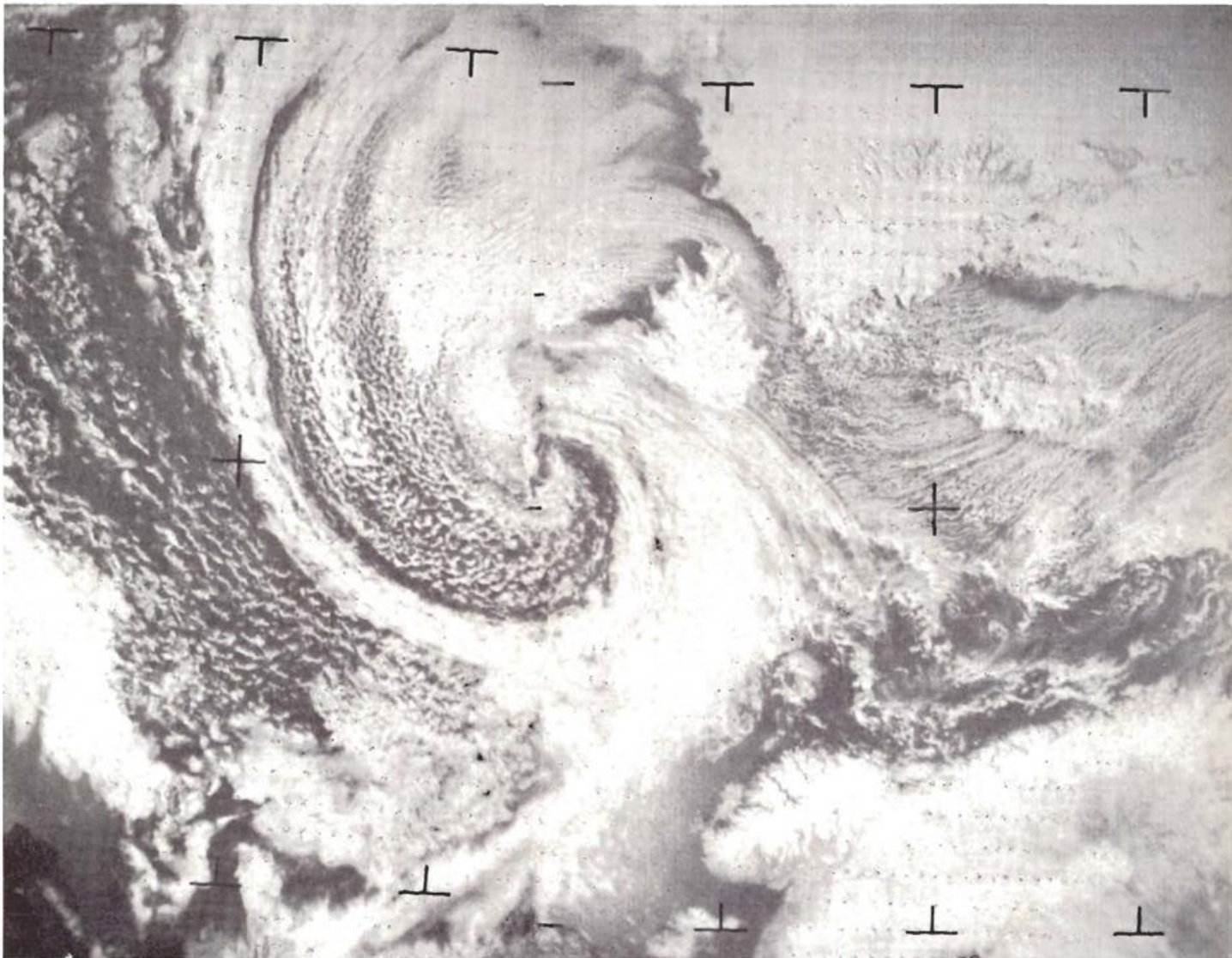


promet

2'72

meteorologische fortbildung

Satellitenmeteorologie I



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

A. Hofmann
6380 Bad Homburg
Theodor-Storm-Straße 35

Redaktionsausschuß

H. Christians (Offenbach)
F. Defant (Kiel)
H.-W. Georgii (Frankfurt)
K. H. Hinkelmann (Mainz)
H. Hinzpeter (Mainz)
M. Schlegel (Offenbach)
W. Schramm (Neustadt/Weinstraße)
E. Stuhlweißburg (Fürstfeldbruck)
E. Süßenberger (Offenbach)
F. Wippermann (Darmstadt)

Titelbild

Eine „Idealzyklone“ über dem Nordatlantik. Diese Aufnahme zeigt außerdem fast das ganze schneebedeckte Skandinavien (Fjorde, Flußläufe und Waldgebiete erscheinen dunkler), die Packeisgrenze westlich Grönland und das schneebedeckte Island. Über den Schneeflächen kann die Bewölkung nur mühevoll anhand des Schattenwurfs erkannt werden. (Der Nordpol liegt außerhalb des rechten Bildrandes.)

Aufnahmen: ESSA 8, 29. 3. 1970, 11.36 GMT und 11.42 GMT.

promet erscheint vierteljährlich im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes — Zentralamt — 6050 Offenbach (Main), Frankfurter Straße 135. Bezugspreis DM 20,— pro Jahrgang.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Schön & Wetzel GmbH, 6 Frankfurt, Offenbacher Landstr. 368

Thema des Heftes

Satellitenmeteorologie I

(Redaktion: E. Raschke, Bochum)

Beiträge

E. Raschke	
1 Meteorologische Beobachtungen von Satelliten aus	1
D. Hablick und E. Raschke	
2 Satellitenbahnen	2
E. Raschke	
3 Strahlungstransport in der Erdatmosphäre	5
H.-J. Bolle, H. Fischer und F. Köpp	
4 Instrumentierung meteorologischer Satelliten	8
R. Latka	
5 Indirekte Sondierung der Atmosphäre — Theoretische Grundlagen	14
T. Mohr	
6 Sondierung der Atmosphäre vom Satelliten aus. Ergänzung oder Alternative zum Radiosondenaufstieg?	19
7 Literatur zur Satellitenmeteorologie I	23
Institute stellen sich vor	
Universitätsinstitut für Meteorologie und Geophysik Frankfurt/Main	24
Habilitationen, Promotionen und Diplomhauptprüfungen 1971	26
Problem- und Diskussionsecke	
Donau-Main-Abflußweiche und Niederschlagsvorhersage	27
Aus dem Deutschen Wetterdienst	
100 000 Bände in der Zentralbibliothek	30
Tagungen	
Nachlese zur 36. Physikertagung 1971 in Essen	31
Blick zurück	
Vor 100 Jahren: Meteorologen-Versammlung in Leipzig	31
Wichtige Neuerscheinungen	32

Satellitenmeteorologie I

Die Benutzung von Erdsatelliten als Beobachtungsplattform für die Meteorologie ist das Thema dieses und des folgenden Heftes. Dafür hat sich, obwohl sprachlich nicht einwandfrei, das Wort Satellitenmeteorologie eingebürgert. Der Umfang des Themas machte eine Aufteilung auf zwei Hefte erforderlich. Die Beiträge wurden durchnummeriert, sodaß Heft 3 '72 mit dem Beitrag Nr. 8 beginnen wird. Die allgemeinen Bemerkungen im Beitrag 1 gelten für beide Hefte.

1

E. RASCHKE, Bochum

Meteorologische Beobachtungen von Satelliten aus

Die stürmische technologische Entwicklung während der vergangenen Jahrzehnte hat auch dem Meteorologen moderne Hilfsmittel beschert, mittels derer er seinen Pflichten im Beruf oder Wünschen in der Forschung mit größerer und vollkommener Gründlichkeit nachkommen kann. Eines dieser Hilfsmittel ist die extraterrestrische Plattform; sei es ein künstlicher *Erdsatellit* mit automatischen Meßgeräten oder eine bemannte *Raumstation* oder vielleicht eine Station auf dem *Monde*.

Meteorologische Beobachtungen von diesen Plattformen aus haben denen von der Erdoberfläche aus unternehmen etwas voraus — und deswegen werden sie auch unternommen: Sie ermöglichen weltweite lückenlose und zeitlich eng aufeinander folgende Beobachtungen mit „wenigen“ technischen Kunstkniffen. Einer dieser Tricks ist sogar erzwungen: der weite Abstand von der Erdoberfläche. Er belohnt den hierfür nötigen technischen Aufwand z. B. mit der Möglichkeit, in einem einzigen Photo (sprich: einer einzigen Beobachtung) das Bewölkungsfeld einer gesamten Zyklone zu überblicken.

Es soll Aufgabe dieses Heftes sein, dem Leserkreis einige der Probleme nahezubringen, deren Lösung meteorologische Beobachtungen mittels Satellitenmessungen erst ermöglicht oder deren Lösung durch diese bereits durchgeführt worden ist. Dazu kann hier nur eine sehr kleine Auslese der bisher aus Satellitenmessungen erzielten Ergebnisse geboten werden. Der interessierte Leser findet eine weit vollkommenere Zusammenstellung in verschiedenen Artikeln der Fachliteratur, von denen hier nur zwei empfohlen seien (1), (2).

In den folgenden 3 Aufsätzen (2—4) werden die Probleme beschrieben, deren Lösung Satellitenbeobachtungen überhaupt erst ermöglichen. Danach (Aufsätze 5—6) folgt die Beschreibung einer meteorologisch sehr wich-

tigen Anwendung: die Ermittlung des vertikalen Temperaturprofils und dessen Einfügung in Routineanalysen und numerische Zirkulationsmodelle. 6 weitere Aufsätze enthalten einige andere Forschungsergebnisse und Anwendungen zur Interpretation routinemäßig gewonnener Satellitenphotos sowie eine zusammenfassende Darstellung der Bedeutung von Satellitenmessungen für GARP. Sie werden im folgenden Heft Satellitenmeteorologie II erscheinen.

Das Zeitalter der Wettersatelliten umfaßt jetzt 13 Jahre. Es begann am 17. 2. 1959 mit dem Start des amerikanischen Satelliten Vanguard 2 (1959 A 1), der als erste meteorologische Ausrüstung vier einfache Photozellen und zwei optische Teleskope trug, um eventuelle Wolkenphotos zu ermöglichen. Die Stabilisation des Satelliten versagte kurz nach dem Start, so daß die am Boden empfangenen Photometersignale zu keinem Bild zusammengefaßt werden konnten. Kurz nach seinem Start wurde die NASA (National Aeronautics and Space Administration) gegründet, in deren Laboratorien die weitere Entwicklung von späteren „Satellitengenerationen“ vorangetrieben wurde. Es folgten EXPLORER 7 und Satelliten der TIROS- und ESSA-Serien, deren Hauptaufgabe es war, in der meteorologischen Routinearbeit zu helfen. Ihre Nachfolger sind jetzt die ITOS- und NOAA-Satelliten. Technische Neuentwicklungen, wie die erste Infrarotkamera oder Interferometer oder zukünftige Mikrowellenradiometer, wurden und werden auch weiterhin in Satelliten der NIMBUS-Serie erprobt. Schließlich gelang gegen Ende des Jahres 1966 und 1967 jeweils der Start eines erdsynchronen Satelliten der ATS-Serie, in denen eine einfache Photozelle nach einer genial einfachen Idee von V. E. SUOMI den Satelliten-spin zur Zeilenbildung für ein Satellitenbild ausnutzte. (Dieses Gerät wurde von SUOMI und seinen Mitarbeitern an der Universität in Madison, Wisc., entwickelt.)

ATS-1, der über dem mittleren Pazifik (150°W) stationiert ist, sendet heute noch in 20-minütigem Abstand ein Bild. Im Satelliten ATS-3 war ein 3-Kanal-Photometer installiert, dessen Aufnahmen mehrfach für „Farbfilme der Erde“ zusammenmontiert worden sind. Nachfolger der ATS-Satelliten werden diejenigen der SMS-Serie (SMS = Synchronous Meteorological Satellite) sein.

In der Sowjet-Union wurden Forschungsexperimente mit verschiedenen Satelliten der COSMOS-Serie ausprobiert. Die METEOR-Serie dient als Instrumententräger für Routinezwecke (vor allem für Wolkenbilder).

Bemannte Missionen beider Länder haben zahllose Farbphotographien der Erde ermöglicht, anhand derer Vorstudien für meteorologische, aber auch geographisch-geologische Zwecke unternommen worden sind.

In naher Zukunft wird voraussichtlich auch von der

ESRO (European Space Research Organization) ein meteorologischer Anwendungssatellit gefördert werden, so daß die Meteorologen Europas direkten Zugriff zu den ihren Interessen dienenden Daten haben werden. Nach den Plänen für das Globale Atmosphärenforschungsprogramm (GARP) wird schon in der 2. Hälfte dieses Jahrzehnts die ganze Erde durch ein System von etwa 6 Satelliten lückenlos erfaßt werden.

Wird sich dann eine eigene Arbeitsrichtung „Satellitenmeteorologie“ entwickeln? *Nein*, bestimmt nicht. Auch die Satellitendaten bilden nur eines von vielen Hilfsmitteln, deren sich der Meteorologe bedient, um die in der Atmosphäre und in den mit ihr gekoppelten Systemen (Ozeane, Landoberflächen) stattfindenden physikalischen Prozesse zu studieren, sie zu verstehen — und vielleicht auch vorherzusagen.

2

D. HABLICK und E. RASCHKE, Bochum

Satellitenbahnen

Wie bei allen Himmelskörpern unterliegen auch die Bahnen künstlicher Erdsatelliten einer Vielzahl von Kräften, die aus der gegenseitigen Anziehung des Satelliten mit den benachbarten Himmelskörpern resultieren. Dominierend unter diesen ist die Gravitation der Erde, solange der Satellit nicht mehr als 5–8 Erdradien von der Erdoberfläche entfernt ist; die Wirkung der Gravitationspotentiale von Sonne, Mond und von anderen Planeten kann dann noch immer vernachlässigt werden. Dagegen können zusätzliche geringe Bahnstörungen verursacht werden durch den Druck solarer und in geringerem Maße auch terrestrischer Strahlung und die abbremsende Reibung in der obersten Atmosphäre. Diese letztere Störung ist jedoch ohne Bedeutung für Beobachtungen in der unteren Atmosphäre, wenn der Satellit eine Bahnhöhe von mehr als 500 km über der Erdoberfläche hat.

In der Konzipierung von Satellitenbahnen müssen neben diesen Kraftwirkungen auch die Missionsziele des Satelliten beachtet werden. Ein meteorologischer Satellit soll z. B. über längere Zeit Beobachtungen über Teilen der Erde oder über der ganzen Erde durchführen. Dies ist nur in geschlossenen Bahnen, nämlich Ellipsen oder Kreisen, möglich. Die Bahnlage und andere Bahnelemente werden dem beabsichtigten Meßzweck angepaßt.

Einen kleinen Einblick in diesen Problemkreis sollen die Ausführungen in diesem Abschnitt vermitteln. Umfangreichere und wesentlich genauere Darstellungen findet man in jedem Lehrbuch der Himmelsmechanik oder speziell in (3), (4), (5).

Zunächst sollen die von einem beliebigen Bezugssystem unabhängigen Bahnelemente einer Satellitenbahn besprochen werden. Diese sind die Länge a der großen Halbachse und die Exzentrizität e der Bahnellipse sowie der Zeitpunkt des Durchgangs des Satelliten durch das Perigäum. Zu diesem Zwecke genügt es, das System

Satellit-Erde als ideales Zweikörpermodell zu betrachten, in dem beide Körper ein kugelsymmetrisches Schwerepotential Φ haben und der Zentralkörper, die Erde, ruht.

Beide Körper ziehen sich gegenseitig mit der Kraft vom Betrage $|\mathbf{K}|$ an, die nach dem Newtonschen Gravitationsgesetz berechnet wird aus

$$|\mathbf{K}| = \gamma \cdot \frac{M \cdot m}{|\mathbf{r}|^2} \quad [2.1]$$

In Gl. [2.1] sind M und m die Massen der Erde bzw. des Satelliten. γ ist die Gravitationskonstante ($6.668 \cdot 10^{-8}$ dyn cm² g⁻²) und r ist der Abstand zwischen den Mittelpunkten beider Körper. Die Lösungen der Differentialgleichungen der Bewegung in diesem System beinhalten die bekannten drei Keplerschen Gesetze, nach denen die Bahn a) in einer Ebene liegt, b) ein Kegelschnitt ist und c) die Bewegung des Satelliten so abläuft, daß sein Fahrstrahl (= Verbindung zwischen den Mittelpunkten von Erde und Satellit) in gleichen Zeiten gleiche Flächen des Kegelschnittes überstreicht. Nach der oben besprochenen Forderung der Wiederholbarkeit der Beobachtungen muß der Kegelschnitt eine Ellipse sein.

In der Satellitenbahn sind die auf Satellitenmasse bezogenen Werte der Gesamtenergie E = Summe von kinetischer und potentieller Energie nach Gl. [2.2] und der Drehimpuls $\mathbf{h}$ konstant

$$E = \frac{|\mathbf{v}|^2}{2} - \frac{\gamma \cdot M}{|\mathbf{r}|} = \text{const} \quad [2.2]$$

und

$$|\mathbf{h}| = |\mathbf{r} \times \mathbf{v}| = \text{const} \quad [2.3]$$

$\mathbf{v}$ ist der Vektor der Bahngeschwindigkeit des Satelliten.

Im Apogäum und Perigäum der Satellitenbahn, das sind die Punkte größten und kleinsten Abstandes des Satel-

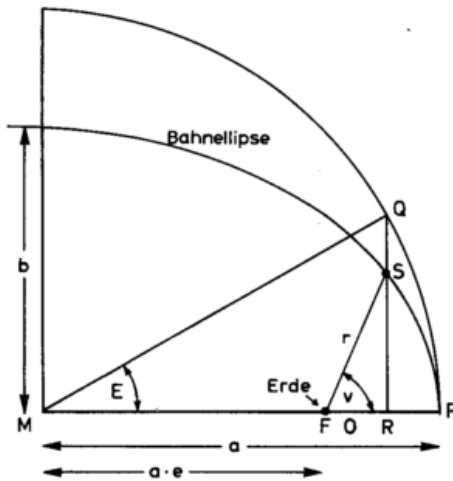


Abb. 2.1
Geometrie zur Berechnung einer Satellitenbahn

liten vom Mittelpunkt der Zentralmasse (Abb. 2.1), stehen beide Vektoren $\mathbf{r}$ und $\mathbf{v}$ senkrecht aufeinander, so daß man aus E und $|\mathbf{h}|$ die Länge der großen Achse als Summe der beiden Abstände des Satelliten im Apogäum und Perigäum vom Erdmittelpunkt (r_a, r_p) berechnen kann.

$$a = -\frac{\gamma \cdot M}{2E} \quad [2.4]$$

Die Exzentrizität e der Bahnellipse kann aus dem Perigäumsabstand $r_p = (1-e) \cdot a$ und den Gl. [2.2] — [2.4] berechnet werden.

$$e = \sqrt{1 - \frac{h^2}{\mu \cdot a}}, \text{ mit } \mu = \gamma \cdot M \quad [2.5]$$

Schließlich fehlt noch eine Beziehung für den Winkel ν zwischen der großen Halbachse und dem Fahrstrahl, d. i. die *wahre Anomalie*:

$$\cos \nu = [a(1-e^2) - |\mathbf{r}|] / (e \cdot r) \quad [2.6]$$

Ein analytischer Ausdruck für den zeitlichen Bahnlauf des Satelliten $\nu(t)$ läßt sich nicht bestimmen. Dafür findet man für die Umlaufzeit t_u die Beziehung

$$t_u = 2\pi \cdot \sqrt{\frac{a^3}{\mu}} \quad [2.7]$$

$$\left(= 84.491 \left(\frac{a}{R_e} \right)^{3/2} \text{ min} \right)$$

und aus der Gleichung für die vom Fahrstrahl überstrichene Fläche $F(t) = 1/2 |\mathbf{h}| \cdot t$ und mit weiteren geometrischen Betrachtungen eine Beziehung $t(\nu)$:

$$t(\nu) = \sqrt{\frac{a^3}{\mu}} \cdot \left[2 \arctan \left(\sqrt{\frac{1-e}{1+e}} \tan \frac{\nu}{2} - \frac{e\sqrt{1-e^2} \sin \nu}{1+e \cdot \cos \nu} \right) \right] \quad [2.8]$$

R_e = Erdradius. Bei einer Kreisbahn vom Erdradius beträgt die Umlaufzeit 84.5 min, in etwa 1000 km Höhe 105 min und in 35 180 km etwa einen ganzen Tag (2.7).

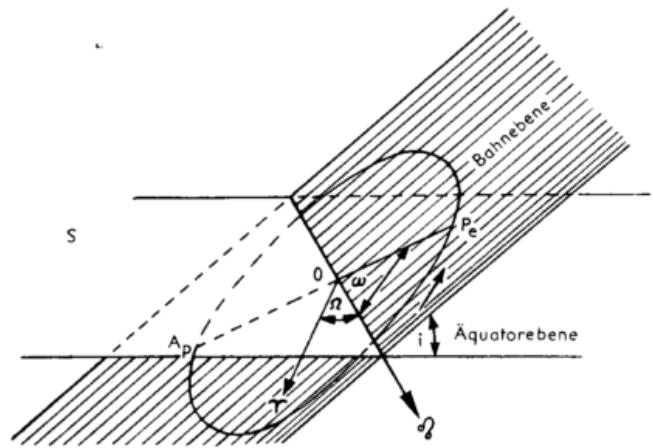


Abb. 2.2
Orientierung der Satellitenbahn bezüglich Himmelskoordinaten

Mit diesen Gleichungen ist die Bewegung eines Satelliten in seiner Bahn voll bestimmt, wenn am Anfang $t = t_0$ sein Abstand r_0 und seine Bahngeschwindigkeit v_0 bekannt waren. Es fehlen nun noch Angaben über die Lage der Bahn in einem Bezugssystem, wie etwa einem solchen, das von der Erd-(Himmels)achse und der Äquatorebene (Abb. 2.2) mit dem Frühlingspunkt als raumfestem Bezugspunkt gebildet wird. Diese Bahnelemente sind die Bahnneigung i ; die Länge des aufsteigenden Knotens bezüglich der Richtung zum Frühlingspunkt Ω ; und das Argument des Perigäums ω (= Winkel zwischen den Fahrstrahlrichtungen zum aufsteigenden Knoten und Perigäum). Sie bleiben unverändert nur im Falle kugelsymmetrischer Schwerepotentiale beider Körper.

Das Schwerepotential der Erde zeigt infolge der Erdabplattung und ungleicher Massenverteilungen eine deutliche Abhängigkeit von der geographischen Breite; zudem nimmt es mit dem Abstand r vom Erdmittelpunkt nach außen ab. In der theoretischen Behandlung von Satellitenbahnen unterscheidet man beim wahren Potential Φ zwischen einem kugelsymmetrischen Anteil Φ_0 und allen weiteren Störungen Φ_s , indem man Φ in eine Reihe nach Legendreschen Polynomen $P_n(\cos \theta)$ n -ter Ordnung entwickelt.

$$\Phi = \Phi_0 + \Phi_s = -\frac{\gamma M}{r} \cdot J_0 + \frac{\gamma M}{r} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R_e}{r} \right)^n \cdot J_n \cdot P_n(\cos \theta) \quad [2.9]$$

Hierin sind R_e der Radius des Erdäquators und θ der Winkelabstand vom Nordpol aus gerechnet. Die Koeffizienten J haben folgende Werte:

$$\begin{aligned} J_0 &= 1 \\ J_1 &= 0 \\ J_2 &= 1.0827 \cdot 10^{-3} \\ J_n &< 10^{-5} \end{aligned}$$

Die wesentlichen Störungen, wobei man längenabhängige Komponenten von Φ vernachlässigt, sind also sehr gut approximiert durch den Potentialterm ($n = 2$)

$$\Phi_s = \frac{\gamma \cdot M \cdot R_e}{r^3} \cdot J_2 \cdot \left(\frac{3}{2} \cdot \cos \theta - \frac{1}{2} \right) \quad [2.10]$$

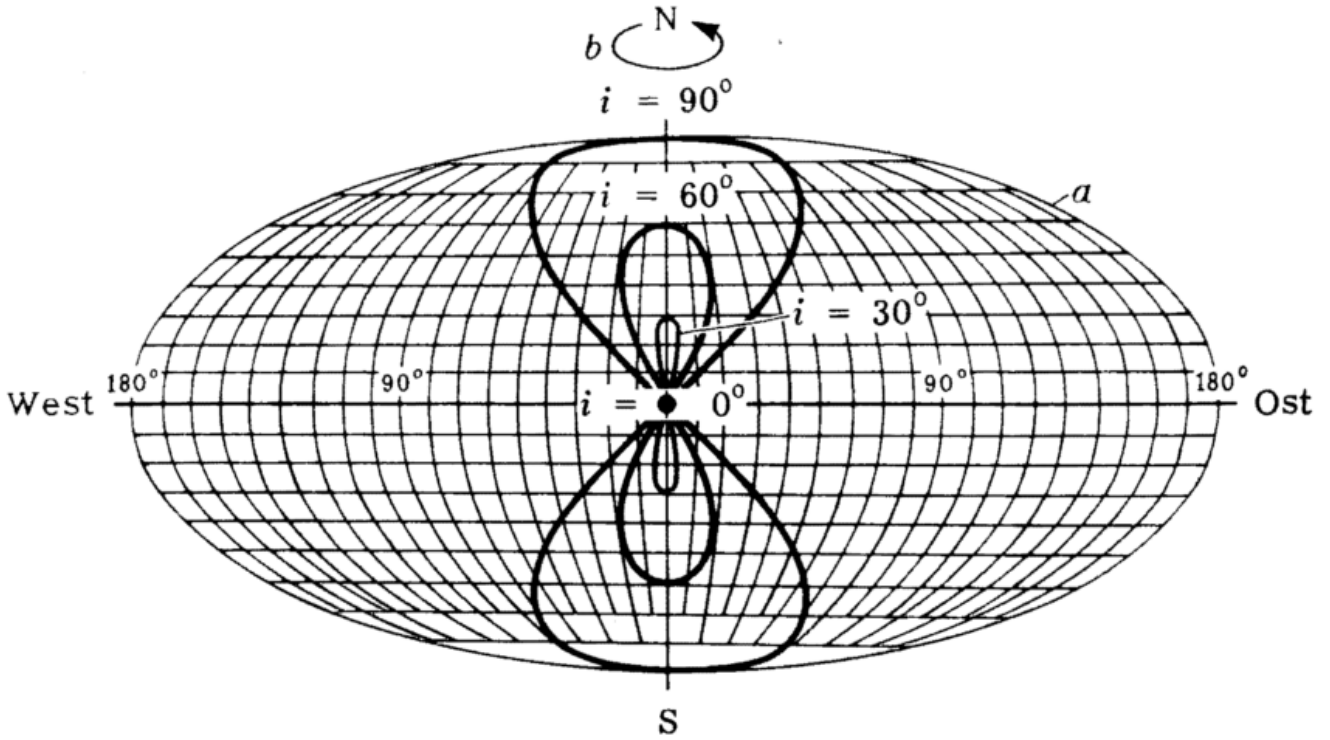


Abb. 2.3 Subsatellitenbahnen von quasistationären Satelliten in ca. 35800 km Höhe

In diesem Potentialfeld [2.9 und 2.10] erfahren die Bahnelemente a , e und i keine säkularen (ständige nichtperiodische) Störungen. Dagegen ändert sich die Länge des aufsteigenden Knotens pro Umlauf nach der Beziehung

$$\Delta \Omega = - \frac{3 \pi \cdot J_2}{(1-e^2)^2} \cdot \left(\frac{R_e}{a} \right)^2 \cdot \cos i \quad [2.11]$$

Ebenso erfährt das Argument des Perigäums ω pro Umlauf die folgende Änderung

$$\Delta \omega = - \frac{3 \pi \cdot J_2}{(1-e^2)^2} \cdot \left(\frac{R_e}{a} \right)^2 \cdot \left(\frac{5}{2} \cdot \sin^2 i - 2 \right) \quad [2.12]$$

Beide Beziehungen sind eng mit der Bahnneigung i verknüpft. Neben diesen säkularen Änderungen auftretende periodische Änderungen sind zumeist sehr klein und natürlich unerwünscht. Sie werden vielfach durch Bahnkorrekturen ausgeglichen.

