

INHALT

VORWORT

INHALT

A. GÖTTMANN

H. WERNER

H. HANAUER

J. HANAUER

G. HANAUER

H. HANAUER

G. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

H. HANAUER

Annalen der Meteorologie

29

Observation und Simulation der Atmosphäre

Symposium zur Einhundertjahrfeier
des Meteorologischen Observatoriums Potsdam
6. und 7. Mai 1993 in Potsdam

Offenbach am Main 1994
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes
ISSN 0072-4122

Zur Herstellung dieses Buches wurde chlor- und säurefreies Papier verwendet.

ISSN 0072-4122

ISBN 3-88148-296-2

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm, oder ein anderes Verfahren), auch nicht für Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Für den Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst
Zentralamt
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach am Main

INHALT

	Seite
E. MÜLLER	
Observation und Simulation der Atmosphäre. Einführung	5
Prozesse und Strukturen	
S. GROSSMANN	
Seltene Attraktion oder seltsamer Attraktor: Vom Ursprung und vom Heute des Nichtlinearen Chaos	13
W. WERGEN	
Aktuelle Probleme in der numerischen Wettervorhersage	41
D. SPÄNKUCH	
Erkennung atmosphärischer Strukturen und Prozesse aus Satellitendaten	51
L. BENGTTSSON	
Wie können wir heute das Klima mit einem allgemeinen atmosphärischen Zirkulationsmodell simulieren?	93
E. RASCHKE	
Nur Satelliten ermöglichen globale Klimabeobachtungen	133
Die Mesoskala	
G. ADRIAN	
Anwendung mesoskaliger Modelle in der Regionalklimatologie	149
B. BRÜMMER	
Kaltluftausbrüche am arktischen Meereisrand	167
TH. FOKEN	
Einflüsse gegliederter Unterlagen auf den Energie- und Stoffaustausch in der Prandtl-Schicht	187
H. STEINHAGEN, G. PETERS	
Fernmessung mesoskaliger troposphärischer Strukturen mit elektromagnetischen und akustischen Wellen	217
Zusammensetzung der Atmosphäre	
D. H. EHHALT	
Die Atmosphäre als chemischer Reaktor	275
H. CLAUDE	
25 Jahre Ozonforschung auf dem Hohenpeißenberg - Entwicklung und Highlights	313
P. WINKLER	
Deposition von Spurenstoffen durch Niederschlag und Nebel	321
H. FISCHER	
Fernerkennung stratosphärischer Spurenstoffe und Ozonproblematik in hohen Breiten	343
Anschriften der Autoren	347
Liste der Teilnehmer	349

100 Jahre Meteorologisches Observatorium Potsdam

Symposium "Observation und Simulation der Atmosphäre"

Potsdam, 06. und 07. Mai 1993

E. Müller: Einführung

1. Begrüßung und Einordnung

Im Namen des Präsidenten des DWD, Tillmann Mohr, eröffne ich das Symposium und begrüße die erfreulich zahlreichen Teilnehmer auf das herzlichste. Besonders hervorheben möchte ich unsere ausländischen Ehrengäste, die derzeitigen und ehemaligen Mitarbeiter des Meteorologischen Observatoriums Potsdam (MOP), die Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats des DWD und - vor allem - alle Vortragenden und Sitzungsleiter.

Die Säkularfeier des MOP dient als Anlaß, nicht als direkter fachlicher Bezug des Symposiums. Dem wertenden und auswertenden Rückblick auf 100 Jahre fruchtbarer Tätigkeit sind die Redebeiträge auf dem Festakt und einige Veröffentlichungen des DWD gewidmet, die sich auf die Geschichte des Observatoriums und die Ergebnisse seiner 100jährigen Beobachtungstätigkeit beziehen. Hier geht es vielmehr darum, ganz allgemein die beiden methodischen Aspekte der Forschung - empirisch/experimentell und theoretisch/numerisch - in einen förderlichen Zusammenhang zu bringen. Im DWD befinden sie sich in der Abteilung Forschung unter einem organisatorischen Dach, und es ist mein persönliches Anliegen, eine fachliche Symbiose entstehen zu lassen.

Die Observation. Die Rolle der Observation - im DWD etwa vertreten durch seine Observatorien - wird durch die folgenden Schwerpunktaufgaben definiert:

- Überwachung der Atmosphäre auf ihren physikalischen und chemischen Zustand, d.h. langfristige Durchführung anspruchsvoller Messungen mit wissenschaftlicher Begleitung zur Qualitätssicherung und Dateninterpretation;
- Entwicklung bzw. Erprobung und Anpassung geeigneter Meßinstrumente und Auswerteverfahren;
- experimentelle Forschung in Form von Meßkampagnen, die ggf. von theoretischer Seite angeregt werden und deren Ergebnisse in die numerische Modellbildung einfließen.

Gestern bzw. in der älteren Vergangenheit ging es vor allem darum, Instrumente zur Messung immer neuer Zustandsparameter zu entwickeln und Grunderfahrungen in der Raum-Zeit-Struktur der Atmosphäre zu gewinnen. Wichtige Beiträge hierzu stammen von den Observatorien in Potsdam, Lindenberg und Hohenpeißenberg, aber auch Hamburg und Wahnsdorf; weitsichtige Zielsetzungen sind die Quelle für frühe Bezugsdaten.

Heute - im Zeitalter von GCOS und GAW - steht die Überwachung des komplexen Klimasystems als Aufgabe vor uns. Sie ist gekennzeichnet durch eine Zusammenhangsbetrachtung: Physik und Chemie der Atmosphäre; Atmosphäre und die anderen Komponenten des Klimasystems. Man ist sich dessen bewußt geworden, daß die Daten der aktuellen Wetter-beobachtung zugleich das Rückgrat der Klimaüberwachung bilden: Das bedingt erhöhte Ansprüche an Genauigkeit und zeitliche Homogenität des Wetterbeobachtungssystems. Es bleibt festzustellen, daß meteorologische Observatorien in diesem Zusammenhang eine herausragende Rolle spielen. Für den DWD und seinen nationalen und internationalen Auftrag zur Daseinsvorsorge sind sie unverzichtbar und müssen auch in einer neuen Rechts- und/oder Organisationsform ihren angemessenen Platz finden.

Die Simulation. Obwohl unentbehrlich, stößt die Observation mit den ihr verfügbaren Mitteln eo ipso an Grenzen, wenn es um gleichmäßig hohe raum-zeitliche Auflösung, um nicht direkt beobachtbare Größen (die sich nur aus dem Prozeßzusammenhang ergeben) und vor allem um das kausale Verständnis und die Vorhersage von Zustandsänderungen geht. Als notwendige Ergänzung stehen numerische Modelle der Atmosphäre zur Verfügung. Sie sind inzwischen zu einem universellen Instrument der Forschung und Anwendung geworden bei Prozeßsimulation, numerischer Wetter- und Umweltvorhersage, Klimasimulation und -vorhersage.

Die Verknüpfung. Das eigentliche Problem liegt in einer effizienten Verbindung der beiden Vorgehensweisen und ihrer Vertreter. Die Simulation benötigt geeignete Datensätze zur Definition von Anfangszuständen, zur Formulierung und Validierung von Prozessen. Die Observation bedarf der Modellunterstützung bei der Interpretation von Daten, zur optimalen Konfiguration von Meßnetzen und -experimenten, zur Prüfung phänomenologischer Konzepte (s. Tabelle 2).

Obwohl im Ansatz vorhanden, bleibt die Realisierung der Verknüpfung eine aktuelle Herausforderung. Zumindest das wechselseitige Verständnis zu vertiefen, sollte ein Anliegen dieses Symposiums sein.

2. Der DWD

Es erscheint angemessen, im vorliegenden Kontext den DWD als gastgebende Institution beispielartig in den Vordergrund zu stellen.

Der DWD ist eine wissenschaftlich-technische Behörde. Seine Forschung ist überwiegend angewandter Natur: Operationeller Einsatz definiert Bedarf und Ziel der Forschungsaktivitäten. Seine operationellen Systeme (Meß- und Beobachtungsnetz, Datenverarbeitung, Wetter- und Umweltvorhersage) stellen zugleich sein wichtigstes - ein mächtiges! - Forschungsinstrument dar.

Der DWD ist Deutschlands meteorologischer Dienst. Unter Meteorologie wird die Wissenschaft von der Atmosphäre - Physik und Chemie umfassend - verstanden. Sein Aufgabenfeld sieht er primär in Überwachung, Diagnose und Prognose des 3dimensionalen Prozeßzusammenhangs.

Der DWD verbindet in seinem gesetzlichen Auftrag Observation und Simulation der Atmosphäre.

Die Observation. Das synoptisch-klimatologische Meß- und Beobachtungsnetz des DWD bildet das Rückgrat der Atmosphärenüberwachung in Deutschland. Für die Durchführung anspruchsvoller Sondermessungen stehen die Observatorien (MOHp, MOH, MOP, MOL) und observatoriumsartigen Einrichtungen (ZAMF/AMBF's, ZMMF, ZHEA) zur Verfügung. Im Zuge der Umorganisation des Dienstes sind hier fachliche Schwerpunktbildungen vorgesehen. Tabelle 1 beleuchtet das Beispiel der Meteorologischen Observatorien.

Die Simulation. Die diesbezüglichen Aktivitäten des DWD konzentrieren sich auf die Entwicklung und den operationellen Einsatz von numerischen Systemen zur Wetter- und Umweltvorhersage. Solche Systeme setzen sich aus den Komponenten Datenassimilation, Modellvorhersage und Interpretation/Präsentation zusammen. Die aktuelle 3. Generation des NWV-Systems deckt mit der Modellkette Global-Modell (GM, $\Delta \sim 200$ km)/Europa-Modell (EM, $\Delta \sim 50$ km)/Deutschland-Modell (DM, $\Delta \sim 15$ km) den Skalenabschnitt Makro- α bis Meso- β in hydrostatischer Version ab (Abb. 1). Das größte NWV-Entwicklungspotential ist derzeit in solchen Aspekten zu sehen, die in engem Zusammenhang mit der Observation stehen: im Anfangszustand, dessen Güte von den Beobachtungsdaten und den Verfahren zu ihrer Assimilation abhängt, und in der physikalischen Ausstattung, die aus Meßexperimenten via phänomenologisches Konzept und Prozeßvalidation Nutzen zieht.

In der strategischen Perspektive wird sich der DWD - in vernünftiger Arbeitsteilung mit dem MPI Hamburg (Klimamodus) - ganz auf den Vorhersage- und Assimilationsmodus des Systemeinsatzes zurückziehen.

An das NWV-System als meteorologische Basis gekoppelt sind Trajektorien- sowie Ausbreitungsmodelle (Lagrange, Euler) für radioaktive und chemische Beimengungen.

Für Begutachtungen im lokalen Maßstab (Standortgutachten, Umweltverträglichkeitsprüfungen u.ä.) finden fremdentwickelte nichthydrostatische Atmosphärenmodelle und anschließbare Ausbreitungsmodule Verwendung. Es ist das strategische Ziel des DWD, für seine nächste NWV-Generation ein hochauflösendes ($\Delta \sim 20$ km) Global-Modell und ein vielseitig verwendbares (lokale Wettervorhersage und Klimagutachten) nichthydrostatisches Lokal-Modell vorzusehen.

Die Verknüpfung. Allgemeine Gesichtspunkte der Verknüpfung sind in Tabelle 2 am Beispiel des Forschungsverbundes der Abteilung F des DWD zusammengestellt. Es gibt zwar bereits eine Reihe laufender konkreter Projekte, wie

- Prüfung und NWV-Nutzung der Windprofiler-Daten,
- 3D-Wolkenanalyse unter Verwendung von konventionellen und Fernerkundungs-Daten,
- Anwendung gemessener Strahlungsfelder auf die Modellverifikation;

das gegenseitige Verständnis und die Erschließung des Potentials, das eine systematische Zusammenarbeit bietet, sind jedoch entschieden und beharrlich weiterzuentwickeln. Ein typisches Problem, das dabei auftritt, betrifft die Diskrepanz der repräsentativen Skalen der Messung einerseits (z.B. TOVS - vertikal, Erdboden- und Grenzschichtmessungen - horizontal) und der Modelle andererseits (s.o.). Es sei nur darauf hingewiesen, daß der Erdbodenmodul unseres NWV-Systems ohne Datenassimilation - also von der Realität abgekoppelt - betrieben wird, weil bislang keine geeigneten Beobachtungsdaten in Feldverteilung verfügbar sind.

3. Das Symposium

Es soll das Ziel des Symposiums sein, das Motto "Observation und Simulation der Atmosphäre" durch ausgewählte Beispiele lebendig werden zu lassen. Dabei ist das Themenspektrum möglichst weit gefaßt. Es spannt den Bogen zwischen Chaos und Struktur, lokaler und globaler Skala, Wettervorhersage und Klimasimulation, Physik und Chemie. Ergebnisse der meteorologischen Forschung am DWD und an Universitäten/Großforschungseinrichtungen werden - sich gegenseitig ergänzend - nebeneinandergestellt. Das Motto wird nicht engherzig

ausgelegt; es war vielmehr die Intention, Glanzlichter aus aktuellen Aktivitäten und Erkenntnisprozessen überzeugend zu vermitteln.

Als reine Präsentationsveranstaltung besteht das Symposium ausschließlich aus eingeladenen Vorträgen, die in einem Festband zur Hundertjahrfeier publiziert werden sollen.

Ich wünsche dem Symposium einen guten Verlauf und allen Teilnehmern ein anregendes Erlebnis.

Tabelle 1

Meteorologische Observatorien (MO) des DWD - Zukünftige Aufgabenverteilung
MO Hohenpeißenberg: Luftchemie und Niederschlagsprozeß <ol style="list-style-type: none">1. Methoden und Prozesse der atmosphärischen Chemie2. GAW-Globalstation3. Niederschlagsprozeß und Radarmeteorologie
MO Lindenberg: Struktur der Atmosphäre <ol style="list-style-type: none">1. Sondierungsverfahren (direkt; bodengestützte aktive Fernerkundung)2. Landoberflächenprozesse und Grenzschicht3. Lindenberger Säule
MO Potsdam: Strahlung <ol style="list-style-type: none">1. Messung von Strahlungsflüssen am Boden und in der Atmosphäre2. Verfahren der passiven Fernerkundung3. Strahlungsmodellierung; Prozeßvalidation

Tabelle 2

DWD / F		
Forschungsverbund "Observation und Simulation"		
Organisations- einheit	F / ZA	F / MO
FE-Programm	Modellierung und Vorhersage (Theoretisch-numerische For- schung)	Überwachung der Atmosphä- re (Empirisch-experimentelle Forschung)
Instrumente der Forschung und Anwendung	Numerische Modelle Verfahren der Datenassimilation	Meßgeräte Verfahren der Auswertung
Operationelle Aufgaben	Numerische Wettervorhersage Umweltvorhersage	Wetterbeobachtung Klimaüberwachung
FE-Aufgaben		
Meteorologische Erkenntnis	Simulation und Diagnose atmosphärischer Strukturen und Prozesse (Dauerüberwachung, Fallstudien/Meßkampagnen)	Beobachtung und phänome- nologische Interpretation
Weiterentwicklung des Instrumentari- ums	Realistischere Modelle	Verbesserte Verfahren der Messung und Auswertung Erfassung neuer Parameter
Verbund (wechselseitige Beiträge)	Modellmäßige Interpretation von Beobachtungsergebnissen Theoretische Anleitung zur opti- malen Konfiguration von Meß- netzen und -experimenten Funktionstest phänomenologisch hergeleiteter Konzepte	Daten für Anfangszustand und Prozeßvalidation nume- rischer Simulationen Vom Erscheinungsbild zum konzeptionellen Modell bzw. Parametrisierungs- ansatz

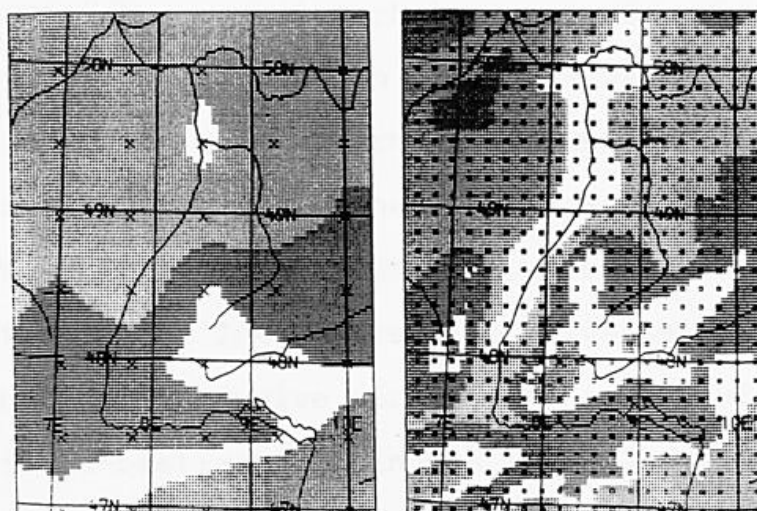
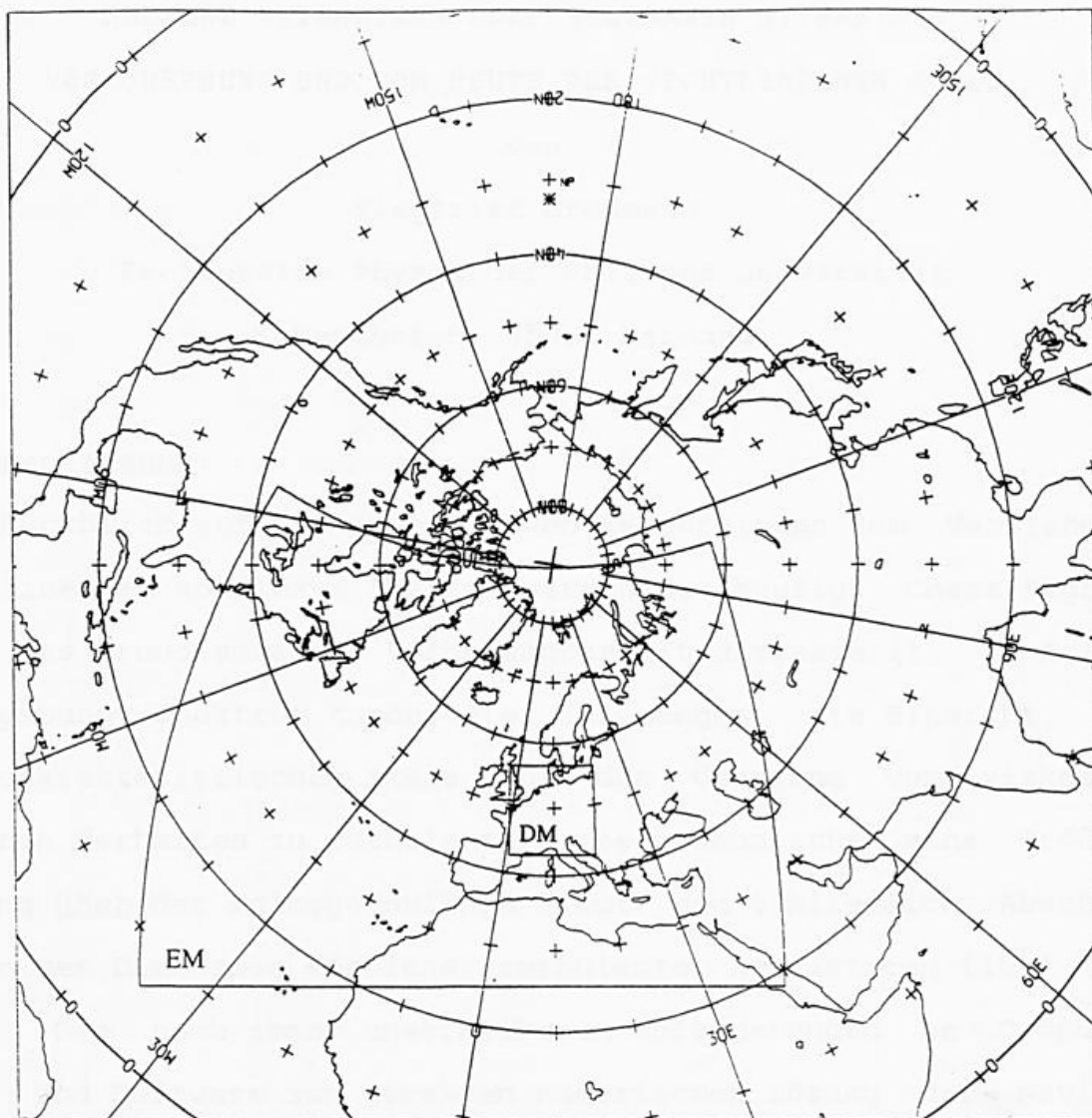


Abbildung 1:
Modellkette des DWD

oben:
Ausschnittsgebiete
EM, DM

unten:
Gitter und Orographie
(200m - Stufen)

links: EM (x)
rechts: DM (□)

SELTENE ATTRAKTION ODER SELTSAMER ATTRAKTOR:
VOM URSPRUNG UND VOM HEUTE DES NICHTLINEAREN CHAOS

von

Siegfried Großmann

Fachbereich Physik der Philipps-Universität

Renthof 6, 35032 Marburg

Zusammenfassung:

Nach Rückblick auf die Beiträge von Meteorologen zum Verständnis nichtlinearer komplexer Systeme werden der heutige Chaos-Begriff sowie das Grundlemma der Vorhersagbarkeit dargestellt. Es folgen das Lyapunov-Spektrum turbulenter Strömungen, die Einsicht, daß die charakteristische Skala für den Übergang vom viskosen, linearen Verhalten zu turbulentem, selbstähnlichen eine Größenordnung über der Kolmogorovlänge liegt und schließlich Abschätzungen der Dimension möglicher turbulenter Attraktoren (10^{12} bis 10^{13}). Die noch immer unerfüllbaren Anforderungen an Computer Hard- und Software zur direkten numerischen Lösung der Navier-Stokes-Gleichungen bei turbulenten Strömungen werden quantitativ diskutiert; Millionen von Gigaflops wären notwendig. Ein neues Verfahren mit geometrisch skalenden Wellenvektoren gestattet Näherungs-Lösungen bei hohen Reynoldszahlen. Insbesondere Intermitenz von Strömungen läßt sich untersuchen. Es werden Hinweise präsentiert, daß Intermitenz im universellen Selbstähnlichkeitsbereich möglicherweise praktisch nicht auftritt, sondern ein viskositäts-bestimmtes Phänomen ist. Zusammenfassungen jüngster Fortschritte thermisch getriebener Rayleigh-Bénard Turbulenz und der quantitativen Berechnungen anomal effektiver turbulenter Diffusion ($\sim t^3$) beschließen den Überblick.

1. Der Anlaß dieses Symposiums, 100 Jahre Meteorologisches Observatorium zu Potsdam, verführt zu mancherlei historischen Anknüpfungen. Attraktionen kommen in der Wissenschaft zwar selten, aber doch immer wieder vor. Wissenschaftliche Attraktionen sind originelle, überraschende Entdeckungen oder Erkenntnisse, die oft zunächst auf Unglauben oder gar Ablehnung stoßen und dann tiefgreifende, manchmal revolutionäre Auswirkungen haben, jedenfalls intensive, auch emotionale Diskussionen auslösen.

Eine der jüngsten dieser seltenen Attraktionen ist die Entdeckung der Allgegenwart seltsamer Attraktoren als Manifestation der dynamischen Qualität Chaos und der aus Nichtlinearität erwachsenen Selbstähnlichkeit und Fraktalität. Eine der weit verzweigten Wurzeln dieser Entdeckung ist die Meteorologie.

Von einem Meteorologen stammt das erste Skalengesetz, die charakteristische Signatur nichtlinearer Gleichungen (Louis Frey Richardson, 1926, [1]). Von einem Meteorologen stammt einer der ersten und repräsentativsten seltsamen Attraktoren (Edward N.Lorenz, 1963, [2]). Beide Entdeckungen hatten außerordentlich lange "Inkubationszeiten", bis sie als wahre Attraktionen erkannt wurden. So fremdartig erschienen sie zunächst ihrer wissenschaftlichen Umwelt. E.N.Lorenz war erst nach etwa zehn Jahren in aller Munde, L.F.Richardson benötigte gar dreißig oder mehr Jahre, weil er seiner Zeit noch mehr voraus war.

Erinnern wir uns. Vor nunmehr 30 Jahren, also um 1963, arbeiteten Barry Saltzman [3] im The Travelers Research Center in Hartford, Conn., und Edward N.Lorenz [2] am MIT in Boston, Mass., numerisch daran, wie die uns Physiker und die Meteorologen gleichermaßen stark interessierende Rayleigh-Bénard-Konvektion in von unten

erwärmten Fluiden im Schwerfeld zu verstehen sein könnte. Von den 52 zunächst berücksichtigten Moden-Amplituden zerfielen die meisten, sofern die Rayleighzahl $Ra \sim \Delta T$ (Temperaturdifferenz) nur wenig über der kritischen Rayleighzahl Ra_c des Konvektions-einsatzes lag. Drei Moden aber erwiesen sich als essentiell: Die Amplitude $U(t)$ für die Konvektionsrollengeschwindigkeit, die Amplitude $T(t)$ für die begleitenden Temperaturrollen sowie die Größe $J(t)$ des Wärmestroms (in Vielfachen von $\kappa \Delta T / (L/2)$, d.h. J ist die Nusseltzahl). Das nichtlineare, gekoppelte System der "Lorenzgleichungen" [2]

$$\dot{U} = -\sigma U + \sigma T, \quad (1a)$$

$$\dot{T} = rU - T - UJ, \quad (1b)$$

$$\dot{J} = -bJ + UT \quad (1c)$$

lieferte Erstaunliches. Mit steigendem $r = Ra/Ra_c$ (bei fester Prandtlzahl $\sigma = \nu/\kappa = 10$ und $b = 8/3$) zunächst oszillatorisches Einmünden in einen stationären Zustand nach einer mit wachsendem $r \sim \Delta T$ immer längeren Einschwingphase. Dann, ab etwa $r = 24,7$, dauernder, unregelmäßiger, "non-periodic flow" [4]. Gerade so etwas wurde 1974 von Günther Ahlers experimentell beobachtet [5] siehe Figur 1, immer noch voller Skepsis und Unglauben.

So ganz einfach wird es ja auch der Lösung des Lorenzgleichungssystems nicht gemacht, in einem beschränkten Bereich des Phasenraums sich dauernd zu bewegen, sich dabei aber nie zu wiederholen. Erst ab $D = 3$ Dimensionen des Phasenraums ist das überhaupt möglich. Der Attraktor für diese Bewegung ist weder ein stationärer Punkt, noch ein Grenzzyklus oder eine marginal stabile

periodische Bahn, auch keine quasiperiodisch überstrichene Torusfläche, sondern ein "seltsam" genanntes, fraktal geschichtetes Gebilde. Moderne Versionen dieses seltsamen Attraktors zeigen die Figuren 2 und 3. Seine Dimension ist $D \cong 2,06$.

2. Chaotische Signale, wie sie Figur 1 zeigt und wie sie durch die Bewegung auf seltsamen Attraktoren (Figuren 2 und 3) erzeugt werden, lassen sich folgendermaßen beschreiben und definieren.

- i) Sie sind trotz statischer oder stationärer Bedingungen dauernd zeitabhängig, beliebig lange.
- ii) Die Bewegung erfolgt in einem beschränkten Korridor, d.h. es gibt obere und untere Schranken für das Signal (Kompaktheit des Attraktors).
- iii) Trotz andauernder zeitlicher Veränderung im beschränkten Bereich wiederholt sich die Bewegung *n i c h t* periodisch ("deterministic non-periodic flow"). Wir wissen heute jedoch, daß der seltsame Attraktor, wie jede chaotische Bahn darauf, ein Skelett aus instabilen periodischen Bahnen hat (David Ruelle, Predrag Cvitanovic, Bruno Eckhardt, u.a., siehe z.B. [7]).
- iv) Es bedarf kontinuierlich vieler Frequenzen, also eines breitbandigen, strukturierten Spektrums trotz oft nur weniger, i.a. nur endlicher vieler Freiheitsgrade zur Frequenzanalyse chaotischer Signale. Diese spektralen Strukturen sind das nichtlineare Pendant der einfachen Resonanzkurven linearer Oszillatoren [8].
- v) In diesen chaotischen Zuständen gehen zeitliche Korrelationen im Mittel verloren, mit wachsendem zeitlichen Abstand manchmal erstaunlich schnell [9].
- vi) Das Verhalten des Systems hängt empfindlich vom Anfangszustand ab [10].

Alle diese definierenden Eigenschaften chaotischen Verhaltens sind Ausdruck nichtlinearer Gleichungen, sofern deren Struktur ein intern expandierendes Verhalten innerhalb eines begrenzten Bereichs bewirkt. Verantwortlich ist ein stretching-and-folding Mechanismus, erzeugt durch zumindest einen positiven Lyapunov-Exponenten. Hinweise zur Geschichte siehe [11].

3. Die Bewegung auf seltsamen Attraktoren ist zugleich determiniert und unvorhersagbar. Insofern determiniert, als sie Bewegungsgleichungen folgt, i.a. einem Satz gewöhnlicher Differentialgleichungen oder aber einer partiellen Differentialgleichung. Insofern unvorhersagbar, als kleine Abweichungen in den Anfangsbedingungen zu längerfristig ganz unterschiedlichen Zeitverläufen führen. Unsicherheit in den Anfangsbedingungen ist aber wegen der naturnotwendig begrenzten Meßgenauigkeit absolut unvermeidlich.

Das Grundlemma der Vorhersagbarkeit lautet

$$t_{\text{prediction}} \cong \frac{1}{\lambda} \ln \frac{\varepsilon_{\text{tol.}}}{\varepsilon_{\text{meß}}} \quad (2)$$

Die Länge der Vorhersagbarkeitszeit $t_{\text{prediction}}$ hängt einmal ab von der Präzision bei der Feststellung des Istzustandes, dem Meßfehler $\varepsilon_{\text{meß}}$. Sodann wird sie von der für tolerabel gehaltenen Ungenauigkeit ε_{tol} bei der Vorhersage beeinflusst. Die klare Angabe von ε_{tol} vermißt man leider oft bei Diskussionen um die erreichte Qualität von Wettervorhersagen. Es wird einleuchten, daß die tolerierbare Vorhersageungenauigkeit ε_{tol} nicht kleiner sein darf als $\varepsilon_{\text{meß}}$ und daß man leichter und länger vorhersagen

kann, wenn die Temperatur zwischen 10 und 20 Grad liegen darf, als wenn sie z.B. zwischen 14 und 15 Grad festgezurrert würde. Sowohl unser Meßvermögen $\epsilon_{\text{meß}}$ als auch unser Genauigkeitsanspruch ϵ_{tol} gehen nur logarithmisch ein. Eine Verdopplung der Meßstationendichte (also ein beträchtlicher Aufwand) ermöglicht deshalb im Mittel nur eine Verlängerung der Vorhersagezeit um $\Delta t_{\text{prediction}} / t_{\text{prediction}} \cong \ln 2 / \ln \frac{\epsilon_{\text{tol}}}{\epsilon_{\text{meß}}}$, also vielleicht 20% bis 30%.

Die grundlegende Zeitskala für mögliche Vorhersagen setzt aber das System bzw. der seltsame Attraktor selbst, nämlich durch sein Lyapunov-Spektrum. Sei λ der charakteristische Exponent für exponentielles zeitliches Auseinanderlaufen $\sim e^{\lambda t}$ benachbarter Trajektorien (allgemeiner: die Kolmogorov Entropie), dann ist λ^{-1} die charakteristische mittlere Vorhersagezeit. V.I. Arnold [12] schätzt Trajektoriendivergenzen für Großwetterlagen-Vorhersagen aus der Gaußschen Krümmung und der trade-wind-Geschwindigkeit von etwa 100 km/h ab. Setzt man diese Abschätzungen fort, erhält man $\lambda^{-1} = 5,3$ Tage.

Jüngste Untersuchungen zum Vorhersageproblem konnten Verbesserungen durch Betrachten "effektiver Lyapunovexponenten" erzielen [13]. Es zeigt sich, daß die lokale Vorhersagemöglichkeit sowohl von der Lage der anfänglichen Phase als auch von der erstrebten Vorhersagezeit empfindlich abhängt, je nachdem nämlich, wo die Bahn während der interessierenden Zeit auf dem Attraktor verläuft. Figur 4 zeigt, wie dicht die Bereiche geringer und solche guter Vorhersagbarkeit verwoben sein können.

4. Die dynamischen Grundgleichungen für Strömungsvorgänge sind die Navier-Stokes-Gleichungen in Verbindung mit den Erhaltungsgleichungen für Energie und Masse. Vorhersagbarkeitsuntersuchungen für Strömungen müssen sich deshalb um das Lyapunov-Spektrum der partiellen Differentialgleichungen von Navier und Stokes bemühen. Mathematisch wurde das insbesondere von Ruelle [15] und von Lieb [16] getan. Im folgenden sei kurz skizziert, wie man durch einfache Überlegungen zu interessanten Aussagen über das Lyapunov-Spektrum turbulenter Strömungen kommen kann.

Leicht unterschiedliche anfängliche Strömungsfelder $u(x, t_0)$ und $u(x, t_0) + \delta u(x, t_0)$ entwickeln sich für $t > t_0$ zunehmend anders. Der Unterschied $\int |\delta u|^2 dV(x)$ wächst. Die Bewegungsgleichung

$$\partial_t \delta u_i = \nu \delta u_i - \frac{1}{2} [u_{i,j}(\vec{x}, t) + u_{j,i}(\vec{x}, t)] \delta u_j \quad (3)$$

bestimmt das Verhalten des Abweichungsfeldes $\delta u_i(\vec{x}, t)$ im Laufe der Zeit. Man gewinnt sie aus der Linearisierung der Navier-Stokes-Gleichung. Für die zeitliche Änderung der o.g. Energie der Abweichung wird nur der selbstadjungierte Teil des linearisierten Navier-Stokes-Operators benötigt, und eine obere Abschätzung sieht auch zunächst von der Inkompressibilität ab. ν ist die kinematische Zähigkeit ($\approx 15 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-1}$ für Luft unter Normalbedingungen), $u_{i,j} = \partial u_i / \partial x_j$ ist das Feld der lokalen Scherraten des gerade betrachteten turbulenten Strömungsfeldes $\vec{u}(\vec{x}, t)$.

Das aus (3) folgende Eigenwertspektrum ist in Figur 5 skizziert. Als Maß für den Einfluß der Turbulenz des Strömungsfeldes dient die Wurzel aus den Eigenwerten des Quadrates des Scherratentensors, also $\sqrt{\mathcal{E}(\vec{x}, t) / 2\nu}$. Somit regelt die lokale Dissipationsrate

ε der Energie die lokale Strömungs(in)stabilität. Im Mittel (über Ort bzw. Zeit) hat man sich also das um $\sqrt{\varepsilon/2\nu}$ ins Positive verschobene Spektrum des Laplaceoperators vorzustellen.

Einige Schlußfolgerungen: 1. Turbulente Konvektion kann einsetzen, wenn ε gerade so groß geworden ist, daß die Scherung den schwächst-gedämpften Eigenwert des Laplaceoperators auf der λ -Achse über 0 hinaus zu positiven Werten verschieben kann, also

$$\sqrt{\varepsilon/2\nu} \gtrsim (2\pi/L)^2. \quad (4)$$

$L \cong v^{1/3}$ ist die Linearausdehnung des Strömungsfeldes. Es kommt somit auf den Vergleich von $(\nu^3/\varepsilon)^{1/4} \equiv \eta$ (Kolmogorovsche Dissipationslänge) mit der Ausdehnung L des Strömungsfeldes an. Das Kriterium für den Einsatz von Instabilität lautet somit

$$8\eta \lesssim L, \quad (5)$$

abgesehen von geometrischen Details.

Dieses Kriterium gilt natürlich auch für Teilbereiche von turbulenten Strömungen: Solange die Größe r eines Wirbels etwa 8η übersteigt, werden sie als instabil zerfallen. Daher mißt man immer wieder als Übergangslänge vom Trägheitsbereich zum Viskositätsbereich in turbulenten Spektren bzw. in den Strukturfunktionen $\langle |\vec{u}(\vec{x}+\vec{r}) - \vec{u}(\vec{x})|^2 \rangle$ vs r

$$r_{\text{übergang}} \approx 8\eta \quad \text{bzw.} \quad k_{\text{übergang}} \approx (1/8) k_{\eta}, \quad (6)$$

vergleiche [17]-[21]. Die charakteristische Übergangsskala liegt also um rund eine Größenordnung über der Kolmogorov-Länge.

In Strukturfunktionen oder Spektren höherer (m-ter statt 2-ter) Ordnung ist der Trägheitsbereich kleiner, siehe [21]. Der Übergang in den viskosen Bereich erfolgt dann schon bei $(2/m) \cdot k \eta / 8$.

Aus dem Lyapunov-Spektrum (Figur 5) läßt sich auch die Dimension d_{Lyap} des turbulenten Attraktors abschätzen, sofern es einen gibt. Man hat dazu (siehe Lehrbücher zum deterministischen Chaos, z.B. [22]-[24]) abzuzählen, wieviele positive λ 's es gibt; genauer (Kaplan-Yorke [25], siehe auch [26]) ist d_{Lyap} diejenige kleinste Zahl, für die $\sum_{i=1}^{d_{Lyap}} \lambda_i$ gerade negativ wird. Man erhält durch einfaches Abzählen für die Dimensionsdichte

$$d_{Lyap}/V \lesssim 0,175 \eta^{-3}. \quad (7)$$

Die Zahlenkonstante ermittelt man aus den Abschätzungen in [15], [16].

