

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität

Nr. 245

Einfluß von Wolken auf den Strahlungshaushalt der Erde
berechnet mit dem ISCCP C1-Datensatz

von
Christian Poetzsch-Heffter

DOI 10.3289 / IFM_BER_245

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von

Institut für Meereskunde
Abteilung Maritime Meteorologie
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel

ISSN 0341-8561

**Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität Kiel
als Dissertation angenommen.**

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	i
Zusammenfassung	iii
Abstract	iv
1 Einleitung	1
1.1 Energiebilanz der Erde	1
1.2 Wolkenerkundung	5
2 Daten	8
3 Strahlungstransportmodell	10
3.1 IR Modell	10
4 Parameterisierung der Wolken	11
4.1 Umrechnungsfaktor	11
5 Validität des ISCCP C1-Datensatzes und des Strahlungstransportmodells	13
5.1 Interner Vergleich	15
5.2 Externer Vergleich	17
6 Strahlungseffekt der Wolken und Empfindlichkeitsparameter: Definition	20
7 Ergebnisse	22
7.1 Absorbierte Solarstrahlung, langwellige Ausstrahlung und Strahlungseinfluß der Wolken – globale Mittelwerte	22
7.1.1 Gesamteffekt der Wolken	22
7.1.2 Effekt der Wolkentypen	27
7.2 Strahlungseinfluß der Wolken – zonale Mittelwerte	34
7.2.1 Gesamteffekt der Wolken	34
7.2.2 Effekt der Wolkentypen	36

7.3	Strahlungseinfluß der Wolken – globale Verteilungen	42
7.3.1	Gesamteffekt der Wolken	42
7.3.2	Effekt der Wolkentypen	48
8	Diskussion und Schlußfolgerung	62
	Anhang A:	64
	Ein Verfahren zur Verkürzung der Modellrechenzeit – Multiple Regressionsanalyse	64
	Anhang B:	67
	Meridionalverteilung aller Wolken	67
	Meridionalverteilung der Wolkentypen	67
	Globale Verteilung aller Wolken	72
	Symbolverzeichnis	78
	Abkürzungsverzeichnis	80
	Abbildungsverzeichnis	81
	Tabellenverzeichnis	84
	Literaturverzeichnis	85
	Danksagungen	89

Zusammenfassung

Diese Arbeit untersucht den Einfluß von Wolken auf den Strahlungshaushalt der Erde am Atmosphärenoberrand unter Verwendung der Tageslichtdaten des ISCCP C1-Datensatzes in Verbindung mit einem Zwei-Strom-Approximationsmodell.

Zwei Tests wurden durchgeführt: Die simulierten schmalbandigen, gefilterten Strahl-dichten wurden mit den Beobachtungsdaten der ISCCP-Satelliten (interne Tests) und die breitbandigen Flüsse mit den ERBE-Daten (externe Tests) verglichen. Nachdem beide Tests erfolgreich abgeschlossen werden konnten, wurde die langwellige Ausstrahlung für jede der 35 ISCCP-Wolkenklassen bestimmt. Zur größeren Klarheit wurden die 35 ISCCP-Wolkenklassen zu 9 (3 Gipfelhöhen, 3 optische Dicken) zusammengefaßt.

Globale Monats- und Jahresmittelwerte des Albedo- und des Treibhauseffektes dieser 9 Wolkentypen sind für einen Monat jeder Jahreszeit gegeben (April, Juli, Oktober 1985, Januar 1986). Im globalen Jahresmittel dominiert der Strahlungsenergieverlust durch Wolken im kurzwelligen über den Strahlungsenergiegewinn im langwelligen um das 2-fache. Jahreszeitliche Unterschiede des Nettoeffektes sind in erster Linie auf Änderungen seiner kurzwelligen Komponente zurückzuführen (Effekt der Wolken auf die solare Einstrahlung: -43.9 bis -52.9 Wm^{-2} , Einfluß der Wolken auf die terrestrische Ausstrahlung: 22.5 bis 25.1 Wm^{-2}). Der mittlere Wolkenempfindlichkeitsparameter ändert sich in den untersuchten Monaten von -29.4 bis -47.7 Wm^{-2} . Die Ursache liegt hauptsächlich an der unterschiedlichen Oberflächenalbedo von Nord- und Südhalbkugel. Die Ergebnisse werden mit denen anderer Untersuchungen verglichen.

Der Effekt der 9 verschiedenen Wolkentypen wird im Detail analysiert. „Kühlende“, „wärmende“ und „strahlungsneutrale“ Wolken konnten unterschieden werden. Stratus-Wolken mit niedriger Gipfelhöhe und mittelhohe Nimbostratus-Wolken tragen zu ungefähr 80% zu dem Kühlungseffekt aller Wolken bei. Ihr Einfluß auf die langwellige Ausstrahlung ist klein (weniger als 20% des Gesamteffektes), aber ihr Einfluß auf die in den rückwärtigen Halbraum reflektierte solare Strahlung (OSR) ist sehr groß (etwa 50% des Gesamteffektes). Die hochreichenden konvektiven Wolken sind der strahlungseffektivste Wolkentyp, sowohl im langwelligen (8.8 Wm^{-2}) als auch im kurzwelligen Spektralbereich (-13 Wm^{-2}), aber ihr Nettoeffekt ist kleiner als der der Wolken mit niedriger Obergrenze. Hohe Cirrus-Wolken sind der einzige Wolkentyp, der die Erde „wärmt“.

Abstract

This study examines the cloud effect on the radiation budget at the top of the atmosphere by use of the ISCCP daylight cloud data (C1) in combination with a Two-Stream-Model.

Two tests are performed: the modelled narrowband filtered radiances are verified against the ISCCP satellite observation data (internal tests) and the modelled broadband fluxes are compared against ERBE data (external tests). After both tests are successfully concluded, the outgoing longwave radiation (OLR) for each of the 35 ISCCP cloud classes are determined. For better clarity we summarized the 35 cloud classes into 9 ones (3 top heights, 3 optical depths).

Global monthly and annual means of the albedo and greenhouse effect of these 9 cloud types are given for one month of each season (April, July, October 1985, January 1986). For the global annual mean cloud radiative cooling of the earth in the shortwave spectral range dominates over cloud radiative warming in the longwave spectral range by a factor of 2. Seasonal variations of the net effect are mainly due to the changes in the shortwave cloud forcing component (-43.9 to -52.9 Wm^{-2} (shortwave), 22.5 to 25.1 Wm^{-2} (longwave)). The mean cloud sensitivity related to cloud amount changes from -29.4 to -47.7 Wm^{-2} . This is mainly due to the difference between the mean surface albedo of northern and southern hemisphere. A comparison with the results of other studies are shown.

The effects of the 9 different cloud types are analysed in detail. Cooling, warming, and radiatively neutral cloud types could be distinguished. Low stratus and mid-level nimbostratus clouds contribute about 80% to the cooling of all clouds. Their effect on the OLR is small (less than 20% of total effect) but they effect the outgoing solar radiation (OSR) very much (about 50% of total effect). The deep convective clouds produce the largest single effect for both longwave (8.8 Wm^{-2}) and shortwave (-13 Wm^{-2}) forcing but their net effect is smaller than the one of the low-level clouds. High cirrus clouds are the only ones, which have warming effects.

1 Einleitung

1.1 Energiebilanz der Erde

Die Netto-Strahlungsbilanz der Erdatmosphäre + Oberfläche (Erde) ist am Atmosphärenoberrand gleich der Energiebilanz. Ob die Erde im globalen, langzeitlichen Jahresmittel Energie gewinnt, verliert (transientes Klima) oder sich einkommende und austretende Strahlungsenergien kompensieren (stationäres Klima), ist von einer Fülle von Einflußgrößen abhängig. Wolken sind besonders strahlungswirksam, da sie den Strahlungsfluß zwischen Erdoberfläche und Atmosphärenobergrenze vollständig entkoppeln können. Die größten Tag-zu-Tag-Variationen in der planetaren Albedo und in der Wärmeabstrahlung der Erde werden durch Variationen der Wolken verursacht. Wolken reflektieren im kurzwelligen sichtbaren Spektralbereich die einkommende solare Strahlung in den rückwärtigen Halbraum und erhöhen die planetare Albedo bedeutend über den Wert ohne Wolken. Durch diesen Effekt „kühlen“ die Wolken die Erde. Auf der anderen Seite absorbieren Wolken die bei relativ hohen Temperaturen emittierte Wärmestrahlung der Erdoberfläche und der unterhalb der Wolkenbasis befindlichen atmosphärischen Absorber; sie selbst geben bei niedrigerer Temperatur Energie durch Strahlung in das Weltall ab. Wie stark Wolken ins Weltall abstrahlen, hängt von ihrer Temperatur (Wolkenobergrenze) und ihrer optischen Dicke (Emissivität) ab. Generell verringern Wolken die Wärmeabstrahlung der Erde gegenüber dem wolkenfreien Fall. Aus diesem Grund wird dieser Wolkeneffekt oft als Treibhauseffekt der Wolken bezeichnet, während die Strahlungswirksamkeit der Wolken im sichtbaren Spektralbereich Albedoeffekt genannt wird. Beide Effekte arbeiten gegeneinander. Sie stehen sozusagen miteinander im Wettstreit. Für klimatische Betrachtungen ist es von Bedeutung, welcher der Effekte global dominiert oder ob beide Effekte sich kompensieren. So wäre es möglich, daß sich die Netto-Strahlungsbilanz am Atmosphärenoberrand durch eine Änderung im Wolkenbedeckungsgrad nicht ändert.

Verschiedene Wolkentypen lassen sich nach ihrer optischen Dicke (bzw. Emissivität) und Obergrenztemperatur (Gipfelhöhe) unterscheiden. So hängt der Nettostrahlungseffekt der Wolken und damit die Energiebilanz am Atmosphärenoberrand erheblich von der Wolkentypverteilung ab. Ob bei künftigen Klimaänderungen Wolken durch eine Änderung ihrer Verteilung und/oder Änderung in ihren Strahlungseigenschaften zu einer Verstärkung oder Abschwächung des Klimatrends führen (positive bzw. negative Rückkopplung des Klimas mit Wolken), ist für die Auswirkung von Spurengasen und Aerosolen auf das Klima von großer Bedeutung. Inzwischen gibt es eine Fülle von Klimamodellen, mit denen der Treibhauseffekt der Spurengase untersucht werden soll, deren Ergebnisse aber bei einem Vergleich untereinander (Cess, 1989 und Arking, 1991) zum Teil erheblich variieren. Dies

liegt unter anderem an einer ungenügenden Simulation des hydrologischen Zyklus. In einigen Modellen wird die Verteilung der Bewölkung fest vorgegeben, ohne daß diese hinreichend genau bekannt ist, und es gibt keine physikalische Kopplung zwischen Klima und Wolken. Andere Klimamodelle arbeiten mit sogenannten „interaktiven“ Wolken, das heißt, daß die Wolken in einem vorgegebenen Rahmen mit ihren makro- und mikrophysikalischen Strahlungseigenschaften auf eine simulierte Klimaänderung reagieren dürfen. Wird nur eine Änderung der Wolkenverteilung zugelassen, führt dies allgemein zu dem Ergebnis, daß Wolken den Klimatrend verstärken; gibt es im Modell eine Kopplung zwischen Klima und optischen Eigenschaften der Wolken, ist nicht mehr sicher, ob Wolken den Klimatrend verstärken, dämpfen oder vielleicht sogar umkehren.

Es gibt bereits eine Vielzahl von Arbeiten mit dem Ziel, den Einfluß von Wolken auf die Netto-Strahlungsbilanz am Atmosphärenoberrand zu bestimmen. Schneider (1972) zeigte in seiner fundamentalen Arbeit mit Hilfe von Modellberechnungen und einigen einfachen Annahmen, daß die Reduktion der von Erde und Atmosphäre absorbierten Solarstrahlung durch Wolken 75% größer als der Strahlungsenergiegewinn durch den Treibhauseffekt der Wolken ist. Daß der Nettoeffekt von Wolken einen Strahlungsenergieverlust der Erde bewirkt, war schon ein Ergebnis früherer Arbeiten von Manabe und Strickler (1964) und Manabe und Wetherald (1967), die Untersuchungen mit einem Strahlungskonvektionsmodell durchführten. In mehreren Arbeiten wurde versucht, den Netto-Strahlungseinfluß von Wolken empirisch zu bestimmen (Cess, 1976; Hartmann und Short, 1980; Ohring und Clapp, 1980; Ohring et al., 1981), indem mit Hilfe einer linearen Regressionsanalyse ein funktioneller Zusammenhang zwischen der von Satelliten aus gemessenen emittierten und reflektierten Strahlung bestimmt wurde. Zu den empirischen Arbeiten zählt auch die Arbeit von Ellis (1978), der nahezu breitbandige Messungen von dem Satelliten Nimbus 3 benutzt. Er berechnete den Strahlungseinfluß von Wolken aus den Satellitenbeobachtungen, indem er die Differenz zwischen dem totalen Fluß und dem wolkenfreien Fluß berechnete. Den Strahlungsfluß ohne Wolken schätzte er ab, indem er aus einem Unterdatensatz der Messungen den größten Wert der langwelligen Ausstrahlung und den kleinsten Wert reflektierter Solarstrahlung als für wolkenfreie Verhältnisse repräsentativ annahm. Beim Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) (Barkstrom 1984) werden die Flüsse ohne Wolken für mindestens $(40 \text{ km})^2$ große Gebiete bestimmt. Die Strahlungswirksamkeit der Wolken wird in den Arbeiten von Charlock und Ramanathan (1985), Hartmann et al. (1986) und Ramanathan (1987, 1989) über die Differenzbildung zwischen wolkenfreien und totalen Fluß aus den ERBE-Daten abgeschätzt. Ardanuy et al. (1991) berechnete den Strahlungseinfluß von Wolken mit Hilfe von Strahlungsmessungen vom Satelliten Nimbus 7 und einer Regressionsmethode. Alle empirischen Untersuchungen stimmen in dem Ergebnis überein,

daß die Wolken einen Netto-Strahlungsenergieverlust der Erde bewirken und somit unser Klima „kühlen“. Auch wenn die Ergebnisse das gleiche Vorzeichen haben, gibt es mit 17 bis 35.5 Wm^{-2} Unterschiede bis zu einem Faktor 2. Allen genannten empirischen Arbeiten liegt zugrunde, daß durch Anwendung statistischer Verfahren Strahlungsflüsse ohne und mit Wolken unterschieden werden. Da die Strahldichtemessungen ausschließlich von polarumlaufenden Satelliten erfolg(t)en, muß aufgrund der schlechten zeitliche Auflösung der Beobachtungsdaten mit Hilfe zusätzlicher Annahmen der Tagesgang rekonstruiert werden. Zudem ist zu den Messungen keine detaillierte Wolkenklimatologie verfügbar, die es ermöglichen würde, einen Bezug zwischen Wolkentyp und Strahlungsflüssen herzustellen.

Seit 1983 gibt es mit dem International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) ein globales Beobachtungssystem, welches die zeitlichen und räumlichen Variationen der Bewölkung mit hinreichender Genauigkeit erfaßt. Das ISCCP wird im Rahmen des World Climate Research Program (WCRP) durchgeführt. Durch ein Satellitenverbundsystem, dem mindestens 4 geostationäre und ein polarumlaufender Satellit angehören, ist eine globale Abdeckung mit Daten gewährleistet. Aus bispektralen Strahldichtemessungen der Radiometer werden Wolkenparameter wie optische Dicke und Höhe der Wolkenobergrenze abgeleitet, so daß ein klimatologischer Datensatz mit makrophysikalischen Wolkeneigenschaften zur Verfügung steht, mit dem Strahlungsbilanzberechnungen durchgeführt werden können.

Diese Arbeit liefert eine Abschätzung des Wolkeneinflusses auf die Strahlungsbilanz am Atmosphärenoberrand auf Grundlage von ISCCP-Daten. Der berechnete Wolkeneffekt basiert auf Simulationsrechnungen mit einem Zwei-Strom-Approximationsmodell (ZSM), wobei der atmosphärische Zustand durch die ISCCP C1-Tagesdaten beschrieben wird. Die Simulationsrechnungen werden für wenige Intervalle des terrestrischen Spektrums durchgeführt. Diese mit dem Zwei-Strom-Verfahren (ZSV) berechneten schmalbandigen Strahlungsflüsse gehen in eine lineare Regressionsbeziehung ein, über die die breitbandigen Flüsse am Atmosphärenoberrand bestimmt werden. Die Abschätzung des Gesamteinflusses der Wolken basiert auf der Untersuchung des Strahlungseinflusses von verschiedenen Wolkentypen. Die Diagnose der Strahlungseffekte der Wolken soll klären, welche Wolkentypen die Erde „kühlen“, „wärmen“ oder „strahlungsneutral“ sind. Die detaillierte Diagnose der Effekte von einzelnen Wolkentypen ist das wesentliche Unterscheidungsmerkmal zu den oben aufgeführten bisherigen Untersuchungen, die „nur“ den Gesamteffekt der Wolken abschätzen und so eine Vergleichsmöglichkeit für den hier abgeschätzten Gesamteffekt bieten. Weiter wird in dieser Arbeit die Strahlungseffektivität der Wolken untersucht. Zu diesem Zweck wird der Empfindlichkeitsparameter β eingeführt (Abschnitt 6), der eine Aussage über die Änderung des Strahlungseffektes der Wolken bei einer Änderung ihres

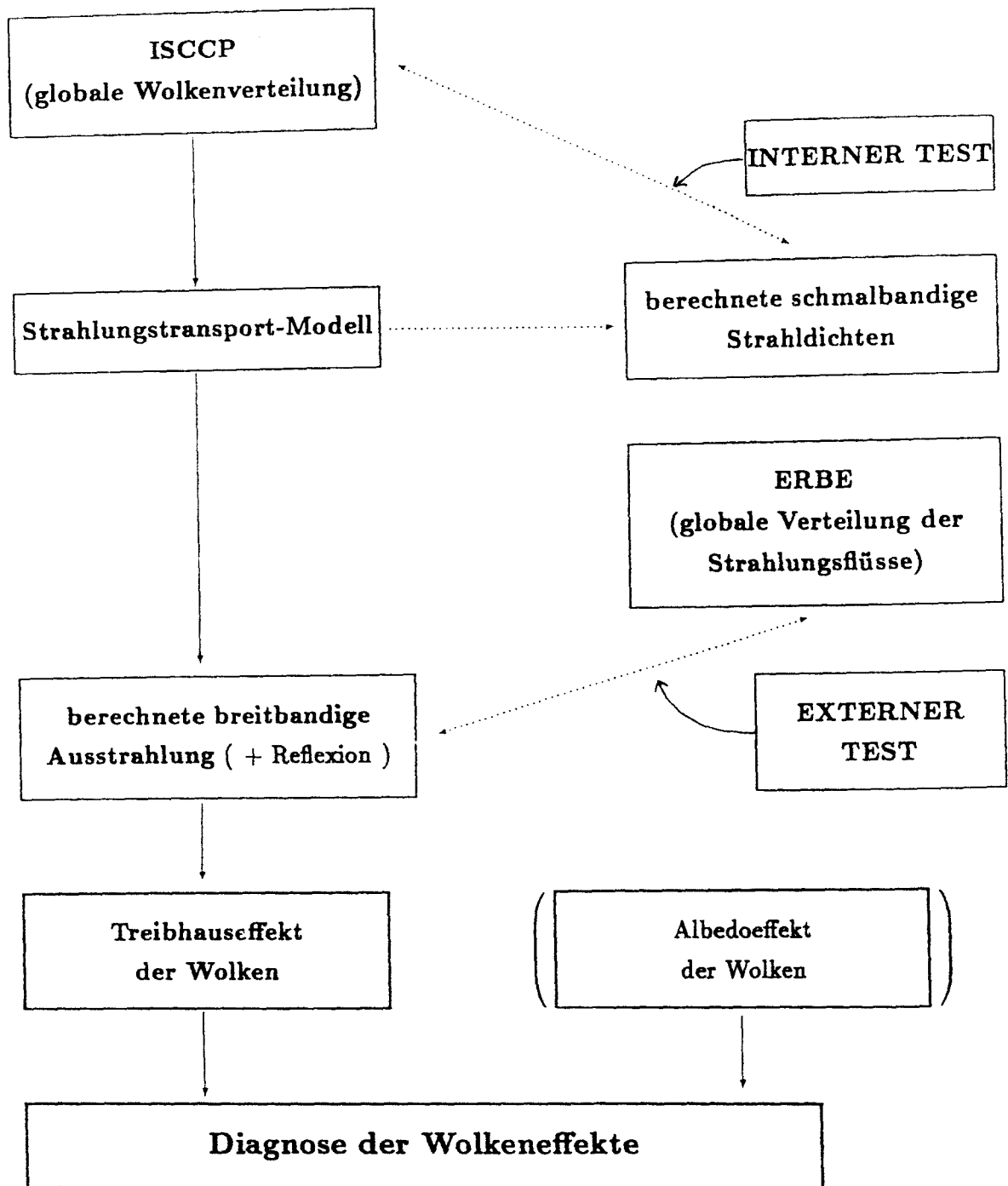


Abbildung 1: Übersicht über die einzelnen Arbeitsschritte mit dem Ziel der Diagnose der Wolkeneffekte (Anmerkung: die in Klammern angegebenen Schritte wurden nicht im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt – die solaren Ergebnisse wurden für die Diagnose der Netto-Strahlungswirksamkeit der Wolken benutzt).

Bedeckungsgrades macht.

Bei der Parametrisierung der Strahlungseigenschaften der Wolken gingen die im ISCCP C1-Datensatz angegebenen makrophysikalischen Wolkenparameter mit ein. So gibt der C1-Datensatz 35 verschiedene Wolkentypen an, entsprechend 5 optischen Klassen und 7 Bereichen für die Wolkenobergrenze. Durch einen internen Vergleich berechneter mit von den Satelliten des ISCCP „gemessenen“ Helligkeitstemperaturen wurde die korrekte Gipfelhöhe und optische Dicke der Wolken im Modell getestet. Durch einen externen Vergleich mit beobachteten Strahlungsflüssen des ERBE konnten die berechneten Strahlungsflüsse verifiziert werden (Abbildung 1).

Der Vorteil der gewählten Methode liegt darin, zu den berechneten Strahlungsflußdichten den dazu entsprechenden Wolkendatensatz vorliegen zu haben, so daß eine detaillierte Diagnose der Strahlungswirksamkeit der Wolken in ihrer Gesamtheit sowie der einzelnen Wolkentypen durchgeführt werden kann.

Um neben den Ergebnissen für den langwelligen terrestrischen Spektralbereich auch Aussagen über die Netto-Strahlungseffekt der Wolken machen zu können, wurden die solaren Ergebnisse hinzugezogen, die Herr Dr. Liu am Institut für Meereskunde ebenfalls aus den ISCCP C1-Daten abgeleitet hat.

1.2 Wolkenerkundung

Da den Wolken unter anderem eine bedeutende Rolle im hydrologischen Zyklus und in ihrer Wirkung auf den Strahlungshaushalt der Erde zukommt, erscheint es unerläßlich, ein objektives Maß für die Abgrenzung des atmosphärischen Zustands „Wolke“ von allen anderen atmosphärischen Zuständen zu finden.

Einer der wichtigsten Wolkenparameter ist der Bedeckungsgrad. Er ist eine nicht besonders gut definierte Größe. Eine Wolkenschicht läßt sich im wesentlichen durch die räumliche Verteilung der Flüssigwasserdichte und hinsichtlich der Größe, Form und Phase der in ihr enthaltenen Partikel beschreiben.

Der menschliche Beobachter wird in der Regel Wolken vom Boden aus „fernerkunden“. Er kann sich mit synoptischen Tafeln eines objektiven Hilfsmittels bedienen, um Wolken morphologisch zu klassifizieren. Um den Bedeckungsgrad festzustellen, muß ein optisches Muster auf der Retina des menschlichen Auges verarbeitet werden. Die Entscheidung, wo die Wolkenränder sind, ist also eine rein subjektive Auswertung des sichtbaren Teils des solaren Spektralbereichs von Auge und Gehirn. Dem Beobachter am Boden ist oftmals der Einblick in die mittlere und obere Troposphäre durch Nebel oder eine weitgehend geschlos-

2 Daten

Die grundlegenden Beobachtungen für diese Arbeit bilden die des International Satellite Climatology Projects (ISCCP). Das ISCCP wurde 1983 gestartet und wird gegenwärtig noch fortgeführt.

Der hier benutzte ISCCP C1-Datensatz beruht auf schmalbandigen, bispektralen Strahldichtemessungen (bei $0.6 \mu\text{m}$ im sichtbaren (VIS) und bei $11 \mu\text{m}$ im terrestrischen Spektralbereich (IR)) von operationellen Wettersatelliten (Rohdaten, B3-Stufe von ISCCP). Die nahezu globale Abdeckung mit Daten wird durch den Verbund von geostationären und mindestens einem polarumlaufenden Satelliten erreicht. Der Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP (vereinfachte Darstellung in Abbildung 3), angewendet auf die Rohdaten, liefert makrophysikalische Wolkeneigenschaften wie optische Dicke und Gipfelhöhe. Die Wolkenstatistik wird pixelweise für jede $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitterbox durchgeführt. Die ursprüngliche Auflösung eines Pixels entspricht der Auflösung der Radiometer (4-8 km). Diese Bildpixel hoher Auflösung werden zu B3-Datenpixeln mit einem Auflösungsvermögen von 30 km zusammengefaßt, die in der Wolkenanalyse als eine bestimmte Szene repräsentierend behandelt werden (Rossow und Schiffer 1991).

Die optische Dicke der Wolken wird nur bei Tagmessungen angegeben, da gleichzeitige Messungen im sichtbaren und terrestrischen Spektralbereich notwendig sind. Die Oberflächeneigenschaften (Reflektionsgrad (VIS) und Temperatur (IR)) werden aus Satellitenbeobachtungen mit Hilfe von Strahlungstransportberechnungen (Rossow et al., 1985) abgeleitet, in denen Aerosoleffekte unberücksichtigt bleiben. Der Reflektionsgrad der Oberfläche und der variabelere Teil des Aerosols gehen in die Wolkeneigenschaften ein.

Die globalen Ozon-, Temperatur- und Feuchtefelder sind primär Analysedaten des TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) Systems. Um zu allen Terminen eine vollständige Abdeckung mit Daten zu erreichen, werden klimatologische Datensätze hinzugezogen: die NOAA GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) Temperatur- und Feuchteklimatologie (Oort 1983) und eine Ozonklimatologie von Nimbus 4 BUV (Backscattered Ultraviolet Radiometer) Daten (Hilsenrath und Schlesinger 1981). Wöchentliche Daten über die Schnee- und Eisbedeckung stammen von operationellen Analysen der NOAA und der U.S. Navy (Rossow et al. 1988).

Die geographische Information enthält die mittlere topographische Höhe über Meeresniveau in Metern und eine Land/Wasser/Küsten-Klassifikation.

Der C1-Datensatz gibt für jede $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitterbox 132 Parameter an. Die zeitliche Auflösung beträgt 3 Stunden mit nahezu globaler Abdeckung durch Daten.

Folgende C1-Daten wurden für jede Gitterbox verwendet:

- geographische Zentrumskoordinaten
- mittlere Helligkeitstemperatur für alle Pixel (nur für den internen Test)
- Gesamtanzahl der Pixel
- Oberflächendruck
- Oberflächentemperatur und Vertikalprofil der Temperatur
- Gesamtwasserdampfgehalt für maximal 5 Schichten in der Troposphäre
- Gesamtozongehalt
- Anzahl der Pixel für bis zu 35 Wolkenklassen durch die Unterteilung der Gipfelhöhen in 7 Druckklassen und 5 Klassen für die optische Dicke:

Druck: P_s -800 hPa, 800-680 hPa, 680-560 hPa, 560-440 hPa, 440-310 hPa, 310-180 hPa, 180- P_{tp} hPa, wobei P_s der Oberflächendruck und P_{tp} der Druck an der Tropopause ist;

optische Dicke: 0-1.3, 1.3-3.6, 3.6-9.4, 9.4-23, 23-125.

Eine vollständige Beschreibung der C1 Daten geben Rossow et al. (1988).

Zuzüglich zu den ISCCP C1-Daten wurden verschiedene Standardatmosphären (Valley, 1965) benutzt. Sie bestimmen hauptsächlich das Profil der Stratosphäre. Welche Standardatmosphäre Verwendung findet, wird nach der im C1-Datensatz angegebenen Temperatur für das 500 hPa-Niveau entschieden.

3 Strahlungstransportmodell

Das Zwei-Strom-Approximationsmodell (ZSM) ist eines der schnellsten Strahlungstransportmodelle. Für eine umfangreiche Untersuchung, wie mit dem ISCCP C1-Datensatz, erfordert dies Verfahren trotzdem einen großen Betrag an Rechenzeit. Die Berechnung des langwelligen Strahlungsflusses (OLR) von allen Tageslicht-Gitterboxen eines Bildes des ISCCP C1-Datensatzes erfordert ungefähr 3 Stunden CPU-Zeit auf einer DEC-Workstation 5000/200. Aus diesem Grund wird das Zwei-Strom-Verfahren nur für den internen und externen Test verwendet. Für die operationelle Anwendung wird ein Näherungsverfahren verwendet, das im Anhang beschrieben ist.

3.1 IR Modell

Im langwelligen Spektralbereich werden die Strahlungstransportberechnungen mit dem nichtstreuenden, schmalbandigen Modell, welches bei Schmetz und Raschke (1981) beschrieben ist, durchgeführt.

Die berücksichtigten atmosphärischen Absorber sind:

- (a) die Wasserdampf-Kontinuumsabsorption nach Graßl (1976)
- (b) die Wasserdampf-, Ozon- und Kohlendioxidlinienabsorption aus den Lowtran-5-Daten (Kneizys et al., 1980)

Die Wasserdampflinien und die CO₂-Linie werden mit einem Approximationsverfahren über exponentielle Reihen berechnet (Wiscombe and Evans, 1977). Das berücksichtigte langwellige Band reicht von 4 - 400 μm und ist in 50 Spektralintervalle unterteilt. Das Approximationsverfahren durch exponentielle Reihen wird in jedem Intervall benutzt, dadurch vergrößert sich die Anzahl der Intervalle auf 1250.

Die Atmosphäre wird in 20 homogene Schichten unterteilt. Das atmosphärische Profil des ISCCP C1-Datensatzes sowie das der Standardatmosphären wird auf die Rechen-niveaus des ZSM inter- bzw. extrapoliert. Das Ozonprofil aus den Standardatmosphären wird durch einen Faktor linear an die durch ISCCP gegebene Ozonmenge angeglichen.

4 Parameterisierung der Wolken

Im IR-Modell werden die Wolken wie folgt behandelt:

- Sie sind horizontal homogen.
- Sie werden als unendlich dünne Schicht angenommen; ihre vertikale Lage wird durch den ISCCP C1-Datensatz vorgegeben.
- Sie bestehen nur aus Wassertropfen; unter der Annahme daß diese kugelförmig sind, kann ihr Absorptionskoeffizient mit der Mie-Theorie berechnet werden.
- Im langwelligen Spektralbereich überwiegt die Absorption der Streuung.

Diese Annahmen bedeuten, daß eine Wolke als eine spezielle Schicht mit hoher Emissivität und niedriger Transmissivität behandelt wird.

Die Emissivität wird durch

$$\epsilon_{c,\lambda} = 1 - e^{-q\delta_{c,\lambda}(IR)} \quad (1)$$

berechnet, wobei q der Diffusitätsfaktor ($=1.67$) und $\delta_{c,\lambda}$ die optische Dicke der Wolke bei der Wellenlänge λ ist. Die vertikale Lage der Wolke ist die Mitte der entsprechenden Klassen des ISCCP C1-Datensatzes.

4.1 Umrechnungsfaktor

Die Umrechnung der optischen Dicke der Wolken (bei $0.6 \mu\text{m}$) vom ISCCP C1-Datensatz auf multispektrale optische Dicken im terrestrischen Spektralbereich beruht auf den von Stephens (1979) berechneten Einfachstreuparametern für acht verschiedene Wolkenmodelle und 110 Wellenlängen von $0.3 - 200 \mu\text{m}$ (Poetzsch-Heffter 1989). Der Unterschied zwischen den verschiedenen Wasserwolkenmodellen liegt in den verschiedenen, kontinuierlichen Wolkentropfengrößenverteilungen. Sie hängen mit typischen Flüssigwassergehalten der Wolken zusammen. Der Umrechnungsfaktor für ein bestimmtes Wolkenmodell wird berechnet durch

$$a_{i,\lambda(IR)} = \frac{\sigma_{a_i,\lambda(IR)}}{\sigma_{e_i,0.6}}, i = 1, 2, \dots, 8, \quad (2)$$

hierbei sind $\sigma_{a_i,\lambda(IR)}$ der Volumenabsorptionskoeffizient und $\sigma_{e_i,0.6}$ der Volumenextinktionskoeffizient bei der Wellenlänge λ bzw. bei $0.6 \mu\text{m}$ für das i -te Wolkenmodell.

Da ISCCP nicht die geometrische, vertikale Erstreckung der C1-Wolken angibt, ist ein Schluß von der optischen Dicke über den Volumenextinktionskoeffizienten auf eines der Wolkenmodelle nicht möglich.

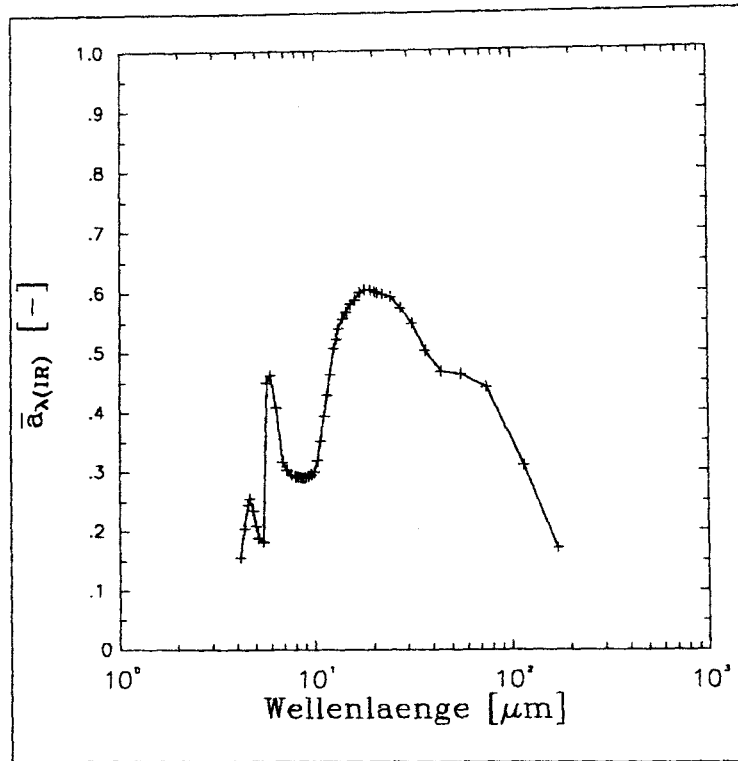


Abbildung 2: Mittlerer wellenlängenabhängiger Faktor \bar{a} zur Umrechnung der optischen Dicke der Wolken bei $0.6 \mu\text{m}$ auf optische Dicken im Langwelligen.