Für die Projektierung meteorologischer Satelliten ist die Beschreibung des Bewegungsablaufes in einem gegen die Himmelskugel festen Bezugssystem wenig geeignet, vielmehr interessiert die Bewegung des Subsatellitenpunktes im System der geographischen Koordinaten. Die Erde dreht sich gegen das feste System im Laufe eines Sterntages einmal um ihre Achse. Die geographische Länge λ des Subsatellitenpunktes ist gleich der Differenz zwischen der Sternzeit τ im Nullmeridian (Greenwich) und der Rektaszension α des Satelliten. Seine geographische Breite φ ist gleich der Deklination δ des Satelliten. Ein Satellit, dessen Bahnebene in der Äquatorebene liegt ($i = 0^\circ$), hat eine Rektaszension von $\alpha = \alpha_0 + \tau/t_u$ ($\alpha_0 : \tau = 0$) und wird deshalb zur Zeit τ bei der geographischen Länge $\lambda = \tau - \alpha_0 - \tau/t_u$ im Zenit zu beobachten sein. Beträgt $t_u = 1$ Tag, dann bleibt $\lambda =$

const. Diese Bedingung muß erfüllt werden, um einen erdsynchronen Satelliten zu erhalten, der über dem Äquator in etwa ständiger gleicher Position steht.

Der gleiche Satellit in rein polarem Umlauf ($i = 90^\circ$) kehrt ständig zum gleichen Ort über dem Äquator zurück (Abb. 2.3). Bahnneigungen von 30° bzw. 60° verursachen dagegen [2.11] eine Wanderung des aufsteigenden Knotens. Diese ist sehr gering, denn nach [2.7] muß dann der Abstand des Satelliten von der Erde etwa 5.8 Erdradien betragen. Deswegen ist die einfache Darstellung in Abb. 2.3 der Satellitenbahn etwa gleich einer 8.

Die sonnensynchrone, quasipolare Umlaufbahn fand bisher breiteste Anwendung für meteorologische Satelliten, denn sie erlaubt täglich mindestens 1–2 Beobachtungen über jedem Gebiet zur gleichen lokalen Ortszeit. Tagsüber hat man dann stets etwa einen gleichen Beleuchtungswinkel. Diese Bahnen müssen pro Tag eine Knotendrehung von $\Delta \Omega = + 0.^\circ 9856$ haben, da sich die Sonne im Mittel pro Tag um den gleichen Betrag gegenüber dem Frühlingspunkt nach Osten bewegt. Die Bahnhöhe muß zusätzlich den Wünschen der Meteorologen und instrumentellen Möglichkeiten angepaßt werden. Die Meteorologen wollen eine nahtlose und selbst am Äquator nur geringfügig verzerrte Überdeckung (Abb. 2.4). Diese wird bereits mit Bahnhöhen zwischen 1100 und 1900 km erreicht. Die Umlaufzeit beträgt dann [2.7] etwa 102–120 min, wodurch der Winkelabstand am Äquator zwischen zwei aufeinander folgenden aufsteigenden Knoten 25.5–30 Grad beträgt. Die Bahnhöhe bzw. das Verhältnis R_e/a , und $\Delta \Omega / \text{Tag} = 0.^\circ 9856$ bestimmen die Bahnneigung [2.11]. Diese ist größer als 90° , wie einige typische Werte zeigen, die in der Tabelle 2.1 zusammengestellt sind.

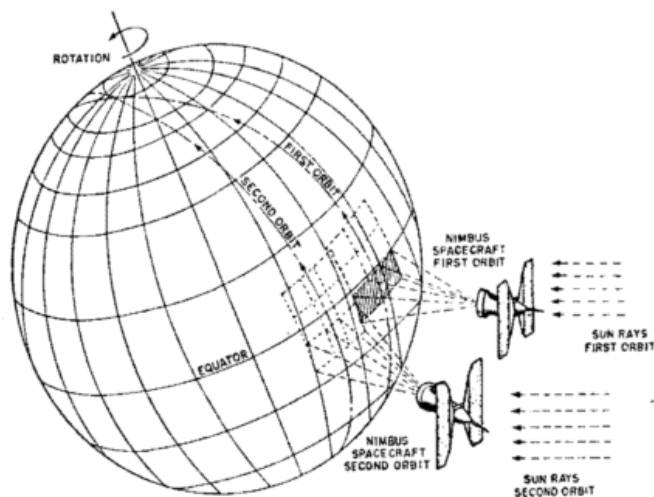


Abb. 2.4
Subsattellitenbahnen von polarumlaufenden sonnensynchronen Satelliten — hier demonstriert am Beispiel eines Satelliten der NIMBUS-Serie

Tabelle 2.1: Bahnhöhen und -neigungen sowie Umlaufzeiten für sonnensynchrone Satelliten in täglich ganzzahligen Umläufen ($e = 0$; Kreisbahnen)

Anzahl der Umläufe pro Tag	Umlaufzeit (min)	$\frac{a}{R_e}$	Höhe (km)	Bahnneigung
11	130.91	1.338	2153	106° 1' 50"
12	120.0	1.263	1673	103° 2' 30"
13	110.77	1.198	1261	100° 48' 40"
14	102.86	1.139	882	99° 2' 30"

Alle Vernachlässigungen in diesen sehr einfachen Betrachtungen — wie Luftreibung, Strahlungsdruck, höhere Momente im Schwerepotential der Erde und auch das erdmagnetische Feld — beeinträchtigen zum Teil erheblich die Satellitenumläufe, deshalb müssen von Zeit zu Zeit Bahnkorrekturen vorgenommen werden. Diese Techniken werden derzeit aber schon so perfekt beherrscht, daß von dieser Seite kaum Schwierigkeiten für Satellitensysteme zu erwarten sind.

3

E. RASCHKE, Bochum

Strahlungstransport in der Erdatmosphäre

Satellitenbeobachtungen des für den Meteorologen interessanten Geschehens in der unteren Atmosphäre und am Erdboden sind Messungen der die gesamte Erdatmosphäre über dem Beobachtungsort (das kann eine Wolke oder eine beliebige Schicht in der Tropo- oder Stratosphäre sein) durchdringenden elektromagnetischen Strahlung. Denn die Meßplattform, der Satellit oder eine andere beliebige Raumstation, muß sich in genügend weitem Abstand (mindestens 200—300 km) von der Erdoberfläche entfernt befinden, um nicht nach sehr kurzer Zeit zu verglühen. Jeder wissenschaftlichen Interpretation solcher Messungen, auch jeder Projektierung von Satellitenexperimenten, muß deshalb eine gewisse Grundkenntnis über die Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit verschiedenen Bestandteilen der Erdatmosphäre zugrundeliegen. Es ist die Aufgabe dieses Abschnittes, eine einfache Beschreibung der Phänomenologie und Theorie dieser Vorgänge zu bringen, ohne Anspruch auf Vollkommenheit zu erheben, die der Leser in jedem Lehrbuch findet (CHANDRASEKHAR (6), GOODY (7), UNSOLD (11)).

Das Spektrum der für Beobachtungen in der Erdatmosphäre geeigneten elektromagnetischen Strahlung reicht von Wellenlängen λ um $0.2 \mu\text{m}$ im Ultraviolett über die sichtbare Strahlung ($0.4 - 0.7 \mu\text{m}$), das Infrarot bis zum Mikrowellenbereich ($\lambda \sim 1 \text{ cm}$). Solare Strahlung ist der Energieträger im kurzwelligen Ende dieses Spektrums zwischen etwa $0.2 \mu\text{m}$ und etwa $3.5 \mu\text{m}$. Bei größeren Wellenlängen überwiegt dominierend der Energietransport durch thermische Eigenstrahlung der Erdoberfläche selbst und verschiedener atmosphärischer Bestandteile;

dabei gilt, daß die Emission eines Luftvolumens über das Plancksche Strahlungsgesetz mit seiner Umgebungstemperatur verknüpft ist.

Diese Annahme (bezeichnet als „lokales thermodynamisches Gleichgewicht“) ist richtig für alle Schichten bis zu einer Höhe von 50 km.

Die Strahlung natürlicher Strahlungsquellen (Sonne bzw. Erdoberfläche und Atmosphäre) wird in der Atmosphäre gestreut, absorbiert und gebrochen; am Erdboden wird sie absorbiert und reflektiert.

Als Streuung bezeichnet man alle die Vorgänge, bei denen ein Lichtquant aus seiner Richtung abgelenkt wird, ohne Energie an die Umgebung zu verlieren. Es tritt also bei diesen gewöhnlichen Streuvorgängen, die durch Reflexionen oder Brechungen verursacht werden können, keine Änderung der Wellenlänge, λ , oder Wellenzahl, ν , ($\nu = 1/\lambda$ in cm^{-1}) auf, wie etwa bei der Raman-Streuung. Der Streukoeffizient, K_s , eines Luftvolumens wird in komplexer Weise (siehe z. B. MÜLLER (9)) vom Verhältnis der Wellenlänge zum Teilchenradius, r , und von Anzahl, Größenverteilung und Brechungsindex der im Luftvolumen enthaltenen Teilchen bestimmt. Ist $\lambda \gg r$, das ist Streuung an den Luftmolekülen oder vergleichbaren kleinen Dichte- (oder Brechungsindex-) Inhomogenitäten, dann spricht man von Rayleigh-Streuung, wobei $K_{s,R} \sim \lambda^{-4}$. Bei $\lambda \sim r$ (Aerosole) wird die Streuung nach der von MIE entwickelten Theorie beschrieben. Der Streukoeffizient nimmt dann wesentlich weniger stark ($K_{s,A} \sim \lambda^{-1.5}$) mit der Wellenlänge ab. In einer wolkenfreien und sauberen Atmosphäre ist die

Streuung an Luftmolekülen und Aerosolen bei einer Wellenlänge von $\lambda = 0.6 \mu\text{m}$ etwa gleichgroß. Bei kürzeren Wellenlängen, vor allem im Ultraviolett, überwiegt die Streuung an Luftmolekülen, während bei größeren Wellenlängen Streuung an Aerosolen erfolgt. Selbst im fernen Infrarot ($\lambda \sim 10 \mu\text{m}$) kann die Streuung an Aerosolen in einer stark getrübbten Atmosphäre — etwa über einer Wüste — nachgewiesen werden. Wolkenpartikelchen sind meist wesentlich größer als die Wellenlänge, weswegen deren Streuwirkung so effektiv ist, daß Wolken sowohl im Sichtbaren als auch im Infrarot Messungen stören können, aber andererseits auch vom Weltraum aus gut beobachtbar sind.

Bei jedem Streuvorgang erfolgen eine teilweise Polarisation und Richtungsgebung des gestreuten Lichtquants. In der exakten Berechnung (z. B. mit Monte Carlo-Verfahren) des Strahlungsüberganges muß die Polarisation berücksichtigt werden. Für die meisten praktischen Zwecke genügt in der Rechnung die Annahme von nicht-polarisierter Strahlung, deren Richtungsverteilung nach dem Streuvorgang anhand einfacher Phasenfunktionen beschrieben werden kann. In Abb. 3.1 sind solche Phasenfunktionen für Streuung an Luftmolekülen (= Rayleigh-Streuung) und Aerosolen (bei verschiedenem Gehalt in einem Luftvolumen) wiedergegeben und zum Vergleich beim Streuwinkel $\theta_s = 90^\circ$ zum Schnitt gebracht. Die Streuung an Aerosolen bevorzugt deutlich

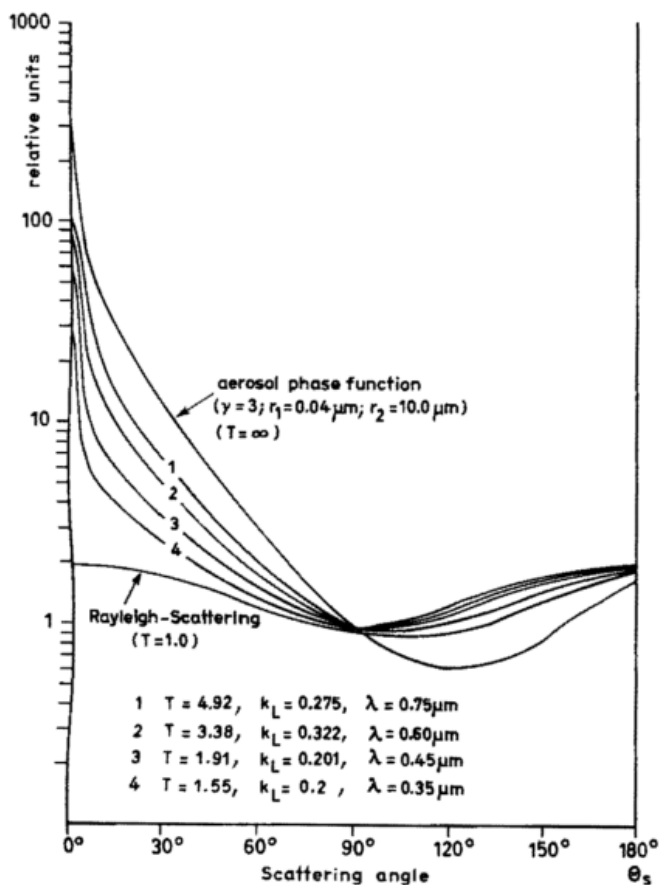


Abb. 3.1
Phasenfunktionen für Einfachstreuung von elektromagnetischer Strahlung des Wellenlängenbereiches $0.2 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 2.0 \mu\text{m}$ an Luftmolekülen (Rayleigh-Streuung, $T = 1$) und Aerosol-Molekülmischungen ($T = 1$) in einem Luftvolumen

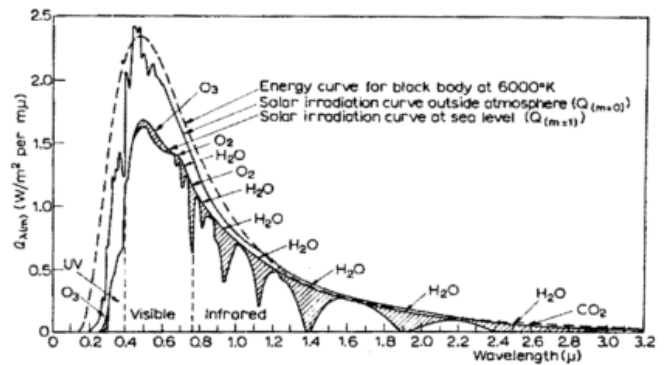


Abb. 3.2
Schematische Darstellung der Extinktion solarer Strahlung in der Atmosphäre durch Streuung und Absorption nach ROBINSON (10)

die Vorwärtsrichtung ($\theta_s = 0^\circ$), so daß schon bei einem sehr geringen Aerosolgehalt in einem Luftvolumen — ausgedrückt hier durch den Parameter $T = (K_{S,A} + K_{S,R}) / K_{S,R}$ — eine deutliche Vorwärtsstreuung erfolgt.

Durch Absorption wird dem Strahlungsfeld Energie entzogen. Die Moleküle verschiedener atmosphärischer Gase (O_2 , O_3 , H_2O , CO_2 , CO , CH_4 und verschiedene andere Gase geringer Konzentration) erfahren dabei eine Erhöhung des Energieniveaus ihres Schwingungs- oder Rotationszustandes, bzw. es werden Elektronen in höhere Niveaus gehoben. Diese Vorgänge sind nur für genau definierte Energiewerte möglich, wodurch Absorptionslinien verschiedener Stärke bei bestimmten Wellenlängen entstehen. Deren Häufung und gegenseitige Überlagerung führt zur Bildung der bekannten Banden, zwischen denen noch absorptionsfreie „Fensterbereiche“ frei bleiben, innerhalb welcher eine Strahlung die gesamte Atmosphäre nahezu ungeschwächt durchdringen kann. Solche Fenster befinden sich bei $0.4\text{--}0.7 \mu\text{m}$, bei $3.5\text{--}4.0 \mu\text{m}$ und $10\text{--}12 \mu\text{m}$. Den Abb. 3.2 und 3.3 kann die Lage der wichtigsten Absorptionsbanden entnommen werden.

Absorption erfolgt auch in Aerosolen und in Wolkenpartikeln, wobei deren Absorptionsvermögen nur geringfügig — und leider noch ziemlich unbekannt — von der Wellenlänge abhängig ist. Dagegen variiert dasjenige der festen Erdoberfläche oft sehr stark mit der Wellenlänge im Spektralbereich $\lambda < 3 \mu\text{m}$. Im Bereich thermischer Strahlung ($\lambda > 4 \mu\text{m}$) wird vom Erdboden und auch vom Wasser nahezu die gesamte einfallende Strahlung absorbiert. Im Mikrowellenbereich findet man dagegen eine deutliche Differenz zwischen dem Absorptionsvermögen von Wasser (etwa nur 30—40 %) und von festen Oberflächen ($\sim 80\text{--}95\%$).

Nach dem Kirchhoffschen Gesetz ist das Absorptionsvermögen gleich dem Emissionsvermögen, d. h. alle Bestandteile der Atmosphäre und des Erdbodens emittieren Strahlung bei gleicher Frequenz mit gleichem Vermögen, wie sie Strahlung auch absorbieren. Die Emission (d. i. Übergang von einem energiereicheren in einen energieärmeren Zustand) wird dabei in der Atmosphäre unterhalb 50—70 km wesentlich schneller durch Stöße anderer Moleküle angeregt als sie durch die natürliche Übergangswahrscheinlichkeit erfolgen kann. Dadurch ist

die Emission (über das Plancksche Strahlungsgesetz) der Umgebungstemperatur proportional. Bei den meteorologisch möglichen Temperaturen zwischen etwa 200 und 350° K sind deshalb Emissionsspektren besonders gut im Infraroten bei Wellenlängen zwischen etwa 5 und 20 μm zu beobachten. Genaue Messungen sind jedoch auch im Mikrowellenbereich möglich und sogar empfehlenswert, denn dort ist die Streuung durch Aerosole und kleinere Wolkenpartikel verschwindend gering.

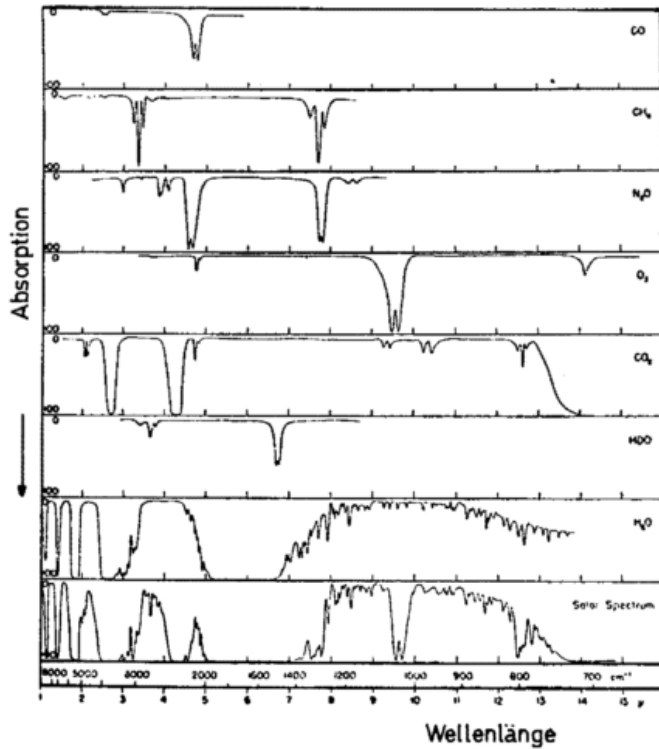


Abb. 3.3
Absorptionsspektren verschiedener atmosphärischer Gase nach HOWARD et al. (8)

In Abb. 3.4 sind drei Spektren wiedergegeben, die mittels des im Satelliten NIMBUS 3 installierten Interferometers (IRIS) erhalten worden sind. Die Kurven der Planck-Funktion bei verschiedenen Temperaturen wurden zum Vergleich eingezeichnet. In diesen Spektren ist die 15 μm -Bande des CO_2 (bei Wellenzahlen um 670 cm^{-1}) besonders gut im oberen Spektrum abgebildet, das über der Sahara aufgenommen wurde, wo der Temperaturunterschied zwischen dem Erdboden und der Tropopause besonders groß ist. Im Bereich höchsten Absorptionsvermögens dieser Bande, d.h. der sog. Q-Zweig, kann nur Strahlung aus der wieder wärmeren Stratosphäre in den Weltraum dringen, weswegen deren Strahldichte höher ist als die bei geringerem Absorptionsvermögen des CO_2 in benachbarten Wellenlängen. Über der Antarktis dagegen ist die Bodenoberfläche kälter und damit deren Emission geringer als die der Atmosphäre.

Die den Strahlungstransport in der Atmosphäre beschreibende Theorie geht meist von Modellen planparalleler homogener Schichtung aus. Die Strahlungsbilanz eines Luftvolumens wird danach durch die folgende Differentialgleichung beschrieben:

$$\mu \cdot \frac{dL(\tau, \mu, \Phi)}{d\tau} = L(\tau, \mu, \Phi) - J(\tau, \mu, \Phi) \quad [3.1]$$

Hierin bedeuten:

$$\tau = \int_{z_0}^z K_e(z') dz'$$

die optische Dicke der Atmosphäre von deren oberem „Rand“, z_0 , mit abnehmender Höhe, z , vertikal nach unten zunehmend. $K_e(z')$ ist der Extinktions- oder Abschwächungskoeffizient eines Volumenelements. Da man annehmen kann, daß Absorption und Streuung von Strahlung innerhalb des Elements voneinander unabhängig erfolgen, ist K_e gleich der Summe beider Koeffizienten ($K_e = K_a + K_s$), K_a = Absorptionskoeffizient.

μ und Φ sind Richtungskordinaten. Φ ist der Azimutwinkel ($0 \leq \Phi \leq 360^\circ$) und $\mu = \cos \theta$, wobei θ der Zenitwinkel gegenüber der lokalen Vertikalen ist ($-1 \leq \mu \leq +1$). $L(\tau, \mu, \Phi)$ ist die das Volumenelement durch-

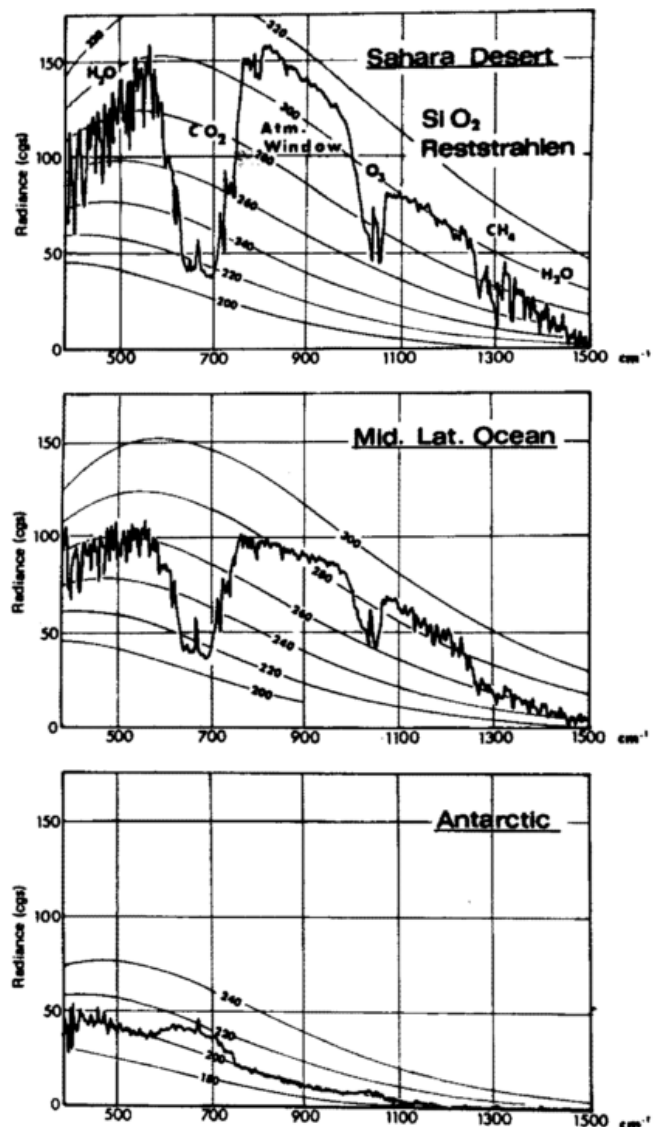


Abb. 3.4
Emissionsspektren der Erde, gemessen vom Satelliten NIMBUS 3 aus mit einem Interferometer-Spektrometer (IRIS), nach HANEL et al. (private Mitteilung)

dringende Strahldichte, der ein Teil (dL) durch Extinktion im Volumenelement verloren geht.

$J(\tau, \mu, \Phi)$ beinhaltet alle Strahlungsquellen innerhalb des Volumenelements, die zu der Strahlung, die es in Richtung μ, Φ verläßt, durch Emission oder durch Streuung noch weitere Strahlung hinzufügen.

