlich variable Normalisierung der Temperaturbilder wird erreicht, dass es über Land ähnlich gute Ergebnisse liefert wie über dem Meer. Mit der Auswertung einer zweijährigen Zeitreihe wird die Praxistauglichkeit des Verfahrens unter Beweis gestellt. Tatsächlich stellt sich heraus, dass der Anspruch, eine gleiche Erkennungsgüte über Land und Wasser zu gewährleisten, schwer erfüllbar ist. Durch Entwicklung eines statistischen Korrekturverfahrens wird dies jedoch bezogen auf längerfristige Mittelwerte erreicht.

Mit Hilfe der ausgewerteten Daten werden die räumliche und zeitliche Verteilung des zusätzlichen Bedeckungsgrades durch Kondensstreifen für das westliche Mitteleuropa bestimmt. Die Verteilung des Bedeckungsgrades wird mit Flugverkehrsbewegungen und bisherigen Studien zur Flächenbedeckung durch Kondensstreifen verglichen. Es wird gezeigt, wie stark das Auftreten von Kondensstreifen im Tages- und im Jahresverlauf in unterschiedlichen Regionen schwankt. Die Fülle von Daten erlaubt, stabile jahreszeitliche Mittel anzugeben und Zeitreihen des mittleren täglichen Bedeckungsgrades durch Kondensstreifen zu bilden. Für die abgeleiteten Bedeckungsgrade werden in Abhängigkeit von der räumlichen Mittelung, der Heterogenität des Untergrundes und der Stichprobenhäufigkeit Qualitätsparameter angegeben.

Durch Analyse der Strahlungstemperaturkontraste, die sich zwischen Kondensstreifen-Pixeln und der unmittelbaren Umgebung ausprägen, gelingt es, den mittleren Emissionsgrad von Kondensstreifen im thermalen Infrarot zu bestimmen. Daraus lässt sich auch die mittlere optische Dicke im sichtbaren Spektralbereich abschätzen.

Basierend auf den abgeleiteten Kondensstreifen-Bedeckungsgraden und der abgeleiteten optischen Dicke wird durch Zuhilfenahme eindimensionaler Strahlungstransferrechnungen der durch lineare Kondensstreifen verursachte Strahlungsantrieb berechnet. Es werden die Ergebnisse für Tag und Nacht sowie Sommer und Winter gegenübergestellt, von denen vermutet wird, dass sie regional sehr stark variieren.

2 Erkennung von Kondensstreifen in Satellitendaten

Zur Erstellung einer Kondensstreifen-Statistik ist es notwendig, Daten zur Verfügung zu haben, die sich gut für die Erkennung von Kondensstreifen eignen und flächendeckend in hoher zeitlicher Auflösung zur Verfügung stehen. Die Daten geostationärer Wettersatelliten sind mit einer Auflösung von mehreren Kilometern zu grob, um die meisten Kondensstreifen erkennen zu können. Von den auf polar umlaufenden Satelliten betriebenen Geräten hat derzeit nur AVHRR mit mehreren Überflügen täglich eine ausreichend große Wiederholrate. Aufgrund der Verbreiterung von persistenten Kondensstreifen kann erwartet werden, dass eine Pixelgröße von etwa 1 km x 1 km gerade ausreicht, um die Kondensstreifen zu erkennen, die einen relevanten Anteil der Fläche bedecken.

Ausgehend von den spektralen optischen Eigenschaften von Kondensstreifen wird gezeigt, welche AVHRR-Kanäle prinzipiell günstig für eine automatisierte Erkennung von Kondensstreifen sind. Im Weiteren wird das von Mannstein et al. (1999) entwickelte Verfahren vorgestellt, das sich zusätzlich zu den radiometrischen auch der geometrischen Eigenschaften von Kondensstreifen bedient. Es wird auf seine Zuverlässigkeit in der operationellen Anwendung hin getestet, wodurch Leistungsfähigkeit und prinzipielle Grenzen eines solchen Verfahrens deutlich werden.

2.1 Spektrale optische Eigenschaften von Kondensstreifen

Kondensstreifen ähneln in ihren optischen Eigenschaften Cirren. Wie alle Wolken erhöhen sie meist die Albedo im sichtbaren Spektralbereich. Wasserwolken sind in der Regel optisch wesentlich dicker und reflektieren deshalb stärker als Eiswolken. Treten Eiswolken über Wasserwolken auf, sind diese im sichtbaren Spektrum kaum zu erkennen. Eine bessere Unterscheidung von Eis- und Wasserwolken ist hingegen im terrestrischen Spektralbereich möglich. Dort senken Eiswolken wegen ihrer geringen Temperatur und einem schon bei geringen optischen Dicken relevanten Emissionsgrad die Strahlungstemperaturen gegenüber dem ungestörten Fall merklich ab.

In Abbildung 1 ist der spektrale Verlauf der Strahldichte für klare Atmosphären und für Atmosphären, die Kondensstreifen enthalten, dargestellt. Hierzu werden Standardatmosphären nach McClatchey et al. (1972) angenommen und die nach oben gerichtete Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre mit dem Matrix-Operator-Modell (MOM nach Plass et al. (1973)) berechnet. Als Größenverteilung der Eisteilchen wird die von Strauss et al. (1997) für Kondensstreifen angegebene mit einem volumenäquivalenten Teilchendurchmesser von 16.4 µm verwendet. Da sphärische Eisteilchen angenommen werden, können ihre optischen Eigenschaften nach der Mie-Theorie bestimmt werden. Im Fall der Som-



Abbildung 1: Langwellige Spektren für unterschiedliche Atmosphären mit und ohne Kondensstreifen: Sommer in mittleren Breiten (MLSA) und subarktischer Winter (SAWA) (Standardatmosphären nach McClatchey et al. (1972)). Für die MLSA-Atmosphäre wird zusätzlich ein Fall mit auf 80% erhöhter relativer Feuchte unterhalb des Kondensstreifens dargestellt.

meratmosphäre für mittlere Breiten (MLSA) erstreckt sich der Kondensstreifen von 10.8 bis 11 km und hat bei 0.55 µm eine optische Dicke von 0.52.

So wird offensichtlich, dass sich der Kondensstreifen vor allem im Bereich des atmosphärischen Fensters von 10 bis 12 µm vom klaren Fall abhebt. In diesem Bereich liegen die AVHRR-Kanäle 4 (10.3 bis 11.3 µm) und 5 (11.5 bis 12.5 µm), deren relative spektrale Empfindlichkeit in Abbildung 1 eingetragen ist. Um den Einfluss einer feuchten Atmosphäre zu beurteilen, wird zusätzlich die relative Feuchte der Standardatmosphäre unterhalb des Kondensstreifens auf 80% angehoben. Der Kontrast der Strahldichten ist in diesem Fall schwächer, aber immer noch deutlich. Auch im Fall einer kalten Atmosphäre machen sich Eiswolken noch sehr gut in diesem Spektralbereich bemerkbar. Zur Illustration wird ein Extremfall mit der subarktischen Winteratmosphäre (SAWA) berechnet. Dabei wird die Wolkenobergrenze entsprechend der niedrigeren Tropopause auf 9 km abgesenkt und die geometrische Dicke von 200 m beibehalten. Da der Eiswassergehalt an die Temperatur im Kondensstreifen -Niveau angepasst wird, ergibt sich bei den geringeren Temperaturen des Falls 'SAWA' nur eine optische Dicke von 0.18 bezogen auf 0.55 µm.



Abbildung 2: Temperaturdifferenzen TD in den AVHRR-Kanälen 4 (T_4 : 10.3 bis 11.3 µm) und 5 (T_5 : 11.5 bis 12.5 µm) für Eiswolken unterschiedlicher optischer Dicke. Je dünner die Wolke, desto höher ist die äquivalente Schwarzkörpertemperatur, wobei sich gerade bei kleinen Eisteilchen (linkes Bild) für eine optische Dicke von etwa 3 besonders große Unterschiede für TD ergeben. Bei sphärischen Teilchen ist dieser Effekt noch etwas stärker ausgeprägt als bei hexagonalen. [Fig. 2 c) und d) aus Wendling et al. (1998)].

Auch bei einer Wellenlänge von 3.7 µm (AVHRR-Kanal 3) sind Eiswolken gut erkennbar. Dieser Spektralbereich wird jedoch am Tag stark durch Reflexion von Sonnenlicht beeinflusst. Da beabsichtigt war, ein Verfahren zu entwickeln, dessen Qualität unabhängig vom Sonnenstand ist, wird auf diese Information hier verzichtet. Eiswolken sind allein aufgrund ihrer geringen Temperaturen in Kanal 4 und 5 erkennbar.

Doch wie können nun natürliche und flugverkehrsbedingte Eiswolken unterschieden werden? Man kann sich zu Nutze machen, dass der Emissionsgrad im 10 bis 12 µm Fenster stark von der Größenverteilung der Eiskristalle abhängt. Wolken mit kleineren Teilchen haben im Bereich von Kanal 5 einen deutlich höheren Emissionsgrad und entsprechend reduzierte Transmission. Deshalb erscheinen sie in Bildern dieses Kanals besonders prägnant. In Kanal 4 hingegen ist die Transmission meist höher und weniger abhängig von der Teilchengröße. Dann ist die daraus bestimmte äquivalente Schwarzkörpertemperatur T_4 größer als die aus Kanal 5 bestimmte Temperatur T_5 . Die Temperaturdifferenz $TD = T_4 - T_5$ ist folglich positiv. Vor allem junge Kondensstreifen weisen im Vergleich zu natürlichen Cirren noch kleinere effektive Größen auf. Schon Engelstad et al. (1992) weisen darauf hin, dass Kondensstreifen deshalb gut in TD-Bildern erkennbar sind. Diese Eigenschaft lässt sich nutzen, um Größenverteilungen dünner Eiswolken abzuschätzen, wie dies z. B. von Betancor-Gothe und Grassl (1993) beschrieben wird.

Trägt man die Temperaturdifferenz TD gegen die Temperatur wie in Abbildung 2 auf,

so ergibt sich in Abhängigkeit von der optischen Dicke δ der Wolke folgender Verlauf: Mit Zunahme von δ nimmt die äquivalente Schwarzkörpertemperatur T_4 immer mehr die Temperatur der Wolken an. Bis zu $\delta \approx 3$ prägt sich dabei TD immer stärker aus. Nimmt die optische Dicke δ weiter zu, so reduziert sich TD wieder, bis die Temperaturdifferenz für opake Wolken schließlich völlig verschwindet. Der Emissionsgrad geht dann im Bereich beider Kanäle gegen 1.

Wie Wendling et al. (1998) zeigen, verursachen kugelförmige Eisteilchen, die eher in Kondensstreifen auftreten als in Cirren, etwas stärkere Temperaturdifferenzen TD als hexagonale Eisteilchen mit gleichem volumenäquivalenten Durchmesser. Jedoch ist der Effekt der Teilchengröße wesentlich stärker.

Die optische Dicke von Kondensstreifen bewegt sich meist zwischen 0.1 bis 1, also in einem Bereich, wo sich *TD* merklich erhöht. Vor allem kleine Teilchengrößen, aber auch ein Überwiegen sphärischer Teilchenformen führen zu etwas größeren Temperaturdifferenzen. Demzufolge sollten besonders junge Kondensstreifen, bei denen durch In-Situ-Messungen sehr kleine Teilchengrößen und im Vergleich zu Cirren häufiger sphärische Teilchen nachgewiesen wurden, sich stark in *TD*-Bildern bemerkbar machen. In einem Alter von 1 min, wo diese beiden Effekte noch zum Tragen kommen, erreichen Kondensstreifen eine Breite von nur 200 m. Sie füllen also nur einen kleinen Teil des Pixels, wodurch der Effekt verwischt wird. Mit zunehmendem Alter wachsen die Eisteilchen, wobei sie wie Cirrusbewölkung vermehrt asphärische Kristalle bilden. Gealterte Kondensstreifen füllen meist nach 10 bis 20 min ein ganzes AVHRR-Pixel, haben dann aber Kristalle, die sich von natürlichem Cirrus nicht mehr prägnant unterscheiden.

Treten Kondensstreifen über Cirren, deren optische Dicke den Wert 3 übersteigt, auf, so sind diese im TD-Bild schwerer erkennbar. Das liegt daran, dass dann mit zunehmender optischer Dicke die Temperaturdifferenz wieder abfällt. In diesen Fällen erscheinen Kondensstreifen im TD-Bild dunkler als die umgebenden Cirren.

Oft sind Kondensstreifen auch so dünn, dass der dargestellte Effekt schwächer ausprägt ist als Variationen im Temperatursignal des Hintergrundes aus tieferliegenden Wolken und der Erdoberfläche. Wolkenränder - auch die von Wasserwolken - können eine positive Temperaturdifferenz mit linearer geometrischer Struktur zeigen. Gelegentlich weist die Erdoberfläche ähnliche Temperaturmuster wie Kondensstreifen auf. So treten auch über Wasserflächen und vor allem Eis- und Schneeflächen positive Temperaturunterschiede bei $T_4 - T_5$ auf (Gao und Wiscombe, 1994). Aus all diesen Gründen ist es unmöglich, allein mit spektralen Merkmalen ein automatisches Kondensstreifen-Erkennungsverfahren zu entwickeln.

2.2 Algorithmus zur Detektion von Kondensstreifen in AVHRR-Daten

Wie wir gesehen haben, ist aufgrund der spektralen Eigenschaften von Kondensstreifen keine eindeutige Erkennung in AVHRR-Daten zu erwarten. Deshalb müssen andere Kriterien hinzugenommen werden, die bei dieser Klassifikations-Aufgabe helfen können. Für das menschliche Auge sind Kondensstreifen bei geeigneter Kontrastverstärkung oft deshalb gut zu erkennen, weil sie durch eine prägnante Textur hervorstechen. Auch die ausgeprägte lineare Struktur von Kondensstreifen kann für eine rechnergestützte Erkennung dienen. Im Gegensatz zu anderen linearen Strukturen in Fernerkundungsdaten, wie zum Beispiel Straßen, weisen Kondensstreifen aber ein sehr viel größeres Variationsspektrum auf. Das betrifft geometrische Eigenschaften wie Krümmung oder Breite. Auch die oftmals 'auslaufenden' Ränder von Kondensstreifen machen sie weniger deutlich und dadurch schwieriger erfassbar. Da sich keine klaren Kriterien finden lassen, um Kondensstreifen zu detektieren, wurde von Mannstein et al. (1999) ein Verfahren entwickelt, das möglichst viele dieser unscharfen Merkmale in geeigneter Weise kombiniert. Dieser Algorithmus, der im Weiteren näher beschrieben wird, baut auf den Vorarbeiten und Erfahrungen von Forkert et al. (1993) auf.

Das hier vorgestellte vollautomatische Verfahren zur Erkennung von Kondensstreifen benötigt hochauflösende AVHRR-Daten. Die in der Auflösung reduzierten AVHRR-GAC-Daten (Global Area Coverage) reichen mit ihrer Auflösung von ca. 5 km für diese Aufgabe nicht aus. Es kann also entweder mit den im Subsatelliten-Bereich ad hoc aufgezeichneten und gesendeten HRPT-Daten (High Resolution Picture Transmission) oder mit den in gleicher Auflösung vom an Bord befindlichen Recorder übermittelten AVHRR-LAC-Daten (Local Area Coverage) betrieben werden.

Der Algorithmus orientiert sich an spektralen Eigenschaften und an räumlichen Merkmalen von Kondensstreifen. Durch eine Kombination verschiedener empirischer Tests werden alle Bildelemente auf ihre Kondensstreifenähnlichkeit hin überprüft. Zur Übersicht wird in Bild 3 der Datenfluss dargestellt. Anhand eines Beispielbildes (Abbildung 4) vom 4. Mai 1995, das einen extremen Fall von Kondensstreifenbildung aufweist, wird die Methode erläutert.

Am besten heben sich jüngere Kondensstreifen meistens in einem Temperaturdifferenzbild TD ab. Sie bilden darin helle, schmale, lineare Strukturen. Jedoch erscheinen auch Wolkenkanten und viele Objekte auf der Landoberfläche ebenfalls als helle Linien, was in Temperaturbildern (Abbildung 4) meist weniger ausgeprägt ist. Daher wird neben TDals zusätzliche Information die eines Temperaturkanals benötigt. Weil Eiswolken in Kanal 5 normalerweise einen besseren Kontrast haben als in Kanal 4, verwenden wir hier die äquivalente Schwarzkörpertemperatur T5 als zusätzliche Eingabe für den Algorithmus. Da



Abbildung 3: Datenflussdiagramm des Kondensstreifenalgorithmus. Boxen mit weißem Hintergrund symbolisieren binäre Matrizen, graue Boxen Gleitkomma-Matrizen.

die Temperatur von Kondensstreifen geringer als die ihrer Umgebung ist, verwenden wir für die Bildverarbeitungsroutinen das invertierte Temperaturbild T5i. Dies ermöglicht im Weiteren eine gleiche numerische Behandlung des Temperatur- und Temperaturdifferenzbildes.

Um Artefakte aus der Transformation in eine Kartenprojektion zu vermeiden, wird der Algorithmus auf die Daten in Satellitenprojektion angewandt.

2.2.1 Normalisierung der Eingangsdaten

Besonders wichtig für eine möglichst große Unabhängigkeit von spezifischen Temperaturmustern ist es, dabei vor der Anwendung der Tests die Temperaturfelder zu normalisieren.

Um im gesamten Ausschnitt ähnliche Bildkontraste zu haben und zeitlich konstante Schwellwerte anwenden zu können, werden beide Bilder normalisiert. Zunächst einmal wird durch Filterung mit einer rotationssymmetrischen 5 x 5-Pixel-Gaußmatrix das geglättete Bild $\overline{T5i}$ erzeugt. Durch weitere Filterung erhalten wir die in Abbildung 6 dargestellte lokale Standardabweichung *SDT5* für die 5 x 5-Umgebung:

$$SDT5 = \sqrt{(T5i - \overline{T5i})^2}.$$
 (2.1)

Die Differenz von Original und gefiltertem Bild wird mit der Standardabweichung ins Verhältnis gesetzt, was die normalisierten Temperaturen des Kanals 5 N5 (Abbildung 7) ergibt:

$$N5 = \frac{T5i - \overline{T5i}}{SDT5 + 0.1}.$$
 (2.2)

Die additive Konstante 0.1 im Nenner verhindert die Division durch 0 und begrenzt die Empfindlichkeit über homogenen Flächen. Zusätzlich werden die Extrema von N5 auf \pm 2 reduziert. Nach dem gleichen Schema werden aus dem Temperaturdifferenzbild TD die normalisierten Temperaturdifferenzen ND berechnet. In diesen normalisierten Bildern treten aufgrund der Hochpassfilterung (Gleichung 2.1) lineare Elemente hervor, wobei die Kontraste über das Bild gleichverteilt sind, so dass im ganzen Bild Schwellwerte ohne große Sensitivitätseinbußen verwendet werden können.

Beide Bilder N5 und ND weisen ähnliche Texturen auf. In beiden treten Kondensstreifen als mehr oder weniger deutliche helle Linien hervor, wobei auch Situationen beobachtet werden, bei denen Kondensstreifen in ND kaum auszumachen sind. Die Summe der normalisierten Bilder NI = N5 + ND verstärkt also vor allem Kondensstreifen. Dagegen sind Wolkenstraßen fast nur im N5-Bild erkennbar und sind deshalb im NI-Bild auf jeden Fall schwächer. Deshalb wird im Weiteren NI verwendet.

2.2.2 Vorklassifikation

Zunächst wird durch eine kombinierte Schwellwertbildung für unterschiedliche Bilder eine Auswahlmaske erstellt, die besonders 'Kondensstreifen-verdächtige' Pixel markiert.

Die Bedingung (2.3) wählt alle Pixel aus, die im NI-Bild heller als ihre Umgebung sind. Aufgrund der Normalisierung der Eingangsdaten lassen sich zusammengehörige Pixel in NI mit einem konstanten Schwellwert $NI_{th} = 1.5$ K isolieren, der empirisch auf die Art der Normalisierung abgestimmt ist.

Zusätzlich wird für eine 15 x 15 Pixel-Umgebung aus T5 der maximale Gradient G5 berechnet (Abbildung 8). Damit wird das Gradientenkriterium festgelegt (2.4), das dazu dient, Wolkenkanten und Küstenlinien auszuschließen, die meistens einen starken lateralen Kontrast im Temperaturbild zeigen.

Als 3.Bedingung (2.5) wird, wie bei Engelstad et al. (1992), ein Schwellwert für die Temperaturdifferenz TD_{th} eingeführt. Dieser wird sehr niedrig angesetzt, um auch gealterte Kondensstreifen mit größeren Teilchen noch erkennen zu können [siehe Abbildung 2]. Außerdem weisen auch Kondensstreifen über dicken Wolken sehr geringe TD-Werte auf und sollen ebenfalls erkannt werden können. Aus $\overline{G5}$, N5, ND und TD wird nun die Maske CHECK (Abbildung 9) abgeleitet. Sie markiert alle Pixel, die folgende Bedingungen erfüllen:

$$NI > NI_{th} = 1.5,$$
 (2.3)

$$\overline{G5} < \overline{G5_{th}} = 2 \cdot SDT5 + 1 \text{ K}, \qquad (2.4)$$

$$TD > TD_{th} = 0.2 \text{ K.}$$
 (2.5)

Die so ausgewählten Pixel der *CHECK*-Maske stellen möglicherweise Kondensstreifen dar. Mit Hilfe des morphologischen Operators 'dilate' (Pratt, 1991)werden diese Bildsegmente, die häufig noch kurz unterbrochen sind, zu größeren Objekten verbunden und stellen die Vorauswahlmaske dar.

2.2.3 Linienerkennung

Die linienhafte Textur von Kondensstreifen kann auf einfache Weise segmentiert werden, indem das Bild mit einem Linienfilter gefaltet wird. Dabei wird eine Filtergröße von 19 x 19 Pixel verwendet, die grob auf die Länge der zu erwartenden Segmente abgestimmt ist. Mit diesem Filter wird nun *NI* in 16 unterschiedlichen Richtungen gefaltet, um alle Richtungen möglicher Kondensstreifen zu erfassen. Exemplarisch werden die Filtermatrizen für 4 Richtungen in Bild 10 gezeigt. Um mehrere Zwischenrichtungen zuzulassen, wird als Filterquerschnitt keine rechteckige Funktion, sondern die in Abbildung 11 dargestellte Funktion verwendet. Beispielhaft wird für die Richtung 45° das Zwischenergebnis nach der Richtungsfilterung dargestellt (Abbildung 12). Durch Verschneiden mit der *CHECK*-Maske werden für jede Filterrichtung mögliche Kondensstreifen festgelegt.

2.2.4 Geometrische Kriterien

Zur weiteren Evaluierung der bisher gefundenen Objekte wird die Pixelanzahl n_{ct} und die Länge l_{ct} jedes Objekts bestimmt. Um zu prüfen, ob die Koordinaten des gefundenen Objekts ausreichend mit der Filterrichtung übereinstimmen und innerhalb der Größe der Rotationsfiltermatrix annähernd eine gerade Linie bilden, wird der Korrelationskoeffizient R_{ct} der Objektkoordinaten mit einer Geraden in Filterrichtung berechnet. Im Weiteren müssen alle Objekte folgenden Kriterien genügen:

$$n_{ct} > n_{ct,th} = 10,$$
 (2.6)

$$l_{ct} > l_{ct,th} = 15 \text{ Pixel}, \qquad (2.7)$$

$$R_{ct} > R_{ct,th} = 0.975.$$
 (2.8)



Abbildung 4: NOAA-12, Kanal 5 T5, 4.Mai 1995, 07:43 UT.



Abbildung 6: Regionale Standardabweichung SDT5 von T5.



Abbildung 8: Maximaler Gradient von T5 in 15×15 -Umgebung ($\overline{G5}$).



Abbildung 5: Temperaturdifferenz TD zwischen Kanal 4 und Kanal 5.



Abbildung 7: Normalisierte Temperatur N5 (Kanal 5).



Abbildung 9: Auswahlmaske CHECK zur Kondensstreifenerkennung.



Abbildung 10: Beispiele der Rotationsfiltermatrizen für 4 verschiedene Richtungen.



trizen für die Richtungs-

0.6

filterung.

Abbildung 12: Summe der normalisierten Bilder NI gefaltet mit dem Linienerkennungsfilter in 45°-Richtung.

Abbildung 13: Kondensstreifen in Richtung 45° .

Die Auswahl-Kriterien (2.6) und (2.7) sorgen dafür, dass sehr kleine und kurze lineare Strukturen eliminiert werden, die oft als Artefakte nach der Richtungsfilterung auftreten. Durch Bedingung (2.8) werden sehr diffuse und stark gebogene Strukturen, die eher von natürlichen Cirren stammen, ausgesiebt. In Abbildung 13 wird die Evaluationsmaske nach Anwendung dieser drei Bedingungen auf das 45°-gefilterte Bild gezeigt.

Die Filter- und Testroutinen werden für alle 16 Richtungen wiederholt und die Kondensstreifenmasken jeder Filterrichtung schließlich zu einer binären Kondensstreifenmaske zusammengefügt.

2.2.5 Zweitlauf

Aufgrund der Halbwertbreite des Linienfilters von 1.2 Pixel detektiert der Algorithmus vor allem 1 und 2 Pixel breite Kondensstreifen. Tatsächlich weiten sich lineare Kondensstrei-





Abbildung 14: Ergebnis des Kondensstreifenalgorithmus für Daten in voller Auflösung.

Abbildung 15: Ergebnis des Kondensstreifenalgorithmus für Daten mit halbierter Auflösung.



Abbildung 16: Endergebnis des Kondensstreifenalgorithmus.

fen häufig deutlich stärker auf. Deshalb wird der gesamte Algorithmus in sonst unveränderter Art nochmals auf verkleinerte Bilder angewandt. Die Verkleinerung erfolgt durch eine Halbierung der Auflösung in beiden Bildrichtungen mittels bilinearer Interpolation. Die Ergebnisse der Erkennung in dieser Auflösung werden wiederum zusammengefügt (Abschnitt 15). Die Vereinigungsmenge beider Läufe bildet schließlich das Endergebnis (Abschnitt 16).

Versuche mit einer weiteren Reduzierung der Auflösung zeigen, dass dann viele Cirrenbänder als Kondensstreifen erkannt werden. Aufgrund ihrer häufig regelmäßigen und 'organischen' Form wird vermutet, dass die dann erkannten Wolkenstrukturen meistens natürlichen Ursprungs sind. Deshalb wird von einem dritten Lauf abgesehen, um die Zahl falsch erkannter Pixel gering zu halten.

Das Endresultat des Algorithmus ist schließlich eine binäre Maske, die angibt, ob ein Pixel mit Kondensstreifen bedeckt ist oder nicht. Das Ergebnis birgt keine Aussage darüber, ob das Kondensstreifen-Pixel teilweise oder vollständig mit Kondensstreifen bedeckt ist. Vereinfachend wird angenommen. dass alle als solche klassifizierten Objekte 100% bedeckt sind. Fälschlicherweise werden so auch viele nur teilweise mit Kondensstreifen bedeckte Pixel als vollständig bewölkt eingestuft. Dies wird zu einem Teil dadurch ausgeglichen, dass viele teilweise oder auch vollständig kondensstreifen-bedeckte Pixel nicht erkannt werden.

Mit der erhaltenen Ergebnismaske lassen sich nun primär Aussagen über die geometrischen Eigenschaften von Kondensstreifen machen. Es können Längen und Breiten sowie die durch die erkannten Kondensstreifen bedeckte Fläche bestimmt werden.

2.2.6 Justierung freier Parameter

Der vorgestellte Algorithmus stellt ein empirisches Verfahren dar. Das Erkennungsschema basiert zum einen auf der Analyse von Veränderungen der Strahlungstemperaturen durch Kondensstreifen und zum anderen auf deren typischen geometrischen Eigenschaften. Das Verfahren enthält eine Reihe freier Parameter:

- NI_{th} in Gleichung (2.3),
- $\overline{G5_{th}}$ in Gleichung (2.4),
- TD_{th} in Gleichung (2.5),
- $n_{ct,th}$ in Gleichung (2.6),
- $l_{ct,th}$ in Gleichung (2.7),
- $R_{ct,th}$ in Gleichung (2.8).

Darüberhinaus werden die Ergebnisse des Algorithmus auch durch die Größen der verwendeten Filtermatrizen und die Zahl der Läufe mit verschiedenen Auflösungen bestimmt. Die oben genannten sechs freien Parameter werden mit Hilfe eines evolutionären Algorithmus festgelegt. Bei diesem Verfahren werden die zu optimierenden Parameter durch zufällige Mutationen innerhalb eines vorgegebenen Intervalls variiert und mit jedem Parameter-Set einige Szenen prozessiert. Diese Szenen wurden außerdem visuell analysiert und die Ergebnisse miteinander korreliert. Das Parameter-Set, das im Mittel die beste Korrelation ergab, wurde schließlich ausgewählt. So wurden optimierte Werte gefunden, die dafür Sorge tragen, dass der Algorithmus möglichst viele Kondensstreifen als solche erkennt und gleichzeitig die Zahl falsch klassifizierter Pixel möglichst gering ist. Da das Verfahren vor allem zur Ableitung eines Bedeckungsgrades durch Kondensstreifen benutzt werden soll, wurde dabei großer Wert auf eine geringe Rate falsch klassifizierter Pixel gelegt. Gerade eine Falschklassifikation stationärer Bildelemente würde bei der Ableitung des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades zu starken lokalen Fehlern führen.

2.2.7 Ausblenden der Randbereiche

Um Verfälschungen der Statistik zu vermeiden, sollen nur die Bildanteile berücksichtigt werden, für die das verwendete Verfahren sinnvolle Ergebnisse liefert. Eine eingeschränkte Funktion ist von vornherein an den Rändern zu erwarten. Konvolutionen arbeiten dort nicht mit gleicher Güte. Deshalb bleibt stets ein Randbereich von 19 Pixeln, entsprechend des größten im Zweitlauf verwendeten Filterkernels unberücksichtigt.

Außerdem ist zu beobachten, dass das automatische Erkennungsverfahren in Bildbereichen mit großen Schwenkwinkeln, also in Satellitenprojektion am äußersten rechten und linken Bildrand, unbefriedigende Ergebnisse liefert. Wegen der deutlich schlechteren horizontalen Auflösung (Pixelgröße ca. 6 km x 1 km) werden dort Strukturen, die ursprünglich in Überflugsrichtung relativ breit sind, zu schmalen linearen Strukturen verzerrt. Vor allem Cirren werden hier häufiger als in Bildmitte als Kondensstreifen klassifiziert. Deshalb werden am linken und rechten Rand die äußersten 100 Pixel statt 19 Pixel vernachlässigt. Dies reduziert den auswertbaren Bereich des Blickwinkels auf \pm 50°, was einer analysierbaren Breite des Satellitenbildstreifens von ca. 2000 km entspricht.

Zusätzlich lässt sich diese Einschränkung auch rechtfertigen, wenn man die äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen bei unterschiedlichen Beobachtungsrichtungen betrachtet. In Abbildung 17 werden, basierend auf MOM-Strahlungstransferrechnungen, die in AVHRR-Kanal 4 und 5 messbaren Temperatursignale für die klare Atmosphäre für den aus Abschnitt 2.1 bekannten Fall dargestellt. Im Kondensstreifen-Fall ist in beiden Kanälen der Abfall des Temperatursignals ab einem Scanwinkel von 50° besonders stark.

2.3 Evaluierung der Erkennungs-Methode

Im weiteren soll die Güte des entwickelten Algorithmus im Hinblick auf die potentielle Klimawirksamkeit von Kondensstreifen ausgelotet werden. Zur Bestimmung der klima-



Abbildung 17: Äquivalente Schwarzkörpertemperaturen für Wellenzahl 950 cm⁻¹ (AVHRR-Kanal 4) und 850 cm⁻¹ (AVHRR-Kanal 5) in Abhängigkeit von der Beobachtungsrichtung. Referenzfall für Sommeratmosphäre (MLSA) wie in Abbildung 1.

tischen Wirksamkeit ist es zum einen wichtig, zu eruieren, welche Flächenbedeckung die erkannten Kondensstreifen in Relation zu den tatsächlich vorhandenen Kondensstreifen haben, zum anderen gilt es, die Eigenschaften der erkannten Kondensstreifen zu präzisieren.

2.3.1 Maße für die Erkennungsgüte

Für die Evaluierung der Güte dieses Klassifikations-Algorithmus werden hier einige Kenngrößen eingeführt. Unter dem mittleren Kondensstreifen-Bedeckungsgrad N'_{ct} eines Bildausschnitts (Menge M') verstehen wir im Folgenden das Verhältnis der Anzahl als Kondensstreifen klassifizierter Pixel $|M'_{ct}|$ zur Gesamtzahl der Pixel im betrachteten Bildausschnitt |M'|. Die eigentlich wichtige Größe ist jedoch der wahre Bedeckungsgrad durch Kondensstreifen N_{ct} . Es wird definiert

$$N'_{ct} = |M'_{ct}|/|M|$$
 und (2.9)

$$N_{ct} = |M_{ct}|/|M|, (2.10)$$

wobei die Zahl der Elemente im Bildraum gleich der Zahl der Elemente in der Wirklichkeit sei |M'| = |M|.



Abbildung 18: Verschiedene Charakteristiken von Klassifikationsalgorithmen zur Erkennung von Kondensstreifen in Satellitenbildern. Fall a) stellt den idealen Algorithmus dar, Fall b) symbolisiert einen Algorithmus mit sehr hoher Falscherkennungsrate (FAR), der die Kondensstreifen-Erkennung nur sehr unzureichend erfüllt. Bei Algorithmus c) handelt es sich um einen Klassifikator ohne fehlerhafte Erkennung. Allerdings hat dieser die Eigenart, nicht alle Kondensstreifen zu erkennen. Fall d) stellt einen Klassifikator dar, der eine bessere Erkennungsrate (DEF)als c) hat, ist aber mit den Nachteil behaftet, dass auch fehlerhafte Erkennungen vorkommen.

2.3 Evaluierung der Erkennungs-Methode

Gesucht ist also eine Transformation von N'_{ct} nach N_{ct} . Um eine solche Funktion zu entwickeln, benötigen wir im Folgenden die Begriffe

Falscherkennungsrate (False Alarm Rate)
$$FAR = \frac{|M'_{ct} \cap \overline{M_{ct}}|}{|M|}$$
 und (2.11)

Erkennungsrate (Detection Efficiency)
$$DEF = \frac{|M'_{ct} \cap M_{ct}|}{|M_{ct}|},$$
 (2.12)

wobei \cap das Vereinigungszeichen symbolisiert und $\overline{M_{ct}}$ 'nicht M_{ct} ' bedeutet.

In Abbildung 18 werden mögliche Eigenarten verschiedener Klassifikatoren veranschaulicht. Fall a) stellt den idealen Algorithmus dar, der alle in Wirklichkeit vorhandenen Kondensstreifen M_{ct} vollständig der Menge M'_{ct} zuordnet. Fall b) symbolisiert einen Algorithmus, der die Kondensstreifen-Erkennung nur unzureichend erfüllt. Bei den meisten als Kondensstreifen klassifizierten Pixeln handelt es sich um andere Elemente. Das können z. B. lineare Elemente aus der Menge der Cirren M_{cb} Wolkenstraßen aus der Menge der tiefen Wolken M_{cb} Bergrücken aus der Menge der wolkenfreien Landpixel M_{land} oder Pixel, die die Küste M_{coast} beinhalten, sein. Bei Algorithmus c) handelt es sich um einen Klassifikator, bei dem jeder erkannte Kondensstreifen mit Sicherheit ein Element von M_{ct} ist. Doch gibt es in diesem Fall viele Elemente von M_{cb} die nicht als solche erkannt werden. Fall d) schließlich stellt einen Klassifikator dar, bei dem wesentlich mehr Elemente von M_{ct} als solche klassifiziert werden, hat aber den Nachteil, dass in manchen Fällen auch Cirren und Küstenlinien M'_{ct} zugeordnet werden.