Beachtet man, wie die Rate der Energiedissipation durch die Rate der Energiezufuhr über den Rand ausgeglichen wird, $\epsilon \sim U^3/L$, kann man die Reynoldszahlabhängigkeit der Lyapunov-Dimension ermitteln.

$$d_{Lyap} \sim Re^{9/4}. \quad (8)$$

Einige konkrete Zahlen mögen diese Ergebnisse beleuchten. Im Windkanal von ONERA im französischen Modane ist die Übergangslänge vom Trägheits- zum Viskositätsbereich $10 \eta \approx 4 \text{ mm}$, die Energiedissipationsrate $\epsilon \approx 0,2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, die Zahl der Freiheitsgrade pro Volumen $d_{Lyap}/V \approx 4 \text{ mm}^{-1}$, ihre Gesamtzahl etwa $d_{Lyap} \lesssim 10^{12}$. Die entsprechenden Zahlen für die "mittlere Atmosphäre" lauten $10 \eta \approx 70 \text{ mm}$, $\epsilon \approx 1,5 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-3}$, $d_{Lyap}/V \approx 0,5 \text{ cm}^{-3}$ und

$d_{Lyap} \lesssim 10^{13}$. Typische größte Werte für λ sind 250 Hz (Windkanal) bzw. 1/4 Hz (mittlere Atmosphäre).

5. Aus diesen Ergebnissen über die Lyapunov-Dimension, d.h. über die Anzahl turbulenter Freiheitsgrade, als Funktion der Reynoldszahl kann man die Frage beantworten, ob man turbulente Strömungen nicht einfach direkt durch numerische Lösung der Navier-Stokes-Gleichung berechnen könnte. Es zeigt sich, daß dieser Traum noch immer absolut utopisch ist, wenn man an wirklich großen Reynoldszahlen interessiert ist.

Die Zahl der notwendigen Computeroperationen W in der relevanten Zeit von wenigstens einer Umdrehungszeit t_L der größten Wirbel beträgt $d_{Lyap} \cdot t_L$, ist also $\sim Re^{9/4} \cdot Re^{3/4}$. Die Berechnung des Drucks aus $\Delta p = -u_{i,j}u_{j,i}$ geht wie $1/d Re$. Also gilt $W \sim Re^3 \ln Re$, wie bereits 1970 bekannt [27]. Die Proportionalitätskonstante findet man am bequemsten aus einem konkreten Beispiel [27]: bei $Re = 500$ ergibt sich $W \cong 10^9$. Es folgt für die Anzahl W der benötigten Computeroperationen in der relevanten Zeit bei Navier-Stokes-Turbulenz

$$W \cong Re^3 \ln Re. \quad (9)$$

Bei einer Computer-Taktzeit von effektiv 25 ns, d.h. bei 40 Megaflops, erhält man Rechenzeiten von

$$T_w \cong Re^3 \ln Re \cdot 25 \text{ ns}. \quad (10)$$

Einige Zahlen, die hieraus folgen. Für $Re = 5 \cdot 10^6$ beträgt $T_w = 2$

Mio Jahre! In 1 h sind Lösungen bei $Re = 2\ 400$ zu bewältigen, was für hochturbulente Strömungen natürlich viel zu wenig ist. Heute sind oft 400 Megaflops (also 2,5 ns Taktzeit) erreichbar. Ein Faktor 10 in der Taktzeit kleiner bringt nach obiger Formel gerade mal eine um einen Faktor $10^{0,3123}$ ($= 2,05$) größere Reynoldszahl.

Vincent und Meneguzzi [28] simulierten Strömungen auf der Cray II: bei 4 CPU-Stunden Rechenzeit gelang $Re_\lambda = 150$ (d.h. nach den üblichen Regeln $Re = 10\ 000$), wobei 240^3 Fouriermoden behandelt wurden. Jüngste Rechnungen [29] erreichten $Re_\lambda = 200$ (entsprechend etwa $Re \approx 16\ 000$) auf einem 512^3 -Gitter mittels Connection Machine CM-200 im Advanced Computing Laboratory at Los Alamos National Laboratory. Für Ozean-Modellierung [30] auf der Cray-YMP wurden 1 Gigaflops realisiert, so daß Re um einen Faktor 2,73 höher als bei 40 Megaflops sein kann; auf der Los Alamos Connection Machine CM5 mit 1 024 Prozessorknoten sind 128 Gigaflops erreichbar, was um 12,4 höhere Reynoldszahlen als bei 40 Megaflops erlaubt, z.B. $Re = 3 \cdot 10^4$ in 1 Stunde.

Endgültig klar wird, was der steile Anstieg (9) bzw. (10) der benötigten Computerleistung mit wachsender Reynoldszahl bedeutet, wenn man fragt, welcher Schalttakt nötig wäre, um starke Windkanalturbulenz bei $Re = 5 \cdot 10^6$ mit $W = 2,8 \cdot 10^{21}$ Operationen im Verlaufe eines CPU-Tages zu simulieren: $\Delta t = 3,1 \cdot 10^{-17}$ s entsprechend $32 \cdot 10^{15}$ Flops, d.h. 32 Millionen Gigaflops wären notwendig!

6. Offensichtlich bedarf es zur Behandlung hoch turbulenter Vorgänge nach wie vor adäquater Näherungen. Die direkten numeri-

schen Methoden reichen für Strömungen bei großen Re-Zahlen bei weitem noch nicht aus. Wir haben, angeregt durch die Struktur nichtlinearer selbstähnlicher Dynamik komplexer Systeme, ein Näherungsverfahren entwickelt, mit dem wesentlich höhere Reynoldszahlen, bis zu $Re \cong 10^7$, erreicht werden können [31]-[33], [21]. Der Preis ist eine geringere Schärfe von Konturen im Strömungsfeld, vor allem auf den kleinen Skalen; der Gewinn ist eine drastische Reduzierung der Zahl der Freiheitsgrade (also von $d_{L y a p}$) trotz gleichzeitiger Auflösung von Wirbeln über mehr als 3 Größenordnungen, so wie sie in den großen Windkanälen oder in der Atmosphäre im Strömungsfeld gleichzeitig auftreten.

Zugrunde liegt folgende Idee [31],[32],[33]. Die Navier-Stokes-Gleichungen werden in Fourier-Darstellung $\vec{u}(\vec{x}, t) = \sum_{\vec{p}} \vec{u}(\vec{p}, t) \exp(i\vec{p} \cdot \vec{x})$ behandelt, mit periodischen Randbedingungen und äußerem Antrieb nur auf den größten Skalen, aber unter starker Einschränkung der zugelassenen \vec{p} . Die größten Wirbel werden durch eine Menge $K_0 = \{\vec{p}_n^{(0)} \mid n = 1, 2, \dots, n_{max}\}$ von Wellenzahlvektoren \vec{p} beschrieben, die untereinander möglichst gut gemäß der Navier-Stokes-Nichtlinearität wechselwirken. Waren es zunächst [31] $n_{max} = 26$ Wellenvektoren in K_0 , so verwenden wir heute bis zu $n_{max} = 86$, siehe [21], [32], [33]. Zur Beschreibung der beim Zerfall der Wirbel aus K_0 entstehenden kleineren und immer kleineren Wirbel werden außer den $\vec{p}_n^{(0)}$ größere Wellenzahlvektoren in der obigen Fouriersumme zugelassen, nämlich die $\vec{p}_n^{(l)} = 2^l \vec{p}_n^{(0)}$, $l = 1, 2, \dots, l_{max}$, für alle $n \leq n_{max}$.

Bei $l_{max} = 12$ erfaßt diese geometrisch skalende Auswahl von Wellenvektoren Längenskalen von z.B. 1 cm bis zu 40 km, wie sie bei Re bis zu 10^6 - 10^7 auftreten. Unterhalb von 1 cm ist das

Strömungsfeld glatt, oberhalb von 40 km wiederholt es sich periodisch. Figur 6 vermittelt einen Eindruck der selbstähnlichen Kaskade von Sternen der zugelassenen Wellenvektoren. Figur 7 zeigt die vielfältige Vernetzung dieser \vec{p} aufgrund der Navier-Stokes-Wechselwirkung.

Das turbulente Strömungsfeld, auf diese Weise in eine Fouriersumme mit geometrisch skalender Auswahl von Wellenvektoren zerlegt, wird somit durch $n_{\max} \cdot (l_{\max} + 1) \cdot 2 = 2\,236$ unabhängige, reelle Amplituden $\vec{u}(\vec{p}, t)$ beschrieben. Diese werden als Lösung des aus der Navier-Stokes-Gleichung folgenden Satzes gewöhnlicher Differentialgleichungen (numerisch) berechnet und dann zu einem vielskaligen, turbulenten Strömungsfeld überlagert. Beispiele zeigen Figur 8 und, skalenaufgelöst, Figur 9. Das Strömungsfeld ist typisch chaotisch, vielskalig und zeigt ein Spektrum, das in sehr guter Übereinstimmung mit der klassischen Turbulenz-Theorie ist [34]. Im Detail jedoch verhält es sich sehr viel differenzierter.

Auf kleineren Skalen kommt zunehmend mehr Intermittenz zum Vorschein [32], [21], siehe Figur 9. Die statistische Wahrscheinlichkeitsverteilung wird für kleinere Wirbel immer mehr nicht-gaußisch und entwickelt das Aussehen einer gestreckten Exponentialverteilung [32], [33], siehe auch [35]. Die Wirbelverteilungen sind stark lokalisiert [28], [32]. Am aufregendsten ist, daß bei skalenaufgelöster Analyse des Spektrums Intermittenzkorrekturen zwar im viskosen- und im Energiezufuhrbereich auftreten, aber praktisch nicht im eigentlichen Trägheitsbereich, siehe Figur 10. Der Trägheitsbereich vollentwickelter Turbulenz würde sich demnach ganz befriedigend mittels mean-field-Theorien beschreiben

lassen. Die sorgfältige Analyse der bekannten experimentellen Daten von hoch turbulenten Strömungen scheint zu bestätigen, daß es im Trägheitsbereich praktisch keine Intermittenz gibt [21]! Wegen weiterer Einzelheiten über Turbulenz bei $Re = 10^6 - 10^7$ siehe [21],[32],[33],[35].

7. Für das atmosphärische Wettergeschehen wichtiger als reine Strömungsturbulenz ist - und damit greife ich den roten Faden der Rayleigh-Bénard-Konvektion wieder auf - thermisch getriebene Turbulenz. Hier hat es nicht nur große Fortschritte durch die Chaostheorie im Bereich des Einsatzes der Konvektion gegeben (siehe oben), sondern durch Experimente bis zu Rayleigh-Zahlen $Ra = \beta g L^3 \Delta T / \nu \kappa$ der enormen Größe $\cong 10^{15}$ sind zahlreiche Skalengesetze entdeckt und analysiert worden [36]-[38]. Das Interessanteste ist der Anstieg des Wärmetransports mit der Temperaturdifferenz, also der Nusselt-Zahl versus Rayleigh-Zahl.

$$Nu \sim Ra^\beta, \quad \beta = 0.290 \pm 0.005. \quad (11)$$

Es treten mehrere Turbulenzregime auf, wie in Figur 11 dargestellt. Ein Überblick läßt sich wieder durch die charakteristische Übergangslänge 10η zwischen viskosem und nichtlinearem Verhalten im Vergleich zu den geometrischen Maßen L des Strömungsvolumens gewinnen [39]. $\eta = (\nu^3/\varepsilon)^{1/4}$ wie vorher, jedoch wird die dissipierte Energie bei thermisch getriebener Turbulenz durch den Auftrieb eingebracht, $\varepsilon \sim \beta g u_c \Delta_c \sim \kappa^2 \nu L^{-4} Ra^{1+\alpha-\gamma}$. Dabei ist g die Erdbeschleunigung, β der isobare Ausdehnungskoeffizient, $u_c \sim \kappa L^{-1} Ra^\alpha$ die typische turbulente Geschwindigkeit

keitsfluktuation und $\Delta_c \sim \Delta T R a^{-\gamma}$ die typische Temperaturfluktuation. Die Skalentheorien [37] ergeben $\alpha = 3\gamma = 3/7$. Hieraus folgt

$$10\eta = 10(\nu^3/\epsilon)^{1/4} \sim L\sqrt{\text{Pr}} Ra^{-(1+\alpha-\gamma)/4} \sim L \cdot Ra^{-0.32}. \quad (12)$$

Chaos setzt ein, wenn $10\eta \approx L_{\max}$, weiche Turbulenz ist beobachtbar, wenn $L_{\min} \lesssim 10\eta \lesssim L_{\max}$, harte Turbulenz setzt ein, wenn $10\eta \lesssim L_{\min}$. Dabei ist L_{\max} die größte und L_{\min} die kleinste typische geometrische Ausdehnung des Strömungsvolumens.

8. Auch der starke diffusive Transport in turbulenter Strömung läßt sich heute gut verstehen. Figur 12 zeigt ein Beispiel. Sowohl das anomal große Wachsen der Varianz

$$\langle R_t^2 \rangle \cong 13\epsilon t^3 \quad (13)$$

als auch die skalenabhängige turbulente Diffusivität

$$K \cong 2.4 \epsilon^{1/3} r^{4/3} \quad (14)$$

sind einschließlich der Vorfaktoren aus der Navier-Stokes-Gleichung abzuleiten [43],[44],[18],[42]. K ergibt sich in guter Übereinstimmung mit der ursprünglichen Abschätzung von Richardson [1], [45] - und damit ist der Bezug zur Meteorologie wieder hergestellt.

9. Die Chaostheorie hat zu tieferen Einsichten in die nichtlinea-

re Natur, besonders auch bei turbulenten Strömungsvorgängen geführt. Adäquatere Begriffe und Methoden trugen dazu ebenso bei wie neue Experimente. Wesentliche Beiträge zur Entwicklung der nichtlinearen Dynamik stammen von Meteorologen. Inzwischen ist neben der Untersuchung niedrigdimensionaler seltsamer Attraktoren zunehmendes Interesse an räumlich selbstähnlichen und räumlich chaotischen Strukturen festzustellen. Dazu gehört vor allem die vollentwickelte Turbulenz bei hohen und höchsten Reynoldszahlen. Neue wechselseitige Anregungen zwischen Physik und Meteorologie werden deshalb sehr erhofft.

Freuen wir uns also über den 100-jährigen Geburtstag des Meteorologischen Observatoriums zu Potsdam und wünschen ihm und uns viel Erfolg bei der Entdeckung weiterer aufregender seltener Attraktionen.

LITERATUR

- [1] L.F.Richardson, Proc.Roy.Soc.(Lond.)A110,709(1926)
- [2] E.N.Lorenz, J.Atmos.Sci.20,130(1963)
- [3] B.Saltzman, J.Atmos.Sci.19,329(1962)
- [4] Zitat aus dem Acknowledgement von [2]: "The writer is indebted to Dr.Barry Saltzman for bringing to this attention the existence of nonperiodic solutions of the convective equations."
- [5] G.Ahlers, in: Fluctuations, Instabilities, and Phase Transitions, Proc.Geilo Conf., Ed.T.Riste, Plenum Press, New York, 1976, p.181
- [6] B.Eckhardt, G.Ott, Periodic orbit analysis of the Lorenz attractor, Preprint, Marburg-Oldenburg, 1993
- [7] B.Eckhardt, Periodic Orbit Theory, Proc.Int.School Physics "Enrico Fermi", Varenna 1991
- [8] A.Hübler, Modeling and Control of Complex Systems: Paradigms and Applications, in: Modeling Complex Phenomena, Eds.L.Lam, A.Naroditsky, Springer, New York etc., 1992,pp.5-65
- [9] S.Großmann, S.Thomae, Z.Naturforsch 32a, 1353(1977)
- [10] "One flap of a sea gull's wings would forever change the future course of the weather" according to a meteorologist, whose identity Lorenz could not recall, see E.N.Lorenz, Tellus 21,289(1969), in particular p.306. Der berühmte

Schmetterlingseffekt taucht erst 1979 auf: E.N.Lorenz, "Predictability: does the flap of a butterfly's wing in Brazil set off a Tornado in Texas?" Ansprache vor dem Jahreskongreß der American Association for the Advancement of Science in Washington, 29.Dez.1979

- [11] "Chaos" als Begriff für deterministisches, nichtperiodisches Verhalten findet man zuerst in T.Y.Li, J.A.Yorke, Am.Math. Monthly 82,985(1975). Den Ausdruck "strange attractor" verfolgen die Physiker zurück zu D.Ruelle, F.Takens, Comm.Math. Phys. 20,167(1971); siehe auch D.Ruelle, Mathematical Intelligencer 2,126(1980)
- [12] V.I.Arnold, Mathematical Methods of Classical Mechanics, Springer, Berlin etc., 1978, Appendix 2-L, pp.341/2
- [13] R.Doerner, B.Hübinger, W.Martienssen, S.Großmann, S.Thomae, Chaos, Solitons and Fractals 1,553(1991)
- [14] R.Doerner, B.Hübinger, W.Martienssen, S.Großmann, S.Thomae, "Stable Manifolds and Predictability of Chaotic Motions", Preprint 1993
- [15] D.Ruelle, Commun.Math.Phys.87,287(1982);93,285(1984)
- [16] E.Lieb, Commun.Math.Phys.92,473(1984)
- [17] F.Anselmet, Y.Gagne, E.J.Hopfinger, R.A.Antonia, J.Fluid Mech.140,63(1984)
- [18] H.Effinger, S.Großmann, Z.Phys.B66,289(1987)
- [19] A.S.Monin, A.M.Yaglom, Statistical Fluid Mechanics, Vol.2 (The MIT Press, Cambridge, Massachusetts, 1975)

- [20] S.Grossmann, D.Lohse, Phys.Lett.A173,58(1993)
- [21] S.Grossmann, D.Lohse, Scale resolved intermittency in turbulence, preprint, Marburg 1993
- [22] H.G.Schuster, Deterministic Chaos, An Introduction, Verlag VCH, Weinheim, 1988
- [23] P.Bergé, Y.Pomeau, C.Vidal, Order within Chaos - Towards a deterministic approach to turbulence, John Wiley & Sons, New York etc., 1986
- [24] J.Peinke, J.Parisi, O.E.Rössler, R.Stoop, Encounter with Chaos, Springer-Verlag, Berlin etc., 1992
- [25] J.L.Kaplan, J.A.Yorke, in: Functional Differential Equations and Approximation of Fixed Points, Eds. H.O.Peitgen, H.-C.Walter, Lect.Notes Math 730, Springer, Berlin etc., 1979, p.204
- [26] F.Ledrappier, Commun.Math.Phys.81,229(1981)
- [27] S.A.Orszag, J.Fluid Mech.41,363(1970)
S.A.Orszag, V.Yakhot, Phys.Rev.Lett.56,1691(1986)
- [28] A.Vincent, M.Meneguzzi, J.Fluid Mech.225,1(1991)
- [29] Z.-S.She, S.Chen, G.Doolen, R.H.Kraichnan, S.A.Orszag, Phys.Rev.Lett 70,3251(1993)
- [30] A.Semptner, R.Chervin, siehe: Science 260,33(1993), 2.April
- [31] J.Eggers, S.Grossmann, Phys.Fluids A3,1958(1991)

- [32] S.Grossmann, D.Lohse, Z.Phys.B89,11(1992)
- [33] D.Lohse, S.Grossmann, Physica A194,519(1993)
- [34] A.N.Kolmogorov, C.R.Akad.Nauk USSR 30,301 (1941), A.M.Obukhov, C.R.Akad.Nauk USSR 32,19(1941), C.F. von Weizsäcker, Z.Phys.124,614(1948), W.Heisenberg, Z.Phys.124,628(1948), L.Onsager, Phys.Rev.68,286(1945)
- [35] S.Grossmann, D.Lohse, Europhys.Lett.21,201(1993)
- [36] F.Heslot, B.Castaing, A.Libchaber, Phys.Rev.A36,5870(1987)
- [37] B.Castaing, G.Gunaratne, F.Heslot, L.Kadanoff, A.Libchaber, S.Thomae, X.Z.Wu, S.Zaleski, G.Zanetti, J.Fluid Mech. 204,1 (1989)
- [38] I.Procaccia, E.S.C.Ching, P.Constantin, L.P.Kadanoff, A.Libchaber, X.Z.Wu, Phys.Rev.A44,8091,1991
- [39] A.Grossmann, D.Lohse in: Statistical Physics and Thermodynamics of Nonlinear Nonequilibrium Systems, Eds.W.Ebeling, W.Muschik, World Scientific, Singapore 1993,pp.87-96
- [40] S.Grossmann, D.Lohse, Phys.Letters A173,58(1993)
- [41] T.S.Lundgren, J.Fluid Mech.111,27(1981)
- [42] S.Grossmann, Ann.Phys.(Leipzig)47,577(1990)
- [43] S.Grossmann, I.Procaccia, Phys.Rev.A29,1358(1984)
- [44] H.Effinger, S.Grossmann, Phys.Rev.Lett.53,442(1984)
- [45] L.F.Richardson, Beitr.Phys.Atm.15,24(1929)

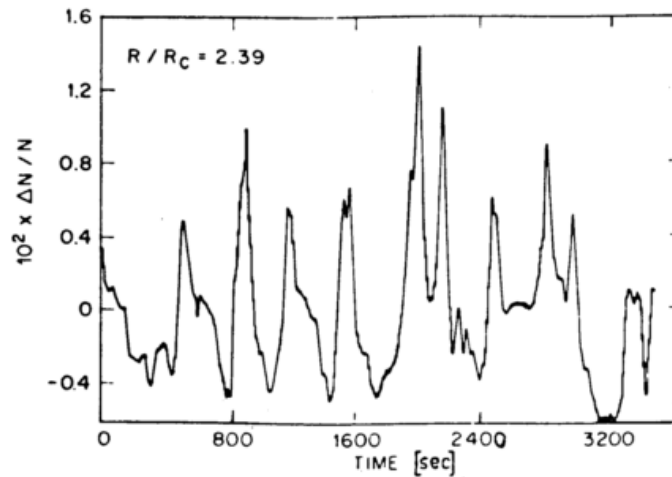


Fig.1 Zeitverlauf der Nusseltzahl (effektiver Wärmestrom in Vielfachen des molekularen, konvektionslosen Wärmestroms) in einer Rayleigh-Bénardzelle, von G.Ahlers 1974 gemessen, bei $\Delta T = 2.39 \Delta T_c$. Auf der Ordinate ist die Abweichung vom Mittelwert in Prozent aufgetragen.

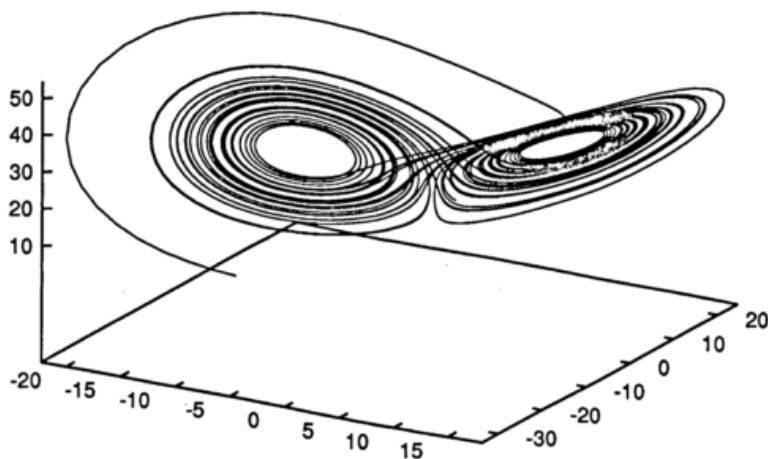


Fig.2 Perspektivische Darstellung der Bahn im Phasenraum (U, T, J) . Sie entsteht als Lösung der Lorenzgleichungen, die bei P_0 beginnt und die instabilen Fixpunkte $P_{\pm} = (\pm 8,49; \pm 8,49; 27)$ in unregelmäßiger Abfolge in einer vielblättrigen Schichtung umkreist. $r = 28, \sigma = 10, b = 8/3$.

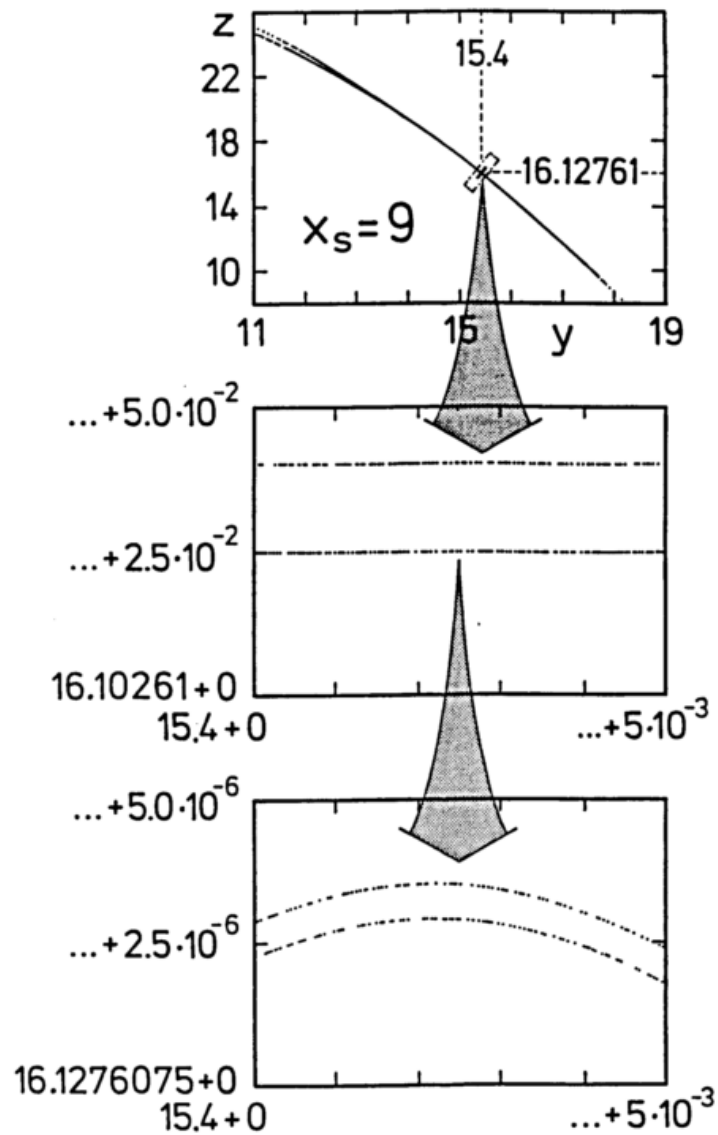


Fig.3 Schnitt des Lorenz-Attraktors von Figur 2 mit der Ebene $x_s = 9$ und $\dot{x}_s > 0$, im unteren Teil herausvergrößert, so daß die Schichtung erkennbar wird. Als fraktale Dimension schätzt man quer zu den Blättern 0,067 ab. (Für die Herstellung dieses Bildes danke ich A.Reeh.) Der heute genaueste Wert ist $d = 0.062\ 716 \pm 0.000\ 001$ [6].

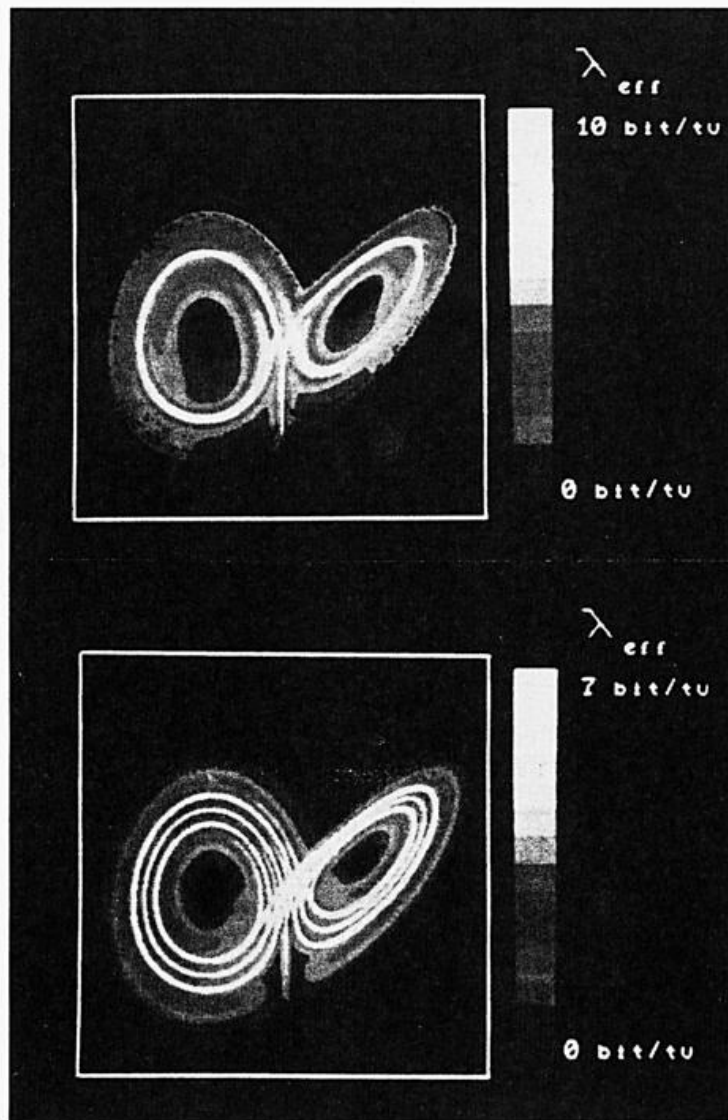


Fig.4 Bereiche unterschiedlicher Vorhersagbarkeit (hell: kurze, dunkel: lange) auf dem berühmten Lorenzattraktor für verschiedene Vorhersagezeiten (oben: $t_{prediction} = 1$, unten: $t_{prediction} = 2$), aus [13].

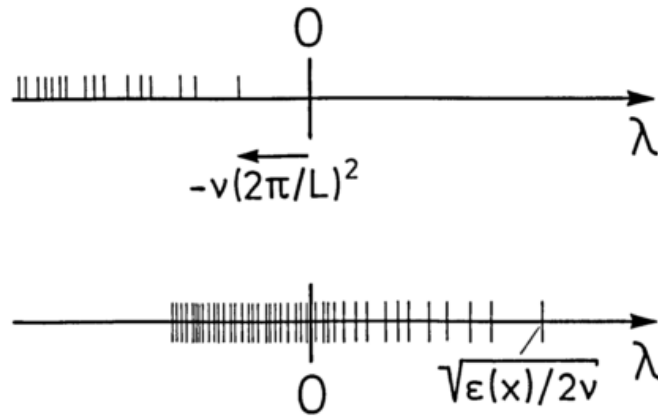


Fig.5 Das Lyapunovspektrum von Strömungen, schematisch. Oben: für ruhende Luft ist es durch die Viskosität bestimmt und rein negativ. Unten: lokale Scherungen $(u_{i,j}+u_{j,i})/2$ verschieben es zu positiven Werten.

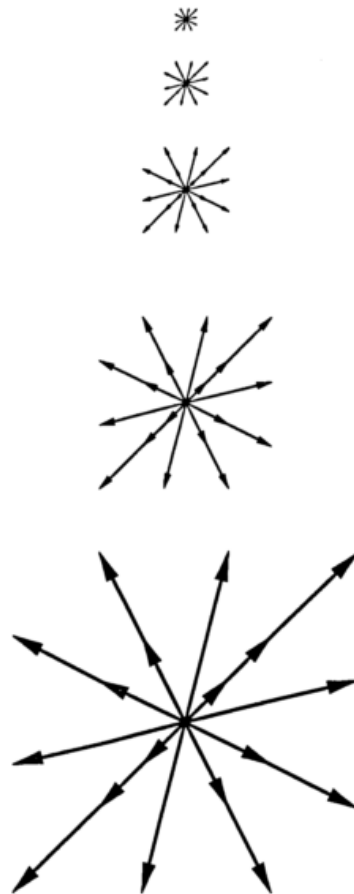


Fig.6 Ein (zweidimensional projizierter) 5-stufiger Ausschnitt der in der Fouriersumme des Geschwindigkeitsfeldes zugelassenen Wellenvektoren \vec{p} .

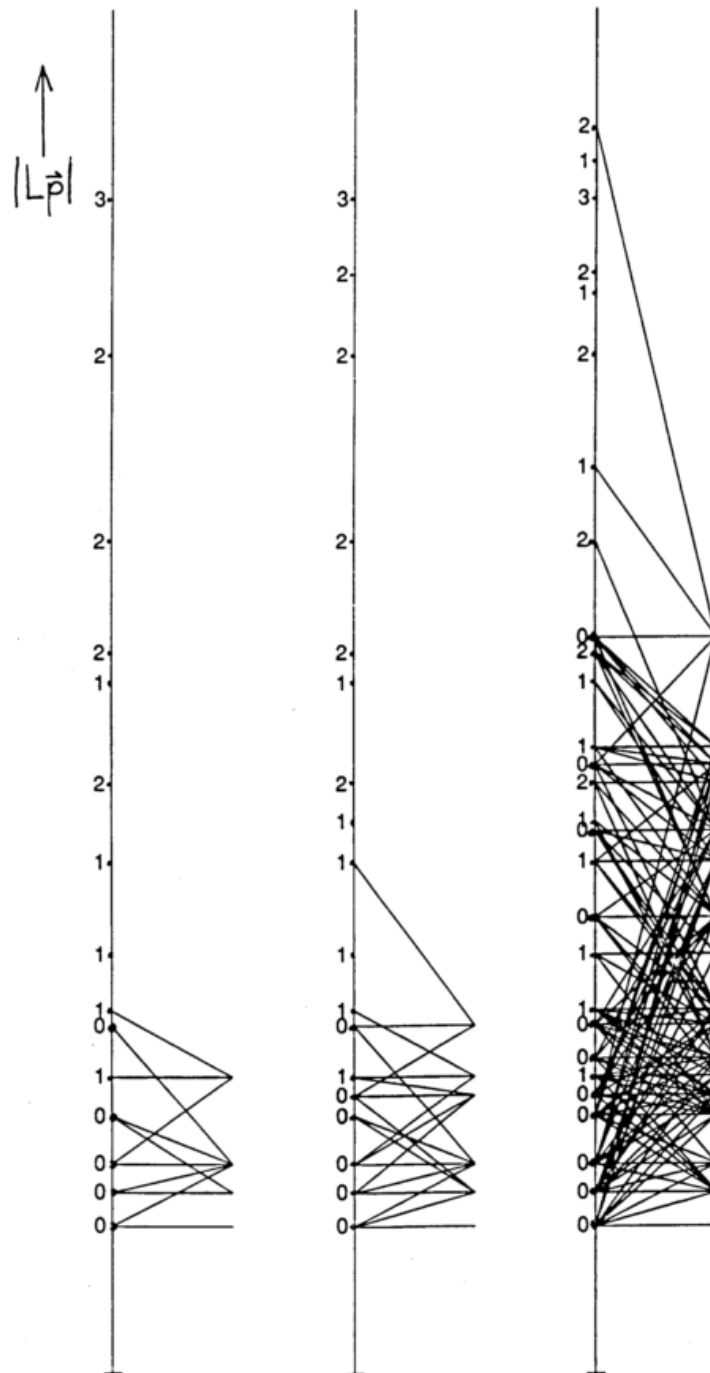


Fig.7 Schematische Darstellung der Wechselwirkungen der Wirbelamplituden $\vec{u}(\vec{p}, t)$ für die $\vec{p} \in K = \bigcup_{\ell=0}^{l_{\max}} 2^\ell K^{(0)}$. Auf der Ordinate sind die $|\vec{p}_n^{(\ell)}|$ aufgetragen, die Linien kennzeichnen die Wechselwirkungen.

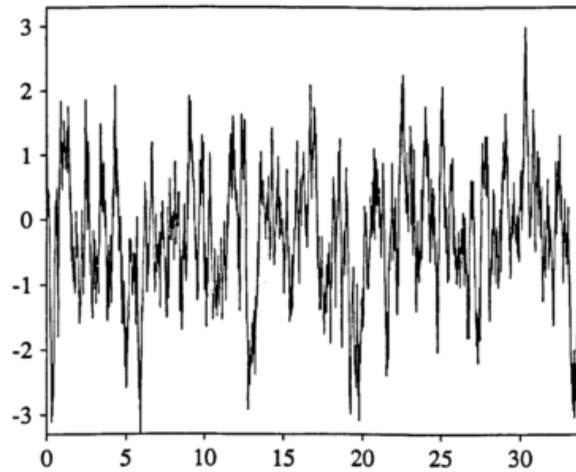


Fig.8 Eine durch Lösung der Navier-Stokes-Gleichungen in Fourier-Weierstraß-Näherung gewonnene Geschwindigkeitskomponente $u_1(\vec{x}, t)$ bei festem \vec{x} als Funktion von t . $Re = \nu^{-1} = 2 \cdot 10^6$, $l_{max} = 12$, $n_{max} = 80$. Die Zeit in Einheiten der Umwälzzeit der größten Wirbel.

