

A. HÜNERBEIN, U. WANDINGER, F. H. BERGER

# 7 Die neue Generation von Satellitenmissionen zur vertikal aufgelösten Messung von Wolken und Aerosol

The new generation of satellite missions for cloud and aerosol profiling

## Zusammenfassung

In den letzten Jahren konnten erstmals mit aktiver Fernerkundung vom Satelliten vertikale Profile der Atmosphäre weltweit gemessen werden. Damit eröffnet sich ein neues globales Bild zum Verständnis der Wolkenstruktur und der Aerosolverteilung sowie deren Wechselwirkungen, welche einen entscheidenden Einfluss auf unser Klima haben. Im Folgenden werden ein Überblick zu bestehenden und kommenden Satellitenmissionen sowie ein kurzer Einblick in die vielfältigen Forschungsergebnisse gegeben.

## Summary

For the first time, atmospheric profiles are observed globally with active remote-sensing instruments. The measurements provide us information on the distribution and properties of aerosols and clouds which is fundamental to advancing our understanding and prediction of climate. This paper provides an overview of existing and upcoming satellite missions and a brief discussion of first results of a variety of research activities.

## 1 Einleitung und Motivation für aktive Satellitenfernerkundung

Die Beobachtung der Atmosphäre aus dem Weltraum ist eine wichtige Grundlage zum Verständnis von Wolken- und Aerosolprozessen und deren Auswirkung auf die Strahlungsbilanz und den Wasserkreislauf der Erde. Herkömmliche Fernerkundung von Wolken und Aerosolen basiert auf der Messung elektromagnetischer Wellen im solaren und infraroten Spektralbereich, die von den beobachteten Objekten reflektiert, absorbiert oder emittiert wurden. Daraus werden im Wesentlichen horizontal aufgelöste Wolken- und Aerosolparameter abgeleitet, die es ermöglichen, Größen wie die globale Wolkenbedeckung der Erde (etwa 60 %), die optische Dicke von Wolken oder die Trübung der Atmosphäre durch Dunstschichten (zum Beispiel Wüstenstaub, Rauchfahnen oder anthropogene Verschmutzung) zu bestimmen. Die Instrumente (Radiometer oder abbildende Spektrometer) werden als passive Systeme bezeichnet, da sie lediglich die natürlich auftretende Strahlung beobachten. Im Gegensatz dazu senden aktive Messsysteme ihre eigene elektromagnetische Welle aus. Das ausgesandte Signal wird an den

Objekten in der Atmosphäre gestreut oder absorbiert und ein Teil der gestreuten Strahlung wird vom Messsystem wieder empfangen. Aus dem Unterschied zwischen gesendetem und empfangenem Signal sowie der Laufzeit können vertikale Profile für unterschiedliche geophysikalische Größen abgeleitet werden.

Im ultravioletten, sichtbaren und infraroten Spektralbereich nutzt man als Strahlungsquelle einen Laser und bezeichnet das Messinstrument als Lidar (von engl. „light detection and ranging“). Laserstrahlung wird beim Durchlaufen der Atmosphäre stark gestreut und kann nur optisch dünne Objekte durchdringen. Das Lidar eignet sich daher besonders zur Beobachtung von Aerosolen und dünnen Eiswolken (siehe auch Beitrag 6 von REICHARDT et al.). Für die Sondierung von optisch dichten Wolken und Niederschlag verwendet man Mikrowellenstrahlung, die von einem Radar (von engl. „radiowave detection and ranging“) ausgesendet wird (siehe Beitrag 4 von PETERS und GÖRSDORF). Die Kombination von Lidar- und Radartechnik erlaubt damit eine vollständige, vertikal aufgelöste Erfassung des atmosphärischen Zustands hinsichtlich des Vorhandenseins und der Eigenschaften von Wolken und Aerosolschichten. Diese

Profile stellen wichtige Informationen für die Modellierung von atmosphärischen Prozessen und das Prozessverständnis bereit. Bisher wurden die Beobachtungen hauptsächlich vom Boden oder, in begrenzter Zahl, von Forschungsflugzeugen aus durchgeführt. Mit dem Start des Radarsatelliten CloudSat und des Lidarsatelliten CALIPSO\* der amerikanischen Weltraumbehörde NASA im Jahr 2006 ist nun erstmals eine langzeitliche, globale Beobachtung von Wolken und Aerosolen aus dem Weltraum mit aktiven Instrumenten möglich. Der Einsatz und die Weiterentwicklung dieser Beobachtungstechnik wird derzeit auch von den europäischen und japanischen Weltraumagenturen ESA und JAXA betrieben, die zusammen die Mission EarthCARE vorbereiten. Mit dem Start dieses Satelliten, der für das Jahr 2016 vorgesehen ist, werden erstmals ein Radar und ein Lidar auf einer gemeinsamen Plattform in Kombination mit zwei passiven Messsystemen im Weltraum zum Einsatz kommen. In den Abschnitten 2 und 3 wird auf die genannten Weltraummissionen näher eingegangen.

Die globale Messung von Aerosol- und Wolkenprofilen bietet vielfältige Einblicke in die atmosphärischen Prozesse. Ein Aspekt ist der Einfluss der Wolken auf die atmosphärische Zirkulation, die den globalen Wasserhaushalt reguliert, im Wesentlichen durch die Wechselwirkung mit der Strahlung im solaren und terrestrischen Spektralbereich. In den Vorhersagemodellen und globalen Klimamodellen (GCM von engl. „Global Circulation Model“) gibt es große Unterschiede, wie die vertikale Verteilung der Wolken, insbesondere die Mehrschichtbewölkung, beschrieben wird. Die vertikale Verteilung und Überdeckung der Wolken bestimmen jedoch wesentlich die Erwärmung/Abkühlung in der Atmosphäre. Zwei Eigenschaften spielen hierbei eine wesentliche Rolle: hohe dünne Wolken lassen die kurzwellige Einstrahlung gut passieren und weisen wegen ihrer niedrigen Temperatur nur geringe langwellige Abstrahlung in den Weltraum auf. Aufgrund dieser Effekte fördern sie eine Erwärmung der Atmosphäre. Mittelhohe und tiefe Wolken besitzen dagegen eine hohe Rückstrahlung im solaren Spektralbereich sowie eine höhere langwellige Ausstrahlung aufgrund der höheren Temperatur und bewirken deshalb eine Abkühlung. Zum Beispiel erwärmen hohe Wolken die tropische Atmosphäre um mehr als  $80 \text{ W/m}^2$  im Vergleich zum wolkenfreien Fall (STEPHENS 1999). Die Erwärmung hat einen starken Einfluss auf die großräumige Hadley-Zirkulation sowie auf hochreichende konvektive Wolkensysteme. Die angenommene vertikale Verteilung der Wolken hat weiterführend auch Einfluss auf den Niederschlag und dessen Vorhersage im Modell. Um eine Verbesserung der Simulationen zu erreichen, werden vertikale Profile der Wolken zwingend gebraucht.

Mittels der aktiven Fernerkundung soll nicht nur die vertikale Struktur der Wolken erfasst werden, sondern auch deren Inhalt, das heißt wie viel Wasser (in flüssiger oder fester Phase) eine Wolke enthält. Das Wolkenwasser ist ein Parameter, der die Wolkenentwicklung beschreibt und eine entscheidende Rolle für die Niederschlagsbildung spielt.

Im Modell werden die mikrophysikalischen Prozesse in der Wolke parametrisiert. Man unterscheidet zwischen **warmen** Wolken - sie enthalten Wasser in der flüssigen Phase - und jenen (**kalten**) Wolken, bei denen die Eisphase eine signifikante Rolle spielt. Letztere sind aufgrund der Vielzahl möglicher Formen und Wachstumsprozesse, die sich bei Vorhandensein von Eisteilchen ergeben, komplizierter zu parametrisieren. Aber auch schon der Betrag des Wolkenwassers variiert sehr stark zwischen den Modellen. Generell enthalten die Parametrisierungen erhebliche Unsicherheiten und größtenteils können sie auf der globalen Skala nicht getestet werden. Die aktive Fernerkundung aus dem Weltraum leistet hier nun einen entscheidenden Beitrag zur Verifizierung der Präsenz von Wolken und den mit ihnen verbundenen Prozessen in globalen und regionalen atmosphärischen Modellen, wie zum Beispiel der Beziehung zwischen den vertikalen Wolkenprofilen des Wolkenwassers (in der flüssigen und der Eisphase) und den Strahlungseigenschaften der Wolken.

