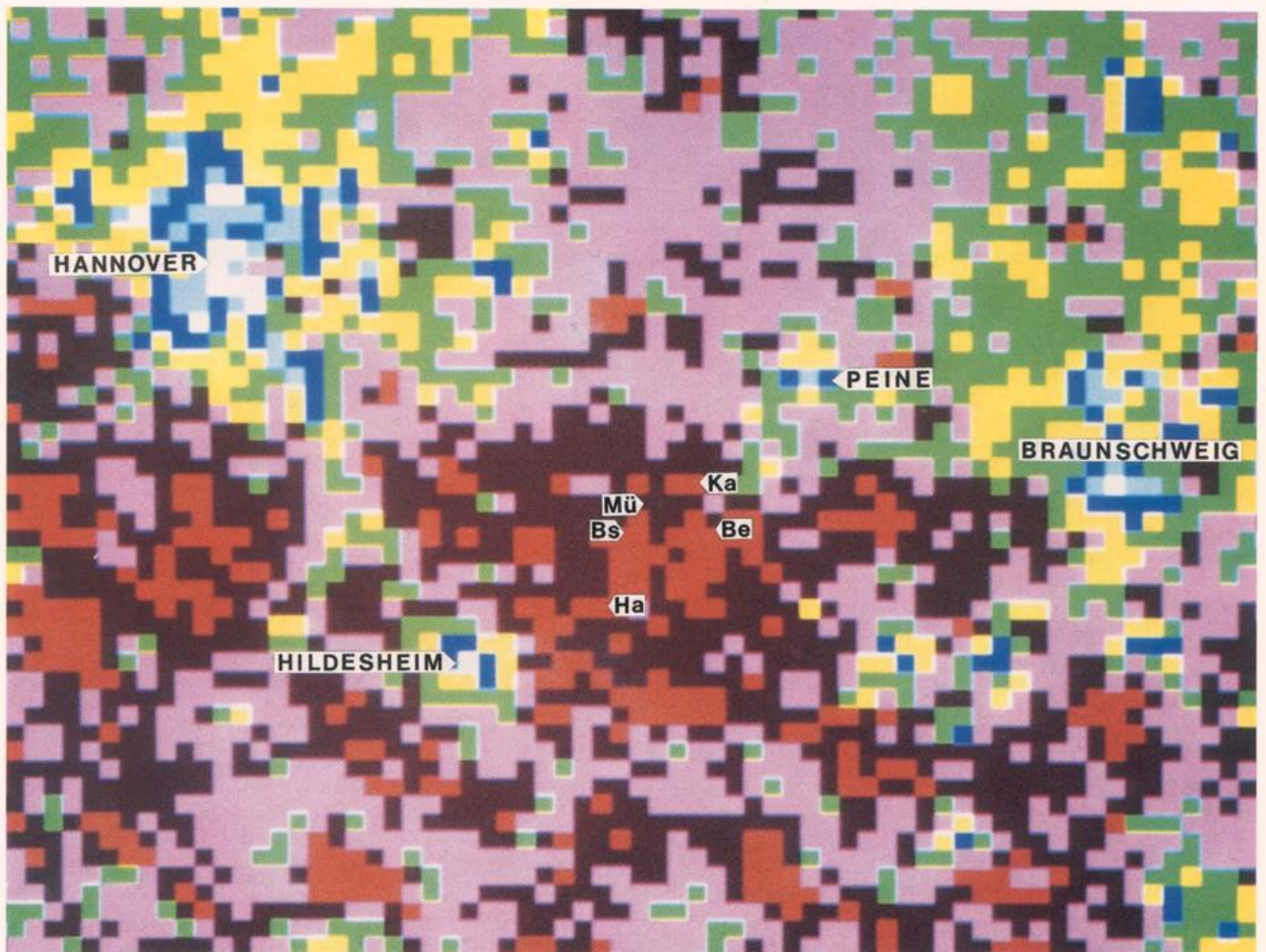


## Fernerkundung in der Meteorologie I



0.56 0.49 0.42 0.35 0.28 0.21 0.14

**Herausgeber**

Deutscher Wetterdienst

**Hauptschriftleiter**

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

**Redaktionsausschuß**

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)

Prof. Dr. H. Graßl (Hamburg)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)

Dr. H. Relser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Langen/Hess.)

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

**Zum Titelbild:**

Das Bild zeigt den Vegetationsindex (NDVI), hergestellt aus den NOAA-AVHRR-Daten vom 6. Juli 1989 für das Gebiet des Landoberflächen-Experimentes Hildesheimer Börde (HIBE). Die Auflösung liegt etwas über 1 km<sup>2</sup>. Die Städte Hannover, Braunschweig, Peine und Hildesheim und einige kleinere Siedlungen fallen durch sehr geringe Werte (0-0.25) des Vegetationsindex deutlich auf. Im Kerngebiet mit Indices über 0.5 sind Positionen durch kleine Pfeile gekennzeichnet, an denen im Jahre 1989 verschiedene Gruppen detaillierte Vergleichsmessungen mit festen Meßanordnungen am Boden vorgenommen haben. Die daran beteiligten Gruppen sind Karlsruhe (Ka), München (Mü), Braunschweig (Bs), Berlin (Be) und Hannover (Ha). Zusätzlich haben weitere Gruppen in dem Gebiet von etwa 25 km<sup>2</sup> Ausdehnung Erhebungen über Vegetations- und Bodeneigenschaften durchgeführt. Vegetationsindex-Stufen von 0.07 sind jeweils durch andere Farben gekennzeichnet (s. Farbkil). Nur die erste Stufe (weiß) ist doppelt so groß und reicht von 0 bis 0.14. Das Titelbild ist gleichzeitig Abbildung 7 im Beitrag 7.

pro **met** erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes - Zentralamt - Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 36,-, Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-. Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck; Weppert GmbH & Co. KG,  
8720 Schweinfurt,  
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

## Meteorologische Fortbildung

20. Jahrgang, Heft 3/4, 1990

Thema des Heftes:

**Fernerkundung in der Meteorologie I**

(Fachliche Redaktion: M. E. Reinhardt, D. Lorenz, Weßling/Obb.)

Beiträge	Seite
Zur Einführung	73
D. LORENZ	
1 Fernerkundung in der Meteorologie: Grundlagen, Methoden, Anwendungen, Probleme	74
V. ZWATZ-MEISE	
2 Das Satellitenbild in der Synoptik: neue Ergebnisse	77
K.-T. KRIEBEL	
3 Wolkenanalyse mit Satellitendaten	86
J. SCHMETZ	
4 Windfelder aus der Verlagerung von Wolken in Satellitenbildern	91
P. KOEPKE	
5 Fernerkundung von Aerosolpartikeln vom Satelliten aus	96
F.-S. OLESEN, P. SCHLÜSSEL	
6 Passive Verfahren zur Vertikalsondierung	100
H.-J. BOLLE	
7 Vegetationsindices	105
K. STRÜBING	
8 Fernerkundung von Meereis	114
<b>Institute stellen sich vor</b>	
Das GKSS-Forschungszentrum Geesthacht (H. F. CHRISTIANSEN)	121
<b>Blick zurück</b>	
Johann Jakob Hemmer (1733-1790), zum 200. Todestag des pfälzischen Physikers und Meteorologen (A. CAPPEL)	123
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen 1989	126
Buchbesprechungen - Neuerscheinungen	128
Vorausschau Tagungen	3. Umschlagseite

## 20 Jahre Promet - meteorologische Fortbildung

Mit diesem Heft schließt die Zeitschrift Promet - meteorologische Fortbildung ihren 20. Jahrgang ab. In 20 Jahren haben eine große Zahl von Autoren und Fachredakteuren sowie drei Schriftleiter ihren Beitrag zum Erfolg der Zeitschrift geleistet. Viele Themen konnten behandelt werden, in den letzten Jahren auch einige sehr komplexe Themen, für die sogar Doppelhefte nicht ausreichten. Auch in der Zukunft kann man nicht ausschließen, daß gelegentlich mehr als zwei Nummern für die ausführliche Darstellung eines Themas benötigt werden. Dreifachhefte mit fast 100 Seiten Inhalt sollen aber Ausnahmen bleiben.

Die rasche Entwicklung der Physik und der Chemie der Atmosphäre und ihrer vielseitigen Anwendungsgebiete machte Promet zu einer in der Meteorologenschaft unentbehrlichen Quelle von Informationen. Das Konzept, ein Thema in Einzelbeiträgen möglichst umfassend und aktuell zu behandeln, erwies sich als vorteilhaft für die Fortbildung und fand auch bei Lesern aus anderen Fachgebieten sowie bei Meteorologen im Ausland Anerkennung. Im allgemeinen Teil, den man am Schluß eines Heftes findet, soll die meteorologische Praxis im Vordergrund stehen.

Aus Anlaß des 20. Jahrgangs der Zeitschrift danke ich allen Beteiligten, den Autoren, den Fachredakteuren, dem Redaktionsausschuß und den Schriftleitern für die geleistete Arbeit. Ich bin sicher, daß auch in Zukunft in der Meteorologenschaft die Bereitschaft bestehen bleibt, an dieser Zeitschrift mitzuwirken.

Dr. H. Reiser, Präsident des Deutschen Wetterdienstes

## Thema des Heftes: Fernerkundung in der Meteorologie I

### Zur Einführung

Das vorliegende 'promet'-Heft weicht in seiner Thematik von der üblichen fachbezogenen Inhaltsform ab und stellt dafür die verschiedenen Verfahren, mit denen meteorologische Themen bearbeitet werden, in den Mittelpunkt der Betrachtungen.

Dies hat seinen guten Grund. Meteorologische Fortbildung im Sinne von 'promet' muß von Zeit zu Zeit „Inventur machen“, die verstreuten Themen sammeln, ordnen, aktualisieren und dann möglichst konzentriert und übersichtlich darstellen. So wurde vom 'promet' Redaktionsausschuß die Anregung gegeben, das Thema „Fernerkundung in der Meteorologie“ zum Gegenstand eines Heftes zu machen, weil zwar eine ganze Reihe von Aufsätzen in verschiedenen Heften Fernerkundungsmethoden und -ergebnisse beschreiben, eine systematische Übersicht aber fehlt. Die zunehmende Aktualität der Fernerkundung ist unbestritten; ohne Fernerkundung, vor allem von Satelliten aus, wären viele Ergebnisse und Erkenntnisse in der Meteorologie nicht denkbar.

Fernerkundung ist kein eigenständiges Teilgebiet der Meteorologie. Sie gehört vielmehr mit ihren Meßmethoden zu vielen verschiedenen Bereichen. Eine ganze Reihe von Fernerkundungsverfahren wurden, wie erwähnt, in 'promet' bereits behandelt, so z. B. die RADAR-Flächenniederschlagsmessung im Rahmen des Hydrometeorologieheftes (2/3 '86) und die Ozonfernerkundung im Rahmen der Ozonhefte (4 '86 und 1/2 '87). In das vorliegende und das nächste Heft wurden nur die in 'promet' noch nicht behandelten Methoden aufgenommen, wobei allerdings aus Aktualitätsgründen nur die ab 1983 erschienenen Beiträge berücksichtigt sind. In dem einführenden Aufsatz (Beitrag 1) wird auf diese verwiesen.

Etwas schwierig war die Frage der Aufgliederung des Themas. Eine solche hätte nach den zu erfassenden Meßobjekten, nach den Meßgrößen und nach den Meßmethoden vorgenommen werden können. Für die Reihenfolge der Beiträge wurde den Methoden und deren Anwendungen der Vorzug gegeben, weil die meisten Autoren eher mit einer bestimmten Methode vertraut sind als mit allen Fernerkundungsmöglichkeiten für eine bestimmte Meßgröße. Die Aufteilung nach Meßobjekten und Meßgrößen findet sich aber zusätzlich in einer Tabelle von Beitrag 1.

Das vorliegende Doppelheft enthält die Beiträge 1 bis 8 mit einem einführenden Aufsatz und sieben Beiträgen, die sich mit passiven Fernerkundungsmethoden im optischen Bereich befassen, d. h. mit Anwendungen im kurz- und langwelligen Spektralbereich. Die ersten fünf haben die Atmosphäre einschließlich der Wolken zum Gegenstand, die beiden restlichen die Erd- bzw. Meeresoberfläche. Dabei geht es fast ausschließlich um den Einsatz von Satelliten, ein Zeichen dafür, in welchem starkem Maß die Weltraumtechnik die Fernerkundung beeinflußt. Ein zweites Doppelheft (1/2 '91) wird die passiven optischen Methoden mit drei weiteren Beiträgen abschließen und sich dann den aktiven Methoden im gleichen Spektralbereich zuwenden. Anschließend werden passive und aktive Mikrowellenverfahren behandelt. Den Abschluß wird ein Beitrag zu akustischen Verfahren bilden. Die aus dieser Übersicht erkennbare Aufgliederung war allerdings nicht durchgehend zu verfolgen, da kombinierte Verfahren, wie die für die passive Vertikalsondierung der Atmosphäre (Beitrag 6), sowohl den optischen als auch den Mikrowellenbereich des Spektrums nutzen. Meßgrößen, wie die Strahlungsbilanz (Beitrag 11 im folgenden Heft), haben sich mit der Erdoberfläche und der Atmosphäre zu befassen. Trotzdem dürfte die Übersichtlichkeit aber gewahrt sein.

M. E. Reinhardt, D. Lorenz

# 1 Fernerkundung in der Meteorologie: Grundlagen, Methoden, Anwendungen, Probleme

## 1 Einleitung

Genau genommen, war es schon meteorologische Fernerkundung, als die Menschen die Wolken beobachteten, deren Menge feststellten, die Formen analysierten, die Höhe über dem Boden sowie Zugrichtung und Geschwindigkeit abschätzten. Das galt erst recht, als man daran ging, diese Erscheinungen fotografisch festzuhalten und Aufnahmen zur photogrammetrischen Auswertung anzufertigen. Da sprach allerdings in der Meteorologie noch niemand von Fernerkundung. Diese Bezeichnung fand wohl erst etwa im Zeitalter der künstlichen Satelliten allgemeinen Eingang.

Wenn die Fernerkundung hier auf einem ihrer Anwendungsgebiete, eben dem der Meteorologie, betrachtet werden soll, so stellt sich natürlich zuerst die Frage, was *soll* und was *kann* aus der Entfernung, aus der Ferne erkundet werden, wobei gerade in der Meteorologie der quantitative Effekt in Form einer Fernmessung im Vordergrund steht. Die nächsten Fragen sind dann, welche Methoden lassen sich dazu nutzen und welche Anforderungen sind an diese zu stellen, welche Träger kommen für die entsprechenden Geräte in Frage und welche Probleme ergeben sich bei der Anwendung der diversen Fernerkundungsmethoden. Und schließlich ist auch zu betrachten, in welchem Verhältnis fernerkundete Daten zu den mit herkömmlichen In-situ-Methoden gewonnenen stehen. Am Anfang muß aber zunächst einmal das *Wie* erörtert werden.

## 2 Grundsätzliches

Im Gegensatz zur direkten, der In-situ-Messung, bei der das Meßelement unmittelbar mit dem Meßobjekt in Berührung kommt (z. B. das Thermometer mit der Luft oder dem Wasser), braucht man bei der Fernerkundung ein Medium für die Übertragung der Information. In den meisten Fällen ist das die elektromagnetische Strahlung in einem weiten Bereich, vom Ultravioletten über das Sichtbare, das Infrarot und die Mikrowellen bis hin zu den von Fernsehen und Rundfunk genutzten Wellenlängen. Ihr großer Vorteil ist, daß sie sich im Vakuum ausbreiten kann. Das heißt, sie benötigt für ihre Ausbreitung kein Material in Form von Gasen, Flüssigkeiten oder festen Körpern, wie z. B. der Schall, der in der Fernerkundung ebenfalls eine, wenn auch untergeordnete, Rolle spielt.

Das Objekt der meteorologischen Fernerkundung ist offensichtlich: die Atmosphäre in ihrer Gesamtheit mit all ihren gasförmigen, flüssigen wie auch festen Bestandteilen, sowie deren irdische Begrenzung in Form von Boden- und Wasseroberflächen.

Die elektromagnetische Strahlung nutzt man in der Fernerkundung in zweierlei Weise. Zum einen empfängt man die Strahlung, die die zu untersuchenden Gegenstände entweder selbst aussenden (z. B. die thermale Eigenstrahlung von Wolken, der Atmosphäre oder der Erdoberfläche)

oder aber reflektierte Sonnenstrahlung (z. B. die an Wolken oder der Erde reflektierte kurzwellige Strahlung), d. h. man verwendet passive Verfahren. Zum anderen sendet man gezielt Strahlung aus und empfängt deren reflektierten oder zurückgestreuten Anteil. Radar und Lidar sind die bekanntesten dieser aktiven Fernerkundungsmethoden. Auch die akustische Fernerkundung wird mit aktiven Verfahren betrieben.

Geht es um die Fernerkundung der Erdoberfläche, so kann hierfür sowohl remittierte als auch emittierte Strahlung benutzt werden. Man muß allerdings die Wellenlängenbereiche auswählen, in denen die Atmosphäre weitgehend durchlässig ist, d. h. mit der Strahlung nicht in Wechselwirkung tritt. Das läßt sich natürlich nur zu einem gewissen Grad erreichen; deshalb müssen die verbleibenden Wechselwirkungen mit der Atmosphäre durch Korrekturverfahren berücksichtigt werden. Bei der Erkundung der Atmosphäre kommt es dagegen gerade auf diese Wechselwirkung an, d. h. man muß hier Wellenlängen benutzen, in denen atmosphärische Absorption und Emission oder Streuung auftreten. Da die Atmosphäre im Gegensatz zur Erdoberfläche ein räumliches Gebilde ist, müssen bei ihrer Erkundung vielfach Signale aus unterschiedlichen *Tiefen* des Raums empfangen werden. Das setzt bei den passiven Verfahren unterschiedliche Wellenlängenbereiche voraus, in denen die Atmosphäre mehr oder weniger emittiert, remittiert oder streut, d. h. man muß hier in der Regel multispektral arbeiten. Bei den aktiven Verfahren sind dagegen Laufzeitverfahren üblich.

Der Einsatz von Fernerkundungsverfahren erfolgt stationär und beweglich vom Boden aus, mit Luftfahrzeugen und heutzutage vor allem aus dem Weltraum. Dabei wird meist nicht nur in eine feste Richtung gemessen, sondern es wird die Erdoberfläche oder die Atmosphäre abgetastet. In der Atmosphäre muß dabei die Hauptmeßrichtung nicht vertikal sein, sie kann auch in der Horizontalen liegen, wie z. B. bei den Horizont-Sondierungen der hohen Atmosphäre aus dem Weltraum.

## 3 Methoden, Anwendungen und Probleme

Methoden und Anwendungen der Fernerkundung in der Meteorologie gibt es in großer Zahl. Entsprechend ihrer Bedeutung sind viele von ihnen bereits in *promet* behandelt worden. Deshalb beschränken sich die Beiträge dieses und des folgenden Hefts im wesentlichen auf die noch nicht behandelten Methoden bzw. die Ergänzung bereits früher behandelter.

Eine Gesamtübersicht über die heute üblichen Fernerkundungsmethoden mag Tabelle 1 vermitteln. In ihr sind, aufgegliedert nach den Meßobjekten *Atmosphäre, Boden, Meer* und *Gesamtsystem von Erde und Atmosphäre*, die Methoden für die einzelnen Meßgrößen aufgeführt. Sie werden charakterisiert durch ein Stichwort sowie durch die Angabe, ob es sich um ein passives oder ein aktives

**Tab. 1: Fernerkundungsmethoden**

Meßobjekt Methode	aktiv/passiv	Spektral- bereiche	Meß- richtung	fest/bewegl.	Meßort	Bezugsbeiträge
<b>1 ATMOSPHERE</b>						
<b>1.1 Temperatur</b>						
radiometr., multispektral	passiv	IR, MW	↓	Abtastung	Weltraum	Olesen u. Schlüssel 1990, Grüner 1991, Fischer 1983
radiometr., multispektral	passiv	MW	↑	fest	Boden	Grüner 1991
radio-akustisch	aktiv	MW + Schall	↑	fest	Boden	Peters 1988, 1991
<b>1.2 Luftfeuchtigkeit</b>						
radiometr., multispektral	passiv	IR, MW	↓	Abtastung	Luft/Weltraum	Olesen u. Schlüssel 1990, Grüner 1991, Fischer 1983
Lidar, 2 Kanäle (DIAL)	aktiv	VIS	↑/↓	fest/fest	Boden/Luft, Weltraum	Bösenberg 1988, Schmitz-Peiffer 1991
<b>1.3 Wolken, Flüssigwasser, Niederschlag</b>						
radiometrisch	passiv	VIS, IR	↓	Abtastung	Weltraum	Zwatz-Meise 1990, Kriebel 1990
radiometrisch	passiv	MW	↑/↓	fest/Abtastung	Boden/Luft, Weltraum	Grüner 1991
Radar	aktiv	MW	→↑	Abtastung	Boden	Riedl 1986, Meischner 1991
<b>1.4 Wind, Turbulenz</b>						
radiometr. (Bildfolgen geostat. Sat.)	passiv	VIS, IR	↓	Abtastung	Weltraum	Schmetz 1990
Doppler-Lidar	aktiv	IR	↑	fest	Boden	Köpp 1991
Doppler-Radar	aktiv	MW	→↑	Abtastung	Boden	Meischner 1991, Ruester 1991
Radar + Scatterometer	aktiv	MW	↓	Abtastung	Weltraum	Grüner 1991
<b>1.5 Aerosol</b>						
Rückstreuung, Kontrastred.	passiv	VIS	↓	Abtastung	Weltraum	Koepke 1990
Extinktion v. Sonnenstrahlung	passiv	VIS	→	fest	Weltraum	Koepke 1990
<b>1.6 Ozon</b>						
spektrophotometrisch	passiv	VIS, UV	↑	fest	Boden	Bajkow 1986, Dütsch 1987
radiometrisch	passiv	MW	↑/↓→	fest/Abtast./fest	Boden/Weltraum	Kämpfer u. Künzi 1987
radiometrisch	passiv	UV	↓/→	Abtastung/fest	Weltraum	Fischer 1983, Mateer 1987
Streuung	passiv	UV	↓/→	Abtastung/fest	Weltraum	Fischer 1983, Mateer 1986, 1987
Lidar	aktiv	UV	↑	fest	Boden	Walther u. Rothe 1987
<b>1.7 Andere Spurengase</b>						
radiometrisch	passiv	IR	→	fest	Weltraum	Fischer 1983
<b>2 BODEN</b>						
<b>2.1 Bodenoberflächentemperatur</b>						
radiometrisch	passiv	IR	↓	fest/Abtastung	Boden/Luft/Weltraum	Gossmann 1991
<b>2.2 Bodenfeuchte</b>						
radiometrisch	passiv	MW	↓	Abtastung	Luft/Weltraum	Grüner 1991
<b>2.3 Bodeneigenschaften</b>						
radiometrisch	passiv	VIS, IR	↓	Abtastung	Weltraum	Bolle 1990, Mannstein 1991
radiometrisch	passiv	MW	↓	Abtastung	Weltraum	Grüner 1991
<b>3 MEER</b>						
<b>3.1 Oberflächentemperatur</b>						
radiometrisch	passiv	IR	↓	fest/Abtastung	Luft/Weltraum	Grassl 1983, Gossmann 1991
<b>3.2 Meereis</b>						
radiometrisch, multispektral	passiv	VIS, IR, MW	↓	Abtastung	Weltraum	Grassl 1983, Grüner 1991, Struebing 1990
SAR	aktiv	MW	↓	Abtastung	Weltraum	Grassl 1983, Struebing 1990
<b>3.3 Schwebstoffe</b>						
radiometrisch	passiv	VIS	↓	Abtastung	Weltraum	Grassl 1983
<b>3.4 Seegang</b>						
Radar + Scatterometer	aktiv	MW	↓	Abtastung	Weltraum	Grassl 1983
<b>4 GESAMTSYSTEM</b>						
<b>4.1 Strahlungsbilanz</b>						
radiometrisch	passiv	VIS, IR	↓	Abtastung	Weltraum	Raschke 1983, Raschke et al. 1991

Verfahren handelt, welche Wellenlängenbereiche benutzt werden, welche Meßrichtung im allgemeinen in Frage kommt und ob es sich dabei um eine feste Ausrichtung oder um eine bewegliche, d. h. eine Abtastung, handelt. Außerdem ist angegeben, von wo aus gemessen wird, vom Boden, aus der Luft oder aus dem Weltraum. Die letzte Spalte schließlich verweist auf die Beiträge, in denen sie in *promet* behandelt wurden bzw. werden. Dabei erfolgte aus Gründen der Aktualität eine Beschränkung auf einen Zeitraum von 1983 an.

Vollständig kann diese Aufstellung nicht sein. Sie dürfte aber die wesentlichsten Methoden enthalten.

Was in dieser Tabelle deutlich wird, ist die fast ausschließliche Anwendung von quantitativen Verfahren. Lediglich bei der Wolkenbeobachtung stützt man sich zum Teil noch auf die qualitative Bildinterpretation. Daneben zeigt sich die heutige Dominanz der Weltraum-Anwendungen. Erst weit dahinter kommen an zweiter Stelle die bodengebundenen, hinter denen die von Luftfahrzeugen aus noch einmal stark zurücktreten. Der Grund hierfür ist, daß die Platzierung von Fernerkundungsgeräten im Weltraum zwar einen ganz erheblichen Aufwand erfordert, daß aber, wenn sie einmal erfolgt ist, die Kosten für den laufenden Betrieb vergleichsweise niedrig sind. Für den Geräteträger werden im Weltraum Antriebsaggregate nur noch für Lage- und Bahnkorrekturen benötigt und nicht, wie bei Luftfahrzeugen, um diesen vorwärts zu bewegen und auf seiner Höhe zu halten. Außerdem kann von Bahnen im Weltraum aus die gesamte Erde mit ihrer Atmosphäre in relativ kurzer Zeit weitgehend erfaßt werden. Deshalb beschränken sich Flugeinsätze heute vor allem auf die Erprobung neuer Methoden und auf die Fälle, in denen aus dem Weltraum nicht mit ausreichender geometrischer oder radiometrischer Auflösung oder nicht zu einem bestimmten, erforderlichen Zeitpunkt gemessen werden kann.

Probleme bestehen im Weltraum derzeit noch mit der Energieversorgung der Fernerkundungsgeräte. Deshalb überwiegt die Anwendung passiver Meßverfahren bei weitem. Für die meisten aktiven reicht die verfügbare Energie noch nicht aus. Und werden sie eingesetzt, so müssen ihre Betriebszeiten und damit die erfaßten Flächen oder Räume beschränkt werden. Hier liegt, zumindest heute noch, ein Vorteil der Luftfahrzeuge als Geräteträger.

Beim bodengebundenen Einsatz von Fernerkundungsmethoden bestehen die stärksten Einschränkungen, was die Abdeckung von Flächen und Räumen betrifft, auch wenn man Land- und Wasserfahrzeuge als Geräteträger benutzt. Andererseits ist hier der Energie- und damit der Kostenaufwand für den Transport am geringsten. Dazu kommt, daß z. B. bei der Erkundung der unteren Atmosphärenschichten die Messung von unten der von oben her überlegen ist, weil viel weniger „Störvolumen“ überwunden werden muß. Deshalb wird der Einsatz der Fernerkundung vom Boden aus stets seine Bedeutung behalten.

Bei den Wellenlängenbereichen stehen die im Sichtbaren (einschließlich nahem Infrarot und vereinzelt UV) und im (thermalen) Infrarot im Vordergrund, gefolgt von denen in der Mikrowellenregion. Das hängt nicht zuletzt mit dem erforderlichen Aufwand zusammen und mit der von der

Wellenlänge abhängigen geometrischen Auflösung. Die Tendenz geht aber eindeutig in Richtung Mikrowelle und hier insbesondere zu den aktiven Verfahren.

Akustische Methoden werden nur vereinzelt angewandt und sind nur für einen begrenzten Entfernungsbereich geeignet. Interessant ist hier aber die Kombination mit elektromagnetischen Verfahren, die für die Zukunft einiges versprechen dürfte.

Die generellen Meßrichtungen gehen logischerweise beim bodengebundenen Einsatz nach oben, vom Luft- und Weltraum aus nach unten. Angenähert horizontale Messungen werden am Boden bei Radarverfahren und in größerem Umfang im Weltraum für Horizontsondierungen in der hohen Atmosphäre benutzt, um auf diese Weise bei den dort herrschenden geringen Dichten ausreichende Absorptions- oder Emissionsstrecken zu erhalten.

#### 4 Fernerkundungs- und In-Situ-Daten

Die Vor- und die Nachteile der Fernerkundungsmethoden gegenüber den herkömmlichen In-situ-Messungen können hier nur sehr pauschal betrachtet werden. Details müssen den Einzelbeiträgen vorbehalten bleiben. In den meisten Fällen sind Fernerkundungsdaten, was die Meßgenauigkeit betrifft, den an Ort und Stelle gemessenen Daten unterlegen. Demgegenüber haben sie aber den gewaltigen Vorteil, daß sie in der Regel große Gebiete lückenlos abdecken können. So liefern sie auch dort noch Daten, wo die üblichen Meßnetze zu weitmaschig sind oder gänzlich fehlen, z. B. in unerschlossenen Gebieten, in den Polarzonen oder auf den Weltmeeren. Dabei sind Oberflächendaten in der Regel zuverlässiger und genauer zu gewinnen, als atmosphärische Meßwerte. Bei den ersteren handelt es sich um die Emission von einer Fläche oder eine Wechselwirkung mit ihr. Bei der Atmosphäre ist die „Emissionstiefe“ (bei Messung der Eigenstrahlung) dagegen groß und die zwischen Meßgerät und zu messendem Volumen liegenden Schichten absorbieren und emittieren zusätzlich, wodurch die Signale verfälscht werden. Außerdem sind in den Fernerkundungsdaten oft auch noch weitere Einflußgrößen enthalten, die der Fernerkundung nicht ad hoc zugänglich sind, z. B. die Tropfengröße bei Radar- und optischen Messungen.

Bei der Betrachtung der Meßgenauigkeit darf man jedoch nicht den Fehler begehen, daß man die herkömmliche In-situ-Messung als Bezugswert benutzt, denn auch sie ist ja mit Fehlern behaftet. Abweichungen zwischen Fernerkundungs- und In-situ-Daten dürfen deshalb nicht einseitig der Fernerkundung angelastet werden. Solche Vergleiche werden zudem meist noch dadurch erschwert, daß jeweils unterschiedliche Dinge gemessen werden, bei der Radar-Niederschlagsmessung beispielsweise das noch in der Atmosphäre befindliche Eis und Flüssigwasser, während der Regenschirm den am Boden angekommenen Niederschlag enthält.

Einen großen Irrtum würde man aber dann begehen, wenn man In-situ- und Fernerkundungsdaten als sich gegenseitig ausschließende Konkurrenten betrachten würde. Das sind sie nicht, und sie dürfen auch nicht dazu gemacht werden, denn die optimale Information erhält man durch ihre gegenseitige Ergänzung.

## Literatur

- BÖSENBERG, J. (1988): Fernerkundung des Wasserdampfes mit einem Zweifrequenz-LIDAR. Promet 18, H 1/2/3, S. 80-84
- BOLLE, H.-J. (1990): Vegetationsindices. Promet 20, s. dieses Heft.
- DÜTSCH, H. U. (1986): Die Geschichte der atmosphärischen Ozonforschung. Promet 16, H. 4, S. 2-6
- DÜTSCH, H. U. (1987): Die Umkehrmethode zur Bestimmung der vertikalen Ozonverteilung. Promet 17, H. 1/2, S. 10-14
- FISCHER, H. (1983): Fernerkundung der mittleren Atmosphäre von Satelliten aus. Promet 13, H. 3/4, S. 23-30
- GOSSMANN, H. (1991): Infrarot-Thermometrie der Erdoberfläche. Promet 21, s. nächstes Heft
- GRASSL, H. (1983): Kann Ozeanographie vom Weltraum aus betrieben werden? Promet 13, H. 3/4, S. 36-42
- GRÜNER, K. (1991): Einsatz der Mikrowellen-Radiometrie zur Bestimmung von meteorologischen Umweltparametern. Promet 21, s. nächstes Heft.
- KÄMPFER, N. und KÜNZI, K. (1987): Mikrowellenmessungen. Promet 17, H. 1/2, S. 25-28
- KOEPKE, P. (1990): Fernerkundung von Aerosolpartikeln. Promet 20, s. dieses Heft.
- KÖPP, F. (1991): Laser-Dopplerverfahren. Promet 21, s. nächstes Heft.
- KRIEBEL, K.-T. (1990): Wolkenanalyse mit Satellitendaten. Promet 20, s. dieses Heft.
- MANNSTEIN, H. (1991): Fernerkundung thermischer Eigenschaften der Erdoberfläche. Promet 21, s. nächstes Heft.
- MATEER, C. L. (1986): Satellitenmessungen des Gesamtzons. Promet 16, H. 4, S. 15-20
- MATEER, C. L. (1987): Satellitenmessungen des Ozonprofils. Promet 17, H. 1/2, S. 14-21
- MEISCHNER, P. (1991): Neuere Entwicklungen der meteorologischen Radartechnik. Promet 21, s. nächstes Heft.
- OLESEN, F.-S.; SCHLÜSSEL, P. (1990): Passive Verfahren zur Vertikalsondierung. Promet 20, s. dieses Heft.
- PAETZOLD, K. (1983): Dynamische Vorgänge in Strato- und Mesosphäre - abgeleitet aus 10jährigen Satellitenbeobachtungen. Promet 13, H. 3/4, S. 30-35
- PETERS, G. (1988): FM-CW-Radar zur Fernmessung des Wind- und Temperaturprofils in der unteren Atmosphäre. Promet 18, H. 1/2/3, S. 74-80
- PETERS, G. (1991): SODAR - Ein akustisches Meßverfahren für die untere Atmosphäre. Promet 21, s. nächstes Heft.
- RASCHKE, E. (1983): Strahlungshaushalt, Niederschlag und Schnee. Promet 13, H. 3/4 S. 13-22
- RASCHKE, E.; RIELAND, M.; STUHLMANN, R. (1991): Fernerkundung der planetaren Strahlungsbilanz. Promet 21, s. nächstes Heft.
- RIEDL, J. (1986): RADAR-Flächenniederschlagsmessung. Promet 16, H. 2/3, S. 20-23
- RUESTER, R.; KLOSTERMEYER, J.; CZECHOWSKY, P.; SCHMIDT, G. (1991): VHF-Radarmessungen in der Atmosphäre. Promet 21, s. nächstes Heft.
- SCHMITZ-PEIFFER, A.; RENGGER W. (1991): Lidarverfahren. Promet 21, s. nächstes Heft.
- SCHMETZ, J. (1990): Windfelder aus der Verlagerung von Wolken in Satellitenbildern. Promet 20, s. dieses Heft.
- STRUEBING, K. (1990): Fernerkundung von Meereis. Promet 20, s. dieses Heft.
- WALTHER, H.; ROTHE, K. W. (1987): Lidarmessungen. Promet 17, H. 1/2, S. 21-25
- ZWATZ-MEISE, V. (1990): Das Satellitenbild in der Synoptik: Neue Ergebnisse. Promet 20, s. dieses Heft.

# 2

V. ZWATZ-MEISE

## Das Satellitenbild in der Synoptik: neue Ergebnisse

### 1 Einleitung

Satellitenbilder in verschiedenen Spektralbereichen sind heute bereits Allgemeingut der Meteorologie geworden. Sie finden insbesondere in der Synoptik reiche Anwendung. Die Auswertung der Bilder erfolgt im allgemeinen nach drei Gesichtspunkten:

- Bestimmung der Verlagerung der Wolkenelemente als Hilfsmittel für einige *Nowcasting*-Verfahren sowie als Eingangsdaten für numerische Modelle;
- Bestimmung der Wolkenoberflächentemperaturen aus den Graustufen der IR-Bilder als Hilfsmittel für quantitative Niederschlagsvorhersagen;
- Beurteilung der Konfigurationen der Wolkensysteme als Hilfsmittel für die tägliche Diagnose sowie für die Forschung.

Während die beiden ersten Anwendungen quantitative Aussagen ergeben, liefert die dritte, eher qualitative An-

wendung einen anschaulichen Beitrag zum physikalischen Verständnis der atmosphärischen Vorgänge. Dies soll in den nächsten Abschnitten demonstriert werden, wobei das Hauptgewicht auf der dritten Auswertung liegen wird, weil diese weitgehend unabhängig von der technischen Ausstattung der Satellitenempfangsanlage ist und daher nahezu an jedem Wetterdienst durchgeführt werden kann.

### 2 Allgemeines zu *Nowcasting*-Verfahren

Der Grundgedanke einer Wettervorhersage aus Satellitenbildern ist die Extrapolation der Wolkenverlagerung aus der Vergangenheit in die Zukunft. Solche Methoden sind zeitlich nur begrenzt anwendbar, so daß Satellitenbilder bei *Nowcasting* (Prognose für 0-2 Stunden) und der *sehr kurzfristigen Vorhersage* (Prognose für 2-12 Stunden) Verwendung finden. Berücksichtigt man Trajektorien und diverse wolkenerzeugende Parameter aus den numerischen Prognosemodellen, so kann man bis zu einem gewissen Grad

auch Um- und Neubildungen der Wolkensysteme einbeziehen. Welche Methode man auch anwendet, es können damit zufriedenstellende Zeitangaben bezüglich des Eintreffens und Abziehens meso- bis synoptischskaliger Bewölkungsfelder bestimmt werden. Vielfach ist das aber nicht das einzige prognostische Ziel, sondern es werden Aussagen über zu erwartenden Niederschlag und dessen Menge gefordert. Auch dafür gibt es eine Vielzahl von Methoden, die teilweise eine hohe technische Ausrüstung verlangen und sich fast ausschließlich auf konvektiven Niederschlag beziehen. Drei Größen aus dem Bild können dafür verwendet werden:

- die Wolkenoberflächentemperatur aus dem IR-Bild, kombiniert mit der Wolkendicke aus dem VIS-Bild, da im allgemeinen dicke und sehr kalte Wolken große Mächtigkeit und starke Vertikalbewegungen nach oben bedeuten (SCOFIELD und OLIVER 1977; SCOFIELD 1981);
- das Wolkenwachstum zwischen zwei aufeinanderfolgenden Bildern, weil starke horizontale Vergrößerung mit starker Intensivierung verbunden ist;
- der Lebenszyklus konvektiver Zellen, weil maximale Niederschlagsintensitäten unmittelbar vor der maximalen Ausdehnung der Zelle auftreten (GRIFFITH et al. 1978).

Es gibt Methoden, die auf Satellitenbildern alleine beruhen, aber auch solche, bei denen eine Kombination mit Radarinformation erfolgt. Niederschlagsmengen werden in allen Fällen über statistische Beziehung bestimmt. Weil es sich somit um eine indirekte Niederschlagsbestimmung handelt, gibt es bis heute kein restlos befriedigendes Modell. Eine Möglichkeit, Niederschläge direkt aus dem Satellitensignal abzulesen, existiert im Bereich der Mikrowellenstrahlung (HOUGHTON, TAYLOR und RODGERS 1984). Dies ist aber routinemäßig noch nicht so verbreitet, wie es die indirekten Methoden sind; umso mehr, als wegen der Transmissionseigenschaften der Atmosphäre im Mikrowellenbereich eine Anwendung der Methode nur über dem Ozean möglich ist (WILHEIT et al. 1976).















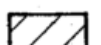




### 3 Wolkonfigurationen im Satellitenbild

#### 3.1 Allgemeine Bemerkungen

Satellitenbilder sind bis heute sehr unterschiedlich aufgenommen worden. Das reicht von begeisterter Anwendung, die manchmal zur Überschätzung der Aussagekraft der Bilder führen kann, bis hin zu beharrlichem Ignorieren. Ein häufiger und berechtigter Vorwurf lautet, daß Wolkonfigurationen, die ja nur einen Teil der physikalischen Vorgänge in der Atmosphäre repräsentieren, als hauptsächliche Quelle für die Analyse und mittels Extrapolation auch für die Prognose über den kurzfristigen Bereich hinaus benutzt werden. Umgekehrt ist es jedoch genauso falsch, Satellitenbilder als kindliche Spielerei zu betrachten, die nicht wert ist, bei physikalischen Überlegungen mitzuwirken, denn es steht außer Frage, daß Wolkonfigurationen das Ergebnis physikalischer Vorgänge in der Atmosphäre sind und zwar meistens des Zusammenwirkens mehrerer physikalischer Vorgänge. Obwohl bei der Vielfalt der

Zustände und Abläufe, die in der Atmosphäre herrschen, nicht jede Wolkenformation eindeutig zuordenbar ist, hat sich gezeigt, daß es typische, immer wiederkehrende Konfigurationen bzw. Entwicklungen gibt und somit eine Kategorisierung bis zu einem gewissen Grad möglich ist. Hat man die physikalischen Vorgänge und Zustände, die bestimmte Wolkenformationen verursachen, einmal verstanden, so kann in weiterer Folge das Satellitenbild, auch ohne aufwendiges Material, als Hinweis auf die vorhandene Situation dienen. Von dieser Philosophie soll hier ausgegangen werden.

#### Erklärung der Symbole in den Abbildungen

	TFP
	relative Vorticity
	PVA
	Trogachse
	Temperaturadvektion
	Isolinien
	Stromlinie
	Kaltfront
	Warmfront
	Jet-Achse
	conveyor belt
	
	
	Strömungspfeile
	Bewölkung
	Frontbewölkung
	Frontverstärkung
	Bewölkung
	Wolkenfaser

Um die Satellitenbilder richtig interpretieren zu können, benötigt man zunächst zusätzliche, möglichst mannigfaltige Informationen über den physikalischen Zustand der Atmosphäre. Das können geeignete meteorologische Parameter auf isobaren Flächen sein, aber auch, was in letzter Zeit immer mehr in den Blickpunkt des Interesses tritt, Parameter auf isentropen Flächen.

In der ersten Gruppe haben sich unter anderem Vorticity, Vorticityadvektion, Temperaturadvektion, diverse Frontparameter, Divergenz, Q-Vektoren und frontogenetische Parameter bewährt (FORBES 1982, KURZ 1987, ZWATZ-MEISE 1987a). Trotzdem lassen sich nicht alle Wolkenkonfigurationen damit erklären. Ganz im Gegenteil, es gibt Formationen, die quer zur Strömung liegen. In solchen Fällen haben häufig Parameter auf isentropen Flächen, insbesondere relative Strömungen auf diesen Flächen, eine Erklärung für die betrachtete Wolkenkonfiguration geben können (CARLSON 1987).

Da der hier verfügbare Platz für eine Diskussion aller wesentlicher Bewölkungsformationen leider nicht reicht, soll das oben Gesagte im folgenden anhand zweier, für die praktische Synoptik wichtiger Themen aus der letzten Zeit demonstriert werden: Fronten und Jet-Streaks.

### 3.2 Wolkenbänder im Zusammenhang mit Fronten

Wie allgemein bekannt, manifestieren sich Kaltfronten in Satellitenbildern durch langgestreckte Wolkenbänder unterschiedlicher Struktur (Abb. 1a). Innerhalb des Wolkenbandes gibt es Bereiche mit verstärkter zellulärer Bewölkung, mit scharf abgegrenzten Fasern und Linien oder mit Wellen, die sich durch Ausbuchtungen der Bewölkung zur kalten Luft hin manifestieren. Im klassischen Fall sind solche Konfigurationen mit einer typischen Verteilung diverser Parameter auf isobaren Flächen verbunden (ZWATZ-MEISE 1987b). Gemäß der thermischen Struktur, durch die eine Front erzeugt wird (Abb. 1b), zeigt die relative Topographie eine deutliche Drängungszone. Nach der klassischen Definition ist die Front an ihrer warmen Seite lokalisiert. Dort findet man auch maximale Werte des sogenannten thermischen Frontparameters (TFP), der eine Frontlinie dort definiert, wo die stärkste Änderung des Temperaturgradienten auftritt (HUBER-POCK und KRESS 1988). Da hinter einer Kaltfront Kaltluftadvektion, vor ihr Warmluftadvektion herrscht, ist die Nulllinie der Temperaturadvektion im Bereich des Wolkenbandes zu finden. Berücksichtigt man außerdem die typische Lage einer Front an der Vorderseite eines Höhentrog (Abb. 1c), so findet man im Bereich der Front positive Vorticityadvektion (PVA), die, entsprechend der oft zellulären Verteilung der Vorticity, ausgeprägte Maxima aufweisen kann. Sind solche Maxima der Front überlagert, kommt es meist durch den mit PVA verbundenen Beitrag zur Vertikalbewegung zu Bewölkungsverstärkungen. Dies gilt insbesondere für die Wellenbereiche. Auch die Konvergenz weist im Bereich von Fronten typische Feldverteilungen auf. Im klassischen Fall herrscht Konvergenz von bodennahen Schichten bis, je nach Mächtigkeit der Erscheinung, in die mittlere Troposphäre (700-500 hPa); die darüber herrschende Divergenz vervollständigt eine Zirkulationszelle.

