

**Cirren und Kondensstreifen am 18. 10. 89 über der Nordsee
(ICE '89):
Ermittlung von Höhe und optischer Dicke mit ALEX, AVHRR und HIRS**

Martina Kästner, Karl-Theodor Kriebel, Ralf Meerkötter,
Wolfgang Renger, Gerhard Ruppertsberg und Peter Wendling
DLR, Institut für Physik der Atmosphäre

Zusammenfassung

Die Höhe und optische Dicke von Cirruswolken, ermittelt sowohl aus Satellitendaten als auch aus simultanen Flugzeugmessungen, werden einander gegenübergestellt und verglichen. Es zeigt sich, daß die Übereinstimmung mit 30% so gut ist, wie sie aufgrund der Fehlerabschätzung zu erwarten ist.

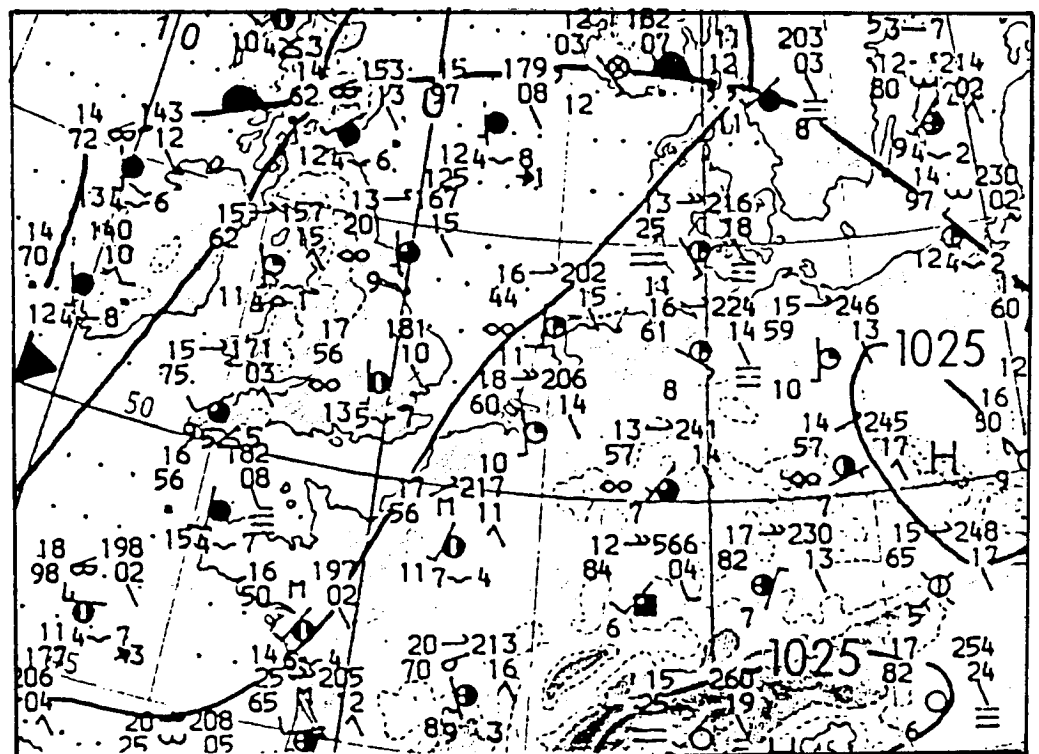
1. Einleitung

Die in der Erdatmosphäre vorkommenden Wolken haben einen beträchtlichen Einfluß auf den Strahlungsaustausch zwischen Atmosphäre und Weltraum bzw. Atmosphäre und Erdoberfläche. Sie legen letztlich den Energieanteil fest, der den Ozean- und Landflächen zur Verdunstung und Erwärmung zur Verfügung steht. Man weiß aus älteren Studien (London, 1957; Schneider, 1972), daß die Wolken als Gesamtheit im Jahresmittel die Nettostrahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre vermindern. Dies wird auch durch neuere Satellitenbeobachtungen grundsätzlich bestätigt. Allerdings schwanken - je nach angewandter Methode - die Absolutwerte der Änderung der Nettostrahlungsbilanz zwischen -27 W/m^2 (Ramanathan et al., 1989) und -17 W/m^2 (Ardanuy et al., 1991). Dabei spielen zwei Effekte eine wesentliche Rolle: zum einen die Reduktion der dem System Erde/Atmosphäre zur Verfügung stehenden Solarstrahlung durch die erhöhte Rückstreuung von Wolken in den Weltraum (Albedoeffekt) und zum anderen die durch Wolken generell verminderte thermische Ausstrahlung der Erdoberfläche in den Weltraum. Je nachdem, welcher der beiden Effekte überwiegt, wirken Wolken kühlend oder erwärmend auf das Klima. Eine wesentliche Rolle spielen dabei Wolkenbedeckung, Höhe, Dicke und Zusammensetzung (Wasser oder Eis). Erst in jüngster Zeit ist die komplexe Rolle der Wolken im Klimageschehen in Zusammenhang mit Prognosen der Auswirkungen des anthropogen bedingten Treibhauseffektes klar hervorgetreten (Roeckner et al., 1987; Mitchell et al., 1989). Hohe Wolken wirken überwiegend erwärmend auf das System Erde/Atmosphäre, jedoch hängt dies sehr stark von ihrer Höhe, Dicke und mikrophysikalischer Zusammensetzung ab. Alle bisherigen Klimavoraussagen mit Hilfe von Zirkulationsmodellen liefern übereinstimmend für eine Verdoppelung des Kohlendioxidgehaltes eine Zunahme hoher Bewölkung sowie eine Abnahme tiefer und mittelhoher Wolken. Noch ohne Antwort ist dabei die Frage, welche optischen Eigenschaften (Albedo im solaren bzw. Emissionsvermögen im terrestrischen Spektralbereich) den hohen Wolken im jetzigen Klimazustand als auch in einem wärmeren Klima zum Beispiel als Funktion der meteorologischen Feldgrößen Temperatur, Feuchte und Wind zuzuordnen sind. Hiermit ist das sogenannte Parameterisierungsproblem der großskaligen Klimamodellierung angesprochen.

Ein wichtiger Test für die Güte eines Klimamodells und dessen Ergebnisse ist der direkte Vergleich mit der tatsächlich auftretenden Bewölkung und deren optischen Eigenschaften. Zu deren Erfassung kann man sowohl direkte Flugzeugmessungen als auch Satellitenmessungen benutzen. Beide Methoden sind notwendig und ergänzen sich. Seit einiger Zeit findet in der DLR ein multispektrales Verfahren zur Bestimmung von Wolkenparametern (APOLLO; Saunders and Kriebel, 1988) zunehmend Verwendung. Dieses Verfahren benutzt z. B. für die Bestimmung der optischen Dicke (solar) und des Emissionsvermögens ($11-12 \mu\text{m}$) als Funktion der in Satellitenrichtung reflektierten Strahldichte eine empirische Beziehung, deren Gültigkeit insbesondere für die Vielfalt der vorkommenden Eiswolken noch nicht abschließend geprüft wurde. Ebenso wurde von der DLR ein bispektrales Höhenbestimmungsverfahren für optisch dünne Eiswolken (Pollinger und Wendling, 1984) entwickelt. Um die genannten Verfahren durch unabhängige Messungen zu überprüfen, wurden während des im Oktober 1989 über der Nordsee durchgeführten Internationalen Eiswolkenexperimentes (ICE) flugzeuggetragene Lidar-Rückstreuungsmessungen bei der Wellenlänge $1,06 \mu\text{m}$ gleichzeitig mit Messungen des Satelliten NOAA-11 sowie Lidar-Messungen am Boden vorgenommen. Die Lidar-Messungen ermöglichen eine unabhängige Bestimmung von Wolkenhöhe und -dicke sowie der optischen Dicke. Im folgenden werden zunächst die synoptischen Bedingungen am 18. Oktober 1989 diskutiert, die mit dem Auftreten von Cirruswolken als auch Kondensstreifen verbunden sind, dann werden die Methoden erläutert und über die Ergebnisse der einzelnen Verfahren berichtet.

Ein Tiefdrucksystem mit Zentrum nordwestlich von Irland bestimmt das Wetter der südlichen Nordsee (Abb.1). Aus diesem Gebiet werden die aus NOAA-Daten abgeleiteten optischen Dicken und Wolkenhöhen mit Flugzeugmessungen verglichen. Die Kaltfront des Tiefs verläuft nordsüdlich über den Nordatlantik. Vor dieser Kaltfront wird feuchte (relative Feuchte $\approx 80 \%$), warme (18°C Isotherme in Holland) Subtropikluft bodennah über Land im Warmsektor nach Nordosten transportiert. Die Bodensichten sind dementsprechend niedrig, insbesondere in Küstennähe: in der südlichen Nordsee 4.4 km bei trockenem Dunst ($VV = 44$, $WW = \infty$).

Abb.1: Boden-
karte,
18.10.89,
12 UTC.



Die Wolkenmeldungen aus Frankreich (M) zeigen, daß es sich um labile, also gebietsweise aufsteigende Luft handelt (Ac cas = Vorstufe zu Gewitterwolken). Wasserdampf wird dadurch in größere Höhen transportiert. Der Radiosondenaufstieg von Uccle (Brüssel) bestätigt dies durch eine Zunahme der relativen Feuchte mit der Höhe bis etwa 500 hPa (≈ 5.5 km). Dennoch lassen sich die Cirren, die knapp unterhalb des 300-hPa-Niveaus (≈ 9.4 km) liegen (vgl. Abb. 6), damit noch nicht ausreichend erklären.

