

Wolkenerkennung über der Antarktis in Satellitenbildern

Von E. Raschke, H. Jacobs, H.-J. Lutz und U. Steffens*

Zusammenfassung: Detaillierte Analysen der multispektralen Daten des AVHRR in den NOAA-Satelliten zeigen, daß auch eine Erkennung dünner Wolken über den die Sonnenstrahlung stark reflektierenden Schneefeldern der Antarktis möglich ist. Dabei wird das in allen 5 Kanälen unterschiedliche Reflexions-, Transmissions- und Emissionsvermögen von Wolken und Untergrund ausgenutzt, um entsprechende Kontraste zu erhöhen. Ergebnisse erster Fallstudien ermöglichen eine rechnergestützte Unterscheidung zwischen Wasser- und Eiswolken, wolkenfreiem Land und Ozean und bei relativ dünner Wolkendecke sogar von Eisschollen unterhalb derselben.

Summary: Detailed analyses of the multispectral data of the AVHRR in the operational NOAA satellites demonstrate their usefulness to map clouds even over the highly reflecting snowfields of Antarctica. With this procedure a contrast enhancement is performed making use of the different spectral reflectance, transmittance and emittance properties respectively, of clouds and the underground within the spectral ranges of the AVHRR. The measurements within the range between 3.5 and 3.9 μm (channel 3), which unfortunately are highly noisy during night-time, play a key role here. Results of some initial case studies demonstrate that a computer-aided identification of water and ice clouds over Antarctica and adjacent ocean and sea-ice fields is possible, where even sea-ice underneath of optically thinner cloud-decks can be mapped. This procedure should be useful for operational use to analyse ISCCP data sets.

1. EINLEITUNG

Wolken transportieren Wärme; sie beeinflussen durch ihre Strahlungseigenschaften auch den Wärmetransport im Klimasystem durch Strahlung. Es ergeben sich Wechselwirkungen mit der Dynamik. Daher ist eine genaue Wolkeninventur bezüglich deren zeitlichen und räumlichen Auftretens und auch deren Phase und optischen Eigenschaften für viele Zwecke der Klimatologie sehr wichtig. Daraus resultiert schließlich das Bemühen, aus Satellitendaten über einen Zeitraum von wenigstens 5 Jahren die Bewölkung über allen Gebieten der Erde zu erfassen. Das dafür geschaffene Projekt ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project, SCHIFFER & ROSSOW 1983, ICSU-WMO 1985) benutzt dazu die Daten von vier bis fünf geostationären meteorologischen Satelliten und der beiden operationellen polarumlaufenden NOAA-Satelliten.

Für die rechnergestützte und möglichst automatische Wolkenerkennung müssen zunächst Merkmale gefunden werden, um Bewölkung und noch deren Höhenlage und möglichst auch optische Dicke über dem Untergrund erkennen zu können. Für alle Gebiete der niederen und mittleren Breiten erscheint dies relativ einfach, denn Wolken sind dort meist heller, d. h. stärker reflektierend, und auch kälter als der Untergrund. Über den Schneeflächen der Arktis und Antarktis dagegen treten diese Unterschiede nicht so deutlich zu Tage. Oft mag tiefe Bewölkung auch wärmer und im solaren Spektrum sogar dunkler als deren Umgebung, die wolkenfreien Schneeflächen, erscheinen.

In der vorliegenden Arbeit wird ein Versuch zu einer einfachen Erklärung des Strahlungstransports und zur Gewinnung von möglichst eindeutigen Merkmalen unternommen, die gestatten, mit einem Rechner Wolken anhand digital vorliegender Satellitendaten zu erkennen. Solche Versuche zur Wolkenbestimmung aus Satellitendaten sind keineswegs neu. Es sind in den vergangenen Jahren bereits verschiedene Verfahren entwickelt worden, die auch insgesamt auf Kontraste der Bewölkung gegenüber dem Untergrund angewiesen sind. Für das ISCCP haben ROSSOW et al. (1985) eine Zusammenfassung der gängigsten Untersuchungen zusammengestellt. Andere Versuche stammen u. a. von YEH & LIOU 1982; POLLINGER & WENDLING 1984; oder YAMANOUCHI et al. (1985) und INOUE (1985).

* Prof. Dr. Ehrhard Raschke, Dipl.-Met. Dr. Hertha Jacobs, cand. rer. nat. Hans-Joachim Lutz, cand. rer. nat. Ullrich Steffens, Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität, Kerpener Str. 13, 5000 Köln 41.

Kanal 1	Spektralbereich	empfindlich für
1	0.58— 0.68 μm	solare Strahlung — sichtbar
2	0.73— 1.1 μm	solare Strahlung — nahes IR
3	3.55— 3.93 μm	solare und terrestrische Strahlung
4	10.5 —11.5 μm	terrestrische Strahlung Erdboden
5	11.5 —12.5 μm	terrestrische Strahlung und Wolken

Tab. 1: Spektrale Empfindlichkeiten des AVHRR NOAA 7 (KIDWELL 1985).