Es gibt jedoch Fälle, wo Satellitenbilder im Bereich von Fronten Wolkenkonfigurationen zeigen, die mittels der Analyse auf isobaren Flächen nur unzureichend erklärt werden können (Abb. 2a). Zum Unterschied zu Abbildung 1a, wo Kaltfront, Welle und Wolkenspirale ein relativ zusammenhängendes Wolkenband bilden, hat man in Abbildung 2a den Eindruck von separierten, in verschiede-

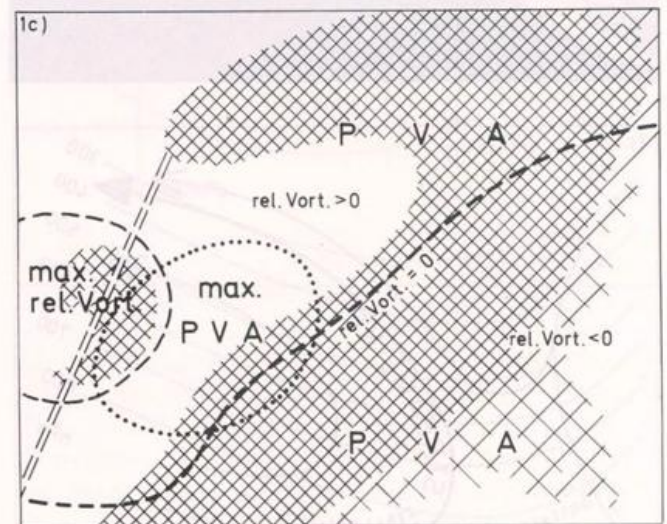
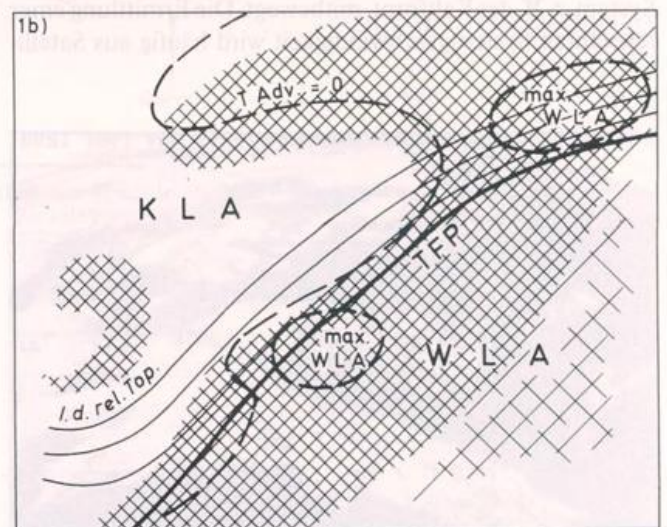


Abb. 1: Fronten und Parameter auf isobaren Flächen.

1a: METEOSAT, IR, 1.9.88, 18 UTC

1b: schematisierte Parameterverteilungen in einer Schicht (z. B. 500/1000 hPa); dick ausgezogen: TFP=Maximumlinie des thermischen Frontparameters; ausgezogen: Isohypsen der relativen Topographie; strichliert: Temperaturadvektion; WLA=Warmluftadvektion, KLA=Kaltluftadvektion

1c: schematisierte Parameterverteilungen in einer Höhe (z. B. 500 hPa); strichliert: relative Vorticity; punktiert: PVA=positive Vorticityadvektion; Doppelstriche: Trogachse

nen Schichten befindlichen und dort auch verschieden orientierten Wolkenbändern. In vielen solcher Fälle bringt das neuerdings stark in den Vordergrund getretene *Conveyor belt-Modell* Hilfe (CARLSON 1987, BROWNING 1986). Es beschreibt die in der Atmosphäre herrschenden Vorgänge durch relative Stromlinien auf isentropen Flächen. Letztere sind Flächen konstanter potentieller oder äquivalent-potentieller Temperatur, auf denen Bewegungsabläufe unter der Voraussetzung adiabatischer bzw. feucht-adiabatischer Verhältnisse zweidimensional dargestellt werden können. Da die Isentropen im allgemeinen gegen die isobaren Flächen geneigt sind, ist es möglich, Vertikalbewegungen direkt abzulesen. Eine Methode, Bewegungsabläufe auf isentropen Flächen darzustellen, ist die Bestimmung relativer Stromlinien. Man erhält solche, indem man von der absoluten Strömung die Systemgeschwindigkeit subtrahiert, also die isentrope Fläche mit dem synoptischen System, z. B. der Kaltfront, mitbewegt. Die Ermittlung einer relevanten Systemgeschwindigkeit wird häufig aus Satellitenbildfolgen vorgenommen z. B. aus der Verlagerung verfolgbare Wolkenelemente. Obwohl diese Methode nicht kritiklos angewendet werden darf, ergibt die Praxis im allgemeinen sehr gute Ergebnisse.

Das *Conveyor belt-Modell* zeigt im Bereich Front - Höhentrog mehrere relative Luftströme, die auf der isentropen Fläche wie auf Förderbändern (*conveyor belts*) steigen oder sinken (Abb. 2b). Betrachtet man nur die Nordhalbkugel, so erkennt man zunächst einen von Süd kommenden, nach Osten drehenden, aufsteigenden warmen Luftstrom, den *warm conveyor belt*; in seinem Bereich entsteht bei Erreichen der erforderlichen Sättigung das Bewölkungsband, das mit zunehmendem Aufsteigen immer dicker wird und eine scharfe Begrenzung zu einem charakteristischen, meist kalten, vor allem aber trockenen Luftstrom aufweist. Letzterer kommt absteigend von Nordwest und spaltet sich in zwei Äste, von denen der eine mit südwestlicher Richtung weiter absteigt, der andere aber umbiegt und parallel zum *warm conveyor belt* aufsteigend nach Nordosten führt. Die west-

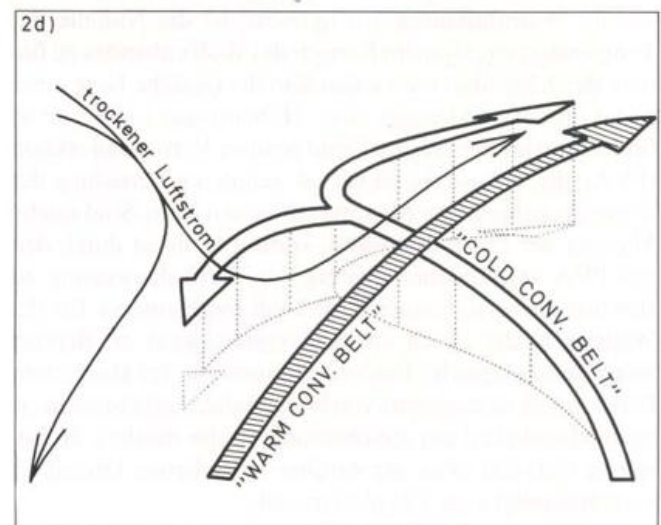
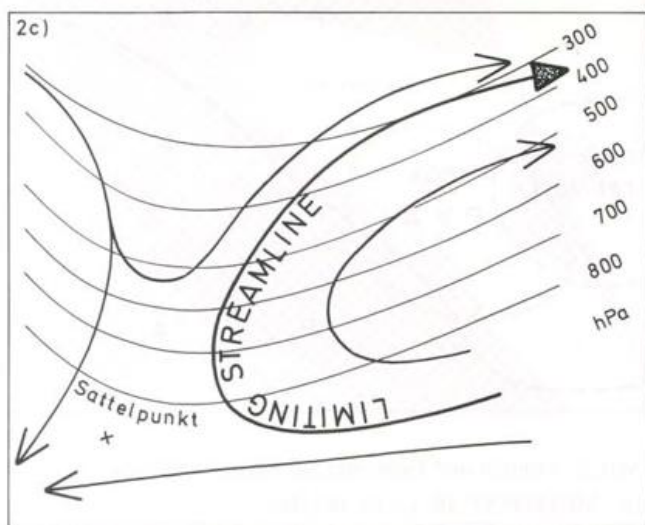
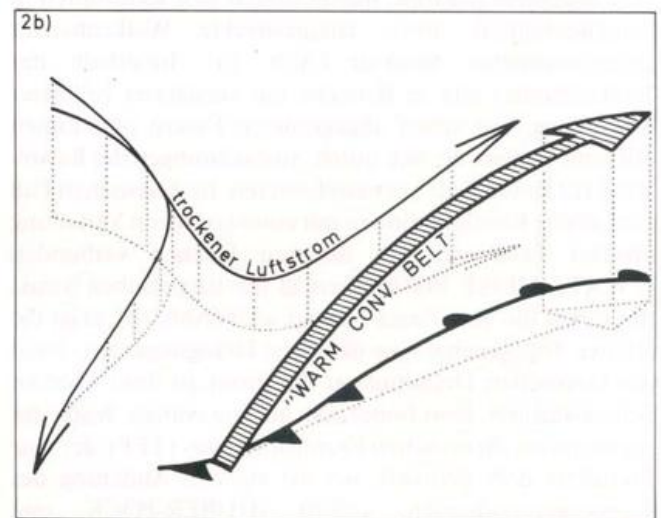
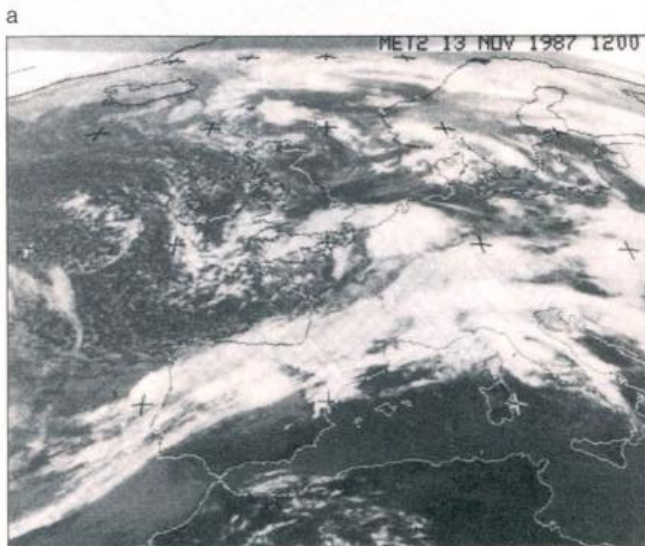


Abb. 2: Fronten und das Conveyor belt-Modell

2a: METEOSAT, IR, 13. 11. 87, 12 UTC

2b: schematisierte Strömungen im Bereich des Systems Trog-Keil im Stadium einer offenen Welle

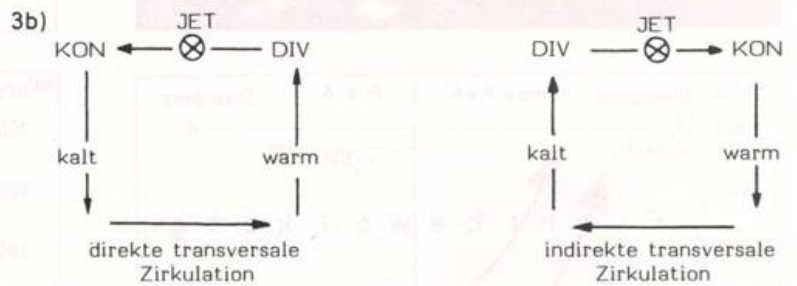
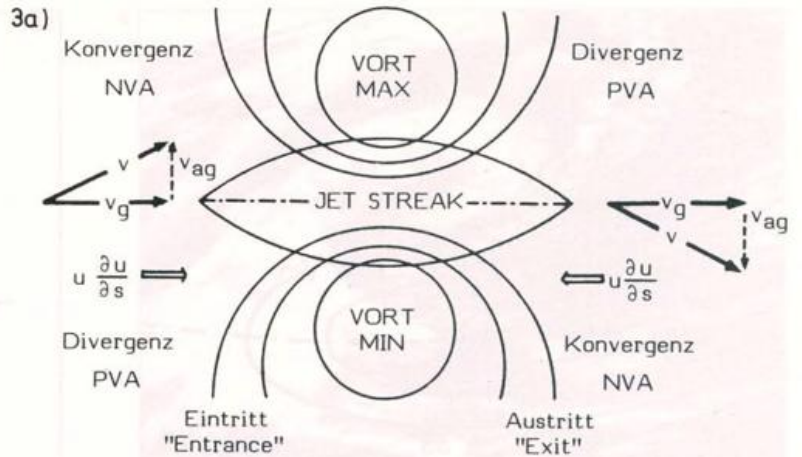
2c: schematisierte typische Verteilung von relativen Stromlinien auf einer isentropen Fläche; ausgezogen: Isobaren; dick ausgezogen: relative Stromlinien

2d: wie 2b aber für das Stadium eines abgeschlossenen Bodentiefs

Abb. 3: Schematisierte Parameterverteilungen und Zirkulationen in einem Jet-Streak

3a: Horizontalschnitt: Vorticityfeld, Vorticityadvektion, Divergenz, Transversalkomponente:  $v_{ag}$  durch Änderung der Gradientkraft entlang der Jetachse (s-Koordinate), Beschleunigungsvektor:  $u(\partial u_g / \partial s)$ , geostrophischer Wind:  $v_g$ , Gesamtwind:  $v$ .

3b: Querschnitte durch die entrance und exit region mit direkter und indirekter transversaler Zirkulation (nach UCCELLINI 1979).



a

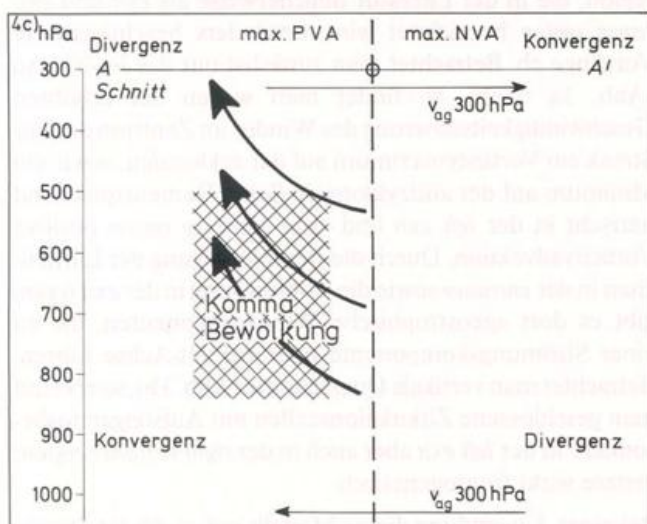
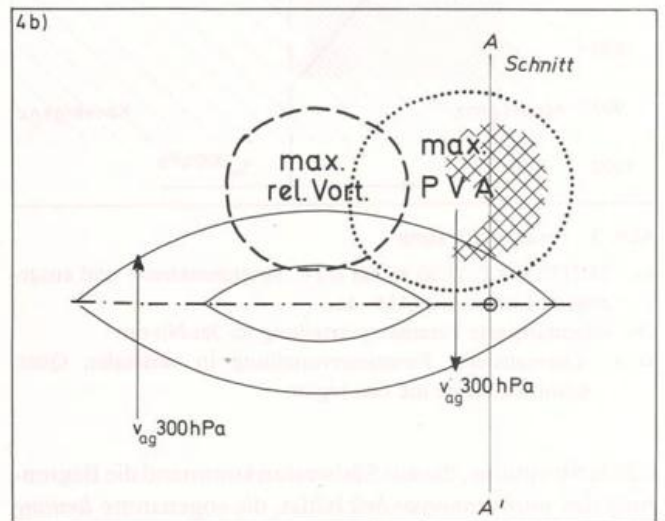
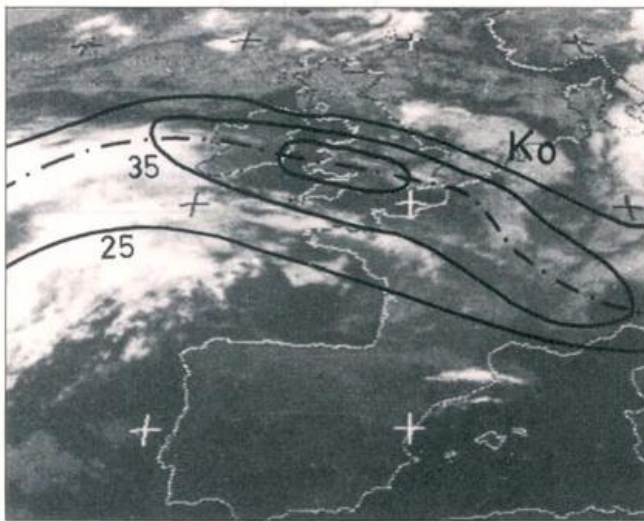


Abb. 4: Komma in left exit region

4a: METEOSAT, IR, 20.8.86, 00 UTC, strichpunktiert: Jet-Achse (Nulllinie der Scherungsvorticity 300 hPa); ausgezogen: Isothermen

4b: schematisierte Parameterverteilung im Jet-Niveau

4c: schematisierte Parameterverteilung im vertikalen Querschnitt durch die exit region; rel. Vort.=relative Vorticity, PVA (NVA)=positive (negative) Vorticityadvektion,  $v_{ag}$ =ageostrophische Windkomponente

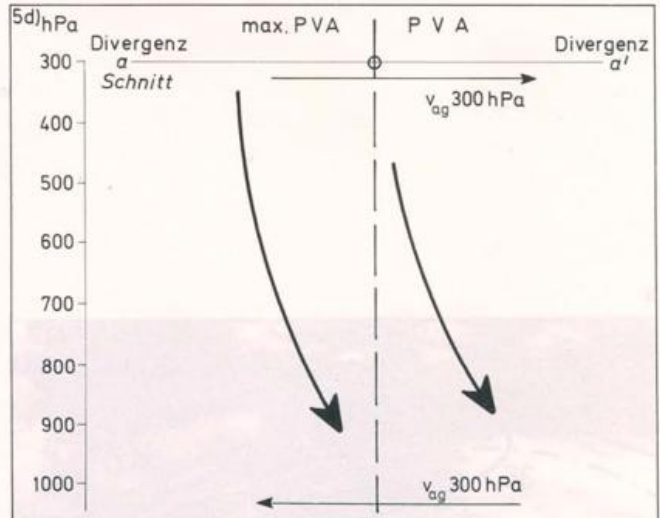
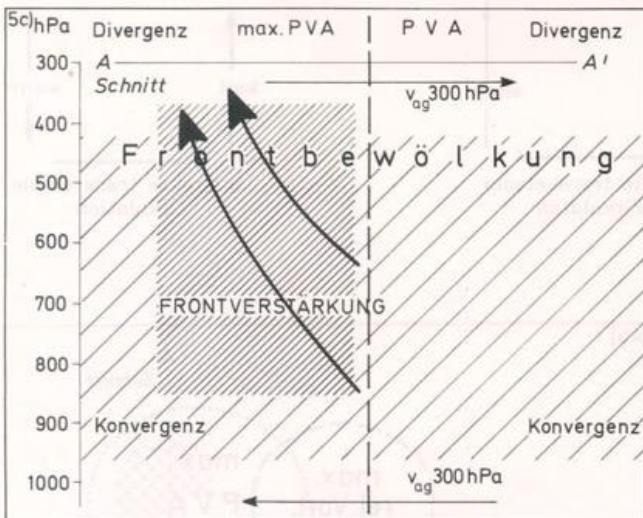
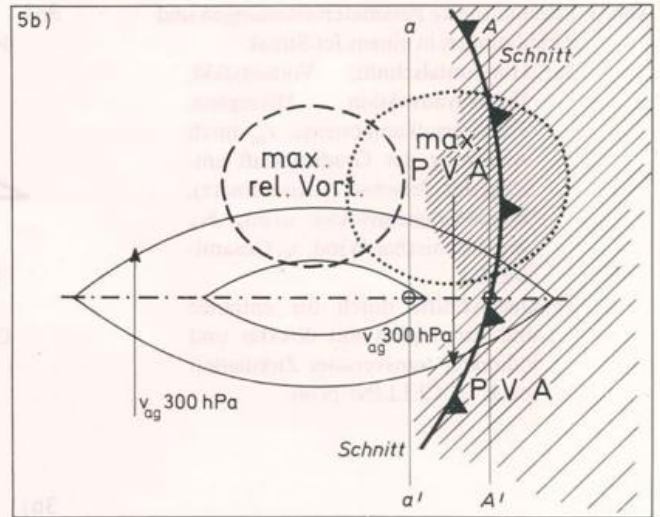
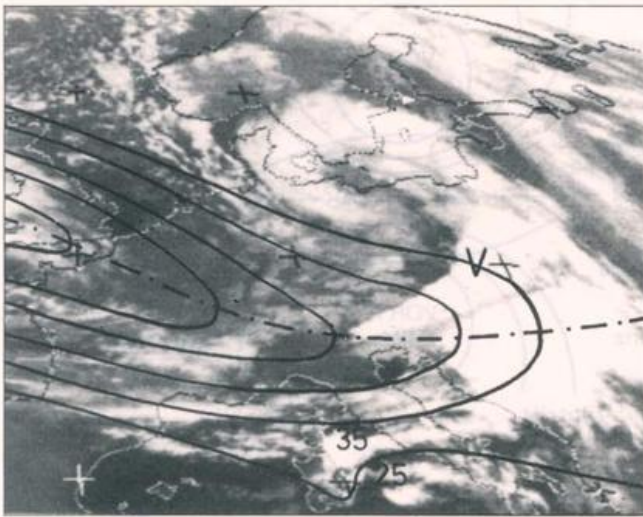


Abb. 5: Frontverstärkung  
 5a: METEOSAT, 21.10.86, 00 UTC, strichpunktierte und ausgezogene Linien: wie Abb. 4a  
 5b: schematisierte Parameterverteilung im Jet-Niveau  
 5c,d: schematisierte Parameterverteilung in vertikalen Querschnitten durch die exit region.

lichste Stromlinie, die aus Südwesten kommend die Begrenzung des *warm conveyor belt* bildet, die sogenannte *limiting streamline*, fällt meist sehr genau mit dem Rand des Wolkenbandes zusammen (Abb. 2c). Ist bereits eine abgeschlossene Zirkulation vorhanden, die sich meist zuerst in unteren Schichten manifestiert, so entsteht ein *cold conveyor belt* (Abb. 2d), der aufsteigend von Osten nach Westen unter dem nördlichen Teil des *warm conveyor belt* durchführt. In seinem Bereich bildet sich die Wolkenspirale, die um den Tiefkern führt.

Obwohl das Conveyor belt-Modell neue faszinierende Einblicke gibt, sind die isobaren Betrachtungen derzeit noch nicht wegzudenken. Die Konfiguration der Bewölkung im Satellitenbild alleine gibt aber einen sehr deutlichen Hinweis auf die Existenz der *conveyor belts*.

### 3.3 Jet-Streaks

Jet-Streaks sind die Maxima innerhalb der Jet-Streams und als Folge spezifischer Feldverteilungen und Quercirkulatio-

nen mit typischen Bewölkungskonfigurationen verbunden (UCCELLINI und JOHNSON 1979). Wie aus Abbildung 3 zu sehen ist, spielen sich in der Austritts- und Eintrittsregion, die in der Literatur üblicherweise als *exit* und *entrance region* bezeichnet wird, besonders beachtenswerte Vorgänge ab. Betrachtet man zunächst nur das Jet-Niveau (Abb. 3a oben), so findet man wegen der erhöhten Geschwindigkeitsscherung des Windes im Zentrum des Jet-Streak ein Vorticitymaximum auf der zyklonalen, sowie ein Minimum auf der antizyklonalen Seite. Dementsprechend herrscht in der *left exit* und *right entrance region* positive Vorticityadvektion. Durch die Beschleunigung der Luftteilchen in der *entrance* sowie die Abbremsung in der *exit region* gibt es dort ageostrophische Windkomponenten, die zu einer Strömungskomponente quer zur Jet-Achse führen. Betrachtet man vertikale Querschnitte (Abb. 3b), so erkennt man geschlossene Zirkulationszellen mit Aufsteigen insbesondere in der *left exit* aber auch in der *right entrance region*; erstere wirkt frontogenetisch.

Bei einer Anwendung dieses Modells auf ca. 60 Jet-Streak-

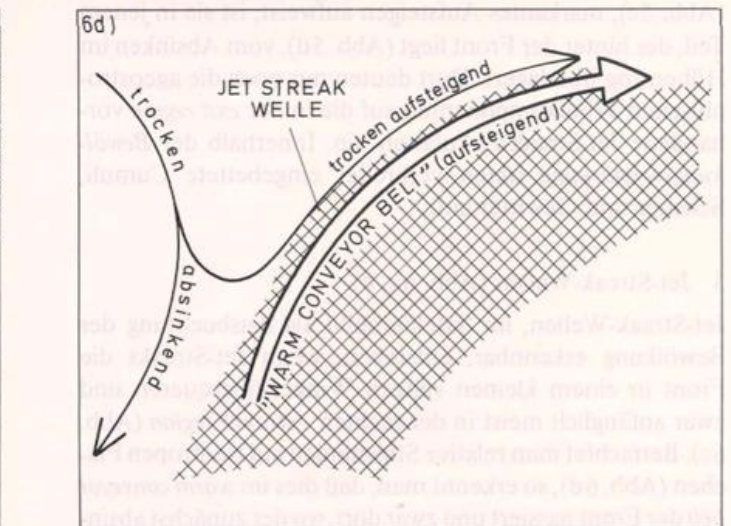
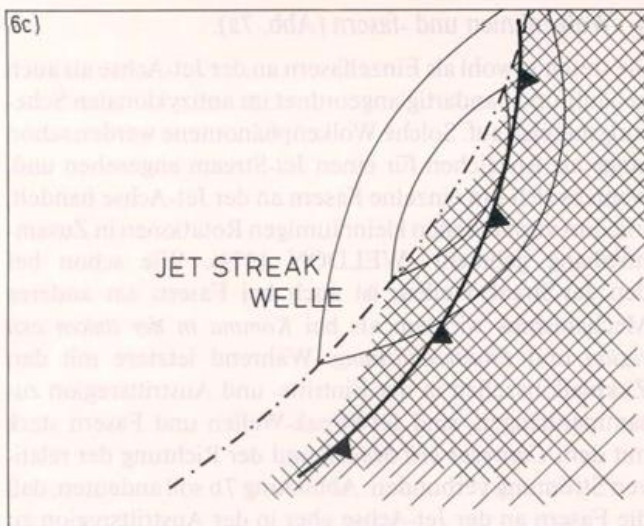
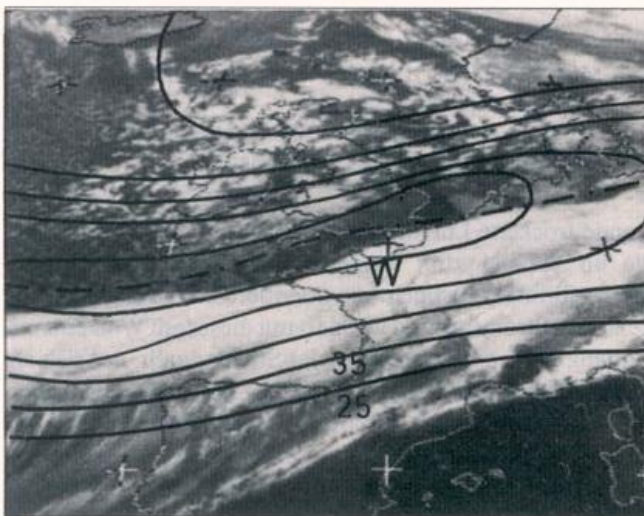
Episoden über Europa durch Parameter auf isobaren und isentropen Flächen, konnten die folgenden Teilvorstellungen nachgewiesen werden (MAHRINGER 1987, ZWATZ-MEISE 1987c):

- Die Verteilung von Vorticity, Voricityadvektion und ageostrophischen Komponenten im Jet Niveau gemäß der Abbildung 3;
- Aufsteigen in der linken *exit region* als Folge der Orientierung der relativen Strömung auf der dort nach unten geneigten isentropen Fläche;
- Sinken in der linken *entrance region* ebenfalls als Folge der Relativbewegung auf der nach unten geneigten isentropen Fläche.

Wie aufgrund dieses Modelles zu erwarten ist und durch Satellitenbilder bestätigt wird, sind Jet-Streaks mit spezifischen Wolkenphänomenen verbunden; sowohl wenn sie für sich alleine betrachtet werden, als auch wenn sie mit Fronten interagieren. Folgende satelliten-synoptische Kategorien von Jet-Streak-Phänomenen können mit synoptischer Signifikanz beobachtet werden (ZWATZ-MEISE 1987b, 1987c).

Abb. 6: Jet-Streak-Welle

- 6a,b: METEOSAT, IR, 22.10.86, 18 u. 21 UTC; strichpunktierte und ausgezogene Linien: wie Abb. 4a  
 6c: schematisierte Parameterverteilung im Jet-Niveau  
 6d: schematisiertes Conveyor belt-Modell



1 Verstärkte Cumulusbewölkung (EC) und Komma Konfigurationen in der linken „*exit region*“ (Abb. 4a).

Kommakonfigurationen in der linken *exit region* entstehen als Folge des teilweise markanten Aufsteigens, das sich sowohl im PVA-Maximum im Jet-Niveau (Abb. 4b) als auch durch die relative Strömung auf isentropen Flächen manifestiert (Abb. 4c). Dieser häufige satelliten-synoptische Typ zeigt, daß EC- und Kommabewölkung und die damit verbundenen hochreichenden Cumulonimben, Schauer und Gewitter nicht nur im Trogbereich hinter einer Front erwartet werden müssen, sondern auch in der linken *exit region* von Jet-Streaks, die vom Bereich Front-Höhentrog noch weit entfernt sind.

2 Bereiche mit vertikaler Verstärkung der Bewölkung innerhalb von Fronten (Abb. 5a).

Solche Phänomene treten auf, wenn Jet-Streaks die Front nahezu normal überqueren. Dann kommt es zu einem Zusammenwirken des Aufsteigens im Bereich des *warm conveyor belts* der Front mit der Zirkulationszelle im Bereich der linken *exit region* des Jet-Streak. Bei Betrachtung iso-

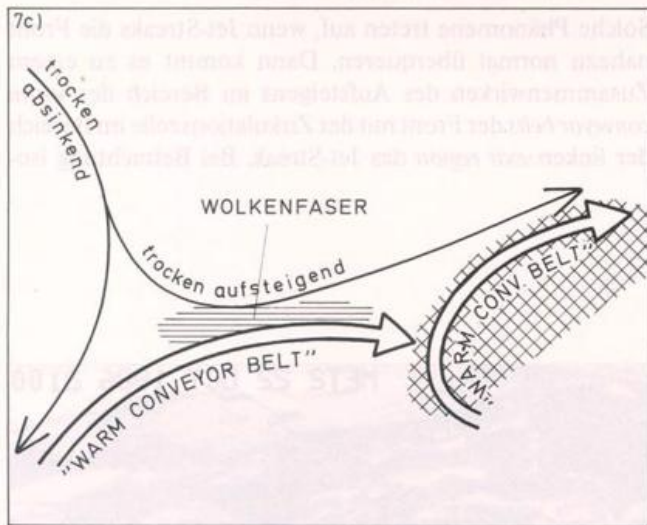
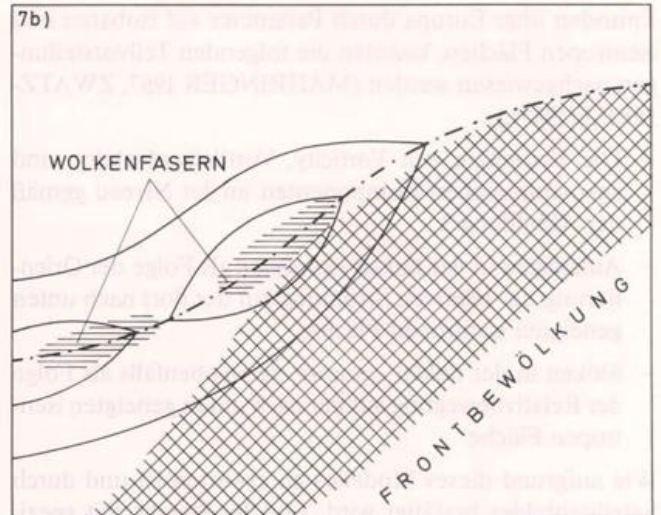
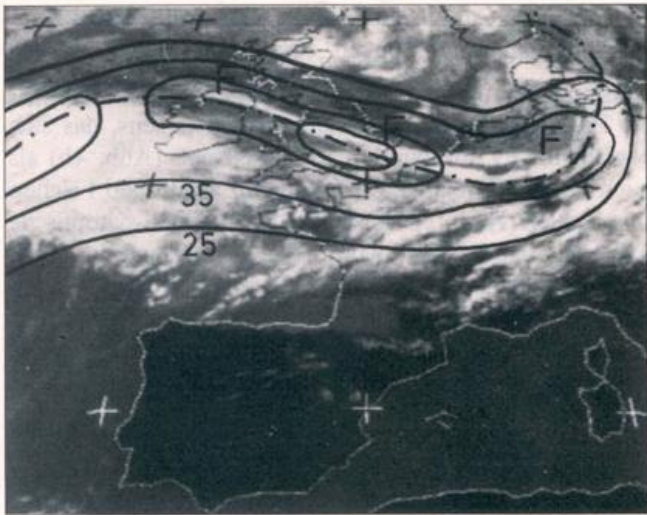


Abb. 7: Faser an der Jet-Achse  
 7a: METEOSAT, IR, 11.5.88, 12 UTC; strichpunktierte und ausgezogene Linien; wie Abb. 4a  
 7b: schematisierte Parameterverteilung im Jet-Niveau  
 7c: schematisiertes Conveyor belt-Modell

barer Flächen (Abb. 5b) erkennt man deutlich die Überlagerung der Front durch das PVA-Maximum in der linken *exit region*, die die Bewölkungsverstärkung bewirkt. Gleichzeitig kommt es aber durch die Verlagerung des Höhentrog zu einer Störung der Verteilung von Vorticity und Vorticityadvektion in der Austrittsregion; man findet PVA auch in der rechten *exit region*. Dies manifestiert sich auch in der relativen Strömung auf isentropen Flächen (Abb. 5c, d). Während die Zirkulationszelle in jenem Teil der *exit region* des Jet-Streak, der innerhalb der Front liegt (Abb. 5c), markantes Aufsteigen aufweist, ist sie in jenem Teil, der hinter der Front liegt (Abb. 5d), vom Absinken im Höhentrog überlagert. Dort deuten nur noch die ageostrophischen Windkomponenten auf die in der *exit region* vorhandene Jet-Streak-Zirkulation hin. Innerhalb der *Bewölkungsverstärkung* treten verbreitet eingebettete Cumuli, Schauer und Gewitter auf.

### 3 Jet-Streak-Wellen (Abb. 6a, b).

Jet-Streak-Wellen, im Satellitenbild als Ausbuchtung der Bewölkung erkennbar, entstehen, wenn Jet-Streaks die Front in einem kleinen spitzen Winkel überqueren und zwar anfänglich meist in der rechten *entrance region* (Abb. 6c). Betrachtet man relative Stromlinien auf isentropen Flächen (Abb. 6d), so erkennt man, daß dies im *warm conveyor belt* der Front passiert und zwar dort, wo der zunächst absin-

kende trockene Luftstrom aus Nordwest umbiegt und von da an parallel zum *warm conveyor belt* aufsteigt. Die wellenförmige Ausbuchtung orientiert sich streng nach der relativen Strömung und wandert mit dieser am Wolkenband entlang und somit durch den Jet-Streak durch, der sich als ganzes langsamer verlagert. Im Gegensatz zu klassischen Wellen kommt es bei Jet-Streak-Wellen zu keiner Zyklone. Obwohl sie im IR-Satellitenbild markant aussehen, bestehen sie überwiegend aus mittelhoher und hoher Bewölkung.

### 4 Wolkenlinien und -fasern (Abb. 7a).

Sie treten sowohl als Einzelfasern an der Jet-Achse als auch gehäuft und bandartig angeordnet im antizyklonalen Scherungsbereich auf. Solche Wolkenphänomene werden schon lange als Anzeichen für einen Jet-Stream angesehen und, wenn es sich um einzelne Fasern an der Jet-Achse handelt, mit dort vorhandenen kleinräumigen Rotationen in Zusammenhang gebracht (WELDON 1979). Wie schon bei den Jet-Streak-Wellen, ist auch bei Fasern ein anderer Mechanismus wirksam als bei *Komma in der linken exit region* und *Frontverstärkung*. Während letztere mit den Zirkulationszellen in der Eintritts- und Austrittsregion zusammenhängen, sind Jet-Streak-Wellen und Fasern stark mit dem *Conveyor belt-Modell* und der Richtung der relativen Strömung verbunden. Abbildung 7b soll andeuten, daß die Fasern an der Jet-Achse eher in der Austrittsregion zu

erwarten sind. Sie können nahezu normal zur Frontbewölkung orientiert sein, aber auch nahezu parallel zum Wolkenbandrand. Abbildung 7c zeigt schematisch die bei einer solchen Situation häufig vorhandene Verteilung der *conveyor belts*. Die Fasern sind an der Begrenzung zwischen *warm conveyor belt* und trockener Strömung zu finden und beginnen dort, wo beide Strömungen aufsteigend sind. Somit können die Fasern als Ergebnis der Überlagerung des großräumigen Aufsteigens in den *conveyor belts* und des kleinräumigen Aufsteigens innerhalb der Rotation an der Jet Achse betrachtet werden.

#### 4 Schlußbetrachtungen

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß neben der quantitativen Anwendung der Satellitenbilder für die sehr kurzfristige Vorhersage, die Diagnose der Bilder in bezug auf Struktur und Konfiguration der Wolkensysteme einen wesentlichen Beitrag zum physikalischen Verständnis der atmosphärischen Vorgänge leistet. Einige Beispiele wurden im 3. Abschnitt angeführt. Die Forschung auf diesem Gebiet ist bei weitem nicht abgeschlossen. In interaktiver Arbeitsweise mit Bildinformation einerseits und Feldverteilung meteorologischer Parameter andererseits soll es gelingen, für einen möglichst großen Teil immer wiederkehrender Wolkenkonfigurationen die physikalischen Ursachen in der Atmosphäre zu ergründen. Satellitenbilder können dann dem Meteorologen als optische Manifestation der sie verursachenden Zustände dienen.

#### Literatur

- BROWNING, K. A.: Conceptual Models of Precipitation Systems. Weather and Forecasting, 1986.
- CARLSON, T. N.: Cloud configuration in relation to isentropic motion. Satellite and Radar imagery interpretation. Eumetsat, 1987.
- FORBES, G.: Towards understanding four-dimensional atmospheric processes in real time, through use of satellite imagery with other meteorological information. Koninklijk Netherlands Meteorologisch Instituut Memorandum, 1982.

- GRIFFITH, C. G.; WOODLEY, L. W.; GRUBE, P. G.; MARTIN, D. W.; STOUT, J.; SIKDAR, D. N.: Rain Estimation from Geosynchronous Satellite Imagery - Visible and Infrared Studies. Mon. Wea. Rev. 106, S. 1153-1171, 1978.
- HOUGHTON, J. T.; TAYLOR, F. W.; RODGERS, C. D.: Remote soundings of atmospheres. S. 221 ff. Cambridge University Press, 1984.
- HUBER-POCK, F. KRESS, CH.: An Operational Model of Objective Frontal Analysis Based on ECMWF Products. Meteorol. Atmos. Phys. 40, S. 170-180.
- KURZ, M.: Dynamics of stable and unstable baroclinic waves as described by quasi-geostrophic theory and as seen in satellite images. Satellite and Radar imagery interpretation. EUMETSAT, 1987.
- MAHRINGER, G.: Jet Streaks: Modellvorstellungen und Fallstudien. Tagungsbericht der Flugmet Linz, 1987.
- SCOFIELD, R. A. and OLIVER, V. J.: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. NOAA Technical Memorandum NESS 86, 1977.
- SCOFIELD, R. A.: Analysis of rainfall from flash flood producing thunderstorms using GOES data. Nowcasting: Mesoscale observations and short-range prediction. Proceedings of an international IAMAP-Symposium, 1981. ESA.
- UCCELLINI, L. W. and JOHNSON, D. R.: The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Implication for the Development of Severe Convective Storms. Mon. Wea. Rev. 107, S. 682-703, 1979.
- WELDON, R.: Cloud patterns and upper air wind fields. Satellite Training Course Notes. Part IV, Ness 1979.
- WILHEIT, T. T.; THEON, J. S.; SHENK, W. E.; ALLISON, W. J. and RODGERS, E. B.: Meteorological interpretations of the images from the Nimbus 5 electrically scanned microwave radiometer. J. Appl. Met. 15, S. 166-172.
- ZWATZ-MEISE, V.: Satellitenmeteorologie. Satelliten beobachten das Wetter. Verständliche Wissenschaft 117, Springer Verlag, 1987a.
- ZWATZ-MEISE, V.; MAHRINGER, G.: Use of satellite imagery, combined with numerical model diagnostics to locate fronts and predict their activity: methods and examples. Satellite and Radar imagery interpretation. EUMETSAT, 1987b.
- ZWATZ-MEISE, V.: Jet Streaks: Synoptische Signifikanz und erste Ergebnisse des Projektes. Tagungsbericht der Flugmet Linz, 1987c.

## 1 Einleitung

Eine der auffälligsten Erscheinungen beim Betrachten von Satellitenbildern der Erde sind die Wolken. Im Gegensatz zu Bodenbeobachtungen sind Wolken vom Satelliten aus quasi synoptisch erfassbar, vor allem auch über den Ozeanen. Daher liegt es nahe, die für Wettervorhersage und Klimastudien benötigten Informationen über Wolken aus Satellitendaten abzuleiten. Zunächst interessiert der Bewölkungsgrad in vorgegebenen Gebieten, die z. B. durch die Gittermaschen eines Atmosphärenmodells bestimmt sein können, möglichst für alle vorkommenden Wolkenarten. Zunehmend werden auch Informationen über die optischen Eigenschaften der Wolken, wie z. B. Temperatur der Wolkenobergrenze, optische Dicke und Flüssigwassergehalt benötigt.

Die Fragen, die für jedes Bildelement (Pixel) der Satellitenmessung zu beantworten sind, lauten also: Ist das Pixel bewölkt oder nicht, wenn ja, zu welcher Wolkenklasse gehört es, und drittens, welche optischen Eigenschaften haben die Wolken. Diese Aufteilung des Analyseproblems in drei Teile, die Wolkenerkennung, Wolkenklassifizierung und Wolkenanalyse heißen mögen, ist nicht zwingend, fördert jedoch die Übersichtlichkeit. Horizontale Mittelung der pixelweisen Ergebnisse von Wolkenklassifizierung und Wolkenanalyse führen dann zu den oben erwähnten Gittermaschenmittelwerten. Übereinanderliegende Wolken-schichten können allerdings nur dann vom Satelliten aus unterschieden werden, wenn die untere Schicht durch die obere hindurch erkennbar bleibt.

Alle Fernerkundung von Wolken mit Satelliten beruht auf drei Säulen: Den spektralen Unterschieden im nach oben gehenden Strahlungsfeld zwischen Wolke und wolkenfreiem Untergrund (Pixelverfahren), den Texturunterschieden zwischen Wolkenformationen wie z. B. einem frontalen Wolkenband und einerseits dem homogenen Ozean, andererseits der sehr heterogenen Landoberfläche (Mustererkennungungsverfahren), sowie Zusatzinformationen sowohl über meteorologische Gegebenheiten der Wolkenstrukturen (z. B. Cirrus ist oft präfrontal, Zellular-Bewölkung postfrontal) als auch über langsam veränderliche Eigenschaften des Bodens (z. B. Bewuchs, Nutzung, Albedo, Reflexionsfunktion, Orographie, Schnee/Eis-Bedeckung).

Die satellitengetragenen Meßgeräte, mit denen die spektralen und die Texturunterschiede gemessen werden können, lassen sich hinsichtlich ihrer horizontalen Auflösung am Boden grob in drei Gruppen einteilen:

- ca. 10–100 m: z. B. SPOT, Landsat TM + MSS
- ca. 1–5 km: z. B. NOAA AVHRR, METEOSAT Imager, GOES VISSR
- ca. 20–50 km: z. B. NOAA HIRS + MSU, Nimbus 7 SMMR, ERBE Scanner

Die erste Gruppe ist für meteorologische Anwendungen meist ungeeignet, da ein Meßgerät dasselbe Gebiet nur etwa

alle 2 Wochen beobachtet. Die dritte Gruppe liefert zwar die umfangreichste spektrale und zeitliche Information, bietet aber eine für die Wolkenerkennung meist unzureichende räumliche Auflösung. Daher konzentriert sich die Wolkenerkennung auf die Nutzung der abbildenden Radiometer der geostationären Satelliten METEOSAT, GOES, INSAT, GMS und des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) der polar umlaufenden Satelliten der NOAA-Serie, die einen guten Kompromiß zwischen räumlicher und zeitlicher Auflösung bieten.

Die Wolkenerkennung mit den abbildenden Radiometern der geostationären Satelliten, die im wesentlichen zwei spektrale Kanäle haben, ist im Rahmen des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) eingehend untersucht worden (ROSSOW et al. 1985). Anhand eines Testdatensatzes wurden sechs verschiedene Algorithmen verglichen, darunter Schwellwert-Algorithmen (alles was heller bzw. kälter ist als der Schwellwert heißt Wolke) und Cluster-Methoden (Pixel tendieren zur Haufen-(Cluster-) Bildung in ein- bzw. zweidimensionalen Histogrammen). Auch eine sehr vereinfachte Mustererkennungsmethode wurde mitbetrachtet. Es zeigte sich, daß kein Algorithmus überall, d. h. in allen im Test vorkommenden meteorologischen Situationen, der beste war. Dies ist mit der Grund, warum der im ISCCP angewendete Algorithmus als vorläufig betrachtet wird, und konsequenterweise die Strahldichtedaten, aus denen die Wolkenparameter abgeleitet werden, aufgehoben werden.

Als Ergebnis liegt der Bewölkungsgrad in Abhängigkeit von der Wolkenhöhe und der optischen Dicke vor, für jede Masche eines  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  Netzes und für alle 3 Stunden. Bisher wurden diese Ergebnisse erzeugt für Juli 1983, den Beginn des ISCCP, und den Januar 1984. Danach ist der April 1985 vorgesehen, weil dieser Monat gut zum Vergleich mit den Meßergebnissen des *Earth Radiation Budget Experiments* geeignet ist. Das ISCCP dauert derzeit noch an, eventuell wird es bis in die 90er Jahre verlängert.