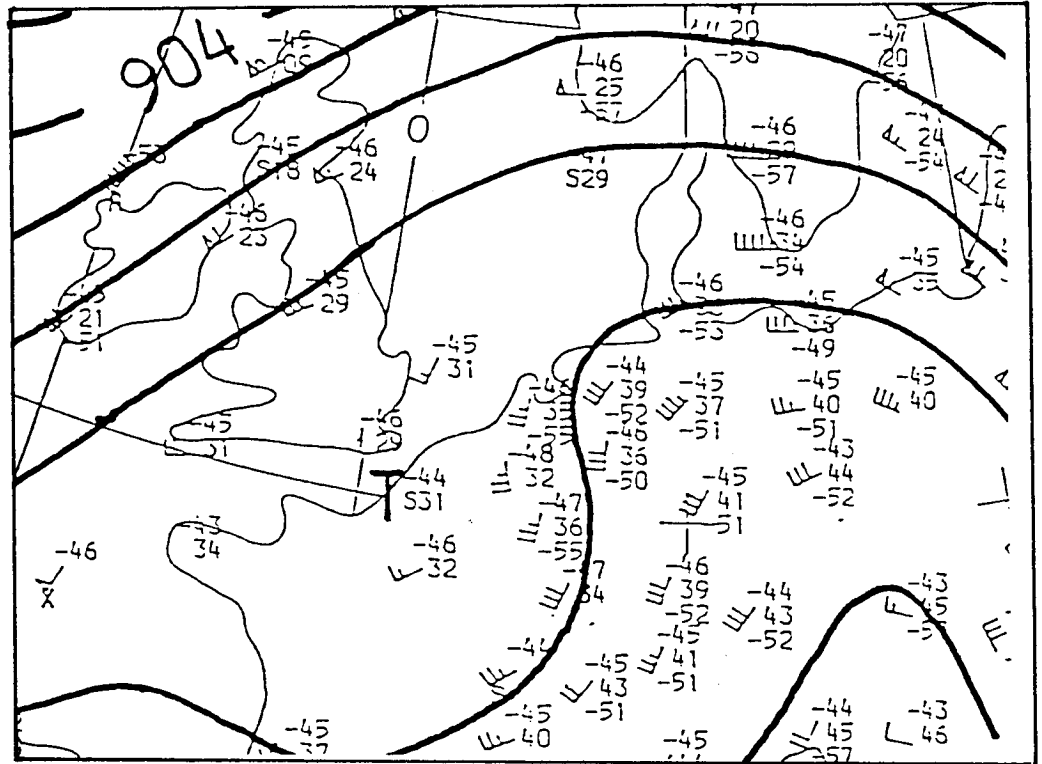


Abb.2: 300 hPa
Karte, 18.10.89,
12 UTC.

Ohne die 300 hPa-Karte (Abb. 2) läßt sich das Hebungsgebiet im Cirrenniveau über der südlichen Nordsee nicht erklären. Über dem Kanal liegt ein flaches Höhentief mit zyklonalem Isohypsenverlauf über Frankreich und Holland, das bedeutet eine wenn auch schwache Krümmungsvorticity für das Gebiet der südlichen Nordsee. Den größeren Beitrag zur positiven Vorticityadvektion (PVA) liefert hier jedoch die kräftige Scherungsvorticity, die den Unterschied der Windgeschwindigkeiten bei gleicher Windrichtung beschreibt (vgl. Schiffsmeldung östlich von England (≈ 53 N) = 15 kn gegenüber 35 kn in Niedersachsen). Die kräftige PVA erzeugt eine Höhendivergenz und damit verbunden ein Hebungsgebiet im 300-hPa-Niveau. Zur starken Labilisierung in der Höhe tragen auch die großen Temperaturdifferenzen von bis zu 4 K bei, wobei die kältere Luft trogvorderseitig advehiert wird. Der vertikale Temperaturgradient wird daher kleiner und ein aufsteigendes Luftpaket wird ungestört weiter feuchtadiabatisch aufsteigen. Da es sich um ein flaches Höhentief handelt, findet die Hebung und damit der Feuchtetransport nach oben nur in der Höhe statt. Daraus erklärt sich das Höhenprofil der relativen Feuchte von Norderney (Abb. 3), das eine markante feuchte Schicht zwischen 7.5 und 10.5 km Höhe mit einem Maximum von 84 % der relativen Feuchte über Eis aufweist. In dieser Schicht treten insbesondere auch in der südlichen Nordsee Cirren auf. Selbst in 10.5 km Höhe ist noch eine relative Feuchte über Eis von 61 % vorhanden, so daß hier bei Ausstoß von Wasserdampf aus Flugzeugen, die Sättigung erreicht wird und der Kondensstreifen erhalten bleibt. Ferner zeigt die Abb. 3, daß die feuchte Grundschicht mit geringeren Sichtweiten nur ca. 300 m dick ist.

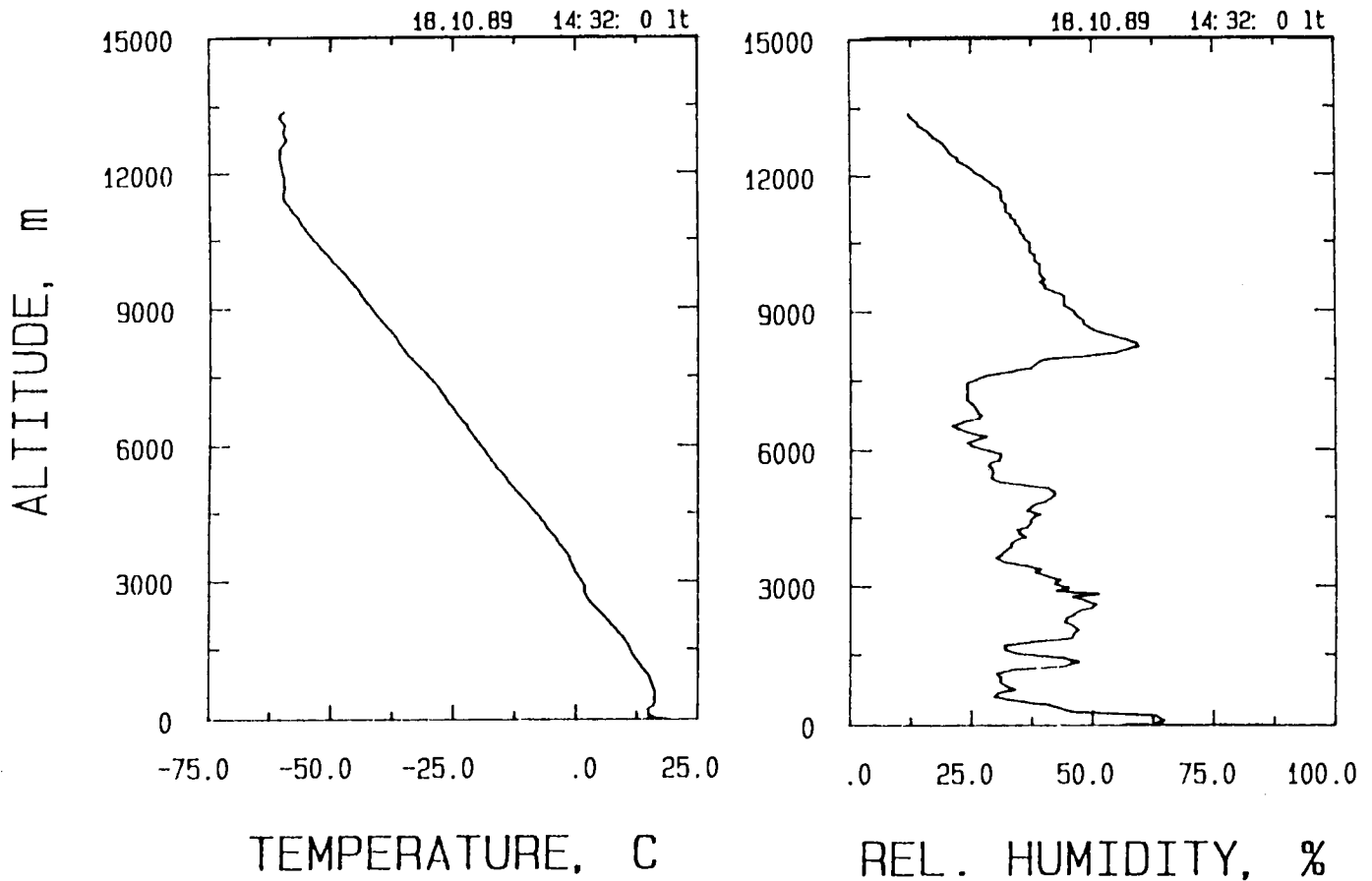


Abb.3: Radiosonde Norderney, 18.10.89, 13:32 UTC (aus Hennings et al., 1990).