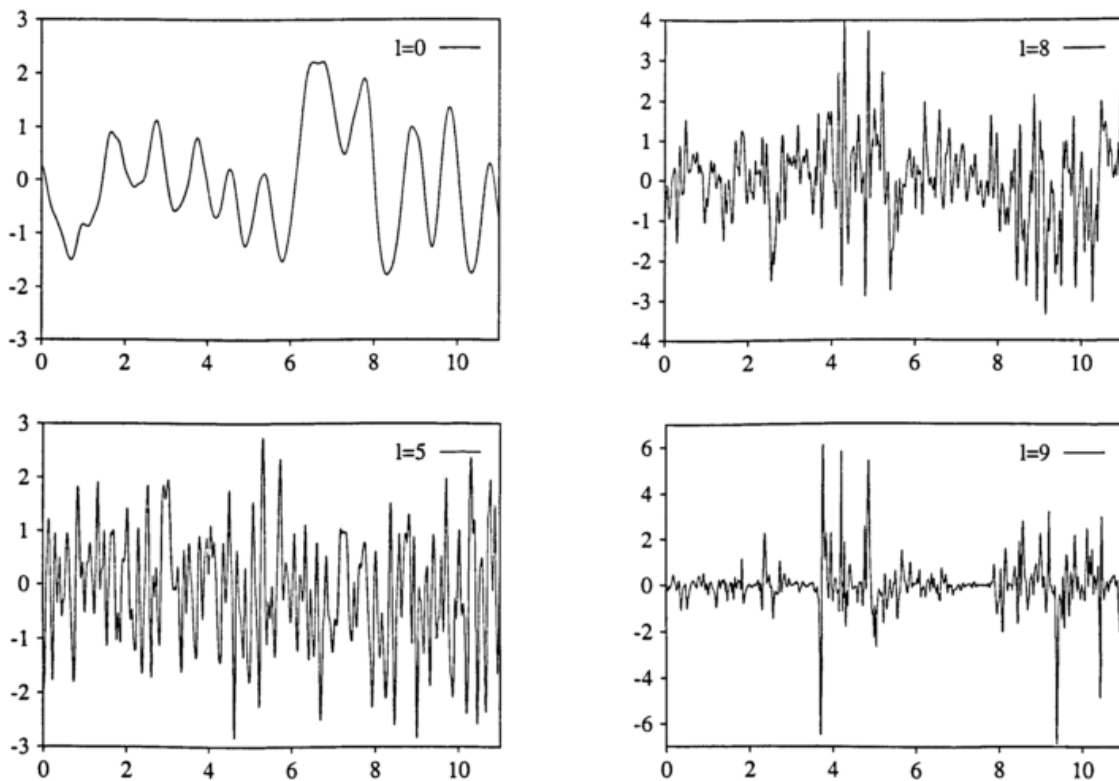


Fig.9 Skalenaufgelöstes turbulentes Strömungsfeld, d.h., nur jeweils die $\vec{u}_n^{(l)} \in K^{(l)}$ sind überlagert worden. Für nicht zu große l verringert sich $\vec{u}_n^{(l)}$ proportional zu $(2^{-1/3})^l$. Dies entspricht dem Skalenverhalten eines 5/3-Spektrums.

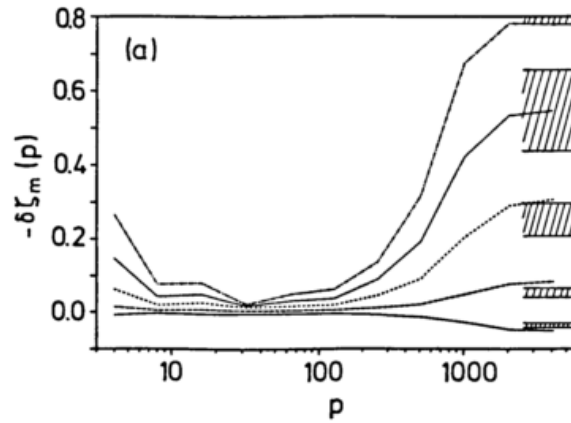


Fig.10 Die Abweichungen der Skalensexponenten ξ_m der Struktur-
 funktionen $\langle |\vec{u}(\vec{x}+\vec{r}) - \vec{u}(\vec{x})|^m \rangle \sim r^{\xi_m}$ vom klassischen
 (Kolmogorov-v.Weizsäcker-)Wert $m/3$ als Funktion der Wel-
 lenzahl p , d.h. der Wirbelgröße $\sim p^{-1}$. Im viskosen Bereich
 stimmen die Abweichungen $\delta\xi_m$ gut mit der log-Normaltheo-
 rie überein, in der Mitte jedoch, im eigentlichen Träg-
 heitsbereich, sind sie winzig klein.

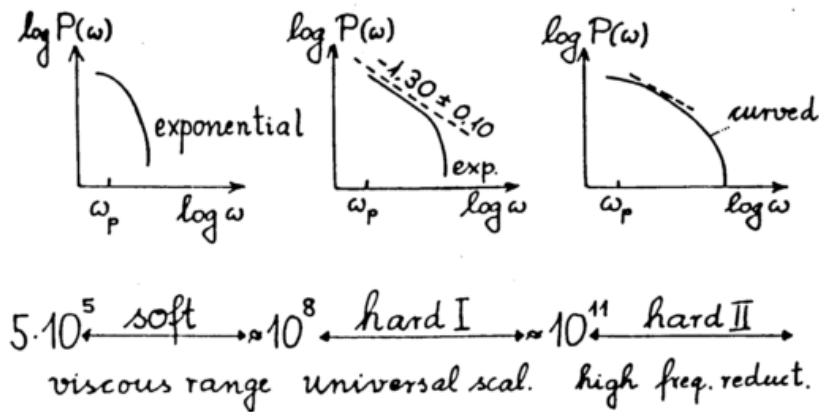


Fig.11 Schematische Darstellung der beobachteten thermischen Tur-
 bulenzformen (nach [39]). Das Regime der "hard II-turbu-
 lence" dürfte auf die Einflüsse der endlichen Bolometer-
 ausdehnung zurückzuführen sein [40], [39].

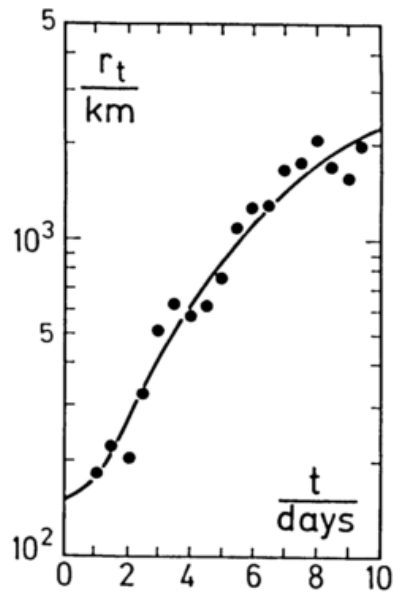


Fig.12 Diffusive Ausbreitung in der Atmosphäre: Der mittlere Abstand der 393 Ballons der TWERLE-Kampagne als Funktion der Zeit nach Lundgren [41], Theorie nach [42].

Aktuelle Probleme in der Numerischen Wettervorhersage

Werner Wergen
Deutscher Wetterdienst
Abteilung Forschung

1. Vorbemerkung

Die folgende Darstellung gibt eine Einschätzung des augenblicklichen Standes der Numerischen Wettervorhersage (NWV) und der noch offenen Probleme. Dabei handelt es sich um eine subjektive Darstellung des Autors. Andere Wissenschaftler würden möglicherweise zu einer unterschiedlichen Beurteilung der Situation kommen. Insbesondere bei der Bewertung der Probleme sind andere Standpunkte denkbar. Verschiedene Sichtweisen sind jedoch kein Nachteil, sondern geradezu wichtiger Bestandteil einer Forschung, die wesentlich vom Wettbewerb der Ideen lebt.

2. Das NWV-System des DWD

Das System der numerischen Wettervorhersage besteht aus den Hauptkomponenten Datenassimilation, Vorhersagemodell und Verifikation. Zweck der Datenassimilation ist die Analyse der Ausgangslage mit Hilfe der aktuellen Beobachtungen und der Vorgeschichte. Besonders in datenarmen Gebieten ist die Ausgangsanalyse nur ungenau bekannt. Dadurch können bereits Fehler in der nachfolgenden Vorhersage entstehen. Die Vorhersagemodelle führen den analysierten Anfangszustand zeitlich weiter. Dazu wird der Satz der prognostischen Gleichungen numerisch auf dem Rechner gelöst. Hier ergeben sich zusätzliche Fehlerquellen durch die zahlreichen Vereinfachungen, die durch die prinzipiell unzureichenden Computerkapazitäten bedingt sind sowie durch die ungenügende Kenntnis einiger Antriebsterme in den Gleichungen. In der Verifikation wird schließlich die vorhergesagte Strömung und das Wetter mit den tatsächlich eingetretenen Werten verglichen, um so Hinweise auf nötige Verbesserungen zu erhalten.

Der Deutsche Wetterdienst betreibt sein NWV-System in Form einer Modellkette, bestehend aus einem Global-Modell (GM) und dem darin eingebetteten Europa-Modell (EM). In das EM eingestuft ist das Deutschland-Modell (DM). Abbildung 1 zeigt die augenblicklich verwendeten Modellgebiete. Diese Strategie erlaubt es, zwei gegensätzliche Forderungen zu erfüllen: Auf der einen Seite steht der naheliegende Wunsch nach möglichst hoher Auflösung und umfassender Beschreibung aller wetterwirksamen Prozesse. Auf der anderen Seite ist ein früher Abgabetermin für die Vorhersagen gefordert. Durch Konzentrierung der vorhandenen Ressourcen auf das eigentliche Interessengebiet lassen sich beide Forderungen zum Teil erfüllen.

Tabelle 1 enthält die wichtigsten Merkmale der 3 Modelle. Das GM, das einschließlich der Datenassimilation aus einer 1989-Version des EZMW-Systems hergeleitet ist, hat 19 Flächen in der Vertikalen und eine horizontale Auflösung von etwa 200 km. Im Gegensatz zu den beiden anderen Modellen ist es ein spektrales Modell, das nicht die Variablen an Gitterpunkten, sondern Wellenamplituden vorhersagt. Wie EM und GM auch wird es 2 mal täglich um

00 UTC und 12 UTC gerechnet. Seine Vorhersagezeit beträgt 7 Tage. Das EM hat eine Auflösung von etwa 50 km. Seine 20 vertikalen Flächen erlauben im Vergleich zum GM eine bessere Beschreibung der atmosphärischen Grenzschicht auf Kosten der Auflösung in der Stratosphäre. Das EM liefert Vorhersagen bis zu 78 Stunden. Das DM hat eine horizontale Auflösung von etwa 14 km. Die vertikale Anordnung der Flächen entspricht der des GM. Die Vorhersagezeit beträgt 36 Stunden. Das EM wurde beim DWD entwickelt. Das DM wurde zusammen mit der "Schweizer Meteorologischen Anstalt" aus dem EM abgeleitet. Es wird in der Schweiz als "SM" betrieben. Seine Rand- und Anfangswertversorgung erfolgt über das EM des DWD. Alle 3 Modelle des DWD verfügen über eigenständige Datenassimilationen, so daß einmal aufgebaute Feinstrukturen zeitlich ununterbrochen weitergeführt werden können.

3. Stand der Strömungsvorhersage

Unter Strömungsvorhersage wird hier die Vorhersage der Druckverteilung in unterschiedlichen Höhen verstanden. Die Zuverlässigkeit dieser Vorhersagen läßt sich z.B. durch die Korrelation der eingetretenen Änderungen des Luftdruckes mit den vorhergesagten Änderungen beurteilen. Abbildung 2 zeigt den Verlauf des Korrelationskoeffizienten zwischen den Jahren 1968 und 1992 für das Gebiet des Nordatlantiks und Europas. Dargestellt sind die Werte für die Vorhersagen bis 24 (oben), 48, 72 und 96 (unten) Stunden. Es ist offensichtlich, daß die Strömungsvorhersagen im Laufe der Jahre erheblich verbessert wurden. Zwischen 1968 und 1978 wurde ein einfaches baroklines Modell (BKL) mit 6 Flächen und 381 km Gitterpunktastand eingesetzt. Es hatte keinerlei Kenntnisse über Feuchteprozesse in der Atmosphäre. Mit dem Einsatz eines neuen Computersystems im Jahre 1979 war es möglich, die Anzahl der Flächen auf 9 zu erhöhen und den Gitterpunktastand auf 254 km zu verringern. Außerdem wurde die Feuchte im Modell BKF nun berücksichtigt. Wie aus Abbildung 2 ersichtlich, führte der Einsatz des neuen Modells zu einem sprunghaften Anstieg der Vorhersagequalität. Ein quantitativ noch größerer Sprung wurde 1991 durch den Einsatz des GM erzielt. Sein Betrieb war wiederum erst nach Erneuerung des Rechnersystems möglich. Das GM hat gegenüber BKF eine vor allem in der Vertikalen höhere Auflösung und eine wesentlich detailliertere Beschreibung der im Gitter nicht aufgelösten physikalischen Prozesse, die auch als "Physik" der Modelle bezeichnet werden. Die Berechnung dieser Prozesse beansprucht etwa die Hälfte der Gesamtrechnzeit des GM. Wenngleich die Qualitätssprünge mit einem Wechsel des Rechnersystems einhergingen, so ist doch zu erkennen, daß die Qualität der Vorhersagen auch zwischenzeitlich gesteigert werden konnte. Dies geschah dann meist weniger durch eine Steigerung der Auflösung als vielmehr durch Verfeinerung im Bereich der Physik der Modelle und durch Verbesserungen bei der Analyse des Anfangszustandes.

Im Jahre 1992 hatte die 4-Tage-Vorhersage des GM die gleiche Qualität wie die 1-Tage-Vorhersage des Modells BKF im Jahre 1979. Innerhalb von 13 Jahren ist es also gelungen, den Vorhersagezeitraum bei gleicher Qualität um 3 Tage zu erweitern. Insgesamt hat die Strömungsvorhersage des NWV-Systems heute einen Stand erreicht, der es erlaubt, die Karten der analysierten und vorhergesagten Druckfelder im wesentlichen ohne weitere Bearbeitung an den Endnutzer weiterzuleiten. Dies stellt gegenüber den Anfangstagen der NWV einen erheblichen Fortschritt dar, da damals die numerischen Produkte allenfalls Hinweise für die manuelle Erstellung der Vorhersagekarten durch den Meteorologen lieferten.

4. Stand der Wettervorhersage

Wenngleich die Vorhersage der Druckverteilung eine wichtige Arbeitsunterlage bildet, so liefert sie jedoch nicht unmittelbar die Informationen, die der "Mann auf der Straße" wünscht. Er möchte wissen, ob es regnet, ob es bewölkt oder klar sein wird, wie warm es tagsüber und wie kalt es nachts werden wird und ob mit Gewittern zu rechnen ist. Diese Information soll hier als eigentliche Wettervorhersage bezeichnet werden. Sie wird im allgemeinen von den Meteorologen an den Wetterämtern erstellt und über die Medien verbreitet.

Es ist nun interessant, den Trend in der Qualität dieser Wettervorhersagen zu verfolgen. Gut dazu geeignet sind die "Punkt-Termin"-Vorhersagen, die die Meteorologen an den Wetterämtern gegen Mittag für den Folgetag erstellen. Es handelt sich dabei um präzise Angaben der für den Ort des Wetteramtes erwarteten Werte. Abbildung 3 zeigt den zeitlichen Verlauf des Fehlers in der Bewölkungsvorhersage durch die Meteorologen, gemittelt über alle Wetterämter. Dargestellt sind Monatswerte (durchgezogen) und die Ausgleichsgrade (gestrichelt) durch die monatlichen Werte. Es ist offensichtlich, daß sich die Bewölkungsvorhersage durch die Meteorologen seit 1984 kaum verbessert hat. Die Standardabweichung des Vorhersagefehlers liegt bei etwas mehr als 2 Achtel. Die Ausgleichsgrade hat eine sehr geringe negative Steigung. Würde der Trend anhalten, würde es über 500 Jahre dauern, bis die Bewölkungsvorhersage um 1 Achtel verbessert wäre. Der geringe positive Trend läßt sich auch für andere Wetterparameter nachweisen.

Wir haben also zunächst den vermeintlichen Widerspruch zwischen einer starken Verbesserung der Strömungsvorhersage der Modelle und einer fast gleichbleibenden Qualität der Wettervorhersagen der Meteorologen. Zur Klärung des Sachverhaltes ist es hilfreich, die Leistung der Meteorologen in der Wettervorhersage mit der Leistung der Modelle zu vergleichen. Letztere liefern ja nicht nur die in Abschnitt 3 diskutierten Strömungsvorhersagen, sondern auch direkt die Wetterparameter. Besonders die hochaufgelösten Modelle EM und DM sind sogar mit dem Ziel einer Verbesserung der Wettervorhersage entwickelt worden. Abbildung 4 zeigt einen den Verifikationsberichten des DWD entnommenen Vergleich der 24stündigen EM-Vorhersagen mit den entsprechenden Vorhersagen der Meteorologen an den Wetterämtern. Das Vergleichsmaß RV ist positiv definiert, wenn die Modelle bessere Vorhersagen als die Meteorologen liefern und negativ im umgekehrten Fall. Wie man sieht, sind die Windvorhersagen der Modelle den Synoptikern überlegen, Niederschlagsvorhersagen sind in etwa gleichwertig. Die übrigen Größen werden von den Meteorologen besser vorhergesagt als von den Modellen. Besonders die Bewölkung sowie die Extremtemperaturen werden von den Modellen schlechter vorhergesagt als von den Synoptikern vor Ort. Es ist im einzelnen nicht genau bekannt, mit welchen Verfahren die Synoptiker ihre Vorhersagen erstellen. Die Modellvorhersagen liegen ihnen jedoch beim Abfassen der Vorhersage bereits vor. Mit Ausnahme des Windes gelingt es also den Synoptikern im Mittel, die direkten Modellvorhersagen der Wetterparameter zu verbessern. Der weiter oben diskutierte vermeintliche Widerspruch läßt sich daher wie folgt auflösen: Die Wettervorhersage der Synoptiker beruht auf anderen Grundlagen und Verfahren. Sie haben sich im Laufe der Jahre wenig geändert. Ihr Qualitätsniveau liegt im Kurzfristbereich für viele Parameter über dem Niveau der Modelle. Etwas überspitzt könnte man sagen, daß die Synoptiker ihre Leistung nicht mit Hilfe sondern trotz der Modelle erzielen.

Hier liegt nun der Ansatzpunkt für die nachfolgende Analyse. Die Kernfrage lautet: Wie kann die Modellvorhersage der Wetterparameter verbessert werden?

5. Ein Fallbeispiel

Im folgenden sollen an einem konkreten Beispiel die Probleme bei der Modellvorhersage von Wetterparametern diskutiert werden. Wir benutzen dazu die Temperaturvorhersagen des EM im März 1993 für einen Gitterpunkt nahe Potsdam. Der März 93 war gekennzeichnet durch länger andauernde Hochdrucklagen über Mitteleuropa, verbunden mit klarem Himmel und ungewöhnlich hohen Temperaturen. Abbildung 5 zeigt den Verlauf der beobachteten 2m-Temperatur (durchgezogen) um 12 UTC und die jeweiligen 24-Stunden-Vorhersagen des EM (gestrichelt) vom Vortag. Im März 93 neigte das EM zu einer starken Unterschätzung der Temperatur. Der Fehler betrug bis zu 6°C. Auffällig war, daß größere Fehler während längerer Zeiten (etwa vom 12.03. bis 16.03.) auftraten. Ähnliche Probleme wurden auch an anderen Orten sichtbar.

Zur Verdeutlichung der Problematik ist es hilfreich, sich der Prozesse zu erinnern, die die 2m-Temperatur bestimmen. Bekanntlich hängen die bodennahen Temperaturen stark von den Temperaturen der Erdoberfläche ab. Diese folgt letztlich aus der Energiebilanzgleichung am Erdboden, die verlangt, daß sich Nettostrahlungsfluß, Bodenwärmestrom und die Flüsse latenter und fühlbarer Wärme zu 0 addieren. Ist nun z.B. der Fluß latenter Wärme zu hoch, so kann das nur auf Kosten der übrigen Flüsse geschehen.

Wie Abbildung 6 zeigt, bildet die Verdunstung einen Teil einer komplexen Modellierung der Erdoberflächenprozesse. Es wird im Modell versucht, die wichtigsten der in der Natur vorkommenden Prozesse annähernd zu beschreiben. Auf der rechten Seite in Abbildung 5 sind die für die Temperaturprognose relevanten Prozesse dargestellt, links findet sich der hydrologische Teil. Für die Verdunstung wird der gefallene Niederschlag, dessen Speicherung (als Wasser oder Schnee) an der Oberfläche, die Infiltration von Niederschlags- oder Schmelzwasser in den Boden, die Versickerung sowie der kapillare Aufstieg aus tieferen Bodenschichten berücksichtigt. Verdunstung von unbewachsenem Boden entzieht nur der oberen Bodenschicht Wasser. Je nach Wurzeltiefe kann die Transpiration durch Pflanzen Wasser in unterschiedlichen Tiefen entziehen.

Die Beschreibung all dieser Prozesse, die die Verdunstung und letztlich über die Energiebilanzgleichung auch die 2m-Temperaturen beeinflussen, ist mit zahlreichen Unsicherheiten behaftet. Dabei ist etwas beunruhigend, daß die Variation einiger Größen innerhalb ihrer Fehlergrenzen einen großen Einfluß auf die vorhergesagten Wetterparameter haben kann. Als Beispiel sei hier die Abhängigkeit der Transpiration der Pflanzen vom Wassergehalt im Boden genannt. Bekanntlich schließen die Pflanzen bei Unterschreiten eines kritischen Wassergehaltes ihre Stomata und reduzieren so die Verdunstung. Die Abhängigkeit der Transpiration zwischen diesem kritischen Punkt und dem maximal möglichen Wert war im EM bis April 93 als lineare Funktion des Wassergehaltes im Boden angesetzt. Abbildung 7 zeigt den Einfluß einer quadratischen Abhängigkeit auf die Vorhersage der 2m-Temperatur. Gestrichelt ist die Vorhersage mit linearer, durchgezogen mit quadratischer Abhängigkeit wiedergegeben. Letztere reduziert die Verdunstung und hinterläßt mehr Energie zur Erhöhung der Temperatur. Nach etwa 3 Tagen führt dies bereits zu einer um 3°C höheren 2m-Temperatur.

Wir sehen also den starken Einfluß einer Größe, über die wir wenig wissen. Dies ist nur eines von vielen Beispielen unzureichend bekannter Größen aus dem Bereich der physikalischen Parametrisierungen. Die Situation war im vorliegenden Fall noch vereinfacht, da es sich um eine Situation mit wolkenlosem Himmel handelte. Bei fehlerhafter Vorhersage der Bewölkung können die Verhältnisse noch ungleich komplexer werden.

6. Die Rolle der Observatorien

Die fehlerhaften Temperaturvorhersagen des EM im März 1993 bilden einen schönen Beleg dafür, daß die "Einheit von Observation und Simulation" mehr als ein Schlagwort ist. Vielmehr besteht die dringende Notwendigkeit, die Parametrisierungsverfahren in den NWV-Modellen mit Hilfe von Beobachtungen zu validieren. Ganz konkret bestand im März 93 der Wunsch, die vom Modell vorhergesagten Flüsse latenter Wärme mit Hilfe von Beobachtungen zu überprüfen. Repräsentative Werte mit ausreichender Genauigkeit waren jedoch nicht verfügbar. Daher wurde mehr intuitiv auf eine zu hohe Verdunstung geschlossen und einige der Parameter so lange verändert, bis die Fehler in der Vorhersage der 2m-Temperatur und -Feuchte innerhalb "akzeptabler" Grenzen lagen. Dieses Verfahren ist prinzipiell unbefriedigend, da man nicht ausschließen kann, ein annehmbares Ergebnis über einen falschen Weg erzielt zu haben. Für das konkrete Beispiel hätte ein Observatorium durch Vermessung aller Flüsse aus der Energiebilanzgleichung am Erdboden einen wesentlichen Beitrag zur Optimierung der Modelle liefern können. Konkret besteht der Wunsch zur Vermessung folgender Größen:

- Fluß latenter Wärme
- Fluß fühlbarer Wärme
- Bodenwärmestrom
- Nettostrahlungsfluß, aufgeteilt in kurz- und langwelligen Anteil
- Albedo
- Diffusionskoeffizienten bei stabiler Schichtung

All diese Größen werden nun nicht als Punktmessungen benötigt, sondern als repräsentative Werte für ein Gitterquadrat mit 50 km (EM) bzw. 14 km (DM) Kantenlänge. Diese Bedingung folgt aus der Herleitung der Modellgleichungen, bei der alle Terme über das Volumen einer Gitterbox gemittelt werden. Diese Forderung stellt eine erhebliche Erweiterung des Auftrages der Observatorien dar. Sie ist jedoch unverzichtbar, wenn der Begriff "Observation und Simulation" in die Realität umgesetzt werden soll.

7. Ausblick

Eine zentrale Aufgabe der NWV in den Nationalen Wetterdiensten ist die Verbesserung der kurzfristigen Wettervorhersage. Dabei spielt die Verbesserung der physikalischen Parametrisierungen eine wichtige Rolle. Die Observatorien können dabei durch Validierung der benutzten Verfahren einen wichtigen Beitrag liefern. Diese Arbeiten haben über die kurzfristige Wettervorhersage hinaus eine Bedeutung bis in den Bereich der Klimasimulation.

Daneben gibt es jedoch eine Reihe von weiteren Problembereichen zu beachten: An erster Stelle ist hier die Definition des Anfangszustandes zu nennen. Im Zusammenhang mit der Wettervorhersage ist besonders eine Analyse der Bewölkung sowie der Bodentemperaturen und Bodenfeuchten wichtig. Erste Ansätze dazu sind bereits vorhanden (siehe Beitrag Spänkuch im vorliegenden Band).

Grundsätzlich stellt sich die Frage, wie weit die Wettervorhersage überhaupt noch verbessert werden kann. Die Vorhersagbarkeit der Atmosphäre ist prinzipiell begrenzt und perfekte Wettervorhersagen wird es auch in Zukunft nicht geben. Aus Sicht des Autors ist das Mögliche jedoch noch nicht erreicht und es besteht sogar die Aussicht, daß über die Verbesserung der kurzfristigen Wettervorhersagen auch eine Verbesserung der mittelfristigen Strömungsvorhersagen erreicht werden kann.

DWD Modellkette GM/EM/DM

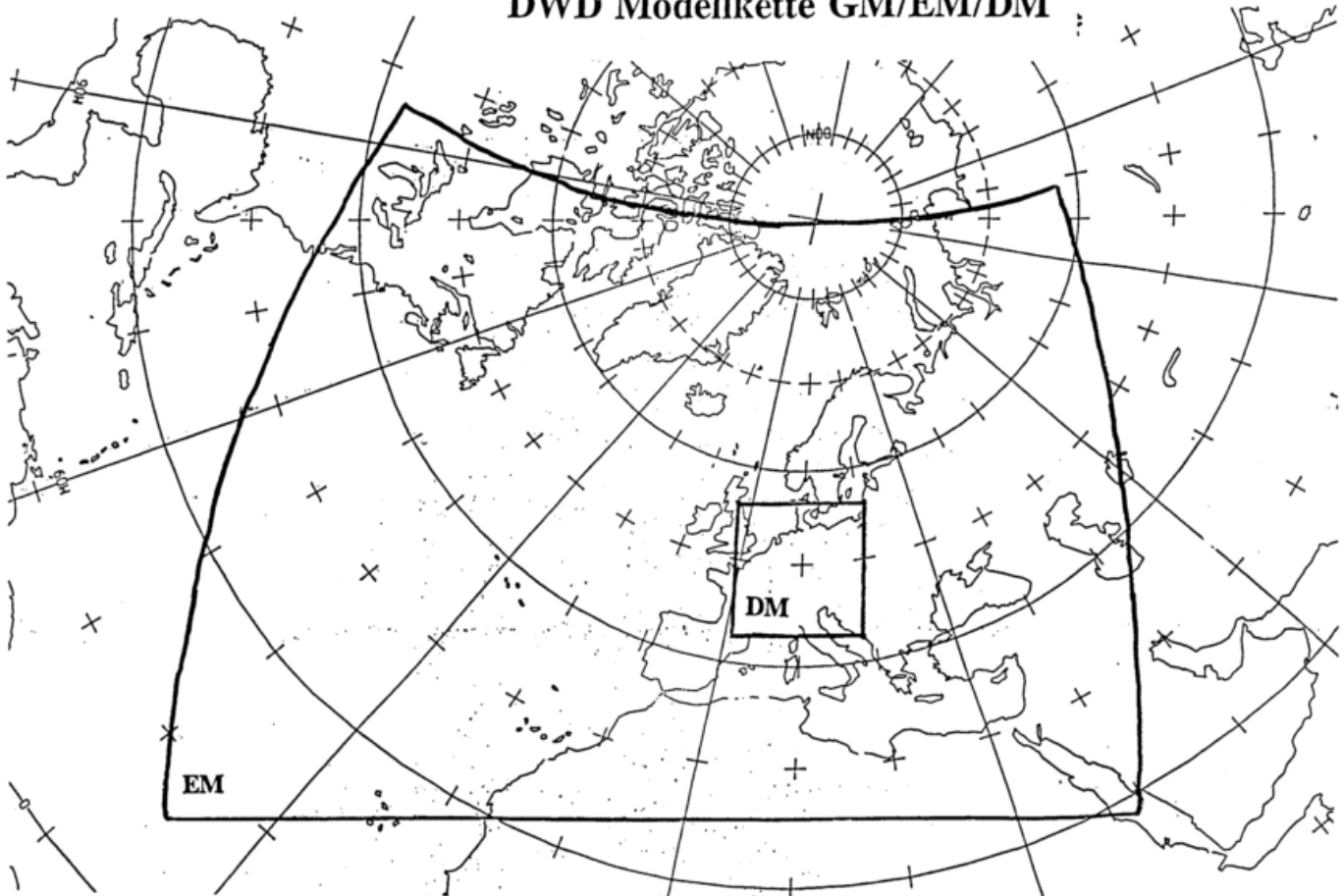


Abb. 1: Die Gebiete der Modelle EM und DM

DWD Forecasting System									
Model	Type	Resolution		Domain	Lateral Boundary	Initial State	Start Time	Forecast Length	In Operation
		Horiz.	Vert.						
GM	Spectral	T 106 (200 km)	19 layers	Global atmosphere	-	4D data assimil. 6h-cycle OI NMI	00 UTC 12 UTC	168 h 168 h	1991
EM	Grid	0.5°	20 layers	Europe and N. Atlantic	GM	EM data assimil.	00 UTC 12 UTC	78 h 78 h	1991
DM	Grid	0.125°	20 layers	Germany and surroundings	EM	DM data assimil. (6 h)	00 UTC 12 UTC	36 h 36 h	1993

Tab. 1: Die wichtigsten Kenndaten der Vorhersagesysteme "Globales Modell (GM)", "Europa-Modell (EM)" und "Deutschland-Modell (DM)" des DWD.

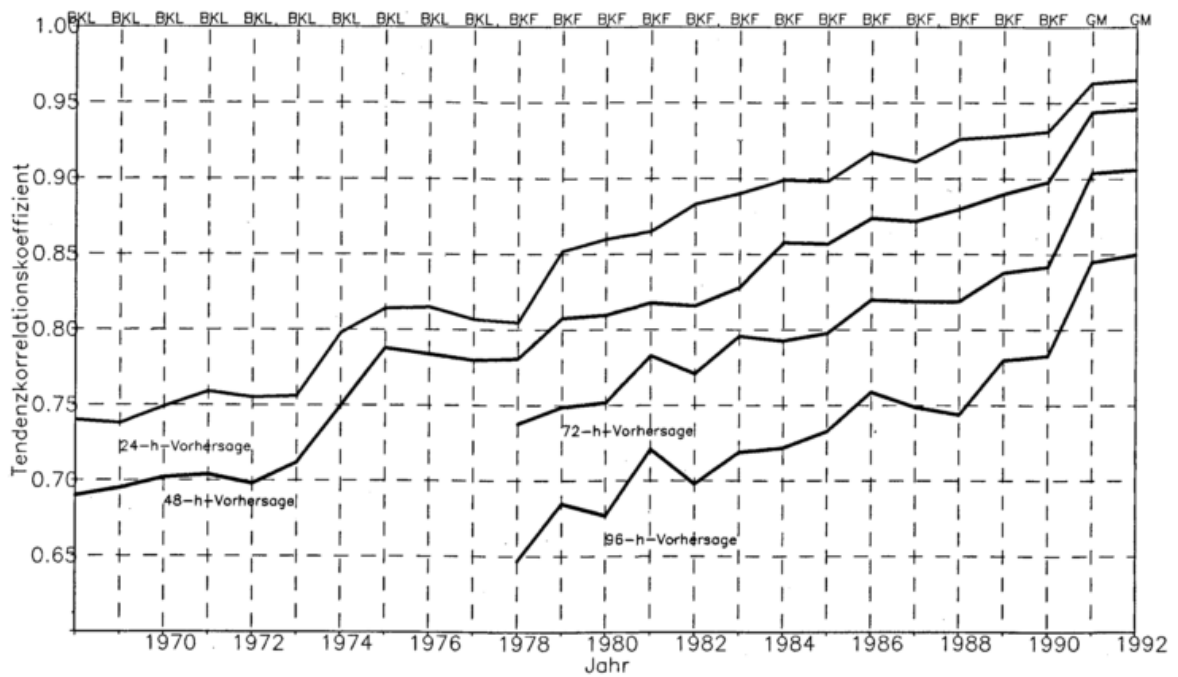


Abb. 2: Jahreswerte der Korrelation zwischen vorhergesagter und eingetretener Änderung des Bodenluftdruckes zwischen 1968 und 1992 für das Gebiet Nordeuropa und Atlantik. Dargestellt sind die Werte für 24h (oben), 48, 72 und 96h (unten) Vorhersagen. Das jeweils verwendete Modell ist am Oberrand vermerkt.

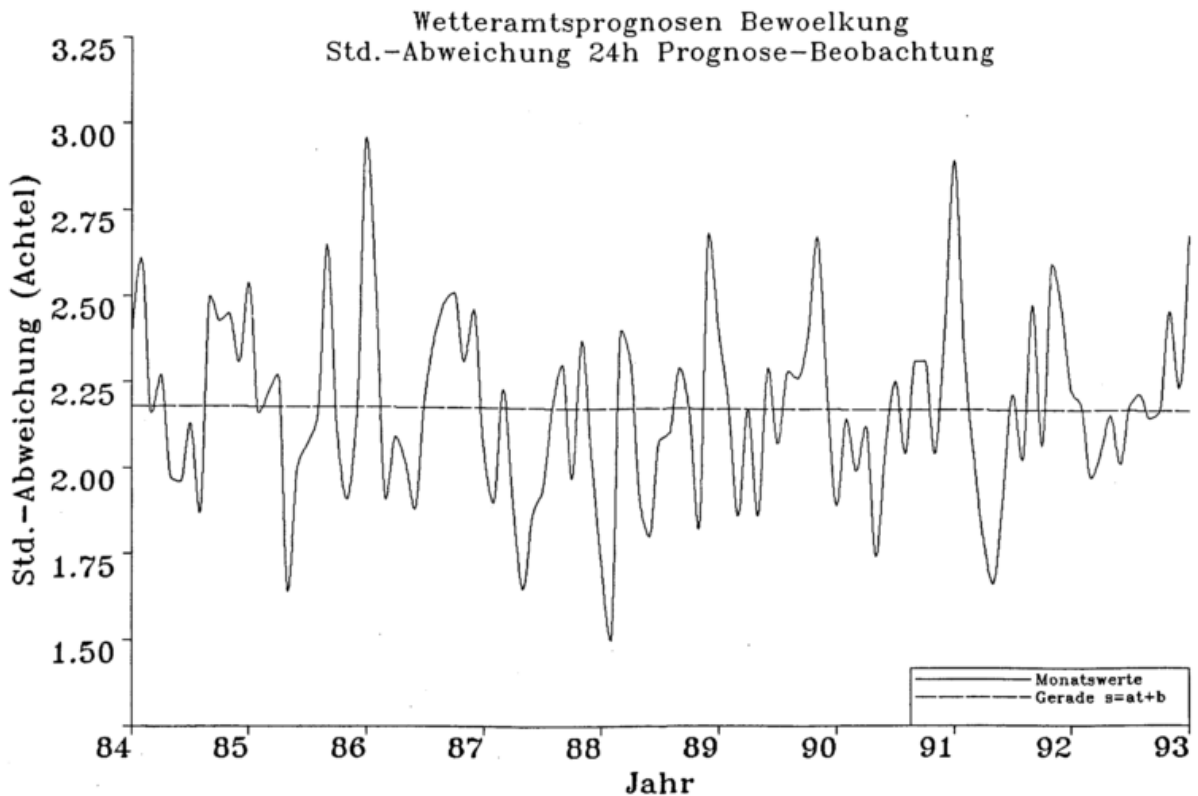


Abb. 3: Monatswerte (durchgezogen) der Standardabweichung (in Achtel) der Punkt-Terminvorhersagen für die Bewölkung durch die Synoptiker an den Wetterämtern sowie Ausgleichsgerade (gestrichelt) für die Jahre 1984 bis 1992. Quelle: Verifikationsberichte des DWD.