Seit Beginn der TIROS-N/NOAA Serie wird versucht, die gegenüber den geostationären Imagern fast verdoppelte spektrale Information des AVHRR zur besseren Wolkenklassifizierung zu nutzen (z. B. ARKING und CHILDS 1985). Aus dem Bedürfnis, gute Meeresoberflächentemperaturen zu erhalten, entstanden Algorithmen zur Identifizierung bewölkter Pixel, die sich die Unterschiede in der Temperaturabhängigkeit der Planck-Funktion bei  $3.7 \mu\text{m}$ ,  $11 \mu\text{m}$  und  $12 \mu\text{m}$  zunutze machen, sowie die unterschiedlichen Transmissionseigenschaften dünner Wolken und von Nebel. LILJAS (1988) hat 10 Kriterien definiert aus spektralen Daten, aus Differenzen von Kanälen und aus Homogenitätstests in verschiedenen Kanälen, die es ihm erlauben, jedes Pixel einer von 22 Klassen zuzuordnen. Um saisonale, regionale und zeitliche Abhängigkeiten zu berücksichtigen, verwendet er Testgebiete für jede Klasse und in jeder Situation. Das Verfahren ist schnell und operationell, ist jedoch bisher nur mit konventionellen Analysen verifiziert worden, d. h. in einem mehr statistischen Sinn.

Am Robert Hooke Institute for Cooperative Atmospheric Research in Oxford, U. K., wurde ein etwas anderer Weg eingeschlagen, nämlich der Versuch, zunächst alle Pixel in die drei Gruppen wolkenfrei, total bewölkt und teilweise bewölkt einzuordnen und erst danach mit Klassifizierung und Analyse der Pixelgruppen zu beginnen (SAUNDERS und KRIEBEL 1988). Dieser Weg soll im folgenden beispielhaft vorgestellt werden. Seine Kurzbezeichnung APOLLO steht für *AVHRR Processing scheme over clouds, land and ocean*.

## 2 Wolkenerkennung

Die Grundidee, die dem hier vorgestellten Satellitendatenverarbeitungsschema zugrunde liegt, besteht darin, mit Parameterisierungsschemata aus wolkenfreien Pixeln Eigenschaften des Bodens wie Albedo, Oberflächentemperatur und Vegetationsindex abzuleiten und aus total bewölkten Pixeln optische Eigenschaften von Wolken wie optische Dicke, Flüssig- oder Eiswasserweg, Emissionsvermögen und Wolkenoberflächentemperatur. Es ist daher für die Qualität der Produkte entscheidend, daß nur solche Pixel wolkenfrei genannt werden, bei denen kein Zweifel daran besteht. Für total bewölkte Pixel gilt entsprechendes. Die Klassifizierung erfolgt daher so, daß zunächst jedes Pixel mit bis zu fünf Algorithmen auf Bewölkung getestet wird. Nur wenn das Pixel von keinem der fünf Algorithmen für bewölkt gehalten wird, wird es als wolkenfrei bezeichnet. In einem zweiten Schritt wird die Gruppe der nicht wolkenfreien Pixel daraufhin untersucht, ob sie total bewölkt sind oder nicht. Der Nachteil dieses sehr vorsichtigen Vorgehens liegt in einer Überschätzung der Rubrik *teilweise bewölkt*. Weil diese Rubrik entscheidend ist für die Ermittlung des Wolkenbedeckungsgrades (die anderen beiden Rubriken brauchen lediglich gezählt zu werden), müssen die Algorithmen zur Bestimmung des Bedeckungsgrades von teilweise bewölkten Pixeln dieser Überschätzung Rechnung tragen können.

Die Auswahl der Algorithmen erfolgte nach dem Gesichtspunkt der Einfachheit bei möglichst guter Ausnutzung der vorhandenen spektralen Information. Das Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) hat in seiner ersten Version (NOAA 6, 8, 10) 4 spektrale Kanäle (der 5. Kanal verdoppelt den 4.), in seiner zweiten Version 5 spektrale Kanäle (NOAA 7, 9, 11). Die Kanäle 1 und 2 liegen im sichtbaren und nahen infraroten Bereich des Spektrums. Sie trennen den Teil unterhalb  $0.7 \mu\text{m}$ , in dem das Reflexionsvermögen von Vegetation gering ist und Wasserdampf nicht absorbiert, von dem Bereich oberhalb  $0.7 \mu\text{m}$ , in dem Vegetation stark reflektiert und die Absorptionsbanden des Wasserdampfs liegen (Tab. 1). Die Kanäle 4 und 5 des AVHRR/2 teilen das atmosphärische Infrarot-Fenster in zwei Bereiche, in denen sowohl die Temperaturabhängigkeit der Planck-Funktion als auch die Transmission dünner Wolken unterschiedlich ist. Ferner ist auch die Wasserdampfabsorption verschieden, was zur Korrektur des Atmosphäreinflusses verwendet wird. Diese *split-window*-Information begründet die Überlegenheit des AVHRR über die abbildenden Radiometer der derzeitigen geostationären Satelliten, die in vergleichbaren Spektralbereichen nur jeweils einen, meist breiteren Kanal besitzen.

Eine Sonderstellung nimmt der Kanal 3 bei  $3.7 \mu\text{m}$  ein. Tagsüber ist der Anteil der reflektierten Sonnenstrahlung von gleicher Größenordnung wie die thermisch emittierte Strahlung in diesem Kanal, so daß hier eine Mischinformation vorliegt, die ohne zusätzliche Informationen keine eindeutige Interpretation des Meßsignals erlaubt. Dieser Kanal findet daher vor allem nachts Verwendung, wo er entscheidend zur Wolkenerkennung beiträgt. Tagsüber ist er jedoch zur Unterscheidung von Schnee, Eis und Wolken wesentlich.

Die fünf Algorithmen zur Erkennung wolkenfreier Pixel, die im APOLLO verwendet werden, bestehen aus zwei Schwellwerttests, wie sie auch bei den Daten der geostationären Satelliten angewandt werden, und aus zwei *split-window*-Tests, die sich die Aufspaltung der beiden Spektralbereiche zunutze machen. Schließlich wird noch eine Methode verwendet, die aus dem Maß der räumlichen

Tabelle 1: Die Spektralkanäle des *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR/2) der TIROS-N/NOAA Serie und die entsprechende Empfehlung für den *Visible and Infrared Imager* (VIRI) des METEOSAT Second Generation (MSG).

NOAA	Kanal	MSG	Kanal
AVHRR/2		VIRI	
[ $\mu\text{m}$ ]		[ $\mu\text{m}$ ]	
0.58 - 0.68	1	0.60- 0.67	VIS1
0.725- 1.1	2	0.77- 0.89	VIS2
		1.53- 1.70	IR1.6
3.55 - 3.93	3	3.5 - 3.9	IR3.7
		5.8 - 6.7	WV1
		6.9 - 7.3	WV2
10.3 -11.3	4	10.3 -11.3	IR11
11.5 -12.5	5	11.5 -12.5	IR12

Kohärenz auf Wolken schließt. Diese kann man als Vorstufe einer Mustererkennungsmethode auffassen, wenn auch hier lediglich aus der horizontalen Varianz auf die Inhomogenität der Oberfläche geschlossen wird. Weil dieser Test nur über dem Ozean angewendet wird, muß zusätzlich bekannt sein, ob das Pixel Ozean oder Land (oder Küste) enthält. Dies geschieht aufgrund einer Land-See-Maske, die für das betrachtete Gebiet nach erfolgreicher Navigation aus einer Datenbank erstellt wird. Ferner müssen alle Spektralkanäle kalibriert sein, da nicht mit counts (10 bit Auflösung: 0-1023) sondern mit Äquivalenttemperaturen und Reflexionsfaktoren gearbeitet wird. Dies ist für die Kanäle 3, 4 und 5 gut möglich aufgrund der im Datenstrom mitgelieferten Kalibrierungsinformation. Für die Kanäle 1 und 2 muß auf die Laborkalibrierung vor dem Start des Satelliten zurückgegriffen werden. Neuere Untersuchungen befassen sich mit den zeitlichen Veränderungen dieser Kalibrierungsfaktoren und zeigen Wege zur Korrektur.

Nach erfolgreicher Identifizierung der wolkenfreien Pixel werden auf alle nicht wolkenfreien Pixel zwei der oben genannten Algorithmen noch einmal angewandt, allerdings mit geänderter Interpretation, um die total bewölkten Pixel

herauszufinden. Es ist einmal der Test auf räumliche Kohärenz (spatial coherence), der in der ersten Runde zur Identifikation der wolkenfreien Pixel über dem Ozean alle Pixel, deren 3 x 3-Matrix ihrer Umgebung eine höhere Varianz als 0.25 K aufweisen, als nicht wolkenfrei erklärt. Zur Erkennung der total bewölkten Pixel wird angenommen, daß die Homogenität total bewölkter Pixel größer ist als bei durchbrochener Bewölkung, sowohl über Land als auch über dem Ozean, d. h. solange die Varianz der 3 x 3-Matrix kleiner als 1 K ist, wird das Pixel als total bewölkt betrachtet.

Der zweite Test ist das Verhältnis der Reflexionsfaktoren in den Kanälen 2 und 1. Landoberflächen, zumindest solange Vegetation beteiligt ist, reflektieren oberhalb von 0.7  $\mu\text{m}$  mehr als bei kürzeren Wellenlängen, d. h. das Verhältnis der Reflexionsfaktoren ist deutlich größer als 1. Ozean hingegen reflektiert außerhalb des Sonnenreflexes fast nichts ( $\sim 1\text{-}2\%$  Reflexionsvermögen), und daher ist fast alles, was im wolkenfreien Fall in den Kanälen 1 und 2 gemessen wird, in der Atmosphäre gestreute Strahlung mit der mittleren Wellenlängenabhängigkeit von  $\lambda^{-4}$  für Moleküle und  $\lambda^{-1.3}$  für Aersole. Daraus folgt, daß das Verhältnis außerhalb des Sonnenreflexes stets kleiner als 0.7 ist. Wolken hingegen reflektieren in beiden Kanälen ziemlich gleich gut. Unmittelbar oberhalb der Wolke wäre also das Verhältnis der Reflexionsfaktoren fast 1. Auf dem Weg zum Satelliten wird nun die Strahlung im Kanal 1 durch Ozon geschwächt, im Kanal 2 durch Wasserdampf. Dies führt dazu, daß das Verhältnis der Reflexionsfaktoren bei sehr hohen Wolken sogar größer als 1 werden kann (etwa bis 1.1), während es bei niedrigen Wolken absinkt bis auf etwa 0.8. Dieses Verhältnis ist also ein, wenn auch ziemlich grober, Wolkenhöhenindikator. Zum Erkennen wolkenfreier Pixel in gemäßigten Breiten werden Schwellwerte bei 0.7 und 1.6 gesetzt. Alle Pixel mit höheren Werten als 0.6 über dem Ozean bzw. kleineren Werten als 1.6 über Land werden als nicht wolkenfrei erkannt. In der zweiten Runde, beim Erkennen der total bewölkten Pixel, wird ein Histogramm aus den nicht wolkenfreien Pixeln gebildet und das Maximum der Verteilung gesucht, das zwischen 0.8 und 1.1 liegt. Wenn hier ein Maximum gefunden wird, so muß es sich um total bewölkte Pixel handeln. Das Gebiet hierzu beträgt 50 x 50 Pixel, also etwa 55 x 55 km<sup>2</sup>. Total bewölkt heißen alle Pixel, die weniger als  $\pm 0.05$  vom Maximalwert entfernt liegen. Wird kein Maximum identifiziert, so wird ein voreingestellter Wert von 0.9 genommen. Eine ausführliche Beschreibung aller verwendeten Algorithmen findet sich bei SAUNDERS und KRIEBEL (1988).

Ursprünglich wurden nur die Pixel total bewölkt genannt, die von beiden Tests als solche identifiziert wurden. Es zeigte sich jedoch, daß die Ausbeute an total bewölkten Pixeln realistischer wird, wenn auch die Pixel total bewölkt heißen, die von nur einem der beiden Tests herausgefunden werden. Insbesondere bei konvektiver Bewölkung versagt die Kohärenz-Methode oft, während hier die Verhältnis-Methode noch greift. Bei sehr dünnen Wolkenschichten hingegen kommt die Kohärenz-Methode noch zu richtigen Resultaten, während die Verhältnis-Methode versagt, weil das Verhältnis der Reflexionsgrade zu stark vom Untergrund geprägt wird.

Wenn Schnee oder Eis vorhanden ist, versagt die bisher vor-

gestellte Kombination von Algorithmen, denn Schnee- und Eisflächen werden aufgrund ihrer Helligkeit zu den Wolken gerechnet und haben sogar eine gute Chance, als total bewölkt erkannt zu werden. Abhilfe schafft hier der Kanal 3 bei 3.7  $\mu\text{m}$ . In diesem Spektralbereich reflektieren Wasserwolken, Eiswolken und Schnee unterschiedlich (WELCH et al. 1980). Diese Unterschiede sind jedoch nur dann eindeutig interpretierbar, wenn der thermisch emittierte Anteil bekannt ist. Dieser wird bestimmt durch Temperatur und Emissionsvermögen. Die Temperatur läßt sich aus dem Kanal 4 ausreichend genau bestimmen. Das Emissionsvermögen bei 3.7  $\mu\text{m}$  ist jedoch eine weitgehend unbekannte Größe. Entsprechende Untersuchungen aus Nachtmessungen stehen noch aus. Man behilft sich mit einem Trick, der für den Boden und für dicke Wolken zulässig ist, nicht jedoch für dünne Wolken: man setzt den Transmissionsgrad in diesem Spektralbereich gleich Null. Dann ist Reflexionsgrad = 1 - Emissionsgrad und das unbekannte Emissionsvermögen verschwindet aus der Gleichung für das Reflexionsvermögen. Zwei empirische Schwellwerte bestimmen nun, zusammen mit anderen Tests wie z. B. der Differenz der Kanäle 1 und 2, ob es sich um Schnee, Eis, Wolke und deren mögliche Kombinationen handelt (GESELL 1989).

### 3 Wolkenklassifizierung

Wenn alle Pixel einer AVHRR-Szene in die drei Töpfe wolkenfrei, total bewölkt, teilweise bewölkt sortiert sind, ist die Wolkenerkennung, der erste Teil von APOLLO, beendet. Die Wolkenklassifizierung besteht nun darin, jedes bewölkte Pixel aufgrund der Temperatur seiner Wolkenobergrenze und der Kenntnis des vertikalen Temperaturprofils einer bestimmten Höhenschicht zuzuordnen. Da letzteres oft nicht bekannt ist, werden z. Zt. in APOLLO lediglich drei Höhenbereiche (niedrige > 700 hPa > mittlere > 400 hPa > hohe Wolken) sowie Eiswolken (kalt und dunkel) unterschieden. Hier ist der Stockholmer Algorithmus erheblich differenzierter (LILJAS 1988), weil er insgesamt 16 Wolkenklassen zuläßt. Will man nicht nur die total bewölkten sondern auch die teilweise bewölkten Pixel einer bestimmten Kategorie zuordnen, wie es zumindest bei der Ermittlung des Bedeckungsgrades für jede Wolkenart erforderlich ist, so kommt man ohne Willkür nicht aus. Sie besteht in der Postulierung und Ausnutzung einer horizontalen Homogenität, d. h. die Wolken im teilweise bewölkten Pixel sind die gleichen wie die im nächsten total bewölkten Pixel. Dieses Kriterium erlaubt sowohl eine eindeutige Zuordnung als auch die Bestimmung des Wolkenbedeckungsgrades des teilweise bewölkten Pixels. Hierzu ist noch die Kenntnis von Reflexionsfaktoren bzw. Bodentemperatur des Pixels erforderlich. Diese erhält man entweder aus einer Datei der Bodeneigenschaften, die aus vorangegangenen wolkenfreien Situationen aufgebaut wurde und nun zeitlich extrapoliert wird, zusammen mit einer Vorhersage für die aktuelle Situation, oder aus dem nächst benachbarten wolkenfreien Pixel, wobei horizontale Homogenität des Bodens unterstellt wird.

Der Bedeckungsgrad N eines bewölkten Pixels läßt sich dann entweder aus der emittierten Strahldichte oder aus den Reflexionsfaktoren ermitteln:

$$L_m = (1-N)L_s + NL_c \quad \left. \vphantom{L_m} \right\} N = \frac{L_s - L_m}{L_s - L_c}$$

mit  $L_m = \int \Phi_4(\lambda) \epsilon(\lambda) B_\lambda(T) d\lambda$  = gemessene Strahllichte,  $\Phi_4(\lambda)$  = spektrale Empfindlichkeit des Kanals 4,  $\epsilon(\lambda)$  = spektrales Emissionsvermögen,  $B_\lambda(T)$  = Planck-Funktion,  $L_s$  = Strahllichte des wolkenfreien Bodens,  $L_c$  = Strahllichte bei Bedeckungsgrad  $N = 1$ ;

$$\left. \begin{aligned} R_{1m} &= (1-N)R_{1s} + NR_{1c} \\ R_{2m} &= (1-N)R_{2s} + NR_{2c} \\ Q &= R_{2c}/R_{1c} \end{aligned} \right\} N = 1 - \frac{R_{2m} - QR_{1m}}{R_{2s} - QR_{1s}}$$

mit  $R_{1m}, R_{2m}$  = gemessener Reflexionsfaktor in den Kanälen 1 und 2,  $R_{1s}, R_{2s}$  = Reflexionsfaktor des wolkenfreien Bodens,  $R_{1c}, R_{2c}$  = Reflexionsfaktor der Wolken,  $Q$  = Maximum des Histogramms des Verhältnisses  $R_{2c}/R_{1c}$  in einem etwa  $50 \times 50$  Pixel großen Bereich, in dem das betrachtete Pixel liegt.

In Bild 1 sind die mit beiden Methoden erzielten Bedeckungsgrade von solchen  $50 \times 50$  Pixeln großen Bereichen gegeneinander aufgetragen. Die Streuung ist zwar groß, doch liegt der Mittelwert nahe bei der  $45^\circ$ -Geraden, so daß es im Mittel egal sein sollte, welche Methode angewendet wird.

#### 4 Wolkenanalyse

Die Wolkenanalyse, zumindest in der hier verwendeten Definition, stellt quantitative Zusammenhänge zwischen den spektralen Strahllichten der einzelnen AVHRR-Kanäle und optischen Eigenschaften der Wolken her. Sie setzt voraus, daß es sich um total bewölkte Pixel handelt. Der am häufigsten verwendete Parameter ist die Temperatur der Wolkenobergrenze. Sie folgt unmittelbar aus der gemessenen Strahllichte z. B. in Kanal 4 durch Inversion der Planck-Funktion. Eine Korrektur bezüglich der über der Wolke liegenden Atmosphäre ist erforderlich. STEPHENS (1978) hat aus Modellrechnungen einen eindeutigen Zusammenhang abgeleitet zwischen Flüssigwasserweg (vertikales Integral über den Flüssigwassergehalt) und optischer Dicke von Wasserwolken. Die durch die unterschiedlichen Tröpfchengrößenverteilungen hervorgerufenen Unterschiede ver-

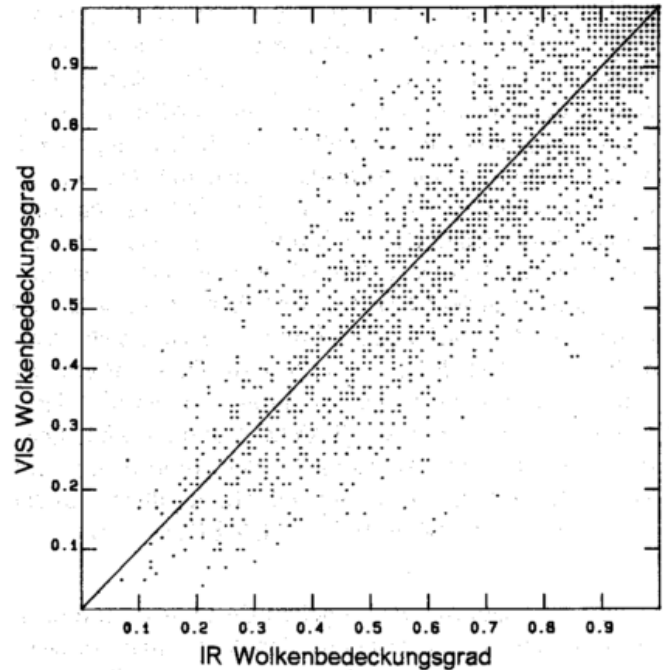
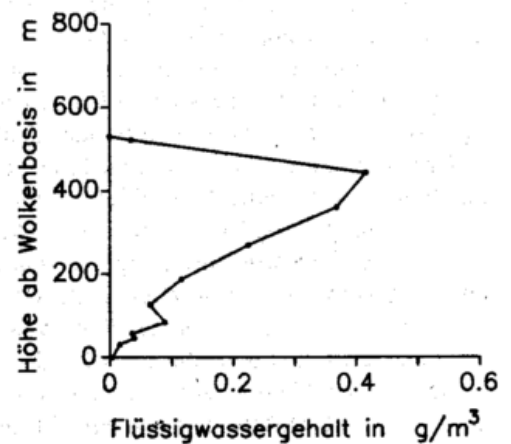
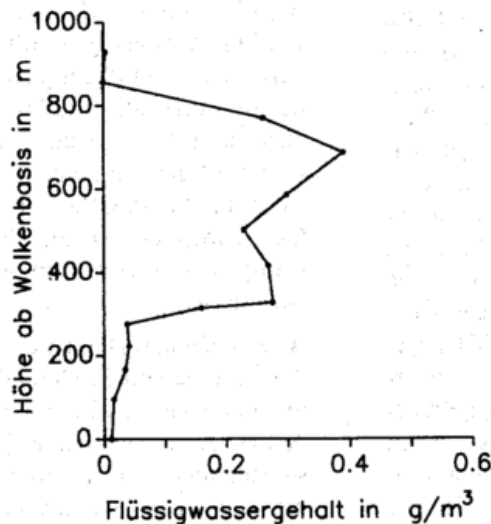


Bild 1: Wolkenbedeckungsgrade teilweise bewölkter Pixel, ermittelt aus den emittierten Strahllichten (Abszisse) und aus den Reflexionsfaktoren (Ordinate).

ursachen eine Unsicherheit in diesem Zusammenhang von etwa  $\pm 10\%$ . Ähnliches gilt für den Zusammenhang zwischen Emissionsvermögen und Flüssigwasserweg. Die Absicht von STEPHENS war, aus Messungen des Flüssigwasserwegs auf dessen Auswirkung auf die Strahlungsbilanz zu schließen, d. h. auf das Reflexionsvermögen der Wolke. KRIEBEL et al. (1989) beschreiten den umgekehrten Weg und schließen vom Reflexionsgrad auf optische Dicke, Flüssigwasserweg und Emissionsvermögen, indem sie die Parameterisierung von STEPHENS in umgekehrter Richtung benutzen. Wichtiger Zwischenschritt ist dabei die Umrechnung von der gemessenen Strahllichte bzw. dem bidirektionalen Reflexionsfaktor am Oberrand der Atmosphäre auf den in den Parameterisierungen verwendeten gerichteten-halbräumlichen Reflexionsgrad der Wolke. Bei Eiswolken ist die Parameterisierung etwas komplizierter. Einmal gibt es einen Korrekturfaktor für den Zusammenhang von Reflexionsgrad und optischer Dicke von PLATT et al. (1980), der

Bild 2: Flüssigwassergehalt von Stratuswolken, gemessen mit einer flugzeuggetragenen Johnson-Williams-Probe. Das vertikale Integral, der Flüssigwasserweg, ergibt sich zu  $155 \text{ gm}^{-2}$  (links) bzw. zu  $103 \text{ gm}^{-2}$  (rechts), die entsprechenden APOLLO Ergebnisse sind  $95 \text{ gm}^{-2}$  bzw.  $69 \text{ gm}^{-2}$ .



der Tatsache Rechnung trägt, daß Eiswolken bei gleicher optischer Dicke stärker reflektieren als Wasserwolken. Dieser Korrekturfaktor ist z. Zt. nur grob bekannt. Eine andere Parameterisierung wurde von STARR und COX (1985) vorgestellt. Sie verknüpft den Reflexionsgrad mit dem Emissionsvermögen und dann mit dem Eiswasserweg. Da sie den spektral von 0.3 – 3  $\mu\text{m}$  gemittelten Reflexionsgrad benützt, wird noch eine Korrektur angebracht entsprechend dem Verhältnis der Reflexionsgrade bei 0.55  $\mu\text{m}$  und 0.3 – 3  $\mu\text{m}$ . Nach WELCH et al. (1980) beträgt es 1.14. Der im Prinzip recht einfache Formalismus ist ausführlich dokumentiert bei KRIEBEL et al. (1989). An Zusatzinformationen benötigt er vor allem die Anisotropiefaktoren aus ERBE-Messungen des Nimbus-7 (TAYLOR und STOWE 1984) sowie Luftlicht und Transmission der Atmosphäre nach KOEPKE (1989) zur Bestimmung der Bodenalbedo aus der planetaren Albedo (KOEPKE und KRIEBEL 1987).

Über die Genauigkeit der erzielten Ergebnisse kann noch nichts abschließendes gesagt werden. Vorsichtige Abschätzungen erwarten etwa  $\pm 50\%$  Unsicherheit im Flüssigwasserweg. Erste Validierungen scheinen dies zumindest zu bestätigen. Flugzeuggetragene in-situ-Messungen der Vertikalprofile des Flüssigwassergehalts von einer Stratusdecke sind in Abbildung 2 dargestellt. Das vertikale Integral ergibt einen Flüssigwasserweg von  $155 \text{ gm}^{-2}$ . Diese Werte wurden mit einer Johnson-Williams-Probe ermittelt, deren Genauigkeit etwa  $\pm 30\%$  beträgt. Die Meßzeit unterscheidet sich etwa eine halbe Stunde von der Aufnahmezeit des NOAA-9. Aus dessen AVHRR-Daten wurde das Gebiet isoliert, das die Flugroute enthält. Eine horizontale Mittelung der darin mit APOLLO ermittelten Werte des Flüssigwasserwegs ergab  $95 \text{ gm}^{-2}$ . Ein zweiter Vergleich ergab  $103 \text{ gm}^{-2}$  (Flugzeugmessung) und  $69 \text{ gm}^{-2}$  (APOLLO). Diese Übereinstimmung ist ermutigend, denn erstens liegt die Abweichung in der erwarteten Größenordnung und zweitens liegt sie auf der richtigen Seite, d. h. etwaige horizontale Inhomogenitäten sollten sich in einer Erniedrigung des aus Reflexionsgraden abgeleiteten Zahlenwerts auswirken. Eine einfache Abschätzung zeigt, daß der Einfluß horizontaler Inhomogenitäten meist kleiner als 25 % ist, die Abweichungen damit also nur zum Teil erklärt werden können. Ein während der ARKTIS 88 Kampagne mit flugzeuggetragenen PMS-Proben durchgeführter Vergleich an arktischen Stratuswolken ergab jedoch das umgekehrte Resultat, nämlich einen höheren Wert bei APOLLO als bei der PMS-Probe. Parallelmessungen von Johnson-Williams-Probe und PMS-Probe ergaben, daß die Meßempfindlichkeit sowohl der Johnson-Williams-Probe als auch der PMS-Probe vom Radius der Wolkentröpfchen abhängt und zwar gegenläufig. So scheint bei kleinen Tropfen, und Stratus hat meist kleine Tropfen, die Meßempfindlichkeit der Johnson-Williams-Probe größer zu sein als die PMS-Probe. Aber eine quantitative Bestätigung dieses Effekts steht noch aus. Eine ähnliche Validierung wurde für Eiswolken begonnen. Während des *Internationalen Cirrus Experiments* (ICE) 1987 fanden Messungen des Rückstreuoeffizienten von Cirruswolken mit einem nach oben gerichteten flugzeuggetragenen Lidar statt, aus dem die optische Dicke abgeschätzt wurde. Eine Satellitenmessung, die eine Stunde früher stattfand, ergab als Mittelwert über eine Fläche, in der die

Flugroute lag, eine optische Dicke von 0.8. Die Lidarmessungen ergaben optische Dicken zwischen 0.4 und 1.6. Beide Meßsysteme liefern also zumindest die gleiche Größenordnung. Mehr kann zur Zeit noch nicht über die Qualität der Cirrus-Parameterisierung ausgesagt werden.

## 5 Zukünftige Entwicklungen

Die hier vorgestellten Wege zur quantitativen Interpretation von Satellitendaten beruhen auf der sorgfältigen Ausnutzung der multispektralen Information. Ihre operationelle Anwendung steckt noch in den Kinderschuhen, doch zeichnet sich ein Bedarf ab z. B. beim Vegetationsindex, bei der Oberflächentemperatur und beim Wolkenbedeckungsgrad. Mit der operationellen Inbetriebnahme von mesokalen Modellen wird der Bedarf an differenzierten Datensätzen zur Initialisierung solcher Modelle steigen. Hierzu ist möglicherweise neben dem Bedeckungsgrad auch der Flüssigwasserweg der Wolken eine geeignete Größe.

Voraussetzung hierfür ist die kontinuierliche Bereitstellung von multispektralen Satellitenbildern sowie die Validierung und Verbesserung der angewendeten Methoden und Parameterisierungen. Soweit bisher erkennbar, werden alle zukünftigen abbildenden Radiometer der meteorologischen Satelliten zumindest die mit AVHRR/2 verwirklichten Spektralbereiche aufweisen. Dies gilt sowohl für das AVHRR/3 der NOAA-K, L, M Serie, das zusätzlich (oder alternierend zum 3.7- $\mu\text{m}$ -Kanal) noch einen Kanal bei 1.6  $\mu\text{m}$  haben wird, als auch für das für die polaren Plattformen vorgeschlagene *Advanced Medium Resolution Imaging Radiometer* (AMRIR), aber auch für den *Visible and Infrared Imager* (VIRI) des METEOSAT Second Generation, dessen genaue Konfiguration zwar noch nicht festgelegt ist, jedoch aller Wahrscheinlichkeit nach zusätzlich zu den AVHRR-Kanälen noch einen bei 1.6  $\mu\text{m}$  und zwei bei 6.3  $\mu\text{m}$  (Wasserdampfabsorptionsbande) erhält (s.a. Tabelle 1). Man kann also davon ausgehen, daß Algorithmen, die auf den AVHRR-Kanälen aufbauen, in den nächsten 15 – 20 Jahren anwendbar sein werden. Sicher bedarf es noch Verbesserungen an den vorhandenen Algorithmen sowie Ergänzungen, die einerseits die schon vorhandene Information besser nutzen, wie z. B. Verfahren der Mustererkennung zur Wolkenklassifizierung, andererseits die in zusätzlichen Spektralkanälen enthaltene Information verwerten. Bei der Verwendung von Daten künftiger Mikrowellenradiometer wie die *Advanced Microwave Sounding Unit* (AMSU) muß, wie bereits eingangs erwähnt, beachtet werden, daß nach derzeitigem Stand der Technik nicht damit zu rechnen ist, daß die horizontale Auflösung gegenüber der bei AMSU-B angestrebten von 15 km erheblich gesteigert werden kann. Ferner ist die quantitative Bestimmung des Flüssigwasserwegs mit Mikrowellenradiometern derzeit nur über dem Ozean möglich, da nur hier der Untergrund infolge des geringen Emissionsvermögens von Wasser gut genug bekannt ist.

Abschließend sei bemerkt, daß dieser Art der quantitativen Auswertung von Satellitendaten für operationelle Anwendungen wohl die Zukunft gehört, da nur dadurch ein dem Aufwand zur Erzeugung dieser Daten einigermaßen entsprechender Nutzen aus Daten der abbildenden Radiometer gezogen werden kann, etwa so, wie es bei den multi-

spektralen Temperatursondierungen, wie z.B. TOVS (HIRS-2), schon lange üblich ist.

#### Literatur

- ARKING, A.; CHILDS, J. D.: Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. *J. Clim. Appl. Meteor.* 24 (1985) S. 322–333.
- GESELL, G.: An algorithm for snow and ice detection using AVHRR data: An extension to the APOLLO software package. *Int. J. Remote Sensing* 10 (1989) S. 897–905.
- KOEPKE, P.: Removal of Atmospheric Effects from AVHRR Albedos. *J. Appl. Meteor.* 28, No. 12 (1989) S. 1341–1348.
- KOEPKE, P.; KRIEBEL, K. T.: Improvement in the shortwave cloud-free radiation budget accuracy. Part I: Numerical study including surface anisotropy. *J. Clim. Appl. Meteor.* 26 (1987) S. 374–395.
- KRIEBEL, K. T.; SAUNDERS, R. W.; GESELL, G.: Optical Properties of Clouds Derived from Fully Cloudy AVHRR Pixels. *Beitr. Phys. Atmosph.* 62, No. 3 (1989) S. 165–171.

- LILJAS, E.: Effective weather monitoring with METEOSAT Second Generation – Ideas stemming from experience of NOAA satellites. Proc. 7. METEOSAT Scientific Users Meeting, Madrid, 27–30 September (1988) EUMETSAT, Darmstadt, FRG, Ed.
- PLATT, C. M. R.; REYNOLDS, D. W.; ABSHIRE, N. L.: Satellite and Lidar observations of the albedo, emittance and optical depth of Cirrus compared to model calculations. *Mon. Wea. Rev.* 108 (1980) S. 195–204.
- ROSSOW, W. B.; MOSHER, F.; KINSELLA, E.; ARKING, A.; DEBOIS, M.; HARRISON, E. F.; MINNIS, P.; RUPRECHT, E.; SÈZE, G.; SIMMER, C.; SMITH, E. A.: ISCCP algorithm intercomparison. *J. Clim. Appl. Meteor.* 24 (1985) S. 877–903.
- SAUNDERS, R. W.; KRIEBEL, K. T.: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing*, 9 (1988) No. 1, S. 123–150.
- STARR, D. O' C.; COX, S. K.: Cirrus clouds. Part I: A cirrus cloud model. *J. Atmos. Sci.* 42 (1985) S. 2663–2681.
- STEPHENS, G. L.: Radiation profiles in extended water clouds II: Parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.* 35 (1978) S. 2123–2132.
- TAYLOR, V. R.; STOWE, L. L.: Atlas of reflectance patterns for uniform earth and cloud surfaces (NIMBUS-7 ERB 61 days). NOAA Technical Report NESDIS 10 (1984).
- WELCH, R. M.; COX, S. K.; DAVIS, J. M.: Solar radiation and clouds. *Meteorological Monographs* 17 (1980) No. 39, May 1980, AMS Ed., Boston, MA, USA.

J. SCHMETZ

## 4 Windfelder aus der Verlagerung von Wolken in Satellitenbildern

### 1 Einleitung

Die Ableitung von Windvektoren aus der Verlagerung von Wolken in aufeinanderfolgenden Satellitenbildern hat sich als wichtige Datenquelle für die Analyse globaler Windfelder etabliert. Heute werden mehrmals am Tage Bildsequenzen der geostationären Satelliten (Japan: GMS, USA: GOES, Indien: INSAT, Europa: METEOSAT) operationell ausgewertet, um globale Windfelder aus dem Wolkenzug abzuschätzen. Die Auswertung erfolgt jeweils an nationalen Zentren, bzw. für METEOSAT am *European Space Operations Centre* (ESOC) der ESA in Darmstadt. Für die operationelle Ableitung der Wolkenwinde werden Bilddaten der geostationären Satelliten benutzt, weil nur diese Bilder ein und desselben Gebietes in hinreichend kurzen Abständen (typischerweise 30 Minuten) aufnehmen. Die Windvektoren werden in das globale Telekommunikationssystem (GTS) der WMO eingespeist und stehen damit den Wetterdiensten weltweit zur Verfügung. Die Wolkenwinde werden hauptsächlich in der Analyse für die numerische Wettervorhersage verwendet.

Ziel dieses Beitrages ist es, einen allgemeinen Überblick zum Thema *Windfelder aus Wolkenzugvektoren* zu geben. Der vorgegebene Rahmen läßt eine Diskussion von Details nicht zu, wobei aber darauf hingewiesen wird, daß es die

Details sind, die den wesentlichen Unterschied in der Qualität abgeleiteter Windfelder ausmachen. Der grundsätzliche Ansatz zur Ableitung der Wolkenwinde ist einfach: Der Versatz der Wolken in zeitlich aufeinanderfolgenden Satellitenbildern wird bestimmt und in eine Windgeschwindigkeit umgerechnet. Die Höhenzuordnung erfolgt mittels der gemessenen thermischen Helligkeitstemperatur, wobei die Kenntnis des vertikalen Temperaturprofils erforderlich ist.

### 2 Querschnitt bisheriger Arbeiten

Erste Versuche aus dem Versatz von Wolken in Bildern des geostationären Satelliten ATS (Applications Technology Satellite) einen Windvektor abzuleiten, reichen ins Jahr 1967 zurück. Wolkenobjekte wurden zuerst manuell in Endlosschleifen von Satellitenbildern lokalisiert und die Verlagerung gemessen. Manuelle Methoden waren die Basis für den größten Teil der Forschungsarbeiten auf diesem Gebiet. Automatische Methoden zur Verarbeitung der Bildsequenzen wurden später entwickelt und basierten auf Korrelationsmethoden (z. B. LEESE et al. 1971).

ZICK et al. (1980) haben das Windfeld eines Tiefs anhand von Wolkenwinden analysiert und darauf hingewiesen, daß

die Wolkenstrukturen eine Vielzahl nützlicher Zusatzinformation enthält. ZANK (1980) untersuchte die Beziehung zwischen Windvektoren, abgeleitet aus niedrigen Wolken und den Bodenwinden in niederen Breiten. Sie zeigt, daß Richtung und Geschwindigkeit des Bodenwindes aus dem Wolkenzug abgeschätzt werden kann.

Die Wichtigkeit der Höhenzuordnung der Vektoren aus dem Wolkenversatz wird in der Arbeit von MENZEL et al. (1983) unterstrichen. GOES-Bilder in drei  $C_2O$ -Kanälen werden benutzt, um Wolken in verschiedenen Niveaus zu verfolgen. Die Wolkenwinde haben eine deutlich bessere Qualität (im Vergleich zu Radiosonden), weil die Wolkenelemente nur in bestimmten Höhenintervallen verfolgt werden und somit implizit eine genauere Höhenzuordnung möglich ist.

MORGAN (1985) hat in einer interessanten Studie die Genauigkeit operationeller Wolkenwinde untersucht. Er zeigt, daß ein Vergleich der Windgeschwindigkeit, gemessen von zwei Radiosonden, weit mehr durch den Abstand der Radiosonden beeinflusst wird als dies bei einem Vergleich zwischen Wolkenwind und Radiosonde der Fall ist. Man kann diesen Sachverhalt so interpretieren, daß die Wolkenwinde oft für einen Bereich von etwa 100 km repräsentativ sind. Dem wird bei der Nutzung der Daten noch nicht hinreichend Rechnung getragen. Als RMS-Fehler für die Radiosondenmessung eines Windes oberhalb von 400 hPa findet Morgan einen Wert von etwa 5 m/s. (Die Werte sind abhängig von der Geschwindigkeit.) Der Vergleich Radiosonde-Wolkenwind lieferte ursprünglich im Monatsmittel etwa 11 m/s für die ESOC-Wolkenwinde; dieser Fehler ist seit 1987 stufenweise auf etwa 9 m/s reduziert worden.

Windfelder in wolkenfreien Gebieten können aus dem Versatz reiner Wasserdampfstrukturen, abgeleitet werden. EIGENWILLIG und FISCHER (1980) haben diese Methoden erstmalig bei METEOSAT angewendet. Die Verfolgung reiner Wasserdampfstrukturen wird etwas erschwert durch die räumlich geringeren Kontraste. Methoden, die über die Standardkorrelationsmethoden hinausgehen, können hier zu Verbesserungen führen.

### 3 Bemerkungen zum Wind aus Wolkenverlagerungen

Messungen des Windes mit Radiosonden können im Mittel als repräsentativ für das Windfeld angesehen werden. Dies ist jedoch nicht richtig, wenn man Wolken oder Wolkenstrukturen als Tracer benutzt: Erstens ziehen Wolken nicht unbedingt mit dem Wind (z. B. Leewolken), wobei diese Fälle in der Praxis relativ einfach zu eliminieren sind. Weiterhin ist wohlbekannt, daß sich Wolken nicht immer mit der Strömung am Oberrand der Wolke bewegen; der Oberrand wird jedoch meist für die Höhenzuordnung des Wolkenwindvektors benutzt. Wolken treten auch nicht zufällig verteilt in der atmosphärischen Strömung auf, sondern bevorzugt an bestimmten Stellen. Dies beinhaltet, daß ein Fehler in der Höhenzuordnung oder in der horizontalen Zuordnung zu einem fehlerhaften Windvektor führt; dieser Fehler ist besonders ausgeprägt in der Umgebung von Strahlströmen. Im Mittel kann man eine systematische Unterschätzung des Windes durch die Wolken-

winde erwarten. Genau dieses ist auch zu beobachten (s. a. Bild 3). Die Differenz nimmt dabei mit der Windgeschwindigkeit zu.

Ob Winde manuell oder automatisch abgeleitet werden, ist ein ganz wichtiger Aspekt bei der Beurteilung verschiedener Arbeiten, denn die manuelle Verfolgung von Wolken sollte grundsätzlich zu besseren Ergebnissen führen als eine vollautomatische Bearbeitung. Dies ist insbesondere dann zu erwarten, wenn derselbe Datensatz in iterativer Form, wie z.B. in Fallstudien, bearbeitet wird. Man darf nämlich unterstellen, daß die Kenntnis des Windfeldes bei der manuellen Windableitung das Ergebnis beeinflußt.

### 4 Wolkenwinde aus METEOSAT-Beobachtungen

METEOSAT beobachtet die Erde mit einem Radiometer in drei Kanälen: im solaren Bereich (VIS) zwischen 0.4 und 1.1  $\mu\text{m}$ , im infraroten Fensterbereich (IR) zwischen 10.5 und 12.5  $\mu\text{m}$  sowie in der Wasserdampfabsorptionsbande (WV) zwischen 5.7 und 7.1  $\mu\text{m}$ . Die Erdscheibe wird halb-stündlich abgetastet, und die räumliche Auflösung der Bildpunkte am Subsatellitenpunkt beträgt etwa  $2,5 \times 2,5 \text{ km}^2$  (VIS) beziehungsweise  $5 \times 5 \text{ km}^2$  (IR und WV), in mitteleuropäischen Breiten etwa  $4 \times 4$  beziehungsweise  $8 \times 8 \text{ km}^2$ . Zur Ableitung der Wolkenwinde aus aufeinanderfolgenden Bildern ist es notwendig, daß dieselben Bildpunkte in zwei Bildern möglichst genau demselben geographischen Punkt entsprechen. Die Navigation der Bilder sorgt für die entsprechende Korrektur. Der mittlere Fehler dieser Korrektur entspricht einer scheinbaren Windgeschwindigkeit von etwa 2 m/s. Dies ist ausreichend, weil Winde mit Geschwindigkeiten von weniger als 5 m/s in der Qualitätskontrolle unterdrückt werden.

Die Ursprungsmethode des ESOC ist von BOWEN et al. (1979) beschrieben worden. Seitdem hat sich der Algorithmus jedoch in wesentlichen Teilbereichen geändert (s. SCHMETZ und NURET 1987 und NURET 1989), die insbesondere seit September 1987 zu deutlich besseren Ergebnissen führen.

Grundsätzlich werden die Meteosatdaten segmentweise bearbeitet, wobei ein Segment aus  $32 \times 32$  IR-Bildelementen (Pixeln) besteht, was einer räumlichen Auflösung von im Mittel etwa  $200 \text{ km} \times 200 \text{ km}$  entspricht. Insgesamt wird ein Meteosatbild in  $80 \times 80$  Segmente aufgeteilt. Berücksichtigt werden jedoch nur Segmente innerhalb eines Großkreises von  $55^\circ$  rund um den Subsatellitenpunkt, weil zum Bildrand hin die räumliche Auflösung der Bildpunkte stark abnimmt.

#### 4.1 Automatische Wolkenverfolgung

Alle Segmente, in denen Wolken erkannt worden sind, werden zur Wolkenverfolgung herangezogen. Die Identifizierung von Wolken erfolgt mit einer multispektralen Histogrammanalyse. Typischerweise enthalten etwa 2000 von etwa 3500 möglichen Segmenten Wolken. Ein Windvektor wird dann aus drei aufeinanderfolgenden Bildern abgeleitet, was eine interne Qualitätskontrolle erlaubt (siehe unten).

Die drei Bilder haben einen zeitlichen Abstand von jeweils einer halben Stunde. Ein Bildsegment aus dem Bild zum Zeitpunkt  $h$  wird dabei mit gleichgroßen Bildausschnitten zum Zeitpunkt  $h-1/2$  beziehungsweise  $h+1/2$  korreliert (siehe Abbildung 1). Das Suchgebiet besteht aus  $3 \times 3$  Segmenten, was maximal  $65 \times 65$  Verschiebungen erlaubt. Für eine bestimmte Verschiebung  $n$  in der Zeile und  $m$  in der Spalte wird der Korrelationskoeffizient  $PCC(n,m)$  bestimmt.

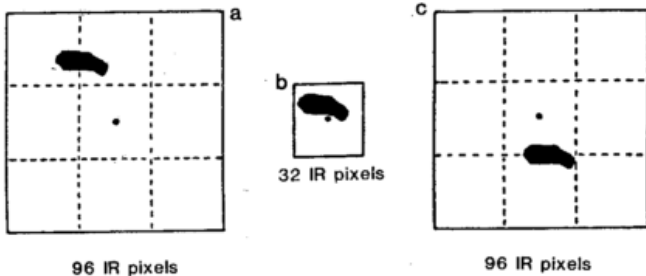


Abb. 1: Skizze zur automatischen Berechnung der Wolkenverlagerung in METEOSAT-Bildern am ESOC. a) und c) zeigen die Suchgebiete ( $3 \times 3$  Segmente) für die Korrelation mit Bildern, die 30 min. vor bzw. 30 min. nach dem Zentralbild aufgenommen wurden. b) entspricht dem Bildsegment im Zentralbild, das mit gleichgroßen Ausschnitten in den beiden Suchgebieten korreliert wird.

$$PCC(n,m) = \sigma_{ST}(n,m) / [\sigma_T \sigma_S(n,m)] \quad (1)$$

wobei:  $n, m = 1, \dots, 65$ .