Aufgrund dieser Tatsache wird hier ein mittlerer, wellenlängenabhängiger Umrechnungsfaktor (Abbildung 2) angewandt. Dieser wird durch Mittelung über alle 8 Wolkenmodelle und anschließendes lineares Interpolieren auf die mittlere Wellenlänge der Spektralintervalle des Modells erhalten.

Die optische Dicke der Wolken im terrestrischen Spektralbereich ergibt sich nun aus:

$$\delta_{c,\lambda(IR)} = \bar{a}_{\lambda(IR)} \times \delta_{c,0.6} , \quad (3)$$

wobei $\delta_{c,0.6}$ die durch den C1-Datensatz gegebene mittlere optische Dicke einer Wolke bei $0.6 \mu\text{m}$ ist.

5 Validität des ISCCP C1-Datensatzes und des Strahlungstransportmodells

Die Qualität des ISCCP C1-Datensatzes wurde von einigen Autoren untersucht, z.B. von Rossow und Garder (1992). Sie erhielten als Unsicherheiten der ISCCP C1-Parameter für die Oberflächentemperatur $\approx 2 \text{ K}/\approx 4 \text{ K}$ und für die Oberflächenreflektivität mit $\approx 2\%/ \approx 4\%$ (Wasser/Land). Der relative Feuchtefehler wurde mit 25-35% angegeben (Rossow et al. 1988) und der Fehler der Ozonwertes vom BUV mit $\approx 20\%$ (Rossow et al. 1989).

Ogleich für einige Satelliten die Navigationsgenauigkeit der Pixel größer sein mag, wird allgemein eine Unsicherheit von $\pm 25 \text{ km}$ angegeben (Rossow et al. 1988). Ein „Tag-Pixel“ ist durch einen Sonnenzenitwinkel von $\leq 78.5^\circ$ definiert. Alle Radiometer wurden kalibriert und diejenigen der geostationären Satelliten auf das Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) des polarumlaufenden Satelliten der NOAA normiert. Die Normalisierung wird einmal im Monat durch einen Vergleich sich deckender Beobachtungen durchgeführt. Der relative Kalibrationsfehler ist von der NOAA für den VIS-Kanal mit $\pm 7\%$ und für den IR-Kanal mit etwa $\pm 5\%$ angegeben (Rossow et al. 1988).

Die Wolkenparameter (Bedeckungsgrad, optische Dicke und Gipfeltemperatur/-höhe) werden aus Satellitendaten mit Hilfe eines Wolkenerkennungsalgorithmus abgeleitet (vereinfachte Darstellung in Abbildung 3). Dieser Algorithmus untergliedert sich in Wolkenerkennung, Strahlungsmodellanalyse und statistische Analyse (Rossow et al. 1988) und versucht Pixel mit Wolken von Pixeln ohne Wolken zu unterscheiden. Der Wolkenerkennungsalgorithmus beinhaltet einen statistischen Entscheidungsprozeß, dem die Verteilung der Strahldichten über Raum und Zeit zugrundeliegt. Aus diesem Grund sind die Ergebnisse im statistischen Sinn richtig. Die Analyse mit einem Strahlungstransportmodell vergleicht berechnete Strahldichten, unter Berücksichtigung der Oberfläche, der Atmosphäre und der Wolken, mit beobachteten Strahldichten. Da in zwei schmalbandigen Spektralbereichen gemessen wird (VIS, IR), können zwei Wolkeneigenschaften (optische Dicke, Gipfelhöhe) abgeleitet werden. Andere Parameter sind klimatologische Werte.

Der ISCCP-Wolkenerkennungsalgorithmus ist relativ ungenau in Fällen, bei denen der Temperatur- (IR) oder Albedokontrast (VIS) zwischen Wolke und darunterliegender Oberfläche kleiner als der gewählte Schwellwert ist. Die Größe des Schwellwertes wird in erster Linie durch die Unsicherheit des Strahldichtewertes ohne Wolken bestimmt. Der Schwellwert wird für jede Gitterbox und Beobachtungszeit festgelegt. Aus diesem Grund treten Fehler in den abgeleiteten Wolkeneigenschaften auf: in ozeanischen Gebieten mit häufigen Stürmen, für Teile des tropischen Regenwaldes und in Gebieten mit

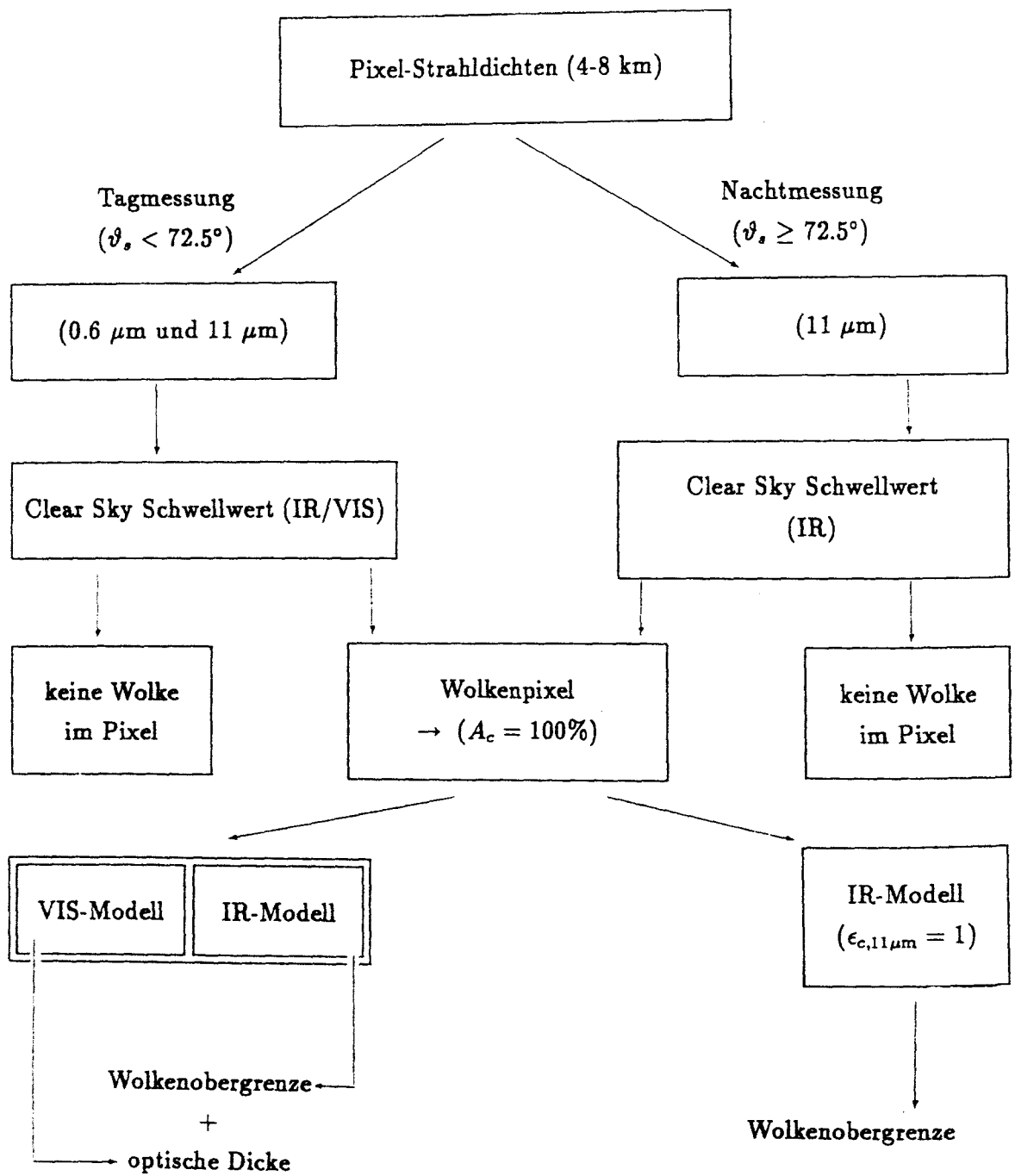


Abbildung 3: Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP (vereinfacht).

(ϑ_s = Sonnenzenitwinkel).

beständiger, durchbrochener Stratusbewölkung mit niedriger Gipfelhöhe (Rossow, Preliminary Documentation for ISCCP C1 Data). Des weiteren ist das Auffinden von dünner Cirrus-Bewölkung schwierig (Rossow et al., 1985). Große Radiometerblickwinkel führen bei durchbrochener Bewölkung und Feldern von Einzelwolken zu einer Überschätzung des Bedeckungsgrades. Des weiteren wird dem Pixel fälschlicherweise eine Wolke zugeordnet, wenn das Radiometer in eine wolkenfreie Atmosphäre mit untypisch hohem Wasserdampfgehalt gerichtet und der Schwellwert klein ist. Wenn die Wolke(n) kleiner als die Auflösung der Radiometer ist (sind), entscheidet der Schwellwert darüber, ob das Pixel wolkenfrei oder mit Wolken bedeckt ist.

Ein direkter Vergleich der ISCCP-Bedeckungsgrade mit über 400,000 individuellen Bodenbeobachtungen von der gesamten Erdkugel zeigt, daß der vom ISCCP abgeleitete Bedeckungsgrad nur 1% niedriger ist als der vom Boden beobachtete, der RMS-Fehler beträgt $\pm 6\%$ (Rossow und Garder 1992). Für den Sonderfall durchbrochener Bewölkung ist der RMS-Fehler 10-15%, wobei ISCCP den Bedeckungsgrad dieser Wolken über Land $\sim 7\%$ niedriger abschätzt.

5.1 Interner Vergleich

Die Güte der Wolkenparametrisierung wird durch einen internen Test überprüft. Dieser Test ist ein direkter Vergleich von schmalbandigen Berechnungen mit den im ISCCP C1-Datensatz angegebenen mittleren Helligkeitstemperaturen für $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitterboxen. Die Helligkeitstemperaturen des C1-Datensatzes sind umgerechnete, beobachtete Strahldichten. Alle Rechnungen werden auf den Filterbereich des 4. Kanals des NOAA 7 AVHRRs (Advanced Very High Resolution Radiometer) ($(10.5 - 12.5)\mu\text{m}$) bezogen, auf den alle anderen IR-Kanäle der Radiometer auf am ISCCP beteiligten Satelliten normiert sind. Dieser Test ist für eine Überprüfung der Güte der Wolkenparametrisierung deshalb gut geeignet, weil in dem Spektralbereich von $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$ der Strahlungseinfluß von Wolken gegenüber dem der atmosphärischen Gase sehr groß ist.

Die Vergleiche wurden für mehrere Tage des April 1985 durchgeführt und beinhalten ausschließlich Messungen zur lokalen Tageszeit, da der C1-Datensatz den Wolkentyp (optische Dicke) nur für Tagmessungen angibt.

Einen Vergleich der berechneten mit den im C1-Datensatz angegebenen beobachteten Helligkeitstemperaturen für alle Fälle mit Wolken am 1. April 1985 zeigt die Abbildung 4 und für alle Fälle ohne Wolken die Abbildung 5. Interne Vergleiche von anderen Tagen liefern ein ähnliches Ergebnis. Die Standardfehler der Verteilungen ergeben sich hauptsächlich aus der Annahme einer mittleren Gipfelhöhe und optischen Dicke innerhalb der von

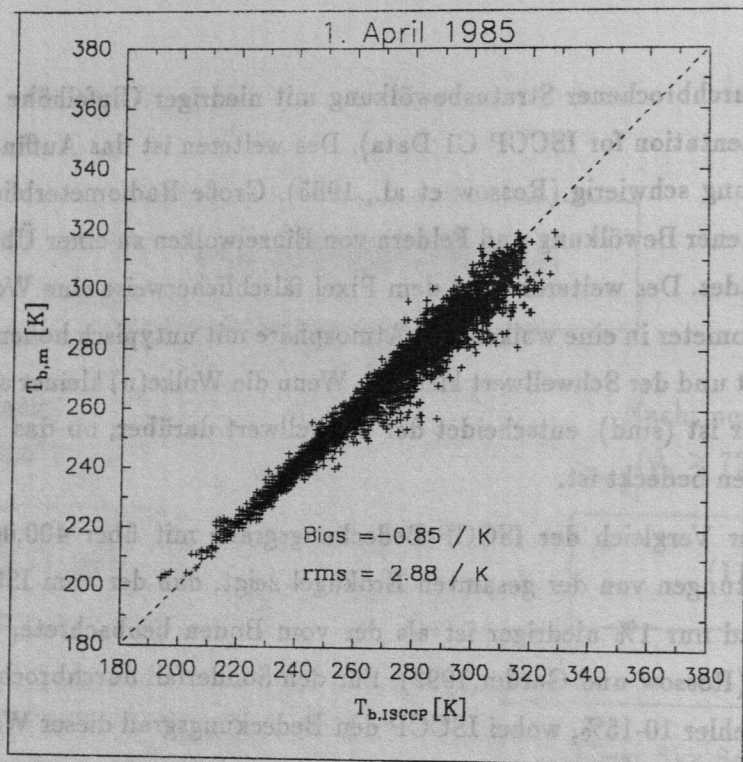


Abbildung 4: Vergleich der berechneten mit den im C1-Datensatz angegebenen beobachteten Helligkeitstemperaturen für alle Fälle mit Wolken am 1. April 1985.

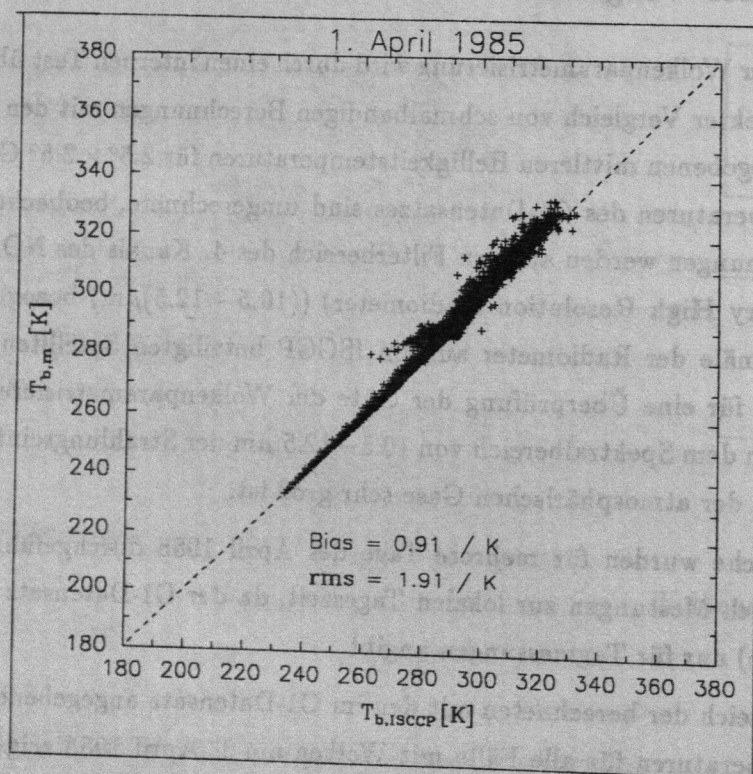


Abbildung 5: Vergleich der berechneten mit den im C1-Datensatz angegebenen beobachteten Helligkeitstemperaturen für alle Fälle ohne Wolken am 1. April 1985.

ISCCP vorgegebenen Klassengrenzen bzw. aus dem Fehler der Absorptionskoeffizienten der berücksichtigten atmosphärischen Gase. Die systematische Abweichung ist gering, und der RMS-Fehler ist kleiner als 3 K bzw. 2 K. Daher können der Strahlungstransportalgorithmus und die Wolkenparameterisierung als vernünftig angenommen werden.

5.2 Externer Vergleich

Der externe Vergleich hat zum Ziel, die Gültigkeit des ISCCP C1-Datensatzes zum Zweck der Untersuchung des Strahlungseinflusses von Wolken zu zeigen und ist eine Gegenüberstellung von Rechnung und Messung.

Beim externen Vergleich wird die berechnete langwellige Ausstrahlung (OLR) mit den vom ISCCP unabhängigen Beobachtungsdaten des Earth Radiation Budget Experiments (ERBE) verglichen. Bei den ERBE-Daten handelt es sich um breitbandige Strahlungsflüsse, die auf breitbandigen Strahldichtemessungen von polarumlaufenden Satelliten basieren. Reflektionsmodelle, die von dem Oberflächen- und dem Wolkentyp abhängen, werden benutzt, um aus den Strahldichten Strahlungsflüsse zu berechnen. Von Vorteil ist, daß ERBE die gemessene OLR mit der gleichen räumlichen Auflösung angibt wie das ISCCP die Parameter des C1-Datensatzes ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$).

Für diesen Vergleich werden die Tagesbeobachtungen mehrerer Tage des April 1985 benutzt. Die zeitliche Übereinstimmung gemessener und berechneter Werte liegt bei ± 1 Stunde für alle Szenen mit oder ohne Wolken.

Die systematische Abweichung zwischen der berechneten OLR und den ERBE-Werten für alle Fälle mit Wolken im Zeitraum vom 1. - 4. April 1985 (Abbildung 6) ist sehr klein (-0.9 W m^{-2}). Der RMS ist von gleicher Größe wie bei Rossow (persönliche Mitteilung). Für alle Fälle ohne Wolken (Abbildung 7) ($A_{c,ERBE} < 5\%$, $A_{c,ISCCP} = 0\%$) bilden die Datenpaare berechneter und beobachteter OLR zwei Cluster. Die größeren Werte repräsentieren tropische und subtropische, die kleineren Werte arktische und subarktische Regionen. In den mittleren Breiten sind völlig wolkenfreie $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gebiete so gut wie gar nicht zu finden. Das wesentliche Merkmal dieses Vergleiches ist aber der große systematische Unterschied (ERBE größer als Modell (ISCCP)). Diese systematische Abweichung wird hauptsächlich durch tropische Regionen verursacht (oberes Cluster in Abbildung 7). Dies stimmt überein mit den Ergebnissen der Untersuchungen von Kiehl et al. (1992), die angeben, daß die ERBE-OLR besonders über den tropischen Ozeanen zu groß ist.

Zusammenfassend kann unter Berücksichtigung der seitlichen Abweichung zwischen beiden Datensätzen geschlossen werden, daß die Übereinstimmung zwischen ERBE-Messungen und den Berechnungen so ist, daß die verwendeten Werte des ISCCP C1-

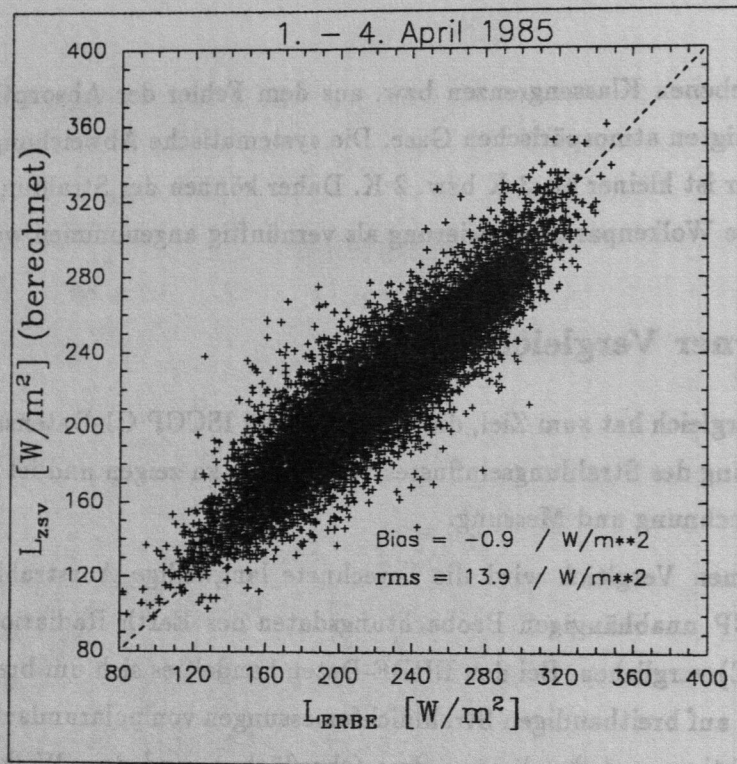


Abbildung 6: Vergleich der berechneten breitbandigen, langwelligen Strahlungsflüsse mit denen des ERBE für alle $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitterboxen mit Wolken im Zeitraum vom 1.-4. April 1985.

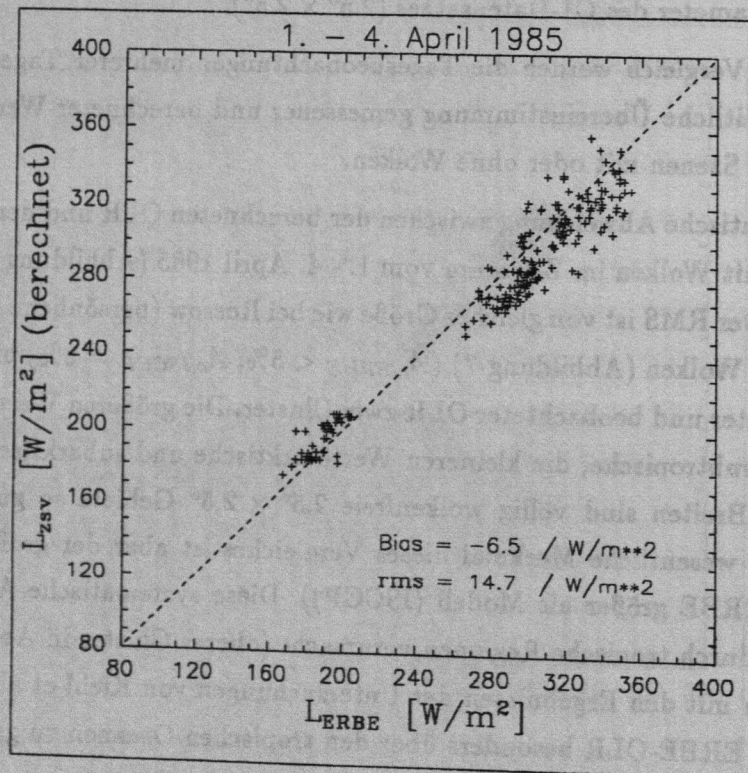


Abbildung 7: Vergleich der berechneten breitbandigen, langwelligen Strahlungsflüsse mit denen des ERBE für alle $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitterboxen ohne Wolken im Zeitraum vom 1.-4. April 1985.

Datensatzes wie auch die Parametrisierungen im Strahlungstransportmodell als vernünftig angenommen werden können.

6 Strahlungseffekt der Wolken und Empfindlichkeitsparameter: Definition

Unter dem Strahlungseffekt der Wolken wird der Gesamteffekt der Wolken auf die am Atmosphärenoberrand austretende Strahlung gegenüber dem wolkenfreien Zustand verstanden. Dabei wird zwischen dem Einfluß der Wolken auf die kurzwellige solare Strahlung (Albedoeffekt) und dem Einfluß auf die längerwellige terrestrische Strahlung (Treibhauseffekt) unterschieden.

Der Albedoeffekt ist die Differenz der Streuung der solaren Einstrahlung in den äußeren Halbraum ohne und mit Wolken:

$$C_{SW} = Q - Q_0 = [S(1 - A_c)(1 - \alpha_0) + SA_c(1 - \alpha_c)] - S(1 - \alpha_0) = SA_c(\alpha_0 - \alpha_c), \quad (4)$$

wobei S die solare Einstrahlung, α_0 und α_c das relative Rückstreuvermögen der Erde ohne und mit Wolken, Q_0 und Q die durch Erde und Atmosphäre ohne beziehungsweise mit Wolken absorbierte Solarstrahlung ist. A_c ist der Bedeckungsgrad.

C_{SW} ist im allgemeinen negativ, da $\alpha_c > \alpha_0$.

Der Treibhauseffekt der Wolken ist die Differenz der terrestrischen Austrahlung am Atmosphärenoberrand ohne und mit Wolken:

$$C_{LW} = F_0 - (F_0(1 - A_c) + A_c F_c) = A_c(F_0 - F_c), \quad (5)$$

wobei F_0 und F_c die langwellige Austrahlung am Atmosphärenoberrand ohne und mit Wolken sind.

Da im allgemeinen $F_0 \geq F_c$ ist, folgt: $C_{LW} \geq 0$.

Die gesamte Strahlungswirkung der Wolken ist dann:

$$C_{NET} = C_{SW} + C_{LW}. \quad (6)$$

Ein geringer Strahlungseffekt der Wolken kann zweierlei bedeuten:

1. Die Strahlungseffektivität der Wolken ist gering.
2. Der Wolkenbedeckungsgrad ist klein.

Die Größe der Strahlungswirkung hat diagnostischen Charakter, weil sie eine Aussage über die Strahlungseffekt einer gegenwärtigen Wolkenverteilung macht.

Der Empfindlichkeitsparameter ($\beta = \frac{\partial Q}{\partial A_c} - \frac{\partial F}{\partial A_c}$) dagegen beschreibt die Reaktion des Klimasystems auf die Änderung eines oder mehrerer Wolkenparameter (Strahlungswirksamkeit der Wolken) und hat somit prognostischen Aussagewert.

Unter der Annahme, daß alle anderen Wolkenparameter bei einer Änderung des Wolkenbedeckungsgrad konstant bleiben (das gilt auch für die Wolkentypverteilung), gelten folgende Beziehungen zwischen Empfindlichkeitsparameter und dem Strahlungseffekt der Wolken:

$$\frac{\partial F}{\partial A_c} = \frac{-C_{LW}}{A_c}, \quad \frac{\partial Q}{\partial A_c} = \frac{C_{SW}}{A_c} \quad \text{und} \quad \beta = \frac{C_{NET}}{A_c}. \quad (7)$$

7 Ergebnisse

Die im folgenden aufgeführten Ergebnisse zeigen den Gesamteinfluß der Wolken auf die Strahlungsbilanz der Erde, sowie klären die Frage: Welche Wolkentypen „heizen“ oder „kühlen“ die Erde und welche sind strahlungsneutral?

Die Ergebnisse basieren auf Berechnungen mit den ISCCP C1-Tagesdaten der Monate April, Juli, Oktober 1985 und Januar 1986. Die Beschränkung auf die Auswertung von Daten weniger Monate ergab sich aus dem großen Rechenzeitbedarf des Modells. Die Monate wurden so gewählt, daß man in der Lage ist, jahreszeitliche Unterschiede zu betrachten.

Globale Monats- und Jahresmittelwerte (Mittel der 4 Monate) des Strahlungseffektes von Wolken wurden berechnet (Tabelle 1). Daß ein Schluß von Mittelwerten dieser Monate auf das Jahresmittel bei nur geringem Fehler möglich ist, wurde mit ERBE-Daten geprüft. Die Jahresmittelwerte wurden wie oben aus den 4 Monatsmitteln berechnet und dann mit dem Jahresmittelwert aus den 12 Monatsmittelwerten von Februar 1985 - Januar 1986 verglichen (Tabelle 2). Wie der Vergleich zeigt, ist der maximale Fehler der OLR etwa 0.5 Wm^{-2} . Der Fehler der Treibhauswirksamkeit der Wolken (C_{LW}) ist dagegen nur 0.1 Wm^{-2} , da sich die Fehler in den OLR-Werten ohne und mit Wolken zum Teil kompensieren.

Beim Strahlungseffekt der Wolken wird im folgenden sowohl der Einfluß der Wolken auf die lang- und kurzwellige Strahlungshaushaltskomponente (Treibhaus- und Albedoeffekt der Wolken) als auch deren Summe, als Maß für den Netto-Energieverlust oder Energiegewinn der Erde durch Wolken, untersucht. Die im nächsten Abschnitt zu diskutierenden Ergebnisse beziehen sich immer auf Monatsmittelwerte. Zuallererst werden die globalen Mittelwerte dieser Größen diskutiert. Es wird ein Vergleich zu den Ergebnissen anderer Arbeiten gezogen.

7.1 Absorbierte Solarstrahlung, langwellige Ausstrahlung und Strahlungseinfluß der Wolken – globale Mittelwerte

7.1.1 Gesamteffekt der Wolken

Der Netto-Strahlungseffekt aller Wolken wird von dem Albedoeffekt dominiert. Er ist um einen Faktor 2 größer als der Treibhauseffekt der Wolken. Im globalen Mittel „kühlen“ Wolken die Erde ($C_{NET} = -23.8 \text{ Wm}^{-2}$). Die globalen Mittelwerte für die OLR ohne Wolken (F_o), den totalen Fluß F und die Differenz zwischen beiden ($C_{LW} = F_o - F$) kann mit den entsprechenden Werten aus ERBE (Harrison et al. 1990) verglichen werden: $F_o = 265.6 \text{ Wm}^{-2}$, $F = 234.5 \text{ Wm}^{-2}$, $C_{LW} = 31.1 \text{ Wm}^{-2}$. Es gibt einen größeren Unterschied

Zeitraum	F_0	F	C_{LW}	Q_0	Q	C_{SW}	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}}$
April 1985	259.7	234.6	25.1	282.9	239.0	-43.9	1.75
Juli 1985	265.5	241.3	24.2	279.9	235.6	-44.3	1.83
Oktober 1985	256.6	234.1	22.5	289.4	240.5	-48.9	2.17
Januar 1986	257.8	234.7	23.1	296.5	243.6	-52.9	2.29
Jahresmittel	259.9	236.2	23.7	287.2	239.7	-47.5	2.01
Zeitraum	C_{NET}	$A_{c,ISCCP}$	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,ISCCP}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,ISCCP}}$	β	$\frac{\partial Q/\partial A_{c,ISCCP}}{\partial F/\partial A_{c,ISCCP}}$	
April 1985	-18.8	64.0	39.2	-68.6	-29.4	1.75	
Juli 1985	-20.1	64.0	37.9	-69.2	-31.3	1.83	
Oktober 1985	-26.4	63.2	35.6	-77.4	-41.8	2.17	
Januar 1986	-29.8	62.7	36.7	-84.4	-47.7	2.29	
Jahresmittel	-23.8	63.5	37.4	-74.9	-37.6	2.01	

Tabelle 1: Berechnete Monatsmittelwerte der Strahlungswirkung und Strahlungseffektivität der Wolken für den April, Juli und Oktober 1985 sowie den Januar 1986; alle dimensionierten Größen in Wm^{-2} .

in den F_0 -Werten und konsequenterweise in dem Wert für C_{LW} (siehe auch Tabelle 3). Der Wert für den simulierten Fluß ohne Wolken sowie der für den Treibhauseffekt stimmen besser mit den von Ardanuy et al. (1991) aus Nimbus-7 (N7ERB) Beobachtungen abgeleiteten ($F_0=257.7 Wm^{-2}$, $F=233.7 Wm^{-2}$, $C_{LW}=24.1 Wm^{-2}$) überein. Sie bestimmten die globalen Jahresmittelwerte aus jeweils 3 Monaten des nordhemisphärischen Sommers von 1979 und des südhemisphärischen Winters von 1979/80. Die Abweichungen der in dieser Arbeit simulierten Flüsse (und der von Ardanuy et al. (1991)) von denen von Harrison et al. (1990) kann folgenden Ursachen zugeschrieben werden: Der ERBE-Algorithmus verlangt wolkenfreie Bedingungen für mindestens $(40 km)^2$ große Gebiete, eine Einschränkung, die für die hier angewandte Methode nicht gilt (und ebenso nicht für das N7ERB-Verfahren von Ardanuy et al. (1991)). Daraus folgt, daß die langwelligen Werte ohne Wolken von ERBE in stärkerem Maße einen Umgebungszustand repräsentieren, der typisch für einen langzeitigeren wolkenfreien Zustand ist – z.B. ist eine größere Aufheizung der Oberflächen in diesen Gebieten möglich (Ardanuy et al. 1991). Dies ist auch in Übereinstimmung mit dem hier durchgeführten externen Test (Abbildung 7). In den Tropen berücksichtigt ERBE nicht die Variationen der Flüsse ohne Wolken, die auf größere Unterschiede des Wasserdampfgehaltes zurückzuführen sind, so daß sehr feuchte tropische Atmosphären nicht als wolkenfreie Gebiete erkannt werden. Hohe troposphärische Wasserdampfgehalte können die langwellige Ausstrahlung ohne Wolken um bis zu $20 Wm^{-2}$ verringern (Warren and Thompson 1983). Die Beschränkung auf Tagesdaten in dieser Arbeit bedeutet in der Regel auch wärmere Erdoberflächen und bietet somit keine Erklärung für die Differenzen zu den wolkenfreien Flüssen von ERBE.

Die Schätzwerte des Wolkeneinflusses auf die absorbierte Solarstrahlung stimmen

Zeitraum	F_0	F	C_{LW}	Q_0	Q	C_{SW}	$\left \frac{C_{SW}}{C_{LW}} \right $	C_{NET}
Jahresmittel (ERBE) (aus 4 Monatsmitteln)	265.1	234.9	30.2	287.7	240.1	-47.6	1.58	-17.4
Jahresmittel (ERBE) (aus 12 Monatsmitteln)	264.7	234.4	30.3	287.6	240.0	-47.6	1.57	-17.3

Tabelle 2: Jahresmittel der Strahlungswirkung der Wolken berechnet mit den ERBE-Daten (GEDEX-CD) zum einen als Mittel der Strahlungswerte für die Monate Feb. 1985 - Jan. 1986, zum anderen auf Grundlage der ERBE-Daten für den April, Juli und Oktober 1985 sowie den Januar 1986; alle Größen in Wm^{-2} .

schr gut mit den entsprechenden Jahresmittelwerten von ERBE (aus Tabelle 2: $Q_0=287.7 Wm^{-2}$, $Q=239.3 Wm^{-2}$) überein.