Ist die Falscherkennungsrate FAR bekannt, so lässt sich der dadurch bedingte systematische Fehler korrigieren. Für $FAR < N'_{ct}$ gilt

$$N_{ct}^{\prime\prime} = N_{ct}^{\prime} - FAR, \qquad (2.13)$$

wobei N''_{ct} nun den Anteil $M'_{ct} \cap M_{ct}$ der als richtig erkannten Kondensstreifen umfasst. N''_{ct} bildet eine sichere absolute Untergrenze des Bedeckungsgrades durch Kondensstreifen.

Ist auch die Erkennungsrate DEF bekannt und gilt DEF >> 0, so kann damit der tatsächliche mittlere Bedeckungsgrad bestimmt werden:

$$N_{ct} = \frac{N_{ct}''}{DEF} \tag{2.14}$$

Dabei ist zu beachten, dass dieses statistische Vorgehen für einzelne Bildausschnitte unzureichende Ergebnisse liefert. Eine Modifikation der Bedeckungsgrade nach diesem Schema ist nur für eine statistisch ausreichend große Stichprobe statthaft.

Wie können nun FAR und DEF des Kondensstreifen-Klassifikators bestimmt werden? Ist M_{ct} bekannt, d. h. für jedes einzelne Pixel muss bekannt sein, ob es mit Kondensstreifen bedeckt ist oder nicht, so lassen sich alle Kenngrößen für das gewählte Beispiel ableiten. Durch Analyse hinreichend vieler Beispiele muss dann nachgewiesen werden, dass Erkennungs- und Falscherkennungsrate im Untersuchungsgebiet und -zeitraum konstant sind. Naheliegend wäre es, die Ergebnisse des neu entwickelten Algorithmus mit anderen Kondensstreifen-Erkennungsroutinen zu vergleichen. Allerdings sollte hierzu die Güte der anderen Klassifikation deutlich besser sein als die des zu evaluierenden Klassifikators. Da kein Algorithmus mit spezifizierten Qualitätsangaben zur Verfügung steht, bleibt zur Überprüfung mit AVHRR-Daten nur die Möglichkeit einer visuellen Interpretation.

Einen Zugang zur Bestimmung der Falscherkennungsrate bietet die Auswertung von AVHRR-Daten von Regionen, in denen mangels Flugverkehr vernachlässigbar wenig Kondensstreifen auftreten. Dort gilt $M_{ct} = 0$; alle erkannten Kondensstreifen sind Fehler, woraus unmittelbar *FAR* folgt.

Zu beachten ist, dass diese Betrachtung den Charakter von Kondensstreifen stark vereinfacht. Das Auftreten von Kondensstreifen wird hier auf eine binäre Entscheidung reduziert. Angesichts der Vielfältigkeit des Phänomens und der häufigen Situation, dass Kondensstreifen AVHRR-Pixel nur teilweise bedecken, kann dieses Vorgehen zu weiteren systematischen Fehlern führen.

2.3.2 Verifizierung durch visuelle Analyse von AVHRR-Daten

Im Zuge der Entwicklung des Verfahrens wurden 57 NOAA-11 Mittagspassagen vom Juli und Oktober 1990 im Bereich 44.25 N bis 54.25 N und 6.4 E bis 13.6 E von zwei trainierten Beobachtern visuell ausgewertet. In einem zu diesem Zweck entwickelten interaktiven Grafikprogramm, konnten Kondensstreifen als Linienzüge variabler Breite markiert werden. Das Programm erlaubte, die Beurteilung sowohl für T5- als auch TD-Bilder durchzuführen. Zur besseren Visualisierung war es möglich, Ausschnitte zu vergrößern und interaktiv die Bildkontraste zu optimieren. Zusätzlich wurden zur optimalen Sichtbarmachung von Kondensstreifen die ausgewerteten Szenen mit einer Dekonvolution vorverarbeitet, die einer scanwinkelabhängigen Hochpassfilterung entspricht (Mannstein und Gesell, 1991).

a) Vergleich zweier visueller Beobachtungsreihen

Eine stichprobenartige Analyse der erstellten Masken unter Zuhilfenahme der T5- und TD-Bilder durch Dritte billigt die Ergebnisse beider Beobachter und bescheinigt beiden ähnliche Beobachtungsqualitäten. Es finden sich keine Falschklassifizierungen, doch sind in den meisten Bildern bei genauerer Analyse noch mehr Kondensstreifen-Segmente zu erkennen. Das deutet daraufhin, dass durch das mühevolle Zoomen, Kontrastanpassen und Markieren relativ großer Bilder offensichtlich die Geduld der Bearbeiter überfordert wurde.

Ein pixelweiser Vergleich beider Beobachtungsserien liefert jedoch eine sehr geringe Übereinstimmung. Das liegt zum einen daran, dass Beobachter 'B' dazu neigt, wesentlich weniger Kondensstreifen-Segmente als Beobachter 'C' auszuwählen, den Markierten aber meist eine wesentlich größere Breite zuordnet. Die geringe Rate identischer Pixel erklärt sich dadurch, dass beim Markieren von Kondensstreifen zwar häufig dieselben Kondensstreifen anvisiert, aber eben nicht genau getroffen werden. Deshalb werden für eine quantitative Bewertung nur die jeweiligen Kondensstreifenbedeckungsgrade N'_{ct} der gesamten Bildausschnitte verglichen.

Der Vergleich der mittleren Bedeckungsgrade (Bild 19) für die einzelnen Tage ergibt einen Korrelationskoeffizient von 0.68. Die Regressionsgerade in Bild 19 zeigt, dass die von 'B' bestimmten Bedeckungsgrade die von 'C' in der Regel um einen Faktor 2 übertreffen. Das überrascht insbesondere deshalb, weil Beobachter 'B' insgesamt weniger Segmente markierte. Dies vermittelt, dass sich besonders die Breitenangaben für Kondensstreifen stark auf den Flächenbedeckungsgrad auswirken.

Wie gezeigt wurde, unterscheiden sich die Ergebnisse beider Beobachter sehr deutlich voneinander. Das unterstreicht, wie schwierig es ist, für diese Klassifikationsaufgabe einen brauchbaren Validierungsdatensatz zu erstellen, mit dem sich die Qualität des Musterkennungsverfahrens bestimmen lässt.

b) Vergleich der visuellen Analysen mit dem Mustererkennungsverfahren

Zur Validierung des Algorithmus wurden die gleichen Ausschnitte, die visuell klassifiziert wurden, mit dem Mustererkennungsverfahren bearbeitet. Um die divergierenden Ergebnisse beider Beobachtungsreihen zu berücksichtigen, wird das Ergebnis des Musterkennungsverfahrens mit dem Mittelwert beider Beobachter verglichen. Bild 20 zeigt diesen Vergleich, der mit einem Korrelationskoeffizient von 0.72 immerhin den der Beobachter untereinander übertrifft. Das kann so interpretiert werden, dass das Mustererkennungsverfahren eine dem Menschen vergleichbare Fähigkeit hat, in AVHRR-Daten Kondensstreifen zu detektieren. Auffällig ist allerdings der sehr viel höhere mittlere Bedeckungsgrad N'_{ct} von 0.9% für beide Monate, der einem Mittel von 0.3% der Beobachter gegenübersteht.

Bei einer kritischen Betrachtung der Ergebnismasken des Algorithmus muss eingeräumt werden, dass einzelne Bildelemente (Cirrenbänder, Wolkenstraßen) falsch detektiert werden, dies aber nicht die große Diskrepanz erklärt. Vielmehr können oft nach gezielter Kontrastverbesserung doch Kondensstreifenstrukturen sichtbar gemacht werden, die den Beobachtern entgangen waren. Deshalb ist der vom Algorithmus aus NOAA-11-Daten abgeleitete Kondensstreifenbedeckungsgrad als realistischer zu betrachten als der in der hier beschriebenen Weise durch Beobachter bestimmte. Sowohl visuelle Beobachtung als auch automatische Klassifizierung gibt die relative Verteilung von Kondensstreifen gut wieder, Die Absolutwerte bedürfen jedoch noch einer zusätzlichen Verifizierung.



Abbildung 19: Vergleich der von zwei unabhängigen Beobachtern bestimmten Mittelwerte des Kondensstreifenbedeckungsgrades (Mittagspassagen NOAA-11, von Juli und Oktober 1990, Ausschnitt: 44.25 N bis 54.25 N und 6.4 E bis 13.6 E).



Abbildung 20: Vergleich von Mittelwerten des Kondensstreifenbedeckungsgrades einzelner AVHRR-Ausschnitte: Mittelwert zweier Beobachter gegen den vom Kondensstreifenerkennungsalgorithmus ermittelten Wert (Daten und Ausschnitte wie 19).

c) Nutzung verschiedener AVHRR-Instrumente

Nach der Validierung mit NOAA-11-Daten wurde das automatische Mustererkennungsverfahren in die operationelle Datenverarbeitung für AVHRR-Daten integriert. Die Kondensstreifenmasken, die nun aus den Daten des NOAA-14-AVHRR abgeleitet werden, wurden nochmals stichprobenartig von Beobachtern überprüft. Diese stellten eine sehr geringe Falscherkennungsrate fest. Außerdem wird bemerkt, dass sehr viele für die Beobachter erkennbare Kondensstreifen jetzt nicht erkannt werden. Nachdem eine ausreichend große Zahl von Kondensstreifenmasken ausgewertet worden war, war offensichtlich, dass die Anwendung des vorgestellten Algorithmus auf NOAA-11-Daten signifikant höhere Ergebnisse liefert als die Anwendung auf NOAA-14-Daten. Wie oben beschrieben, ergibt die Auswertung des Testdatensatzes für die Monate Juli und Oktober 1990 einen Kondensstreifen-Bedeckungsgrad von 0.9% während man, wie im nächsten Kapitel dargestellt, für die gleichen Monate der Jahre 1995 und 1996 und die gleiche Region eine Untergrenze von 0.23% erhält. Diese Diskrepanz lässt sich sehr wahrscheinlich nicht durch reale Schwankungen des Kondensstreifenbedeckungsgrades erklären.

Was inbesondere beim Arbeiten mit Kanaldifferenzen eine Rolle spielen kann, ist eine nicht ausreichende Genauigkeit bei der Justierung der Blickwinkel der einzelnen Kanäle. Die Vorgabe für den Instrumentenhersteller lässt für alle 5 AVHRR-Kanäle eine maximale relative Abweichung von 0.1 mrad voneinander zu (ITT, 1985). Das entspricht bei einem mittleren IFOV (Instantaneous Field Of View) von 1.4 mrad 0.072 Pixel. Dieses 'Schielen' der Kanäle kann insbesondere an deutlich ausgeprägten Kanten zu interferometrischen Effekten führen. Diese Störungen wirken sich gerade bei Subpixelstrukturen, wie sie Kondensstreifen häufig darstellen, besonders stark aus. Je nach relativer Lage im Pixel können sich also solche schmalen linearen Elemente besonders kräftig abzeichnen. Der Effekt führt deshalb dazu, dass bedeutend mehr Pixel als Kondensstreifen erkannt werden.

Tatsächlich beträgt der Orientierungsunterschied von Kanal 5 gegenüber Kanal 4 beim NOAA-11 Instrument 0.04 Pixel (ITT, 1985). Beim NOAA-14 AVHRR ist diese Verschiebung mit 0.03 Pixel etwa um ein Drittel weniger stark ausgeprägt. Die Auswirkungen des Orientierungsfehlers können sogar in TD-Bildern sichtbar gemacht werden. Beispielsweise lässt sich manchmal bei aufsteigenden Passagen von NOAA-11 im Nadirbereich im Südosten von Wolken ein heller Rand erkennen, während der entgegengesetzte Rand dunkel erscheint.

Um den Einfluss dieser geometrischen Verschiebung auf das Mustererkennungsverfahren zu prüfen, wird für mehrere Szenen von NOAA-14 Kanal 5 gegen Kanal 4 verschoben und klassifiziert. Die Erkennungsrate steigt dann stark zu Lasten einer überaus hohen Falscherkennung an. Dieser Effekt allein kann bereits die beobachteten Unterschiede zwischen dem NOAA-11 und NOAA-14 Instrument erklären.

Auch die merklich unterschiedlichen Filtertransmissionen (Bild 21) der verschiedenen AVHRR-Sensoren können zu Unterschieden im Klassifizierungsergebnis führen. Dies ist insbesondere deshalb gerade für Eiswolken zu befürchten, weil die linke Flanke von Kanal 5 und die rechte von Kanal 4 im Bereich einer Änderung des Brechungsindexes von Eis liegen (Bild 21). Für diese unterschiedlichen Filtertransmissionen wurden nach der Mie-Theorie die Streu- und Absorptionseigenschaften von Kondensstreifen berechnet, wobei die Partikelgrößenverteilung in gealterten Kondensstreifen entsprechend den Messungen von Gayet et al. (1996) angenommen wurde. Mit dem Matrix-Operator-Modell werden nun für eine Atmosphäre mit Kondensstreifen unterschiedlicher optischer Dicke und wolkenlosem Untergrund die von einem Satelliten gemessenen Strahldichten simuliert. Diese Strahldichten werden mit den jeweiligen Filterfunktionen gewichtet und in äquivalente Schwarzkörpertemperaturen umgerechnet. Als Ergebnis zeigt sich, dass bei für Kondensstreifen typischen optischen Dicken kleiner 1 die Kanaldifferenz TD für NOAA-11 um ca. 0.2 K höhere Werte liefert als für NOAA-14. Das ist bedenklich, da dies dem in Bedingung (2.5) festgesetzten Schwellwert für SDT5 entspricht. In NOAA-14 Daten sollten auch aus diesem Grund weniger Kondensstreifen erkannt werden.

Die hier praktizierte Validierung hat gezeigt, dass eigentlich eine sorgsame Evaluation einzelner Pixel für eine gute Verfahrensoptimierung und -prüfung nötig wäre. Andererseits muss eine sorgsame Validierung einigermaßen die auftretende detektionsrelevante Variabilität der Daten umfassen. Das erfordert eine Reihe von Ausschnitten, die vor allem unterschiedliche Wettersituationen, jahreszeitliche Schwankungen der Oberflächentemperaturen und gleichermaßen Land-, See- und Küstengebiete umfasst. Da schon bei der vorliegenden Validierung durch visuelle Klassifikation die Aufmerksamkeit der Beobachter an ihre Grenzen geriet, ist fraglich, ob eine sehr viel aufwendigere Validierung überhaupt durchführbar ist. Zudem muss der Sachverhalt vor dem Hintergrund gesehen werden, dass, selbst wenn die wahre Menge aller AVHRR-Kondensstreifen-Pixel in einem ausreichend großen Datensatz bekannt wäre, noch unbekannt ist, wie viele entsprechende Pixel mit einem idealen Instrument zu sehen wären.

2.3.3 Untersuchung der Falscherkennungsrate

Ein einfaches Verfahren zur Bestimmung der Falscherkennungsrate *FAR* bietet die Analyse von AVHRR-Daten, in denen kaum Kondensstreifen vorkommen. Da *FAR* unter Umständen in verschiedenen Regionen unterschiedlich groß ist, sollte dabei ein Gebiet untersucht werden, das ebenfalls in den mittleren Breiten liegt. Besonders gut eignet sich hierfür die Region Neuseeland. Dort findet regelmäßiger aber im Umfang geringer Luftverkehr zwi-


Abbildung 21: Vergleich der spektralen Filterempfindlichkeit für die AVHRR-Kanäle 4 und 5 auf NOAA-11 und NOAA-14 [nach ITT (1985)]. Die zentrale Wellenlänge von Kanal 5 bei NOAA-14 ist im Vergleich zu NOAA-11 um fast 0.1 µm ins Langwelligeverschoben. Da der Brechungsindex von Eis [nach Warren (1984)] in diesem Bereich nicht konstant ist, haben Eiswolken in NOAA-11- und NOAA-14-Daten leicht unterschiedliche radiometrische Signaturen.

schen den beiden Inseln und von Wellington ausgehend in Richtung Australien und Amerika statt. Der Luftraum von der Südinsel in Richtung Antarktis ist außer einigen wenigen Versorgungsflügen praktisch ungenutzt. Werden genügend Daten dieses Gebiets ausgewertet, lässt sich die Falscherkennungsrate bestimmen. Hierzu stellte H. Larsen vom National Institute of Water and Atmospheric Research (NIWA) einen Datensatz vom April 1997 mit insgesamt 42 kompletten NOAA-14-Mittagspassagen zur Verfügung. Da darin sehr wenige Kondensstreifen auftreten, ist die Zahl der gefundenen Strukturen so gering, dass diese interaktiv begutachtet werden können. So werden die wenigen tatsächlich vorhandenen Kondensstreifen gefunden und können von der FAR abgezogen werden. Im gesamten Datensatz werden 0.105% der Pixel als Kondensstreifen klassifiziert. Die interaktive Analyse ergibt, dass 0.008% dieser Pixel mit großer Sicherheit Kondensstreifen sind. Die mittlere FAR in diesem Beispiel beträgt demnach 0.097%.

Das bedeutet, dass hier nur jedes 12. als Kondensstreifen klassifizierte Pixel tatsächlich ein solches darstellt. Bei so geringem Flugverkehr wie in diesem Beispiel liegt die Zahl der Falscherkennungen des Algorithmus deutlich über der Zahl der richtig erkannten. Deshalb



Abbildung 22: Bestimmung der Falscherkennungsrate FAR in Abhängigkeit vom Scanwinkel aus der Analyse von 42 Szenen mit 150088 Bildzeilen der Region Neuseeland. (NOAA-14-AVHRR-Daten vom April 1997).

können dafür ohne visuelle Überprüfung des Klassifkationsergebnisses keinerlei Aussagen über die tatsächliche Bedeckung gemacht werden.

Bei der visuellen Begutachtung wurde für jeden klassifizierten Kondensstreifen soweit möglich der Grund für den Fehler angegeben. Der überwiegende Teil der Falschklassifikationen (90%) wird dabei durch streifenartigen natürlichen Cirrus verursacht. In 2% der Fälle werden Wolkenkanten falsch klassifiziert und in 7 % tiefere Bewölkung. Für 1% der Pixel kann kein eindeutiger Grund angegeben werden. Fehlklassifkationen von Küstenlinien und Berggraten treten in den hier untersuchten Szenen nicht auf. Das liegt auch daran, dass der Landanteil in diesem Datensatz sehr gering ist.

Wie bereits erwähnt, könnte die Verzerrung von schmalen Strukturen in Überflugrichtung an den Rändern zu vermehrter Falscherkennung führen. Um diese Vermutung zu überprüfen werden die Ergebnisse sämtlicher klassifizierter Zeilen aufsummiert (Abbildung 22). So erkennt man, dass *FAR* bemerkenswerterweise im ausgewerteten Scanbereich nahezu unabhängig von der Spaltenzahl des Bildes in Satellitenprojektion ist. Die Falscherkennung erhöht sich zu den Rändern des AVHRR-Abtastbereichs nur unwesentlich. Bei der Analyse von Mittelwerten der Kondensstreifen-Bedeckung aus vielen verschieden Szenen mit stets wechselnder Lage der Nadirspur, mittelt sich diese leichte Erhöhung heraus. Die Entscheidung, die jeweils äußersten 100 Pixel nicht auszuwerten, wird durch diese Analyse als richtig bestätigt. Im Weiteren kann von einer beobachtungswinkelunabhängigen Falscherkennungsrate ausgegangen werden.

2.4 Grenzen der Erkennbarkeit von Kondensstreifen

Die Erkennung von Kondensstreifen in AVHRR-Daten beschränkt sich prinzipiell auf Kondensstreifen, die ausreichend kräftig ausgeprägt sind, um in Daten dieses Instrumentes Bildkontraste zu erzeugen, die für eine Detektion ausreichen. Bei Verwendung des hier



Abbildung 23: Verbreiterung von Kondensstreifen bei unterschiedlich starken Windscherungen [nach Konopka (1995)]. Persistente Kondensstreifen breiten sich weitgehend proportional zur Intensität der Windscherung aus. Zunehmend dunklere Grautöne symbolisieren eine bessere Erkennungsgüte. Aufgrund des diffusen Charakters von Kondensstreifen lassen sich keine klaren Grenzen für die Erkennbarkeit angeben. Besonders gut werden Kondensstreifen mit einer Breite von 1 bis 2 km erkannt, die gleichzeitig eine relativ große optische Dicke und eine klare lineare Struktur aufweisen.

benutzten Algorithmus muß zudem vorausgesetzt werden, dass sich die einzelnen Kondensstreifen-Segmente als gerade lineare Strukturen, wenigstens in ca. 10 km langen Abschnitten, abbilden. Es ist möglich, dass bei besserer räumlicher Auflösung und günstigeren radiometrischen Eigenschaften wesentlich größere Flächenanteile als Kondensstreifen erkannt werden.

Da es bisher an vergleichbaren Studien mit höherauflösenden Sensoren mangelt, lassen sich keine sehr verläßlichen Aussagen über die absolute Flächenbedeckung durch Kondensstreifen machen. Aussagen über die Falscherkennungsrate oder die Erkennungsrate lassen sich erst aus umfangreichen Analysen bestimmen. Wegen der Abstimmung des Erkennungsalgorithmus auf einzelne schmale lineare Strukturen, ist es schwierig, damit Situationen zu untersuchen, in denen weite Teile des Himmels durch Kondensstreifen bedeckt sind. Dies kann auftreten, wenn sehr starker Flugverkehr in Gebieten und Höhen herrscht, in denen günstige Bedingungen für die Ausbildung persistenter Kondensstreifen herrschen. Diese Situation, in der große Teile des Himmels mit Kondensstreifen bedeckt sind, ist zwar selten, kann aber wegen der großen Flächenbedeckung doch relevant sein. Deshalb ist es möglich, dass Bedeckungsgrade von Regionen mit sehr dichtem Luftverkehr gegenüber denjenigen in anderen Gebieten zu gering sind.

Ein generelles Problem der Kondensstreifen-Erkennung ist es, eine Grenze zwischen Kondensstreifen und Cirren zu ziehen. Diese Schwierigkeit wird mit dem Algorithmus und dem hier angegebenen Parametern gut für AVHRR-Daten von NOAA-14 gelöst. Bei Anwendung der gleichen Parameter auf NOAA-11 Daten sind die Resultate in Bezug auf den mittleren Bedeckungsgrad noch unbefriedigend.

Generell vermag das vorgestellte Verfahren aufgrund seines Konstruktionsprinzips nur lineare Kondensstreifen zu erkennen. Aufgrund von Beobachtungen mit dem geostationären Global Operational Environmental Satellite (GOES), zeigen Minnis et al. (1998), dass sich lineare Kondensstreifen zu Wolkenfeldern ausformen können, die nicht mehr von natürlichen Cirren unterschieden werden können. Es ist noch weitgehend unbekannt, wie viel Fläche hierdurch bedeckt sein kann. Der Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus kann unmittelbar keine Anhaltspunkte über diese anthropogen verursachten Cirrenfelder geben.

Selbst ausreichend dicke und lineare Kondensstreifen werden mit dem vorgestellten Verfahren nicht erkannt, wenn ihre Breite etwa 5 km beträgt. Die Breite des zur Selektion eingesetzten Linienfilters limitiert hier. Allerdings hängt die Erkennbarkeit auch stark davon ab, inwieweit die anderen Kriterien erfüllt werden. Die Grenzen der Erkennung lassen sich nicht klar angeben. In Abbildung 23 ist skizziert, welche Kondensstreifen in Abhängigkeit von ihrer Breite und ihrem Alter erkannt werden.

Unsicherheiten gibt es bei der Erkennung sehr junger Kondensstreifen. Wegen ihrer kleinen oft noch sphärischen Teilchen und ihrer vergleichsweise großen optischen Dicke können sie so prägnant sein, dass sie merklichen Anteil am Signal eines Pixels haben, obwohl die Breite eines Kondensstreifen bis zu einem Alter von 5 min in jedem Fall die Pixelgröße unterschreitet (siehe Abbildung 23). Es werden vereinzelt Kondensstreifen beobachtet, deren Länge ca. 10 km beträgt und die nicht in Zusammenhang mit weiteren Kondensstreifen-Segmenten stehen, wie sie bei unterbrochenen alten Kondensstreifen zu finden sind. Bei typischen Fluggeschwindigkeiten von 250 m/s sind 10 km lange Streifen nur 40 s alt. Der Algorithmus erkennt also wenigstens gelegentlich junge Kondensstreifen. Da man pauschal von vollständiger Bedeckung der Pixel ausgeht, wird im Fall der Erkennung solch junger Streifen die Flächenbedeckung überschätzt. Ob diese Situationen, in denen junge Kondensstreifen detektiert werden so häufig sind, dass sie für die mittlere Flächenbedeckung relevant sind, lässt sich mangels zeitgleicher hochauflösender Beobachtungen nicht sagen. Verwendet man den mit der vorgestellten Erkennungsmethode bestimmten Kondensstreifen-Bedeckungsgrad zur Ermittlung des Strahlungsantriebs, so soll wegen dieser Einschränkung eine effektive optische Dicke verwendet werden, die Mischpixel-Effekte mit einbezieht.

Aufgrund visueller Analysen gehen wir davon aus, dass sich die Erkennbarkeit von Kondensstreifen über dicken mittleren und hohen Wolken verschlechtert. Dies könnte man auf die geringen Kontraste im T5- und TD-Bild zurückführen. Jedoch kann das auch dadurch verursacht sein, dass sich bei solchen Wetterlagen weniger Kondensstreifen bilden.

3 Kondensstreifen-Statistik

Primäres Ziel der Erkennung von Kondensstreifen in Satellitenbildern ist, den Grad der mittleren Bedeckung durch Kondensstreifen abzuschätzen. Dazu werden möglichst viele AVHRR-Szenen über Westeuropa klassifiziert, aus denen sich relative Häufigkeiten von Kondensstreifen bestimmen lassen.

Die Verteilung von Kondensstreifen über Westeuropa wird mit Daten über die Flugverkehrsdichte in unterschiedlichen Höhenniveaus verglichen. Es stellt sich heraus, dass die Erkennungseffektivität des Algorithmus räumlich und zeitlich systematisch schwankt. Erst nach Einführung darauf abgestimmter Korrekturschritte können regionale Werte des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades für verschiedene Tages- und Jahreszeiten miteinander verglichen werden.

3.1 Kondensstreifen-Häufigkeit

Wie in Abschnitt Abschnitt 2.3.2 gezeigt wurde, hängen die Ergebnisse des Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus stark vom verwendeten AVHRR-Instrument ab. Um Inhomogenitäten der Zeitreihe vorzubeugen, werden hier ausschließlich Daten eines einzigen Satelliten verwendet. Da für NOAA-14 die zuverlässigsten Ergebnisse erwartet werden und dafür eine ausreichend große Datenmenge zur Verfügung steht, wird ein zweijähriger Datensatz dieses Geräts bearbeitet.

Bei derzeitigem Rechnerausbau (Sun Ultra 1 mit 384 MB Hauptspeicher) erwies sich eine Ausschnittgröße von 2048 x 2048 Pixel als handhabbar. Damit wird eine Prozessierzeit von 20 min pro Ausschnitt erreicht. Aus der meist mehr als 5000 Zeilen umfassenden in Oberpfaffenhofen aufgezeichneten Satelliten-Szene wird jeweils ein Ausschnitt so bestimmt, dass Mitteleuropa zentral enthalten ist. Der Ausschnitt reicht dann in der Regel von Mittelitalien bis Schottland. Es wurde stets der Überflug ausgewählt, der das Untersuchungsgebiet am besten erfasst. Die Spur der Überfluge verschiebt sich jeden Tag etwas nach Westen bis nach 10 Tagen wieder eine ähnliche Spur wiederholt wird. Deshalb variiert die Abdeckung des Datensatzes mit der geographischen Länge wesentlich mehr als mit der Breite.

Gemäß den Anforderungen des Algorithmus wird nun das Kondensstreifen-Erkennungsverfahren auf die ausgewählten temperaturkalibrierten Daten in Satellitenprojektion angewendet. Damit die Ergebnis-Masken geographisch zur Deckung gebracht werden können, werden sie in eine Plattkarte (Zylinderabbildung mit längentreuen Hauptkreisen) projiziert. Um dabei die Auflösung der Bilder zu bewahren, wird ein Maßstab verwendet, der am Referenzbreitengrad 48.275 N ein 1 km x 1 km Raster erzeugt. Die so geographisch angeglichenen Ergebnismasken des Algorithmus werden alle zu einem Bild aufaddiert. Dieses Summenbild (Abbildung 24) zeigt dann alle in AVHRR-Mittagsszenen gefundenen Kondensstreifen im ausgewählten zweijährigen Zeitraum März 1995 mit Februar 1997. In diesem Bild kommen vielbeflogene Routen sehr deutlich zum Vorschein. Über den Niederlanden zeigt sich eine ausgeprägte Häufung von Kondensstreifen. Hier kreuzen sich zahlreiche internationale Luftstraßen. Von hier aus nach Nordwesten lässt sich der Beginn der Transatlantikrouten erkennen. Da die hier dargestellten Szenen nur die Mittagszeit umfassen, ist der Flugverkehr in und aus dieser Richtung nicht so intensiv wie in den Morgenstunden. Zahlreiche Kondensstreifen über Ostösterreich und Ungarn werden durch den starken Flugverkehr in Richtung Balkan und Asien verursacht.

Im Kerngebiet, für das eine sehr große Anzahl von Szenen vorliegt, treten im Laufe dieser Beobachtungsperiode Kondensstreifen fast an jedem Ort auf. Durch Windverdriftung finden sich Kondensstreifen auch an Orten, die fernab von Luftstraßen liegen. So verlagert ein Kondensstreifen während einer halben Stunde seine Position vom Ort seiner Bildung um etwas mehr als 50 km, wenn man eine Querkomponente der Windgeschwindigkeit von 30 m/s annimmt, wie sie im Kondensstreifen-Niveau häufig ist.

3.1.1 Bestimmung der relativen Häufigkeit

Auffällig ist das Ausdünnen des Summenbildes zu den Rändern hin. Keines der umprojizierten Bilder füllt den Kartenausschnitt vollständig. Je nach Lage des Satellitenüberflugs wird ein mehr oder weniger großer Teil des Untersuchungsgebietes abgedeckt. An den Rändern ergibt sich deshalb eine geringere Abtasthäufigkeit, was in der Darstellung der Zählerdatei (Abbildung 25) deutlich erkennbar wird. Die Zählerdatei berücksichtigt auch die Auswirkungen von Zeilenausfällen auf die Detektierbarkeit: Im Falle von Zeilenfehlern wird, wie bei den Kondensstreifen-Masken, eine Umgebung von \pm 19 Pixeln in Satellitenprojektion ausgeblendet, um mögliche Artefakte dieser Art auszuschließen. Im Weiteren ist die Zählerdatei nötig, um die relative Häufigkeit von Kondensstreifen zu bestimmen und ermöglicht Aussagen über die Qualität der abgeleiteten Bedeckungsgrade.

Durch Bildung des Quotienten aus der Absolutzahl von Kondensstreifen und der Beobachtungshäufigkeit wird die lokale auf 1 km² bezogene Häufigkeit von Kondensstreifen N'_{ct} in AVHRR-Daten bestimmt (Abbildung 26). An den meisten Orten ist die Kondensstreifen-Häufigkeit geringer als 1%, erreicht aber an einigen Orten Werte über 2%. Vor allem an den Rändern von Abbildung 26 werden extrem hohe Werte erreicht, wobei dort aber in der Umgebung Flächen ohne Kondensstreifen überwiegen.

In Abbildung 29, die ein Histogramm der relativen Häufigkeit von Kondensstreifen darstellt, wird offensichtlich, dass hier hohe Werte überproportional häufig auftreten. Das



Abbildung 24: Eine große Zahl aufsummierter Kondensstreifen-Masken erlaubt Rückschlüsse auf Flugverkehrsdichte und Richtung der Luftstraßen. Diese Verteilung mit 1 km^2 Auflösung stellt ein mehr oder weniger zufälliges Abbild der in 702 AVHRR-Mittagspassagen des Zeitraums März 1995 bis Februar 1997 gefundenen Kondensstreifen dar.



Abbildung 25: Verteilung der Beobachtungshäufigkeit für die in Abbildung 24 dargestellten Daten. Wegen der unterschiedlichen Lage der Nadirspuren und der Beschränkung der Prozessierung auf 2048 x 2048 Pixel große Ausschnitte dünnt die Stichprobenzahl zum Rand hin aus.



Abbildung 26: Relative lokale Kondensstreifen-Häufigkeit für das gleiche Gebiet wie Abbildung 24. Hier wurden keine Küstenlinien gedruckt, um zu verdeutlichen, dass der Algorithmus kaum Falscherkennungen dieser Art hat. An den Rändern des Beobachtungsgebiets liegen deutlich weniger Messungen als in Bildmitte vor, weshalb dort mehr kondensstreifen-freie Orte neben Orten mit ungewöhnlich hoher Kondensstreifen-Häufigkeit auftreten.

hat seine Ursache zum einen darin, dass hierbei noch Gebiete einbezogen werden, die eine sehr geringe Abtasthäufigkeit n aufweisen. Liegen z. B. nur 25 Messungen vor, so führt ein einzelner dort erkannter Kondensstreifen schon zu $N'_{ct} = 4\%$. Allerdings treten selbst im Kern des Untersuchungsgebiets, wo mehr als 600-mal im Verlauf zweier Jahre Stichproben genommen wurden, an einzelnen Stellen noch überproportional häufig Kondensstreifen auf.

3.1.2 Artefakte

Ungewöhnliche Häufungen von Kondensstreifen in Abbildung 24 oder Abbildung 26 deuten auf Falschklassifikationen hin, vor allem dann, wenn diese parallel zu linearen Landschaftselementen auftreten. Markante Häufungen sind allerdings nur an sehr wenigen Stellen erkennbar. Am auffälligsten ist eine große Zahl von Kondensstreifen, die genau entlang des Balaton in Ungarn auftreten (Ausschnittvergrößerung in Abbildung 27). Dieser langerstreckte, sehr seichte See führt offenbar zu einer Signatur in AVHRR-Bildern der Kanäle



Abbildung 27: In einer Ausschnittvergrößerung von Abbildung 24 werden mögliche Falschklassifikationen von Kondensstreifen über dem Balaton in Ungarn erkennbar.



Abbildung 28: Histogramm der absoluten Häufigkeit von Kondensstreifen im gesamten Ausschnitt wie in Abbildung 24. Hier treten bei absoluten Häufigkeiten von mehr als 10 deutliche Abweichungen vom erwarteten Verlauf auf. Dabei handelt es sich teilweise um Artefakte.

Abbildung 29: Relative Häufigkeit des Auftretens von Kondensstreifen auf $1 \ km^2$ bezogen. Die schwarze Verteilung berücksichtigt alle Pixel, die dunkelgraue klammert Bereiche mit weniger als 50 Messungen aus und die hellgraue alle, die weniger als 100 Messungen aufweisen.