Neben den Wolken spielen Aerosole, also luftgetragene flüssige oder feste Partikel aus natürlichen und anthropogenen Quellen, eine wichtige Rolle für den Strahlungshaushalt unseres Planeten. Aerosole treten in der Atmosphäre in vielfältiger Form und in allen Höhenschichten vom Boden bis in die Stratosphäre auf. Sowohl ihre horizontale und vertikale Verteilung wie auch die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften sind äußerst inhomogen. Stärkste Quelle für atmosphärische Partikel sind die Wüsten. Sie tragen etwa die Hälfte zur Gesamtbelastung der Lufthülle der Erde mit Partikeln bei. Der Eintrag von Staub aus den Wüsten in die Atmosphäre wird auf 1000 bis 3000 Millionen Tonnen im Jahr geschätzt (FORSTER et al. 2007). Mehr als 50 % davon stammen aus der Sahara als größter Staubquelle der Erde. Seesalzpartikel, die aus den Ozeanen freigesetzt werden, biogenes Material (zum Beispiel Pollen) und vulkanisches Aerosol in Form von Asche und aus emittiertem Schwefeldioxid gebildeten Schwefelsäuretröpfchen sind weitere natürliche Aerosolkomponenten. Wald- und Steppenbrände tragen Rauchpartikel in die Atmosphäre ein, und nicht zuletzt sorgt der Mensch durch Verbrennungsprozesse in Industrie, Verkehr und Landwirtschaft für eine in vielen Regionen der Erde auch gesundheitlich bedenkliche Beimischung von Feinstaubpartikeln.

Da Aerosolpartikel Sonnenlicht streuen und absorbieren, können sie je nach chemischer Zusammensetzung und den daraus resultierenden optischen Eigenschaften sowohl abkühlend als auch erwärmend wirken. Zudem gibt es vielfältige Wechselwirkungen zwischen Aerosolen und Wolken, die bisher nur unzureichend verstanden sind und einen wesentlichen Teil der Unsicherheit von Klimavorhersagen ausmachen (HEINTZENBERG und CHARLSON 2009). So kann eine Erhöhung der Konzentration von Partikeln, die als Wolkenkondensationskeime dienen, dazu führen, dass sich mehr und dafür kleinere Wolkentropfen bilden. Wolken aus kleineren Tropfen haben ein verbessertes Reflexionsvermögen (Albedo), sie erscheinen heller und wirken stärker abkühlend. Diesen Effekt bezeichnet man als ersten indirek-

\* Erläuterung der Akronyme und Abkürzungen im zentralen Abkürzungsverzeichnis des Heftes.

Satellit	Instrumente	Eigenschaften	Wolken- und Aerosolprodukte
Aqua	MODIS	Abbildendes Spektrometer mit 36 Kanälen im solaren und infraroten Spektralbereich	Land, Ozean und atmosphärische Produkte; wie Wolken, optische Dicke des Aerosols, Wolkenhöhe
	AIRS/AMSU-A/HSB	Kombination aus Infrarot- und Mikrowellenradiometer	Temperatur- und Feuchteprofile in der wolkenfreien Atmosphäre
	AMSR-E	Mikrowellenradiometer mit 6 Kanälen	integrierter Flüssigwassergehalt, Gesamtwasserdampfgehalt, flüssiger Niederschlag über den Ozeanen
	CERES	Breitband-Spektrometer	Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre
CloudSat	CPR	94-GHz Radar	Wolkenprofile, Flüssig- und Eisswasserprofil, Niederschlag
CALIPSO	CALIOP	Lidar bei 532 und 1064 nm, Kanal mit Depolarisation	Wolkenprofile hauptsächlich für die obere Atmosphäre, optische Dicke von Cirren und Aerosol sowie Aerosolprofile
	IIR	Infrarot-Spektrometer mit 3 Kanälen	Optische Eigenschaften von Cirren
	WFC	Kamera bei 645 nm	Bilder von der Erdoberfläche
PARASOL	POLDER	Polarimeter mit 9 Kanälen	Wolken, optische Dicke des Aerosols und Partikelgrößen
Aura	HIRDLS	Infrarot-Limb-Radiometer	Spurengase und stratosphärisches Aerosol
	MLS	Mikrowellen-Limb-Radiometer	Spurengase, Eisgehalt von dünnen Wolken in der oberen Troposphäre
	TES	abbildendes Infrarot-Spektrometer	Spurengase, Wolkeninformationen
	OMI	UV-Spektrometer	Ozon, Aerosolindex

Tabelle 7-1: Zusammenstellung der Satelliten des „A-Train“ mit ihren Instrumenten (nach STEPHENS et al. 2002).

ten Aerosoleffekt oder Twomey-Effekt (TWOMEY 1977). Lebensdauer und Niederschlagsvermögen der Wolken können durch die Veränderung der Tropfengrößen ebenfalls beeinflusst werden (ALBRECHT 1989). Des Weiteren sind bestimmte Partikel wie Mineralstaub oder Asche besonders effektive Eiskeime. Das Vorhandensein solcher Partikel kann das Gefrieren unterkühlter Wassertropfen befördern und somit wiederum Einfluss auf Wolkeneigenschaften und Niederschlagsbildung nehmen. Es ist leicht ersichtlich, dass der Zugang zu einem besseren Verständnis dieser komplexen Wechselwirkungsmechanismen nur über die vertikal aufgelöste und gleichzeitige Messung von Wolken- und Aerosoleigenschaften möglich ist.

## 2 „A-Train“ mit CloudSat und CALIPSO

### 2.1 Mission und Messprinzipien

Der sogenannte „A-Train“ ist eine kleine Flotte von Satelliten, die in Formation in einer niedrigen polaren, sonnensynchronen Umlaufbahn mit einer Flughöhe von 705 km die Erde umkreisen. Im Zeitraum von 2006 bis 2009 bestand der „A-Train“ aus den Satelliten Aqua, CloudSat, CALIPSO, PARASOL und Aura. Die Satelliten Aqua und Aura gehören zum NASA-Forschungsprogramm

Earth Observing System (EOS), das eine Reihe von Umweltsatelliten umfasst. CloudSat und CALIPSO wurden im Rahmen des Programms Earth System Science Pathfinder (ESSP) der NASA entwickelt, das innovative, forschungsorientierte Missionen unterstützt. An der Entwicklung von CALIPSO war auch die französische Weltraumagentur CNES beteiligt. PARASOL wurde ebenfalls von der CNES in den „A-Train“ eingefügt. Tabelle 7-1 gibt eine Übersicht der von den genannten Satelliten getragenen Instrumente und gemessenen Größen. Die Satellitenformation wird als „A-Train“ bezeichnet, weil sie einem Zug gleicht, der um die Erde fliegt, wobei der Aura-Projektwissenschaftler Mark Schoeberl die Bezeichnung „A-Train“ kreierte in Anlehnung an das von Billy Strayhorn 1939 komponierte Jazz-Stück „Take the A Train“. Die Satelliten überfliegen den Äquator im Abstand von wenigen Minuten um etwa 13.30 Uhr und 1.30 Uhr Ortszeit. Das „A“ im „A-Train“ steht entsprechend der Überflugszeit kurz nach dem Mittag auch für afternoon. Aqua wurde 2002 gestartet und führt den Zug an. Er ist der größte Satellit in der Gruppe und mit sechs passiven Instrumenten ausgerüstet, welche Informationen über den Wasser- und Energiekreislauf liefern (siehe Tabelle 7-1). Aura bildet seit 2004 den Schluss des „A-Train“. Er flog anfangs 15 Minuten hinter Aqua. Der Abstand wurde im Laufe der Zeit auf 7 Minuten verkürzt, um die Messungen

besser zu koordinieren. Mit den vier passiven Instrumenten auf Aura werden hauptsächlich die Ozonschicht und die Luftqualität (bodennahes Ozon, Stickstoffdioxid, Aerosole) beobachtet.