Tab. 1: Spectral sensitivities of the AVHRR of NOAA 7 (KIDWELL, 1985)

2. DIE ABBILDENDEN DATEN DER NOAA-SATELLITEN

Über den Polargebieten werden Bilddaten routinemäßig und die Erde vollständig überdeckend durch zwei polarumlaufende Satelliten der NOAA-Serie gewonnen. Neben anderer Ausrüstung (s. z. B. KIDWELL 1985) tragen diese ein vier- bis fünfkanales Radiometer (AVHRR - Advanced Very High Resolution Radiometer), das mit einer Bildpunktauflösung von maximal 0,8 km die Erdoberfläche quer zur Flugbahn abtastet. Die Daten sind in voller Auflösung direkt abfragbar oder über die NOAA für nur beschränkte Abschnitte auf Band verfügbar. Dagegen können nahezu lückenlose, globale Datensätze mit etwa um den Faktor 9 reduzierter Bildpunktauflösung (GAC — Global Archive Capability) aus den Archiven der NOAA abgefragt werden. Die Datenreduktion erfolgt bereits an Bord des Satelliten (KIDWELL 1985), wobei in jeder 4. Bildzeile jeweils drei Bildpunkte gemittelt und der vierte ausgelassen werden.

In dieser Arbeit beschränken wir uns auf die Auswertung einiger mit voller Auflösung über der Antarktis gemessenen Datenproben.

Die wesentlichsten Merkmale des AVHRR sind in Tab. 1 zusammengestellt. Angaben über die Radiometereichung und Datenformate, etc. findet man bei KIDWELL (1985). Die Digitalwerte liegen in 10-bit-Tiefe vor; für die Zwecke des ISCCP werden sie leider nur mit 8-bit Tiefe gespeichert, was bereits zu wesentlichen Fehlinterpretationen führen kann (JACOBS 1986).

Diese Empfindlichkeitsbereiche sind so ausgewählt, daß sie deshalb von atmosphärischen „Fenstern“ liegen, um den Einfluß der Extinktion durch Gase in der Atmosphäre gering zu halten.

3. STRAHLUNGSTRANSPORTRECHNUNGEN

Einige Berechnungen des Strahlungstransports erfolgen mit dem Strahldichtemodell von RASCHKE (1972), um die Empfindlichkeit der zu erwartenden Meßwerte bezüglich der Atmosphäreinflüsse und Wolkeneigenschaften kennenzulernen. Hier wurde noch innerhalb von Wolken die thermische Eigenemission als zusätzliche Quelle berücksichtigt. Da dieses Modell am Rechner des Rechenzentrums der Universität zu Köln (CDC 7600) zu lange Wartezeiten erfuhr, erfolgten weitere Rechnungen mit einem wesentlich rechenökonomischeren Strahlungsflußmodell (JACOBS 1986). Die weitere Interpretation vernachlässigt daher die Winkelabhängigkeiten reflektierter und emittierter Strahlung. Die Eingangsdaten (Temperatur-, Feuchte-, Aerosolprofile, Ozon und Wolkeneigenschaften, Bodeneigenschaften) sind den in der Antarktis vorkommenden Werten weitestgehend angepaßt. Hierbei wurde auch anhand der Extinktionskoeffizienten und Streufunktionen zwischen Eis- und Wasserwolken unterschieden. Es sei hier angemerkt, daß die Ergebnisse solcher Rechnungen natürlich empfindlich gegenüber den Eingangsdaten sind. Die hier diskutierten Rechenergebnisse (Abb. 1 u. 2) widerspiegeln aber typische Verhältnisse und werden auch durch Satellitenmessungen in ihrem wesentlichen Verhalten bestätigt.