$\sigma_T$  ist die Standardabweichung der counts  $c_T(i,j)$  im Segment zum Zeitpunkt  $h$ ,

$$\sigma_T = \left[ \frac{1}{1024} \sum_{i=1}^{32} \sum_{j=1}^{32} (c_T(i,j) - \bar{c}_T)^2 \right]^{1/2} \quad (2)$$

wobei  $i$  und  $j$  Zeile und Spalte entsprechend und  $\bar{c}_T$  der Mittelwert ist,  $\sigma_S$  die Standardabweichung der segment-äquivalenten Gebiete in den Bildern zum Zeitpunkt  $h-1/2$  bzw.  $h+1/2$ .  $\sigma_{ST}(n,m)$  ist die entsprechende Kovarianz. Der Abstand des Maximums in der Korrelationsfläche vom Zentrum ergibt dann den Windvektor.

Im operationellen Algorithmus werden nicht alle  $65 \times 65$  möglichen Korrelationen berechnet, weil die Computerlaufzeit zu lang wäre. Für die Wahl des Startpunktes kommen zur Zeit zwei Punkte in Betracht:

- für Wolken in niedrigeren Niveaus ist der Startpunkt das Zentrum eines Segmentes.
- für hohe Wolken ( $P < 400$  hPa) beginnt der Suchalgorithmus in einer Position, die einer vorhergesagten Windgeschwindigkeit entspricht. (Windvorhersagen vom Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW) sind am ESOC routinemäßig verfügbar.) Um das gefundene Resultat nicht zu stark an die Vorhersage zu koppeln, werden alle Korrelationskoeffizienten für Verlagerungen in einem Gebiet von  $35 \times 35$  Pixeln um den (auf Grund der Windvorhersage festgestellten) Startpunkt herum berechnet, was einen Spielraum von etwa  $\pm 50$  m/s läßt (NURET 1989). Damit wird garantiert, daß der Wolkenwind nicht einfach den vorhergesagten Wind reproduziert.

Erwähnenswert ist auch, daß für die hohen Wolken der Bildhintergrund vor Berechnung der Korrelationen ausgeblendet wird (SCHMETZ und NURET 1987), um die Überlagerung des Wolkenzuges in verschiedenen Niveaus zu vermeiden.

Die Benutzung eines Bildtriplets erlaubt die Bestimmung zweier Windvektoren. Dies wird zu einer internen Qualitätskontrolle benutzt, wobei Richtung und Geschwindigkeit bestimmte Symmetriekriterien erfüllen müssen:

Zum Beispiel dürfen für die Geschwindigkeitsklassen 5-10 m/s, 10-30 m/s und  $> 30$  m/s die beiden Windvektoren um nicht mehr als  $60^\circ$ ,  $40^\circ$  bzw.  $20^\circ$  in der Richtung voneinander abweichen. Bei größeren Abweichungen wird kein Windvektor produziert. Ebenso werden alle Wolkenwinde mit Geschwindigkeiten von weniger als 5 m/s unterdrückt.

## 4.2 Höhenzuordnung

Für die Höhenzuordnung eines Windvektors wird zuerst die mittlere IR-Strahlendichte der betreffenden Wolke in eine äquivalente Strahlungstemperatur umgewandelt. Anschließend wird der Wolkenwind mit Hilfe von Temperaturprofilen einem Druckniveau zugeordnet. Als Temperaturprofil werden Vorhersagen (12 h, 18 h bzw. 24 h) des ECMWF benutzt. Diese Vorhersagen werden routinemäßig vom ECMWF über Offenbach zum ESOC in Darmstadt geschickt.

Auch hier sei erwähnt, daß die Zuordnung eines Wolkenwindes zum Niveau der Wolkenoberkante bei konvektiven Wolken zu Fehlern führt. Hier müssen deshalb geeignetere Methoden gefunden werden.

Im Falle von semi-transparenten Wolken ergeben die IR-Strahlendichten eine grobe Unterschätzung der Wolkenhöhe, weil die Wolke warme Hintergrundstrahlung durchläßt. Die höheren Temperaturen führen zu zu niedrigen Höhen. Eine Korrektur der Strahlendichte erfolgt mit Hilfe des Wasserdampfkanals (POLLINGER und WENDLING 1984). Diese sei hier kurz zusammengefaßt:

In einem Segment werden die Strahlendichten im Wasserdampfkanal ( $R_6$ ) und im IR-Kanal ( $R_{11}$ ) von semitransparenten Wolken gemessen. Entsprechend liegen auch Messungen der entsprechenden Hintergrundstrahlendichten für den wolkenfreien Fall (oder aber von Stellen in der Wolke mit anderer optischer Dicke) vor ( $R_{6BG}$  und  $R_{11RG}$ ). Dann kann man für diese vier Strahlendichten die folgenden Gleichungen schreiben:

$$R_{6BG} = R_{60} \tau_6^A + R_{6A} \quad (3)$$

$$R_6 = [R_{60} (1 - a_6) + a_6 R_{6CT}] \tau_6^A + R_{6A} \quad (4)$$

$$R_{11BG} = R_{110} \tau_{11}^A + R_{11A} \quad (5)$$

$$R_{11} = [R_{110} (1 - a_{11}) + a_{11} R_{11CT}] \tau_{11}^A + R_{11A} \quad (6)$$

wobei:  $R_{60}$ ,  $R_{110}$  die aufwärtsgerichteten Strahlendichten im Wolkenniveau sind,  $R_{6CT}$ ,  $R_{11CT}$  die hypothetischen und gesuchten Strahlendichten einer Wolke mit dem Emissionsvermögen von 1.  $\tau^A$  ist die spektrale atmosphärische Transmission oberhalb der Wolke.  $a_6$  und  $a_{11}$  beinhalten

sowohl partielle Bwölkung als auch Emissionsvermögen der Wolken.  $R_A$  ist die Strahlung, die oberhalb der Wolke emittiert wird.

Für den IR-Kanal können folgende Vereinfachungen gemacht werden.  $\tau_{11}^A = 1$  sowie  $R_{11A} = 0$ , weil im IR-Kanal praktisch keine Absorption oberhalb der Wolke stattfindet.

Unter der Annahme, daß  $a_6$  und  $a_{11}$  identisch sind, ergibt sich dann folgende Gleichung:

$$R_{6A} + \tau_6^A R_{6CT} = R_{6BG} + \left( \frac{R_{11BG} - R_{11CT}}{R_{11BG} - R_{11}} \right) (R_6 - R_{6BG}) \quad (7)$$

Gleichung 7 ist eine lineare Beziehung, wobei die linke Seite sowie  $R_{11CT}$  die Unbekannten sind. Zur Lösung wird eine zusätzliche Gleichung herangezogen:

$$R_{6A} + \sigma_6^A R_{6CT} = F(R_{11CT}) \quad (8)$$

Die Wolkenhöhe der semitransparenten Wolke ergibt sich schließlich als Schnittpunkt zwischen Gleichung 7 und 8.

Wie wichtig die oben beschriebene Korrektur ist, sei anhand von Bild 2 beschrieben: Aufgetragen ist die Differenz zwischen Wolkenwinden und Radiosondenwinden oberhalb von 400 hPa als Funktion des Radiosondenwindes. Die Werte sind Monatsmittel für die zwei Perioden August 1986 bis August 1987 und September 1987 bis September 1988. Für letzteren Zeitraum ist die Differenz zwischen den operationellen METEOSAT-Winden und den Radiosonden deutlich kleiner, was als Qualitätsverbesserung anzusehen ist. Ursache der Verbesserung ist eine neue Methode zur Eichung des Wasserdampfkanals (SCHMETZ 1989), die über die oben beschriebene Korrektur für semi-transparente Wolken zu einer besseren Höhenzuordnung führt. Verständlich wird die Deutlichkeit der Verbesserung, wenn man bedenkt, daß rund 50% der hohen Wolken semitransparent sind.

### 4.3 Qualitätskontrolle

Mit der oben beschriebenen Methode werden am ESOC viermal pro Tag (0000, 0600, 1200 und 2400 UTC) vollautomatisch mehr als 1000 Wolkenwinde produziert. Diese Windfelder werden zwei Qualitätskontrollen unterzogen:

- 1) Die Wolkenwinde werden mit Vorhersagewindfeldern des ECMWF verglichen. Dabei werden grobe Ausreißer indiziert. Die Kontroll-Kriterien sind dabei nicht sonderlich strikt, um nicht neue und damit wichtige Information in den Wolkenwinden zu eliminieren.
- 2) Alle Wolkenwinde werden am Bildschirm editiert und einer manuellen Qualitätskontrolle unterzogen. Der Meteorologe hat dabei sowohl die Möglichkeit, Winde

zu löschen, als auch indizierte Winde aus der automatischen Qualitätskontrolle wieder einzufügen.

Nach den Qualitätskontrollen werden gut 700 Winde über GTS an die Benutzer geschickt. Pro Tag können also fast 3000 Meteosatwinde in die numerische Wettervorhersage einfließen.

Bild 3 zeigt ein Beispiel für die operationell produzierten Wolkenwinde aus METEOSAT-IR-Bildern für Höhen oberhalb des 400 hPa-Niveaus. Das Potential der Wolkenwinde für die globale Wettervorhersage wird hier deutlich: Eine Vielzahl von Daten wird für den tropischen Bereich und weite Gebiete der Südhalbkugel geliefert, in denen nur wenige oder gar keine konventionellen Beobachtungen zur Verfügung stehen.

### 5 Abschließende Bemerkungen

Um den Nutzen der Wolkenwinde für die numerische Wettervorhersage zu zeigen, sind verschiedentlich Vorhersagetests mit und ohne Wolkenwinde für die Analyse durchgeführt worden. PAILLEUX (1987) hat gezeigt, daß Wolkenwinde einen sehr positiven Einfluß auf die tropische Windanalyse und die Vorhersage für 1 bis 3 Tage haben. Auch in der Südhemisphäre ist die Wirkung deutlich positiv, während in der Nordhemisphäre der Einfluß geringer ist. Dies liegt an der wesentlich größeren Zahl konventioneller Beobachtungen von besserer Qualität in der Nordhemisphäre.

Ein wesentliches Problem der Wolkenwinde liegt in der Unterschätzung hoher Windgeschwindigkeiten. Diese mittlere Unterschätzung wird im wesentlichen durch eine geringe Zahl (< 10%) von Wolkenwinden verursacht, die erheblich zu niedrig sind. Eine statistische Korrektur mittels eines konstanten Faktors kommt deshalb nicht in Frage.

Zukünftige Arbeiten werden sich darauf konzentrieren, diese Unterschätzungen weiter zu reduzieren. Zum einen kann dies durch eine bessere automatische Qualitätskontrolle geschehen, die fähig ist, schlechte *Tracer* zu erkennen. Verbesserungen sind ebenfalls auf dem Gebiet der Höhenzuordnung zu erwarten. Die entsprechenden Änderungen müssen dabei die Physik betreffen, da eine statistische Höhenzuordnung (*level of best fit*) schlechte Resultate liefert.

Die Arbeiten am ESOC über die letzten Jahre haben die operationellen METEOSAT-Winde deutlich verbessert. Zwei Änderungen des operationellen Algorithmus haben dabei einen besonders großen Einfluß gehabt: Erstens die Änderung der Eichung des Wasserdampfkanals (SCHMETZ 1989), die die Höhenzuordnung semitranspa-

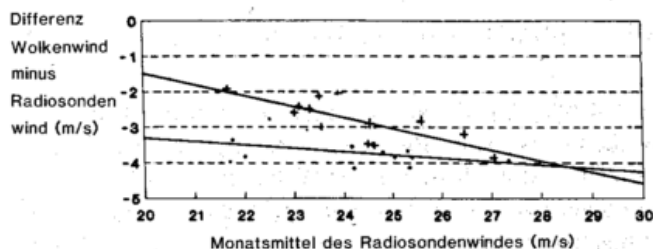


Abb. 2: Monatsmittel der Differenzen zwischen der Windgeschwindigkeit, abgeleitet aus der Verlagerung hoher Wolken ( $p < 400$  hPa) und Radiosondenwinden als Funktion der Monatsmittel der Radiosondenwindes. Die Punkte entsprechen dem Zeitraum Aug. 1986 bis Aug. 1987, während die Kreuze die Ergebnisse für Sept. 1987 bis Sept. 1988 wiedergeben. Die reduzierte Differenz ist das Resultat einer verbesserten Höhenzuordnung aufgrund einer besseren Wasserdampfeichung.

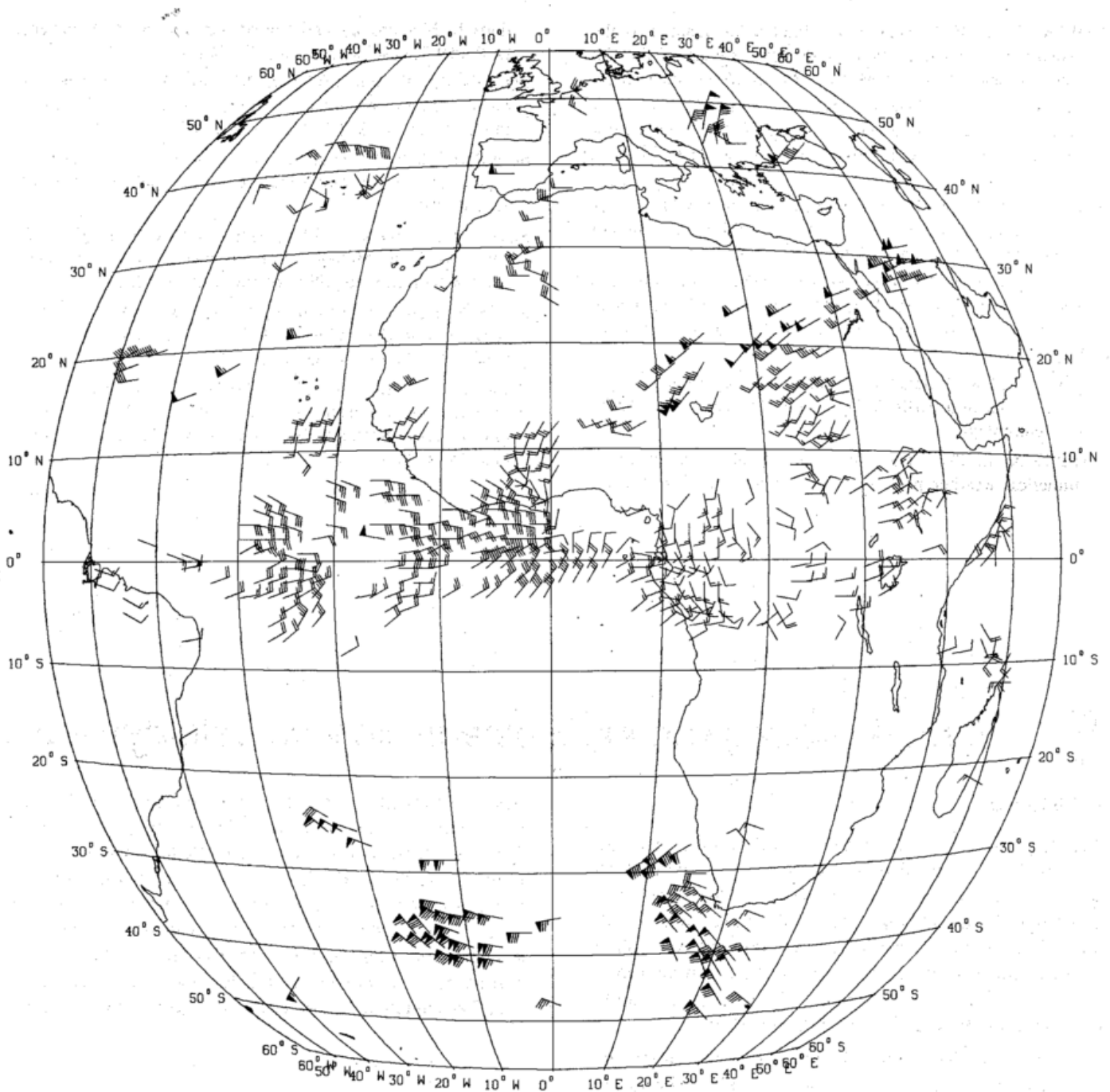


Abb. 3: Beispiel für Wolkenwinde in Höhen oberhalb des 400-hPa-Niveaus, abgeleitet aus METEOSAT-Infrarot-Bildern mit dem operationellen ESOC-Algorithmus (Datum: 8. Mai 1989, 1100 UTC).

renter Wolken verbesserte. Zweitens die Nutzung eines vorhergesagten Windvektors bei der Berechnung der Korrelationsflächen, die der automatischen Bestimmung der Wolkenverlagerung dient (NURET 1989).

HOFFMAN (1988) hat eine neue Methode entwickelt, um *Wolkenracer* in METEOSAT-Bildern zu isolieren. Die Methode wird zur Zeit für den operationellen Einsatz getestet; vorläufige Ergebnisse zeigen eine deutlich höhere Zahl von Wolkenwinden (etwa 20-30%) als der gegenwärtige operationelle Algorithmus bei gleicher Qualität. Hofmans Methode erlaubt es auch zwei Wolkenwinde im gleichen Segment zu berechnen.

Eine weitere Verbesserung ist die Ergänzung der Wolken-

winde durch Wasserdampfwinde aus Beobachtungen im Meteosat WV-Kanal (EIGENWILLIG und FISCHER 1982). Dadurch können wesentlich mehr Winde in der mittleren Troposphäre bestimmt werden.

#### Literatur

BOWEN, R., L. FUSCO, J. MORGAN und K. O. ROESKA, 1979: Operational production of cloud motion vectors (satellite winds) from Meteosat image data. Proceedings of 'Use of data from meteorological satellites', ESA SP-143, S. 65-75.

EIGENWILLIG, N. und H. FISCHER, 1982: Determination of midtropospheric wind vectors by tracking pure water vapor structures in METEOSAT water vapor image sequences. Bull. Amer. Meteor. Soc., 63, S. 44-58.

- HOFFMAN, J., 1988: Analysis of cloud fields adapted to the evaluation of cloud motion winds. Proceedings of the 7th Meteosat Scientific Users' Meeting, Madrid, September 1988.
- LEESE, J., C. S. NOVAK, und B. B. CLARK, 1971: An automated technique for obtaining cloud motion from geosynchronous satellite data using cross correlation, J. Appl. Meteor., 10, S. 118-132.
- MENZEL, W. P., W. L. SMITH und T. R. STEWART, 1983: Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS. J. Clim. Appl. Meteorol., 22, S. 377-384.
- MORGAN, J., 1985: The accuracy of SATOB cloud motion vectors. Proceedings of the Workshop on 'The use and quality control of meteorological observations', ECMWF, 6-9 Nov. 1984, S. 137-169.
- NURET, M., 1989: Production operationnelle de vecteur déplacement de nuage a partir de l'imagerie Meteosat. Accepted by La Meteorologie.
- PAILLEUX, J., 1987: The impact of satellite data on global numerical weather production. In: Remote Sensing Applications In Meteorology and Climatology (ed. R. A. Vaughan), D. Reidel Publishing Company, S. 173-187.
- POLLINGER, W. und P. WENDLING, 1984: A bispectral method for the height determination of optically thin ice clouds. Beitr. Phys. Atmos., 57, S. 269-281.
- SCHMETZ, J., 1989: Operational calibration of the Meteosat water vapour channel by calculated radiances. Applied Optics, 28, S. 3030-3038.
- SCHMETZ, J. und M. NURET, 1987: Automatic tracking of high-level clouds in Meteosat infrared images with a radiance windowing technique, ESA Journal, 11, S. 275-286.
- ZANK, S., 1980: Zur Bestimmung des Bodenwindes aus Wolkenzuggeschwindigkeiten im GATE-Gebiet. Annalen der Meteorologie (Neue Folge), Nr. 15, S. 239-240.
- ZICK, C., B. CARUS und R. DIMANSKI, 1980: Analyse von Zyklonenentwicklungen mit Hilfe von Satelliten-Bildsequenzen und daraus abgeleiteten Windfeldern. Annalen der Meteorologie (Neue Folge), Nr. 15, S. 239-240.

P. KOEPKE

## 5 Fernerkundung von Aerosolpartikeln vom Satelliten aus

### 1 Einleitung

Aerosolpartikel beeinflussen den Strahlungshaushalt des Systems Erde-Atmosphäre direkt durch Streuung und Absorption und indirekt über ihre Rolle als Kondensationskerne und der damit verbundenen Wirkung auf die Strahlungseigenschaften von Wolken. Weiter sind Aerosolpartikel wichtig, weil sie bei der Fernerkundung anderer Parameter als Störgröße wirken (siehe die Beiträge 1, 6 und 7 in diesem und 9, 10 und 11 im nächsten Heft).

Die Aerosolpartikel in der Atmosphäre sind immer eine Mischung von Teilchen verschiedener Größe und verschiedener chemischer Zusammensetzung mit relativ kurzer Lebensdauer. Folglich sind ihre Menge, und damit die Trübung und die optische Dicke, aber auch ihre anderen optischen Eigenschaften räumlich und zeitlich stark variabel. Deshalb ist ihre globale Fernerkundung wünschenswert.

Die aktive Aerosolfernerkundung mittels Lidar wird im Beitrag 12 des nächsten Hefts angesprochen. Im Gegensatz dazu werden hier die passiven Methoden behandelt, bei denen die Sonne die Strahlungsquelle darstellt. Die Gleichungen, die die Wirkung der Aerosolpartikel auf das Strahlungsfeld beschreiben und so die Grundlage für ihre Fernerkundung bilden, sind bei QUENZEL et al. (1983) ausführlich beschrieben. Hier sei deshalb nur kurz wiederholt, daß Aerosolpartikel in der Atmosphäre

- die direkte Sonnenstrahlung schwächen
- die rückgestreute Strahlung verstärken
- und dadurch zu beobachtende Kontraste der Erdoberfläche reduzieren.

Alle drei Einwirkungen auf das Strahlungsfeld werden zur Fernerkundung der Aerosolpartikel genutzt. Da der Einfluß von Aerosol mit steigender Wellenlänge stark abnimmt, sind die Methoden überwiegend im solaren Spektralbereich angesiedelt. Polarisationsmessungen werden zwar immer wieder diskutiert, aber nicht operationell eingesetzt. Weiter gilt, daß die Fernerkundung von Aerosolpartikeln nur in wolkenfreien Bildpunkten erfolgen kann, weil Wolken einen Aerosoleffekt überdecken. Ohne auf die

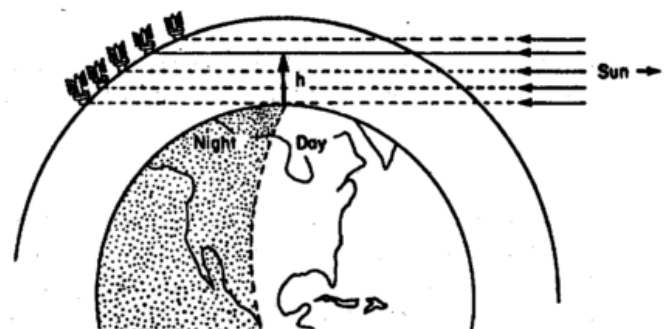
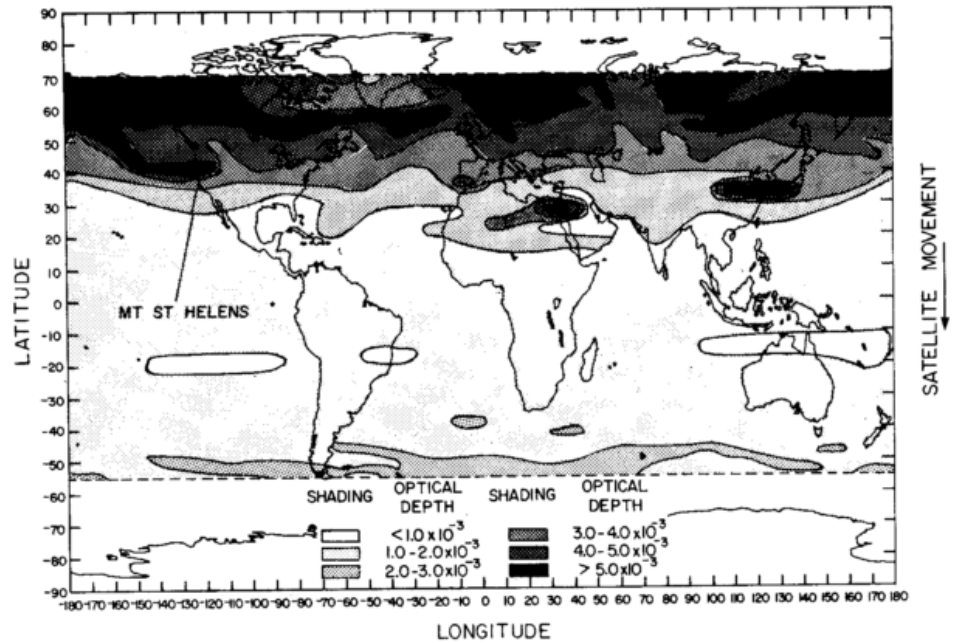


Abb. 1: Meßgeometrie (Okkultation) bei SAM and SAGE.

Möglichkeiten zur Bestimmung wolkenfreier Bildpunkte einzugehen (siehe hierzu den Beitrag 3 in diesem Heft), wird im folgenden von mittels Satelliten gemessenen Strahldichten wolkenfreier Bildpunkte im solaren Spektralbereich ausgegangen.

Abb. 2: Optische Dicke (bei  $1.0 \mu\text{m}$ ) des stratosphärischen Aerosols zwischen 21. Juli und 26. August 1980, rund 2,5 Monate nach dem Ausbruch von Mount St. Helens. (aus KENT und McCORMICK 1984).



## 2 Stratosphärisches Aerosol

Das Interesse an stratosphärischen Aerosolpartikeln ist besonders groß, weil sie sowohl stark variabel (einzelne Vulkanausbrüche als Quelle) als auch eindeutig klimarelevant sind (umgekehrter Temperatureinfluss wie bei den Treibhausgasen durch erhöhte Rückstreuung). Es wurden deshalb spezielle Radiometer zu ihrer Fernerkundung konzipiert, die seit 1978 geflogen werden. SAM (Stratospheric Aerosol Measurement) hatte einen Kanal bei  $1.0 \mu\text{m}$  während SAGE I (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) schon mit 4 Kanälen ausgestattet war (KENT und McCORMICK 1984), die dann 1984 bei SAGE II auf 7 Kanäle erweitert wurden. Diese Radiometer messen die Schwächung der direkten Sonnenstrahlung bei ihrem Durchgang durch die Stratosphäre (Abb. 1) und bestimmen deren optische Dicke nach dem Extinktionsgesetz. Bei jedem satellitenbezogenen Sonnenauf- und -untergang, die wegen der spezifischen Umlaufbahn mehr als 10.000 mal pro Jahr verteilt über weite Bereiche der Erde stattfinden,

wird die Sonnenscheibe abgescannt und so ein Höhenprofil mit 1 km Auflösung für den Bereich von 10 bis 40 km Höhe bestimmt. Ein großer Vorteil der horizontalen Meßgeometrie ist das Fehlen von Wolken. Unterhalb der Tropopause ist eine Aerosolbestimmung meistens wegen des zunehmenden Cirrusinflusses nicht mehr möglich, aber hier werden dann die Messungen für eine Cirrusstatistik genutzt.

Die nunmehr 10-jährigen Meßreihen geben einen umfassenden Überblick über die 3-dimensionale Verteilung der optischen Dicke und damit der Aerosolmenge in der Stratosphäre. Die Daten, die routinemäßig auch für kleine Raum- und Zeitabschnitte publiziert werden, geben Auskunft über die Aerosolbelastung sowohl im ungestörten Fall als auch nach Vulkanausbrüchen (Abb. 2). Sie erlauben, die Ausbreitung von Vulkanaerosol zu verfolgen und aus den Mehrkanalmessungen auch die Aerosolgrößenverteilung abzuleiten. Als wesentliches Ergebnis sei noch die Bestimmung der zeitlichen Entwicklung (Abb. 3) der im

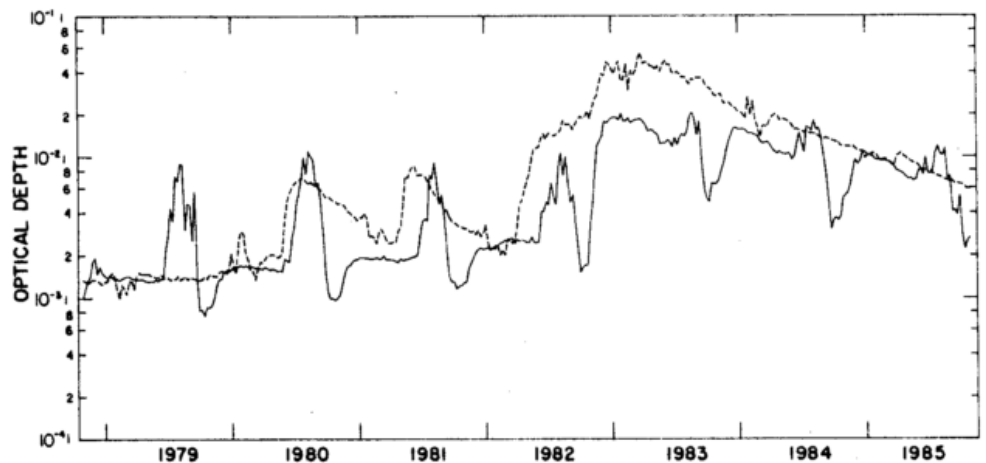


Abb. 3: Wöchentliche Mittelwerte der optischen Dicke (bei  $1.0 \mu\text{m}$ ) des stratosphärischen Aerosols oberhalb von 200 hPa. Die durchgezogene Linie gilt für die südliche Polarregion, die gestrichelte für die nördliche Polarregion (aus McCORMICK und TREPTE 1987).

Zusammenhang mit dem Ozonloch wichtigen polaren stratosphärischen Wolken erwähnt (McCORMICK und TREPTE 1987).

### 3 Gesamtaerosol

Der Gesamtgehalt des atmosphärischen Aerosols wird fernerkundet mittels Radiometern, die durch die Atmosphäre hindurch auf die Erde sehen. Es gibt deshalb keine eigens hierfür entwickelten Radiometer, sondern alle Geräte mit entsprechenden spektralen Kanälen werden genutzt, zum Beispiel die von METEOSAT, LANDSAT oder das AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) auf den polarumlaufenden NOAA-Satelliten.

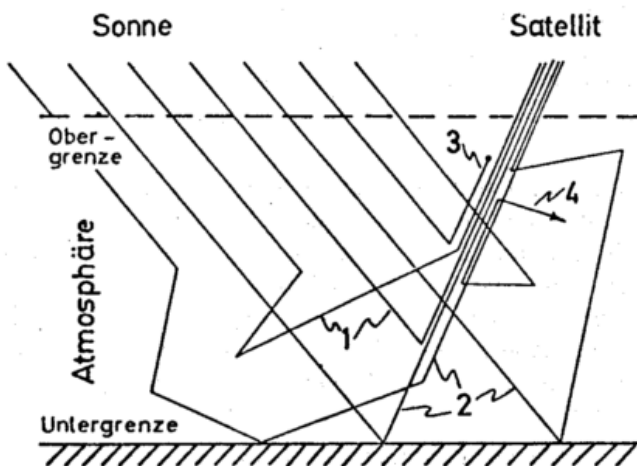


Abb. 4: Strahlungsprozesse im wolkenfreien System Erde-Atmosphäre im solaren Spektralbereich.

Beim Blick auf die Erde wird im wolkenfreien Fall das Signal durch die in Abbildung 4 dargestellten Prozesse hervorgerufen, wobei im Signal zwischen den einzelnen Prozessen nicht unterschieden werden kann:

- 1 Einfach- und Mehrfachstreuung an Luftmolekülen oder Aerosolpartikeln
- 2 Reflexion von Sonnen- und Himmelsstrahlung am Boden
- 3 Absorption durch Gase oder Aerosolpartikel
- 4 Streuung aus der Richtung zum Satelliten hin.

In Abhängigkeit von den Eigenschaften von Erdoberfläche und Atmosphäre tragen diese Prozesse verschieden stark zum Signal bei.

#### 3.1 Fernerkundung aus Rückstreuung

Über einer dunklen Oberfläche wird das Signal wesentlich durch Prozeß 1 bestimmt. In diesem Fall kann also die durch das Aerosol hervorgerufene Streuung von Photonen in Richtung zum Radiometer zur Aerosol-Fernerkundung genutzt werden. Entsprechende Verfahren werden routinemäßig über Meeresoberflächen angewendet, weil diese außerhalb des Sonnenreflexbereiches sehr wenig Strahlung reflektieren.

Wenn die Reflexion am Boden ganz vernachlässigt wird und ebenso die Mehrfachstreuungsprozesse, kann für eine optisch

dünne Atmosphäre die Reihenentwicklung des Exponentialterms in der Einfachstreugleichung nach dem ersten Glied abgebrochen werden. Es ergibt sich

$$L(\mu_0, \mu_s, \varphi) = (1/\mu_s) \cdot E_0 \cdot \delta \cdot \varphi_0 \cdot f(\theta) \quad (1)$$

wobei die Größen als gültig für den spektralen Kanal des Radiometers zu verstehen sind und folgende Bedeutung haben:  $\mu_s, \mu_0$  = Cosinus des Zenitwinkels vom Satellit bzw. der Sonne,  $\varphi$  = Azimut zwischen Satellit und Sonne,  $L$  am Satelliten zu messende Strahlendichte,  $E_0$  = Strahlungsflußdichte der Sonne,  $\delta$  = optische Dicke,  $\omega_0$  = Einfachstreuabedo = 1-Absorptionsanteil,  $f(\theta)$  = Streufunktion bei Streuwinkel  $\theta$ , der wiederum von  $\mu_s, \mu_0$  und  $\varphi$  abhängt.

Damit ist gezeigt, daß das zu messende Signal direkt proportional zur optischen Dicke ist, aber auch von der Beobachtungsrichtung und von den Absorptionseigenschaften und der Streufunktion des Aerosols abhängt. Mehrfachstreuung- und Reflexionsprozesse sind in Wirklichkeit der in Gl (1) abgeleiteten Strahlendichte überlagert, aber für weite Bereiche der optischen Dicke bleibt der lineare Zusammenhang erhalten (Abb. 5). Die Fernerkundung erfolgt nun einfach dadurch, daß für den zu benutzenden Kanal ein Satz Strahlendichten für verschiedene Parameter und Winkel

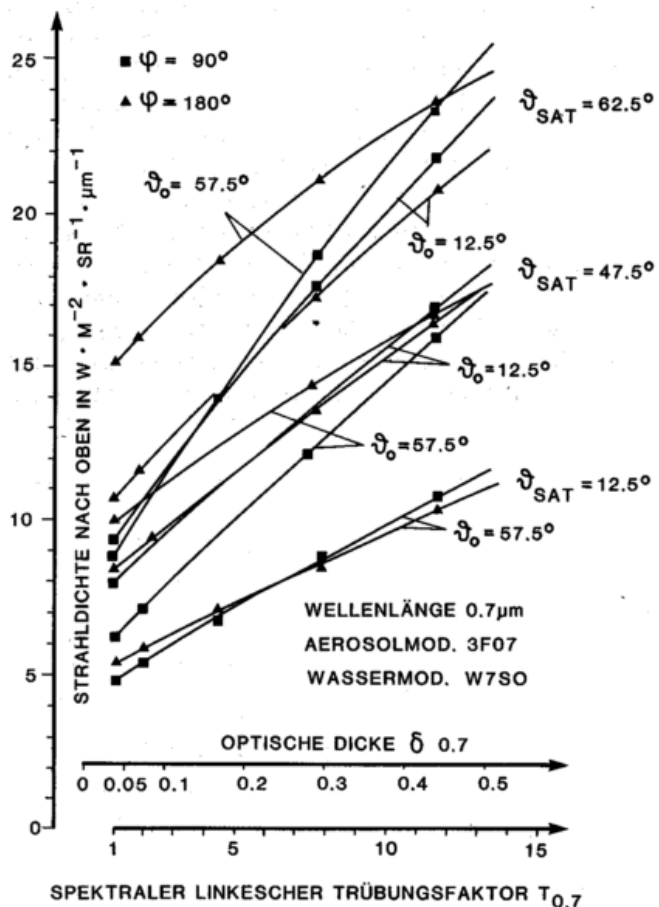


Abb. 5: Nach oben aus der Atmosphäre austretende Strahlendichte über die der optischen Dicke (bei 0,7 μm) für verschiedene Meßgeometrien:  $\theta_0, \theta_{SAT}$  = Zenitwinkel von Sonne bzw. Satellit;  $\varphi$  = Azimut zwischen Sonne und Satellit (nach KOEPKE und QUENZEL 1979).

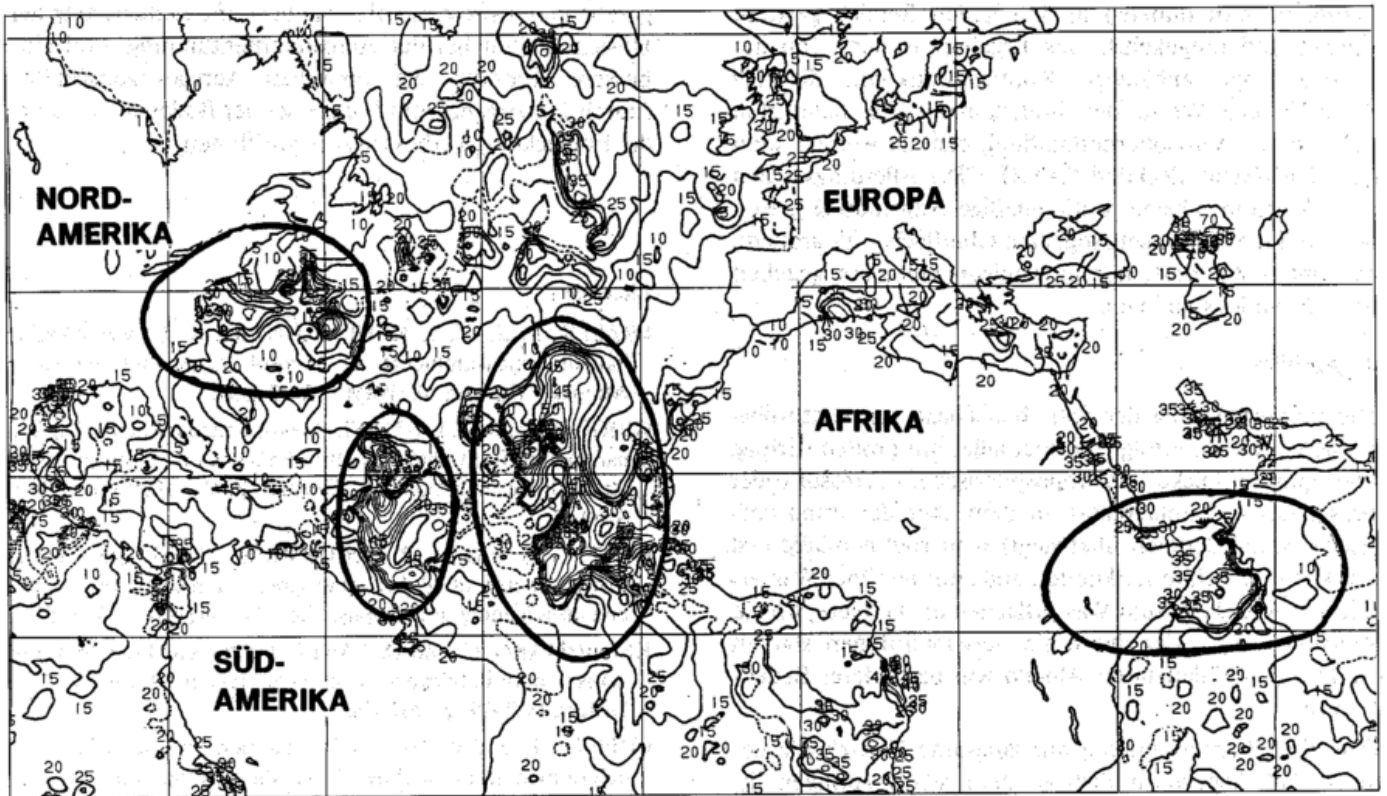


Abb. 6: Optische Dicke (bei  $0.5 \mu\text{m}$ ; die Zahlen geben die optische Dicke multipliziert mit 100 an; Isolinien in Schritten von 5) des troposphärischen Aerosols in der Woche vor dem 4. Juni 1987. Das Beispiel wurde gewählt wegen der gleichzeitigen „Aerosolereignisse“, sowohl vor dem US Industriegebiet als auch vor der Sahara und der Arabischen Wüste. Es ist aber keineswegs typisch für die Aerosolbelastung über den Ozeanen (Ausschnitt aus einer Weltkarte von Nagajara RAO et al. 1988, persönliche Mitteilung).

modelliert wird und durch Ermittlung der besten Übereinstimmung mit Meßwerten die zugehörige optische Dicke bestimmt wird. Das günstigste Verhältnis zwischen *Signal* durch variable Aerosolmenge und *Rauschen* durch störende, nicht genau bekannte Boden- und Atmosphärenparameter, wie Wasserfarbe oder Schaum auf dem Wasser, oder Absorption atmosphärischer Gase erhält man bei  $1.6 \mu\text{m}$  (KOEPE und QUENZEL 1983). Ein solcher Kanal im Thematic Mapper von Landsat wurde inzwischen auch zur Aerosolfernerkundung über Wasser benutzt; aber nur in wenigen Fällen als Beispiel, weil die Daten teuer sind.

Die Unsicherheit aus der im aktuellen Fall unsicheren Streufunktion kann je nach Meßgebiet reduziert werden, indem solche Winkel zur Messung benutzt werden, bei denen potentielle Unterschiede klein sind (KOEPE und QUENZEL 1979), indem eine Streufunktion verwendet wird, die den Einfluß nichtkugelförmiger Teilchen berücksichtigt, oder durch Messung bei 2 Wellenlängen, wodurch Zusatzinformation über den Aerosoltyp und damit wiederum über die Streufunktion erhalten wird (GRIGGS und STOWE 1984).

Die optische Dicke von Aerosol über Wasser wird von verschiedenen Autoren fernerkundet, wobei sich das Interesse besonders auf die Staubausbrüche von Wüsten konzentriert, weil dabei die planetare Albedo drastisch geändert wird. Routinemäßige Weltkarten der optischen Dicke von Aerosol über Wasser (Abb. 6) werden seit

Mitte 1987 von der NOAA erstellt (NAGARAJA RAO et al. 1987). Die Genauigkeit wird mit einer optischen Dicke von  $\pm 0.05$  angegeben.

Weil dunkle Oberflächen die Voraussetzung für die Fernerkundung von Aerosol aus der Rückstreuung sind, funktioniert sie auch über bewachsenen Landoberflächen (FRASER et al. 1984), solange der Spektralbereich kleiner  $0.7 \mu\text{m}$  benutzt wird, bei dem die Albedo klein ist. Gegenüber der Meeresoberfläche besteht jedoch eine zusätzliche Schwierigkeit in der großen räumlichen Variabilität der Landoberflächenalbedo. Um diese Schwierigkeit zu umgehen, wird das gleiche Gebiet bei möglichst klarer Atmosphäre angemessen. Dann kommt das Signal überwiegend vom Boden und mit diesen Daten wird die Oberfläche im trüben Fall simuliert.

### 3.2 Fernerkundung aus Kontrastreduktion

Bei kontrastreichen Oberflächen gilt, daß das Signal von den hellen Oberflächenteilen durch Aerosol gemindert wird, weil dieses die Beleuchtung des Bodens reduziert, ein Effekt, der den der zusätzlichen Rückstreuung überwiegt. Bei dem Signal von den dunklen Oberflächenteilen spielt die Beleuchtung des Bodens dagegen, wie im vorherigen Abschnitt diskutiert, keine Rolle; es dominiert das durch zunehmendes Aerosol zunehmende Streulicht. Zusätzlich treten noch sogenannte *Nachbarschaftseffekte* dadurch auf, daß durch die Streuung in der Atmosphäre

Photonen vom dunklen in den hellen Bereich gestreut werden und umgekehrt. Das Ergebnis ist eine von der Aerosolmenge abhängige Kontrastreduktion, die bei Kenntnis der Werte der Bodenalbido der beteiligten Flächen zur Aerosolfernerkundung genutzt werden kann (z. B. KERGOMARD und TANRÉ 1989). Allerdings haben diese Verfahren keine routinemäßige Anwendung gefunden, weil die Voraussetzung, eine Oberfläche mit großem, bekannten Kontrast, nur in wenigen Gebieten gegeben ist, z. B. an Küstenlinien.

#### 4 Ausblick

Die Fernerkundung der optischen Dicke von stratosphärischem Aerosol erfolgt routinemäßig mit großem Erfolg. Die optische Dicke von troposphärischem Aerosol (oder besser des Gesamtaerosols, in dem aber der troposphärische Anteil deutlich überwiegt) wird routinemäßig erst seit kürzerer Zeit fernerkundet, und zwar nur über Wasserflächen. Allerdings sind Wasserflächen die Gebiete, wo die Aerosole wegen der durch sie hervorgerufenen starken Änderung der planetaren Albedo von besonderer Bedeutung sind.

Daß diese Fernerkundung nur langsame Fortschritte gemacht hat, liegt vermutlich an dem relativ geringen Interesse an dem Produkt *optische Dicke*, weil diese allein nicht reicht, um die Strahlungswirkung des Aerosols zu modellieren. Sie liegen außerdem an den Problemen der Erkennung wolkenfreier Bildpunkte und an der relativ großen Unsicherheit der Ergebnisse, die auch aus den im aktuellen Fall nicht genau bekannten Aerosoleigenschaften selber resultiert.