2. Optische Dicke und Höhe aus Flugzeugmessungen: ALEX

Flugzeuggetragene Lidar-Systeme, wie z.B. ALEX (Mörl et al., 1981), liefern aufgrund der gemessenen Signal-Laufzeit die Höhe auch sehr dünner Eiswolken über oder unter dem Flugweg; die Signalinversion liefert ihre optische Dicke. Höhe und Umrisse der Wolken erkennt man schon im "Quick-Look" der gemessenen Signale; das ist eine farbkodierte Darstellung der relativen Counts:

$$(1) \quad D(x,r) = C(x,r) \cdot \frac{r^2}{r_r^2}$$

in Abhängigkeit vom Abstand r über oder unter dem Flugweg x . Die $C(x,r)$ sind die Zählraten (Counts) der zurückgestreuten Laserstrahlung aus aufeinanderfolgenden Abtastintervallen von, in diesem Fall, 50 ns Dauer und damit $\Delta r = 7.5$ m Länge, r_r ist ein fester Bezugsabstand, z.B. 1000 m.

Der bekannten Lidar-Theorie zufolge (z.B. Ruppertsberg und Renger, 1991) gilt:

$$(2) \quad D(x,r) \sim \beta(x,r) \cdot \tau^2(x,r,r_L)$$

Der sogenannte Rückstreukoeffizient $\beta(x,r)$ ist der Betrag der Streufunktion der Materie im Abtastintervall für die Streurichtung entgegengesetzt zur Richtung der einfallenden Laserstrahlung. Der Transmissionsgrad (für gerichtete Transmission) $\tau(x,r,r_L)$ ist der Quotient aus der im Abtastintervall Δr an der Stelle r ankommenden gerichteten Laserenergie (also ohne die unterwegs gestreuten und damit nicht mehr

gerichteten Anteile) und der kurze Zeit vorher an der Stelle r_L beim Lidar-Gerät in die Meßstrecke eintretenden Laserenergie.

Die Proportionalität von $D(x,r)$ zum Rückstreuoeffizienten $\beta(x,r)$ läßt im Quick-Look im Bereich großer Transmissionsgrade ($\tau^2(x,r,r_L) \cong 1$) räumliche Variationen der Konzentration lichtstreuender Teilchen, also z.B. von Wolken- oder Aerosolpartikeln hervortreten. Dichte Wolken, Nebel oder den Boden erkennt man am steilen, β -bedingten Anstieg von $D(x,r)$ mit dem Abstand r und dem unmittelbar anschließenden, τ -bedingten Abfall.

Die Lidar-Theorie liefert für die optische Dicke $\delta(x, \Delta r)$ des Abtastintervalles Δr im (mittleren) Abstand r vom Lidar und den Extinktionskoeffizienten $\sigma_e(x,r)$ an dieser Stelle den folgenden Zusammenhang mit $D(x,r)$:

$$(3) \quad \delta(x, \Delta r) = \sigma_e(x,r) \cdot \Delta r = K \cdot (\sigma_e/\beta) \cdot \frac{D(x,r)}{\tau^2(x,r,r_L) \cdot (1 + Q_{ms}(x,r))} .$$

Bei der Signalinversion bereitet der Faktor $K \cdot (\sigma_e/\beta)$ Schwierigkeiten:

K enthält, neben dem Referenzabstand r_L , alle signalbestimmenden geometrischen, optischen, optronischen und elektronischen Parameter des Lidarsystems, ist schwer zu messen, ändert sich leicht beim Umbau und ist deswegen insbesondere bei mobilen Systemen fast immer unbekannt. Der Parameter σ_e/β ("Sigma zu Beta") ist nur für die Rayleigh-Atmosphäre genau bekannt: Dort hat er den Wert 8.38. In allen anderen Fälle rechnet man mit mittleren Werten, die im aktuellen Fall aber erheblich unter- oder überschritten werden können: Für Cirren mit Werten um 14, in Wasserwolken um 20, in frischem (gealtertem) Vulkanstaub um 23 (50) und in maritimem/troposphärischem/ ländlichem/ städtischem Aerosol mit Werten um 30/ 48/ 50/ 67 (Pinnick et al., 1983; Dubinsky et al., 1985; Jursa, 1985; Kästner et al., 1987).

$Q_{ms}(x,r)$ ist der Quotient aus mehrfach und einfach (=regulär) gestreutem Anteil der empfangenen Strahlung. Wegen der extrem starken Vorwärtsstreuung im Cirrus ist er dort schon ab optischen Dicken von einigen 0.01 nicht mehr zu vernachlässigen, aus dem gleichen Grunde aber schon aus der Sekundärstreuung - unter Vernachlässigung der Streuung höherer Ordnung - hinreichend genau zu berechnen.

Das sog. Iterationsverfahren der Lidarsignal-Inversion löst die Gleichung (3) durch sukzessive Anwendung der folgenden Beziehung, beginnend beim Abstand $r_o = \Delta r/2$ und $\tau(x,r_o,r_L) = 1$:

$$(4) \quad \tau(x,r + \Delta r,r_L) = \tau(x,r,r_L) \cdot \exp\{-\delta(x, \Delta r)\} .$$

Das Iterationsverfahren kann, ebenso wie das bekannte andere, mathematisch gleichwertige, Klett-Verfahren der Lidarsignal-Inversion, den Faktor $K \cdot (\sigma_e/\beta)$ in dichten Streumedienn aus den Meßsignalen selbst, also unter Umgehung der nach Gleichung (3) geschilderten Probleme, ausreichend genau bestimmen, wenn noch bei optischen Dicken größer als 1 auswertbare Meßsignale vorliegen. Beide Methoden versagen insoweit aber bei optisch dünneren Streumedienn, wie Cirren und Kondensstreifen; hier ergibt sich dieser Faktor nicht ohne zusätzliche Information, z.B. über den Extinktionskoeffizienten an irgendeiner Stelle des mit auswertbaren Counts besetzten Meßgebietes. Unsere "Schattenmethode" liefert die notwendige Information ohne zusätzliche Messung:

Im farbkodierten Bild der Rückstreusignale aus einer Cirruswolke, die während der ICE-Mission 216 am 18.10.1989 mit dem aufwärts messenden Lidarsystem ALEX

empfangen wurden, fiel die Abschattung durch einen tieferliegenden Kondensstreifen auf: Die Cirrus-Signale waren um den Transmissionsgrad des Kondensstreifens herabgesetzt. Eine sukzessive Anwendung der Gleichung (3) auf den Kondensstreifen mußte diesen Transmissionsgrad ergeben, und es folgte der gesuchte Faktor $K \cdot (\sigma_e/\beta)_{ref}$ für die Flanken des Kondensstreifens ("ref") auf $\pm 20\%$ genau, obwohl der räumlich sehr inhomogene Cirrus nicht gerade ein idealer Hintergrund war. Dabei zeigten sich auch Änderungen des Faktors an anderen Stellen ("xr") des abschattenden Kondensstreifens. Aufgrund der Beziehung:

$$(5) \quad K \cdot (\sigma_e/\beta)_{xr} = K \cdot (\sigma_e/\beta)_{ref} \cdot \frac{(\sigma_e/\beta)_{xr}}{(\sigma_e/\beta)_{ref}} .$$

konnten damit räumliche Änderungen des Sigma/Beta-Verhältnisses im Kondensstreifen lokalisiert und quantitativ bestimmt werden (Ruppersberg und Renger, 1991). Das funktioniert aber nur im abschattenden Medium. Für andere Bereiche müssen die Sigma/Beta-Verhältnisse relativ zum Referenzpunkt - z.B. anhand der Werte nach Gleichung (3) - geschätzt werden.

Die Extinktionskoeffizienten und optischen Dicken im hier untersuchten Cirrus (Abb. 6), der rund 1 Stunde früher, simultan mit dem NOAA-Überflug, unterflogen wurde, basieren auf einem Sigma/Beta-Verhältnis 2.0. Der Vergleich mit den NOAA-AVHRR Werten hängt im vorliegenden Fall nur wenig von diesem Faktor ab, denn der untersuchte Cirrus hat eine besonders kleine optische Dicke, und darunter, in den unteren 4.5 km der Atmosphäre, lagert eine Dunstschicht, deren wesentlich größere optische Dicke voll in das NOAA-AVHRR Ergebnis eingeht. Die Analysen (Kapitel 5.1) können aber den Umstand ausnutzen, daß die optische Dicke im Cirrus Niveau über dem Flugweg x signifikante Schwankungen zeigt (Abb.7), während sie sich im Dunst kaum ändert.

Die Dunst-Extinktionskoeffizienten $\sigma_{e,hz}$ unter dem Flugniveau mussten, was die ALEX-Daten anbetrifft, von dem einen, mit Lidarsignalen belegten Kilometer der Dunstschicht über dem Flugniveau zum Boden hinab extrapoliert werden, weil die an sich mögliche Sondierung nach unten nicht eingeplant war. Dabei wurde ein konstanter "extinction ratio" $= \sigma_{e,hz}/\sigma_{Rayleigh}$ angenommen; beim Projekt OPAQUE (= Optical Atmospheric Quantities in Europe) hat sich das als brauchbare Näherung für eine durchmischte Atmosphärenschicht (Johnson et al., 1979) ergeben. Ein Sigma/Beta-Verhältnis 2.1 wurde für den Dunst verwendet, seine Extinktionskoeffizienten wurden von der Laser-Wellenlänge 1060 nm auf die Schwerpunkts-Wellenlänge 630 nm des Kanal 1 von NOAA-AVHRR mit den Werten für maritimes Aerosol (Jursa, 1985) umgerechnet. Die aus Meßwerten vom Boden ermittelte optische Dicke der Dunstschicht wird zum Vergleich herangezogen (Kapitel 5.1).