Die betrachtete Strahlung ist streng monochromatisch. Der „Quellterm“, $J(\tau, \mu, \Phi)$ hat z. B. zur Beschreibung der Streuung der aus allen Richtungen μ', Φ' einfallenden atmosphärischen Strahlung die folgende Form:

$$J_s(\tau, \mu, \Phi) = (1-k) \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} L(\tau, \mu', \Phi') \cdot \frac{1}{4\pi} \cdot p(\mu, \Phi; \mu', \Phi') d\mu' d\Phi' \quad [3.2]$$

Der Faktor $(1-k)$ beschreibt die „Albedo“ eines Volumens für Einfachstreuung (single scattering albedo) und wird berechnet aus dem Verhältnis $K_s/K_e \cdot k = K_a/K_e$. Die Funktion $p(\mu, \Phi; \mu', \Phi')$ ist die Phasenfunktion für nicht polarisierte Strahlung.

Finden in dem betrachteten Luftvolumen schließlich nur Emission und Absorption statt (beide Vorgänge zeigen keine Richtungsbevorzugung), dann ist J proportional zur Planck-Funktion für die Temperatur T .

$$J_e(\tau, \mu, \Phi) = k \cdot B(T) \quad [3.3]$$

Dieser Quellterm allein genügt vielen Aufgabenstellungen in der Meteorologie. Die Lösungen der so formulierten Strahlungstransportgleichung bilden auch den Ausgang zur Theorie für die Vertikalsondierungen (siehe Beitrag 5).

Bei der formalen Lösung von [3.1] unterscheidet man gern zwischen der aufwärts- (Index 1, $+\mu$) und der abwärtsgerichteten (Index 2, $-\mu$) Strahlung:

$$L_1(\tau, +\mu, \Phi) = L_1(\tau_1, +\mu, \Phi) e^{-(\tau_1-\tau)/\mu} + \int_{\tau}^{\tau_1} J(t, \mu, \Phi) e^{-(t-\tau)/\mu} \frac{dt}{\mu} \quad [3.4]$$

und

$$L_2(\tau, -\mu, \Phi) = L_2(\tau=0, -\mu, \Phi) e^{-\tau/\mu} + \int_0^{\tau} J(t, \mu, \Phi) e^{-t/\mu} \frac{dt}{\mu} \quad [3.5]$$

Die beiden ersten Glieder in diesen Lösungen beinhalten die Randbedingungen an den Begrenzungen $\tau = 0$ (obere Begrenzung der Atmosphäre) und $\tau = \tau_1$ (das kann z. B. der Erdboden sein).

Moderne Rechenanlagen ermöglichen jetzt rasche Berechnung des monochromatischen Strahlungsfeldes in ziemlich realistischen Atmosphärenmodellen, selbst wenn die mehrfache Streuung in Wolken berücksichtigt werden muß. Lösungen von [3.1] für breitere Spektralintervalle von mehreren μm sind dagegen noch sehr zeitaufwendig. Es wurden vielfach Approximationsmethoden entwickelt, die das mittlere Absorptions- und Streuvermögen eines Luftvolumens genügend genau beschreiben, um eine quasi-monochromatische Lösung zu gestatten.

4

H.-J. BOLLE, H. FISCHER und F. KÖPP, München

Instrumentierung meteorologischer Satelliten

Die Instrumente an Bord meteorologischer Satelliten dienen im wesentlichen drei Zwecken, nämlich

- a) einer bild- oder flächenmäßigen Aufnahme der Erdoberfläche und des Wolkenfeldes,
- b) einer punktförmigen Messung der aus der Atmosphäre austretenden Strahldichte simultan in verschiedenen Spektralbereichen zur Bestimmung des vertikalen Temperaturprofils, der Wasserdampf- und Ozonverteilung, und
- c) der Abfrage von automatischen meteorologischen Meßstationen, die an der Erdoberfläche oder in Ballons untergebracht sind.

Bei den unter a) und b) genannten Meßaufgaben handelt es sich zunächst um zwei ganz verschiedene Meßprobleme. Unter a) soll eine möglichst lückenlose globale Überdeckung in zunächst einem breiten spektralen Band erzielt werden, während unter b) an eine gleichzeitige Messung in mehreren sehr engen spektralen Kanälen an diskreten Punkten gedacht ist. Wir werden jedoch sehen, daß diese beiden Meßaufgaben sich einander nähern. Denn, einerseits besteht der Wunsch, die Bilder

der Erde mehrfarbig aufzunehmen, was die Anwendung mehrerer spektraler Kanäle erforderlich macht, während man andererseits daran interessiert ist, die vertikale Sondierung an möglichst vielen Punkten durchzuführen, um mit höherer Wahrscheinlichkeit wolkenfreie Gebiete erfassen zu können. Es werden daher in der Zukunft instrumentelle Mischformen oder Mehrzweck-Geräte entstehen.

Die Geräte zur Abfrage von automatischen Meßstationen sind von den oben beschriebenen völlig verschieden, da sie nur der Nachrichtenübermittlung dienen. Diese Instrumente fragen automatische Wetterstationen, ozeanographische Bojen und meteorologische Ballons ab und überspielen die gesammelten Daten an Bodenstationen. Außerdem können die Ortskoordinaten des abzufragenden Systems aus den Bahnkoordinaten des Satelliten und zwei Laufzeitmessungen eines Signals bestimmt werden.

Eine Zusammenstellung bisher benutzter typischer Geräte zeigt die Tabelle 4.1. Das dort aufgeführte VTPR soll allerdings erst 1972 in einem ITOS-Satelliten erprobt werden.

Tabelle 4.1: Instrumente an Bord meteorologischer Satelliten

Name	Satellit	Meßaufgabe	Typ	Spektrale Kanäle (μm)	Auflösung am Boden (km)	Gesichtsfeld (FOV) (km)	Sehfeld ($^\circ$)
IDCS	NIMBUS III	Wolkenbedeckung am Tag	TV	0,45 — 0,65	4	1300	108
HRIR	NIMBUS III	Wolkenbedeckung am Tag Wolkenbedeckung bei Nacht Oberflächentemperatur	Scannendes (zeilen-abtastendes) Radiometer	0,7 — 1,3 3,4 — 4,2	10	10	0,5
MRIR	NIMBUS III	Atmosphärischer Wasserdampf u. Cirrus-Wolken Oberflächentemperatur Temperatur untere Stratosphäre Albedo, Sonnenstrahlung	Scannendes Radiometer	6,5 — 7 20 — 23 10 — 11 14,5 — 15,5 0,2 — 4	60	60	3
SR	ITOS	Wolkenbedeckung am Tag Wolkenbedeckung bei Nacht Oberflächentemperatur	Scannendes Radiometer	0,5 — 0,7 10,5 — 12,5	4,5 9	4,5 9	0,15 0,3
IRIS	NIMBUS III	Temperaturprofil Wasserdampfprofil Ozongehalt	Interferometer	beliebig aus 5 — 25	150	150	8
SIRS	NIMBUS III	Temperaturprofil	Spektrometer	11,05 — 11,15 7 Kanäle von 13,2 — 15 (0,1 breit)	220	220	11,5
VTPR	ITOS (ab 1972)	Temperaturprofil Wasserdampfprofil	Radiometer	6 Kanäle 15 μm -Bande, 3 Kanäle 6,3 μm -Bande, ... 1 Kanal 11 μm	45	45	1,5
SCR	NIMBUS IV	Temperaturprofil	Radiometer	3 Differenz-Kan. 3 normale Kanäle in der 15 μm -Bande	100 70	100 70	5 3,5
FWS	NIMBUS IV	Atmosphärischer Wasserdampf	Spektrometer	1,2 — 1,4 3,2 — 6,4	80	80	4
IRLS	NIMBUS III	Datensammlung der Meßstationen					

Fernsehkameras

Bei den Fernsehkameras wird — wie bei einem Photoapparat — das gesamte Bild momentan aufgenommen und auf einem Bildschirm abgebildet. Typische Belichtungszeiten bewegen sich im Bereich von 1 bis 40 m/sec. Das zunächst auf dem Bildschirm gespeicherte Bild wird dann zwischen den Aufnahmen punktweise von einem Elektronenstrahl abgetastet, der entsprechend der auf die Bildschirmselemente gefallenen Strahlungsleistung elektrische Impulse unterschiedlicher Höhe erzeugt. Die elektrischen Signale werden entweder direkt über APT (Automatic Picture Transmission) an die Verbraucher abgegeben oder zunächst an Bord gespeichert und dann umlaufweise an die Satelliten-Bodenstationen übertragen. Der Vorteil des Verfahrens liegt darin, daß die Aufnahme eines großen Gebietes momentan durchgeführt wird, die kurzen Belichtungszeiten keine wesentliche Bildunschärfe verursachen — auch von rotierenden Satelliten aus — und für das Abtasten des Bildschirms eine relativ lange Zeit zur Verfügung steht. Die Verwendung dieser Vidicon- oder Orthicon-Bildröhren hat aber auch Nachteile. So entspricht die radiometrische Genauigkeit (Verhältnis elektrische Signalgröße zu Strahlungsleistung) wegen Ungleichmäßigkeiten in der Beschichtung, Alterungserscheinungen und Nichtlinearität nicht den gestellten Anforderungen. Auch der Be-

lichtungsspielraum ist klein und damit der Detailreichtum der Aufnahme gering.

Aus diesem Grunde wird die herkömmliche Fernsehkamera durch die IDC (Image Dissector Camera) abgelöst werden. Diese hat zwar immer noch einen Bildschirm, aus dem aber durch die Belichtung Elektronen freigesetzt werden, die ein der einfallenden Strahldichte proportionales Meßsignal in einem Photomultiplier erzeugen. Dabei werden die von verschiedenen Punkten des Bildes herrührenden Elektronen durch elektromagnetische Felder so durch eine kleine Lochblende gesteuert, daß ein Bildelement nach dem anderen zur Wirkung kommt. Das Bild wird also in Bildelemente zerlegt, die einzeln photometrisch genau ausgemessen werden (Abb. 4.1). Der Einsatz dieses Gerätes erfordert

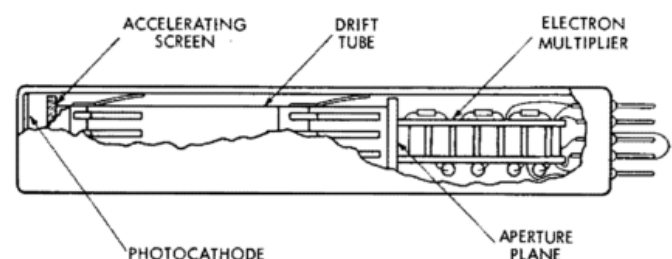


Abb. 4.1 Komponenten der IDC-Röhre

einen dreiachsen-stabilisierten Satelliten, da das Bild nicht momentan aufgenommen und gespeichert, sondern Punkt für Punkt vermessen wird. Die typische Aufnahmezeit für ein aus 800 Zeilen bestehendes Bild beträgt 200 sec.

Eine prinzipielle Schwierigkeit entsteht bei beiden Kameratypen, wenn man mehrfarbige Bilder herstellen will. Hier bleibt einmal die Möglichkeit, mehrere mit entsprechenden Filtern versehene Kameras parallel einzusetzen oder die Strahlungsleistung jedes einzelnen Bildpunktes über ein optisches System spektral aufzuspalten und auf verschiedene Felder eines Bildschirms zu steuern. Im ersten Falle erfordert die gegenseitige Zuordnung der verschiedenfarbigen Bildpunkte höchst diffizile Justierungsmaßnahmen. Im zweiten Falle wird die Bildschirmfläche für jede Farbe nur schlecht ausgenutzt, und die Aufnahmefrequenz muß erhöht werden.

Den beiden hier geschilderten Meßprinzipien haftet weiterhin der Nachteil an, daß sie nur im Sichtbaren und kurzwelligen Infrarot angewendet werden können. Sie lassen sich auch praktisch nicht mit Infrarotaufnahmen anderer Geräte kombinieren. Da bei Nacht die Infrarotaufnahmen aber am besten zur Beobachtung geeignet sind, werden immer häufiger zeilenweis abtastende (scannende) Radiometer für die Bildaufnahme verwendet, bei denen die Bildabtastung vor das elektrooptische System verlegt wird.

Scannende Bildaufnahmegeräte

In den kommenden Satellitengenerationen werden verbesserte Versionen der zuerst als HRIR (High Resolution Infrared Radiometer) und MRIR (Medium Resolution Infrared Radiometer) eingeführten scannenden Radiometer verwendet. Einen Einblick in deren Funktionsweise vermittelt Abbildung 4.2, aus der sehr gut die wichtigsten Komponenten des Systems, wie Drehspiegel, Cassegrain-Optik, Detektoren usw., zu ersehen sind.

Das Meßprinzip besteht darin, die Bildzeilen quer zur Bahnebene mit Hilfe des rotierenden Spiegels abzutasten, während der Zeilenvorschub durch die Bewegung des Satelliten auf seiner Bahn zustande kommt. Dieser Scan-Vorgang muß daher sehr genau auf die Satellitenbewegung (Satellitengeschwindigkeit v) abgestimmt sein.

Es werden nun die wichtigsten Beziehungen, die beim Entwurf eines scannenden Radiometers zu beachten sind, in knapper Form abgeleitet (12).

Wenn s die Breite des abgetasteten Streifens ist, so muß gewährleistet sein, daß der nächste Streifen an den vorhergehenden anschließt, wenn der Satellit auf seiner Bahn um den Betrag $e = s \cdot (R + h_s)/R$ vorgerückt ist (R = Erdradius, h_s = Bahnhöhe des Satelliten).

Die Zeit T , die zum Abtasten eines Streifens zur Verfügung steht, ist demnach

$$T = e/v = s \cdot (R + h_s)/(v \cdot R). \quad [4.1]$$

Andererseits ist

$$s = h_s \cdot 2 \hat{w}, \quad [4.2]$$

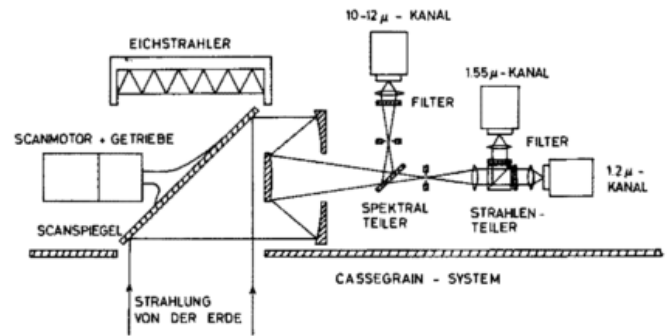


Abb. 4.2

Scannendes Radiometer nach einem Vorschlag des Meteorologischen Instituts der Universität München für einen deutschen geophysikalischen Satelliten

wenn $2 \hat{w}$ das Sehfeld im Bogenmaß bezeichnet.

Während einer Umdrehung des abtastenden, als gleichmäßig rotierend angenommenen Spiegels erhält man $z = \pi/\hat{w}$ Bildelemente der Länge s , die allerdings durch die Spiegelrotation verschmiert sind. Davon entfallen $\alpha_{\max}/2 \hat{w}$ Bildelemente auf die Erde, wenn $\alpha_{\max}$ der maximale Blickwinkel ist, mit dem die Erde von Satelliten aus zu sehen ist.

Die Meßzeit t_{EL} für ein Bildelement darf nicht kürzer sein als die für den Detektor zum Aufbau des Meßsignals notwendige Meßzeit t , die wiederum größer sein muß als die Zeitkonstante $\tau = t_{63\%}$ des Meßsystems.

Die Güte des Detektors wird durch seine „detectivity“ D^* beschrieben, die in folgender Weise mit der dem Eigenrauschen des Detektors äquivalenten Strahlungsleistung NEP (Noise Equivalent Power) zusammenhängt:

$$D^* = a \cdot \sqrt{\Delta f} / NEP \quad [4.3]$$

wobei a die Kantenlänge eines als rechteckig angenommenen Detektors (somit ist a die Quadratwurzel aus der Detektorfläche) und Δf die Bandbreite ist. Zwischen a und s besteht der Zusammenhang

$$s/h_s = a/f \quad [4.4]$$

wobei f die Brennweite des benutzten optischen Systems ist. Ein weiterer Zusammenhang besteht zwischen Δf , T und z . Sollen in der Zeit T z Signale aufgenommen werden, so muß die Bandbreite

$$\Delta f \geq z/T = 1/t_{EL} = \pi \cdot v \cdot R/(\hat{w} \cdot s \cdot (R + h_s)) \quad [4.5]$$

sein.

Kombiniert man die Gleichungen [4.2], [4.3], [4.4] und [4.5], so ergibt sich mit $h_s \ll R$:

$$NEP \geq \frac{f}{D^*} \sqrt{\frac{2\pi v}{h_s}} \quad [4.6]$$

Die zur Verfügung stehende Strahlungsleistung ist bestimmt durch die spektrale Strahldichte N_λ , die zum Gerät gelangt, den Raumwinkel $\Omega = s^2/h_s^2$, unter dem die Strahlung erfaßt wird, die auffangende Fläche A (Fläche des Primärspiegels), und die Breite des verwendeten Spektralbereiches, definiert durch eine Filterfunktion $\Phi(\lambda)$:

$$P = N_\lambda \cdot A \cdot (s^2/h_s^2) \cdot \Phi \cdot \Delta\lambda \quad [4.7]$$

Soll die Strahldichte noch auf den Bruchteil q genau bestimmt werden, so gilt

$$NEP = q \cdot P$$

oder mit [4.6]

$$\frac{s^2 \cdot A}{f} \geq \frac{\text{const.}}{q \cdot N_\lambda} \quad [4.8]$$

Für eine bestimmte Flächenauflösung (s^2) läßt sich eine kleinere rauschäquivalente Strahldichte qN_λ noch nachweisen, wenn entweder f verkleinert oder A vergrößert wird.

In der Praxis muß das Öffnungsverhältnis einer Optik $\frac{f}{D} \geq 1$ sein (D : Durchmesser der Optik).

Mit $A = (D/2)^2$ wird

$$\frac{f}{A} = \frac{4f}{D^2 \pi} \approx \frac{4}{\pi \cdot D} \quad [4.9]$$

$$s^2 D \geq \frac{\text{const.}}{q \cdot N_\lambda} \quad [4.10]$$

d. h. zum Nachweis sehr kleiner Strahlungsleistungen sind sehr große Optikdurchmesser erforderlich.

Bei der Vergrößerung der Optikdurchmesser werden aber schnell die Grenzen der technischen Möglichkeiten erreicht. Für ein Satellitengerät steht nur ein begrenzter Betrag an Volumen und Gewicht zur Verfügung. Der Primärspiegel eines Cassegrain-Systems von 50 cm Durchmesser aus Flintglas hat eine Masse von ca. 15 kg. Vor diesem Spiegel muß der noch größere Scanspiegel (vgl. Abb. 4.2) drehbar gelagert sein. Allein diese beiden Spiegel haben einen so großen Gewichts- und Raumbedarf, daß ihr Einsatz nicht mehr sinnvoll erscheint. Hinzu kommen die Schwierigkeiten der Lagerung und des Antriebs des Scanspiegels und die Probleme der thermischen Spannungen im Primärspiegel, die in die Bildgüte miteingehen. Alles in allem gesehen liegen die nach dem heutigen Stand der Technik vertretbaren Optikdurchmesser für scannende Geräte bei ca. 20 cm.

Eine Verbesserung der Meßgenauigkeit unter Beibehaltung der horizontalen Auflösung und unter Berücksichtigung der möglichen Optikdurchmesser ist deshalb nur über eine Verbesserung der Detektoren (größeres D^*) zu erzielen. Eine Übersicht über die Eigenschaften derzeit gebräuchlicher IR-Detektoren vermittelt die Tabelle 4.2.

Die oben abgeleiteten Beziehungen erlauben es nun, unter Berücksichtigung der technischen Möglichkeiten das System zu entwerfen. Als Beispiel wird hier ein System durchgerechnet, das folgenden Ansprüchen genügen soll:

Satellitenhöhe	$h_s = 1700 \text{ km}$
horizontale Auflösung	$s^2 = 10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$
Temperaturauflösung	1° bei 250° K
gemessen wird im atmosphärischen Fenster bei	
$10 \mu\text{m} \triangleq 1000 \text{ cm}^{-1}$	

$$\text{Sehfeld: } 2 \hat{w} = \frac{s}{h_s} = \frac{10}{1,7} \cdot 10^{-3} = 5,9 \cdot 10^{-3} (\triangleq 20')$$

Satellitengeschwindigkeit: v

Umlaufzeit für $h_s = 1700 \text{ km}$: $T_s = 120 \text{ min}$

$$v = \frac{2(R+h_s)\pi}{T_s} = \frac{2 \cdot 8070 \cdot \pi}{2} = 25000 \text{ km/h} \\ = 7 \cdot 10^5 \text{ cm/sec}$$

aufzulösende Strahlungsleistung:

$$B_\nu(250^\circ \text{ K}) = 0,1188 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{1}{\pi}$$

$$B_\nu(249^\circ \text{ K}) = 0,1163 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{1}{\pi}$$

$$\Delta B \triangleq q \cdot N_\lambda = 0,0025 \cdot 10^{-4}/\pi \triangleq 0,8 \cdot 10^{-7} \text{ W/cm}^2 \text{ cm}^{-1}$$

Filterfunktion:

Transmission des optischen Systems: ca. 0,2

Modulationsgrad (Chopperscheibe): 0,5

das ergibt: $\Phi = 0,1$

Breite des Spektralbereiches: $\Delta\nu = 100 \text{ cm}^{-1}$

eingesetzt in [4.8]:

$$\frac{A}{f} \geq \frac{6 \cdot 10^9}{D^*} \left[\frac{\text{cm}^2}{\text{cm}} \right]$$

Für einen pyroelektrischen Detektor kann bei einer Modulationsfrequenz von 600 Hz eine detectivity

$$D^* = 10^9 \frac{\text{cm} \sqrt{\text{Hz}}}{\text{W}} \text{ eingesetzt werden:}$$

$$\text{Es ist dann} \quad \frac{A}{f} \geq 6$$

Ein technisch realisierbarer Optikdurchmesser ist $d = 15 \text{ cm}$, d. h. $A = 176 \text{ cm}^2$.

Für eine Brennweite von $f = 25 \text{ cm}$ ist die Ungleichung $\frac{A}{f} \geq 6$ noch erfüllt. Außerdem ist das Öffnungsverhältnis $f/d = 1,67$, also wie gefordert größer 1.

Die Messung läßt sich demnach mit einem optischen System von 15 cm Durchmesser mit der gewünschten Meßgenauigkeit durchführen.

Die Anforderungen an das System werden noch sehr viel höher, wenn die Bildaufnahme mit einem scannenden Radiometer von geostationären Satelliten aus einer Höhe von etwa 35800 km durchgeführt wird. Für ein derartiges Instrument, wie es für den französischen geostationären Satelliten METEOSAT geplant ist, ergeben folgende Werte:

Anforderung an das Instrument:

horizontale Auflösung	ca. $6 \text{ km} \times 6 \text{ km}$
Temperaturauflösung	1° bei 290° K
Spektralbereich	$10,5 - 12,5 \mu\text{m}$

Allgemeine Größen:

Satellitenhöhe	35800 km
Aufnahmegebiet	$18^\circ \times 18^\circ$
Sehfeld	$1,25 \cdot 10^{-4} \text{ Radian}$
Anzahl der Scanzeilen	2500

Tabelle 4.2: Strahlungsdetektoren

Bezeichnung	Bauart	Wellenlängenbereich (μm)	D^* ($\text{cm W}^{-1}\text{Hz}^{1/2}$)	$NEP/\Delta f$ ($\text{W Hz}^{-1/2}$)	Betriebstemp. ($^{\circ}\text{K}$)	Bemerkung
Thermistor-Bolometer	temperatur-empfindlicher Widerstand	Sichtb. bis fernes IR		$7 \cdot 10^{-10} \cdot \sqrt{\frac{A [\text{mm}^2]}{\tau [\text{msec}]}}$	Raumtemp.	
Pneumatische Zelle, Golay	Gasausdehnung $\rightarrow$ Kapazitätsänderung	Sichtb. bis fernes IR		10^{-10}	Raumtemp.	noch nicht für Sat.-Einsatz
Triglyzinsulfat (TGS)	pyroelektrisch	Sichtb. bis fernes IR		$4 \cdot 10^{-10}$	Raumtemp.	Betriebs-temperatur unter 40°C
Cd-Hg-Te (CMT)	Halbleiter	$\lambda_{\text{peak}} = 10 \dots 15$	$5 \cdot 10^{10}$		100	
Ge : Cu	Halbleiter	$\lambda_{\text{peak}} = 23$	$2 \cdot 10^{10}$		4,2	
In Sb	Halbleiter	$\lambda_{\text{peak}} = 5,5$	$5 \cdot 10^{10}$		77	
Pb Se	Halbleiter	$\lambda_{\text{peak}} = 4,5$	$2 \cdot 10^{10}$		195	
In As	Halbleiter	$\lambda_{\text{peak}} = 3$	$6 \cdot 10^{11}$		77	
Pb S	Halbleiter	$\lambda_{\text{peak}} = 3,5$	$2 \cdot 10^{11}$		77	
Pb S	Halbleiter	$\lambda_{\text{peak}} = 2,5$	10^{11}		Raumtemp.	

Aufnahmezeit für 1 Bild	25 Minuten
Bildfolgefrequenz	2 pro Stunde
Charakteristische Daten für das Instrument:	
optisches System	Cassegrain System Typ Ritchey-Chrétien
Optikdurchmesser	40 cm
Brennweite	250 cm
Detektor	CMT
Detektorfläche	ca. $0,1 \text{ mm} \times 0,1 \text{ mm}$
detectivity	$\geq 5 \cdot 10^9 \text{ cm } \sqrt{\text{Hz}} \cdot \text{W}^{-1}$
Betriebstemperatur	$T < 110^{\circ}\text{K}$

Vertikalsondierungsgeräte

Im Prinzip wird durch ein solches Gerät die Emissionsstrahlung der Atmosphäre in verschiedenen Spektralbereichen unterschiedlicher Absorptionseigenschaften gemessen.

Für die Temperatursondierung ist die $15 \mu\text{m}$ -Bande des CO_2 geeignet, weil dieses Gas ein konstantes Mischungsverhältnis besitzt und diese Bande dem Intensitätsmaximum des Emissionsspektrums der Erde benachbart ist. Aus der Inversionstheorie wird abgeleitet, daß eine Begrenzung der Anzahl der verwendeten Spektralbereiche für die Temperatursondierung auf 7–10 sinnvoll ist.