Empfindlichkeitsparameter sind sehr hilfreich, den Einfluß von Wolken auf den Strahlungshaushalt zu untersuchen (z. B. Ellis 1978, Ohring et al. 1981; eine Zusammenfassung findet sich in Arking, 1991). Ein Vergleich der Ergebnisse dieser Arbeit mit denen anderer Arbeiten zeigt die Tabelle 4. Die in Tabelle 1 gegebenen Empfindlichkeitsparameter der Wolken, $\frac{\partial Q}{\partial A_c}$ und $\frac{\partial F}{\partial A_c}$, wurden mit den ISCCP „Tageslicht“-Wolkenbedeckungsgraden berechnet, die in weitgehender Übereinstimmung mit anderen Wolkenklimatologien sind wie Bodenstationsbeobachtungen (Warren et al. 1986, 1988: SYNOBS 1971-1981, 60.6% (day)) und eine subjektive Wolkenanalyse von Meteor IR-Bildern (Mokhov 1991: 1976-1988, 60.9 %) aber um mehr als 10% größer als der aus Nimbus7-Messungen (Stove et al. 1988/89) abgeleitete: 1980-84, 51.2% (day). Mögliche Gründe für diese Differenzen werden im Einzelnen bei Rossow und Garder (1992) diskutiert.

Unter der Annahme, daß neben der globalen Wolkentypverteilung alle anderen Wolkenparameter bei einer Änderung des globalen Wolkenbedeckungsgrades unverändert bleiben, würde die Erde $0.38 Wm^{-2}$ durch eine Zu- oder Abnahme im globalen Bedeckungsgrad

Zeitraum	F_0	F	C_{LW}	Q_0	Q	C_{SW}	$\left \frac{C_{SW}}{C_{LW}} \right $	C_{Net}
April 1985	265.8	234.5	31.3	281.6	236.5	-45.1	1.49	-13.8
Juli 1985	267.6	237.5	30.1	281.1	234.4	-46.7	1.55	-16.6
Oktober 1985	266.3	234.1	32.2	293.1	243.0	-50.1	1.56	-17.9
Januar 1986	262.5	231.9	30.6	295.0	243.3	-51.7	1.69	-21.1

Tabelle 3: ERBE-Monatsmittel des Strahlungseffektes und der Strahlungswirksamkeitsparameter der Wolken für den April, Juli und Oktober 1985 sowie den Januar 1986 nach Harrison et al. (1990); alle Angaben (bis auf den dimensionslosen Quotiententerm) in Wm^{-2} .

Untersuchung	Quelle	$\frac{\partial Q}{\partial A_c}$	$\frac{\partial F}{\partial A_c}$	β
diese Arbeit	T-S-M mit dem ISCCP C1-Datensatz (Tageslichtdaten)	-74.9	-37.4	-37.5
	0° – 60° N	-88.8	-35.9	-32.9
	0° – 65° N	-86.9	-35.5	-31.4
	65° S – 65° N	-82.5	-38.1	-44.4
Ellis (1978)	Nimbus 3 MRIR			
	0° S-65° N	-66	-38	-28
	65° S-65° N	-70	-37	-33
Ohring et al. (1981)	NOAA AVHRR			
	0° – 60° N	-106	-35	-71

Tabelle 4: Jahresmittelwerte (1985/86) des Empfindlichkeitsparameters für alle Wolken (global, Tageslicht, 0° – 60° N, 0° – 65° N, 65° S - 65° N) und ein Vergleich mit den Ergebnissen anderer Untersuchungen: Ellis (1978) und Ohring et al. (1981).

um 1% verlieren oder gewinnen. Die Koeffizienten der verschiedenen Studien und für unterschiedliche Gebiete (Tabelle 4) stimmen in der Tendenz der Wolkeneffekte überein: Wenn die Wolkeneigenschaften des gegenwärtigen Klimas sich nicht ändern und nur der Bedeckungsgrad sich vergrößern würde, würde die verfügbare Energie für atmosphärische/ozeanische Prozesse verringert werden. Die Empfindlichkeitskoeffizienten stimmen ebenso quantitativ überein, mit Ausnahme des von Ohring et al. (1981), die sogar einen größeren Kühlungseffekt der Wolken abschätzten.

Es ist interessant, daß die in Tabelle 1 angegebenen globalen Werte im allgemeinen nur wenig mit der Jahreszeit variieren, obgleich größere Differenzen zwischen den beiden hemisphärischen Sommern bestehen: F ist größer und Q kleiner im Vergleich des Juli mit dem Januar. Dies hängt mit dem großen Anteil der warmen Kontinente der Nordhalbkugel zusammen. Während des Sommers auf der Südhalbkugel wirkt sich die niedrige Albedo des Ozeans auf der Südhalbkugel aus und Q_0 nimmt große Werte an. Der große Albedokонтраст zwischen Meeresoberfläche und Wolken ist Ursache für den großen Albedoeffekt, welcher um das 2.3-fache (im Januar 1986) über den Treibhauseffekt der Wolken dominiert.

In beiden Hemisphären gibt es vom Winter zum Sommer eine Bedeckungsgradzunahme, die zum Teil durch die Verschiebung der ITCZ in die Sommerhemisphäre verursacht ist, auf der Nordhalbkugel zudem durch eine größere Häufigkeit von Wolken in den mittleren Breiten. Die Folge ist, daß die Änderung der Wolkenverteilung in der Sommerhemisphäre der Zunahme der solaren Einstrahlung zum Teil entgegenwirkt.

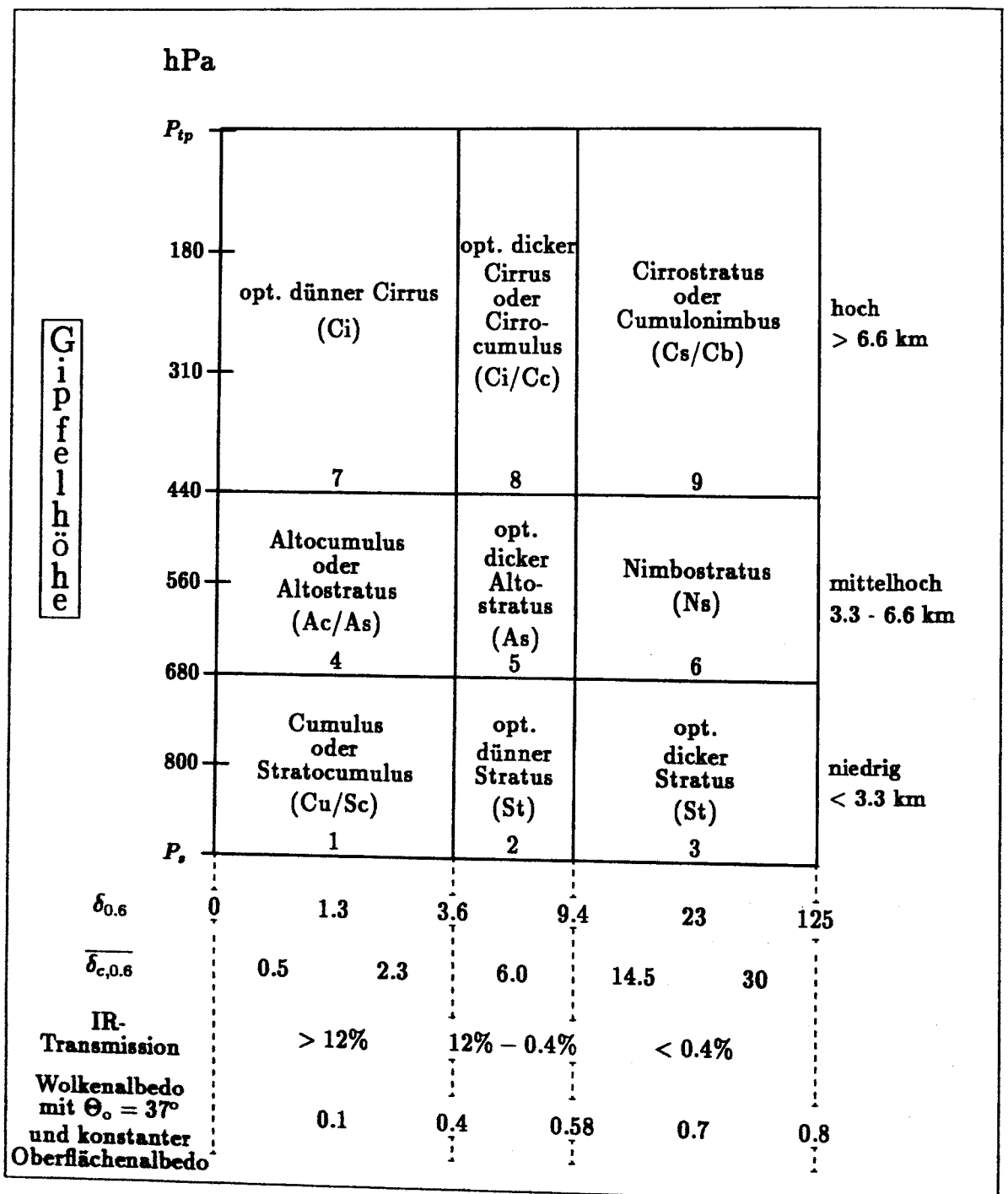


Abbildung 8: Einteilung der 9 Wolkentypen anhand der Wolkenparameter des ISCCP C1-Datensatzes in Anlehnung an die Einteilung von Rossow (1991) in 7 Klassen.

7.1.2 Effekt der Wolkentypen

Der ISCCP C1-Datensatz ermöglicht die separate Untersuchung des Strahlungseinflusses verschiedener Wolkentypen. Abbildung 8 zeigt die Einteilung der 9 Wolkentypen anhand der Wolkenparameter des ISCCP C1-Datensatzes. Die diagnostische Untersuchung der Wolkeneffekte auf den Strahlungshaushalt basiert auf diesen 9 Wolkentypen. Die Beziehung zwischen Wolkenklassen und Typen ist ähnlich der von Rossow und Schiffer (1991), die 7 morphologische Wolkentypen benutzen.

Eine Übersicht über den Beitrag jedes Wolkentyps zum Monats- und Jahresmittel des Strahlungseffektes ist in den Abbildungen 9 - 13 und der Beitrag zur Strahlungswirksamkeit in den Tabellen 6 - 10 gegeben.

Die Jahresmittelwerte der Empfindlichkeitskoeffizienten der 9 Wolkentypen, d.h. der mittlere Netto-Effekt von jedem Wolkentyp zusammen mit dem mittleren Albedo- und Treibhauseffekt, sind in der Tabelle 5 aufgeführt. Von den 9 Wolkentypen kommt den Cirrostratus/Cumulonimbus-Wolken (Typ 9) besondere Bedeutung zu. Sie kommen am zweithäufigsten vor (8.4%), nur die Cumulus-/Stratocumuluswolken (Typ 1) sind mit 12.5% häufiger. Durch ihre große Strahlungseffektivität im solaren (-155 Wm^{-2}) und im terrestrischen Spektralbereich (-106 Wm^{-2}) ist ihr Beitrag zu den globalen Einzeleffekten der größte (13.0 Wm^{-2} und 8.8 Wm^{-2} mit A_c von 8.4%), das bedeutet einen relativen Beitrag von 27% bzw. 37% zum Gesamteffekt aller Wolken (aus Tabelle 1: $C_{LW}=23.7 \text{ Wm}^{-2}$, $C_{SW}=-47.5 \text{ Wm}^{-2}$). Die Ursache hierfür ist ihre große optische Dicke, hohe Emissivität und die große Temperaturdifferenz zwischen Oberfläche und Wolkenobergrenze. Dieser Wolkentyp ist hauptsächlicher Bestandteil des Bewölkungsbandes der ITCZ. Aber dieser Wolkentyp hat nicht den größten Netto-Effekt und damit nicht den größten Einfluß auf den Energiehaushalt der Erde. Zum gesamten Netto-Effekt aller Wolken tragen die niedrigeren Wolken, Nimbostratus (Typ 6) mit -5.6 Wm^{-2} und optisch dicker Stratus (Typ 3) mit -6.3 Wm^{-2} bei. Durch den relativ geringen Temperaturkontrast zwischen ihrer Obergrenze und der Erdoberfläche ist ihr Treibhauseffekt sehr klein 36 Wm^{-2} (Typ 6) und 13 Wm^{-2} (Typ 3), ihr Albedoeffekt ist wegen der hohen optischen Dicke aber sehr groß: -114 Wm^{-2} (Typ 6) und -116 Wm^{-2} (Typ 3). Mit Bedeckungsgraden von 7.2% bzw. 6.1% ist ihr Beitrag zum globalen Treibhauseffekt 2.6 bzw. 0.8 Wm^{-2} und zu dem totalen Albedoeffekt -8.2 bzw. -7.1 Wm^{-2} .

Der Strahlungseinfluß von optisch dünnem Cirrus (Typ 7), dessen Netto-Effekt positiv ist, ist das entgegengesetzte Extrem zum Effekt des optisch dicken Stratus. Der Treibhauseffekt dominiert über den Albedoeffekt um das 2.5-fache. Der Netto-Strahlungseffekt dieses Wolkentyps ist eine Energiequelle von 31 Wm^{-2} und sein Beitrag zum globalen

Wolkentyp	A_c	$\frac{\partial Q}{\partial A_c}$	$\frac{\partial F}{\partial A_c}$	β
1. Cu/Sc	12.5	-28.2	-8.0	-20.2
2. opt. dünner St	8.1	-70.7	-12.6	-58.1
3. opt. dicker St	6.1	-115.9	-13.1	-102.8
4. Ac/As	6.5	-25.2	-21.4	-3.8
5. opt. dicker As	4.4	-77.3	-37.0	-40.3
6. Ns	7.2	-113.5	-36.1	-77.4
7. opt. dünner Ci	6.8	-20.5	-51.0	30.5
8. opt. dicker Ci /Cc	3.4	-87.7	-90.4	2.7
9. Cs/Cb	8.4	-155.3	-105.5	-49.8

Tabelle 5: Jahresmittelwerte (1985/86, global) der Empfindlichkeitsparameter der 9 Wolkentypen in der Dimension Wm^{-2} ; der Bedeckungsgrad ist in % angegeben.

Mittel ist $+2.1 Wm^{-2}$ (8.8 %).

Optisch dicker Cirrus (Typ 8) hat einen verschwindend kleinen Netto-Effekt, weil beide Cloud Forcing-Komponenten einander beinahe vollständig kompensieren ($C_{NET}=0.1 Wm^{-2}$).

Für das gegenwärtige Klima können nach dem Kriterium ihrer Strahlungseffektivität 3 Typen diagnostiziert werden:

- wärmende Wolken: Typ 7 (dünner Cirrus),
- strahlungsneutrale Wolken: Typ 4, 8 (Altostratus/Altostratus, optisch dicker Cirrus/Cirrocumulus),
- kühlende Wolken: Typ 1, 2, 3, 5, 6, 9 (alle niedrigen, die optisch dickeren mittelhohen und die optisch dicken hohen Wolken).

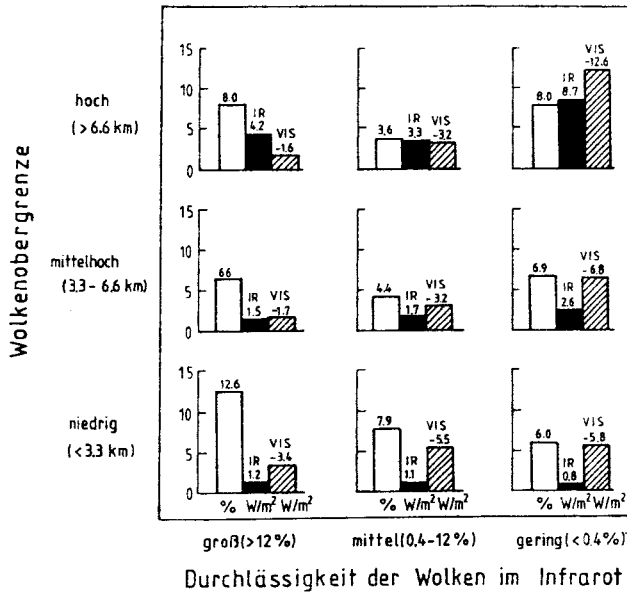


Abbildung 9: April 1985: Globale Monatsmittelwerte des Albedo- und Treibhauseffekts der 9 Wolkentypen in Wm^{-2} ; leere Säulen zeigen den Bedeckungsgrad in % an.

April 1985

7			8			9		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,7}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,7}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,8}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,8}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,9}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,9}}$
2.6	-52.5	-20.0	0.1	-91.7	-88.9	-3.9	-108.8	-157.5
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,7}}{\partial F/\partial A_{c,7}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,8}}{\partial F/\partial A_{c,8}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,9}}{\partial F/\partial A_{c,9}}$	
32.5	0.38		2.8	0.97		-48.7	1.45	
4			5			6		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,4}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,4}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,5}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,5}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,6}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,6}}$
-0.2	-22.7	-24.2	-1.5	-38.6	-72.7	-4.2	-37.7	-98.6
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,4}}{\partial F/\partial A_{c,4}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,5}}{\partial F/\partial A_{c,5}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,6}}{\partial F/\partial A_{c,6}}$	
-1.5	1.13		-34.1	1.88		-60.9	2.61	
1			2			3		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,1}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,1}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,2}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,2}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,3}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,3}}$
-2.2	-9.5	-27.0	-4.4	-13.9	-69.6	-5.0	-13.3	-96.7
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,1}}{\partial F/\partial A_{c,1}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,2}}{\partial F/\partial A_{c,2}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,3}}{\partial F/\partial A_{c,3}}$	
-17.5	2.83		-55.7	5.0		-83.4	7.25	

Tabelle 6: Strahlungseffekt und Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen für den April 1985; alle dimensionierten Größen in Wm^{-2} .

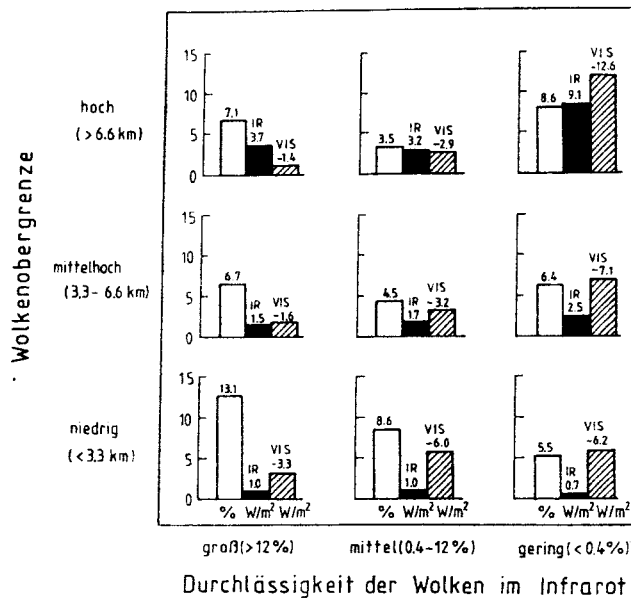


Abbildung 10: Juli 1985: Globale Monatsmittelwerte des Albedo- und Treibhauseffekts der 9 Wolkentypen in Wm^{-2} ; leere Säulen zeigen den Bedeckungsgrad in % an.

Juli 1985

7			8			9		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,7}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,7}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,8}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,8}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,9}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,9}}$
2.3	-52.1	-19.7	0.3	-91.4	-82.9	-3.5	-105.8	-146.5
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,7}}{\partial F/\partial A_{c,7}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,8}}{\partial F/\partial A_{c,8}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,9}}{\partial F/\partial A_{c,9}}$	
32.4	0.38		8.5	0.91		-40.7	1.38	
4			5			6		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,4}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,4}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,5}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,5}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,6}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,6}}$
-0.1	-22.4	-23.9	-1.5	-37.8	-71.1	-4.6	-39.1	-110.9
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,4}}{\partial F/\partial A_{c,4}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,5}}{\partial F/\partial A_{c,5}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,6}}{\partial F/\partial A_{c,6}}$	
-1.5	1.07		-33.3	1.88		-71.8	2.84	
1			2			3		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,1}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,1}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,2}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,2}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,3}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,3}}$
-2.3	-7.6	-25.2	-5.0	-11.6	-69.8	-5.5	-12.7	-112.7
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,1}}{\partial F/\partial A_{c,1}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,2}}{\partial F/\partial A_{c,2}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,3}}{\partial F/\partial A_{c,3}}$	
-17.6	3.3		-58.2	6.0		-100.0	8.86	

Tabelle 7: Strahlungseffekt und Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen für den Juli 1985; alle dimensionierten Größen in Wm^{-2} .

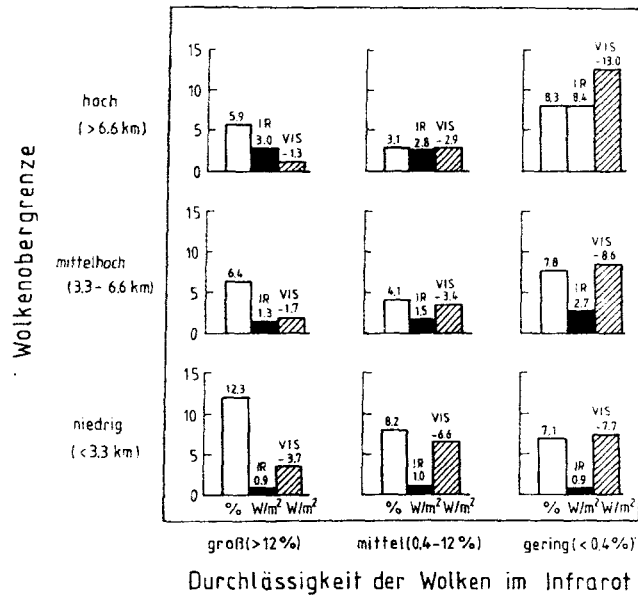


Abbildung 11: Oktober 1985: Globale Monatsmittelwerte des Albedo- und Treibhauseffekts der 9 Wolkentypen in Wm^{-2} ; leere Säulen zeigen den Bedeckungsgrad in % an.

Oktober 1985

7			8			9		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,7}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,7}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,8}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,8}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,9}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,9}}$
2.7	-50.8	-22.0	-0.1	-90.3	-93.3	-4.6	-101.2	-156.6
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,7}}{\partial F/\partial A_{c,7}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,8}}{\partial F/\partial A_{c,8}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,9}}{\partial F/\partial A_{c,9}}$	
28.8	0.43		-3.2	1.04		-54.4	1.55	
4			5			6		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,4}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,4}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,5}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,5}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,6}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,6}}$
-0.4	-20.3	-26.6	-1.9	-36.6	-82.9	-5.9	-34.6	-110.3
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,4}}{\partial F/\partial A_{c,4}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,5}}{\partial F/\partial A_{c,5}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,6}}{\partial F/\partial A_{c,6}}$	
-6.3	1.31		-46.3	2.27		-75.7	3.19	
1			2			3		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,1}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,1}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,2}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,2}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,3}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,3}}$
-2.8	-7.3	-30.1	-5.6	-12.2	-53.7	-6.8	-12.7	-108.5
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,1}}{\partial F/\partial A_{c,1}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,2}}{\partial F/\partial A_{c,2}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,3}}{\partial F/\partial A_{c,3}}$	
-22.8	4.11		-41.5	6.6		-95.8	8.56	

Tabelle 8: Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen für den Oktober 1985; alle dimensionierten Größen in Wm^{-2} .

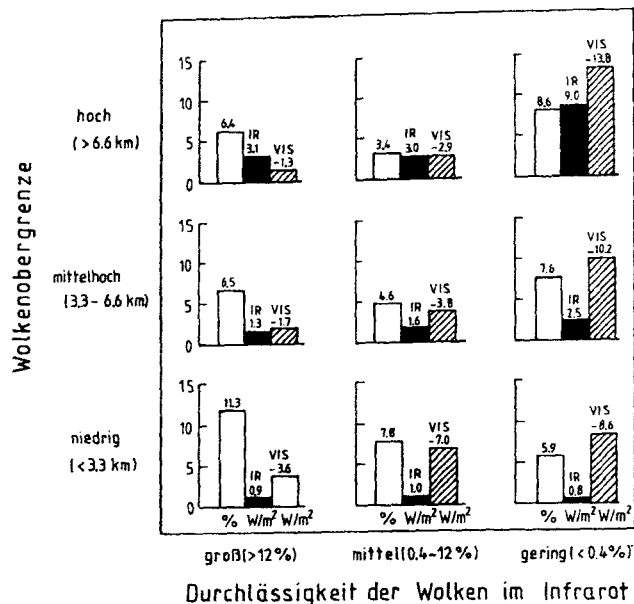


Abbildung 12: Januar 1986: Globale Monatsmittelwerte des Albedo- und Treibhauseffekts der 9 Wolkentypen in Wm^{-2} ; leere Säulen zeigen den Bedeckungsgrad in % an.

Januar 1986

7			8			9		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,7}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,7}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,8}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,8}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,9}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,9}}$
1.8	-48.4	-20.3	0.1	-88.2	-85.3	-0.1	-104.7	-160.5
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,7}}{\partial F/\partial A_{c,7}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,8}}{\partial F/\partial A_{c,8}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,9}}{\partial F/\partial A_{c,9}}$	
28.1	0.42		2.9	0.97		-55.8	1.55	
4			5			6		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,4}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,4}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,5}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,5}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,6}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,6}}$
-0.4	-20.0	-26.2	-2.2	-34.8	-82.6	-7.7	-32.9	-134.2
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,4}}{\partial F/\partial A_{c,4}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,5}}{\partial F/\partial A_{c,5}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,6}}{\partial F/\partial A_{c,6}}$	
-6.2	1.31		-47.8	2.38		-101.3	4.08	
1			2			3		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,1}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,1}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,2}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,2}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,3}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,3}}$
-2.7	-7.6	-30.3	-6.0	-12.8	-89.7	-7.8	-13.6	-145.8
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,1}}{\partial F/\partial A_{c,1}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,2}}{\partial F/\partial A_{c,2}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q/\partial A_{c,3}}{\partial F/\partial A_{c,3}}$	
-22.7	4.0		-76.9	7.0		-132.2	10.75	

Tabelle 9: Strahlungseffekt und Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen für den Januar 1986; alle dimensionierten Größen in Wm^{-2} .

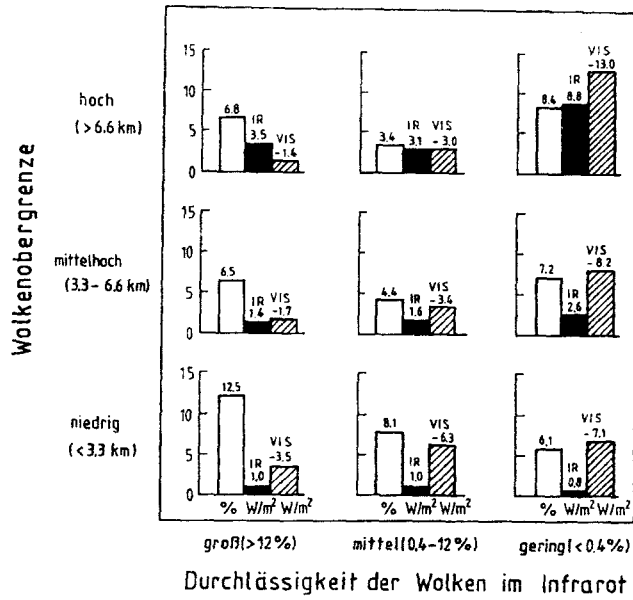


Abbildung 13: Jahresmittel 1985/86: Globale Jahresmittelwerte des Albedo- und Treibhauseffekts der 9 Wolkentypen in Wm^{-2} ; leere Säulen zeigen den Bedeckungsgrad in % an.

Jahresmittel 1985/86

7			8			9		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,7}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,7}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,8}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,8}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,9}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,9}}$
2.4	-51.0	-20.5	0.1	-90.4	-87.7	-4.2	-105.5	-155.3
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q / \partial A_{c,7}}{\partial F / \partial A_{c,7}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q / \partial A_{c,8}}{\partial F / \partial A_{c,8}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q / \partial A_{c,9}}{\partial F / \partial A_{c,9}}$	
30.5	0.40		2.8	0.97		-49.9	1.48	
4			5			6		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,4}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,4}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,5}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,5}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,6}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,6}}$
-0.3	-21.4	-25.2	-1.8	-37.0	-77.3	-5.6	-36.1	-113.5
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q / \partial A_{c,4}}{\partial F / \partial A_{c,4}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q / \partial A_{c,5}}{\partial F / \partial A_{c,5}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q / \partial A_{c,6}}{\partial F / \partial A_{c,6}}$	
-3.9	1.21		-40.4	2.10		-77.4	3.18	
1			2			3		
C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,1}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,1}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,2}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,2}}$	C_{NET}	$\frac{\partial F}{\partial A_{c,3}}$	$\frac{\partial Q}{\partial A_{c,3}}$
-2.5	-8.0	-28.2	-5.3	-12.6	-70.7	-6.3	-13.1	-115.9
δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q / \partial A_{c,1}}{\partial F / \partial A_{c,1}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q / \partial A_{c,2}}{\partial F / \partial A_{c,2}}$		δ	$\frac{C_{SW}}{C_{LW}} = \frac{\partial Q / \partial A_{c,3}}{\partial F / \partial A_{c,3}}$	
-20.2	3.56		-58.1	6.2		-102.8	8.86	

Tabelle 10: Jahresmittel des Strahlungseffektes und der Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen; alle dimensionierten Größen in Wm^{-2} .

7.2 Strahlungseinfluß der Wolken – zonale Mittelwerte

7.2.1 Gesamteffekt der Wolken

In diesem Abschnitt wird die meridionale Verteilung der Wolkeneffekte untersucht. Ist zum Beispiel eine meridionale Abhängigkeit vorhanden, können Wolken die differentielle Erwärmung der Erde verstärken oder dämpfen und somit die allgemeine Zirkulation beeinflussen.

An dieser Stelle soll angemerkt werden, daß die graphische Darstellung der Wolkenverteilungen zu den im folgenden vorgestellten Ergebnissen im Anhang B aufgeführt sind, da sie nicht Ergebnis von Simulationsrechnungen sind, aber im quantitativen Sinne wesentlichen Einfluß auf die Größe des Strahlungseffektes haben und daher für die Interpretation der Ergebnisse von Bedeutung sind.

In den untersuchten Monaten (April, Juli, Oktober 1985 und Januar 1986) ist der Albedo- und der Treibhauseffekt der Wolken in den mittleren Breiten und in der ITCZ dem Betrag nach am größten und in den Subtropen und den hohen Breiten am kleinsten (Abbildung 14). Während der größte Treibhauseffekt durch Wolken in Zusammenhang mit der Bewölkung der ITCZ vorkommt (im Juli von 5° bis 10° N sogar mehr als 40 Wm^{-2}), ist der Albedoeffekt der Wolken in den mittleren Breiten der Sommerhemisphäre am größten (im Juli 1985 bei 55° N mehr als -95 Wm^{-2} , im Januar 1986 von 52.5° bis 62.5° S mehr als -140 Wm^{-2}). In den Monaten April und Oktober 1985 ist die Verteilung der Netto-Strahlungseffektes der Wolken homogener als im Juli 1985 bzw. Januar 1986. Der Netto-Strahlungsenergieverlust durch Wolken ist in der Sommerhemisphäre mit -35.4 im Juli 1985 bzw. mit -54.6 Wm^{-2} im Januar 1986 viel größer als in der Winterhemisphäre (-8.8 (Juli)/ -8.0 Wm^{-2} (Januar)). Ursache hierfür ist neben der größeren solaren Einstrahlung in der Sommerhemisphäre auch die Verlagerung der ITCZ in dieselbe. Da der Netto-Strahlungsenergieverlust in den mittleren Breitengraden der Sommerhemisphäre (Juli 1985 und Januar 1986) größer als in den niederen Breiten ist, verstärken Wolken die differentielle Erwärmung dieser Erdhalbkugel. Von niederen zu den mittleren Breitengraden der Winterhemisphäre gleichen sich der Treibhauseffekt und der Albedoeffekt der Wolken (aufgrund der zu den mittleren Breitengraden abnehmenden solaren Einstrahlung) an, bis der Treibhauseffekt in den höheren Breiten z.T. über den Albedoeffekt dominiert und die Erde Energie durch Wolken gewinnt, während in den niederen Breiten die Erde durch Wolken „gekühlt“ wird. Dadurch wird in der Winterhemisphäre die differentielle Erwärmung durch Wolken gedämpft.

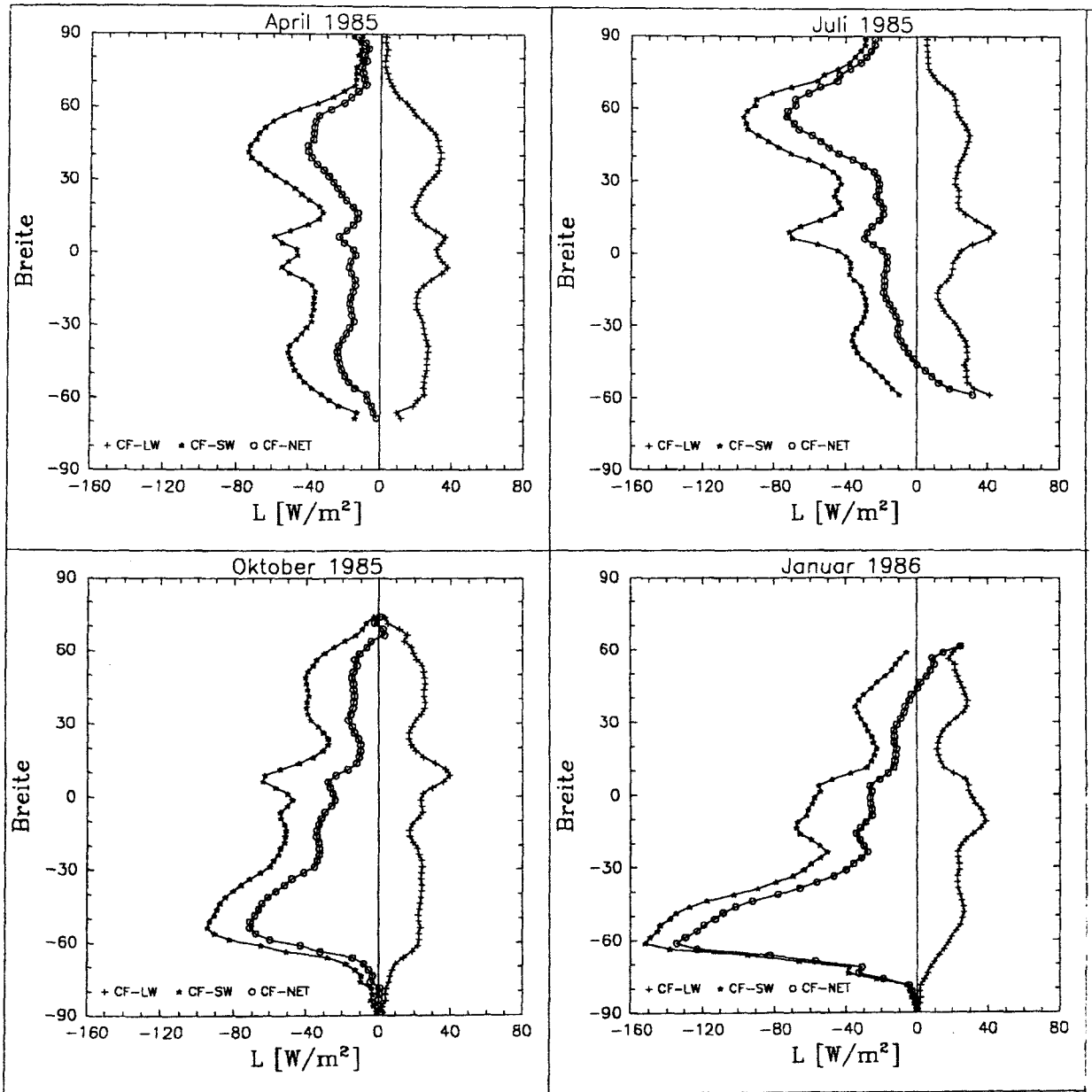


Abbildung 14: Zonale Monatsmittelwerte des Albedo- (*), des Treibhaus- (+) und des Nettoeffektes (o) der Wolken für den April, Juli, Oktober 1985 und den Januar 1986.