Die vorliegenden Resultate sollen durch Beteiligung an der Auswertung der reichhaltigen ELAC-Meßdaten (Readings, 1991) unterstützt und ausgebaut werden. ALEX hat bei dieser "European Lidar Airborne Campaign" im Vorlauf für das geplante Europäische Satelliten-Lidar ATLID viele Cirruswolken gemessen, die tieferliegende Schichten abschatten, und bei deren Auswertung man folglich nicht auf Spekulationen über das Sigma/Beta-Verhältnis angewiesen ist. Auch bei den DIAL-Messungen wird die Schattenmethode angewandt werden: Zum einen enthalten die Aerosol-Extinktionskoeffizienten wichtige Information über den Zustand der Atmosphäre. Darüberhinaus erlaubt ihre Kenntnis Messungen der H_2O -Konzentration mit unse-

rem Ein-Laser DIAL-System voraussichtlich auch in den sehr inhomogenen Feldern von Cirren und Kondensstreifen.

3. Optische Dicke aus Satellitenmessungen: AVHRR

Die optische Dicke einer Wolke verknüpft mikro- und makrophysikalische Eigenschaften miteinander. Menge, Größenverteilung und Brechungsindex der Wolkentröpfchen sind die Ursache der optischen Dicke, die wiederum Transmissions- und Extinktionsvermögen bestimmt. Es liegt daher nahe, Reflexionsgrad bzw. Emissionsgrad mit der optischen Dicke und dem Flüssig- bzw. Eiswasserweg zu verknüpfen. Somit ist es prinzipiell möglich, aus Messungen des Reflexionsgrads die optische Dicke zu bestimmen. Dies ist, ebenso wie die Ermittlung von Emissionsgrad und Flüssig- bzw. Eiswasserweg ausführlich beschrieben in Kriebel et al. (1989). Ein für die Methodik entscheidender Gesichtspunkt ist, daß es zur Validierung der erzielten Ergebnisse mit in-situ-Messungen, also meist Messungen vom Flugzeug aus, zwingend erforderlich ist, eine möglichst hohe räumliche Auflösung der Satellitenmessungen zu gewährleisten. Das bedeutet, daß für jedes Bildelement die optische Dicke mit einer quantifizierten Genauigkeit bestimmt werden muß, nicht nur, wie bei statistischen Verfahren, für größere Mengen von Satellitendaten.

Die Daten des abbildenden Radiometers AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) der polar umlaufenden NOAA-Satelliten haben eine horizontale Auflösung von ca. 1 km. Das ist die zur Zeit beste Auflösung eines satellitengetragenen Radiometers mit täglich globaler Überdeckung. Das AVHRR hat 5 Spektralbereiche, die infolge ihrer 'Split-Window'-Eigenschaften eine gegenüber z.B. METEOSAT entscheidend verbesserte Wolkenerkennung erlauben (vgl. Tabelle 1).

Kanalnr.	μm
1	0.58 - 0.68
2	0.725 - 1.1
3	3.55 - 3.93
4	10.3 - 11.3
5	11.5 - 12.5

Tabelle 1: Die Spektralkanäle des AVHRR/2 der Satelliten NOAA-7, -9, -11.

Das hier verwendete Algorithmenpaket zur Erkennung, Klassifizierung und Analyse von Wolken APOLLO (AVHRR Processing scheme Over cLOUDs, Land and Ocean) wurde in Oxford, UK entwickelt und in Oberpfaffenhofen, D, weitergeführt (Saunders und Kriebel, 1988). Es prüft zunächst jedes Bildelement daraufhin, ob es wolkenfrei ist oder nicht. Dies geschieht mit 5 Schwellwerttests, wobei ein Bildelement nur dann wolkenfrei ist, wenn kein Test Wolken erkennt. Die als nicht wolkenfrei identifizierten Bildelemente werden in einem zweiten Schritt mit zwei weiteren Tests daraufhin geprüft, ob sie total bewölkt sind. Dies ergibt die drei Gruppen wolkenfreie, total bewölkte und teilweise bewölkte Bildelemente. Bei Verdacht auf Schnee oder Eis am Boden wird ein modifiziertes Verfahren angewendet, das die Zahl der unterschiedenen Fälle auf acht erhöht (vgl. Gesell, 1989). Die total bewölkten Bildelemente werden nun klassifiziert in niedrige, mittelhohe, hohe und Eis-Wolken. Da nicht der Eis-Anteil von Mischwolken sondern nur cirrifforme Wolken interessieren,

werden alle Wolken, die nicht sehr hell (also dünn) und doch relativ kalt (also hoch) sind, als Eiswolken identifiziert. Von diesen wird nun der Reflexionsgrad der Wolke im AVHRR-Kanal 1, d.h. im sichtbaren Spektralbereich, berechnet aus der am Satelliten gemessenen Information. Dies ist nicht trivial (vgl. Kriebel et al., 1989), vor allem wegen der erforderlichen Anisotropiekorrekturen und dem Beitrag des Bodens zum Meßsignal. Dieser Reflexionsgrad wird parametrisch verknüpft mit der optischen Dicke (Stephens, 1978; Saunders and Kriebel, 1988).

Kondensstreifen werden zwar als Bewölkung erkannt, jedoch nur selten als eine Folge von total bewölkten Bildelementen identifiziert, da sie meist schmaler als 1-2 Bildelemente sind. Hier ist derzeit noch Handbetrieb im APOLLO-Algorithmus erforderlich: Entsprechende Mustererkennungsalgorithmen, die speziell lange, schmale Strukturen erkennen sollen, arbeiten noch nicht präzise genug.

Der Fehler der optischen Dicke aufgrund ihrer Ermittlung aus AVHRR-Daten mit APOLLO hat mehrere Ursachen. Die Kalibrierung des AVHRR ist weder sehr genau noch stabil, so daß $\pm 10\%$ Fehler durchaus realistisch erscheinen. Dies führt zu ebenfalls $\pm 10\%$ Fehler in der optischen Dicke. Die Anisotropiekorrektur verursacht ebenfalls etwa $\pm 10\%$ Fehler, da die Korrekturfaktoren nach Taylor and Stowe (1984) zonale Mittelwerte darstellen, die Variabilität der Einzelwerte also nur teilweise beinhalten. Die Ozontransmission verursacht keine nennenswerten Fehler, ebenso wie die Bodenalbedo, die über Wasser und bewachsenem Land sehr klein ist. Die Berücksichtigung der Phasenfunktion in der Parameterisierung nach Stephens muß für optische Dicken kleiner als 1 extrapoliert werden. Dies führt zu Fehlern von ca. $\pm 15\%$. Die von Platt et al. (1980) bestimmte Korrektur für das Reflexionsvermögen von Eiswolken gegenüber Wasserwolken bei gleicher optischer Dicke ist abhängig von Sonnenstand und Teilchenspektrum. Sie ist nur grob bekannt und führt zu einem weiteren Fehler von etwa $\pm 20\%$. Navigationsfehler können demgegenüber vernachlässigt werden. Von erheblicher Bedeutung ist eine präzise Berücksichtigung der Verlagerung der Wolken während des Zeitunterschieds zwischen Satellitenmessung und Validierung, z.B. mit dem Flugzeug. Dies gelingt mit Hilfe von Radiosondendaten zur Bestimmung der Windgeschwindigkeit im Cirrus-Niveau. Der r.m.s. Fehler der optischen Dicke bei der Ermittlung aus AVHRR-Daten ergibt sich somit zu rund $\pm 30\%$. Dieser Fehler bezieht sich auf die optische Dicke der gesamten Säule in der Atmosphäre vom Boden bis zum Oberrand, d.h. also verursacht durch Wolken, Aerosole und Moleküle. Beim Vergleich mit flugzeuggetragenen Lidarmessungen muß das berücksichtigt werden.

4. Höhe aus Satellitenmessungen: HIRS

Neben dem Emissionsvermögen ist die Höhe und damit die Temperatur optisch dünner Cirruswolken klimarelevant. Somit ist die satellitengestützte Fernerkundung dieser Größen von außerordentlicher Bedeutung für die Klimaforschung. Im folgenden wird ein Verfahren zur Temperaturbestimmung vorgestellt, das sich auf die Information zweier spektraler Kanäle im terrestrischen Spektralbereich (4 - 100 μm) und zweier benachbarter Satellitenbildpunkte innerhalb der Cirruswolke stützt. Der Einfluß der Atmosphäre oberhalb des Cirrus auf die gemessenen Strahldichten muß und kann berücksichtigt werden, indem zusätzlich das aktuelle Temperaturprofil im Höhenbereich oberhalb des Cirrus zur Atmosphärenkorrektur herangezogen wird. Gleichzeitig erlaubt die Kenntnis des Temperaturprofils auch eine Höhenzuordnung der Cirruswolke. Das Grundkonzept des Verfahrens geht auf Cayla (1978) zurück

und wurde dann von Pollinger und Wendling (1984) und von Meerkötter (1990) erweitert und verbessert.

Problematisch ist die Temperaturbestimmung optisch dünner Cirruswolken deswegen, weil die am Satelliten gemessene Strahlung sowohl die Eigenemission der Wolke als auch die von ihr transmittierte Strahlung des Untergrundes beinhaltet. Es ist daher nicht möglich, einen am Satelliten gemessenen Strahldichtewert zu invertieren, um die Temperatur eines semitransparenten Cirrus zu erhalten. Zur Lösung dieses Problems wurde die nachfolgend beschriebene Methode entwickelt.