Um auch Aussagen über die Temperatur der unteren Stratosphäre (bis ca. 25 km) machen zu können, fordern die theoretischen Untersuchungen Spektralbereiche mit starker Absorption der Strahlung in der Atmosphäre. Diese Bedingung erfüllen schmale Spektralbereiche ($\leq 5 \text{ cm}^{-1}$) im Zentrum der Bande. Daraus folgt aber, daß die empfangene Strahlungsleistung pro Raumwinkel im Vergleich zu den Bildaufnahmegeräten stark herabgesetzt wird und deshalb der Raumwinkel bei denselben technischen Voraussetzungen vergrößert werden muß.

Für die Bestimmung des Wasserdampf-Profiles bzw. des Ozongehalts werden Messungen in der Wasserdampf-Rotationsbande oberhalb $18 \mu\text{m}$ (oder in der $6,3 \mu\text{m}$ -

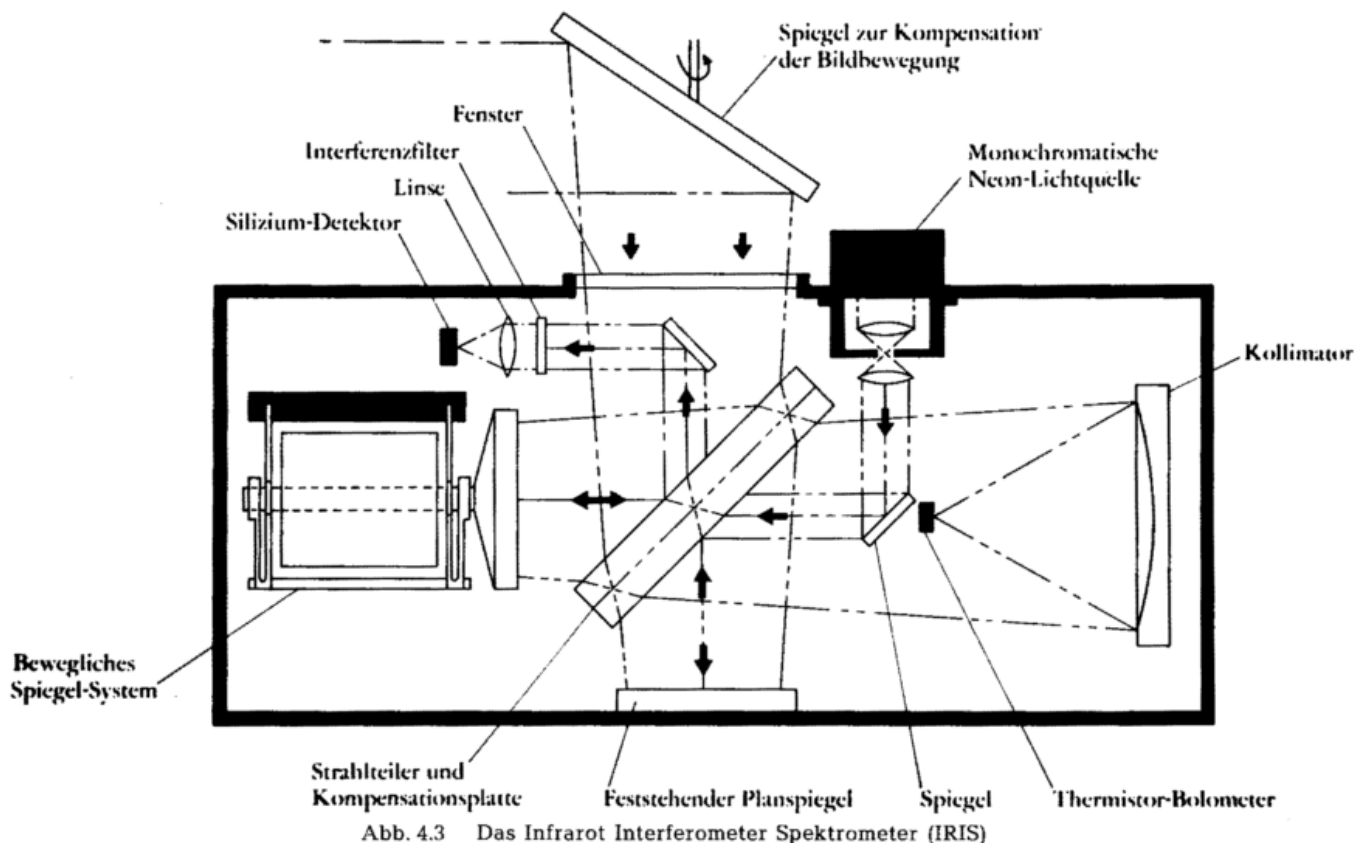
Bande) bzw. in der $9,6 \mu\text{m}$ -Bande des Ozons durchgeführt. Das Wasserdampf-Profil wird durch 3 Parameter festgelegt, weil vorläufig durch Messungen in mehr als 3 Spektralbereichen die Genauigkeit nicht verbessert werden kann.

Ein wesentlicher Störfaktor bei der Messung der Strahl-dichten im IR sind Wolken innerhalb des Sehfeldes des Radiometers. Damit der Einfluß des Bedeckungsgrades auf die Messungen korrigiert werden kann, müssen gleichzeitig Wolkenaufnahmen gemacht werden. Die Auflösung dieser Wolkenaufnahmen sollte mindestens einen Faktor 5 besser sein, damit auch eine örtlich stark wechselhafte Bewölkung genau genug analysiert werden kann.

Vertikalsondierungsgeräte wurden bis jetzt nur in Satelliten auf polarer Bahn eingesetzt. Im amerikanischen NIMBUS-Satelliten wurden Geräte verschiedener Bauprinzipien mit Erfolg erprobt.

Das SIRS (Satellite Infrared Spectrometer) (13) ist ein Fest-Gitter-Infrarot-Spektrometer nach FASTIE-EBERT mit 8 Bolometer-Detektoren an fest vorgewählten Positionen des Spektrums. Gemessen wird die Infrarotstrahlung, die entweder von der Erde oder aus dem Welt-raum in das optische System gelangt. Ein schwarzer Strahler dient der Eichung. Bei einem Sehfeld von $11,5^{\circ}$ bekommt man eine Auflösung am Subsatellitenpunkt von ca. 220 km. Aus Messungen in 7 Kanälen ($0,1 \mu\text{m}$ breit) in der $15 \mu\text{m}$ -Bande und einem Kanal im $11 \mu\text{m}$ -Fenster kann das Temperaturprofil berechnet werden.

Nach dem Prinzip des MICHELSON-Interferometers ist das IRIS (Infrared Interferometer Spectrometer (14)) aufgebaut (Abb. 4.3). Mit einem Thermistor-Bolometer wird durch Verschieben des beweglichen Spiegels ein Interferogramm aufgenommen, aus dem sich das Spektrum im Bereich 5–25 μm durch Fourier-Transformation ermitteln läßt. Vor der Öffnung befindet sich ein drehbarer Spiegel, der nacheinander die Erde, den Weltraum und einen schwarzen Strahler zwecks Absoluteichung



in den Strahlengang bringt. Die spektrale Auflösung wurde von anfänglich 5 cm^{-1} auf $2,8 \text{ cm}^{-1}$ bei 1 % Meßgenauigkeit verbessert.

Das Interferometer besitzt den Vorteil, daß mit einer Messung der ganze interessierende Spektralbereich gewonnen wird. Aber die bislang noch ungenauere Wellenlängenzuordnung und damit die mit größeren Fehlern behaftete Strahldichtebestimmung im Vergleich zum SIRS lassen eine direkte Bevorzugung eines Gerätetyps nicht zu.

Einen wesentlichen Fortschritt für die indirekte Sondierung brachte das SCR (Selective Chopper Radiometer) nach HOUGHTON (15). In diesem wird die Differenz von spektralen Strahldichten gemessen, die beim getrennten Durchgang von Strahlung durch eine leere und zum anderen durch eine CO_2 -gefüllte Absorptionszelle entsteht. Diese Differenzstrahldichten bestehen aus Strahlung, welche nur in der Umgebung der Linienzentren des betrachteten Spektralbereiches, d. h. in Gebieten mit großem Absorptionskoeffizienten emittiert wird. Nach obigen Bemerkungen können daraus Temperaturen in höheren Atmosphärenschichten (bis in ca. 60 km Höhe) bestimmt werden.

In der bisherigen Erprobungsphase wurden nur Strahldichten in der Bahnebene des Satelliten gemessen. Bei Neuentwicklungen wird die Forderung der Meteorologen nach einer Bedeckung der Erde mit Meßpunkten im Abstand von ca. 300 km berücksichtigt. Das für den ITOS in der Entwicklung befindliche VTPR (Vertical Temperature Profile Radiometer) soll aus diesem Grunde einen Scan von $\pm 40^\circ$ in Schrittweiten von je $1,5^\circ$ senkrecht zur Bahnebene vornehmen. Weiterhin sind 10 Kanäle für die Bestimmung des Temperatur-Profils und eines

ungefähren Wasserdampfprofils vorgesehen. Das Gesichtsfeld ist auf $1,5^\circ$ verkleinert worden ($\approx 45 \text{ km}$).

Für die Zukunft wird eine Vereinigung des VTPR mit dem SCR angestrebt. Als Zusatz kommen noch ein Ozon- und zwei Temperaturkanäle in der $4,3 \mu\text{m}$ -Bande des CO_2 in Frage, weil die Temperatur-Abhängigkeit der Strahldichten dort stärker ist.

Die Bedingungen werden wesentlich kritischer, wenn die Vertikalsondierung vom geostationären Satelliten aus durchgeführt werden soll. Die den Detektor erreichende Strahlungsleistung wird durch den verkleinerten Öffnungswinkel so niedrig, daß sie durch eine vernünftige Gesichtsfeldvergrößerung nicht mehr kompensiert werden kann. Dieses noch ungelöste Problem kann nur durch eine Meßzeitverlängerung und verbesserte Detektoren bewältigt werden, wozu hoher technischer Aufwand nötig ist. Die Verlängerung der Meßzeit ist deshalb so schwierig, weil beim jetzt üblichen spinstabilisierten geostationären Satelliten die Signale von mehreren Satellitenrotationen unter Verwendung mehrerer Detektorelemente aufsummiert werden müssen. Eine zweite Möglichkeit für das Erreichen weitgehend beliebiger Meßzeiten liegt im Bau eines dreiaachsenstabilisierten geostationären Satelliten.

Ausblick

Nach anfänglichen tastenden Versuchen mit Kameras und scannenden Radiometern konvergiert die Ausrüstung operationeller meteorologischer Satelliten gegenwärtig in Richtung auf ein Grundsystem, in dem die Cassegrain-Optik als abbildendes System verwandt wird, vor der sich wiederum der die Erde abtastende

Spiegel dreht oder schrittweise verrückt. An dieses System werden über Strahlteiler verschiedene Meßkanäle angeschlossen, deren Spektralbereiche spezifisch für bestimmte Meßaufgaben ausgerüstet sind. Eine Verbesserung der Empfindlichkeit oder der Selektivität läßt sich gegenwärtig nur von der Detektorseite her erwarten. So können in manchen Spektralbereichen noch Fortschritte durch die Verwendung gekühlter Detektoren erzielt werden. Ob die in den nächsten Jahren auf diesem Gebiet zu erwartenden Fortschritte jedoch ausreichen werden, um Vertikalsondierungen aus geostationärer Höhe durchzuführen, bleibt abzuwarten.

Gewisse Vorteile kann man sich von der Ableitung des vertikalen Temperaturprofils der Stratosphäre aus Emissionsmessungen am Horizont versprechen, von wo wegen des großen optischen Weges auch in größeren Höhen noch gut meßbare Signale zu erwarten sind. Mes-

sungen dieser Art erfordern den Horizont abtastende Geräte, denen im Prinzip die gleiche Konstruktion zugrunde liegt wie den Vertikalsondierungsgeräten.

Es wäre zu weit gegangen, in diesem Rahmen auch auf die Vielzahl von speziellen Instrumenten einzugehen, mit denen jetzt und in der Zukunft spezielle Fragen der atmosphärischen Physik und der Erdbodenbeschaffenheit untersucht werden, wie Mikrowellenradiometer, Strahlungsbilanzmesser, UV-Geräte zur Überwachung solarerterrestrischer Beziehungen und Abfrageeinrichtungen für Bodenstationen und Ballons.

Während die Instrumentierung operationeller Satellitensysteme mehr und mehr in die Hände der Techniker übergeht, wird die Ausrüstung einer neuen Generation von Satelliten zu Zwecken der Erforschung unserer Umwelt auch in Zukunft noch manche interessante Aufgabe an die Erfindungsgabe der Wissenschaftler stellen.

5

R. LATKA, München

Indirekte Sondierung der Atmosphäre – Theoretische Grundlagen

Die Emissionsspektren von Planetenatmosphären enthalten Information über Zustand und Aufbau dieser Atmosphären. Die ersten Vorschläge, Höhenprofile der Temperatur und der Konzentration verschiedener atmosphärischer Gase aus Emissionsmessungen zu gewinnen, kamen von KING (16) und KAPLAN (17). Inzwischen konnten beträchtliche Erfolge erzielt werden, insbesondere bei der Bestimmung von Temperaturprofilen. Auch andere optische Effekte, wie Absorption, Refraktion, Streuung und Polarisation können als Informationsquellen benutzt werden. Allen diesen Methoden ist gemeinsam, daß die Meßgeräte sich nicht an dem Ort befinden, an dem die Information der Strahlung aufgeprägt wird. Man spricht daher häufig von Methoden der indirekten Sondierung. Der vorliegende Beitrag faßt die wichtigsten Methoden zusammen, aus Messungen der Infrarot-Emission Temperaturprofile zu berechnen. Die Berechnung von Dichteprofilen atmosphärischer Gase aus solchen Messungen wird kurz skizziert.

Die Strahlungsübertragungsgleichung

Sie lautet für den Fall einer wolkenfreien, nicht streuenden Atmosphäre im lokalen thermodynamischen Gleichgewicht

$$L(\nu) = B\left(\nu, T(x_0)\right) \tau\left(\nu, x_0\right) - \int_0^{x_0} B\left(\nu, T(x)\right) \frac{\partial \tau(\nu, x)}{\partial x} dx \quad [5.1]$$

wobei $L(\nu)$ die spektrale Strahldichte bei der Frequenz ν ist, $B(\nu, T)$ die Emission des schwarzen Körpers bei der Temperatur T , $\tau(\nu, x)$ die Transmission zwischen einem Punkt x und dem Ort des Meßgerätes (der zugleich Koordinatenursprung ist); x_0 bezeichnet den Boden. Die Variable x kann irgendeine eindeutige Funktion der Höhe sein; häufig wird der Logarithmus des Druckes

benutzt. Die Strahldichte $L(\nu)$ besteht aus zwei Anteilen: der erste ist der Beitrag des Bodens, abgeschwächt durch die Transmission der Atmosphäre. Der Boden wird als schwarzer Körper angenommen. Der zweite Anteil beschreibt die Emission der Atmosphäre. Er ist ein über die Höhe gewichtetes Mittel; $\frac{\partial \tau}{\partial x}$ ist die Gewichtsfunktion.

KAPLANs Vorschlag war, zur Temperatursondierung die Emission des CO_2 als Informationsquelle zu benutzen. Die Konzentrationsverteilung des CO_2 in der Atmosphäre ist bekannt und nur geringen Schwankungen unterworfen. Damit ist die Emission in den CO_2 -Banden praktisch nur temperaturabhängig und Gleichung [5.1] kann dazu verwendet werden, aus Messungen der Strahldichte bei verschiedenen Frequenzen ein Temperaturprofil zu berechnen.

In Spektralbereichen mit sehr hoher Absorption kommt die Strahlung aus hohen Schichten, da die tiefer liegenden abgeschirmt werden. In Bereichen mit geringerer Absorption werden tiefer liegende Schichten wirksam. In den atmosphärischen Fensterbereichen (z. B. bei $11 \mu\text{m}$) liefert schließlich der Boden den Hauptanteil. Abb. 5.1 zeigt Gewichtsfunktionen für verschiedene Spektralbereiche innerhalb der $15 \mu\text{m}$ -Bande des CO_2 .

Bei der Auswertung von Messungen treten allerdings erhebliche Schwierigkeiten auf:

- Die Transmissionsfunktionen sind nicht genau genug bekannt. Theoretisch berechnete Funktionen haben immer noch Fehler von mindestens 5%, weswegen man sich mit empirischen Korrekturen der berechneten Funktionen hilft. Solche Korrekturen sind auch zur Berücksichtigung des spektralen Auflösungsvermögens der Meßinstrumente und der Absorption durch Aerosole nötig.

- b) Die Gewichtsfunktionen haben, selbst im monochromatischen Fall, bedingt durch die Verteilung des CO₂, eine Halbwertsbreite von etwa 10 km. Die Vertikalaufösung des durch Umkehrung von Gleichung [5.1] berechneten Temperaturprofils ist dementsprechend schlecht.
- c) Gleichung [5.1] geht von einigen idealisierenden Voraussetzungen aus. Besonders die Wolkenfreiheit ist häufig nicht gewährleistet. Sind Wolken vorhanden, so muß ihr Einfluß vor Umkehrung der Gleichung [5.1] aus den Meßwerten rechnerisch eliminiert werden. Hierfür existieren nur relativ grobe Näherungsverfahren, die notgedrungen zusätzliche Fehler verursachen (SMITH, e. a. (18)).
- d) Gleichung [5.1] hat im allgemeinen keine eindeutige Lösung, unabhängig davon, wie groß die Anzahl der Meßwerte ist. Die Lösung kann ferner instabil sein, so daß Meßfehler zu katastrophalen Schwankungen in der Lösung vergrößert werden.
- e) Die Gleichung [5.1] ist nicht-linear, da auch die Gestalt und Lage der Gewichtsfunktionen von der vertikalen Temperaturverteilung abhängen (wenn auch nur schwach).

Linearisierung der Strahlungsübertragungsgleichung

Aus der Vielzahl der inzwischen bekannten Lösungsmethoden werden im folgenden die wichtigsten herausgegriffen. In den meisten Fällen wird die Lösung der (nicht-linearen) Strahlungsübertragungsgleichung [5.1] durch eine Folge von Lösungen linearer Gleichungssysteme dargestellt. Das lineare Gleichungssystem wird aus Gleichung [5.1] jeweils unter Benutzung aller vorhandenen Information über das Temperaturprofil (a-priori oder aus vorangegangenen Iterationsschritten) gewonnen.

Die Linearisierung wird nun nach dem Vorgang von FLEMING und SMITH (19) beschrieben. Drei Punkte sind zunächst zu beachten:

- a) Da die Gewichtsfunktionen $\partial\tau/\partial x$ von der Temperatur abhängen, ist es zweckmäßig, nicht das Temperaturprofil selbst, sondern die Abweichung von einem mittleren Profil $\bar{T}$ (etwa dem klimatologischen Mittel) zu bestimmen. $\bar{T}$ wird zunächst auch zur Berechnung der Transmissionen benutzt.
- b) Im Spektralbereich des atmosphärischen Fensters bei 11 μm stammen etwa 85 % der Strahlung vom Boden. Deshalb kann die Bodentemperatur $T(x_0)$ aus Gleichung [5.1] unter Benutzung des mittleren Temperaturprofils $\bar{T}$ in guter Näherung bestimmt werden.

$$B_F(T(x_0)) = \frac{1}{\tau_F(x_0)} \left\{ L_F + \int_0^{x_0} B_F(\bar{T}(x)) \frac{\partial\tau_F(x)}{\partial x} dx \right\} \quad [5.2]$$

Der Index F bezeichnet dabei das atmosphärische Fenster. Aus B_F kann $T(x_0)$ unmittelbar berechnet werden.

- c) Die Differenz $B(\nu, T(x)) - B(\nu, \bar{T}(x))$ wird dargestellt als Produkt zweier Funktionen, wobei die Frequenzabhängigkeit nur in eine der beiden eingeht.

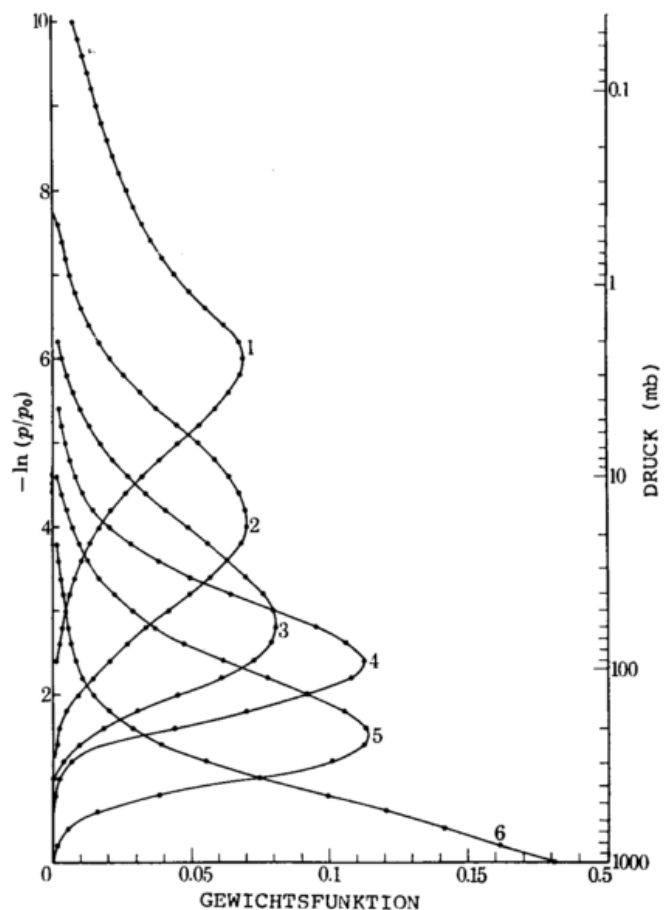


Abb. 5.1

Gewichtsfunktionen für verschiedene Spektralbereiche innerhalb der 15 μm -CO₂ Bande. Die Funktionen 1 und 2 wurden durch Anwendung der Differenzenmeßtechnik nach HOUGHTON realisiert nach ABEL u. a. (23)

$$B(\nu, T(x)) - B(\nu, \bar{T}(x)) = b(x) \cdot a(\nu, x) \quad [5.3]$$

wobei

$$b(x) = B(\nu_0, T(x)) - B(\nu_0, \bar{T}(x))$$

$$a(\nu, x) = \frac{\partial B(\nu, \bar{T}(x)) / \partial T}{\partial B(\nu_0, \bar{T}(x)) / \partial T}$$

Diese Entwicklung um die mittlere Frequenz ν_0 ist möglich, da in dem interessierenden Intervall bei 15 μm die Temperaturabhängigkeit von $B(\nu, T)$ viel stärker ist, als die Frequenzabhängigkeit.

Setzt man nun a), b) und c) in Gleichung [5.1] ein, so erhält man

$$r(\nu) = \int_0^{x_0} b(x) K(\nu, x) dx + \varepsilon(\nu) \quad [5.4]$$

Dabei ist $r(\nu) = L(\nu) - \bar{L}(\nu)$. $\bar{L}(\nu)$ ist nach Gleichung [5.1] für $T(x) \equiv \bar{T}(x)$ zu berechnen. Im Kern $K(\nu, x)$ sind $\partial\tau/\partial x$ und $a(\nu, x)$ zusammengefaßt. $\varepsilon(\nu)$ soll die (im einzelnen unbekannten) Meßfehler andeuten. Die Terme für die Emission des Bodens fehlen in Gleichung [5.4], da sie sich aufheben, wenn sie beide aus der nach Gleichung [5.2] berechneten Bodentemperatur bestimmt wer-

den. Gleichung [5.4] wird nun in ein lineares Gleichungssystem umgeformt

$$r(v_i) = \sum_j w_j K(v_i, x_j) b(x_j) + \varepsilon(v_i) \quad [5.5]$$

Die w_j sind die Gewichte der gewählten Integrationsformel. $w_j K(v_i, x_j)$ wird zusammengefaßt zu a_{ij} ; damit ist

$$r_i = \sum_j a_{ij} b_j + \varepsilon_i \quad [5.6]$$

beziehungsweise in Matrixform

$$r = A b + \varepsilon \quad [5.7]$$

Mit Gleichung [5.7] ist die nicht-lineare Gleichung [5.1] durch ein lineares Gleichungssystem angenähert. Eine Lösung von Gleichung [5.1] kann iterativ gewonnen werden. Dazu wird das System [5.7] wie beschrieben für ein mittleres Profil $\bar{T}$ aufgestellt und gelöst. Mit der Lösung T_1 wird ein neues System [5.7] erzeugt und gelöst. Der Prozeß wird wiederholt, bis sich das Temperaturprofil nicht mehr wesentlich ändert. Es sind nur wenige solche Iterationsschritte nötig.

Die Gleichung [5.7] kann nicht unmittelbar gelöst werden, da die Matrix A fast singulär ist, was zu starken Instabilitäten der Lösung führt. Der Grund dafür ist die starke Überlappung der Gewichtsfunktionen sowie die relativ große Halbwertsbreite derselben. Das Hauptproblem besteht daher in der Suche nach stabilen Lösungen.

Lösungen des linearisierten Gleichungssystems

Gleichung [5.7] enthält außer der Unbekannten b die ebenfalls unbekannten Meßfehler ε und hat daher keine eindeutige Lösung. Bei der Auflösung von Gleichung [5.7] nach der Unbekannten b kann durch eine geeignete Nebenbedingung aus der Schar der möglichen Lösungen eine Lösung ausgewählt werden (TWOMEY [20]), von der man annehmen kann, daß sie nahe bei der im physikalischen Sinn richtigen Lösung liegt. Geeignete Nebenbedingungen sind solche, die Information über die Eigenschaften einer möglichen Lösung enthalten. Es kann zum Beispiel verlangt werden, daß die Lösung in der Nähe einer Normallösung (etwa dem klimatologischen Mittel) liegt, oder auch, daß sie einen verhältnismäßig glatten Verlauf zeigen soll. Letztere Bedingung wird im folgenden näher ausgeführt.