7.2.2 Effekt der Wolkentypen

Im vorangegangenen Abschnitt wurde der mittlere zonale Strahlungseinfluß aller Wolken diskutiert. Die meridionale Verteilung der mittleren zonalen Strahlungseffekte für die verschiedenen Wolkentypen (Abbildung 15-18) kann sehr verschieden von dem aller Wolken sein. So ist der mittlere zonale Netto-Effekt der Wolkentypen 4 und 8 in allen geographischen Breiten verschwindend klein, so daß man sie als strahlungsneutral bezeichnen kann. Während die Ac/As-Wolken (Typ 4) in allen geographischen Breiten einen Treibhaus- und Albedoeffekt dem Betrag nach kleiner als 3 bzw. -3 Wm^{-2} haben, sind die entsprechenden Effekte des optisch dicken Cirrus/Cirrocumulus in äquatorialen Breiten mehr als 2-mal so groß.

Im Vergleich zu den Wolkentypen 4 und 8 ist der Netto-Effekt der dünnen Cirruswolken (Typ 7) sehr groß. Diese Wolken „heizen“ die Erde besonders in den Breitengraden der ITCZ (im April $> 4 \text{ Wm}^{-2}$), wo sie am häufigsten auftreten. Zu höheren Breitengraden nimmt ihr Netto-Strahlungseffekt ab. Ihre größte Netto-Effektivität (β) haben sie mit Werten zwischen $30\text{-}40 \text{ Wm}^{-2}$ in der Regel in den niederen Breitengraden beider Hemisphären. Die Verteilung ihrer Netto-Effektivität zeigt in allen untersuchten Monaten im Vergleich zu den anderen Wolkentypen eine nur geringe Variabilität (z.B. im April zw. -65°N und 65°S Werte von $+20$ bis $+30 \text{ Wm}^{-2}$).

Alle anderen Wolkentypen (1, 2, 3, 5, 6, 9) „kühlen“ die Erde in nahezu allen geographischen Breiten.

Die größten Änderungen der Strahlungswirksamkeit mit der geographischen Breite zeigen die optisch dicken Wolken (Typen 3, 6, 9), weil sie durch ihre hohe Reflektivität den solaren Strahlungsfluß zwischen Erdboden und Atmosphärenobergrenze vollständig entkoppeln und ihre mittlere zonale Häufigkeit stärker variiert. Der große Albedoeffekt dieser Wolkentypen wird nicht durch ihren Treibhauseffekt kompensiert. So ist zum Beispiel im April 1985 (Abbildung 15) der Netto-Strahlungseffekt von Wolkentyp 3 zw. $40^\circ - 60^\circ\text{N}$ mit mehr als -10 Wm^{-2} am größten. Der Empfindlichkeitsparameter β dagegen zeigt an, daß dieser Wolkentyp seine größte Strahlungseffektivität in äquatorialen Breiten mit Werten größer als -140 Wm^{-2} hat und damit um bis zu 50 Wm^{-2} strahlungseffektiver als zw. $40^\circ - 60^\circ\text{N}$ ist. Die Nettoeffektivität der Wolkentypen 6 (größte Werte zwischen -120 und -130 Wm^{-2}) und 9 (maximal -90 und -110 Wm^{-2}) reicht nicht an die von Wolkentyp 3 heran, da die Treibhauswirksamkeit dieser Wolken größer ist. Doch selbst die Wolkentypen 6 und 9 sind strahlungseffektiver als Wolken mit niedriger Gipfelhöhe und mit großer Transmissivität (Typ 1). So hat Wolkentyp 1 seine maximale Netto-Effektivität im Januar 1986 (Abbildung 18) in den mittleren Breiten zw. $60^\circ - 67.5^\circ\text{S}$ mit Werten von etwas mehr

als -60 Wm^{-2} .

Im Juli 1985 (Abbildung 16) erhält man aus den Simulationsrechnungen die größte Strahlungseffektivität der Cumulus-/Stratocumuluswolken in den arktischen Breiten. Dieses nicht unbedingt zu erwartende Ergebnis beruht darauf, daß hier die Wolkenobergrenzen des Wolkentyps häufig in Inversionen liegen, so daß trotz der geringen solaren Einstrahlung der Albedoeffekt dominiert und β -Werte von z.T. mehr als -50 Wm^{-2} erreicht werden.

April 1985

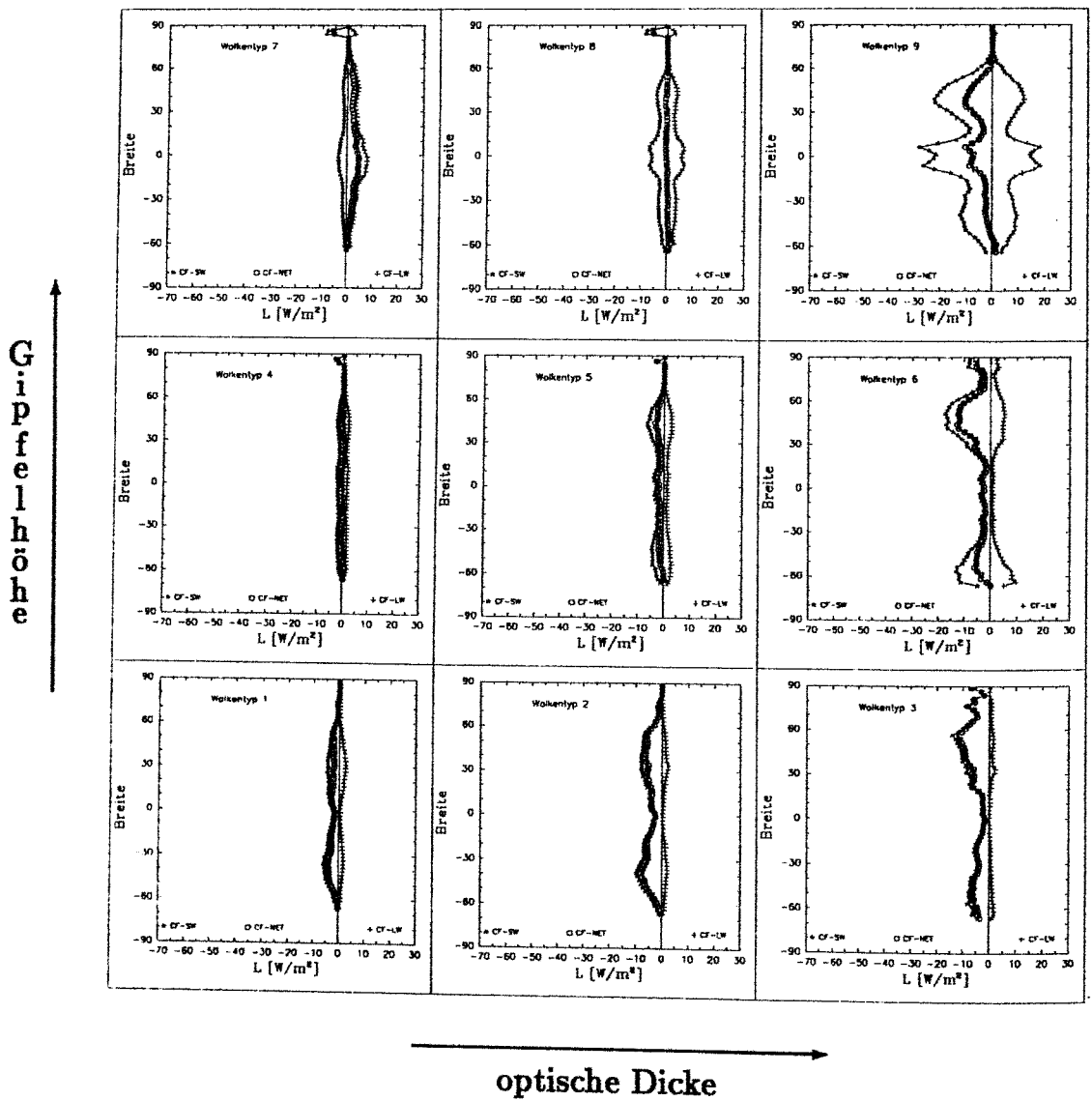


Abbildung 15: April 1985: Zonale Monatsmittelwerte des Treibhaus-, Albedo- und Nettoeffektes der 9 Wolkentypen in Wm^{-2} .

Juli 1985

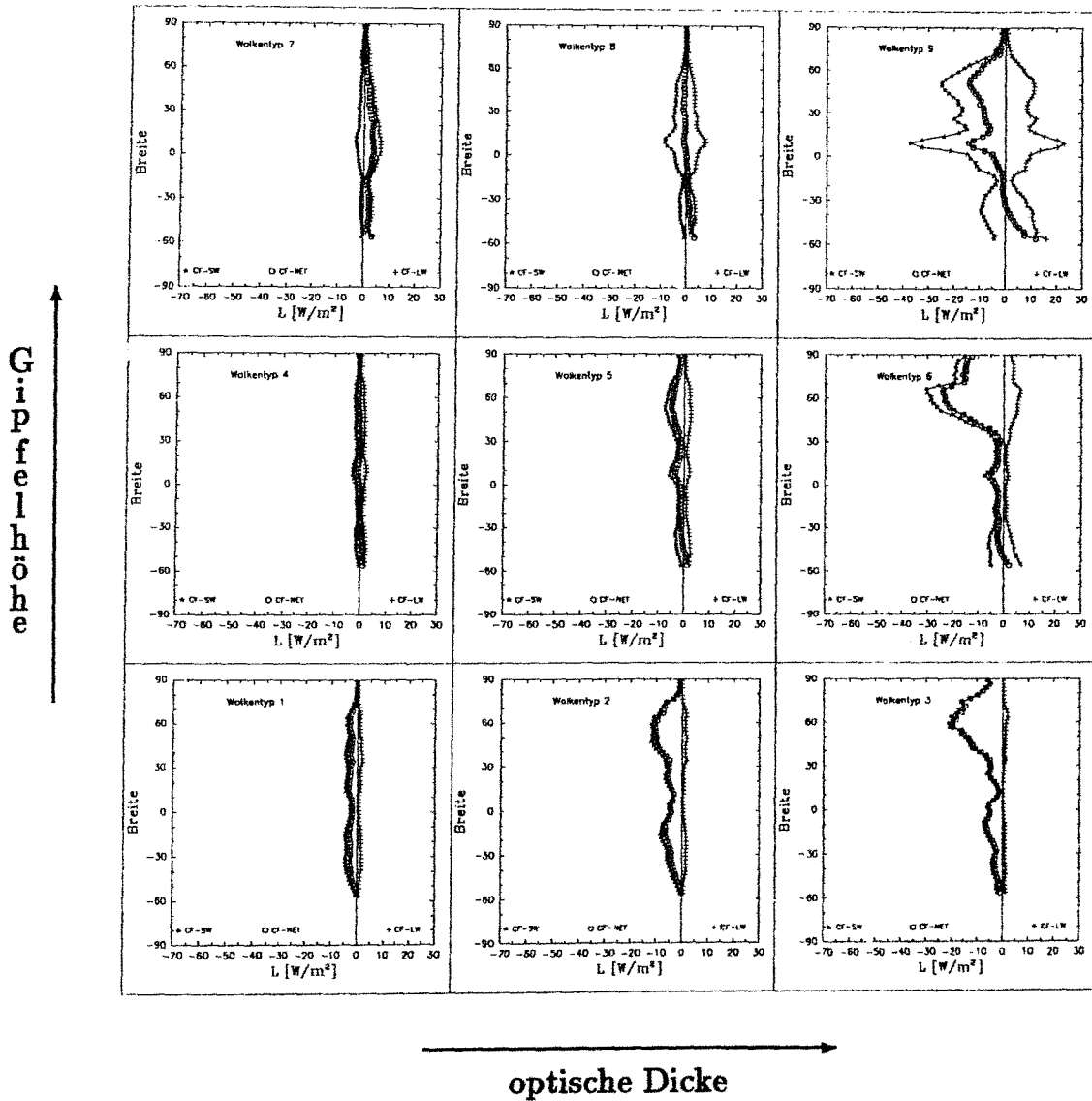


Abbildung 16: Juli 1985: Zonale Monatsmittelwerte des Treibhaus-, Albedo- und Nettoeffektes der 9 Wolkentypen in Wm^{-2} .

Oktober 1985

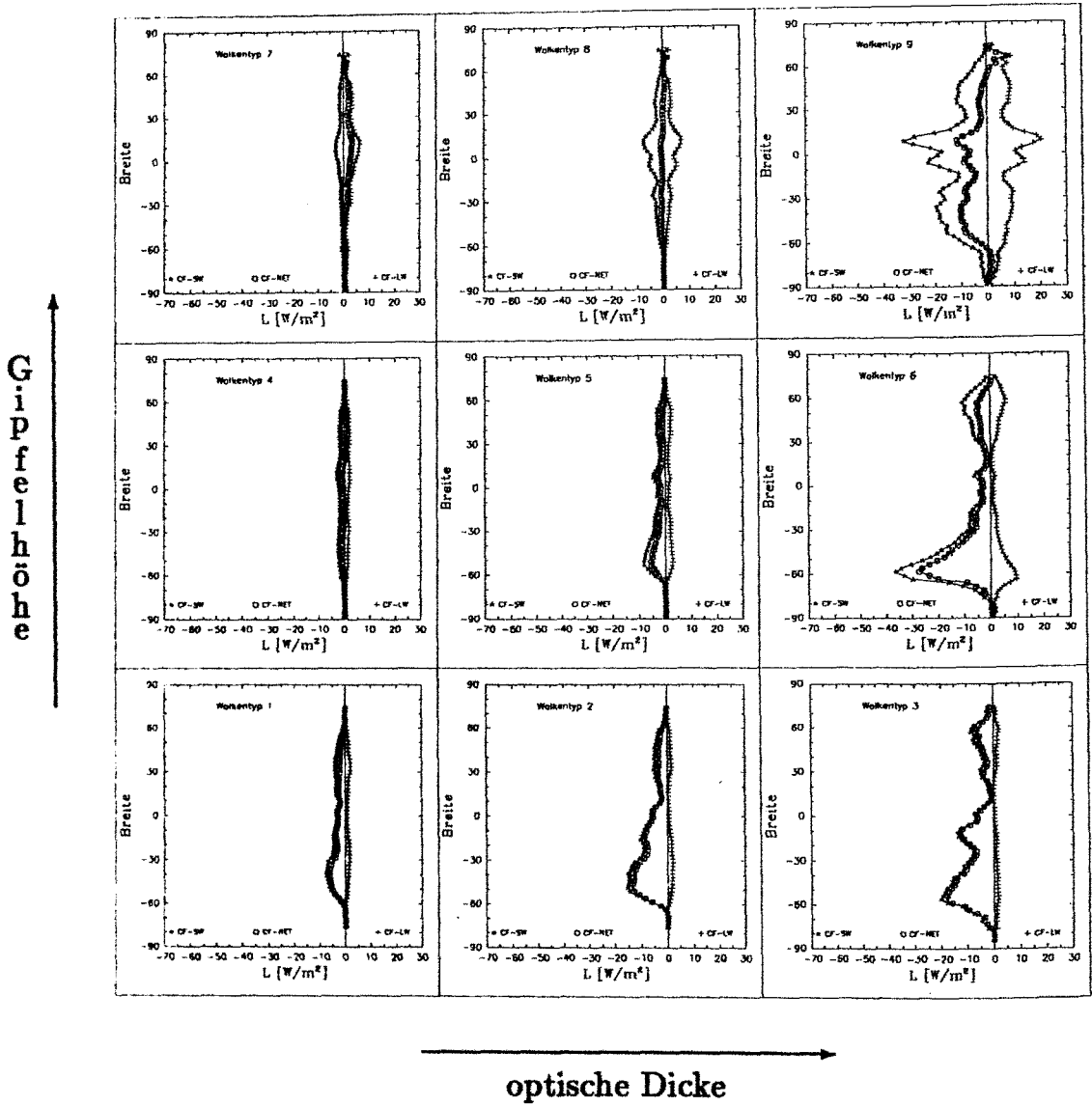


Abbildung 17: Oktober 1985: Zonale Monatsmittelwerte des Treibhaus-, Albedo- und Nettoeffektes der 9 Wolkentypen in Wm^{-2} .

Januar 1986

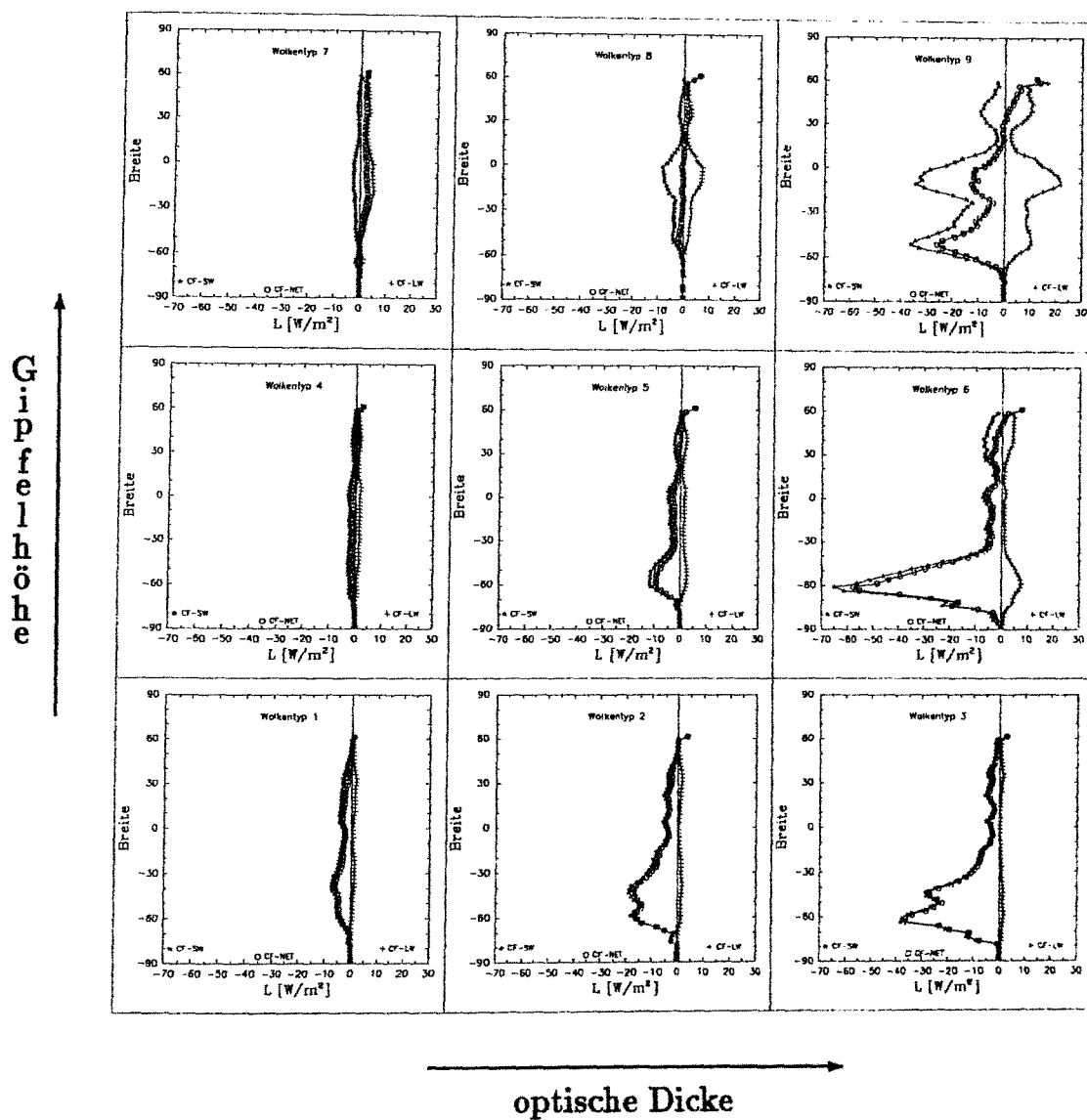


Abbildung 18: Januar 1986 Zonale Monatsmittelwerte des Treibhaus-, Albedo- und Nettoeffektes der 9 Wolkentypen in Wm^{-2} .

7.3 Strahlungseinfluß der Wolken – globale Verteilungen

7.3.1 Gesamteffekt der Wolken

In diesem Abschnitt werden regionale Besonderheiten der Strahlungseffekte der Wolken in den Monaten April, Juli, Oktober 1985 und Januar 1986 untersucht, d.h. größere Abweichungen zum mittleren globalen Effekt. Die Abbildungen 19.b – 22.b entsprechen denen von 19.a – 22.a, sie zeigen aber speziell die Gebiete an, in denen das Vorzeichen des Netto-Effektes signifikant ist (Bereich von -11.5 Wm^{-2} bis 11.5 Wm^{-2}). Die Abbildungen 36 - 39 zeigen die Monatsmittel der globalen Wolkenverteilung.

Zuerst soll hier auf die globale Verteilung des Netto-Strahlungseffektes aller Wolken im April 1985 eingegangen werden (Abbildung 19.a). Die Regionen, in denen der Netto-Effekt der Wolken positiv (Strahlungsenergiegewinn durch die Wolken) ist, lassen sich gut nach klimatologischen Kriterien von denen mit negativem Netto-Effekt unterscheiden. Bei den Erstgenannten handelt es sich in der Regel um Regionen mit relativ heller Oberfläche (hohe Albedo), die durch intensive Sonneneinstrahlung stark aufgeheizt wurde (überadiabatischer vertikaler Temperaturgradient an der Oberfläche und dadurch großer Temperaturunterschied zwischen Untergrund und Wolkenobergrenze). Bis auf wenige ozeanische Regionen in den Tropen handelt es sich i.a. um kontinentale Gebiete (Sahara, Sahelzone, Kalahari, Arabien, Vorderasien, Tarimbecken, Wüste Gobi und Wüsten in Zentralaustralien). Der Netto-Effekt der Wolken ist hier meistens größer als 15 Wm^{-2} . In allen anderen Regionen ist der Netto-Effekt der Wolken negativ. Über Meeresgebieten treten die größten negativen Werte in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre und in der Südhemisphäre westlich der Kontinente (großer Albedoeffekt und kleiner Treibhauseffekt von optisch dickem Stratus) auf. Über den Kontinenten verliert die Erde am meisten Energie durch Wolken in den Regenwaldgebieten des Amazonas- und Kongobeckens sowie über dem Osten und Südosten der USA, in Mitteleuropa (großer Anteil optisch dicker Wolken) und im Süden Rußlands.

Im Juli 1985 (Abbildung 20.a) ist die globale Verteilung von C_{NET} der im April 1985 qualitativ sehr ähnlich, während es quantitativ größere Unterschiede gibt. So ist in fast allen Regionen der Nordhalbkugel der Strahlungsverlust durch Wolken größer als im April; Ausnahmen hiervon sind auf vergleichsweise kleine Gebiete beschränkt (z.B. der Mittelmeerraum). Über den ariden Gebieten ist der Strahlungsenergiegewinn der Erde geringer als im April 1985. Über Indien bewirkt die während des Sommermonsuns auftretende Bewölkung einen Strahlungsenergieverlust der Erde von -30 bis zu -45 Wm^{-2} . Dagegen nimmt auf der Südhalbkugel allgemein der Strahlungsenergieverlust durch Wolken ab, und in den Breitenzonen mit großer Zenitdistanz der Sonne gewinnt die Erde sogar Energie

durch Wolken. Im östlichen äquatorialen Pazifik gibt es ein größeres Gebiet mit positiven Netto-Effekt der Wolken.

In der Sommerhemisphäre verliert die Erde wesentlich mehr Energie durch Wolken als in der Winterhemisphäre. Dies zeigen die Ergebnisse für die Südhalbkugel für den **Oktober 1985** (Abbildung 21.a) und besonders den **Januar 1986** (Abbildung 22.a) im Vergleich mit dem April 1985. Große Albedodifferenzen zwischen Wolke und Untergrund besonders über den Meeresgebieten sind die Ursache. In den Übergangsjahreszeiten werden die Unterschiede von C_{NET} zwischen Meeresgebieten und Festland kleiner und im Sommerhalbjahr wieder größer. Ursache hierfür ist die vergleichsweise hohe Albedo des Erdbodens und die rasche Reaktion der Erdoberflächentemperatur auf Änderungen in der Sonneneinstrahlung und die entsprechend niedrige Meeresoberflächenalbedo und hohe Wärmekapazität von Wasser.

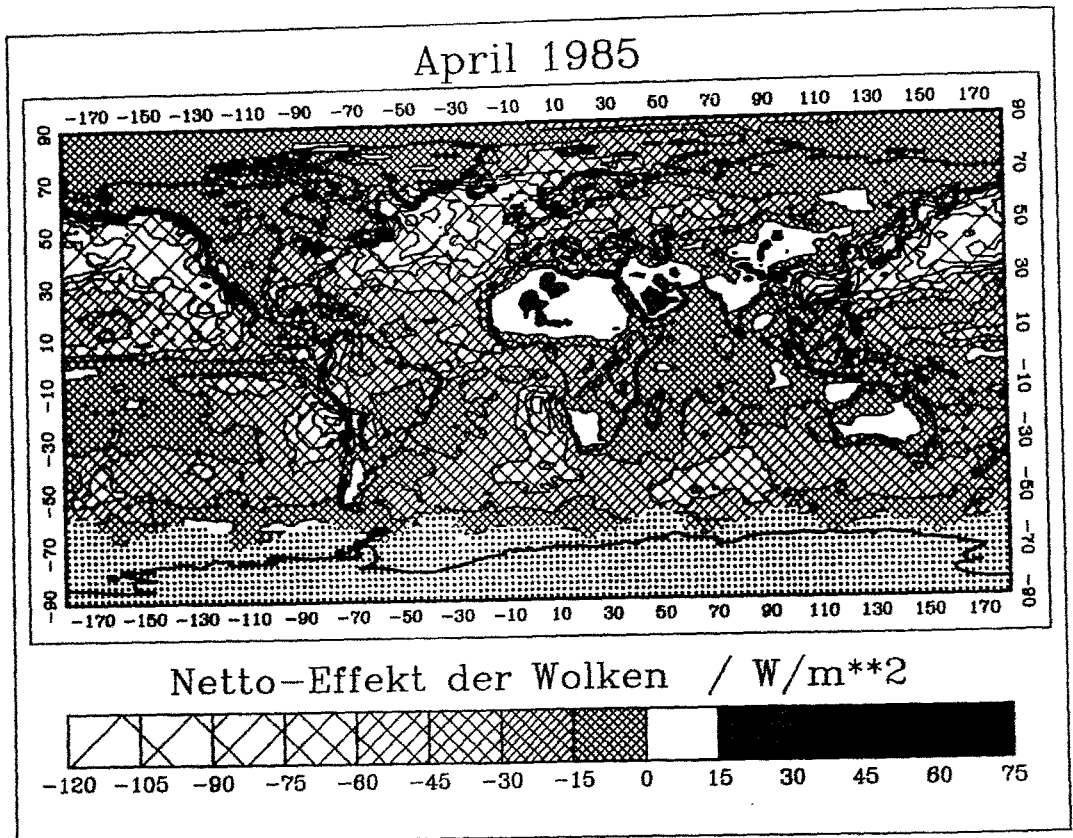


Abbildung 19.a :

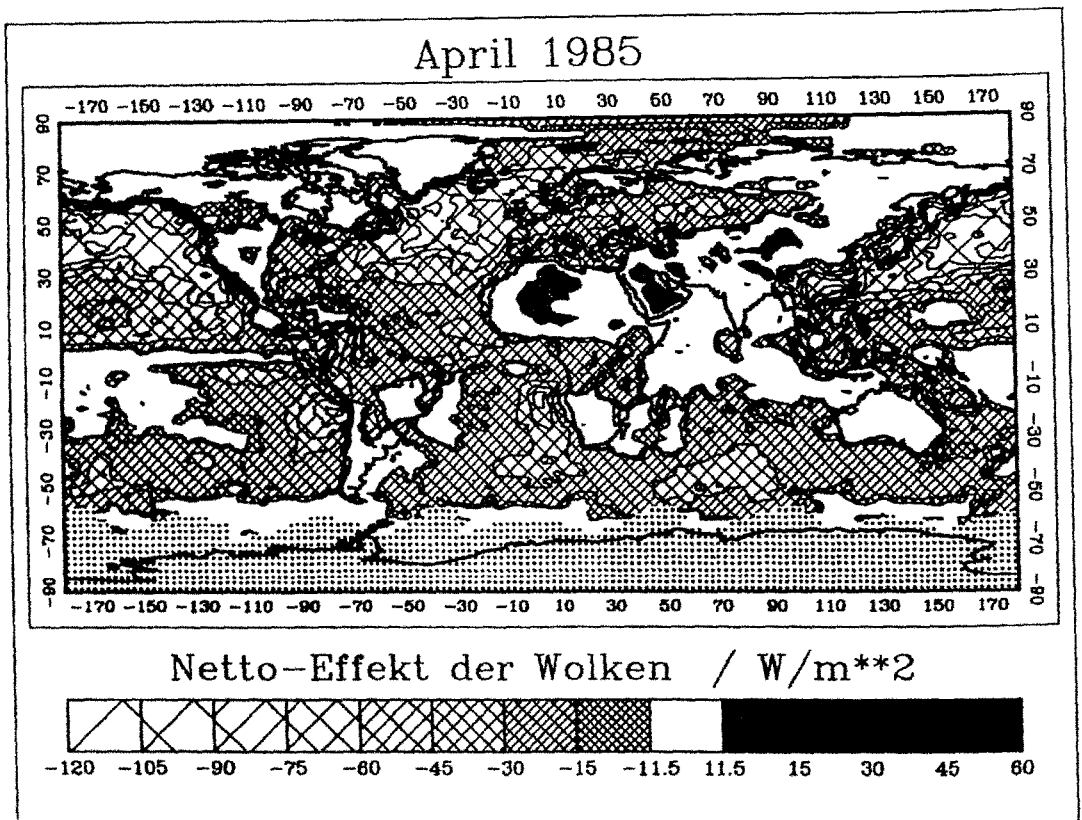


Abbildung 19.b : April 1985: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken

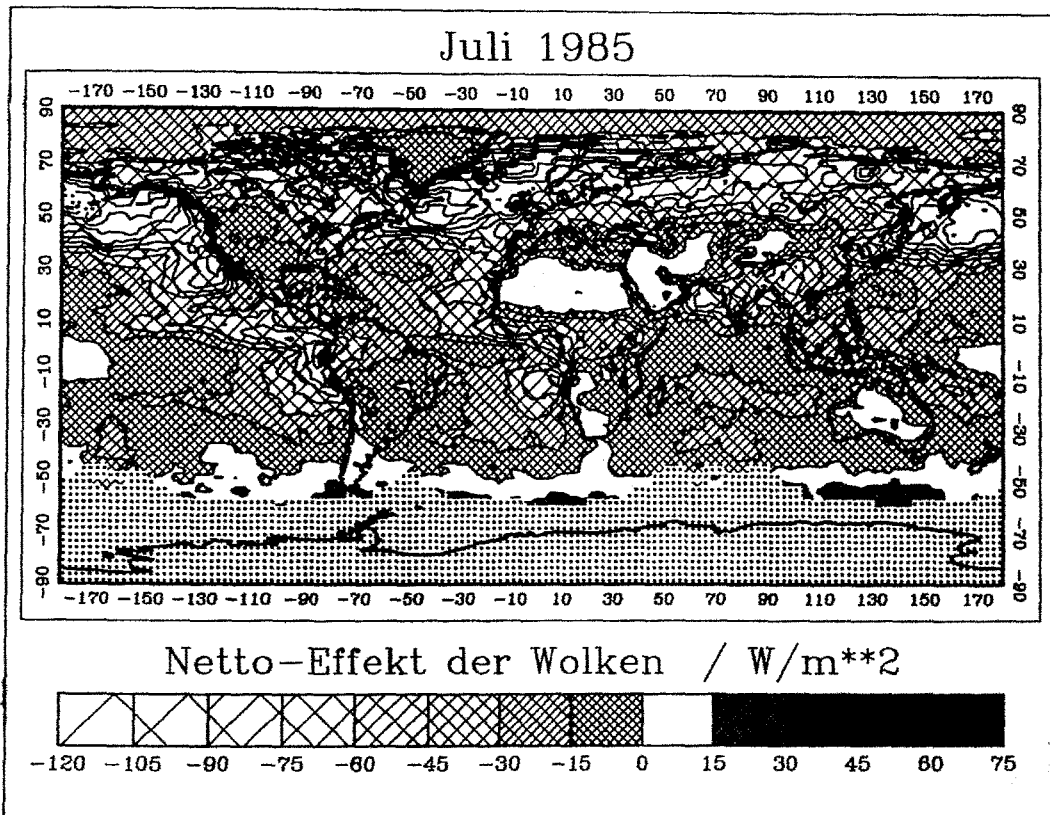


Abbildung 20.a :