4 und 5, die der von Kondensstreifen sehr ähnlich ist. In dieser Region treten zwar sehr viele Kondensstreifen auf, doch dürften sie wegen der oben erwähnten Winddrift nicht so unnatürlich stark fokussiert sein. Solche Artefakte sind zwar relativ selten, so dass sie sich bei der Bestimmung von Mittelwerten größerer Gebiete kaum bemerkbar machen, doch sollen hier auch Produkte mit hoher räumlicher Auflösung abgeleitet werden, bei denen dies schon zu sichtbaren Fehlern führt. Deshalb sollten diese 'Ausreisser' im Datensatz behoben werden.

Deutlich werden Fehlklassifikationen auch im Histogramm (Abbildung 28). Wegen der Verdriftung der Kondensstreifen sind Punkte, an denen im Beobachtungszeitraum mehr als 6 Kondensstreifen detektiert wurden höchst selten. Im Histogramm der relativen Häufigkeit (Abbildung 29) zeigen sich ab einer Häufigkeit von 2% auffällige Ausnahmen von der logarithmisch abnehmenden Verteilung. Deshalb wird vermutet, dass es sich bei Häufigkeiten über 2% um Fehlklassifikationen stationärer Objekte handeln kann. Dies kann als sicheres Kriterium gelten, wenn im näheren Umkreis, der hier auf 50 km Durchmesser festgesetzt wird, sehr wenige Kondensstreifen gefunden werden. In Gebieten mit großer Kondensstreifen-Häufigkeit kann diese Häufigkeit auch real sein. Deshalb wird für Gebiete, deren mittlere Bedeckung über 0.4% liegt, der Schwellwert zur Detektion von Artefakten auf das Überschreiten der Summe aus Mittelwert und 4-facher Standardabweichung festgesetzt. Weil als minimale Standardabweichung ebenso 0.4% angenommen wird, ist die erwähnte Untergrenze von 2% sicher gestellt. Allerdings muss zusätzlich garantiert sein, dass eine ausreichend hohe Zahl n von Messungen (Abbildung 25) zur Verfügung steht. Erst bei einer Stichprobengröße größer 300 kann davon ausgegangen werden, dass es sich bei solchen lokalen Maxima tatsächlich um 'Ausreisser' handelt. Andernfalls könnten auch zufällige Häufungspunkte vorliegen. Nur für den Fall, dass beide Kriterien erfüllt sind, werden diese Bereiche als Artefakte angesehen. im Weiteren wird diesen Bereichen als wahrscheinlichster Wert der Mittelwert der Umgebung zugewiesen.

Nach dieser Eliminierung von Artefakten entfallen im Histogramm Abbildung 28 die Nennungen bei 16 und 17. Die Maxima über dem Balaton werden ebenso detektiert, wie die Küstenlinie der Insel Öland vor der schwedischen Ostseeküste. Insgesamt wird in diesem ca. 3.6 Millionen $\rm km^2$ großen Bereich, für den der Test angewandt werden kann, nur ein Gebiet von 124 $\rm km^2$ als Artefakt klassifiziert. Diese äußerst geringe Rate von 34 ppm weist darauf hin, dass der verwendete Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus bei Anwendung auf NOAA-14 Daten dieses Gebiets eine sehr geringe Falscherkennungsrate durch Landschaftselemente aufweist.

3.1.3 Statistische Verteilung

Um die Aussagekraft von Bedeckungsgraden bestimmen zu können, die aus einer begrenzten Anzahl von Stichproben gewonnen werden, ist es nötig herauszufinden, welcher statistischen Verteilung das untersuchte Phänomen genügt. Das Ereignis '*Kondensstreifen wird in AVHRR-Pixel erkannt*' ist ein zufälliges Ereignis, wenn Satelliten-Szenen blind, also ohne vorherige Information über die herrschenden Wetterbedingungen oder die Trefferquote am Vortag ausgewählt werden. Da die vorliegende Untersuchung mit einem nahezu konstanten zeitlichen Abstand bei nur geringem und zufälligem Ausfall einzelner Passagen vorgenommen wird, ist die Forderung nach einer zufälligen Beprobung gewährleistet. Da der betrachtete Zeitraum von zwei Jahren deutlich länger ist als die wesentlichen, die Kondensstreifen-Bildung beeinflussenden Wetterzyklen sowie alle Jahreszeiten gleichmäßig abdeckt, ist bezogen auf die gesamte Stichprobe eine hinreichende zeitliche Unabhängigkeit der Ereignisse gegeben.

Die räumliche Unabhängigkeit ist dagegen per se nicht erfüllt: Sobald innerhalb einer Satelliten-Szene ein Kondensstreifen-Pixel gefunden wird, besteht eine sehr große Wahrscheinlichkeit, entlang des Flugweges weitere zu finden. Da das Auftreten eines Kondensstreifen anzeigt, dass offensichtlich gute Bedingungen für die Bildung von Kondensstreifen herrschen und diese Gebiete in einer Größenordnung von etwa 100 km auftreten (Mannstein, 1996), ist ebenfalls die Wahrscheinlichkeit erhöht, dass in anderen Richtungen in der näheren Umgebung weitere Ereignisse auftreten. Räumliche Unabhängigkeit ist erst gewährleistet, wenn die Gebietsgröße die Skala der 'Kondensstreifen-Gebiete' übersteigt. Weil anzunehmen ist, dass in den betrachteten Regionen die Häufigkeit für das Auftreten solcher Gebiete näherungsweise gleichverteilt ist, kann die zeitliche Mittelung eine räumliche teilweise ersetzen.

Damit wirklich von einer räumlichen Unabhängigkeit des Ereignisses ausgegangen werden kann, muss darüberhinaus darauf geachtet werden, dass die Flugverkehrsdichte einigermaßen konstant ist und gewährleistet sein, dass der Untergrund eine wenig schwankende Erkennungsrate erwarten lässt. Nur wenn alle Voraussetzungen für räumliche und zeitliche Unabhängigkeit erfüllt sind, ist zu vermuten, dass das Ereignis '*Kondensstreifen*' der Poisson-Verteilung genügt. Diese Vermutung wird durch Vergleich der Besetzungshäufigkeiten der einzelnen Häufigkeitsklassen für Gebiete mit einheitlicher Stichprobenhäufigkeit mit den theoretisch zu erwartenden Werten bestätigt.

Um ein bestimmtes Signifikanzniveau P zu erreichen, sind also

$$n = -\ln(1 - P)/p$$
 (3.1)

mindestens n Messungen nötig (Sachs, 1992). Dabei beträgt die mittlere Wahrscheinlich-



Abbildung 30: Profil eines Filters zur Simulation der auf den Oberrand der Atmosphäre (TOA) (Höhe z = 50km) bzw. auf den Boden (GND) bezogenen Bedeckungsgrade.

keit p für das Auftreten von Kondensstreifen in diesem Datensatz bei Anwendung des Algorithmus auf NOAA-14 Daten ungefähr 0.002. Demnach werden bei der Betrachtung einzelner Pixel erst ab n = 1151 signifikante (P = 90%) bzw. ab n = 2303 hochsignifikante (P = 99%) Ergebnisse erzielt. Somit lassen sich, wie bereits vermutet, selbst für das Zentrum von Abbildung 24, für das mehr als 600 Messungen vorliegen, keine signifikanten Aussagen machen. Das wäre erst möglich, wenn die doppelte Datenmenge wie hier ausgewertet wird und würde streng genommen nur dann gelten, wenn der Luftverkehr als die Quelle für das beobachtete Ereignis 'Kondensstreifen' im betrachteten Zeitraum konstant bliebe.

3.1.4 Räumliche Mittelung

Wie oben bemerkt, ergeben sich bei der vorhandenen Stichprobengröße für die einzelnen 1 km x 1 km großen Boxen keine signifikanten Ergebnisse. Einen Ausweg bietet eine räumliche Mittelung, die die Zahl der Messungen pro betrachtetem Gebiet deutlich erhöht. Eine Angabe des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades in bestimmten Boxen von z. B. 1°x 1°, wie es bei vielen Klimatologien üblich ist, verwischt jedoch die Kleinräumigkeit des Phänomens 'Kondensstreifen'. Mit den analysierten Satellitendaten lassen sich Aussagen mit wesentlich höherer Auflösung machen. Berücksichtigt man an jedem Ort die dort und im näheren Umkreis gefundenen Kondensstreifen, so lässt sich das Ergebnis glätten und trotzdem eine hohe Auflösung beibehalten. Das lässt sich durch Konvolution mit einem auf die Fragestellung angepassten Tiefpassfilter erreichen. Idealerweise weist der für die Mittelung berücksichtigte Umkreis eine Größe auf, die die Bedeckung durch Kondensstreifen entsprechend ihrer möglichen Strahlungswirkung am besten wiedergibt. Dafür sind die Bezugsebenen Oberrand der Atmosphäre (TOA) und Boden (GND) am interessantesten. Zur Betrachtung der Strahlungswirkung am Oberrand der Atmosphäre soll diese Bezugsebene im Folgenden auf 50 km Höhe festgelegt werden. Das Niveau der Kondensstreifen wird hier vereinfachend pauschal mit 10 km über Grund angenommen. Mit zunehmender Entfernung d vom Beobachtungsort verkleinert sich ein Raumsegment, das hier eine Größe von 1 km x 1 km einnimmt, in Abhängigkeit von der Höhendifferenz Δz . Der Raumwinkel d Ω , den diese Box von 1 km² in der horizontalen Entfernung r vom Beobachtungspunkt aus einnimmt, beträgt bei Annahme einer flachen Erde

$$d\Omega = (\arctan \frac{d+1km}{\Delta z} - \arctan \frac{d}{\Delta z})^2.$$
(3.2)

Normiert auf den Raumwinkel im Nadir ergibt dies die in Abbildung 30 dargestellte Abhängigkeit. Zur Simulation der entsprechenden Situationen werden die Kondensstreifen-Masken nun mit einem kreisrunden Filter der entsprechenden Empfindlichkeit gefaltet. Dabei bleibt unberücksichtigt, dass die atmosphärische Extinktion den Einfluss weiter entfernter Gebiete zusätzlich reduziert, was eine noch schärfere räumliche Filterung erfordern würde. In gewisser Weise wird dem dadurch Rechnung getragen, dass aus Gründen der Recheneffizienz der Filter auf den Bereich reduziert wird, der ein Gewicht von mehr als 10% aufweist. Die so bestimmte Filter-Matrix führt dazu, dass das Ergebnis N'_{ct} im Fall der fiktiven Bezugsebene in 50 km Höhe seinen Informationsgehalt entsprechend der Gewichte aus 3604 km² bezieht. Wenn man diese Ebene noch höher setzt, so wäre der zu berücksichtigende Umkreis noch größer. Regionale Unterschiede wären dann noch stärker verwischt. Strebt man einen Vergleich mit bodengebundenen Werten an, so ergibt sich bei Annahme einer Höhendifferenz von $\Delta z = 10$ km ein wesentlich engerer für die Beobachtung relevanter Umkreis von knapp 20 km. Der hierfür eingesetzte Filter (Abbildung 30) führt eine gewichtete Mittelung über 217 km² aus.

Würden bei den so bestimmten Mittelwerten die Annahmen für die Poisson-Verteilung zutreffen, so ließe sich für den Oberrand der Atmosphäre bereits aus einer Szene signifikante Aussagen für jeden Punkt treffen, bzw. würden für die Simulation des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades am Boden 5 bis 6 Szenen ausreichen. Das ist freilich wegen der vorhandenen räumlichen Abhängigkeit im Einzelfall nicht gegeben. So eine geringe Auswahl verschiedener Wettersituationen ist zu wenig repräsentativ für das Gesamtkollektiv.

Die enorme zeitliche Schwankung, die bei der Bedeckung durch Kondensstreifen zu beobachten ist, kann am besten durch Analyse von Zeitreihen für verschiedene Punkte des Beobachtunggebiets abgeschätzt werden. Dazu werden die oben beschriebenen Konvolutionen für TOA und GND auf jeden betrachteten Punkt aller Einzelszenen angewandt. Trägt man die aus den Zeitreihen bestimmten Mittelwerte N'_{ct} gegen die Standardabwei-



Abbildung 31: Standardabweichung $\sigma(N'_{ct})$ in Abhängigkeit von N'_{ct} . '+' bezeichnen die GND-Simulation, '*' die TOA-Simulation.

Abbildung 32: Abnahme des relativen Fehlers von N'_{ct} in Abhängigkeit von der Anzahl der Messungen *n* für die Simulation des vom Boden aus zu beobachtenden Bedeckungsgrades (GND, gestrichelt) und ein Niveau in 50 km Höhe (TOA, gepunktet).

chung $\sigma(N'_{ct})$ auf (Abbildung 31), so zeigt sich eine klare Proportionalität. Somit lässt sich der zu erwartende Standardfehler $\Delta N'_{ct}$ mit

$$\Delta N_{ct}' = \sigma(N_{ct}') / \sqrt{n} \tag{3.3}$$

aus der Anzahl der Messungen n bestimmen. Für den Fall 'TOA' ist die Standardabweichung ca. 4-mal so groß wie der Mittelwert, für den Fall 'GND' ca. 8-mal so groß. Abbildung 32 zeigt, dass der relative Fehler bei der TOA-Simulation des Bedeckungsgrades ab 64 Messungen und bei GND-Simulation ab 256 Messungen besser als 50% ist. Dieser Schwellwert von 50% soll im Weiteren benutzt werden, um wenig aussagekräftige Ergebnisse zu maskieren.



Abbildung 33: Boxmittel des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades (links) und des Treibstoffverbrauchs (rechts). Die Daten für N'_{ct} beziehen sich auf den Zeitraum März 1995 bis Februar 1997, während sich der angegebene Treibstoffverbrauch auf den Zeitraum Mitte 1991 bis Mitte 1992 bezieht (ANCAT/EC2-Daten, Gardner et al. (1997)). Dabei ist nur der im Höhenbereich 10 km bis 12 km verbrauchte Treibstoff angegeben, der für die Kondensstreifen-Bildung am relevantesten ist.

3.2 Ableitung des mittleren Kondensstreifen-Bedeckungsgrades

3.2.1 Häufigkeit von Kondensstreifen und Emissionen des Luftverkehrs

Die Kondensstreifen-Häufigkeit sollte stark mit der räumlichen Verteilung des Luftverkehrs in Kondensstreifen-relevanten Flughöhen zusammenhängen. Für einen Vergleich steht ein Datensatz des Vorhabens "Abatement of Nuisances Caused by Air Transport (AN-CAT)" zur Verfügung (Gardner et al., 1997). Hier wird die Version der ANCAT/EC2-Daten mit der höchsten verfügbaren Auflösung von horizontal 1°x 1°und vertikal 1 km verwendet. Die Emissionen des Flugverkehrs beziehen sich dabei auf den Zeitraum Mitte 1991 bis Mitte 1992, wobei nur Jahresmittel-Werte ohne tageszeitliche Auflösung zur Verfügung stehen. Ein Datensatz mit horizontal deutlich höherer Auflösung möglichst zeitgleich mit den Satellitendaten liegt derzeit leider noch nicht vor. Deshalb wird für den Vergleich die Kondensstreifen-Häufigkeit (Abbildung 26) über 1°x 1°-Boxen gemittelt (Abbildung 33).

Abbildung 33 verdeutlicht, dass der maximale Treibstoffverbrauch entlang des Transatlantikkorridors und über dem östlichen Frankreich, den Niederlanden und Westdeutschland auftritt. Ebenso ist erkennbar, dass es merklichen Flugverkehr in Richtung Südosten gibt. Der Vergleich mit den im Zeitraum März 1995 - Februar 1997 in Satellitenbildern erkannten Kondensstreifen offenbart jedoch an vielen Stellen deutliche Differenzen. So ist 4 bis 5 Jahre nach Erhebung des Treibstoffkatasters der deutlich erhöhte Luftverkehr über der Ostsee in Richtung Russland erkennbar. Dies ist durch die Öffnung der Osteuropäischen Staaten und den damit verstärkten Verkehr und durch die dadurch freigegebenen direkteren Routen z. B. Richtung Japan über die ehemalige Sowjetunion hinweg erklärbar.

Ein gegenläufige Entwicklung in dieser Zeit ist über dem ehemaligen Jugoslawien zu

bemerken. Hier treten 1995 - 1997 kaum Kondensstreifen auf, was durch die dortige politische Krise und damit einhergehende Beschränkungen des Flugverkehrs zu verstehen ist.

Wie besprochen, finden sich in den mittags aufgenommenen Satellitenbildern entlang des Nordatlantikkorridors nicht so viele Kondensstreifen wie aufgrund des Tagesmittels im Flugverkehr zu erwarten ist. Das liegt daran, dass die meisten Transatlantikflüge am Morgen in Europa starten oder ankommen. Die geringe Kondensstreifen-Häufigkeit im Alpenraum lässt sich durch das Treibstoffkataster nicht erklären. Dort sollten aufgrund des Flugverkehraufkommens eigentlich wesentlich mehr Kondensstreifen zu finden sein, als erkannt werden. Auf dieses Phänomen wird im nächsten Kapitel eingegangen.

Für den westlichen Bereich des Untersuchungsgebiets ist aufgrund der geringeren geopolitischen Veränderungen eine stärkere Übereinstimmung zu erwarten. Um dies zu verdeutlichen, wird in Tabelle 1 die Korrelation beider Datensätze für den Bereich 10W - 0W und 43N - 57N und für den Bereich 10E - 20E und 43N - 57N verglichen. Dabei ergibt sich im östlichen Gebiet für kein einziges Höhenintervall ein positiver Korrelationskoeffizient. Für das westliche Gebiet wird für den Höhenbereich 10 km bis 12 km eine maximale Korrelation von 0.27 erreicht. Die Korrelationsanalyse gibt einen Hinweis darauf, dass unter einer Höhe von 10 km wenig persistente Kondensstreifen auftreten.

Die insgesamt schlechte Korrelation dieser Daten mag auch dadurch zu erklären sein, dass bei der Erstellung des ANCAT-Datensatzes davon ausgegangen wurde, dass die Flugwege Großkreise zwischen Start- und Landeflughafen darstellen. Das stellt eine brauchbare Annahme für Langstreckenflüge dar und kann global die Verteilung des Luftverkehrs gut beschreiben. Gerade über Europa ist der Flugverkehr stark reglementiert, so dass die tatsächlichen Flugbewegungen deutlich von diesem Muster abweichen.

3.2.2 Anpassung der variablen Erkennungsrate

Sehr auffällig ist die geringe Anzahl erkannter Kondensstreifen im Alpenraum. Abbildung 33 b) zeigt, dass dies nicht im Einklang mit der durchaus nennenswerten Flugverkehrsdichte über den Alpen steht. Auch ist nicht zu erwarten, dass dieses Gebirge, das nur in seltenen Fällen eine Höhe von 4000 m überschreitet, stark Bildung und Persistenz von Kondensstreifen beeinflusst, die typischerweise in Höhen von 10000 m auftreten. Allerdings werden des öfteren in einem wenige km langen Rhythmus regelmäßig unterbrochene Kondensstreifen beobachtet. Dieses Phänomen steht in Zusammenhang mit hochreichenden durch das Gebirge angeregten Wellen. Es wird vermutet, dass sich in den Bereichen mit absinkender Luft Kondensstreifen in der Regel rascher auflösen als in den Bereichen mit aufsteigender Luft. Die resultierenden kurzen Kondensstreifen-Stücke werden schwerer erkannt, da der Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus nach zusammenhängenden lini-

	westliches	Gebiet	östliches Gebiet		
Höhenbereich	mittlerer	Korrelation	mittlerer	Korrelation	
	Treibstoff-	mit	Treibstoff-	mit	
	verbrauch	N_{ct}^{\prime}	verbrauch	N_{ct}^{\prime}	
[km]	[kg/Box/Monat]		[kg/Box/Monat]		
8 - 9	38761	-0.03	28427	-0.07	
9 - 10	277066	-0.02	207238	-0.27	
10 - 11	525625	0.26	534100	-0.37	
11 - 12	310617	0.25	352568	-0.46	
8 - 10	315828	-0.02	235665	-0.23	
10 - 12	836242	0.27	886669	-0.42	

Tabelle 1: Mittelwerte von 1°x 1°-Boxen des Flugverkehrs-Emissions-Katasters ANCAT/EC2 bezogen auf den Zeitraum Mitte 1991 bis Mitte 1992 (Gardner et al., 1997) bezogen auf zwei Regionen (West: 10W - 0W und 43N - 57N und Ost: 10E - 20E und 43N - 57N), sowie Korrelation dieser Mittelwerte mit den mittleren mittäglichen Bedeckungsgraden aus AVHRR-Daten N'_{ct} bezogen auf den Zeitraum 3/1995 mit 2/1997.

enhaften Kondensstreifen-Strukturen sucht.

Andererseits treten durch den Wechsel von Sonnen- und Schattenhängen in einer kleinräumigen Skala und den Kontrast von Bergrücken und Tälern starke Schwankungen der Strahlungstemperatur auf. Ein Vergleich mit der Standardabweichung der Temperatur (Abbildung 34) verdeutlicht dies. Auch die Pyrenäen treten dort deutlich hervor und weisen eine geringere Kondensstreifen-Häufigkeit auf. Andererseits beobachtet man in Abbildung 26 Regionen, die sich durch eine große Homogenität im Temperaturfeld auszeichnen, besonders viele Kondensstreifen. Augenscheinlich wird dies, wenn man die räumlichen Muster von Abbildung 34 mit der Kondensstreifen-Häufigkeit (Abbildung 26) vergleicht. Über dem Meer werden oft besonders viele Kondensstreifen erkannt.

Noch deutlicher wird der Zusammenhang, wenn man die räumlich gemittelte Standardabweichung $\overline{SDT5}$ gegen die Kondensstreifen-Häufigkeit aufträgt. Abbildung 35 stellt dies für 1°x 1°Boxen des gesamten Untersuchungsgebiet dar. In diesem Diagramm zeigen sich im Wesentlichen zwei Häufungen: Der erste Häufungspunkt bei $\overline{SDT5}$ -Werten von 0.5 K \pm 0.1 K repräsentiert Werte, die über dem Meer auftreten, der zweite bei 0.75 K \pm 0.2 K Werte von Boxen über Landflächen. Bei Werten von $\overline{SDT5}$ größer als ca. 1.0 K, wie sie häufig in Bergregionen auftreten, werden meist wenige Kondensstreifen erkannt.



Abbildung 34: Mittelwert der Standardabweichung *SDT5* der Temperatur in Kanal 5 innerhalb einer 5 x 5-Pixel-Umgebung über zwei Jahre gemittelt. (Mittagsszenen von März 1995 mit Februar 1997).

a) Korrektur der Falscherkennung

Generell streuen die N'_{ct} -Werte wegen des unterschiedlichen Verkehrsaufkommens in den einzelnen Boxen stark. In allen Arten von Gebieten finden sich Boxen mit sehr hohem Verkehrsaufkommen und andere mit sehr geringem. In Gebieten mit sehr geringem Flugverkehr muss damit gerechnet werden, dass ein merklicher Anteil der gefundenen Kondensstreifen Fehlklassifikationen sind. Z.B. wird in der westlichen Biskaya nahezu der Wert der Falscherkennungsrate, wie sie aus den Neuseelanddaten bestimmt wurde, erreicht. Da die Neuseelanddaten überwiegend Meerespixel beinhalten, ist der SDT5-Mittelwert sehr ähnlich. Bei höheren $\overline{SDT5}$ -Werten fällt auf, dass N'_{ct} die für Neuseeland bestimmte Falscherkennungsrate von 0.097% noch unterschreitet. Der geringste beobachtete N'_{ct} -Wert von 0.026% wird über Kroatien gefunden. Dort traten aufgrund von Flugverboten im Untersuchungzeitraum tatsächlich nahezu keine Kondensstreifen auf. Dass FAR mit zunehmender Temperaturheterogenität sinkt, kann durch die Normalisierung der Eingangs-Daten verstanden werden [Abschnitt 2.2.1]. Dieser Verarbeitungsschritt wurde eingeführt, um Fehler im Gebirge und an Küsten zu reduzieren. Doch nimmt die Empfindlichkeit des Algorithmus offenbar so stark ab, dass sich auch die Falscherkennung vermindert. Mit Hilfe einer linearen Regression durch beide Minima kann die Falscherkennungsrate aus der mittleren



Abbildung 35: Die linke Darstellung zeigt die Standardabweichung der Temperatur in Kanal 5 für eine 5 x 5-Umgebung $\overline{SDT5}$ gegen den Kondensstreifen-Bedeckungsgrad N'_{ct} . Sterne markieren Mittelwerte für 1 ° x 1 ° große Boxen des Europa-Datensatzes (vgl. Abbildung 33 und Abbildung 34). Der mit einem Quadrat markierte Wert im linken Bild stellt die aus den Neuseelanddaten (NZ) abgeleitete Falscherkennungsrate dar. Offensichtlich sinkt FAR mit zunehmenden $\overline{SDT5}$. Der eingekreiste Wert des Europa-Datensatzes bezieht sich auf eine Box über Kroatien (Kr), die nahezu frei von Flugbewegungen ist. Bei den Bedeckungsgraden $N''_{ct} = N'_{ct} - FAR$ der rechten Abbildung ist die Falscherkennungsrate $FAR(\overline{SDT5})$ abgezogen. Die Diagramme werden durch zwei Häufungspunkte geprägt. Über dem Meer finden sich geringe $\overline{SDT5}$ -Werte mit geringer Streuung, während über dem Land höhere $\overline{SDT5}$ -Werte auftreten, die deutlich stärker streuen. Trotz der $\overline{SDT5}$ -abhängigen FAR-Korrektur zeigt sich noch eine Abhängigkeit des Bedeckungsgrades von der mittleren Heterogenität des Untergrundes. Ein zweiter Korrekturschritt homogenisiert die unterschiedliche Erkennungseffektivität des Algorithmus.

Inhomogenität des Hintergrundes, ausgedrückt durch $\overline{SDT5}$ bestimmt werden:

$$FAR(\overline{SDT5}) = 0.166 - 0.150 \cdot \overline{SDT5} \ge 0 \tag{3.4}$$

Die beobachtete Kondensstreifen-Häufigkeit wird im Weiteren mit Gleichung (3.4) entsprechend

$$N_{ct}'' = N_{ct}' - FAR(\overline{SDT5})$$
(3.5)

nach unten korrigiert.

Weil der Algorithmus selbst ca. 10 bis 20 km große Gebiete zur Erkennung berücksichtigt, variiert die Erkennungsrate in einer gröberen als der in Abbildung 34 dargestellten Skala. Deshalb wird auch *SDT5* tiefpassgefiltert. Ein Gaußfilter mit $\sigma = 15$ km passt die Ergebnisse an die Charakteristik des Erkennungs-Algorithmus an. Dieser Filter hat eine ähnliches Profil wie der für die Simulation des Bedeckungsgrades $N_{ct,GND}$ vom Boden aus verwendete, ist aber mit einer Halbwertsbreite von ca. 35 km etwa breiter als dieser. Auch deshalb ergeben sich für die hochaufgelösten GND-Ergebnisse etwas größere Fehler.

Bei der FAR-Korrektur ist außerdem zu beachten, dass sie nur auf Beobachtungen angewandt werden darf, die sich über einen ausreichend langen Zeitraum erstrecken. Leitet man SDT5 aus nur wenigen Bildern ab, um den darin bestimmten Bedeckungsgrad zu korrigieren, kann dies zu extremen Fehlern führen. Einzelne Szenen sind wenig repräsentativ für den hierfür benötigten Mittelwert. Aus Zeitreihen des mit 15 km räumlich Gauß-gemittelten Wertes $\overline{SDT5}$ wird eine Standardabweichung $\sigma(\overline{SDT5}) = 0.8 \cdot \overline{SDT5}$ bestimmt. Da SDT5 noch für weitere sensible Korrekturen verwendet wird, ist erforderlich, dass diese Matrix besonders genau bestimmt wird. Bis sich eine stabile Struktur in SDT5-Bildern ausprägt, sind nach Möglichkeit Daten mehrerer Jahre nötig. Erst dann mitteln sich räumlich gleichverteilte Wolken heraus, so dass sich ein solch klares, scheinbar wolkenfreies Bild wie in Abbildung 34 ergibt. Tatsächlich sind die durch Wolken verursachten Temperaturheterogenitäten darin noch als eine Art 'Bias' enthalten. An Orten, wo häufiger Wolken auftreten ist dieser Bias erhöht. Heterogenitäten in der Oberflächentemperatur des Meeres machen sich bei der Bildung von $\overline{SDT5}$ kaum bemerkbar, da sie meist in einer Skala von deutlich mehr als 5 km auftreten. Deshalb können wir über dem Meer davon ausgehen, dass sich in SDT5 additiv zum Sensorrauschen von etwa 0.1 K fast nur Wolken abzeichnen. So verrät Abbildung 34 z. B. eine erhöhtes Auftreten von Wolken über der südöstlichen Biskaya oder der Irischen See. Im Vergleich dazu scheinen Ostsee und Mittelmeer wolkenfreier zu sein.

Wegen zeitlicher Schwankungen der Bewölkung und vor allem wegen unterschiedlich starker Sonneneinstrahlung verändern sich Intensität und Muster der zur Korrektur verwendeten $\overline{SDT5}$ -Matrizen hauptsächlich im Verlauf des Tages aber auch jahreszeitlich. Deshalb ist darauf zu achten, dass zeitlich korrespondierende $\overline{SDT5}$ -Daten verwendet werden. Die aus Mittagswerten bestimmte $\overline{SDT5}$ -Matrix darf nicht für die Korrektur von Nachtszenen herangezogen werden. Der Jahresgang von $\overline{SDT5}$ ist dabei weit weniger intensiv als der Tagesgang. Deshalb genügt es, hierfür das Jahresmittel zu verwenden.

b) Heterogenitätskorrektur

Die FAR-korrigierten Kondensstreifen-Bedeckungsgrade in Abbildung 35 sind trotz der $\overline{SDT5}$ -abhängigen Korrektur offenbar über Land im Mittel immer noch geringer als über Meer. Dies könnte durch eine zufällige Systematik bedingt sein, nämlich dann, wenn im Untersuchungsgebiet im Mittel über den Meeren mehr Flugverkehr als über den Landge-

bieten auftritt. Als Folge sollte es einen zufälligen Zusammenhang zwischen $\overline{SDT5}$ und dem Treibstoffverbrauch geben. Ein linearer Korrelationskoeffizient dieser beiden Größen von 0.005 spricht dagegen.

Außerdem kann davon ausgegangen werden, dass es einen linearen Zusammenhang zwischen Treibstoffverbrauch in den kondensstreifen-relevanten Höhen und dem Kondensstreifen-Bedeckungsgrad gibt. Es ist denkbar, dass in Gebieten mit äußerst hohem Flugverkehr der Bedeckungsgrad durch Kondensstreifen sich an manchen Tagen durch weitere Flugbewegungen nicht mehr steigern lässt, da bereits überall Kondensstreifen entstanden sind. Von diesem Sättigungseffekt dürften wir wenigstens bei Betrachtung langzeitiger Mittel in allen Teilen der Welt noch weit entfernt sein. Der Zusammenhang des *FAR*korrigierten Bedeckungsgrades N''_{ct} mit $\overline{SDT5}$ scheint systematisch zu sein. Offenbar erschwert die Inhomogenität des Untergrundes auch die Erkennung wahrer Kondensstreifen.

Zusätzlich kann wegen der ausschließlichen Verwendung von Daten aus mittleren Breiten davon ausgegangen werden, dass die Bedingungen für Entstehen und Persistenz von Kondensstreifen im Untersuchungsgebiet in hinreichendem Maße konstant sind. Da die Flugverkehrsdichte in diesem Datensatz unabhängig von $\overline{SDT5}$ ist und ein offensichtlicher Grund für einen Zusammenhang zwischen $\overline{SDT5}$ und N_{ct}'' gegeben ist, darf hier eine Regression gebildet werden. Der lineare Korrelationskoeffizient zwischen $\overline{SDT5}$ und N_{ct}'' beträgt -0.27. Dieser Zusammenhang wäre vermutlich wesentlich stärker ausgeprägt, wenn ein Datensatz vorhanden wäre, mit dem sich der Vergleich auf Daten mit ähnlicher Flugverkehrsdichte einschränken ließe. Die Koppelung an die Bedingung 'gleiche Emissionen' gemäß dem ANCAT2-Emissionsdatensatz führt allerdings zu keiner besseren Korrelation, da die Konsistenz der Datensätze zu gering ist.

Es zeigt sich also eine deutliche Abnahme der Erkennungsrate mit zunehmendem $\overline{SDT5}$. Über Gebirgen wird die Erkennungsrate sogar so gering, dass für diese Regionen keine sinnvollen Kondensstreifen-Bedeckungsgrades abgeleitet werden können. Deshalb sollen im Weiteren diese Gebiete durch einen Schwellwert $\overline{SDT5_{th}}$ ausgeblendet werden. Dieser wird auf einen Wert von 1.1 K festgesetzt, indem nach der Grenze gesucht wird, ab der sich der oben genannte Korellationskoeffizient deutlich verschlechtert.

Für $\overline{SDT5} < 1.1$ K lässt sich nun aufgrund der linearen Regression folgende Korrekturformel angeben

$$N_{ct,min} = \frac{1}{1 - 0.17/0.29 \cdot \overline{SDT5}} \cdot N_{ct}''$$
(3.6)

mit der im Weiteren sämtliche Bedeckungsgrade homogenisiert werden. Diese Heterogenitätskorrektur hebt alle Werte $N_{ct}^{\prime\prime}$ auf einen Bedeckungsgrad an, wie er über völlig homogenem Gebiet mit $\overline{SDT5} = 0$ K gefunden würde. Dort wären die Bedingungen für die Erkennung von Kondensstreifen in AVHRR-Daten ideal. Trotzdem handelt es sich beim so bestimmten Kondensstreifen-Bedeckungsgrad $N_{ct,min}$ um eine relativ sichere Untergrenze des wahren Kondensstreifen-Bedeckungsgrades, weil vorher die Falscherkennungsrate abgezogen wird und der Algorithmus prinzipiell nur einen Teil der tatsächlich vorhandenen Kondensstreifen detektiert (Abschnitt 2.4). Darüberhinaus haben die visuellen Analysen von NOAA-14-Daten ergeben, dass hierfür die Erkennungseffektivität als sehr gering einzuschätzen ist.

Die Steigung der Ausgleichsgeraden in Abbildung 35 ist mit -0.17 der der FAR-Korrektur von -0.15 sehr ähnlich. Das macht diese Homogenisierung plausibel und deutet darauf hin, dass die Erkennung falscher Strukturen mit zunehmenden $\overline{SDT5}$ ähnlich stark gedämpft wird wie der richtigen.

c) Fehler bei der Anpassung der variablen Erkennungsrate

Der Schwellwert $\overline{SDT5_{th}} = 1.1$ K zum Ausschluss von Gebieten mit in der Regel äußerst schlechten Bedingungen zur Erkennung von Kondensstreifen ist relativ hoch angesetzt. Er soll verhindern, dass die Heterogenitätskorrektur, die einen linearen Zusammenhang voraussetzt, an Stellen angewandt wird, für die dieser wahrscheinlich nicht mehr gegeben ist. Trotzdem kann wegen der benutzten sensiblen Korrekturschritte schon bei weitaus geringerem SDT5 der Fehler so groß werden, dass keine fundierten Aussagen über den Bedeckungsgrad möglich sind. Deshalb wird für jeden Punkt des betrachteten Gebiets der durch die verschiedenen Korrekturschritte verursachte Standardfehler bestimmt. Im Wesentlichen hängt der gesamte Standardfehler $\Delta N_{ct,min}$ von der Zahl der Messungen n, der Heterogenität des Hintergrundes, ausgedrückt durch SDT5, aber auch vom Bedeckungsgrad N'_{ct} selbst ab. Da für die Parameter zur FAR-Korrektur Gleichung (3.4) keine Fehler bestimmt werden konnten, wurde pauschal $\Delta FAR = 1/4 \cdot FAR$ geschätzt. Abbildung 36 zeigt, dass gerade dort, wo die Kondensstreifen-Häufigkeit ähnlich geringe Werte wie FAR aufweist, besonders große Unsicherheiten bei der Ableitung des Bedeckungsgrades bestehen. Dort ergibt sich eine Sprungstelle für $\Delta N_{ct,min}$, die meist bei eher geringem $\overline{SDT5}$ zu finden ist, weil dafür FAR entsprechend groß ist. Für $N'_{ct} > FAR$ ergeben sich hingegen die größten Fehler bei höherem SDT5. Wegen der geringen Erkennungsrate bei erhöhtem SDT5 sind dort die Bedeckungsgrade N'_{ct} am geringsten, so dass dort die meisten Fehler erwartet werden. Das schränkt die Ableitung von Kondensstreifen über Gebirgen noch stärker ein als durch die Ausschlussschwelle $\overline{SDT5_{th}} = 1.1$ K. Überschreitet der relative Standardfehler von $N_{ct,min}$ eine Schwelle von 50%, so werden diese Gebiete im Weiteren ebenfalls ausgeblendet.