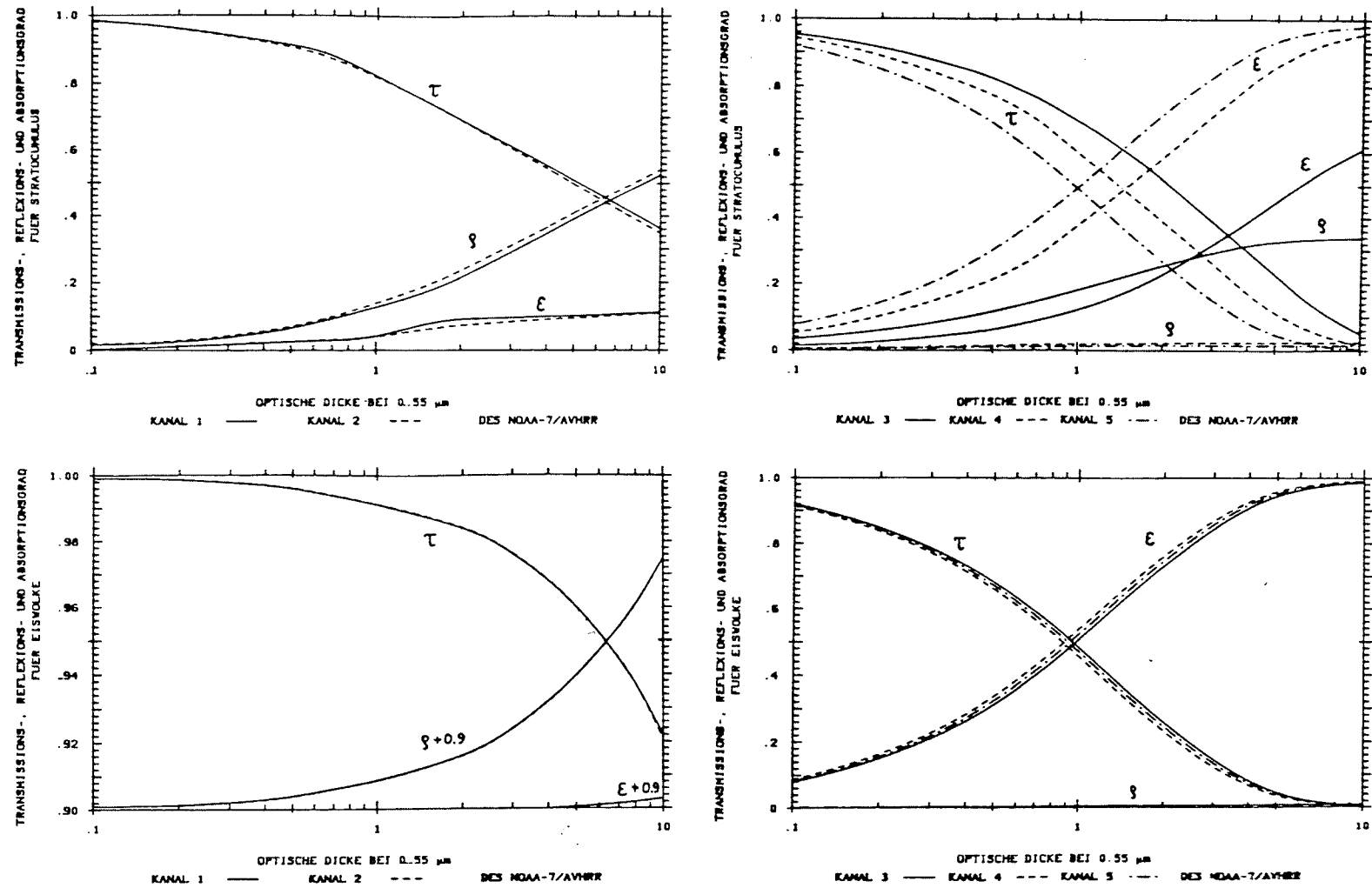


Abb. 1: Reflexions- (ρ), Transmissions- (τ) und Absorptions- oder Emissionsvermögen (ϵ) einer Wasser- (oben) bzw. Eiswolke (unten) in den Spektralbereichen der Kanäle 1 bis 5 des AVHRR von NOAA 7, berechnet mit einem Strahlungstransportmodell (JACOBS 1986). Abszisse: optische Tiefe der Wolke bei einer Wellenlänge von 0.55 μm . — Kanäle 1 bzw. 3, --- Kanäle 2 bzw. 4, - - - Kanal 5.

Fig. 1: Reflectance (ρ), transmittance (τ) and absorptance resp. emittance (ϵ) of a cloud of the waterphase (top line) and ice phase (lower line) in the spectral regions of channels 1 to 5 of the AVHRR of NOAA 7, computed with a radiative transfer model (JACOBS, 1986). Abszissa: Optical depth of the cloud at a wavelength of 0.55 μm . — channels 1 or 3, --- channels 2 or 4, - - - channel 5.