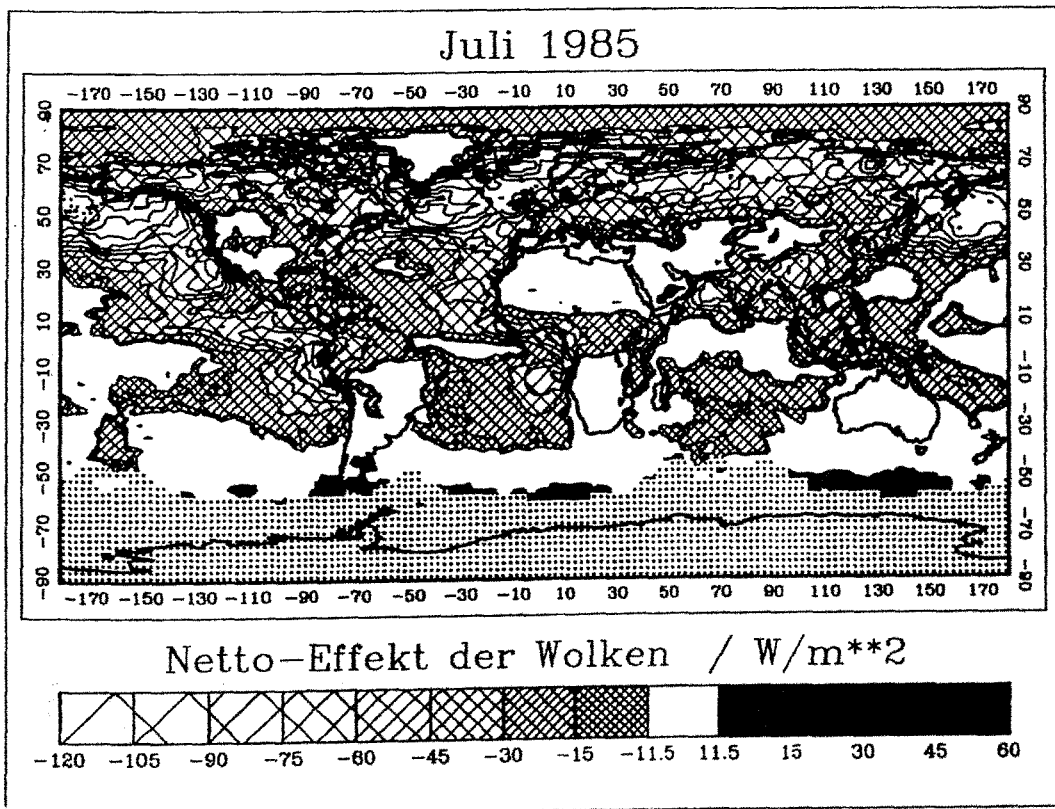


Abbildung 20.b : Juli 1985: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken

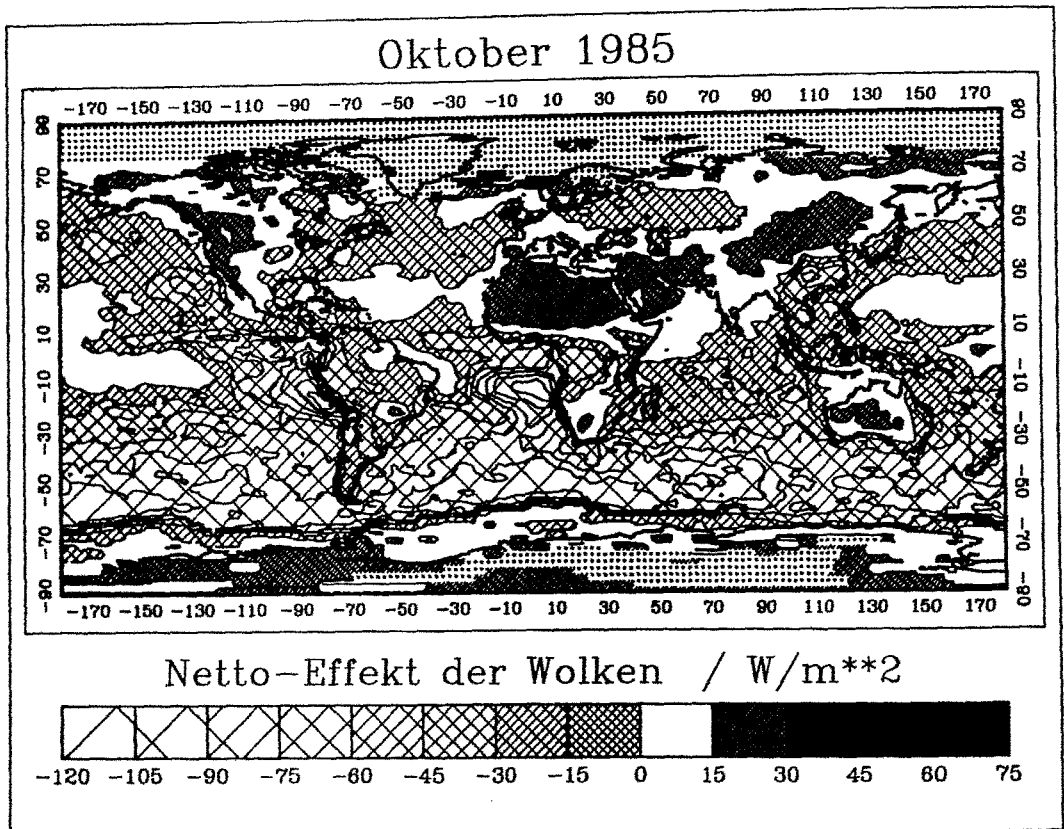


Abbildung 21.a :

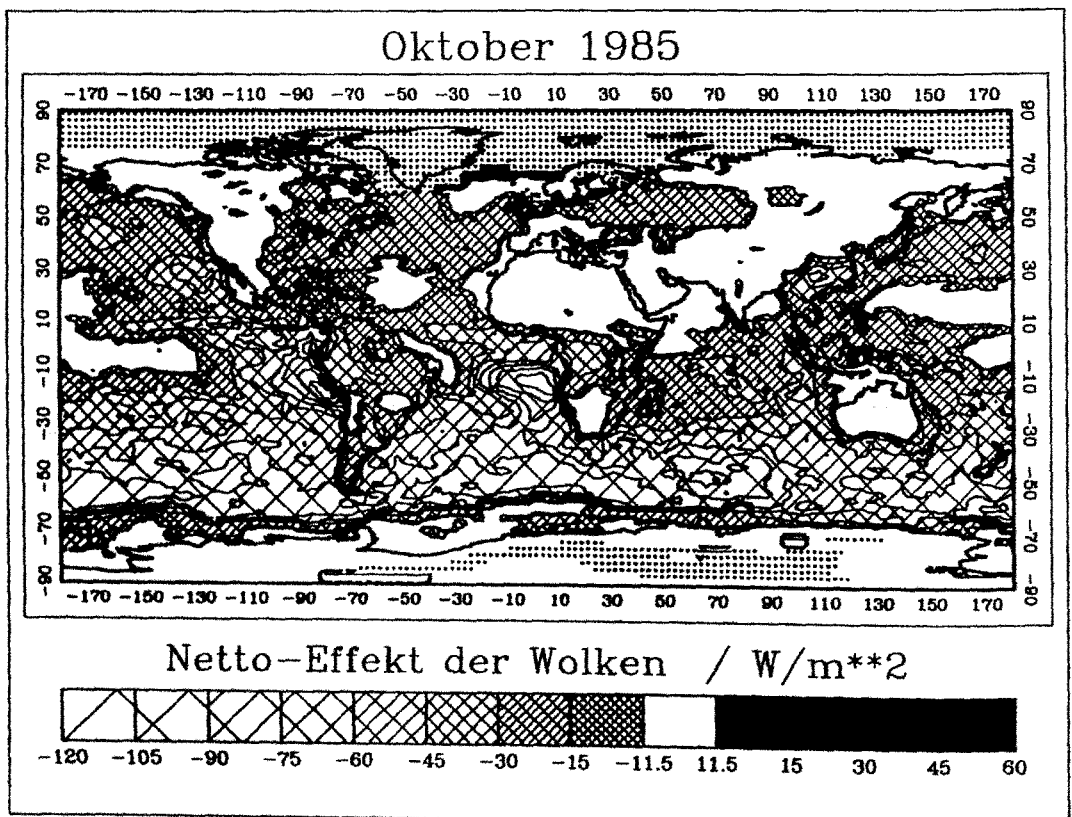


Abbildung 21.b : Oktober 1985: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken

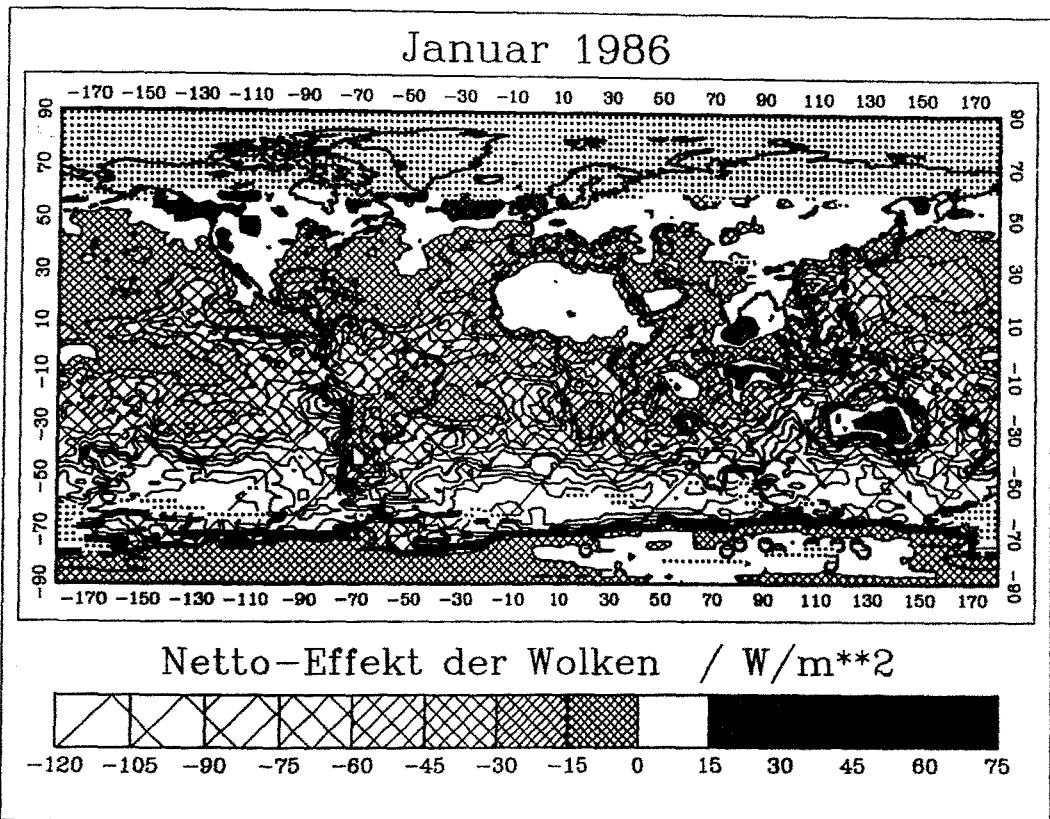


Abbildung 22.a :

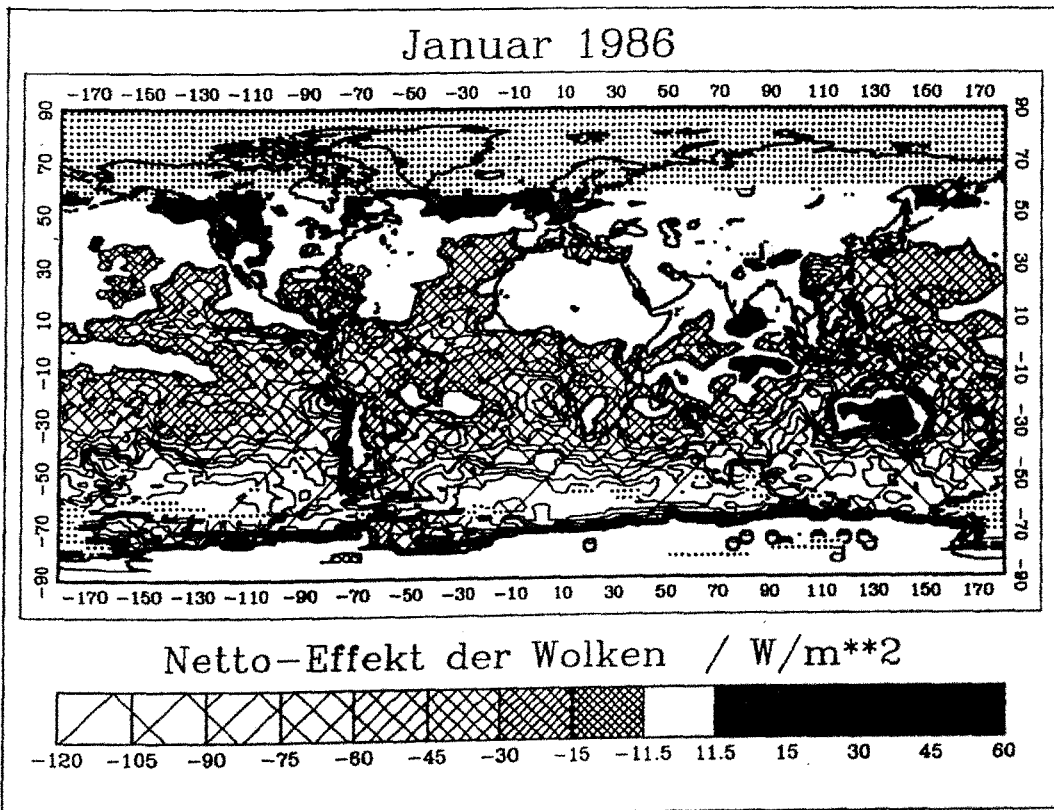


Abbildung 22.b : Januar 1986: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken

7.3.2 Effekt der Wolkentypen

In diesem Abschnitt werden die regionalen Unterschiede des Treibhauseffektes und des Netto-Strahlungseffektes der Wolkentypen (Abbildung 8) beschrieben. Die regionalen Charakteristika dieser Größen werden qualitativ untersucht und chronologisch für die untersuchten 4 Monate diskutiert. In den Abbildungen liegen für die gepunkteten Flächen keine Daten vor. Horizontale Striche zeigen Gebiete an, in denen der Wolkentyp nicht auftritt.

Im April 1985 (Abbildungen 23, 24, 40) haben die Cumulus- bzw. Stratocumulusfelder über dem Ozean einen relativ geringen Treibhauseffekt (Abbildung 23). Ihre Gipfeltemperatur ist nur wenig verschieden von der des Untergrundes. Sie vermindern die Wärmeabstrahlung der Erde nur in den Regionen des Indischen Ozeans und des Südpazifiks um mehr 2.5 Wm^{-2} , in denen ihr Bedeckungsgrad $>$ als 30% ist (Abbildung 40). Dieser Wolkentyp offenbart seinen größten langwelligen Strahlungseffekt in den ariden Gebieten Nordafrikas, des Arabiens, Vorderasiens sowie im tibetanischen Hochland. In diesen Gebieten ist der Kontrast zwischen Oberflächen- und Wolkenobergrenzentemperatur durch den tagsüber aufgeheizten Untergrund vergleichsweise größer als in Gebieten mit Meeresoberfläche. So ist z.B. die Cu/Sc-Bewölkung in Teilen Nordafrikas mit Bedeckungsgraden von 10 bis 20 % ähnlich strahlungswirksam wie im Südpazifik und südlichen Indischen Ozean. Die ariden kontinentalen Gebiete haben eine relativ große Bodenalbedo und der Albedokontrast Wolke - Untergrund ist klein. Daher ist der Netto-Strahlungseffekt dieses Wolkentyps (Abbildung 24) in weiten Teilen Nordafrikas, Arabiens, Vorderasien, Tibet, Zentral-Australien und in einigen kleineren Gebieten Amerikas positiv.

Der optisch dünne Stratus tritt am häufigsten vor den Westküsten der Kontinente auf der Südhemisphäre auf, ist aber ebenso mit Bedeckungsgraden von im Mittel mehr als 10%, in den mittleren Breiten der Nord- und Südhemisphäre über dem Ozean vertreten. Von einigen Ausnahmen abgesehen, ist sein Treibhauseffekt bis zu 2.5 Wm^{-2} groß. Über dem Ozean ist sein Treibhauseffekt in solchen Gebieten größer als 2.5 Wm^{-2} , in denen sein Bedeckungsgrad mindestens 10% beträgt. Dieser Wolkentyp ist aufgrund seiner größeren Emissivität strahlungswirksamer als Cu/Sc-Wolken. Der Treibhauseffekt des optisch dünnen Stratus ist in einigen Regionen Arabiens und Vorderasiens größer als 2.5 Wm^{-2} . In den letztgenannten kontinentalen Gebieten „heizt“ der optisch dünne Stratus die Erde, in allen anderen Regionen der Erde verliert es Energie durch diesen Wolkentyp, mit großen Energieverlusten im Nordpazifik sowie vor den Westküsten der Kontinente, der Nordatlantik ausgenommen. Der Grund hierfür liegt in der größeren optischen Dicke dieses Wolkentyps, so daß im Mittel der Albedoeffekt stärker über den Treibhauseffekt dominiert als beim Cu/Sc-Wolkentyp. Aus diesem Grund gibt es weniger Gebiete mit positivem

Netto-Effekt des optisch dünnen Stratus, aber mehr Gebiete in denen der Netto-Effekt größer als -15 Wm^{-2} ist als bei Wolkentyp 1.

Die optisch dicke Stratusbewölkung ist von der Lage der Extrema ihrer Verteilung ähnlich der des optisch dünnen Stratus, generell wirkt die Verteilung aber inhomogener. In Eurasien und in der Arktis kommt diese Wolkenart mit Bedeckungsgraden von z.T. größer als 30% vergleichsweise sehr häufig vor. In arktischen Gebieten ist der Treibhauseffekt des Wolkentyps sogar negativ (Wolkenobergrenze in Bodeninversion), wenn auch „nur“ mit Werten zwischen 0 und -1 Wm^{-2} . Selbst in Gebieten mit mehr als 30% Bedeckung ist der Treibhauseffekt nicht größer als 5 Wm^{-2} , obwohl der optisch dicke Stratus als schwarzer Strahler angesehen werden kann, und der langwellige Strahlungsfluß zwischen Erdboden und Atmosphärenobergrenze vollständig entkoppelt wird. Dagegen sind die Extrema des Netto-Strahlungseffektes stärker ausgeprägt als beim optisch dünnen Stratus (größere Dominanz des Albedo- über den Treibhauseffekt) und im Unterschied zu den anderen tiefen Wolken bewirkt dieser Wolkentyp einen größeren Netto-Strahlungsverlust der Erde in den mittleren und hohen nördlichen Breiten von zum Teil mehr als 30 Wm^{-2} .

Der Ac/As-Wolkentyp ist auch häufiger über dem Ozean als über kontinentalen Gebieten anzutreffen. Mit einer Häufigkeit größer als 10% findet man diesen Wolkentyp im Pazifik, mittleren Atlantik und indischen Ozean sowie über dem Amazonasbecken und Ostasien. In den genannten Meeresgebieten ist sein Treibhauseffekt geringer (zw. 0 und 5 Wm^{-2}) als über den Landflächen (bis 12 Wm^{-2} , durch die große Temperaturdifferenz zwischen Untergrund und Wolkenobergrenze). Der Ac/As-Wolkentyp bewirkt einen Netto-Energiegewinn der Erde etwa südlich von 50° S (kleiner Albedoeffekt durch die saisonal bedingte geringe solare Einstrahlung) und in den meisten kontinentalen Gebieten.

Optisch dicker Altostratus hat seinen größten Treibhauseffekt in den mittleren Breiten beider Hemisphären, wo er am häufigsten vorkommt, sowie über den Kontinenten in den inneren Tropen (zw. 2.5 und 5 Wm^{-2}). Die Verteilung des Netto-Strahlungseffektes ist ähnlich der der Ac/As-Wolken aber Gebiete mit positivem C_{NET} treten (durch größeren Albedoeffekt des Wolkentyps) seltener auf und beschränken sich auf Nord- und Südafrika, den mittleren Osten, Vorderasien, das Tarimbecken, die Wüste Gobi, Teile Grönlands und Zentralaustralien.

Nimbostratus-Bewölkung tritt mit relativ großen Bedeckungsgraden (z.T. $> 20\%$) in den mittleren Breiten der Nord- und Südhalbkugel sowie in den arktischen Breiten auf. Der Treibhauseffekt der Ns-Wolken ist in diesen Gebieten größer als 2.5 Wm^{-2} . Über Meeresgebieten mit Bedeckungsgraden von mehr als 20% ist der Treibhauseffekt oft größer als 7.5 Wm^{-2} , und bei Bedeckungsgraden von mehr als 30% ist er i.a. größer als 10 Wm^{-2} . Dieser Wolkentyp verhindert vollständig die direkte Wärmeabstrahlung von der Erdoberfläche in

den Weltraum und gibt selbst als schwarzer Strahler entsprechend seiner niedrigen Gipfelterperatur viel weniger Energie ab und hat deshalb im Vergleich zur niedrigen Stratusbewölkung einen sehr viel größeren Treibhauseffekt. In arktischen Regionen ist der Treibhauseffekt trotz relativ hoher Bedeckungsgrade vergleichsweise gering (Inversionen). In den mittleren Breiten der Nordhalbkugel „kühlen“ Nimbostratus-Wolken die Erde am stärksten. In diesen Regionen hat dieser Wolkentyp einen Netto-Effekt von 30 Wm^{-2} . In den mittleren Breiten der Südhemisphäre fällt der Strahlungsenergieverlust durch diese Wolkenart geringer aus (0 bis 15 Wm^{-2}). Ursache hierfür ist der jahreszeitlich bedingte niedrige Sonnenstand und der damit vergleichsweise geringe Albedoeffekt des Wolkentyps.

Optisch dünner Cirrus ist, wie im Abschnitt 7.1.2 angegeben, der einzige Wolkentyp der im globalen Mittel in allen Jahreszeiten einen Strahlungsenergiegewinn der Erde bewirkt. In den Tropen tritt er mit Bedeckungsgraden von zum Teil mehr als 30% auf und in den mittleren Breiten ist er häufiger über den Kontinenten anzutreffen. Optisch dünner Cirrus ist aufgrund seiner sehr hohen Obergrenze/niedrigen Gipfelterperatur im langwelligen Strahlungsbereich sehr strahlungswirksam und hat aufgrund seiner geringen optischen Dicke einen kleinen Albedoeffekt, so daß in allen Regionen sei Netto-Strahlungseffekt positiv ist (zwischen 0 und 15 Wm^{-2}).

Optisch dicker Ci/Cc hat im globalen Mittel einen halb so großen Bedeckungsgrad wie optisch dünner Cirrus. Der Treibhaus-Empfindlichkeitsparameter dieses Wolkentyps ist größer als der des dünnen Cirrus. Daher ist sein Treibhauseffekt trotz vergleichsweise geringer Bedeckungsgrade in fast allen Breiten sehr groß (in einigen subtropischen Regionen aber ist C_{LW} kleiner als 2.5 Wm^{-2}). Da im globalen Mittel Treibhauseffekt und Albedoeffekt sich einander kompensieren, kommt der globalen Oberflächentemperaturverteilung und Oberflächenalbedoverteilung für das Vorzeichen des Netto-Effektes besondere Bedeutung zu. Die globale Verteilung des Netto-Strahlungseffektes zeigt generell einen Strahlungsenergiegewinn der Erde über den Kontinenten und den mittleren Breiten der Südhemisphäre und einen Strahlungsenergieverlust in allen anderen ozeanischen Regionen durch diesen Wolkentyp.

Der Cs/Cb-Wolkentyp kommt mit Bedeckungsgraden größer als 10% vornehmlich in den mittleren Breiten beider Hemisphären und der ITCZ vor, mit geringeren Bedeckungsgraden dagegen in den Subtropen und den hohen Breiten der Nordhalbkugel. Wie alle Wolken mit großer Gipfelhöhe verringert auch dieser Wolkentyp sehr effektiv die Wärmeabstrahlung der Erde. Der Netto-Effekt ist in den hellen (VIS)/ warmen (IR) ariden Gebieten Afrikas und den hellen Gebieten der hohen nördlichen Breiten positiv und in allen anderen Gebieten negativ.

Im folgenden werden die entsprechenden Verteilungen des Treibhauseffektes und des

Netto-Effektes der 3 anderen untersuchten Monaten beschrieben und nur größere Unterschiede zum April 1985 herausgestellt.

Im Juli 1985 (Abbildungen 25, 26, 41) nimmt der Bedeckungsgrad der optisch dicken Stratus-Wolken über dem Pazifik westlich des amerikanischen Kontinents zu (Abbildung 41). Damit geht auch ein größerer negativer Netto-Effekt in diesen Gebieten einher (z.T. mehr als -60 Wm^{-2}) (Abbildung 26).

In den mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre ist der Albedoeffekt der Nimbostratus-Bewölkung durch die saisonal bedingte intensivere solare Einstrahlung größer. Dadurch ist der Strahlungsenergieverlust der Erde durch diesen Wolkentyp größer (Abbildung 26).

Im nördlichen Indischen Ozean (bis 15 Wm^{-2}), in Nordamerika und im nördlichen Südamerika nimmt der Treibhauseffekt des Ci großteils ab, während er im südlichen Südamerika und im westlichen tropischen Pazifik zunimmt. Im arktischen Bereich ist der Netto-Strahlungseffekt des optisch dünnen Cirrus wegen des geringeren Temperaturkontrastes zwischen Untergrund und Wolkenobergrenze negativ.

Bei dem Treibhauseffekt des optisch dicken Cirrus zeigt sich ein gut ausgebildetes Band großer Treibhauseffektes im Bereich der ITCZ, während im April im tropischen Pazifik zwei zonal ausgerichtete Wolkenbänder zu erkennen sind. Über dem indischen Subkontinent ist dieses stärker ausgebildet (indischer Sommermonsoon). Treibhauseffekt und Albedoeffekt dieses Wolkentyps heben einander weitgehend auf.

Die Cb/Cs-Wolken in der ITCZ über dem Pazifik haben durch ihre niedrigen Gipfelterperaturen gegenüber dem warmen Untergrund einen sehr großen Treibhauseffekt. In Zusammenhang mit dem Sommermonsoon über Indien verliert die Erde sehr viel Energie durch diesen Wolkentyp. Im Vergleich zum April ist der Netto-Strahlungseffekt dieser Wolken auch in den arktischen Regionen negativ, während der Netto-Effekt in den mittleren Breiten der Südhalbkugel aufgrund der geringen solaren Einstrahlung positiv ist.

Im Oktober 1985 (Abbildungen 27, 28, 42) ist der Treibhauseffekt der Cu/Sc-Wolken in nur wenigen Regionen größer als 2.5 Wm^{-2} (Abbildung 27). Am Rand der Antarktis ist er sogar negativ (Wolkenobergrenzen in Bodeninversionen).

Genauso zeigen optisch dünner und optisch dicker Stratus im Oktober (wie im April in der Arktis) auch in der Antarktis einen negativen Treibhauseffekt. Die globale Verteilung ihres Netto-Strahlungseffektes (Abbildung 28) zeigt eine Verstärkung des negativen Netto-Effektes in den mittleren Breiten und westlich der Kontinente in der Südhemisphäre (größerer Albedoeffekt durch intensivere solare Einstrahlung als im April) und eine Verringerung des Netto-Effektes besonders in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel.

Ac/As-Wolken zeigen einen geringeren Treibhauseffekt im südlichen Pazifik sowie im südlichen Indischen Ozean (Abnahme ihres Bedeckungsgrads) und über der Sargassosee nimmt ihr Treibhauseffekt zu (Zunahme ihres Bedeckungsgrads).

Der Netto-Effekt der Nimbostratus-Wolken ist in den mittleren Breiten der Südhemisphäre besonders groß (häufigstes Auftreten des Wolkentyps und großer Albedokontrast der Wolken zur Meeresoberfläche).

Der Treibhauseffekt der Cb/Cs-Wolken ist über Südeuropa kleiner als im April 1985 (z.T. durch selteneres Auftreten). Ihr Netto-Strahlungseffekt ist wie beim Ns in den mittleren Breiten der Südhemisphäre größer und den entsprechenden Breiten der Nordhalbkugel geringer als im April 1985.

Im Januar 1986 (Abbildungen 29, 30, 43) verliert die Erde in arktischen Bereichen Energie im langwelligen Spektralbereich (negatives C_{LW}) durch alle niedrigen Wolken (Abbildung 29), da in diesen Arealen die Wolken mit ihren Obergrenzen in Inversionen liegen. Der Treibhauseffekt der Cu/Sc-Bewölkung über dem Norden Afrikas und Süden Eurasiens ist nur gering (weniger Wolken dieses Typs (Abbildung 43)); dagegen nimmt er über Australien und dem mittleren Nordpazifik zu. Die globale Verteilung des Netto-Strahlungseffektes zeigt als hervorzuhebenden Unterschied zum April 1985 sehr große negative C_{NET} -Werte in den mittleren Breiten der Südhemisphäre und dagegen eine Verringerung des Netto-Effektes, vor allem des optisch dicken Stratus, in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel (Abbildung 30). Die Ursache hierfür liegt in der saisonalen Zunahme (Südhalbkugel) bzw. Abnahme (Nordhalbkugel) der solaren Einstrahlung.

Ac/As-Wolken zeigen im südlichen Indischen Ozean und Südpazifik einen kleineren (Abnahme ihres Bedeckungsgrads) und im östlichen Teil des tropischen Pazifik einen größeren Treibhauseffekt (Zunahme ihres Bedeckungsgrads). In den mittleren Breiten der Nordhalbkugel ist der Netto-Effekt der Wolken in der Regel positiv (im Januar dominiert durch die geringere solare Einstrahlung der Treibhauseffekt über den Albedoeffekt), sowohl über dem Festland als auch über Meeresgebieten sowie über dem Landesinnern der Antarktis (große Oberflächenalbedo und geringe solare Einstrahlung bewirken kleinen Albedoeffekt, dadurch Dominanz des Treibhauseffektes).

Optisch dicker Altostratus ist in den mittleren Breiten auf der Nordhalbkugel über den Kontinenten weniger treibhauswirksam. Dagegen ist er im Norden Südamerikas entsprechend seines größeren Bedeckungsgrades und in Südostasien und Norden Australiens treibhauswirksamer. Die Verteilung des Netto-Effektes dieser Wolken zeigt, daß die Erde über großen Teilen der Sahara und der Sahelzone Energie durch den optisch dicken Altostratus verliert und in vielen Regionen der mittleren Breiten durch diese Wolkenart Energie gewinnt (Ursache siehe Ac/As Wolkentyp, Januar 1986).

Ns-Wolken „kühlen“ die Erde sehr stark in den mittleren Breiten der Südhalbkugel (Ursache siehe Ns-Wolken im Oktober 1985).

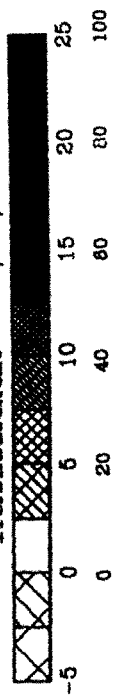
Der Netto-Strahlungseffekt des optisch dünnen Cirrus ist weithin positiv, zeigt aber in einem Band zwischen 50° und 70° S auch negative C_{NET} -Werte, die aber dem Betrag nach nicht größer als 2 Wm^{-2} werden.

Der Treibhauseffekt der optisch dicken Ci/Cc-Wolken ist im Indischen Ozean und im Pazifik größer als im Atlantik. Ein Grund hierfür könnte sein, daß der Indische Ozean und der Pazifik im Mittel wärmer als der Atlantik sind und somit dort der Temperaturkontrast Untergrund – Wolkenobergrenze größer ist. Für die Verteilung des Netto-Strahlungseffektes gilt grob, daß die Erde auf der Nordhalbkugel durch diese Wolken „geheizt“ und in der Südhemisphäre „gekühlt“ wird. Abweichungen hiervon bilden auf der Südhalbkugel einige kontinentale Regionen und große Gebiete des Indischen Ozeans.

Ein breites zonal ausgerichtetes Cb/Cs-Wolkenband (Bedeckungsgrad 10-20%) mit großen C_{NET} -Werten von z. T. 30 bis 45 Wm^{-2} befindet in den mittleren Breiten der Südhalbkugel. Erwähnenswert ist auch der relativ große positive Netto-Effekt in den mittleren Breiten der Winterhemisphäre (hier kleiner Albedoeffekt (s.o.)) und in einigen Regionen des Indischen Ozeans (relativ großer Treibhauseffekt durch warme Oberfläche).