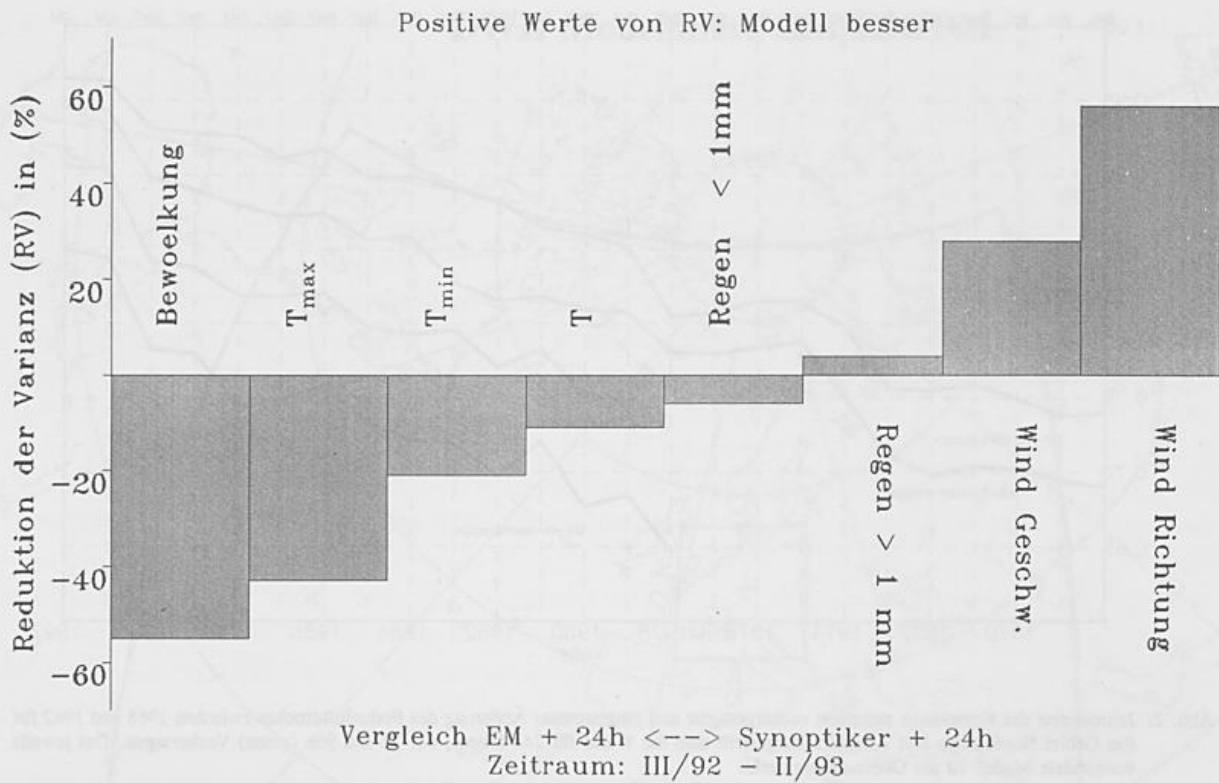


Abb. 4: Vergleich zwischen den Punkt-Terminvorhersagen der Meteorologen und den direkten Modellvorhersagen des EM für einzelne Wetterelemente. Der Vorhersagezeitraum beträgt jeweils 24 Stunden. Die Reduktion der Varianz ist positiv, wenn das Modell die besseren Vorhersagen liefert. Quelle: Verifikationsberichte des DWD.

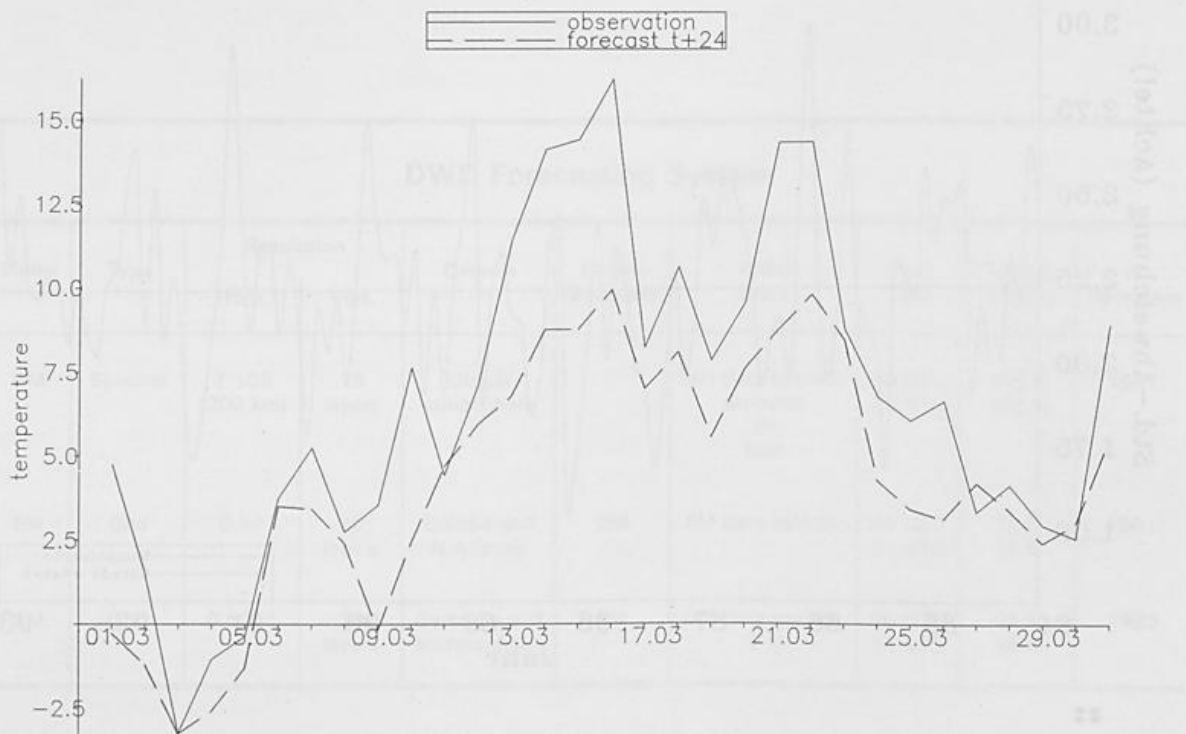


Abb. 5: Zeitlicher Verlauf der beobachteten 2m-Temperatur (°C) um 12 UTC in Potsdam (durchgezogen) und der 24h-Vorhersage des EM vom jeweiligen Vortag (gestrichelt) für März 1993.

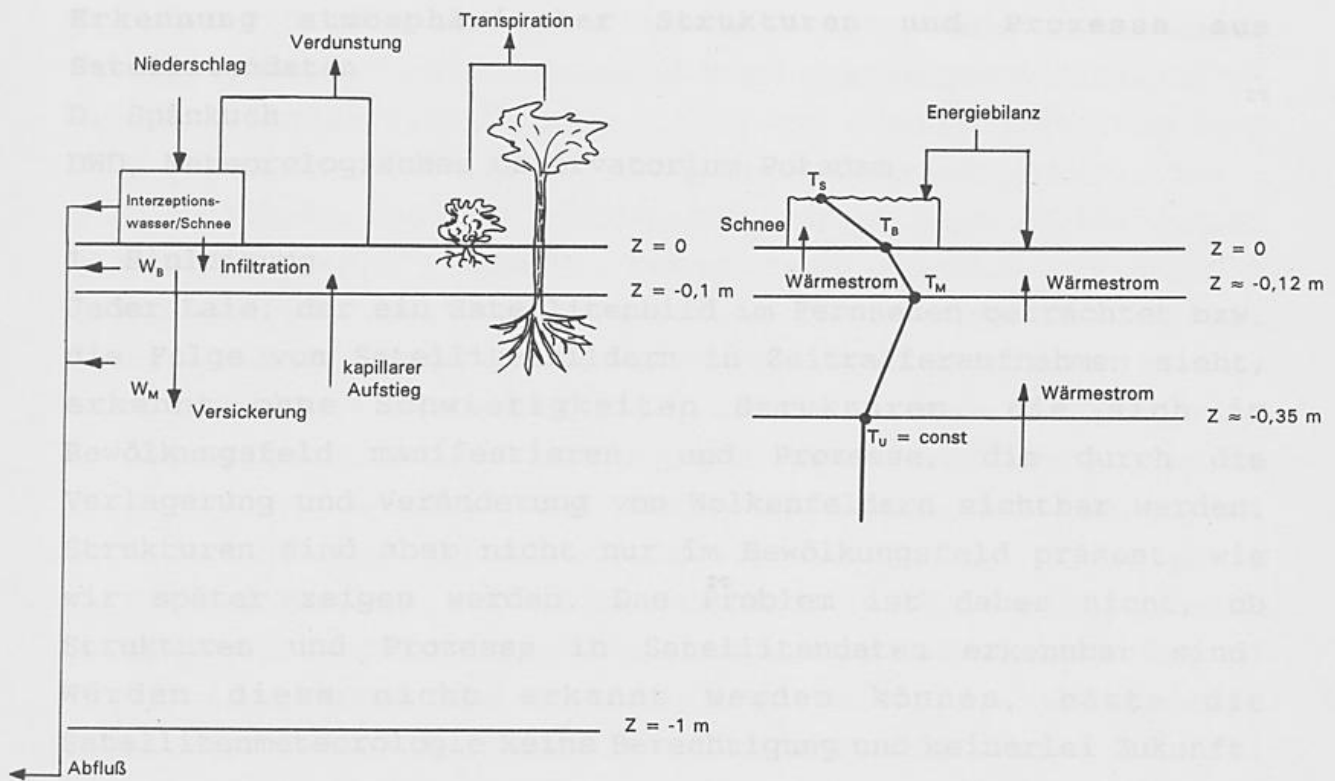


Abb. 6: Schemazeichnung der Bodenprozesse im EM. Links hydrologischer, rechts thermischer Teil.

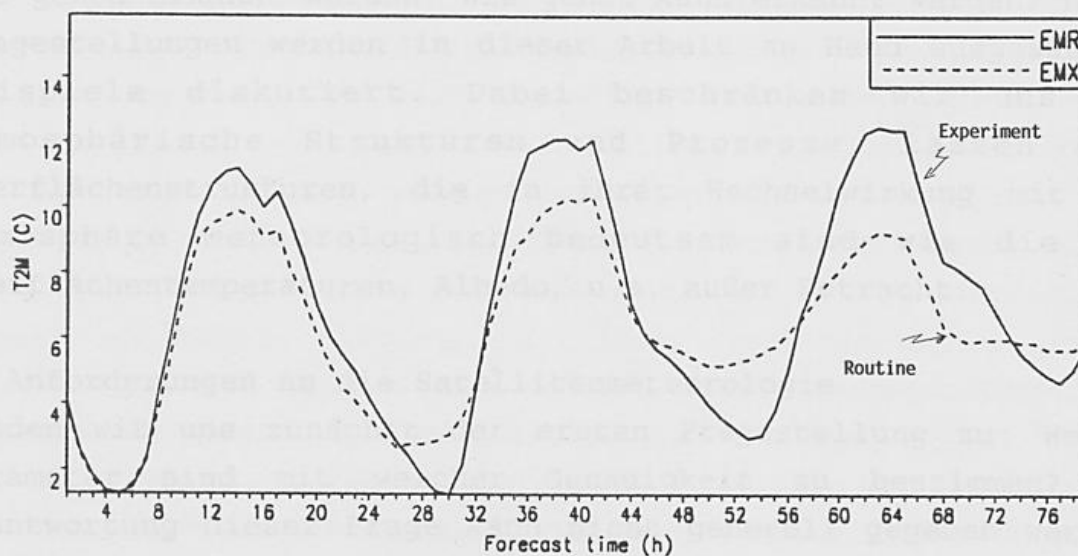


Abb. 7: Zeitlicher Verlauf der vorhergesagten 2m-Temperatur (°C) für 2 verschiedene Formulierungen der Abhängigkeit der Transpiration von Pflanzen vom Wassergehalt im Boden. Gestrichelt: Linearer Verlauf (operationelle Formulierung bis April 93), durchgezogen: Quadratische Abhängigkeit (neues Schema).

Erkennung atmosphärischer Strukturen und Prozesse aus Satellitendaten

D. Spänkuch

DWD, Meteorologisches Observatorium Potsdam

1. Einleitung

Jeder Laie, der ein Satellitenbild im Fernsehen betrachtet bzw. die Folge von Satellitenbildern in Zeitrafferaufnahmen sieht, erkennt ohne Schwierigkeiten Strukturen, die sich im Bewölkungsfeld manifestieren, und Prozesse, die durch die Verlagerung und Veränderung von Wolkenfeldern sichtbar werden. Strukturen sind aber nicht nur im Bewölkungsfeld präsent, wie wir später zeigen werden. Das Problem ist daher nicht, ob Strukturen und Prozesse in Satellitendaten erkennbar sind. Würden diese nicht erkannt werden können, hätte die Satellitenmeteorologie keine Berechtigung und keinerlei Zukunft.

Strukturen und ihre Veränderungen in Raum und Zeit enthalten Informationen über meteorologische Prozesse. Es ist die Aufgabe der Satellitenmeteorologie, die in Satellitendaten erkennbaren Strukturen in meteorologisch relevante Informationen zu transformieren. Grundsätzliche Fragen sind dabei: Was soll und wie genau erkannt werden? Wie genau kann erkannt werden? Diese Fragestellungen werden in dieser Arbeit an Hand ausgewählter Beispiele diskutiert. Dabei beschränken wir uns auf atmosphärische Strukturen und Prozesse, lassen also Oberflächenstrukturen, die in ihrer Wechselwirkung mit der Atmosphäre meteorologisch bedeutsam sind wie die von Oberflächentemperaturen, Albedo, u.a. außer Betracht.

2. Anforderungen an die Satellitenmeteorologie

Wenden wir uns zunächst der ersten Fragestellung zu: Welche Parameter sind mit welcher Genauigkeit zu bestimmen? Die Beantwortung dieser Frage kann nicht generell gegeben werden, sondern wird vom Verwendungszweck der Daten diktiert. Dabei ist zu beachten, daß Satelliten nicht die einzige meteorologische Informationsquelle sind, sondern daß ihre Informationen mit

denen der anderen Informationsquellen in geeigneter Weise unter Berücksichtigung ihrer Besonderheiten wie Fehlerstrukturen, Verfügbarkeit in Raum und Zeit u.a., zu verknüpfen sind. Die Priorität der Parameter als auch die Forderungen nach deren Genauigkeiten sind unterschiedlich, je nachdem, ob diese Daten für Nowcasting, numerische Wettervorhersage oder Klimauntersuchungen (Diagnostik, Monitoring, Modellierung) verwendet werden sollen. So spielen z.B. die Strahlungsbilanzkomponenten für Klimauntersuchungen eine entscheidende Rolle, sind dagegen für die Wettervorhersage im Kurz- und Kürzestfristbereich ohne Bedeutung.

Anforderungen an Satellitendaten werden für die verschiedensten Anwendungsbereiche in nationalen und internationalen Fachgremien diskutiert und präzisiert und liegen übersichtlich in tabellarischer Form vor (z.B. WMO 1987 für die numerische Wettervorhersage). Als Beispiel führen wir aus der Arbeit von Shenk u.a. (1987) über die Einschätzung von Satellitenbeobachtungen für das Studium und die Vorhersage mesoskaliger und synoptischer Ereignisse die allgemeinen Datenanforderungen der wesentlichen Parameter für lokale Unwetter an (Tab. 1). Für diese gelten im allgemeinen die schärfsten Anforderungen. Für mesoskale konvektive Systeme sind die Anforderungen an die vertikale Auflösung mit 0,2 bis 0,5 km sowie an die Genauigkeit größer, wesentlich geringer aber für die horizontale Auflösung. Die Anforderungen gelten sowohl für die Modellierung, bei der die Faustregel gilt, daß eine zu simulierende Struktur durch nicht weniger als vier Gitterlängen abzustützen ist (Kluge 1989), als auch für interaktive Systeme.

Im Vorgriff geben wir in Tabelle 2 die Abschätzung der Möglichkeiten der Erfüllung der in Tab. 1 gegebenen Forderungen durch Satellitenmessungen (Shenk u.a., 1987), und zwar für die gegenwärtigen geostationären Satelliten (erste Ziffer in der jeweiligen Zeile und Spalte), der nachfolgenden Generation geostationärer Satelliten (GOES-Next; zweite Ziffer), einer weitreichenden Verbesserung von GOES-Next (dritte Ziffer) sowie

für die nächste Generation polar umlaufender Satelliten (vierte Ziffer), für die eine Bestückung mit aktiven Sondierungsgeräten (Radar, Doppler-Lidar Windprofiler) vorgesehen ist. GOES-Next wird gegenüber den gegenwärtigen geostationären Satelliten durch Trennung von Bild- und Profilgeräten verbesserte Möglichkeiten einer regionalen Bilddarstellung in kurzzeitigen Intervallen (näherungsweise im 3 min Abstand) und von Profilbestimmungen im 10 min Abstand anbieten. Die nachfolgende, verbesserte Version von GOES-Next besteht in der Einbeziehung teils neuer Gerätetypen wie eines Mikrowellenradiometers zur Ableitung von Temperatur-, Feuchte- und Niederschlagsprofilen und eines Blitzkartierungsgerätes als auch eines wesentlich verbesserten Infrarotsondierungsgerätes sowie des bereits auf Forschungssatelliten erprobten Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS). Die Bewertung wird in vier Kategorien vorgenommen. Ziffer 1 bedeutet eine vollständige Erfüllung der Anforderungen, die Ziffern 2, 3 und 4 überwiegende, teilweise (weniger als 50%) bzw. Nichterfüllung der Anforderungen. Die Tabelle macht deutlich, daß für lokale Unwetter die gegenwärtigen geostationären Satelliten zwar die Anforderungen an die zeitliche Auflösung erfüllen können, aber wesentliche Einschränkungen bezüglich Genauigkeit und räumlicher Auflösung für alle Parameter mit Ausnahme der Bestimmung der Wolkenobergrenze bei Tage zu machen sind. Für den Luftdruck an der Erdoberfläche, für den kein akzeptables Satellitensondierungsverfahren existiert, und für den Wind, der aus der Verlagerung von Wolken bestimmt werden kann, ist keinerlei bzw. keine befriedigende Verbesserung zu erwarten. Für alle anderen aufgelisteten Parameter wird die schrittweise erwartete Verbesserung der Erfüllung der Datenanforderungen sichtbar, die allerdings bezüglich Genauigkeit des Feuchteprofils und von Niederschlagsintensität und -form auch für die wesentlich verbesserte GOES-Next Generation für den angegebenen Zweck mangelhaft bleibt. Insbesondere durch die aktiven Sondierungsverfahren der zukünftigen Generation polar umlaufender Satelliten wird auch bei der Bestimmung des Feuchteprofils die geforderte Genauigkeit im wesentlichen

erfüllt. Der Nachteil der polar umlaufenden Satelliten ist die für mesoskalige Phänomene unbefriedigende zeitliche Auflösung. Analoge Anforderungen an Satellitendaten, von denen im Rahmen dieses Themas nur diejenigen bezüglich atmosphärischer Strukturen von Interesse sind, wurden auch für Klimauntersuchungen formuliert. Eine erste Fassung entstand während einer internationalen Studienkonferenz im Juli/August 1974 in Stockholm (WMO-ICSU 1975). Diese Anforderungsliste wurde auf einem Spezialistentreffen der Arbeitsgruppe 6 des Committee on Space Research (COSPAR) im Juli 1976 in Boulder unter der Leitung von M. Tepper, an der u.a. H.-J. Bolle und E. Raschke teilnahmen, erweitert und präzisiert (COSPAR 1978) und ist auch heute noch voll gültig (Kondratyev 1992). Die wesentlichsten Unterschiede gegenüber den Datenanforderungen für Wettererscheinungen bestehen in der Einbeziehung weiterer Parameter wie Wolkeneigenschaften und Verteilungen von Spurenstoffen (Ozon, Aerosol u.a.), wesentlich geringeren Anforderungen an die räumliche und zeitliche Auflösung, dafür aber hohen Anforderungen an die Langzeitstabilität der Gerätesysteme. Für weitere Details sei auf die angeführte Literatur verwiesen.

Wenden wir uns stattdessen der Fragestellung zu, was Satelliten erkennen können.

3. Möglichkeiten von Satelliten zur Erkennung atmosphärischer Strukturen und Prozesse

Strukturen sind erkennbar an einer gewissen räumlichen Anordnung von Merkmalen. Analog wie beim Sehschärfetest bestimmt die Güte des Empfangssystems Empfänger plus Auswertalgorithmus, ob und bis zu welchem Grade vorhandene Strukturen als solche erkannt werden. Es existiert eine Vielzahl von Methoden zur Struktur- oder Mustererkennung, die spektrale und/oder räumliche Maßzahlen zur Identifizierung von Strukturen verwenden (siehe z.B. Kuo u.a., 1988 und Welch u.a., 1988a, 1988b und die dort zitierte Literatur). Passive Satellitenverfahren, auf die wir uns hier

beschränken, messen spektrale Strahldichten I_λ oder spektrale Helligkeitstemperaturen T_λ , die eine Funktion der spektralen Reflektanz (R_λ), Emittanz (ϵ_λ) und Transmittanz (τ_λ) des Systems Erde/Atmosphäre sind,

$$I_\lambda \text{ bzw. } T_\lambda = f(R_\lambda, \epsilon_\lambda, \tau_\lambda).$$

Satelliten erkennen daher Strukturen nur in spektralen Strahldichten oder spektralen Helligkeitstemperaturen. Diese Strukturen müssen nicht unbedingt die interessierenden meteorologischen Strukturen repräsentieren. Zu beachten ist auch, daß das atmosphärische Strahlungsfeld ein räumliches Tiefpaßfilter darstellen kann, das meteorologisch interessante Strukturen wie z.B. kleinräumige Änderungen des Wolkenwassergehalts nicht auflöst (Cahalan und Snider, 1989).

Es ist sinnvoll, bei Satellitenmessungen zwischen Strukturen in atmosphärischen Fenstern und Strukturen in Absorptionsbanden zu unterscheiden. Strukturen in atmosphärischen Fenstern manifestieren sich durch Wolken, und zwar Wolken aller Arten, also auch Staub-, Dunst- und Rauchwolken. Gemäß unserer Themenstellung sehen wir hier von den Strukturen der Unterlage ab. Strukturen in Absorptionsbanden entsprechen Verteilungsmustern der jeweiligen Absorber bzw. der Atmosphärentemperatur bei Absorbern mit konstantem Mischungsverhältnis. Veränderungen von Strukturen in Zeit und Raum sind demnach auch Indikatoren ablaufender meteorologischer Prozesse.

Die Möglichkeiten von Satelliten, atmosphärische Strukturen und Prozesse zu erkennen, hängen vom raumzeitlichen Scale (Größe, Lebensdauer) von Prozeß und Struktur einerseits, dem räumlichen Auflösungsvermögen des Satellitensensors und der Wiederholfrequenz der Satellitenmessung andererseits ab. Dieser Zusammenhang wird in Abb. 1 verdeutlicht, in der in das bekannte Raum-Zeit-Diagramm der atmosphärischen Prozesse (Fortak 1982)

das raumzeitliche Auflösungsvermögen der verschiedenen Satellitensysteme angezeigt ist. Zusätzlich sind nach Clarke (1985) regionale bis globale Klimaanomalien mit einem zeitlichen Scale kleiner als 1000 Jahre eingetragen. Die Abbildung macht die allgemein bekannte Tatsache besonders anschaulich, daß geostationäre Satelliten zur Prozeßüberwachung wesentlich vorteilhafter als polarumlaufende Satelliten sind, da die bessere räumliche Auflösung letzterer die größere zeitliche Auflösung von geostationären Satelliten nicht kompensieren kann. So berichten Lee u.a. (1983), daß die polarumlaufenden NOAA-Satelliten zum Monitoring mesoskaliger Erscheinungen wegen der nur zweimal täglichen Verfügbarkeit von Daten nicht geeignet sind.

Die gegenwärtigen geostationären Satelliten erlauben die Beobachtung der Lebensgeschichte von Wolkenclustern und größeren meteorologischen Gebilden. Diese untere Grenze wird auch durch GOES-Next mit einer Aufnahmefolge im 3 min Abstand nicht wesentlich unterschritten werden können, da nach Abbildung 1 in diesem Fall der begrenzende Faktor die räumliche Auflösung ist.

4. Strukturen in atmosphärischen Fenstern

Fernerkundungssatelliten (SPOT, LANDSAT) sind nach Abb.1 ungeeignet zum Monitoring atmosphärischer Prozesse, da die Wiederholfrequenz der Satellitenbahn die Lebensdauer selbst der langlebigsten atmosphärischen Gebilde übertrifft. Durch ihre bis zu zwei Größenordnungen gegenüber polar umlaufenden Wettersatelliten verbesserte räumliche Auflösung bringen sie als Momentaufnahmen aber einen wesentlichen Erkenntnisgewinn bezüglich des Aufbaus von Wolkenstrukturen. Abb. 2 gibt nach Kuo u.a. (1988), Cahalan und Joseph (1989) und Cahalan und Snider (1989) den aus LANDSAT-Bildern ermittelten Exponenten α der Größenverteilungsfunktion von Wolken

$$n(D) = n_0 D^{-\alpha}$$

mit $n(D)$ Anzahl der Wolken vom Äquivalentdurchmesser D und den Konstanten n_0 . Die Größenverteilung läßt sich nach diesen und weiteren Untersuchungen (Sengupta u.a., 1990; Zhu u.a., 1992)

gut durch eine Potenzverteilung bzw. eine Kombination zweier Potenzverteilungen beschreiben. Dabei gilt für Schönwetter- und Stratocumuli ein stärkerer Abfall für größere Wolken als der in Abb. 2 angegebenen Grenze von 1-2 km für Sc und hochreichende Konvektionszellen bzw. 0,5 km für Schönwettercumuli und schwächerer Abfall für Cirren größer als etwa 1,5 km Äquivalentdurchmesser. Dieser Befund läßt auf Destabilisierungsprozesse der größeren Wolkenstrukturen bei cumuliformen Wolken schließen und relativ gute Stabilität ausgedehnter Cirruswolken (Kuo u.a., 1988). Die Änderung des Exponenten ist gewöhnlich mit Antriebsmechanismen bei bestimmten Wellenzahlen verbunden (Cahalan und Snider, 1989). Abb. 2 gilt für die Wolkengipfelregion. Die Arbeiten von Cahalan und Joseph (1989) und Cahalan und Snider (1989) enthalten auch entsprechende Angaben für die Wolkenbasisregion, die aus Veränderung des benutzten Schwellwertes abgeleitet werden konnten. Die Exponenten für Wolkenbasis und -gipfel differieren jedoch mit Ausnahme des Exponenten für die größeren Sc um weniger als eine Standardabweichung. Aus Untersuchungen der beschriebenen Art lassen sich die fraktalen Charakteristika der Bewölkung ableiten. Lovejoy und Schertzer (1990) weisen allerdings darauf hin, daß für multifraktale Felder die statistischen Fluktuationen von Realisierung zu Realisierung als Folge endlicher Datensätze sehr groß sind. Dieser Stichprobeneffekt (Lovejoy u.a., 1993) würde seine in der allgemeinen Statistik übliche negative Bewertung verlieren, wenn die Repräsentativität obiger Ergebnisse für typische meteorologische Situationen oder/und geographische Gebiete durch weitere Untersuchungen nachgewiesen werden könnte. Malinowski und Zawadski (1993) verweisen außerdem auf den Effekt der begrenzten räumlichen Auflösung, der bei Schönwettercumuli den Sprung bei 0,5 km verursacht haben könnte.

Da die Strahlungseigenschaften der Wolken wesentlich von deren räumlicher Struktur und der Größenverteilung der Wolken abhängig sind (McKee und Cox, 1974; Stephens 1976, Aida 1977; Kite 1987, u.a.), haben die zitierten Arbeiten keineswegs den

Charakter reiner Grundlagenforschung. Nach Harshvardhan und Randall (1985) müssen planparallele Wolken mit einem unrealistisch geringen Flüssigwassergehalt angenommen werden, um realistische Albedowerte zu erhalten bzw. dürfte bei realistischem Flüssigwassergehalt die durchschnittliche Wolkenmächtigkeit nach Cahalan und Joseph (1989) nur 300 m betragen.

Wir werden in Kap. 6 bei der Diskussion der Genauigkeit der Erkennung von Strukturen auf die Strukturerkennung in atmosphärischen Fenstern, und zwar von meteorologischen Satelliten, zurückkommen.

5. Strukturen in Absorptionsbanden atmosphärischer Absorber
Bei Messungen in Absorptionsbanden enthalten die erkennbaren Strukturen ausschließlich oder im wesentlichen Informationen über die Atmosphäre im Gegensatz zu den Aufnahmen in atmosphärischen Fenstern, die Strukturen von Unterlage und Atmosphäre enthalten. Bei Absorbern mit konstantem Mischungsverhältnis sind die Strukturen dem atmosphärischen Temperaturfeld zuzuschreiben. Absorptionsbanden von CO_2 im Infraroten und O_2 im Mikrowellenbereich werden traditionell zur Ableitung des atmosphärischen Temperaturfeldes benutzt. Das Gewicht dieser Satellitensondierungen ging durch ständige Verbesserung der numerischen Modelle seit Ende der siebziger Jahre ständig zurück und ist gegenwärtig nahezu unerheblich, da die vertikale Auflösung und die Genauigkeit der gegenwärtigen Satellitensysteme oft geringer ist als sie von der numerischen Vorhersage angeboten wird (Smith 1991). Die ungenügende vertikale Auflösung führt zu wesentlich verwascheneren Strukturen als den reellen (Horn u.a., 1976; Phillips u.a., 1979; Schlatter 1981, Güldner und Spänkuch, 1989; Sullivan u.a., 1993). Mit der neuen Generation von Satelliteninstrumenten mit wesentlich verbesserter spektraler Auflösung und damit auch verbesserter vertikaler Auflösung der abgeleiteten Temperaturprofile wird auch eine verbesserte Strukturwiedergabe

des atmosphärischen Temperaturfeldes erwartet (Smith 1991, Huang u.a., 1992).

Strukturen in Absorptionsbanden von Absorbern mit variablem Mischungsverhältnis reflektieren die Verteilungsmuster der atmosphärischen Absorber. Diese Verteilungsmuster stellen sich als Resultat des Wechselspiels zwischen der geographischen Verteilung der Quellen und Senken des jeweiligen Absorbers und der atmosphärischen Transportprozesse ein. Je kürzer die Lebenszeit des Absorbers in der Atmosphäre, desto klarer treten die Quellregionen zutage. Bei langen atmosphärischen Lebenszeiten (>30 Jahre) führen die Transportvorgänge zur völligen Durchmischung des Absorbers, d.h., zu einem konstanten Mischungsverhältnis mit Luft.

Regelmäßige Satellitenmessungen über die Konzentrationsverteilungen atmosphärischer Spurenstoffe liegen aus Nadir- bzw. nadirnahen Beobachtungsrichtungen, auf die wir uns hier beschränken wollen, bisher nur für Wasserdampf und Ozon vor. Die Messungen mit dem Infrared Radiation Interferometer Spectrometer (IRIS) mit einer spektralen Auflösung von 2.8 cm^{-1} auf Nimbus 4 haben gezeigt (Prabhakara u.a., 1974), daß auch für Methan und Distickoxid der Gesamtgehalt ableitbar ist. Eine Verbesserung der spektralen Auflösung um etwa eine Größenordnung (auf $0,35 \text{ cm}^{-1}$) gibt nach Flugzeugmessungen neben einer Verbesserung des Monitorings der genannten Spurenstoffe mit einer Grobabschätzung der Höhenverteilung auch die Möglichkeiten der Bestimmbarkeit von CO und der Freone 11 und 12 (Smith u.a., 1990) entsprechend theoretischen Erwartungen (Fischer u.a., 1989, Haskins und Kaplan, 1993). Für CO liegen erste Satellitenmessungen mittels Gasfilterkorrelationstechnik von Spaceshuttle-Flügen vor (Reichle u.a., 1986; 1990). Messungen im UV bzw. sichtbaren Spektralbereich sind neben der Überwachung von Ozon auch für SO_2 bzw. NO_2 geeignet, für NO_2 und SO_2 bisher aber im Satelliteneinsatz nicht erprobt worden. Da für atmosphärische Spurenstoffe mit Ausnahme von Wasserdampf und mit Einschränkungen für Ozon kein globales bodengebundenes Meßnetz

existiert, sind von Messungen in den Banden der Absorber mit veränderlichem Mischungsverhältnis völlig neue Informationen zu erwarten. Aber selbst für Wasserdampf gilt diese Feststellung. So berichtet Velden (1987) von der Nützlichkeit des 6,7 μm VAS-Kanals (VISSR Atmospheric Sounder; VISSR: Visible Infrared Spin Scan Radiometer) "Strukturen in der mittleren und oberen Troposphäre und in der Umgebung tropischer Zyklonen darzustellen, die nicht immer in konventionellen Satelliten-aufnahmen des infraroten oder sichtbaren Spektralbereichs zu finden sind", und Newell u.a. (1992) finden filamentartige Strukturen des atmosphärischen Wasserdampfes, dessen Maxima mit Reflexionsmustern im UV bei 380 und 360 nm ¹⁾ der TOMS-Messungen zusammenfallen.

Letztere Autoren vermuten ähnliche filamentartige Strukturen bei anderen atmosphärischen Spurenstoffen.

Strukturen im Wasserdampfgebiet sind meteorologisch relativ leicht zu interpretieren. Viel schwieriger ist die Interpretation von Strukturen im Gesamtzongehalt, wie sie seit Anfang der siebziger Jahre mit verschiedenen Satellitengeräten im UV oder IR beobachtet werden (Mateer 1986). Abb. 3 gibt für die letzte Januarwoche des Jahres 1992 die mit TOMS bestimmte interdiurne Veränderlichkeit des Gesamtzongehalts im europäischen Sektor (40° W-40° E, 30°-70° N). TOMS nutzt vier Wellenlängen im UV (312,5 bis 339,8 nm) zur Ozonbestimmung, dazu die o.a. Wellenlängen zu Wolkenkorrekturen.

¹⁾ Diese Wellenlängen werden wegen der dortigen geringen Ozonabsorption zur Wolkenerkennung und Korrektur des aus den TOMS-Messungen abgeleiteten Gesamtzongehalts benutzt.

Die Meßungenauigkeit der TOMS-Messungen wird zu $\pm 2\%$ eingeschätzt (Fleig u.a., 1988, Herman u.a., 1991). Der Vergleich mit sorgfältigen Dobsonmessungen gibt Abweichungen kleiner als 5% (Lefèvre u.a., 1991; Heese u.a., 1992), wobei die Verwendung klimatologischer Werte für das troposphärische Ozon zu systematischen Fehlern von etwa 2% führt, deren Größe sich mit der Jahreszeit ändert (Heese u.a.). Die abgebildeten Strukturen sind daher reell und bei einer räumlichen Auflösung von etwa 120 km durch das in der Abbildung durch Buchstaben bezeichnete Bodenmeßnetz in dieser Güte nicht auflösbar. Messungen mit dem TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) im IR enthalten nach Lefèvre u.a. (1991) in mittleren Breiten noch beträchtlich mehr Feinstruktur als die TOMS-Messungen.

Abb. 3 zeigt die Verlagerung von Gebieten minimalen und maximalen Gesamtzongehalts und deren Veränderlichkeit von Tag zu Tag. Die lokalen interdiurnen Änderungen können bis zu 40% betragen. Eine solche starke Änderung wurde früher für so unwahrscheinlich gehalten, daß das World Data Center for Ozone entsprechende Zumeldungen von Dobsonmessungen annullierte (Plessing 1993, persönliche Mitteilung).

Die Strukturen des Gesamtzongehalts und deren Veränderlichkeit ähneln denen, die wir von den Luftdruckgebieten der täglichen Wetterkarten kennen. Die Änderungen des Gesamtzongehalts mit dem täglichen Wetter sind aus Untersuchungen in mittleren Breiten bereits lange bekannt (Dobson u.a., 1929; Reed 1950; Normand 1953) ebenso wie die enge Kopplung zwischen Gesamtzongehalt und Tropopausenhöhe. Paetzold (1961) schreibt, daß der Ozonbetrag in Mitteleuropa i.a. um 0,01 cm O₃ zunimmt, wenn die Tropopause um 1 km absinkt. Von Munteanu (1983) wurde diese enge Beziehung zur Abschätzung der Tropopausenhöhe mit etwa 20 hPa Unsicherheit aus TOMS-Messungen benutzt. Die relativ hohe Korrelation zwischen Tropopausendruck und Gesamtzongehalt mit Korrelationskoeffizienten größer als 0,6 ist nach Schubert und Munteanu (1988) jedoch auf mittlere Breiten beschränkt. 40% bis 60% der Varianz der Zirkulation der oberen Troposphäre werden dort nach diesen Autoren durch Änderungen des Gesamtzongehalts

angezeigt, so daß selbst in mittleren Breiten die Strukturen im Gesamt ozongehalt nicht einfach die Zirkulationsverhältnisse der oberen Troposphäre repräsentieren. Nach Herman u.a. (1991) sind bis zu 80% der Änderungen des Gesamt ozon durch adiabatische Hebung bzw. Senkung mit entsprechender Ozonab- bzw. -zunahme verbunden und 20% durch Zustrom aus der photochemischen Quellregion von oben bzw. Abtransport in die Troposphäre mit nachfolgender Ozonzerstörung. Weitere enge Beziehungen wurden zwischen Ozonanomalien und denen barokliner Wellen (Mote u.a., 1991), der äquivalenten barotropen potentiellen Vorticity (Danielson 1968, 1985; Allaart u.a., 1993; Salby und Callaghan, 1993) und des isotropen Luftdrucks (Salby und Callaghan, 1993) gefunden. Shapiro u.a. (1982) benutzten TOMS-Messungen zur Lokalisierung des Strahlstroms.

Die zitierten Untersuchungen zeigen den hohen Informationsgehalt der TOMS-Messungen, zugleich aber auch die Schwierigkeiten und wahrscheinlich auch Unmöglichkeiten einer eindeutigen Zuordnung zu Feldverteilungen meteorologischer Größen im planetaren Maßstab. Zusätzliche Informationen über die vertikale Verteilung des Ozon könnten hier zu einem Durchbruch führen. Aber auch für sich sind die mit Satellitengeräten festgestellten Strukturen im Gesamt ozongehalt von Wert, z.B. zur Bestimmung der Feldverteilung des Angebots an UV-B Strahlung (Vogel 1993, persönliche Mitteilung).