Nach TWOMEY wird die Summe der Fehlerquadrate konstant gesetzt. $\sum_i \varepsilon_i^2 = \text{const.}$ Die Nebenbedingung lautet

$$\sum_i (b_{i-1} - 2b_i + b_{i+1})^2 + \gamma^{-1} \sum_i \varepsilon_i^2 = \min \quad [5.8]$$

Damit wird die zweite Ableitung $(b_{i-1} - 2b_i + b_{i+1})$ der Lösung b beschränkt, wodurch die Lösung geglättet wird. Differenzieren von Gleichung [5.8] nach b_i ergibt

$$b_{i-2} - 4b_{i-1} + 6b_i - 4b_{i+1} + b_{i+2} - \gamma^{-1} \sum_j \varepsilon_j a_{ji} = 0 \quad [5.9]$$

wobei $\frac{d\varepsilon_i}{db_i} = a_{ji}$ verwendet wurde. Gleichung [5.9] lautet in Matrixschreibweise

$$\gamma H b - A^T \varepsilon = 0 \quad [5.10]$$

Das T bezeichnet hier die transponierte Matrix. Die Matrix H erhält man aus Gleichung [5.9]. Nach Elimination von ε aus den Gleichungen [5.7] und [5.10] lautet die Lösung schließlich

$$b = (A^T A + \gamma H)^{-1} A^T r \quad [5.11]$$

Mit dem Parameter γ kann die Stärke der Glättung eingestellt werden. Allerdings läßt sich kein optimaler Wert von γ angeben; er muß von Fall zu Fall durch Probieren gefunden werden.

Es liegt nahe, die aus zahllosen Radiosondenaufstiegen gewonnene Information über die Atmosphäre bei der Lösung der Gleichung [5.7] mitzuverwenden. Diese Information kann in Form empirischer Orthogonalfunktionen dargestellt werden, nach denen dann die Lösung der Gleichung [5.7] entwickelt wurde.

Eine direkte Methode, a-priori Information in die Lösung mit einzubauen, wurde von SMITH, e. a. (18) entwickelt. Diese Autoren gehen davon aus, daß eine Serie von Messungen existiert, bei denen jeweils gleichzeitig und über dem gleichen Gebiet von einer Radiosonde das Temperaturprofil und von einem Satelliten aus die spektrale Strahldichte registriert wird. Nach der Regressionstechnik kann dann eine Koeffizientenmatrix bestimmt werden, die die Temperatur- mit den Strahlungswerten verknüpft. Mit Hilfe dieser Matrix können dann später Strahlungsmessungen in Temperaturprofile transformiert werden. Die Methode arbeitet demnach ohne Kenntnis der Gewichtsfunktionen. Sie wird hier kurz hergeleitet:

Es seien K Paare von simultanen Messungen $I_k(v_i)$ und $T_k(x_j)$ vorhanden

$$I_k(v_i), i=1, \dots, M; k=1, \dots, K; \text{ und } T_k(x_j), j=1, \dots, N; k=1, \dots, K;$$

Aus den Temperaturprofilen wird das mittlere Profil $\bar{T}(x_j)$ gebildet

$$\bar{T}(x_j) = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K T_k(x_j), j=1, \dots, N$$

und, indem $\bar{T}$ in Gleichung [5.1] eingesetzt und diese Gleichung integriert wird, zu diesem mittleren Profil $\bar{T}$ mittlere Strahlungswerte $\bar{I}(v_i)$ zugeordnet. Aus den Messungen und den mittleren Werten werden zwei Matrizen R und B berechnet:

$$R = (r_{ik}) = [I_k(v_i) - \bar{I}(v_i)]; i=1, \dots, M; k=1, \dots, K \quad [5.12]$$

$$B = (b_{jk}) = [B(v_0, T_k(x_j)) - B(v_0, \bar{T}(x_j))]; j=1, \dots, N; k=1, \dots, K \quad [5.13]$$

wobei v_0 eine mittlere Frequenz ist. Das Problem ist dann, die $N \times M$ Matrix C zu finden, die im Sinne der kleinsten quadratischen Abweichungen am besten die Gleichung

$$B = C \cdot R + Q$$

erfüllt, wobei Q die Matrix der Abweichungen ist. Die Bedingung lautet also

$$\varrho(\mathbf{C}) = \sum_{\substack{j=1 \dots N \\ k=1 \dots K}} q_{jk}^2 = \sum_{j,k} \left(b_{jk} - \sum_{i=1 \dots M} c_{ji} \cdot r_{ik} \right)^2 = \text{spur} \{ (\mathbf{B} - \mathbf{C} \mathbf{R}) (\mathbf{B} - \mathbf{C} \mathbf{R})^T \} = \min. \quad [5.14]$$

Differenziert man ϱ nach den Elementen von $\mathbf{C}$, so erhält man schließlich mit $\partial \varrho / \partial \mathbf{C} = 0$ eine Bestimmungsgleichung für $\mathbf{C}$:

$$\mathbf{C} = \mathbf{B} \mathbf{R}^T (\mathbf{R} \mathbf{R}^T)^{-1} \quad [5.15]$$

Aus der Gleichung

$$\mathbf{b} = \mathbf{C} \mathbf{r} \quad [5.16]$$

kann nun aus jeder weiteren Messung $\mathbf{r}$ ein Temperaturprofil $\mathbf{b}$ berechnet werden.

Bei einer weiteren Lösungsmethode, die große Bedeutung erlangt hat, wird davon ausgegangen, daß neben a-priori-Informationen über die Temperaturprofile (z. B. größere Serien von Radiosondenaufstiegen) auch die Gewichtsfunktionen bekannt sind. In diesem Fall kann auch ohne Messungen mit einer gewissen Unsicherheit ein Temperaturprofil angegeben werden, nämlich einfach das mittlere Profil. Die Messungen können dann dazu verwendet werden, die Unsicherheit zu verkleinern und das tatsächliche Profil genauer zu berechnen. Dieser und ähnliche Lösungswege wurden von verschiedenen Autoren eingeschlagen. Die Lösungen sind im statistischen Sinn optimal und liefern auch detaillierte Angaben über die Fehler.

Es seien K Temperaturprofile bekannt. Sie werden jeweils in Gleichung [5.7] eingesetzt; die so entstehenden K Gleichungen werden zu einer Matrixgleichung zusammengefaßt.

$$\mathbf{R} = \mathbf{A} \mathbf{B} + \mathbf{E} \quad [5.17]$$

Aus den Gleichungen [5.15] und [5.17] wird $\mathbf{R}$ eliminiert

$$\begin{aligned} \mathbf{C} &= \mathbf{B} (\mathbf{A} \mathbf{B} + \mathbf{E})^T ((\mathbf{A} \mathbf{B} + \mathbf{E}) (\mathbf{A} \mathbf{B} + \mathbf{E})^T)^{-1} = \\ &= (\mathbf{B} \mathbf{B}^T \mathbf{A}^T + \mathbf{B} \mathbf{E}^T) (\mathbf{A} \mathbf{B} \mathbf{B}^T \mathbf{A}^T + \mathbf{E} \mathbf{B}^T \mathbf{A}^T + \mathbf{A} \mathbf{B} \mathbf{E}^T + \mathbf{E} \mathbf{E}^T)^{-1} = \\ &= \mathbf{B} \mathbf{B}^T \mathbf{A}^T (\mathbf{A} \mathbf{B} \mathbf{B}^T \mathbf{A}^T + \mathbf{E} \mathbf{E}^T)^{-1} \end{aligned} \quad [5.18]$$

Dabei wurde in der letzten Zeile verwendet, daß $\mathbf{B} \mathbf{E}^T$ und $\mathbf{E} \mathbf{B}^T$ gegen die anderen Terme vernachlässigbar klein sind. Dies ist richtig, falls

- die Fehler ε unabhängig sind von den Emissionsprofilen $\mathbf{b}$, d. h. $\mathbf{B}$ und $\mathbf{E}$ nicht korreliert sind, und
- die Fehler ε_i normal verteilt sind und den Mittelwert null haben.

$\mathbf{S}_b = \frac{1}{K-1} \mathbf{B} \mathbf{B}^T$ und $\mathbf{S}_\varepsilon = \frac{1}{K-1} \mathbf{E} \mathbf{E}^T$ sind dann die Kovarianzmatrizen der $\mathbf{b}$ und der ε (der Skalar K ist die Anzahl der Temperaturprofile). Wird dies in Gleichung [5.18] verwendet, so ist schließlich

$$\mathbf{C} = \mathbf{S}_b \mathbf{A}^T (\mathbf{A} \mathbf{S}_b \mathbf{A}^T + \mathbf{S}_\varepsilon)^{-1} \quad [5.19]$$

und

$$\mathbf{b} = \mathbf{S}_b \mathbf{A}^T (\mathbf{A} \mathbf{S}_b \mathbf{A}^T + \mathbf{S}_\varepsilon)^{-1} \mathbf{r} \quad [5.20]$$

ist die gesuchte Lösung. Diese Lösung [5.20] enthält die Lösung [5.11] von TWOMEY als Spezialfall. Dies ergibt sich unter folgenden vereinfachenden Annahmen:

- die Elemente des Vektors $\mathbf{b}$ sind nicht korreliert; die Varianz ist dann eine Konstante σ_b^2 . Damit ist $\mathbf{S}_b = \sigma_b^2 \mathbf{I}$, wobei $\mathbf{I}$ die Einheitsmatrix ist.

- Für die ε gilt die gleiche Annahme, nämlich $\mathbf{S}_\varepsilon = \sigma_\varepsilon^2 \mathbf{I}$. Damit reduziert sich Gleichung [5.20] auf

$$\mathbf{b} = \mathbf{A}^T (\mathbf{A} \mathbf{A}^T + \gamma \mathbf{I})^{-1} \mathbf{r} \quad [5.21]$$

wobei $\gamma = \sigma_\varepsilon^2 / \sigma_b^2$. Nach einer einfachen Umformung ergibt sich, daß die Gleichungen [5.21] und [5.11] äquivalent sind. Bei der Lösung [5.21] ist der Wert von γ jedoch bekannt, während bei TWOMEYs Lösung [5.11] γ geschätzt werden muß und ein brauchbarer Wert nur durch Probieren gefunden werden kann.

Eine direkte Lösung des nicht-linearen Systems

Eine direkte Lösung der Gleichung [5.1], die nicht von einer Linearisierung ausgeht, wurde von CHAHINE (21) angegeben. Es handelt sich um eine iterative Lösung, die keine Stabilitätsprobleme kennt. CHAHINE behauptet sogar, daß die Instabilitäten erst durch den Übergang zum linearen Gleichungssystem entstehen.

Die Form der Gewichtsfunktionen (Abb. 5.1) zeigt, daß in Gleichung [5.1] der Beitrag der Atmosphäre im wesentlichen durch die Emission aus dem Höhenbereich bestimmt ist, in dem die Gewichtsfunktion ihr Maximum hat. Es gilt daher ungefähr die Proportionalität

$$L(\nu_i) - B \left(\nu_i, T(x_o) \right) \cdot \tau(\nu_i, x_o) \sim B \left(\nu_i, T(x_i) \right), \quad i = 1, \dots, M \quad [5.22]$$

wobei der Index i sich auf den i -ten der M Spektralbereiche bezieht. x_i ist die Höhenkoordinate des Maximums der Gewichtsfunktion für diesen Spektralbereich. Die $L(\nu_i)$ sind die Meßwerte. Die Beziehung [5.22] wird zur Grundgleichung eines Iterationsprozesses gemacht: Zu einem geschätzten Anfangsprofil $T^{(1)}(x_i)$, $i = 1, \dots, M$ (z. B. einem klimatologisch mittleren Profil) werden nach Gleichung [5.1] die Strahldichten $L^{(1)}(\nu_i)$ berechnet. Mit Hilfe der Iterationsgleichung

$$B \left(\nu_i, T^{(n+1)}(x_i) \right) = B \left(\nu_i, T^{(n)}(x_i) \right) \frac{L(\nu_i) - B(\nu_i, T^{(n)}(x_o)) \tau(\nu_i, x_o)}{L^{(n)}(\nu_i) - B(\nu_i, T^{(n)}(x_o)) \tau(\nu_i, x_o)} \quad i = 1, \dots, M \quad [5.23]$$

wird ein verbessertes Temperaturprofil $T^{(2)}$ berechnet und durch mehrfache abwechselnde Anwendung der Gleichung [5.1] und [5.23] schließlich ein endgültiges Temperaturprofil erhalten. Dazu wird so lange iteriert, bis die Abweichungen $L(\nu_i) - L^{(n)}(\nu_i)$ sämtlich in der Größenordnung der Meßfehler liegen.

Profile von Mischungsverhältnissen

Bisher wurden verschiedene Methoden diskutiert, aus Messungen der CO_2 -Emission Temperaturprofile zu rekonstruieren. Eine der wesentlichen Voraussetzungen dafür war die Tatsache, daß das CO_2 -Mischungsverhältnis in der Atmosphäre nur geringen Schwankungen unterliegt; in Gleichung [5.1] war daher die Temperatur die einzige unbekannte Größe. Das Profil des Mischungsverhältnisses eines anderen Gases läßt sich aus Gleichung [5.1] und entsprechenden Emissionsmessungen nur dann bestimmen, wenn das Temperaturprofil bekannt ist. In diesem Fall ist das Profil des Mischungsverhältnisses (von dem die Transmission τ abhängt) die

einzigste unbekannte Variable in Gleichung [5.1]. Die wichtigsten Gase, deren Profile man auf diese Weise bestimmen kann, sind H_2O und O_3 . Für die Berechnung von Profilen wird zunächst Gleichung [5.1] partiell integriert.

$$L(\nu) = B(\nu, T(x_1)) + \int_{x_1}^{x_0} \tau(\nu, x) \frac{\partial B(\nu, T(x))}{\partial x} dx \quad [5.24]$$

x_1 bezeichnet den Punkt, an dem die Transmission (vom Satelliten aus gesehen) praktisch noch 1 ist. Für die Bestimmung von $\tau(x)$ aus [5.24] (und daraus des Profils des optisch aktiven Gases) werden ähnliche Methoden benutzt, wie für die Bestimmung des Temperaturprofils aus Gleichung [5.1], (CONRATH (22)). Schwierigkeiten ergeben sich jedoch wegen der anderen Art von Gewichtsfunktionen. Die in Gleichung [5.1] auftretenden Gewichtsfunktionen $\partial\tau/\partial x$ besitzen ausgeprägte Maxima (siehe Abb. 5.1). In Gleichung [5.24] sind die Gewichtsfunktionen $\partial B/\partial x$ Ableitungen der Emission (und damit der Temperatur) nach einer Höhenkoordinate. In Höhenbereichen, in denen sich die Temperatur nicht, oder nur wenig mit der Höhe ändert, ist daher der Beitrag zu dem Integral null oder sehr klein. Erschwerend bei der Auswertung von Messungen wirkt außerdem, daß bereits bei der Bestimmung des Temperaturprofils Fehler auftreten, die sich in die Bestimmung von Konzentrationsprofilen nach Gleichung [5.24] fortpflanzen.

Ergebnisse

Mit den normalen spektroskopischen Methoden (Gitterspektrographen, Filtrerradiometer, Michelson-Interferometer) läßt sich bei Satellitengeräten in der $15\ \mu m$ -Bande

ein Auflösungsvermögen von etwa $5\ cm^{-1}$ erreichen. Die Maxima der Gewichtsfunktionen liegen für solche Bereiche in maximal etwa 25 km Höhe. Durch eine ausgeklügelte Differenzenmeßtechnik ist es HOUGHTON, ABEL u. a. (23) gelungen, die maximale Höhe bis auf etwa 45 km anzuheben (Abb. 5.1) und die Halbwertsbreite der Gewichtsfunktionen bis nahe an den im mono-

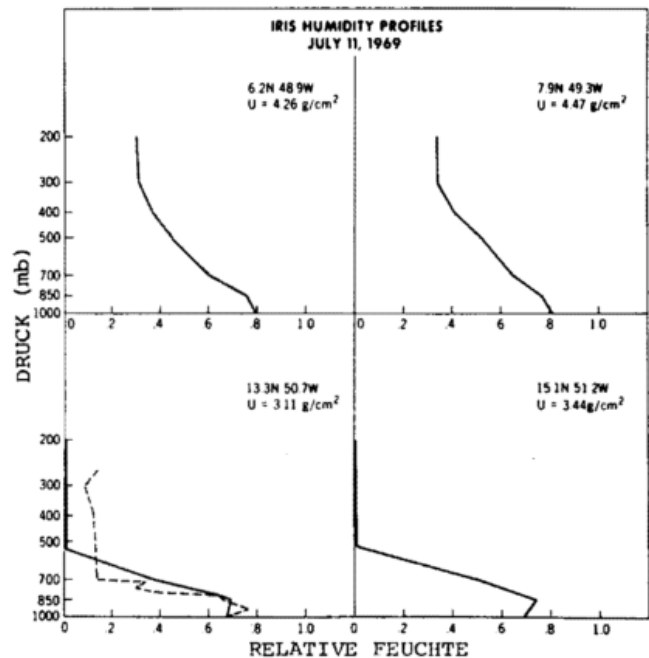


Abb. 5.3
Einige während des BOMEX bestimmte Feuchteprofile. Bei dem Profil 13.3 N 50.7 W zum Vergleich ein Radiosondenprofil. Nach CONRATH u. a. (22)

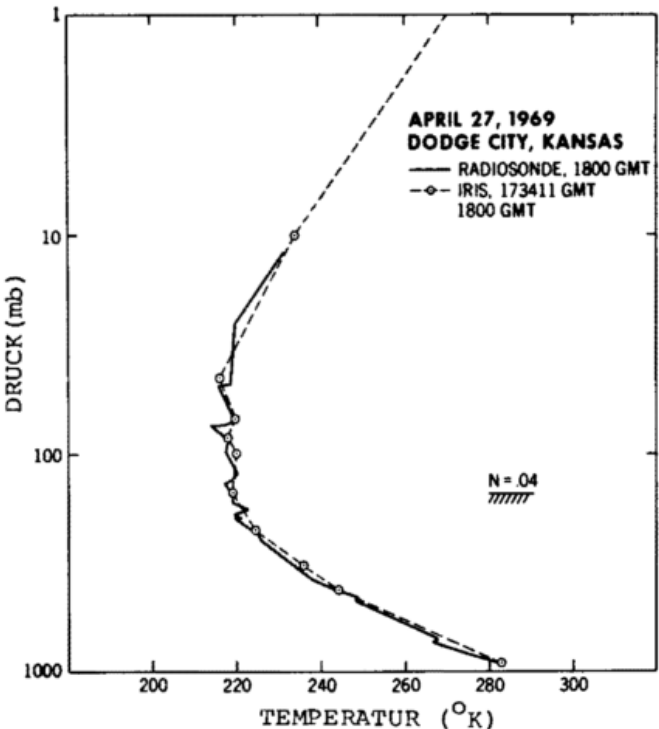


Abb. 5.2
Vergleich eines berechneten Temperaturprofils mit einer nahegelegenen Radiosonde nach CONRATH u. a. (22)

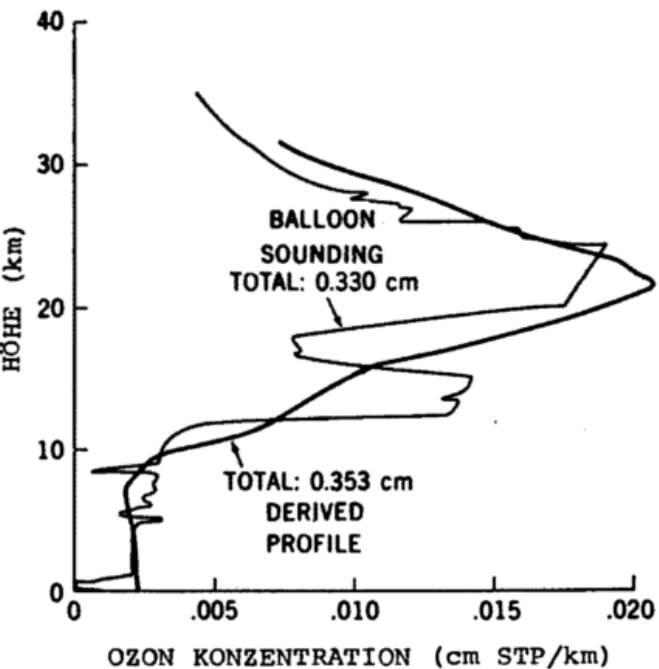


Abb. 5.4
Vergleich der Messungen einer Ozonsonde mit einem berechneten Ozonprofil nach PRABHAKARA u. a. 1970

chromatischen Fall theoretisch möglichen Wert zu senken. Damit ist ungefähr 50 km die maximale Höhe, bis zu der nach dem momentanen Stand der Technik Temperaturprofile erhalten werden können. Die Genauigkeiten liegen bei etwa 1° K mittlerem quadratischem Fehler bei klarem Wetter. Befinden sich Wolken im Gesichtsfeld des Instrumentes, so sind die m. q. Fehler größer als 2° K. Ein Beispiel eines berechneten Temperaturprofiles gibt Abb. 5.2.

Bei der Bestimmung von Wasserdampf- und Ozonprofilen liegen die Verhältnisse wesentlich ungünstiger. Wasserdampfprofile können zur Zeit kaum oberhalb der

Tropopause bestimmt werden. Darunter geben die Profile den tatsächlichen Verlauf verhältnismäßig gut wieder (siehe Abb. 5.3), außer in polaren Gebieten, in denen die Gewichtsfunktionen $\partial B/\partial x$ der Gleichung [5.24] zu ungünstig werden. In den Ozonprofilen können noch weniger Details aufgelöst werden. Man erhält den ungefähren Verlauf des Profiles durch Entwicklung nach empirischen Orthogonalfunktionen, die aus a-priori-Information gewonnen wurden (siehe Abb. 5.4). Immerhin kann man den Gesamtgehalt an Ozon noch recht gut bestimmen und erhält eine Übereinstimmung mit Dobsonmessungen $\pm 6\%$.

6

T. MOHR, Offenbach

Sondierung der Atmosphäre vom Satelliten aus – Ergänzung oder Alternative zum Radiosondenaufstieg?

Die Messung der Vertikalverteilung meteorologischer Parameter, wie Druck, Temperatur, Feuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit in allen Schichten der Troposphäre und der unteren Stratosphäre gehört seit etwa 30 Jahren zu den Routineaufgaben der Wetterdienste. Mit diesen Werten ist es möglich, einen Einblick in die dreidimensionale Struktur der Atmosphäre bis in Höhen um 20 km zu erhalten. Ausgehend von der Analyse des gegenwärtigen Zustandes wird unter Benutzung empirischer oder numerischer Modelle der zukünftige Zustand abgeschätzt oder berechnet.

Die Messungen der Parameter werden mit Radiosonden durchgeführt, deren Entwicklung Anfang der 30er Jahre begann, und die seit dieser Zeit immer weiter vervollkommen wurden. Abgesehen von Spezialuntersuchungen, bei denen man heute noch Pilotballone, Fesselballone und Flugzeuge einsetzt, dienen die weltweit zu den Zeiten 00 und 12 GMT durchgeführten Radiosondenaufstiege zur „Erfassung“ des physikalischen Zustandes der Atmosphäre.

Die Radiosondenstationen sind jedoch ungleichmäßig über der Erdoberfläche verteilt — mit einer ausreichenden Dichte über weiten Teilen der Kontinente, aber großen Lücken über den Weltmeeren, besonders über der Südhalbkugel. Das bedeutet, daß der Zustand der Atmosphäre lediglich bei einem Teil der Erde meßtechnisch hinreichend erfaßt wird. Dies genügt aber keineswegs, um den Anforderungen gerecht zu werden, die von den Meteorologen für die globalen Analysen- und Vorhersagemodelle aufgestellt wurden. Zum Beispiel wird für das globale Meßnetz eine horizontale Auflösung von 500 km gefordert. Ein weiterer Nachteil des gegenwärtigen globalen Radiosondennetzes besteht darin, daß etwa 12 verschiedene Radiosondentypen benutzt werden.

Es war klar, daß diese eben aufgeführten Nachteile eines lückenhaften und inhomogenen Radiosondennet-

zes beim Einsatz meteorologischer polarumlaufender Satelliten, die mit Instrumenten zur Sondierung der Atmosphäre ausgerüstet sind, wegfallen.

Schon vor dem Start des ersten rein meteorologischen Satelliten TIROS 1 am 1. 4. 1960 wurden bei der NASA und beim ehemaligen US Weather Bureau Arbeitsgruppen gebildet, deren Aufgabe es war, Instrumente und numerische Verfahren zu entwickeln, die eine Sondierung der Atmosphäre vom Satelliten aus gestatten. Nach acht Jahren Entwicklungsarbeit konnte der am 14. 4. 1969 gestartete Forschungssatellit NIMBUS 3 mit einem Infrarotspektrometer, dem sogenannten SIRS-(Satellite Infra-Red Spectrometer)Gerät ausgerüstet werden, dessen Strahlungsmessungen in acht schmalen Spektralbereichen (7 Kanäle bei 15 μm , 1 Kanal bei 11 μm) die Ableitung der Vertikalprofile der Temperatur und des Geopotentials gestatteten. Die Ergebnisse waren so zufriedenstellend, daß seit dem 20. Mai 1969 die errechneten Temperatur- und Geopotentialwerte täglich in die Analysen des US National Weather Service eingehen. Als historisches Dokument sei die erste nordhemisphärische 500 mb-Analyse abgebildet, die nur auf Satellitendaten beruht (Abb. 6.1). Sie stammt vom 28. 4. 1969. Sämtliche an diesem Tage von NIMBUS 3 empfangenen Vertikalsondierungen gingen in diese Analyse ein. Als Anfangsnäherung wurde eine 12stündige barokline 500 mb-Vorhersage benutzt. Zum Vergleich ist in der Abb. 6.2 die „konventionelle“ 500 mb-Analyse der Nordhemisphäre abgebildet, die am gleichen Tag, aber für den synoptischen Termin 00 GMT, im Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes angefertigt wurde. Die großräumige Zirkulation ist in beiden Analysen nahezu identisch, jedoch fehlen in der „SIRS“-Analyse viele Einzelheiten, die keineswegs vernachlässigbar sind. Es sei nur darauf hingewiesen, daß die Lage und Intensität der Tiefdruckkerne schlecht erfaßt wurden, z. B. über Sibirien.