CloudSat und CALIPSO wurden 2006 zusammen auf einer Rakete gestartet und in die Formation eingeordnet. Das Startfenster war an dem Tag nur eine Sekunde lang offen, was hohe Präzision erforderte. Die beiden Satelliten sind dicht hintereinander platziert und haben einen Abstand von 12,5 s oder 93,8 km. Dadurch wird eine übereinstimmende Abdeckung der Erdoberfläche durch die aktiven Messinstrumente Radar und Lidar von 90 % erreicht. PARASOL mit dem Polarimeter POLDER zur Messung von Wolken- und Aerosoleigenschaften wurde 2004 gestartet und flog etwa 30 s hinter CALIPSO. Am 2. Dezember 2009 wurde er als erster Satellit aus dem „A-Train“ entfernt, weil er nicht länger genug Treibstoff zum Anpassen an die Flugbahn hatte. Jedoch sollen in Zukunft neue Satelliten in den „A-Train“ eingekoppelt werden. Nach dem Fehlstart der OCO-Mission zur Messung von Kohlendioxid und anderen Treibhausgasen im Sommer 2009 soll der Ersatz OCO-2 im Jahr 2013 auf den Weg gebracht werden.

Die Satelliten im „A-Train“ tragen aktive und passive Instrumente und betrachten die Erde vom ultravioletten bis zum Mikrowellen-Spektralbereich. Die Vielfältigkeit der Wellenlängen verbunden mit unterschiedlichen Beobachtungsgeometrien sowie Abtastverfahren der Instrumente ergibt zusammengesetzte Informationen von einer Vielzahl von Klimagrößen.

Mit den Aqua-Instrumenten werden Temperaturprofile, Wasserdampfprofile und Niederschlag am Boden abgeleitet, welches wichtige Komponenten für den Wasserkreislauf sind. Weiterhin misst Aqua Wolkeneigenschaften, Aerosolkonzentration und Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre und damit wichtige Bestandteile der Strahlungsbilanz des Erde-Atmosphäre-Ozean-Systems. CloudSat's und CALIPSO's aktive Radar- und Lidar-Messungen bringen entlang eines schmalen Streifens die vertikale Information über Wolken und Aerosole zu den im breiteren Schwad (engl. „swath“) vorliegenden Aqua-Messungen. Polarimetermessungen von PARASOL im sichtbaren und infraroten Spektralbereich ermöglichen es, die Größe, Form und Orientierung und zum Teil die chemische Zusammensetzung von atmosphärischen Aerosolpartikeln zu erfassen. Die Messungen der vier Satelliten geben neue Informationen über die dreidimensionale Struktur der Wolken und Aerosole in der Erdatmosphäre. Damit ist es möglich, den Einfluss von Wolken und Aerosolen auf die globale Energiebilanz quantitativ zu berechnen. Im Folgenden wird auf die beiden aktiven Messgeräte und ihre Messungen näher eingegangen.

### 2.1.1 CloudSat-Radar

Radargeräte werden in der Meteorologie vielfältig benutzt, zum Beispiel als Wetterradar zur Bestimmung von Niederschlag, einschließlich Informationen zur Phase und

Tropfengrößenverteilung, sowie als Windprofiler und als Wolkenradar. Eine detaillierte Erläuterung zur Funktionsweise eines Wolkenradars ist im Beitrag 4 von PETERS und GÖRSDORF zu finden. Im Folgenden wird ein kurzer Überblick gegeben.

Allgemein senden Radare Pulse im Mikrowellenbereich aus, das heißt die Frequenz der Strahlung liegt im Bereich von 3 bis 300 GHz. Dies entspricht Wellenlängen von 10 cm bis 1 mm. Die elektromagnetischen Wellen werden in der Atmosphäre abgeschwächt. Dies geschieht einerseits durch Absorption und andererseits durch Streuung an Wolken- und Niederschlagströpfchen beziehungsweise -eisteilchen (allgemein als Hydrometeore bezeichnet), an Aerosolen sowie an Gasen, zum Beispiel Sauerstoff und Wasserdampf. Da diese Prozesse wellenlängenabhängig sind, werden elektromagnetische Wellen mit Wellenlängen im Millimeterbereich anders absorbiert und gestreut als zum Beispiel das sichtbare Licht. Um ideale Streueigenschaften zu erhalten, muss die Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung ein wenig größer als die größten zu beobachtenden Teilchen sein. Daher arbeiten Wetterradar und Wolkenradar in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen, nämlich im Zentimeterbereich für Niederschlagsereignisse und im Millimeterbereich für Wolkenparameter. Die verwendeten Frequenzen von Wolkenradargeräten liegen mit 33-35 GHz beziehungsweise 94-95 GHz in atmosphärischen Fenstern, in denen praktisch keine Gasabsorption auftritt und die Atmosphäre transparent für die Strahlung ist (siehe auch Abb. 1-1 im Beitrag 1 von CREWELL et al.).

An Bord von CloudSat befindet sich ein einziges wissenschaftliches Instrument, das „Cloud Profiling Radar“ (CPR, STEPHENS et al. 2008). Das CPR arbeitet mit einer Frequenz von 94 GHz. Die Radarpulse haben eine Länge von 3,3  $\mu$ s und werden mit einer nominellen Leistung von 1,7 kW bei einer Wiederholfrequenz von 4300 Hz ausgesendet. Die von den Hydrometeoren zurückgestreuten Signale werden von einer Antenne mit 1,85 m Durchmesser aufgefangen und dann hinsichtlich Intensität und Laufzeit ausgewertet. Die vertikale Auflösung der Messungen beträgt 500 m. Der Durchmesser des Radarstrahls beträgt am Boden etwa 1,3 km. Horizontal wird entlang des Radar-Querschnitts über eine Strecke von 1,7 km gemittelt.

Das gemessene CPR-Signal wird mit der Radargleichung beschrieben (siehe Beitrag 4 von PETERS und GÖRSDORF):

$$P_r(r) = P_t \frac{C}{r^2} \eta(r) T^2(r). \quad (1)$$

Dabei gilt:

- $P_r$  ist die empfangene Leistung an der Antenne.
- $P_t$  ist die ausgesandte Leistung des Radars.
- $C$  ist die Radarkonstante.
- $r$  ist der Abstand vom Radar zum reflektierenden Objekt.
- $\eta$  ist der Rückstreuquerschnitt pro Einheitsvolumen (Radarreflektivität).

- $T$  ist die atmosphärische Transmission zwischen Radar und Objekt.

Die atmosphärische Transmission (Dämpfung des Signals) geht quadratisch ein, da der Weg zweifach durchlaufen wird. Vor der Messung muss das Gerät kalibriert werden. Mit der Kalibrierung muss die Radarreflektivität gefunden werden, die die Radarmessung  $P_r$  wiedergibt. Dafür wird die Radargleichung umgeformt:

$$\eta'(r) = \frac{P_r(r)}{P_t} C' r^2, \tag{2}$$

wobei die Konstante  $C' = 1/C$  (mit der Einheit  $m^3$ ) und die gedämpfte Radarreflektivität  $\eta' = \eta T^2$  eingeführt wurden. Da der ausgesandte Puls kein geradliniger Strahl ist, sondern ein Pulsvolumen darstellt, enthält die Radargleichung auch geometrische Parameter und antennenspezifische Größen. Die Radarkonstante, die die gerätespezifischen Größen wie die Strahlöffnungsgröße und die Antennenwirkungsfläche berücksichtigt, kann zum Beispiel im Labor bestimmt werden. Es ist auch eine Kalibrierung mittels eines „Targets“ (Zielgebiets) bekannter

Reflektivität möglich. Beim Weltraum-Radar wird hierfür die Ozeanoberfläche genutzt. Aus der Radarreflektivität wird dann unter der Annahme von Rayleighstreuung (die Hydrometeore sind klein gegen die Radarwellenlänge) der Radarreflektivitätsfaktor bestimmt:

$$Z(r) = \frac{\lambda^4 \eta'(r)}{\pi^5 K^2}. \tag{3}$$

Der Radarreflektivitätsfaktor wird in  $mm^6/m^3$  angegeben. Die frequenzabhängige Refraktionskonstante  $K$ , die sich aus dem Brechungsindex von Wasser bzw. Eis berechnet, beträgt für Wasser bei 94 GHz und 10°C etwa 0,75. Oft wird der effektive Radarreflektivitätsfaktor  $Z_e$  angegeben, bei dem immer, unabhängig von den tatsächlich vorhandenen Hydrometeoren, die Rayleigh-Näherung und der Brechungsindex von Wasser eingesetzt werden. Aufgrund des großen Wertebereichs wird der Radarreflektivitätsfaktor logarithmisch zur Basis 10 als  $dBZ_e = 10 \log_{10} Z_e$  angegeben.