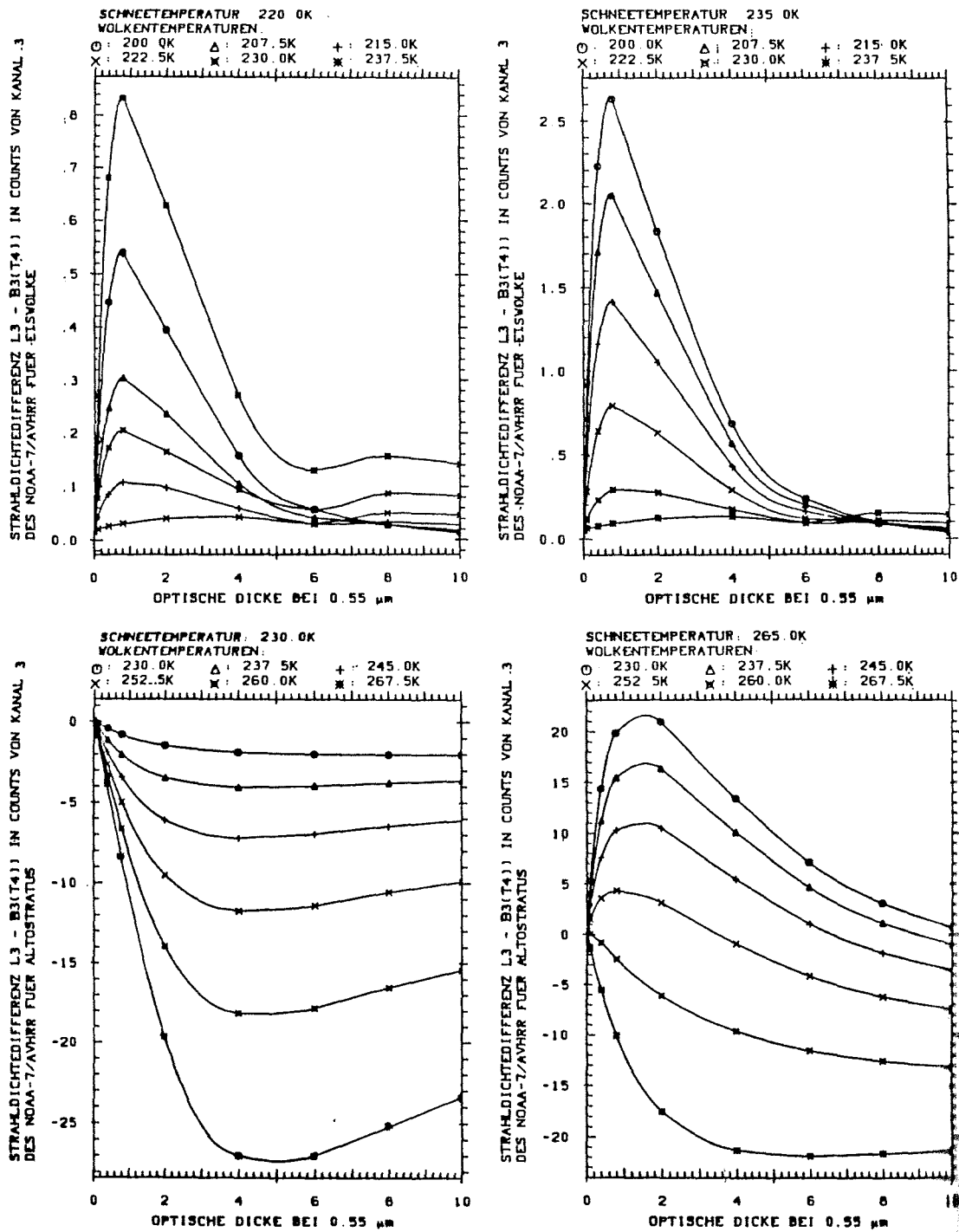


Abb. 2: Differenzen $\Delta L_{3,4}$ nach Gl. (1). Sie entsprechen im wesentlichen den Unterschieden im effektiven Emissionsvermögen des Rechenmodells (Atmosphäre, Wolke und Schnee) in den Kanälen 3 und 4 (JACOBS 1986). Abszisse: optische Tiefe der Wolke bei einer Wellenlänge von $0.55 \mu\text{m}$.

Fig. 2: Differences $\Delta L_{3,4}$ — Equ. (1). These correspond in principle to differences of the effective emittance in both channels 3 and 4; computed with a radiative transfer model (JACOBS, 1986) for clouds on top of a snow field. Abszissa: Optical depth of an ice cloud (top line) or water cloud (lower line) at a wavelength of $0.55 \mu\text{m}$.

Die Ergebnisse dieser Rechnung können wie folgt zusammengefaßt werden:

- Der Beitrag der wolkenfreien Atmosphäre zur Extinktion solarer bzw. Emission terrestrischer Wärmestrahlung ist wegen der in den Polargebieten geringen Konzentration von Wasserdampf vernachlässigbar gering. Auch Schneetreiben verändert nicht das Reflexionsvermögen der Schneeoberflächen und ist daher in Bildern selten erkennbar.
- Eis- und Wasserwolken erscheinen in allen Spektralbereichen mit etwas unterschiedlichen Reflexions- und Emissionsvermögen (Abb. 1a bis d). Diese Unterschiede sind besonders deutlich bei $3,7 \mu\text{m}$ erkennbar, verursacht durch entsprechende spektrale Unterschiede des Brechungsindex. Darauf hat bereits HUNT (1973) anhand relativ einfacher Strahlungstransportsimulationen hinweisen können.
- Wolkenfreie Schneeflächen besitzen bereits im nahen solaren Infrarot (= Kanal 2 des AVHRR) ein etwas geringeres Reflexionsvermögen als im Sichtbaren (Kanal 1), was aus den unterschiedlich bekannten Reflexionseigenschaften im Schnee wesentlich und aber auch auf die im Kanal 2 äußerst geringe Rückstreuung aus der Atmosphäre zurückgeführt werden kann (WISCOMBE & WARREN 1980).

Anhand dieser Rechenergebnisse konnten auch synthetische Meßdaten für „Mischsignale“ generiert werden. Da optisch dünne Wolken transparent für einen Teil der vom Boden reflektierten oder emittierten Strahlung sind, werden diese Anteile auch vom Satellitenradiometer erfaßt. Einige Beispiele für Messungen der Wärmestrahlung allein (z. B. Kanäle 3 und 4 nachts) sind in den Abb. 2a—d gezeigt. Hier sind aufgetragen die Differenzen zwischen den über gleichem Gebiet meßbaren Strahldichten in Abhängigkeit der optischen Dicke (: normiert auf Werte bei einer Wellenlänge = $0,55 \mu\text{m}$) von Wolken, wobei aus den Messungen des Kanals 4 zunächst die äquivalente Strahlungstemperatur T_4 gebildet und danach der dafür in Kanal 3 resultierende Meßwert $B_2(T_4)$ berechnet wird. B_3 entspricht der mit dem Filter von Kanal 3 gefalteten Planck-Funktionen. Es ist:

$$\Delta L_{3,4} = L_3 - B_3(T_4) \quad (1)$$

Diese Werte $\Delta L_{3,4}$ entsprechen im wesentlichen den Unterschieden im effektiven Emissionsvermögen ϵ_i des in beiden Kanälen beobachteten Systems Oberfläche — Atmosphäre — Wolke in dem jeweiligen Spektralbereich. Die Kurven in Abb. 2 zeigen hohe Unterschiede zwischen den Messungen des Kanals 3 und denen des Kanals 4, die bis zu 10K in der Differenz der jeweiligen Strahlungstemperatur entsprechen können. Dagegen sind entsprechende Differenzen (Gl. 1) zwischen denen der Kanäle 4 und 5 sehr gering, da beide Kanäle eng beieinander liegen. Diese Unterschiede von 1—2K sind aber durchaus meßbar und lassen insbesondere über dem polaren Meereis deutlich Konturen der Polynia unterhalb dünner Wolken erkennen.