Der Algorithmus zur Bestimmung der Temperatur wird aus einem Satz von vier Gleichungen abgeleitet, der sich aus der Beschreibung der am Satelliten gemessenen Strahldichten beider Kanäle und beider Pixel ergibt. Jede der vier Gleichungen hat in vereinfachter Schreibweise im Prinzip die Form

$$L = L^s \tau + (1 - \tau) B \quad (1)$$

wenn man den Emissionsbeitrag von Atmosphärenschichten oberhalb der Wolke und die Reflexion an Eiskristallen vernachlässigt. L^s soll dabei die Emission von Boden und Atmosphäre unterhalb der Wolke, τ die Transmission der Wolke und B die temperaturabhängige Planck'sche Emission der Wolke selbst darstellen. Nach einigen Umformungen ergibt sich dann aus dem Satz der vier Gleichungen die folgende Beziehung :

$$B_2(T) = \frac{L_1^1 L_2^2 - L_1^2 L_2^1}{L_1^1 L_1^2 - f(L_2^1 - L_2^2)} \quad (2)$$

B_2 ist der Wert der Planck'schen Funktion, der von der gesuchten Wolkentemperatur T abhängt. L sind die am Satelliten gemessenen Strahldichten, wobei der untere Index in Gleichung (2) die Wellenlänge und der obere den Bildpunkt kennzeichnen. f ist ein Faktor, der aus dem Verhältnis der von der Wolkentemperatur abhängigen Planck'schen Funktion in beiden Kanälen gebildet wird.

Wesentliche Voraussetzungen zur Herleitung von Gleichung (2) ist, daß die Cirruswolke in beiden Bildpunkten eine unterschiedliche Transmission bei gleicher Wolkenhöhe bzw. Temperatur aufweist. Weiterhin sind die zwei spektralen Kanäle so zu wählen, daß das aus den spektralen Wolkentransmissionen beider Bildpunkte gebildete Verhältnis für beide Kanäle gleichgesetzt werden kann. Dies läßt sich mit Hilfe numerischer Simulationen überprüfen.

Gleichung (2) kann zunächst jedoch nicht direkt gelöst werden, da der Faktor f von der gesuchten Wolkentemperatur selbst abhängt. Es handelt sich daher um eine transzendente Gleichung, die iterativ und durch Vorgabe einer ersten angenommenen Wolkentemperatur gelöst werden muß.

Im ersten Iterationsschritt liefert Gleichung (2) eine erste Wolkentemperatur, die in der Regel noch deutlich von der tatsächlichen Wolkentemperatur abweicht. Mit dieser Temperatur und dem a priori bekannten Temperaturprofil der aktuellen Atmosphäre läßt sich auch eine erste Wolkenhöhe bestimmen. Ausgehend von dieser Höhe werden anschließend mit einem Strahlungsübertragungscode die spektrale Emission und Transmission der Atmosphäre oberhalb dieser Höhe bis zum Satelliten berechnet. Die Werte von Emission und Transmission werden dann genommen, um den Einfluß der atmosphärischen Schicht oberhalb der ersten Höhe auf die gemessenen

Strahldichten zu eliminieren. Es wird also eine Atmosphärenkorrektur der Strahldichten durchgeführt, die im nächsten Iterationsschritt zu einer verbesserten Wolkentemperatur und Höhe führt, weil der maskierende Einfluß der hohen Atmosphäre auf die Satellitenmessung reduziert wird. Die Iterationsschleife wird insgesamt so oft durchlaufen, bis ausreichende Konvergenz erreicht ist.

Das Iterationsverfahren liefert immer dann eine Lösung, d.h. eine Temperatur, wenn der maximale Beitrag der atmosphärischen Emission zur gemessenen Strahldichte am Satelliten in den beiden Spektralkanälen aufgrund unterschiedlicher spektraler Gasabsorption aus verschiedenen Höhen stammt. Geeignet sind Kanäle mit Maxima der Gewichtsfunktionen in der Nähe des Cirrusniveaus und in der Nähe des Bodens. Gegenwärtig bieten die Kanäle des HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder) auf den polarumlaufenden Satelliten der NOAA-Serie die besten Möglichkeiten zur Anwendung des Verfahrens, weil das HIRS mehrere Kanäle in den Absorptionsbanden von CO₂ und H₂O und in den transparenten Fensterbereichen besitzt.

Aus numerischen Simulationen ergaben sich als optimale Kombinationen aus der CO₂ Absorptionsbande die Kanäle 4 (14.2 µm) und 7 (13.4 µm) sowie die Kanäle 5 (14.0 µm) und 7. Die Verwendung von CO₂-Kanälen hat den Vorteil, daß für die Atmosphärenkorrektur das Feuchteprofil nicht relevant ist. Bei Kenntnis des Feuchteprofils eignen sich auch die Kanäle 8 (11.1µm) und 12 (6.7µm). Aus Simulationen von HIRS-Messungen für ein vorgegebenes Temperaturprofil, welches dann auch zur Atmosphärenkorrektur verwendet wurde, ergab sich, daß bei optimaler Kanalkombination Cirrustemperaturen mit einem Fehler kleiner 1 K bestimmbar sind, was in der Regel Fehlern in der Wolkenhöhe von weniger als 100 m entspricht. Unsicherheiten im zur Atmosphärenkorrektur verwendeten Temperaturprofil von 1 K führen zu Fehlern der Cirrustemperatur in der Größenordnung von 2-3 K, was Höhenfehlern in der Größenordnung von etwa 300-500m entspricht.

Wendet man das Verfahren auf die Kanäle des HIRS an, so erhält man Cirrustemperaturen für Gebiete mit einer horizontalen Auflösung, die der Fläche zweier HIRS-Bildpunkte entsprechen. Damit resultiert die gewonnene Temperatur aus der Strahldichteinformation zweier Bildpunkte mit einem Durchmesser von etwa 17 km im Subsatellitenpunkt, was einer horizontalen Auflösung von etwa 30-50 km führt. Inhomogenitäten der optischen Dicke, der Temperatur und der Wolkenhöhe innerhalb der einzelnen Bildpunkte werden daher nicht aufgelöst. Im Hinblick auf klimatologische Untersuchungen, die ja meist in räumlich und zeitlich grobem Raster erfolgen, bedeutet dies keine Qualitätseinschränkung des Ergebnisses. Bei einem Vergleich mit Flugzeugmessungen, wie sie z.B. für den 18.10.1989 nur entlang eines Flugweges durch einen Bildpunkt durchgeführt werden konnten, sind jedoch geringe Abweichungen zwischen Satelliten- und Flugzeugmessung auf Inhomogenitäten im Bildpunkt zurückzuführen. Die Atmosphärenkorrektur der Strahldichten mit dem Radiosondenprofil, das im zeitlichen Abstand von etwa einer Stunde aber am gleichen Ort der Satellitenpixel gewonnen wurde, dürfte keine dramatischen Fehler verursachen, da in der Atmosphäre oberhalb des Cirrus innerhalb einer Stunde kaum Änderungen des Temperaturprofils zu erwarten waren.

5. Ergebnisse und Vergleich

Die am 18.10.1989 während ICE durchgeführten Messungen erlaubten erstmals, aus Satellitenmessungen abgeleitete Werte von optischer Dicke und Höhe einer Cirruswolke unmittelbar mit vom Flugzeug aus gewonnenen Daten zu vergleichen und zu validieren. Die Schwierigkeit bei der Gewinnung solcher Meßwerte besteht vor allem in der Gleichzeitigkeit der Messungen von Satellit und Flugzeug an einem geeigneten Objekt. Diese Gleichzeitigkeit bedeutet unserer Erfahrung nach eine Zeitdifferenz von weniger als einer halben Stunde, möglichst jedoch weniger als etwa 10 Minuten. Zusätzlich waren auch Radiosondendaten verfügbar sowie bodengebundene Lidarmessungen.

5.1. Optische Dicke

Eine Validierung der mit APOLLO erzeugten optischen Dicke von Wolken mit unabhängigen Messungen ist unerlässlich, da sowohl die Umrechnung des Reflexionsvermögens als auch das Parameterisierungsschema auf Datensätzen beruht, die nur in gewissen Grenzen gültig sind.

Abb. 4 (kalibrierter VIS-Kanal, AVHRR) zeigt einen Ausschnitt der Deutschen Bucht mit eingezeichneter Flugroute des ALEX. Sie überquert von Nord nach Süd ein Cirrenfeld, das nördlich der Inselkette kompakter erscheint als südlich davon. Die Variation des Reflexionsgrades entlang der Flugroute ist mit rd. 6 % (von 8 % auf 14 %) gering. Auffällig hell erscheinen einige Kondensstreifen, die von Südwesten nach Nordosten die Flugroute queren. Das Temperaturbild vom gleichen Gebiet (Abb. 5, kalibrierter IR-Kanal, AVHRR) zeigt, daß nördlich der Inselkette kleinere Temperaturen auftreten (blau), also dort, wo die Cirren im VIS-Kanal heller, d.h. optisch dicker erscheinen. Die Temperaturwerte entlang der Flugroute von rd. 275 K zeigen keinesfalls die Temperatur der Wolkenobergrenze der Cirren, sondern bestätigen, daß bei geringer optischer Dicke der Wolken die emittierte Strahlung im wesentlichen von der Wassertemperatur (285 K) bestimmt wird.