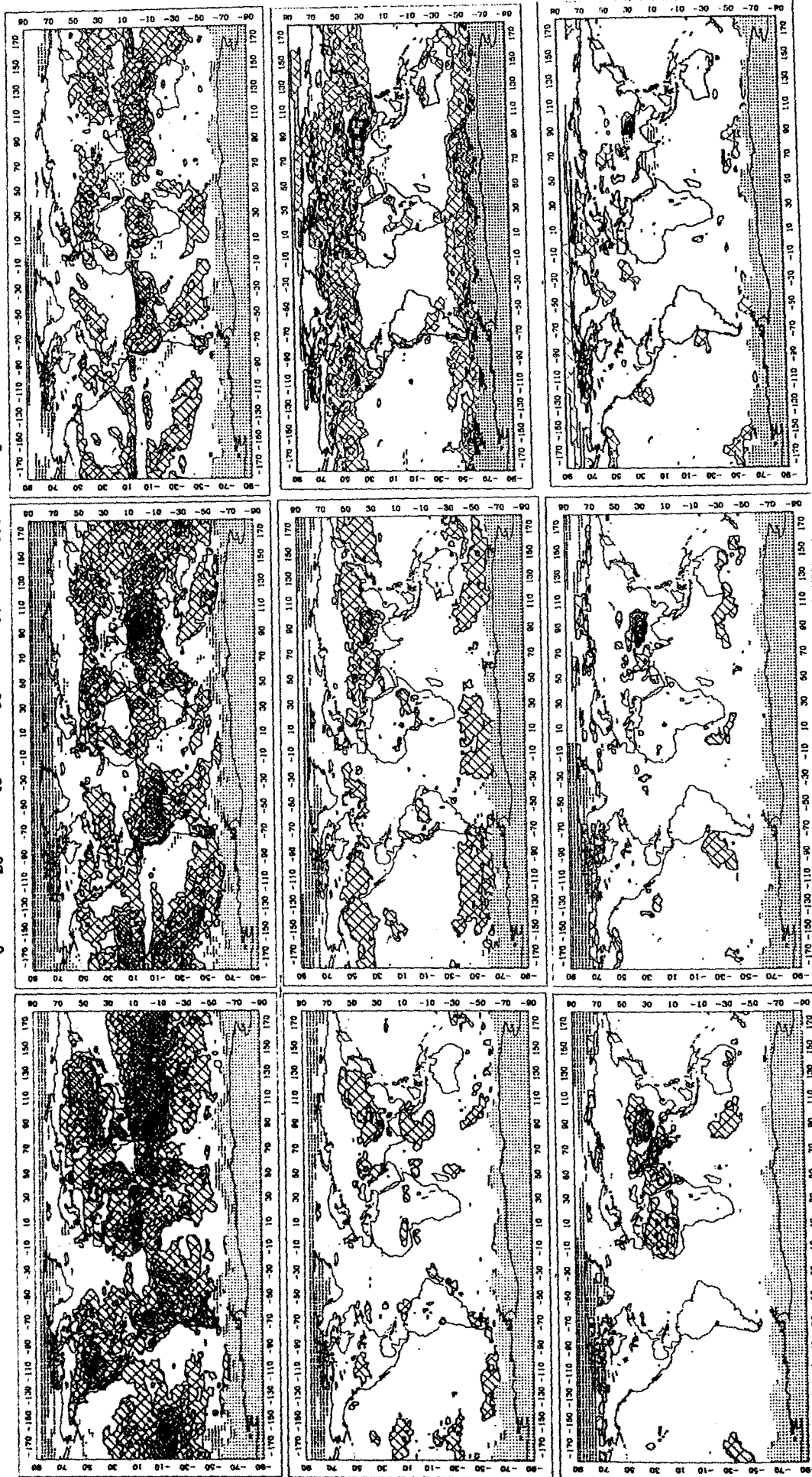
April 1985

Treibhauseffekt / W/m**2



Wolkentyp

1-8
9



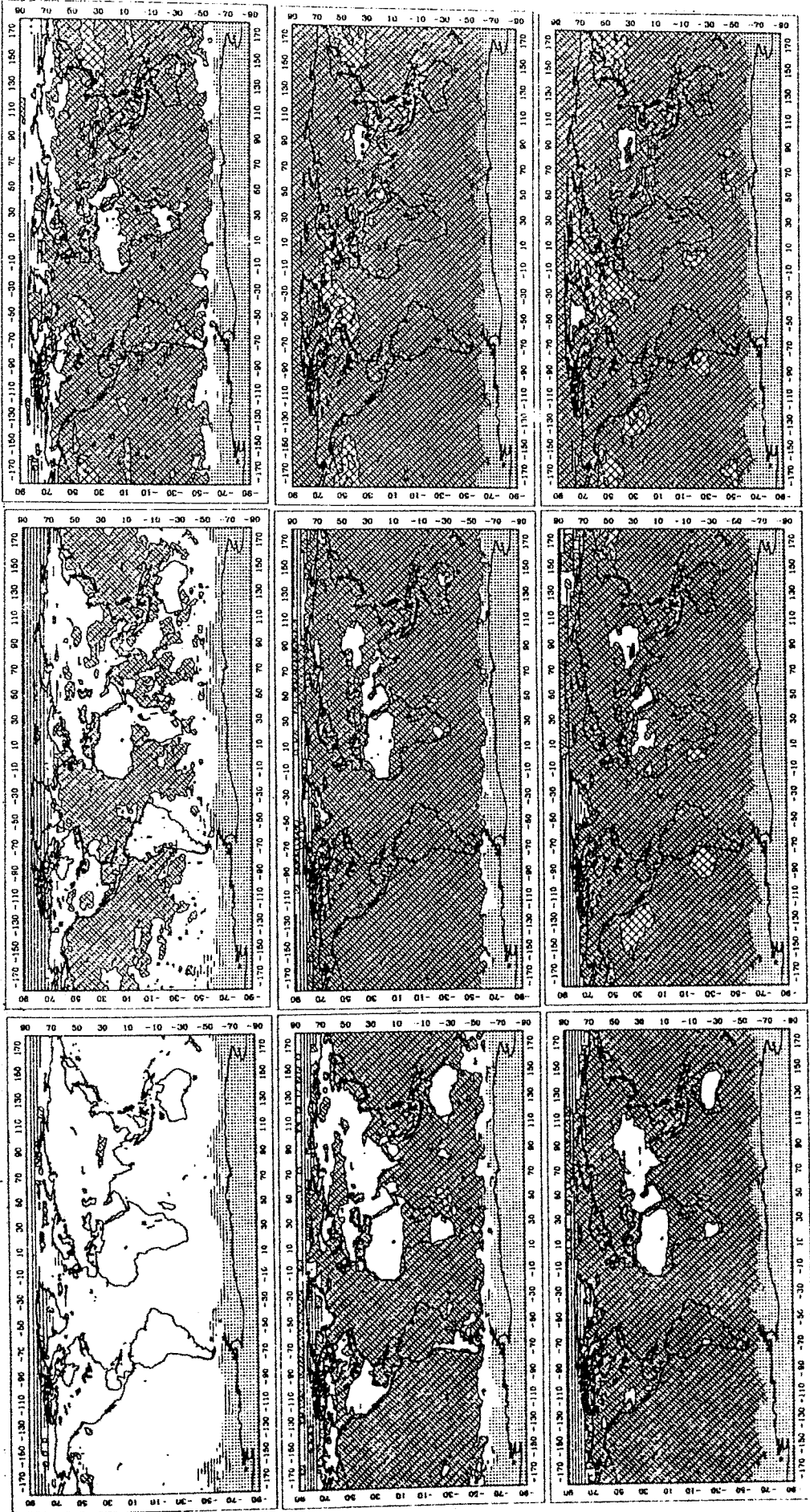
Gipfelhöhe

optische Dicke

Abbildung 23: Globale Verteilung des Treibhauseffektes der 9 Wolkentypen

April 1985

Netto-Effekt / W/m^{**2}



← Gipfelhöhe

↑ optische Dicke

Abbildung 24: Globale Verteilung des Netto-Effektes der 9 Wolkentypen

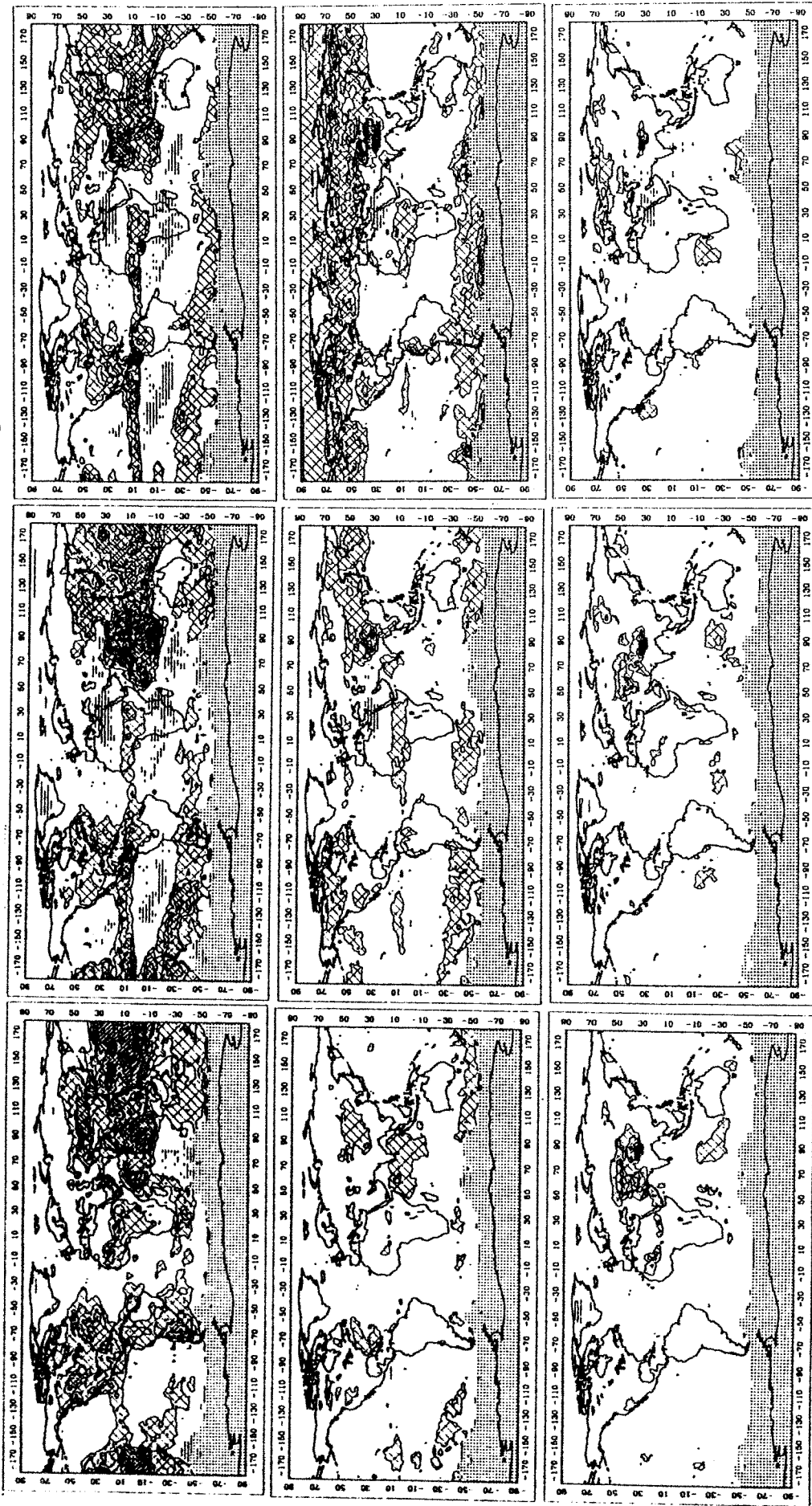
Juli 1985

Treibhauseffekt / W/m^{**2}



Wolkentyp

1-8
9



Gipfelhöhe

↑
optische Dicke

Abbildung 25: Globale Verteilung des Treibhauseffektes der 9 Wolkentypen

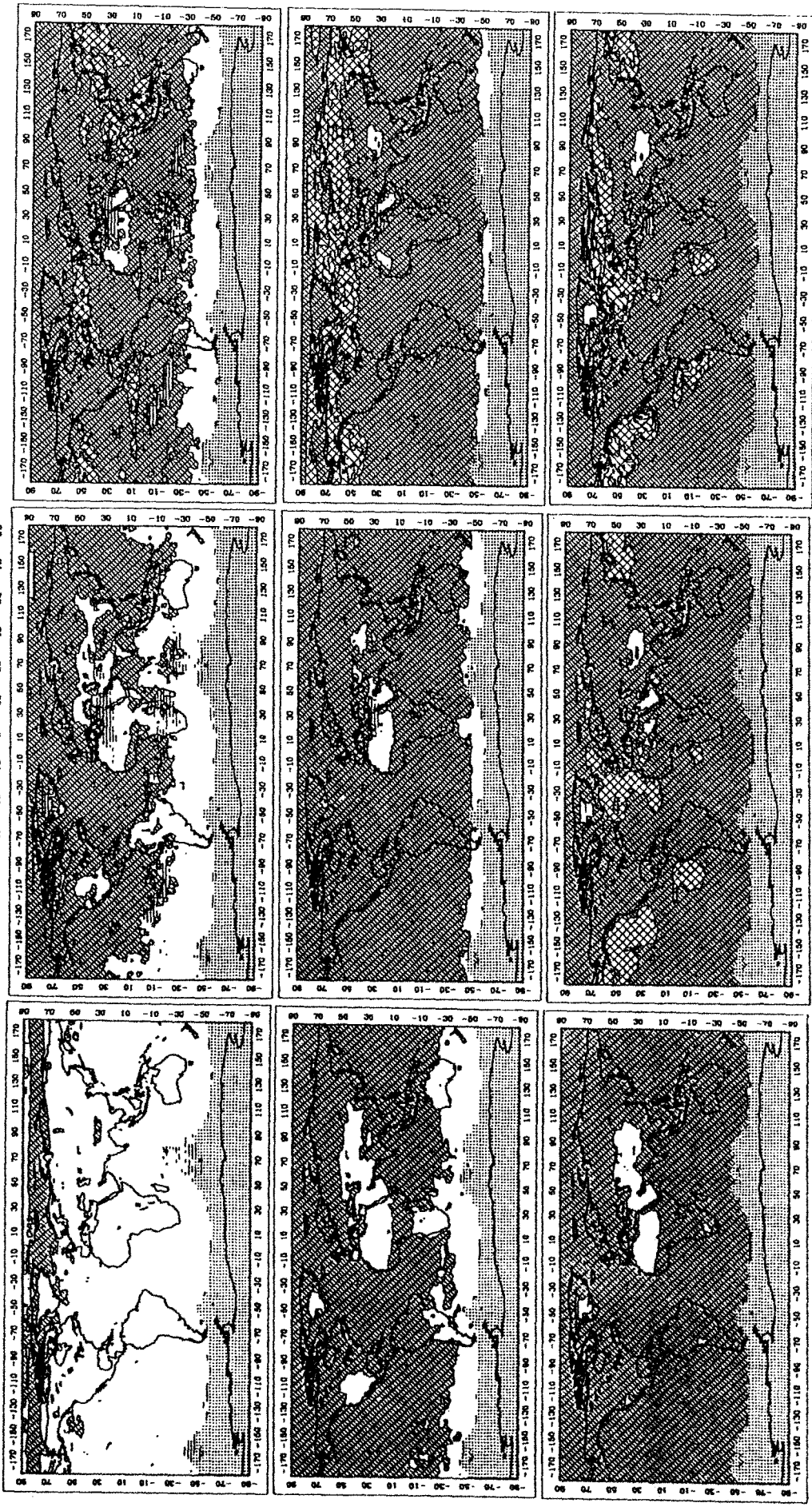
Juli 1985

Netto-Effekt / W/m^{**2}



Juli 1985

Netto-Effekt / W/m^{**2}



Gipfelhöhe

optische Dicke

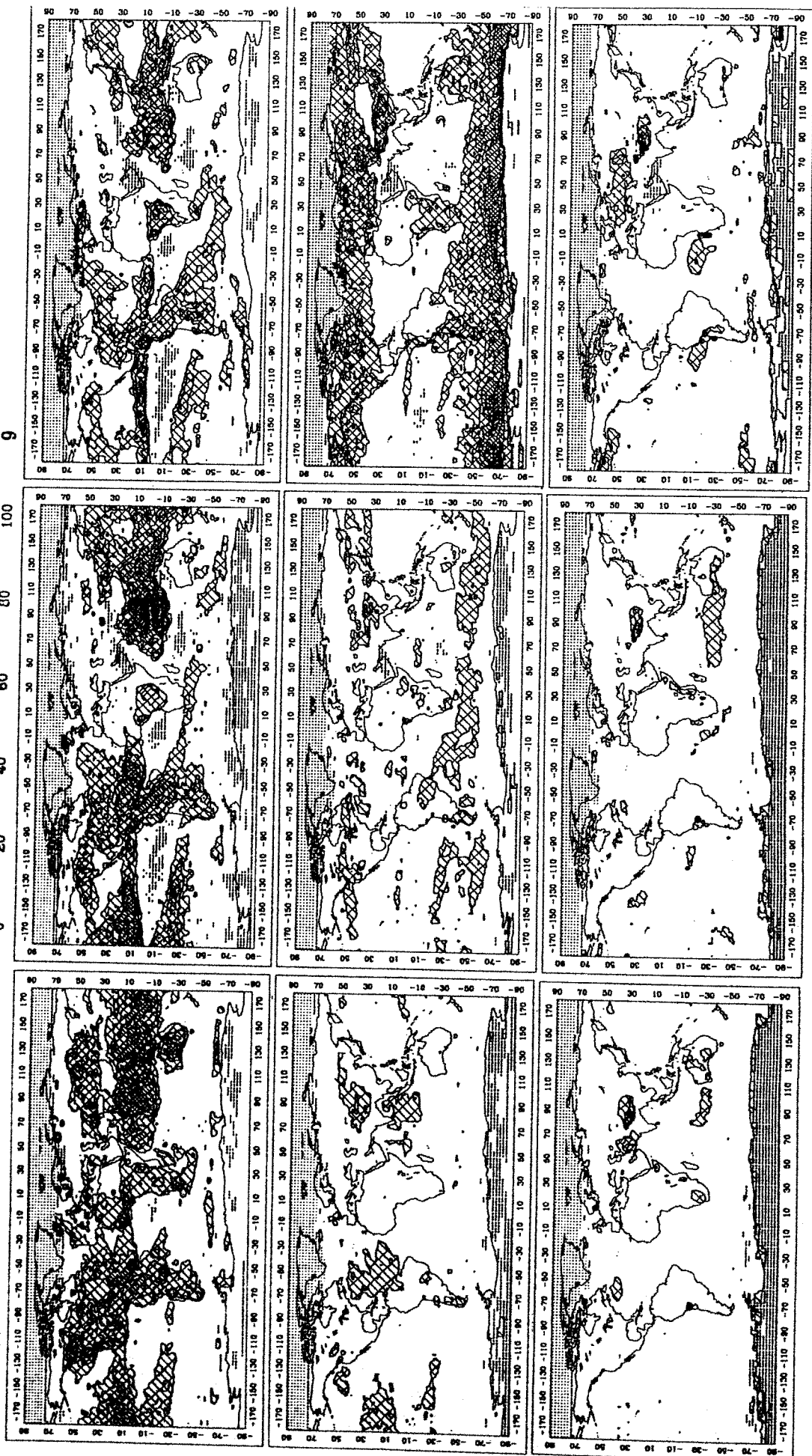
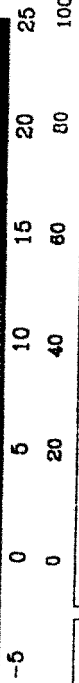
Abbildung 26: Globale Verteilung des Netto-Effektes der 9 Wolkentypen

Oktober 1985

Treibhauseffekt / W/m^{**2}

Wolkentyp

1-8
9



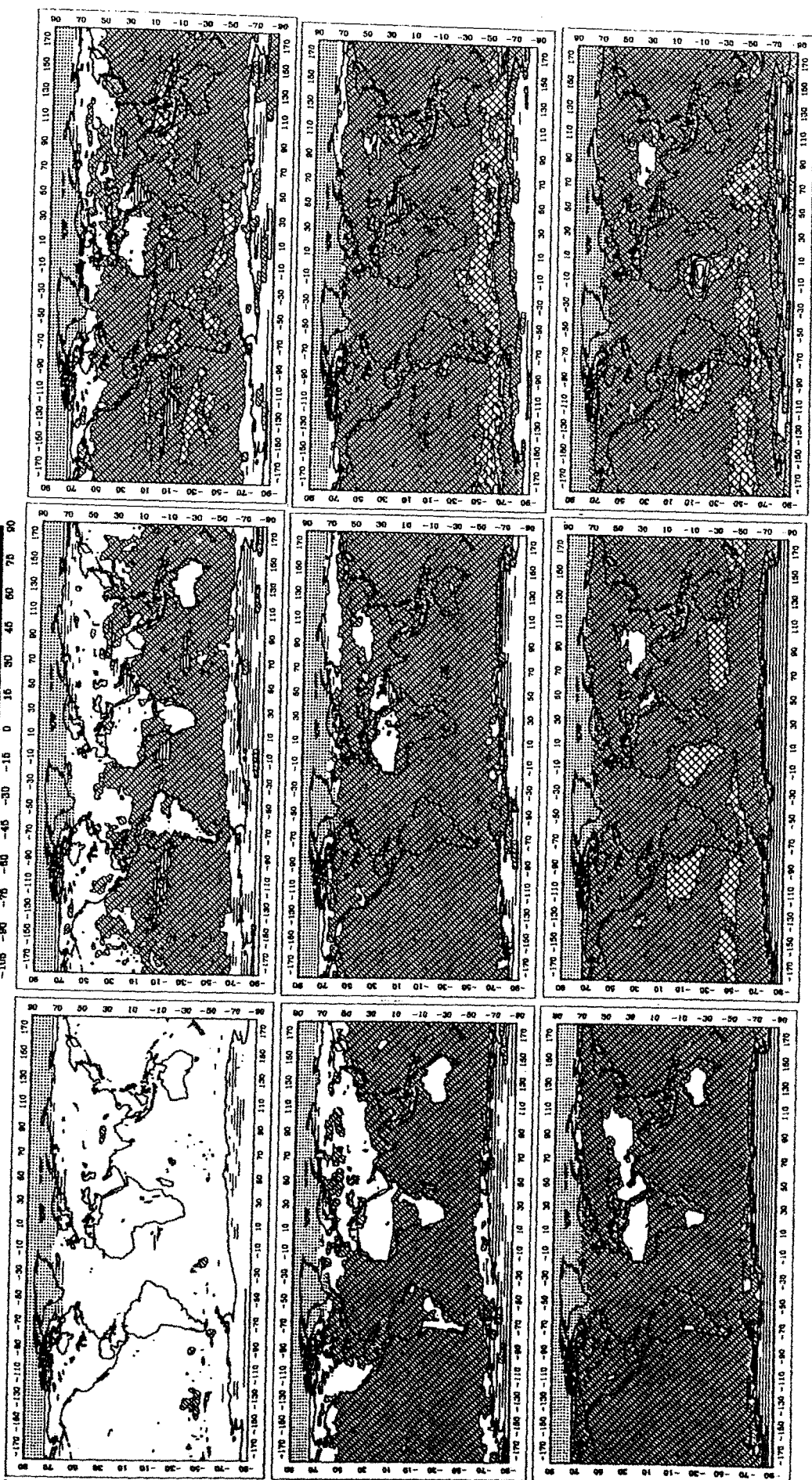
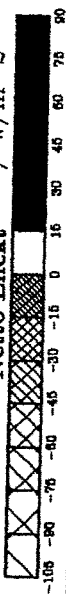
Gipfelhöhe

optische Dicke

Abbildung 27: Globale Verteilung des Treibhauseffektes der 9 Wolkentypen

Oktober 1985

Netto-Effekt / W/m^2



Gipfelhöhe

optische Dicke

Abbildung 28: Globale Verteilung des Netto-Effektes der 9 Wolkentypen

Januar 1986

Treibhauseffekt / W/m^{*2}



Wolkentyp

1-8
9

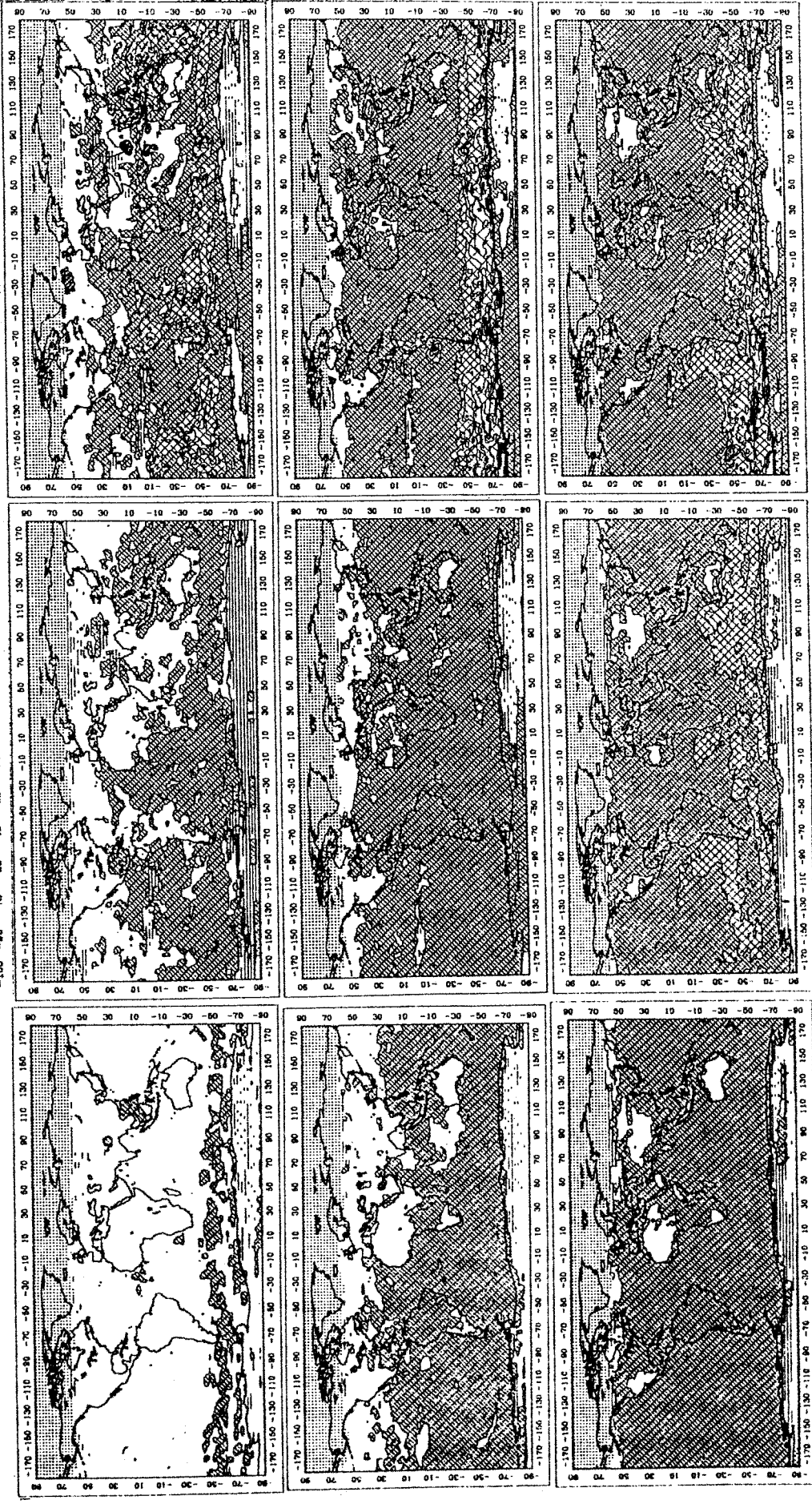
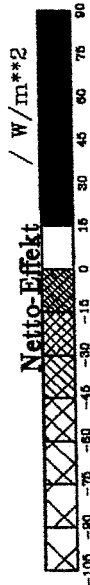


Gipfelhöhe

optische Dicke

Abbildung 29: Globale Verteilung des Treibhauseffektes der 9 Wolkentypen

Januar 1986



Gipfelhöhe

optische Dicke

Abbildung 30: Globale Verteilung des Netto-Effektes der 9 Wolkentypen

8 Diskussion und Schlußfolgerung

Diese Arbeit hatte zum Ziel, den Wolkeneffekt auf den Strahlungshaushalt der Erde zu untersuchen. Der ISCCP C1-Datensatz in Verbindung mit einem Strahlungstransportmodell macht die Durchführung einer solchen Arbeit möglich. Zu diesem Zweck wurden die beiden Komponenten des Strahlungshaushalts in Abhängigkeit von den Wolkenparametern berechnet: die terrestrische Ausstrahlung und die in den Weltraum zurückgestreute solare Strahlung. Grundsätzlich konnte das Ergebnis bisheriger Arbeiten auf dem Gebiet bestätigt werden, daß Wolken in ihrer Gesamtheit und im globalen Mittel die Erde „kühlen“ im Sinne geringeren Energiegewinns der Erde verglichen mit einer wolkenfreien Atmosphäre. Die Netto-Strahlungswirksamkeit der Wolken ist größer als die aus den ERBE-Daten abgeleitete (s. Abschnitt 5.2), somit wird durch ERBE der Kühlungseffekt der Wolken unterschätzt.

Die verschiedenen Wolkentypen beeinflussen den Strahlungshaushalt der Erde auf sehr unterschiedliche Art und Weise. Die Netto-Strahlungseffekt der Wolkentypen wird stark von ihren Obergrenzen und optischen Eigenschaften bestimmt. Es stellt sich die Frage, ob die Differenzen zwischen den verschiedenen Wolkentypen signifikant sind. Die Abschätzung des Fehlers der Ergebnisse ist nicht einfach. Es treten hierbei ähnliche Probleme auf wie bei Barkstrom et al. (1989) für die Ergebnisse von ERBE: Die Ergebnisse dieser Arbeit setzen sich komplex aus Beobachtungen und Modellberechnungen zusammen, deren Unsicherheiten verschieden zu berechnen sind.

Die Fehleranalyse basiert auf den Varianzen zwischen den in dieser Arbeit berechneten breitbandigen Flüssen und denen von ERBE wie beim externen Test. Unter der Annahme, daß beide Schätzungen ohne systematische Abweichung und unabhängig sind und der Fehler zufällig verteilt ist, kann angenommen werden, daß die Varianz beider Schätzungen $\sigma_{ISCCP,ERBE}^2$ die Summe der Varianzen der individuellen Schätzungen σ_{ISCCP}^2 und σ_{ERBE}^2 ist. Unter der Voraussetzung, daß die Fehlerabschätzungen von Barkstrom et al. (1989) (σ_{ERBE}) hinreichend genau sind, läßt sich der Fehler der in dieser Arbeit angewandten Methode (σ_{ISCCP}) mit $\sigma_{ISCCP,ERBE}$ und σ_{ERBE} berechnen.

Barkstrom et al. (1989) geben als Fehler für die Monatsmittelwerte der breitbandigen Flüsse von den $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitterboxen $\pm 5 \text{ Wm}^{-2}$ (LW) und $\pm 5 \text{ Wm}^{-2}$ (SW) an. Die Differenzen des RMS-Fehlers zwischen ERBE und den mittleren Flüssen dieser Arbeit sind: $\pm 7.8 \text{ Wm}^{-2}$ (LW) und $\pm 6.3 \text{ Wm}^{-2}$ (SW). Der „kurzweilige Vergleich“ mit ERBE schließt alle Gitterboxen mit Eis- oder Schneeoberfläche sowie die mit einer Mischung aus Land- und Meeresoberfläche aus. Dadurch verringert sich der RMS-Fehler um 2 Wm^{-2} gegenüber dem RMS-Fehler für den Vergleich mit allen Gitterboxen. Nimmt man konservativ für die

kurzwelliger Fluß-Werte von ERBE einen um 2 Wm^{-2} kleineren Fehler an, so erhält man als Fehler für die in dieser Arbeit berechneten breitbandigen Flüsse: $\pm 6.0 \text{ Wm}^{-2}$ (LW) und $\pm 5.5 \text{ Wm}^{-2}$ (SW). Daraus folgt für die Fehler der Strahlungswirksamkeit der Wolken: 8.5 Wm^{-2} (LW), 7.8 Wm^{-2} (SW) und 11.5 Wm^{-2} (NET), wieder unter der Annahme, daß die Varianzen der Fluß-Schätzungen addiert werden können. Die Fehlerabschätzung gilt für die monatlichen Mittelwerte von einzelnen $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitterboxen. Setzt man voraus, daß dieser Fehler nur ein zufälliger ist, muß der Fehler der globalen Mittelwerte noch um nahezu 2 Größenordnungen kleiner sein, so daß selbst durch etwaige systematische Abweichungen die Schätzungen für die einzelnen Wolkentypen signifikant sein sollten.

Die Abbildungen 9 - 13 zeigen, welcher Wolkentyp der gegenwärtigen Wolkenverteilung die Erde am stärksten „kühlt“ oder „heizt“. Wenn jedoch versucht werden soll, die Bedeutung der Wolken in einem anderen Klima als dem gegenwärtigen vorherzusagen, sind die Empfindlichkeitsparameter (Tabelle 5) nützlicher. Mit den Empfindlichkeitsparametern lassen sich verschiedene Szenarien mit unterschiedlichen Bedeckungsgradänderungen von verschiedenen Wolkentypen durchspielen und der Gesamteffekt auf den Strahlungshaushalt der Erde abschätzen. Zu berücksichtigen ist, daß die Koeffizienten in Tabelle 5 für einen mittleren atmosphärischen Zustand gelten.

Für die Klimamodellierung haben die Ergebnisse dieser Arbeit folgende Konsequenzen:

Wolken müssen bei der Klimamodellierung im Detail mit ihren geometrischen und mikrophysikalischen Eigenschaften berücksichtigt werden, da Albedo- und Treibhauswirksamkeit der Wolken sich nicht gegenseitig aufheben. Wolkenverteilung und optische Eigenschaften der Wolken müssen variabel auf Klimaänderungen reagieren können (Rückkopplungs-Mechanismus). Eine zu grobe Klassifizierung der Wolkeneigenschaften und vertikalen Verteilung (Beschränkung auf wenige Typen) reicht für die Beschreibung der Strahlungs-Wolken-Wechselwirkung nicht aus.

Anhang A

Ein Verfahren zur Verkürzung der Modellrechenzeit – Multiple Regressionsanalyse

Ziel der angewendeten multiplen Regressionsanalyse ist die Verminderung des Rechenaufwandes bei der Berechnung der langwelligen Austrahlung mit dem Zwei-Strom-Verfahren (ZSV).

Bei der Regressionsanalyse wird zwischen den Einflußgrößen b_i , $i=1,n$ (schmalbandige Strahlungsflüsse) und der Wirkungs- oder Zielgröße a (breitbandige Strahlungsflüsse) ein linearer Zusammenhang angenommen und eine multiple Regressionsanalyse durchgeführt. Die multidimensionale lineare Regressionsgleichung hat die Form:

$$a = A + B_1 b_1 + B_2 b_2 + \dots + B_n b_n = A + \sum_{i=1}^n B_i b_i . \quad (8)$$

Durch schrittweises Erhöhen der Dimensionszahl des Regressionsmodells um 1 wurde stets geprüft, ob die Erweiterung den maximal möglichen Zuwachs an erklärter Varianz bringt. Ein hoher Prozentsatz an erklärter Varianz der Zielgröße a durch wenige Wirkungsgrößen b_i setzt eine hohe Korrelation der Einflußgrößen b_i mit der Zielgröße a und eine geringe Korrelation der Einflußgrößen untereinander voraus.