6. Zur Genauigkeit der Erkennbarkeit von Strukturen

Etwa 90% des atmosphärischen Ozons befinden sich in der Stratosphäre. Die im Gesamt ozongehalt vorhandenen Strukturen sollten daher im wesentlichen Strukturen stratosphärischer Felder, und zwar im wesentlichen von niederstratosphärischen Feldern, repräsentieren. Nun zeigt Abb. 3 aber wesentlich mehr Struktur als konventionelle Stratosphärenkarten. Zweifellos ist die Erklärung dieses Befundes eine Herausforderung, die weiteren Forschungsbedarf provoziert. Zugleich entsteht die Frage nach der Genauigkeit der Erkennbarkeit von Strukturen. Das

konventionelle meteorologische Beobachtungssystem ist aus drei Gründen als Referenz problematisch. Zum einen stehen den Punktmessungen des konventionellen Meßnetzes die Flächen- bzw. Volumenmittel repräsentierenden Satellitenmeßwerte gegenüber. Die schnellen zeitlichen Änderungen meteorologischer Strukturen erfordern zum anderen zu Vergleichszwecken quasisimultane Messungen. Und drittens ermöglicht die flächenhafte Überdeckung mittels Satelliten die Erkennung regionaler und kleinräumiger Strukturen, die durch die Maschenweite des konventionellen Meßnetzes nicht erfaßt werden. Für viele Parameter existieren überhaupt keine Vergleichsmöglichkeiten. Die klassischen Prüfverfahren der Fernerkundung wie Fehlermatrixverfahren (Congalton 1991) sind daher nicht anwendbar. Prüfstein kann daher nur der mittels der Strukturerkennung erzielte Effekt sein. Das benutzte Verfahren zur Strukturerkennung ist dabei optimal nur bezüglich der vorgegebenen Zielfunktion. Zur Erläuterung dieses Tatbestandes seien einige Ergebnisse einer dreidimensionalen Wolkenklassifikation angeführt, die im letzten Jahr am Meteorologischen Observatorium Potsdam entwickelt wurde (Rosenow u.a., 1992; 1993a,b). Dieses Verfahren benutzt, ähnlich wie die bekannte dreidimensionale Nephanalyse (3D NEPH) der U.S. Air Force, alle verfügbaren Informationen über Wolken, nämlich konventionelle synoptische Beobachtungen und Satellitendaten. Tian und Curry (1989) halten 3D NEPH deshalb für "die wahrscheinlich beste verfügbare Information über die vertikale Wolkenverteilung".

Das von Rosenow u.a. entwickelte Verfahren ist für mesoskale regionale Analysen konzipiert und arbeitet vollkommen vollautomatisch. Angewandt auf Meteosat-Bildern liefert es eine horizontale Auflösung von 8 km (gegenüber etwa 45 km bei 3D NEPH) für 20 vertikale, dem numerischen Analysemodell angepaßte Schichten bei einer möglichen zeitlichen Auflösung von einer halben Stunde. Zusätzlich zu Satelliten- und synoptischen Daten werden Ergebnisse der numerischen Analyse zur besseren Erkennung wolkenfreier Pixel und zur genauen Festlegung der Wolkenobergrenze benutzt. Im Falle fehlender oder aus obigen

Informationen bei bestimmten Situationen (partiell bewölkte Pixel, mehrschichtige Bewölkung) schlecht bestimmbar. Größere Informationen werden klimatologische Kenntnisse herangezogen. Ausgangspunkt des Verfahrens ist eine Clusteranalyse, die auf Asmus u.a. (1988) zurückgeht und zur Bildauswertung für Fernerkundungsdaten entwickelt wurde. Das Verfahren kann daher große Datenmengen bearbeiten und berücksichtigt gleichzeitig die charakteristische Zeilenstruktur. Als Merkmale werden spektrale und Texturinformationen benutzt. Die Anzahl der maximal zu bildenden Cluster wird vorgegeben. Zur Interpretation der Cluster als dreidimensionale Wolkenverteilung werden die synoptischen Wolkenbeobachtungen herangezogen. Jedes Cluster wird dabei in Abhängigkeit von der meteorologischen Situation durch mehrere synoptische Wolkenbeobachtungen belegt, so daß eine mittlere vertikale Wolkenverteilung mit ihrer Schwankungsbreite definiert wird. Abb. 4 zeigt die Ausgangsbilder für den sichtbaren (Abb. 4a) und infraroten Spektralbereich (Abb. 4b) sowie das geclusterte Bild (Abb. 4c) mit 14 Clustern für eine sommerliche Sturmlage über West- und Teile Mitteleuropas. Die Interpretation der einzelnen Cluster sowie deren geographische Verteilung ist Abb. 5 zu entnehmen.

Diese Abbildungen belegen zunächst, daß die visuell in den Satellitenbildern erkennbaren Strukturen durch eine automatische Bildinterpretation im wesentlichen erhalten bleiben. Mittels zusätzlicher Informationen, etwa von Parametrisierungsansätzen, ist damit auch eine wesentlich detailliertere Feuchteanalyse als nur unter Nutzung konventioneller Daten möglich (Rosenow u.a., 1993a). Abb. 6 zeigt als Beispiel den analysierten Wolkenwassergehalt bei 690 hPa, links unter Nutzung der Ergebnisse der dreidimensionalen Wolkenklassifikation, rechts nach der bisherigen Analysemethode. Für die in den Abb. 4 bis 6 gezeigten Strukturen gibt es keine Prüfmöglichkeiten des Ist-Zustandes. Selbst für Punktmessungen relativ einfach zu bestimmender Größen wie der Wolkenuntergrenze von Schönwettercumuli werden relativ große Fehler (bis 500 m) der operationellen Wettermeldungen berichtet (Stull und Eloranta,

1985). Man kann daher die 'Richtigkeit' der Strukturerkennung nur anhand der mit der modifizierten Analyse erreichten Prognoseergebnisse beurteilen. Dieser Weg ist langwierig, und das Ergebnis ist wegen der zahlreichen Wechselwirkungsmechanismen in den numerischen Modellen ohne sorgfältige Analysen nicht eindeutig.

Zweifellos sind aber die abgeleiteten Strukturen plausibel. Ihre Detailliertheit hängt von der im Programm der Clusteranalyse frei wählbaren Anzahl der Cluster ab. Abb. 7 zeigt im Albedo-Strahlungstemperatur-Diagramm, wie sich die Lage der Cluster bei Reduzierung ihrer Zahl von 25 auf 12 bzw. 6 Cluster ändert. Für den Fall von 25 Clustern gibt Abb. 7 gleichzeitig den Vergleich mit der Wolkenklassifizierung nach der Maximum-Likelihood-Methode für diesen Termin (Berger 1992). Die Zuordnung der Klassen zum Bewölkungszustand für die Maximum-Likelihood-Methode ist Tab. 3 zu entnehmen. Der Vergleich nach beiden Methoden zeigt eine ähnliche Lage der Klassen im Diagramm. Die Wichtung der Klassen ist jedoch erheblich verschieden. So ist der Bogen 1/2 bis 18 (Wolkenlosigkeit über Land/Meer bis hohe transparente Wolken über Land/Meer) in der Clusteranalyse zwar ähnlich gelegen, jedoch mit nur 6 Klassen belegt. Dagegen sind bei der Clusteranalyse mehr Klassen im Bereich der mehrschichtigen Bewölkung angesiedelt. Es ist sinnvoll, derartige Vergleiche an einem größeren Datenmaterial durchzuführen. Die Reduzierung der Anzahl der Cluster führt zu einer gröberen Unterteilung. Unverändert bleibt im betrachteten Fall die Lage der Klassen für wolkenlose Pixel und Pixel mit hoher transparenter Bewölkung.

7. Schlußfolgerungen

Satelliten bieten neue Möglichkeiten der Strukturerkennung und der Untersuchung atmosphärischer Prozesse durch Strukturveränderungen und -verlagerungen. Die in Satellitendaten erkennbaren Strukturen sind Strukturen in atmosphärischen Strahlungsparametern (Reflektanz, Emittanz, Absorptanz), die in meteorologisch relevante Größen zu transformieren sind. Das raumzeitliche Auflösungsvermögen des Satellitensystems bestimmt,

welche atmosphärischen Strukturen und Prozesse mittels Satelliten untersucht werden können. Die neuen Möglichkeiten der Satelliten zur Strukturerkennung und -verfolgung hat zwei Ursachen: die bessere Auflösung von Satellitendaten in Raum und Zeit gegenüber konventionellen Daten und die Einbeziehung neuer Parameter, nämlich der Konzentrationsverteilung atmosphärischer Spurenstoffe. Für beide Fälle ist eine unmittelbare Verifikation wegen fehlender Vergleichsmöglichkeiten nicht gegeben.

8. Danksagung

Der Autor dankt seinen Kollegen F. Berger (FU Berlin), W. Döhler, J. Güldner, W. Rosenow und G. Vogel (alle Meteorologisches Observatorium Potsdam) für zahlreiche Diskussionen und die Erlaubnis der Benutzung noch unveröffentlichter Ergebnisse.

Summary

The feasibility of satellite techniques in detecting atmospheric structures and in monitoring atmospheric processes is reviewed to some extent. Satellites detect structures in spectral radiances only which have to be transformed into corresponding structures of relevant meteorological parameters. The resolution of satellite systems in space and time determines which of the atmospheric structures and processes can be detected and monitored (Fig. 1). Remote sensing satellites with their high spatial but poor time resolution have successfully been used to study fractal characteristics of clouds. The monitoring of mesoscale structures requires a time resolution better than a few hours met by geostationary but not by present polar orbiting satellite systems. The analysis and development of three dimensional cloud structures and of concentration patterns of minor atmospheric constituents reveal new information sources whose adequate exploration needs a lot of further research.

Zusammenfassung

Anhand einiger ausgewählter Beispiele wird die Möglichkeit von Satellitensystemen zur Erkennung atmosphärischer Strukturen und zur Überwachung atmosphärischer Prozesse diskutiert. Satelliten erkennen Strukturen nur in spektralen Strahldichten, die in entsprechende Strukturen relevanter meteorologischer Parameter zu transformieren sind. Die raumzeitliche Auflösung von Satellitensystemen bestimmt, welche atmosphärischen Strukturen und Prozesse erkannt und verfolgt werden können (Abb. 1). Fernerkundungssatellitendaten mit ihrer hohen räumlichen, jedoch schlechten zeitlichen Auflösung wurden erfolgreich zur Ableitung fraktaler Eigenschaften von Wolken genutzt. Die Überwachung mesoscaler Strukturen erfordert eine zeitliche Auflösung besser als einige Stunden, die durch geostationäre Satelliten, aber nicht durch das gegenwärtige System polar umlaufender Satelliten erfüllt wird. Die Analyse und Entwicklung dreidimensionaler Wolkenstrukturen und von Konzentrationsmustern atmosphärischer Absorber sind neue Informationsquellen, deren adäquate Nutzung weitere Untersuchungen erfordert.

Literatur

- Aida, M., 1977: Reflection of solar radiation from an array of cumuli. *J. Meteorol. Soc. Japan* 55, 174-181
- Allaart, M.A.F., Kelder, H. und Heijboer, L.C., 1993: On the relation between ozone and potential vorticity. *Geophys. Res. Lett.* 20, 811-814
- Asmus, V.V., Vadas, V., Karasev, A.B., Kecskemety, L. und Spiridonov, J.G., 1988: A cluster analysis package for multiband data processing (russ.). *Issledovanie Zemli is Kosmosa*, No. 3, 86-94
- Berger, F., 1992: Die Bestimmung des Einflusses von hohen Wolken auf das Strahlungsfeld und auf das Klima durch Analyse von NOAA AVHRR-Daten. *Meteorol. Abh., Neue Folge, A, Bd. 6, H.3*
- Cahalan, R.F. und Joseph, J.H., 1989: Fractal statistics of cloud fields. *Mon. Wea. Rev.* 117, 261-272
- Cahalan, R.F. und Snider, J.B., 1989: Marine stratocumulus structure. *Remote Sens. Environ.* 28, 95-107
- Clarke, W.C., 1985: Scale relationships in the interactions of climate, ecosystems and societies. In: Land, K. und S. Schneider (Eds.): *Forecasting in the social and natural sciences. Proc. of a Social Science Research Council Conference at Boulder, Co., June 10-13, 1984*
- Coakley, J.A. und Bretherton, F.P., 1982: Cloud cover from high-resolution scanner data: Detecting and allowing for partially fields of view. *J. Geophys. Res.* 87, C7, 4917-4932
- Congalton, R.G., 1991: A review of assessing the accuracy of classifications of remotely sensed data. *Remote Sens. Environ.* 37, 35-46
- COSPAR, 1978: *Status of Satellite Observing Possibilities for Studies of climate. Physical Processes*
- Danielson, E.F., 1968: Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity. *J. Atmos. Sci.* 25, 502-518
- Danielson, E.F., 1985: Ozone transport, in Whitten, R.C. und Prasad, S.S. (Eds.): *Ozone in the Free Atmosphere*. Van Nostrand Reinhold Company Inc. New York, 123-159
- Dobson, G.M.B., Harrison, D.N. und Lawrence, J., 1929: Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to othergeophysical conditions. Part III. *Proc. Roy. Soc. A122*, 456-486

- Fischer, H., Wetzell, G. und Oelhaf, H., 1989: Remote sensing of troposphere trace gases from space. In: Lenoble, J. und Geleyn, J.-F. (Eds.): IRS '88: Current problems in atmospheric radiation. Proc. Int. Radiation Symp. Lille, France, 18-24 Aug. 1988, A. Deepak Publ., Hampton, Virginia, USA, 507-510
- Fleig, A.J., Krueger, A.J., Bhartia, P.K., Schlesinger, B.M., Cebula, R.P. und Wellemeyer, C.G., 1988: Nimbus-7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) data products users guide. NASA Ref. Publ.
- Fortak, H., 1982: Meteorologie, 2. Aufl., Dietrich Reimer Verlag Berlin, 298 S.
- Güldner, J. und Spänkuch, D., 1989: Evaluation of TOVS measurements made during ALPEX-1. Z. Meteorol. 39, 100-111
- Harshvardhan und Randall, D.A., 1985: Comments on 'The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. Mon. Wea. Rev. 113, 1832-1833
- Haskins, R.D. und Kaplan, L.D., 1993: Remote sensing of trace gases using the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). In: Keevallik, S. und Kärner, O. (Eds.): IRS '92: Current problems in atmospheric radiation. Proc. Int. Radiation Symp. Tallinn, Estonia, 3-8 August 1992, A. Deepak Publ., Hampton, Virginia, USA, 278-281
- Heese, B., Barthel, K. und Hov, O., 1992: A comparison of total ozone data from satellite and ground-based observations at northern latitudes. J. Geophys. Res. 97, D4, 3825-3838
- Herman, J.R., Hudson, R., McPeters, R., Stolarski, R., Ahmad, Z., Gu, X.-Y, Taylor, S. und C. Wellemeyer, 1991: A new self-calibration method applied to TOMS and SBUV backscattered ultraviolet data to determine long-term global ozone change. J. Geophys. Res. 96, D4, 7531-7545
- Horn, L.H., Peterson, R.A. und Whittaker, T.M., 1976: Intercomparisons of data derived from Nimbus 5 temperature profiles, rawin observations and initialized LFM model fields. Mon. Wea. Rev. 104, 1362-1371
- Huang, H.-L., Smith, W.L. und Woolf, H.M., 1992: Vertical resolution and accuracy of atmospheric infrared sounding spectrometers. J. Appl. Meteorol. 31, 265-274
- Kite, A., 1987: The albedo of broken cloud fields. Q. J. R. Meteorol. Soc. 113, 517-531
- Kluge, J., 1989: Physikalische Beschreibung, mathematische Modellierung und Vorhersage mesometeorologischer Prozesse. Abh. Meteorol. Dienst DDR Nr. 141, 57-67

- Kondratyev, K.Ya., 1992: Globalnyi Klimat. Nauka. S.-Petersburger Filiale, 359 S.
- Kuo, K.S., Welch, R.M. und S.K. Sengupta, 1988: Structural and textural characteristics of cirrus clouds observed using high spatial resolution LANDSAT imagery. J. Appl. Meteorol. 27, 1242-1260
- Lee, T.-H., Chesters, D., und Mostek, A., 1983: The impact of conventional surface data upon VAS regression retrievals in the lower troposphere. J. Clim. Appl. Meteorol. 22, 1853-1874
- Lefevre, F., Cariolle, D., Müller, S. und Karcher, F., 1991: Total ozone from the TIROS Operational Vertical Sounder during the formation of the 1987 "ozone hole". J. Geophys. Res. 96, D7, 12893-12911
- Lovejoy, S. und Schertzer, D., 1990: Multifractals, universality classes and satellite and radar measurements of cloud and rain fields. J. Geophys. Res. 95, D3, 2021-2034
- Lovejoy, S., Schertzer, D., Silas, P., Tessier, Y. und Lavallée, 1993: The unified scaling model of atmospheric dynamics and systematic analysis of scale invariance in cloud radiances. Ann. Geophys. 11, 119-127
- Malinowski, S.P. und Zawadski, I., 1993: On the surface of clouds. J. Atmos. Sci. 50, 5-13
- Mateer, C.L., 1986: Satellitenmessungen des Gesamt Ozons. Promet 16, H. 4, 15-20
- McKee, T.B. und Cox, S.K., 1974: Scattering of visible radiation by finite clouds. J. Atmos. Sci. 31, 1885-1892
- Mote, P., Holton, J. und Wallace, J., 1991: Variability in total ozone associated with baroclinic waves. J. Atmos. Sci. 48, 1900-1903
- Munteanu, M.-J., 1983: Study of tropopause height estimate from TOMS ozone data from NIMBUS-7 and from the microwave regression temperature retrieval of simulated brightness temperatures. NASA Techn. Memo. 84983
- Newell, R.E., Newell, N.E., Zhu, Y. und Scott, C., 1992: Tropospheric rivers? - A pilot study. Geophys. Res. Lett. 12, 2401-2404
- Normand, C., 1953: Atmospheric ozone and the upper air conditions. Q.J.R. Meteorol. Soc. 79, 39-50
- Paetzold, H.-K., 1961: Messungen des atmosphärischen Ozons. In: Hesse, W. (Hrsg.): Handbuch der Aerologie. Akad. Verlagsges. Geest & Portig, 458-531

- Phillips, N., McMillin, L., Gruber, A. und Wark, D., 1979: An evaluation of early operational temperature soundings from TIROS-N. Bull. Am. Meteorol. Soc. 60, 1188-1197
- Prabhakara, C., Dalu, G. und Kunde, V.G., 1974: A search for global and seasonal variation of methane from Nimbus-4 IRIS measurements. J. Geophys. Res. 79, 1744-1749
- Ramirez, J.A. und Bras, R.L., 1990: Clustered or regular cumulus cloud fields: The statistical character of observed and simulated cloud fields. J. Geophys. Res. 95, 2035-2045
- Reichle, H. G., Jr., Connors, , V.S., Holland, J.A., Hypes, W.D., Wallio, H.A., Casas, J.C., Gornsen, B.B., Saylor, M.S. und Hesketh, W.D., 1986: Middle and upper tropospheric carbon monoxide mixing ratios as measured by a satellite borne remote sensor during November 1981. J. Geophys. Res. C91, 10865-10887
- Reichle, H.G., Jr., Connors, V.S., Holland, J.A., Sherill, R.T., Walio, H.A., Casas, J.C., Condon, E.P., Gornsen, B.B. und Seiler, W., 1990: The distribution of middle tropospheric carbon monoxide during early October 1984. J. Geophys. Res. C95, 9845-9856
- Rosenow, W., Güldner, J., Spänkuch, D. und Vogel, G., 1992: Estimation of the meso-beta vertical cloud structure using Meteosat, conventional and model output data. 9th Meteosat Scientific users' meeting, EUMETSAT, EUM P 11, 433-442
- Rosenow, W., Güldner, J., Spänkuch, D. und Schubert, U., 1993a: Vertical humidity structure from cloud classification - some case studies. Proc. 6th AVHRR Data Users' Meeting. Belgirate, Italy, 28 June to 2 July 1993, EUMETSAT, EUM P 12, 13-21
- Rosenow, W., Güldner, J., Spänkuch, D. und Vogel, G., 1993b: A 3d-cloud analysis for the validation of diabatic components in numerical models. In: Keevallik, S. und Kärner, O. (Eds.): IRS '92: Current problems in atmospheric radiation. Proc. Int. Radiation Symp. Tallinn, Estonia, 3-8 Aug 1992, A. Deepak Publ., Hampton, Virginia, USA, 282-288
- Saunders, R.W. und Kriebel, R.T., 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. Int. J. Remote Sensing 9, 123-150
- Schlatter, T.W., 1981: An assessment of operational TIROS-N temperature retrievals over the United States. Mon. Wea. Rev. 109, 110-119
- Schubert, S. und Munteanu, M., 1988: An analysis of tropopause pressure and total ozone. Mon. Weather Rev. 116, 569-582
- Selby, M.L. und Callaghan, P.F., 1993: Fluctuations of total ozone and their relationship to stratospheric air motions.

- Sengupta, S.K., Welch, R.M., Navar, M.S., Berendes, T.A. und Chen, D.W., 1990: Cumulus cloud field morphology and spatial patterns derived from high spatial resolution Landsat imagery. *J. Appl. Meteorol.* 29, 1245-1267
- Shapiro, M.A., Krueger, A.J. und Kennedy, P.J., 1982: Nowcasting the position and intensity of jet streams using a satellite-borne total ozone mapping spectrometer. In: Browning, K.A. (Ed.): *Nowcasting*. Academic Press, 137-145
- Shenk, W.E., Vonder Haar, T.H. und Smith, W.L., 1987: An evaluation of observations from satellites for the study and prediction of mesoscale events and cyclone events. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 68, 21-35
- Smith, W.L., 1991: Atmospheric soundings from satellites - false expectation or the key to improved weather prediction? *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 117, 267-297
- Smith, W.L., Revercomb, H.E., Howell, H.B., Huang, H.-L., Knuteson, R.O., Koenig, E.W., Le Porte, D.D., Silverman, S., Sromovsky, L.A. und Woolf, H.M., 1990: GHIS - the GOES high resolution interferometer sounder. *J. Appl. Meteorol.*, 1184-1204
- Stephens, G.L., 1976: The transfer of radiation through vertically non-uniform stratocumulus clouds. *Cont. Phys. Atmos.* 49, 237-253
- Stull, R. und Eloranta, E., 1985: A case study of the accuracy of routine, fair-weather cloud-base reports. *Nat. Wea. Dig.* 10, 19-24
- Sullivan, J., Gandin, L., Gruber, A. und Baker, W., 1993: Observation error statistics for NOAA-10 temperature and height retrievals. *Mon. Wea. Rev.* 121, 2578-2587
- Tian, L. und Curry, J.A., 1989: Cloud overlap statistics. *J. Geophys. Res.* 94, D7, 9925-9935
- Velden, C.S., 1987: Satellite observations of hurricane Elena (1985) using the VAS 6.7 μm "water-vapor" channel. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 68, 210-215
- Welch, R.M., Kuo, K.S., Wielicki, B.A., Sengupta, S.K. und Parker, L., 1988: Marine stratocumulus cloud fields of the coast of Southern California observed using LANDSAT imagery: Part I: Structural characteristics. *J. Appl. Meteorol.* 27, 341-362
- Welch, R.M., Sengupta, S.K., und Kuo, K.S., 1988: Marine stratocumulus cloud fields of the coast of Southern California observed using LANDSAT imagery. Part II: Textural analysis. *J. Appl. Meteorol.* 27, 363-378

WMO, 1987: The World Weather Watch Programme 1988-1997, Second WMO long-term plan, Part II, Vol. 1, WMO No. 691

WMO-ICSU, 1975: The physical basis of climate monitoring. GARP Publication Series No. 16, Geneva, WMO Selbstverlag

Zhu, T., Lee, J., Weger, R.C. und Welch, R.M., 1992: Clustering, randomness, and regularity in cloud fields: 2. Cumulus cloud fields. J. Geophys. Res. 97, D18, 20537-20558

Tabelle 1: Datenanforderungen zur Untersuchung und Vorhersage lokaler Unwetter (nach Shenk u.a., 1987)

Parameter	Auflösung			
	horizontal (km)	vertikal (km)	zeitlich (min)	absolute Genauigkeit
Temperatur				
Oberfläche	5-15		10- 30	± 1-2 K ^a
Profil, allg.	10-50	1-5 ^b	30-120	± 1-2 K ^a
Profil in Gewittern u. unmittelbarer Umgebung	5-25	1-5	1- 10	± 1-2 K ^a
Feuchte				
Profil, allg.	10-50	1-5 ^b	30-120	± 5-15% relative Feuchte
Profil in Gewittern u. unmittelbarer Umgebung	5-25	1-5 ^b	1- 10	± 5-15% relative Feuchte
Gradient in unterer Troposphäre	3-15		5- 30	± 10-25% relative Feuchte
Luftdruck am Boden				
allgemein	10-50		30-120	0.5-1.0 hPa ^a
in Gewittern u. unmittelb. Umgebung	5-25		1- 10	0.5-1.0 hPa ^a
Wind				
Grenzschicht	5-20	0.2-1	5- 30	± 1-3 ms ⁻¹
oberhalb der Grenzschicht	10-50	1-5	15- 60	± 1-3 ms ⁻¹
Niederschlag				
Betrag	3-50		3- 30	± 20-50%
Form	1-10		1- 10	Regen Hagel
ja/nein	5-50		6- 60	
Wolkenobergrenze	0.5-10	0.25	0.5- 15	± 250-500m

- a) Hälfte des angegebenen Wertes für relative Genauigkeit
b) Notwendige Auflösung für Inversionen: 0,2km

Tabelle 2:

Einschätzung der Möglichkeiten von Satellitensystemen zur Erfüllung der Datenanforderungen bezüglich Untersuchung und Vorhersage lokaler Unwetter (siehe Tab. 1) (nach Shenk u.a., 1987)

Parameter	Auflösung			
	horizontal	vertikal	zeitlich	absolute Genauigkeit
Temperatur				
Oberfläche	3 ^b ,2 ^b ,1 ^a ,3		1,1,1,4	2,1,1,1
Profil, allg.	3 ^a ,2 ^a ,1,3	3,3,2,2	1,1,1,4	3,2,1,1
Profil in Gewittern u. unmittelbarer Nähe	4,3 ^a ,2,1	3,3,2 ^c ,2	3,3,2,4	3,3,1 ^c ,1 ^c
Feuchte				
Profil, allg.	3 ^a ,2 ^a ,1,3	3,3,2,2	1,1,1,4	4,3,3,2
Profil in Gewittern und unmittelbarer Umgebung	4,3 ^a ,1,4	3,3,2 ^c ,2	3,3,2,4	4,4,3,2
Gradient in unterer Troposphäre	3 ^b ,2 ^b ,1 ^a ,2		1,1,1,4	3,3,2,4
Luftdruck				
am Boden, allg.	4,4,4,4		4,4,4,4	4,4,4,4
in Gewittern und unmittelbarer Umgebung	4,4,4,4		4,4,4,4	4,4,4,4
Wind				
Grenzschicht	4,4,3,4	3,3,3,3	1,1,1,4	3,3,2,2
oberhalb der Grenzschicht	3(4),3,3,4	4,4,4,1	1,1,1,4	3(4),3,2,2
Niederschlag				
Betrag	3,2,1,1		1,1,2,4	4,4,3,2
Form	4,3,1,2		2,1,2,4	4,4,3,3
ja / nein	3,2,1,1		1,1,1,4	
Wolkenobergrenze	2(3),2,1,1	1(3),1(2),1(2),1	2,1,1,4	2(3),2(3),1(2),1

Tabelle 3: Zuordnung der Klassen zu Wolkentypen nach der Maximum Likelihood Methode. Transparente Wolken werden nach Meer- und Landuntergrund unterteilt (nach Berger 1992)

1,2	Meer
3,4	Land
5	tiefe Wolken
6	Dunst, Nebel (dünne, tiefe W.) über dem Land
7	Dunst, Nebel (dünne, tiefe W.) über dem Meer
8,9	mehrfach geschichtete (mittelh.) Wolken
10,11	mittelhohe Wolken
12,13	mehrfach geschichtete (mittelh.) Wolken
14-18	hohe Wolken über dem Land
19-23	hohe Wolken über dem Meer
24	hohe, dicke Wolken

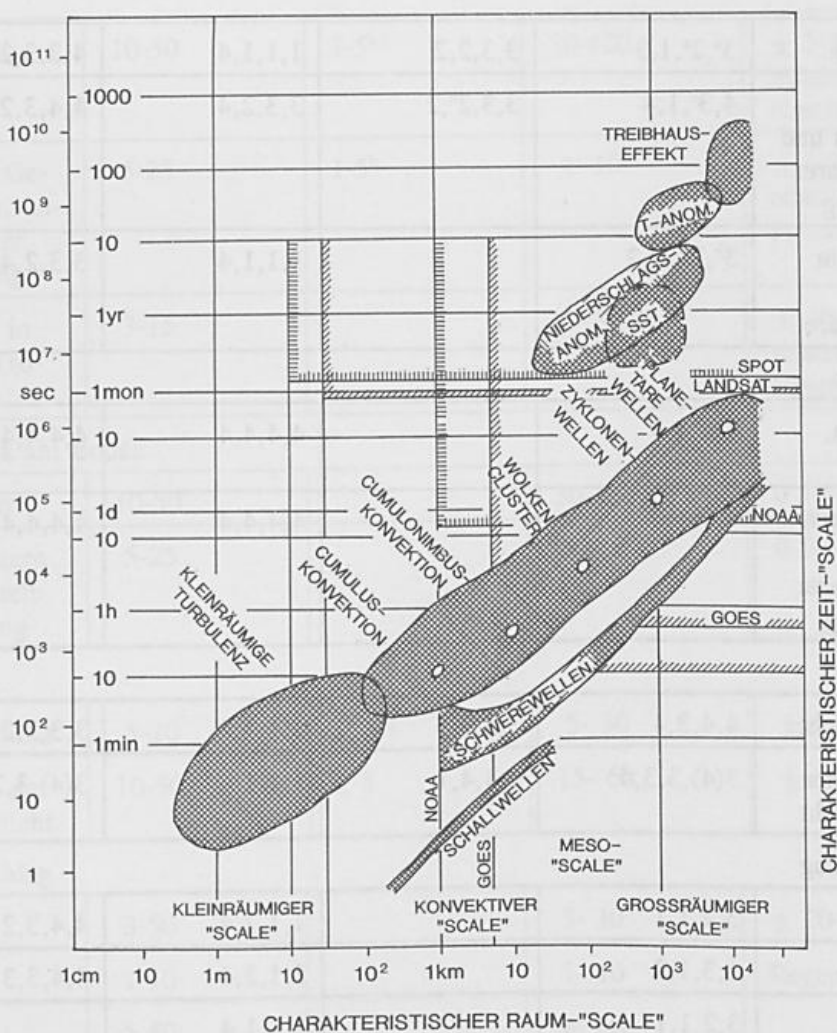


Abb. 1: Möglichkeiten des Monitorings meteorologischer Phänomene und regionaler bis globaler Klima-anomalien

durch Satelliten, gegeben durch den rechten oberen Raum-Zeit-Bereich, definiert durch die an der linken Ordinatenleiste angezeigte zeitliche Wiederholfrequenz und die an der Abszisse angezeigte räumliche Auflösung des jeweiligen Satellitensystems. Die charakteristischen Raum-Zeit-Strukturen meteorologischer Phänomene nach Fortak (1982), entnommen in dieser Form aus Promet 1/2 71' und regionaler bis globaler Klimaanomalien nach Clarke (1985). Für GOES sind zwei Zeitbereiche gezeigt, 1 h und 10 min.

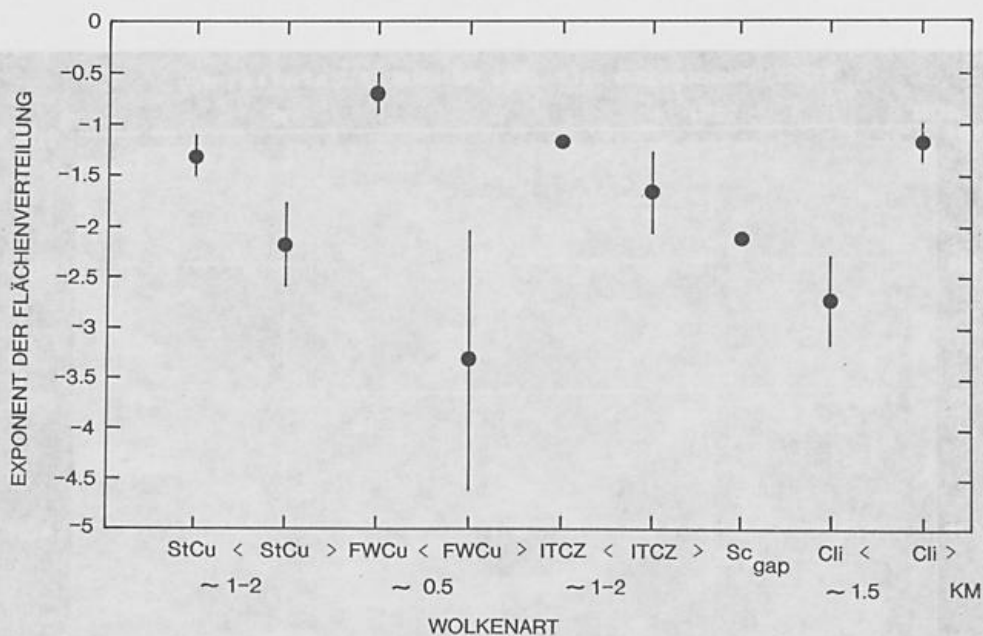
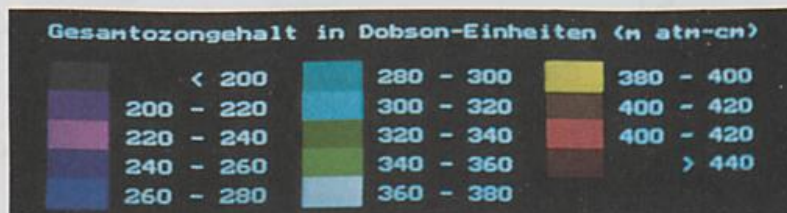
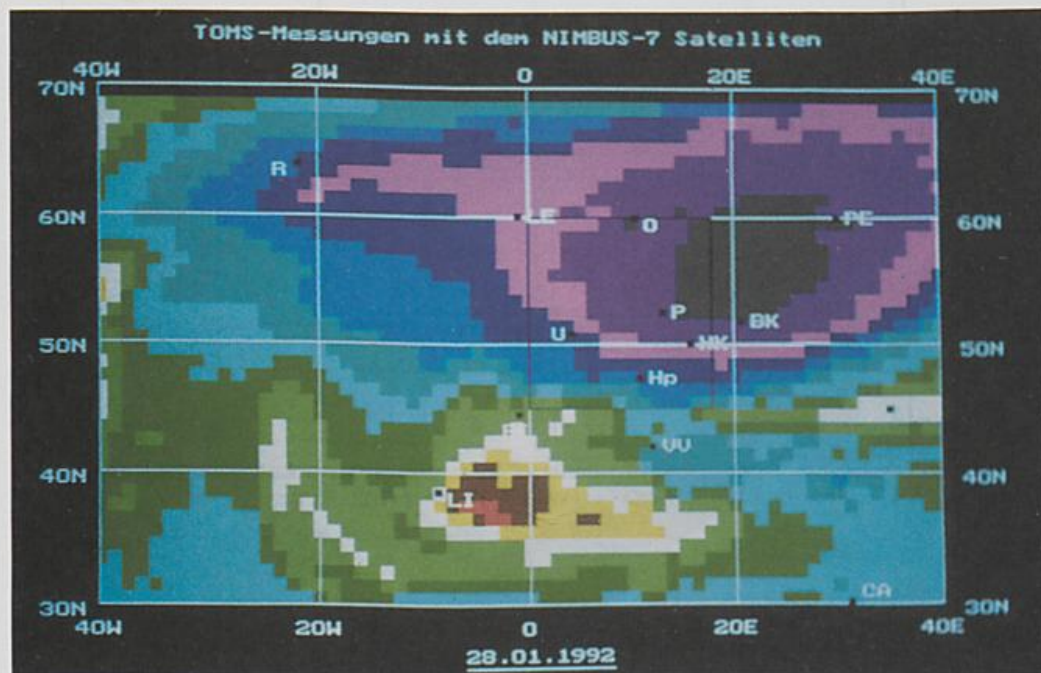
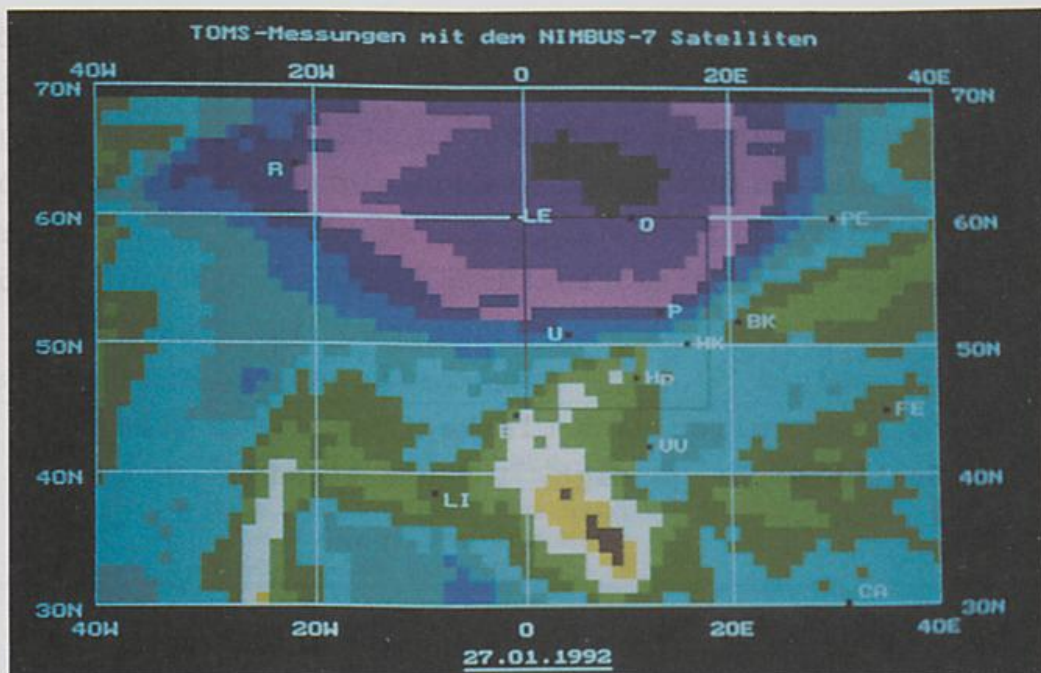


Abb. 2: Aus Landsat-Bildern abgeleitete Exponenten der Größenverteilung von Wolken für verschiedene Wolkenarten (nach Kuo u.a., 1988; Cahalan und Joseph, 1989; Cahalan und Snider, 1989).