Die rote Kurve in Abb. 7 zeigt die gesamte optische Dicke entlang der Flugroute, die aus Satellitenmessungen des NOAA/AVHRR ermittelt wurde. Die δ -Werte variieren von 0.22 bis 0.42. Jeder Punkt entspricht einem Pixel von ca. 1 km². Die gesamte Kurve umfaßt 60 km Flugstrecke. Die optische Dicke steigt zunächst an, entsprechend dem visuellen Eindruck von Abb. 4 mit dickeren Cirren vor der Inselkette. Sie fällt dann herab zu Werten um 0.24, bei denen sie im weiteren Verlauf bleibt, mit Ausnahme von zwei deutlichen Maxima, die auf Kondensstreifen zurückzuführen sind.

Die Lidarmessung erfolgte aus 3.55 km Flughöhe nach oben. Der Lidarplot (Abb. 6) zeigt eine kräftige Rückstreuung für $t = 12:17$ bis $12:21$ (vor der Inselkette), danach nur noch geringe Rückstreusignale mit Ausnahme der markanten, lokal sehr begrenzten, kräftigen Rückstreuung von drei Kondensstreifen ($t \approx 12:21, 12:23$ und $12:26$). Ein weiterer Kondensstreifen um $t = 12:19$ ist bereits so stark diffundiert, daß sein Signal nicht mehr so deutlich ist. Der Lidarplot und der relative Verlauf der aus Satellitendaten ermittelten optischen Dicke längs des Flugweges stimmen gut überein. Die Wolkenuntergrenze der dickeren Cirren ist fest umrissen, sie steigt von ca. 8.2 auf 8.8 km innerhalb von 27 km an. Die geometrische Dicke der Cirren ist nicht so eindeutig, jedoch beträgt sie hier mindestens 600 m.

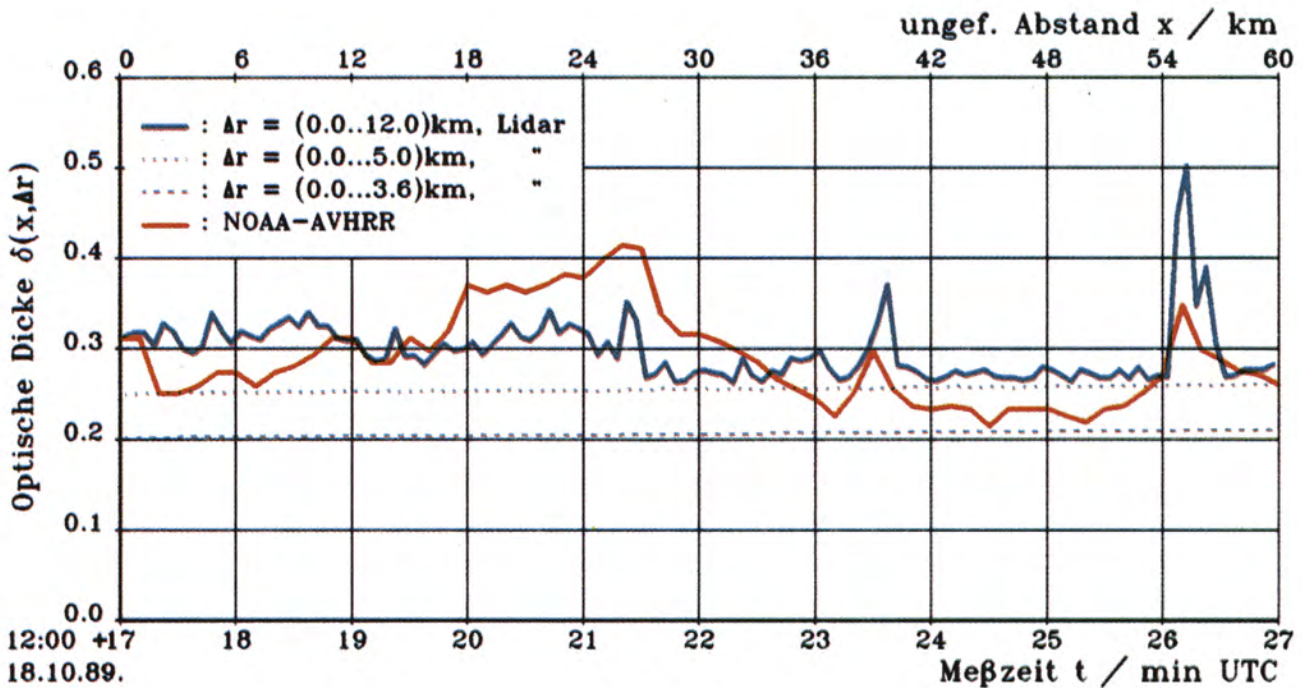
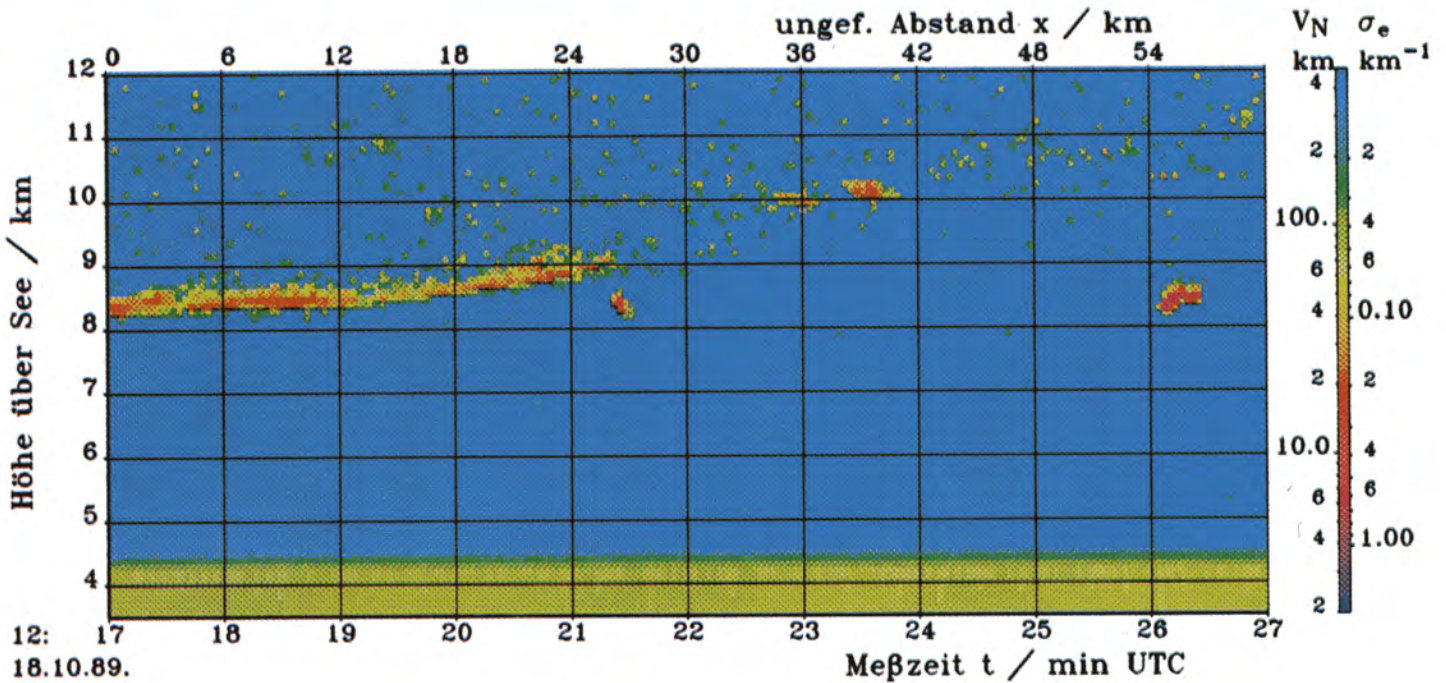
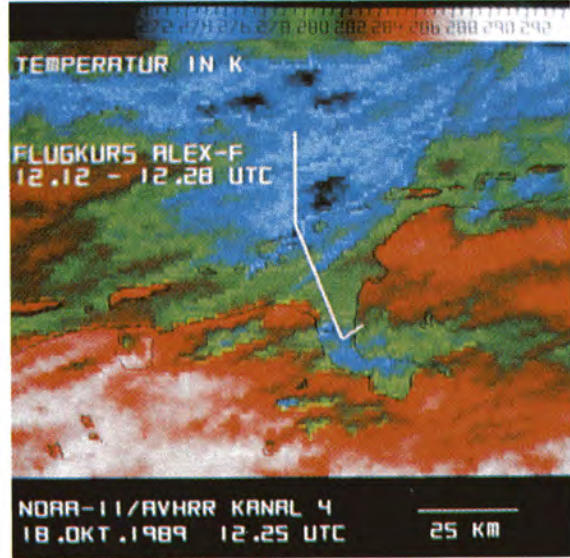


Abb.4 (linkes Bild): AVHRR Kanal 1, Testgebiet, eingezeichnet sind die Küstenlinien bei der Emsmündung mit den vorgelagerten westfriesischen Inseln. Im Bild muß es richtig heißen 12:17 - 12:28 UTC für den Flugkurs und 12:26 UTC für die Satellitenüberflugzeit.

Abb.5 (rechtes Bild): wie Abb.4, jedoch AVHRR Kanal 4. Die Temperaturwerte sind farbkodiert.