Die Normalgleichungen des Regressionsmodells werden durch Erweiterung der Regressionsgleichung der Reihe nach mit $1, b_1, b_2, \dots, b_n$ (n ist die Dimension des Regressionsmodells) und Summierung der Stichprobendaten über den Stichprobenumfang aufgestellt. So gelangt man zu einem linearen Gleichungssystem mit n Gleichungen und n Unbekannten, das sich mathematisch lösen läßt. Die Lösungen sind die Regressionskoeffizienten.

Durch die multiple Regressionsanalyse konnte die Anzahl der Spektralintervalle, für die schmalbandige Strahlungsflußberechnungen mit dem ZSV durchgeführt werden, von 50 auf 8 reduziert werden.

Die in die Analyse eingehenden 9 Stichprobensätze (breitbandige Strahlungsflüsse und zugehörige schmalbandige Strahlungsflüsse für 8 Spektralintervalle) wurden durch Berechnungen mit dem ZSV erzeugt, wobei für die Berechnungen globale Tagesdaten des ISCCP C1-Datensatzes vom 1. April, 1. Juli, 1. Oktober 1985 und des 1. Januar 1986 Berücksichtigung fanden. Diese Tage wurden ausgewählt, um auch die jahreszeitliche Variabilität der Erdoberflächentemperatur und der absorbierenden Gase zu erfassen und eine möglichst große Datenunabhängigkeit zu gewährleisten.

Der Stichprobenumfang des Unterdatensatzes ist 101923.

Die resultierende Regressionsgleichung lautet:

$$\begin{aligned} L_r = & -0.657 + 7.136 * L_s(12.03 \mu\text{m}) + 13.058 * L_s(8.07 \mu\text{m}) + 3.854 * L_s(9.64 \mu\text{m}) \\ & + 6.617 * L_s(24.54 \mu\text{m}) + 2.940 * L_s(16.19 \mu\text{m}) + 8.133 * L_s(5.94 \mu\text{m}) \\ & + 9.173 * L_s(101.11 \mu\text{m}) + 1.190 * L_s(15.33 \mu\text{m}) \end{aligned} \quad (9)$$

$L_r / \quad \text{Wm}^{-2}$ - mit dem Regressionsverfahren berechneter breitbandiger, langwelliger Strahlungsfluß

$L_s(\lambda) / \quad \text{Wm}^{-2}$ - mit dem ZSV berechneter schmalbandiger Strahlungsfluß im Spektralintervall mit der mittleren Wellenlänge λ

Fehlerbereiche und weitere statistische Angaben bei Anwendung der berechneten Regressionskoeffizienten auf den Unterdatensatz:

Die relativ erklärte Varianz ist 99.99 %.

Der Korrelationskoeffizient R ist 0.99.

Auf einem Signifikanzniveau von $\alpha = 95$ % ist die Unsicherheit von R erst in der 7. und die des Standardfehlers in der 3 Stelle nach dem Komma.

Die systematische Abweichung ist verschwindend klein.

Der Standardfehler s beträgt 0.35 Wm^{-2} .

Der max. Fehlerbereich reicht von -4.66 bis 2.49 Wm^{-2} .

Durch das beschriebene multiple Regressionsverfahren werden die Frequenzen gewählt, die einen hohen Anteil der Gesamtvarianz der Strahlungsflüsse erklären und gleichzeitig untereinander weniger gut korreliert sind. Bevor das Regressionsverfahren Anwendung finden konnte, wurde es mit von den in die Regressionsanalyse eingehenden Stichprobendaten unabhängigen Daten getestet und die Fehler bestimmt. Die operationell berechneten breitbandigen, langwelligeren Flüsse wurden mit denen mit voller spektraler Auflösung berechneten korreliert. In die Berechnung gingen im ersten Test die ISCCP C1-Tagesdaten vom 31. Mai 1985 und im zweiten Test die Tagesdaten vom 1. Dezember 1985 ein, die als unabhängige Messungen zu den oben genannten Stichprobendatensätzen gelten können. Die Fehler der geschätzten breitbandigen Flüsse sind in der Tabelle 11 angegeben.

Für die Abschätzung des „operationellen“ Fehlers der Treibhauseffektes der Wolkentypen wurde der monatliche Mittelwert beider Verfahren verglichen und der Fehler der Einzelfälle mit der „least-square-fit“-Methode bestimmt (siehe Tabelle 12).

Datum	$\overline{L_{zsv}}$	$\overline{L_r}$	bias	s_{zsv}	s_r	s^2	rms	$(L_{zsv} - L_r)_{max}$ neg/pos	r	N
31.5.1985	226.57	226.54	0.031	0.081	0.081	0.107	0.327	-2.260/3.560	0.9999	198068
1.12.1985	224.55	224.59	-0.039	0.081	0.081	0.144	0.380	-3.250/4.220	0.9999	210836

Tabelle 11: Regressionsfehler der am Atmosphärenoberrand austretenden breitbandigen, langwelligen Ausstrahlung mit „grauen“ und „schwarzen“ Wolken als Strahlungsquelle.

- L_{zsv} / Wm^{-2} – breitbandige langwellige Ausstrahlung berechnet
mit voller spektraler Auflösung
- L_r / Wm^{-2} – mit dem Regressionsverfahren berechneter
breitbandiger, langwelliger Strahlungsfluß
- N / – – Stichprobenumfang
- r / – – Regressionskoeffizient
- rms / Wm^{-2} – Standardfehler der Regression
- s_{zsv}, s_r / Wm^{-2} – Standardabweichungen
- s^2 / $(Wm^{-2})^2$ – Varianz

Wolkentyp	$\overline{C_{LW,zsv}}$	$\overline{C_{LW,r}}$	bias	s_{zsv}	s_r	s^2	rms	$(C_{LW,zsv} - C_{LW,r})_{max}$ neg/pos	r	N
1	1.16	1.16	0.002	0.013	0.013	0.003	0.051	-0.538/0.397	0.9991	8013
2	1.09	1.09	0.001	0.012	0.012	0.001	0.023	-0.117/0.126	0.9998	8149
3	0.88	0.87	0.013	0.015	0.015	0.002	0.039	-0.120/0.271	0.9996	8664
4	1.45	1.45	0.002	0.010	0.010	0.001	0.023	-0.190/0.118	0.9997	8112
5	1.68	1.69	-0.008	0.014	0.014	0.000	0.012	-0.077/0.053	1.0000	8222
6	2.73	2.73	-0.002	0.030	0.030	0.000	0.019	-0.104/0.179	1.0000	8770
7	3.88	3.87	0.016	0.040	0.040	0.002	0.039	-0.377/0.234	0.9999	7976
8	3.36	3.37	-0.010	0.035	0.035	0.000	0.014	-0.082/0.010	1.0000	7280
9	7.86	7.88	-0.014	0.082	0.082	0.001	0.023	-0.134/0.030	1.0000	8359
alle	2.67	2.67	0.000	0.014	0.014	0.001	0.000	-0.538/0.397	1.0000	73545

Tabelle 12: Fehlerabschätzung des operationell berechneten Treibhauseffektes der Wolkentypen für den April 1985; N/ –, r/ –, s^2 / $(Wm^{-2})^2$, alle anderen Größen in Wm^{-2} .

- $C_{LW,zsv}$ / Wm^{-2} – Treibhauseffekt des Wolkentyps mit voller spektraler
Auflösung berechnet
- $C_{LW,r}$ / Wm^{-2} – Treibhauseffekt des Wolkentyps mit dem Regressions-
verfahren berechnet

Anhang B

Meridionalverteilung aller Wolken

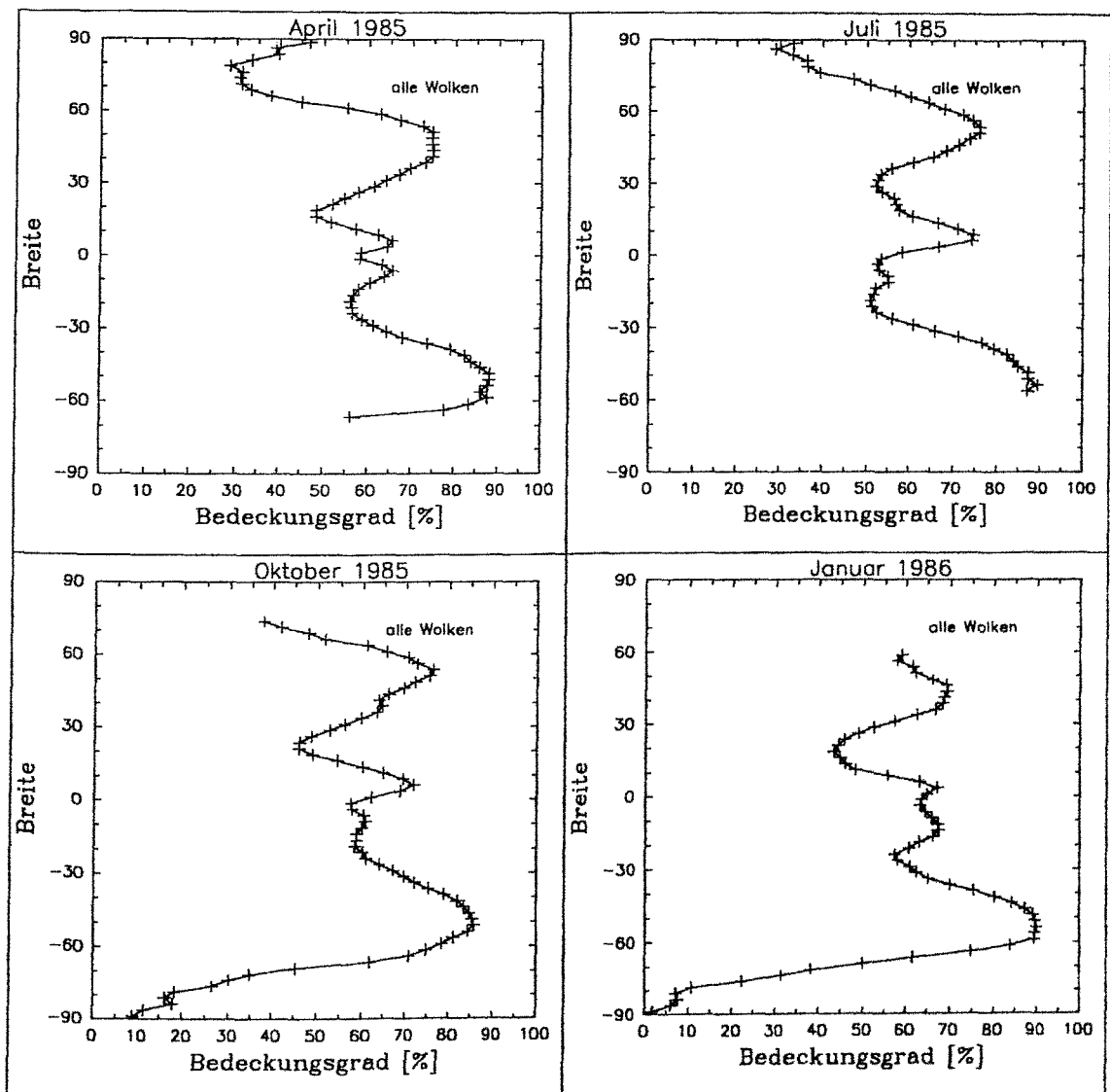


Abbildung 31: Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades aller Wolken für den April, Juli, Oktober 1985 und Januar 1986.

Meridionalverteilung der Wolkentypen

April 1985

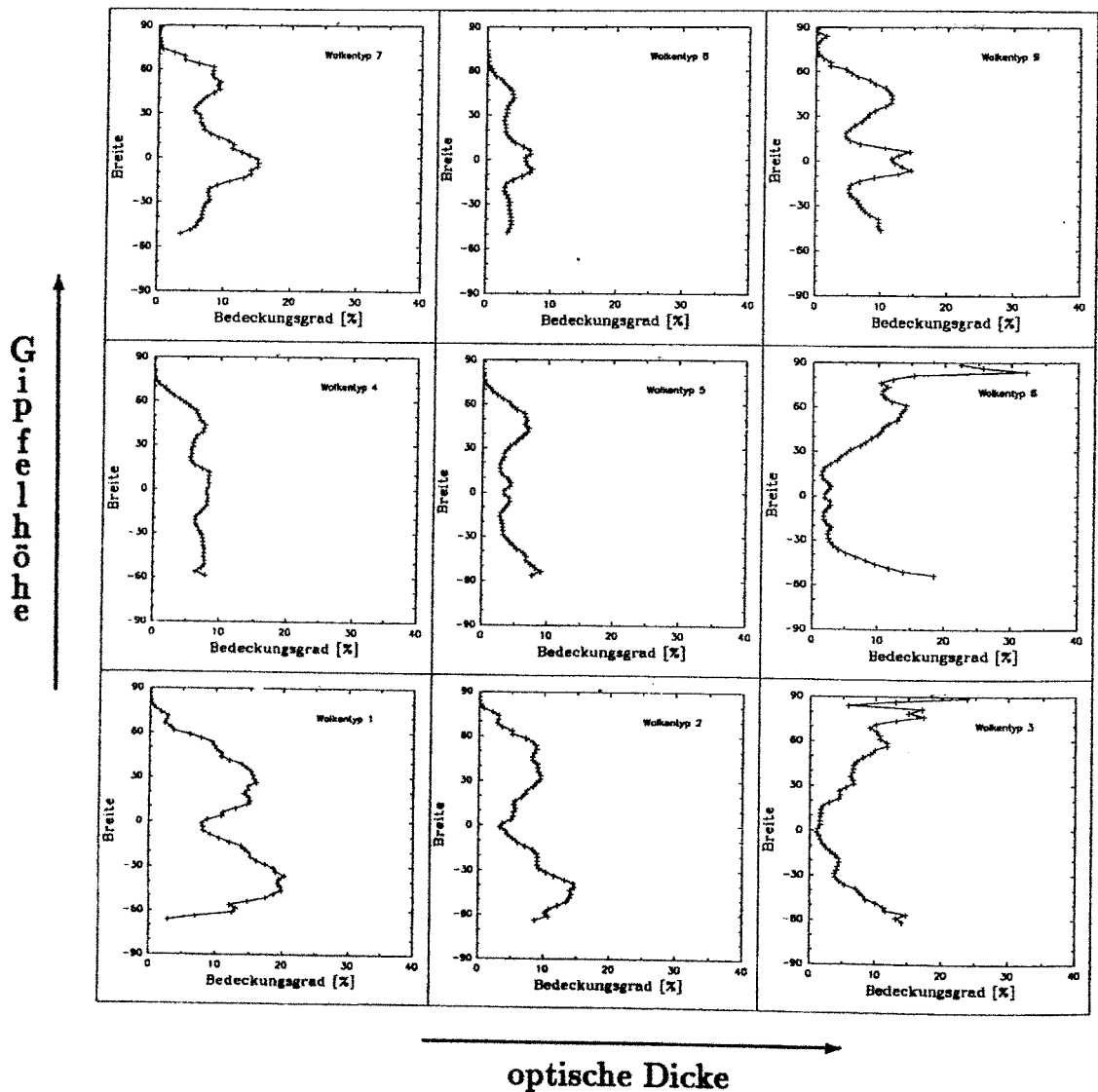


Abbildung 32: Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades der Wolkentypen

Juli 1985

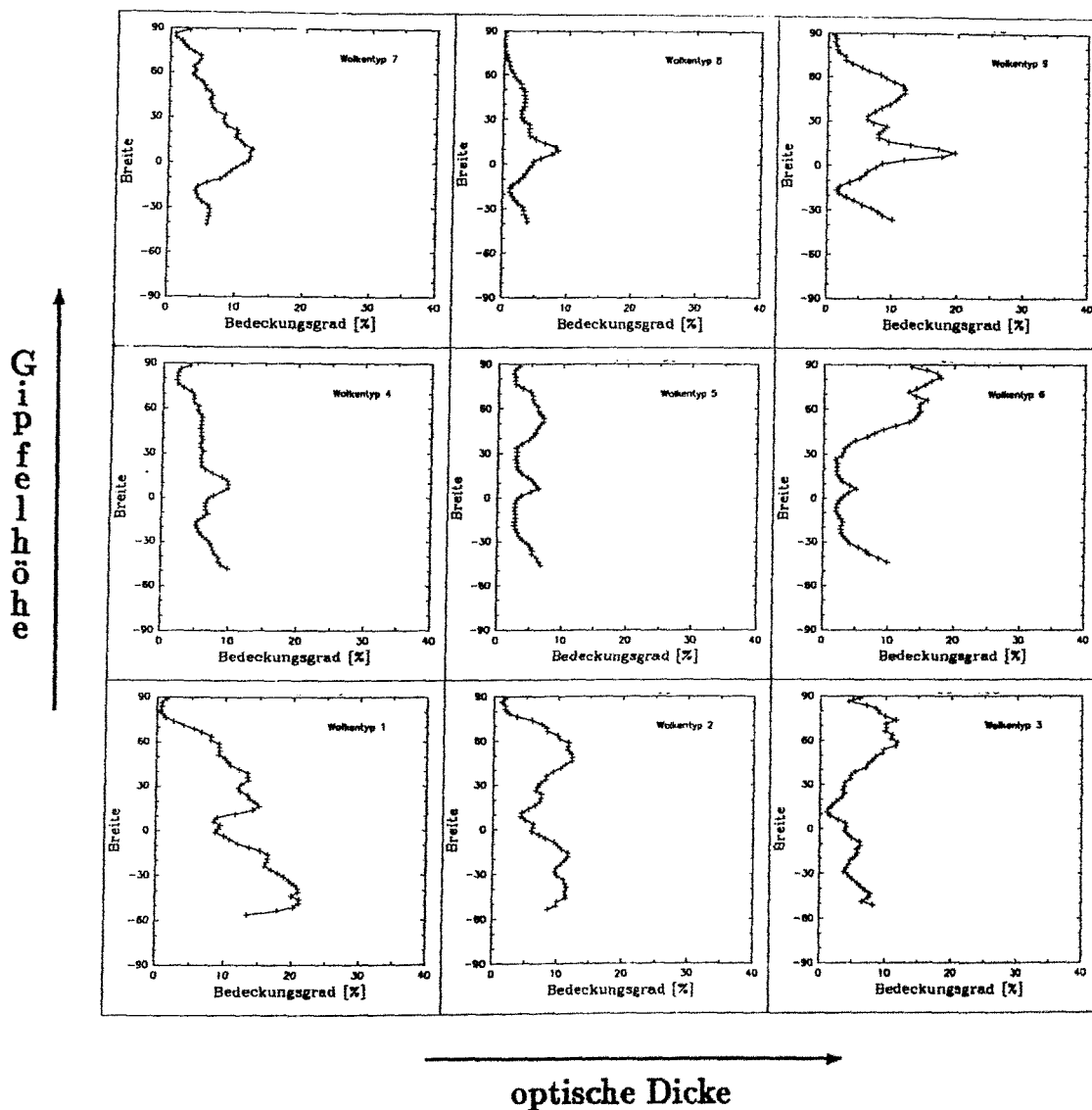


Abbildung 33: Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades der Wolkentypen

Oktober 1985

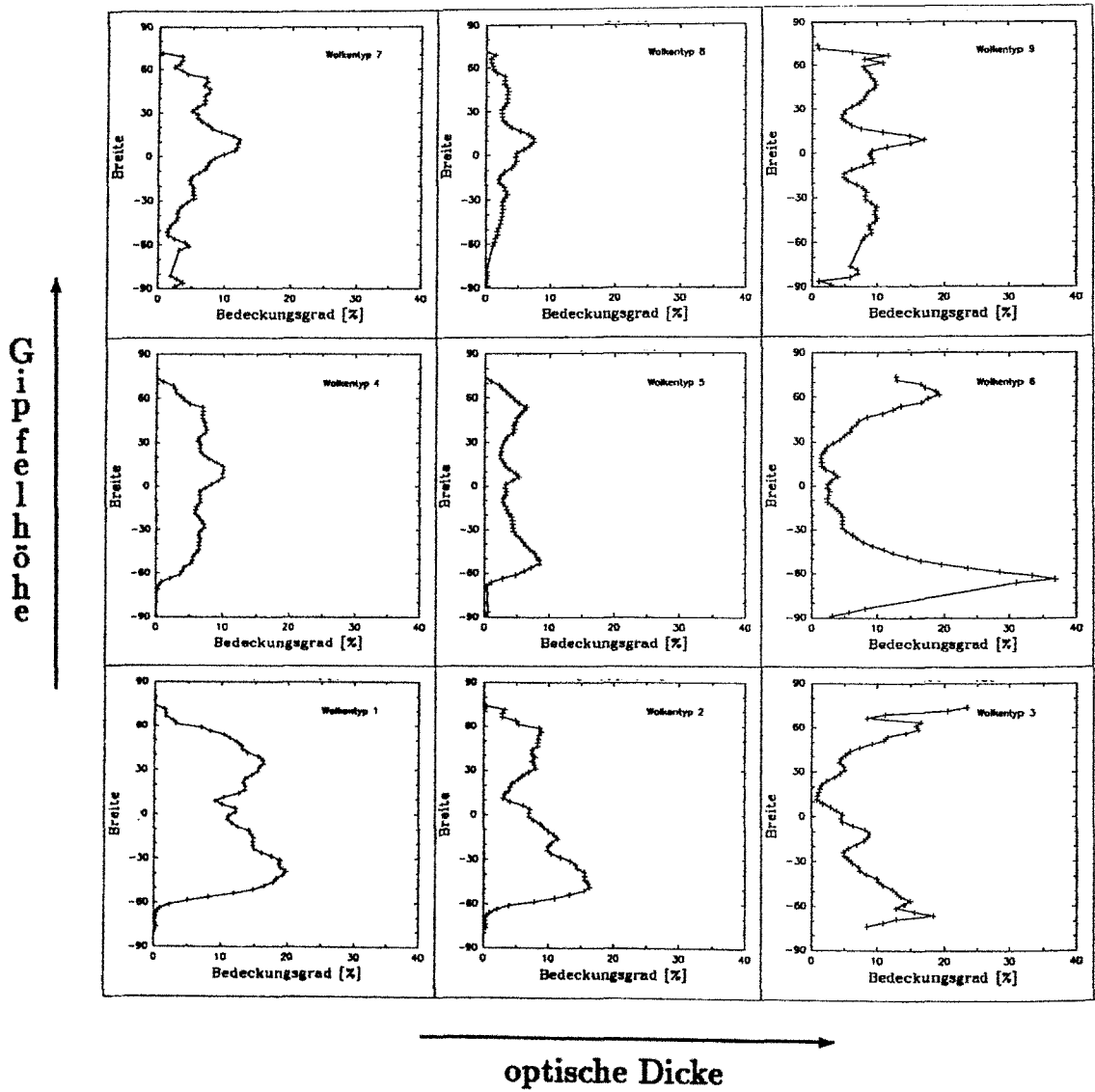


Abbildung 34: Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades der Wolkentypen

Januar 1986

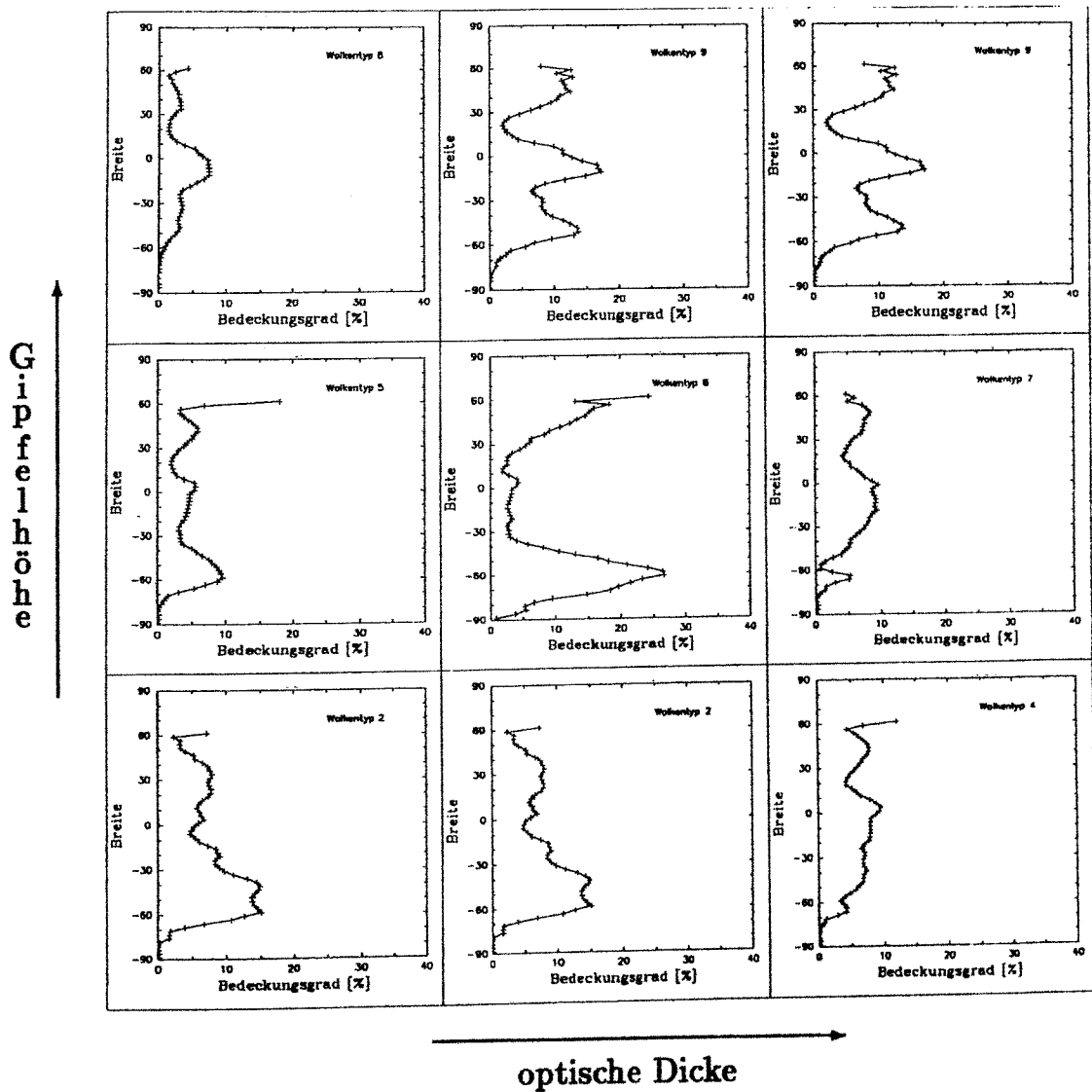


Abbildung 35: Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades der Wolkentypen

Globale Verteilung aller Wolken

April 1985

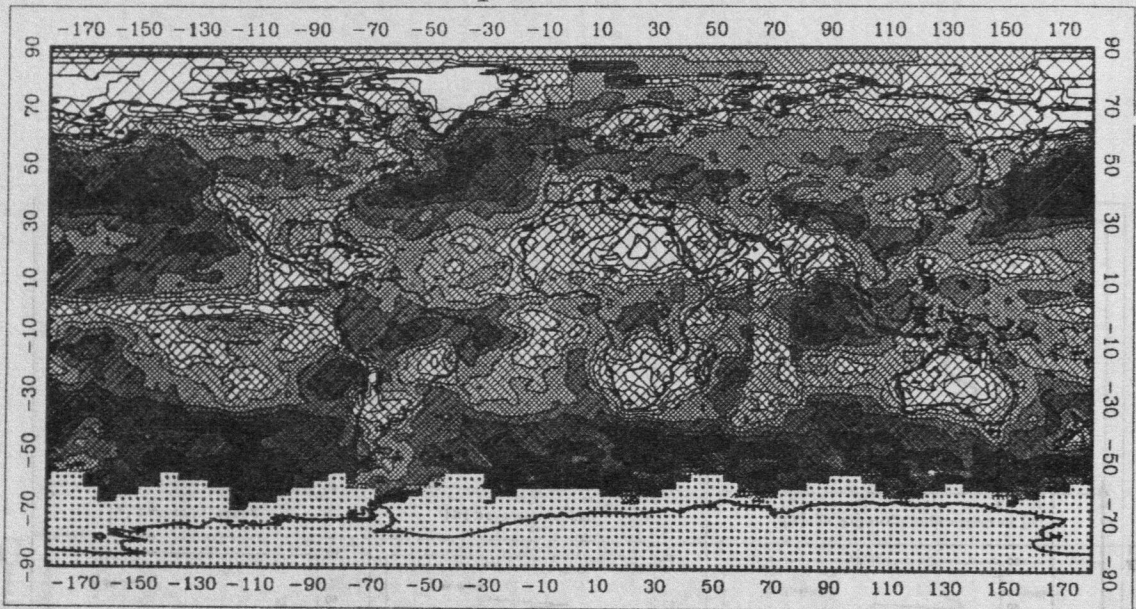
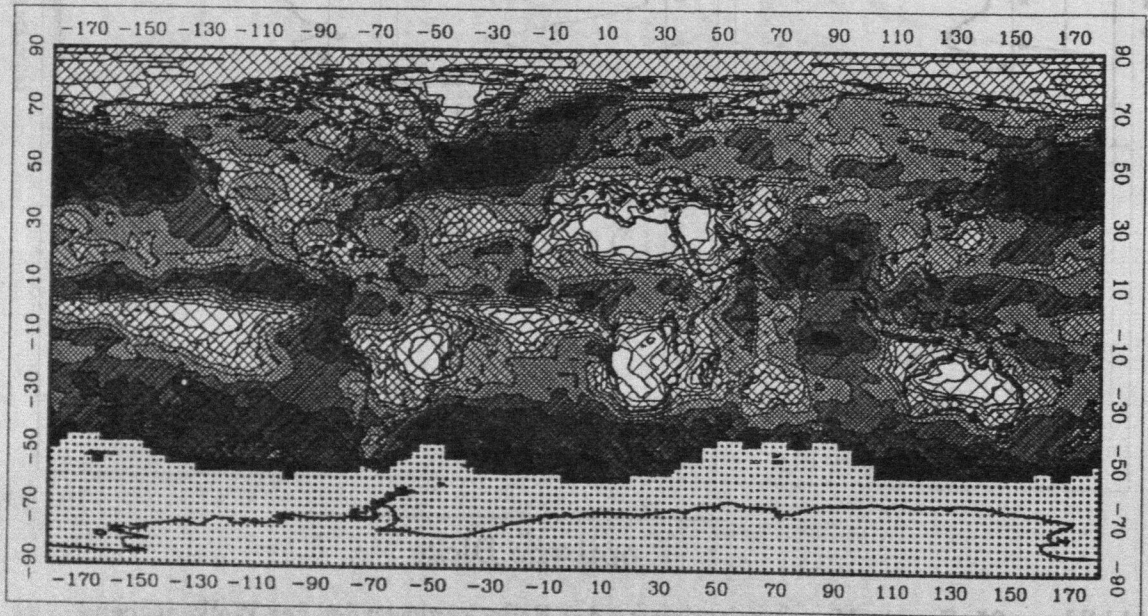


Abbildung 36: April 1985: Globale Verteilung der Wolken

Juli 1985



Gesamtbedeckungsgrad mit Wolken (%)

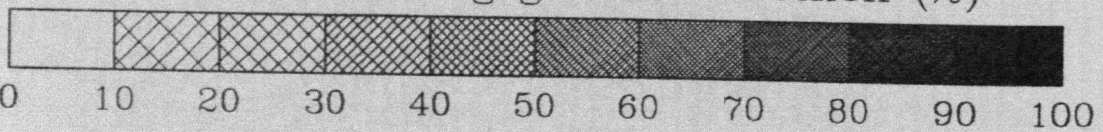


Abbildung 37: Juli 1985: Globale Verteilung der Wolken

Oktober 1985

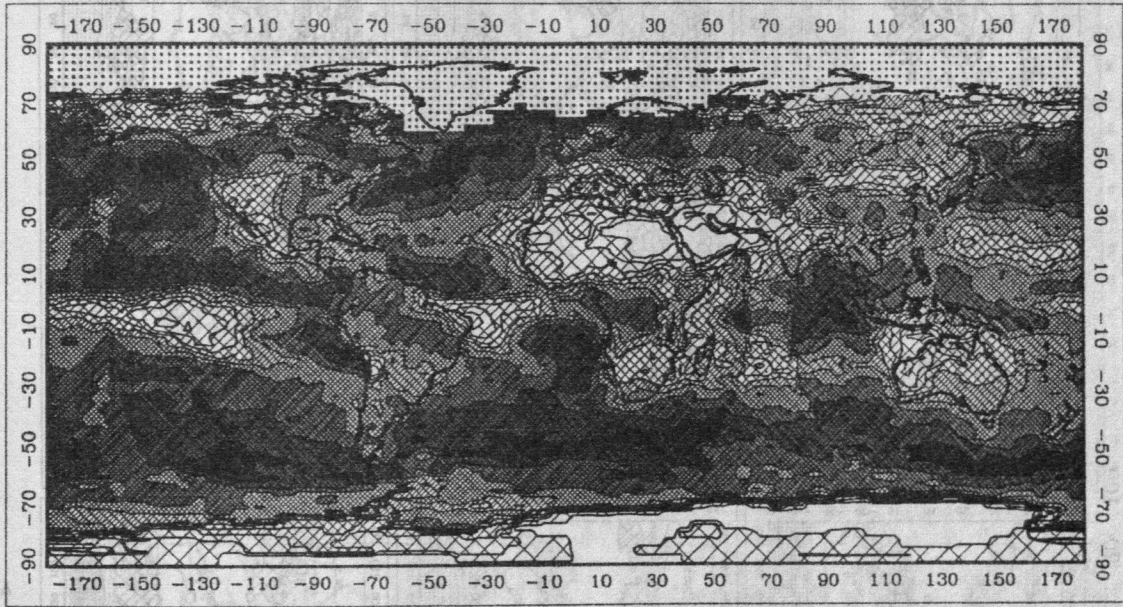
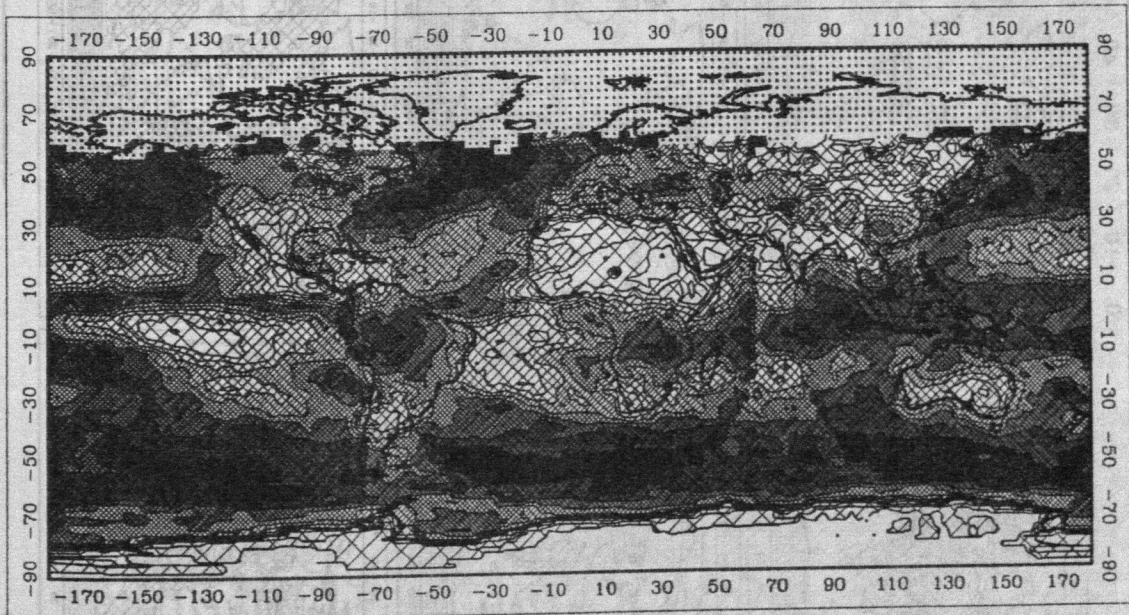