Exemplarisch ist in Abbildung 7-1 eine CPR-Messung des Radarreflektivitätsfaktors und eine daraus resultierende Wolkenmaske für den 1. April 2008 dargestellt.

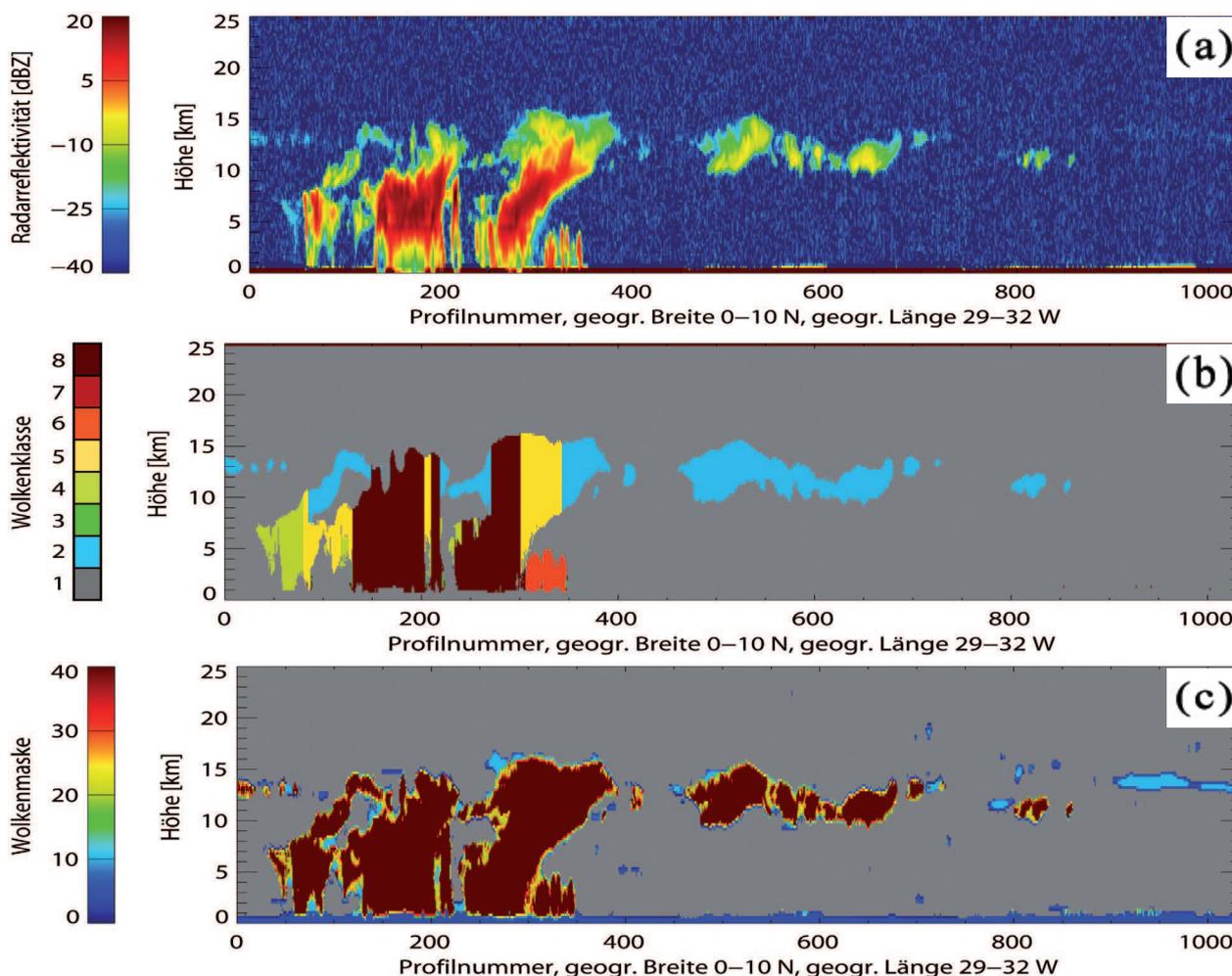


Abbildung 7-1: CloudSat-Messungen vom 1. April 2008, (a) Radarreflektivität und (b) Wolkenklassifizierung: keine Wolken (1), hohe Wolken (2), Altostratus (3), Alto cumulus (4), Strato cumulus/Stratus (5), Cumulus (6), Nimbostratus (7), hochreichende Konvektion (8). (c) Wolkenmaske. Die Daten werden vom „CloudSat Data Processing Center“ des „Cooperative Institute for Research in the Atmosphere der Colorado State University“ zur Verfügung gestellt, <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu>.

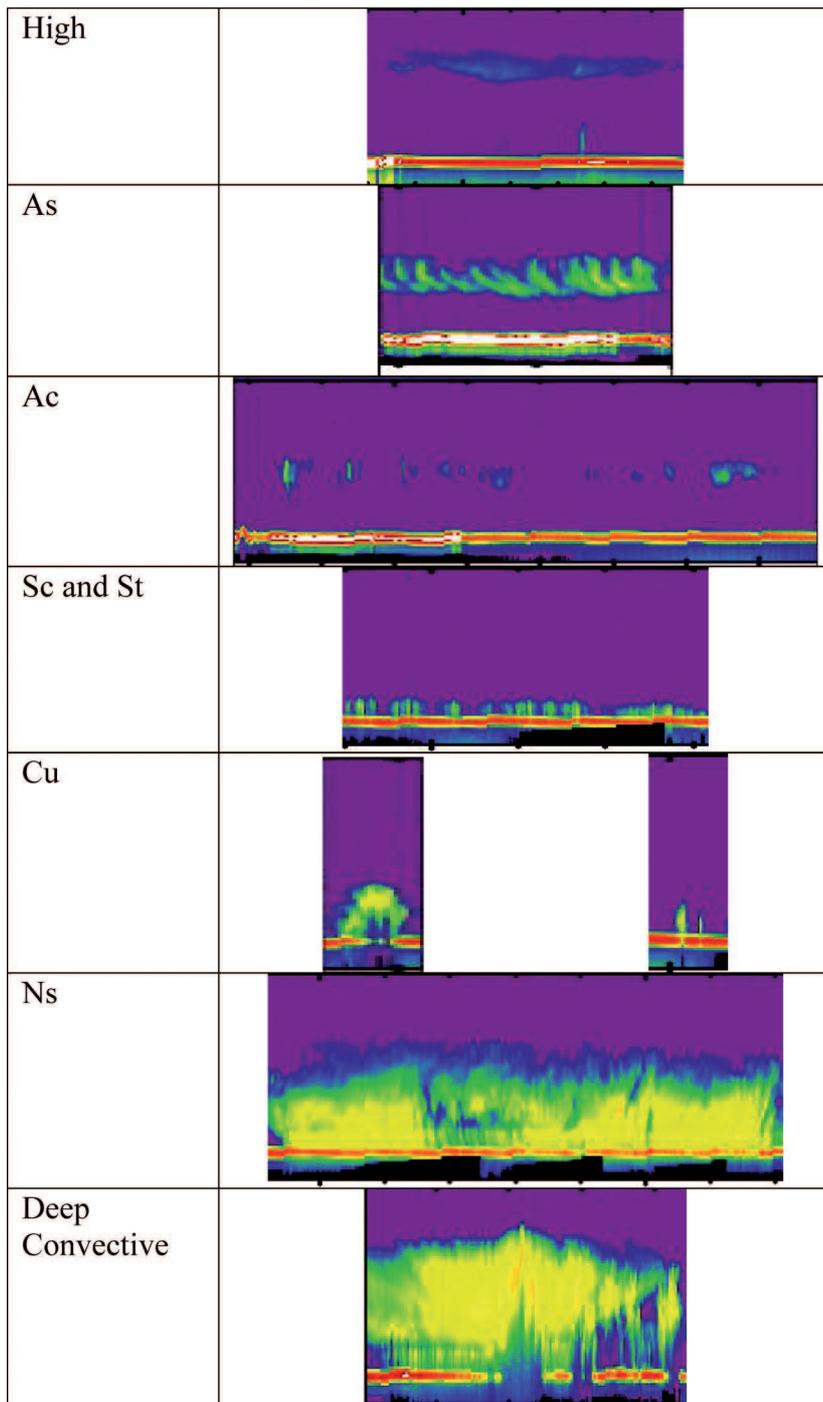


Abbildung 7-2: Typische Beispiele für unterschiedliche Wolkentypen als Zeit-Höhen-Schnitt der Reflektivität gemessen mit dem CPR. Die horizontale Achse ist entlang des CPR-Querschnitts und die vertikale Achse gibt die Wolkenhöhe an (aus CLOUDSAT PROJECT, 2007).