Die Entwicklung geht aber auch bei der Aerosolfernerkundung in eine Richtung, die weitere Fortschritte erwarten läßt: Mit steigenden Ansprüchen und Möglichkeiten bei der Klimamodellierung, wie auch bei der Fernerkundung von Wasser- und Landeigenschaften, nimmt das Interesse an der Menge und den Eigenschaften der Aerosolpartikel zu. Höhere geometrische Auflösung der Radiometer erlaubt die leichtere Erfassung wolkenfreier Pixel. Mehr

gasabsorptionsfreie Kanäle erlauben eine Reduzierung der Unsicherheiten bei der Aerosolfernerkundung, und eine bessere Kenntnis der optischen Aerosoleigenschaften (durch Messungen vom Flugzeug oder Boden aus) erlaubt die Entwicklung verbesserter Algorithmen.

#### Literatur

- FRASER, R. S.; Y. J. KAUFMANN und R. L. MAHONEY: Satellite measurements of aerosol mass and transport. *Atmosph. Environ.* 18 (1984) S. 2577-2584.
- GRIGGS, M. und L. L. STOWE: Measurements of aerosol optical parameters from satellites. In: *IRS'84: Current problems in atmospheric radiation*. A. Deepak Publ., Hampton (1984) S. 42-45.
- KENT, G. S. und M. P. McCORMICK: SAGE and SAM II measurements of global stratospheric aerosol optical depth and mass loading. *J. Geophys. Res.*, 89, D4 (1984) S. 5303-5314.
- KERGOMARD, C. und D. TANRÉ: On the satellite retrieval of aerosol optical thickness over polar regions. *Geophys. Res. Letters*, 16 (1989), S. 707-710.
- KOEPKE, P. und H. QUENZEL: Turbidity of the atmosphere determined from satellite: Calculation of optimum viewing geometry. *J. Geophys. Res.* 84 (1979) S. 7847-7856.
- KOEPKE, P. und H. QUENZEL: Most suitable conditions for aerosol monitoring from space. *Adv. Space Res.* 2, No 5 (1983) S. 29-32.
- McCORMICK, M. P. und C. P. TREPTE: Polar stratospheric optical depth observed between 1978 and 1985. *J. Geophys. Res.*, 9, D4 (1987) S. 4297-4306.
- NAGARAJA RAO, C. R.; L. L. STOWE; E. P. McCLAIN und J. SAPPER: Development and application of aerosol remote sensing with AVHRR data from the NOAA satellites. In: *Aerosol and Climate*. A. Deepak Publ., Hampton (1988). S. 69-80.
- QUENZEL, H.; P. KOEPKE und K. T. KRIEBEL: Streuung, Absorption, Emission und Strahlungsübertragung in der Atmosphäre. *Promet* 13 (1983) 2-8, sowie: Fernerkundungsmethoden. *Promet* 13 (1983) S. 9-12.

F.-S. OLESEN, P. SCHLÜSSEL

## 6

### Passive Verfahren zur Vertikalsondierung

#### 1 Einführung

Die quantitative Auswertung von Satellitendaten gewinnt durch immer genauere Auswerteverfahren ständig an Bedeutung für die Meteorologie. Es werden einerseits Messungen durchgeführt, die es erlauben, thermodynamische Größen vom Satelliten aus zu messen, wie z. B. die Temperatur von Wasseroberflächen oder atmosphärische Temperatur- und Wasserdampfgehalte. Andererseits macht man Beobachtungen und Messungen, die vom Erdboden aus nicht möglich sind, wie z. B. die Bestimmung von Wolkenbedek-

kung und -typen bei Tag und Nacht. Die Satelliten tragen sowohl Sensoren mit einer horizontalen Auflösung von einigen Kilometern, die *Bilder* liefern, als auch Radiometer, die mit einer horizontalen Auflösung von mehr als 10 km bis über 100 km Vertikalprofile verschiedener atmosphärischer Größen messen.

Im folgenden sollen die passiven Vertikalsondierungen vom Satelliten im Infrarot<sup>1</sup> und Mikrowellenbereich<sup>2</sup> behandelt werden. Die passive Vertikalsondierung der Atmosphäre vom Satelliten besteht im wesentlichen aus zwei Teilen.

Zunächst mißt der Satellit die vom System Erde - Atmosphäre emittierte und reflektierte Strahlung in bestimmten Spektralbereichen. Nach welchen Gesetzen diese Strahlung berechenbar ist und wie sich die Beiträge des Bodens und der Atmosphäre zum Gesamtsignal zusammensetzen, ist z.B. in Promet 3/4 '83 erklärt. Auf die Theorie der Strahlungsübertragung soll daher hier nicht näher eingegangen werden. Im Vordergrund der folgenden Betrachtungen wird der zweite Schritt der Vertikalsondierung stehen, nämlich die Bestimmung von thermodynamischen Feldgrößen aus den Strahlungsmessungen. Die vorhandenen operationell fliegenden Radiometer sind dazu geeignet, Vertikalprofile der Temperatur und der Feuchte zu bestimmen. Daneben hat man die Möglichkeit, z.B. den Ozongesamtgehalt abzuleiten.

## 2 Die Geräte

Zur Zeit gibt es zwei operationelle Satellitensysteme mit Radiometern zur Messung von Temperatur- und Feuchteprofilen: Das VAS<sup>3</sup> auf dem geostationären Satelliten GOES und den TOVS<sup>4</sup> auf den polar umlaufenden Satelliten der NOAA<sup>5</sup>- Serie. Weil nur die NOAA-Satelliten über Europa messen, soll im folgenden TOVS als Beispiel genauer betrachtet werden. Die beschriebenen Prinzipien gelten jedoch auch für entsprechende Sondierer auf anderen Satelliten.

Will man Informationen aus der klaren Atmosphäre mit passiven IR- und MW-Sensoren erfassen, muß man in Spektralbereichen messen, in denen die Atmosphäre Strahlung emittiert. Im Falle einer wolkenfreien und aerosolarmen Atmosphäre sind das alle Flügel von Absorptionsbanden atmosphärischer Gase, in denen die Transmission zwischen kleinen und großen Werten variiert. Für die Temperatursondierung kommen nur Absorptionsbanden solcher Gase in Betracht, deren Verteilung in der Atmosphäre bekannt ist. Erst wenn man das Temperaturprofil kennt, kann man die Vertikalverteilung von Gasen, z.B. von Wasserdampf, durch Messungen in spektralen Bereichen von deren Absorption bestimmen. Um die Strahlung aus verschiedenen Höhengschichten der Atmosphäre zu erhalten, mißt man in Spektralbereichen mit verschieden starker Absorption. Man kann das mit dem Blick in Wasser vergleichen, in das man immer weniger tief hineinsehen kann, je trüber es ist.

Der TOVS bedient sich zur Bestimmung des Temperaturprofils der spektralen Abhängigkeit der Absorption von CO<sub>2</sub> in der 15 µm-Bande und von CO<sub>2</sub> sowie NO<sub>2</sub> im Bereich von 4.2 µm bis 4.6 µm. Das Wasserdampfprofil wird mit 3 Kanälen im Bereich 6.7 µm bis 8.3 µm gemessen. Die Vertikalsondierung wird von 3 Kanälen in Bereichen geringer Gasabsorption, sogenannten Fensterkanälen unterstützt (11.1 µm, 4.0 µm und 3.7 µm). Eine Übersicht findet

man in Tabelle 1. Da die IR-Sondierungen nur in wolkenfreien Teilen der Atmosphäre durchgeführt werden können, ist ein Kanal bei 0.7 µm zur Unterstützung der Wolkenerkennung vorhanden. Die Abtastung erfolgt quer zur Flugrichtung. 50 km kann als typischer Abstand zwischen den Messungen genannt werden kann. Die Größe der Fläche am Boden, über die bei einer Messung integriert wird, variiert entlang einer Zeile von 17 x 17 km<sup>2</sup> im Nadir, bis 58 x 30 km<sup>2</sup> am Rand. Mit 56 Messungen in einer Abtastzeile wird eine Breite von 2240 km erfaßt. Bei einer Umlaufzeit von ca. 104 Minuten eines Satelliten werden die mittleren Breiten zweimal am Tag von Satellitenmessungen überdeckt. In äquatorialen Zonen ergeben sich kleine Lücken, die polaren Regionen werden wesentlich häufiger vom Satelliten erfaßt.

Tabelle 1: Spektrale Eigenschaften des TOVS - Sensorpakets.

HIRS Kanal No.	Zentrale Wellenz. (1/cm)	Zentrale Wellenl. (µm)	Hauptabsorber	Niveau mit Hauptbeitrag
1	668	15.00	CO <sub>2</sub>	30 hPa
2	679	14.70	CO <sub>2</sub>	60 hPa
3	691	14.50	CO <sub>2</sub>	100 hPa
4	704	14.20	CO <sub>2</sub>	400 hPa
5	716	14.00	CO <sub>2</sub>	600 hPa
6	732	13.70	CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O	800 hPa
7	748	13.40	CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O	900 hPa
8	898	11.10	Fenster	Boden
9	1028	9.70	O <sub>3</sub>	25 hPa
10	1217	8.30	H <sub>2</sub> O	900 hPa
11	1364	7.30	H <sub>2</sub> O	700 hPa
12	1484	6.70	H <sub>2</sub> O	500 hPa
13	2190	4.57	NO <sub>2</sub>	1000 hPa
14	2213	4.52	NO <sub>2</sub>	950 hPa
15	2240	4.46	CO <sub>2</sub> /NO <sub>2</sub>	700 hPa
16	2276	4.40	CO <sub>2</sub> /NO <sub>2</sub>	400 hPa
17	2361	4.24	CO <sub>2</sub>	5 hPa
18	2512	4.00	Fenster	Boden
19	2671	3.70	Fenster	Boden
20	14367	0.70	Fenster	Wolken

1) Infrarot = IR

2) Mikrowellen = MW

3) VAS ist eine zusammengesetzte Abkürzung aus VISSR = Visible and Infrared Spin Scan Radiometer von dem das 'V' stammt und AS = Atmospheric Sounder

4) TOVS = TIROS Operational Vertical Sounder und TIROS = Television Infra-Red Observational Satellite

5) NOAA = National Oceanic and Atmospheric Administration

MSU Kanal	Frequenz (GHz)	Hauptabsorber	Max. d. Gewichtsfkt.
1	50.31	Fenster	Boden
2	53.73	O <sub>2</sub>	700 hPa
3	54.96	O <sub>2</sub>	300 hPa
4	57.95	O <sub>2</sub>	90 hPa

### 3 Die Inversionsverfahren

Die Bestimmung der Vertikalprofile aus den Strahlungsmessungen des Satelliten nennt man häufig *Inversionsverfahren*. Die Satellitenmessungen setzen sich aus integrierten Strahlungen aus der Atmosphäre zusammen und bei der Rückrechnung auf Atmosphärenparameter muß eine entsprechende Integralgleichung invertiert werden, d.h. das Integral ist bekannt, der Integrand ist gesucht. Mit *Vorwärtsrechnung* bezeichnet man die eindeutig ausführbare Berechnung der Strahlung aus gegebenen atmosphärischen Parametern, deren Umkehrung (*Inversionsrechnung*) nicht eindeutig ist. Im Englischen werden die Inversionsrechnungen als *Retrieval* bezeichnet.

Bevor die eigentlichen Inversionsalgorithmen angewendet werden können, ist die Extraktion der Messungen aus den Rohdaten, die Kalibrierung der Strahlungsmessungen und die Navigation (Zuordnung von Erdkoordinaten) der Sondierungen nötig. Ferner müssen die durch Wolken gestörten Messungen erkannt und je nach Verfahren aus dem Datensatz entfernt bzw. korrigiert werden. Die Daten im 4.3- $\mu\text{m}$ -Bereich müssen bei Tag korrigiert oder fortgelassen werden, weil sie neben der Emission terrestrischer Strahlung auch reflektierte Sonnenstrahlung enthalten. In den Mikrowellenmessungen muß das von der Feuchte des Bodens bzw. von der Rauigkeit der Meeresoberfläche abhängige Emissionsvermögen berücksichtigt werden. Weil die Sensoren verschiedener Satelliten nicht völlig identisch sind, gehen in diese Vorarbeiten diverse satellitenspezifische Parameter ein. Diese Arbeiten sind in der Regel zwar umfangreicher als die eigentliche Anwendung des Inversionsverfahrens, liegen im Prinzip aber in ihrer Art fest.

Der eigentliche Schritt der Inversion besteht, unabhängig vom Verfahren, aus der Bestimmung eines Startprofils und einem Algorithmus, der das Startprofil verändert und dabei den Messungen anpaßt. Das Startprofil ist notwendig, weil für jeden Satz multispektraler Strahldichten unendlich viele Lösungen (Temperatur - bzw. Feuchteprofile) existieren, die über den Strahlungstransport in der Atmosphäre dieselben Satellitendaten am Außenrand der Atmosphäre produzieren. Um daraus eine Lösung auszuwählen, bedient man sich der Statistik, die gewährleisten soll, daß die wahrscheinlichste aller Lösungen ausgewählt wird. Daneben sind bei der Inversionsrechnung noch verschiedene Zwangs- und Randbedingungen physikalischer Art zu erfüllen. Das gesamte Inversionsproblem geht also mehr in ein Schätzproblem über, weil die reine Inversion der integralen Strahldichten zurück in den Integranden *Profil* kein eindeutig gestelltes Problem ist (HOUGHTON et al. 1984). Daraus ergibt sich, daß in Kombination mit den Sensoren des TOVS kein Algorithmus formulierbar ist, der einerseits vom Startprofil ganz oder nahezu unabhängig ist und gleichzeitig ein zufriedenstellendes Ergebnis liefert. Mittlerweile haben sich aber einige *Standardverfahren* zur Auswertung der TOVS-Daten durchgesetzt, die nicht nur veröffentlicht sind, sondern auch von ihren Urhebern als Quellprogramme für verschiedene Rechner abgegeben werden.

Ein großer Teil der weltweit laufenden Entwicklungen basiert auf den von SMITH et al. (1985) an der Universität

in Madison (Wisconsin, USA) entwickelten ITPP<sup>6</sup>, von dem zur Zeit die dritte Version existiert, in die Ergebnisse der diversen Nutzer der Software Eingang fanden. Das Verfahren ist ein *gemischt statisch-physikalisches*. Das wesentliche Merkmal des Verfahrens ist, daß die Parameter Temperaturprofil, Oberflächentemperatur und Feuchteprofil gleichzeitig bestimmt werden. Das bedeutet, daß deren gegenseitige Abhängigkeit in das Verfahren integriert ist.

Um das Inversionsverfahren ausführen zu können, wird von der Integralform der Strahlungsübertragungsgleichung ausgegangen:

$$L_v = \epsilon_v B_v(T_s) \tau_v(p_s, u(p_s)) + \int_{p_s}^{p_0} B_v(T(p)) \frac{\partial \tau_v(p, u(p))}{\partial p} dp$$

Die am Satelliten ankommende spektrale Strahldichte  $L_v$  ist von den spektralen Größen Planckstrahlung ( $B_v(T)$ ), Emissionsvermögen ( $\epsilon_v$ ) und Transmission vom Niveau  $p$  bis zum Außenrand der Atmosphäre ( $\tau_v$ ) abhängig.  $B_v$  und  $\tau_v$  ihrerseits sind abhängig vom Profil der Temperatur ( $T(p)$ ) und des Wasserdampfes ( $u(p)$ ; Wasserdampf oberhalb des Niveaus  $p$ ). Die Gleichung gilt in dieser Form für den IR-Bereich ohne Berücksichtigung der Streuung. Der erste Summand gibt den Anteil des Bodens ( $T_s$  und  $p_s$ ), der zweite den der Atmosphäre an. Es wird die Transmission  $\tau_v(p, u(p))$  nach  $u$  um  $u_0$ , die Strahldichte  $B_v(T)$  nach  $T$  um  $T_0$  und die Strahldichte der Bodentemperatur  $B_v(T_s)$  nach  $T_s$  um  $T_{s0}$  in eine Taylor-Reihe entwickelt und nach dem ersten Glied abgebrochen. Für die Werte  $u_0$ ,  $T_0$  und  $T_{s0}$  wählt man bei der Anwendung das Startprofil. Nach partieller Integration und Umstellen der Terme bekommt man:

$$L_v = \epsilon_v B_v(T_s) \tau_v(p_s, u(p_s)) + \int_{p_s}^0 B_v(T_0) \frac{\partial (\tau_v(p, u(p)))}{\partial p} dp$$

$$+ \int_{p_s}^0 \delta T \left. \frac{\partial B_v}{\partial T} \right|_{T_0} \frac{\partial (\tau_v(p, u_0(p)))}{\partial p} dp$$

$$- \int_{p_s}^0 \delta u \left. \frac{dB_v}{dT} \frac{dT}{dp} \frac{\partial \tau_v}{\partial u} \right|_{u_0} dp$$

$$+ \delta T_s \left. \frac{\partial B_v}{\partial T_s} \right|_{T_{s0}} \tau_v(p_s, u_0(p))$$

Die erste Zeile der obigen Gleichung enthält die Strahldichte aus dem Startprofil. Die verbleibenden drei Terme geben die Modifikation der Strahldichte auf Grund der Abweichung des Temperatur- und Feuchteprofils, sowie der Bodentemperatur vom Startprofil in linearer Näherung wieder. Durch Umformen der Gleichung gelangt man zur Differenz zwischen der Strahldichte aus dem Startprofil und der am Satelliten gemessenen in Abhängigkeit von den Differenzen zwischen den Startwerten und den gesuchten Größen ( $T(p)$ ,  $u(p)$  und  $T_s$ ):

6) ITPP = International TOVS Processing Package

$$\begin{aligned}
L_v - L_{v0} &= \int_{p_s}^0 \delta T \{ \dots \} dp - \int_{p_s}^0 \delta u \{ \dots \} dp \\
&+ \delta T_s \left. \frac{\partial B_v}{\partial T_s} \right|_{T_{s0}} \tau_v(p_s, u_0(p)) \\
&= \left. \frac{\partial B_v(T)}{\partial T^*} \right|_{T_s} \delta T^*
\end{aligned}$$

Auflösen der obigen Gleichung nach der Änderung der Strahlungstemperatur ( $\delta T^*$ ) ergibt die von Smith abgeleitete Form:

$$\begin{aligned}
\delta T^* &= \int_0^{p_s} \delta u \frac{\partial T}{\partial p} \frac{\partial \tau}{\partial u} \frac{(\partial B / \partial T)}{(\partial B / \partial T^*)} dp \\
&- \int_0^{p_s} \delta T \frac{\partial T}{\partial p} \frac{(\partial B / \partial T)}{(\partial B / \partial T^*)} dp \\
&+ \delta T_s \frac{(\partial B_s / \partial T_s)}{(\partial B / \partial T^*)} \tau_s
\end{aligned}$$

Damit werden die Abweichungen ( $\delta T$ ,  $\delta u$  und  $\delta T_s$ ) zwischen dem Startprofil und dem gesuchten Atmosphärenzustand in linearer Abhängigkeit von der Differenz ( $\delta T^*$ ) zwischen den gemessenen und den aus dem Startprofil berechneten Strahlungstemperaturen ausgedrückt. Die Abweichungen werden als Summe von Koeffizienten, die mit den Gewichtsfunktionen ( $-\frac{\partial \tau}{\partial \ln p}$ ) multipliziert werden, dargestellt, woraus sich ein lineares Gleichungssystem ergibt, dessen Lösung zu den gesuchten Größen führt.

Ein ganz anderes Verfahren ist von CHEDIN (1983) in Frankreich entwickelt worden, das sogenannte 3I-Verfahren. Hier wird ein Profil aus einer Sammlung realer Profile gesucht, das möglichst „nahe“ an den Messungen liegt (physikalische Auswertung). Dabei wird zunächst die geographische Breite der Messung, der Bodendruck und eine Kennung Land/Wasser, sowie der Radiometerblickwinkel zur Suche benutzt. Zum Schluß wird das Profil mit dem kleinsten Abstand zur Satellitenmessung gesucht, wobei der „Abstand“ ( $d_{i_1, i_2}$ ) zweier Profile bei  $n$  Kanälen für die Messungen  $i_1$  und  $i_2$  gegeben ist durch

$$d_{i_1, i_2}^2 = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \frac{(T_{i_1}(k) - T_{i_2}(k))^2}{s_k^2}$$

$T$  ist die Strahlungstemperatur des Kanals  $k$  für die beiden Situationen  $i_1$  und  $i_2$  während  $s_k$  die Varianz von  $T(k)$  über alle simulierten Situationen ist. Das so bestimmte Profil wird als Startprofil für ein relativ einfaches statisches Inversionsverfahren benutzt. Der Kern dieses Verfahrens ist die Bereitstellung eines besonders guten Startprofils.

#### 4 Anwendungsaspekte

Die Anwendung der zuvor beschriebenen Inversionalgorithmen ist nicht ohne Detailkenntnisse möglich und bedarf dauernder Kontrolle. Erstens ist die Bereitstellung von satellitenspezifischen Daten und den Startprofilen nicht als fertiges Paket verfügbar. Zweitens treten in den Satelliten

immer wieder Fehler auf, die zuvor nicht bekannt waren und somit von der Software nicht erkannt werden und deren korrekte Bearbeitung Eingriffe in die Programme notwendig machen. Ein weiteres Problem der Satellitendaten ist deren begrenzte Absolutgenauigkeit, verglichen mit Profilen, die bei gut geeichten Radiosondenaufstiegen gemessen werden. Die Stärke der Satelliten liegt vor allem in der relativen Charakterisierung von thermodynamischen Feldern. Eine kontinuierliche Eichung mit Hilfe genauer Radiosondendaten ist daher angezeigt.

Ein oft gebrauchtes Argument für die Verwendung von Satellitendaten ist die der Messung zwangsläufig innewohnende Integration über Flächen oder Volumina. In diesem Zusammenhang muß man sich aber auch über die Auflösung der Daten Gedanken machen. Sie ist natürlich zunächst durch die Abtastung horizontal und durch die spektralen Kanäle vertikal begrenzt. Ob es sinnvoll ist, die Daten in der geometrisch möglichen horizontalen Auflösung auch zu nutzen, wurde im IMK für die mit dem ITPP 3 ausgewerteten TOVS-Daten untersucht. Dazu sind die Satellitenmessungen aus synthetischen Temperaturprofilen generiert worden. Wird so z. B. der Fall eines Temperatursprunges betrachtet, zeigt sich, daß dieser nicht erkannt wird, wenn er nicht schon im Startprofil vorhanden ist (s. Bild 1) (PFISTER 1988). Eine saubere statistische Auswertung, die der Inversion vorangeht, ist also notwendig und auch möglich (SCHLÜSSEL 1987).

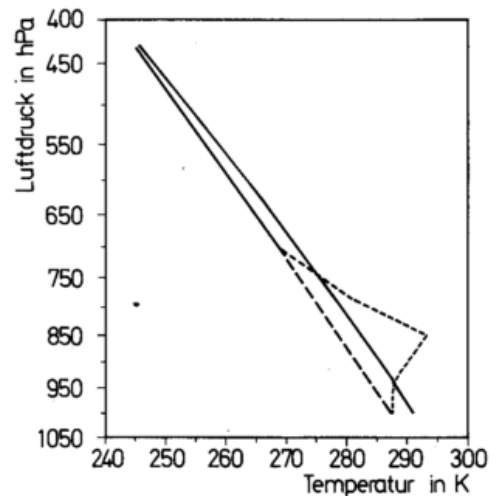


Bild 1: Vertikale Auflösung von Inversionsrechnungen mit dem ITPP3 aus Madison für simulierte TOVS-Messungen. Der Simulation lag das kurz gestrichelte Profil zugrunde. Die Inversionsrechnung wurde mit einem Profil (lang gestrichelt) gestartet, das die Temperaturstruktur nicht enthielt. Das Ergebnis (durchgezogen) enthält die Temperaturstruktur nicht, ist aber in der gesamten unteren Troposphäre zum Warmen verschoben.

Im IMK wurden Satellitenmessungen von 3-dimensionalen Temperaturfeldern aus Profilen wie in Abbildung simuliert, in denen nur in wenigen Höhenschichten horizontale Gradienten vorhanden waren. Es zeigt sich, daß in Schichten mit zunächst horizontal homogener Temperaturverteilung im invertierten Temperaturfeld Gradienten auftreten, die nur aus der Verbreiterung von vertikalen Strukturen

herrühren. Das bedeutet, daß die vom Radiometer vorgegebene Grenze der horizontalen Auflösung von ca. 50 km für den TOVS in vielen Fällen bei der Inversion nicht sinnvoll anwendbar ist. Ein Schluß daraus muß sein, daß man die vom Satelliten fernerkundeten Profile dort einsetzt, wo die integrierenden Eigenschaften des Meßsystems gut verwertbar sind, wie bei der Bestimmung relativer Topographien oder Wasserdampfgehalten mächtiger Schichten. Auch bei der Kombination mit abbildenden Radiometern wie dem AVHRR<sup>7</sup> ist das der Fall (SCHLÜSSEL 1988). Bild 2 zeigt einen Meridianschnitt der relativen Feuchte entlang 2° E über der Nordsee. Er wurde gewonnen aus Daten des TOVS und des AVHRR (NOAA-7) am 16.11.84, 14:15 UTC bei gleichzeitiger Ableitung aller Parameter, die auf die gemessenen Strahllichten einwirken. Derartige thermodynamische Felder lassen sich mit dem derzeit vorhandenen Bodenmeßnetz kaum ableiten.

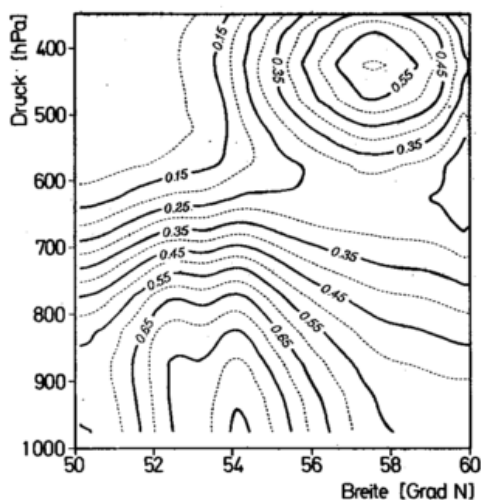


Bild 2: Relative Feuchte in der unteren Atmosphäre über der Nordsee entlang 2 Grad Ost am 16. 11. 84, 14:30 UTC.

Eine Ergänzung der TOVS- oder AVHRR - Messungen mit dem jeweils anderen Gerät wirkt sich in vielen Fällen positiv aus. Mit dem abbildenden Radiometer ist z. B. die Erkennung von Wolken, die nur einen Teil des Blickfeldes des Vertikalsondierers bedecken, möglich. Verfahren zur Wolkenerkennung sind bereits weit entwickelt (OLESEN u. GRASSL 1985; SAUNDERS 1986). Andererseits können die Daten des Vertikalsondierers verwendet werden, um auf den Bildern den Einfluß der Atmosphäre zu eliminieren und so einen ungestörten Blick zur Oberfläche zu gestatten.

Für die Verwendung der Daten aus den Inversionsverfahren ist natürlich die Kenntnis der Fehler wichtig. Diese zu bestimmen ist bisher nur theoretisch bei der Entwicklung von Auswerteverfahren möglich. Es fehlt aber die Bestätigung mit echten Daten, weil ein adäquates Meßsystem, an dem man die Satellitendaten eichen kann, nicht existiert. Es sind aber im Rahmen der ITSC (International TOVS Study Conf.) Vergleiche zwischen den Temperaturfeldern aus TOVS - Messungen und den Analysen des EZMW<sup>8</sup> für einen Fall aus dem Alpinen Experiment (ALPEX 1982) durchgeführt worden. Dabei ergibt sich in Bodennähe eine mittlere quadratische Abweichung von 4 K bis 8 K, die dann in der Troposphäre auf weniger als 2 K sinkt,

jedoch in der Tropopausenhöhe wieder auf 2 K bis 4 K ansteigt (siehe Bild 3).

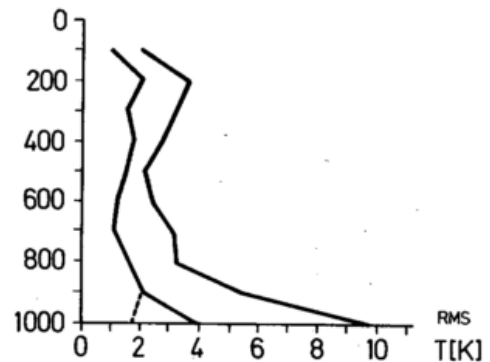


Bild 3: Mittlerer quadratischer Fehler von TOVS-Profilen gegenüber der Analyse des EZMW. 11 Gruppen invertierten die Daten von 3 Passagen von NOAA-7 während ALPEX. Je nach Verfahren wurden zwischen 213 und 4080 Profile abgeleitet. Die linke Kurve verbindet die besten Ergebnisse in jedem Niveau miteinander, die rechte die schlechtesten. Sie sind also die Einhüllenden der Kurven aller 11 Gruppen. Die gestrichelte Linie zeigt die Verbesserung, die bei der Verwendung des Bodendrucks im 3I-Verfahren erreichen wird (LE MARSHALL 1985).

## 5 Ausblick

In den vorigen Abschnitten sind die Vor- und Nachteile der vom Satelliten fernerkundeten Vertikalprofile erläutert. Anfang der 90er Jahre werden die Satelliten der NOAA-Serie mit verbesserten Mikrowellensensoren ausgerüstet. Weil Mikrowellen von Wolken kaum extinguiert werden, wird das Problem der durch Wolken gestörten Messungen weitgehend gelöst sein. Die horizontale Auflösung ist etwas besser als bei den heutigen IR-Sensoren, während die vertikale Auflösung nicht gesteigert werden kann. Hier bleiben nur die Versuche, die Algorithmen durch geschickte Verwendung von Daten der abbildenden Radiometer und von a-priori-Informationen zu unterstützen. Die Arbeiten auf diesem Gebiet sind zukunftsweisend, weil die Sensorpakete auf METEOSAT den auf den NOAA-Satelliten voraussichtlich recht ähnlich sind, so daß die gewonnenen Erkenntnisse und die erprobten Algorithmen noch lange anwendbar sein werden. Das bedeutet sowohl für die Grundlagenforschung im Bereich der Fernerkundung der Atmosphäre vom Satelliten, als auch für anwendungsbezogene Institutionen, daß die Beschäftigung mit den TOVS-Daten und natürlich auch mit den AVHRR-Daten von grundlegender Wichtigkeit ist, auch wenn in der Anwendung noch einige unangenehme Hürden vorhanden sind.

Mit den heute verwendeten Radiometern ist aber die Entwicklung nicht abgeschlossen. Durch den Einsatz von Interferometern könnte die vertikale Auflösung erhöht und an die physikalische Grenze gebracht werden. In einer ESA-

7) AVHRR = Advanced Very High Resolution Radiometer

8) EZMW = Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage

Studie wurden die Möglichkeiten eines solchen Experiments im geostationären Satelliten untersucht (STEWART et al. 1987). In den USA ist mit den Erfahrungen aus dem HIS-Experiment (SMITH et al. 1988) der AIRS (Atmospheric IR Sounder) konzipiert worden. Er dient, wie der TOVS, der Vertikalsondierung von Temperatur, Feuchte und in begrenztem Maße von Spurengasen. In Deutschland ist ein Michelson Interferometer zur Passiven Atmosphärischen Sondierung (MIPAS; FISCHER et al. 1983) entwickelt worden. Dieses Experiment erfaßt mit der Methode der Horizontsondierung die Temperatur- und Spurengasverteilung oberhalb der Wolken. Es ermöglicht unter anderem die Bestimmung der Tropopausentemperatur mit wesentlich höherer Genauigkeit als z.B. TOVS und könnte somit eine Ergänzung zu den Vertikalsondierern darstellen. Die hohe spektrale Auflösung der Michelson-Interferometer läßt eine bisher nicht erreichbare vertikale Auflösung bei gleichzeitig verbesserter Genauigkeit der Profile erwarten. Weder die Entwicklung von Satellitengeräten, noch die der Algorithmen zur Auswertung ist bisher zu einem Abschluß gekommen. Ebenfalls noch nicht abgeschlossen sind Arbeiten, die sich mit der Verwendung der Satellitendaten befassen; das sind im Falle der Vertikalsondierung zunächst Modelle zur Analyse und Prognose. Auch noch entwicklungsfähig ist die Arbeit mit Zeitreihen von Satellitendaten. Die NOAA-Serie mißt mit abbildenden Radiometern (VHRR und AVHRR) und Vertikalsondierern vom Typ TOVS seit 1972.

## 6 Literatur

CHEDIN, A.; N. A. SCOTT, 1983: Improved Initialisation Procedure The Technical Proceedings of The First International TOVS Study Conference; Igls (Austria), 29. 8.-2. 9. 1983; S. 14-79. W.P. MENZEL (Ed.) CIMSS, SSEC, University of Wisconsin.

FISCHER, H.; F. FERGG; H. OELHAF; D. RABUS; W. VÖLKER, 1983: Simultaneous Detection of Trace Constituents in the Middle Atmosphere with a Small He-Cooled, High Resolution Michelson Interferometer (MIPAS), Beitr. Phys. Atmosph. Vol. 56 No. 2, Mai 1983.

HOUGHTON, J. T.; F. W. TAYLOR; C. D. RODGERS, 1984: Remote Sounding of Atmospheres; Cambridge Planetary Science Series 3, Cambridge University Press.

LE MARSHALL, J. F., 1985: An Intercomparison of Temperature and Moisture Fields from TOVS Data. The Technical Proceedings of The Second International TOVS Study Conference; Igls (Austria), 18.-22. Feb. 1985; S. 106-161. W. P. MENZEL (Ed.) CIMSS, SSEC, University of Wisconsin, Sept. 1985.

OLESEN, F. -S.; H. GRASSL, 1985: Cloud Detection and Classification over Oceans at Night with NOAA-7; Internat. Journal of Remote Sensing, Vol. 6.

PFISTER, A., 1988: Private Mitteilungen.

SAUNDERS, R., 1986: An automated scheme for the removal of cloud contamination from AVHRR radiances over western Europe; Internat. Journal of Remote Sensing, Vol. 7, No. 7, S. 867-886.

SCHLÜSSEL, P., 1987: Infrarotfernerkundung von Oberflächen-temperaturen sowie von atmosphärischen Temperatur- und Wasserdampfstrukturen; Berichte d. Inst. f. Meereskunde an der Universität Kiel, Nr. 161.

SCHLÜSSEL, P., 1989: Satellite-derived Low-level Atmospheric Water Vapour Content from Synergy of AVHRR with HIRS; Internat. Journ. of Remote Sensing, Vol. 10, S. 705-721.

SMITH, W. L.; WOOLF; C. M. HAYDEN; A. J. SCHREINER, 1985: The Simultaneous Retrieval Export Package. The Technical Proceedings of The Second International TOVS Study Conference; Igls (Austria), 18.-22. Feb. 1985; 213-223. W. P. MENZEL (Ed.) CIMSS, SSEC, University of Wisconsin, Sept. 1985.

SMITH, W. L.; H. M. WOOLF; H. B. HOWELL; H. L. HUNANG, H. E. REVERCOMB; 1988: High Resolution Interferometer Sounder - The Retrieval of Atmospheric Temperature and Water Vapor Profiles third Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Anaheim, Calif. 1.-5. Febr. 1988, S. 266-271.

STEWART, K.; B. CARLI; A. CHEDIN; H. FISCHER, 1987: Atmospheric Sounding and Trace Gas Measurements with Interferometers from Geostationary Altitude. ESA-Report, Sept. 1987.

# 7

## H.-J. BOLLE Vegetationsindices

### Einleitung

Das spektrale Reflexionsvermögen oder der Remissionsgrad der Erdoberfläche wird durch drei Größen charakterisiert:

1. Das Verhältnis des insgesamt in den oberen Halbraum zurückgestreuten spektralen Strahlungsflusses zum einfallenden Strahlungsfluß, genannt die spektrale Albedo  $\rho$ .

2. Die normalisierte Richtungsverteilung  $P(\mu, \mu'; \theta)$  der hinausgehenden spektralen Strahldichte. Sie ist abhängig vom Zenitwinkel der einfallenden Sonnenstrahlung ausgedrückt durch dessen Cosinus ( $\mu$ ), der Richtung zum Empfangssystem ( $\mu'$ ) und von der Azimut-Differenz  $\theta$  beider Richtungen.

3. Die Polarisation der hinausgehenden richtungsabhängigen Strahldichte.

Diese drei Größen sind von den Absorptionseigenschaften des Oberflächenmaterials, der Struktur der Oberfläche und der Orientierung ihrer reflektierenden und streuenden Oberflächenelemente abhängig. Die meisten der in der Natur vorkommenden Bodenoberflächen zeichnen sich durch eine allmählich mit der Wellenlänge ansteigende Albedo aus. Mit Ausnahme der Absorption in den Banden des Wassers treten erst bei Wellenlängen oberhalb von etwa 2  $\mu\text{m}$  diskrete Absorptionsbanden auf, die auf die Kristallstruktur von Mineralien zurückzuführen sind.

Grüne Pflanzenteile besitzen eine Zellstruktur, die ebenfalls die Strahlung mit größer werdender Wellenlänge in zunehmendem Maße streut. In diese Zellstruktur eingebettet, unter der Kutikula, der äußeren Schutzschicht, und der Epidermis befindet sich im schwammartigen Mesophyll des lebenden Blattes, sowie in noch höheren Maße in den festeren Leitbündel-Scheidenzellen und konzentriert in sogenannten Chloroplasten, das zur Photosynthese notwendige Chlorophyll. Es besitzt diskrete Absorptionsbanden im sichtbaren Teil des Spektrums, insbesondere im roten Spektralbereich zwischen 645 und 700 nm, schwächere im orange/gelben (590–645 nm) und dann wesentlich stärkere im violetten und blauen Spektralbereich bis an den Rand zum Grünen (390–490 nm). Absorptions-Maxima existieren bei 443 und 664 nm und ein Minimum der Absorption bei etwa 550 nm (BUSCHMANN u. GRUMBACH 1985). Diese Absorptionsbanden unterscheiden lebende Pflanzen von allen mineralischen und auch toten organischen Materialien. Sie können daher mit Hilfe der Fernerkundung von diesen unterschieden werden, wenn Spektralbereiche verwendet werden, die für die Chlorophyllabsorption spezifisch sind.

Eine Reihe von Satellitensystemen wurde mit entsprechenden spektral arbeitenden Radiometern für diese Aufgabe – die Unterscheidung lebender Pflanzen von toter Materie – ausgerüstet. Durch bestimmte Kombinationen der in diesen spektralen Kanälen erhaltenen Signale, beispielsweise – aber nicht ausschließlich – Quotientenbildung, kann man Meßgrößen ableiten, die zunächst nichts weiter aussagen, als daß ein mehr oder weniger kräftiges von biologisch aktiven Pflanzen der reflektierten Strahlung aufgeprägtes Signal vorhanden ist. Eine solche Signalkombination nennt man *Vegetationsindex*. Der Vorteil einer solchen Kombination spektraler Kanäle besteht darin, daß ein spezifisches, in diesem Fall auf Vegetation ansprechendes Produkt erzeugt, spektrale Unterschiede hervorgehoben und verfälschende Einflüsse der Atmosphäre auf die Signale reduziert werden. Verschiedene Verfasser haben eine Anzahl solcher spektraler Signalkombinationen erprobt und mit biologischen Größen korreliert. Hier soll nur auf zwei der meist gebräuchlichen Indices eingegangen werden, die durch einfache Verhältnisbildung oder durch normalisierte Differenzbildung entstehen.

## 1 Definition und Eigenschaften von Vegetationsindices

Um Vegetation von anderen Bodenmaterialien zu unterscheiden, bietet es sich an, die Albeden in Spektralbereichen ohne und mit Chlorophyllabsorption miteinander ins Verhältnis zu setzen. Bei längeren Wellenlängen als 700 nm

absorbiert Chlorophyll nicht mehr, so daß hier im Prinzip ein breiter Spektralabschnitt zur Definition einer Referenzalbedo zur Verfügung steht. Bezeichnen wir mit  $\rho(2)$  eine Albedo im Spektralbereich jenseits 700 nm (beispielsweise für den Bereich 700–800 nm oder 700 nm – 1.1  $\mu\text{m}$ ) und mit  $\rho(1)$  eine Albedo zwischen 600 und 700 nm, so bieten sich zunächst zwei Möglichkeiten an, einen Vegetationsindex (VI) zu definieren: die Bildung des einfachen Verhältnisses (Ratio) der spektralen Albeden oder die mit der Summe beider spektraler Albeden normalisierte Differenz (Normalized Difference) der spektralen Albeden:

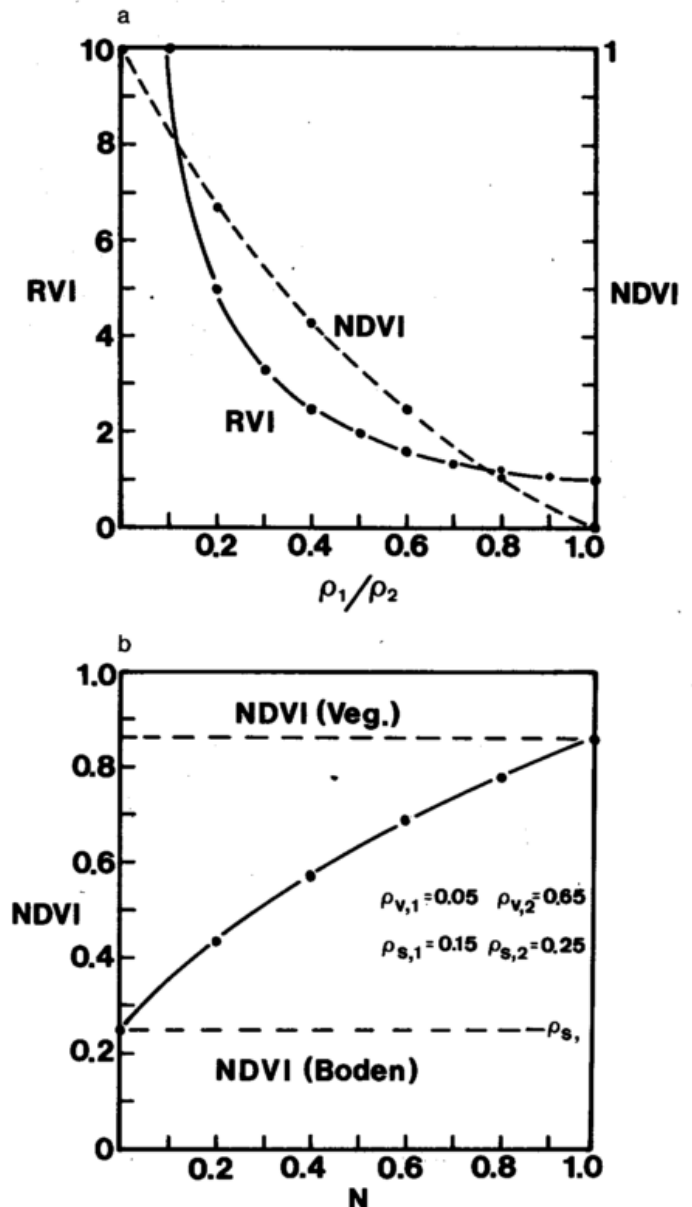


Abb. 1: a) Obere Darstellung: Verlauf des RVI und des NDVI in Abhängigkeit vom Verhältnis  $\rho_1/\rho_2$ , das den Bruchteil der Albedo im sichtbaren zu der im nahen Infrarotbereich angibt und in allen praktischen Anwendungen zwischen den Werten 0 (starker Vegetations-einfluß) und 1 (Wasseroberflächen, Wolken) liegt, während der RVI zwischen Unendlich und 1 variiert. b) Untere Darstellung: Verlauf des NDVI in Abhängigkeit vom Vegetations-Bedeckungsgrad N.

$$(1) \text{ RVI} = \rho(2)/\rho(1)$$

$$(2) \text{ NDVI} = [\rho(2) - \rho(1)]/[\rho(2) + \rho(1)].$$

Beide Indices sind durch die Beziehung

$$(3) \text{ NDVI} = (\text{RVI} - 1)/(\text{RVI} + 1)$$

miteinander verknüpft (Abb. 1a). Man erkennt, daß der NDVI bei kleineren Unterschieden von  $\rho(2) - \rho(1)$  eine höhere Auflösung ergibt als der RVI und damit für spärliche Vegetation besser geeignet erscheint als jener.

Bedeckt die Vegetation den Boden nicht mehr gleichmäßig, so kommt eine neue Komponente hinzu: der Bedeckungsgrad. Bezeichnen wir die Albeden für eine bestimmte Vegetationsart mit  $\rho_v(1)$  und  $\rho_v(2)$ , für den darunter liegenden Boden mit  $\rho_s(1)$  und  $\rho_s(2)$  und den Bedeckungsgrad für die Vegetation mit  $N$ , so ergibt sich für die Vegetationsindices:

$$(4) \text{ RVI} = \frac{N \rho_v(2) + (1-N) \rho_s(2)}{N \rho_v(1) + (1-N) \rho_s(1)}$$

beziehungsweise

$$(5) \text{ NDVI} = \frac{N [\rho_v(2) - \rho_v(1)] + (1-N) [\rho_s(2) - \rho_s(1)]}{N [\rho_v(2) + \rho_v(1)] + (1-N) [\rho_s(2) + \rho_s(1)]}$$

Nur über einem vollständig schwarzen Boden würde man unabhängig von  $N$  die Indices für die Vegetation allein erhalten - vorausgesetzt, daß das Signal-zu-Rausch-Verhältnis des Meßgerätes dazu ausreicht. Hat beispielsweise der Boden in beiden zur Diskussion stehenden Spektralbereichen gleich hohe Albedo, so kann man leicht sehen, daß der erhaltene NDVI um so kleiner ausfällt, je heller der Untergrund ist. Steigt dessen Reflexionsvermögen jedoch wie bei der Vegetation zum nahen Infrarot hin an, so wirkt der zweite Term im Zähler dieser Tendenz entgegen. Man erkennt daraus, daß bei spärlicher Vegetation sehr viel Erfahrung notwendig ist, um Veränderungen des VI richtig interpretieren zu können.