Auf diese Unterschiede in der aus den Strahldichten ableitbaren effektiven Strahlungstemperatur hat u. a. bereits MCCLAIN (pers. Mitt. 1983) hingewiesen. Sie können bei durchbrochener Bewölkung recht störend und die Interpretation erschwerend wirken.

Im folgenden soll jedoch angenommen sein, daß im Blickfeld des Radiometers während jeder Messung die Bewölkung entweder als vollständig homogene Decke auftritt oder überhaupt nicht vorhanden ist. Desweiteren müssen wir annehmen, daß die zur Datenanalyse verwendeten Eichangaben (nach KIDWELL 1985) zu keinen systematischen Fehlern führen. Diese letztere Annahme ist sicher nicht ganz richtig, denn bei den polaren Temperaturen messen die Kanäle 3, 4 und 5 meist an der Untergrenze ihrer Empfindlichkeit. Jedoch ist uns die Überprüfung unserer Zweifel mit den verfügbaren Mitteln nicht möglich gewesen.

EINIGE ERGEBNISSE

Die Analysen der hier angestellten Fallstudien erfolgten mit einem interaktiven System der Firma Gould-deAnza, das über einen Rechner PE 3210 mit den digitalen Daten versorgt wird. Die Bildwiedergaben erfolgen hier über einen Bildschirm und sind von diesem abfotographiert und daher etwas verzerrt wiedergegeben. Jedes Bild in den Abb. 3 bis 8 enthält ca. 25.000 Bildpunkte.

Als Demonstrationsbeispiel dienen Messungen des Satelliten NOAA 7 vom 1. 12. 1981. Die Bildauschnitte in den Abb. 3 bis 8 zeigen den Atlantik-Sektor der Antarktis, der zum Teil wolkenfrei und zum Teil mit sehr hochreichender Bewölkung bedeckt ist. Die Messungen der Kanäle 1, 3 und 5 sind in den Abb. 3—5 wiedergegeben. Im Mischsignal des Kanals 3 erscheinen bereits Wasserwolken über dem hell wiedergegebenen Schnee als dunkle Flächen mit hoher Strahldichte. Auf der Suche nach weiteren Merkmalsunterschieden bilden wir noch die folgenden Größen:

- (a) q_2/q_1 und $q_1 - q_2$ = Quotient und Differenz gleichzeitiger Messungen des effektiven Reflexionsvermögens in den Kanälen 1 und 2 in Richtung zum Satelliten hin. Man erkennt bereits in solchen Abbildungen Unterschiede im Reflexionsvermögen von Wasserwolken gegenüber der Schneedecke. Eisschollen unterhalb derselben beeinflussen das Spektrum so, daß sie erkannt werden können. In den Differenzbildern ($q_1 - q_2$) werden Kontraste des Untergrundes unterhalb dünner Bewölkung besonders verstärkt.
- (b) q_3/q_1 = Quotient gleichzeitiger Messung in den Kanälen 3 und 1, wobei erstere bezüglich der in ihnen enthaltenen Wärmestrahlung der Erde weitgehend korrigiert sind. Diese Korrektur erfolgt mit der Annahme, daß das Emissionsvermögen des beobachteten Gebiets in den Spektralbereichen der Kanäle 3 und 4 (oder 5) gleich sei (s. Gl. 15). Diese Annahme führt jedoch insbesondere über Cirren zu Fehlern (s. u.). Trotzdem erkennt man in solchen Abbildungen bereits deutlich, daß Eiswolken deutlich geringer als Wasserwolken reflektieren. In Abb. 6 erscheinen die nahezu wolkenfreien küstennahen Gebiete in hellen Tönen infolge der hier verwendeten Grauskala. Offenbar befindet sich über diesem Gebiet zusätzlich noch ein äußerst dünner Nebel.
- (c) $T_4 - T_5$ = Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen gleichzeitiger Messungen der Kanäle 4 und

Abb. 3: Messungen im Spektralbereich des Kanals 1 (0,58—0,68 μm) über der Antarktis mit dem Atlantiksektor. Links oben erkennt man am Schattenwurf einen Wirbel.

Fig. 3: Measurements of channel 1 (0,58—0,68 μm) on 1 Dec. 1982 over the Antarctic Continent — Atlantic sector. Clouds are visible with their shadows.

Abb. 5: Wie Abb. 3 und 4, jedoch gemessen im Spektralbereich des Kanals 5 (10,5—11,5 μm). Hier entsprechen helle Werte geringen Strahldichten, so daß hohe Cirren sich deutlich als hellere Gebiete abbilden.

Fig. 5: As Figs. 3 and 4, but measured with channel 5 (10,5—11,5 μm). Bright tones correspond to low radiances, thus high cirrus clouds are clearly visible. This figure shows also the strong temperature contrast between coastal regions and the inner continent.