Die Höhe der Erdoberfläche ist durch ein starkes Signal erkennbar. Weiterführend wird aus den CPR-Messungen eine Wolkentypenklassifizierung abgeleitet. Die Klassifizierung unterscheidet in Cirrus (Ci), Altostratus (As), Altostratus (Ac), Stratus (St), Stratocumulus (Sc), Cumulus (Cu), Cumulonimbus (Cb) und Nimbostratus (Ns). Dabei basiert die Wolkentypenklassifizierung auf unterschiedlichen Schwellwerten für charakteristische Parameter, wie Wolkenhöhe, Wolkentemperatur, Maximum des Radarreflektivitätsfaktors und Auftreten von Niederschlag. Zur Veranschaulichung sind CPR-Messungen für die unterschiedlichen Wolkentypen in

Abbildung 7-2 gezeigt. Die Merkmale, die die Grundlage für die Unterscheidung der Wolkentypen in Klassen bilden, sind deutlich zu erkennen. Zum Beispiel erstrecken sich Ns- und Cb-Wolken von der Bodennähe bis zur oberen Troposphäre. Der Hauptunterschied der regnenden Wolken ist die Intensität des Niederschlags. Die Cb-Wolken haben im Vergleich zu den Ns-Wolken stärkeren Niederschlag, der sich aufgrund der starken Signalschwächung bei 94 GHz in einem schwachen Bodensignal zeigt. Ein anderer Unterschied zwischen den beiden Typen ist ihre vertikale Struktur und Bildung. Cb-Wolken sind mit starken Auf- und Abwinden verbunden. Dadurch ist die vertikale Verteilung der Hydrometeore in den Wolken verschieden. Cb-Wolken weisen üblicherweise dicht an der Wolkenobergrenze ein stärkeres Signal auf als Ns-Wolken.

### 2.1.2 CALIPSO-Lidar

Die ersten Lidar-Messungen aus dem Welt- raum wurden 1994 an Bord des Space Shuttle mit der LITE-Mission („Lidar In- space Technology Experiment“, MCCORMICK et al. 1993, WINKER et al. 1996) durchgeführt. Insgesamt konnten neun Tage lang vertikal hochaufgelöste Aerosolprofile und Wolkenhöhen mit hoher Genauigkeit bestimmt werden. Damit war eine neue Möglichkeit zum Erlangen von globalen vertikalen Profilen erfolgreich getestet worden. Erst neun Jahre später wurde mit dem Instrument GLAS auf IcesAT wieder ein Lidar in den Weltraum gebracht. Die Hauptaufgabe dieser Mission war die Bestimmung der Eishöhen an den Polkappen. Im Jahr 2006 folgte dann der Satellit CALIPSO mit dem Lidar CALIOP („Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization“) zur Detektion von hochaufgelösten, vertikalen Profilen von Wolken und Aerosolen. CALIOP nutzt einen Nd:YAG-Laser, der Lichtpulse bei den Wellenlängen 532 und 1064 nm mit einer Pulsenergie von jeweils 110 mJ emittiert. Das aus der Atmosphäre zurückgestreute Licht wird von einem Teleskop mit einem Durchmesser von einem Meter aufgefangen und mit Detektoren zeitaufgelöst gemessen. Die Pulswiederholrate des Lasers ist mit etwas mehr als 20 Hz so ausgelegt, dass entlang des Lidar-Querschnitts genau drei Profile pro Kilometer aufgenommen werden. Der Durchmesser des Laserstrahls am Erdboden beträgt etwa 70 m, und die Messungen erfolgen mit einer vertikalen Auflösung von 30-60 m. CALIOP hat drei Empfangskanäle: ein Kanal misst die Rückstreuung bei 1064 nm und zwei Kanäle detektieren die Rückstreuensignale bei 532 nm, die

parallel und senkrecht zur Polarisationsebene des ausgesandten Laserlichts polarisiert sind.

Entsprechend seiner hohen Auflösung bestimmt CALIOP die Höhe von Wolken und Aerosolschichten. Mittels der Polarisationsmessung ist eine Unterscheidung zwischen Eis- und Wasserwolken sowie zwischen Mineralstaub und anderen Aerosolen möglich. Hier macht man sich die Tatsache zunutze, dass linear polarisiertes Licht durch die Streuung an großen, nichtkugelförmigen Partikeln (Eiskristalle oder Mineralstaubteilchen) stark depolarisiert wird. Im Gegensatz dazu bleibt der Polarisationszustand bei der Streuung an Wassertropfchen oder kleinen, quasi-kugelförmigen Aerosolpartikeln erhalten. Des Weiteren wird das Intensitätsverhältnis des zurückgestreuten Lichts bei 532 und 1064 nm ausgewertet. Dieses so genannte Farbverhältnis (engl. „color ratio“) enthält Informationen über die Größe der streuenden Partikel. Während kleine Aerosolpartikel (Durchmesser <0,5 µm) das Licht bei kurzen Wellenlängen stärker streuen als bei langen, verursachen Streuer, die wesentlich größer als die Wellenlänge des Lichts sind, in etwa gleich starke Rückstreusignale bei den beiden Beobachtungswellenlängen. So lassen sich durch Kombination von Depolarisations- und Farbinformation auch verschiedene Aerosoltypen voneinander unterscheiden.

Das Lidar-Messprinzip ist dem Radar-Prinzip sehr ähnlich. Ein gepulster Laserstrahl wird ausgesandt und an Luftmolekülen und Partikeln wie Aerosol- und Wolkenpartikeln gestreut sowie an der Erdoberfläche reflektiert. Das am Teleskop empfangene Signal wird zeitaufgelöst aufgezeichnet, und aus der gemessenen Laufzeit des Lichts wird die Entfernung der Streuer ermittelt. Das gemessene Signal wird mittels der Lidargleichung beschrieben:

$$P_r(r) = P_t \frac{C}{r^2} \beta(r) T^2(r). \tag{4}$$

Dabei gilt:

- $P_r$  ist die Leistung des zurückgestreuten Lichts bei fester Wellenlänge.
- $P_t$  ist die ausgesandte Laserleistung.
- $C$  ist die Lidarsystemkonstante.
- $r$  ist der Abstand vom Lidar zum Streuer.
- $\beta$  ist der Rückstreukoeffizient (Streukoeffizient für Streuung unter 180°).
- $T$  ist die Transmission der Atmosphäre zwischen Lidar und Streuert.

Der Laserstrahl ist im Gegensatz zum Radarstrahl sehr gut kollimiert. In die Lidarsystemkonstante gehen daher nur die Pulslänge, die Fläche des Empfangsteleskops und die Transmissioneffizienz der Optik beziehungsweise die Effizienz der Nachweiselektronik ein. Die Konstante kann durch Kalibrierung im Labor bestimmt werden, ergibt sich in der Praxis aber meist durch Anpassung des Signals an das molekulare Rückstreusignal (Rayleighstreuung) in partikelfreien Höhenbereichen (in der

Regel oberhalb von 30 km). Der durch die Transmission gedämpfte Rückstreukoeffizient (engl. „attenuated backscatter“) berechnet sich dann wie folgt:

$$\beta'(r) = \beta(r) T^2(r) = \frac{P_r(r) r^2}{P_t C}. \tag{5}$$

Er enthält sowohl den Molekül- wie den Partikelstreuanteil, wobei der Molekülanteil bei 1064 nm wegen der Abnahme der Rayleighstreuintensität mit der vierten Potenz der Wellenlänge sehr gering ist. Der kalibrierte, gedämpfte Rückstreukoeffizient wird für die drei Empfangskanäle bestimmt,

$$\begin{aligned} \beta'_{532,\parallel}(r) &= \beta_{532,\parallel}(r) T_{532}^2(r) \text{ (parallele Komponente),} \\ \beta'_{532,\perp}(r) &= \beta_{532,\perp}(r) T_{532}^2(r) \text{ (senkrechte Komponente),} \\ \beta'_{1064}(r) &= \beta_{1064}(r) T_{1064}^2(r), \end{aligned} \tag{6}$$

und zusammen mit dem gedämpften Gesamtrückstreukoeffizient  $\beta'_{532}(r) = \beta'_{532,\parallel}(r) + \beta'_{532,\perp}(r)$ , dem Volumendepolarisationsverhältnis  $\delta(r) = \beta'_{532,\perp}(r) / \beta'_{532,\parallel}(r)$  und dem gedämpften Farbverhältnis  $\chi'(r) = \beta'_{1064}(r) / \beta'_{532}(r)$  den Nutzern als „Level 1“-Datensatz zur Verfügung gestellt.