Eine Interpretation des Vegetationsindex ist folglich immer dann schwierig, wenn die Vegetation den Boden nicht vollständig bedeckt [vgl. Gleichungen (4) und (5)]. Bei gleichbleibendem Index für die Vegetation allein nimmt der NDVI von dem Wert für den nackten Boden bis zur vollständigen Bedeckung mit Vegetation nicht linear mit dem Bedeckungsgrad zu (Abb. 1b).

## 2 Modifikation des Vegetationsindex beim Übergang zu Strahldichten

Die Albeden von Oberflächen können mit Hilfe der Fernerkundung in der Praxis nicht bestimmt werden, da die ein *pixel* (Bildelement) erfassenden Radiometer statt eines in den Halbraum gerichteten Flusses nur die Strahldichte eines eng begrenzten Gesichtsfeldes aus einer bestimmten Richtung erfassen und damit eine gerichtete Reflexion messen. Aus diesem Grund ist man daher darauf angewie-

sen, die Information über die Vegetation aus einer Messung der Strahldichte abzuleiten. Dabei treten drei nachstehend erläuterte Probleme auf:

- der Kulisseneffekt und der Schattenwurf,
- die Winkelabhängigkeit der an der Erdoberfläche reflektierten oder gestreuten Strahlung, und ihre Abhängigkeit vom Sonnenstand, sowie
- das Fehlen eines Bezugsniveaus für die Normalisierung des Index.

Der Kulisseneffekt ergibt sich daraus, daß ein schräg angemessener Pflanzenbestand einen höheren Bedeckungsgrad vortäuschen kann als bei vertikaler Blickrichtung, bei der mehr vom Boden sichtbar werden kann (Beispiel: in Reihen angebaute Nutzpflanzen). Der hierdurch bedingte Fehler läßt sich nur dadurch gering halten, daß man sich bei der Herstellung des Indexes auf einen kleinen Bereich des *Swath*, des Abtast-Winkelbereiches, beschränkt. Eine andere Art des Kulisseneffektes entsteht durch die Beleuchtung der Szene bei tiefstehender Sonne. Dann bleiben Teile des Bodens durch Schattenwurf dunkel und der Vegetationsindex nähert sich auch bei vertikaler Beobachtung wie übrigens auch bei einer echten Albedomessung der der reinen Vegetation an (Abb. 2). Diesen Effekt kann man nur dadurch ausschalten, daß stets bei annähernd gleichem Sonnenstand beobachtet wird. Diese Bedingung ist allerdings kaum erfüllbar, wenn man jahreszeitliche Veränderungen untersuchen will. Bei landwirtschaftlichen Nutzpflanzen tritt dieser Effekt allerdings gegenüber der zeitlichen Veränderung der Vegetation meist zurück. Nicht so jedoch bei tropischen Wäldern, wo wiederum die Variation der solaren Einstrahlung klein bleibt.

Die Winkelabhängigkeit der Reflexion einer homogenen Oberfläche würde keine Probleme aufwerfen, solange diese für die in Betracht kommenden Wellenlängen gleich ist. Dies ist aber durchaus nicht immer der Fall (KRIEBEL 1978). Das Problem läßt sich nur dadurch begrenzen, daß einerseits möglichst eng beieinanderliegende Wellenlängen um die Absorptionskante des Chlorophylls bei 700 nm herum zur Bildung des Vegetationsindex gewählt werden und andererseits die Beobachtungen unter nicht zu weit voneinander abweichenden geometrischen Bedingungen durchgeführt werden. Dabei ist einmal der Beobachtungswinkel zu beachten - es sollten keine Meßwerte bei flach verlaufenden Sehstrahlen verwendet werden - und andererseits der Zenitwinkel der Sonne, da es, wie oben ausgeführt wurde, schwierig ist, Beobachtungen miteinander zu vergleichen, die bei sehr unterschiedlichen Sonnenständen durchgeführt wurden. Hinzu kommt noch die Abhängigkeit der Albedo beziehungsweise der über den Halbraum integrierten Reflexionsfunktion von der Sonnenhöhe. Die Albedo durchläuft einen Tagesgang, der auch von der Trübung der Atmosphäre abhängig ist, die das Verhältnis der diffusen zur direkten Sonnenstrahlung bestimmt. Je nachdem bei welchem Sonnenstand die Messung durchgeführt wird, erhält man bei korrekter Auswertung der Daten unterschiedliche spektrale Albedowerte und daraus berechnete Vegetationsindices, die nicht mit den Tagesmittelwerten übereinzustimmen brauchen. Für Vergleichszwecke würde es ausreichen, wenn die Messungen in einem engen Sonnenhöhenintervall erfolgen, eine Bedin-

gung, die in hohen Breiten jedoch nicht eingehalten werden kann.

Das dritte Problem ergibt sich daraus, daß in verschiedenen Meßsystemen einmal unterschiedliche Wellenlängenbereiche verwendet werden und zum anderen die Meßempfindlichkeiten unterschiedlich groß sind. Dadurch führen einfache Verhältnisbildungen von Meßwerten zu miteinander nicht kompatiblen Ergebnissen, es sei denn, ein und dasselbe zeitlich unveränderliche Gerät würde unter stets gleichen geometrischen Bedingungen verwendet. In diesem Fall wäre der abgeleitete Vegetationsindex dann individuell auf das Radiometer bezogen und kann nicht mit denen anderer Systeme verglichen werden. Voraussetzung zur Eliminierung dieses Problemes ist es, daß in absolute Meßwerte umgewandelte Signale für die Verhältnisbildung verwendet werden.

Von einem in der Nähe des Erdbodens aufgestellten Radiometer wird ein der Strahldichte entsprechendes Signal aufgenommen, dem unter der Annahme isotroper Verteilung ein hinausgehender Fluß pro Einheitsfläche  $M_i' = C_i D_i = E_i P_i \varrho_i$  entspricht, während der tatsächlich hinausgehende Fluß  $M_i = E_i \varrho_i = C_i D_i / P_i$  ist.  $i = 1$  oder  $2$  steht für den jeweiligen spektralen Kanal (beispielsweise NOAA AVHRR Kanal 2 für  $i = 2$  und Kanal 1 für  $i = 1$ ).  $C_i$  ist der entsprechende Eichfaktor, mit dem das empfangene Signal auf den isotropen Fluß umgerechnet wird,  $D_i$  ist der zum Kanal  $i$  gehörige digitale Meßwert (Graustufe),  $P_i = P_i(\mu, \mu'; \Theta)$  die von der Beobachtungsgeometrie abhängige normierte Richtungsverteilung der hinausgehenden Strahlung und  $E_i$  die Bestrahlungsstärke an der Oberfläche.

Für den NDVI würde sich nach Normierung mit der in den Kanälen jeweils einfallenden Bestrahlungsstärke im einfachsten Fall einer gleichmäßig bewachsenen Oberfläche entsprechend der in Gleichung (2) gegebenen Definition die folgenden Beziehung ergeben:

$$(6) \quad NDVI = \frac{[C_2 D_2 / (P_2 E_2)] - [C_1 D_1 / (P_1 E_1)]}{[C_2 D_2 / (P_2 E_2)] + [C_1 D_1 / (P_1 E_1)]}$$

$$= \frac{D_2 - D_1 [(C_1 / C_2) (P_2 / P_1) (E_2 / E_1)]}{D_2 + D_1 [(C_1 / C_2) (P_2 / P_1) (E_2 / E_1)]}$$

Der Ausdruck in eckigen Klammern ist in der Praxis, insbesondere wenn es sich um weltweite Daten handelt, a priori schwer bestimmbar. Approximativ läßt er sich jedoch zusammen mit den noch zu behandelnden Korrekturen für atmosphärische Einflüsse berechnen, wenn man über Flächen mit verschwindendem Vegetationsindex (Meer, Wolken, Schneeflächen) fordert, daß der NDVI nach Gleichung (6) zu Null wird.

### 3 Atmosphärische Korrekturen

Bisher war vom Einfluß der Atmosphäre auf das Meßsignal noch nicht die Rede. Es wurde so getan, als seien die Messungen in direkter Umgebung des Objektes getätigt worden. Werden die Messungen vom Weltraum aus durchgeführt, so ist einerseits den Verlusten des Meßsignals durch Streuung an Molekülen und Aerosolen sowie durch Absorption in bestimmten Molekülen (Ozon, Wasser-

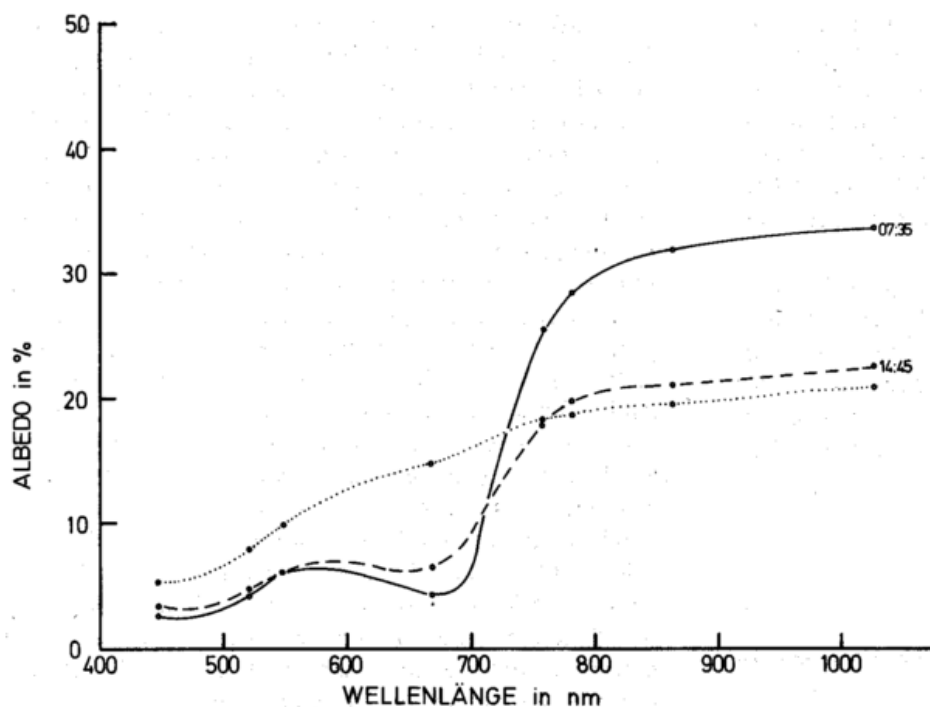


Abb. 2: Spektrale Albedo gemessen zwischen sich in N-S Richtung erstreckenden Reihen von Weinreben. Die ausgezogene Kurve wurde bei tiefem Sonnenstand und abgeschattetem Boden gemessen, eine Seite der Weinreben ist jeweils voll beleuchtet. Die gestrichelte Kurve gibt die Situation bei hohem Sonnenstand wieder. Jetzt sind der Boden und nur der oberste Teil der Reben voll beleuchtet. Die Albedo wird in höherem Maße durch die Reflexion des Bodens (punktierte Kurve) bestimmt. Der Vegetationsindex ist wesentlich kleiner als am Vormittag.

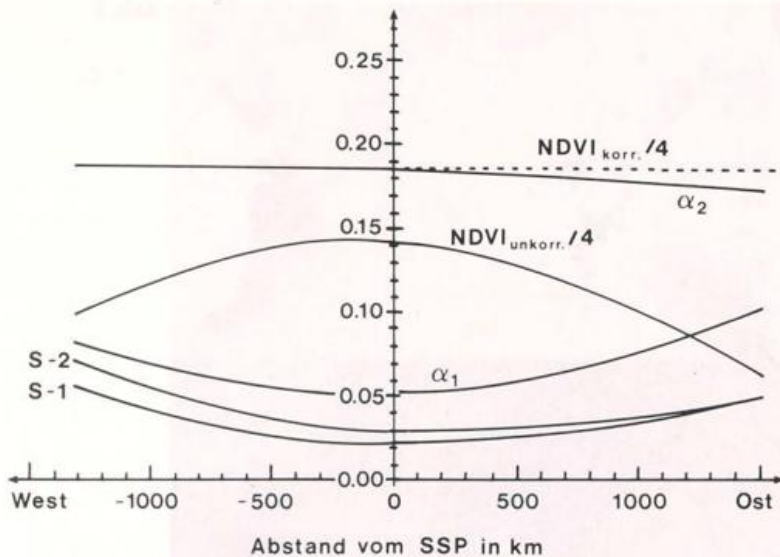


Abb. 3: Einfluß der Atmosphäre und der Beleuchtungsgeometrie auf die Albedo und den NDVI für einen Wasserdampfgehalt der Atmosphäre von 2 cm ppw, eine Ozonmenge von 0.35 cm NTP und eine Trübungskoeffizienten  $\beta = 0.2$ , der für die beiden AVHRR-Kanäle optische Tiefen von 0.46 (Kanal 1) beziehungsweise 0.33 (Kanal 2) ergibt, sowie Bodenalbeden von 0.04 im AVHRR-Kanal 1 und 0.25 im AVHRR-Kanal 2. Die beiden Kurven S-1 und S-2 geben den Streuanteil der Atmosphäre in diesen Kanälen wieder. Nach BLÜMEL u. a. (1988).

dampf) Rechnung zu tragen, zum anderen wird das Meßsignal aber durch eingestreute Strahlung verfälscht. Mit den Bezeichnungen  $A_i$  für den Meßwert, der dem atmosphärischen Anteil am Signal entsprechen würde, und  $\tau_i$  für die vom Beobachtungswinkel abhängige atmosphärische Transmission in den beiden verwendeten Spektralbereichen erhält man statt der Gleichung (6) jetzt

$$(7) \quad NDVI = \frac{[D_2 - A_2] - [D_1 - A_1][(C_1/C_2)(E_2P_2 \tau_2/E_1P_1 \tau_1)]}{[D_2 - A_2] + [D_1 - A_1][(C_1/C_2)(E_2P_2 \tau_2/E_1P_1 \tau_1)]}$$

Obwohl Rechenverfahren hoher Genauigkeit zur Verfügung stehen, um die Größen  $E$ ,  $\tau$  und  $A$  zu berechnen, ist es ein bisher ungelöstes Problem, exakte Korrekturen für großräumige NDVIs durchzuführen. Dies liegt daran, daß die Eingabeparameter für diese Korrekturen nur ungenau bekannt sind. Dazu müßten Aerosolverteilungen und ihre optischen Eigenschaften, der Gesamt-Ozongehalt

und für manche Spektralkanäle auch die vertikale Wasserdampfverteilung für jeden Meßpunkt bekannt sein. Die Streuung an den Molekülen wird über den Bodendruck korrigiert, für den die Höhe des Terrains eine Rolle spielt. Auf die physikalischen Korrekturverfahren soll hier nicht eingegangen werden. Abbildung 3 bringt ein Beispiel für die anzubringenden Korrekturen.

Wie bereits im Abschnitt 2 erwähnt, kann man eine approximative Korrektur auch durch die Beobachtung von Oberflächen mit bekannter Albedo durchführen. So kann man den atmosphärischen Anteil am Signal,  $A_i$ , über dunklen Oberflächen (Wasserflächen, Schatten) abschätzen. Über vegetationsfreien Gebieten lassen sich die in Gleichung (7) an dem Term  $[D_1 - A_1]$  anzubringenden Normalisierungsfaktoren bestimmen, wenn der Einfluß von  $P$  klein gehalten wird. Die Verhältnisse  $E_2/E_1$  und  $\tau_2/\tau_1$  können häufig auch aus klimatologischen Daten mit genügender Genauigkeit bestimmt werden. Im operationellen Betrieb lassen

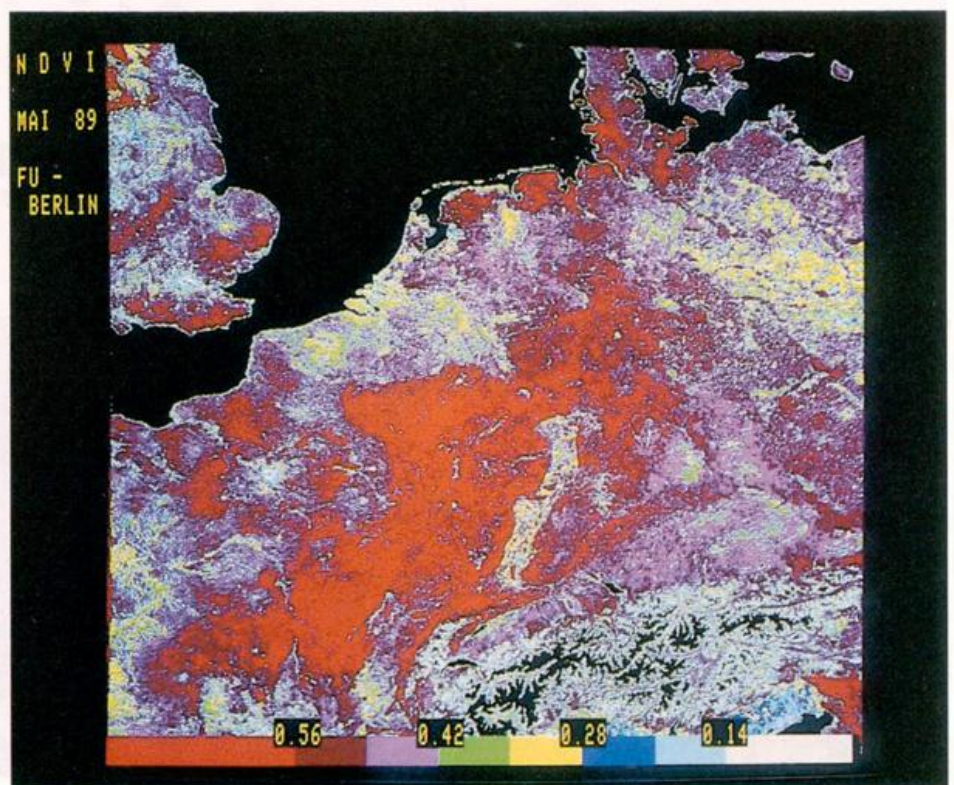


Abb. 4: Vegetationsindex für Mitteleuropa, Mai 1989, erstellt von TONN (unveröffentlicht) in 8 Farbstufen mit einer Schrittweite von 0.07 (weiß 0.01 - 0.14, hellblau - 0.21, blau - 0.28, gelb - 0.35, grün - 0.42, margenta - 0.49, dunkelrot - 0.56, hellrot > 0.56).



sich die beschriebenen Korrekturen nur mit großem Aufwand durchführen, so daß bisher darauf weitgehend verzichtet werden mußte.

#### 4 Operationelle Erstellung des NDVI

In der Praxis wird der NDVI für große Gebiete aus Messungen des auf NOAA-Satelliten geflogenen AVHRR-Gerätes erstellt. Nur in Sonderfällen greift man auf Satellitendaten mit höherer Auflösung zurück (LANDSAT oder SPOT), mit denen man aber wegen der geringen Repetitionsrate und auch aus Kostengründen keine langen Beobachtungsreihen herstellen kann. Die NOAA-Satelliten liefern jeden Tag ein Bild von jedem Ort der Erde. Um eine großräumige Karte des Vegetationsindex herstellen zu können, müssen die Wolken ausgeschaltet werden. Dies läßt sich nur erreichen, wenn man aus einer Zeitserie die wolkenfreien Bildelemente aussucht. Jeder Bildpunkt wird wegen der Verschiebung der Satellitenbahn von einem Umlauf zum anderen unter einem etwas anderen Winkel und daher auch mit unterschiedlicher Auflösung aufgenommen. Um ein über die Fläche einheitliches Ergebnis zu erhalten, werden die Originaldaten der verwendeten Umläufe vor der Weiterverarbeitung in eine Kartenprojektion gebracht. Am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin ist dies die stereographische Projektion mit einer Auflösung von 1 km<sup>2</sup> in 60° Breite.

Die Meßwerte jedes Bildelementes werden mit Hilfe eines von der NOAA angegebenen empirischen Algorithmus in äquivalente relative *Albedo*-Werte  $\alpha_i$  umgerechnet:

$$(8) \quad \alpha_i = [G_i(D_i + D_{i,0})]/\mu_0.$$

Dabei ist  $G$  der Eichfaktor für die im AVHRR jeweils eingeschaltete Verstärkungsstufe,  $D$  der digital angezeigte Meßwert,  $D_0$  der Digitalwert für den Meßwert Null und  $\mu_0$  der Kosinus des Zenitwinkels der Sonne. Mit dem so erhaltenen effektiven *Albedo*-Werten wird dann direkt das Verhältnis

$$(9) \quad NDVI = (\alpha_2 - \alpha_1)/(\alpha_2 + \alpha_1)$$

gebildet und als Normalisierter Differenz-Vegetationsindex (NDVI) bezeichnet.

Um eine Karte des Vegetationsindex für Europa zu erstellen, werden für das am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin erzeugte Produkt (Abb. 4) bis

zu 10 Satellitenumläufe nach Möglichkeit während der letzten Dekade eines jeden Monats ausgewählt. Während mancher Monate ist die Bewölkung so stark, daß die zu verwendenden Tage weit auseinanderliegen, womit der erzeugte NDVI dann nicht mehr repräsentativ für einen engen Zeitabschnitt ist. Für jeden der ausgewählten Umläufe wird der NDVI berechnet und in das endgültige Kompositionsbild der für jedes Bildelement jeweils höchste Wert des NDVI eingesetzt. Dadurch werden die Wolken weitgehend ausgeschaltet. Bei persistenter Bewölkung würden Nullwerte entstehen. Ein zusätzlicher Effekt dieser Methode des Zusammensetzens eines Bildes aus mehreren Umläufen ist es, daß Werte, die durch starke Trübung oder durch ungünstige Aufnahmebedingungen (flacher Blickwinkel) verfälscht sind, durch die jeweils besten Werte (größerer NDVI) der Periode ersetzt werden. Diese Methode hat allerdings den Nachteil, daß ein Gemisch von Pixeln verschiedener Herkunft entsteht, die sich im Nachhinein nur dann noch korrigieren lassen, wenn jeder einzelne Bildpunkt hinsichtlich seiner Herkunft eindeutig gekennzeichnet ist.

Die derzeit für größere Gebiete zur Verfügung gestellten Daten des Vegetationsindex stellen somit einen Kompromiß dar zwischen einer operationell leicht handhabbaren Methode und einem nach physikalischen Maßstäben korrigierten Produkt. Solange diese Daten jedoch nach derselben Methode und unter Beachtung von Degradationserscheinungen der verwendeten Geräte hergestellt werden, ergeben sich über längere Zeiträume vergleichbare Datensätze, die über Veränderungen Auskunft geben können (Abb. 5). Wie der Name sagt, handelt es sich um einen Index und nicht um eine physikalische Meßgröße.

#### 5 Interpretation und Anwendungen des Vegetationsindex.

Der Vegetationsindex ist generell gesehen ein Maß für die Produktivität der Pflanzen und somit für ihren Kohlendioxid- und Wasserumsatz. Er gibt kaum Informationen über Bestandsdichten, also Biomasse pro Fläche. Mit steigendem Blattflächenindex (Fläche aller Blätter pro horizontale Flächeneinheit) geht der Vegetationsindex schnell in einen Sättigungswert über, weil das Radiometer nur die oberste Lage von Blättern oder Nadeln sehen kann. Für einige wenige Pflanzenarten konnte jedoch gezeigt werden, daß eine weitgehend lineare Beziehung zwischen der Summe des Vegetationsindex über die Vegetationsperiode und der Biomassenproduktion besteht, die für Pflanzen in einem Gebiet von Botswana durch den folgenden Zusammenhang ausgedrückt werden kann: Biomassenproduktion am Ende der Vegetationsperiode in kg/ha =  $-15 + 65 \times$  der Summe der NDVI über die Tage.

Abb. 5: Vegetationsindex in voller Auflösung (1 km<sup>2</sup>) für den Südosten Spaniens nach TONN u. a. (1989). Die mittlere Abbildung zeigt den NDVI zusammengesetzt aus Messungen vom 15. und 16. Juli 1986. Deutlich sind Flußläufe und die geometrischen Strukturen künstlich bewässerter Kulturen in den sonst sehr trockenen Gebieten durch hohen NDVI (dunkle Färbung) zu erkennen. Nur in meist höher liegenden bewaldeten Gebieten ist stärkere Vegetation vorhanden. Seen und Stauseen sind als weiße Flächen identifizierbar. Im Küstenbereich südlich Valencia sind deutlich die erst im Sommer durch kräftige Vegetation in Erscheinung tretenden Naßkulturen zu erkennen. Im oberen Teil der Abbildung sind zwei Ausschnitte für den 7. Mai und den 28. Juli 1987 dargestellt, die den starken allgemeinen Rückgang der Vegetation vom Frühjahr zum Sommer und die umgekehrte Entwicklung in den Gebieten mit Naßkulturen erkennbar werden lassen. Im unteren Teil der Abbildung ist dieser zentrale Ausschnitt noch einmal für den 26. Juli 1988 dargestellt. Man erkennt deutlich die starken Unterschiede zwischen Juli 1987 (Minimum der sommerlichen Vegetation) und den wesentlich höheren Flächenmittelwerten im Juli 1988.

Sehr genau lassen sich auf Grund der aus dem „normalen“ Gang herausfallenden Vegetationsperiode Naßkulturen durch den Vegetationsindex lokalisieren (Abb. 5), die im Rahmen der Klimaforschung wegen ihrer starken Methanproduktion eine wichtige Stellung einnehmen.

Durch Vergleiche von Jahr zu Jahr (Abb. 6) lassen sich am Vegetationsindex Anomalien im Witterungsablauf insbesondere hinsichtlich des Niederschlages und die Ausdehnung von Gebieten erkennen, die von einer Dürre betroffen sind. Deutlich zeigen sich in semiariden Gebieten von Jahr zu Jahr örtliche Unterschiede im Vegetationsindex entsprechend der jeweiligen Niederschlagsverteilung.

Durch Verfolgung des Vegetationsindex über mehrere Jahre lassen sich zudem Trends des Zustandes der Vegetation nachweisen, nicht allerdings Änderungen der Vegetationsart.

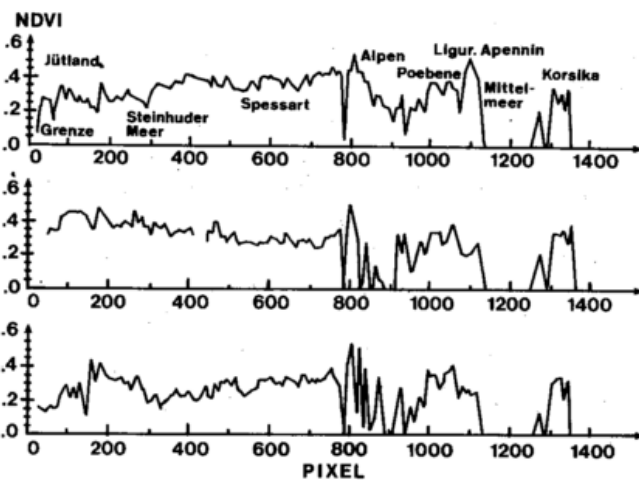


Abb. 6: Vergleich des NDVI für die Monate April 1983, 1984 und 1985 für einen N-S Schnitt auf 9.3° Länge. Nach BLÜMEL u. a. (1988).

## 6 Weitere Entwicklungen

Das wichtigste Problem ist gegenwärtig die „Eichung“ des Vegetationsindex für verschiedene Vegetationsformen und seine Korrelation sowohl mit pflanzenphysiologischen wie auch meteorologischen Parametern. Seine Nutzung zur Beschreibung des Einflusses der Vegetation auf die Regulierung der Verdunstung bewachsener Oberflächen steht im Mittelpunkt von Untersuchungen im Rahmen des Internationalen Geosphären-Biosphären Programmes. Dazu dienen in verschiedenen Gebieten der Erde durchgeführte Feldexperimente bei denen neben den physikalischen Parametern der Erdoberfläche auch die biologischen Größen und Stoffumsätze gemessen werden. In der Bundesrepublik wurden im Rahmen des nationalen Klimaprogrammes jeweils im Sommer 1988 und 1989 zwei vom BMFT geförderte Experimente in der Hildesheimer Börde durchgeführt, die als Teil eines Meridionalschnittes durch verschiedene Klimazonen verstanden wird (Abb. 7<sup>1</sup> und 8).

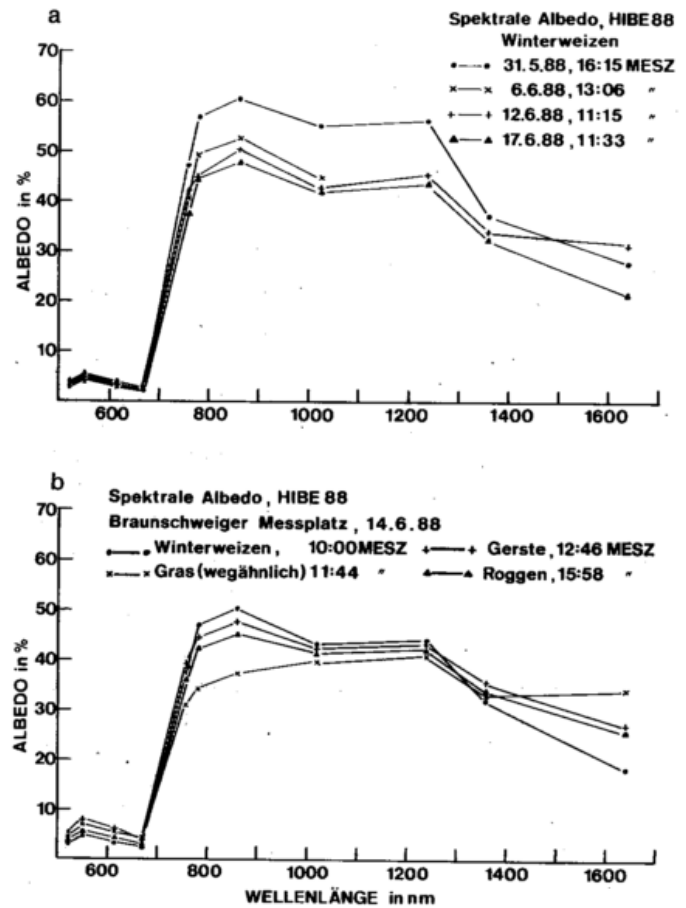


Abb. 8: a) Entwicklung der spektralen Albedo für Winterweizen während des Zeitraumes 31. 5. - 17. 6. 1988 während des Experimentes in der Hildesheimer Börde. Nach ECKARDT und WOHLFAHRT (unveröff.).

b) Untere Darstellung: Gemessene spektrale Albeden im Bereich der Station Br der Abbildung 7., die alle auf einen höheren als in Abbildung 7 angegebenen Vegetationsindex schließen lassen (um 0.8). Der Unterschied ist auf den Einfluß der Atmosphäre zurückzuführen (vgl. Abb. 3).

Weitere im Rahmen des Internationalen Satelliten-Landoberflächen-Klimatologie-Projektes definierte experimentelle Schwerpunkte liegen in Grönland, Frankreich, Niger und außerhalb des europäisch-afrikanischen Sektors in der Konza-Prärie, U.S.A., bei Kursk, UdSSR, im Hei-He-Flußbecken der Volksrepublik China und in Australien. Ein größeres Experiment wird im Rahmen des europäischen Klimaprogrammes für die nächsten Jahre in einem dürrgefährdeten Gebiet in Spanien vorbereitet (vgl. Abb. 5). Im Rahmen dieser experimentellen Studien soll unter anderem erklärt werden, in welcher Weise der Vegetationsindex zusammen mit Informationen über die ebenfalls aus Satellitendaten ableitbare Oberflächentemperatur und ihres Tagesganges zur Verbesserung von Abschätzungen der Verdunstung verwendet werden kann.

1) Abbildung 7 ist als Titelbild auf der 1. Umschlagseite dieses Heftes dargestellt. Erläuterungen dazu auf der 2. Umschlagseite.

In Zukunft wird bei der Ableitung des Vegetationsindex wesentlich mehr Sorgfalt auf die Korrektur der Daten gelegt werden müssen. Dabei bereitet die Korrektur für die atmosphärischen Einflüsse in stark luftverschmutzten Gebieten wie in der Po-Ebene besondere Probleme, da über die Lufttrübung keine hinreichenden aktuellen Informationen vorliegen. Am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin werden die einzelnen für die Herstellung von Vegetationsindex-Karten verwendeten Bildelemente gemäß ihrer Herkunft kodiert, so daß auch nachträglich noch Korrekturen hinsichtlich der Meßgeometrie und radiometrischer Art vorgenommen werden können, wenn entsprechende Zusatzinformationen und die Notwendigkeit für einen solchen Aufwand vorliegen.

Fortschritte bei der Interpretation des Vegetationsindex werden auch dadurch erwartet, daß nicht nur der Index allein, sondern auch seine Korrelation mit dem Reflexionsvermögen im roten Spektralbereich betrachtet wird (Abb. 9). Hier bestehen deutliche Unterschiede zwischen der Vegetation (abnehmender Vegetationsindex mit zunehmendem Reflexionsvermögen im Roten) und dem Boden (zumeist schwach zunehmender oder gleichbleibender

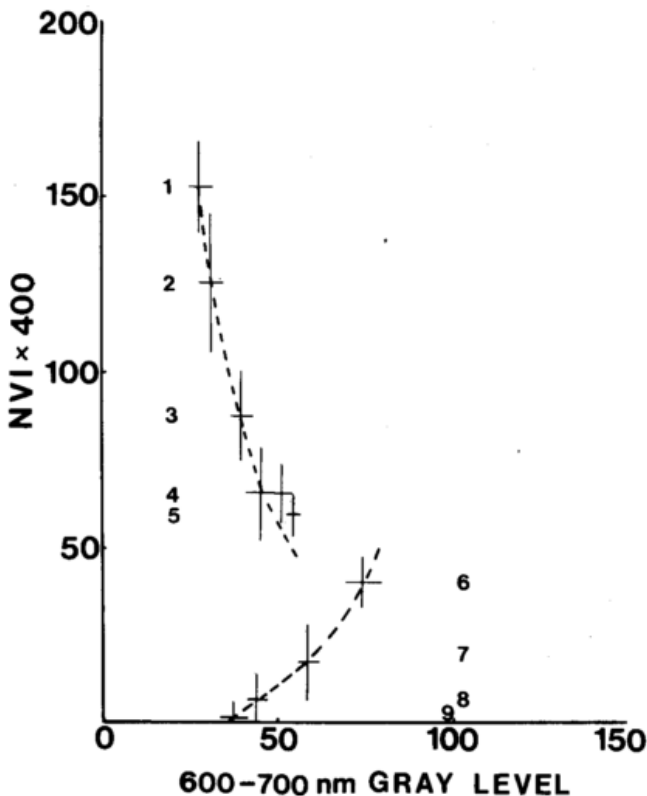


Abb. 9: Zweidimensionales Histogramm gebildet aus den Graustufen ("Gray level") des LANDSAT MSS-Kanales 600-700 nm und dem NDVI für verschiedene Gebiete in Niger, Afrika. Die durch Kreuze eingetragenen Klassen sind mit Hilfe der Maximum Likelihood Methode bestimmt worden. Das Diagramm macht die Unterscheidung zwischen Vegetation (Klasse 1-5) und nacktem Boden (Klasse 7-9) klarer. Nur in Klasse 6 könnte noch sehr dünne Vegetation vorhanden sein, doch handelt es sich hier um helle Sandböden, die dies unwahrscheinlich machen.

Wert des Vegetationsindex mit zunehmender Reflexion im Roten), die zu einer deutlichen Trennung zwischen nacktem Boden und spärlicher Vegetation führen können.

Mit der neuen Generation erdbeobachtender Systeme im Weltraum werden dann auch Verbesserungen in den spektralen Kanälen hinsichtlich Anzahl, Lage im Spektrum, Bandbreite und horizontaler Auflösung erwartet, die zu einer neuen Form des Vegetationsindex führen werden. Es wird dann möglich, multispektrale Analysen mit höherem Informationsgehalt durchzuführen, die eine Korrelation mit mehr als bisher nur einem Parameter erlauben, wie beispielsweise Index der Vegetation allein und Grad der Bedeckung mit Vegetation. Die spektralen Eigenschaften des unterliegenden Bodens lassen sich häufig während der vegetationsfreien Periode ermitteln.

Auf längere Sicht wird daran gearbeitet, den Vegetationsindex in geeigneter Weise in Modelle der Wechselwirkung zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre einzubeziehen, was seinen Wert für die Modellierung des terrestrischen Systems wesentlich steigern würde.

Eine dauerhafte Überprüfung der Qualität der aus Satellitendaten abgeleiteten Größen erfordert die Einrichtung von Observatorien, die mit geeigneten Geräten auszustatten wären, um die notwendigen Korrekturen zu ermitteln. Eine Möglichkeit solche „Ankerstationen“ einzurichten wird gegenwärtig im Zusammenhang mit den im Rahmen des Internationalen Geosphären-Biosphären Programmes in den gegenüber Änderungen kritischen Gebieten der Erde geplanten *Regionalen Forschungszentren* erwogen.

#### Literatur

- BECKER, F.; H.-J. BOLLE u. P. R. ROWNTREE, 1988: The International Satellite Land-Surface Climatology Project. ISLSCP Secretariat, Berlin.
- BLÜMEL, K.; H. J. BOLLE; M. ECKARDT; L. LESCH u. W. TONN, 1988: Der Vegetationsindex für Mitteleuropa 1983-1985, Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin.
- BUSCHMANN, C. u. K. GRUMBACH, 1985: Physiologie der Photosynthese, Springer-Verlag, Berlin.
- KRIEBEL, K. Th., 1978: Measured spectral bidirectional reflection properties of four vegetated surfaces. *Appl. Optics*, 17, S. 253 - 259.
- RASOOL, S. I. ed., 1987: Potential of Remote Sensing for the Study of Global Change, *Advances in Space Research* Vol. 7, No. 1, Pergamon Press, Oxford.
- JUSTICE, C. O., ed., 1986: Monitoring the Grasslands of Semi-arid Africa using NOAA-AVHRR Data. Special Issue, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 7, No 11.
- SELLER, P. J., 1985: Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration, *International Journal of Remote Sensing*, 6, 1335 - 1372.
- TONN, W.; Th. KESSLER; H. BILLING u. H.-J. BOLLE, 1989: Der Vegetationsindex für Mitteleuropa, Jahrgang des NDVI im Südosten Spaniens: Eine Fallstudie. Klimaforschungsprogramm, Statusseminar, Konferenzbericht, BMFT, GSF.

## 1 Einleitung

Meereis ist gleichermaßen eine Gefahrenquelle für menschliche Aktivitäten im marinen Bereich (Schifffahrt, Fischerei, Off-Shore-Exploration) wie wesentliches Element im globalen Klimasystem (Wechselwirkungsprozesse Atmosphäre – Ozean – Kryosphäre). Handelsschifffahrt und Fischerei werden vor allem in den Randbereichen seines Vorkommens wie den winterkalten gemäßigten Breiten mit saisonalem Eisvorkommen eingeschränkt, behindert und gefährdet. Allein im Ostseeraum können in strengeren Wintern (wie zuletzt 1986/87) mehr als 15000 Schiffsbewegungen durch das Eis negativ beeinflusst werden. 20 bis 25 größere Eisbrecher sind dann zur Unterstützung des Schiffsverkehrs im Einsatz. Die verstärkte Erforschung und Exploration der polaren Gebiete findet unter zunehmend schwierigen Eisverhältnissen statt, weil der Mensch dabei immer weiter und häufiger in die polaren Breiten vordringt.

Die Albedo einer eisbedeckten Meeresoberfläche ist um ein Vielfaches höher als die von offenem Wasser. Dementsprechend spielt der Einfluß von Meereis auf den Strahlungshaushalt eine wichtige Rolle. Freiwerden/Verbrauch von Energie beim Gefrier-/Schmelzprozeß sowie die isolierende Wirkung der Meereisbedeckung beeinflussen in einem erheblichen Maß den Wärmehaushalt in den eisbedeckten Meeresräumen.

Alles dies erfordert eine möglichst umfangreiche und – je nach Fragestellung – mehr oder minder detaillierte und häufige Erfassung der verschiedenen Meereisparameter, um den operationellen Ansprüchen der Schifffahrt sowie den wissenschaftlichen Problemen bezüglich der Rolle des Eises bei den klimarelevanten geophysikalischen Prozessen gerecht werden zu können.

Die Bedeckung ausgedehnter Meeresregionen mit Festeis, Treibeis oder Neueis erfordert flächenhafte Beobachtungsmethoden für deren Erfassung. Fernerkundungsverfahren sind hierfür besonders geeignet. Es hat sich gezeigt, daß nahezu alle in den letzten Jahren von Luftfahrzeugen und Satelliten getragenen Sensoren zur Erfassung der Erdoberfläche auch zufriedenstellende Informationen über die Eisbedeckung lieferten, ohne daß sie in den meisten Fällen speziell dafür ausgelegt waren. Das gilt vor allem auch für die auf Wettersatelliten eingesetzten Videokameras und Radiometer. Als diese Satelliten in den 60er Jahren operationell wurden, hatte sich bereits gezeigt, daß ihre Aufnahmen nicht nur für die Wolkenerkennung, sondern auch für die Eiserkundung hervorragend geeignet waren (STRÜBING 1970). Die folgenden Ausführungen beschränken sich daher entsprechend der Hauptthemenstellung dieses Heftes im wesentlichen auf die Nutzung der Fernerkundungsdaten von Wettersatelliten, die – ähnlich wie für die (synoptische) Meteorologie – auch für die regionale und globale Erfassung der Eisverhältnisse zu einem Standardprodukt geworden sind.

## 2 Klassifizierung des Meereises

Die wesentlichen Merkmale, nach denen das Meereis unterschieden und unterteilt wird, sind das Entwicklungsstadium, der Bedeckungsgrad und die Form. Das Entwicklungsstadium des Eises wird in der Praxis durch definierte Abstufungen der Eisdicke beschrieben. Der Eisbedeckungsgrad gibt

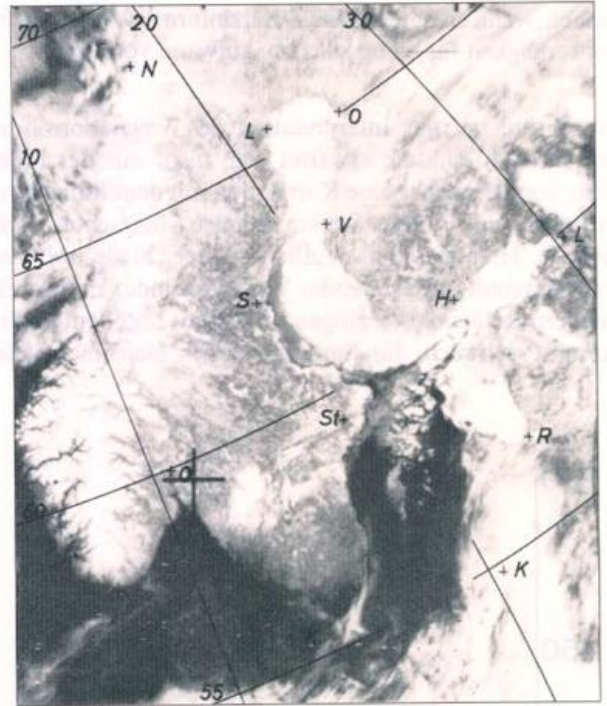
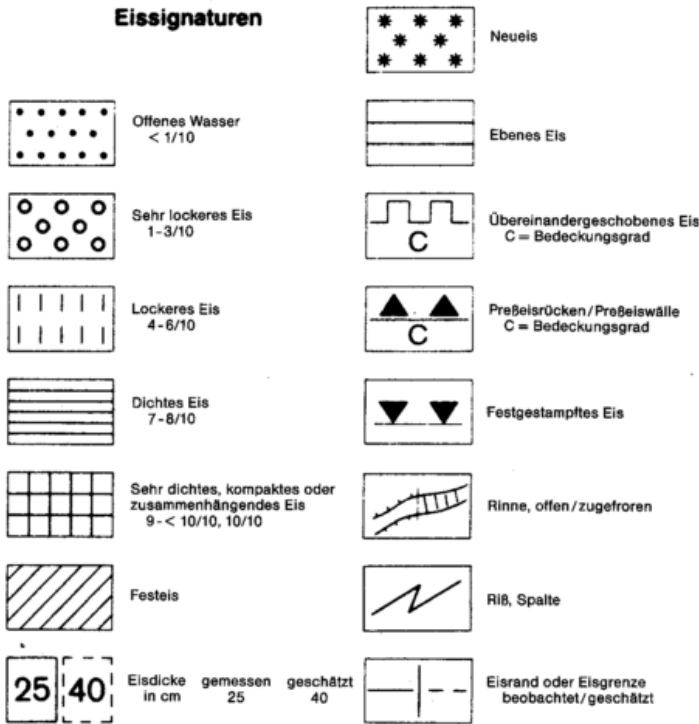


Abb. 1: ESSA-8-Aufnahme des Ostseeraumes vom 26. März 1969 (Empfang: Inst. f. Meteorologie der FU Berlin, MSF) Das Meereis auf S/W-Wettersatellitenaufnahmen kann nach Grauton und Textur, beschrieben werden. Der Grauton wird wesentlich durch das Entwicklungsstadium (die Dicke) des Eises oder durch Schmelzprozesse seiner (Schnee-) Oberfläche bestimmt. Für die Textur ist u.a. der Bedeckungsgrad des Eises ausschlaggebend. Die Meereis/Wasser- und Meereis/Land-Grenzen werden in der Regel durch deutliche Unterschiede im Grauton hervorgehoben.