Abb.6: Extinktionskoeffizienten σ_e und Normsichtweiten V_N über der Flugposition x bzw. t . Flughöhe = 3.55 km. ICE-Mission 216. Mittelung: horizontal 300 m, vertikal 97.5 m. Die homogene Schicht unmittelbar über dem Flugzeug deutet auf aerosolhaltigere Luft unterhalb von 4.3 km hin.

Abb.7: Optische Dicke aus AVHRR-Daten (rot) und Lidardaten (blau) am 18. Oktober 1989 längs der in Abb.4 eingezeichneten Flugroute von 12:17 bis 12:27 UTC.

Die ermittelte optische Dicke aus diesen Rückstreusignalen ist in Abb. 7 als blaue durchgezogene Kurve dargestellt. Die optische Dicke von der Erdoberfläche bis zur Flughöhe (gestrichelt) ist extrapoliert aus der Messung von der Flughöhe bis zur Wolkenuntergrenze (gepunktet). Der ermittelte Wert zwischen 0.20 und 0.21 ist erwartungsgemäß niedriger als der aus den gleichzeitig gemessenen Zusatzdaten wie Sichtweite und Extinktionskoeffizient (Ansmann, 1991) abgeschätzte Wert von δ (0-3.6 km) = 0.26 ± 0.04 , da letzterer die erhöhte Aerosolkonzentration in der Grenzschicht berücksichtigt. Die δ -Kurve umfaßt 10 Flugminuten (60 km), jeder Punkt ist bereits ein Mittel über 5 Lidarschüsse (0.5 km), was der doppelten Auflösung der Satellitendaten entspricht. Der NOAA-Satellit überfliegt das Flugzeuglidar um 12:26 ($x = 54$ km), und die Übereinstimmung beider δ -Kurven ist um diesen Zeitpunkt herum am größten. Leider konnte er nicht in die Mitte der Abbildungen 6 u. 7 gelegt werden, da das Flugzeug nach 12:27 eine Kurve und über Land flog. Die exakte Übereinstimmung der x - bzw. t -Koordinaten für die anderen Kondensstreifen ($t_1 = 12:23:30$ ($x_1 = 39$ km) und $t_2 = 12:21:20$ ($x_2 = 26$ km)) zeigt die hohe Genauigkeit, mit der die Verlagerung der Wolken berechnet werden konnte. Dies ermöglichten die nahezu zeit- und ortsgleichen Radiosondendaten aus Norderney. Der Kondensstreifen bei $x = 26$ km kann aus der δ -Kurve vom Satelliten nicht allein identifiziert werden, da die Werte vor $x = 26$ km ebenfalls hoch sind. Bei der Auswertung der Lidarmessung fehlen diese deutlich höheren δ -Werte (> 0.35) zwischen $t = 12:20:00$ und 12:21:30. Eine spekulative Deutung ist, daß aufgrund der Konvergenz des Windfeldes an der Küste die Grenzschicht angehoben wird, also die optische Dicke unterhalb des Flugzeuges dort wegen des vermehrten Dunstes ansteigt. Trotz dieser ungeklärten Diskrepanz stimmen beide Kurven im Mittel über alle Werte ($\bar{\delta}$ (Sat.) = 0.29) bis auf nur ± 10 % r.m.s. Fehler erfreulich gut überein. Dieser Fehler bleibt auch deutlich unter dem theoretisch erwarteten Wert von ± 30 % für die Satellitenwerte. Aus der vom Lidar ermittelten optischen Dicke der Wolkenschicht (gepunktete Linie bis Meßpunkt) geht hervor, daß die Cirren hier optische Dicken von 0.01 bis 0.1 erreichen, während die Kondensstreifen eine lokale Zunahme von 0.1 bis 0.25 verursachen. Diese großen Unterschiede in der optischen Wirkung der verschiedenen Kondensstreifen sind unter anderem vermutlich auch auf unterschiedliche Formen und Größen der streuenden Partikel zurückzuführen (Altern des Kondensstreifens), die tatsächlich unbekannt sind.

5.2. Wolkenhöhe

Abb. 9 zeigt Iterationsergebnisse, die mit Hilfe von HIRS- Strahldichten in den Kanälen 5 und 7 für die in Abb. 8 dargestellten Bildpunkte 1903 und 1904 eines Scans entlang der Nordseeküste am 18.10.1989 um 12:26 gewonnen wurden. Abb. 9 enthält zwei Kurven, die sich aus verschiedenen Atmosphärenkorrekturen ergeben. Kurve 1 resultiert aus der Korrektur mit dem Temperaturprofil, das aus einem Inversionsalgorithmus folgt, der ebenfalls mit den HIRS-Daten vom gleichen Satelliten arbeitet (TOVS-Paket), für Kurve 2 wurde die Radiosonde Norderney von 13:32 verwendet. Die gestrichelten Linien repräsentieren das maximale Intervall von Ober- und Untergrenztemperaturen des Cirrus, das aus Lidarmessungen an Bord der Falcon während des Fluges durch den Bildpunkt 1903 in der Zeit von 12:20-12:23 abgeleitet wurde. Das Lidarsignal lieferte dabei die Cirrushöhen, denen dann mit Hilfe des aktuellen Radiosondenprofils Temperaturen zugeordnet wurden. Während Kurve 2 außerhalb des dargestellten Temperaturbereiches liegt, endet die Iterationskurve 2 innerhalb. Die größere Abweichung von Kurve 2 ist wohl auf die Ungenau-

igkeiten des TOVS-Profiles oberhalb des Cirrus zurückzuführen, denn es ist dort um etwa 2-4 K kälter als das Radiosondenprofil. Obwohl in Abb. 9 nur das maximale Intervall der Cirrustemperaturen innerhalb des Bildpunktes 1903 wiedergegeben ist, stimmen Satelliten- und Flugzeugmessung recht gut überein. Das Temperaturintervall muß nicht repräsentativ für das gesamte Wolkenfeld sein, denn nördlich des Bildpunktes liegt die Cirrusobergrenze wie Abb. 6 zeigt, z.B. niedriger. Nimmt man als mittlere Cirrushöhe z.B. den Wert an, der dem Mittelwert des dargestellten Temperaturintervalls entspricht, dann weicht die aus der Satellitenmessung abgeleitete Höhe nur um etwa 500m von der mittleren Höhe ab.

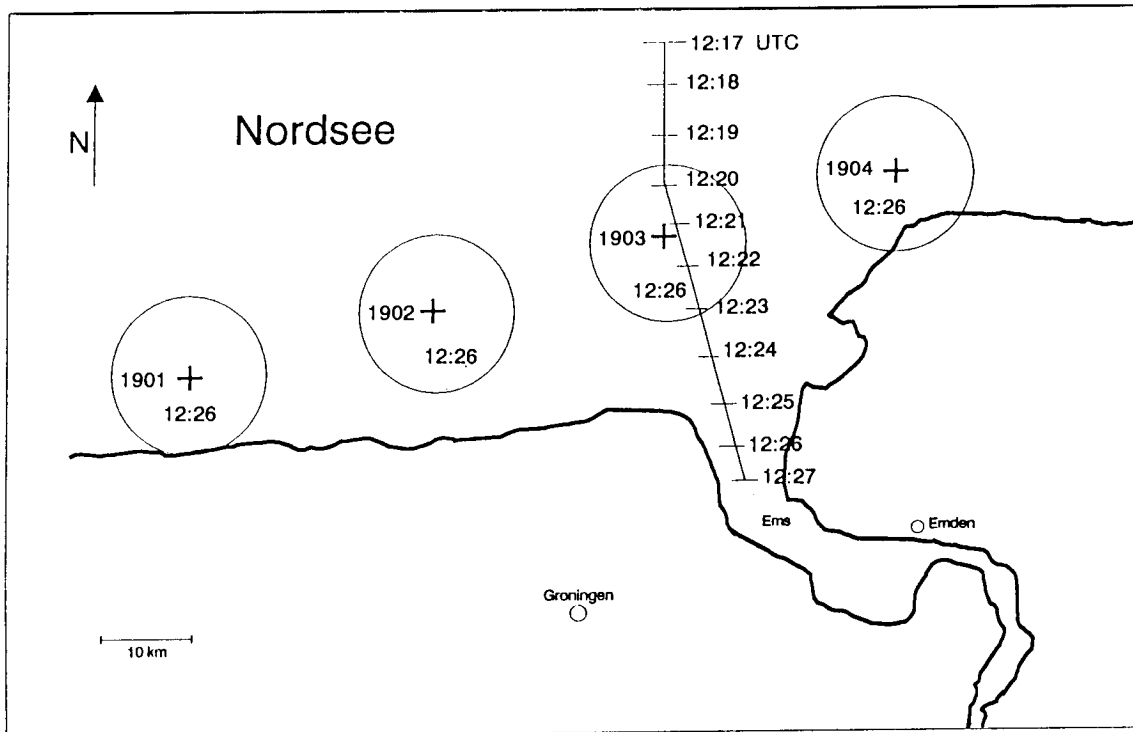


Abb.8: Lage von 4 HIRS-Bildpunkten eines Scans und des Flugweges am 18. Oktober 1989 mit Zeiten in UTC und Nummerierungen der Bildpunkte.