In Abbildung 7-3 (a) ist als Beispiel ein Lidar-Querschnitt des vertikalen Profils des gedämpften Gesamtrückstreukoeffizienten bei 532 nm vom 15. April 2010 über einen Zeitraum von 20 Minuten gezeigt. In der Abbildung wird deutlich, dass bei Wasserwolken die Eindringtiefe begrenzt ist, sodass keine Information über darunter liegende Schichten gewonnen werden kann. Eine Szenenklassifizierung unterscheidet acht Klassen auf Basis der gemessenen Signalintensitäten und der oben beschriebenen Unterschiede in den Depolarisations- und Farbverhältnissen, siehe Abb. 7-3 (b).

Nachfolgend werden die als Wolken identifizierten Bereiche nach Wasser und Eis unterschieden und die als Aerosol eingestuft Bereiche werden den Typen maritimes Aerosol, Mineralstaub, verschmutzter Staub, Rauch, kontinental verschmutztes Aerosol und kontinentales Hintergrundaerosol zugeordnet. Anschließend werden weitere Produkte wie die reinen Partikelrückstreu- und Partikelextinktionsprofile berechnet und dem Nutzer in Form von „Level 2“-Datensätzen zur Verfügung gestellt. Dabei gehen Annahmen über das Verhältnis von Extinktions- zu Rückstreukoeffizient in Abhängigkeit vom Aerosol- und Wolkentyp in die Auswertung ein. Eine ausführliche Darstellung der verwendeten Algorithmen findet man in einem Sonderband des Journal of Atmospheric and Oceanic Technology aus dem Jahr 2009 (siehe <http://journals.ametsoc.org/page/CALIPSO>) mit einem einführenden Artikel von WINKER et al. (2009).

## 2.2 Ergebnisse von „A-Train“

Es gibt zahlreiche Arbeiten, die die Messungen des „A-Train“ benutzen. Ausführliche Auflistungen kön-

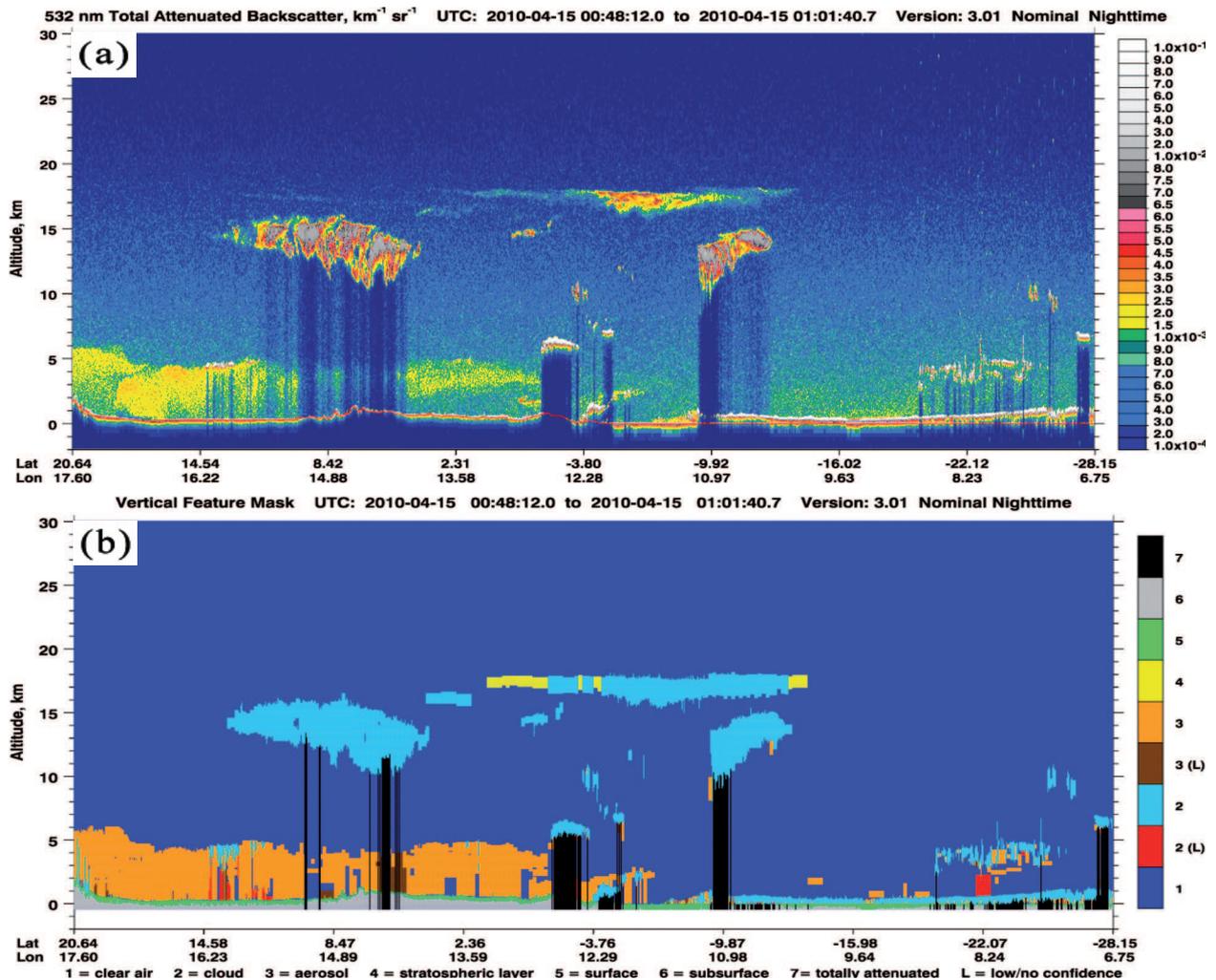


Abbildung 7-3: CALIOP-Messung vom 15. April 2010, (a) gedämpfter Gesamttrückstreuoeffizient bei 532 nm, (b) sogenannte Vertical Feature Mask. Die Daten werden vom „NASA Langley Atmospheric Science Data Center“ zur Verfügung gestellt, [http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/calipso/table\\_calipso.html](http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/calipso/table_calipso.html).

nen auf den jeweiligen Internetseiten der Instrumente gefunden werden. Nachfolgend möchten wir einige Beispiele nennen, die zwar nur eine kleine Auswahl darstellen können, aber schon einen Eindruck von der Vielfalt der Untersuchungen geben.

Die unterschiedlichen Instrumente im „A-Train“ bieten die Möglichkeit, Synergieverfahren zu entwickeln. Jedes Instrument hat seine Stärken und Schwächen. Zum Beispiel kann man mit dem Radar keine akkuraten Partikelgrößen bestimmen, besonders für kleine Partikel ist das Gerät nicht empfindlich genug. Dem gegenüber erkennt das Lidar sehr dünne Wolken besonders gut, ist aber begrenzt durch die Dämpfung des Signals an optisch dicken Wolken. Diese Eigenschaften wurden unter anderen genutzt, um ein synergetisches Verfahren zur Ableitung von Eispartikeleigenschaften aus CloudSat-, CALIPSO- und MODIS-Messungen zu entwickeln (DELANOË und HOGAN, 2010).