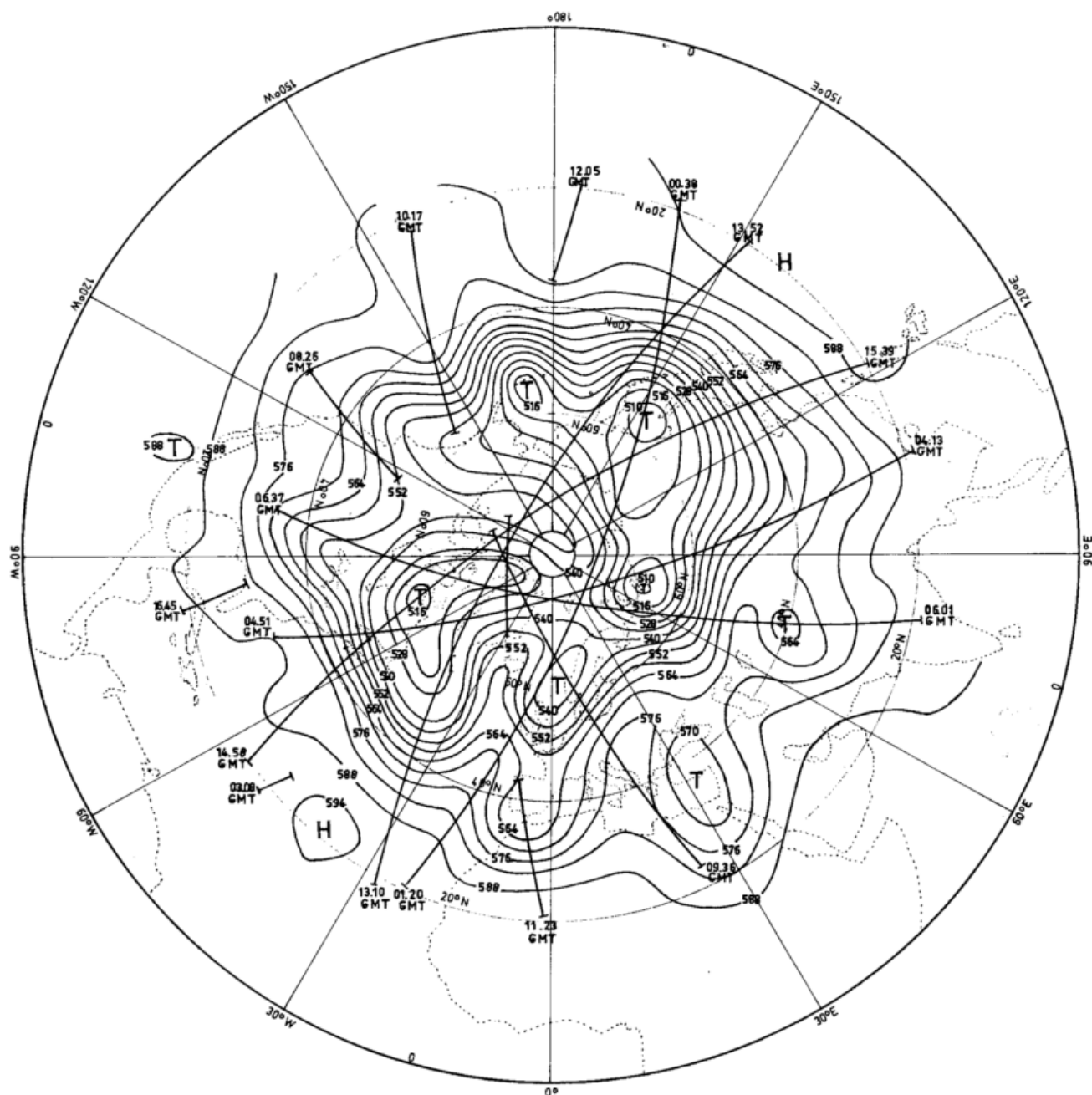


Abb. 6.1 500 mb-Analyse der Nordhemisphäre vom 28. 4. 1969. Eingangsmaterial: SIRS-Daten von NIMBUS 3

Systematische Auswertungen nach einigen Monaten zeigten, daß die Satellitensondierungen mit größeren Fehlern (in T und p) behaftet sind als die Radiosondenaufstiege. In 500 mb z. B. betrug die mittlere Abweichung bei den Radiosondensmessungen ± 2 gpm, bei den Satellitensondierungen ± 6 gpm. Diese relativ großen Fehler der SIRS-Daten sind teils instrumentellen, teils methodischen Ursprungs. Letztlich beruht eine SIRS-Sondierung nur auf Strahlungsmessungen in acht schmalen Frequenzbereichen. Aber auch bei 20 Messungen würde man, bedingt durch die Mathematik der Inversion, nur 6—8 unabhängige Informationen erhalten. Die derzeitige vertikale Auflösung einer Satellitensondierung ist mit 3—5 km erheblich geringer als die eines Radiosondenaufstiegs. Zudem werden die Ergebnisse

der Sondierungen vom Satelliten aus stark verfälscht, sobald sich Wolken in dem 225 km mal 225 km großen Gesichtsfeld des Instrumentes befinden. Schließlich wurde die Vertikalsondierung nur in der Bahnebene durchgeführt, so daß bereits in mittleren Breiten weite Gebiete unbeachtet blieben.

Bei diesem im Ganzen gesehen doch günstigen Ergebnis der Auswertungen und Vergleiche der ersten Monate, stellte sich bald die Frage, ob die konventionellen Radiosondenaufstiege durch die von Satelliten aus vorgenommenen Sondierungen der Atmosphäre zu ersetzen seien. In diesem Zusammenhang dachte man besonders an die Wetterschiffe des Atlantik und Pazifik, deren Unterhaltung eine erhebliche finanzielle Belastung der Staaten darstellt, die diese Schiffe stellen.

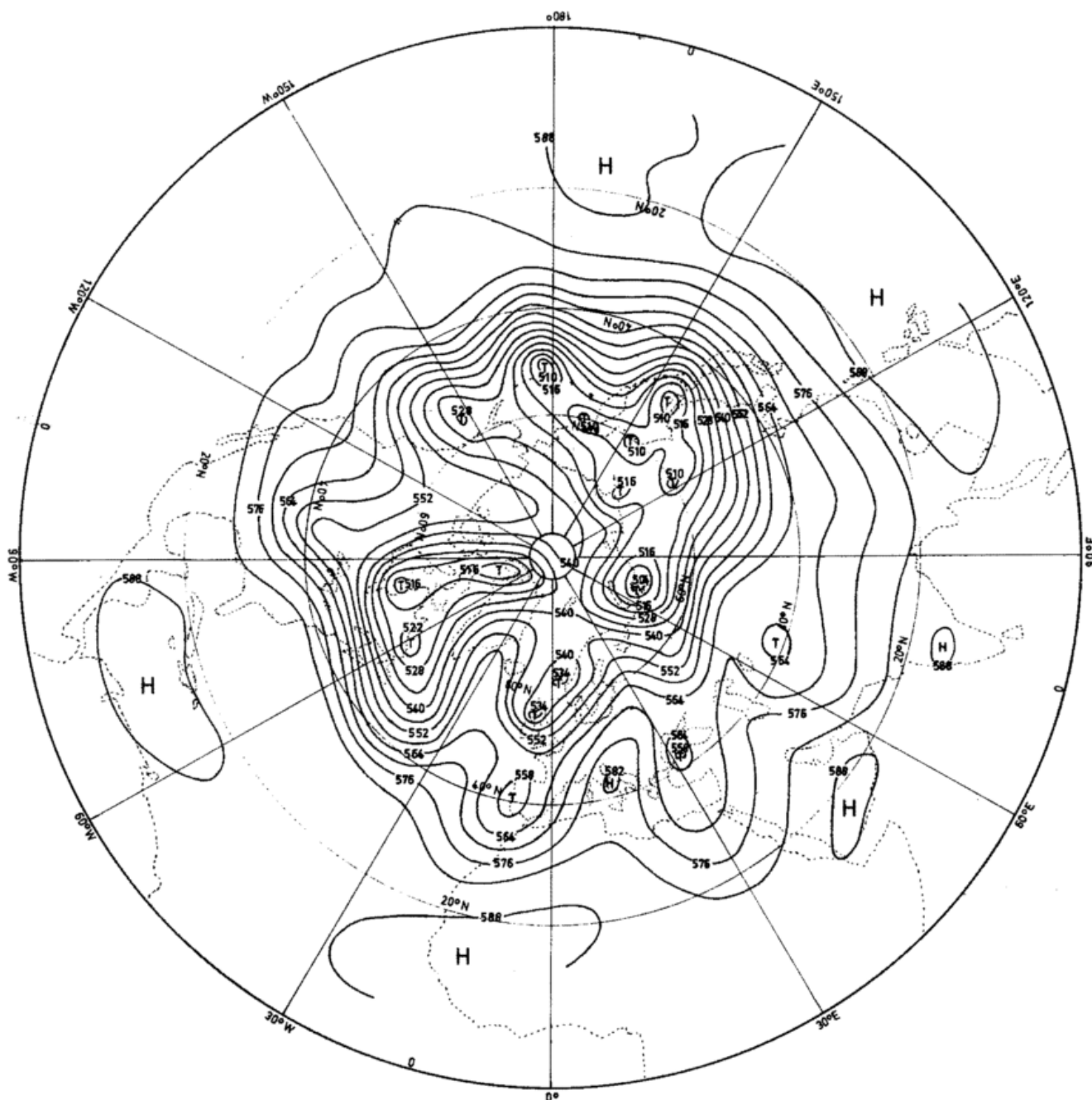


Abb. 6.2 500 mb-Analyse der Nordhemisphäre vom 28. 4. 1969, 00 GMT. Eingangsmaterial: Radiosondenmessungen

Zur Beantwortung dieser Fragestellung wurde vom National Meteorological Center in Suitland (USA) eine Testreihe vom Dezember 1969 bis März 1970 durchgeführt. Hierfür hatte man neben dem routinemäßigen Analysen- und Vorhersagezyklus (Operational Cycle, OPNL) einen unabhängigen Analysen- und Vorhersagezyklus eingerichtet, den man als SIRS-Cycle (SIRS) bezeichnete. Die numerischen Modelle, mit denen die Analysen und Vorhersagen der Zyklen errechnet wurden, waren die gleichen. Der OPNL- und der SIRS-Zyklus unterschieden sich nur im Eingangsmaterial. In die OPNL-Analysen gingen alle zur Verfügung stehenden konventionellen Daten ein, während in den SIRS-Analysen neben den Radiosondendaten über Land alle Satellitendaten benutzt wurden, die Wetterschiffsdaten

aber keine Berücksichtigung fanden. Die Auswertung erfolgte hauptsächlich über dem atlantischen und pazifischen Raum, da man dort die größten Abweichungen erwarten konnte.

Das Ergebnis des Tests war etwas erstaunlich. Einerseits zeigte sich, daß die Güte der OPNL-Analysen deutlich besser war als die der SIRS-Analysen, andererseits traten aber nur unwesentliche Unterschiede in der Güte der Vorhersagen der beiden Zyklen auf. Um dies zu veranschaulichen ist in Abb. 6.3 die Streuung der analysierten und vorhergesagten um die beobachteten Windvektoren (root mean square vector error, RMSVE) für 18 Stationen des Atlantik und Westeuropas dargestellt. Deutlich heben sich die Unterschiede in der Güte der Analysen hervor, die mit der Herstellung der Anfangsnähe-

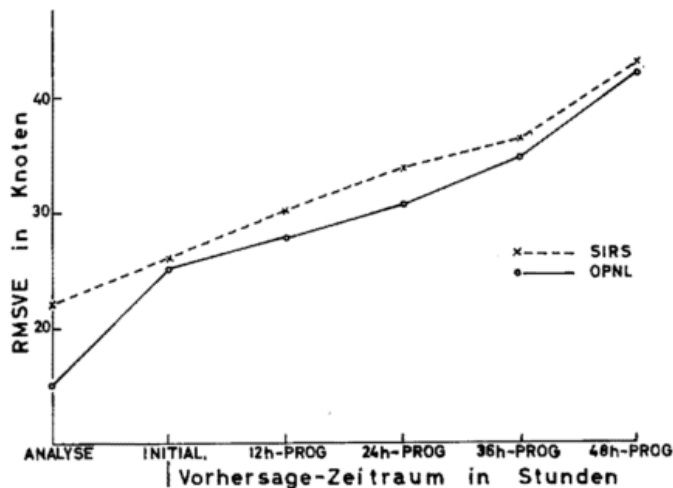


Abb. 6.3

Streuung der analysierten und vorhergesagten um die beobachteten Windvektoren (RMSVE) an 18 Stationen des Atlantik und Westeuropas in 300 mb

rung für den Vorhersagelauf (Initialisation) aber schon fast ausgeglichen sind. Dies zeigt, daß das benutzte numerische Vorhersagemodell (6-layer primitive equation model) nicht sensibel genug war, die Unterschiede in der Analyse zu erfassen. Ein Modell mit einer höheren horizontalen (geringere Maschenweite) und vertikalen Auflösung (zusätzliche Schichten) sowie mehr „Physik“ hätte vermutlich zu einem anderen Ergebnis geführt. Streng genommen bedeutet dies, daß der Test in dieser Form ungeeignet war, die Fragestellung zu beantworten. Eines läßt sich jedoch dem Ergebnis entnehmen, daß nämlich die Radiosondenaufstiege in naher Zukunft noch nicht durch Satellitensondierungen ersetzt werden können.

Mit dem Start von ITOS D (Improved TIROS Operational Satellite) 1972 ist zwar mit einer wirklichen globalen Überdeckung zu rechnen — ITOS D wird neben der Sondierung im Subsatellitenpunkt jeweils 11 Sondierungen rechts und links der Umlaufbahn vornehmen —, eine wesentliche Verbesserung der vertikalen Auflösung ist jedoch so bald nicht zu erwarten. Für die in den Jahren 1972—1975 in den US-Wettersatelliten zum Einsatz kommenden Vertikalsondierungsgeräte ist mit einer vertikalen Auflösung von 2—7 km zu rechnen. Auch der Übergang auf einen anderen Meßbereich, z. B. den Mikrowellenbereich wie in NIMBUS E (Start 1972), wird nicht das letztere Problem lösen, sondern bietet lediglich dadurch Vorteile, daß eine Verfälschung der Daten durch Wolken, die sich im Blickfeld des Instrumentes befinden, ausgeschlossen ist.

Es ist ebenfalls der Einbau von Vertikalsondierungsgeräten in künftige geostationäre Satellitensysteme geplant. Erstmals soll damit der geostationäre US-Satellit SMS B (Synchronous Meteorological Satellite, Start 1973) ausgerüstet werden, wodurch dann Sondierungen in Abständen von 20 Minuten, d. h. auch zu den synoptischen Zeiten möglich werden.

Die prinzipiell geringe vertikale Auflösung der Vertikalsondierungen wird es nie ermöglichen, daß die Satel-

litensondierungen die detaillierte Struktur der Atmosphäre wiedergeben können, die für die lokale Wettervorhersage, für den Flugwetterdienst und die Erfassung und Vorhersage von Luftverschmutzungslagen und auch für die kommenden komplizierten numerischen Vorhersagemodelle benötigt wird. Daher stellen diese Satellitensondierungen vermutlich nur eine wesentliche Ergänzung zu den Radiosondenaufstiegen dar. Dies gilt in besonderem Maße für solche Gebiete, von denen wenige oder gar keine konventionellen aerologischen Daten vorliegen, wie den Ozeanen, Wüsten, Polkappen oder anderen unzugänglichen Gebieten.

Eine tabellarische Gegenüberstellung der derzeitigen Vor- und Nachteile der beiden Sondierungssysteme — Sondierung vom polarumlaufenden Satelliten und durch Radiosonden — ergibt:

Satellitensystem (ein einzelner Satellit)	Radiosondensystem
Vorteile — gleiche Meßdichte bei globaler Überdeckung — homogene Messungen (alle Messungen werden von ein und demselben Instrument ausgeführt) — regelmäßige Erfassung der mittleren und oberen Stratosphäre	— hohe vertikale Auflösung — Sondierungen zu den synoptischen Zeiten (synoptische Daten) — mehrere Aufstiege pro Tag möglich — bei Ausfall eines Aufstiegs ist entweder a. ein zweiter Aufstiege sofort möglich oder b. es entsteht lediglich eine Lücke im Radiosondennetz
Nachteile — bei Ausfall des Satelliten oder des Instrumentes, Ausfall des gesamten Meßprogramms — geringe Vertikalauflösung — jeder Ort der Erde wird nur zweimal pro Tag erfaßt — die Sondierungen erfolgen größtenteils nicht zu synoptischen Terminen (asynoptische Daten)	— lückenhaftes Stationsnetz — inhomogene Messungen, bedingt durch eine Vielzahl von Radiosondentypen — die mittlere und obere Stratosphäre wird unregelmäßig erfaßt

Diese Zusammenstellung zeigt, daß keines der beiden Systeme den maximalen Anforderungen, die die Meteorologie an ein Vertikalsondierungssystem stellt — globale Überdeckung, homogene Messung, hohe vertikale und horizontale Auflösung —, gerecht wird. Die sinnvolle Schlußfolgerung aus diesem Vergleich und damit die Beantwortung der Frage, ob die Sondierungen der Atmosphäre von Satelliten aus eine Ergänzung oder

Alternative zu den Radiosondenaufstiegen darstellen, ist, daß beide Systeme sich nur ergänzen können. In einem zukünftigen Routinesystem sollten Satellitenmessungen in sinnvoller Weise zur Füllung aller Beobachtungslücken im bisherigen Netz der Radiosondmessungen (Strato- und Mesosphäre bzw. alle nicht mit Stationen besetzten Gebiete) verwendet werden.

7 Literatur zur Satellitenmeteorologie I

- (1) MÖLLER, F.; RASCHKE, E.: Problems of meteorological observations from space. *Space Sci. Rev.* **9** (1969) S. 90—148.
- (2) SHENK, W. E.; SALOMONSON, V. V.: Visible and infrared imagery from meteorological satellites. *Appl. Optics* **9** (1970) S. 1747—1760.
- (3) BOHRMANN, A.: Bahnen künstlicher Satelliten. Mannheim: Bibliogr. Institut (1966). Nr. 40/40a.
- (4) GIESE, R. H.: Weltraumforschung I. Mannheim: Bibliogr. Institut (1966). Nr. 107/107a.
- (5) GLASSTONE, S.: Sourcebook on the Space Sciences. Princeton N. J.: Van Nostrand (1965).
- (6) CHANDRASEKHAR, S.: Radiative transfer. New York: Dover Publ. Inc. (1950).
- (7) GOODY, R. M.: Atmospheric radiation. Oxford: Clarendon Press (1964).
- (8) HOWARD, J.: Atmospheric emission spectra. AFCRL-TR-55-213, Geophys. Res. Paper No 40 (1955).
- (9) MÖLLER, D.: Strahlung in der unteren Atmosphäre. Hb. d. Physik, Bd. 48, Geophys. II (1957) S. 155—254.
- (10) ROBINSON, N.: Solar radiation. Amsterdam, London, New York: Elsevier Publ. Comp. (1966).
- (11) UNSOLD, A.: Physik der Sternatmosphäre. 2. Aufl. Berlin, Heidelberg, New York: Springer Verlag (1968).
- (12) FLUGGE, S.: Handbuch der Physik. Bd. XXIX: Optische Instrumente. Berlin, Heidelberg, New York: Springer Verlag (1967).
- (13) WARK, D. Q.: SIRS, An experiment to measure the free air temperature from a satellite. *Appl. Optics* **9** (1970) S. 1761—1766.
- (14) HANEL, R. A. u. a.: Nimbus 4 Michelson interferometer. *Appl. Optics* **10** (1971) S. 1376—1382.
- (15) HOUGHTON, J. T.; SMITH, S. D.: Remote sounding of atmospheric temperature from satellites. I. Introduction. *Proc. Roy. Soc. London A* **320** (1970) S. 23.
- (16) KING, J. I. F.: The radiative heat transfer of planet earth. In: Scientific uses of earth satellites (J. A. van Allen, Ed.). Ann Arbor: Univ. of Michigan Press (1956).
- (17) KAPLAN, L. D.: Inference of atmospheric structure from remote radiation measurements. *J. Opt. Soc. Amer.* **49** (1959) S. 1004—1007.
- (18) SMITH, W. L. u. a.: A regression method for obtaining real-time temperature and geopotential height profiles from satellite spectrometer measurements and its application to NIMBUS 3 "SIRS" observations. *Monthly Weather Rev.* **98** (1970) S. 582—603.
- (19) FLEMING, H. E.; SMITH, W. L.: Inversion techniques for remote sensing of atmospheric temperature profiles. (Noch unveröffentlicht.)
- (20) TWOMEY, S.: On the numerical solution of Fredholm integral equations of the first kind by the inversion of the linear system produced by quadrature. *J.A.C.M.* **10** (1963) S. 97—101.
- (21) CHAHINE, M. T.: Inverse problems in radiative transfer: Determination of atmospheric parameters. *J. atm. Sci.* **27** (1970) S. 960—967.
- (22) CONRATH, B. J. u. a.: The infrared interferometer experiment on NIMBUS 3. *J. geophys. Res.* **75** (1970) S. 5831.
- (23) ABEL, P. G. u. a.: Remote sounding of atmospheric temperature from satellites. II. The selective chopper radiometer for NIMBUS D. *Proc. Roy. Soc. London. A* **320** (1970) S. 35—55.
- (24) FAWCETT, E. B.: An evaluation of the results of the ESSA SIRS test, designed to answer the question: Can SIRS replace the OSV and MSRP upper-air data? Report NMC, Suitland, May 1970.

Institute stellen sich vor

Universitätsinstitut für Meteorologie und Geophysik, Frankfurt/Main

Vor zwei Jahrhunderten hat der Kaufmann Peter MEERMANN in Frankfurt am Main, in der dreißigjährigen Zeitspanne von 1756 bis 1786, regelmäßig die Temperatur gemessen. Das Leben der Handelsstadt am Main hing aber anscheinend nicht sehr stark vom Wetter ab; nach Meermanns Initiative schlofen die Beobachtungen wieder ein. Im vorigen Jahrhundert nahm sich der 1824 von Frankfurter Bürgern gegründete Physikalische Verein u. a. auch meteorologische Beobachtungen an; er bildete im Jahre 1914 eine der Säulen, auf denen unter Oberbürgermeister Franz ADICKES die Frankfurter Universität errichtet wurde.

Mit der Universitätsgründung wurde aus der 1906 eingerichteten „Meteorologischen Abteilung“ des Physikalischen Vereins das „Universitätsinstitut für Meteorologie und Geophysik“. Der von 1906 an hier tätige Dr. Kurt WEGENER ging 1908 an das deutsche Observatorium Apia auf Samoa; statt seiner kam Dr. Franz LINKE von dort hierher. 36 Jahre lang, von 1908 bis 1944, hat Professor Linke das Institut trotz aller wechselvollen Zeiten von Erfolg zu Erfolg geführt, bis er 1944 durch indirekte Kriegseinwirkung einen tragischen Tod fand. In der Leitung des Institutes folgte ihm abermals ein Meteorologe, Professor Dr. Ratje MÜGGE (1946 bis 1963); nach dessen Emeritierung der Geophysiker Professor Dr. Hans BERCKHEMER (1963). Für die meteorologischen Aufgaben wurde 1965 der Lehrstuhl „Physik der Atmosphäre“ neu eingerichtet und mit Professor Dr. H.-W. GEORGII besetzt. Die Frankfurter Universität wurde mit dem Jahr 1967 ihres ursprünglichen Stiftungscharakters entkleidet und vom Lande Hessen übernommen. In der nach hessischem Gesetz in Fachbereiche aufgeteilten „Johann-Wolfgang-Goethe-Universität“ gilt das Meteorologische Institut als eine Betriebseinheit im Fachbereich Geowissenschaften. Die Geschäftsführung wechselt unter den Professoren Berckhemer und Georgii.

In diesem soweit kurz umrissenen organisatorischen Rahmen entfaltete sich all die Jahre hindurch eine rege wissenschaftliche Tätigkeit. Zur Ausstattung des Institutes stiftete 1911 die

Witwe des Geologen von REINACH die Erdbebenwarte, die einen wesentlichen Teil des zum Institut gehörenden „Taunus-Observatoriums“ auf dem Kleinen Feldberg bildete. Die Schwerpunkte der Institutsarbeit wechselten je nach den zeitweilig aktuellen Problemen und den besonderen Interessen der am Institut tätigen Wissenschaftler. Von Anfang an leistete das Institut seinen Beitrag dazu, die „dritte Dimension der Atmosphäre“, die Höhe, messend zu erschließen; Linke war ein eifriger Freiballonflieger; vom Taunus-Observatorium aus wurden Drachenaufstiege mit Meteorographen ausgeführt; in den zwanziger Jahren beteiligten sich Mitarbeiter des Institutes an der Segelflugforschung. In den zwanziger und dreißiger Jahren waren zwei Aufgaben nebeneinander zu bewältigen: der praktische Wetterdienst mit der Wettervorhersage und die wissenschaftliche Forschung in der Meteorologie.

Die heute vom Deutschen Wetterdienst geleistete Arbeit wurde in Zeiten minderer Zentralisierung von zahlreichen örtlichen Stellen in Deutschland wahrgenommen, die vorzugsweise aus der Initiative einzelner hervorgegangen waren. Linke leitete den Frankfurter öffentlichen Wetterdienst, der in jener Zeit zum Bereich des Landwirtschaftsministeriums gehörte. Auch nach dem Zusammenschluß zum Reichswetterdienst im Jahr 1934 blieb am Institut die enge Zusammenarbeit zwischen Forschung und Praxis erhalten, begünstigt durch den äußerlichen Umstand, daß sich auch das spätere Frankfurter Wetteramt bis 1957 in Räumen des Institutsgebäudes befand.

Als eine sich bruchlos fortsetzende Leitlinie zieht sich durch alle wissenschaftliche Tätigkeit des Institutes von seinem Anfang an bis heute die Überzeugung, daß die meteorologischen Erscheinungen in der Atmosphäre sich nur aus den grundlegenden Naturgesetzen der Physik und Chemie heraus verstehen lassen; sinngemäß verlangt auch der Studienplan, daß werdende Meteorologen ihr Studium auf den naturwissenschaftlichen Grundfächern aufbauen. Schon früh galt das Interesse den Energieumsetzungen in der Atmosphäre: R. MÜGGE widmete seine Arbeit vorwiegend energetischen Fra-



Abb. 1

Das Taunus-Observatorium auf dem Höhepunkt seines Ausbaus. Auf der Kuppe des Kleinen Feldbergs das Haus der Drachenwinde; mit dem Dach unmittelbar darunter zu sehen: die Erdbebenwarte. Rechts hinter dem dunkel erscheinenden hölzernen Blockhaus die Ballonhalle; auf der Fahrstraße das seinerzeit zu Meßfahrten verwendete Auto von Prof. Linke



Abb. 2

Der Laborraum des Frankfurter Instituts zur Überwachung der Atmosphäre auf Spurenstoffe

gen der Wetterentwicklung, auf dem Gebiet der atmosphärischen Strahlung waren und sind seit Langes Zeiten zahlreiche, aus diesem Institut hervorgegangene Forscher tätig (F. MÖLLER, K. FEUSSNER, P. DUBOIS, K. BULLRICH); G. STÜVE entwickelte aus seiner aerologischen Arbeit das „Stüve-Diagramm“, das noch heute in den zivilen Wetterdiensten diesseits und jenseits des Atlantik benutzt wird. Mit dem Institut zusammen arbeitete F. BAUR, dem die grundlegenden statistischen Methoden langfristiger Witterungsvorhersage zu verdanken sind. Er führte damit überhaupt mathematisch-statistische Methoden in die deutsche Meteorologie ein durch Übersetzung des „Handbuches der mathematischen Statistik“ von RIETZ, das allerdings inzwischen überholt ist. Durch Baur kam auch H. PHILIPPS mit dem Institut in Berührung, der nach dem zweiten Weltkrieg und nach dem Tod von Süring die Leitung des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der DDR in Potsdam übernahm.