Abbildung 36: Relativer Standardfehler $\Delta N_{ct,min}$ in Abhängigkeit von $\overline{SDT5}$ für unterschiedliche Zahl von Stichproben n und Bedeckungsgrade N'_{ct} .

3.3 Räumliche Verteilung von Kondensstreifen über dem westlichen Mitteleuropa

Abbildung 37 zeigt die mit den im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen Anpassungen bestimmte Untergrenze des aus Mittagspassagen abgeleiteten mittleren regionalen Kondensstreifen-Bedeckungsgrad. Offen ist bisher die Frage, wie diese Untergrenze mit bisherigen Untersuchungen übereinstimmt. Ein Vergleich mit hochaufgelösten Flugverkehrsdaten prüft die Plausibilität der abgeleiteten Verteilungen.

3.3.1 Kondensstreifen und Flugverkehrsbewegungen

Ein wesentlicher Vorteil der hier durchgeführten Untersuchung ist die hohe räumliche Auflösung, mit der die Ergebnisse zu Verfügung stehen. Es zeichnen sich in der Kondensstrei-



Abbildung 37: Untergrenze des Bedeckungsgrades durch linienhafte Kondensstreifen $N_{ct,min}$ aus AVHRR-Mittagspassagen zwischen März 1995 und Februar 1997 (GND-Simulation). Der mittlere Überflugszeitpunkt ist 12:30 UT \pm 70 min. Überlagert sind die ATC-Flugdaten vom 23. April und 4. Mai 1995. Dabei sind korrespondierend mit den Satellitenbeobachtungen nur Flugabschnitte aufgenommen, die zwischen 10 und 13 Uhr UT stattfanden. Nicht dargestellt sind Gebiete mit $\overline{SDT5} > 1.1 \text{ K}$ (hellblau) und zu großen Fehlern (beige, relativ > 50% und absolut > 0.1%).

fenkarte (Abbildung 24) deutlich einige vielbeflogene Luftstraßen ab, die auch in der Karte des Bedeckungsgrades (Abbildung 37) noch stark ausgeprägt sind.

Da die Flugverkehrsemissions-Daten von ANCAT nur in sehr grober Auflösung zur Verfügung stehen, kommt dort die enge Bindung des Luftverkehrs an die so genannten Luftstraßen nicht oder nur sehr schwach zur Geltung. Ein Vergleich auf der Basis von ATC-Daten (Air Traffic Control) von EUROCONTROL bietet eine weitere Verifikationsmöglichkeit der Ergebnisse. In Abbildung 37 sind zum Vergleich alle Flüge abgebildet, die am 23. April und 4. Mai 1995 zwischen 10 und 13 Uhr UT stattgefunden haben. Weil der mittlere Überflugszeitpunkt 12:30 UT \pm 70 min beträgt, ist dieses 3-stündige Zeitfenster repräsentativ für die aus Mittagspassagen abgeleiteten Kondensstreifen. Die in Abbildung 37 dargestellten Flugdaten basieren auf ATC-Daten von EUROCONTROL. Diese Organisation registriert sämtliche flugplanpflichtigen Flüge in Europa. Da für Flüge im oberen Luftraum Flugpläne abgegeben werden müssen, sind hier außer einigen wenigen militärischen Sonderflügen nahezu alle Flüge erfasst, die Kondensstreifen ausbilden. Beim hier verfügbaren Datensatz sind von jedem gemeldeten Flug Überflugzeitpunkte und

Höhen an jedem einzelnen Wegpunkt angegeben. Ähnlich wie beim ANCAT-Datensatz liefert die Darstellung der Flüge über 33000 ft, also ca. 10 km, die beste Übereinstimmung mit dem Kondensstreifen-Bedeckungsgrad.

Abweichungen in diesem Muster treten vor allem an den Rändern auf. Dort sind die Flüge selten gemäß ihrem tatsächlichen Flugweg eingetragen, da Daten zu den Wegpunkten außerhalb Europas fehlen. Deshalb sind diese Flüge bis zum Erreichen des 1. Wegpunktes entlang der Großkreise zum oder vom Startflughafen dargestellt.

Zusätzlich kommt es auch bei den Flugabschnitten, für die Wegpunktmeldungen vorliegen, zu Abweichungen zwischen dem Datensatz und der tatsächlichen Bahn des Flugzeugs. Änderungen der Flugpläne gegenüber den ursprünglich abgegebenen Meldungen werden nicht in allen Fällen im EUROCONTROL-Datensatz berücksichtigt. Selbst gegenüber den nach dem Flug aktualisierten Einträgen gibt es noch Abweichungen zur real geflogenen Strecke, da die Piloten so bald als möglich die Freigabe für den nächsten Flugabschnitt einholen. Dann können sie den Flugweg etwas verkürzen, indem sie noch vor Erreichen des eigentlichen Wegpunktes auf den neuen Kurs einschwenken. Davon wird aus Gründen der Effizienzsteigerung gerne Gebrauch gemacht, was dazu führt, dass gerade in der Nähe von Wegpunkten das Auftreten von Kondensstreifen noch stärker verwischt wird.

3.3.2 Vergleich mit anderen Beobachtungen

Bisher gibt es wenige quantitative Auswertungen des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades. Zum Vergleich mit dieser Beobachtungsreihe können nur Gebiete herangezogen werden, die in dem hier bearbeiteten Datensatz enthalten sind. Ideal wären freilich zeitgleiche hochaufgelöste Beobachtungen. Die Kondensstreifen-Meldungen der Synop-Beobachter des DWD treffen leider keine Aussage über die Flächenbedeckung. Mit diesen Meldungen können demnach keine Vergleiche des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades angestellt werden.

Andere Kondensstreifen-Studien, die den in dieser Arbeit analysierten Zeitraum umfassen, existieren jedoch nicht, so dass kein unmittelbarer Vergleich möglich ist. So bleibt nur die Möglichkeit, andere Untersuchungen, die weiter zurückliegende Beobachtungszeiträume umfassen, diesen Ergebnissen kritisch gegenüberzustellen.

a) Bodengestützter Vergleich

Von Rotter (1987) wurden bodengebundene Beobachtungen von Kondensstreifen zur Ermittlung des Bedeckungsgrades durchgeführt. Mit einer Himmelskamera wurden von der Kanzelhöhe (46°40.7′ N, 13°54.4′ E, 1526m, Kärnten, Österreich) aus Bildung und zeitliche Entwicklung von Kondensstreifen beobachtet. Durch Auszählung von Flächenelementen wird der aktuelle Bedeckungsgrad im gesamten einsehbaren Bereich bestimmt. Bei der Auswertung wird eine kurzzeitige, maximale Flächenbedeckung von 6.9% im Gesichtskreis gefunden. Die mittlere Flächenbedeckung an jenem Tag liegt zwischen 6:15 und 13:15 UT bei 1.05%. Es werden auch Cirrenschichten beobachtet, die sich aus Kondensstreifen gebildet haben. Diese nicht mehr klar als linienhafte Kondensstreifen identifizierbaren Wolken wurden in dieser Statistik nicht berücksichtigt. Die von Rotter (1987) bestimmten Werte sind in sofern gut mit den hier abgeleiteten vergleichbar. Die mittlere Kondensstreifen-Bedeckung an Tagen mit kurzlebigen Kondensstreifen beträgt 0.06%, ist also vernachlässigbar gering. Persistente Kondensstreifen traten an 62% der ausgewerteten Tage auf, wobei eine mittlere Flächenbedeckung von 0.91% ermittelt wurde. Das bedeutet, dass der mittlere Kondensstreifen-Bedeckungsgrad für Kärnten im Beobachtungsjahr von November 1985 bis Oktober 1986 während des Tages etwa $N_{ct,Rotter} = 0.6\%$ beträgt. Einschränkend ist dabei zu vermerken, dass sich dieser Bedeckungsgrad nur auf Wettersituationen bezieht, bei denen ausreichend freie Sicht herrscht. Würden persistente Kondensstreifen vermehrt bei Auftreten flächenhafter, tiefer Wolken auftreten, so unterschätzt diese Beobachtung den tatsächlichen Bedeckungsgrad, der vom Satelliten aus besser messbar ist. Aufgrund der relativ großen thermischen Heterogenität für dieses Gebiet kann mit dem Algorithmus der Bedeckungsgrad hier nur sehr schwer bestimmt werden. Für die Kanzelhöhe war im Beobachtungszeitraum März 1995 bis Februar 1997 ein Bedeckungsgrad N_{ct.min} von 0.18% \pm 40% festzustellen. Weil der Beobachtungsort im Bereich eines starken Gradienten von N_{ct.min} liegt, dürfte der Fehler noch größer sein. Die Beobachtungszeiträume liegen zudem 10 Jahre auseinander, was gerade in diesem Balkan-nahen Gebiet zu deutlichen Veränderungen in der regionalen Flugverkehrsdichte geführt haben kann. Trotzdem kann dies als ein deutlicher Hinweis auf eine Unterschätzung des wahren Bedeckungsgrades durch den Algorithmus angesehen werden.

b) Visuelle Auswertung von AVHRR-Bildern durch Bakan et al. (1994)

Die räumliche Verteilung des mit Hilfe des Kondensstreifenerkennungsalgorithmus abgeleiteten Bedeckungsgrades ist vergleichbar mit den Ergebnissen von Bakan et al. (1994). In deren Untersuchung wird der mittlere Bedeckungsgrad durch Kondensstreifen ebenfalls mit Hilfe von AVHRR-Mittagspassagen bestimmt, wobei bei dieser Studie fotografische Abzüge der Satellitendaten durch Beobachter ausgewertet werden.

Die höchste Bedeckung durch Kondensstreifen im Jahresmittel wird von Bakan et al. (1994) im Nordatlantik-Korridor mit 2% angegeben. Über Mitteleuropa erreicht das Jahresmittel $N_{ct,Bakan} = 1\%$. Die Werte für Süd- und Osteuropa sind noch geringer. Da die Ergebnisse von Bakan et al. (1994) räumlich schlechter aufgelöst sind, werden in Tabelle 2

3 KONDENSSTREIFEN-STATISTIK

Gebiet	$N_{ct,min}$	$N_{ct,Bakan}$	$N_{ct,min}/N_{ct,Bakan}$	
Länge, Breite	3/1995 - 2/1997	9/1979 - 12/1981;		
		9/1989 - 8/1992		
10 W - 0 , 50 - 55 N	0.36%	1.2%	0.30	
0 - 10 E, 50 - 55 N	0.36%	1.1%	0.33	
10 E - 20 E, 50 - 55 N	0.25%	0.7%	0.36	
10 W - 0 , 45 - 50 N	0.35%	1.3%	0.27	
0 - 10 E, 45 - 50 N	0.31%	0.9%	0.34	
10 E - 20 E, 45 - 50 N	0.25%	0.6%	0.42	
10 W - 0 , 40 - 45 N	0.38%	0.9%	0.42	
0 - 10 E, 40 - 45 N	0.22%	0.75%	0.29	
10 E - 20 E, 40 - 45 N	0.12%	0.45%	0.27	
gesamt				
10 W - 20 E, 40 - 55 N	0.29%	0.88%	0.33	

Tabelle 2: Vergleich von Jahresmitteln des mittäglichen Kondensstreifenbedeckungsgrades aus AVHRR-Daten: Werte für die Untergrenze des Bedeckungsgrades $N_{ct,min}$, wie es mit dem automatischen Verfahren bestimmt wird, werden visuellen Analysen des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades $N_{ct,Bakan}$ nach Bakan et al. (1994) gegenübergestellt.

Mittelwerte für 5°x 10° große Boxen verglichen. Wie zu erwarten, liegen die Ergebnisse von Bakan et al. (1994) für alle Boxen deutlich über dem in Abbildung 37 dargestellten Minimalwert $N_{ct,min}$. Im Wesentlichen ergibt sich ein ähnliches Verteilungsmuster, was sich am Verhältnis $N_{ct,Bakan}/N_{ct,min}$ ablesen lässt. Wie schon beim Vergleich mit dem ANCAT-EC2-Datensatz (Abschnitt 3.2.1 und Tabelle 1) festgestellt, ist die Übereinstimmung dabei im Westen größer als im Osten. Dort ist es gerade in den letzten Jahren wegen der seither stattgefundenen politischen Veränderungen zu den deutlichsten Änderungen in der Verteilung des Luftverkehrs gekommen. Die Untersuchungszeiträume von Bakan et al. (1994) umfassen September 1979 bis Dezember 1981 und September 1989 bis August 1992, während hier der Zeitraum März 1995 bis Februar 1997 untersucht wurde. Damit liegt der Bezug zur Studie von Bakan et al. (1994) noch weiter als der Erhebungszeitraum von AN-CAT zurück. Wir können also davon ausgehen, dass die Umschichtungen möglicherweise noch umfangreicher sind. Im Betrag sollten die jüngeren Daten wegen des Anwachsens des Luftverkehrs höhere Kondensstreifen-Bedeckungsgrade aufweisen. Dementsprechend sollten entsprechend mehr Kondensstreifen auftreten. Tatsächlich ist das Gegenteil dessen der Fall: Der von Bakan et al. (1994) erhaltene Wert der Kondensstreifenbedeckung ist im

Mittel etwa 3-mal so groß wie der mit dem hier verwendeten Algorithmus bestimmte.

Es ist denkbar, dass auch langjährige Schwankungen der atmosphärischen Bedingungen die Flächenbedeckung durch Kondensstreifen maßgeblich beeinflussen. Die markanteste Veränderung in der für die Kondensstreifen-Bildung relevanten tropopausennahen Atmosphäre fand in den betrachteten Jahren durch den Ausbruch des Vulkans Pinatubo im Juni 1991 statt. Die letzten Monate der zweiten Bakan'schen Untersuchungsperiode von September 1989 bis August 1992 könnten hiervon beeinflusst sein. Allerdings notieren Bakan et al. (1994) hierfür keine markanten Veränderungen der Kondensstreifen-Häufigkeit . Jedoch stellen sie für die Monate März mit Juli einen signifikanten Unterschied zwischen den beiden untersuchten Zeiträumen fest. Nachvollziehbar ist dabei die deutliche Erhöhung des Transatlantikverkehrs im 10 Jahre späteren Zeitraum. Dass im Frühsommer der Jahre 1980 und 1981 über der Ostsee ca. 4-mal mehr Kondensstreifen aufgetreten sind als in den Jahren 1990 und 1991, bleibt unverständlich. Für die Wintermonate werden keine signifikanten Unterschiede festgestellt.

Ein jahreszeitlicher Vergleich von $N_{ct,min}$ (Abbildung 38) der beiden in dieser Arbeit mit dem Algorithmus untersuchten Jahre zeigt, dass kleinräumig sehr wohl starke Unterschiede zwischen einzelnen Jahren auftreten können. Werden die Werte jedoch über einen so großen Bereich wie bei Bakan et al. (1994) gemittelt, ergibt sich eine gute Übereinstimmung. Deshalb ist zu vermuten, dass die bei Bakan et al. (1994) gefundenen Abweichungen zwischen den 10 Jahre auseinanderliegenden Beobachtungsperioden eher auf veränderte regionale Befliegungshäufigkeiten zurückzuführen sind.

Aus diesen Gründen ist anzunehmen, dass die Hauptursache der offensichtlichen systematischen Diskrepanzen in den unterschiedlichen Erkennungsmethoden liegt. Der Algorithmus ist auf eine operationelle Anwendung mit sehr geringer Falscherkennungsrate optimiert, die aber auch eine geringe Erkennungsrate bedingt. Ein erfahrener Beobachter berücksichtigt dagegen stärker die jeweilige Wettersituation und kann individuell entscheiden. Dies ist freilich auch subjektiv und kann zu weniger vergleichbaren Ergebnissen führen. Zu beachten ist, dass die Auswertung fotografisch wiedergegebener Satellitenbilder in sehr kleinem Maßstab - es wurden jeweils die gesamten Ausschnitte einer Passage von ca. 5000 x 2048 Pixel auf einem etwa 30 cm x 20 cm großen Fotopapier abgebildet - für den Beobachter sehr schwierig ist. Einerseits können wegen der geringen Abbildungsgröße, mangelnder Kontrastoptimierung und Ermüdungseffekten bei der mühsamen Auswertung einige Kondensstreifen übersehen werden, andererseits wird aufgrund der Körnung des Fotomaterials die Breite sehr schmaler Kondensstreifen überschätzt. Diese für den abgeleiteten Bedeckungsgrad gegenläufigen Effekte wurden jedoch nicht systematisch untersucht und können deshalb nicht quantifiziert werden.



Abbildung 38: Untergrenze der mittäglichen Kondensstreifenbedeckung $N_{ct,min}$ bezogen auf TOA im Vergleich zweier Jahre: links sind die jahreszeitlichen Mittelwerte des Jahres 1995, rechts des Jahres 1996 dargestellt, oben jeweils die Monate März mit August, unten die Monate September mit Februar. Nicht dargestellt sind Gebiete mit $\overline{SDT5} > 1.1$ K und relativem Fehler > 100% bzw. einem Absolutfehler größer 0.1%.

Wie in Abschnitt 2.3 dargestellt, hat der hier benutzte Algorithmus eine geringe Erkennungseffektivität, die bislang nicht genau quantifiziert werden kann. Die Ergebnisse von Bakan et al. (1994) dürften dem wahren Bedeckungsgrad näher kommen als die bisher abgeleiteten Bedeckungsgrade $N_{ct,min}$.

c) Vergleich mit AVHRR-Ausschnitten

Schumann und Wendling (1990) berichten erstmalig von einer viele Satellitenszenen umfassenden Auswertung hinsichtlich der Häufigkeit von Kondensstreifen. Unter zu Hilfenahme eines einfachen Mustererkennungsverfahrens werden 99 AVHRR-Ausschnitte eines 8-monatigen Zeitraums im Jahr 1989 analysiert . Dabei wird festgestellt, dass an 36 der 99 bearbeiteten Tage die Bedeckung durch Kondensstreifen unter 0.1% liegt, an 63 Tagen tritt ein mittlere Flächenbedeckung von grob geschätzt 1.5% auf. Dies deutet auf einen Mittelwert von etwa 1% in dem Gebiet, das durch die Längengrade 6.4 E und 13.6 E, sowie die Breitengrade 44.25 N und 49.25 N begrenzt wird, hin. Jedoch leiten Schumann und Wendling (1990) aus dieser Untersuchung keinen Mittelwert ab, da sie die Ergebnisse als zu vorläufig betrachten. In Schumann und Reinhardt (1991) wird für das gleiche Gebiet ein Mittelwert von $N_{ct,Schumann} = 0.4\%$ angegeben, wobei sich dieser Wert auf den einjährigen Zeitraum Oktober 1989 bis September 1990 bezieht.

Für das dabei betrachtete Gebiet ergibt sich aufgrund des Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus im Zeitraum März 1995 bis Februar 1997 ein Wert von $N_{ct,min} = 0.26\%$. Demnach liegen die Angaben von Schumann und Reinhardt (1991) um einen Faktor von 1.5 höher, wobei freilich ganz unterschiedliche Jahre in Betracht gezogen wurden. Kritisch ist bei einer Gegenüberstellung dieser Zahlen ferner, dass der Algorithmus für 30% der Fläche dieses Gebietes keine signifikanten Ergebnisse liefern kann, da der Ausschnitt nahezu den gesamten Alpenbogen umfasst.

d) Vergleich mit interaktiven visuellen Analysen von AVHRR-Szenen

Die in Abschnitt 2.3.2 vorgestellten interaktiven Analysen von NOAA-11-Daten ergeben für das Mittel aus den Monaten Juli und Oktober 1990 einen Kondensstreifen-Bedeckungsgrad von 0.3%. Der Algorithmus leitet für das untersuchte Gebiet (6.4 E bis 13.6 E, 44.25 N bis 54.25 N) und die Vergleichsmonate Juli und Oktober der Jahre 1995 und 1996 eine $N_{ct,min} = 0.23\%$ ab, wobei hier nur 14% der Fläche aufgrund des $\overline{SDT5_{th}}$ -Kriteriums ausgespart bleiben. Es sei daran erinnert, dass die Ergebnisse der beiden Beobachter stark streuen - die Mittelwerte der einzelnen Beobachter liegen bei $N_{ct,B} = 0.4\%$ und $N_{ct,C} = 0.2\%$, wobei häufig unterschiedliche Kondensstreifen markiert wurden. Die Vereinigungsmenge beider Beobachter würde deshalb einen noch größeren Wert ergeben. Eine Kontrolle einzelner Auswertungen aus diesem Datensatz findet bei sehr sorgsamer Kontrastanpassung und Analyse stark vergrößerter Ausschnitte noch weitere nicht erkannte Kondensstreifen. Deshalb ist davon auszugehen, dass der angegebene Mittelwert $N_{ct,BC} = 0.3\%$ ebenfalls eine Untergrenze des Bedeckungsgrades angibt. Trotzdem ist dies noch um etwa ein Drittel höher als das Ergebnis des Algorithmus für das gleiche Gebiet.

Bewertung der Vergleiche Allen vorgestellten Untersuchungen ist gemeinsam, dass sie deutlich höhere Kondensstreifen-Bedeckungsgrade liefern als der hier verwendete Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus, wobei sie sich methodisch und hinsichtlich des Untersuchungszeitraums unterscheiden. Alle vorgestellten Studien umfassen ausreichend viele Daten, um statistisch einigermaßen stabile Mittelwerte zu extrahieren. Deshalb liegt der Hauptgrund für die festgestellten Unterschiede sehr wahrscheinlich in der Verwendung verschiedener Methoden, die sich hauptsächlich in unterschiedlichen Erkennungsraten äußern. Zwar werden bei jeder der vorgestellten Untersuchungen methodische Mängel aufgezeigt, doch finden sich außer bei der Untersuchung von Bakan et al. (1994) keine Hinweise auf eine mögliche Überschätzung. In allen Fällen liegt der vom Algorithmus bestimmte Be-

Studie	Gebiet	Dauer	Bezug	$rDEF_{min}$	rDEF	$rDEF_{max}$
	Länge, Breite		Zun.			
a) Rotter	13.91 E, 46.68 N	1 a	1986,3	0.18		0.42
(1987)	Gesichtskreis					
b) Bakan et al.	10 W - 20 E,	5.25 a	1986,7	0.27	0.33	0.42
(1994)	40 N - 55 N		39%	0.19	0.23	0.30
c) Schumann,	6.4 E - 13.6 E,	1 a	1990,25		0.65	
Reinh. (1991)	44.25 N - 49.25 N		24%		0.52	
d) Validierung	6.4 E - 13.6 E,	0.17 a	1990,7			0.77
	44.25 N - 54.25 N		25%			0.61
beste				0.2	0.4	0.6
Schätzung					•	

Tabelle 3: Vergleich der verschiedenen Beobachtungsreihen von Kondensstreifen über Europa mit den in der vorliegenden Arbeit abgeschätzten Untergrenzen $N_{ct,min}$. rDEF gibt jeweils das Verhältnis $N_{ct,min}/N_{ct,*}$ an, das die einzelnen Untersuchungen * auf vergleichbare Werte normiert. Kleine Werte bedeuten, dass die betrachtete Untersuchung im Vergleich zum hier verwendeten Algorithmus sehr viel mehr Kondensstreifen gefunden hat. Die fett gedruckten Zahlen sind zudem mit den Steigerungsraten des Kerosinverbrauchs gewichtet und dürften deshalb am realistischsten sein. Der zeitliche Bezug gibt die Mitte des jeweiligen Untersuchungszeitraums an. Die prozentuale Zunahme bezieht sich auf die angenommene Steigerung des Kerosinverbrauchs.

deckungsgrad deutlich unter dem Vergleichswert. Deshalb dürfte der wahre Kondensstreifen-Bedeckungsgrad mit Sicherheit um einiges höher als $N_{ct,min}$ liegen. Die Vermutung, mit dem Algorithmus eine sichere Untergrenze abzuschätzen, bestätigt sich also.

Um hier im Weiteren realistischere Werte für den Kondensstreifen-Bedeckungsgrad angeben zu können, soll der Kondensstreifen-Bedeckungsgrad angepasst werden. Dazu wird durch sorgsames Abwägen der Aussagekraft der jeweiligen Untersuchung und durch Einbeziehung der zwischenzeitlich stattgefundenen Änderungen der Flugverkehrsdichte indirekt die Erkennungsrate des Algorithmus geschätzt. Unter der Annahme, dass die mittleren Bedeckungsgrade $N_{ct,*}$ der unter a) bis d) vorgestellten Studien den wahren Bedeckungsgrad darstellen, wird jeweils $rDEF = N_{ct,min}/N_{ct,*}$ berechnet. Dabei wird für $N_{ct,min}$ jeweils der zeitlich und räumlich bestmöglich korrespondierende Wert verwendet. Die so bestimmten relativen Erkennungsraten sind in Tabelle 3 abgedruckt. Zusätzlich findet die Bewertung der Studien dort Eingang. So werden beispielweise Untersuchungen wie die bei d) vorgenommene, die vermutlich zu geringe Bedeckungsgrade bestimmt und damit zu zu hohen Werten von rDEF führt, der Spalte $rDEF_{max}$ zugeordnet. Analog wurde mit den aus dem Fehler von $N_{ct,min}$ resultierenden Minima und Maxima von rDEF verfahren.

Bei den in Tabelle 3 fett gedruckten Werten wurden zusätzlich die Steigerungsraten des Luftverkehrs berücksichtigt. Wegen der zwischenzeitlichen Zunahme des Luftverkehrs ist zu erwarten, dass sich in älteren Daten weniger Kondensstreifen finden, was sich bei den Mittelwerten der Bedeckungsgrade entsprechend korrigieren lässt. Dabei wird angenommen, dass die betrachtete mittlere Flächenbedeckung proportional zur Zahl der Flugbewegungen in der oberen Troposphäre ist, weil Sättigungseffekte des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades bei der derzeitigen Flugverkehrsdichte vernachlässigt werden können. Vereinfachend wird hierzu die Steigerung des Kerosinverbrauchs zwischen den zeitlichen Schwerpunkten der verglichenen Studien herangezogen. Dazu wird der bei IPCC (1999) angegebene zeitlichen Verlauf des globalen Mittelwerts des Kerosinverbrauchs verwendet. Dieser kann auf Europa übertragen werden, weil die Steigerung des Luftverkehrs hier der globalen Zunahme relativ nahe kommt.

Die Auswertung der Himmelskamera-Daten (Studie a), Rotter (1987)) sollte das genaueste Ergebnis des Flächenbedeckungsgrades liefern. Bedauerlicherweise liegt diese Untersuchung am weitesten zeitlich zurück und zudem in einem Gebiet, das eine sehr starke Veränderung im Flugverkehrsaufkommen erfahren haben könnte. Gerade in dieser Region unweit des damaligen Jugoslawien kann es wegen der krisenbedingten Einschränkungen im Flugverkehr 1995 und 1996 zu einer Reduzierung der Kondensstreifen-Häufigkeit gegenüber 1986 gekommen sein. Weil für diese Studie unklar ist, ob es zu einer Senkung oder Steigerung des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades gekommen ist, werden die hierfür in Tabelle 3 angegebenen Werte nicht flugverkehrskorrigiert. Außerdem tritt beim Vergleich mit Punktmessungen das Problem auf, dass das Ergebnis des Algorithmus dafür weniger belastbar ist als Mittelwerte größerer Flächen. Zudem ist die Lage des Beobachtungsortes Kanzelhöhe problematisch, weil bei gebirgigem Terrain der Algorithmus an seine Grenzen gerät. Wegen des hohen Fehlers von etwa 40% schwankt $N_{ct,min}$ zwischen 0.11 % und 0.25%, weshalb bei a) nur $rDEF_{min}$ und $rDEF_{max}$ angegeben werden.

Die Gegenüberstellung der verschiedenen Angaben für rDEF in Tabelle 3 lässt mit relativ großer Sicherheit die Aussage zu, dass die Erkennungsrate des Algorithmus im Bereich zwischen 0.2 und 0.6 beträgt. Als wahrscheinlichster Wert wird 0.4 mit einem Standardfehler von 0.2 geschätzt. Im Folgenden sind alle Angaben des Bedeckungsgrades mit der Korrektur $N_{ct} = N_{ct,min}/0.4$ versehen, wobei stets in Erinnerung behalten werden soll, dass die wahren Werte des Flächenbedeckungsgrades durch Kondensstreifen auch doppelt so hoch, beziehungsweise halb so groß wie angegeben sein mögen und sich auf linienhafte, deutlich als solche erkennbare Kondensstreifen beziehen. Berücksichtigt man eine Erkennungsrate von 0.4, so erhält man die in Abbildung 39 dargestellten Verteilungen. Als wahrscheinlichsten Wert für die Bedeckung durch linienhafte Kondensstreifen erhält man für das gesamte dargestellte Gebiet aus beiden Verteilungen einen Wert von 0.75%.

3.4 Fehlerbetrachtung

Die im vorangegangenen Abschnitt eingeführte Anpassung der zunächst bestimmten Untergrenze $N_{ct,min}$ des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades an die wahrscheinlichsten Werte N_{ct} durch Schätzung der mittleren Erkennungsrate, stellt eine große Fehlerquelle dar. Dieser Schritt allein erhöht den relativen Fehler von N_{ct} um 50%. Die bereits in den Abschnitten 3.1.4 c) besprochenen Fehlerquellen haben eine ähnliche Größe. Sie hängen stark von der Zahl der Messungen $n, \overline{SDT5}$ und N'_{ct} ab. Deshalb wird zur Bestimmung von N_{ct} der Fehlerschwellwert zur Maskierung unbrauchbarer Ergebnisse von 50% auf 100% angehoben. Andernfalls ließen sich keinerlei Angaben über N_{ct} machen. Wie die Abbildungen 40d) und 41b) zeigen, ist die GND-Simulation noch stärker fehlerlastig als die TOA-Simulation. Das betrifft vor allem Orte, für die wenige Messungen vorliegen. Deshalb wird bei weiteren Betrachtungen, die sich auf eine geringere Anzahl von Überflügen beziehen, nur die TOA-Simulation verwendet.

Abbildung 40 stellt die Abhängigkeit des relativen Fehlers vom Bedeckungsgrad selbst dar. Problematisch sind, wie schon erwähnt, bei Betrachtung des relativen Fehlers, Regionen mit geringer Bedeckung durch Kondensstreifen. Bei $N_{ct,min} < 0.2\%$ schnellt der relative Fehler nach oben, weil *FAR* dann eine ähnliche Größenordnung einnimmt. Tatsächlich ist der Absolutfehler dort sehr gering, in der Regel kleiner als 0.1%. Um einer Verfälschung der Mittelwerte vorzubeugen ist bei der Fehler-Maskierung darauf zu achten, dass diese nicht überproportional häufig Flächen ausschließt, die besonders geringe Werte aufweisen. Deshalb wird als Zusatzbedingung bei Überschreiten des relativen Fehlerschwellwerts eingeführt, dass Regionen mit $\Delta N_{ct,min} < 0.1\%$ bzw. $\Delta N_{ct} < 0.25\%$ akzeptiert werden. Dies soll allerdings nur gelten, wenn zusätzlich die Bedingungen $\overline{SDT5} < \overline{SDT5_{th}} = 1.1$ K und $n > n_{min}$ erfüllt sind, wobei n_{min} aus dem relativen Fehlerschwellwert bestimmt wird.

Abbildung 41 relativiert die Ergebnisse von Abbildung 39. Das etwas überraschende absolute Maximum des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades über der iberischen Halbinsel ist mit einem Relativfehler von ca. 80% deutlich weniger signifikant als das etwas geringere Maximum über den Niederlanden mit einem Relativfehler von ca. 50%.

3.5 Zeitliche Verteilung

Die Intensität des Flugverkehrs unterliegt einem deutlichen Tagesgang. Im Gegensatz zu Interkontinentalflügen werden die Linien im innereuropäischen Verkehr vor allem wäh-



Abbildung 39: Wahrscheinlichste Werte des mittleren Bedeckungsgrades N_{ct} durch linienhafte Kondensstreifen im Zeitraum März 1995 bis Februar 1997 bezogen auf einen mittleren Überflugszeitpunkt von 12:30 UT ± 70 min. Oben ist die Simulation des Bedeckungsgrades bezogen auf eine Ebene in 50 km Höhe dargestellt, unten die Simulation für den Boden. Nicht dargestellt sind Gebiete mit $\overline{SDT5} > 1.1$ K (hellblau) und sehr großen Fehlern (beige, relativer Fehler > 100% und absoluter Fehler > 0.25%). Werte höher als 3% sind dunkelrot markiert.

3 KONDENSSTREIFEN-STATISTIK



Abbildung 40: Relative Standardfehler in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad für unterschiedliche Produkte. Oben sind die geringeren, bei der TOA-Simulation zu erwartenden Fehler dargestellt, unten die Fehler, die für die GND-Simulation gelten. Die linken Abbildungen beziehen sich auf die Untergrenze des Bedeckungsgrades $N_{ct,min}$, die rechts dargestellten auf die mit rDEF = 0.4 ermittelten wahrscheinlichsten Werte des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades N_{ct} . Wegen der großen Unsicherheit bei der Erkennungsrate von $\Delta rDEF = 0.2$ erhöht sich der relative Fehler hierfür stark.


Abbildung 41: Standardfehler für die in Abbildung 39 gezeigten Verteilungen. Die TOA-Simulation (oben) ist wegen der gröberen räumlichen Mittelung in ihrer Aussage vor allem in den Gebieten genauer als die GND-Simulation (unten), wo wenige Überflüge ausgewertet werden konnten. Die besten Ergebnisse werden dort erzielt, wo <u>SDT5</u> gering und die Flugverkehrsdichte hoch ist. Höhere Werte als 200% sind dunkelrot markiert.

rend des Tages beflogen. Die meisten europäischen Flughäfen sind während der Nacht geschlossen. Demzufolge ist zu erwarten, dass der Kondensstreifen-Bedeckungsgrad einem ähnlichen zeitlichen Muster folgt, was in diesem Unterkapitel näher untersucht werden soll. Wesentlich geringere zeitliche Schwankung hat der Flugverkehr im Jahresgang. Dies ist von vergleichbarer Bedeutung wie der Tagesgang, wenn die Strahlungswirkung von Kondensstreifen betrachtet werden soll.