Aus der Stratosphärenforschung stammt das nächste Beispiel. Die Untersuchung ist eine Prozessstudie zur Auswirkung von hochreichender Konvektion in der Stratosphäre. Kommt es dabei zu einem Austausch von

Wasserdampf an der Tropopause? Hierfür wurden Messungen von MODIS, AMSU, CALIPSO und CloudSat untersucht (IWASAKI et al. 2010). Es gibt zwei Hypothesen. Die eine geht von einer Dehydrierung der Stratosphäre aus, die andere besagt, dass es zu einer Rehydrierung der unteren Stratosphäre durch hochreichende Konvektion kommt. Eine wichtige Rolle spielt dabei die Größe der Eispartikel. Große Eispartikel fallen aus und führen zur Austrocknung. Dagegen verbleiben kleinere Eispartikel in der unteren Stratosphäre und führen so zur Anfeuchtung. Mit Hilfe der abgeleiteten Eispartikelradien aus CALIPSO- und CloudSat-Messungen wurden für ein Fallbeispiel diese Phänomene untersucht. Das gewählte Beispiel unterstützte die Hypothese zur Rehydrierung der unteren Stratosphäre. Es wurden Eispartikel kleiner als  $20 \mu\text{m}$  und ein Eisgehalt von  $0,56 \text{ mg/m}^3$  gemessen. Das in die Stratosphäre reichende Volumen des konvektiven Systems wurde mit  $116 \text{ km}^3$  abgeschätzt, sodass sich ein Eintrag von Wasserdampf von 65 Tonnen ergibt.

Den Einfluss der Aerosole auf das Rückstreuverhalten der Wolken nachzuweisen, ist sehr schwierig und Gegenstand vieler Untersuchungen. In einer aktuellen Arbeit von COSTANTINO und BRÉON (2010) wurde nicht nur die Kor-

Instrumente	Eigenschaften	Wolken- und Aerosolprodukte
CPR	94-GHz Radar mit Doppler-Messung	Wolkenprofile, Flüssig- und Eiswasserprofil, Niederschlag, Vertikalbewegung in Wolken
ATLID	Lidar bei 355 nm mit 3 Kanälen (Rayleigh, Mie, Depolarisation)	Wolkenprofile hauptsächlich für die obere Atmosphäre, optische Dicke von Cirren und Aerosol sowie Aerosolprofile
MSI	Abbildendes Spektrometer mit 7 Kanälen im solaren und infraroten Spektralbereich	Land, Ozean und atmosphärische Produkte; wie Wolken, optische Dicke von Aerosol, Wolkenhöhe
BBR	Breitband-Spektrometer mit zwei Kanälen	Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre

Tabelle 7-2: Zusammenstellung der EarthCARE-Instrumente.

relation der Aerosolbelastung mit der Wolkentropfengröße betrachtet, sondern es wurden auch die Messungen von CloudSat und CALIPSO herangezogen, um die Position der Aerosolschichten relativ zu den Wolken zu erfassen. Dabei zeigte sich eine viel stärkere Abnahme des Wolken-tropfenradius bei Zunahme der Aerosolbelastung, wenn Aerosole und Wolken gemischt auftraten, als wenn klar getrennte Schichten vorlagen. Der Fokus der Studie lag dabei auf Stratocumulusbewölkung vor der namibischen Küste, die durch Aerosole aus Wald- und Steppenbränden beeinflusst wurde.

Ein weiterer Aspekt ist die Validierung von Klimamodellen mit Messungen. Hierzu wurde zum Beispiel das CALIPSO-Wolkenprodukt CALIPSO-GOCCP („GCM Oriented CALIPSO Cloud Product“, CHEPFER et al. 2010) für globale Klimamodelle (GCM) entwickelt. CALIPSO-GOCCP basiert auf einem Vorwärtsmodell, welches die diagnostische Wolkenbedeckung des Klimamodells benutzt, um die Messungen von CALIPSO zu simulieren. In einem weiteren Schritt können dann die simulierten CALIPSO-Messungen mit den wirklichen Messungen verglichen werden. Damit wurde die vertikale Verteilung der Wolkenbedeckung für hohe, mittlere und niedrige Wolken evaluiert.

### 3 EarthCARE

CloudSat und CALIPSO waren für eine Missionsdauer von mindestens 22 Monaten ausgelegt und befinden sich nun seit fast fünf Jahren im Dienst. Um ähnliche Messungen auch in Zukunft weiterzuführen, sind neue Missionen vonnöten. Dabei wird EarthCARE eine wichtige Rolle spielen.

EarthCARE (Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer) ist die sechste Earth-Explorer-Mission der ESA im Rahmen ihres Erderkundungsprogramms „Living Planet“ und wird in Zusammenarbeit mit der japanischen Welt-raumagentur JAXA entwickelt. Im Fokus von EarthCARE stehen Wolken und Aerosole sowie deren Einfluss auf die

atmosphärische Strahlung. EarthCARE soll unter Anderem vertikale Profile von natürlichen und anthropogenen Aerosolen erstellen, die Verteilung von Wasser und Eis und deren Transport in Wolken erfassen sowie die Zusammenhänge von Wolken und Niederschlägen und deren Auswirkungen auf die Strahlungsbilanz untersuchen. Der rund 1,7 Tonnen schwere Satellit soll im Jahr 2016 ins All starten. Drei Jahre lang soll EarthCARE seine Messungen von einer polaren Umlaufbahn in rund 400 Kilometern Höhe vornehmen. Die Nutzlast besteht aus vier Instrumenten: ein Aerosol- und Wolkenlidar (ATLID), ein Breitbandradiometer (BBR) und ein abbildendes Spektrometer (MSI), die von der ESA entwickelt werden, sowie ein von der JAXA gebautes Wolkenradar (CPR, siehe Tab. 7-2). Im Gegensatz zum „A-Train“ befinden sich bei EarthCARE also alle Instrumente auf einer Plattform. Die Beobachtungsgeometrie ist genau abgestimmt. Damit wird die Entwicklung von komplexeren synergetischen Verfahren, die auf der direkten Zusammenführung der von verschiedenen Instrumenten im gleichen Volumen gemessenen Signale beruhen, möglich, um beispielsweise Wolkeneigenschaften mittels Radar, Lidar und dem abbildenden Spektrometer zu bestimmen.

Insbesondere die aktiven Instrumente auf EarthCARE werden auch einen technologischen Fortschritt gegenüber dem „A-Train“ darstellen. Das Lidar ATLID ist kein konventionelles Rückstreulidar wie CALIOP, sondern ein so genanntes High Spectral Resolution Lidar (HSRL), also ein spektral hochauflösendes Lidar. Es erlaubt, mit Hilfe eines Interferometers, die Trennung des durch den Dopplereffekt verbreiterten Rayleighstreuungsspektrums vom schmalen Partikelrückstreuspektrum (Moleküle bewegen sich viel schneller als Partikel). Aus dem Rayleighrückstreusignal, für das der Rückstreukoeffizient  $\beta(r)$  in der Lidargleichung (4) bekannt ist, kann direkt das Transmissionsprofil  $T(r)$  bestimmt werden. Mit dem Lambert-Beer-Gesetz

$$T(r) = \exp[-\tau(r)] = \exp\left[-\int_0^r \alpha(r') dr'\right] \tag{7}$$

folgt daraus das Profil der optischen Dicke  $\tau(r)$  und des Ex-tinktionskoeffizienten  $\alpha(r)$ . Ist  $T(r)$  bekannt, kann aus dem

Partikelrückstreusignal auch direkt der Partikelrückstreukoeffizient berechnet werden. Der Umweg über den gedämpften Rückstreukoeffizienten entfällt, und das Verhältnis von Extinktions- und Rückstreukoeffizient, über das beim konventionellen Rückstreulidar Annahmen gemacht werden müssen, wird mit dem HSRL direkt gemessen. Diese Messgröße wird auch als Lidarverhältnis bezeichnet und zeigt charakteristische Werte für bestimmte Streuer. Es kann daher zur Klassifizierung von Aerosolen und zur Unterscheidung von Aerosolen und Wolken herangezogen werden. Hierzu wird außerdem, wie bei CALIOP, noch die Depolarisation des Rückstreulichts gemessen.

Da ein HSRL die Rayleighstreuung ausnutzt und die Rayleighstreuintensität umgekehrt proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge ist, werden möglichst kurze, aber nicht in der Atmosphäre absorbierte Wellenlänge benutzt. ATLID emittiert deshalb die frequenzverdreifachte Strahlung des Nd:YAG-Lasers bei 355 nm. Da EarthCARE wesentlich niedriger als CALIPSO fliegen wird – es sei daran erinnert, dass die Signalintensität mit dem Quadrat der Entfernung zum Messobjekt abnimmt –, genügen eine Laserpulsenergie von 20 mJ bei einer Pulswiederholrate von 74 Hz und ein Teleskopdurchmesser von 0,6 m, um ähnlich starke Signale wie mit CALIOP zu erhalten. ATLID wird mit einer vertikalen Auflösung von 100 m messen und Profile im horizontalen Abstand von 100 m aufnehmen, wobei der Strahldurchmesser am Boden etwa 20 m ist. An Bord werden jeweils zwei Signale gemittelt, sodass die horizontale Auflösung der gelieferten Daten 200 m beträgt.