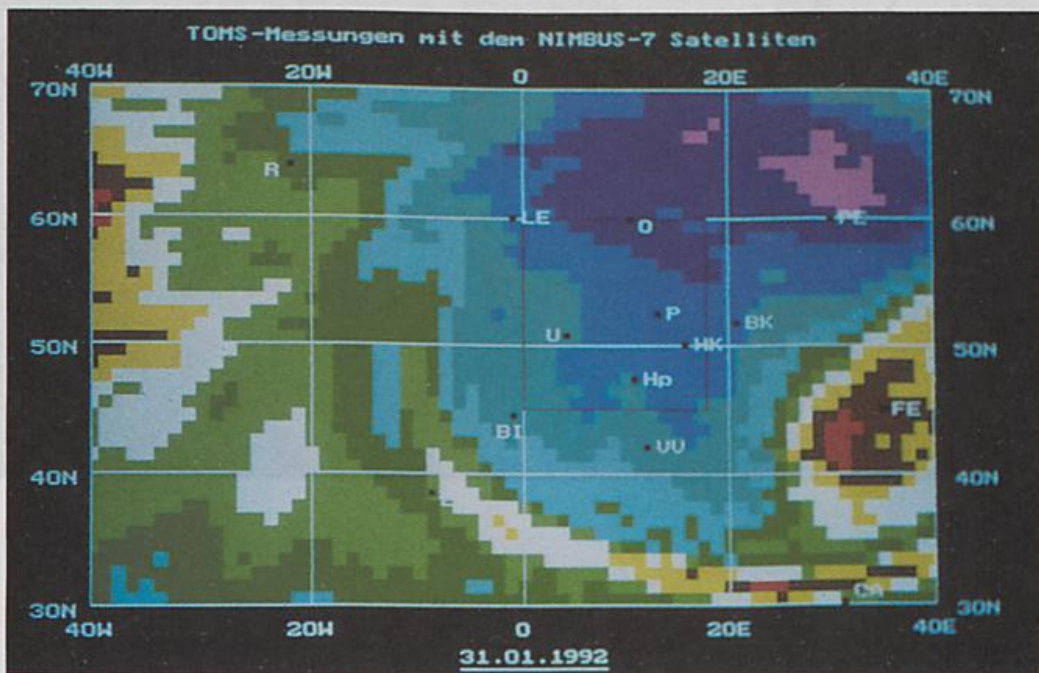
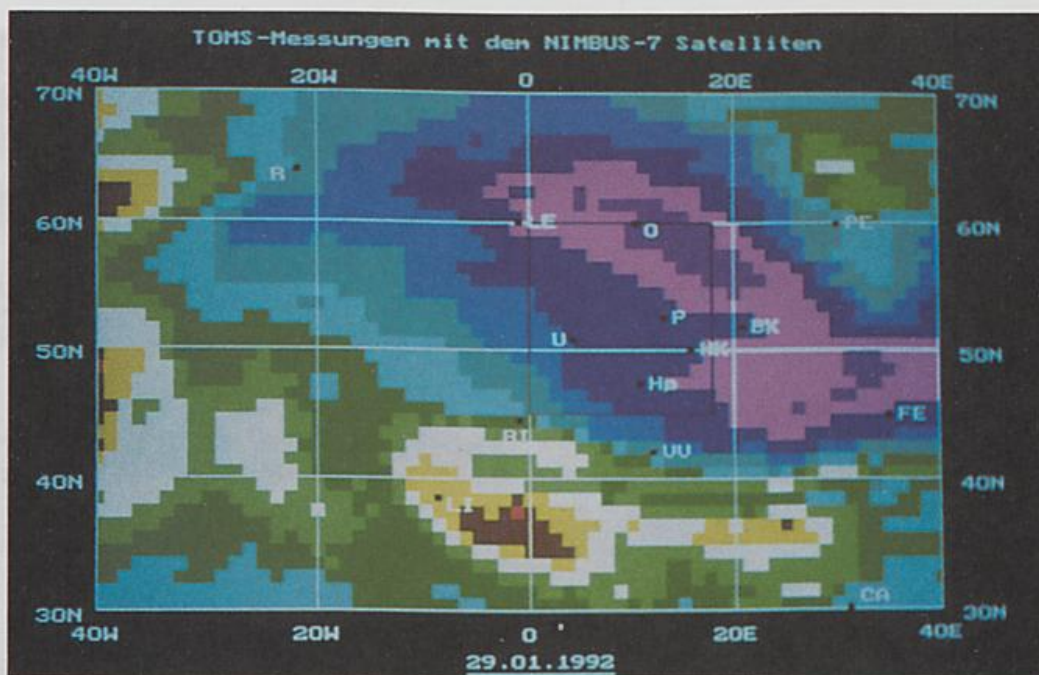


Abb. 3: Gesamtozongehalt der Atmosphäre im europäischen Sektor aus Satellitenmessungen mit dem Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) vom 27.01. bis 31.01.1992. Die Buchstaben bezeichnen Dobsonstationen: R - Reykjavik, L - Lerwick, O - Oslo, PE - St. Petersburg, U - Uccle, P - Potsdam, HK - Hradec Kralove, BK - Belsk, Hp - Hohenpeissenberg, FE - Feodosija/Krim, B - Biscarosse, VV - Vigna di Valle (Rom), LI - Lissabon, CA - Kairo.

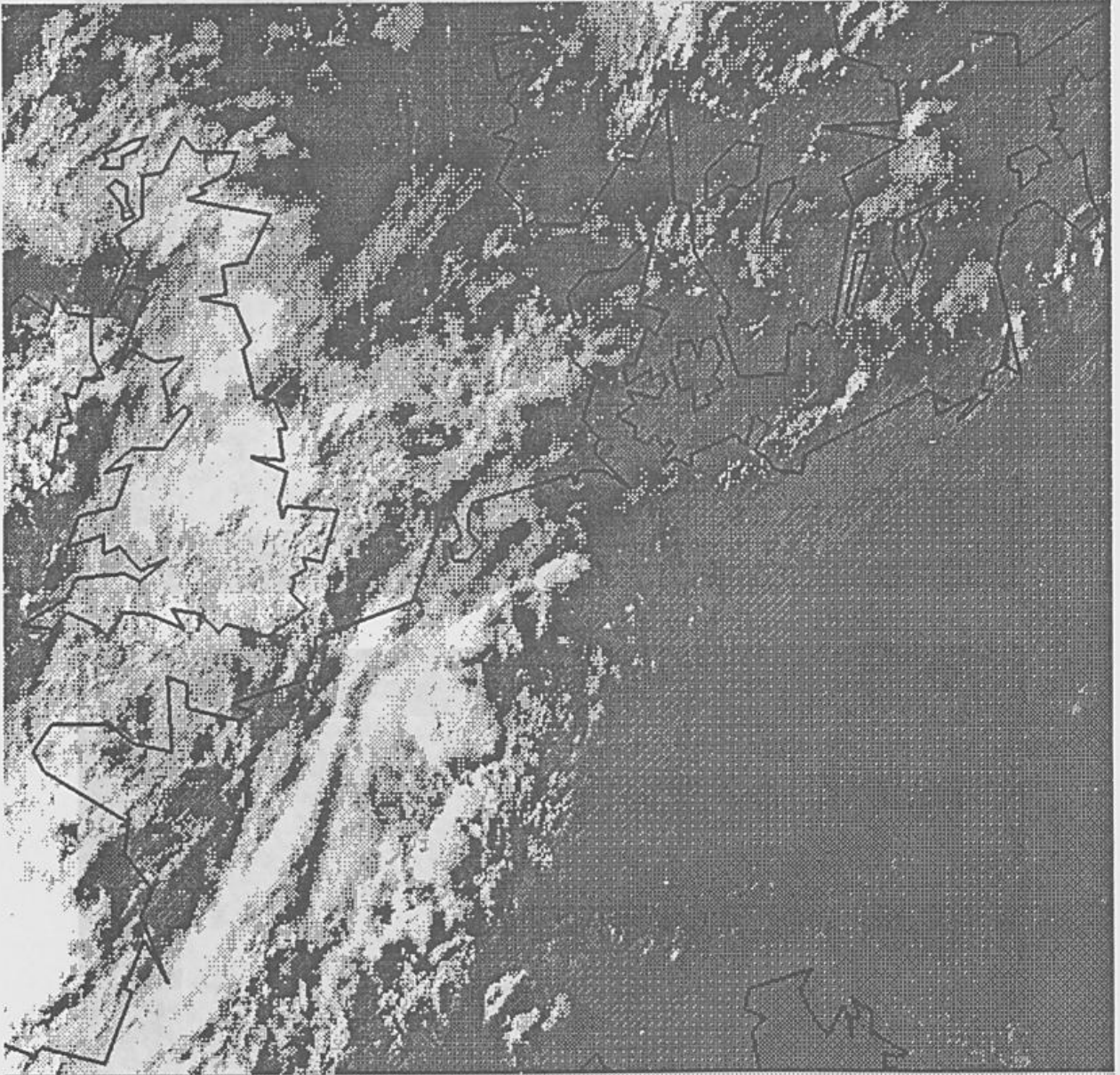


Abb. 4 a

Abb. 3 - Gesamtenergiegehalt der Atmosphäre im europäischen Sektor
 (Quelle: ... 31.01.1993. Die ...
 ... Reykjavik, ...
 ... U - Urdel, ...
 ... BK - Belak, HG -
 ... Biscarosa, ...
 ... VV - Vigna di Valle (Rom), LI - Lissabon, CA - Kairo

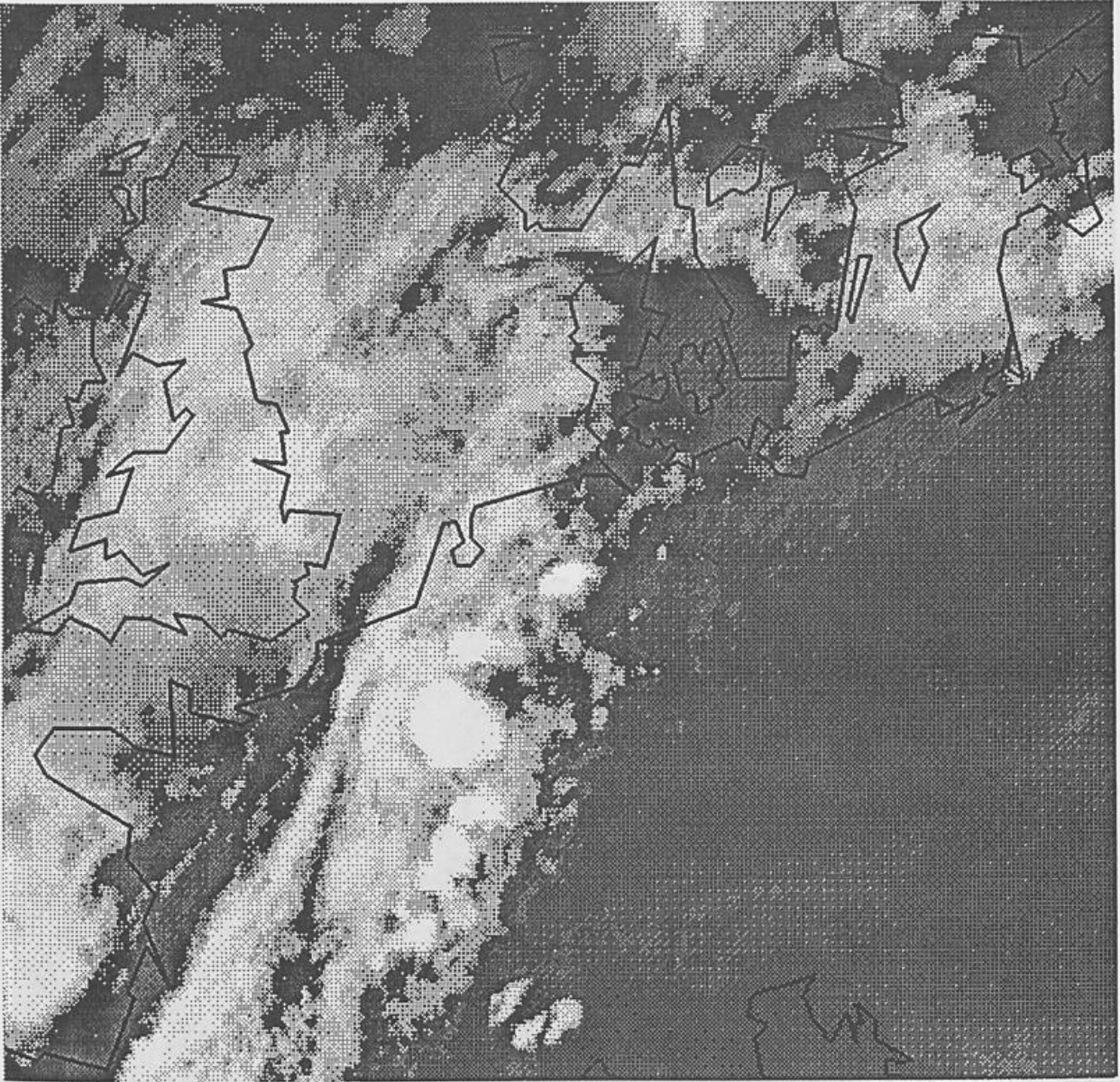


Abb. 4 b

Abb. 4 c

Abb. 4. Meteorit VI 2 (a), Meteorit IR (b) und daraus
gezeichnetes Bild (c) mit je einem für den 27.
August 1951, 19.30 UTC.

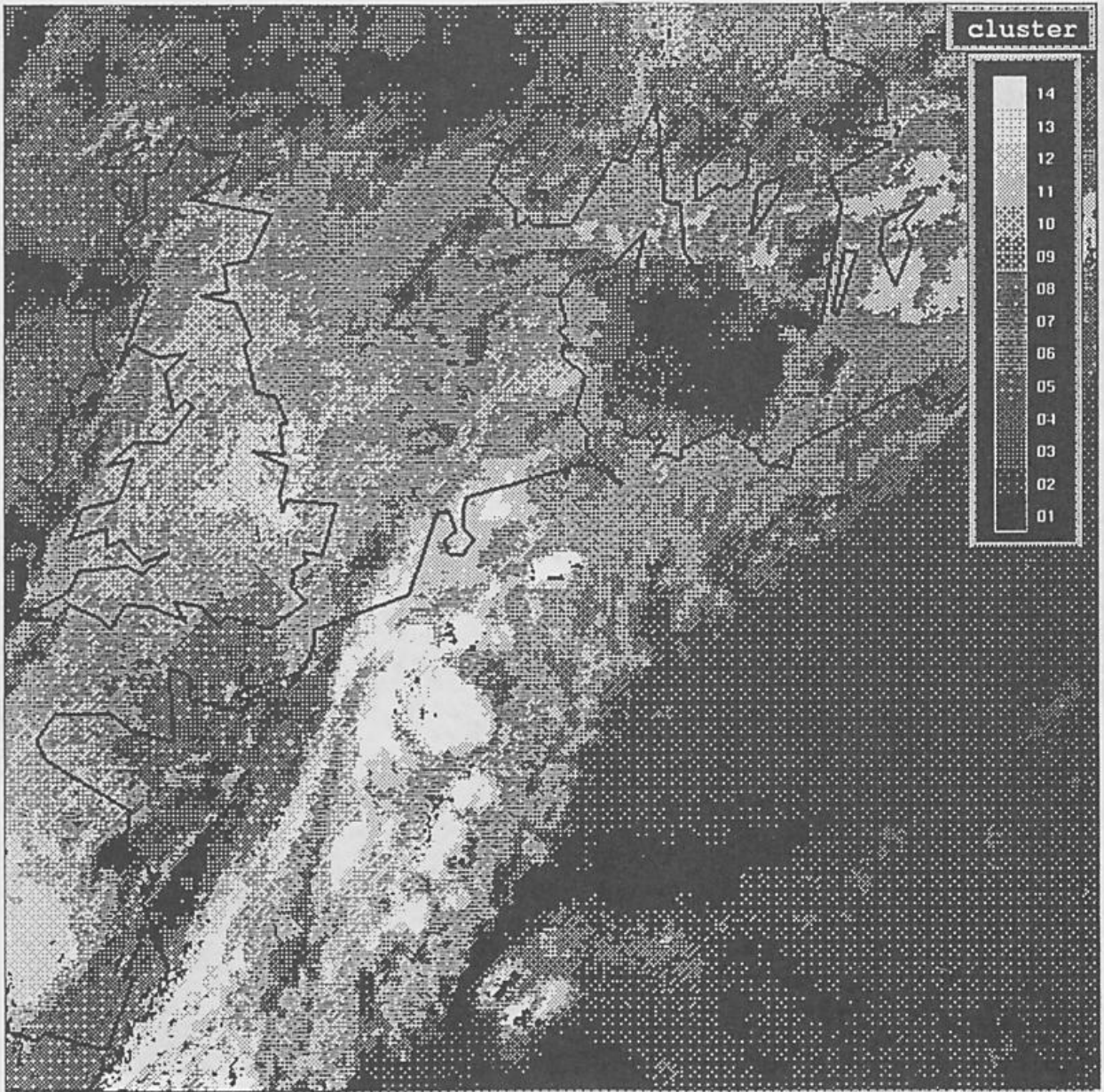


Abb. 4 c

Abb. 4: Meteosat VIS (a), Meteosat IR (b) und daraus geclustertes Bild (c) mit 14 Clustern für den 07. August 1991, 17.30 UTC.

Abb. 5: Geographische Lage der Cluster (unterer linker Teil), deren meteorologische Interpretation mit Angabe der Anzahl der zugrunde liegenden synoptischen Wolken- und Wettermeldungen (oberer linker Teil), der daraus abgeleiteten mittleren Bedeckungsgrade und Schwankungsbreiten für die Schichten 1 bis 21 des Europamodells des DWD (oberer rechter Teil) und Lage des jeweiligen Clusters im Albedo (Ordinate)-Helligkeitstemperaturdifferenz (Abszisse)-Diagramm. Die Lage der Zentren sind die normalen arithmetischen Mittelwerte der Elemente eines Clusters für die betrachteten Merkmale (Albedo und Helligkeitsdifferenzen ($\Delta BT =$ vom Satelliten gemessene Helligkeitstemperatur minus vom Modell analysierte Helligkeitstemperatur der Erdoberfläche)). Die Größe des Radius ist ein Maß für die Homogenität eines Clusters bezüglich der Temperatur im Meteosat-IR-Kanal analog der räumlichen Kohärenz bei Coakley und Bretherton (1982). Für jedes Pixel wird dabei die Standardabweichung $\sigma_{x,y}$ räumlich benachbarter Pixel (hier für eine 2x2 Umgebung) berechnet. Der Mittelwert über alle $\sigma_{x,y}$, die zu einem Cluster gehören, ist das Maß für die räumliche Homogenität des Clusters. Ein großer Radius bedeutet ein sehr inhomogenes Cluster, d.h. partielle Bedeckung. (nach Rosenow u.a., 1993b).

07.08.91 17.30

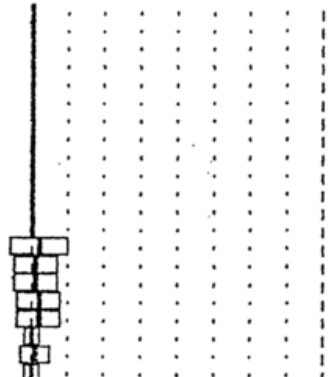
Comment:

- the mean values of cluster 1 are low
- number of available SYNOP-stations : 22
- most of them reported ' no clouds '

=====> no clouds



0 degree of cloudiness 100



level of the EM

21

16

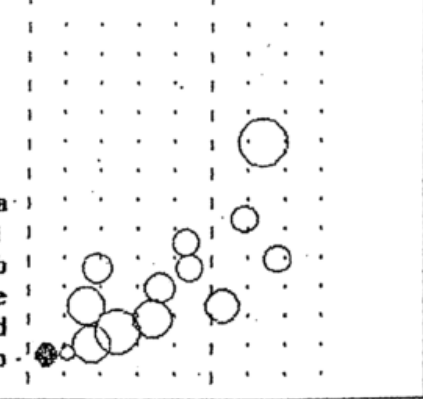
11

6

1

0 -50 temperature[°C]

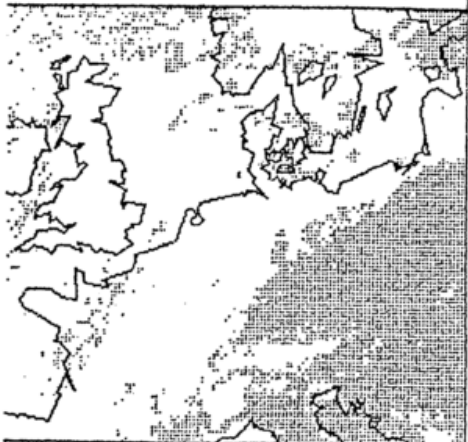
a
l
b
c
d
o



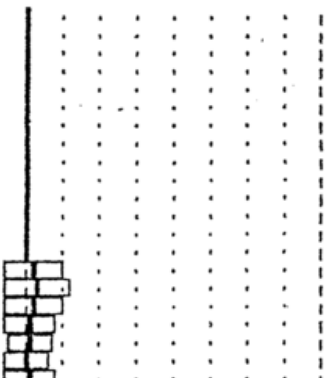
CI-Nr: 11

- low cluster mean values
- high spatial homogeneity [small radius of the circle !]
- SYNOP's : 143

=====> no clouds



0 degree of cloudiness 100



21

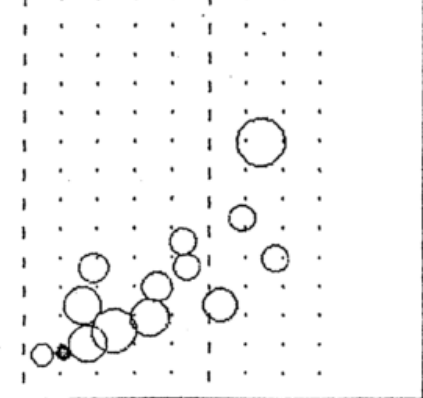
16

11

6

1

0 -50 temperature[°C]