Abb. 7: Differenzen der aus gleichzeitigen Messungen der Kanäle 4 und 5 bestimmbaren Strahlungstemperaturen; positive Werte sind dunkel, negative Werte sind hell wiedergegeben.

Fig. 7: Differences between radiation temperatures of channels 4 and 5, measured simultaneously with channel 1 (Fig. 3). Positive values are dark, negative values are bright.

Abb. 4: Wie Abb. 3, jedoch gemessen im Spektralbereich des Kanals 3 (3,5—3,9 μm). In diesem Mischsignal entsprechen helle Werte geringen Strahldichten. Wasserwolken erscheinen daher wegen ihres relativ hohen Reflexionsvermögens als dunkle Gebiete.

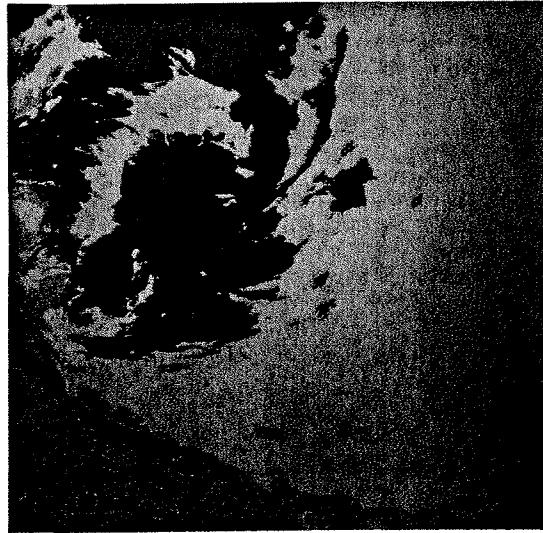
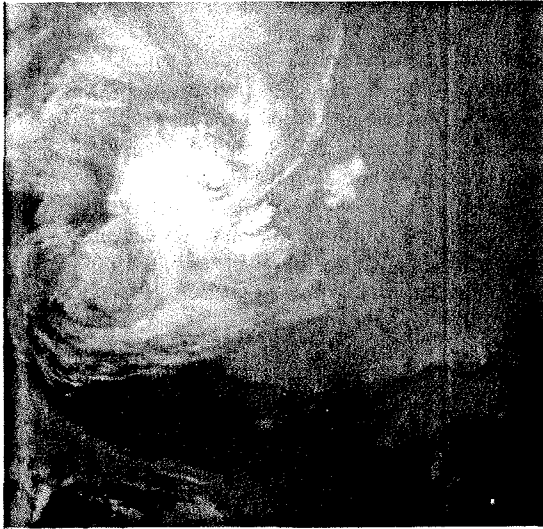
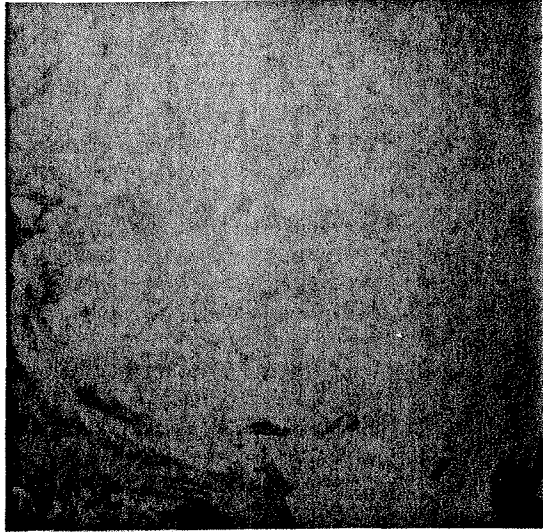
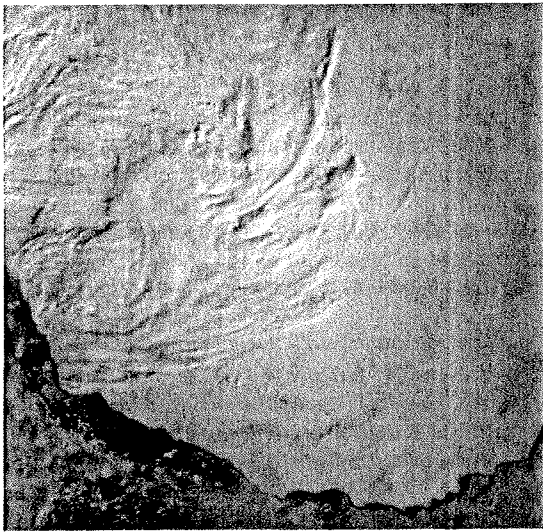
Fig. 4: As Fig. 3, but measured with channel 3 (3,5—3,9 μm), where high values are darker. In this mixed signal water clouds occur very dark due to their high reflectance of solar radiation. Ice clouds show little contrast to the snow fields.

Abb. 6: Quotient des Reflexionsvermögens q_3/q_1 des Meßgebietes in den Kanälen 3 und 1. Die Strahldichten des Kanals 3 (Abb. 4) wurden bezüglich der in ihnen enthaltenen Anteile von Wärmestrahlung der Erde weitgehend reduziert. Jetzt erkennt man deutlich Cirren als dunkle Oberflächen (s. auch Text).

Fig. 6: Ratio q_3/q_1 , of channels 3 and 1 over the same area. q_3 is obtained by subtraction of the thermal component from the original signal (Fig. 4). Now the cirrus is clearly visible as a low reflecting surface.