Das Wolkenradar von EarthCARE misst wie das CloudSat CPR bei einer Frequenz von 94 GHz. Es wird als erstes Weltraumlidar auch die Dopplerverschiebung der Radarsignale (aus der Phasenverschiebung zweier aufeinander folgender Signale) aufnehmen, die die Information über die Vertikalgeschwindigkeit der streuenden Hydrometeore enthält. Auf diese Weise lassen sich konvektive Bewegungen in Wolken studieren oder Sedimentationsgeschwindigkeit fallender Kristalle und Wolkentropfen, und damit auch Niederschlagsraten, bestimmen. Das Radar emittiert eine Leistung von 1,5 kW. Die Pulswiederholfrequenz kann zwischen 6100 und 7200 Hz gewählt werden. Der Durchmesser der Antenne beträgt 2,5 m. Mit diesen Parametern wird eine wesentlich höhere Sensitivität gegenüber CloudSat erreicht. Die vertikale Auflösung der Messung beträgt 500 m. Horizontal wird über eine Länge von 800 m gemittelt, wobei der effektive Durchmesser des Radarstrahls an der Erdoberfläche, und damit auch die Breite des abgetasteten Volumens entlang des Radar-Querschnitts, etwa 500 m beträgt.

Der „Multispectral Imager“ – das erste passive System an Bord von EarthCARE – ermöglicht zusätzlich zu den aktiven Systemen die Charakterisierung der Atmosphäre durch ein horizontales (150 km breites) Abbild von Wolken- und Aerosoleigenschaften. Durch die Synergie der aktiven und passiven Messungen wird es möglich sein,

die Wolken- und Aerosoleigenschaften in einer ersten Näherung dreidimensional darzustellen. Diese wiederum erlauben die Abschätzung der Strahlungsflüsse in der Atmosphärensäule. Das zweite passive System ist das Breitbandradiometer (BBR), welches die Strahlungsflussdichten am Oberrand der Atmosphäre erfassen wird und somit die Charakterisierung des Strahlungsfelds komplettiert.

Die geplante, sehr umfangreiche Produktliste von EarthCARE, die den Nutzern zur Verfügung gestellt wird, umfasst neben den Parametern, die aus den Messungen der einzelnen Instrumente gewonnen werden, eine ganze Reihe von synergetischen Größen, die sich aus der Kopplung der Instrumente ergeben. Hierzu gehören beispielsweise eine synergetische Wolken-Aerosol-Niederschlags-Maske für den gemeinsamen Lidar-Radar-Querschnitt entlang der Satellitenflugbahn, Eiskristallgrößen, die sich aus der Kombination von Lidar- und Radarsignalen ergeben, oder spektral aufgelöste optische Dicken des Aerosols aus den korrelierten ATLID- und MSI-Messungen. Die entsprechenden Algorithmen sind zum großen Teil neu und befinden sich derzeit noch in der Entwicklung.

#### 4 Zusammenfassung und Ausblick

Die aktive Fernerkundung von Wolken, Aerosolen und Niederschlag aus dem Weltraum eröffnet neue, globale Perspektiven für die Klima- und Wetterforschung. Durch die Kombination von aktiven Instrumenten, die Signale senden und empfangen, und passiven Instrumenten, die nur Signale empfangen, erhält man hochaufgelöste vertikale Profile verbunden mit horizontalen Informationen. Zusammen erfassen die Instrumente das System Atmosphäre–Erde in einem Wellenlängenbereich von der ultravioletten bis zur Mikrowellenstrahlung. Dieses weite Spektrum im Zusammenspiel mit verschiedenen Beobachtungsgeometrien und Abtastmethoden bietet eine Vielzahl von Informationen zu einer großen Auswahl von Klimagrößen. Die Synergie der Daten führt zu einem dreidimensionalen Bild von Wolken, Aerosolen und Niederschlag in der Atmosphäre. Damit können Wissenschaftler quantitative Berechnungen durchführen und verbesserte Aussagen darüber treffen, wie Wolken und Aerosole die Energiebilanz des Systems Atmosphäre–Erde beeinflussen. Dies wird in Zukunft sowohl zu einem verbesserten System- und Prozessverständnis führen, als auch einen wichtigen Einfluss auf die Verbesserung von Klimavorhersagen und auch Wettervorhersagen haben.

#### Literatur

- ALBRECHT, B. A., 1989: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science* **245**, 1227-1230.
- CHEPFER, H., S. BONY, D. WINKER, G. CESANA, J. L. DUFRESNE, P. MINNIS, C. J. STUBENRAUCH, S. ZENG, 2010: The GCM Oriented CALIPSO Cloud

- Product (CALIPSO-GOCCP). *J. Geophys. Res.* **115**, D00H16.
- COSTANTINO, L., F.-M. BRÉON, 2010: Analysis of aerosol-cloud interaction from multi-sensor satellite observations. *Geophys. Res. Lett.* **37**, L11801.
- CLOUDSAT PROJECT, 2007: A NASA Earth System Science Pathfinder Mission, Level 2 Cloud Scenario Classification Product Process Description and Interface Control Document. <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/dataICDlist.php?go=list&path=/2B-CLDCLASS>.
- DELANOË, J., R. J. HOGAN, 2010: Combined Cloud-Sat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *J. Geophys. Res.* **115**, D00H29.
- FORSTER, P., V. RAMASWAMY, P. ARTAXO, T. BERNTSEN, R. BETTS, D. W. FAHEY, J. HAYWOOD, J. LEAN, D. C. LOWE, G. MYHRE, J. NGANGA, R. PRINN, G. RAGA, M. SCHULZ, R. VAN DORLAND, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K. B. AVERYT, M. TIGNOR, H. L. MILLER (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- HEINTZENBERG, J., R. J. CHARLSON (ed.), 2009: *Clouds in the Perturbed Climate System: Their Relationship to Energy Balance, Atmospheric Dynamics, and Precipitation*. Massachusetts Institute of Technology and the Frankfurt Institute for Advanced Studies, The MIT Press, 597 pp.
- IWASAKI, S., T. SHIBATA, J. NAKAMOTO, H. OKAMOTO, H. ISHIMOTO, H. KUBOTA, 2010: Characteristics of deep convection measured by using the A-train constellation. *J. Geophys. Res.* **115**, D06207.
- MCCORMICK, M. P., D.M. WINKER, E.V. BROWELL, J.A. COAKLEY, C.S. GARDNER, R.M. HOFF, G.S. KENT, S.H. MELFI, R.T. MENZIES, C.M.R. PLATT, D.A. RANDALL, J.A. REAGAN, 1993: Scientific investigations planned for the Lidar In-space Technology Experiment (LITE). *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **74**, 205-214.
- STEPHENS, G. L., 1999: Radiative effects of clouds and water vapour. *Global Energy and Watercycles*, K. A. BROWING und R. J. GURNEY (ED.). Cambridge University Press, 71-90.
- STEPHENS, G. L., D. G. VANE, R. J. BOAIN, G. G. MACE, K. SASSEN, Z. WANG, A. J. ILLINGWORTH, E. J. O'CONNOR, W. B. ROSSOW, S. L. DURDEN, S. D. MILLER, R. T. AUSTIN, A. BENEDETTI, C. MITRESCU, THE CLOUDSAT SCIENCE TEAM, 2002: The Cloudsat mission and the A-Train, A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **83**, 1771-1790.
- STEPHENS, G. L., et al., 2008: CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation. *J. Geophys. Res.* **113**, D00A18.
- TWOMEY, S. 1977: The influence of pollution on the short wave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.* **34**, 1149-1152.
- WINKER, D. M., R. H. COUCH, M. P. MCCORMICK, 1996: An overview of LITE: NASA's lidar in-space technology experiment. *Proc. of the IEEE* **84**, 164-180.
- WINKER, D.M., M. A. VAUGHAN, A. OMAR, Y. HU, K. A. POWELL, Z. LIU, W. H. HUNT, S. A. YOUNG, 2009: Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **26**, 2310-2323.