6. Schlußfolgerungen und Ausblick

Die in Kapitel 5 dargestellten Vergleiche belegen, daß die aus den Satellitendaten abgeleiteten Werte von optischer Dicke und Höhe von Cirruswolken innerhalb der erwarteten Fehlergrenzen liegen; zum Teil ist die Übereinstimmung von Satelliten- und Flugzeugmessung überraschend gut. Dies deutet darauf hin, daß die räumliche Inhomogenität der Cirrusfelder die Satellitenmessung nicht erheblich stört. Damit ist die Validierung der Satellitenmessungen durch Flugzeug-Lidarmessungen in Rahmen von deren Genauigkeit gelungen. Das Lidar-System wurde dabei mit der Schattenwurf-Methode kalibriert, als größere Unsicherheit enthalten die Meßergebnisse nur das Sigma/Beta-Verhältnis der Cirren relativ zu einem tieferliegenden Kondensstreifen, weil in diesem Fall nicht die untersuchten Cirren sondern dieser Kondensstreifen Abschatter waren. Für eine abschließende Beurteilung der Qualität der Ableitung der optischen Dicke aus Satellitendaten ist jedoch die Menge des Materials noch zu gering. Hier sollen Messungen während ELAC '90 - bei denen der Cirrus Abschatter für die Lidar-Strahlung ist und deswegen keine Annahmen über Sigma/Beta-Verhältnisse notwendig sind - und künftigen ICE-Kampagnen (EUCREX) weiterhelfen.

Die bei der Höhenbestimmung aus HIRS-Messungen zur Zeit noch vorhandene Unsicherheit in der Parameterisierung soll durch eigene Rechnungen weiter reduziert werden.

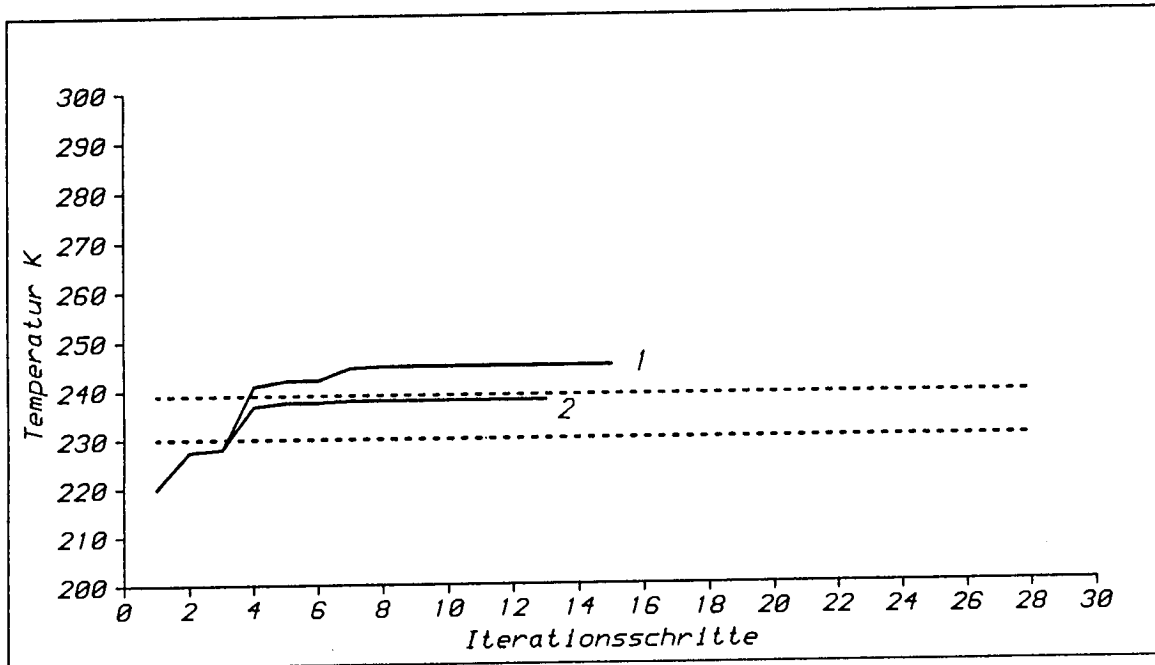


Abb.9: Iterationen der Cirrustemperatur mit Strahldichten der Bildpunkte 1903 und 1904 für unterschiedliche Atmosphärenkorrekturen (1 = mit TOVS-Profil, 2 = mit Radiosondenprofil). Gestrichelte Linien repräsentieren das maximale Intervall der Cirrustemperaturen im durchflogenen Bildpunkt 1903.

Damit stellt sich die Problematik bei Eiswolken ganz anders, d.h. genaugenommen erheblich günstiger dar als bei Wasserwolken mit vergleichsweise großen optischen Dicken. Hier ist die Validierungsgröße nicht die optische Dicke, sondern das vertikale Integral des Flüssigwassergehalts. Leider ist aber nicht nur die Messung des Flüssigwassergehalts vom Flugzeug aus mit Fehlern von meist mehr als $\pm 30\%$ behaftet, sondern die Messung des Profils in der Wolke erfordert auch erhebliche Zeit, so daß die Anforderungen an die zeitliche Konstanz der Wolken groß sind.

Insgesamt zeigt der vorliegende Vergleich zwischen den aus Satellitendaten und Flugzeugmessungen abgeleiteten Wolkenparametern, daß die Satellitendaten quantitative Informationen über physikalische Eigenschaften von Wolken liefern können. Ihre Qualität entspricht zumindest den Erwartungen aufgrund der Fehlerabschätzungen.

Literatur:

- Ansmann A., 1991: private Mitteilungen.
- Ardanuy, P. E., Stowe, L. L., Gruber, A. and M. Weiss, 1991: Shortwave, longwave and net cloud radiative forcing as determined from Nimbus-7 observations. J. Geophys. Res. submitted, 1614-1622.
- Cayla, Fr. and C. Tomassini, 1978: Détermination de la Température des Cirrus Transparents. La Météorologie VI, 15, 63-67.
- Dubinsky, R. H., Carswell, A. I. and S. R. Pal, 1985: Determination of cloud microphysical properties by laser backscattering and extinction measurements. Appl. Opt. 24, 1614-1622.

- Gesell, G., 1989: An algorithm for snow and ice detection using AVHRR data: An extension to the APOLLO software package. *Int. J. Remote Sensing* 10, 897-905.
- Hennings P., Quante M. and R. Sefzig, (Eds.), 1990: ICE International Cirrus Experiment 1989 Field Phase Report, Inst. für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln.
- Jursa, A. S., (Sc. Ed.), 1985: Handbook of Geophysics and the Space Environment. Air Force Geophysics Laboratory, Air Force Systems Command, U.S. Air Force.
- Kästner, M. and H. Quenzel, 1987: Assessment of Lidar inversion algorithms for backscatter signals of a satellite Lidar. Fin. Rept. to ESTEC Contract No. 6712/86/NL/IW.
- Kriebel, K. T., Saunders, R. W. and G. Gesell, 1989: Optical Properties of Clouds Derived from Fully Cloudy AVHRR Pixels. *Beitr. Phys. Atmosph.* 62, No. 3, 165-171.
- London, J., 1957: A study of the atmospheric heat balance. Final Report, AFC-TR-57-287, OTSPB129551, 99 pp., Coll. of Eng., New York University.
- Meerkötter, R. and P. Wendling, 1990: A bispectral method to determine the temperature of semitransparent cirrus clouds. ICE-Experiment, 3rd Workshop in Villesneuve d'Asq, France. 3.-5. December 1990.
- Mitchell J. F. B., Senior C. A. and W. J. Ingram, 1989: CO₂ and climate: a missing feedback ? *Nature* 341, 132-134.
- Mörl, P., Reinhardt, M. E., Renger, W. and R. Schellhase, 1981: The use of the airborne LIDAR system "ALEX F 1" for aerosol tracing in the lower troposphere. *Beitr. Phys. Atmos.*, 54, 403-410.
- Pinnick, R. G., Jennings, S.G., Chylek, P., Ham, Ch. and W. T. Grandy jr., 1990: Backscatter and extinction in water clouds. *J. Geophys. Res.* 88, 6787-6796.
- Platt, C. M. R., Reynolds, D. W. and N. L. Abshire, 1980: Satellite and Lidar observations of the albedo, emittance and optical depth of Cirrus compared to model calculations. *Mon. Wea. Rev.* 108, 195-204.
- Pollinger, W. and P. Wendling, 1984: A bispectral method to determine the height of optically thin ice clouds. *Beitr. Phys. Atmos.* 57, 269-281.
- Ramanathan, V., Cess R. D., Harrison E. F., Minnis P., Barkstrom B. R., Ahmad E. and D. Hartmann, 1989: Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment. *Science* 243, 57-63.
- Readings, C., 1991: ELAC Campaign: Announcement of opportunity. ESA Headquarter, March 26, 1991.
- Roeckner E., Schleese V., Biercamp J. and P. Loewe, 1987: Cloud optical depth feedbacks and climate modeling. *Nature* 329, 138-140.
- Ruppersberg, G. H. and W. Renger, 1991: Invertierung der Lidarsignale von Cirrus und Kondensstreifen unter Nutzung des Schattenwurfes. DLR-FB 91-07.
- Saunders, R. W. and K. T. Kriebel, 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing*, 9, No. 1, 123-150.
- Schneider, S. H., 1972: Cloudiness as a global feedback mechanism: Effects of the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1415 - 1422.
- Taylor, V. R. and L. L. Stowe, 1984: Atlas of reflectance patterns for uniform earth and cloud surfaces (NIMBUS-7 ERB 61 days). NOAA Technical Report NESDIS 10.