3.5.1 Tag-Nacht-Unterschied

Für die acht Monate April 1995, Juli 1995, Oktober 1995, Januar 1996, April 1996, Juli 1996, Oktober 1996 und Januar 1997 wurden zusätzlich NOAA-14-Nachtpassagen prozessiert. Mit den Nachtdaten dieser Monate wird ein eigenes $\overline{SDT5}$ -Bild erzeugt, um den Effekt anderer Oberflächentemperaturen zu berücksichtigen. So kann der erhöhten $\overline{SDT5}$ -abhängigen Erkennungsrate nachts Rechnung getragen werden.

Im Mittel sind die Temperaturkontraste nachts deutlich geringer als tags, was die Kondensstreifen-Erkennung begünstigt. Bemerkbar macht sich das z. B. daran, dass das Ausschlusskriterium $\overline{SDT5} > 1.1$ K nirgends überschritten wird. Deshalb lassen sich wenigstens in der Nacht für die Alpenregion Kondensstreifen-Bedeckungsgrade angeben.

Im Gesamtgebiet wird nachts im Jahresmittel ein Bedeckungsgrad von 0.30% (\pm 83 %) bestimmt. Da das Mittel der ausgewählten Monate nicht repräsentativ für den Gesamtzeitraum ist (N_{ct} mittags: 0.75% für 3/95 mit 2/97), stellen wir der Nacht-Verteilung in Abbildung 42 die Tag-Verteilung für die gleichen Monate gegenüber. Tagsüber hat das gesamte Gebiet bei Verwendung der gleichen Monate eine gegenüber dem zweijährigen Zeitraum leicht erhöhte mittlere Bedeckung von 0.86% (\pm 78%).

Es kann angenommen werden, dass nahe der Tropopause die Bildungsbedingungen für persistente Kondensstreifen in der Nacht die gleichen sind wie am Tage. Deshalb lässt sich aus den Unterschieden im Bedeckungsgrad ableiten, dass tagsüber im betrachteten Gebiet 2.9-mal mehr Flugverkehr herrscht. Dieses Ergebnis stimmt sehr gut mit tageszeitlich aufgelösten Flugverkehrsdaten überein. Mit den in Abschnitt 3.3.1 vorgestellten ATC-Daten von EUROCONTROL wird für dieses Gebiet die Gesamtzahl der Flugminuten nachts mit denen mittags verglichen. Dabei wird ein Höhenbereich 10 km bis 13 km herausgefiltert und ein jeweils 3-stündiger Zeitabschnitt bis zu einer halben Stunde nach dem mittleren Satellitenüberflugszeitpunkt aufsummiert. So ergibt sich ein Tag-/Nacht-Kontrast von 3.7. Bakan et al. (1994) stellen hingegen nur eine Verdoppelung des Kondensstreifenbedeckungsgrades tagsüber fest. Die im Vergleich zu den visuellen Interpretationen wesentlich bessere Übereinstimmung des hier abgeleiteten Kondensstreifen-Bedeckungsgrades mit Flugverkehrsbewegungen, kann dadurch erklärt werden, dass bei der Auswertung von



Abbildung 42: Nachts treten, wie das obere auf einen mittleren Überflugszeitpunkt von 01:50 UT \pm 70 min bezogene Bild zeigt, wesentlich weniger Kondensstreifen über Europa auf als tagsüber. Die nächtliche Kondensstreifenbedeckung wird aus den Mittelwerten der Monate April 1995, Juli 1995, Oktober 1995, Januar 1996, April 1996, Juli 1996, Oktober 1996 und Januar 1997 bestimmt. Das untere Bild zeigt die auf dieselben Monate bezogene Verteilung für Mittagswerte.

Bakan et al. (1994) keine Anpassung der Erkennungseffektivität vorgenommen wird. Dieser Effekt lässt sich bei visuellen Interpretationen schwer quantifizieren.

Es muss allerdings eingeräumt werden, dass beim Vergleich von nicht heterogenitätskorrigierten Werten keine so gute Übereinstimmung erreicht wird. So ergibt sich aus den unkorrigierten Daten ein Faktor $N'_{ct,noon}/N'_{ct,night}$ von 1.3, also ein Wert, der noch etwas schlechter als die Ergebnisse von Bakan et al. (1994) ist. Nach Korrektur der Falscherkennung, die nachts einen höheren Anteil hat, erhält man $N''_{ct,noon}/N''_{ct,night} = 2.2$ und erst nach Korrektur der *SDT5*-abhängigen Erkennung das erwähnte Verhältnis von 2.9. Dies ist eine gute Bestätigung der eingeführten Verarbeitungsschritte. Auch wenn die Absolutwerte der Ergebnisse noch unsicher sind, so scheinen die relativen Angaben sehr zuverlässig zu sein.

Der nächtliche Maximalwert von 2.0%, der über der Nordsee beobachtet wird, erreicht fast das mittags auftretende Maximum von 2.8%. Allerdings werden Maximalwerte tagsüber an anderen Orten erreicht und nehmen insgesamt wesentlich mehr Fläche ein.

Die Charakteristik der zeitlichen Schwankungen wird besonders gut in Zeitreihen deutlich. Exemplarisch sind in Abbildung 43 für den Ort 0 E 54 N die Einzelwerte aller verfügbaren Tag- und Nachtszenen dargestellt. Dabei fällt zunächst die enorme Streuung der Werte auf: wie für ein seltenes Ereignis typisch, finden sich an den meisten Tagen keine Kondensstreifen. Wegen der geringen Erkennungseffektivität des Algorithmus sind die Tage, an denen Kondensstreifen erkannt werden, noch seltener als in Wirklichkeit zu erwarten. An einigen Tagen werden dann allerdings Bedeckungsgrade nahe 5% erreicht, wie dies schon von den bodengebundenen Beobachtungen von Rotter (1987) berichtet wird. Diese Situationen liefern die wesentlichen Beiträge zum Jahresmittel. Bei sehr großer Windscherung im Kondensstreifen-Niveau werden lokal auch Situationen beobachtet, bei denen in Ausnahmefällen ein Bedeckungsgrad von 10% übertroffen wird.

Obwohl es sich bei den in Abbildung 43 dargestellten Werten um den unkorrigierten Bedeckungsgrad N'_{ct} handelt, werden teilweise sehr hohe Werte erreicht (absolutes Maximum TOA: 13%, bezogen auf GND: 35%). Das ist erstaunlich, da vermutet wurde, dass gerade dann das Erkennungsverfahren besonders wenig effizient ist, wenn weit ausgedehnte, wenig linienhafte Kondensstreifen auftreten. Solch hohe lokale Bedeckungsgrade sind dadurch erklärbar, dass teilweise mit Kondensstreifen bewölkte Bildelemente fälschlich als vollständig bedeckt gezählt werden.

Die Zeitreihen in Abbildung 44 stellen das gleitende 30-tägige Mittel des mittags beobachteten Kondensstreifen-Bedeckungsgrades N_{ct} während der gesamten zweijährigen Beobachtungsperiode jeweils für Gitterpunkte entlang eines Meridians dar. Wegen der zeitlichen Mittelung über 30 Tage und der räumlichen Mittelung mit dem TOA-Filter finden sich deutlich geringere Maxima als in Abbildung 43. Der jahreszeitliche Verlauf ist



Abbildung 43: Zeitreihen des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades N'_{ct} für den Ort 0 E 54 N vor der schottischen Nordseeküste. Bei Angabe der GND-Simulation (nachts Rauten, mittags Kreuze), die eine Aussage über den unmittelbaren Umkreis des Beobachtungsortes liefert, finden sich zwar seltener, doch dann meist höhere Werte als bei der TOA-Simulation (nachts Quadrate, mittags Sterne). Das absolute Maximum der Kondensstreifen-Bedeckung in diesem Ort beträgt am 23.Oktober 1996 im TOA-Umkreis 13%, im enger gefassten GND-Umkreis sogar 35%.

in diesen Darstellungen noch wenig einheitlich. Entlang der Längengrade ist eine etwas deutlichere Korrelation der Zeitreihen festzustellen als beim Vergleich unterschiedlicher Längengrade.

Die Mittelwerte von N_{ct} werden wiederum mit dem Jahresmittel von $\overline{SDT5}$ bestimmt. Würde hierzu die $\overline{SDT5}$ -Maske des jeweiligen Tages verwendet, so treten selbstverstärkende Effekte bei der Ableitung des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades auf. Die Anwendung des Jahresmittels von $\overline{SDT5}$ berücksichtigt allerdings nicht die individuelle Erkennungseffektivität im aktuellen Satellitenbildausschnitt. Deshalb haben Tageswerte von N_{ct} einen noch größeren Fehler als die Mittelwerte von N_{ct} .

3 KONDENSSTREIFEN-STATISTIK



95/Mar/07 95/May/06 95/Jul/06 95/Sep/04 95/Nov/03 96/Jan/03 96/Mar/03 96/May/02 96/Jul/02 96/Aug/31 96/Oct/30 96/Dec/30

Abbildung 44: Das gleitende Mittel des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades N_{ct} über 30 Tage (TOA-Simulation) für verschiedene Orte lässt die jahreszeitlichen Schwankungen erkennen.



Abbildung 45: Kondensstreifenbedeckung N_{ct} für unterschiedliche Jahreszeiten bezogen auf den Mittagsüberflug gemittelt aus jeweils 6 entsprechenden Monaten: a) Bild links oben: Frühling (3/95 bis 5/95 und 3/96 bis 5/96), b) Bild rechts oben: Sommer (6/95 bis 8/95 und 6/96 bis 8/96), c) Bild links unten: Herbst (9/95 bis 11/95 und 9/96 bis 11/96) und d) Bild rechts unten: Winter (12/95 bis 2/96 und 12/96 bis 2/97). Hellblau maskiert sind Gebiete mit $\overline{SDT5} > 1.1$ K, beige maskiert sind Gebiete mit sehr hohen Fehlern (> 100% relativ, bzw. > 0.5% absolut).

3.5.2 Jahreszeitliche Unterschiede

In Abbildung 45 wird der Kondensstreifenbedeckungsgrad für die einzelnen Jahreszeiten dargestellt. Dabei wurden die jeweiligen saisonalen Mittel der Jahre 1995 und 1996 zusammengenommen.

Während des Winters herrscht im ganzen Beobachtungsgebiet eine relativ einheitliche hohe Kondensstreifenbedeckung von etwa 1.0% (\pm 82%) vor. Im Herbst zeigt sich ein sehr ähnliches Muster mit einem Mittelwert von 0.9% (\pm 81%). Im Frühling macht sich bereits eine ähnliche regionale Verteilung der Kondensstreifen wie im Sommer bemerkbar: Südlich der Alpen und östlich des 5. Längengrades finden wir wesentlich weniger Kondensstreifen als im Herbst oder im Winter. Mit 0.8% (\pm 87%) für den gesamten Ausschnitt ist der Kondensstreifenbedeckungsgrad im Frühjahr aber noch deutlich größer als

3 KONDENSSTREIFEN-STATISTIK



Abbildung 46: Bestimmung des maximal möglichen Kondensstreifen-Bedeckungsgrades durch Anwendung morphologischer Operatoren. Mit der 'dilate'-Funktion werden die gefundenen Kondensstreifen um 25 Pixel verbreitert. Mit 'erase' wird an den Anfangs- und Endpunkten 'zurückgeschnitten'. So werden sogenannte Kondensstreifen-Cluster festgelegt, Luftmassen, in der sich weitere Kondensstreifen befinden könnten, so dort geflogen worden wäre.

im Sommer, wenn im Mittel nur noch 0.4% (\pm 90%)beobachtet werden.

Allerdings muss bei dieser Betrachtung berücksichtigt werden, dass die Heterogenitätskorrektur, die N_{ct} in Gebieten mit großen Temperaturkontrasten verstärkt, nur mit dem Jahresmittel $\overline{SDT5}$ durchgeführt wurde. Gerade im Sommer nimmt $\overline{SDT5}$ über Land deutlich größere Werte an. Deshalb ist die Erkennung von Kondensstreifen erschwert, ohne stark genug korrigiert zu werden. Mangels ausreichender Daten ist die $\overline{SDT5}$ -Matrix jedoch noch zu wenig stabil, was im Falle der Anwendung ebenfalls zu Artefakten führen würde. Durch Anwendung des Jahresmittels werden die Sommerwerte über Land um ca. 10% zu niedrig angegeben. Der umgekehrte Effekt trifft auf die Winterdaten zu. Dort wird N_{ct} etwas zu stark angehoben. Allerdings ist der Umfang mit ca. 3% geringer, da bei geringem $\overline{SDT5}$ die Korrekturen schwächer ausfallen. In den Übergangsjahreszeiten sind die angegebenen Mittelwerte des Bedeckungsgrades am wenigsten durch Fehler bei der Korrektur beeinflusst. Tendenziell dürfte im Herbst bei langanhaltenden großflächigen Hochnebeln die Erkennung von Kondensstreifen leichter sein als z. B. im Frühjahr bei Quellbewölkung.

3.6 Interpretation des Kondensstreifenbedeckungsgrades

3.6.1 Natürliche Obergrenze für die Bedeckung durch Kondensstreifen

Es ist festzustellen, dass Kondensstreifen meist in zusammenhängenden Flächen auftreten, die wir im Folgenden 'Cluster' nennen. Die typische Erstreckung dieser Cluster ist in der Größenordnung einiger 100 km. Ihre Form erscheint meist langgestreckt, linsenförmig. Diese Cluster markieren Regionen, in denen die Atmosphäre in den typischen Reiseflughöhen zur Bildung persistenter Kondensstreifen prädestiniert ist.

In Regionen mit ausgesprochen hoher Verkehrsdichte können wir davon ausgehen, dass die gesuchten Luftpakete stets durch Kondensstreifen markiert werden. In diesen Regionen erkennen wir Kondensstreifen, sobald die Bedingungen in wenigstens einer der beflogenen Höhen erfüllt sind. Um die mittlere Flächenbedeckung dieser Gebiete abschätzen zu können (Abbildung 46), werden die gefundenen Kondensstreifen mit der morphologischen Funktion 'dilate' (Pratt, 1991)auf eine Breite von 25 Pixeln ausgestrichen. Anschließend werden per 'erode'-Funktion die vergrößerten Kondensstreifen dort beschnitten, wo sie beginnen oder enden. So verbinden sich ausreichend nahe beieinander verlaufende Kondensstreifen zu größeren Gebieten, die unmittelbar dort enden, wo die atmosphärischen Bedingungen offensichtlich nicht mehr den Kondensstreifen-Bildungsbedingungen genügen.

Dieses Verfahren wird auf sämtliche ausgewerteten Kondensstreifen-Masken angewandt und die Ergebnisse aufsummiert. So ergibt sich das in Abbildung 47 gezeigte Muster. Da nur an wenigen Orten ausreichend viel Luftverkehr herrscht, wird kaum ein Sättigungseffekt erreicht. Abbildung 47 zeigt noch große Ähnlichkeiten zur Verteilung von Kondensstreifen in Abbildung 39. Für ein sicheres Markieren kondensstreifenträchtiger Luft durch Kondensstreifen genügt nicht, dass sich nur ein Flugzeug in einem ca. 50 km großen Umkreis befindet. Da die Höhenerstreckung der gesuchten feuchten Linsen oft nur ein Flugniveau umfasst - die 'Flight Level' (FL) sind im 1000 ft-Abstand (ca. 300 m) gestaffelt - muss streng genommen gewährleistet sein, dass sich in allen Niveaus stets wenigstens ein Flugzeug befindet. Regionen, die diese strenge Bedingung erfüllen, sind heute selbst in Europa selten. Wir nehmen an, dass dies dort annähernd erfüllt ist, wo heute eine Flächenbedeckung N_{ct} von mehr als 1.5% ausgewiesen wird (Abbildung 39). Da die Cluster unmittelbar aus den noch nicht korrigierten Kondensstreifen-Masken bestimmt werden, dürfen auch nur Gebiete über dem Meer verwendet werden, die eine gute Erkennung erlauben. Als zusätzliches Selektionskriterium wird deswegen festgelegt, dass $\overline{SDT5}$ unter 0.6 K liegen muss. Beide Kriterien erfüllen nur kleine Bereiche über dem Atlantik und dem Ärmelkanal. Aus diesen Bereichen kann mit diesem Verfahren die Wahrscheinlichkeit dafür angegeben



Abbildung 47: Abschätzung einer Obergrenze für die mittlere Bedeckung durch Kondensstreifen aus der Häufigkeit von Kondensstreifen-Clustem. Nur an den absoluten Maxima ist die Flugverkehrsdichte groß genug, um Aussagen treffen zu können. Bei unverändertem Klima kann demnach bei überaus dichtem Luftverkehr maximal eine Fläche von 10% bis 14% mit persistenten Kondensstreifen bedeckt sein. Hier sind alle Gebiete mit $\overline{SDT5} > 0.6$ K und Gebiete, die weniger als 300 Stichproben aufweisen, ausgeblendet.

werden, dass in mindestens einem FL Bedingungen zur Bildung persistenter Kondensstreifen erfüllt sind. Diese Wahrscheinlichkeit beträgt hier im Jahresmittel 10% bis 14%. Dabei ist nicht ganz sicher, ob die für diese Aussage nötige Flugverkehrsdichte hoch genug ist. Andernfalls würden sich noch etwas größere Wahrscheinlichkeiten ergeben. Bei unverändertem Klima stellt dies eine natürliche Obergrenze für die Kondensstreifenbedeckung bei unendlich dichtem Flugverkehr dar. Dieses Ergebnis liegt im Rahmen der von Mannstein (1996) erstmalig für diese Größe vorgebrachten Bereich von 10 bis 20%.

Sausen et al. (1998) leiteten durch Anwendung des Schmidt-Appleman-Kriteriums auf ECMWF-Daten der Jahre 1983 bis 1993 für Europa eine potentielle Kondensstreifenbedeckung von 12.1% für Europa ab. Dieser Wert bezieht sich ebenfalls auf die Summe über alle Flugniveaus. Der hier experimentell bestimmte Wert bestätigt also die Ergebnisse des Modells in diesem Gebiet sehr gut.

3.6.2 Zusammenhang mit dem Wetter

In den Zeitreihen (Abbildung 43) wird eine Häufung hoher Kondensstreifen-Bedeckungsgrade an aufeinanderfolgenden Tagen beobachtet. Oft treten solche Häufungen mehrmals im Monat auf. Diese Beobachtung legt eine enge Koppelung des Auftretens von Kondensstreifen an das Wettergeschehen nahe. Die Konzentration auf zusammenhängende Gebiete in einer Skala von 100 km Größe und ihre überwiegend langgestreckte Form lässt vermuten, dass Cluster normalerweise in Übergangsbereichen von Luftmassen auftreten.

Unter zu Hilfenahme der in der vorliegenden Arbeit erhaltenen Ergebnisse untersuchen Kästner et al. (1999) die synoptischen Bedingungen bei starker Kondensstreifen-Entwicklung innerhalb eines ausgewählten Gebietes, das durch die Längengrade 9 E und 15 E sowie die Breitengrade 47 N und 51 N begrenzt ist. Es wird dabei beobachtet, dass persistente Kondensstreifen vor allem im Vorfeld von Warmfronten oder vor Kaltfronten im turbulenten Bereich von Starkwindbändern auftreten. Dabei finden sich Kondensstreifen sowohl vor den mit dem Aufzug der Warmfront einhergehenden Cirren als auch in diese eingebettet. Meist ist die Atmosphäre im Bereich von Clustern baroklin und durch Divergenz gekennzeichnet. Kondensstreifen werden überwiegend in Regionen beobachtet, die gerade durch Hebungsvorgänge in der oberen Troposphäre geprägt sind. Das kann dadurch erklärt werden, dass dann in ausreichendem Maße Feuchtigkeit aus tieferen Schichten zugeführt wird, was Persistenz oder auch das weitere Anwachsen von Kondensstreifen verursacht.

In kalten Luftmassen treten deutlich mehr Cluster auf. Das erklärt, warum im Winter, Herbst und Frühling in Westeuropa etwa doppelt so viele Kondensstreifen wie im Sommer gefunden werden. Im Sommer dominieren oft subtropische Luftmassen das Geschehen mit oft hohen Temperaturen. In den typischen Höhen des Flugverkehrs ist das Schmidt-Appleman-Kriterium weniger häufig erfüllt; beziehungsweise führt die geringe relative Feuchte der Umgebung zu einem raschen Austrocknen von Kondensstreifen, wenn diese sich bilden.

3.7 Zusammenfassung: Kondensstreifen-Statistik

Basierend auf fast 1000 NOAA-14-Überflügen des Zeitraums März 1995 bis Februar 1997 werden statistische Aussagen über Kondensstreifen gemacht. Dadurch zeigt sich, wie die Erkennbarkeit von Kondensstreifen, aber auch die Häufigkeit von Falschklassifikationen von der Homogenität des Bildhintergrundes abhängt. Beide Effekte werden erfolgreich korrigiert. Durch einen Vergleich mit anderen Untersuchungsreihen wird deutlich, dass der auf NOAA-14 Daten angewendete Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus eine Un-

tergrenze des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades liefert. Die Ergebnisse sind jedoch zeitlich und räumlich so robust, dass sie schließlich mit einer konstanten Erkennungsrate von 1/0.4 angepasst werden können, um realistische Werte des Bedeckungsgrades zu erhalten.

Der Bedeckungsgrad durch linienhafte Kondensstreifen für das durch die Längengrade 9 W und 23 E, sowie die Breitengrade 44 N und 57 N begrenzte Gebiet liegt mittags im Jahresmittel zwischen 0.4 und 1.2%. Nachts wird nur etwa 1/3 dieser Werte erreicht. Im Verlauf des Jahres treten die geringsten Bedeckungsgrade im Sommer auf. Im Mittel für das westliche Europa werden dann nur 0.4% gegenüber 1.0% im Winter erreicht. Der Jahresgang ist im Süden besonders ausgeprägt.

Ergänzend wird die maximal mögliche Bedeckung durch Kondensstreifen abgeschätzt. Bei gegenüber dem untersuchten Zeitraum unveränderten atmosphärischen Bedingungen wäre bei unendlich hoher Befliegungsdichte maximal eine Fläche von 10 bis 14% durch Kondensstreifen bedeckt.

4 Einfluss auf den Strahlungshaushalt

Aus dem vorangegangenen Kapitel ist die flächenhafte und zeitliche Verteilung von Kondensstreifen über Westeuropa bekannt. Damit kann jetzt die Auswirkung dieser anthropogen bedingten zusätzlichen Bewölkung auf den Strahlungshaushalt abgeschätzt werden. Zunächst wird anhand physikalischer Beziehungen erörtert, in welcher Weise sich unterschiedliche Parameter von Kondensstreifen auswirken. Schließlich werden durch Kondensstreifen mit typischen Eigenschaften verursachte kurz- und langwellige Flussänderungen mit einem Strahlungstransfermodell bestimmt. Durch diese Betrachtung werden repräsentative jahreszeitliche Werte gefunden, mit deren Hilfe die regionalen Auswirkungen des gefundenen Bedeckungsgrades abgeschätzt werden können.

4.1 Grundlagen der Strahlungswirkung von Kondensstreifen

Vereinfachend sollen hier nur die aufwärts gerichteten Flüsse am Oberrand der Atmosphäre (TOA, Top Of Atmosphere) betrachtet werden. Nur bei der hierfür anwendbaren Mittelung über größere Areale genügt die Stichprobenhäufigkeit der Nachtszenen, um für ein einigermaßen großes Gebiet Aussagen treffen zu können. Letztlich ist der Oberrand der Atmosphäre auch die wichtigere Bezugsfläche, da dies für die Energiebilanz des Gesamtsystems 'Erde' entscheidend ist. Auf eine Betrachtung der Situation am Boden wird deshalb hier verzichtet.

Für dünne Kondensstreifen sind nach Schulz (1998) in Bezug auf den Oberrand der Atmosphäre dreidimensionale Effekte zu vernachlässigen. Die durch Kondensstreifen verursachte Änderung des Netto-Strahlungsflusses ΔF zu unterschiedlichen Zeitpunkten t kann deshalb durch lineare Gewichtung der Flussdifferenz zwischen einer 100% mit Kondensstreifen bedeckten (Index $_{ct}$) und einer Kondensstreifen-freien Atmosphäre mit Hilfe des Flächenbedeckungsgrades N_{ct} bestimmt werden:

$$\Delta F(t) = (F_{ct}(t) - F(t)) \cdot N_{ct}(t).$$
(4.1)

In der folgenden Betrachtung wird vorläufig auch auf die Betrachtung des Einflusses zusätzlicher Wolken verzichtet. Wegen der gut trennbaren physikalischen Prozesse ist es sinnvoll, kurzwellige Flüsse F_{sol} und langwellige Flüsse F_{ter} getrennt voneinander zu betrachten.

$$\Delta F(t) = (F_{sol,ct}(t) - F_{sol}(t) + F_{ter,ct}(t) - F_{ter}(t)) \cdot N_{ct}(t).$$
(4.2)

Wesentlich für den in der Regel kühlenden Effekt im solaren Spektralbereich am Oberrand der Atmosphäre ist die durch den Kondensstreifen hervorgerufene Albedoerhöhung ΔA . Bringt man einen Kondensstreifen ein, so wird die Albedo gegenüber dem unbeeinflussten Fall auf A_{ct} erhöht. Die Änderung des ausgehenden Flusses beträgt

$$\Delta F_{sol} = F_{sol,ct} - F_{sol} \approx -SA_{ct} + SA = -S\Delta A, \tag{4.3}$$

wobei S die solare Einstrahlung bezeichnet. ΔA hängt entscheidend von der Reflexion des Kondensstreifens im Solaren und der unbeeinflussten Albedo ab.

Für den terrestrischen Bereich genügt es in erster Näherung nach Fu und Liou (1993), den Einfluss von Kondensstreifen gemäß dem Stefan-Boltzmann-Gesetz abzuschätzen:

$$\Delta F_{ter} = F_{ter,ct} - F_{ter} \approx -\sigma \varepsilon_{ter} (T_{ct}^4 - T^4).$$
(4.4)

Dabei ist σ die Stefan-Boltzmann-Konstante, ε_{ter} die Emission des Kondensstreifens und T_{ct} die Temperatur im Kondensstreifen, während T die Strahlungstemperatur für die Kondensstreifen-freie Situation darstellt. Da Kondensstreifen meist relativ nahe der Tropopause auftreten, ist ihre Temperatur fast immer geringer als die aller anderen Atmosphärenschichten oder gar der des Erdbodens. Deshalb reduzieren Kondensstreifen in fast allen Fällen den aufsteigenden langwelligen Fluss proportional zu ihrem Emissionsvermögen.

Neben der Flächenbedeckung sind also vor allem die optischen Eigenschaften von Kondensstreifen, aber auch die Atmosphäre, sowie Albedo und Oberflächentemperatur des Untergrundes von Relevanz für die Beeinflussung des Strahlungshaushalts. Durch Betrachtung der verschiedenen Einflussgrößen soll im Weiteren bestimmt werden, welche Parameter bei der Bestimmung des Strahlungsantriebs durch Kondensstreifen besonders sorgfältig bestimmt werden müssen.

4.1.1 Abhängigkeit von den optischen Eigenschaften von Kondensstreifen

Wir haben bereits die Reflexion im solaren Spektralbereich und die Emission von Kondensstreifen im terrestrischen Spektralbereich als Schlüsselgrößen für die Strahlungswirkung identifiziert. Die gesuchten makroskopischen optischen Eigenschaften sind bei Kenntnis des Brechungsindexes von Eis eine Funktion der mikrophysikalischen Eigenschaften. Beide hängen in erster Linie vom Eiswasserweg *IWP* ab, variieren aber auch stark mit der Größe der vorhandenen Eisteilchen und der Teilchenform. Ein größerer Eiswasserweg führt zu erhöhter Rückstreuung solarer Strahlung in den Weltraum, während die Emission reduziert wird. Es stellt sich die Frage, wie stark sich in unterschiedlichen Situationen diese beiden gegenläufigen Effekte kompensieren.

Solarer Spektralbereich Betrachtet man nach Paltridge und Platt (1976) eine dünne Schicht und vernachlässigt bei dieser prinzipiellen Betrachtung die Absorption, was im solaren Spektralbereich zulässig ist, so gilt für den aufsteigenden kurzwelligen Fluss

$$\Delta F_{sol} \approx -S(\rho_{sol} + (1 - \rho_{sol})^2 \sum_{n=1}^{\infty} (A^n \rho_{sol}^{n-1} - A)).$$
(4.5)

Dabei stellt ρ_{sol} den Reflexionsgrad des Kondensstreifens dar, für den angenommen werden kann, dass er an Ober- und Unterseite gleich hoch ist. Die größte Erhöhung des aufsteigenden kurzwelligen Strahlungsflusses ist bei stark reflektierenden Kondensstreifen über Gebieten mit sonst geringer Albedo zu erwarten. Nach Paltridge und Platt (1976) gilt für optisch dünne Wolken, bei denen die Absorption im Solaren vernachlässigt werden kann, folgende einfache Beziehung:

$$\rho_{sol} \approx \frac{\delta_{sol} \beta_{sol}(\theta_0)}{\cos \theta_0},\tag{4.6}$$

wobei θ_0 für den Sonnenzenitwinkel steht. Entscheidend für die Wirkung von Kondensstreifen im Solaren sind also die optische Dicke δ_{sol} und das Rückstreuvermögen β_{sol} oder - bezogen auf die mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften - in erster Linie der Eiswasserweg, und auch die Größenverteilung und Form der betrachteten Teilchen.

Da bei dünnen Eiswolken von Einfachstreuung ausgegangen werden kann, lässt sich nach Fu und Liou (1993) in guter Näherung die optische Dicke δ_{sol} gemäß

$$\delta_{sol} \approx \frac{3}{2\rho_{ic}} \frac{Q_e(D_{eff})}{D_{eff}} IWP \tag{4.7}$$

mit dem Extinktionsfaktor Q_e , dem effektiven Durchmesser D_{eff} der Eisteilchen und der Dichte von Eis ρ_{ic} bestimmen. Die optische Dicke dünner Wolken nimmt also linear mit dem Eiswasserweg IWP zu. Bei einer für den solaren Spektralbereich typischen Wellenlänge von 0.55 µm gilt wegen $\lambda \ll D_{eff}$ bei den beobachteten Teilchengrößen die geometrische Optik mit $Q_e = 2$.

Die aus Lidar-Messungen und Satellitendaten bestimmten optischen Dicken δ_{sol} von Kondensstreifen liegen überwiegend zwischen 0.1 bis 0.5 (Kästner et al., 1993; Palikonda et al., 1996; Jäger et al., 1998; Minnis et al., 1998; Spinhirne et al., 1998). Vor allem bei etwas höheren Umgebungstemperaturen von ca. -30°C, werden auch dickere Kondensstreifen mit δ_{sol} von 1 beobachtet (Schumann und Wendling, 1990; Gayet et al., 1996). Hier treten wegen der höheren absoluten Wasserdampfkonzentration sehr viel größere Eiswasserwege auf.

Wie Gleichung (4.6) verdeutlicht hängt die Reflexion von Kondensstreifen im Sichtbaren auch vom Rückstreuvermögen β_{sol} ab, welches stark mit der Teilchenform variiert. Mit zunehmendem Asymmetriefaktor g und Sonnenzenitwinkel θ_0 nimmt das Rückstreuvermögen β_{sol} ab, was nach Rockel et al. (1991) näherungsweise durch

$$\beta_{sol} \approx 0.5 - 0.75 \frac{g}{1+g} \cos(\theta_0) \tag{4.8}$$

beschrieben werden kann. Im Sichtbaren Teil des Spektrums gilt für sphärische Eisteilchen $g \approx 0.90$, für die bei Strauss et al. (1997) beschriebenen nicht-sphärischen Teilchen gilt hingegen $g \approx 0.75$.

Tatsächlich werden in Kondensstreifen auch hexagonale Säulen, Plättchen und andere nicht-sphärische Teilchen beobachtet (Lawson et al., 1998; Goodman et al., 1998; Strauss et al., 1997), die gegenüber Fällen mit sphärischen Eisteilchen eine erhöhte Rückstreuung aufweisen. Diese bewirken vor allem bei hohem Sonnenstand einen größeren negativen Strahlungsantrieb als sphärische Teilchen mit gleicher Größenverteilung.

Beispielsweise haben Kondensstreifen bei $\theta_0 = 30^\circ$ nach Gleichung (4.6) und (4.8) aufgrund einer optischen Dicke von 0.1 für sphärische Teilchen (g = 0.9) eine Reflexion von 0.021 und für nicht-sphärische Teilchen (g = 0.75) eine Reflexion von 0.027. So ergibt sich für sphärische (nicht-sphärische) Teilchen gemäß der groben Näherung von (4.5) über Land bei A = 0.2 eine Änderung des solaren Flusses um -15 W/m² (-19 W/m²) und über Wasser bei A = 0.05 um -22 W/m² (-28 W/m²). Das ist erheblich, bezieht sich aber auf eine 100%-ige Bedeckung durch Kondensstreifen. Für die im Weiteren als Referenzfall herangezogene Situation einer Sommer-Standardatmosphäre für mittlere Breiten nach Mc-Clatchey et al. (1972) mit $\delta_{sol} = 0.52$, A = 0.2, $\theta_0 = 30^\circ$ und sphärischen Teilchen ergibt sich $\rho_{ct} = 0.11$. Die Flussänderung würde nach dieser einfachen Abschätzung für diesen Fall -78 W/m² betragen. Allerdings führt die Simulation dieses Referenzfalls bei Meerkötter et al. (1999) im 1-D-Strahlungstransfermodell MOM zu einer Flussänderungen ΔF von nur -14.4 W/m². Die dargestellte Abschätzung gilt offenbar nur sehr grob, da sie die Streuung an Molekülen und Aerosolen außer Acht lässt. Die tatsächliche Flussänderung muss durch Rechnungen mit Strahlungstransfermodellen bestimmt werden.

Terrestrischer Spektralbereich Entscheidend für das Ausmaß des Strahlungsantriebs im Langwelligen ist nach Gleichung (4.4) vor allem der breitbandige Emissionsgrad ε_{ter} . Er kann relativ einfach angenähert werden, wenn man die Streuung vernachlässigt, was im Infraroten zulässig ist. Für eine dünne Wolke der Dicke $\Delta z \approx 200$ m gilt nach Paltridge und Platt (1976)

$$\varepsilon_{ter} = 1 - e^{-\beta_{a,ter}\Delta z} = 1 - e^{-\delta_{ter}}.$$
(4.9)

Dabei kann man den wellenlängenabhängigen Absorptionskoeffizient $\beta_{\lambda,a}$ durch

$$\beta_{\lambda,a} = \frac{\pi}{4} \int_0^\infty n(D) D^2 Q_{a,\lambda}(D) \mathrm{d}D \tag{4.10}$$

mit der Größenverteilung n(D) und dem Absorptionsfaktor Q_a berechnen. Dabei wird $Q_{a,\lambda}(D)$ für kugelförmige Teilchen mit der Mie-Theorie berechnet. Hat man es mit monodispersen Größenverteilungen zu tun, die sich durch einen effektiven Durchmesser von D_{eff} charakterisieren lassen, so genügt es, die optische Dicke im Terrestrischen δ_{ter} analog zu Gleichung (4.7) zu bestimmen.