Abb. 8: Wolkenanalyse: Wolkenfreie Eisberge erscheinen in gleichen Farben wie die Schneeflächen des Kontinents. Eiswolken sind rotbraun eingefärbt, Wasserwolken grün-gelb und der wolkenfreie Ozean blau.

Fig. 8: Cloud analysis: Ice clouds are shown in brownish color, waterclouds occur greenish, while the cloud free continent and ice-bergs are white. The cloud free ocean is shown in blue tones.



5. Diese Differenzen betragen meist nicht mehr als $\pm 3-4$ K, wobei hohe Cirren im Kanal 4 etwas wärmer als im Kanal 5 sind. Deutliche Unterschiede von ca. 1–2 K treten auch auf dem wolkenfreien Kontinent auf. Diese dunkleren Gebiete konnten bisher noch nicht identifiziert werden und sollten daher in weiteren Bildserien untersucht werden. Über dem wolkenfreien Meer beträgt die Temperaturdifferenz weniger als 1K (Abb. 7). Diese Werte $T_{4,5}$ und die Temperaturen selbst lassen hohe Cirren eindeutig identifizieren. Dagegen ergeben mittelhohe Wolken undeutliche Kontraste. Tiefe Wasserwolken über dem Schnee und wolkenfreien Ozean erscheinen dunkel (positive Differenzen), dagegen treten höhere Wasserwolken mit negativen Differenzen über dem wärmeren Untergrund auf.

Die Histogrammanalyse über eindeutig erkennbaren Meßszenen ergab aus diesen und anderen Satellitendaten die in Tab. 2 wiedergegebenen Schwellwerte, die natürliche Unschärfen aufweisen aufgrund der Digitalisierung der Meßwerte, von Eichfehlern bzw. auch der Ungenauigkeit in der Orientierung der einzelnen Bildelemente und schließlich auch der Streuung in den Meßwerten selbst.

In den Daten des Kanals 3 wirkt sich ein instrumentell bedingtes Rauschen als störend aus. Es kann durch geeignete Filterung nur teilweise unterdrückt werden. In diesem Datensatz ist es jedoch äußerst gering und daher in den Bildwiedergaben hier nicht erkennbar.

Diese Schwellwerte in Tab. 2 erlauben bereits eine recht genaue Erfassung der meisten Wolkenfelder. Neben den oben genannten Fehlerquellen existieren noch weitere, die sich aus Wolkenschatten, Gebirgen und der Richtungsabhängigkeit der Reflexion solarer und Emission terrestrischer Strahlung ergeben. Die Auswertemethodik folgt zunächst nach den in Tab. 2 gelisteten Schwellwerten und einer zusätzlichen Information über die Lage eines Bildelements über Wasser und Land. In diesem Verfahren können bekannte Oberflächeneigenschaften, wie etwa die jahreszeitliche Änderung der Temperatur, noch zusätzlich berücksichtigt werden. Weitere Informationen können zusätzlich aus den multispektralen Sondierungen mit dem Radiometerpaket TOVS (KIDWELL 1985) entnommen werden, die stets gleichzeitig aber mit einer wesentlich geringeren räumlichen Auflösung erfolgen.

Das Ergebnisbild (Abb. 8) zeigt in Farbe deutlich den Eiswolkenwirbel (rotbraun) über der Antarktis, in dem vermutlich jedoch auch Elemente mit Wasseranteilen enthalten sind. Über dem Ozean mit den Eisfeldern existiert Bewölkung in der Wasserphase (grünlich). Die wolken- und eisfreien Gebiete über dem Ozean sind blau wiedergegeben. Eis wie Schnee erscheinen weißlich. Der genauere Vergleich ergibt allerdings, daß sehr dünne Wolkenfleier über dem Kontinent mit diesem Verfahren noch nicht zuverlässig erkannt werden können. Ebenso ist die Unterscheidung zwischen Eis- und Wasserwolken insbesondere dann nicht eindeutig, wenn beide Phasen des Wassers gleichzeitig auftreten, was auch sehr häufig in mittleren Breiten beobachtet werden kann. HOBBS et al. (1985) haben sehr anschaulich den zeitlichen Ablauf bei der Vereisung von konvektiver Bewölkung beschrieben.

	Ozean	Meereis	Wasser unter Wolken	Meereis unter Wolken	Wasser- wolken	Eis- wolken	Schnee
Albedo q_1	< 10%	> 70%	> 40%	> 70%	> 40%	> 40%	> 70%
q_1-q_2	< 3%	11–15%	< 5%	6–15%	3–7%	3–7%	9–15%
q_2/q_1	< 0,8%	0,8–0,9	< 0,9	0,8–0,95	0,9	0,9	0,8–0,95
q_3^*	< 2%	< 2%	—	—	> 5%	< 3%	< 2%
q_3/q_1	< 0,45	0,01–0,05	—	—	0,01–0,03	< 0,015	0,01–0,03
Temperatur T_3	> 270 K	268–270 K	—	—	245–265 K	< 255 K	240–265 K
T_4-T_5	0,3–0,9 K	0,4–1,0 K	—	—	–0,5+1,8 K	–0,5+1,5 K	0,5–1,0 K

* mit den Messungen des Kanals 5 auf den solaren Anteil reduzierte Meßwerte.