Vor dem zweiten Weltkrieg entwickelte sich im Zuge einer engeren Zusammenarbeit zwischen naturwissenschaftlichen und medizinischen Forschern auch die biometeorologische Arbeitsrichtung (T. u. B. DÜLL). Mit kurortklimatologischen Untersuchungen wurde der Grund gelegt zu einer Tätigkeit, die inzwischen ebenfalls vom Deutschen Wetterdienst ausgebaut und weitergeführt wird. Auf dem Gebiet der Luftelektrizität wurde vor allem

H. ISRAEL bekannt. Während dessen seinerzeitige Arbeit vorwiegend der statischen Elektrizität der Atmosphäre galt, erforscht der heute auf dem Taunus-Observatorium tätige G. MATTERN vor allem die niederfrequenten Phänomene wie Sferics und Whistler. Ausgehend von der Erforschung des atmosphärischen Aerosols durch C. JUNGE, wurde in jüngerer Zeit der Spurenstoffhaushalt der Atmosphäre zu einem neuen Schwerpunkt in der Arbeit des Institutes. Durch die Anwendung moderner, physikalisch-chemischer Methoden der Mikroanalyse wurden neue Erkenntnisse über die Verteilung der gasförmigen Spurenstoffe und ihrer Folgeprodukte gewonnen. Die Arbeiten werden in enger Zusammenarbeit mit dem Meteorologischen Institut der Universität Mainz und dem Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft seit 1970 geförderten Sonderforschungsbereichs „Atmosphärische Spurenstoffe“ durchgeführt. Dabei befaßt sich die Frankfurter Arbeitsgruppe mit dem Schwefelhaushalt. Dabei wird die Verteilung der verschiedenen gasförmigen und an Partikeln gebundenen Schwefelkomponenten nicht nur in der bodennahen Luftschicht, sondern auch mittels Flugzeugaufstiegen in höheren Bereichen der Atmosphäre ermittelt. Die Kohlendioxidkonzentration wird ebenfalls in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre gemessen, aber auch auf Fahrten der Forschungsschiffe „Meteor“ und „Planet“ in der ozean-

nahen Luftschicht und im Ozeanwasser selbst. Als ein interessantes noch nicht vollständig aufgeklärtes Agens wolkenphysikalischer Vorgänge bei der Niederschlagsbildung werden Eiskeime untersucht. Der bedrohlich gewordene Grad der Luftverunreinigung hat das Bundesministerium des Innern veranlaßt, beim Frankfurter Meteorologischen Institut eine zunächst als Versuch betriebene Pilotstation zur Erforschung der Luftverunreinigung einzurichten. Diese befaßt sich mit der Entwicklung und Einrichtung eines Probemeßnetzes zur kontinuierlichen Überwachung mehrerer Komponenten der Luftverunreinigung unter Berücksichtigung der meteorologischen Einflußgrößen, wobei die Meßdaten über Fernmeldeleitungen der Datenverarbeitungsanlage in der Zentralstation direkt zugeführt werden. Das hier erprobte System ist als die Grundlage für ein bundeseinheitliches Meßnetz in den industriellen Ballungsgebieten zu verstehen. Eine weitere wichtige Aufgabe der Pilotstation ist die Untersuchung der Verteilung und Zusammensetzung der Automobilabgase und ihrer Folgeprodukte im Citybereich. Im Zusammenwirken mit zahlreichen anderen Instituten ist das Institut für Meteorologie und Geophysik an der Erstellung einer lufthygienisch-meteorologischen Studie im Untermaingebiet beteiligt. Der von LINKE und MÜGGE geförderte Gedankenaustausch mit Medizinern über bioklimatische Probleme wird auch heute durch eine enge Zusammenarbeit mit der II. Medizinischen Universitätsklinik auf dem Gebiet der Wirkung von Luftverunreinigungen gepflegt. Diese Arbeitsrichtung des Institutes führte auch wieder zu einem regen Meinungsaustausch mit dem jetzt in den USA tätigen, früheren Institutsangehörigen H. LANDSBERG.

Die Lehre am Institut wird erweitert durch die Vorlesungen und Übungen von H. P. SCHMITZ in theoretischer Meteorologie und W. BUSCHNER in numerischer Synoptik, beide vom Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes aus der Nachbarstadt Offenbach.

H.-W. GEORGI und H. WACHTER

Im nächsten und übernächsten Heft werden sich die Hamburger Meteorologischen Institute vorstellen.

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Fach Meteorologie an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland im Jahre 1971

Habilitationen

- EGGER, J. (Uni München)
Ein Verfahren zur Einbeziehung subskaliger Gebirge in die numerische Vorhersage
- RASCHKE, E. (Uni Bochum)
Ausbreitung solarer Strahlung in einem Modell des Systems Ozean-Atmosphäre
- ROTH, R. (Uni München)
Modelle für das Windprofil über einer rauen und glatten Wand

Promotionen

- ANJOL, R. (TU Karlsruhe)
Sommerniederschlag am Hohenpeißenberg und Wetterlage
- AUGSTEIN, E. (Uni Hamburg)
Untersuchungen zur Struktur und zum Energiehaushalt der Passatgrundschicht
- CZERWINSKI, N. (TU Karlsruhe)
Sichtweite in Regen
- ELMDUST, M. (TU Hannover)
Kontinuierliche Bestimmung des Wasserdampfes im Boden mit einer Tritiummarkierung
- FRUCHTENICHT, H.W. (Uni Hamburg)
Atmosphärische Einflüsse auf die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen über See innerhalb des radiooptischen Horizontes
- KAUFELD, L. (Uni Hamburg)
Das globale Luftdruckfeld in Seehöhe
- KIESE, O. (TU Hannover)
Wärmehaushalt eines Buchenbestandes im Solling
- MÜLLER-GLEWE, J. (Uni Mainz)
Ein neues Meßgerät für den turbulenten Wärmetransport in der Atmosphäre
- ROECKNER, E. (Uni Hamburg)
Temperaturberechnung der Venusatmosphäre bis 80 km Höhe aufgrund solarer und thermischer Strahlungsströme sowie konvektiver und turbulenter Wärmetransporte
- RUHLAND, D. (Uni München)
Berücksichtigung des hydrologischen Zyklus in atmosphärischen Mehrschichtenmodellen verschieden hoher vertikaler Auflösung
- SCHIFF, H. (TU Hannover)
Meteorologische Lysimeteruntersuchungen (Wasserhaushalt des Bodens, Abhängigkeit von meteorologischen Einflußgrößen und Wetterlagen)
- SCHOPKE, N. (TU Braunschweig)
Eine systematische Untersuchung selbstkonsistenter Ringstrommodelle

- SEEHARS, H.-D. (Uni Hamburg)
Ausbreitungsmessungen im cm-Bereich über See als Hilfsmittel zur Untersuchung der dielektrischen Turbulenz und Windschichtung in der Troposphäre — Experiment mit schwenkbaren Antennensystemen
- THEILE, B. (TU Braunschweig)
Kurzperiodische transversale Variationen in den Magnetfelddaten des Forschungssatelliten „Azur“
- VOGELBACHER, A. (TU Karlsruhe)
Abhängigkeit der Windstruktur von der Wetterlage. Windbeobachtungen in der bodennahen Schicht bis 70 m Höhe. Karlsruhe Rheinhafen 1959 bis 1965

Diplom-Hauptprüfungen

- BARNSTORF, H. (TU Braunschweig)
Simulation von Magnetfeldbeobachtungen in stoßfreien Stoßwellen im interplanetaren Plasma
- BAUMÜLLER, J. (Uni Hamburg)
Untersuchung eines digital arbeitenden Meßsystems und seine Anwendung in der Radiosondentechnik
- BOTTGER, H. (Uni Berlin)
Betrachtung über die Vorhersagbarkeit von Sturmweatherlagen über Berlin
- CLAUSS, E. (Uni Kiel)
Bestimmung der horizontalen und vertikalen turbulenten Luftbewegung und des Seegangs auf freier See (Methode zur Messung und Meßergebnisse)
- EILS, W. (TU Hannover)
Wärmehaushalt einer Wiese in Abhängigkeit von unterschiedlicher Bewuchshöhe
- ENGELS, M. (TH Darmstadt)
Eindimensionale Spektren der atmosphärischen Turbulenz in den untersten 100 m im Bereich von 0,1—900 Perioden/Stunde
- ETLING, D. (TH Darmstadt)
Einfluß der thermischen Schichtung auf die Stabilität einer Ekman'schen Grenzschichtströmung
- GESTRICH, W. (Uni Köln)
Untersuchungen zur Hangbestrahlung
- GREBNER, D. (Uni Berlin)
Untersuchung eines speziellen Falles und der mittleren jährlichen Häufigkeitsverteilung organisierter Zellkonvektion über dem Nordatlantik im Vergleich mit verschiedenen Parametern und Vermessung von Zellgrößen
- GRIMM, G. (TU Hannover)
Meteorologisch-klimatologischer Ver-

gleich zwischen Neuseeland und Großbritannien

- HAYD, A. (Uni München)
Anpassung von Bandenmodellen an gemessene Werte der CO₂-Transmission in der 15 µm-Bande
- HERZOG, W. (Uni Mainz)
Der Einfluß der an einer natürlichen Wasserfläche reflektierten Sonnenstrahlung auf die Strahlungsdichteverteilung des unbewölkten Himmels
- HOINKA, K.-P. (Uni München)
Untersuchung über die Exaktheit der zeitlichen Reversibilität von drei numerischen Modellen der Wettervorhersage
- JENDRITZKY, G. (TH Darmstadt)
Strömungsexperimente zum Einfluß der Orographie auf Längswirbel in der atmosphärischen Grenzschicht
- JESSEN, K. W. (Uni Hamburg)
Der Jahresgang der Empfangsfeldstärke über See unter besonderer Berücksichtigung der meteorologischen Parameter
- KLAAR, J. (Uni Mainz)
Entwicklung einer Diffusionswolkenkammer für tiefe Temperaturen
- KNOBLOCH, W. (Uni Berlin)
Studien der Temperatur im Innern einer Thermometerhütte und in deren unmittelbarer Nähe an einigen ausgewählten Tagen des Sommerhalbjahres 1970 mit Hilfe von Thermoelementen
- KURZ, H. (Uni Berlin)
Starke jahreszeitliche Unterschiede im Wirkungsgrad der Strahlung auf die Hüttentemperatur an klaren Tagen in Potsdam
- MARZOCH, D. (Uni München)
Ein Vergleich gemessener Transmissions- und Emissionsspektren mit berechneten Spektren in der 9,6 µm-Bande des Ozons
- MAYER, H. (Uni München)
Der Tagesgang der Windgeschwindigkeit in der bodennahen Atmosphäre
- MOLDENHAUER, J.-P. (Uni Berlin)
Die Häufigkeit von Starkniederschlägen bestimmter Andauer und Intensität sowie von großen Tagessummen im 20-jährigen Zeitraum 1951—1970 in Berlin-Dahlem
- MÜLLER, D. (Uni Berlin)
Über Tagesgang und Monatsmittel der Lufttemperatur in Potsdam und in anderen Klimagebieten. Möglichkeiten der Kennzeichnung von Monaten und Tagen mit stark abweichenden Temperaturen
- MUNDLOS, F. (Uni Berlin)
Meteorologische Normierung von Staubgehaltswerten. Untersuchung für Berlin unter Berücksichtigung der natürlichen Radioaktivität

NEE, G. (Uni Hamburg)

Bestimmung vertikaler Flüsse sensibler und latenter Wärme im tropischen Atlantik nach der „bulk“-Methode

PFISTERER, W. (TU Karlsruhe)

Typen der Regentropfenspektren in Axel Heiberg Land, Reykjavik, Wyk, Karlsruhe, Barza, Palma, Entebbe, Lwiro und Tsumeb

PUTZ, F. (Uni Berlin)

Die Änderung der mittleren monatlichen Luftdruckverteilung auf der Nordhalbkugel vom Dezennium 1951 bis 1960 zum Dezennium 1961—1970

RIESEBIETER, W. (TU Braunschweig)

Reflexion geladener Teilchen an einer magnetohydrodynamischen Stoßwelle unter besonderer Berücksichtigung der Stoßwelle der Erde im solaren Wind

SCHEID, P. (Uni Köln)

Untersuchungen des bodennahen Windfeldes mit langsam fallenden Körpern und einer Fernsehkamera

SCHMIDT, H. (Uni Hamburg)

Der Aufbau und die Veränderlichkeit der Passatgrundschicht, untersucht mit Spezialsonden während des Atlantischen Passatexperimentes (APEX) 1969 von dem Forschungsschiff „Meteor“

SCHULTZ, H. (Uni Hamburg)

Untersuchungen über die Entfernungabhängigkeit der Empfangsfeldstärken im cm- und m-Band unter besonderer Berücksichtigung der meteorologischen Verhältnisse

SCHUTZ, L. (Uni Mainz)

Messung der Größenverteilung von luftgetragenen Staub und Bodenmaterial in der lybischen Sahara

STRAUSS, R. (Uni München)

Energiebilanz und Verdunstung eines Fichtenwaldes im Jahre 1969

VITZE, W. (Uni Frankfurt)

Konzentration und Größenverteilung des Sulfataerosols in der unteren und mittleren Troposphäre

WERNER, G. (Uni Frankfurt)

Über das Auftreten von SO₂-Überschreitungsdosen an festen Immissionsmeßstellen in einer Großstadt

WOLFF, E. (Uni Frankfurt)

Bestimmung von Tropfenspektren an der Wolkenuntergrenze aus vorgegebenen Bodenspektren

ZÄCK, W. (Uni Bonn)

Eine statistische Untersuchung der Schaueraktivität im äquatorialen Atlantik

Problem- und Diskussionsecke

Donau-Main-Abflußweiche und Niederschlagsvorhersage

Eine in der Zusammenstellung von Argumenten für den Bau und Betrieb der in Heft 1/2 '71 und Heft 1 '72 zur Diskussion gestellten Abflußweiche zwischen Donau und Main (zum Zwecke einer besseren Wasserabflußregelung und Wasserversorgung) ganz wesentliche Komponente wäre zweifellos die von dem zuständigen „Datensammler“, dem Deutschen Wetterdienst, zu erstellende synoptisch-klimatologische Statistik über vorkommende Differenzen in den Regenmengen im Einzugsgebiet von Lech und oberer Donau einerseits sowie Main und Rhein auf der anderen Seite. Im Hinblick darauf, daß sehr große Abflußmengen, z. B. während starker Schneeschmelze nach einem Warmlufteinbruch im Frühjahr, sowohl für Lech und obere Donau als auch für Main und Rhein meist gleichzeitig erwartet werden, dürften durchgreifende Regelmöglichkeiten durch die Abflußweiche erst mit Hilfe einer Zwischenschaltung der von Herrn Hofmann erwähnten Rückhaltebecken gegeben

sein. Auch für die Bemessung dieser Speicher wäre daher die synoptisch-klimatologische Voruntersuchung von großem Wert.

Im folgenden setzen wir voraus, daß unterschiedliche Niederschlagsmengen im Einzugsgebiet der oberen Donau und des Mains im selben Zeitraum vorkommen (insbesondere in Zeiten geringer Wasserführung von Main und Rhein) und daß sich das in entsprechenden Differenzen in der relativen Abflußmenge in beiden Flüssen bemerkbar macht. Ferner wissen wir, daß die Umsetzung von ermittelten oder vorhergesagten Niederschlagsmengen in Hochwasserganglinien der Flüsse unter Berücksichtigung der Retention von Speicherbecken schnell (z. B. maschinell) möglich ist und fragen nun nach einer der zweifellos sehr wesentlichen Grundlagen für eine optimale Funktion des Hofmannschen Abflußweichenkonzepts, nach den Möglichkeiten einer regionalen Messung und objektiven regionalen Vorhersage des Nieder-

schlags in den betroffenen Einzugsgebieten, möglichst mittelfristig (für 1 bis 2 Wochen), was leider noch ein fast unlösbares Problem zu sein scheint, wenigstens aber kurzfristig (0 bis 48 Stunden), was immerhin in den Bereich der Möglichkeiten moderner meteorologischer Dienste rückt.

Der Vorhersagezeitraum 0 Stunden hat hier durchaus seine Bedeutung. Er stellt praktisch eine Analyse der beobachteten Niederschlagsmengen in den interessierenden Gebieten dar und gestattet — modern organisiert — dem Hydrologen die gewünschte Abflußvorhersage, da es ja einige Zeit dauert, bis der gefallene Regen den Abfluß in den Flüssen vergrößert. Diese Relaxationszeit läßt sich auf eine Art nutzen, die wir in Abschnitt 1 erläutern. In den nachfolgenden Abschnitten geben wir dann einen Überblick über die derzeit erkennbaren Möglichkeiten zu objektiven Niederschlagsvorhersagen bis z. B. 48^h, wobei wir vor allem an durch Advektion und Aufgleiten bedingte Niederschläge denken. Die Voraussage kräftiger lokaler Niederschläge durch Thermokonvektion (z. B. Wärmegewitter) erfordert besondere Verfahren, an denen u. a. auch der amerikanische Wetterdienst arbeitet; und zur Prognose der Wahrscheinlichkeit großer Abflußmengen infolge starker Schneeschmelze wird man ebenfalls spezielle Methoden verwenden.

1. Wasserstandsvorhersage durch regionale Niederschlagsmessung mittels Radar

Mit Hilfe eines Radargerätes läßt sich in der Art wie z.Z. am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg des DWD der Niederschlag über Flächen ermitteln, die das Einzugsgebiet kleinerer Flüsse überdecken. Dabei können sowohl flächenhafte Niederschläge als auch diejenigen einzelner Schauer und Gewitter erfaßt und hinsichtlich horizontaler Verteilung und Niederschlagsmengen analysiert werden. Der Umkreis, bis zu dem das möglich ist, hängt von der Art der Niederschläge, von der Aufstellung des Radargeräts und den Wellenlängen ab, auf denen es arbeitet (die derzeit verwendete ist leider ungünstig). Ein relativ dichtes Niederschlagsmeßnetz herkömmlicher Art ist allerdings zur Eichung der Auswertemethoden erforderlich und in der Umgebung des Hohenpeißenbergs in Betrieb.

Zur Umsetzung der in einem herkömmlichen Niederschlagsmeßnetz gewonnenen Niederschlagsmengen im Einzugsgebiet eines Flusses in zu erwartende Wasserstandsganglinien wurde von Wasserbauingenieuren der TU München und Karlsruhe bereits ein Computer-Programm namens HYREUN entwickelt. Dieses soll jetzt auch zur Nutzung der Niederschlagsmessungen mittels Radar für Zwecke des Hochwasserwarndienstes und der Hochwassersteuerung ausgelegt und am Einzugsgebiet von Rott und Windach in der Umgebung des Hohenpeißenbergs erprobt werden, wo markante Wasserzunahmen bei bestimmten Wettersituationen häufig sind. Da die Windach ein Speicherbecken besitzt, kann zugleich ein ebenfalls zu entwickelndes Computerprogramm für die Speicherstrategie getestet werden.

2. Numerisch-physikalisches Modell erster Art

Für diese Niederschlagsvorhersage werden Feuchte, Wasserdampfkondensation und Wasserausfall in einem physikalisch numerischen Mehrschichtenmodell simuliert; zu dem im „trockenen“ baroklinen Modell verwendeten Gleichungssystem tritt eine Beziehung für Transport und Austausch von Wassertropfen und -dampf (Kontinuitätsgleichung für den Wassergehalt der Atmosphäre), die simultan mit den anderen Gleichungen integriert wird.

Ein nicht zu unterschätzendes Problem bei diesem Verfahren bildet die Tatsache, daß auch Schwerewellen Lösungen des Systems der hydrodynamischen

Gleichungen sind. Das Verfahren liefert daher ohne spezielle Vorkehrungen im allgemeinen nicht nur die in den meteorologisch interessierenden Rossbywellen auftretenden Vertikalbewegungen einschließlich der damit verbundenen Kondensations- und Wolkenauflösungseffekte, sondern auch solche, die auf die vertikalen Bewegungsanteile der im Modell vorhandenen Schwerewellen zurückgehen. Vollkommen in Bezug auf die Niederschlagsvorhersage kann deshalb nur ein Modell dieser Art sein, welches auf Schwerewellen zurückzuführende Vertikalbewegungen in meteorologisch wünschenswerter Weise dämpft, z. B. ohne diejenigen zu verfälschen, welche mit den Rossbywellen verbunden sind.

Ein weiteres Problem ist die Leistungsfähigkeit der verfügbaren Recheneinrichtung, denn kleine Schrittweiten in der Horizontalen, z. B. 100 km, — und damit zur Erhaltung der numerischen Stabilität des Rechenverfahrens notwendigerweise verbundene kleine Zeitschritte — erfordern hohen Rechenaufwand. Daß man in einem horizontal (z. B. 400 km Schrittweite) und vertikal grobem Gitternetz keine vernünftigen Regionalniederschläge ermitteln kann, leuchtet gewiß schon beim Gedanken an die orographischen Effekte ein.

Das z. Z. bekannteste Modell dieser Kategorie ist das von BUSHBY und Mitarbeitern (ursprünglich zur Simulation der physikalischen Vorgänge an Fronten) entwickelte, welches aber in Kürze für den atlantisch-europäischen Raum der Nordhalbkugel mit einer horizontalen Schrittweite von 40 km als Routinemodell für die Kurzfristvorhersage in Betrieb genommen werden soll. Es liefert zufriedenstellende Übereinstimmung mit den eintretenden Niederschlägen insbesondere auf der Luvseite von Bergrücken und gibt das zu erwartende Abbild der Orographie in der Niederschlagsverteilung.

Beim DWD ist etwas Entsprechendes — zunächst großräumiger, ggf. in parametrisierter Form im Hinblick auf freiwerdende Kondensationswärme — für ein physikalisch erweitertes hemisphärisches baroklines Modell mit geringerer Schrittweite als der jetzigen vorgesehen. Dabei soll für den ostatlantischen und den europäischen Teil der Nordhalbkugel ein Netz mit halber Schrittweite von z. B. 127 km in das weiträumigere eingebettet werden, und zwar so, daß eine wechselseitige Beeinflussung der Vorgänge im „groben“ und „feinen“ Netz möglich ist. Das wirft besondere Probleme an den Grenzen zwischen grobem und feinem Netz auf,

weil dieses kleinere Wellenlängen wiederzugeben vermag als jenes.

Vereinfachend läßt sich auch ein feinmaschiges Netz in das grobe ohne diese Rückkopplung einbauen, indem man die an den Netzpunkten auf den Grenzen des feinen Netzes prognostizierten Feldgrößen des groben Netzes als Randbedingung vorgibt. Natürlich müssen im erwähnten Modell des britischen Dienstes die Bedingungen am Rande auch vorgegeben werden. Gerade für die Niederschlagsvorhersage scheint derartiges Vorgehen erfolgversprechend zu sein.

Mit dem Hinweis auf die wünschenswerten Anfangswerte in einem Modell mit 127 oder nur 40 km Schrittweite und detaillierte Analysen des Wasserdampf- und Wassertropfengehalts der Atmosphäre werden „Beobachtungsfans“ sicher geneigt sein, nach einem viel engeren Beobachtungsnetz, z. B. durch Radar, oder nach entsprechend feiner Auflösung und Auswertung von Vertikalsondierungen durch Satelliten zu rufen, um diesbezügliche Forschungs- und Entwicklungsarbeiten anzufachen. Bei allem Verständnis für das Streben nach „Arbeitsbeschaffung“ für die Radar- und Satellitenmeteorologie, sollte aber nicht unerwähnt bleiben, daß die Vorausberechnung des Niederschlags nach obigen Methoden für 24 oder gar 48 Stunden einer derart detaillierten Analyse, auch des Temperaturfeldes, erfahrungsgemäß nicht bedarf. Da diese Modelle aus numerischen Gründen hinsichtlich der Details der Feldgrößenverteilungen zeitlich zunehmend mindestens ebenso „vergeßlich“ sind wie die Atmosphäre selbst, ist für eine Niederschlagsvorhersage von z. B. 24 Stunden durch eine Feinanalyse als Anfangsfeld kaum eine den Aufwand lohnende Verbesserung zu erwarten, nicht einmal auf See (wo allerdings der Niederschlag nicht interessiert), denn das Modell des britischen Dienstes liefert vernünftige 24h-Vorhersagen mit Annahme einer mittleren relativen Anfangsfeuchte von 70% in der Troposphäre. Man bewertet die Bedeutung präziser Anfangswertverteilungen für physikalisch-numerische Vorhersagemodelle im allgemeinen höher, als wegen der notwendigen Modellprozeduren (z. B. Wegdämpfung des meteorologischen Lärms) vernünftig wäre. Eine Verbesserung der numerischen Vorhersagen durch Berücksichtigung der jeweils verfügbaren neuesten Vertikalsondierungen von Satelliten für Temperatur und Feuchte und durch Erfassung der Bewölkung während des Rechenvorgangs ist zwar zu erhoffen, aber

die nutzbringende Einführung dieser Beobachtungsdaten in die Vorhersage-rechnung (sog. vierdimensionale Analyse) und die physikalisch und numerisch optimale Anpassung des übrigen Feldes an diese Beobachtungen gehört mit zu den härtesten Aufgaben, die man einem „numerischen Prognostiker“ stellen kann, ganz besonders wenn er, wie für die Niederschlagsvorhersage, auf meteorologisch vernünftige Vertikalbewegungen großen Wert legen und daher der Erzeugung von Schwerewellen — infolge Einführung dieser Beobachtungen in das Modell — entgegen-treten muß.

Die Gefahr, daß durch sehr starke Niederschläge die Modellatmosphäre relativ „zu trocken“ wird, scheint übrigens auch dann nicht zu bestehen, wenn die Verdunstung am Boden nicht berücksichtigt wird; für mehrere Tage ist stets ausreichend Wasser in der Modellatmosphäre.