Die ESSA-8-Aufnahme vom 26. März 1969 zeigt die maximale Eisausdehnung im nördlichen Ostseeraum während der Saison 1968/69. Bottnischer, Finnischer und Rigaischer Meerbusen sind hauptsächlich mit 30–70 cm dickem (weißem) Küsten-(Schären-)Festeis und zusammenhängendem Treibeis auf See bedeckt. Eine Abgrenzung, d.h. die Festlegung der Festeisgrenze, ist bei der gegebenen Bildqualität nur dann möglich, wenn eine Küstenrinne dazwischen liegt. Graues Eis (10–15 cm) kann auf einer 20 Tage alten breiten Rinne längs der schwedischen Bottenseeküste erkannt werden. Eine sehr schmale neugebildete (dunkle) Rinne trennt dort dieses graue Eis noch vom Schärenfesteis. In der Nördlichen Ostsee repräsentieren fleckige und punktförmige Texturen sehr dichtes bis zusammenhängendes graues und grauweißes (15–30 cm) Treibeis im Norden – und mit abnehmendem Bedeckungsgrad – Felder aus weißem Treibeis südwärts bis zur Insel Gotland (STRÜBING 1970).

## Eissignaturen

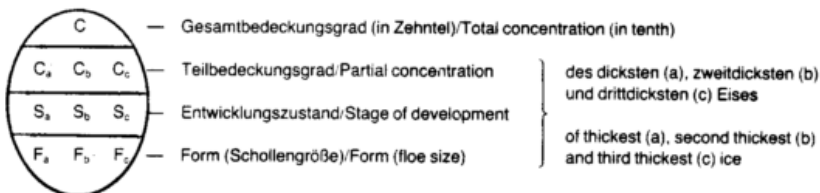


den Anteil des eisbedeckten Areal einer bestimmten Meeresoberfläche (in Zehntel) an. Dabei können neben dem totalen Eisbedeckungsgrad partielle Bedeckungsgrade unterschiedlicher Entwicklungsstadien des Eises bestimmt werden. Im Hinblick auf die Schwierigkeit der Schifffahrt werden die Eisbedeckungsgrade in bestimmten Kategorien zusammengefaßt (s. u.). Die Form des Eises beschreibt die Größenordnungen der Eisstücke bzw. Eisschollen innerhalb der Treibeisfelder, die ebenfalls die „Durchgängigkeit“ für die Schifffahrt beeinflussen.

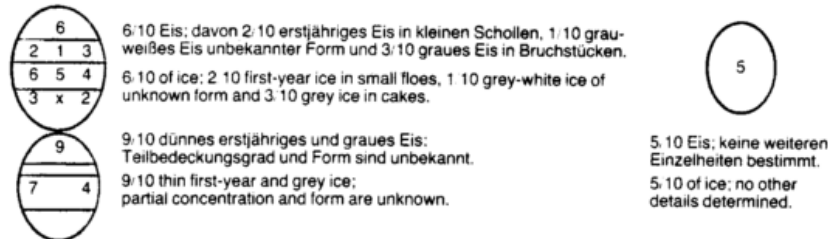
Außer durch die genannten Größen wird die Eisbedeckung eines bestimmten Gebietes vor allem charakterisiert durch den Verlauf und die Ausbildung des Eisrandes und von Öffnungen innerhalb des Eises sowie durch die Oberflächenbeschaffenheit des Eises, die durch Übereinanderschiebungen, Aufpressungen und Abschmelzformen geprägt sein kann.

In Tabelle 1 sind die hauptsächlichen Klassifizierungen und Parameter für die kartographische Darstellung der Meereisbedeckung gemäß den seit 1981 weltweit geltenden internationalen Eissymbolen und -signaturen der WMO zusammengefaßt (WMO 1985). (weiter S. 118)

## EISSYMBOLE



## BEISPIELE - EXAMPLES



C = Bedeckungsgrad Concentration		S = Entwicklungsstadium und Dicke Stage of development and thickness		F = Form (Schollengröße) Form (floe size)		
Bedeckungsgrad	Symbol	Element	cm	Symbol	⊙ (m) Symbol	
<1/10	0	Kein Entwicklungsstadium No Stage of development	—	0	Pfannkucheneis Pancake ice	≤3 0
1/10	1	Neueis New ice	—	1	Kleines Eisbruchstück, Trümmereis Small ice cake, brash ice	<2 1
2/10	2	Nilas, Eishaut Nilas, ice rind	<10	2	Eisbruchstück Ice cake	<20 2
3/10	3	Junges Eis Young ice	10– 30	3	Kleine Eisscholle Small floe	20– 100 3
4/10	4	Graues Eis Grey ice	10– 15	4	Mittelgroße Eisscholle Medium floe	100– 500 4
5/10	5	Grauweißes Eis Grey-white ice	15– 30	5	Große Eisscholle Big floe	500– 2000 5
6/10	6	Erstjähriges Eis First-year ice	30–200	6	Sehr große Eisscholle Vast floe	2000–10000 6
7/10	7	Dünnes erstjähriges Eis Thin first-year ice	30– 70	7	Riesig große Eisscholle Giant floe	>10000 7
8/10	8	---, erstes Stadium ---, first stage	30– 50	8	Festeis Fast ice	8
9/10	9	---, zweites Stadium ---, second stage	50– 70	9		
>9/10–<10/10	9+	Mitteldickes erstjähriges Eis Medium first-year ice	70–120	1.		
10/10	10					

x = nicht bestimmt oder unbekannt  
Not determined or unknown

Tab. 1: International gültige Symbole und Signaturen der World Meteorological Organization (WMO) für die kartographische Darstellung der Meereisbedeckung - Auswahl für den Ostseeraum nach der Eiskarte des Deutschen Hydrographischen Instituts (DHI), Hamburg.

**Zu Abbildung 2 auf S. 117:**

Östliche Nordsee: Die Wattenmeere und Astuare der dänischen, deutschen und niederländischen Küste waren zum Aufnahmezeitpunkt vollständig mit meist 30–50 cm dickem Eis bedeckt. Der Einfluß der Gezeitenströme führte durch Überschiebungen und Aufpressungen verbreitet zu noch größeren Eisdicken. Diese Gebiete sind durch einen nahezu weißen Grauton gekennzeichnet. Graue Streifen und Flächen weisen darauf hin, daß das Eis durch ablandige (östliche bis südöstliche) Winde verbreitet über die vorgelagerten Inselketten hinaus seewärts getrieben ist. Dies wird besonders deutlich außerhalb der Mündungsgebiete der Ems und Elbe sowie weiter nordwärts außerhalb der Nordfriesischen Inseln, wo der Eisrand im Bereich des Elbe-Esbjerg-Weges liegt. Die Strenge des Winters wird dadurch dokumentiert, daß auch im Ijsselmeer eine flächenhafte Vereisung erkennbar ist.

Westlicher Ostseeraum: Das Gebiet innerhalb der Linien Skagen – Oslofjord im Norden und Öland – Bornholm – Pommersche Bucht im Osten war zum Vereisungsmaximum fast völlig mit dichtem bis zusammenhängendem Treibeis bedeckt. Die hellsten Grautöne werden vom Küstenfesteis sowie von kompakten breiten Treibeisgürteln an den Küsten der Kieler, Mecklenburger und Pommerschen Bucht hervorgerufen, die 30–50 cm bzw. 20–40 cm dickes Eis repräsentieren. Die dänischen Inseln Sjælland,

Mön, Falster und Lolland sowie die Insel Rügen lassen sich infolge Schneebedeckung und Festeisbrücken kaum voneinander bzw. vom Festland abgrenzen. Auch im Mittel- und Südteil des Öresundes verbindet eine geschlossene Bedeckung aus weißem Eis die dänische und schwedische Küste. Ausgedehnte Flächen mit überwiegend grauweißem und weißem Eis sind auf See im zentralen Teil und Westteil des Kattegats, im äußeren Teil der Mecklenburger Bucht sowie zwischen den Inseln Rügen und Mön erkennbar. Dunkleres (dünneres) Eis herrscht in den übrigen Gebieten des westlichen Ostseeraumes vor. In der mittleren Ostsee ist der Verlauf des Eisrandes ziemlich deutlich zwischen den Inseln Bornholm und Rügen erkennbar. Nordöstlich von Bornholm sowie im Skagerrak wird er größtenteils von Wolken verdeckt. Die regionale Verteilung der kompakten Eisgürtel bzw. von dünnem Eis oder offenem Wasser im Küstenbereich sowie die Anordnung der Felder von dünnem und dickem Eis auf See geben deutliche Hinweise auf die Hauptwindrichtungen Ost und Nordost, die in der Regel mit der Entwicklung einer derartigen Eislage verbunden sind. Besonders im Kattegat und im Fehmarnbelt wird deutlich, daß das dickere Eis von der schwedischen Küste bzw. von der Südküste Lollands abgetrieben ist. Hier sind durch die ablandigen Winde offene oder mit Neueis, Nilas oder grauem Eis bedeckte Rinnen entstanden. Von der schwedischen Kattegatküste erstreckt sich diese Rinne bis in den Nordteil des Öresundes.



Abb. 3: NOAA-7-AVHRR-Aufnahme des Ostseeraumes vom 12. März 1984, 12.20 UTC (Empfang und Bearbeitung: DLR Oberpfaffenhofen) Die Pseudofarbdarstellung zeigt die Eisbedeckung im nördlichen Ostseeraum (Bottnischer, Finnischer und Rigaischer Meerbusen sowie angrenzendes Seegebiet der Nördlichen Ostsee). Durch die unterschiedliche Farbgebung sind Land (bräunliche Töne), Eis (weißlich-hellblau) und offenes Wasser (dunkelblau) deutlich voneinander abgrenzbar. Wolken werden durch orangefarbene Töne hervorgehoben. Küsten-(Schären-)Festeis und das Treibeis auf See werden durch verschiedene Oberflächenfärbung und -textur charakterisiert.

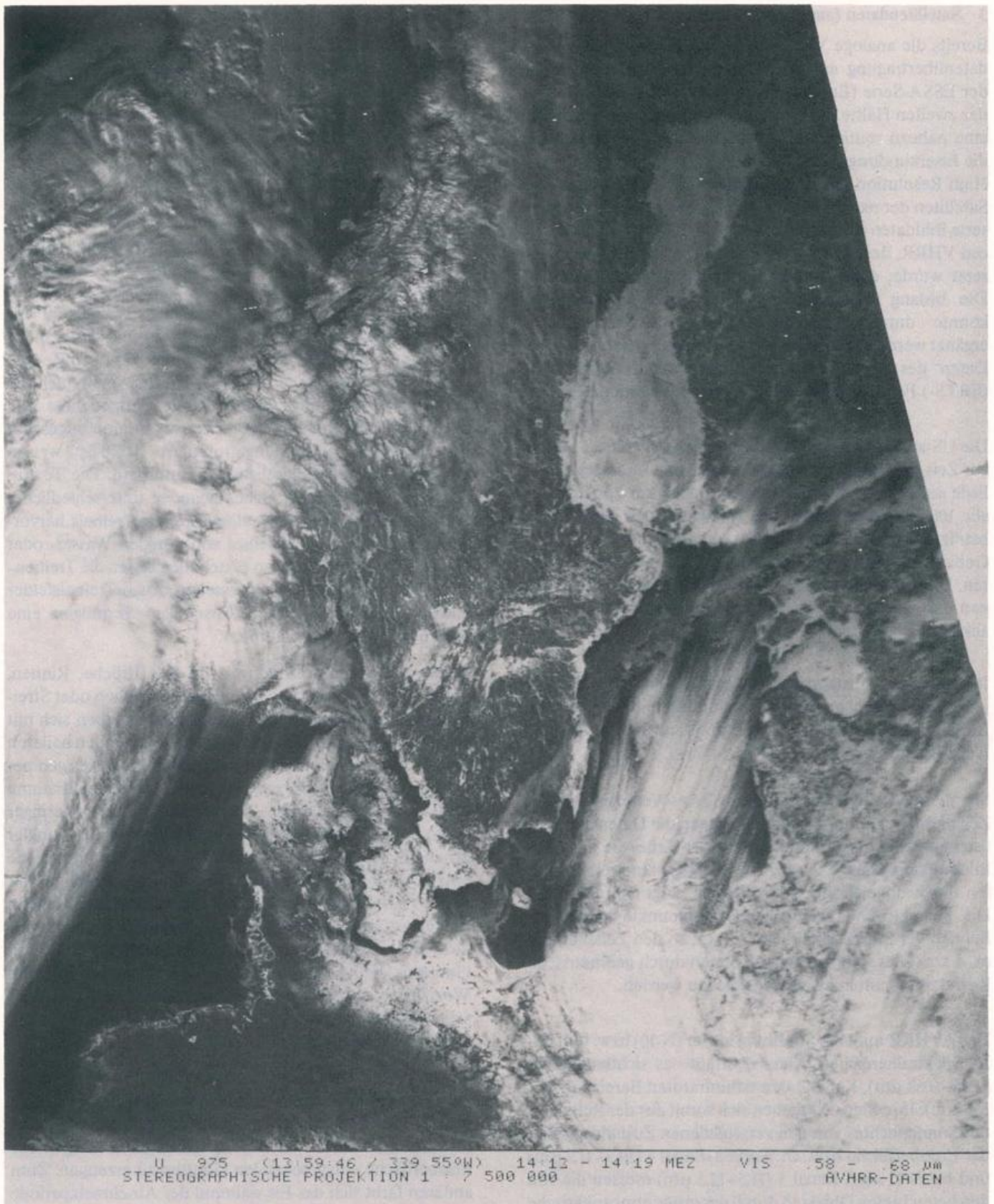


Abb. 2: NOAA-9-AVHRR-Aufnahme vom 19. Februar 1985 (Umlauf: 975, Zeit: 13.13-13.19 UTC, Kanal I: 0.58-0.68) Aufnahme: Inst. f. Meteorologie der FU Berlin, MSF.  
 Die hochauflösende Wettersatellitenaufnahme erfaßt den Höhepunkt der Vereisung des Winters 1984/85 in den Küstengebieten der östlichen Nordsee und im westlichen Ostseeraum. Gleichzeitig vermittelt sie Informationen über die Ausdehnung der Schneebedeckung.  
 Abbildung 3 mußte aus technischen Gründen vorgezogen werden.

### 3 Satellitendaten (am Beispiel NOAA)

Bereits die analoge Videotechnik mit automatischer Bild-  
datenübertragung auf polarumlaufenden Wettersatelliten  
der ESSA-Serie (Environmental Survey Satellite) schuf in  
der zweiten Hälfte der 60er Jahre die Voraussetzungen für  
eine nahezu routinemäßige Nutzung der Aufnahmen für  
die Eiserkundung (Abb. 1). Ab 1972 konnten mit dem Very  
High Resolution (Scanning) Radiometer (VHRR) auf den  
Satelliten der nachfolgenden NOAA-Serie deutlich verbes-  
serte Bilddaten gewonnen werden, die 1978 mit dem Advan-  
ced VHRR, dessen Prototyp erstmals auf TIROS-N einge-  
setzt wurde, einen weiteren Innovationsschub brachten.  
Die bislang weitgehend analog/qualitative Bildanalyse  
konnte durch digital/quantitative Auswertemethoden  
ergänzt werden, wie sie bereits für die seit 1972 verfügbaren  
Daten des Multi-Spectral Scanners der LANDSAT -  
(ERTS-) Forschungssatelliten verwendet wurden.

Die US-amerikanischen Wettersatelliten der NOAA-Serie -  
zur Zeit sind NOAA-10 und -11 im Einsatz - umkreisen die  
Erde auf einer polarumlaufenden ca. 850 km hohen Bahn  
alle 100 Minuten einmal. Die Inklination der Bahnebene  
beträgt  $98,7^\circ$ . Ihr Umlauf erfolgt sonnensynchron, so daß sie  
Gebiete in gleicher Breitenlage zu gleichen Ortszeiten erfassen.  
Die Ausleuchtung der Aufnahmegebiete ist damit nur  
von den jahreszeitlichen Änderungen des Sonnenstandes  
abhängig.

Im zeitlichen Abstand von jeweils 12 Stunden überfliegt  
jeder der beiden im Einsatz befindlichen Satelliten eine  
Empfangsstation wechselweise in Nord-Süd- und Süd-  
Nord-Richtung.

Mit dem AVHRR nehmen die NOAA-Wettersatelliten 6  
Zeilen pro Sekunde auf und übertragen die Daten automa-  
tisch zu Empfangsstationen. Mit einer Zeile, die aus 2048  
Bildpunkten besteht, wird jeweils ein 2880 km breiter Strei-  
fen der Erdoberfläche senkrecht zur Flugrichtung erfaßt.  
Die geometrische Auflösung der Bildpunkte beträgt im  
Bereich der Subsatellitenbahn 1,1 km, an den Zeilenenden  
ca. 4 km. Diese Verzerrungen können durch geometrische  
Korrekturen automatisch ausgeglichen werden.

Das AVHRR mißt die Strahlung in vier (N-10) bzw. fünf (N-  
11) Spektralbereichen. Kanal 1 erfaßt das sichtbare Licht  
( $0,58-0,68 \mu\text{m}$ ), Kanal 2 den nahinfraroten Bereich ( $0,72-1,10 \mu\text{m}$ ).  
Ihre Signale ergeben sich somit aus der Reflexion  
des Sonnenlichtes von den verschiedenen Zustandsgrößen  
der Erdoberfläche bzw. an Wolken. Kanal 4 ( $10,3-11,3 \mu\text{m}$ )  
und bei N-11 auch Kanal 5 ( $11,5-12,5 \mu\text{m}$ ) messen die von  
den betrachteten Objekten durch das große atmosphärische  
Fenster des thermischen Infrarots emittierte Strahlung.  
Eine Sonderstellung nimmt Kanal 3 ( $3,5-3,9 \mu\text{m}$ ) ein, in  
dem die reflektierte Strahlung die emittierte deutlich über-  
lagert. Die radiometrischen Meßwerte der einzelnen Kanäle  
werden in 1024 Graustufen aufgelöst, die digital verarbeitet  
und als Bilder dargestellt werden können. Eine Navigations-  
prozedur ermöglicht die Zuordnung zwischen Bildpunkten  
und zugehörigen Erdkoordinaten mit einer Lagegenauig-  
keit von einem halben Bildpunkt (STRÜBING et al. 1986).

### 4 Das Meereis im Satellitenbild

Das Erscheinungsbild des Meereises auf den üblichen S/W-  
Bildern der optischen (AVHRR-) Kanäle wird vor allem  
durch den Grauton und durch die Textur bestimmt (STRÜ-  
BING 1970 u. 1986). Das Entwicklungsstadium (die Dicke)  
des Eises beeinflußt wesentlich die Albedo der Eisober-  
fläche und damit den Grauton, mit dem diese auf den  
Aufnahmen erscheint.

Neueis (Dicke bis zu 5 cm; s. Tabelle 1) wird fast schwarz  
abgebildet, und es ist daher nur schwer vom offenen Wasser  
zu unterscheiden. Heller Nilas (5-10 cm), graues Eis  
(10-15 cm) und grauweißes Eis (15-30 cm) erscheinen auf  
den Bildern dunkel- bis hellgrau. Weißes Eis (30-70 cm)  
und mitteldickes erstjähriges Eis (70-120 cm), das z. B. im  
Ostseeraum ebenfalls noch vorkommen kann, sowie alle  
dickeren Stadien, sehen weiß aus. Hierbei spielt auch die  
Schneebedeckung eine wichtige Rolle. Ausgedehnte Flä-  
chen von Festeis oder ebenem Eis, von zusammengescho-  
benem oder zusammengefrorenem Treibeis weisen  
gewöhnlich einen einheitlichen Grauton auf. Die Textur,  
d.h. das kleinräumige Nebeneinander unterschiedlicher  
Grautöne, wird meist von aufgelockertem Treibeis hervor-  
gerufen: Der häufige Wechsel von dunklen Wasser- oder  
Neueisflächen und helleren Eisschollen lassen die Treibeis-  
gebiete fleckig oder flockig aussehen. Auch Treibeisfelder  
aus unterschiedlich dicken Eisschollen vermögen eine  
derartige Textur hervorzurufen.

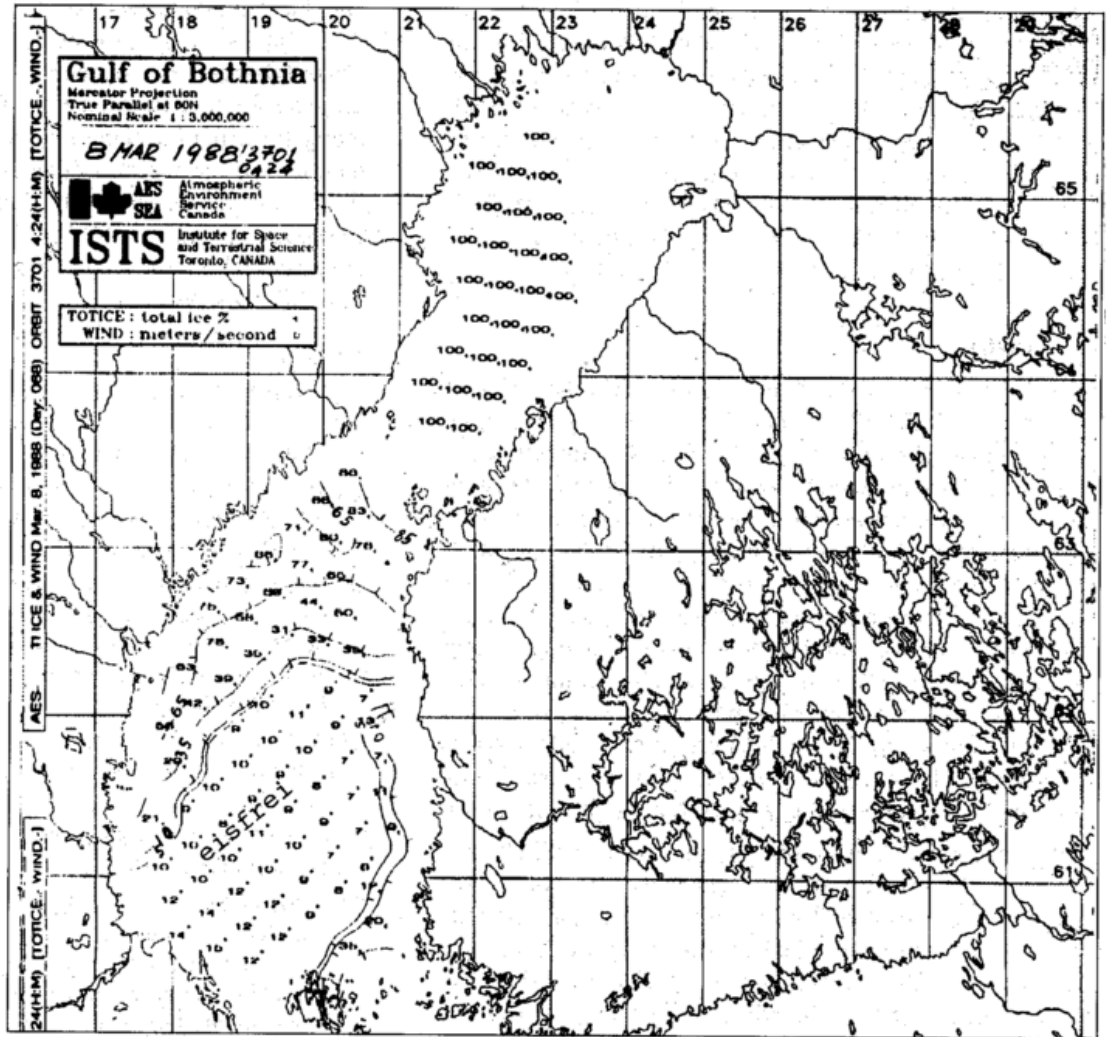
Frisch entstandene Öffnungen im Eis (Brüche, Rinnen,  
Polynyen) werden als nahezu schwarze Flächen oder Strei-  
fen von meist eckiger Form abgebildet. Sie heben sich mit  
scharfen Rändern deutlich von dem angrenzenden helleren  
Eis ab, sofern ihre Ausdehnung annähernd das geome-  
trische Auflösungsvermögen der Satellitenaufnahme  
erreicht oder überschreitet. Auch wenn ihre Breite geringer  
ist, treten sie durch Überstrahlung häufig noch als dunkler  
Strich in Erscheinung. Während der Eisbildungsperiode  
entsteht auf den Öffnungen gewöhnlich schnell wieder  
dünnes Eis, so daß sich ihr Grauton zunehmend aufhellt.  
Bei ungestörter Eisbildung ist eine ehemalige Rinne infolge  
ihres im Vergleich zum angrenzenden älteren Eis dunkleren  
Grautons oftmals noch längere Zeit (Tage bis mehrere  
Wochen) erkennbar, und sie kann somit wertvolle Auf-  
schlüsse über die Entwicklung der Eisverhältnisse in einem  
Seegebiet geben (s. Abb. 1 und 2).

Die Helligkeit des Grautons hängt außer von der Eisdicke  
auch von der Jahreszeit ab. Zum einen muß die Sonne eine  
bestimmte Höhe erreicht haben, um im sichtbaren und  
nahinfraroten Kanal einen dem Reflexionsvermögen der  
Eisoberfläche entsprechenden Grauton zu erzeugen. Zum  
anderen färbt sich das Eis während der Abschmelzperiode  
dunkel - wobei es eine fleckige Textur annehmen kann -, so  
daß der Grauton dann nicht so sehr der Dicke als vielmehr  
der Morschheit des Eises entspricht.

Aufnahmen mit den Kanälen für das thermische Infrarot  
sind während der Abschmelzperiode wegen der dann meist  
ausgeglichenen Temperaturen von Eis- und Wasseroberflä-  
chen wenig hilfreich. Doch während der kalten Jahreszeit, in  
der erhebliche Temperaturdifferenzen vorherrschen, kann  
deutlich zwischen Eis und offenem Wasser sowie zwischen

Abb. 4: Eis- und Winddaten des Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) vom 8. März 1988. Berechnung der Gesamtbedeckung bzw. des Oberflächenwindes im Bottnischen Meerbusen mit dem kanadischen AES/ISTS-Algorithmus.

- + Eisbedeckung in %
- o Wind in m/sec



dickem und dünnem Eis unterschieden werden. Dadurch läßt sich auch der Nachteil der nächtlichen Dunkelheit (Polarnacht) bzw. von tiefem Sonnenstand überwinden.

Aufgrund der unterschiedlichen Grautöne und Texturen werden die verschiedenen Eisarten und Gebiete unterschiedlichen Bedeckungsgrades des Eises gegeneinander abgegrenzt. Die Grenzlinien können bei Bedarf in Eiskarten übertragen oder verbal interpretiert werden. Voraussetzung dafür ist eine möglichst genaue Lagebestimmung der Eisgrenzen und -ränder. Diese ist in Meeresräumen, wo immer angrenzende Küstengebiete mit zur Abbildung kommen, relativ einfach. Denn das Küstenfesteis weist - außer in der Abschmelzperiode - im Vergleich zum Land in der Regel immer einen helleren, offenes Wasser immer einen dunkleren Grauton auf. Daher sind hinreichend viele topographische Fixpunkte im Küstenbereich lokalisierbar. Ferner können aber auch digital kartographische Bezugssysteme über die Bilddaten gelegt werden.

Wolken über eisbedeckten Meeresoberflächen erschweren infolge ihres gleichen oder ähnlichen Grautons die Interpretation der Satellitenaufnahmen. Nur in wenigen Fällen erweist sich die Unterscheidung von Wolken und Eis aber als unmöglich. Wolken sind in der Regel durch ihre Bindung an Frontensysteme, durch Schattenwurf, geordnetes Erscheinungsbild sowie durch die Verdeckung von Küstenlinien und markanten Eisgrenzen zu identifizieren. Zwei-

felsfälle lassen sich auch durch die Analyse von Aufnahmen aufeinanderfolgender Tage klären. Bemerkenswert ist ferner, daß einige Wolkenarten wie Cirro- und Altostratus bis zu einem gewissen Grade für die Eisbedeckung transparent sind.

Ferner wurden (z. B. bei der DLR) digitale Bildauswerteverfahren entwickelt, durch die mit Hilfe spezieller arithmetischer Verknüpfungen der AVHRR-Kanäle eine leicht erkennbare, farblich kodierte Trennung von Eis und Wolken erzielt werden kann (vgl. Abb. 3). Vor allem eignet sich dazu die Differenz der ersten beiden Kanäle. Wolken scheinen sich mit Ausnahme sehr kalter Eiswolken in diesen Kanälen nicht zu unterscheiden. Schnee und Eis zeigen dagegen die Tendenz, im sichtbaren Spektralbereich in der Regel heller aufgenommen zu werden als im nahinfraroten Kanal (GESELL 1989).

Die individuell erfaßbaren sehr großen und riesig großen Eisschollen können bei vorliegenden Bildsequenzen als 'Tracer' für Eisdriftbestimmungen genutzt werden. 'Loops' aus geometrisch korrigierten Einzelbildern erlauben die Darstellung von Driftdynamik und Strömungsmustern. Hierfür sind besonders Gebiete mit starken Oberflächenströmungen wie der Bereich des Ostgrönlandstroms geeignet. Aber auch bei starker Winddrift des Eises - weitgehend Wolkenfreiheit vorausgesetzt - ist diese Methode erfolgreich.

Durch digitale Bildverarbeitungsalgorithmen, wie sie z.B. für das Interaktive System Meteorologie (ISM) der DLR zur Verfügung stehen, können vor allem durch die Verknüpfung verschiedener Kanäle wesentlich mehr Details des Bildinhalts herausgearbeitet werden als bei der Betrachtung nur eines Kanals (s. Abb. 3). Unter anderem ist es derart möglich, sogar Zonen mit Preßeisrücken zu erfassen (STRÜBING et al. 1986). Hierfür sind von Satelliten aus in der Regel aktive Mikrowellenverfahren erforderlich.

## 5 Ausblick

Das AVHRR der NOAA-Satelliten wird sicherlich auch in den 90er Jahren zunächst noch der Standardsensor für die operationelle Eiserkundung sein. Die Kontinuität sollte darüber hinaus auch nach der wahrscheinlichen Ablösung dieser erfolgreichen Wettersatellitenserie durch die polaren Plattformen gewährleistet bleiben. Andererseits erfordern die ständig zunehmenden Anforderungen an aktuelle und detaillierte Eisinformationen auch aus den polaren Gebieten den Einsatz von Mikrowellensensoren, die unabhängig von den jeweiligen Bewölkungs- und Beleuchtungsverhältnissen die Eisbedeckung erfassen können. Die abbildenden Mikrowellenradiometer auf den Forschungssatelliten NIMBUS-5 und -7 haben die Möglichkeiten für die globale Erfassung der Eisbedeckung aufgezeigt (CAVALIERI et al. 1984).

Mit dem Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) auf einem DMSP-Wettersatelliten (Defense Meteorological Satellite Program) der USA ist seit Ende Juni 1987 ein entsprechender Sensor mit höherer Auflösung (ca. 25 km) im Einsatz, der auch für kleinräumigere Gebiete wie den Ostseeraum Informationen über die Eisbedeckung liefern kann (s. Abb. 4). Ein operationeller Betrieb ist hiermit möglich (RAMSEIER et al. 1989). Für Detailinformationen sind jedoch Radargeräte mit synthetischer Apertur (SAR) notwendig. Nach der SEASAT-Episode von 1978 ruhen die Hoffnungen jetzt zunächst auf dem europäischen ERS-(1)-Programm, das den Einstieg in die moderne Radar-Satellitentechnologie für die kommenden Jahrzehnte bringen soll (STRÜBING 1985).

Die internationale Meereis-Nutzergemeinschaft hat sich dazu für wissenschaftliche und anwendungsorientierte Fragestellungen im sogenannten PIPOR-Programm (Programme for International Polar Oceans Research) zusammengefunden. Eine Nahe-Echtzeit-Nutzung von SAR-Aufnahmen für die Eiserkundung ist hierfür u.a. von Ostsee-Eisdiensten vorgesehen. Mit dem *Bothnian Experiment in Preparation for ERS-1* (BEPERS) wurden im März 1988 die praktischen Vorbereitungen begonnen (LEPPÄRANTA u. THOMPSON 1989).

## Literatur

- CAVALIERI, D. J.; GLOERSEN, P. und CAMPBELL, W. J., 1984: Determination of Sea Ice Parameters with the NIMBUS-7 SMMR. *J. Geophys. Res.* 89, S. 5355-5369.
- 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, Nos. 4/5, S. 897-905.
- RAMSEIER, R. O. et al., 1989: Ice and Wind Data from the Special Sensor Microwave/Imager. In: THOMPSON, T., LEPPÄRANTA, M. (ed.): BEPERS-88 Post Experiment Report. Swedish/Finnish Winter Navigation Research Board, Research Report, Nörköping (in press).
- STRÜBING, K., 1970: Satellitenbild und Meereiserkundung - Ein methodischer Versuch für das Baltische Meer. *Dt. hydrogr. Z.* 23, S. 193-213.
- STRÜBING, K., 1985: ERS-1 Potentials for Sea Ice Monitoring and Mapping. *Dornier ERS-1 Newsletter* 3, S. 5-6.
- STRÜBING, K. et al., 1986: Nahe-Echtzeit-Nutzung von NOAA/AVHRR-Satellitendaten im Deutschen Hydrographischen Institut mit Hilfe eines „Dezentralen Terminals“ der DFVLR - Ergebnisse und Perspektiven eines Pilotprojekts. In: Die Nutzung von Fernerkundungsdaten in der Bundesrepublik Deutschland - Statusseminar 1986 des Bundesministeriums für Forschung und Technologie. DGLR-Bericht 86-01.
- LEPPÄRANTA, M. und THOMPSON, T., 1989: BEPERS-88: Sea Ice Remote Sensing with Synthetic Aperture Radar in the Baltic Sea. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, July 11. Oceanography Report.
- WORLD METEOROL. ORGANIZ., 1985: WMO Sea-Ice Nomenclature, Supp. No. 4. - No. 259. Tp. 145, Geneva.

# Institute stellen sich vor

## GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH

Das GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH wurde 1956 als eines der ersten Großforschungszentren der Bundesrepublik Deutschland gegründet. Die Gesellschaft hatte seinerzeit die Aufgabe der Entwicklung des nuklearen Schiffsantriebes für die Handelsschifffahrt. Diesem Forschungs- und Entwicklungsziel entsprechend, firmierte GKSS als *Gesellschaft für Kernenergieverwertung in Schiffbau und Schifffahrt mbH*.

Bereits Anfang der 70er Jahre wurde das Forschungs- und Entwicklungsprogramm der GKSS umstrukturiert. Es fand eine kontinuierliche Neuorientierung der Forschungs- und Entwicklungsarbeiten statt. Als Konsequenz dieser Entwicklung wurde die Gesellschaft nach einem Beschluß der Gesellschafterversammlung im September 1979 in *GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH* umbenannt. Aufbauend auf der vorhandenen Infrastruktur und dem Personalbestand wurden Forschungsschwerpunkte im Bereich der Reaktorsicherheitsforschung, der Meerestechnik und der Umweltforschung gesetzt. Für die 90er Jahre stellt sich das Forschungs- und Entwicklungsprogramm der Gesellschaft mit folgenden Forschungsschwerpunkten dar:

- Materialforschung
- Reaktorsicherheitsforschung
- Unterwassertechnik
- Umweltforschung, Klimaforschung, Umwelttechnik

### Materialforschung

Werkstoffe und Materialien müssen heute in zunehmendem Maße den hohen technischen Anforderungen bezüglich mechanischer Festigkeit und Korrosionsbeständigkeit unter verschiedenen Einsatzbedingungen entsprechen. Der sichere und wirtschaftliche Betrieb von Anlagen und Bauteilen ist jedoch nur dann gewährleistet, wenn geeignete Werkstoffe vorliegen, deren Eigenschaften hinreichend bekannt sind. Ferner ist die Verbesserung bekannter und die Entwicklung neuer Technologien weitgehend von der Verfügbarkeit neuer oder weiterentwickelter Werkstoffe abhängig.

Die Erforschung der Werkstoffe richtet sich auf das Verständnis ihres mikroskopischen Aufbaus, die Entwicklung ihrer mechanischen Eigenschaften und die Untersuchung ihres Verhaltens in Bauteilen. GKSS verfügt über das Potential, diese Aufgabengebiete in disziplinübergreifender

Forschung und Entwicklung zu bearbeiten. Die Basis hierfür ist das Zusammenwirken der Disziplinen Werkstoffphysik, Werkstoffmechanik und Strukturmechanik. Ein Teil dieser Arbeiten fließt in die anderen, auf Werkstoffe bezogenen, jedoch auf bestimmte Anwendungen gerichtete Vorhaben des Forschungs- und Entwicklungsprogramms ein. Dabei nehmen die Werkstoffe und Bauteile der Unterwassertechnik einen besonderen Raum ein. Ein weiterer Teil der Arbeiten, z. B. Entwicklung von intermetallischen Verbindungen für neue Hochtemperaturwerkstoffe, ist Bestandteil des Materialforschungsprogramms des Bundesministeriums für Forschung und Technologie und wird in Kooperation und Abstimmung mit verschiedenen Industriefirmen durchgeführt. Entsprechend diesen Aufgabengebieten und Zusammenhängen ist die Materialforschung der GKSS in die drei Bereiche

- mikroskopische Charakterisierung
- makroskopische Charakterisierung
- Herstellungstechnologien

gliedert.

Die werkstoffphysikalischen Forschungsarbeiten umfassen grundlegende Untersuchungen zum atomaren Aufbau und den

damit korrelierten physikalischen Eigenschaften kristalliner und amorpher Legierungen. Für die mikroskopische Charakterisierung von Werkstoffen werden modernste Verfahren wie analytische Elektronen- und Feldionenmikroskopie sowie die Neutronenstreuung eingesetzt. Im Rahmen der Werkstoffmechanik werden Versuchstechniken und Methoden weiterentwickelt mit dem Ziel, Schwingfestigkeit, Bruchmechanik, Spannungs- und Schwingungsrißkorrosion an Werkstoffen zu untersuchen und auf Bauteile zu übertragen. Diese Arbeiten sind für die Beurteilung der wichtigsten Eigenschaften der Werkstoffe und der damit verbundenen Betriebssicherheit und Lebensdauer von Bauteilen von besonderer Bedeutung.

### Reaktorsicherheitsforschung

Die Forschungs- und Entwicklungsarbeiten auf diesem Gebiet werden, wie bereits in den 80er Jahren begonnen, in den 90er Jahren weiter zurückgenommen und auslaufen. GKSS ist neben anderen Institutionen und Firmen an dem von der MPA (Staatl. Materialprüfungsanstalt der TH Darmstadt) koordinierten Forschungspro-

### GKSS auf einen Blick

GKSS wurde 1956 gegründet. Verschiedene Unternehmen der Industrie und Schifffahrt sowie Banken waren die Gründungsmitglieder der Gesellschaft. 1961 wurden auch der Bund und die vier Küstenländer Bremen, Hamburg, Niedersachsen und Schleswig-Holstein Gesellschafter. Zusammen mit den Gründern halten sie das Stammkapital. Mit der 1979 durchgeführten Umfirmierung in *GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH* wurde der Neuorientierung des Forschungs- und Entwicklungsprogramms der Gesellschaft Rechnung getragen. Mitglieder der Gesellschafterversammlung der GKSS sind Vertreter aller Gesellschafter.

Der jährliche Zuwendungsbedarf der GKSS, der derzeit bei ca. 100 Mio. DM liegt, wird vom Bund zu 90% und von den vier Küstenländern Bremen, Hamburg, Niedersachsen und Schleswig-Holstein getragen. Etwa 850 Mitarbeiter, einschließlich der Gastwissenschaftler, Doktoranden, Stipendiaten und Auszubildenden, sind im Forschungszentrum in Geesthacht beschäftigt.

Der Aufsichtsrat entscheidet über Forschungsziele sowie wichtige forschungspolitische Angelegenheiten. Er kann den Geschäftsführern und dem wissenschaftlich-technischen Rat im Zusammenhang damit Weisungen erteilen. Dem Aufsichtsrat gehören Vertreter des Bundes und der vier Küstenländer sowie der privaten Gesellschafter an. Dazu kommen gewählte Vertreter der wissenschaftlich-technischen Mitarbeiter der Gesellschaft sowie Mitglieder aus den Bereichen Wissenschaft und Wirtschaft.

Geleitet wird GKSS von einem wissenschaftlich-technischen und einem kaufmännischen Geschäftsführer.

Der wissenschaftlich-technische Rat berät die Geschäftsführer in allen wissenschaftlichen und technischen Fragen. Ihm gehören die Leiter der Institute und Zentralabteilungen, die Projektleiter, gewählte Vertreter der wissenschaftlich-technischen Mitarbeiter und ein Mitglied des Betriebsrates an.

gramm Komponentensicherheit des Bundesministeriums für Forschung und Technologie und an einem von der IAEO (Internationale Atomenergie-Organisation, Wien) koordinierten Programm beteiligt. Im Rahmen dieser Programme werden Reaktordruckbehälterstähle und deren Schweißverbindungen zur Untersuchung des Langzeitverhaltens im Forschungsreaktor in Geesthacht bestrahlt. Die durch die Neutronenstrahlung hervorgerufenen Änderungen der Werkstoffeigenschaften werden in den heißen Zellen gemessen und anschließend ausgewertet. Im Rahmen dieses Forschungsprogramms werden die beiden bei den deutschen Reaktordruckbehältern eingesetzten Stahlsorten auf ihre Eigenschaften bei Grenzwerten der Spezifikation untersucht. Der GKSS-Anteil am Programm ist die Untersuchung des Einflusses der Bestrahlung. Ferner werden zur Aufklärung der mikroskopischen Mechanismen, die zu einer neutroneninduzierten Versprödungsanfälligkeit führen, an bestrahlten Stahlproben sowie an vereinfachten Modelllegierungen aus Eisen und Kupfer bzw. Nickel Untersuchungen durchgeführt.

#### Unterwassertechnik

Die Nutzung der Öl- und Gasvorkommen im Meer trägt wesentlich dazu bei, die wirtschaftliche Energieversorgung weltweit langfristig zu sichern. Ein Großteil der Offshore-Felder liegt heute in einer Wassertiefe bis zu 300 m. Es werden jedoch die Erschließung neuer Öl- und Gaslagerstätten, beispielsweise in der Nordsee in Wassertiefen bis zu 450 m, in Angriff genommen. Projekte für den Vorstoß in noch größere Wassertiefen sind zur Zeit in den USA, Italien und Brasilien in der Planung.

Für diese Einsatzzwecke besteht ein erheblicher Bedarf an neuen Techniken für Produktions-, Lager- und Transportsysteme. Die Entwicklung wird zukünftig zum Bau und Betrieb oberflächenunabhängiger Unterwassereinrichtungen führen. Die Lage auf dem internationalen Öl- und Gasmarkt hatte Ende der 80er Jahre zu einem Rückgang der Offshore-Zulieferungen und Serviceleistungen geführt. Die Notwendigkeit, wirtschaftliche Konzepte für zukünftige Unterwasseranlagen zu entwickeln, bleibt jedoch bestehen. Die Arbeitsgrenze des Tauchers wird heute um 600 m Wassertiefe angenommen. In zunehmendem Umfang werden zukünftig unbemannte Unterwasserarbeiten an Bedeutung gewinnen. Hierfür werden in immer stärkerem Maße die Arbeiten von der Verfügbarkeit rechnergestützter Handhabungssysteme abhängen.

Mit Hilfe der GKSS-Unterwassersimulationsanlage (GUSI) (Abb. 1), einer der größten Anlagen in der Welt für technische Unterwasserarbeiten, führt GKSS ein umfangreiches Forschungs- und Entwicklungsprogramm in der Unterwassertechnik durch. Die Arbeiten umfassen bemannte und unbemannte Unterwasserarbeitstechniken, die dazu notwendige Tauchtechnik, rechnergestützte Handhabungssysteme, Strukturmechanik, Sicherheit und Arbeitsschutz sowie Ausbildung und Training von Unterwasserfachkräften. Forschungsaktivitäten zu Unterwassersystemen, wie beispielsweise der Mehrphasentransporttechnik, gewinnen zunehmend an Bedeutung.

#### Umweltforschung, Klimaforschung, Umwelttechnik

Die bestehenden Umweltprobleme kön-

nen nur im Zusammenwirken von Erkenntnissen, Methoden und Verfahren aus der Physik, Chemie, Biologie, Gewässerkunde, Meteorologie, Ozeanographie, Mathematik und Verfahrenstechnik gelöst werden. Die im Forschungsschwerpunkt *Umweltforschung, Klimaforschung, Umwelttechnik* zusammengefaßten Aktivitäten sind deshalb für GKSS mit ihren interdisziplinären Arbeitsmöglichkeiten eine bedeutende, langfristig wachsende Aufgabenstellung. Dabei konzentriert sich GKSS auf die Probleme in den norddeutschen küstennahen Zonen und im Randmeergebiet. Die Forschungs- und Entwicklungsarbeiten tragen damit sowohl zu nationalen Forschungsprogrammen, z. B. Klimaforschungsprogramm, als auch zur Erfüllung internationaler Verpflichtungen bei, die die Bundesrepublik Deutschland in diesem Zusammenhang eingegangen ist.

Nach einer Phase der Entwicklung von Methoden und Meßtechniken konzentrieren sich in den 90er Jahren die Aufgaben der GKSS auf die Anwendung dieser Entwicklungen bei der Faktensammlung für die Beschreibung des Zustandes und der ablaufenden Prozesse in eingrenzenden Ökosystemen. Zukünftig werden Lösungsvorschläge zur Beseitigung bestehender Umweltbelastungen sowie Bewertungen geplanter Maßnahmen zunehmend in den Vordergrund treten.

In der Ästuarforschung nimmt GKSS eine Sonderstellung ein, da bei ihr in den verschiedenen kooperierenden Fachbereichen langjährige Erfahrungen vorliegen und spezielle Einrichtungen zur Verfügung stehen. Zum Sonderforschungsbereich der DFG *Wechselwirkung zwischen abiotischen und biotischen Prozessen in der Tideelbe* trägt GKSS wesentlich bei.