CI-Nr: 2

Abb. 5.1

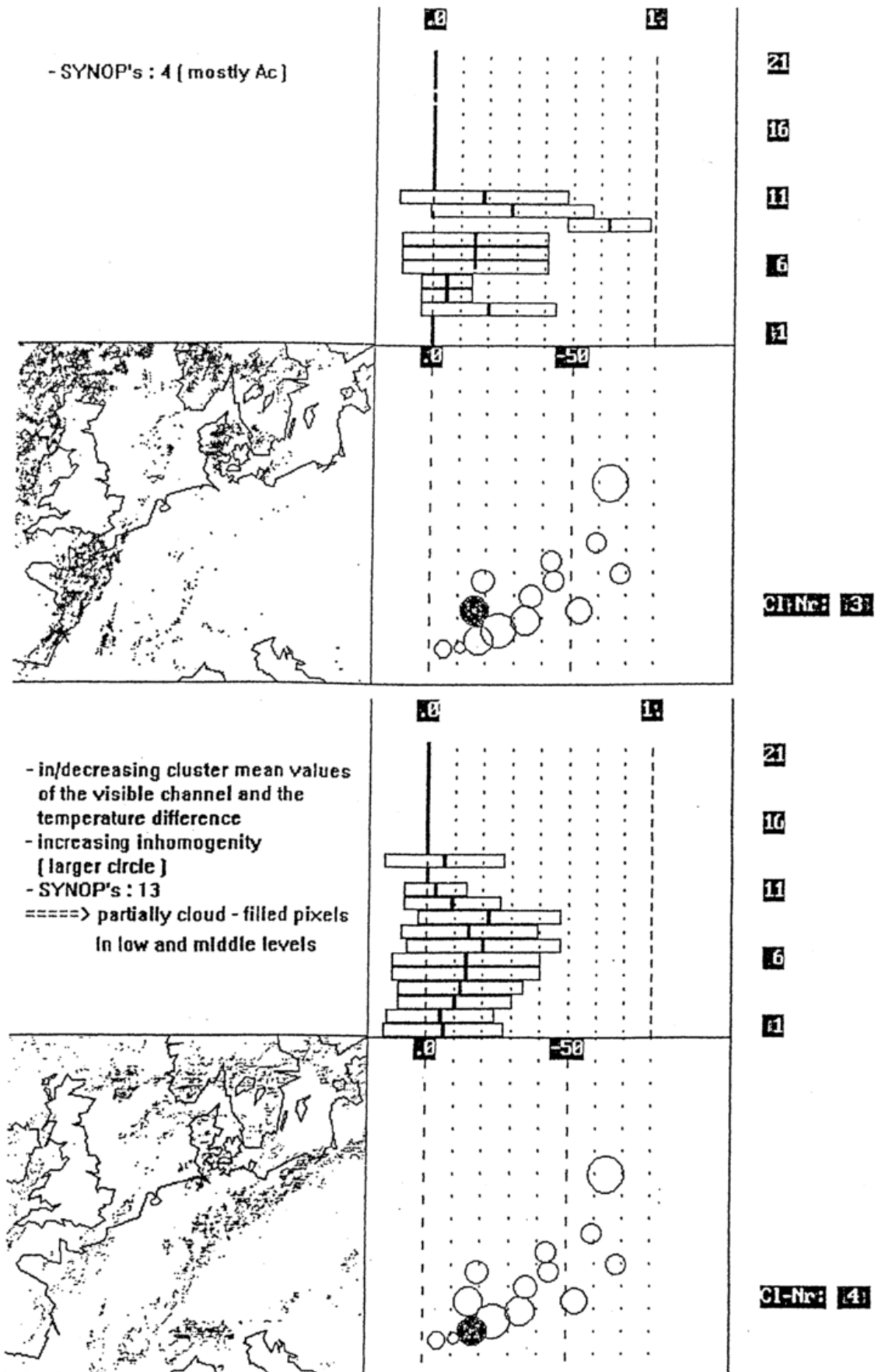


Abb. 5.2

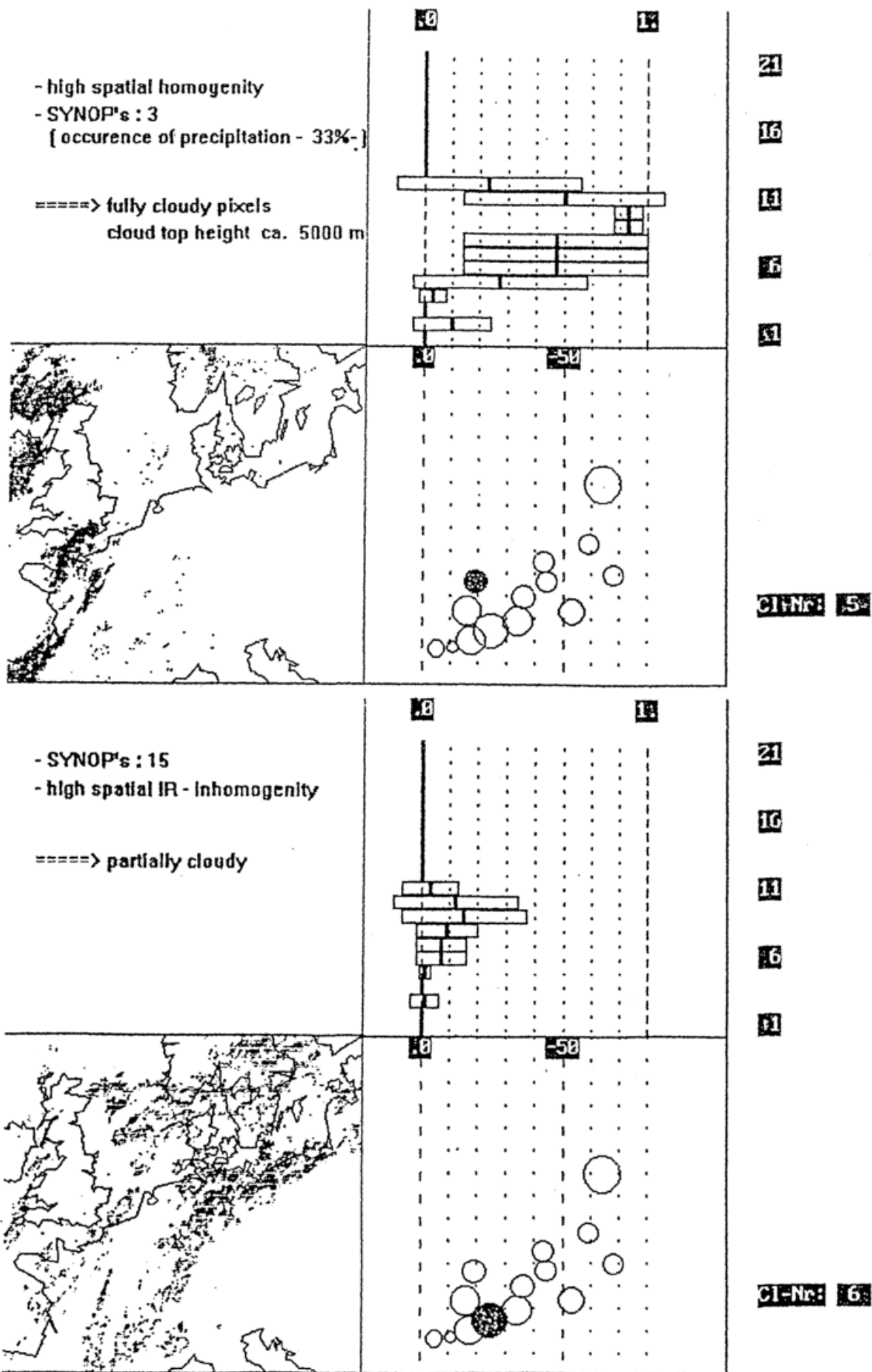


Abb. 5.3

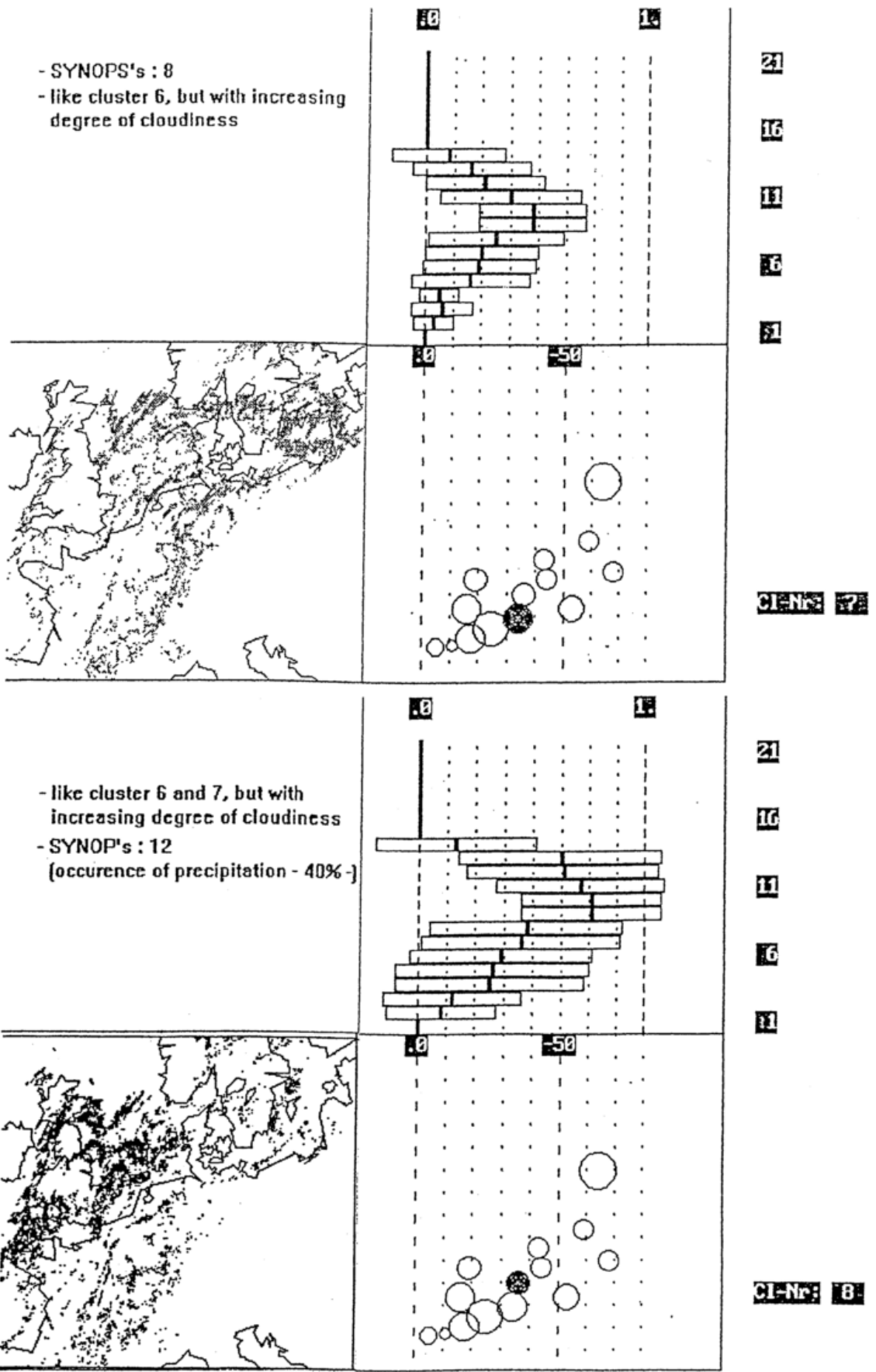


Abb. 5.4

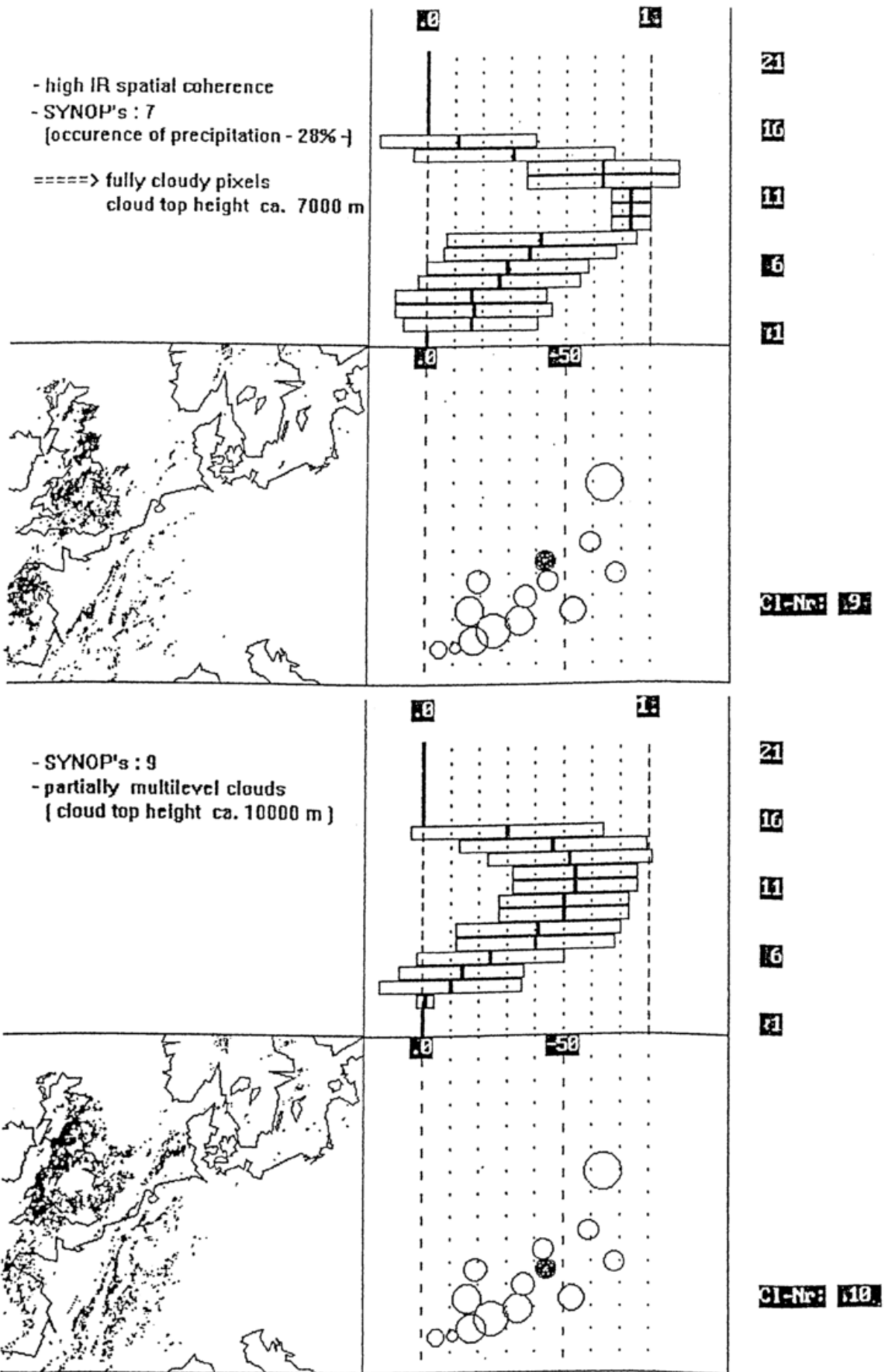


Abb. 5.5

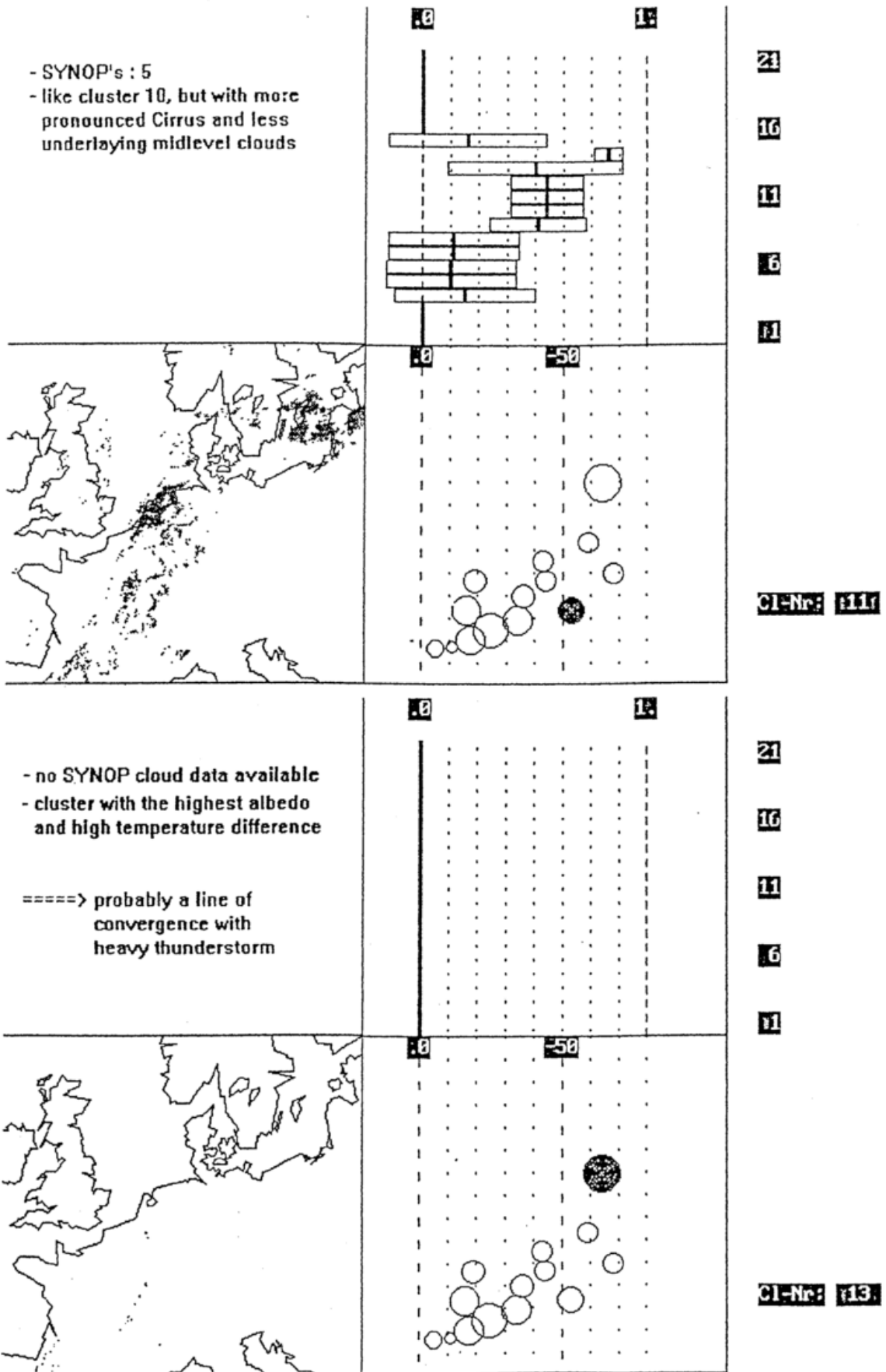


Abb. 5.6

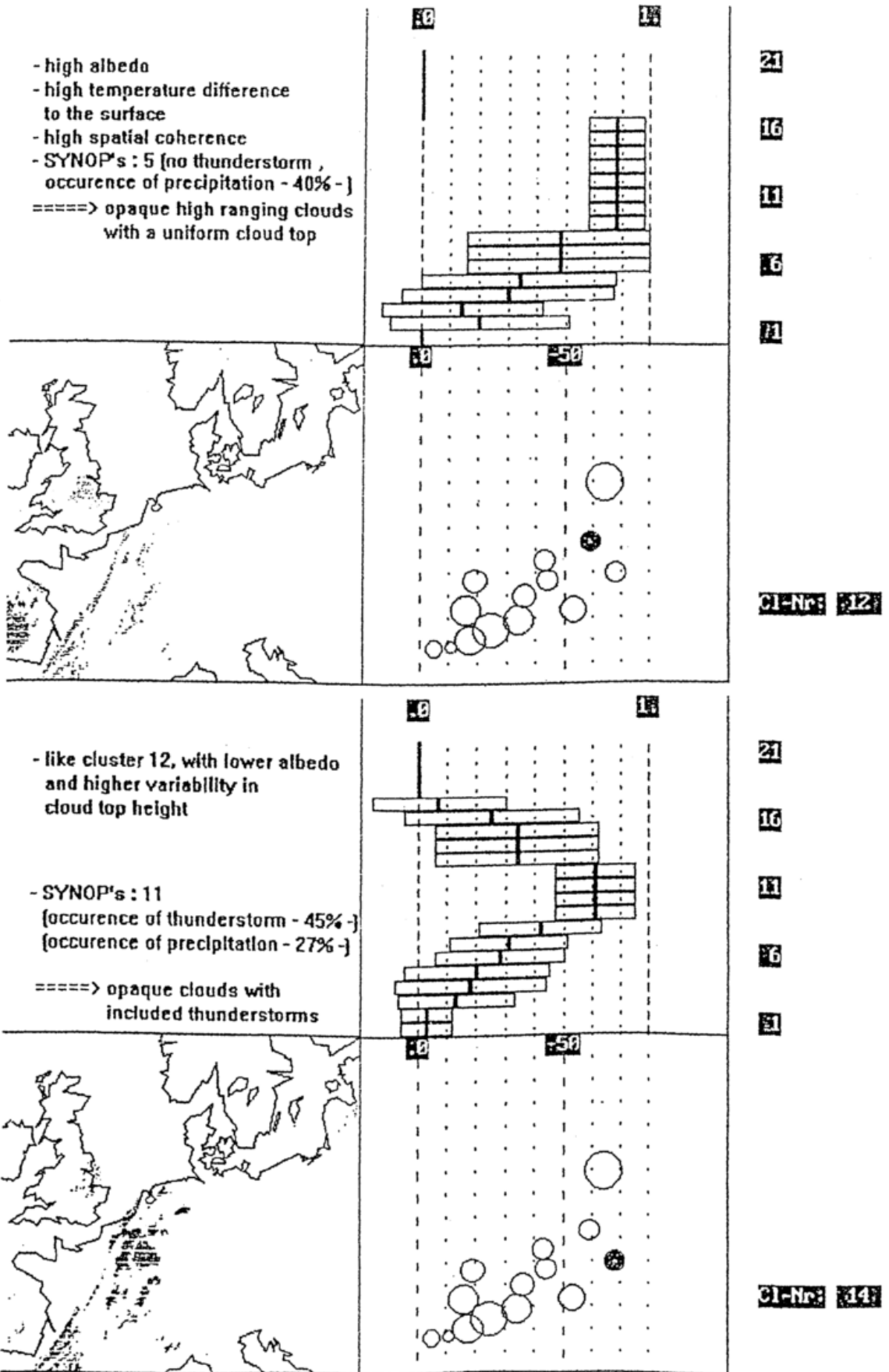


Abb. 5.7

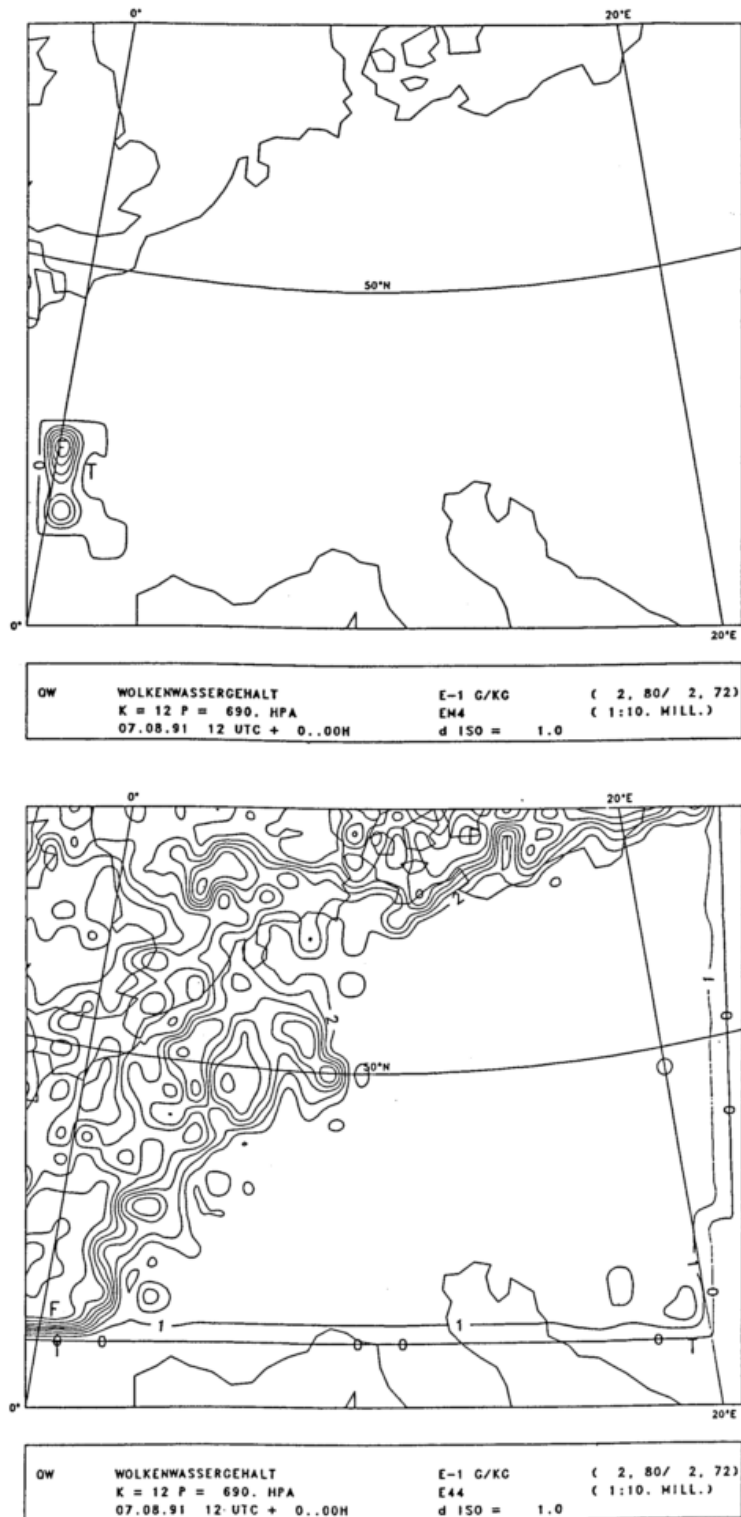


Abb. 6: Wolkenwassergehalt in 0,1 g/kg-Intervallen bei 690 hPa für den 7. August 1991, 12⁰⁰ UTC
 links: unter Nutzung der dreidimensionalen Wolkenanalyse, rechts: konventionelle Feuchteanalyse (nach Rosenow u.a., 1993a)

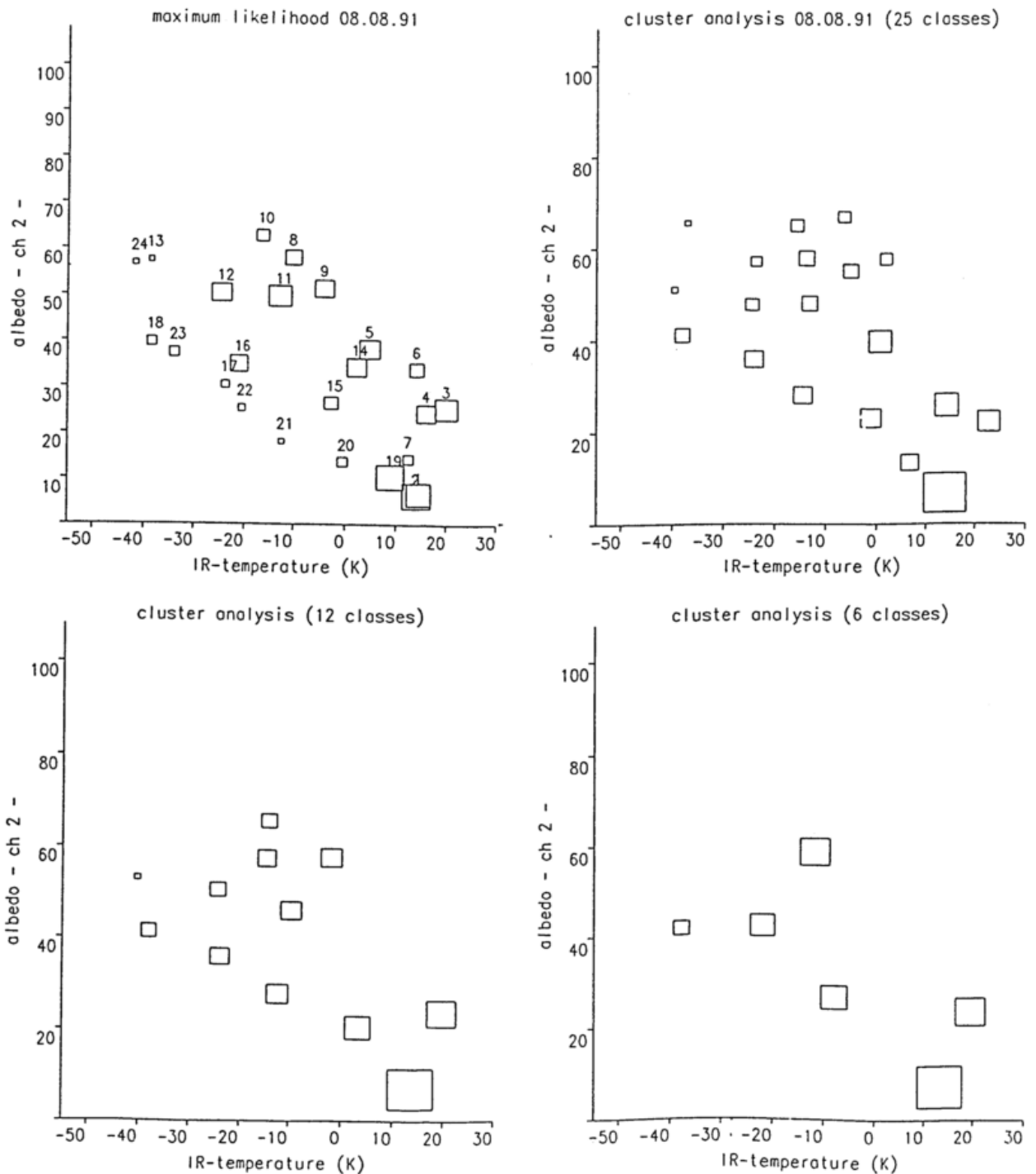


Abb. 7: Lage der Klassen im Albedo-IR-Strahlungstemperatur-Diagramm für den 8. August 1991, 12⁰⁰ UTC, links oben nach der Maximum-Likelihood-Methode (nach Berger, 1992), rechts oben für gleiche Klassenzahl (25) nach der Clusteranalyse, unten für 12 (links) bzw. 6 Klassen nach der Clusteranalyse. Die Quadratgröße ist ein Maß für die Standardabweichung der jeweiligen Klasse.

WIE GUT KÖNNEN WIR DAS KLIMA MIT EINEM NUMERISCHEN MODELL DER ALLGEMEINEN ZIRKULATION SIMULIEREN?

Prof. Dr. Lennart Bengtsson
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg

1. Einleitung

In der Klimaforschung ist es nicht immer selbstverständlich gewesen, Klima als hydrodynamischen Prozeß zu sehen. Für die meisten Physiker handelte es sich dabei eher um einen quasistationären Prozeß, wobei thermodynamische Fragestellungen im Vordergrund standen. In den 20er Jahren (z.B. Defant, 1921; Jeffreys 1926) entdeckte man jedoch, daß Wärmetransport und Rotationsmoment bei baroklinen Wellen eine fundamentale Rolle für die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre spielen. Charney (1959) zeigte, daß die symmetrische Hadley-Zirkulation die Temperaturdifferenz von 92°C (bedingt durch die Strahlungsverhältnisse) auf 70°C reduzieren könnte. Der Wärmetransport der Wellen halbiert diese Temperaturdifferenz weiter und senkt sie auf 35°C ! Eine genaue Untersuchung dieser komplexen nicht-linearen Prozesse unter realistischen Bedingungen war ohne numerische Modelle nicht möglich.

Der schnelle Erfolg der numerischen Wettervorhersage seit Anfang der 50er Jahre eröffnete der Klimaforschung jedoch völlig neue Möglichkeiten. Im Oktober 1955 fand am "Institute for Advanced Studies" in Princeton, USA, unter dem Vorsitz John von Neumanns eine Klimakonferenz statt. Hauptanliegen dieser Konferenz war es, auf der Grundlage der Methoden, die für die kurzfristige numerische Wettervorhersage entwickelt worden waren, ein radikal neues Konzept der Klimaforschung zu entwickeln. Von Neumann gab in der Einleitung folgende Begründung für die Rolle der *qualitativen* Berechnungen in der Klimaforschung:

"Vor 10 000 Jahren hat auf der Erde die Eiszeit geherrscht. Die durchschnittliche Temperatur der Atmosphäre lag zu jener Zeit knapp 10°C unter der heutigen. Diese Tatsache wird im allgemeinen mit einer unterschiedlichen Strahlungsintensität der Sonne erklärt. Dies ist zwar nicht die einzige, aber die am weitesten verbreitete Erklärung. Eine wichtige Frage, die bisher niemand mit dialektischen Methoden beantworten konnte, ist jedoch die, ob die Eiszeit auf eine Erwärmung oder eine Abkühlung der Sonne zurückzuführen ist! Beides wäre möglich, keine dieser beiden Möglichkeiten konnte jedoch bisher bewiesen werden.

Wenn nun solche einfachen Fragen der Wissenschaft nicht argumentativ gelöst werden können, dann wird deutlich, daß man die allgemeine Zirkulation als komplizierten hydrodynamischen Prozeß sehen muß und daß qualitative Argumente, die vielleicht in Vorstufen, in denen Berechnungen oft fehllaufen, nützlich sein können, völlig ungeeignet sind, auch nur einfache qualitative Antworten zu geben."

John von Neumann (1955)

Heute blicken wir zurück auf fast 40 Jahre systematischer Weiterentwicklung von immer realistischeren Modellen für die Atmosphäre. Wir sind auf dem Weg zu gekoppelten Modellen für das gesamte Klimasystem.

In diesem Vortrag werde ich mich jedoch auf die Atmosphäre beschränken und versuchen, die folgende allgemeine Frage zu beantworten: *Wie realistisch können wir heute Klima und Klimaprozesse mit einem hydrodynamischen globalen Modell simulieren?*

Der Klimabegriff, wie er hier verwendet werden soll, meint die Gesamtheit der verschiedenen Wetterbedingungen, die unter typischen unteren Randbedingungen und in einem gegebenen Zeitraum auftreten. Hier werden wir von einem Zeitraum von einem bis drei Jahrzehnten ausgehen. Ein Zeitraum von 30 Jahren ist wahrscheinlich das Minimum, denn in den Tropen wird die Strömung bei den unteren, nur langsam veränderlichen Randbedingungen (Meeresoberflächentemperatur und Bodenfeuchtigkeit) stark beeinflusst. In den höheren Breitengraden gibt es außerdem stark chaotische Prozesse auf verschiedenen Zeitskalen, die lange Integrationszeiten erfordern.

In der hier beschriebenen Untersuchung haben wir die Meeresoberflächentemperaturen vorgeschrieben, und zwar entweder als analysierte Monatsmittel für den Zeitraum 1979-1992 oder als klimatologischen Mittelwert für den Zeitraum 1979-1988.

Das Atmosphärenmodell ECHAM3 (Roeckner et al., 1992) wurde am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt. Es basiert auf dem Modell des EZMW, aber die wesentlichen subskaligen Prozesse wurden neu parameterisiert. Im ECHAM3-Modell wird außerdem eine aus Satellitenmessungen abgeleitete Landalbedo verwendet, es benötigt keine Envelope-Orographie und bezieht Wolkenwasser als zusätzliche Variable ein.

2. Das Klimamodell ECHAM3

Numerische Modelle der allgemeinen Zirkulation dienen der Reproduktion von Wetter und Klima, angefangen bei den primären physikalischen Gleichungen, wie die Erhaltung von Impuls, Wasser

und Masse. Bestehende Gleichungen können jedoch nur mit approximativen numerischen Methoden berechnet werden, die eine Diskretisierung der kontinuierlichen Gleichungen für Raum und Zeit erfordern. Die Ungenauigkeit numerischer Lösungen kann besonders bei grober Gittermaschenweite zu erheblichen Fehlern führen, die in der Regel auf ein sogenanntes *Parameterisierungsproblem* zurückzuführen sind, das meistens darin besteht, den statistischen Effekt der unaufgelösten Skalen einzubeziehen.

In den letzten Jahrzehnten hat die atmosphärische Modellierung erhebliche Fortschritte gemacht, und zwar sowohl bei der numerischen Wettervorhersage (numerical weather prediction - NWP) als auch bei der Entwicklung allgemeiner Zirkulationsmodelle (GCM - general circulation models, z.B. Bengtsson 1991, 1993). Verbesserte numerische Methoden (vor allem eine höhere horizontale Auflösung), feinere Parameterisierungsschemata und eine genauere Bestimmung der unteren Randbedingungen (Meeresoberflächentemperatur, Landoberflächenbedingungen) haben diese Entwicklung gefördert.

Bei der hier beschriebenen Untersuchung wurde mit dem ECHAM3-Modell (Roeckner et al., 1992) gearbeitet. ECHAM3 ist die dritte Generation des GCM, das in Deutschland für die globale Klimamodellierung verwendet wird. Es ist ein spektrales Transformationsmodell mit Dreiecksabschneidung und wurde aus dem mittelfristigen Vorhersagemodell des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) entwickelt. Die wichtigsten Eigenschaften des ECHAM3 sind in Tabelle 1 zusammengefaßt. Die meisten der Ergebnisse, über die hier berichtet wird, wurden bei einem Lauf mit einer T42-Auflösung erzielt. Das Modell ist aber bereits sehr häufig in horizontalen Auflösungen von T21 bis T106 benutzt worden.

Nach dem Vorschlag von Laursen und Eliassen (1989) wurde die horizontale Diffusion von der Wellenzahl abhängig gemacht, und zwar so, daß das Energiespektrum im Bereich der geostrophischen Kaskade k^{-3} folgt. Dies ist wichtig bei groben horizontalen Auflösungen, aber kaum notwendig bei T63 oder höheren Auflösungen, bei denen mit einer ∇^4 -Diffusion ziemlich ähnliche Ergebnisse erzielt werden.

Subskalige Prozesse werden in vereinfachter Form parameterisiert, weil einerseits Detailkenntnisse über Wolken (z.B. über turbulente Vermischung und Mikrophysik) fehlen, andererseits eine genauere Untersuchung (z.B. die Berechnung des Strahlungstransfers) gegenwärtig verfügbare Rechenkapazitäten überschreiten würde. Das Strahlungsschema benutzt eine breitbandige Formulierung der Gleichungen des Strahlungstransfers mit 6 spektralen Intervallen im infraroten und 4 Intervallen im solaren Bereich des Spektrums (Hense et al., 1982, Rockel et al., 1991). Auch

die Absorption von Gasen durch Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon sowie Streuung und Absorption durch Aerosole und Wolken werden berücksichtigt. Die optischen Eigenschaften von Wolken werden als Funktion des Wolkenwassergehalts, eine explizite Variable des Modells, parameterisiert.

Der vertikale turbulente Transfer von Impuls, Wärme, Wasserdampf und Wolkenwasser basiert auf der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie für die bodennahe Luftschicht und auf dem Ansatz der turbulenten Diffusion für die Schichten darüber wie im ursprünglichen Modell des EZMW (Louis 1979). Der Transferkoeffizient von Strömungswiderstand und Wärme wird bestimmt durch die Rauigkeitslänge und die Richardson-Zahl, die vertikale turbulente Diffusion durch Windscherung, Mischungsweglänge und einer den Flüssigwassergehalt berücksichtigenden neu formulierten Richardson-Zahl (Brinkop, 1991, 1992).

Der Einfluß orographisch induzierter Schwerewellen auf den Impulshaushalt wird auf der Grundlage der linearen Theorie und der Dimensionsanalysen parameterisiert (Palmer et al., 1986, Miller et al., 1989). Der vertikale Aufbau des durch Schwerewellen ausgelösten Impulsflusses wird aus einem lokalen Richardson-Zahl berechnet, der die Entstehung von Turbulenz durch konvektive Instabilität und den Zerfall nahe dem kritischen Bereich beschreibt.

Die Parameterisierung der Kumuluskonvektion beruht auf dem Konzept des Massenflusses und umfaßt die Auswirkungen tiefer, flacher und mittlerer Konvektion auf Wärmehaushalt, Wasserdampf und Impuls (Tiedke, 1989). Kumuluswolken werden in einem Bulkmodell dargestellt, das die Auswirkungen von Entrainment und Detrainment auf Aufwind und Abwind der konvektiven Massenflüsse beinhaltet. Die Mischung aufgrund flacher Stratocumulus-Konvektion wird als vertikaler Diffusionsprozeß betrachtet, wobei die turbulente Diffusion vom Wassergehalt der Wolken, von der Wolkenverteilung und vom relativen Feuchtigkeitsgradienten im oberen Teil der Wolke abhängt.

Schichtenwolken werden mit einer Gleichung für Wassertransport unter Einbeziehung von Quellen und Senken durch Kondensation, Verdunstung und Niederschlagsbildung durch Verbinden von Tröpfchen und Sedimentation von Eiskristallen berechnet (Sundqvist, 1978; Roeckner et al., 1991). Subskalige Kondensation und Wolkenbildung werden berücksichtigt, indem angemessene Schwellenwerte für relative Luftfeuchtigkeit in Abhängigkeit von Höhe und statischer Stabilität definiert werden.

Das Erdbodenmodell berücksichtigt Wärme- und Wasserhaushalt im Boden, Schneebedeckung und Wärmehaushalt in permanentem Land- und Meereis (Dümenil und Todini, 1992). Die Gleichung für Wärmetransport wird in einem Modell mit 5 Schichten aufgelöst, wobei angenommen wird, daß der Wärmefluß unterhalb der untersten Schicht verschwindet. Die Rolle, die die Vegetation z.B. durch Auffangen von Regenwasser und Schnee in der Pflanzendecke und stomatale Kontrolle der Evapotranspiration spielt, wird grob vereinfacht. Das Modell enthält außerdem ein Abflußschema, das den lateralen Bodenwassertransport in Flußeinzugsgebieten und subskalige Variationen der Feldkapazität über inhomogenen Gebieten berücksichtigt.

Hier wäre die Frage interessant: Hätte man vor 100 Jahren mit dem empirischen Wissen von damals und den Rechenkapazitäten von heute Wetter und Klima simulieren können? In gewissem Sinne stehen wir in der Ozeanographie heute vor einem ähnlichen Problem. Wahrscheinlich wäre die Simulation möglich gewesen, aber es wären wohl erhebliche Probleme bei der Verarbeitung subskaliger Prozesse aufgetreten, und die Qualität wäre sicherlich nicht zufriedenstellend gewesen. Empirische Forschungen und weltraumgestützte Messungen, vor allem Satellitendaten zur Strahlungsbilanz und Feldmessungen zu Konvektion und Grenzschichtprozessen, sind hier von unschätzbarem Wert. Auch wenn ein Atmosphärenmodell auf den primären physikalischen Gleichungen aufbaut, ist die Spezifizierung einer Reihe von ergebnisrelevanten Parametern nur mit empirischen Daten und systematischer Validierung sukzessiver Modellsimulationen gegenüber Beobachtungsdaten von höchster Qualität möglich.

Mit dem ECHAM3 Modell wurde eine Reihe von Läufen über 10-13 Jahre mit unterschiedlichen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet. Die Meeresoberflächentemperatur ging entweder als beobachteter Wert für den Zeitraum 1979 bis 1992 oder als über die Jahre 1979 bis 1988 gemittelter klimatologischer Wert ein. Die Validierung wurde mit am EZMW routinemäßig analysierten Daten vorgenommen.

3. Modellvalidierung

Sinn einer Simulation ist letztendlich eine Berechnung, die so genau ist, daß sie sich praktisch nicht von der Realität unterscheidet. Im Falle der Atmosphäre bedeutet dies, daß eine umfangreiche Berechnung einer willkürlich langen Reihe von simulierten Wetter- und Klimadaten zumindest statistisch völlig mit einer gleichlangen Folge von beobachteten Wetter- und Klimaereignissen übereinstimmen würde.

Wäre dies möglich, stände uns ein rechnerisches Werkzeug von unermeßlichem theoretischen und praktischen Wert zur Verfügung. Da eine Klimasimulation ein breites Spektrum von Parametern und Prozessen abdeckt, zu denen nicht zuletzt bestimmte extreme Ereignisse gehören, muß ihre Validierung sehr genau und umfassend sein. Eine Verifikationsmatrix, die den Anforderungen Genüge leistet, wurde von Gates (1992) vorgeschlagen und ist in Abb. 1 dargestellt.

3.1 Validierung der primären Variablen

Abb. 2 zeigt das 500 hPa Geopotential im nördlichen Winter (DJF) für die beiden Hemisphären. Abb. 2a und 2b zeigen das am EZMW analysierte und über die Jahre 1980-1992 gemittelte Geopotential, Abb. 2c-f die Ergebnisse von zwei unabhängig voneinander durchgeführten Simulationen (mit unterschiedlichen Anfangszuständen) mit beobachteten SST-Daten. Die Übereinstimmung ist im großen und ganzen zufriedenstellend. Für die nördliche Hemisphäre ist der simulierte Hochdruckrücken über dem Westen der USA zu schwach und über Westeuropa ein wenig zu stark, was sich teilweise auf das Stichprobenproblem zurückführen läßt, denn der Hochdruckrücken ist in Experiment 2 stärker ausgeprägt als in Experiment 1.

In der südlichen Hemisphäre haben die simulierten westlichen Winde bei niedrigeren geopotentiellen Werten und Temperaturen in hohen Breitengraden eine weitere Ausdehnung. Daraus ergeben sich systematische Fehler im Windfeld.

Abb. 3 zeigt das gleiche für den nördlichen Sommer (JJA). In der nördlichen Hemisphäre ist kein signifikanter Unterschied zu erkennen. In der südlichen Hemisphäre ist die simulierte Zirkulation eher symmetrisch um den Pol, während in den analysierten Daten das Zentrum der Zirkulation über der Ross-See liegt.

Eine allgemeine Schwäche anderer GCMs (z.B. Boer et al., 1991) ist eine Kälteabweichung in den oberen Schichten der Troposphäre und den unteren Schichten der Stratosphäre im Polargebiet. Dieser Fehler tritt unabhängig von Jahreszeit, Hemisphäre, Modellaufbau und horizontaler Auflösung auf. Der Grund ist höchstwahrscheinlich eine unzureichende vertikale Auflösung in der Stratosphäre. Bei den meisten Modellen kommt es außerdem zu einer Wärmeabweichung in der oberen Troposphäre der Tropen. Neueste Experimente deuten darauf hin, daß dies wahrscheinlich auf Fehler im Strahlungstransferschema zurückzuführen ist.

May und Bengtsson (1993) haben mit einem 500 hPa geopotentiellen Höhenfeld die räumliche und zeitliche Variabilität für die verschiedenen Jahreszeiten untersucht. Hier zunächst einige Ergebnis-

se für den nördlichen Winter. Für dieses Experiment wurde ein Zeitraum von 96 Tagen gewählt, beginnend am 1. Dezember. Nach Pratt-(1976) ergibt sich bei einer gegebenen zonalen Wellenzahl k und einer Frequenz ω folgendes Spektrum der gesamten (T), der propagierenden (PR) und der stationären (SR) Abweichungen:

$$T(k, \omega) = \frac{1}{2} [P_{\omega}(C_k) + P_{\omega}(S_k)] \quad (3.1)$$

$$PR(k, \omega) = |Q_{\omega}(C_k, S_k)| \quad (3.2)$$

$$SR(k, \omega) = \sqrt{K_{\omega}^2(C_k, S_k) + \frac{1}{4} [P_{\omega}(C_k) - P_{\omega}(S_k)]^2} \quad (3.3)$$

wobei P_{ω} die Energie, Q_{ω} die Quadratur und K_{ω} das Kospektrum der Cosinus- ($C(k)$) und der Sinus-Koeffizienten ($S(k)$) der zonalen Fourierkomponente ist. Abb. 4 und Abb. 5 zeigen die Ergebnisse der zeitlichen und zonalen Mittelwerte für die Jahre 1979 bis 1992 (13 Jahre) bzw. für den Bereich zwischen 30° und 70° nördlicher bzw. südlicher Breite. Restwerte der jahreszeitlichen Mittel und Trends werden bei den Daten nicht berücksichtigt.

Abb. 4a zeigt das gesamte Spektrum für die mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre, berechnet mit den operationellen Analysewerten des EZMW. Das Spektrum hat 2 Maxima, eines bei hoher Frequenz von 3-5 Tagen und der Wellenzahl 5-7, das andere bei niedriger Frequenz von 8-20 Tagen mit der höchsten Energie bei der Wellenzahl 3. Das propagierende Spektrum, das hier nicht gezeigt wird, weist eine deutlichere Unterteilung in den Bereich niedriger Frequenzen bei der Wellenzahl 2 und hoher Frequenzen um die Wellenzahl 6 auf.

Abb. 4b zeigt das gleiche für die Simulation mit klimatologischen SST-Daten (die beiden Ensembles sind ziemlich ähnlich), Abb. 4c zeigt die Simulation mit beobachteten SST-Daten. Die beiden deutlich zu erkennenden Maxima zeigen, daß die Übereinstimmung ziemlich gut ist. In der Simulation mit klimatologischen SST-Daten ist die niederfrequente Variabilität tendenziell zu gering, die hochfrequente dagegen zu stark. Dies könnte darauf hinweisen, daß die beobachteten SST-Anomalien bis zu einem gewissen Grad den Energieaustausch in den westlichen Winden durch Energietransfer von hohe auf niedrige Frequenzen und auf niedrigere Wellenzahlen regulieren.

Unterschiede werden sowohl bei den propagierenden als auch bei den stationären Wellen deutlich.

Abb. 5 zeigt das gleiche für den südlichen Winter in der südlichen Hemisphäre für den Zeitraum von 96 Tagen ab dem 1. Juni. Es ergibt sich eine breitgefächerte Variabilität um die Wellenzahl 3, mit einem Frequenzmaximum bei 8-10 Tagen. Die Simulation ist ziemlich ähnlich, allerdings stärker ausgeprägt. Die Varianz ist räumlich begrenzter, mit einem deutlicheren Maximum bei Wellenzahl 3-4. Zwischen beiden Simulationen gibt es nur sehr geringe Unterschiede, woraus sich schließen läßt, daß die SST-Anomalien in höheren Breitengraden der südlichen Hemisphäre nicht so stark zum Tragen kommen.

Positive, persistente Anomalien oder Blockierung sind Phänomene, die auf Klima und Wetter nachhaltigen Einfluß ausüben. Mit einem Variabilitätsschwellenwert für die verschiedenen Jahreszeiten (100 m im Winter), der durch die natürliche Jahreszeitenvariabilität normalisiert wird, wurden positive Anomalien mit einer Lebensdauer von 9 Tagen oder mehr berechnet. Abb. 6 zeigt im Vergleich die Häufigkeit des Auftretens solcher Blockierungsmuster bei Berechnungen mit EZMW-Analysen (6a) und bei Simulationen (6b).

Sowohl die analysierten Daten als auch die simulierten Daten zeigen, wenn auch mit geringfügigen Unterschieden, drei Zentren des Blockierungsgeschehens über dem Pazifik, dem Atlantik und über Westrußland. In der Simulation dehnt sich die Blockierung über dem Pazifik weiter nach Norden aus, über Nordamerika gibt es deutlich weniger persistente Anomalien.

Die simulierten makroturbulenten Transporte von Wärme und Impuls stimmen in der Validierung im großen und ganzen mit den analysierten Daten überein, wenn auch tendenziell der hochfrequente Bereich etwas überschätzt und der niedrigfrequente Bereich etwas unterschätzt wird.

3.2 Validierung der Prozesse

Die Validierung der verschiedenen physikalischen Prozesse, wie Wärmebilanz in der Atmosphäre, Wasserkreislauf und Strahlungseffekt von Wolken, wird sehr sorgfältig und arbeitsintensiv betrieben. Allerdings fehlen für diese Größen genaue Daten, so daß es noch nicht möglich ist, die Leistungsfähigkeit des Modells in dieser Hinsicht angemessen zu beurteilen.