Für nicht-sphärische, hexagonale Teilchen liegen bisher nur Näherungslösungen vor (Rother et al., 1997). Im Infraroten hängt Q_a stark von der Wellenlänge ab. So haben beispielsweise kleine Eispartikel bei gleichem Eiswasserweg spektral gemittelt einen höheren Absorptionsfaktor Q_a als große. Deshalb haben Eiswolken mit kleinen Partikeln ein höheres Emissionsvermögen als solche, die große Partikel enthalten (Fu und Liou, 1993). Betrachtet man junge Kondensstreifen aus dem Weltraum, so absorbieren sie bei gleichem Eiswasserweg mehr als ältere Kondensstreifen mit größeren Teilchen von der von unten kommenden Strahlung. Dieser Effekt wirkt sich spektral unterschiedlich aus und eröffnet die Möglichkeit, aus Differenzen der von AVHRR gemessenen Strahlungstemperaturen zwischen Kanal 4 (10.3 bis 11.3 µm) und Kanal 5 (11.5 bis 12.5 µm) bzw. auch Kanal 3 (3.55 bis 3.93 µm) indirekt Partikelgrößen in Eiswolken zu bestimmen.

Messungen der langwelligen optischen Dicke oder des Emissionsgrades von Kondensstreifen liegen nur wenige vor. Bezogen auf 11 µm werden aus MAS-Daten mittlere optische Dicken von 0.275 bis 0.5 bestimmt (Duda et al., 1996, 1998). An manchen Stellen eines gealterten Kondensstreifen werden mit diesem Gerät, das dabei mit einer Auflösung von ca. 100 m betrieben wird, sogar optische Dicken von 1.5 gefunden. Das entspricht einem Emissionsgrad von 78%. Die ebenfalls aus diesen Daten abgeleiteten effektiven Teilchengrößen liegen dabei zwischen 10 und 55 µm, weshalb man annähernd von einer etwa doppelt so hohen optische Dicke im Kurzwelligen ausgehen kann. Es wird vermutet, dass dies Fallbeispiele mit wenig repräsentativen, sehr kräftig ausgeprägten Kondensstreifen darstellen. Benutzt man zur Schätzung typischer Emissionsgrade im Infraroten $\delta_{ter} =$ 0.25, so erhält man für ε_{ter} 22%. Nimmt man eine Temperatur des Kondensstreifen T_{ct} von -50° C und eine Strahlungstemperatur von 15°C für den ungestörten Fall an, so ergibt sich hierfür nach Gleichung (4.4) im terrestrischen Spektralbereich eine Flussänderung $\Delta F =$ +55 W/m². Die Abschätzung für $\delta_{ter} = 0.25$ stimmt sehr gut mit dem von Meerkötter et al. (1999) berechneten Wert $\Delta F = +52$ W/m² für den Referenzfall ($\delta_{vis} = 0.52$) überein.

Damit liegt im Sommer die erwärmende Wirkung im Terrestrischen über der kühlenden im Solaren. Netto ergibt sich in diesen Fällen stets ein positiver Effekt, also ein Strahlungsantrieb durch Kondensstreifen. Meerkötter et al. (1999) zeigen, dass der langwellige, abkühlende Anteil bis zu einer von Kondensstreifen praktisch unerreichbaren optischen Dicke von 10 überwiegt. Für δ_{sol} zwischen 0 und 1 nimmt der Nettoeffekt ΔF besonders stark annähernd linear mit der optischen Dicke zu. Bei $\delta_{sol} \approx 3$ wird der maximale Strahlungsantrieb erreicht.

4.1.2 Atmosphären-Einfluss

Für den langwelligen Bereich wurde oben gezeigt, dass der größte Teil der Unterschiede im Strahlungsantrieb zwischen Sommer- und Wintersituation durch die Variation der Bodentemperatur erklärbar ist. Im Solaren ist zweifelsohne der Sonnenstand der dominierende Parameter. Es gilt noch zu überprüfen, wie sensibel die Flussänderungen auf unterschiedliche Atmosphärenprofile reagieren. Hierzu wird mit dem MOM-Modell ein Fall simuliert, bei dem die relative Feuchte der MLS-Atmosphäre in allen Höhenintervallen unterhalb des Kondensstreifen auf 80% reduziert ist (siehe auch Abbildung 1). Gegenüber dem Referenzfall führt das im Solaren zu keiner nennenswerten Erhöhung. Im Terrestrischen senkt der zusätzlich vorhandene Wasserdampf den ausgehenden Fluss am Oberrand der Atmosphäre um -7 W/m². In kühleren Atmosphären sind hierdurch geringere Abweichungen zu erwarten.

4.1.3 Einfluss von Wolken

Bei allen bisherigen Betrachtungen wurden keine zusätzlichen Wolken berücksichtigt. Vor allem optisch dicke Wolken weisen jedoch eine sehr hohe Albedo auf, was dazu führt, dass die Albedoerhöhung durch Kondensstreifen marginal wird. Dann hat für den Netto-Strahlungseffekt wie nachts nur der langwellige, das Klima-System erwärmende Anteil Bedeutung. Allerdings ist für ΔF_{ter} ausschlaggebend, welche Temperaturdifferenz zwischen dem Kondensstreifen-Niveau und der Oberkante der beobachteten Wolke herrscht. Meerkötter et al. (1999) simulieren hierzu einen Fall, bei dem in einer MLS-Atmosphäre zwischen 2 und 3 km Höhe eine Wolke mit optischer Dicke 23 eingebracht wird. Gegen-über dem Referenzfall wird ΔF_{sol} im Betrag deutlich geringer: Änderung von -13.4 auf -1.5 W/m². Dieser starke Unterschied gleicht in diesem Fall sogar den Rückgang im Terrestrischen von +51.6 W/m² auf +42.2 W/m² aus. Netto erhöht eine Wolke dieser Art sogar den Strahlungsantrieb um 6% auf 40.6 W/m². Da sich Wolken in 2 bis 3 km Höhe beim Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre offenbar nicht stark auf den Strahlungsantrieb durch Kondensstreifen auswirken, bleibt für die hier getroffene einfache Abschätzung der Einfluss anderer Wolken unberücksichtigt.

4.1.4 Einfluss von Bodeneigenschaften

Im Solaren: Bodenalbedo Die Erhöhung des rückgestreuten solaren Flusses hängt sehr stark von der ohne Kondensstreifen vorhandenen Albedo A ab. Im wolkenfreien Fall wird A maßgeblich durch die Albedo des Bodens A_{GND} bestimmt. Entsprechend ist mit der stärksten Reduzierung der Abkühlung durch Kondensstreifen über im Solaren stark reflektierenden Flächen zu rechnen. So halbiert sich ΔF_{sol} im Winter (MLWA), wenn sich A_{GND} durch eine Schneedecke von 0.2 auf 0.7 erhöht (Meerkötter et al., 1999). Absolut ist der Effekt jedoch weniger stark, da dann wegen der geringen Tageslänge F_{sol} gering ist. Der Unterschied im Nettoeffekt beträgt +1.9 W/m², was eine relative Erhöhung des Netto-Strahlungsantriebs um +13% bewirkt. Im Sommer (Referenzfall) führt schon eine kleinere Albedoerhöhung von 0.05 (Wasser) auf 0.2 (Land) zu einem Unterschied von $\Delta F_{sol} =$ +8.1 W/m². Selbst normiert auf eine einheitliche optische Dicke ist der absolute Effekt der geringeren Albedoänderung von Wasser zu Land ($\Delta A = 0.15$) im Sommer immer noch um etwa 1/3 höher als der Effekt der Albedoänderung von Land durch Schneebedeckung ($\Delta A = 0.5$) im Winter. Eine Berücksichtigung der aktuellen Albedo wäre also im Sommer besonders wichtig.

Terrestrisch: Oberflächentemperatur Zur Ermittlung des Einflusses der Oberflächentemperatur vergleichen Meerkötter et al. (1999) den Referenzfall mit drei verschiedenen Modellen. In guter Übereinstimmung erhalten sie für eine Erhöhung der Oberflächentemperatur $T_{GND} = 288$ K um 10 K am Oberrand der Atmosphäre eine um ca. 5 W/m² erhöhte Netto-Flussdichte. Wegen der Proportionalität zu T^4 sind im Winter noch geringere Werte zu erwarten. Beschränkt man sich bei der Abschätzung des Strahlungsantriebs auf die durch Standardatmosphären vorgegebenen Oberflächentemperaturen, so macht man die geringsten Fehler im Winter und über Wasserflächen. Wegen der nächtlichen Auskühlung des Bodens ist über Land im Gegensatz zu Wasser ein entsprechender Tagesgang für ΔF_{ter} zu erwarten.

4.2 Bestimmung der optische Dicke aus Strahldichte-Kontrasten

Da die optische Dicke von Kondensstreifen ein zentraler Parameter für ihre Strahlungswirkung ist und diese bis dato nur aus Fallstudien bekannt ist, soll sie genauer untersucht werden. Wichtig ist vor allem die effektive optische Dicke, unter der wir die über ganze AVHRR-Pixel gemittelte optische Dicke verstehen wollen. Um diese Größe bestmöglich auf den in dieser Arbeit bestimmten Bedeckungsgrad abzustimmen, sollte sie ebenfalls aus AVHRR-Daten abgeleitet werden. In der Regel wird wie z. B. bei Kriebel et al. (1999) die optische Dicke von Wolken bei Verwendung von AVHRR-Daten aus der Reflexion im Kanal bei 0.6 µm bestimmt. Bei dicken Wolken wird damit eine Genauigkeit von etwa 35% erreicht. Bei dünnen Wolken mit optischen Dicken kleiner 1 wird die Unsicherheit sehr viel größer, so dass das APOLLO-Schema für optische Dicken kleiner 0.5 keine Aussagen trifft. Kondensstreifen haben in der Regel noch geringere optische Dicken, so dass mit diesem Verfahren - wenigstens bei operationeller Anwendung - keine brauchbaren Aussagen hierfür getroffen werden können.

Man kann sich aber zunutze machen, dass Kondensstreifen isolierte Wolken sind, die meistens von einer Luftmasse unmittelbar umgeben sind, die die gleichen Eigenschaften hat, wie die in den Kondensstreifen-Pixeln. Deshalb kann hier eine einfache differentielle Betrachtung angestellt werden. Werden Strahldichten benachbarter Pixel mit und ohne Kondensstreifen bei sonst völlig identischen Bedingungen miteinander verglichen, so lässt sich aus dem Kontrast der Strahldichten auf die Dicke der Wolke zurückschließen.

Im infraroten Spektralbereich sind die Kontraste bei dünnen Eiswolken am größten. Betrachtet man Strahlungstemperaturen in AVHRR-Kanal 4 und 5, so sind in aller Regel Pixel, die Kondensstreifen enthalten, kälter als die Umgebung. In Einzelfällen, wenn ein Kondensstreifen über warmem Hintergrund an kondensstreifen-freie Gebiete mit kalten Hintergrund angrenzt, kann das anders sein. Werden Mittelwerte aus sehr vielen Kondensstreifen-Pixeln gebildet, so werden diese Fälle dadurch ausgeglichen, dass die Wahrscheinlichkeit, Kondensstreifen vor kälterem Hintergrund zu finden, vergleichbar hoch ist wie der umgekehrte Fall. Abbildung 48 zeigt entsprechende Mittelwerte von T_4 und T_5 in Abhängigkeit vom Abstand zum Kondensstreifen-Rand. Diese Werte aus allen Mittagsszenen des Jahres 1996 repräsentieren das Jahresmittel.

Wie erwartet, wird in beiden Kanälen die geringste mittlere Strahlungstemperatur im Zentrum breiter Kondensstreifen beobachtet. T5 zeigt durchwegs niedrigere Strahlungstemperaturen als T4. Im Kondensstreifen wird eine mittlere Temperaturdifferenz TD von etwa 3 K festgestellt, was durch Vorhandensein kleiner Eisteilchen erklärbar ist. Dass in der Umgebung TD immer noch 1.8 K hat und damit merklich von 0 K abweicht, was für den wolkenfreien Fall im Mittel zu erwarten ist, deutet darauf hin, dass auch in der unmittelbaren Umgebung von Kondensstreifen häufig Eiswolken auftreten. Das kann so verstanden werden, dass Kondensstreifen bevorzugt über oder in Cirren auftreten, aber auch darauf hindeuten, dass sich in der Nachbarschaft der erkannten Kondensstreifen oft weitere befinden, die mit dem verwendeten Algorithmus nicht erkannt wurden.

Da die betrachteten Strahldichten L4 in Kanal 4 näherungsweise proportional zum aufsteigenden langwelligen Fluss sind, wird so unmittelbar klar, dass Kondensstreifen diesen



Abbildung 48: Mittlere Strahlungstemperaturen innerhalb von Kondensstreifen-Pixeln und in ihrer unmittelbaren Umgebung aus Mittagsszenen des Jahres 1996. Postionen kleiner 0 beinhalten als Kondensstreifen klassifizierte Pixel. Rechts der Nulllinie sind Mittelwerte der in unmittelbarer Umgebung von Kondensstreifen gemessenen Strahlungstemperaturen für unterschiedliche Distanzen zum Kondensstreifenrand aufgetragen. Im Zentrum breiter Kondensstreifen werden die geringsten Strahlungstemperaturen beobachtet, die zum Rand hin deutlich abfallen und ab einer Distanz von etwa drei Pixeln stabile nicht vom Kondensstreifen gestörte Werte erreichen.

Fluss deutlich vermindern. Dafür ist in erster Linie die durch den Kondensstreifen um $\varepsilon_{ter,ct}$ verminderte Transmission verantwortlich. Bezogen auf AVHRR-Kanal 4 lässt sich der effektive Emissionsgrad $\varepsilon_{4e,ct}$ hoher Wolken nach Platt und Stephens (1980) mit

$$\varepsilon_{4e,ct}(\theta) = \frac{L_4(\theta) - L_{4ct}(\theta)}{L_4(\theta) - L_B(T_{ct})}$$
(4.11)

aus den vom Zenitwinkel θ abhängigen Strahldichten zwischen dem Fall mit (L_{4ct}) und ohne Kondensstreifen (L_4), sowie aus der Emission L_B eines schwarzen Körpers der Temperatur T_{ct} bestimmen. Dieser effektive Emissionsgrad schließt Reflexion und Streuung am Kondensstreifen mit ein. Zur Bestimmung des rein durch Absorption verursachten Emissionsgrades ε_a wäre zusätzlich die Kenntnis des reflektierten und gestreuten Anteils nötig, die aber nicht aus den vorhandenen Daten ableitbar sind. Im Nadir gehen sie gegen 0, erreichen bei großen Zenitwinkeln aber nicht vernachlässigbare Werte. Beim äußersten hier betrachteten Scanwinkel von 50°, der $\theta = 60°$ entspricht, vermindert sich für optisch dünne Wolken ($\delta_{ter} = 0.1$) ε_a gegenüber ε_e um 27%. Im Mittel über den gesamten ausgewerteten Scanbereich beträgt die Reduktion 13%. Korrigiert man entsprechend die mit Gleichung (4.11) bestimmten Werte, so erhält man $\varepsilon_{4a,ct}(\theta)$, das man nach Platt und Stephens (1980) mit

$$\varepsilon_{4a,ct}(\theta^{\circ}) = 1 - (1 - \varepsilon_{4a,ct}(\theta))^{\cos\theta}$$

$$(4.12)$$

auf senkrechte Emissionsgrade umrechnen kann. Aus diesen wiederum lässt sich aus Gleichung (4.9) auf die senkrechte optische Dicke im Kanal 4 zurückschließen:

$$\delta \mathcal{L}_{a,ct}(\theta^{\circ}) = -\ln(1 - \varepsilon \mathcal{L}_{a,ct}(\theta^{\circ})).$$
(4.13)

Aus den beobachteten Strahldichte-Kontrasten zwischen Kondensstreifen-freien und Kondensstreifen-bedeckten Pixeln lässt sich somit ein Emissionsgrad und eine optische Dicke im Kanal 4 ermitteln, die die mittleren Eigenschaften der in AVHRR detektierten Kondensstreifen am besten wieder geben. Hierzu werden die in Abbildung 48 dargestellten Strahlungstemperaturen unter Berücksichtigung der Empfindlichkeit des AVHRR-Kanals 4 auf NOAA-14 in Strahldichten umgerechnet. L_{4ct} wird durch Gewichtung mit der entsprechenden Häufigkeit pro Abstandklasse bestimmt. Mit zunehmendem Abstand vom Kondensstreifen wird schließlich ein immer ungestörterer konstanter Bereich erreicht. Ab Pixelposition 3.5 erhöht sich die Strahldichte L_4 verwendet wird. Für die mittlere Temperatur T_{ct} im Kondensstreifen -Niveau wird ein Wert von 225 K angenommen. Als Jahresmittelwert wird so ein Emissionsgrad $\varepsilon_{4a,ct}$ von 0.051 bestimmt, aus dem eine mittlere optische Dicke $\delta_{4a,ct}$ in Kanal 4 von 0.053 folgt.

Dabei reagiert dieses Verfahren zur Abschätzung der optischen Dicke wenig sensibel auf die Temperatur im Kondensstreifen-Niveau. Erhöht man T_{ct} um 10 K so erhält man eine um 19% erhöhte optische Dicke für Kanal 4, senkt man T_{ct} um 10 K so ergibt sich ein um 14% niedrigerer Wert. Da dies die einflussreichste Fehlerquelle darstellt, wird der relative Fehler dieses Verfahrens bezüglich der Mittelwerte von $\delta_{4a,ct}$ auf insgesamt 25% geschätzt.

Legt man die von Strauss et al. (1997) beschriebene Verteilung mit einem effektiven Durchmesser von $D_{eff} = 34 \ \mu m$ zu Grunde und nimmt sphärische Eispartikel an, so lässt sich mit der Mie-Theorie ein Konversionsfaktor für die Extrapolation dieser Werte in den solaren Bereich finden. Dieser beträgt 2.1, wenn man die auf die Filtertransmission von AVHRR Kanal 4 bezogenen Werte auf eine Wellenlänge von 0.55 µm umrechnen will, die repräsentativ für den sichtbaren Spektralbereich ist. Somit ergibt sich als Jahresmittelwert $\delta_{vis} = 0.11$. Allerdings ist diese Extrapolation sehr unsicher, da sie sehr von den angenommenen Größenverteilungen beeinflusst wird. Nimmt man die bei Schröder et al. (2000) als Fall 'U' bezeichnete Verteilung eines ca. 30 min alten Kondensstreifen ($D_{eff} = 10 - 11$ µm) an, so ergäbe sich ein Konversionsfaktor von 2.8 oder beim Fall 'B2' (Alter 10 min, $D_{eff} = 5.4$ µm) sogar von 4.3. Dies hieße, dass die optische Dicke im Sichtbaren etwa doppelt so hoch als hier angegeben wäre. Im Gegensatz zu Schröder et al. (2000) finden Duda et al. (1996) schon für junge Kondensstreifen effektive Größen von 20 bis 40 µm Duda et al. (1998).

Da über das effektive Alter der mit dem Algorithmus gefundenen Kondensstreifen keine Klarheit herrscht und auch die bisherigen In-situ-Messungen an Kondensstreifen keinen letztendlichen Schluss über die Größenverteilungen zulassen, wird deshalb hier an dem Konversionsfaktor 2.1 fest gehalten. Weil noch größere effektive Größen als 34 µm den Konversionsfaktor kaum weiter senken und der Einfluss nicht-sphärischer Teilchen offen ist, wird vermutlich durch diese Extrapolation die optische Dicke bei $\lambda = 0.55$ µm um 20% bis 100% unterschätzt.

Selbst bei möglicherweise doppelt so hohem $\delta_{0.55m}$ liegen die optischen Dicken der mit dem Algorithmus erkannten Kondensstreifen deutlich unter den Werten der meisten bisherigen Beobachtungen. Sowohl In-situ-Messungen als auch andere Fernerkundungsverfahren kommen meist auf höhere optische Dicken von 0.3 ± 0.2 mit Spitzenwerten von 1 und mehr.

Das kann dadurch erklärt werden, dass es sich bei vielen detektierten Kondensstreifen-Segmenten um Mischpixel handelt. Wegen der nicht vollständigen Bedeckung erhält man in diesen Fällen geringere Werte, als bei vollständiger Erfüllung des Bildelements durch Kondensstreifen zu erwarten wäre. Die abgeleiteten geringen optischen Dicken können deshalb als Hinweis darauf verstanden werden, dass der verwendete Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus in vielen Fällen eher wenig ausgebreitete Kondensstreifen erkennt.

Andererseits kann diese Diskrepanz zu bisherigen Ergebnissen auch dadurch verursacht sein, dass bei Fallstudien bevorzugt Stichproben relativ deutlich ausgeprägter Kondensstreifen genommen wurden. Das wäre verständlich, da die Auswahl dabei nicht zufällig sondern gezielt erfolgt. Aus Gründen der Aussagekraft der Ergebnisse könnten so bei vielen Studien unbewußt Fälle mit größerer optischer Dicke bevorzugt worden sein. Bekannt ist aus eigenen Erfahrungen auch das praktische Problem bei in situ Messungen im Nachlauf von Flugzeugen, tatsächlich in den Kondensstreifen einzufliegen. Im Flugniveau ist die Erkennbarkeit von Kondensstreifen für die Piloten deutlich schwieriger als etwa aus großer Distanz, wenn der Beobachter Kondensstreifen wiederum klar an ihrer Form ausmachen kann. Deshalb könnten bei den bisherigen In-situ-Messungen stärker ausgeprägte Kondensstreifen bevorzugt worden sein.

Da die hier vorgenommene Abschätzung der optischen Dicke einen etwas geringeren Fehlerbereich aufweist und zudem repräsentativer für die hier abgeleiteten Bedeckungsgrade ist und insbesondere auch auf die tatsächliche Erhöhung der optischen Dicke gegenüber der unmittelbaren Umgebung Rücksicht nimmt, wird ihr im Weiteren hier der Vorzug gegeben.

4.3 Strahlungsantrieb aufgrund der bestimmten Bedeckungsgrade

Zur Bestimmung aussagekräftiger Werte des Strahlungsantriebs in Einzelfällen müssten viele Parameter individuell für den untersuchten Fall bestimmt werden. Allerdings wären die wenigsten Parameter mit vertretbarem Aufwand in ausreichender Genauigkeit bestimmbar. Letztlich würde eine hoch aufgelöste Berechnung mit Vorwärtsrechnungen typischerweise enthält ein untersuchter Ausschnitt ca. 4 Millionen 1 $\rm km^2$ große Boxen, von denen zur Bestimmung aussagekräftiger Mittelwerte wenigstens einige hundert zu bearbeiten wären - die derzeit verfügbare Rechenleistung bei weitem übersteigen. Deshalb ist nicht daran zu denken den Strahlungsantrieb auf diesem Weg zu bestimmen. Da für die Beeinflussung des Strahlungshaushalts durch Kondensstreifen weniger einzelne extreme Fälle sondern viel mehr Mittelwerte längerer Zeiträume von Bedeutung sind, wird hier der sehr viel praktikablere Weg gegangen, dass die im vorangegangenen Kapitel bestimmten Mittelwerte des Bedeckungsgrades mit für die betrachtete Zeit möglichst repräsentativen Werten der durch Kondensstreifen verursachten Strahlungsflussänderungen gewichtet werden. Dieses Vorgehen hat zudem den Vorteil, dass sich im Mittel viele der durch die notwendige Vereinfachung entstehenden Fehler kompensieren, so dass einigermaßen zuverlässige Ergebnisse zu erwarten sind.

Den zeitlich gemittelten Strahlungsantrieb $\overline{\Delta F}$ erhält man durch Integration von Gleichung (4.1):

$$\overline{\Delta F} = 1/\Delta t \int \Delta F(t) \mathrm{d}t. \tag{4.14}$$

Entsprechend den verfügbaren Daten wird im Weiteren nach Sommer- und Winterhalbjahr unterschieden. Es werden Mittelwerte für Tag und Nacht angegeben, aus denen ein repräsentatives Tagesmittel für Sommer und Winter und schließlich das Jahresmittel abgeleitet wird.

4.3.1 Jahreszeitliches Tagesmittel

Im tageszeitlichen Verlauf schwankt die Strahlungswirkung von Kondensstreifen im Solaren aufgrund des wechselnden Sonnenstandes erheblich. Zusätzlich verursachen die unterschiedlichen Befliegungshäufigkeiten einen starken Tagesgang des Bedeckungsgrades $N_{ct}(t)$. Wie wir in Abschnitt 3.5.1 gesehen haben, treten nachts nur etwa 1/3 so viel Kondensstreifen auf wie tags. Das bezieht sich auf die Mittelwerte im untersuchten Gebiet. Regional variiert N_{ct} an vielen Stellen wesentlich stärker. In manchen Regionen übertrifft der nächtliche Bedeckungsgrad sogar den am Tage auftretenden.

Da bisher wegen der mangelnden Vergleichbarkeit der Ergebnisse für NOAA-14 mit NOAA-12 keine Vormittags- und Nachmittagsdaten einbezogen werden können, stehen nur Mittags- und Nachtwerte des Kondensstreifen-Bedeckungsgrad zur Verfügung. Aufgrund des typischen Schemas der Flugpläne, nach dem die stärkste Befliegungshäufigkeit über Europa am Vormittag bzw. späten Nachmittag herrscht, repräsentiert der Mittagswert nicht das Maximum, sondern bildet eine Untergrenze für die mittlere Bedeckung während des Tages. Minnis et al. (1997) berichten - basierend auf einem Netz von Bodenbeobachtungen - von einem ähnlichen zweigipfligen Verlauf der Kondensstreifen-Häufigkeit über den Vereinigten Staaten. Aufgrund des zweigipfligen Verlaufs und der starken regionalen Schwankungen des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades reichen die Daten nicht für eine zeitliche Interpolation der Tages- und Nachtverteilung aus. Deshalb wird hier vereinfachend der Mittagswert als Tagesmittelwert verwendet. Es wird davon ausgegangen, dass hierdurch im Mittel eine Unterschätzung von 20% gemacht wird, wobei lokal durch gegenüber der Mittagszeit veränderte Muster noch größere Abweichungen auftreten können.

Der Nachtwert ist auf eine mittlere Satelliten-Überflugszeit von 01:50 UT \pm 70 min bezogen. Zu diesem Zeitpunkt ist die Flugverkehrsdichte ebenfalls eher geringer als die mittlere zwischen Sonnenuntergang und Sonnenaufgang herrschende. Hierfür wird ebenfalls eine Unterschätzung von bis zu 20% angenommen.

Eine einfache Tag/Nacht-Unterscheidung vereinfacht die Bestimmung der Strahlungswirkung stark, da es dann genügt mit mittleren, für Tag und Nacht repräsentativen Werten der Strahlungflüsse zu rechnen, wobei zugrunde gelegt wird, dass die Mittagswerte $N_{ct,day}$ repräsentativ für die lokale Zeit von 6 bis 18 Uhr und die Nachtwerte $N_{ct,night}$ repräsentativ für die lokale Zeit von 18 bis 6 Uhr sind. Nachts wird die Betrachtung besonders einfach, weil dann die kurzwellige Strahlung vernachlässigt werden kann.

Die unterschiedlichen Flussänderungen ΔF beziehen sich hier jeweils auf die Differenz

zwischen vollständiger Bedeckung durch Kondensstreifen ($N_{ct} = 100\%$) und dem wolkenfreien Fall. Die Flussänderungen im Solaren $\Delta F_{sol,day}$ werden in Abhängigkeit von der geographischen Breite ϕ bestimmt und auf das Mittel über 24 h bezogen, was dann mit der breitenabhängigen mittleren Tageslänge gewichtet wird. Ferner wird bei den Flussänderungen nach Land- und Meergebieten unterschieden. Dabei wird über Land eine Albedo von 0.2 und über Meer eine Albedo von 0.05 sowie die jeweilige Standardatmosphäre verwendet.

Die verwendeten Mittelwerte der Strahlungsflussänderungen basieren auf den Arbeiten von Meerkötter et al. (1999). Sie beziehen sich auf Sommer- (MLSA) bzw. Winter-Standardatmosphären (MLWA) (McClatchey et al., 1972). Dabei werden Kondensstreifen mit sphärischen Eisteilchen und einer Größenverteilung nach Strauss et al. (1997) angenommen. Entsprechend der Abhängigkeit des Strahlungsantriebs von der optischen Dicke werden die bei Meerkötter et al. (1999) auf etwas höhere optische Dicken δ_{sol} von 0.18 und 0.52 bezogenen Werte auf die hier aus AVHRR bestimmte optische Dicke δ_{sol} von 0.11 reduziert. Die bei Meerkötter et al. (1999) angegebenen optischen Dicken resultieren aus einem auf die Temperatur im Kondensstreifen-Niveau abgestimmten Eiswassergehalt, der in mittleren Breiten im Winter nahezu um einen Faktor 3 geringer als im Sommer ist. Da die Autoren von einer jahreszeitlich konstanten Partikelgrößenverteilung in Kondensstreifen ausgehen, erhält man im Sommer bzw. Winter unterschiedliche Teilchenkonzentrationen, was zu einer entsprechenden Änderung der optischen Dicke führen muss. Leider gibt es bis dato keine Studien, die sichere Angaben über einen jahreszeitlichen Verlauf der optischen Dicke zulassen. Deshalb werden wir hier, wie bei Minnis et al. (1999), von einer konstanten mittleren optische Dicke ausgehen. Mit diesen Vereinfachungen ergeben sich beispielsweise für ϕ =50° und $N_{ct,day} = N_{ct,night} = 100\%$ die in Tabelle 4 aufgeführten saisonalen Werte ΔF .

Demnach ist bei Annahme konstanter optischer Dicken der positive nächtliche Strahlungsantrieb durch Kondensstreifen im Sommer wie im Winter nahezu konstant. Deutliche Unterschiede gibt es im Kurzwelligen, weshalb die in Tabelle 4 angegebenen Mittelwerte für den Strahlungsantrieb am Tag deutlich variieren. Der Albedokontrast macht sich über dem Meer besonders stark bemerkbar, was dazu führt, dass im Winter am Tag über dem Ozean sogar netto ein leicht kühlender Effekt bleibt. Der trotz der geringen Sonnenscheindauer negative Netto-Strahlungsantrieb erklärt sich durch den im Winter vergleichsweise geringen Strahlungsantrieb im Terrestrischen und die dann vorherrschenden niedrigen Sonnenstände. Wie Meerkötter et al. (1999) zeigen, sind sowohl für hexagonale als auch für sphärische Teilchen bei solaren Zenitwinkeln von etwa 70°die am stärksten kühlenden Effekte zu erwarten. Allerdings wird dieser kühlende Effekt über dem Meer vom nächtlichen

	Sommer	halbjahr	Winterhalbjahr		
Zeitraum	ΔF See	$\Delta\!F$ Land	ΔF See	ΔF Land	
	$[W/m^2]$	$[W/m^2]$	$[W/m^2]$	$[W/m^2]$	
Nacht	13.5	13.1	12.3	11.5	
Tag	5.7	7.7	-6.8	4.1	
Tagesmittel	8.9	9.9	4.4	8.4	

Tabelle 4: Netto-Strahlungsantrieb ΔF am Oberrand der Atmosphäre für 100% Bedeckung durch Kondensstreifen. Die auf den Tag bezogenen Werte beziehen sich auf die Mittelwerte zwischen Sonnenauf- und Untergang bei einer geographischen Breite von 50°. Hier werden eine einheitliche optische Dicke δ_{vis} von 0.11, eine Albedo von 0.2 über Land und 0.05 über See, sowie sphärische Eisteilchen mit einer Größenverteilung nach Strauss et al. (1997) angenommen.

positiven Strahlungsantrieb überkompensiert, wenn der Kondensstreifen-Bedeckungsgrad Tag und Nacht gleich groß ist. Ob der eine oder andere Effekt überwiegt, ist erst durch die zeitlich variierende Gewichtung dieser Werte mit dem beobachteten Bedeckungsgrad zu bestimmen.

4.3.2 Jahresmittel

Um eine ausreichend sichere Datengrundlage des Bedeckungsgrades N_{ct} zu haben, werden für die Bestimmung des Strahlungsantriebs durch Kondensstreifen ausschließlich Gebiete verwendet, die einen geringeren relativen Fehler als 100% beziehungsweise einen absoluten Fehler von weniger als 0.25% Bedeckungsgrad aufweisen. Dafür ist eine so große Anzahl von Satellitenszenen notwendig, dass eine Unterscheidung nur für Sommer und Winterhalbjahr gemacht werden kann. Es stehen zu wenig Nachtszenen zur Verfügung, um die nächtliche Verteilungen einzelner Jahreszeiten bestimmen zu können. Deshalb wird vereinfacht nur das Sommer- beziehungsweise Winterhalbjahr betrachtet. Dabei werden jeweils die Ergebnisse von 1.März bis 31.August dem Sommer zugeordnet. Auf die Weise wird die Signifikanz des zugrunde liegenden Bedeckungsgrades verbessert.

Die in Abbildung 49 dargestellten Verteilungen des Strahlungsantriebs durch Kondensstreifen sind im Wesentlichen durch die Bedeckungsgrade bestimmt, wobei allerdings klar zum Ausdruck kommt, dass der Kondensstreifen-Bedeckungsgrad nachts deutlich prägender für den Strahlungsantrieb ist, als auf Grund der geringen Bedeckungsgrade zu erwarten wäre. Im Mittel über das ganze Gebiet ist der Strahlungsantrieb im Sommer nachts fast genauso groß wie am Tag (Tabelle 5). Im Winter gibt es einen deutlichen Unterschied: Dann überwiegt der nächtliche Anteil deutlich. Tagsüber gleichen sich der erwärmend wirkende langwellige Anteil und der kühlend wirkende kurzwellige fast aus. Im Vergleich zur Ver-



Abbildung 49: Strahlungsantrieb durch Kondensstreifen am Oberrand der Atmosphäre aufgrund der Bedeckungsgrade N_{ct} : links bezogen auf das Sommerhalbjahr, rechts auf das Winterhalbjahr. Von oben nach unten sind die Karten der jeweiligen Halbjahre für Nacht, Tag, Tagesmittel, sowie in der Mitte unten das Jahresmittel dargestellt. Die gezeigten durch Kondensstreifen verursachten Flussänderungen basieren auf 1-D-Strahlungstransferrechnungen (Meerkötter et al., 1999), wobei sphärische Eisteilchen mit der von Strauss et al. (1997) bestimmten Größenverteilung bezogen auf eine optische Dicke im Sichtbaren von 0.11 verwendet wurden.

	Sommerhalbjahr			Winterhalbjahr		
Zeitraum	$\overline{\Delta F}~[\mathrm{W/m^2}~]$			$\overline{\Delta F}$ [W/m 2]		
	Minimum	Mittel	Maximum	Minimum	Mittel	Maximum
Nacht	0.000	0.031	0.439	0.000	0.039	0.329
Tag	0.000	0.035	0.129	-0.420	-0.003	0.089
Tagesmittel	0.000	0.033	0.225	-0.152	0.018	0.135

Tabelle 5: Netto-Strahlungsantrieb durch Kondensstreifen am Oberrand der Atmosphäre für die beobachteten Kondensstreifen-Bedeckungsgrade. Die angegebenen Werte beziehen sich in allen Fällen auf das Gebiet, für das eine ausreichende Datensicherheit gewährleistet ist. Das ist die in Abbildung 49 unten gezeigte Fläche. Die angegebenen Minima und Maxima beziehen sich auf die Extremwerte innerhalb dieses Gebiets.

teilung am Tag sind Kondensstreifen nachts wesentlich weniger homogen verteilt, was zu ähnlich hohen Maxima im Bedeckungsgrad führt wie am Tag. Deshalb sind die absoluten Maxima nachts zu verzeichnen: im Sommer wird in der Nordsee vor Schottland ein maximaler Wert von 0.44 W/m^2 bestimmt, im Winter im Golf von Biskaya ein Maximum von 0.25 W/m^2 . Am Tag zeigt sich insgesamt eine noch homogenere Verteilung mit Maxima über dem Land. Hier werden die höchsten Flussänderungen über Nordspanien, Großbritannien, dem Nordosten Frankreichs beziehungsweise Belgiens und im Winter auch entlang der über Ungarn nach Südosten führenden Routen bestimmt.