- 1 Simulationskammer A 1 (bemannt 600 m, unbemannt 1000 m Tauchtiefe)
- 2 Arbeitskammer A 3 u (bemannt 600 m Tauchtiefe)
- 3 Umsteigekammer A 3 o (bemannt 600 m Tauchtiefe)
- 4 Medizinische Behandlungskammer A 6 HK
- 5 Schleuse und Sanitärkammer A 6 VK
- 6 Transfer- und Tauchkammer A 7
- 7 Rettungskammer A 5 HK und A 5 VK
- 8 LSS-Wagen für A 5
- 9 HD-Orientierungskammer A 8 (unbemannt 1200 m Tauchtiefe)
- 10 Zentraler Fahrstand ZF
- 11 Arbeitsbecken C 2
- 12 Rollwagen für Versuchsaufbauten
- 13 Deckelhebermechanik
- 14 Materialschleuse

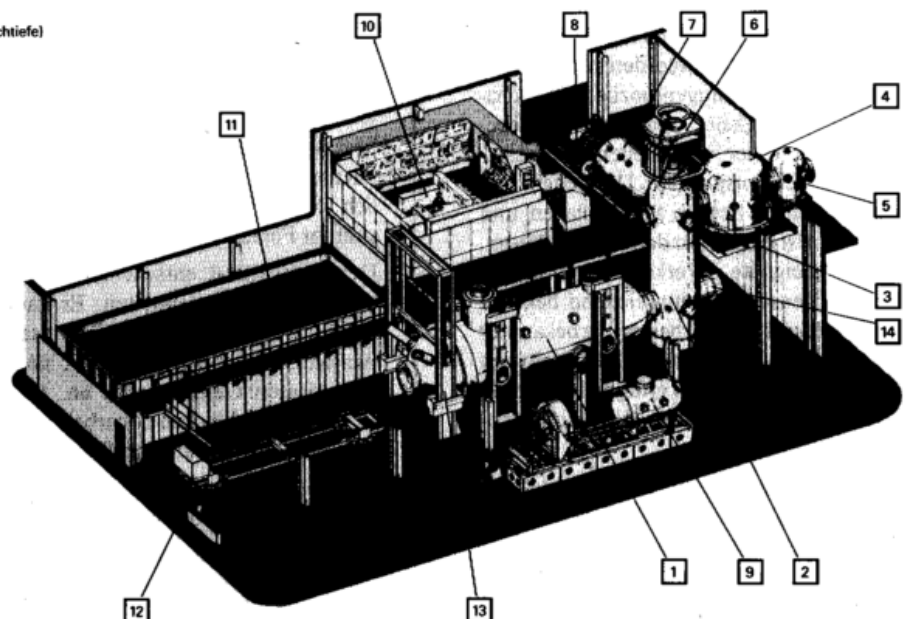


Abb. 1: Unterwasser-Simulationsanlage GUSI des GKSS-Forschungszentrums

Stoffumsetzungen und Austauschprozesse an Schwebstoffen und Sedimenten in Gewässern werden mit der Zielsetzung untersucht, den Schadstoffaustausch zwischen Wasser und Feststoffen für größere Gebiete des Elbeästuars quantitativ zu erfassen. In ausgewählten Abschnitten der Elbe werden mit Bilanzierungsexperimenten, an denen sich auch andere Institutionen beteiligen, der Transport und Verbleib von Schadstoffen ermittelt. Unter Einsatz von Meßschiffen (Abb. 2), Flugzeugen, Analyseverfahren und mathematischen Modellen werden durch Beprobung und kontinuierliche Erfassung hydrographischer Parameter Stoffbilanzierungen vorgenommen.

Zur mathematisch-numerischen Simulation der Ausbreitungs- und Transportvorgänge in Tidegewässern und Küstenzonen stehen querschnittsgemittelte, tiefe-gemittelte und dreidimensionale Strömungs- und Transportmodelle unterschiedlichen Ausbau- und Verifikationsgrades zur Verfügung. Die Modelle werden durch verbesserte numerische Verfahren und durch aus Feldexperimenten gewonnene neue Parameterisierungen weiterentwickelt und mit den Meßdaten getestet.

Im Vergleich zu anderen Ökosystemen ist das Wattenmeer vor der Nordseeküste entscheidend von physikalischen Prozessen geprägt. Nach einer Definitionsphase wurde zunächst mit der Aufstellung eines gekoppelten Rechenmodells aufgrund vorhandener Beschreibung für Atmosphäre, Strömung, Stofftransport, Wasserstand und Seegang begonnen. Vorbereitungen zur flankierenden Fernerkundung des Wattengebietes vom Flugzeug bzw. Satelliten aus sind angelaufen. Die Klassifizierung der gesamten Wattfläche wird durch bodengebundene Meßkampagnen in ausgewählten Gebieten unterstützt, um die vielfältigen biologischen, geochemischen, hydrologischen und meteorologischen Wechselwirkungen aufzeigen zu können.



Abb. 2: Das Flachwassermeßboot 'Ludwig Prandtl' des GKSS-Forschungszentrums für den Einsatz in den Unterläufen von Elbe und Weser sowie im nahen Küstenbereich.

Von der Universität Hamburg und vom Max-Planck-Institut übernommene numerische Seegangmodelle werden für Aufträge angewendet. An der Weiterentwicklung der Seegangmodelle wird gemeinsam gearbeitet. In internationaler Zusammenarbeit werden Seegangstatistiken erstellt, die u. a. als Bemessungsgrundlage für Offshore-Bauwerke dienen. Für detaillierte und flächenüberdeckende Seegangsmessungen wird an einem Radarverfahren gearbeitet.

In der Umwelttechnik werden von GKSS Methoden und Verfahren entwickelt, um Schadstofffreisetzungen zu reduzieren oder zu verhindern, bzw. bestehende Schadstoffbelastungen zu beseitigen. In vielen Fällen handelt es sich dabei um Verfahren zur Abtrennung von Schadstoffen aus flüssigen oder gasförmigen Gemischen. Hier liegt ein breites Anwendungsspektrum für Membranverfah-

ren. Schwerpunkte auf diesem Arbeitsgebiet sind die Entwicklung von geeigneten Membranen und Anlagen. Bei der Gas-separation konzentrieren sich die Arbeiten auf die Abtrennung organischer Dämpfe aus Prozeß- und Abluftströmen sowie auf Trocknung von Gasen zur Emissionsminderung. Daneben wird die Heliumrückgewinnung aus Taucheratem- und Schutzgasen sowie die Olefinabtrennung von gesättigten Kohlenwasserstoffen untersucht.

Für die Reinigung hochbelasteter Abwässer und Deponiesickerwässer werden Verfahrenskombinationen von Ultra- und Mikrofiltration, Umkehrosmose, Elektrodialyse, Entspannungsflotation und Ozonung optimiert. Die GKSS-Konzepte werden den extremen Anforderungen der hochbelasteten Prozeßströme angepaßt.

H. F. CHRISTIANSEN, Geesthacht

## Blick zurück

### Johann Jakob Hemmer (1733-1790), zum 200. Todestag des pfälzischen Physikers und Meteorologen

Im Zeitalter des Kurfürsten Karl Theodor von der Pfalz (1742-1799) haben Zeitgenossen die Stadt Mannheim das *Athen am Neckar* oder auch das *pfälzische Florenz* genannt. Man wollte damit auf die schönen Bauten hinweisen, die in jenem Zeitalter in der Stadt am Neckar und am Rhein entstanden und wohl noch mehr auf das vielgestaltete geistig-kulturelle Leben in Wissenschaft und Kunst aller Art, das damals von Mannheim weithin leuchtete.

Wie fast alle die vielen großen und kleinen geistlichen und weltlichen Fürstenhöfe jener Zeit, war auch Mannheim, die Residenz des pfälzer Kurfürsten, ein Kulturzentrum und zwar allerersten Ranges geworden.

Unter den Männern am Mannheimer Hofe in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts, die sich für Wissenschaft und Kunst ein-

setzten, nahmen auch mehrere Geistliche eine hervorragende Stellung ein. Zu ihnen gehört Johann Jakob Hemmer, dessen wissenschaftliche Leistung als Physiker und Meteorologe, aber auch als Praktiker und Organisator von den Gelehrten in aller Welt gerühmt und geschätzt wurde. Sein Todestag, der sich im Mai zum 200. Mal jährte, gibt Gelegenheit, an sein Wirken zu erinnern, das programmatisch bis in unsere Tage reicht.

Über die Lebensschicksale Johann Jakob Hemmers enthalten die von ihm gegründeten *Ephemerides societatis meteorologicae Palatinae* (Band 1789/90) einen kurzen Bericht in lateinischer Sprache, der in den Mannheimer Geschichtsblättern (Jahrgang 1915 bzw. 1918) in deutscher Übersetzung abgedruckt bzw. kommentiert ist. Ein Nachruf wurde dem verstorbenen J. J. Hemmer auch in den *Commentationes academiae Electoralis Theodoro-Palatinae* im VII. historischen Band (1794) der Akademie der Wissenschaften zu Mannheim gewidmet. Danach wurde Johann Jakob Hemmer am 13. Juni 1733 als 4. Sohn einfacher Bauersleute in Horbach, zwischen Pirmasens und Landstuhl in der Pfalz gelegen, geboren. Schon als Knabe fiel er durch sein geistiges Talent auf, weshalb ihn die Eltern zur nächstgelegenen Lateinschule nach Kaiserslautern schickten. Wegen zu hoher Kosten mußte er diese schulische Ausbildung aber bald wieder aufgeben.

Wenig später finden wir ihn als „fahrenden Sänger“ rheinabwärts wandern, wobei er in Köln, wo nach seinen Kenntnissen die Wissenschaften in Blüte standen, Aufnahme in den Schulen des Jesuitenkollegiums fand. Hier widmete er sich eifrig philosophischen und mathematischen Studien, den Sprachen der heiligen Schrift und der Theologie. Nach mehreren Zwischenstationen in Heinsberg und Mergentheim kehrte er wieder in die Pfalz zurück, wo er in Dirmstein im Hause des Freiherrn von Sturmfeder die Stelle eines Hauslehrers annahm. Dies war der entscheidende Schritt für das weitere Lebenswerk Hemmers, denn die Verbindungen des Freiherrn von Sturmfeder, der kurpfälzischer Kämmerer war, zur pfälzischen Hauptstadt Mannheim ebneten dem talentierten Hemmer den Weg zum Hof des Kurfürsten Karl Theodor, der ebenfalls die Naturwissenschaften studiert hatte. Dieser nahm ihn am 30. Januar 1760 als Hofkaplan unter die Priester seiner Hofkapelle auf. Damit begann für Hemmer ein 30 Jahre dauernder Zeitabschnitt unermüdlicher Forschungstätigkeit, deren Ergebnisse ihm Ehre, Ruhm und Anerkennung in der ganzen Welt einbrachten.

Bei der Vielseitigkeit Hemmers ragen zwei Wissenszweige besonders hervor: die Witterungslehre und die Elektrizitätslehre. Hemmer, der 1767 zum Mitglied der Mannheimer Akademie der Wissenschaften berufen wurde, zählt neben dem Direktor der Akademie, Georg von Stengel, und dessen Sohn Stefan von Stengel zu den maßgeblichen Gründern der Pfälzischen Meteorologischen Gesellschaft, die auch unter dem Namen *Societas Meteorologica Palatina* (*Mannheimer Meteorologische Gesellschaft*) vor 200 Jahren Weltruf erreichte. Ihre Aufgaben sind im Stiftungsbrief vom

15. September 1780 folgendermaßen definiert:

- an wichtigen Orten Beobachter zu gewinnen
- an neue Beobachtungsinstrumente zu denken, bereits bekannte Instrumente zu verbessern, vorgeschlagene zu prüfen und zu untersuchen
- eine Briefwechsel durch alle Weltteile zu unterhalten, Fragen zu entscheiden, Vorschläge den Beobachtern zu übermitteln
- die Beobachtungen zu sammeln
- sie wegen der Verbreitung des Werks in die lateinische Sprache zu übersetzen und nach Vergleich der Beobachtungen mit Anmerkungen zu versehen
- die Beobachtungen jährlich zu veröffentlichen
- überhaupt alles tatkräftig zu unternehmen, was zur Aufklärung einer noch so wenig bearbeiteten Wissenschaft und zur Erreichung des höchsten Zweckes gehört.

Für die Durchführung dieser Arbeiten wird ein Sekretär – Johann Jakob Hemmer – angestellt, der von der Akademie ein angemessenes Gehalt bekommt.

Die Beobachter werden als auswärtige Mitglieder der Meteorologischen Klasse der Akademie gezählt. Jeder erhält auf kurfürstliche Kosten

- einen Schwermesser (Barometer),
- einen Wärmemesser,
- einen Feuchtigkeitsmesser,
- auf Wunsch eine Abweichungsnadel (Magnetnadel),
- die Beobachteranleitung von J. Hemmer
- eine Anzahl meteorologischer Tabellen.

Die Kurfürstlichen Gesandten erhalten den Auftrag, Pakete und Briefe anzunehmen, zu übermitteln und Kosten zu verrechnen.

Dieses Programm für eine weltweite meteorologische Organisation war so ausführlich und weitblickend, daß es auch heute kaum besser formuliert werden könnte. Zum ersten Mal in der Entwicklung der Meteorologie gab es

- einheitliche Beobachtungszeiten (7, 14 und 21 Uhr mittlerer Ortszeit, die sog. Mannheimer Stunden)
- einheitliche, mit Normalgeräten verglichene Instrumente
- für alle Beobachter die gleiche Beobachteranleitung
- eine Zentrale in Mannheim für die Sammlung, Auswertung und Publikation der Beobachtungen.

Dies alles war Hemmers ureigenstes Werk als Sekretär der Meteorologischen Gesell-

schaft. Er setzte damit den Grundstein für die moderne synoptische Meteorologie.

Beim Aufbau des Wetterbeobachtungsnetzes, das vom Ural bis Nordamerika und von Grönland bis Italien reichte, nutzte Hemmer zahlreiche persönliche Beziehungen, die zwischen den Mitgliedern der Akademie und Gelehrten oder Körperschaften in anderen Städten und Ländern bestanden. Sehr hilfreich war dabei der Mannheimer Hofastronom Professor Christian Mayer, der über ein Jahr in Petersburg gewirkt hatte und bei den Wissenschaftlern der Ostseestaaten einen guten Ruf genoß. Mayer sicherte auch die Mitarbeit des Direktors der Sternwarte in Marseille, und als Mitglied der Akademien von Bologna und Philadelphia bemühte er sich um Stationen in Nordamerika.

Von den zahlreichen überlieferten Nachrichten aus der Zeit des Aufbaus sind einige Briefe des Physikers Georg Christoph Lichtenberg, den Hemmer um Mitarbeit in Göttingen gebeten hatte, besonders aufschlußreich, weil sie als Zeitdokumente die Arbeit Hemmers und der Meteorologischen Gesellschaft in Mannheim würdigen. So schrieb Lichtenberg im März 1785 an den Amateurphysiker Franz Ferdinand Wolff in Hannover:

„Diese Academie hat nemlich auf ihre Kosten viele hunderte von Instrumenten dieser Art machen lassen und über Europa vertheilt, ja ich glaube, einige sind gar nach Asien und Amerika gewandert. Der Einfall ist löblich, denn, laß die Instrumente seyn wie sie wollen, genug der Abt Hemmer hat sie alle vor der Absendung mit einem Normal Instrument verglichen; sie correspondieren also alle unter sich, welches in der That sehr schön ist. Man wendete sich auch an mich, ich schlug es aber aus und schlug den jungen Gatterer vor, welcher hier observiert. Nach Gotha kamen 24 Garnituren an meinen Bruder zu beliebiger Vertheilung. Mein Bruder (Ludwig Christian Lichtenberg) bat mich doch jemanden in Hannover auszumachen, der die Observationen anstellte. Ich schrieb also an Herrn Schernhagen und frage ihn, ob er die Observationen machen wollte, so nicht, ob er jemand in Hannover finden könnte der es unternähme, und schickte ihm zugleich die gedruckte Instruction. Er schrieb mir zurück: er selbst wolle die Arbeit übernehmen. Auf diese Nachricht schickte ihm mein Bruder eine Garnitur, wovon aber, wie ich erfuhr, das Barometer sehr beschädigt ankam. Ich meldete dieses und ich glaube, Herr Schernhagen erhielt ein anderes.“

Wolff wollte die Beobachtungen des 1785 verstorbenen Schernhagen in Hannover fortsetzen; Lichtenberg teilte ihm dazu mit: „Sie brauchen auch, wenn Sie nicht wollen, deswegen mit keihem Menschen zu corres-

pondiren, sondern nur jährlich Ihre Beobachtungen an die Academie nach Mannheim, oder an den Abt Hemmer daselbst schicken, der ein gar guter thätiger Mann ist, und der Ihnen, wenn Sie sich mit ihm in Correspondenz einlassen wollen, gewiß sehr viele Dienste erzeigen wird. Seine Anstalt für die Gewitter Electricität soll außerordentlich seyn. (...) Die Tabellen können Sie einschicken, wann Sie wollen, alle Jahre oder alle 1/2 Jahr. - Sie fangen die Beobachtungen an wann Sie wollen. So wenig sich die Witterung nach den Beobachtern richtet, so wenig richten sich in solchen Fällen die Beobachter nach der Witterung. Eine Correspondenz zwischen Ihnen und dem jungen Gatterer würde sehr nützlich seyn. (...) Da von Ihnen beyden künftig doch unsere Witterung abhängen wird: so wäre dieses um so mehr wünschenswerth, ich will die Briefe besorgen. (...) Nochmals erinnere ich, halten Sie sich an den guten Abt Hemmer, er ist ein für die Physic enthusiastisch eingenommener Mann, der bey dem Pfaltz-Bayrischen Churfürsten viel gilt, er wird Sie gewiß so unterstützen, wie es ein Mann von Ihrem Geist und Denckungsart verlangt".

Wenn Lichtenberg auch die direkte Mitarbeit als Wetterbeobachter der Mannheimer Meteorologischen Gesellschaft wegen Arbeitsüberlastung ablehnte, so wußte er als Experimentalphysiker doch um den Wert solcher Messungen, und half mit, daß auch in Göttingen und Hannover Meßstationen betrieben wurden.

Das zweite meteorologische Arbeitsgebiet, auf dem Hemmer weit über die Landesgrenzen hinaus bekannt wurde, ist die Elektrizitätslehre. Ein Blitzschlag in den Marstall zu Schwetzingen (1769) scheint der Anlaß gewesen zu sein, daß sich Hemmer mit der Notwendigkeit des Blitzschutzes beschäftigte. Er konstruierte den fünfstrahligen Blitzableiter, der durch eine senkrechte Stange mit waagrechttem Strahlenkreuz gekennzeichnet ist. In mehreren Publikationen beschrieb er den Nutzen solcher „Wetterleiter“ und trat mutig gegen das damals übliche Glockenläuten bei Gewittern ein, dessen Gefährlichkeit er anhand einiger tödlicher Unfälle nachzuweisen suchte. Als Kurfürst Karl Theodor im Jahre 1776 verordnete, daß alle Schlösser

und Pulvertürme mit „Wetterleitern“ auszustatten seien, wurde eine Entwicklung dieses technischen Fortschritts eingeleitet, die sich rasch auf die benachbarten Länder ausbreitete. Insgesamt sind in West- und Süddeutschland, von Freiburg i. B. bis nach Duisburg, mehr als 150 Gebäude bekannt, für die Hemmer Blitzableiter konstruierte oder nach seinen Plänen anfertigen ließ.

Diese kurpfälzischen Aktivitäten auf dem Gebiet der Lufterlektrizität veranlaßten Georg Christoph Lichtenberg, der sich ebenfalls schon früh mit dieser Materie beschäftigt und fortschrittliche Gedanken zum Bau von Blitzableitern entwickelt hatte, zu der Bemerkung, es sei „ein Vergnügen zu sehen, wie kräftig man sich in jenen Gegenden der Kurpfalz über die Wetterstangenfurcht hinaussetzt.“ Hemmer selbst beschrieb die Wirkung eines Blitzschlages auf ein achtzehnjähriges Mädchen, das dabei getötet wurde, und bei anderer Gelegenheit den Einschlag eines Blitzstrahls in einen Baum.

Bei seinen physikalischen Experimenten entwickelte Hemmer im Auftrag des Kurfürsten auch eine Elektrisiermaschine, die ausdrücklich „dem Wohl der kranken Menschheit“ gewidmet war und für eine Elektrotherapie bei Lähmungen verwendet wurde. Hemmer berichtete dazu von einem Fall der „glücklichen Wirkung des elektrischen Feuers bei einer vieljährigen Lähmung“. Lichtenberg referierte diese Arbeit in den *Göttingischen Gelehrten Anzeigen* (1780).

Weitere meteorologische Aktivitäten zeigte Hemmer mit der Einrichtung eines phänologischen Beobachtungsnetzes in der Kurpfalz, dem 95 namentlich bekannte Mitarbeiter angehörten, sowie mit Versuchen, in Mannheim öffentlich Luftballons vorzuführen. Schließlich verdient Hemmers Eintreten für die Ausbildung der deutschen Sprache und eine bessere Rechtschreibung eine besondere Erwähnung.

Die Leistungen Hemmers fanden internationale Anerkennung durch Berufungen als Mitglied der gelehrten Gesellschaften zu Bologna, Dijon und Stockholm, als Geheimer Hofrat des Königs Stanislaus von Polen und als Hofrat des Herzogs Karl August von Zweibrücken. Kurfürst Karl Theodor ernannte Hemmer zum Aufseher

des physikalischen Kabinetts (1776) und verlieh ihm 1788 den Titel *Geistlicher Geheimer Rat*.

Mitten in dieses hoffnungsvolle Schaffen brach der Tod ein; am 3. Mai 1790 starb Hemmer im Alter von knapp 57 Jahren.

Nach seinem Tode wurde dem Medizinalrat Güthe das Sekretariat der meteorologischen Gesellschaft übertragen. Aber dem Unternehmen fehlte jetzt die treibende Seele, als die Hemmer galt, und als schließlich bei den französischen Revolutionskriegen im Jahr 1795 das Schloß in Mannheim mit dem physikalischen Kabinett zerstört wurde, war auch das Ende der Societas Meteorologica Palatina gekommen.

Was heute an diese erste weltweite meteorologische Organisation erinnert, sind 12 stattliche Jahrbücher, die Ephemeriden, mit den Wetterbeobachtungen von 39 Stationen aus aller Welt aus den Jahren 1781 bis 1792. Sie bildeten für die nächsten Jahrzehnte die wertvollste Quelle für wissenschaftliche meteorologische Forschungen (A. v. Humboldt, H. W. Brandes, L. F. Kämtz, H. W. Dove).

Die internationale meteorologische Zusammenarbeit hatte jedoch mit dem Tod Hemmers und als Folge der politischen Wirren in Europa einen schweren Rückschlag erlitten, der im Jahre 1827 von dem Londoner Physiker John Fr. Daniell mit den Worten beklagt wurde:

„Möchte sich doch in unseren Tagen wieder ein Hemmer finden, der die getrennten Anstrengungen der Meteorologen wieder zu einem gemeinsamen Ziele führte!“

Bis dahin sollte aber der Weg noch lange werden, denn erst im Jahre 1873 auf dem Meteorologenkongreß in Wien schuf man eine neue Form der internationalen Zusammenarbeit, zu der fast 100 Jahre vorher Johann Jakob Hemmer bereits den Weg gewiesen hatte.

#### Literatur

Symposium anläßlich der 200. Wiederkehr des Gründungsjahres der Societas Meteorologica Palatina, Mannheim, 13.-15. Oktober 1980. Offenbach: DWD 1980. *Annalen der Meteorologie* Nr. 16.

A. CAPPEL, Offenbach a. M.

# Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1989

## Freie Universität Berlin

### Diplom-Hauptprüfungen

- BOECK, Michael: Meteorologische Parameter und deren Bedeutung für die Stromwirtschaft in Berlin (West).
- KRÜGER-CARSTENSEN, Regina: Die Ausbreitung der planetarischen Wellen in die obere Stratosphäre und Mesosphäre für den Winter 1983/84.
- LANGER, Ines: Untersuchungen von winterlichen Wetterlagen, die in Berlin zu belastenden SO<sub>2</sub>-Konzentrationen geführt haben.
- THOMAS, Bärbel: Das Ozon in der Stratosphäre.
- WEISS, Wieland: Erstellung und Interpretation von Geopotentialfeldern, abgeleitet aus METEOSAT-Daten.

## Humboldt-Universität Berlin

### Habilitation

- GRAF, Hans-Friedrich: El-Niño / Südliche Oszillation. Eine globale Eigenschwingung des Systems Ozean-Atmosphäre und ihre externe Anregung.

### Promotionen

- CHMIELEWSKI, Frank-Michael: Die Wirkung von Klimavariationen in der Landwirtschaft - dargestellt am Beispiel des Winterroggens.
- MÄDER, Claudia: Zur Möglichkeit der Korrektur und Vervollkommnung der numerischen Mesoanalysen der bodennahen Felder von Druck, Wind und Temperatur durch Anwendung des zweidimensionalen weiterentwickelten DANARD-Modells sowie Ansätze zur numerischen Analyse des Windfeldes im Bereich der planetarischen Grenzschicht.

### Diplom-Hauptprüfungen

- DAUERT, Ute: Zur Anwendung eindimensionaler Grenzschichtmodelle bei der numerischen Analyse des Windfeldes in der unteren Troposphäre.
- FRANZ, Thomas: Abschätzung der Albedo aus Flächennutzungsdaten in verschiedenen Scale-Bereichen.
- FRIEDRICH, Jörg: Ansätze zur Modellierung konvektiver Wolkenstrukturen mittels Zellulärer Automaten.
- HECHLER, Susanne: Räumliche Auswertung von Bodenozone-messungen in Europa mit Hilfe der Strukturfunktion.

HEISE, René: Überführung eines Programmpaketes zur Simulation niedertroposphärischer Windmaxima vom Großrechner BESM 6 auf den Arbeitsplatzcomputer 7100.

PERLWITZ, Jan: Untersuchungen an einem stochastisch angeregten Energiemodell.

SCHMIDT, Torsten: Numerische Simulation einer stabilen planetarischen Grenzschicht mit einem Energiegleichungsmodell.

SCHUBE, Corina: Zyklonenzugbahnen über Eurasien im ENSO-Zyklus.

SITTE, Olf: Untersuchungen zur Modellierung der Entwicklung und Modifikation von Tropfenspektren.

SJAROV, Michael: Zum Einfluß von Geschwindigkeitsdivergenz und Krümmungsvorticity auf die Entwicklung nächtlicher Windmaxima in der Planetarischen Grenzschicht.

WENZEL, Andreas: Entwicklung eines Strahlungsmodells für die Grenzschichtmodellierung.

## Universität Bonn

### Promotionen

- BURKHARDT, Thomas: Subsynoptische vertikale Energieflüsse über dem afrikanisch-atlantischen Raum.
- KEULER, Klaus-Georg: Simulation orographisch beeinflusster Fronten mit einem Front-Skala-Modell. Teil 1: Modellentwicklung.

### Diplom-Hauptprüfungen

- EWENZ, Cäcilia M.: Einfache Frontmodelle.
- HINRICHS, Antke: Ein thermodynamisches Meereis-Modell mit atmosphärischer Grenzschicht.

MÄCHEL, Hermann: Erfassung der räumlichen Struktur der Niederschläge im Ruhrgebiet mittels des statistischen Interpolationsverfahrens Kriging.

THOMALLA, Axel: Die Höhe der stabilen Grenzschicht.

## Technische Hochschule Darmstadt

### Promotion

- RÖCKLE, Rainer: Bestimmung der Strömungsverhältnisse im Bereich komplexer Bebauungsstrukturen.

### Diplom-Hauptprüfungen

- KOCH, Ulrike: Numerische Simulation zur Bildung und Ausbreitung von Photooxidantien in orographisch gegliedertem Gelände.
- MELDER, Hermann: Anwendung eines Strahlungsbilanzmodells zur Berechnung der Lufttemperatur in 2 m Höhe.
- STANDHAFT, Rita: Numerische Simulation der Umströmung von Einzelgebäuden.

## Universität Frankfurt am Main

### Habilitation

- JAESCHKE, Wolfgang: Untersuchungen zur Chemie des Schwefels in der Atmosphäre.

### Diplom-Hauptprüfung

- ULRICH, Rolf: Statistische Untersuchungen zum Klima- und Umwelteinfluß auf Holzdichten von Nadelbäumen verschiedener nordhemisphärischer Standorte.

## Universität Freiburg

### Diplom-Hauptprüfungen

- HEIDERICH, Swen: Die Bedeutung und Verwendung von Blattflächenindex und Blattflächendichte unter besonderer Berücksichtigung der Forstmeteorologie, nebst einer praktischen Bestimmung dieser Größen in einem Kiefernbestand.
- STARKE, Martin: Der Tagesgang des Niederschlags.
- WICKE, Wolfhart: Studien zu einem Verdunstungsmodell für einen Wald.

## Universität Göttingen Inst. f. Bioklimatologie

### Diplom-Hauptprüfungen

- MÜLLER, Mario: Transport und Transformation von atmosphärischen Stickstoffkomponenten.
- SCHÄFER, Petra: Konzentration und 15N-Gehalte verschiedener Stickstoffkomponenten in der Atmosphäre.
- BREIDING, Harald: Freilandmessungen zur Absorption und Freisetzung von gasförmigen und partikelgebundenen Stickstoffkomponenten durch verschiedene Nadelhölzer.

---

**Universität Hamburg**

---

*Promotionen*

- ANSMANN, Albert: Bodengebundene DIAL-Wasserdampfmesung: Berücksichtigung der Dopplerverbreiterung der Laserlinie durch Rayleighrückstreuung.
- PANG, Shixuan: The Radio-Acoustic Sounding System with an FM-CW radar for probing the atmospheric boundary layer.

*Diplom-Hauptprüfungen*

- GLOGAU, Silke: Untersuchung des Drehimpulshaushaltes eines T 21-Experimentes.
- KEUP, Elke: Vergleich zweier Wolkenparameterisierungen in Klimasimulationen mit dem ECMWF T 21-Modell.
- KRÜGER, Olaf: Atmosphärenkorrektur von Thematic Mapper. Messungen über Wattengebieten der Deutschen Bucht.
- MARTIN, Thomas: Untersuchungen eines Falles mesoskaliger Bänder unter konvektiven Bedingungen während KONTROL 85.
- PODZUN, Ralf: Die Entwicklung der großräumigen Zirkulation unter den zonal-symmetrischen Randbedingungen eines „Aquaplaneten“.
- RUMP, Birgit: Vergleich des Gaußmodells der VDI-Richtlinie 3783 – Blatt 1 mit einem numerischen Diffusionsmodell und mit Feldexperimenten.
- SCHRÖDER, Sabine: Einfluß einer eisfreien Arktis auf die allgemeine Zirkulation im Winter.
- SCHULZ, Jörg: Numerische Untersuchungen zum Einfluß einer internen Wärmequelle auf die Struktur konvektiver Strömungen.
- VILLWOCK, Andreas: Wechselwirkung Ozean – Atmosphäre in einem vereinfachten gekoppelten Modell.
- WEISHEIT-JAHJA, Gebriele: Bestimmung der Oberflächentemperatur der Nordsee aus NOAA-Daten bei durchbrochener Bewölkung.
- WYPUTTA, Ulrike: Über den Einfluß von Strahlungsnebel auf die Ausbreitung von Luftbeimengungen in der Atmosphäre.
- ZWÖLFER-DORAU, Uta: Strahlenexposition aus einer radioaktiven Abluftfahne bei Gebäudeeinfluß.

---

**Universität Hannover**

---

*Diplom-Hauptprüfungen*

- DUTZ, Sabine: Entstehung und Entwicklung einer Zyklone am Rand des antarktischen Kontinents.
- FRIEDEN, Wolfgang: Spektrale Varianzanalyse der Klimatelemente und der

Meereisdrift im antarktischen Weddell-  
Meer.

- HOPPMANN, Uwe: Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt der Sahelzone.
- SANNEMANN, Kerstin: Mesoskalige Grenzschichtströmungen über dem Ekström-Schelfeis.
- SCHULZE, Olaf: Fallstudie einer Kaltfront im internationalen Frontenexperiment FRONTS 1987.
- WOLF, Roland: Der Einfluß ageostrophischer Massenflüsse auf die Gestalt von Kaltfronten in der Grenzschicht und deren Wettererscheinungen.

---

**Universität (TH) Karlsruhe**

---

*Promotionen*

- SCHÄDLER, Gerd: Numerische Simulation zur Wechselwirkung zwischen Landoberflächen und atmosphärischer Grenzschicht.
- CLARMANN v. CLARENAU, Thomas: Die Bestimmung von Mischungsverhältnissen stratosphärischer Spurengase aus Emissionsspektren im infraroten Spektralbereich.

*Diplom-Hauptprüfungen*

- GANSKE, Anette: Untersuchung der Wechselwirkung zwischen atmosphärischer Turbulenz und mittlerem Strömungsfeld anhand von Modellrechnungen.
- GESSLER, Eugen: Numerische Simulation der Windverhältnisse im Bereich der Stadt Stuttgart.
- HAFNER, Sabine: Turbulenzparameterisierung in mesoskaligen Modellen.
- PENNER, Katrin: Berechnung von Horizontsondierungsspektren aus Liniendaten und Wirkungsquerschnitten der Erdatmosphäre.
- RÜHLING, Axel: Spektrale Untersuchung der Turbulenz bei der Überströmung eines Damms.
- SALOMON, Thomas: Änderungen der Turbulenzstruktur bei der Überströmung eines zweidimensionalen Hindernisses.
- SCHOENEMEYER, Thomas: Die atmosphärische Grenzschicht beim Durchzug von Fronten.
- THIELEN, Jutta: Mustererkennung kurzperiodischer Luftdruckfluktuationen, Zusammenhänge mit Wetterphasen und Betriebsunfällen.

---

**Universität Kiel**

---

*Promotion*

- NACKE, Gudrun: Ableitung der Bodenalbedo aus METEOSAT-Daten.

*Diplom-Hauptprüfungen*

- LINDAU, Ralf: Kalibrierung historischer Beaufort-Windschätzungen auf See.
- PELS LEUSDEN, Olaf: Untersuchung von Feuchteprofilen mit Hilfe der EOF-Analyse unter besonderer Berücksichtigung der zeitlichen Variationen.
- POETZSCH-HEFFTER, Christian: Berechnung der langwelligen Ausstrahlung des Systems Erde-Atmosphäre unter Berücksichtigung von Wolken aus Satellitendaten.
- SCHRADER, Meeno: Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes aus Mikrowellenbeobachtungen vom Satelliten aus.

---

**Universität Köln**

---

*Promotionen*

- LEE, Franki Yuk-pui: On Airborne Measurements of Radiation from Broken Cloud Fields.
- RIELAND, Martin: Stichprobenanalysen des Tagesganges der planetaren Strahlungsbilanz.
- RÜSTEN, Christian von: Modellierung und Messung der Reflexionseigenschaften von Pflanzenbeständen.
- ULBRICH, Uwe: Der atmosphärische Energiezyklus der stationären und der transienten Wellen.

*Diplom-Hauptprüfungen*

- BAUER, Peter: Bestimmung der Globalstrahlung über der Arktis aus Satellitendaten.
- EICKERLING, Heiko: Parameterisierung des infraroten Strahlungstransports für Kohlendioxid, Wasserdampf und Ozon in einem breitbandigen Strahlungstransportmodell.
- GOTTMANN, Angelika: Untersuchung der Luftmassenherkunft anhand isentroper Rückwärtstrajektorien für die Interpretation luftchemischer Messungen in der Antarktis.
- HÜTTENHÖLSCHER, Bernhard: Häufigkeit von Cirruswolken über der Nordsee.
- MAY, Wilhelm: Das mittlere Verhalten großskaliger westwärts wandernder Wellenstörungen auf der Südhalbkugel.
- MÜLLER, Johannes: Entwurf und Simulation eines spektral breitbandigen Radiometers für einen geostationären Satelliten.
- QUANTE, Markus: Flugzeugmessungen der Turbulenzstruktur in Cirruswolken.
- OETZ, Christa: Stadtklima – Köln.

---

## Universität Mainz

---

### Promotionen

EICHHORN, Joachim: Entwicklung und Anwendung eines dreidimensionalen mikroskaligen Stadtklimamodells.

TRAUTMANN, Thomas: Die Entwicklung von Zweikomponentensystemen durch Stoßprozesse: Untersuchungen zur Koaleszenz und zum Aerosol-Scavenging in dichtem Nebel.

### Diplom-Hauptprüfungen

BARTH, Sabine: „Scavenging“ von SO<sub>2</sub> durch Schneekristalle und Schneeaggregate.

BARTH, Uwe: Über das Auswaschen von festen Aerosolpartikeln durch Einzeleiskristalle und Schneeflocken.

DIEHL, Karoline: Eine theoretische und experimentelle Untersuchung über die Zirkulation in Wolkentropfen und Regentropfen.

GAGEL, Klaus: Simulationen zum Einfluß des Waldes auf die mesoskalige Zirkulation.

---

## Universität München

---

### Promotionen

HAGEN, Martin: Ableitung von Windfeldern aus Dopplermessungen eines Radars und Anwendung auf eine Kaltfront mit schmalem Regenband.

MANNSTEIN, Hermann: Die radiometrisch bestimmte Oberflächentemperatur im Gebirge und die Ermittlung des Stroms fühlbarer Wärme.

### Diplom-Hauptprüfungen

von DETTEN, York: Zur Rolle barokliner Störungen in der Drehimpulsbilanz der Antarktis.

GANTNER, Leonhard: Frontmoden und Nichtlinearität bei Modellierung basierend auf Laguerre-Polynomen.

HÖRL, Monika: Energiebudget der planetarischen Grenzschicht an der subarktischen Eis-Wasser-Grenze zwischen Grönland und Spitzbergen.

MATZARAKIS, Andreas: Meßsysteme für die physikalische Humanbiometeorologie (Thermischer Wirkungskomplex).

MÜLLER, Dietrich: Strukturänderungen einer Kaltfront am Alpenrand und in einem Gebirgstal - MERKUR-Front vom 2. 4. - 3. 4. 1982.

NEFZGER, Helga: Aspekte einer hydrologischen Regionalisierung für Europa.

REINHOLD, Ingrid: Analyse von Fronten und der Einfluß der Alpen auf deren Verlagerungsverhalten.

STRAUSS, Bernhard: Modellierung der Einfachstreuung an hexagonalen Eiskristallen - mit besonderer Berücksichtigung der horizontalen Ausrichtung der Eiskristalle.

WALTER, Stefan: Der Zweifachstreuanteil in Rückstreulidarsignalen - Untersuchung eines ausgewählten analytischen Rechenverfahrens.

---

*Mit der Aufnahme der Universitäten in Österreich folgt die Schriftleitung einer Anregung aus dem Kreis der Leser. Den Universitätsinstituten in Innsbruck und Wien sei für ihre Mitarbeit gedankt.*

---

---

## Universität Innsbruck

---

### Promotion

ASCHBACHER, Josef: Land surface studies and atmospheric effects by satellite microwave radiometry.

### Diplom-Hauptprüfungen

KELLER, Gerhard: Eine objektive Methode zur Prognose des Tagesmaximums der Temperatur in einem Gebirgstal.

SCHMALZL, Johannes: Meteorologische Untersuchungen von Hängegleiter-Streckenflügen im Raum Nordtirol.

KLEBELSBERG, Anja: Die Innsbrucker Temperaturreihe 1906 - 1985.

KAUFMANN, Helga: Erarbeitung der Feinstruktur der Frontdurchgänge im Inntal.

---

## Universität Wien

---

### Promotion

HAIDEN, Thomas: Analytische Untersuchungen zur konvektiven Grenzschicht im Gebirge.

### Diplom-Hauptprüfungen

ZARPAS, Andreas: Sättigungspunkt aus RASO-Aufstiegen.

RETITZKY, Christian: Die Windverhältnisse von Wien in der Periode 1951 - 1980.

SEIDL, Harald: Temperaturprognose in orographisch gegliedertem Gelände nach ECMWF.

TISCHLER, Elisabeth: Fotogenetische Parameter.

WIESINGER, Thomas: Schneetemperaturprofile in einer winterlichen Schneedecke.

STEFAN, Christian: Einsatzmöglichkeiten eines stationären Flugzeugwetterradars zur Beobachtung konvektiver Niederschläge.

HUHDORF, Christian: „Daisyworld“, Modell einer Wechselwirkung zwischen Natur und unbelebter Umwelt (nach einem Artikel von Lovelock und Watson).

RUBEL, Franz: Statistische Vorhersageprüfung TAFS.

---

## Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

---

MALBERG, H.: Bauernregeln. Ihre Deutung aus meteorologischer Sicht. Berlin: Springer 1989, 141 S., DM 19,80, ISBN 3-540-50396-X.

Schon wieder ein Buch über Bauernregeln, wird man vielleicht sagen. Alle reden vom Wetter, viele von Bauernregeln oder vom Hundertjährigen Kalender, mancher meint dabei Wetterregeln, aber kaum einer kann das eine vom anderen unterscheiden. Das ist spätestens nach der Lektüre dieses Buches anders. Der Unterschied zwischen

Bauernregeln, Bauernpraktik und Hundertjährigem Kalender wird klargestellt.

Folgt man den Ausführungen des Verfassers über die verschiedenen Wege unserer Vorfahren, Prognosen über das Wetter in Zeitspannen bis zu Jahreszeiten zu machen, so reicht die Spannweite vom Aberglauben über falsche Kausalitätsprinzipien bis zu sehr guten Wetter- und Witterungsbeobachtungen und geradezu naturwissenschaftlichen Interpretationen der Phänomene, die oft in seltsame Sprüche gefaßt

wurden.

Der fünf Kapitel umfassende Hauptteil des Buches ist der Interpretation der Bauernregeln gewidmet, die in Wetterregeln, Witterungsregeln, Tier- und Pflanzenregeln sowie Ernteregeln gegliedert sind. Die meteorologische Bedeutung der einzelnen Bauernregeln wird ausführlich dargelegt.

Daran schließen sich die Kapitel an, die sich mit dem oben erwähnten Thema befassen. Den Schluß bilden ein Literaturverzeichnis und ein Glossar. M. Goesch

#### Vorausschau Tagungen

International Workshop on urban rainfall and meteorology. 2.-5. Dez. 1990, St. Moritz, Schweiz. Informationen: G. E. Stout, Internat. Water Resources Assoc., 205 North Mathews Avenue, Urbana, Illinois 61801-2397.

International Workshop on Storm Surges, River Flow and Combined Effects. Hamburg, 8.-12. April 1991. Informationen: Bundesanstalt für Gewässerkunde, Postfach 307, 5400 Koblenz.

4th International Conference on Aviation Weather Systems, 24.-26. Juni 1991, Paris. Informationen: Mr. R. Wagoner, NOAA, 325 Broadway, Boulder, CO 80303-3328, USA.

Training workshop on the interpretation of NWP products. Niederlande, 29. Juli bis 9. August 1991. Informationen: Mr. S. Kruizinga, Netherlands Meteorol. Inst., Postfach 201, AE De Bilt 3730, Niederlande.

20th General Assembly IUGG, Wien, 11.-24. August 1991. Informationen: Prof. Dr. P. Steinhauser, ZAMG, Hohe Warte 38, A-1190 Wien.

8th Symposium of Turbulent Shear Flow. 9.-11. Sept. 1991 München. Informationen: DLR, Inst. f. Physik d. Atmosphäre, Prof. Dr. U. Schumann, 8031 Weßling/Obb.

Internationale Fachmesse und Kongreß für Geowissenschaften und Geotechnik, Köln, 18.-21. Sept. 1991. Informationen: Messe- und Ausstellungs-Ges., Messeplatz 1, 5000 Köln 21.

48. Deutscher Geographentag, 23.-29. Sept. 1991 in Basel. Informationen: Prof. Dr. H. Leser, Geogr. Inst. d. Univ. Basel, Klingelbergstr. 16, CH-4056 Basel.

Deutsche Meteorologentagung DMT 92, März 1992 in Berlin. Informationen: Prof. Dr. W. Wehry, Inst. f. Meteorologie, Dietrich-Schäfer-Weg 6-10, 1000 Berlin 33.

#### Danksagung

Die zusätzlichen Kosten für den Druck der farbigen Abbildungen in den Beiträgen 7 und 8 trugen die Autoren bzw ihre Institute. Dafür sei besonders gedankt.

#### Korrektur

Auf S. 26/27 im Heft 1/2 '90 wurden bedauerlicherweise die p-Verteilungen in den Abbildungen 4 und 5 vertauscht.

#### Demnächst erscheint

KURZ, M.: Synoptische Meteorologie. 2., vollst. neu bearb. Aufl. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst Nr. 8.

#### Anschriften der Autoren (Thema des Heftes)

Prof. Dr. Hans-Jürgen BOLLE  
Freie Universität Berlin  
Inst. f. Meteorologie  
Dietrich-Schäfer-Weg 6-8  
1000 Berlin 41

Dr. Peter KOEPKE  
Meteorologisches Institut  
d. Universität München  
Theresienstr. 37  
8000 München 2

Dr. Folke-Sören OLESEN  
Institut f. Meteorologie  
und Klimaforschung des KfK  
Postfach 3460  
7500 Karlsruhe

Dr. Manfred E. REINHARDT, Dr. Dieter LORENZ,  
Dr. Karl-Th. KRIEBEL  
Deutsche Forschungsanstalt  
f. Luft- u. Raumfahrt  
8031 Weßling/Obb.

Dr. Peter SCHLÜSSEL  
Meteorologisches Institut  
d. Universität Hamburg  
Bundesstr. 55  
2000 Hamburg 13

Dr. Johannes SCHMETZ  
ESOC-Met  
Robert-Bosch-Str. 5  
6100 Darmstadt

Dr. Klaus STRÜBING  
Bundesamt f. Seeschifffahrt u. Hydrographie (BSH)  
chem. Deutsches Hydrographisches Institut  
Bernhard-Nocht-Str. 78  
2000 Hamburg 36

Dr. Veronika ZWATZ-MEISE  
Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik  
Hohe Warte 38  
1190 Wien

---

#### Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst  
Hauptschriftleitung Promet  
Frankfurter Str. 135  
6050 Offenbach a. M.  
Tel.: 069/8062272/Telekop. 069/8062339