3. Numerisch-physikalisches Modell zweiter Art

Eine physikalisch weniger vollkommene, aber in der Praxis vielleicht erfolgreichere Möglichkeit zur Prognose von Niederschlägen mit Hilfe eines numerisch-physikalischen Modells, besteht darin, daß man Anfangsfeuchteverteilungen mit den Ergebnissen eines Vorhersagemodells weiterentwickelt, das gar keine Feuchte zu enthalten braucht, von dem man gegebenenfalls nicht einmal die Vertikalbewegungen übernimmt, weil sie durch Schwerewellen modifiziert sind (wie eingangs des letzten Abschnittes erwähnt). Man kann entsprechend präparierte Vertikalbewegungen unter Berücksichtigung orographischer Effekte gegebenenfalls aus dem prognostizierten Druckfeld ermitteln und hinsichtlich Kondensation und Niederschlag gut noch klimatologische Parameter berücksichtigen. Ein entsprechender Versuch läuft zur Zeit beim DWD im Rahmen der Forschungs- und Entwicklungsarbeiten für Regional- und Lokalvorhersagen an.

Die hier erwähnte Methode hat überwiegend diagnostischen Charakter, weshalb wir ihr einen besonderen Namen geben. Mit ihr wird der Transport von Wasser in der Atmosphäre teilweise so behandelt wie der von Luftbeimengungen. Eine erste deutsche Entwicklung in dieser Richtung entstand an der Universität Köln. Sie wurde offenbar bislang nicht näher erprobt, und vom theoretischen Standpunkt ist sie teilweise sehr schwer zu verstehen.

Da auch diese „Methode zweiter Art“ Anfangswerte der Vertikalverteilungen von Temperatur und Feuchte und prognostizierte „trockene“ Feldgrößen aus dem baroklinen Vorhersagemodell, dazu beträchtliche Rechenzeiten benötigt, könnte eine Prognose gewiß nur von der Stelle zeitgerecht für die Praxis erstellt werden, die diese Daten bereits auf ihrer Maschine verfügbar hat. Wenn diese Methode prinzipiell funktioniert, könnte sie routinemäßig im Anschluß an das barokline Vorhersagemodell des DWD laufen.

Wir wollen noch betonen, daß von diesem Modell ebenso wenig wie von dem in Abschnitt 2 beschriebenen reelle Prognosen von Niederschlägen zu erwarten sind, die auf lokale Thermokonvektionseffekte zurückgehen, wohl aber von solchen, die orographisch bedingt sind. Noch besser als beim Modell erster Art dürften diese beim Modell zweiter Art herauskommen, wenn man es so konstruiert, daß es infolge seines überwiegend diagnostischen Charakters nicht numerisch instabil werden kann und sich daher sehr kleiner horizontaler Schrittweiten bedienen darf, ohne den Rechenaufwand in der Zeitdimension zu vergrößern und „numerischen Schmutz“ anzuhäufen. Insbesondere für die hier zur Debatte stehenden Einzugsgebiete als relativ kleine Regionen dürfte ein Modell dieser Art leistungsfähiger sein als das zuvor beschriebene.

4. Analogverfahren

Bei dieser Methode werden — möglichst maschinell — aktuelle oder vorausgerechnete Wetterlagen mit historischen Lagen und/oder Abläufen verglichen; und unter Berücksichtigung der Jahreszeit sowie möglicher weiterer Parameter wird eine Niederschlagsverteilung erwartet wie etwa bei der „ähnlichsten“ historischen Wetterlage. Dabei kann unter anderem (wie bei der Mittel- und Langfristprognose auf dieser Basis) zwar das Problem auftreten, daß die Maschine mehrere oder gar keine „ähnlichen Lagen“ findet, aber erfolglos ist dieser, z. B. auch in den USA erprobte Weg nicht, insbesondere nicht bei Kombination mit anderen, z. B. statistischen Methoden. Natürlich braucht man außer einem hinreichend großen Kollektiv von historischen Wetterlagen und -abläufen noch die zugehörigen Niederschlagsmessungen, an denen wohlmöglich auch die Klasseneinteilung für die Wetterlagen mitorientiert werden muß.

5. Vorhersagen auf statistischer Basis

In gleicher Weise wie man aufgrund einer mehr oder weniger großen Zahl von Prediktoren lokale und regionale Vorhersagen von Elementen wie Minimumtemperaturen, Nebel Eintritt usw. durch Rechnung, oder mit Hilfe entsprechend vorgefertigter Diagramme rein statistisch machen kann, lassen sich auch Niederschlagsverteilungen oder, da wir schon bei der Statistik sind, wenigstens Niederschlagswahrscheinlichkeiten vorhersagen.

Die Entwicklung hierzu besteht in zwei Schritten, nämlich a) der Auffindung der signifikanten (für Niederschlag maßgeblichen) Prediktoren, worunter auch in einem Vorhersagemodell errechnete meteorologische Feldgrößen sein können, und b) der Bestimmung der Regressionsgleichungen für die eigentliche Vorhersage. Ein recht vielseitig und im Prinzip auf beliebige meteorologische Elemente anwendbares Programm für diese Schritte a) und b) wurde in der Forschungsabteilung des Deutschen Wetterdienstes entwickelt, allerdings bislang nur für Lokalvorhersagen an Flugplätzen und nicht hinsichtlich Niederschlag erprobt.

Immerhin geht bei dieser Methode relativ viel „Lokalmeteorologie“ sowie das, was sich im Laufe langjähriger meteorologischer Tätigkeit innerhalb eines Vorhersagegebiets an Erfahrung über lokale Wetterabläufe ansammelt und sich teilweise auch in Klimadaten niederschlägt, in die Vorhersagerechnung ein. Man erspart sich die Simulation vieler meso- und mikrometeorologischer Vorgänge ebenso wie langjährige Erfahrungssammlung.

Wir wollen schließlich betonen, daß man diesen Weg dadurch erweitern kann, daß man seiner Anwendung logische Entscheidungen vorschaltet oder diese während der Rechnung zwischenschaltet. Diese logischen Verzweigungen können z. B. erreichen, daß bei bestimmten Wertekombinationen der normalerweise verwendeten Prediktoren andere als sonst übliche Regressionsgleichungen benutzt werden, oder gar, daß während der Rechnung aufgrund einiger Resultate ein anderes Verfahren herangezogen wird, das erfahrungsgemäß der Wirklichkeit näher kommt und z. B. ein anderes Kollektiv von Prediktoren verwendet.

Auf derartige Weise ließe sich gerade für die hier zur Diskussion stehenden kleinen Regionen eine ganze Menge „Lokal- und Regionalmeteorologie“, wie sie die zuvor beschriebenen Modelle kaum erfassen werden, objektiv zur Niederschlagsvorhersage mit ver-

werten. Allerdings muß für die Statistik stets ein möglichst großes Kollektiv von zum Teil ausgewerteten Beobachtungsdaten vorliegen; und daran mangelt es häufig.

6. Über kombinierte Methoden

Von kombinierten Methoden war im Grunde außer bei der zweiten bei jeder der bislang beschriebenen die Rede, auch bei der statistischen, denn es kamen in einem numerisch-physikalischen Modell errechnete Feldgrößen als Prediktoren in Betracht. Auch für die Vorhersage von Niederschlagsmengen oder der Niederschlagswahrscheinlichkeit bei lokaler Thermokonvektion ist die Kombination von physikalischen (Bestimmung von Feuchtlabilität usw.) und statistischen Methoden naheliegend.

Hier ist gewiß noch die Kombination eines subsynoptischen Advektionsmodells mit 90 km Gitterpunktstand, stündlichen Beobachtungen und Statistik im US-Wetterdienst zur Vorhersage der Niederschlagswahrscheinlichkeit erwähnenswert. Das Anfangsfeld der Feuchte und der Bewölkung wird aus den Wettermeldungen konstruiert. Mittels Regressionsgleichungen werden die für Niederschläge in Betracht kommenden Wassermengen als Funktion vom Taupunkt am Erdboden, der Wolkenbedeckung und dem „Wetter“ (ww im Wetterschlüssel) berechnet, offenbar mit Erfolg.

Ein leidenschaftlicher Anhänger physikalischer Modelle hätte für diesen Weg höchstens ein geringschätziges Lächeln bereit. Aber es sollte uns — gerade für

unser Problem — nicht einfach auf ein physikalisch vollkommenes Modell ankommen, sondern auf eine in der Durchführung exakte und in der Anwendung ökonomische und erfolgreiche, objektive Vorhersagemethode. Und gerade, weil der Niederschlag ein besonders tückisches meteorologisches Element ist, das z. B. den Erdboden nicht ganz erreicht oder unerwünscht als Schnee fällt, scheinen günstige Kombinationen von Verfahren zu seiner Vorhersage wahrscheinlichere Aussagen, somit etwas mehr Erfolg zu versprechen. Die Abstützung auf ein einziges „rassereines“ Verfahren wäre gewiß unverantwortlich, gerade bei Regionalvorhersagen, wie sie hier benötigt werden.

H. P. SCHMITZ, Offenbach

Aus dem Deutschen Wetterdienst

100 000 Bände in der Zentralbibliothek

Im Jahre 1971 trat ein für die geschichtliche Entwicklung und für die Größenordnung der Bibliothek bemerkenswertes Ereignis ein: sie erreichte erstmals in ihrer 125jährigen Geschichte einen Gesamtbestand von 100 000 Bänden (= Katalognummern). Sie zählt damit — trotz beachtlicher Verluste als Folge des 2. Weltkrieges — nach wie vor zu den größten meteorologischen Fachbibliotheken auf der Erde.

Der Ursprung der Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes geht auf das Jahr 1847 zurück, als die Meteorologische Abteilung des Kgl. Preussischen Statistischen Bureaus in Berlin gegründet wurde. Aus kleinen Anfängen heraus entstand im Laufe der Jahrzehnte eine leistungsfähige Fachbibliothek, die bereits in der Ära des Preussischen Meteorologischen Instituts (1886—1934) einen bedeutenden Umfang angenommen hatte. Von 1934 bis 1945 erfüllte sie als Bibliothek des Reichsamtes für Wetterdienst zum erstenmal zentrale und überregionale Aufgaben. Nach dem 2. Weltkrieg wurden die ausgelagerten und größtenteils geretteten Bestände mit Hilfe der amerikanischen Besatzungsmacht in Bad Kissingen, dem Sitz des Zentralamtes des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, zusammenge-

führt, wo der Wiederaufbau der Bibliothek bis zur Schaffung des Deutschen Wetterdienstes (1952/53) im wesentlichen abgeschlossen werden konnte. Mit der Unterbringung der Bibliothek in einem Seitenflügel des neu erbauten Zentralamtes des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach a. M. wurden dann ab 1957 besonders günstige Voraussetzungen für ihren weiteren Ausbau geschaffen.

Heute fungiert die Bibliothek in der Bundesrepublik als zentrale Fachbibliothek auf dem Gebiet der Meteorologie und ihrer Grenzgebiete. Ihre Bestände und Einrichtungen stehen zwar in erster Linie den Bediensteten des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung, aber sie ist auch anderen Interessenten zugänglich. Ferner nimmt sie am Leihverkehr der deutschen Bibliotheken teil.

Von jeher spielte in dieser Bibliothek der internationale Schriftenaustausch bei der Beschaffung von Fachliteratur eine entscheidende Rolle. Heute gehen 67 % der Neuzugänge bzw. 86 % der laufenden Zeitschriften und Serien gegen Abgabe entsprechender Veröffentlichungen des Deutschen Wetterdienstes auf diesem Wege ein.

Das eingehende Schrifttum wird nach den Regeln der Internationalen Dezi-

malklassifikation (DK) klassifiziert und katalogisiert. Die Bekanntgabe der Neuzugänge (Bücher und Zeitschriftenaufsätze) erfolgt in den monatlich erscheinenden „Zugängen der Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes“. Ein Teil des Schrifttums wird für die „Dokumentation Meteorologie“ weiter ausgewertet, die im Aufbau stadium vorläufig nur an die Dienststellen des Deutschen Wetterdienstes verteilt wird.

Die Bibliothek besitzt einen Sachkatalog, einen Geographischen Katalog, die beide nach der DK geordnet sind, einen Schlagwortkatalog und einen Verfasserkatalog. Diese bilden die Grundlage für bibliographische Auskünfte aller Art und für Spezialbibliographien.

Mittels Lochstreifenautomaten wird das anfallende Titelmateriale auf 8-Kanal-Lochstreifen aufgenommen und in der EDV-Anlage des Deutschen Wetterdienstes weiter verarbeitet bzw. gespeichert. Ab März 1970 werden die nach der DK geordneten monatlichen Titellisten automatisch ausgegeben. Von dem bis jetzt gespeicherten Material (ab 1967) können auch DK-Register und Spezialbibliographien erstellt werden.

So spannt sich in der Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes der Bogen von der Erhaltung eines wertvollen, bis zum Jahre 1483 zurückreichenden Buchbestandes bis zur modernen Auswertung, Verarbeitung und Nutzbarmachung einer fast unübersehbar gewordenen Fachliteratur.

M. SCHLEGEL, Offenbach

Tagungen

Nachlese zur 36. Physikertagung 1971 in Essen

Der Verband Deutscher Meteorologischer Gesellschaften (VDMG) hatte aus Anlaß der Tagung 920 Fragebogen verschickt, um Unterlagen für die künftige Ausgestaltung von Tagungen zu gewinnen. Die 289 auswertbaren Rückläufe (31 %) sind auch im Hinblick auf die Zielsetzung von promet aufschlußreich. Im folgenden daher einige diesbezügliche Angaben aus der von Herrn Dr. Laube, Köln, vorgenommenen Bearbeitung und Interpretation des Materials:

„Der Gesamteindruck der Tagung Essen 71 wurde von 50 % der Teilnehmer als gut, von 30 % als mäßig und von 7 % als schlecht beurteilt. 65 % würden jedoch eine Tagung wie Essen gerne wieder besuchen wollen. Von den Teilnehmern beurteilten 75 % die Plenarvorträge Meteorologie als gut, 9 % als mäßig und nur 1 % als schlecht.

An der Spitze der Verbesserungsvorschläge steht der Wunsch nach mehr Übersichtsvorträgen (50 %) und nach mehr Diskussion (44 %). 10 % der Einsender möchten mehr Plenarvor-

träge, 20 % jedoch mehr Zeit für Originalvorträge. Von jeweils 15 % der Einsender werden mehr Fachsitzungen bzw. mehr Spezialisierung verlangt. 28 % der Einsender möchten eine meteorologische Tagung wieder zusammen mit der Herbsttagung der Physiker bzw. mit Fachtagungen der Physiker durchgeführt wissen. Ebenso viele wollen nie wieder mit den Physikern gemeinsam eine Tagung durchführen. Interessant ist in diesem Zusammenhang die Feststellung, daß von den 81 Befürwortern einer Kooperation mit der Deutschen Physikalischen Gesellschaft auf Tagungen 66 an der Essener Tagung teilgenommen haben, während ein großer Teil der Ablehnenden (37 von 82) nicht in Essen waren.

Mehr gesellschaftliche Themen möchten 13 % der Einsender behandelt wissen, 33 % lehnen jedoch einen Blick über den Zaun der Wissenschaft ab. Ablehnung und Befürwortung hängen sehr von Alter und Tätigkeit ab. Bei den Ablehnenden überwiegen die Älteren, bei den Befürwortern gesell-

schaftspolitischer Themen sind die Jüngeren in der Überzahl.

Es lassen sich 2 Typen von Tagungsbesuchern erkennen:

Typ 1 verlangt auf der nächsten Tagung

mehr Diskussionszeit
mehr Fachsitzungen
3—4 Tage Dauer

Typ 2 hat wenig Verlangen nach mehr Fachsitzungen und mehr Spezialisierung und wünscht im wesentlichen

mehr Übersichtsvorträge
mehr Diskussionszeit
2—4 Tage Dauer“

Dieser zweite Typ, der im wesentlichen an der meteorologischen Fortbildung interessiert ist, wird der Zielsetzung nach auch von promet angesprochen. Wenn der VDMG sich seiner auf Tagungen verstärkt annähme, wäre das auch im Sinne von promet, und die Fortbildung würde bereichert durch ein Element, das diese Zeitschrift nicht bieten kann: das gesprochene Wort und die Diskussion im Plenum wie im kleinsten Kreis.

Die Empfehlungen einer in Essen gebildeten Kommission für die künftige Ausgestaltung von Tagungen des VDMG lagen bei Redaktionsschluß noch nicht vor. Sie werden an dieser Stelle veröffentlicht werden.

Blick zurück

Vor 100 Jahren: Meteorologen-Versammlung in Leipzig

Im September nächsten Jahres wird die Weltorganisation für Meteorologie in Wien und Genf das 100jährige Bestehen der internationalen meteorologischen Organisation feiern. In Wien fand vom 2.—16. September 1873 auf Einladung der österreichischen Regierung der 1. Internationale Meteorologen-Kongreß statt, der die weitere Entwicklung der Meteorologie nachhaltig förderte und der den Grundstein für die Organisation der als notwendig erkannten internationalen meteorologischen Zusammenarbeit legte. Da der Internationale Meteorologen-Kongreß in Wien von der Meteorologen-Versammlung in Leipzig vorbereitet wurde, die vom 14.—16. August 1872 abgehalten wurde, ist auch eine Würdigung dieses

bedeutsamen Ereignisses angebracht. Zunächst sei darauf hingewiesen, daß der erste Vorschlag zur Einberufung einer internationalen meteorologischen Konferenz, auf der über ein einheitliches Beobachtungssystem über Land beraten werden sollte, von dem Engländer JAMES zu Beginn des Jahres 1853 gemacht wurde. Im gleichen Jahr kam aber nur die von den USA auf Initiative von MAURY vorgeschlagene Konferenz über maritime Meteorologie zustande, die im August und September in Brüssel stattfand und die Schaffung eines einheitlichen Systems der Wetterbeobachtungen über See zum Ziele hatte. An ihr nahmen 9 seefahrende Nationen (ohne Deutschland) teil. Besonders in den USA, England, Frankreich und Hol-

land führten die Ergebnisse der Brüsseler Konferenz zu großen Fortschritten auf dem Gebiet der maritimen Meteorologie — zum Nutzen der Seeschifffahrt. In Deutschland ging die Entwicklung etwas langsamer voran. Erst 1868 kam es zur Gründung der Norddeutschen Seewarte, die 1875 in ein Reichsinstitut, die Deutsche Seewarte, übergeführt wurde. Inzwischen hatte die synoptische Methode, basierend auf den Untersuchungen BRANDES', BUYS-BALLOT u. a. mit Hilfe der Wettertelegraphie einen bedeutenden Aufschwung erfahren. Angesichts dieser Entwicklung war — fast 20 Jahre nach der Brüsseler Tagung — die Einberufung einer internationalen meteorologischen Konferenz eine zwingende Notwendigkeit, um auch auf dem Gebiet der Landmeteorologie zu einer besseren Übereinstimmung in den Beobachtungsmethoden zu gelangen und einen unmittelbaren Ideenaustausch der Meteorologen zu ermöglichen.

Die von BRUHNS (Leipzig), WILD (St. Petersburg) und JELINEK (Wien)

unterzeichnete Einladung zur Teilnahme an einer Meteorologen-Versammlung in Leipzig erging an die Vorstände meteorologischer Institute, an meteorologische Gesellschaften und andere gelehrte Körperschaften sowie an Privatgelehrte und Beobachter im In- und Ausland. In dieser Einladung wurden insgesamt 26 Fragen als Beratungsgegenstände aufgeführt, die sich auf Instrumente, Anstellung und Berechnung der Beobachtungen, Witterungstelegramme, Organisation, Publikation und Austausch der Beobachtungen sowie auf die Ausführung der Kongreßbeschlüsse bezogen. Weiter hieß es dann: „Wir sind der Ansicht, daß der eigentliche Meteorologen-Congress für den Herbst 1873, und zwar nach Wien einberufen werden soll, für welche Stadt der doppelte Grund spricht, daß dort ein neues meteorologisch-magnetisches Central-Institut erbaut worden ist und im nächsten Jahr mit neuen Instrumenten ausgestattet sich in voller Tätigkeit befinden wird, und daß die gleichzeitig stattfindende Weltausstellung auswärtige Gelehrte zur Reise nach Wien leicht bestimmen dürfte. Für das gegenwärtige Jahr halten wir es wünschenswert, eine vorbereitende Versammlung von Meteorologen abzuhalten. Diese Versammlung kann selbstverständlich nur eine bera-

thende sein, ihre Aufgabe wird insbesondere darin bestehen, das Programm für den wirklichen Congress festzusetzen, vielleicht zu Vorversuchen über die aufgestellten Fragen anzuregen und dadurch zu ermöglichen, über viele Gegenstände auf dem Congress gleich zu Beschlüssen zu gelangen.“

In der Tat sind die 26 Programmpunkte der Leipziger Meteorologen-Versammlung (1), die von 52 Persönlichkeiten aus 10 Nationen besucht wurde, darunter neben BRUHNS, WILD, JELINEK so bedeutende Namen wie BUYS-BALLOT, NEUMAYER, HANN, SCOTT, BUCHAN u. a., sämtlich auf dem Internationalen Meteorologen-Kongreß in Wien erneut beraten und größtenteils abschließend im Sinne der Leipziger Versammlung bzw. der von ihr eingesetzten Kommissionen behandelt worden. Nur 3 Punkte sind in Wien zusätzlich diskutiert worden, darunter die Frage „In welcher Weise wäre die maritime Meteorologie am besten in das System der allgemeinen Meteorologie einzuführen“ und ein „Antrag von Plantamour betreffend die Gründung einer internationalen Central-Anstalt für Meteorologie“ (2). Zu diesem Thema hatte vorher KOPPEN einen interessanten und ausführlichen Beitrag geliefert (3).

Wenn man bedenkt, daß schon lange vor diesen ersten meteorologischen Kongressen das internationale Beobachtungsnetz der Societas Meteorologica Palatina in Mannheim (1780 bis 1795) bestand, die dieses Netz mit geprüften und gleichen Instrumenten ausstattete und nach einheitlichen Methoden beobachten ließ, und deren in den „Ephemeriden“ veröffentlichte Beobachtungen die Grundlage für spätere klimatologische und synoptische Untersuchungen (BRANDES!) bildete, so wird man heute einem solchen Unternehmen um so mehr Bewunderung entgegenbringen müssen.

Literatur:

- (1) Bericht über die Verhandlungen der Meteorologen-Versammlung zu Leipzig (14.—16. August 1872). Wien 1872.
- (2) Bericht über die Verhandlungen des internationalen Meteorologen-Congresses zu Wien, 2.—16. September 1873. Wien 1873.
- (3) KOPPEN, W.: Über die Errichtung eines internationalen Meteorologischen Instituts. Vorschlag an den Wiener meteorologischen Congress. Z. österr. Ges. Meteor. 7 (1873) Nr. 2, S. 14—26.

M. SCHLEGEL, Offenbach

Wichtige Neuerscheinungen

Meteorology. A historical survey. Vol. 1. 2nd ed. rev.

By A. KH. KHRGIAN.

Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations 1970. IV, 387 S.

Interpretation of Observation Data from Meteorological Satellites.

By K. YA. KONDRAT'EV, E.P. BORISENKOV and A.A. MOROZKIN.

Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations 1970. 370 S.

A Pilot's Meteorology. 3rd ed.

By M.W. CAGLE and C.G. HALPINE. New York: Van Nostrand Reinhold Comp. 1970. 407 S.

General Circulation of the Atmosphere. (Übers. aus d. Russ.).

Hrsg. v. B.L. DZERDZEEVSKII und KH.P. POGOSYAN.

Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations 1971. X, 402 S.

Atmosphere, Weather and Climate. 2nd ed.

By R.G. BARRY and R.J. CHORLEY. London: Methuen 1971. 379 S.

Meteorologie.

Von H. FORTAK.

Berlin, Darmstadt, Wien: Deutsche Buchgemeinschaft 1971. 282 S.

Numerical Weather Prediction.

By G.J. HALTINER.

New York: Wiley 1971. XVII, 317 S.

Wetterkunde für Landwirtschaft, Obst- und Gartenbau. 2. neubearb. Aufl.

Von J. van EIMERN.

Stuttgart: F. Ulmer Verlag 1971. 239 S.

Handbook of Aviation Meteorology.

2nd ed.

Hrsg. v. Meteorological Office, Bracknell.

London: Her Majesty's Stationery Office 1971. XVII, 404 S.

The Physics of Clouds. 2nd ed.

By B.J. MASON.

Oxford: Clarendon Press 1971. XVI, 671 S.

Man's Impact on the Climate.

By W.H. MATTHEWS, W.W. KELLOG and G.D. ROBINSON (Ed.).

Cambridge/Mass., London: MIT Press 1971. XVII, 594 S.

Introduction to the Scientific Study of Atmospheric Pollution.

By McCORMAC, B.M. (Ed.).

Dordrecht: D. Reidel Publ. Comp. 1971. VII, 170 S.

Unser Wetter. Einführung in die moderne Meteorologie.

Von H. HABER.

Stuttgart: Deutsche Verlags-Anstalt 1971. 136 S.

Foundations of Climatology. An introduction to physical, dynamic and geographical climatology.

By E.T. STRINGER.

San Francisco: W.H. Freeman 1972. IX, 586 S.

Definition

Numerische Wettervorhersage ist eine Meteorologie des „Als ob“

Anschriften der Autoren

Prof. Dr. H.-J. Bolle

Meteorologisches Institut der Universität München
8 München 13, Friedrichstraße 19

Dipl.-Phys. H. Fischer

Meteorologisches Institut der Universität München
8 München 13, Friedrichstraße 19

Dr. D. Hablick

Bereich Extraterristische Physik in der Abteilung XII,
Ruhr-Universität
463 Bochum, Buscheystraße, Postfach 21 48

Dipl.-Ing. F. Köpp

Meteorologisches Institut der Universität München
8 München 13, Friedrichstraße 19

Dr. R. Latka

Max-Planck-Institut für Eiweiß- und Lederforschung,
Abt. Röntgenstrukturforschung
8 München 15, Schillerstraße 44

Dr. T. Mohr

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt,
Abteilung Synoptische Meteorologie
605 Offenbach am Main, Frankfurter Straße 135

Dr. E. Raschke

Bereich Extraterristische Physik in der Abteilung XII,
Ruhr-Universität
463 Bochum, Buscheystraße, Postfach 21 48

Manuskriptsendungen werden erbeten an

Hauptschriftleitung „promet“
Herrn Dipl.-Ing. A. Hofmann
6380 Bad Homburg
Theodor-Storm-Str. 35

oder

Deutscher Wetterdienst
— Zentralamt —
6050 Offenbach (Main)
Frankfurter Str. 135