Gerade im Winter zeichnen sich tagsüber deutlich die Küstenlinien ab, was im negativen Nettostrahlungseffekt über dem Meer begründet liegt. Hier wird für die Biskaya ein Minimum von -0.42 W/m² abgeleitet, das die hohen positiven Werte, die dort nachts auftreten, mehr als ausgleicht. Im Jahresmittel über Tag und Nacht ist zu erkennen, dass sich an sehr vielen Stellen hohe und niedrige Werte im Strahlungsantrieb kompensieren. Deshalb zeigt das Jahresmittel einen sehr geringen Mittelwert von 0.026 W/m². Kühlende Nettoeffekte sind selten und erreichen -0.058 W/m². Die Maxima, die über Ungarn, Frankreich, Belgien, England und an der schottischen Nordseeküste auftreten sind wenig ausgeprägt und übersteigen selten 0.11 W/m².

Im Vergleich dazu finden Minnis et al. (1999) in einer globalen Studie des Strahlungsantriebs durch Kondensstreifen den weltweiten höchsten Jahresmittelwert von 0.7 W/m^2 über Nordost-Frankreich. Das ist eine Region, für die auch hier mitunter die höchsten Werte von etwa 0.1 W/m^2 festgestellt wurden. Damit übertreffen die von Minnis et al. (1999) gefundenen Maxima die hier ermittelten um einen Faktor 7. Dieser enorme Unterschied erklärt sich teilweise dadurch, dass die bei Minnis et al. (1999) zu Grunde liegenden Kondensstreifen-Bedeckungsgrade auf den Simulationen von Sausen et al. (1998) basieren, die im Vergleich zu den hier bestimmten Werten N_{ct} fast um einen Faktor 2 höher liegen. Sausen et al. (1998) finden auf Grund des ANCAT/DLR-2-Treibstoffkatasters (Schmitt und B., 1997) und einer Kalibrierung an den von Bakan et al. (1994) bestimmten Bedeckungsgrad ein Maximum des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades von 3.8%, während hier die bereits mit der Erkennungseffektivität *rDEF* gewichteten Ergebnisse nur knapp 2% liefern. Der große Unterschied der beiden Ergebnisse findet sich nicht nur an dieser Stelle: Der Mittelwert des Strahlungsantriebs für das hier untersuchte Gebiet liegt bei Minnis et al. (1999) bei ca. 0.4 W/m² und steht hier einem Mittel von nur 0.026 W/m² gegenüber.

Die Unterschiede im Bedeckungsgrad von Faktor 2 können allein die um eine Größenordnung niedrigeren Ergebnisse nicht erklären. Ein zusätzlicher Faktor 3 geht auf die sehr viel geringere optische Dicke zurück, die der Abschätzung hier zu Grunde liegt. Minnis et al. (1999) verwenden eine konstante optische Dicke δ_{vis} von 0.3, während in dieser Arbeit 0.11 angenommen wurde.

Beide Ergebnisse scheinen in sich schlüssig. Meerkötter et al. (1999) findet beim Vergleich der den Abschätzungen zu Grunde liegenden Strahlungstransfermodellen - diese Arbeit benutzt das Matrix-Operator-Modell MOM (Plass et al., 1973; Fischer und Grassl, 1984), während Minnis et al. (1999) das Zweistrom-Modell von Fu und Liou (1993) verwenden - Unterschiede von maximal 7%. Die starken Differenzen werden nicht dadurch verursacht, sondern können größtenteils durch die unterschiedlichen Eingangsdaten verstanden werden. Allerdings wurden bei der hier gemachten Abschätzung des Strahlungsantriebs gegenüber der globalen Studie einige Vereinfachungen gemacht, deren mögliche systematische Auswirkungen im Folgenden abgeschätzt werden sollen.

4.4 Fehlerabschätzung

4.4.1 Methodisch bedingte Unsicherheiten

a) Vernachlässigung zusätzlicher Bewölkung

Vereinfachend wurde hier auf die Berücksichtigung des Effekts zusätzlicher Wolken verzichtet. Wie in Abschnitt 4.1.3 besprochen, haben insbesondere optisch dicke Wolken eine hohe Albedo, die den durch zusätzliche Kondensstreifen bewirkten negativen Strahlungsantrieb im Solaren geringer werden lässt. Andererseits vermindert sich durch Wolken in aller Regel die Strahlungstemperatur. Das führt zu etwas geringeren ausgehenden langwelligen Flüssen. Meist überwiegen die Änderungen im solaren Spektralbereich stark, so dass der Strahlungsantrieb netto sich in die positive Richtung bewegt. Freilich hängen diese Effekte stark von der Art der Bewölkung ab. Die stärkste Wirkung ist für dicke Wasserwolken mit niedriger Wolkenobergrenze zu erwarten und den Strahlungsantrieb von Kon-

4.4 Fehlerabschätzung

densstreifen am stärksten über dem Meer unterstützen. Hierfür wird eine Erhöhung des Nettoeffekts auf maximal 15% geschätzt. Wie Meerkötter et al. (1999) zeigen, führt das zusätzliche Einbringen einer Wasserwolke im Referenzfall, der sich auf eine Albedo von 0.2 (Land) bezieht, zu einer Erhöhung des Gesamtstrahlungsantriebs um 8%.

Hohe Wolken vermögen hingegen, den Einfluss von Kondensstreifen auf den Strahlungshaushalt sogar gegenüber dem klaren Fall zu reduzieren. Insbesondere dann, wenn natürliche Cirren gleichzeitig mit Kondensstreifen auftreten, führt das zu kaum merklichen Veränderungen. Allerdings können dann Kondensstreifen sehr schwer erkannt werden und wurden deshalb bei der hier gemachten Untersuchung, die unmittelbar auf Beobachtungen mit Satelliten basiert, ohnehin außer acht gelassen. Hierdurch ist keine Überschätzung des Strahlungantriebs zu erwarten.

Die maximale Wirkung zusätzlicher Bewölkung innerhalb dieses Untersuchungsgebiets wird demnach wie folgt abgeschätzt: Bei einer mittleren Häufigkeit von 40% tiefen Wolken, die gleichmäßig und zufällig über den hier vorhandenen 36% Wasserfläche und 64% Landfläche verteilt sind, führt diese Vernachlässigung bei der Bestimmung des Strahlungsantriebs durch Kondensstreifen hier zu einer systematischen Unterschätzung des Strahlungsantriebs um etwa 10%.

b) Konstante Bodenalbedo

Durch die Annahme einer konstanten Albedo des Untergrundes werden Fehler im Solaren induziert. Da hier nur Betrachtungen der Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre durchgeführt werden, werden Variationen der breitbandigen Bodenalbedo generell auf etwa die Hälfte ihrer Amplitude abgeschwächt. Basierend auf Kondratyev (1969) wird geschätzt, dass die Albedo räumlich in der betrachteten Skala von etwa 100 km am Oberrand der Atmosphäre über Europa um weniger als 0.05 schwankt, soweit Schneeflächen ausgenommen werden. In den Morgen und Abendstunden kann sich je nach Oberflächentyp die breitbandige Albedo im Verlauf des Tages um etwa 0.05 erhöhen (Kondratyev, 1969), was aber für die hier gemachte Abschätzung, die sich auf Tagesmittel am Oberrand der Atmosphäre beschränkt, auf weniger als 0.02 reduziert und deshalb vernachlässigt werden kann. Im jahreszeitlichen Verlauf ergibt sich durch phänologische Zyklen und wechselnde Bodenfeuchte bezogen auf die betrachtete Skala und den Oberrand der Atmosphäre eine Amplitude der breitbandigen Albedo von weniger als 0.05. Die Albedo des Meeres wird mit einem Mittelwert von 0.05 angenommen. Durch windinduzierte Oberflächenrauhigkeit und niedrige Sonnenstände kann sie sich etwa verdoppeln (Kondratyev, 1969).

Die Schwankungen um die fix angenommenen Albedo-Werte sind also im Betrag eher gering. Zur Fehlerabschätzung soll der Extremfall einer relativ frischen Schneedecke mit einer Albedo von 0.7 im Vergleich zur Landalbedo von 0.2 betrachtet werden. Für diesen Fall erhöht sich nach Meerkötter et al. (1999) bezogen auf eine optische Dicke von 0.11 bei 100% Kondensstreifen-Bedeckungsgrad ΔF_{sol} von -2.6 W/m² auf -1.4 W/m². Da dem mit 11.2% im Langwelligen eine relativ große Flussänderung gegenüber steht, die in beiden Fällen etwa gleich groß ist, ist der Nettoeffekt selbst für dieses extreme Beispiel nur um 15% höher. Dementsprechend sollten die oben genannten wesentlich kleineren Albedoschwankungen vernachlässigt werden können.

Der durch Schneebedeckung verursachte Fehler bringt für Gebiete, die im Verlauf eines Jahres an insgesamt 30 Tagen vollständig schneebedeckt sind, in Bezug auf das Winterhalbjahr maximal eine Erhöhung um 0.5%. Gebiete mit so langer Schneebedeckung sind im hier betrachteten Gebiet ohnehin selten. Meeresvereisung tritt im Untersuchungsgebiet noch seltener auf. Daraus kann geschlossen werden, dass durch die Annahme einer einheitlichen Albedo für Land und Wasserflächen keine nennenswerten Fehler im Rahmen der hier angestrebten Genauigkeit entstehen.

c) Konstante Oberflächentemperatur

Da die Flussänderung im Terrestrischen in der Regel höher als die im Solaren ist und diese bei klarem Himmel sehr stark von der Oberflächentemperatur bestimmt wird, kann die pauschale Annahme einer konstanten Oberflächentemperatur zu beträchtlichen Fehlern führen. Wie eingangs dieses Kapitels erläutert, führt eine um 10 K erhöhte Bodentemperatur im Sommer für 100% Kondensstreifen zu einer um ca. 5 W/m² erhöhten Netto-Flussänderung, was einem relativen Fehler von 13% entspricht. Bei der Betrachtung langfristiger Mittel kann davon ausgegangen werden, dass die durchschnittliche Bodentemperatur um den angenommenen Mittelwert schwankt und das Auftreten von Kondensstreifen unabhängig von der Oberflächentemperatur ist. Dann kompensieren sich in erster Näherung positive und negative Abweichungen vom Mittelwert. Es wird vermutet, dass die Oberflächentemperatur gerade bei wolkenlosem Himmel am Tag über Land deutlich über dem angenommenen Mittelwert liegt. Deshalb wird dann der langwellige Strahlungsfluss systematisch unterschätzt. Hierfür wird ein Fehler von 10% angenommen. Über See spielt der Tag-Nacht-Unterschied eine eher untergeordnete Rolle, doch kann es aufgrund vom Mittelwert abweichender Meerestemperaturen prinzipiell zu entsprechenden Unter- bzw. Überschätzungen kommen. Da für das gesamte Gebiet einheitliche Werte verwendet wurden, wird vermutet, dass im Süden bei 45 N der Strahlungsantrieb insgesamt um 20% unterschätzt wird und im Norden bei 55 N um etwa 10% überschätzt wird.

4.4 Fehlerabschätzung

d) Unsicherheiten durch Benutzung von Standardatmosphären

Um die Berechnung zu vereinfachen, wurde der angegebene Strahlungsantrieb auf Basis der Standardatmosphären für mittlere Breiten nach McClatchey et al. (1972) bestimmt. Es wurde nicht geprüft, inwieweit diese für den beobachteten Raum repräsentativ sind und inwieweit Abweichungen von diesen mittleren Atmosphärenbedingungen zu systematischen Fehlern führen, die sich nicht gegenseitig kompensieren. Einen Anhaltspunkt mögen die von Meerkötter et al. (1999) publizierten Werte des Strahlungsantriebs von Kondensstreifen für eine Atmosphäre mit erhöhtem Wasserdampfgehalt geben. Der Haupteffekt ist eine um ca. 15% reduzierte Strahlungsflussdifferenz im Terrestrischen. Dieser extreme Fall, bei dem die relative Feuchte vom Boden bis zur Tropopause auf 80% angehoben wurde, stellt im Jahresmittel jedoch mit Sicherheit keine systematische Abweichung vom Mittelwert dar. Die größten Differenzen von den verwendeten Standardatmosphären für Sommer und Winter dürften in den Übergangsjahreszeiten auftreten, was bislang nicht näher untersucht wurde. Deshalb wird für Abweichungen von den Standardatmosphären ein Maximalfehler von $\pm 20\%$ angenommen.

e) Vernachlässigung asphärischer Teilchen

Mangels genauer Kenntnis der Kristallformen von Kondensstreifen-Teilchen wurde hier angenommen, Kondensstreifen bestünden ausschließlich aus sphärischen Kristallen. Das führt wegen der im Vergleich zu volumenäquivalenten Kugeln meist größeren Rückstreuung asphärischer Teilchen zu einer systematischen Unterschätzung des Betrags von ΔF_{sol} . Die daraus resultierenden Fehler sind wegen der langen Tage und hohen Sonnenhöhen im Sommer am gravierendsten. Aufgrund der von Meerkötter et al. (1999) durchgeführten Vergleiche der Strahlungseffekte von Wolken mit hexagonalen und sphärischen Teilchen durch drei unterschiedliche Modelle ergibt sich für den Referenzfall (Sommeratmosphäre) eine Abnahme der Netto-Flussänderung ΔF um bis zu 18% für Wolken mit ausschließlich asphärischen Teilchen.

Tatsächlich wurden in Kondensstreifen sowohl sphärische (Schröder et al., 2000) als auch asphärische Eisteilchen (Goodman et al., 1998; Lawson et al., 1998) beobachtet. Für die Verwendung sphärischer Teilchen in der hier gemachten Abschätzung spricht, dass hier der Strahlungantrieb linienhafter Kondensstreifen bestimmt wird, bei denen nichtsphärische Formen noch nicht so stark ausgeprägt sind, wie bei älteren, ausgeflossenen Kondensstreifen, die durch den Algorithmus selten erkannt werden. Zudem werden im Winter deutlich mehr Kondensstreifen beobachtet, also dann, wenn die Temperaturen im Kondensstreifen-Niveau noch geringer sind, weshalb das Kristallwachstum langsamer vonstatten geht und tendenziell mehr sphärische Teilchen zu erwarten sind. Es wird geschätzt, dass durch die ausschließliche Verwendung sphärischer Teilchen der in der vorliegenden Arbeit angegebene positive Strahlungsantrieb systematisch um bis zu 10% zu hoch liegt.

f) Unstetigkeit im Bereich von Küsten

Einen Sonderbereich in den in Abbildung 49 gezeigten Verteilungen bilden Küstenregionen. Da hier ein abrupter Übergang aller betrachteten Parameter außer dem Kondensstreifen-Bedeckungsgrad stattfindet, treten hier Sprungstellen auf, die eine Messung am Oberrand der Atmosphäre so nicht ergeben würde. Dies macht sich besonders im Solaren bemerkbar, weshalb in den Tag-Karten des Strahlungsantriebs sich die Küstenlinien durchpausen. Korrekter wäre es, entsprechend des auf 50 km festgesetzten Niveaus am Oberrand der Atmosphäre analog zur Ableitung der TOA-Simulation des Bedeckungsgrades eine räumliche Mittelung der Parameter zwischen Land und See auszuführen. Die in Abbildung 49 abgebildeten Karten weisen also etwa bis zu einer Distanz von 50 km von der Küste mehr oder weniger große Fehler auf. Diese wirken sich jedoch auf die Mittelwerte größerer Gebiete nicht störend, sobald diese zu gleichen Teilen Hinterland und Küstengewässer beinhalten.

4.4.2 Unsicherheiten durch ungenau bekannte Parameter

a) Kondensstreifen-Bedeckungsgrad

Zur Bestimmung des Strahlungsantriebs linienhafter Kondensstreifen wurden hier die wahrscheinlichsten Werte N_{ct} für die mittlere Bedeckung angenommen. Der mittlere relative Fehler der verwendeten Bedeckungsgrade beträgt 90% [siehe Abbildung 40], wobei Bereiche mit relativen Fehlern größer 100% in den gezeigten Karten ausgeblendet wurden. Diese finden auch keine Berücksichtigung bei der Ermittlung der angegebenen Mittelwerte. Eine Einschränkung des Gebiets auf weniger fehlerlastige Bereiche zur Reduktion des Fehlers ist kaum möglich, da der Fehler vor allem durch die extrem unsichere Erkennungsrate des verwendeten Algorithmus bedingt ist und deshalb räumlich einigermaßen konstant ist.

Wegen des linearen Zusammenhangs von N_{ct} und $\overline{\Delta F}$ wird durch diese große Unsicherheit beim Bedeckungsgrad eine ebenso große beim Strahlungsantrieb hervorgerufen. Zusätzlich sei in Erinnerung gerufen, dass N_{ct} wegen der Vernachlässigung jahreszeitlicher Unterschiede bei der Homogenisierung der Erkennungsrate einen etwas überbetonten Jahresgang aufweist. Dadurch werden für den Sommer etwas zu geringe Bedeckungsgrade angegeben und für den Winter etwas zu hohe. Es wird angenommen, dass im Sommer am Tag die Absolutwerte des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades ca. 10% höher liegen und

4.4 Fehlerabschätzung

im Winter ca. 3% niedriger. Nachts ist diese Fehlerquelle mit + 3% im Sommer beziehungsweise - 1% im Winter deutlich schwächer. Da Kondensstreifen im Sommer besonders strahlungswirksam sind, ergibt sich durch diesen Effekt eine systematische Unterschätzung des mittleren Strahlungsantriebs um ca. 2%.

Wie in Abschnitt 4.3.1 ausgeführt, wird durch die Abtastung des Kondensstreifen-Bedeckungsgrad zur Mittagszeit und in den Stunden nach Mitternacht, also zu Zeitpunkten, die in Europa etwas geringere Flugverkehrsaktivitäten als im Mittel aufweisen, der Bedeckungsgrad systematisch um 20% unterschätzt. Dies wirkt sich unmittelbar auf die zum Strahlungantrieb gemachten Angaben aus. Über die 20%-ige Unterschätzung des Mittelwerts hinaus können regional noch größere Fehler auftreten, weil anzunehmen ist, dass sich nicht nur die Intensität des Luftverkehrs ändert, sondern auch die räumliche Verteilung der Mittags- und Nachtwerte nicht repräsentativ für die übrigen Stunden ist.

b) Höhen von Kondensstreifen

Die Oberkante der mit MOM modellierten Kondensstreifen wurde einheitlich auf die Tropopausenhöhe von 11 km festgelegt und eine Dicke von 200 m vorgegeben. Das stimmt gut mit Beobachtungen von Kondensstreifen -Höhen überein (Freudenthaler et al., 1995) und deckt sich mit der im vorangegangenen Kapitel gefundenen Korrelation des höhenaufgelösten Treibstoffkatasters mit der Verteilung der beobachteten Kondensstreifen. Treten Kondensstreifen beispielsweise in einer Höhe von 10 statt 11 km auf, so besteht der hauptsächliche Unterschied darin, dass die Temperatur des Kondensstreifens höher ist. Dies erhöht den ausgehenden langwelligen Strahlungsfluss, vermindert also den positiven Strahlungsantrieb. Dieses von Meerkötter et al. (1999) publizierte Beispiel führt zu einer Reduzierung des Netto-Flusses um 15%. Dieser Effekt könnte dadurch ausgeglichen werden, dass in der wärmeren Umgebung die optische Dicke entsprechend höher liegt. Weil die angenommene Höhe gut mit Beobachtungen übereinstimmt, wird vermutet, dass durch diese Pauschalisierung bei der Betrachtung von Mittelwerten keine nennenswerten systematischen Fehler gemacht werden.

c) Optische Dicke

Meerkötter et al. (1999) nehmen eine optische Dicke als Funktion vom Eiswassergehalt an. Wegen der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen im Tropopausen-Niveau schwankt die optische Dicke δ_{sol} von Kondensstreifen im Jahresverlauf dann etwa um einen Faktor 2.5 von 0.18 im Winter bis 0.52 im Sommer schwankt. Da bisher keine Beobachtungen eines jahreszeitlichen Verlaufs der optischen Dicke von Kondensstreifen bekannt sind, wurde hier von einer konstanten optischen Dicke ausgegangen. Ein entsprechender Jahresgang dürfte zu einem stärkeren Netto-Strahlungsantrieb führen, da der Sommer bereits die größeren Beiträge liefert.

Aufgrund der Ableitung aus den beobachteten Kontrasten der Strahldichte wird angenommen, dass die optische Dicke bezogen auf den sichtbaren Spektralbereich um 20% bis 100% unterschätzt wird. Allerdings sei bedacht, dass als Grundlage zur Bestimmung des Strahlungsantriebs der auf realistische Werte angehobene Bedeckungsgrad N_{ct} angenommen wurde. Dieser bezieht auf statistische Weise viele Kondensstreifen mit ein, die vom Algorithmus nicht erkannt wurden. Es wird vermutet, dass der Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus insbesondere Kondensstreifen 'übersieht', die wenig prägnant sind, weil sie u.a. eher geringe optische Dicken aufweisen. Deshalb könnte die mittlere optische Dicke der dem Strahlungsantrieb zugrunde liegenden Kondensstreifen in Bezug auf die gefundene Flächenbedeckung im Bereich von 0.1 bis 0.2 liegt. Da δ_{vis} nahezu linear in die Bestimmung des Strahlungsantriebs eingeht, ist es möglich, dass dieser um 100% zu gering angegeben wird.

d) Partikel-Größenverteilung

Die zu Grunde liegende Größenverteilung nach Strauss et al. (1997) weist einen effektiven Durchmesser von 34 µm auf. Wie in Abschnitt 4.2 besprochen, ist es möglich, dass Partikel-Größenverteilungen mit mehr kleinen Teilchen die beobachteten Kondensstreifen möglicherweise besser repräsentieren. Diese Unsicherheit stellt die Hauptfehlerquelle bei der Abschätzung der sichtbaren optischen Dicke aus den hier beobachteten Kontrasten der Strahldichte dar. Der daraus resultierende systematische Fehler des Strahlungsantriebs wurde oben beim Punkt 'optische Dicke' bereits miteinbezogen.

Zusätzlich führt eine Veränderung der Größenverteilung unmittelbar zu merklichen Veränderungen der Strahlungswirkung. Senkt man bei konstantem Eiswasserpfad den effektiven Durchmesser der Größenverteilung von $D_{eff} = 30 \,\mu\text{m}$ auf 20 μm , so erhöht sich der Netto-Strahlungsantrieb am Tage um 16% (Fortuin et al., 1995) bis 25% (Meerkötter et al., 1999). Es wäre also möglich, dass insgesamt die Strahlungswirkung wegen der Annahme einer Größenverteilung, die von zu großen Teilchen ausgeht, um weitere 10% bis 50% unterschätzt wird.

4.5 Diskussion: Beeinflussung des Strahlungshaushalts

Für den Strahlungsantrieb aufgrund der beobachteten Kondensstreifen-Bedeckungsgrade wird für das westliche Mitteleuropa ein Jahresmittel von 0.026 W/m^2 bestimmt, das Maxi-
ma von über 0.1 W/m^2 aufweist (siehe Tabelle 5). Die Jahresmittelwerte haben auf Grund der einfachen Art der Abschätzung noch einige systematische Fehler. Bilanziert man die relevanten Fehlerquellen, so ist zu erwarten, dass der Netto-Strahlungsantrieb im Norden bei ca. 55 N (Süden bei ca. 45 N) des Untersuchungsgebiets um mindestens 25% (40%) und maximal um 180% (200%) unterschätzt wird. Dabei sind die maßgeblichen systematischen Fehlerquellen

- einer Unterschätzung von δ_{vis} wegen der unsicheren Extrapolation der Werte aus Kanal 4 ins Sichtbare durch eventuell zu hohen effektiven Durchmesser D_{eff} (ca. + 20% bis + 100%),
- eine Unterschätzung von N_{ct} auf Grund nicht repräsentativer Beobachtungszeitpunkte (ca. + 10% bis + 30%),
- eine Unterschätzung durch Fehler beim Jahresgang von N_{ct} (ca. + 1% bis + 4%),
- eine Unterschätzung durch die Vernachlässigung von Wolken (+ 5% bis +25%),
- eine mangelnde Anpassung der Oberflächentemperatur (-10% bis + 20%) und
- eine Überschätzung durch die Annahme ausschließlich sphärischer Teilchen (- 10%).

Zur besseren Anpassung an die Wirklichkeit sind die in dieser Arbeit abgeschätzten Mittelwerte des Netto-Strahlungsantriebs mit einem Faktor zwischen 1.25 bis 3 zu gewichten. Das Jahresmittel des Strahlungsantriebs beträgt demnach minimal 0.03 und maximal 0.08. Dabei bleiben die Unsicherheit beim Absolutwert des Bedeckungsgrades (\pm Faktor 2) und durch die Verwendung von Standardatmosphären (\pm 20%) unberücksichtigt, weil ihre Richtung unbekannt ist.

Die globale Studie von Minnis et al. (1999) kommt für das hier betrachtete Gebiet zu einem Mittelwert von 0.4 W/m² und räumt eine Unsicherheit um einen Faktor vier ein. Ihre Ergebnisse unterscheiden sich aber um einen Faktor 5 bis 13 von den in der vorliegenden Arbeit abgeschätzten und stimmen somit selbst im weiten Rahmen des hier angegebenen Fehlers nicht überein. Die höheren Werte, die bei der globalen Studie gefunden werden, lassen sich jedoch verstehen, wenn in Betracht gezogen wird, dass dabei ein etwa doppelt so hoher Bedeckungsgrad und eine 3-mal so hohe optische Dicke von Kondensstreifen angenommen wurde. Nimmt man beide Effekte zusammen, so ergibt sich eine Übereinstimmung am Rande des angegebenen Bereiches.

Bei Betrachtung der räumlichen Verteilung des Strahlungsantriebs durch Kondensstreifen (Abbildung 49) wird besonders deutlich, dass die nachts auftretenden Kondensstreifen sehr entscheidend sind: im Winterhalbjahr wird der Strahlungsantrieb fast ausschließlich dadurch bestimmt; im Sommerhalbjahr erreicht der nächtliche Antrieb ähnlich hohe Werte wie während des Tages. Beim Vergleich der Tagesmittelwerte von Sommer- und Winterhalbjahr zeigt sich, dass trotz des etwa halb so großen Bedeckungsgrades im Sommer der Netto-Strahlungsantrieb fast doppelt so hoch ist. Dieser etwas überraschende Effekt ergibt sich zum einen aus dem geringen langwelligen Strahlungsantrieb im Winter, der sich durch die vergleichsweise niedrigen Atmosphären- und Boden-Temperaturen ergibt. Zum anderen schlägt im Winter zu Buche, dass bei den hier betrachteten Breiten über lange Zeit Sonnenzenitwinkel von etwa 70°auftreten, bei denen der negative Strahlungsantrieb im solaren Spektralbereich maximal wird. Dieser Effekt ist am deutlichsten über dem Meer ausgeprägt, weil dort die durch Kondensstreifen verursachte Albedoänderung größer als über dem Land ist.

5 Schlussfolgerungen und Ausblick

5.1 Ergebnisse dieser Arbeit

Der IPCC-Bericht (IPCC, 1999) konstatiert, dass Kondensstreifen im Vergleich zu den anderen klimatisch relevanten Wirkungen des Luftverkehrs das größte Potenzial zur Beeinflussung des Strahlungshaushalts haben. Dabei stellen die durch Kondensstreifen bedeckte Fläche und ihre optische Dicke die wichtigsten Parameter von Kondensstreifen dar. Beide waren bisher nur grob bekannt, weshalb sie durch Analyse von Satellitendaten in der vorliegenden Arbeit näher eingegrenzt werden. Dazu wird hier erstmals eine längere Reihe von Satellitendaten mit Hilfe eines vollautomatischen Mustererkennungsverfahrens analysiert. Das Verfahren wird für AVHRR-Daten entwickelt, weil wegen der relativ großen Wiederholrate, einer ausreichenden räumlichen Auflösung von ca. 1 km x 1 km und der guten Erkennungsmöglichkeiten von Eiswolken in den Kanälen bei 10.8 µm und bei 12.0 µm gute Erfolgschancen zu erwarten sind.

Das verwendete Mustererkennungsverfahren, das sowohl geometrische als auch radiometrische Eigenschaften kombiniert, wird im Rahmen der vorliegenden Arbeit optimiert und charakterisiert. Das Verfahren eignet sich gut, um auf objektive Weise lineare Kondensstreifen in AVHRR-Daten zu detektieren. Für klimatologische Studien von Wolken ist entscheidend, dass möglichst wenige Pixel falsch klassifiziert werden und in möglichst konstanter Weise entsprechende Wolken als solche erkannt werden. Deshalb wird besonderer Wert darauf gelegt, dass das verwendete Klassifikationsverfahren für Kondensstreifen eine geringe Falscherkennungsrate und eine konstante Erkennungsrate aufweist. Durch eine Testreihe mit AVHRR-Daten der Region Neuseeland wird nachgewiesen, dass die Falscherkennungsrate unter 0.1% liegt und weitgehend unabhängig von der Blickrichtung des Radiometers ist.

Da für NOAA-14-AVHRR-Daten die besten Ergebnisse erwartet werden, wird eine zweijährige Zeitreihe, beginnend mit März 1995, ausgewertet, die das westliche Mitteleuropa umfasst. Es stellt sich heraus, dass Falscherkennungs- und Erkennungsrate stark von der Heterogenität des Bildhintergrundes abhängen. Diese Heterogenität kann gut durch die Standardabweichung innerhalb einer 5 x 5 Pixel-Umgebung von Kanal 5, *SDT5*, quantifiziert werden. Da ein klarer Zusammenhang zwischen *SDT5* und der Falscherkennungsrate besteht, können beide entsprechend korrigiert werden. Dadurch wird erreicht, dass Ergebnisse mit guter Erkennungsrate, wie beispielsweise über Meeren oder nachts, überhaupt erst mit etwas schlechteren Ergebnissen, die z. B. über Landflächen gewonnen werden, verglichen werden können. Das Erkennungsverfahren und das nachgeschaltete statistische Korrektur-

verfahren lassen sich allerdings nicht auf Gebiete mit höheren Gebirgen anwenden. Dort wo der Kondensstreifen-Bedeckungsgrad bestimmt werden kann, stellt er eine absolute Untergrenze des Bedeckungsgrades $N_{ct,min}$ durch lineare Kondensstreifen dar.

Da die Stichprobenhäufigkeit selbst mit den 702 für mittags ausgewerteten Satellitenszenen nicht zur Ableitung signifikanter Ergebnisse ausreicht, wird eine räumliche Filterung angewandt, die entweder auf den Gesichtskreis eines fiktiven Beobachters am Oberrand der Atmosphäre oder am Boden abgestimmt ist. Das räumliche Muster des auf diese Weise bestimmten Kondensstreifen-Bedeckungsgrades über Westeuropa passt gut zur Verteilung von Flugbewegungen, die auf den Höhenbereich beschränkt werden, in dem typischerweise Kondensstreifen auftreten.

Durch Vergleiche mit bisherigen Analysen des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades wird bestätigt, dass mit der hier verwendeten Methode die Untergrenze des Bedeckungsgrades durch lineare Kondensstreifen abgeschätzt wird. Aus den Vergleichen wird eine Erkennungsrate von 40% bestimmt, mit der $N_{ct,min}$ besser an die tatsächlichen Werte des Bedeckungsgrades N_{ct} angepasst wird. Mangels Qualitätsangaben anderer Analysen und mangels zeitlicher Überdeckung der Untersuchungen, beinhaltet diese Anpassung noch eine Unsicherheit von einem Faktor 2. Die mittlere Bedeckung durch Kondensstreifen am Tag im betrachteten Gebiet, das durch die Längengrade 8 W und 23 E, sowie die Breitengrade 41 N bis 56 N begrenzt wird, beträgt demnach $N_{ct} = 0.75\%$. Die Ergebnisse von Bakan et al. (1994) liegen allerdings noch um ca. 20% beziehungsweise sogar um 60% darüber, wenn die zwischenzeitliche Steigerung des Treibstoffverbrauchs mit eingerechnet wird. Weil sich plausible Ursachen für eine Überschätzung bei Bakan et al. (1994) angeben lassen, kann dies als Hinweis darauf verstanden werden, dass der von diesen Autoren aus AVHRR visuell bestimmte Bedeckungsgrad linearer Kondensstreifen eventuell zu hoch ist.

Der zeitliche Verlauf von N_{ct} ist durch einen starken Tagesgang mit einer Dynamik von Faktor 3 geprägt. Dass Bakan et al. (1994) hier nur einen Faktor von 3 finden, liegt vermutlich daran, dass bei visuellen Auswertungen die Erkennungseffektivität nicht bestimmt werden kann. In Nachtszenen erkennen auch menschliche Beobachter Kondensstreifen meist leichter als am Tage.

Schließlich wird der gefundene Bedeckungsgrad durch den dadurch hervorgerufenen Strahlungsantrieb bezogen auf den Oberrand der Atmosphäre bewertet. Dieser wird durch Bestimmung der kurz- und langwelligen Flussänderungen für unterschiedliche Zeiten und Orte repräsentierende Fälle mit dem 1-D-Strahlungstransfermodell MOM berechnet. Dabei wird eine jahreszeitlich konstante effektive optische Dicke von 0.11 zugrunde gelegt, wie sie für die hier detektierten Kondensstreifen im Jahresmittel aus dem Kontrast der Strahldichten in Kanal 4 zwischen Kondensstreifen-Pixeln und unbeeinflussten Umge-

5.1 Ergebnisse dieser Arbeit

bungspixeln bestimmt wird. Durch lineare Gewichtung der für vollständige Bedeckung mit Kondensstreifen abgeleiteten Flussänderungen mit dem regionalen Bedeckungsgrad wird der für unterschiedliche Zeiten zu erwartende Strahlungsantrieb bestimmt. Daraus ergibt sich bei Berücksichtigung systematischer Fehler im Jahresmittel ein positiver Netto-Strahlungsantrieb zwischen 0.03 W/m^2 und 0.08 W/m^2 mit lokalen Maxima über 0.3 W/m^2

Damit liegt das in der vorliegenden Studie erzielte Ergebnis um einen Faktor 5 bis 13 unter den von Minnis et al. (1999) angegebenen Werten des Strahlungsantriebs für dieses Gebiet. Minnis et al. (1999) räumen ein, dass ihre Ergebnisse noch mit einem Unsicherheitsfaktor von etwa vier behaftet sind. Die festgestellten Differenzen gehen darüber hinaus, lassen sich aber dadurch erklären, dass die Studie von Minnis et al. (1999) eine 3-mal so hohe optische Dicke annimmt und auf den etwa doppelt so hohen Bedeckungsgraden von Sausen et al. (1998) beruht. Die unterschiedlichen Resultate beider Untersuchungen sind also erklärbar. Da die wesentlichen Parameter zur Bestimmung des Strahlungsantriebs von Kondensstreifen in der vorliegenden Arbeit genauer als die der globalen Studie von Minnis et al. (1999) sein dürften und die Abweichungen die Fehlerbandbreiten noch deutlich übersteigen, wird angenommen, dass die Untersuchung von Minnis et al. (1999), wenigstens für das hier untersuchte Gebiet, Ergebnisse ergibt, die mindestens um einen Faktor 2 zu hoch sein dürften. Hauptgrund hierfür ist die bisherige Überschätzung der effektiven optischen Dicke von Kondensstreifen. Die optische Dicke im sichtbaren Spektralbereich der in der vorliegenden Arbeit durch den Algorithmus erkannten Kondensstreifen liegt im Mittel im Bereich zwischen 0.1 und 0.2. Minnis et al. (1999) nehmen hierfür 0.3 an, was sich an bisherigen Messungen der optischen Dicke von Kondensstreifen in Fallstudien orientiert. Die Diskrepanz zwischen der aus Strahldichte-Kontrasten abgeleiteten optischen Dicke und den Ergebnissen zahlreicher In-situ-Messungen, kann durch eine nicht repräsentative Beprobung erklärt werden. Dass auch hochaufgelöste Fernerkundungsmessungen z. B. mit Lidar in der Regel höhere optische Dicken bestimmen, kann ebenfalls an der bevorzugten Messung deutlich erkennbarer Kondensstreifen liegen.