Abbildung 38: Oktober 1985: Globale Verteilung der Wolken

Januar 1986



Gesamtbedeckungsgrad mit Wolken (%)

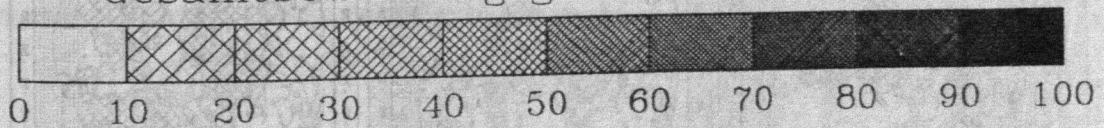
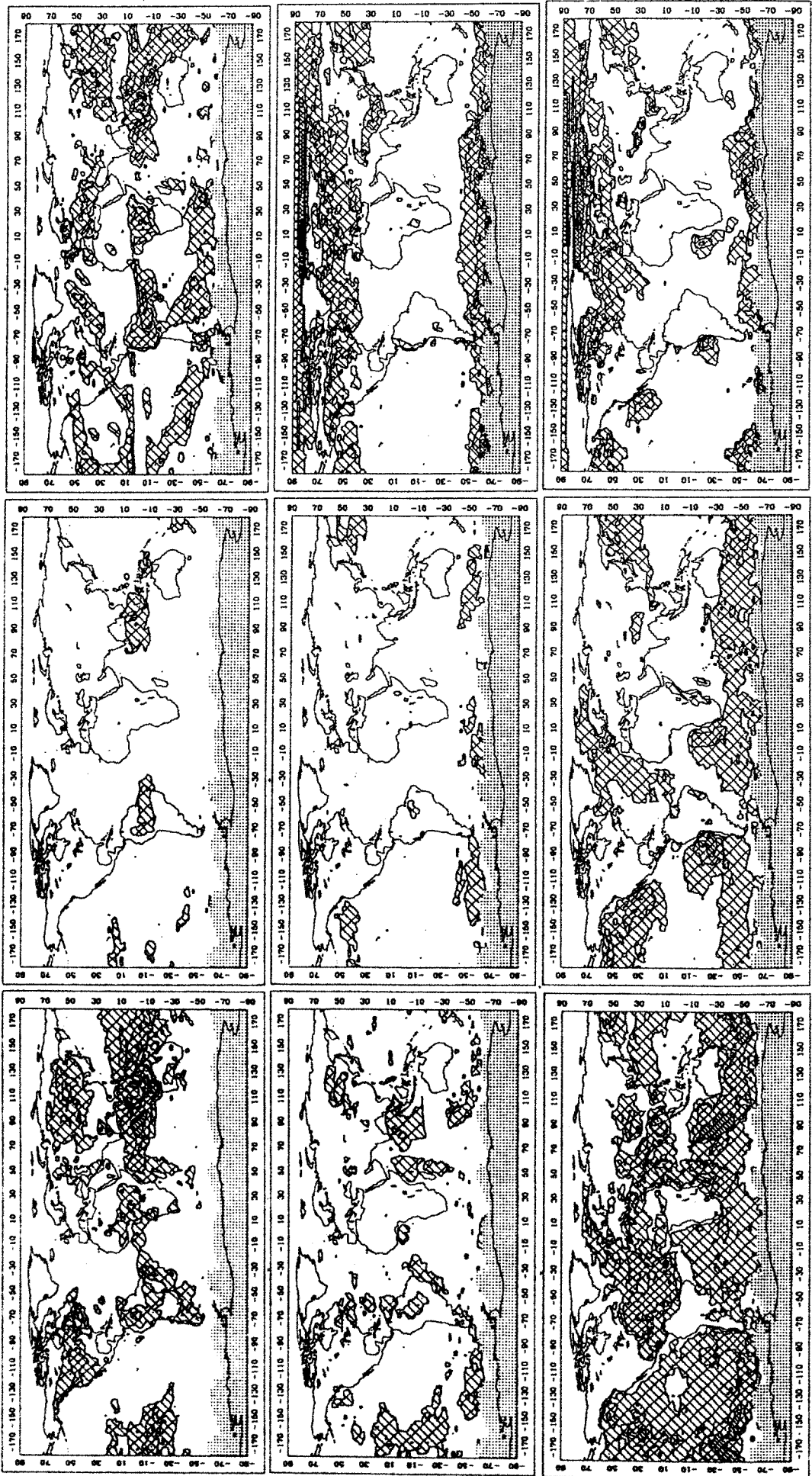


Abbildung 39: Januar 1986: Globale Verteilung der Wolken

April 1985

Bedeckungsgrad (%)



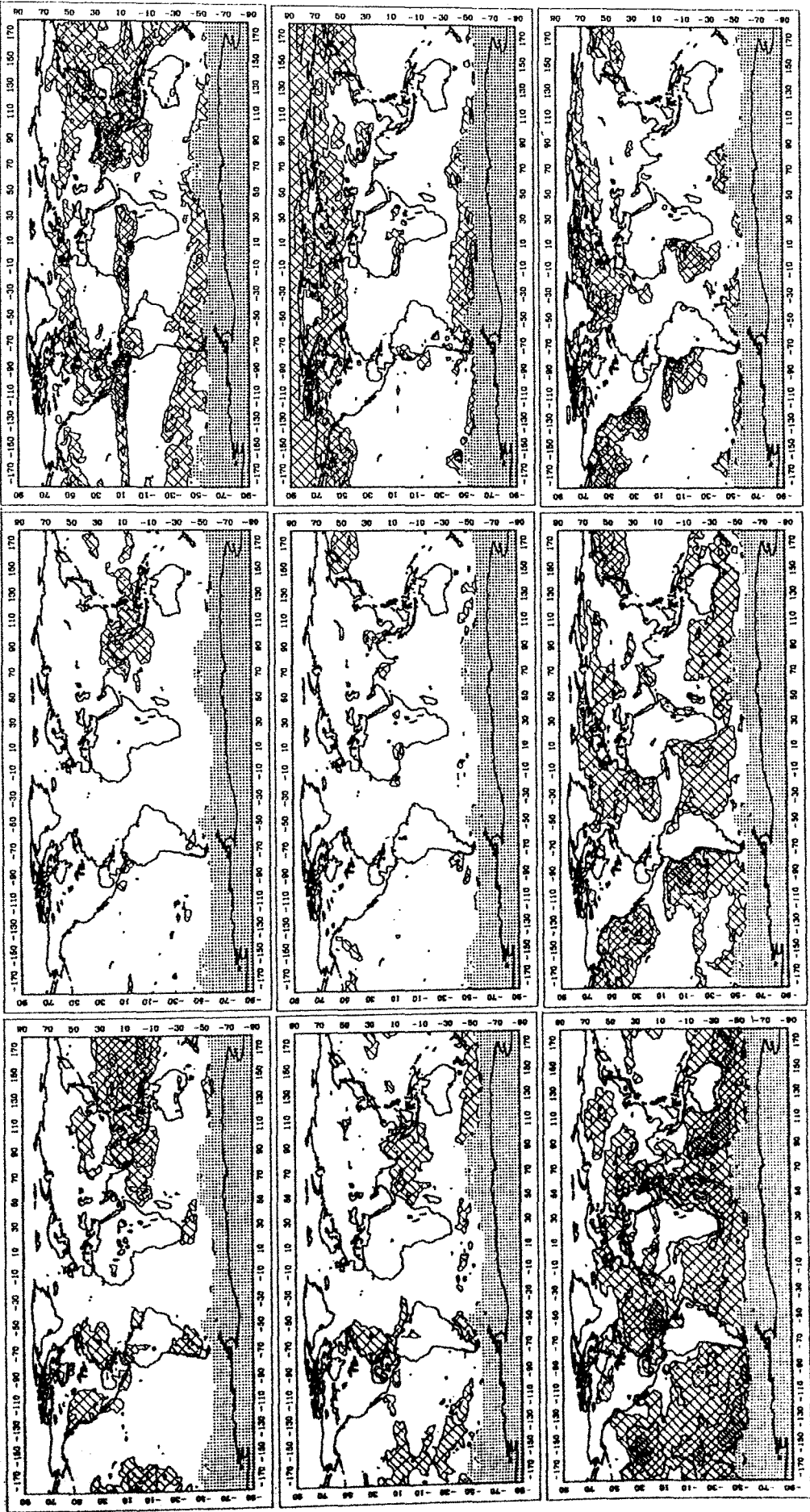
Gipfelhöhe

optische Dicke

Abbildung 40: Globale Verteilung der Wolkentypen

Juli 1985

Bedeckungsgrad (%)



Gipfelhöhe

↑

optische Dicke

Abbildung 41: Globale Verteilung der Wolkentypen

Oktober 1985

Bedeckungsgrad (%)



Gipfelhöhe

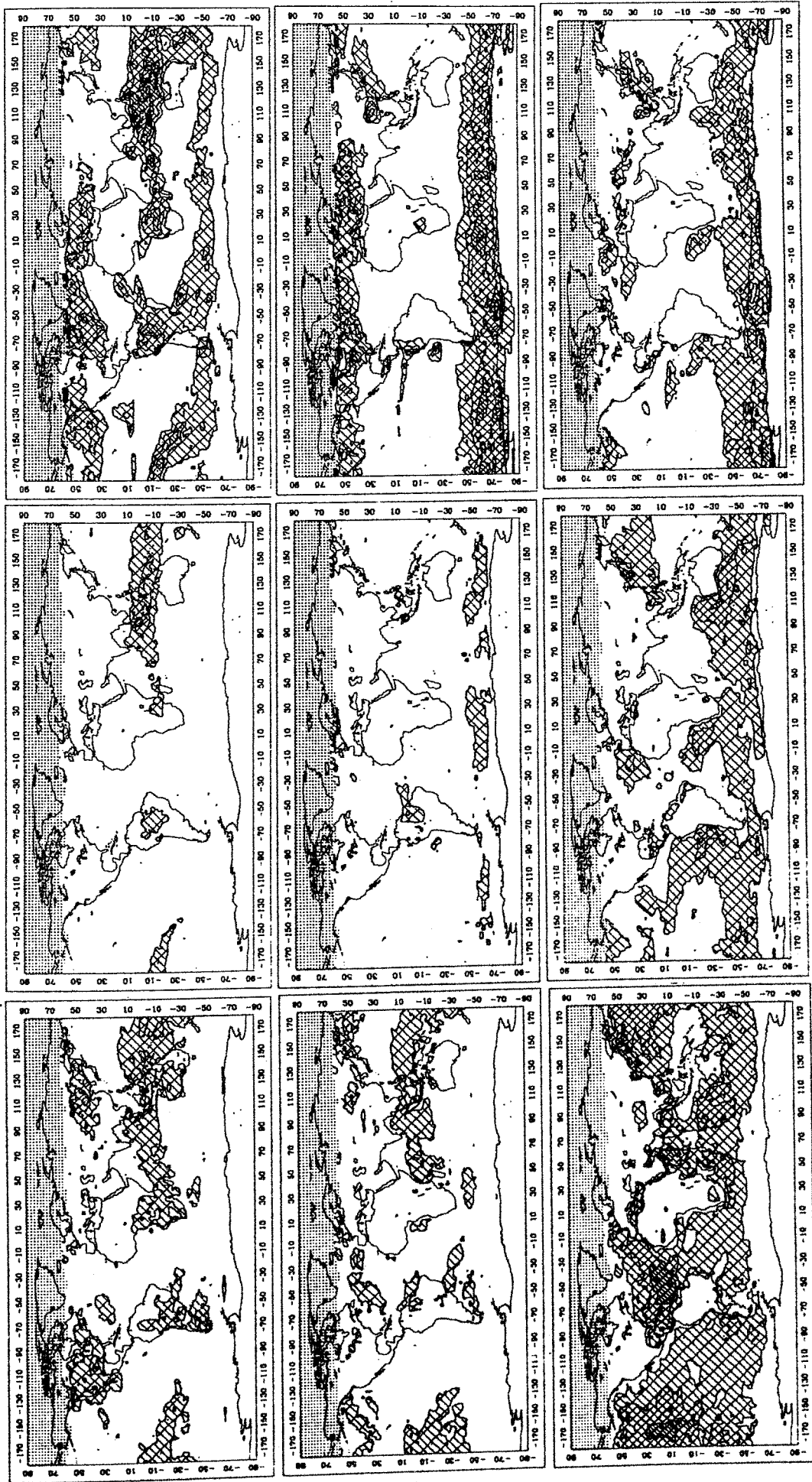
optische Dicke

Abbildung 42: Globale Verteilung der Wolkentypen

Januar 1986

Bedeckungsgrad (%)

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100



Gipfelhöhe

optische Dicke

Abbildung 43: Globale Verteilung der Wolkentypen

Symbolverzeichnis

$a_{i,\lambda(IR)}$ /	-	- Umrechnungsfaktor bei der Wellenlänge λ für das i -te Wolkenmodell
$\bar{a}_{\lambda(IR)}$ /	-	- mittlerer Umrechnungsfaktor bei der Wellenlänge λ .
A_c /	-	- Wolkenbedeckungsgrad
$A_{c,\#}$ /	-	- Bedeckungsgrad des $\#$. Wolkentyps, $\#=1, 2, \dots, 9$ nach Abbildung 8
$A_{c,ERBE}$ /	-	- Wolkenbedeckungsgrad ERBE
$A_{c,ISCCP}$ /	-	- Wolkenbedeckungsgrad ISCCP
C_{LW} /	Wm^{-2}	- Treibhauswirksamkeit der Wolken
$C_{LW,r}$ /	Wm^{-2}	- Treibhauswirksamkeit des Wolkentyps, mit dem Regressionsverfahren berechnet
$C_{LW,zsv}$ /	Wm^{-2}	- Treibhauswirksamkeit des Wolkentyps, mit dem ZSV berechnet
C_{NET} /	Wm^{-2}	- Netto-Strahlungswirksamkeit der Wolken
C_{SW} /	Wm^{-2}	- Albedoeffekt der Wolken
F /	Wm^{-2}	- OLR der Erde mit Wolken
F_o /	Wm^{-2}	- OLR der Erde ohne Wolken
L_{ERBE} /	Wm^{-2}	- im Rahmen des ERBE aus breitbandigen, langwelligen Strahldichtemessungen abgeleiteter breitbandiger Strahlungsfluß
L_r /	Wm^{-2}	- mit dem Regressionsverfahren berechneter breitbandiger, langwelliger Strahlungsfluß
$L_s(\lambda)$ /	Wm^{-2}	- mit dem ZSV berechneter schmalbandiger Strahlungsfluß im Spektralintervall mit der mittleren Wellenlänge λ
L_{zsv} /	Wm^{-2}	- mit dem ZSV bei voller spektraler Auflösung berechneter breitbandiger, langwelliger Strahlungsfluß
N	-	- Stichprobenumfang
P_o /	hPa	- Oberflächendruck
P_{tp} /	hPa	- Tropopausendruck
q /	-	- Diffusitätskoeffizient (1.67)
Q /	Wm^{-2}	- absorbierte Solarstrahlung der Erde mit Wolken
Q_o /	Wm^{-2}	- absorbierte Solarstrahlung der Erde ohne Wolken
r /	-	- Regressionskoeffizient
rms /	Wm^{-2}	- Standardfehler der Regression

R /	-	- Korrelationskoeffizient
s_{zav}, s_r, s /	Wm^{-2}	- Standardabweichungen
s^2 /	$(Wm^{-2})^2$	- Varianz
S /	Wm^{-2}	- solare Einstrahlung
α /	-	- Signifikanzniveau
α_c /	-	- relatives Rückstreuvermögen des Erde mit Wolken
α_o /	-	- relatives Rückstreuvermögen der Erde ohne Wolken
β /	-	- Klimaempfindlichkeitsparameter der Wolken
δ /	-	- optische Dicke
$\delta_{c,\lambda(IR)}$ /	-	- optische Dicke einer Wolke bei der Wellenlänge λ im Infraroten
$\delta_{c,0.6}$ /	-	- im C1-Datensatz gegebene mittlere optische Dicke einer Wolke bei $0.6 \mu m$
ϵ_c /	-	- Emissivität einer Wolke
$\epsilon_{c,\lambda}$ /	-	- Emissivität einer Wolke bei der Wellenlänge λ
Θ_o /	-	- Sonnenzenitwinkel
$\sigma_{a_i,\lambda(IR)}$ /	m^{-1}	- Volumenabsorptionskoeffizient des i-ten Wolkenmodells
$\sigma_{e_i,0.6}$ /	m^{-1}	- Volumenextinktionskoeffizient des i-ten Wolkenmodells

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AVHRR	– Advanced Very High Resolution Radiometer
BIAS	– Systematische Abweichung
CPU	– Central Processing Unit
DEC	– Digital Equipment Corporation
EOF	– Empirical Orthogonal Function
ERBE	– Earth Radiation Budget Experiment
GCM	– General Circulation Modell
GEDEX	– Greenhouse Effect Detection Experiment
IR	– Infrared Radiation
ISCCP	– International Satellite Cloud Climatology Project
NASA	– National Aeronautics and Space Administration
NMC	– National Meteorological Center (Wetterdienst der Vereinigten Staaten von Amerika)
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
OLR	– Outgoing Longwave Radiation
OSR	– Outgoing Solar Radiation
RMS	– Root Mean Square
SBUV	– Solar Backscattered Ultraviolet Radiometer
UTC	– Universal Time Coordinated
VIS	– Visible
WCP	– World Climate Program
WCRP	– World Climate Research Program
ZSM	– Zwei-Strom-Approximationsmodell
ZSV	– Zwei-Strom-Verfahren

Abbildungsverzeichnis

1	Arbeitsschritte	4
2	Umrechnungsfaktor für optische Dicken der Wolken	12
3	Wolkenerkennungsalgorithmus des ISCCP (vereinfacht)	14
4	Interner Test mit Wolken für den Spektralbereich von 10-12 μm	16
5	Interner Test ohne Wolken für den Spektralbereich von 10-12 μm	16
6	Externer Test mit Wolken; Vergleich von simulierten mit gemessenen Flüssen (ERBE)	18
7	Externer Test ohne Wolken: Vergleich von simulierten mit gemessenen Flüssen (ERBE)	18
8	Qualitative Zuordnung von Wolkenklassen zu morphologischen Wolkentypen	26
9	April 1985: Globale Monatsmittelwerte des Albedo- und Treibhauseffekts der 9 Wolkentypen	29
10	Juli 1985: Globale Monatsmittelwerte des Albedo- und Treibhauseffekts der 9 Wolkentypen	30
11	Oktober 1985: Globale Monatsmittelwerte des Albedo- und Treibhauseffekts der 9 Wolkentypen	31
12	Januar 1986: Globale Monatsmittelwerte des Albedo- und Treibhauseffekts der 9 Wolkentypen	32
13	Jahresmittel 1985/86: Globale Jahresmittelwerte des Albedo- und Treib- hauseffekts der 9 Wolkentypen	33
14	Zonale Monatsmittelwerte des Albedo- (*), des Treibhaus- (+) und des Nettoeffektes (o) der Wolken für den April, Juli, Oktober 1985 und den Januar 1986.	35
15	April 1985: Zonale Monatsmittelwerte des Treibhaus-, Albedo- und Netto- effektes der 9 Wolkentypen	38
16	Juli 1985: Zonale Monatsmittelwerte des Treibhaus-, Albedo- und Nettoef- fektes der 9 Wolkentypen	39
17	Oktober 1985: Zonale Monatsmittelwerte des Treibhaus-, Albedo- und Net- toeffektes der 9 Wolkentypen	40
18	Januar 1986: Zonale Monatsmittelwerte des Treibhaus-, Albedo- und Net- toeffektes der 9 Wolkentypen	41

18	Januar 1986: Zonale Monatsmittelwerte des Treibhaus-, Albedo- und Nettoeffektes der 9 Wolkentypen	41
19.a	April 1985: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken	44
19.b	April 1985: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken, mit Angabe des Unsicherheitsbereiches von +11.5 bis -11.5 Wm^{-2}	44
20.a	Juli 1985: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken	45
20.b	Juli 1985: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken, mit Angabe des Unsicherheitsbereiches von +11.5 bis -11.5 Wm^{-2}	45
21.a	Oktober 1985: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken	46
21.b	Oktober 1985: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken, mit Angabe des Unsicherheitsbereiches von +11.5 bis -11.5 Wm^{-2}	46
22.a	Januar 1986: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken	47
22.b	Januar 1986: Globale Verteilung des Netto-Effektes von Wolken, mit Angabe des Unsicherheitsbereiches von +11.5 bis -11.5 Wm^{-2}	47
23	April 1985: Globale Verteilung des Treibhauseffektes der 9 Wolkentypen . .	54
24	April 1985: Globale Verteilung des Netto-Strahlungseffektes der 9 Wolkentypen	55
25	Juli 1985: Globale Verteilung des Treibhauseffektes der 9 Wolkentypen . .	56
26	Juli 1985: Globale Verteilung des Netto-Strahlungseffektes der 9 Wolkentypen	57
27	Oktober 1985: Globale Verteilung des Treibhauseffektes der 9 Wolkentypen	58
28	Oktober 1985: Globale Verteilung des Netto-Strahlungseffektes der 9 Wolkentypen	59
29	Januar 1986: Globale Verteilung des Treibhauseffektes der 9 Wolkentypen .	60
30	Januar 1986: Globale Verteilung des Netto-Strahlungseffektes der 9 Wolkentypen	61
31	Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades aller Wolken für den April, Juli, Oktober 1985 und Januar 1986.	67
32	April 1985: Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades der Wolkentypen	68
33	Juli 1985: Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades der Wolkentypen	69
34	Oktober 1985: Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades der Wolkentypen	70

35	Januar 1986: Zonale Monatsmittelwerte des Bedeckungsgrades der Wolken- typen	71
36	April 1985: Globale Verteilung der Wolken	72
37	Juli 1985: Globale Verteilung der Wolken	72
38	Oktober 1985: Globale Verteilung der Wolken	73
39	Januar 1986: Globale Verteilung der Wolken	73
40	April 1985: Globale Verteilung der Wolkentypen	74
41	Juli 1985: Globale Verteilung der Wolkentypen	75
42	Oktober 1985: Globale Verteilung der Wolkentypen	76
43	Januar 1986: Globale Verteilung der Wolkentypen	77

Tabellenverzeichnis

1	Berechnete Monatsmittel der Strahlungswirkung und Strahlungseffektivität der Wolken für den April, Juli und Oktober 1985 sowie den Januar 1986 und Jahresmittelwerte.	23
2	Jahresmittelwerte der Strahlungswirkung der Wolken berechnet mit den ERBE-Daten (GEDEX-CD).	24
3	ERBE-Monatsmittel des Strahlungseffektes und der Strahlungswirksamkeitsparameter der Wolken für den April, Juli und Oktober 1985 sowie den Januar 1986 nach Harrison et al. (1990).	24
4	Jahresmittelwerte (1985/86) des Empfindlichkeitsparameters für alle Wolken (global, Tageslicht, 0° – 60° N, 0° – 65° N, 65° S - 65° N) und ein Vergleich mit den Ergebnissen anderer Untersuchungen: Ellis (1978) und Ohring et al. (1981).	25
5	Jahresmittelwerte (1985/86, global) der Empfindlichkeitsparameter der 9 Wolkentypen in der Dimension W_m^{-2} ; der Bedeckungsgrad ist in % angegeben.	28
6	Strahlungseffekt und Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen für den April 1985.	29
7	Strahlungseffekt und Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen für den Juli 1985.	30
8	Strahlungseffekt und Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen für den Oktober 1985.	31
9	Strahlungseffekt und Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen für den Januar 1986.	32
10	Jahresmittel des Strahlungseffektes und der Strahlungswirksamkeitsparameter der 9 Wolkentypen.	33
11	Fehler der operationellen Methode bei der Berechnung der OLR.	66
12	Fehler der operationellen Methode bei der Berechnung des Treibhauseffektes der einzelnen Wolkentypen.	66

Literaturverzeichnis

- Ardanuy, P. E., L. L. Stowe, A. Gruber and M. Weiss, 1991: Shortwave, longwave, and net cloud-radiative forcing as determined from Nimbus 7 observations. *J. Geophys. Res.*, 96, 18537-18549.
- Arking, A., 1991: The radiative effects of clouds and their impact on climate. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 71, 795-813.
- Barkstrom, B. R., 1984: The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 65, 1170-1185.
- Barkstrom, B., E. Harrison, G. Smith, R. Green, J. Kibler, R. Cess, and the ERBE Science Team, 1989: Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) Archival and April 1985 results. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 70, 1254-1262.
- Cess, R. D., 1976: Climate change: An appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1831-1848.
- Cess, R. D., and G. L. Potter, 1987: Exploratory studies of cloud radiative forcing with a general circulation model. *Tellus*, 39A, 460-473.
- Cess, R. D., G. L. Potter, J. P. Blanchet, G. J. Boer, S. J. Ghan, J. T. Kiehl, H. Le Trent, Z.-X. Li, X. Z. Liang, J. F. B. Mitchell, J. J. Mockett, D. A. Randall, M. R. Riches, E. Roeckner, U. Schlese, A. Slingo, K. E. Taylor, W. M. Washington, R. T. Wetherald, I. Yagai, 1989: Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, 245, 513-516.
- Charlock, T. P. und V. Ramanathan, 1985: The albedo field and cloud radiative forcing produced by a general circulation model with internally generated cloud optics. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1408-1429.
- Ellis, J. S., 1978: Cloudiness, the planetary radiation budget and climate. Ph.D. thesis, Colo. State Univ., Fort Collins., 129 pp.
- GEDEX: Greenhouse Effect Detection Experiment, selected data sets. Olsen, L.M., A. Warnock III, prepared as a NASA contribution to THE Space Agency Forum on The International Space Year 1992 by NASA climate data system staff, Goddard Distributed Active Archive Center, NASA - Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771.
- Graßl, H., 1976: A new type of absorption in the atmospheric infrared window due to water vapour polymers. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 49, 225-236.

- Harrison, E. F., B. R. Barkstrom, V. Ramanathan, R. D. Cess, and G. G. Gibson, 1990: Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, 95, 18687-18703.
- Hartmann, D. L. und D. A. Short, 1980: On the use of earth radiation budget statistics for studies of clouds and climate. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1233-1250.
- Hartmann, D. L., V. Ramanathan, A. Berroir, and G. E. Hunt, 1986: Earth radiation budget data and climate research. *Rev. Geophys.*, 24, 439-468.
- Hilsenrath, E. and B. M. Schlesinger, 1981: Total ozone seasonal and interannual variations derived from the 7 year NIMBUS-4 BUV data set. *J. Geophys. Res.*, 86, 12087-12096.
- Kiehl, J. T., and B. P. Briegleb, 1992: Comparison of the observed and calculated clear sky greenhouse effect: Implications for climate studies. *Jou. Geophys. Res.*, 97, 10037-10049.
- Kneizys, F. X., E. P. Shettle, W. O. Gallery, J. H. Chetwynd, L. W. Abreu, J. Selby, R. W. Fenn and R. A. Mc Clatchey, 1980: Atmospheric transmittance/radiance, Computercode Lowtran-5. AFGL-TR-0067, Air Force Geophys. Lab., Bedford, Mass. .
- Manabe, S. und R. F. Strickler, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, 21, 361-385.
- Manabe, S. und R. T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- Mokhov, I. I., 1991: Diagnostics of global cloudiness fields and tendencies of change from GCM results and observational data. Preprint, 36 pp.
- NASA, 1985: Spectral reflectances of natural targets for use in remote sensing studies. NASA Reference Publication No. 1139.
- Ohring, G. und P. F. Clapp, 1980: The effect of changes in cloud amount on the net radiation at top of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 447-454.
- Ohring, G., P. F. Clapp, T. R. Heddinghaus und A. Krüger, 1981: The quasi-global distribution of the sensitivity of the earth-atmosphere radiation budget to clouds. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2539-2541.
- Oort, A. H., 1983: Global Atmospheric Circulation Statistics, 1958 - 1973. NOAA Professional Paper 14, NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, U.S. Dept. of Commerce, Rockville, MD, 180 pp.

- Poetzsch-Heffter, C., 1989: Berechnung der langwelligen Ausstrahlung des Systems Erde-Atmosphäre unter Berücksichtigung von Wolken aus Satellitendaten. Diplomarbeit im Fach Meteorologie an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität, Institut für Meereskunde, Kiel.
- Ramanathan V., 1987: The role of the earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *J. Geophys. Res.*, 92, 4075-4095.
- Ramanathan V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, F. Ahmad and D. Hartmann, 1989: Cloud radiative forcing and climate, Results from the Earth Radiation Budget Experiment, *Science* 243, 57-63.
- Rossow, W.B., 1983: Preliminary documentation for ISCCP C1 Data, Nasa Goddard Space Flight Center, Institute for Space Studies, 2880 Broadway, New York, NY 10025, USA
- Rossow, W.B., F. Moshier, E. Kinsella, A. Arking, M. Desbois, E. Harrison, P. Minnis, E. Ruprecht, G. Seze, C. Simmer and E. Smith, 1985: ISCCP Cloud Algorithm Intercomparison. *J. Clim. and Appl. Meteorol.*, 24, 877 - 903.
- Rossow, W. B., L. C. Garder, P. J. Lu and A. W. Walker, 1988: International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): Documentation of Cloud Data. WMO/TD-No. 266, World Meteorological Organization, Geneva, 78 pp. plus two appendices.
- Rossow, W. B., L. C. Garder, A. A. Lacis, 1989: Global seasonal cloud variations from satellite radiance measurements part I: Sensitivity of analysis. *J. Clim.*, 2, 419-558.
- Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1991: ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 72, 2-20.
- Rossow, W. B., L. C. Garder, 1992: Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP, submitted to the *J. Clim.*
- Schmetz, J. and E. Raschke, 1981: An approximate computation of infrared radiative fluxes in a cloudy atmosphere. *Pageoph*, 119, 248-258.
- Schneider, S. H., 1972: Cloudiness as a global climate feedback mechanism: the effects on the radiation balance and surface temperature of variation in cloudiness. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1413-1422.
- Sèze, G., F. Drake, M. Desbois, and A. Henderson-Sellers, 1986: Total and low cloud amounts over France and Southern Britain in the summer of 1983: Comparison of surface-observed and satellite retrieved values. *Int. J. Remote Sensing*, 7, 1031-1050.

- Stephens, G.L., 1979: Optical properties of eight water cloud types. Aust. Div. Atmos. Phys. Tech. Pap. No. 36, 1-35.
- Stowe, L. L., C. G. Wellemeyer, T. F. Eck, H. T. M. Yeh, and the Nimbus-7 cloud data processing team, 1988: Nimbus-7 global cloud climatology, Part I: Algorithms and validation, *J. Climate*, 1, 445-470.
- Stowe, L. L., H. T. M. Yeh, O. F. Eck, C. G. Wellemeyer, H. L. Kyle, and the Nimbus-7 cloud data processing team, 1989: Nimbus-7 global cloud climatology, Part II: First year results, *J. Climate*, 2, 671-709.
- Warren, S. and S. Thompsen, 1983: The climatological minimum in tropical outgoing infrared radiation: Contribution of humidity and clouds, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 109, 169-185.
- Warren, S. G., C. J. Hahn, J. London, R. M. Cherwin and R. L. Jenne, 1986: Global distribution of total cloud and cloud types over land, NCAR Tech. Note TN-273+STR/DOE Tech. Rep. ER/60085-HI, 29pp. + 200 maps, (NTIS number DE87-00-6903).
- Warren, S. G., C. J. Hahn, J. London, R. M. Cherwin and R. L. Jenne, 1988: Global distribution of total cloud and cloud types over the ocean, NCAR Tech. Note TN-317+STR/DOE Tech. Rep. ER/0406, 42pp. + 170 maps, (NTIS number DE90-00-3187).
- Wiscombe, W., J. Evans, 1977: Exponential-sum fitting of radiative transmission functions. *J. Comp. Phys.*, 24, 416-444.
- Valley, S.L., 1965: Handbook of geophysics and space environments. Chapter 2, McGraw-Hill Book Company, Inc. .

Danksagungen

Für die Betreuung meiner Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades und die vielen anregenden Diskussionen möchte ich mich herzlich bei meinem Doktorvater, Herrn Professor Dr. Eberhard Ruprecht, bedanken.

Für weitere sachdienliche Diskussionen gilt mein Dank Herrn Professor Dr. L. Hasse, Herrn Dr. Q. Liu und Herrn Dr. C. Simmer.

Ich danke all denen, die ihr Interesse an dieser Arbeit in Form von konstruktiver Kritik, Ratschlägen oder auf anderweitige Art bekundet haben.

An dieser Stelle auch ein Dank an das Bundesministerium für Forschung und Technologie, das durch die Bereitstellung finanzieller Mittel im Rahmen des Teilprojektes „Diagnose der Strahlungseigenschaften von Wolken“ diese Arbeit erst ermöglicht hat.