Tab. 2: In dieser Analyse benutzte Schwellwerte bzw. Kriterien (Indizes: Kanalnummer; q = Albedo; T = Strahlungstemperatur).

Tab. 2: Threshold values for the multispectral cloud analyses (indices: No. of channel, q = albedo, T = radiation temperature).

5. ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN

Die in Tab. 2 angegebenen Schwellwerte lassen bereits eine recht zuverlässige Klassifizierung der Bewölkung bezüglich der Phase des Wassers und des Auftretens zu. Die genauere Untersuchung etwa durch Falschfarbendarstellung und Überlagerung mit Meßdaten zeigt jedoch, daß sehr dünne Bewölkung über dem Festland nicht erfaßt wird. Ebenso können Eisschollen unter dichter Bewölkung nur schwach erkannt werden. Die Fehlerquellen beruhen auf Meßfehlern und auch auf der noch unsicheren Kenntnis der Tropfen und Nadelgrößen in polaren Wolken.

Die Fortführung dieser Arbeiten soll nun noch zeigen, ob auch eine Abschätzung des Transmissionsvermögens der Bewölkung für solare Strahlung möglich ist, wie sie bereits in niederen Breiten sehr wertvolle Angaben über das Angebot von Globalstrahlung am Erdboden ermöglicht (MÖSER & RASCHKE 1983). Da Bewölkung über dem antarktischen Kontinent durch Schattenstrukturen auch erkennbar ist, ergibt sich als weitere Erkennungsgröße die räumliche Varianz gemessener Albeden oder Strahldichten. Komplexere Bildmusteranalysen machen Gebrauch von solchen Strukturen.

Das hier benutzte Schwellwertverfahren ermöglicht zunächst nur eine Szenenerkennung. Die für die Statistik bzw. Klimadiagnose wichtigen Größen wie Bedeckungsgrad, Höhen etc. müssen daraus und aus Zusatzdaten abgeleitet werden. Letztere könnten z. B. die gleichzeitigen, aber weniger flächendeckenden Messungen der Radiometer zur Temperatur- und Feuchtesondierung sein, aus denen bereits andere Arbeitsgruppen (z. B. YEH & LIOU 1983) globale Wolkenfelder ableiten wollen.

Zuletzt sei noch erwähnt, daß bei diesen Arbeiten erst nach der Nutzung eines komplexen, interaktiven Datenverarbeitungssystems entscheidende Fortschritte erzielt werden konnten. Inzwischen wurde in Köln auch ein preiswerteres System für diese Zwecke entwickelt, dessen Kern ein gewöhnlicher Personal-Computer bildet (ARMBRÜSTER 1986).

6. DANK

Die Streufunktionen für Eispertikeln verdanken wir Prof. K. N. Liou (Salt Lake City). Dr. P. McClain (NOAA-NESS) gab uns wertvolle Hinweise zur Eichung der AVHRR-Daten. Finanzielle Unterstützung erfuhren wir durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (Antarktis-Schwerpunkt), das BMFT in Bonn und das Land Nordrhein-Westfalen.

Literatur

- Ar m b r ü s t e r , P. (1986): Ein interaktives System zur Verarbeitung von digitalen Satellitenbildern. — Unveröff. Diplomarbeit, Inst. für Geoph. und Meteor., Univ. zu Köln.
- H o b b s , P. & A. L. R a n g n o (1985): Ice particle concentration in clouds. — *J. Atmos. Sci.* 42: 2523—2549.
- H u n t , G. E. (1973): Radiation properties of terrestrial clouds at visible and infrared thermal wavelengths. — *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 99: 346—369.
- I n o u e , T. (1985): On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10 μ m-Window Region. — *J. Met. Soc. Japan* 63: 88—98.
- I C S U - W M O (1985): The WCRP Implementation Plan WCRP-5. — World Organ. for Meteor., Geneva.
- J a c o b s , H. (1986): Wolkenerkennung über der Antarktis mittels Satellitenbildern. — Unveröff. Diss., Univ. zu Köln.
- K i d w e l l , K. B. (1985): NOAA Polar Orbiter Data (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9), Users Guide. — NOAA-NESDIS, Washington, D. C.
- M ö s e r , W. & E. R a s c h k e (1984): Incident solar radiation over Europe estimated from METEOSAT data. — *J. Clim. Appl. Meteor.* 23: 166—170.
- P o l l i n g e r , W. & P. W e n d l i n g (1984): A bispectral method for the height determination of optically-thin ice clouds. — *Contr. Atm. Phys.* 57: 269—281.
- R o s s o w , W. B. et al. (1985): ISCCP cloud algorithm intercomparison. — *J. Clim. Appl. Meteor.* 24: 877—903.
- S c h i f f e r , R. A. & W. B. R o s s o w (1983): The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). — *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 64: 779—784.

- Wiscombe, W. & S. Warren (1980): A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow. — *J. Atm. Sci.* 37: 2712—2733.
- Yamanouchi, T., Suzuki, K. H. S. Kawaguchi (1985): Discrimination of clouds in Antarctica from multispectral satellite imagery. — *J. Met. Soc. Japan*, 63.
- Yeh, H. T. & K. N. Liou (1983): Remote sounding of cloud parameters from a combination of infrared and microwave channels. — *J. Clim. Appl. Meteor.* 22: 202—213.