Wahrscheinlich spielen auch Mischpixel-Effekte eine große Rolle. In AVHRR-Daten, die eine räumliche Auflösung von ca. 1 km haben, füllen Kondensstreifen oft nur Teilbereiche der Pixel. Die in der vorliegenden Arbeit bestimmte optische Dicke bezieht sich auf ganze Pixel und weist deshalb entsprechend geringere Werte auf. Aus dem gleichen Grund wird die Flächenbedeckung im Fall von Mischpixeln überschätzt. Die hier abgeleiteten optischen Dicken werden deshalb als effektive optische Dicken bezeichnet, die in Zusammenhang mit dem aus den gleichen Daten bestimmten Bedeckungsgrad zu sehen sind. Weil der Strahlungsantrieb durch Kondensstreifen annähernd linear mit der optischen Dicke zunimmt und proportional zum Bedeckungsgrad ist, kompensieren sich bei Betrachtung der Strahlungswirkung Fehler, die auf Mischpixel-Effekten beruhen.

Im Gegensatz zur globalen Simulation des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades geben die hier gezeigten regionalen Ergebnisse ein weitaus differenzierteres, auf Beobachtungen basierendes Bild der Verteilung von Kondensstreifen und damit auch des dadurch verursachten Strahlungsantriebs. Das von Sausen et al. (1998) bestimmte Maximum der Kondensstreifen-Verteilung über Nordost-Frankreich von 3.8% löst sich in mehrere lokale Maxima auf, die typischerweise an Knoten vielbeflogener Luftverkehrsstraßen liegen. Diese sind meist durch lineare Passagen mit erhöhter Kondensstreifen-Frequenz verbunden. Dagegen wurden die Simulationen von Sausen et al. (1998) mit einer Auflösung von ca. 2.8°x 2.8° gerechnet, was dazu führt, dass die durch den Flugverkehr gebildeten Muster nur grob abgebildet werden. Die hier gezeigten Verteilungen legen aufgrund der kleinräumigen Variationen im Bedeckungsgrad nahe, dass für Untersuchungen, die den Effekt am Oberrand der Atmosphäre bestimmen wollen, eine Skala von etwa 100 km gewählt werden sollte. Befasst man sich mit den Auswirkungen linearer Kondensstreifen auf die Erdoberfläche, so ist eine horizontale Auflösung von etwa 20 km anzuraten.

Der hier bestimmte mittlere jährliche Strahlungsantrieb durch Kondensstreifen zwischen 0.03 W/m² und 0.08 W/m² sollte in Relation zum Strahlungsantrieb durch anthropogen freigesetztes CO₂ gesehen werden. Seit Beginn der Industrialisierung hat sich die CO2 -Konzentration von einem natürlichen Niveau von etwa 280 ppm bis 1995 auf 360 ppm gesteigert (IPCC, 1995). Dieser knapp 30%-ige Anstieg führt nach Hansen et al. (1997) zu einer globalen Erhöhung des Strahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre um etwa 1.7 W/m². Der Strahlungsantrieb linearer Kondensstreifen im hier untersuchten Bereich entspricht also immerhin ca. 2% bis 5% des bisherigen CO₂ -Anstiegs. Überträgt man die Erwärmungsraten nach Hansen et al. (1997), so erhöht sich demnach die Oberflächentemperatur um 0.05 K bis 0.12 K. Das stimmt mit den Werten überein, die Strauss et al. (1997) mit Hilfe eines 1-D-Klimamodells, das auf die Verhältnisse Süddeutschlands angepasst ist, erhalten. Für einen mittleren Kondensstreifen-Bedeckungsgrad von 1% wird dort eine Erwärmung der bodennahen Lufttemperatur um knapp 0.1 K festgestellt. Allerdings wird dabei von einem konstanten Bedeckungsgrad ausgegangen, während hier dieser Mittelwert aus einem Tagwert von ca. 0.75% und einem Nachtwert von 0.25% Bedeckung resultiert. Lokal werden in der vorliegenden Arbeit mittlere Bedeckungsgrade über 2% beobachtet. Zudem sollte beachtet werden, dass zu einzelnen Zeitpunkten die Bedeckung durch Kondensstreifen lokal 10% übersteigt. Dies führt je nach Sonnenstand und Albedo zu starker Erwärmung oder auch vor allem bodennah zu deutlicher Abkühlung.

Beim gefundenen noch relativ geringen Bedeckungsgrad nimmt die von Kondensstrei-

fen eingenommene Fläche proportional zur Steigerung der Flugbewegungen im Kondensstreifen-Niveau zu. Es werden weiterhin hohe Steigerungsraten des Luftverkehrs prognostiziert, so dass der Kondensstreifen-Bedeckungsgrad noch stark zunehmen wird. Bei sehr hohen Verkehrsdichten ist jedoch mit Sättigungseffekten zu rechnen. Die Obergrenze des Bedeckungsgrades wird dann durch die Häufigkeit von Kondensstreifen-Clustern bestimmt, die die Bildung persistenter Kondensstreifen erlauben. Aus der Kondensstreifen-Erkennung der vorliegenden Arbeit wird geschlossen, dass über Westeuropa beim derzeitigen Klima im Jahresmittel maximal 10% bis 14% der Fläche durch Kondensstreifen bedeckt sein können.

Gänzlich unbeachtet blieben hier Kondensstreifen, die aufgrund ihrer Form nicht mehr klar als solche erkennbar sind. 'Kondensstreifen-Cirren' haben ihren Ursprung in Kondensstreifen mit besonders langer Persistenz. Mit dem hier vorgestellten Erkennungsverfahren können diese nicht als flugverkehrs-verursachte Eiswolken erkannt werden. Noch weniger ist dies möglich, wenn sich etwa Cirren 'spontan', aber wegen einer flugverkehrsbedingt erhöhten Anzahl von Kondensationskeimen, in noch wolkenloser Atmosphäre bilden. Es deutet manches darauf hin, dass sich gerade in den nördlichen mittleren Breiten, in denen heute 90% des weltweiten Flugverkehrs stattfindet, die Häufigkeit von Cirren in den letzten Jahrzehnten deutlich erhöht hat (Boucher, 1999). Das mag dazu beigetragen haben, dass in nördlichen mittleren Breiten nahezu doppelt so viel dünne Eiswolken beobachtet werden, wie in den südlichen. Welchen Beitrag der Flugverkehr liefert, ist noch weitgehend unbeantwortet. Mit dem hier vorgestellten Verfahren zur Erkennung linearer Kondensstreifen lassen sich jedenfalls mögliche Quellen späterer Cirren gut untersuchen.

Die hier vorgestellten Resultate für lineare Kondensstreifen-Bewölkung übertreffen bisherige Untersuchungen vor allem in ihrer hohen räumlichen Auflösung, aber auch in ihrer absoluten Genauigkeit. Die Unsicherheiten der absoluten Werte sind allerdings nach wie vor groß, lassen sich aber an mehreren Stellen noch deutlich einschränken.

5.2 Weiterer Forschungsbedarf

Wie wir gesehen haben, ist neben der optischen Dicke die größte Unsicherheitsquelle bei Bestimmung des Strahlungsantriebs durch Kondensstreifen die große Unsicherheit von etwa Faktor 2 bei der Ableitung des Bedeckungsgrades. Hier besteht Handlungsbedarf durch Validierung des Algorithmus mittels zeitgleicher hochaufgelöster flächenhafter Messungen. Ideal wären Messungen mit einem satellitengetragenen Gerät, das in der räumlichen Auflösung AVHRR deutlich übertrifft. Idealerweise sollte die Auflösung so gut sein, dass schon sehr junge Kondensstreifen, die etwa eine Breite von 200 m aufweisen, beobachtet werden können. So ließen sich Fehler abschätzen, die durch Subpixel-Effekte entstehen. Vielversprechend sind hierfür die Geräte MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) und ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) auf dem im Dezember 1999 gestarteten Satelliten Terra/EOS (Earth Observation Satellite). Es ist zu erwarten, dass sich zeitsynchrone Aufnahmen mit NOAA-15 ergeben. Damit lassen sich zwar nicht die hier ausgewerteten NOAA-14 Daten verifizieren, doch lassen sich mit NOAA-15-Daten die bisher nicht untersuchten Bedeckungsgrade am Morgen oder Abend bestimmen. Diese bilden eine wichtige Stützstelle im Tagesgang, von dem hier wegen der ausschließlichen Abtastung mittags und nach Mitternacht angenommen wurde, dass er systematisch um bis zu 20% unterschätzt wird. Die Zeiten am Morgen und in den frühen Abendstunden sind bedeutsam, da zu diesen Zeiten besonders starke Effekte im solaren Spektralbereich auftreten. Deshalb wäre es wünschenswert, zusätzlich die entsprechenden NOAA-Überflüge auszuwerten.

Einen anderen Zugang hierzu würden Tagesgang-Analysen von Flugverkehrsdaten (ATC) liefern. Mit zeitlich und räumlich hochaufgelösten ATC-Daten ließe sich der vermutete zweigipflige Tagesgang des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades mit Maxima am Morgen und Abend besser abschätzen.

Andere Möglichkeiten, die Erkennungsrate des Algorithmus genauer einzugrenzen, bieten Beobachtungen mit Himmelskameras. Da vom Boden aus jeweils nur ein kleiner Bereich eingesehen werden kann, ist die Wahrscheinlichkeit für zeitsynchrone Messungen gering. Deshalb erscheint für Validierungszwecke ein operationeller Betrieb wenigstens einer solchen Kamera nötig. Wegen der gezeigten Abhängigkeit der Erkennungsrate von der Heterogenität des Hintergrundes wären Validierungsmöglichkeiten an mehreren möglichst unterschiedlichen Orten sehr wünschenswert.

Den zweiten großen Unsicherheitsfaktor bildet die optische Dicke von Kondensstreifen. Hier ist zum einen der Absolutwert noch diskussionswürdig und zum anderen unklar, ob die optische Dicke einen nennenswerten Jahresgang zeigt. Durch Anwendung der hier entwickelten Methode, die optische Dicke aus den beobachteten Strahldichten in AVHRR-Kanal 4 abzuschätzen, ließe sich hierüber Aufschluss gewinnen. Interessant wäre es, dabei gleichzeitig Fragen zu Größenverteilungen und Teilchenformen von Kondensstreifen nachzugehen. Dies ließe sich z.B. mit MODIS/ASTER oder dem ATSR-Instrument (Along Track Scanning Radiometer) untersuchen, die sich durch Kanäle bei 1.6 µm beziehungsweise zusätzlich 1.38 µm (MODIS) auszeichnen.

Schon in der Vergangenheit gab es hohe Steigerungsraten des Luftverkehrs. Es wäre interessant zu sehen, ob sich ein entsprechender Trend in längeren Zeitreihen abzeichnet. Es wurde gezeigt, dass der Kondensstreifen-Bedeckungsgrad zeitlich sehr variabel ist. Deshalb erscheint zur Bestimmung von Trends eine mindestens 10 Jahre umfassende Zeitreihe nötig. Bei der Auswahl zu prozessierender Daten sollte dabei ein Augenmerk darauf gelegt werden, dass in gleichem Maße Nacht- wie Tagszenen bearbeitet werden, weil der Bedeckungsgrad nachts für den Strahlungsantrieb besonders ausschlaggebend ist.

Offen ist bislang auch, ob die Simulation des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades mit einem Klimamodell (Sausen et al., 1998) weltweit zu belastbaren Ergebnissen führt. Bislang existieren nur Angaben des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades für Europa und den Nordatlantik, die global extrapoliert werden und damit die einzigen verfügbaren Abschätzungen des mittleren globalen Kondensstreifen-Bedeckungsgrades liefern. Zur Überprüfung werden gerade AVHRR-Daten der Gebiete 'Japan' und 'Thailand' bearbeitet. Insbesondere das letztere Gebiet ist von Interesse, da hier getestet werden kann, ob es markante Unterschiede zwischen dem Auftreten von Kondensstreifen in gemäßigtem und tropischem Klima gibt.

Deutliche Verbesserungen scheinen noch bei der Ableitung des Strahlungsantriebs durch Kondensstreifen erzielbar. Durch zusätzliche Strahlungstransferrechnungen, die besser an die Beobachtungsituation angepasst sind, sollten sich die Ergebnisse in ihrer Aussage weiter präzisieren lassen. Stehen zusätzlich Bedeckungsgrade für Vormittag und Abend zur Verfügung, so dürfte eine deutliche Verbesserungsmöglichkeit darin liegen, mehr zeitliche Stützstellen einzuführen.

A Abkürzungen

Abkürzung	Erklärung	
ANCAT	Abatement of Nuisances Caused by Air Transport	
APOLLO	AVHRR Processing scheme Over Land, cLouds and Ocean	
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radio-	
	meter	
ATC	Air Traffic Control	
ATSR	Along Track Scanning Radiometer	
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer	
DFD	Deutsches Fernerkundungs-Datenzentrum	
ECMWF	European Center for Midrange Weather Forecast	
FAA	Federal Aviation Administration	
FL	Flugfläche (Flight Level). Werte sind mit 100 ft zu multiplizieren	
FOV	Field Of View, Sichtwinkel eines Instrumentes	
GAC	Global Area Coverage: bei AVHRR-Daten sind dies an Bord	
	des Satelliten aus hochaufgelösten Daten abgeleitete Daten mit	
	in Flug- und Scanrichtung jeweils um den Faktor 4 reduzierten	
	Auflösung (vgl. LAC)	
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite von NOAA	
HRPT	High Resolution Picture Transmission	
ICAO	International Civil Aviation Organization. Diese Einrichtung der	
	United Nations ist weltweit für die Richtlinien zur Abwicklung	
	des zivilen Luftverkehrs zuständig.	
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change.	
IFOV	Instantaneous Field Of View, Sichtwinkel eines einzelnen Pixels	
LAC	Local Area Coverage: bei AVHRR-Daten sind dies Daten mit der	
	gleichen Auflösung wie die im Gesichtskreis des Überflugortes	
	empfangbaren HRPT-Daten (vgl. GAC)	
MAS	MODIS Airborne Simulator	
MLSA	Mid Latitude Summer Atmosphere	
MLWA	Mid Latitude Winter Atmosphere	
MODIS	MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer	
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration; beziehungs-	
	weise synonym verwendet für die polar umlaufenden von NOAA	
	betriebenen Satellitenplattformen (NOAA-6 bis -15)	

B Symbole

Indizes

Symbol	Erklärung
a	bezogen auf Absorption
ci	auf Cirren bezogen (cirrus)
cl	auf Wolken bezogen (cloud)
ct	auf Kondensstreifen bezogen (contrail)
e	bezogen auf Extiktion
eff	effektiv
GND	auf Erdoberfläche bezogen (GrouND)
h	horizontal
ic	Eiskristalle (ice crystalls)
max	Maximum
min	Minimum
season	bezogen auf eine bestimmte Jahreszeit
sol	bezogen auf den solaren Spektralbereich < 4 μm
ter	bezogen auf den terrestrischen Spektralbereich > 4 μm
th	Schwellwert (threshold)
TOA	Oberrand der Atmosphäre (Top Of Atmosphere)
vis	bezogen auf den sichtbaren (visible) Spektralbereich 0.3 bis 0.7
	μm
λ	bezogen auf spektrale Wellenlänge
0	bezogen auf Bedingungen zum Zeitpunkt 0, bzw. Meereshöhe

Lateinische Buchstaben

Symbol	Erklärung
A	breitbandige Albedo im solaren Spektralbereich
d	horizontale Distanz vom Nadir
D_{eff}	effektive Partikelgröße
$D\!E\!F$	Erkennungsrate (Detection EFficiency
F	Strahlungsflußdichte, hier stets auf TOA bezogen
FAR	Falscherkennungsrate (False Alarm Rate)
IWP	Eiswasserweg (Ice Water Path)
L4	Strahldichte im AVHRR-Kanal 4: 10.3 bis 11.3 µm
LWP	Flüssigwasserweg (Liquid Water Path)
M	Menge
N	Bedeckungsgrad
NI	normalisiertes Bild (normalized image)
Q_a	Absorptionsfaktor
Q_e	Extinktionsfaktor
rFAR	relative Falscherkennungsrate (relative False Alarm Rate)
S	solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre
SDT5	lokale Standardabweichung für die 5x5-Umgebungvon $T5$
T	absolute Temperatur
TD	Differenz der Strahlungstemperaturen $T4$ und $T5$
T4	Strahlungstemperatur im AVHRR-Kanal 4: 10.3 bis 11.3 μm
T5	Strahlungstemperatur im AVHRR-Kanal 5: 11.5 bis 12.5 μm
T5i	T5 invertiert
t	Zeit
z	Höhe über dem mittleren Meerespiegel

Griechische Buchstaben

Symbol	Erklärung	
eta	Rückstreukoeffizient	
Δ	Differenz	
δ	optische Dicke, hier stets die vertikale	
λ	Wellenlänge	
ε	Emissionsgrad	
ε4	Emissionsgrad bezogen auf AVHRR-Kanal 4	
ϕ	geographische Breite	
ρ	Dichte oder Reflexionsgrad	
au	Transmissionsgrad	
θ	Zenitwinkel	
$ heta_0$	Sonnenzenitwinkel	

Sonderzeichen

Symbol	Erklärung	
∞	unendlich	
\forall	für alle	
1	Größe bezogen auf den Bildraum, z.B. bezeichnet N_{ct}^{\prime} den	
	Kondensstreifen-Bedeckungsgrad, der unmittelbar aus AVHRR-	
	Bildern abgeleitet wird.	
$\overline{W}, \overline{M}$	räumlich gemittelte Werte W, beziehungsweise nicht in der Men-	
	ge M enthalten	
M	Betrag oder Anzahl der Elemente der Menge M	
\cap	geschnitten	
U	Vereinigungszeichen für Mengen	

C Literatur

Literatur

- R. Alheit und T. Hauf. Schadstofftransport durch sedimentierende Eiskristalle. DLR-Forschungsbericht 97-13, Deutsches Zentrum f
 ür Luft- und Raumfahrt, e.V., DLR, D-51147 K
 öln, Germany, 1997.
- **H. Appleman**. *The formation of exhaust condensation trails by jet aircraft*. Bull. Am. Met. Soc., 34:14–20, **1953**.
- S. Bakan, M. Betancor, V. Gayler, und H. Grassl. Contrail frequency over Europe from NOAA-satellite images. Ann. Geophys., 12:962–968, **1994**.
- **M. Betancor-Gothe und H. Grassl**. *Satellite remote sensing of the optical depth and mean crystal size of thin cirrus and contrails*. Theor. Appl. Clim., 48:101–113, **1993**.
- O. Boucher. Air traffic may increase cirrus cloudiness. Nature, 397:30–31, 1999.
- D. P. Duda, J. D. Spinhirne, und W. Hart. Split-window retrival of particle size and optical depth in contrails located above horizontally inhomogeneous ice clouds. Geophys. Res. Lett., 23(25):3711–3714, 1996.
- D. P. Duda, J. D. Spinhirne, und W. Hart. Retrieval of contrail microphysical properties during sucess by the split-window method. Geophys. Res. Lett., Seiten 1149–1152, 1998.
- T. Dürbeck. Grobstruktursimulation von Mischungsprozessen in der freien Atmosphäre. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München. DLR-Forschungsbericht, 97-02, D-51147 Köln, Germany, ISSN 0939-2963, 1997.
- M. Engelstad, S. K. Sengupta, T. Lee, und R. M. Welch. Automated detection of jet contrails using the AVHRR split window. Int. J. Remote Sensing, 13(8):1391–1412, 1992.
- **J. Fischer und H. Grassl**. *Radiative transfer in an atmosphere-ocean system: An azimuthally dependent matrix-operator approach.* Appl. Optics, 23:1032–1039, **1984**.
- T. Forkert, B. Strauss, und P. Wendling. A new algorithm for the automated detection of jet contrails from NOAA AVHRR satellite images. In Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting, Belgirate, Italy, June 29 - July 2, EUMETSAT, Am Kavalleriesand 31, D-64295 Darmstadt, Germany, Seiten 513 – 519, 1993.

- **J.P.F. Fortuin, R. van Dorland, W. M. F. Wauben, und H. Kelder**. *Greenhouse effects of aircraft emissions as calculated by a radiative transfer model*. Ann. Geophys., 13: 413–318, **1995**.
- V. Freudenthaler, F. Homburg, und H. Jäger. Contrail observations by ground-based scanning lidar: cross-sectional growth. Geophys. Res. Lett., 22:3501–3504, 1995.
- **Q. Fu und K. N. Liou**. *Parametrization of the radiative properties of cirrus clouds*. J. Atmos. Sci., 50:2008–2025, **1993**.
- **B.-C. Gao und W. J. Wiscombe**. Surface-induced brightness temperature variations and their effects on detecting thin cirrus clouds using IR emission channels in the 8-12 μm region. J. Appl. Meteor., 33:568–570, **1994**.
- R. M. Gardner, K. Adams, T. Cook, F. Deidewig, S. Ernedal, R. Falk, E. Fleuti,
 E. Herms, C. E. Johnson, M. Lecht, D. S. Lee, M. Leech, D. Lister, B. Massé,
 M. Metcalfe, P. Newton, A. Schmitt, C. Vandenbergh, und R. Van Drimmelen. The ANCAT/EC global inventory of NOx emissions from aircraft. Atm. Env., 31(12):1751– 1766, 1997.
- J.-F. Gayet, G. Febvre, G. Brogniez, H. Chepfer, W. Renger, und P. Wendling. Microphysical and optical properties of cirrus and contrails: cloud field study on 13 october 1989. J. Atmos. Sci., 53:126–138, 1996.
- R. Goodman, J., F. Pueschel, E. J. Jensen, S. Verma, G. V. Ferry, S. D. Howard, S. A. Kinne, und D. Baumgarner. Shape and size of contrails ice particles. Geophys. Res. Lett., 25:1327–1330, 1998.
- J. Hansen, R. Sato, und R. Ruedy. Radiative forcing and climate response. J. Geophys. Res., 102:6831–6864, 1997.
- IPCC. Climate Change 1995: The Science of Climate Change Contribution of Working Group I to the Second Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, IPCC, Geneva, Switzerland, 1995.
- **IPCC.** Report on 'Aviation and the Global Atmosphere'. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, Geneva, Switzerland, **1999**.
- ITT. Advanced very high resolution radiometer calibration data (prepared for nasa contract nas5-29114). Technical report, ITT Aerospace/Optical Division, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD 20771, 1985.

- **H. Jäger, V. Freudenthaler, und F. Homburg**. *Remote sensing of optical depth of aerosols and clouds related to air traffic.* Atm. Env., 32:3123–3127, **1998**.
- M. Kästner, K.T. Kriebel, R. Meerkoetter, W. Renger, G.H. Ruppersberg, und P. Wendling. Comparison of cirrus height and optical depth derived from satellite and aircraft measurements. Mon. Wea. Rev., 121:2708–2717, 1993.
- M. Kästner, R. Meyer, und P. Wendling. Influence of weather conditions on the distribution of persistent contrails. Meteorol. Appl., 6:261–271, 1999.
- **R. G. Knollenberg**. *Measurements of the growth of the ice budget in a persisting contrail.* J. Atmos. Sci., 29:1367–1374, **1972**.
- **K. Y. Kondratyev**. *Radiation in the atmosphere*, Band 12 International Geophysics Series. Academic Press, 1. Ausgabe, **1969**.
- P. Konopka. Analytical gaussian solutions for anisotropic diffusion on linear shear flow.
 J. Non-Equilib. Thermodyn., 20:78–91, 1995.
- K.-T. Kriebel, G. Gesell, M. Kästner, und H. Mannstein. The cloud analysis tool APOLLO: Improvements and validations. Report 126, Deutsches Zentrum für Luftund Raumfahrt, e.V., DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, D-82234 Wessling, Germany, 1999. ISSN 0943-4771, submitted to Int. J. Remote Sensing.
- **R. P. Lawson, A. J. Heymsfield, S. M. Aulenbach, und T. L. Jensen**. Shapes, sizes and light scattering properties of ice crystalls in cirrus and a persistant contrail during success. Geophys. Res. Lett., 25(9):1331–1334, **1998**.
- K. N. Liou. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective. Mon. Wea. Rev., 114:1167–1198, 1986.
- H. Mannstein. Contrail observations from space using NOAA-AVHRR data. In "Comité Avion Ozone", Impact of aircraft emissions upon the atmosphere, International Colloquium Paris, 15 - 18 October, Band II, Seiten 427–431, 1996.
- H. Mannstein und G. Gesell. Deconvolution of AVHRR-data. In Proceedings of the 5th AVHRR Data User's Meeting, Tromsoe, Norway, 25 28 June. EUMETSAT, Seiten 53 58, 1991.
- H. Mannstein, R. Meyer, und P. Wendling. Operational detection of contrails from NOAA-AVHRR-data. Int. J. Remote Sensing, 20(8):1641–1660, 1999.

- **R. A. M. McClatchey, R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz, und J. S. Garing**. *Optical properties of the atmosphere*. Technical Report AFCRL-72-0497, Air Force Cambridge Research Laboratory, **1972**.
- R. Meerkötter, U. Schumann, D.R. Doelling, P. Minnis, T. Nakajima, und Y. Tsushima. Radiative forcing by contrails. Ann. Geophys., 17:1080–1094, 1999.
- **D. Meinert**. *Training a neural network to detect jet contrails in satellite images*. In U. Schumann und D. Wurzel (Hrsg.), Impact of Emissions from Aircraft and Spacecraft upon the Atmosphere, Proceedings of an International Scientific Colloquium, Köln (Cologne), Germany, April 18-20, D-51147 Köln, Germany, Seiten 401–406, **1994**.
- P. Minnis, J. K. Kirk Ayers, und S. P. Weaver. Surface-based observations of contrail occurrence frequency over the U.S., April 1993 - April 1994. Ref. Pub. 1404, NASA, 1997.
- P. Minnis, Schumann U., D.R. Doelling, K. M. Gierens, und D. W. Fahey. *Global distribution of contrail radiative forcing.* Geophys. Res. Lett., 26(13):1853–1856, **1999**.
- P. Minnis, D. F. Young, D. P. Garber, L. N. Nguyen, Jr. Smith, W. L., und R. Palikonda. Transformation of contrails into cirrus during SUCCESS. Geophys. Res. Lett., 25(8): 1157–1160, 1998.
- R. Palikonda, P. Minnis, L. Nguyen, D. P. Garber, W. L. Smith Jr., und D. F. Young. Remote sensing of contrails and aircraft altered cirrus clouds. In Impact of aircraft emissions upon the atmosphere, Paris, 15th - 18 th October. ONERA, Chantillon, Paris, 1996.
- **G. W. Paltridge und C. M. R. Platt**. *Radiative processes in meteorology and climatology*. Developments in Atmospheric science, 5. Elsevier Press, 1 Ausgabe, **1976**.
- G.N. Plass, G.W. Kattawar, und F.E. Catchings. *Matrix operator theory of radiative transfer, 1: Rayleigh scattering.* Appl. Optics, 12:314–329, **1973**.
- C. M. R. Platt und G. L. Stephens. The interpretation of remotely sensed high cloud emittances. J. Atmos. Sci., 37:2314–2322, 1980.
- W. K. Pratt. *Digital image processing*. John Wiley & Sons, Inc., New York, Chichester, Bribane, Toronto, Singapore, 2 Ausgabe, **1991**.
- **B. Rockel, E. Raschke, und B. Weyres**. *A parametrization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds*. Beitr. Phys. Atmos., 64(1):1–12, **1991**.

- **T. Rother, K. Schmidt, und J. Wauer**. *Plane wave scattering on hexagonal cylinders*. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 57:669–681, **1997**.
- **M. Rotter**. Auswirkungen von Flugzeugkondensstreifen auf die Sonnenbeobachtung und die Bewölkungsverhältnisse in Kärnten. Dissertation, Universität Graz. **1987**.
- L. Sachs. Angewandte Statistik. Springer, 7 Ausgabe, 1992.
- R. Sausen, K. Gierens, M. Ponater, und U. Schumann. A diagnostic study of the global coverage by contrails, Part I: Present day climate. Theor. Appl. Clim., 61:127–141, 1998.
- **E. Schmidt**. *Die Entstehung von Eisnebeln aus den Auspuffgasen von Flugmotoren*. Schriften der Deutschen Akademie der Luftfahrtforschung, 44:1–15, **1941**.
- A. Schmitt und Brunner B. Emissions from aviation and their development over time. DLR-Forschungsbericht 97-04, Deutsches Zentrum f
 ür Luft- und Raumfahrt, e.V., DLR, D-51147 K
 öln, Germany, 1997.
- F.P. Schröder, B. Kärcher, J. Duroure C., Ström, A. Petzold, J.-F. Gayet, B. Strauss, und P. Wendling. On the transition of contrails into cirrus clouds. J. Atmos. Sci., 57: 464–480, 2000.
- **J. Schulz**. On the effect of cloud inhomogeneity on area averaged radiative properties of contrails. Geophys. Res. Lett., 25(9):1427–1430, **1998**.
- **U. Schumann**. On conditions for contrail formation from aircraft exhausts. Meteor. Z., 5 (3):4–23, **1996**.
- U. Schumann und M. E. Reinhardt. Studies on the effect of high-flying air traffic on the atmosphere. In 42nd Congress of the International Astronautical Federation, October 5-11, 1991, Montreal, Canada, Paper No. IAA-91-737, 1991.
- U. Schumann und P. Wendling. Determination of contrails from satellite data and observational results. In U. Schumann (Hrsg.), Lecture notes in engineering: Air traffic and the environment background, tendencies and potential, DLR international colloquium, Bonn, Germany, November 15/16, 1990, 140-153, Band 60, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1990.
- J. D. Spinhirne, W. Hart, und D. P. Duda. Evolution of the morphology and microphysics of contrail cirrus from airborne remote sensing. Geophys. Res. Lett., 25(8):1153–1156, 1998.

- **B. Strauss, R. Meerkoetter, B. Wissinger, P. Wendling, und M. Hess**. On the regional climatic impact of contrails microphysical and radiative properties of contrails and natural cirrus clouds. Ann. Geophys., 15:1457–1467, **1997**.
- **R. Sussmann und K. M. Gierens**. *Lidar and numerical studies on the different evolution of vortex pair and secondary wake in young contrails*. J. Geophys. Res., 104(D2):2131–2142, **1999**.
- **S. G. Warren**. *Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave*. Appl. Optics, 8(23):1206–1223, **1984**.
- M. Weiss, J., A. C. Sundar, und R. M. Welch. Automatic contrail detection and segmentation. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 36(5):1609–1619, **1998**.
- P. Wendling, R. Meerkötter, T. Rother, und S. Havemann. Remote sounding of cirrus mean effective particle size from AVHRR radiances. In Satellite Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II, Band 3220 EUROPT. SPIE, Seiten 48–54, 1998.

Danksagung

Herrn Prof Dr. Ulrich Schumann will ich ganz besonders für sein großes Interesse an dieser Arbeit danken. Dieses aktuelle Thema wurde von ihm und Dr. Peter Wendling angeregt, die es wohlwollend förderten. Sie waren stets offen für gewinnbringende Diskussionen und bilden mit ihren zahlreichen wissenschaftlichen Arbeiten eine wichtige Basis dieser Dissertation. Durch die von ihnen geführten Projekte, vor allem dem BMBF-Schwerpunkt 'Schadstoffe in der Luftfahrt', das Bayerische Klima-Forschungsprogramm, sowie das EU-Projekt 'CLOUDMAP' sorgten sie für bestmögliche Voraussetzungen und hervorragende fachliche Kontakte zur Durchführung dieser Arbeit.

Prof. Dr. Heinrich Quenzel sei sehr dafür gedankt, dass er auch im Ruhestand noch bereit ist, diese Arbeit zu begutachten.

Ganz herzlicher Dank gilt Dr. Hermann Mannstein, der mir stets ein kompetenter und geduldiger Berater in wissenschaftlichen Fragen war. Sein Kondensstreifen-Erkennungsalgorithmus bildet einen Grundstein für diese Arbeit.

Vielen Dank will ich auch den anderen Kolleginnen und Kollegen der Abteilung 'Meteorologische Fernerkundung' aussprechen: Rüdiger Büll, Dr. Markus Degünther, Martina Kästner, Dr. Theo Kriebel, Dr. Bernhard Mayer und Dr. Ralf Meerkötter. Christoph Leiter und Sabine Rentsch haben mich beim Prozessieren der großen Datenmenge tatkräftig unterstützt.

Ein großes Lob haben sich Hermann Mannstein und Winfried Beer als Betreuer des institutionellen Unix-Clusters verdient, ebenso Ingmar Hartl für die Administration der heimlichen Linux-Rechner. Alle drei zeichnen sich durch vortreffliche Geduld bei der Beantwortung meiner unablässigen Fragen aus und haben ausdauernd für sehr verlässliche Systeme gesorgt. Mein Dank geht auch an Martin Leutbecher für die Jahr-2000-sichere, hochfunktionelle LaTeX-Vorlage.

Einige Ungenannte haben sich um diese Arbeit verdient gemacht, indem sie mir Freiräume und das nötige Durchhaltevermögen gaben - herzlichen Dank dafür.

Die Deutsche Bahn AG hat sich durch das Herstellen einer weitgehend kondensstreifenfreien Verbindung zwischen Oberpfaffenhofen und meinem Wohnort Verdienste erworben. Insbesondere sei ihr dafür gedankt, dass ihre S-Bahnen in der Regel erst nach meinem Zustieg die Weiterfahrt antraten. Ein Dankeschön auch an den Erfinder des Matéstrauches und der Kaffeebohne. Die daraus gewonnenen Heißgetränke ermöglichten ein weitgehend ermüdungsfreies Arbeiten.

Lebenslauf

Richard Meyer, geboren am 5. April 1967 in Altötting.				
September 1973 - Juli 1977	Grundschule in Neuötting			
September 1977 - Juni 1986	König-Karlmann-Gymnasium zu Altötting			
Oktober 1986 - Mai 1988	Zivildienst in Füssen			
Oktober 1988 - Februar 1995	Studium der Geophysik an der			
	Ludwig-Maximilians-Universität München			
	Titel der Diplomarbeit: Einsatzmöglichkeiten einer flugzeug-			
	getragenen Thermalkamera im Hinblick auf die flächenhafte			
	Bestimmung aktueller Verdunstung			
März 1995 - Dezember 1995	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geographie und			
	Geographische Fernerkundung der Ludwig-Maximilians-			
	Universität München: Entwicklung eines multispektralen			
	digitalen flugzeuggetragenen Video-Fernerkundungs-Systems			
seit Februar 1996	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Physik der			
	Atmosphäre des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt,			
	Oberpfaffenhofen			