Abb. 7 zeigt die Energiebilanz der Atmosphäre. Die einfallende Sonneneinstrahlung beträgt im globalen Jahresmittel 341 W/m^2 (1/4 der Solarkonstante), wovon ca. 30% durch Wolken, Rückstreuung über Luft und Staubpartikel sowie Bodenreflektion zurückreflektiert werden. Von den restlichen 236 W/m^2 erreichen 169 W/m^2 die Erdoberfläche und 68 W/m^2 werden in der Atmosphäre absorbiert.

Die gleiche Wärmemenge gibt die Erde durch langwellige Strahlung ab. Dieser Prozeß ist jedoch ziemlich kompliziert, weil die Erdoberfläche sowohl durch Wärmeabstrahlung von der Oberfläche als auch durch fühlbare und latente Wärmeflüsse abgekühlt wird. Hier muß festgehalten werden, daß die Verdunstung die Erdoberfläche um ca. 50% stärker abkühlt als die Nettostrahlung.

Die Beobachtungsdaten sind Schätzungen von Ramanathan et al., die berechneten Daten sind über 10 Jahre gemittelte Werte aus dem ECHAM3 Modell. Dabei ist zu beachten, daß die Wärmebilanz im Modell 4 W/m^2 oder 1 cal/s/m^2 beträgt. Etwa $1/2 \text{ W/m}^2$ sind Abrundungsfehler, weitere $1/2 \text{ W/m}^2$ ergeben sich aus der Akkumulation von Schnee auf Gletschern. Der systematische Fehler beträgt infolgedessen 3 W/m^2 .

Nur wenige Parameter sind im großskaligen Bereich so schwierig zu messen wie Niederschlag. Niederschlag zeigt auch bei geringer konvektiver Aktivität und über fast flachem Terrain signifikante Unterschiede schon innerhalb weniger hundert Meter auf (siehe Bergeron, 1970). Es überrascht daher kaum, daß heute verfügbare Berechnungen des Bodenniederschlags selbst für die Erde insgesamt erheblich voneinander abweichen. Die heutigen Klimaberechnungen für Meeresgebiete stützen sich fast ausschließlich auf die großskalige Energiebilanz. Wir werden die Ergebnisse des GEWEX-Projekts abwarten müssen, um vielleicht deutlich verbesserte Berechnungen zu erhalten, die größtenteils von neuen Meßmethoden, aber auch von Fortschritten in der Datenverarbeitung abhängen werden.

Tabelle 2 zeigt eine Reihe von verschiedenen Berechnungen des globalen Jahresniederschlags über Land und Meer. Im ersten Teil sind die Ergebnisse von unabhängig voneinander vorgenommenen empirischen Schätzungen aufgelistet, der zweite Teil zeigt den mit dem operationellen Modell des EZMW berechneten Niederschlag innerhalb von 12 Monaten, und zwar vom 1.5.1990 bis 30.4.1991 (Klinker, pers. Mitt.). Zu dieser Zeit arbeitete das EZMW mit einem spektralen Transformationsmodell mit einer T106-Auflösung und 19 vertikalen Schichten - der gleichen Vertikalauflösung wie in ECHAM3. Der Niederschlag wurde zwischen Tag 2 und Tag 3 aus dem Ensemble aller Vorhersagen über diesen Zeitraum berechnet. Die Auswahl gerade dieses Zeitintervalls sollte Anlaufprobleme aufgrund der Initialisierung so gering wie möglich halten und gleichzeitig schwerwiegendere systematische Modellfehler vermeiden. Interessanterweise kommt die Simulation mit ECHAM3 den fünf verschiedenen Werten sehr nahe, und gleichzeitig unterscheiden sich die Berechnungen mit dem EZMW-Modell nicht mehr voneinander als die empirischen Ergebnissen untereinander.

Noch schwieriger ist die Validierung der geographischen Verteilung von Niederschlag. Abb. 8 zeigt einen Vergleich zwischen Niederschlag über Land nach Legates und Willmott (1990) und mit ECHAM3 simulierten, über 10 Jahre und für Sommer und Winter getrennt gemittelten Niederschlag. Die großskalige Übereinstimmung ist relativ gut, auch wenn die Simulation einige Mängel aufweist, wie etwa zu geringen Niederschlag über Land in mittleren Breitengraden der nördlichen Hemisphere im Sommer. Dagegen fiel für diese Region der Niederschlag im Winter meist zu hoch aus. Im zonalen Mittel ist der Gesamtniederschlag in tropischen und subtropischen Regionen in guter Übereinstimmung, aber es bestehen erhebliche regionale Unterschiede (hier nicht gezeigt). So fällt beispielsweise der Niederschlagswert für den Sommer über Mittelamerika zu hoch und entsprechend über Indien zu niedrig aus. Der Niederschlag im südlichen Sommer (JJA) über Australien und Südafrika ist zu hoch. Numerische Experimente haben gezeigt, daß die unzureichenden Ergebnisse beim Niederschlag in den Tropen weniger auf lokal verstärkte Landoberflächenprozesse als auf Fehler bei der großskaligen Zirkulation zurückzuführen sind. So sind zum Beispiel Orographie oder spezifische Land-Meer-Kontraste bei einer T42-Auflösung nur grob berücksichtigt. In den Tropen, wo El-Niño-Ereignisse stark auf die Hadley-Walker-Zirkulation einwirken, spielt auch das Stichprobenproblem eine große Rolle. Deshalb ist es besonders wichtig, den simulierten Niederschlag in den Tropen mit beobachtetem Niederschlag für das gleiche Jahr, für das auch die SST-Daten benutzt wurden, zu validieren.

Wolken spielen in den Klimamodellen eine wichtige Rolle, denn sie haben sowohl auf die Temperatur als auch auf die Zirkulation großen Einfluß. Nach ERBE Messungen bewirken Wolken insgesamt eine Abkühlung der Erdoberfläche und der unteren Atmosphäre um $15\text{-}20\text{ W/m}^2$. Dieser Wert ergibt sich aus der Differenz von zwei relativ hohen Werten: einerseits führt die Absorption der thermischen Strahlung von der Erdoberfläche durch Wolken zu einer *Erwärmung*, andererseits bewirkt die verstärkte Reflektion der Sonneneinstrahlung eine *Abkühlung*.

Der sogenannte Wolkenantrieb läßt sich mit Hilfe von Satellitenmessungen berechnen, indem man die Strahlung im solaren und terrestrischen Spektrum an den gleichen Orten der Erde mit und ohne Bewölkung mißt. Diese Art der Berechnung wird auch im Modell durchgeführt. Abb. 9 zeigt den sogenannten Wolkenantrieb durch langwellige Ausstrahlung von der Erdoberfläche, Sonneneinstrahlung und den Nettowolkenantrieb (Erde und Sonne) nach Beobachtungsdaten für das Jahr 1985.

Auch wenn die Übereinstimmung beim Nettowolkenantrieb ziemlich groß ist, zeigen sich in hohen Breitengraden bei $50\text{-}60^\circ$ erhebliche Differenzen. Wie aus Abb. 9b ist ersichtlich, hängt dies vor

allem mit einer Unterschätzung des kurzweiligen Wolkenantriebs in den Bahnen der Tiefdruckgebiete zusammen, wo das Modell in der Tat die tiefliegenden Schichtwolken unterschätzt. Andere Regionen, in denen die Schichtwolken unterschätzt werden, sind die Gebiete über den Ozeanen westlich von Kalifornien, Chile und Namibia. Hier sollte bemerkt werden, daß der systematische Unterschied zwischen dem Wolkenantrieb bei "beobachteten Daten" aus ERBE und dieser ziemlich realistischen Simulation einen sehr viel größeren Einfluß hat als die Verdoppelung des CO₂-Gehalts.

3.3 Validierung der Phänomene

Das TOGA-Programm hat dazu beigetragen, das El-Niño-Phänomen mit seinen Temperaturschwankungen an der Oberfläche des tropischen Pazifik und deren Auswirkungen auf die großskalige Zirkulation besser zu verstehen. Im Zeitraum 1979-1988 haben zwei El-Niño-Ereignisse eine wichtige Rolle gespielt, und zwar 1982/83 und 1987/88. Das Ereignis von 1982/83 war das stärkste, das je beobachtet worden war.

Eine wichtige Frage im Zusammenhang mit langfristigen Vorhersagen ist die nach dem Einfluß der Meeresoberflächentemperatur auf die tropische Zirkulation. Ein geeignetes Maß für die großskalige Hadley-Walker-Zirkulation ist das Geschwindigkeitspotential in 200 hPa. Abb. 10 zeigt sechs verschiedene Simulationen des Geschwindigkeitspotentials für Juli 1983. In den sechs Simulationen werden identische Beobachtungsdaten zur Meeresoberflächentemperatur, aber jeweils unterschiedliche Anfangszustände verwendet - die meisten Simulationen wurden 4 Jahre früher gestartet. Wie zu erkennen ist, wird die Gesamtzirkulation gut reproduziert.

Abb. 11 zeigt in ähnlicher Form sechs verschiedene Realisierungen des Geopotentials in 500 hPa für die nördliche Hemisphäre im Januar 1983. Die Strömung weist signifikante Unterschiede auf und wird zu sehr unterschiedlichen Klimabedingungen in mittleren und höheren Breitengraden führen. Eine genauere Untersuchung (Arpe et al., 1993) hat gezeigt, daß die Vorhersagbarkeit je nach Gebiet, Jahreszeit und den verschiedenen Phasen des El-Niño-Zyklus sehr unterschiedlich ist. Im Äquatorgebiet ist die Vorhersagbarkeit am größten, während in Nord- und Westeuropa chaotische Prozesse dominieren und die Vorhersagbarkeit zumindest ab Zeiträumen von mehreren Wochen oder sogar Jahreszeiten sehr begrenzt ist.

Auch extreme Ereignisse wie außertropische und tropische Zyklonen wurden in die Simulation einbezogen. Sie sind gut reproduziert, allerdings im allgemeinen weniger ausgeprägt als die beobachteten Ereignisse. Experimente mit sehr viel höherer horizontaler Auflösung weisen darauf hin, daß

dafür vor allem eine zu geringe Auflösung verantwortlich ist. Sehr realistische Simulationen der Verteilung von tropischen Zyklonen mit einer T106 Version des ECHAM3 (Bengtsson et al., 1994) haben dies sehr deutlich gezeigt (Abb. 12)

4. Klimasimulation

Das letzte Thema, mit dem wir uns hier beschäftigen wollen, ist Klimasimulation im eher herkömmlichen Sinn. In einer früheren Arbeit (Lohmann et al., 1993) sollte untersucht werden, ob und wie weit es möglich ist, mit monatlichen Mittelwerten von Oberflächentemperatur und Niederschlag eine Köppen-Klimatologie zu reproduzieren. Das Ergebnis war mit einer sehr guten Übereinstimmung mit beobachtetem Klima sehr zufriedenstellend. Abb. 13 zeigt ausgewählte Klimastatistiken, die aus einer Reihe von Stationen gewonnen wurden, die alle ein typisches Köppen-Klima repräsentieren. Es sollte allerdings erwähnt werden, daß das T42-Modell keine Klimastatistiken für einzelne Stationen reproduzieren kann. Das Diagramm in Abb. 13 sollte als Darstellung eines Gebietes, dessen Größe der Auflösung des Modells entspricht, betrachtet werden. Das Diagramm ist geeignet, die Jahreszeitenvariabilität aufzuzeigen, wie in Abb. 14 zu sehen ist, die das Klima in Hamburg in einer Serie von 30-Jahres-Simulationen darstellt. Zu beachten ist vor allem, daß es bei der Jahreszeitenvariabilität so gut wie keinen Unterschied zwischen beobachteten und klimatologischen Meeresoberflächentemperaturen gibt. Abb. 15 zeigt zwei Beispiele von typischen extremen Wintern, die mit identischen Meeresoberflächentemperaturen errechnet wurden.

Bei der Untersuchung der Frage, wie genau ECHAM3 Vegetationszonen oder Biome reproduzieren kann, wurde eine ähnliche Form der Modellvalidierung verwendet (Claussen und Esch, 1994). In das Biomemodell von Prentice et al. (1992) wurden mit ECHAM3 erzeugte Klimadaten zu Temperatur in Bodennähe, Niederschlag und Anzahl der Stunden direkter Sonneneinstrahlung eingesetzt, um globale Muster potentieller, natürlicher Pflanzenbildung, oder Biome, vorherzusagen. Damit sollte die Möglichkeit gezeigt werden, mit einem Biomemodell ein allgemeines Zirkulationsmodell zu testen und gleichzeitig einzuschätzen, wie sich mit Modellen simulierte vergangene oder zukünftige Klimate auswirken könnten.

Zwischen Biomen, die mit beobachteten und simulierten Klimabedingungen erzeugt wurden, besteht insgesamt eine gute Übereinstimmung (Abb. 16). Allerdings gibt es auch Abweichungen, wie Unterschiede zwischen Biomen in Australien, in der Kalahari-Wüste und im Zentrum Nordamerikas zeigen. Diese Abweichungen sind auf Fehler im simulierten Niederschlag und inkorrekte Sommer- oder Wintertemperaturen zurückzuführen.

5. Schlußfolgerungen

Die Entwicklung realistischer Modelle zur Simulation von Wetter und Klima hat erhebliche Fortschritte gemacht. Auch wenn bei einigen fundamentalen Größen wie zonal gemittelte Temperatur und Windfeld noch systematische Fehler auftreten, können die Modelle mit bemerkenswerter Genauigkeit das charakteristische Spektrum atmosphärischer Bewegungen reproduzieren. Zugbahnen tropischer Wirbelstürme, Blockierungen und typischen Veränderungen des Indexzyklus werden gut wiedergegeben.

Auch die Jahreszeitenvariabilität in den Tropen, die besonders von Unterschieden in der Meeresoberflächentemperatur abhängt, die hier vor allem durch El-Niño-Ereignisse verursacht werden, wird im Modell realistisch simuliert. Die Jahreszeitenvariabilität in mittleren und höheren Breiten wird nur zum Teil durch Anomalien der Meeresoberflächentemperatur angetrieben. Über Europa dominiert aufgrund der atmosphärischen Dynamik vor allem chaotische Variabilität.

Wasser- und Energiekreislauf werden im Rahmen der vorhandenen Beobachtungen realistisch modelliert. Dabei treten jedoch regionale Unzulänglichkeiten auf, für die es diverse Gründe gibt, die sich auf Schwächen im Modell zurückführen lassen, wie etwa unzureichende vertikale und horizontale Auflösung, ungenaue Berechnung der Strahlungstransfergleichung und grob vereinfachte Einbeziehung von Wolken. Hier müssen Unzulänglichkeiten im Modell systematisch aufgedeckt und realistischere Modellfassungen entwickelt werden, so wie dies im Bereich der mittelfristigen Wettervorhersage am EZMW erfolgreich geschehen ist, als innerhalb von etwa 10 Jahren die systematischen Modellfehler um eine Größenordnung reduziert werden konnten (Bengtsson 1991).

6. Literatur

- 1) Arpe, K., L. Bengtsson und E. Rockner, 1993: The impact of SST anomalies on the variability of atmospheric circulation in the ECHAM3 model. Submitted for publication.
- 2) Asselin, R., 1972: Frequency filter for time integrations. Mon. Wea. Rev., 100, 487-490.
- 3) Baumgartner, A. und E. Reichel, 1975: The World Water Balance - Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evaporation and Runoff. R. Oldenbourg, München, Wien, 179 S.
- 4) Bengtsson, L., 1991: Advances in numerical prediction of the atmospheric circulation in the extra-tropics. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 117, 855-902.
- 5) Bengtsson, L., 1993: Klima und Wetter auf dem Computer. In: Horizonte - Wie weit reicht unsere Erkenntnis heute? Verhandlungen der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte, 117. Versammlung, Aachen 1992, Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft Stuttgart, 81-103.
- 6) Bengtsson, L., M. Esch, und M. Botzet, 1993: Hurricane-type vortices in a general circulation model, Part I. Report No. 123, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- 7) Bergeron, T., 1970: Mesometeorological Studies of Precipitation, IV. Orographic and Convective Rainfall Patterns, Report No. 20, Department of Meteorology, Uppsala, Sweden.
- 8) Boer, G.J., K. Arpe, M. Blackburn, M. Dequé, W.L. Gates, T.L. Hart, H. Le Treut, E. Roeckner, D.A. Sheinin, I. Simmonds, R.N.B. Smith, T. Tokioka, R.T. Wetherald und D. Williamson, 1991: An intercomparison of the climate simulated by 14 atmospheric general circulation models. CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation, Report No. 15, WMO/TD No. 425.
- 9) Brinkop, S., 1991: Inclusion of cloud processes in the ECHAM PBL parameterization. In R. Sausen (Ed.), Studying Climate with the ECHAM Atmospheric Model. Large-Scale Atmospheric Modelling, Report No. 2, 5-14, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg.
- 10) Brinkop, S., 1992: Parameterisierung von Grenzschichtwolken für Zirkulationsmodelle. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe A: Meteorologie, Nr. 2, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, 77p.

- 11) Budyko, M.I., 1978: The heat balance of the earth. In: J. Gribbin (Ed.) Climate change, Cambridge University Press, 85-113.
- 12) Charney, J.G., 1959: On the theory of the general circulation of the atmosphere. In B. Bolin (Ed.), The atmosphere and the sea in motion, New York, Rockefeller Inst. Press, 178-193.
- 13) Claussen, M. und M. Esch, 1994: Biomes computed from simulated climatologies, Climate Dyn., 9, 235-243.
- 14) Defant, A., 1921: Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemäßigten Breiten der Erde. Geograf. Anm., 3, 209-266.
- 15) Dümenil, L. und E. Todini, 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: J.P. O'Kane (Ed.), Advances in Theoretical Hydrology - A Tribute to James Doo-ge. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, 1, Elsevier.
- 16) Gates, W.L., 1992: The Validation of Atmospheric Models, Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Report No. 1.
- 17) Henning, D., 1989: Atlas of the surface heat balance of the continents. Components and parameters estimated from climatological data. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 402 S.
- 18) Hense, A., M. Kerschgens und E. Raschke, 1982: An economical method for computing radiative transfer in circulation models. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108, 231-252.
- 19) Jeffreys, H., 1926: On the dynamics of geostrophic winds. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 52, 85-104.
- 20) Laursen, L. und E. Eliassen, 1989: On the effects of the damping mechanisms in an atmospheric general circulation model. Tellus, 41A, 385-400.
- 21) Legates, D.R. und C.J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected global precipitation. J. Clim., 10, 524-539.
- 22) Lohmann, U., R. Sausen, L. Bengtsson, U. Cubasch, J. Perlwitz und E. Roeckner, 1993: The Köppen Climate Classification as a Diagnostic Tool for General Circulation Models. Climate Research, Vol. 3, 177-193.
- 23) May, W. und L. Bengtsson, 1993: On the intra-seasonal variability within the extratropics in a general circulation model and observational data. Submitted for publication.

- 24) Miller, M.J., A. Beljaars und T.N. Palmer, 1992: The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans. J. Clim., in press.
- 25) Miller, M.J., T.N. Palmer und R. Swinbank, 1989: Parameterization and influence of sub-grid scale orography in general circulation and numerical weather prediction models. Met. Atm. Phys., 40, 84 -109.
- 26) Palmer, T.N., G.J. Shutts und R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112, 1001-1031.
- 27) Pratt, R.W., 1976: The interpretation of space-time spectral quantities. J. Atmos. Sci., 33, 1060-1066.
- 28) Prentice, I.C., W. Cramer, S.P. Harrison, R. Leemans, R.A. Monserud und A.M. Solomon, 1992: A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. Journal of Biogeography, 19, 117-134.
- 29) Rockel, B., E. Raschke und B. Weynes, 1991: A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds. Beitr. Phys. Atmosph., 64, 1-12.
- 30) Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert und M. Windelband, 1992: Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. Report No. 93, Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg.
- 31) Roeckner, E., M. Rieland und E. Keup, 1991: Modelling of cloud and radiation in the ECHAM model. In: ECMWF/WCRP Workshop on "Clouds, Radiative Transfer and the Hydrological Cycle" 12-15 Nov. 1990, ECMWF, Reading, U.K., 199-222.
- 32) Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. Mon. Wea. Rev., 117, 1779-1800.
- 33) von Neumann, J., 1959: Some remarks on the problem of forecasting climate fluctuations. In R. L. Pfeffer (Ed.) Dynamics of Climate, Pergamon Press, 9-11.

Tabelle 1: Das ECHAM3-Modell (Zusammenfassung).

Das Atmosphären-Modell ECHAM3-T42L19	
Prognostische Variable:	ζ , D, T_w , q, $\ln(p_s)$, m (Wolkenwasser)
Vertikale Darstellung:	Hybrides Koordinatensystem ($\sigma \rightarrow p$ mit zunehmender Höhe), 19 Niveaus (Oberstes Niveau 10 hPa)
Horizontale Darstellung:	Spektral mit Dreiecksabschneidung bei Großkreiswellenzahl 42. Transformationsmethode: nicht linear und diabatische Terme werden auf Gauß'schem Gitter (2.8°) berechnet.
Zeitintegration:	Semi-implizit. Leapfrog mit Zeitfilter (Asselin, 1972) $\Delta t = 24$ min
Orographie:	Mittlere Orographie
Strahlung:	Zwei-Strom-Approximation, abhängig von der CO_2 -Konzentration und vom vorhergesagten Wolkenwassergehalt, 4 solare und 6 terrestrische Frequenzintervalle, Jahresgang, Tagesgang (Hense et al., 1982, Rockel et al., 1991)
Bodenalbedo:	klimatologisch, jedoch Erhöhung bei Schnee
Horizontale Diffusion:	Skalenabhängig (Laursen und Eliassen, 1989)
Vertikale Diffusion:	am Boden: Ähnlichkeitshypothese, Schwachwindkorrektur (Miller et al., 1992) Ekman-schicht und freie Atmosphäre: Gradientansatz. Ri-Zahl revidiert, um Feuchteffekte zu berücksichtigen
Gebirgsinduzierter Impulsfluß:	"gravity wave drag" (Miller et al., 1989)
Konvektion:	"Mass flux" (Tiedke, 1989)
Wolken und Niederschlag:	Prognostische Gleichung für Wolkenwassergehalt (Roeckner et al., 1991)
Erdbodenprozesse:	5-Schichten-Wärmeleitungsmodell Wasserbilanz (Dümenil und Todini, 1992)
Meeresoberflächentemperatur:	1979-1988 AMIP-SST und 1989- Reynolds (pers.Mitt.)

Tabelle 2: Globaler Wasserhaushalt in cm Wassersäule pro Jahr.

P = Niederschlag, E = Verdunstung

i) geschätzt nach Budyko (1978), Baumgartner & Reichel (1975), Henning (1989) und nach U.S. Nat. Res. Council

ii) Berechnet aus dem EZMW Modell Mai '90 - April '91 (Ensemble 2-3 Tage)

iii) Klimasimulation mit ECHAM-3, heutiges Klima, Mittelwert über 10 Jahre

		Kontinente			Ozeane		Globales Mittel
		P	E	Rf	P	E	P=E
i)	Budyko (1978)	80	45	35	127	140	113
	Baumgartner & Reichel (1975)	75	48	27	111	122	100
	Henning (1989)	78	44	34	104	118	97
	U.S. Nat. Res. Council	72	48	24	110	120	99
	Mittelwert	76	46	30	113	125	102
ii)	EZMW (1992) 1.5.90-30.4.91	81	57	24	113	123	104=105*
iii)	ECHAM3 (1979-1988)	75	46	29	115	128	103

*) noch nicht in der Bilanz

KLIMASTATISTIK

	Mittelwerte	Varianz	Frequenz- distribution
Variable (Temperatur, Geopotential, Wind ...)			
Prozesse (Flüsse, Rück- kopplungspro- zesse, Nieder- schlag ...)		Simuliert ± Fehler Beobachtet ± Fehler	
Phänomene (Zyklone, Monsune, ENSO ...)			

Abb. 1: Beispiel einer Verifikationsmatrix mit Validierung von Variablen, Abläufen und Ereignissen auf der Vertikalen, Mittelwerten, Varianzen und ausgewählten Häufigkeitsverteilungen auf der Horizontalen. Ziel einer solchen Matrix ist unter anderem die genaue Meßbarkeit sowohl von beobachteten als auch von simulierten Werten.

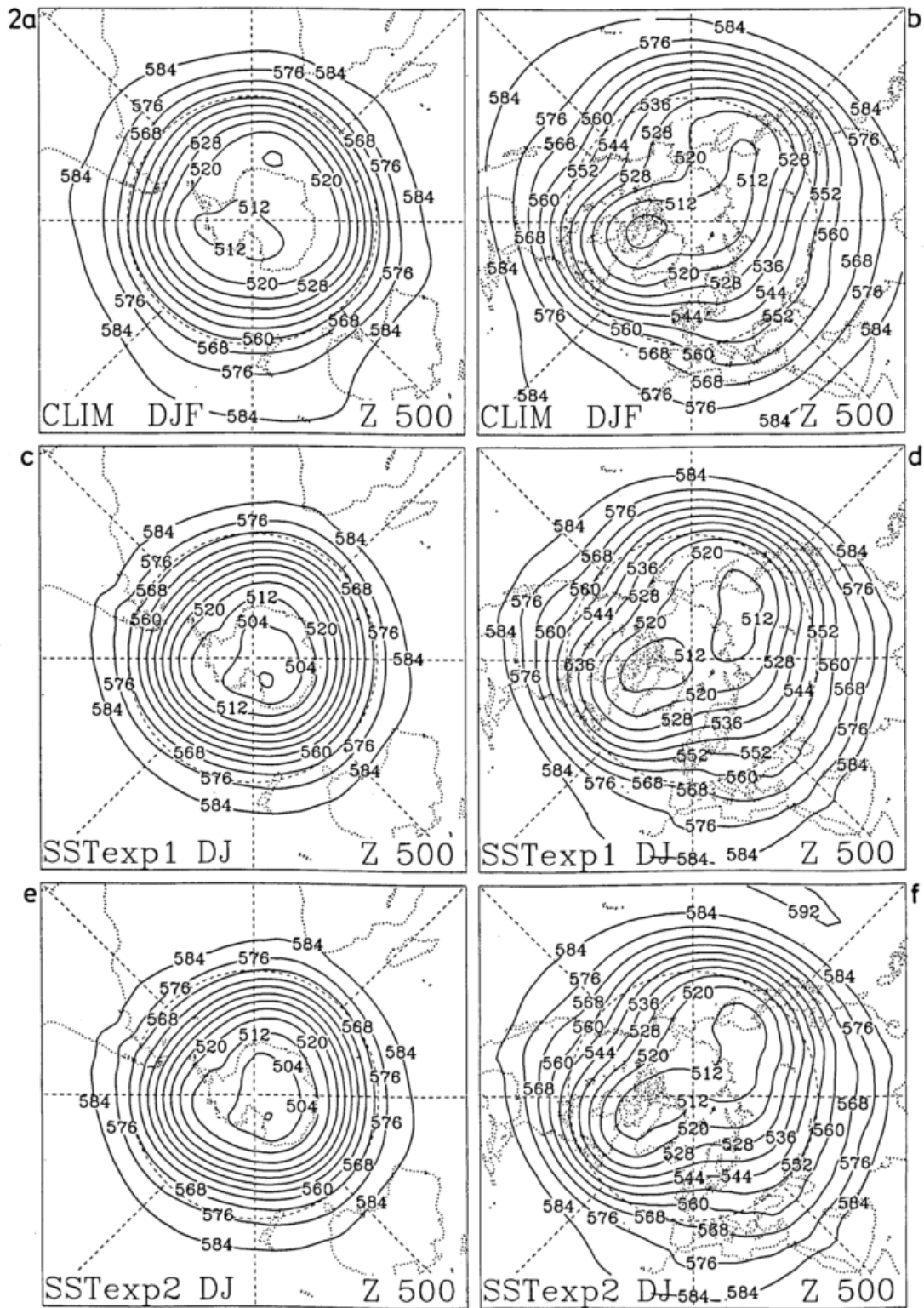


Abb. 2: 2 a-b: Klimatologie des 500 hPa Geopotentials im nördlichen Winter auf der südlichen bzw. nördlichen Hemisphäre. 2 c-f: Das gleiche für zwei verschiedene Simulationen mit beobachteten SST-Daten.

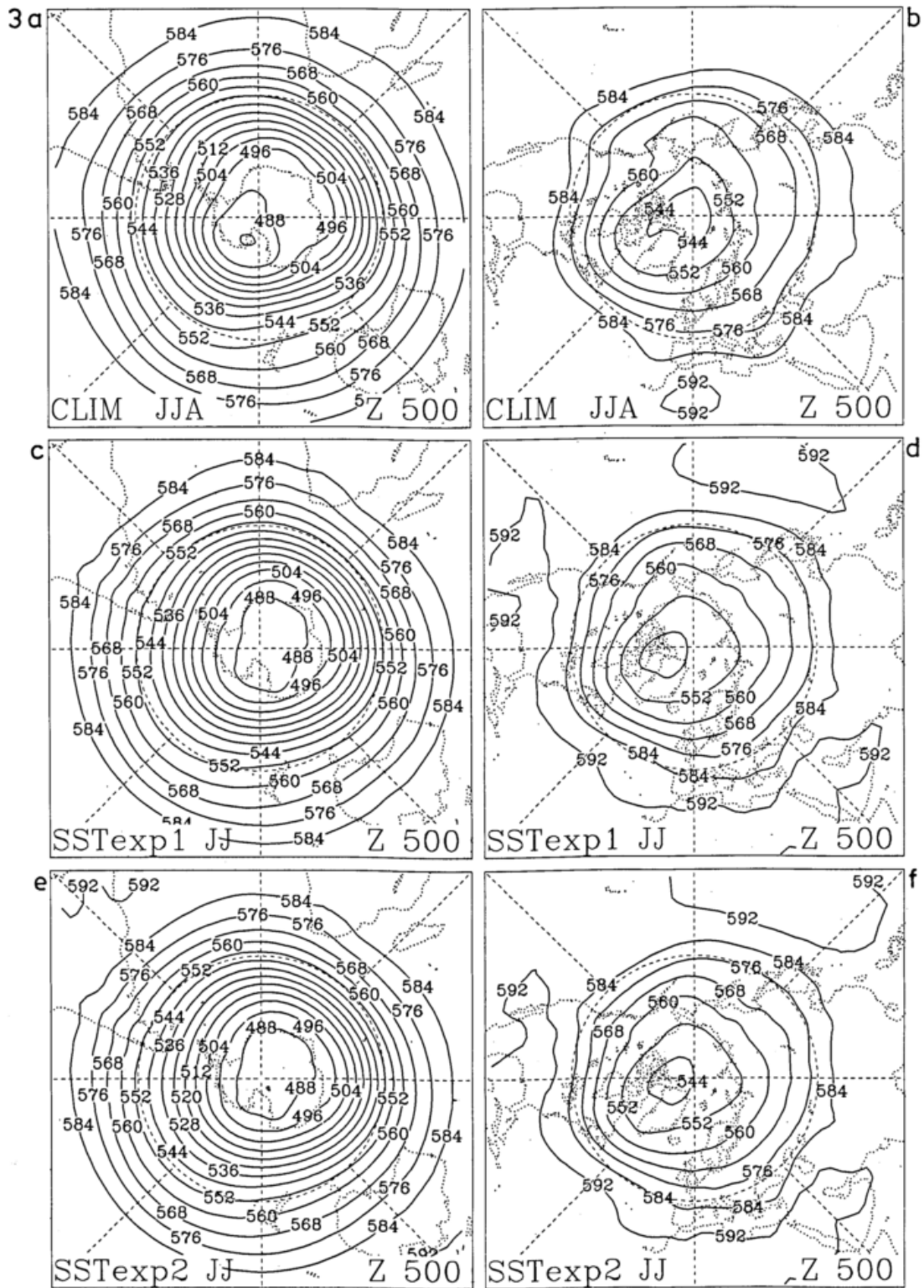
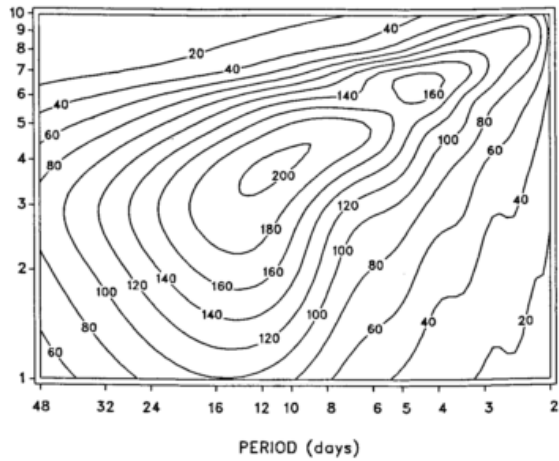
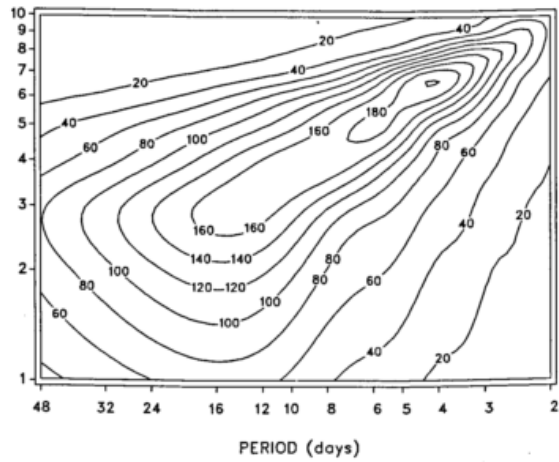


Abb. 3: 3 a-b: Klimatologie des 500 hPa Geopotentials im nördlichen Sommer auf der südlichen bzw. nördlichen Hemisphäre. 3 c-f: Das gleiche für zwei verschiedene Simulationen.

4a ECMWF ANA DJF 30.0N-70.0N TOTAL SPECTRUM



b ECHAM CLIM DJF 30.0N-70.0N TOTAL SPECTRUM



c ECHAM SST2 DJF 30.0N-70.0N TOTAL SPECTRUM

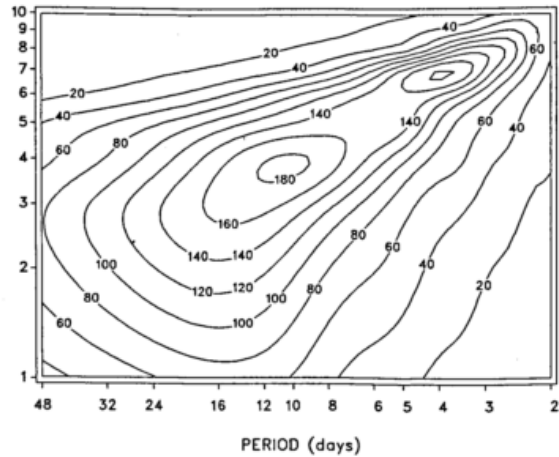
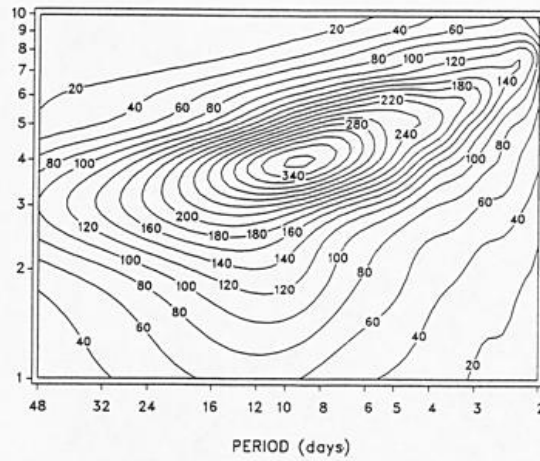
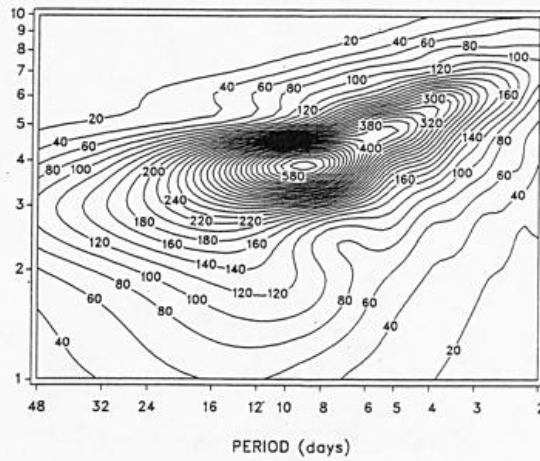


Abb. 4: Analysiertes und beobachtetes Energiediagramm der Frequenzwellenzahl im Winter (DJF) für das 500 hPa Geopotential im Breitengradbereich 30°N-70°N. 4a zeigt die analysierten Daten, 4b die mit klimatologischer SST simulierten Daten und 4c die Simulation mit beobachteten SST.

5a ECMWF ANA JJA 70.0S-30.0S TOTAL SPECTRUM



b ECHAM CLIM JJA 70.0S-30.0S TOTAL SPECTRUM



c ECHAM SST2 JJA 70.0S-30.0S TOTAL SPECTRUM

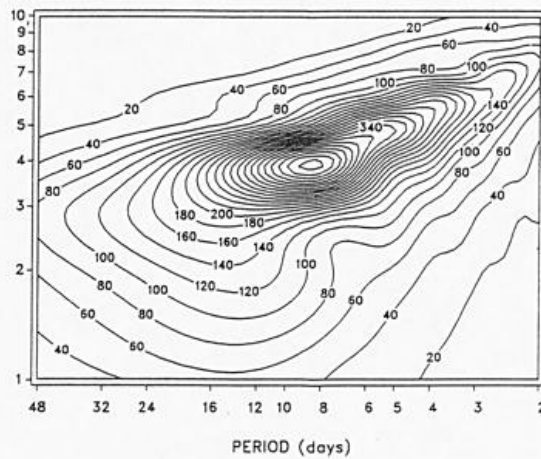
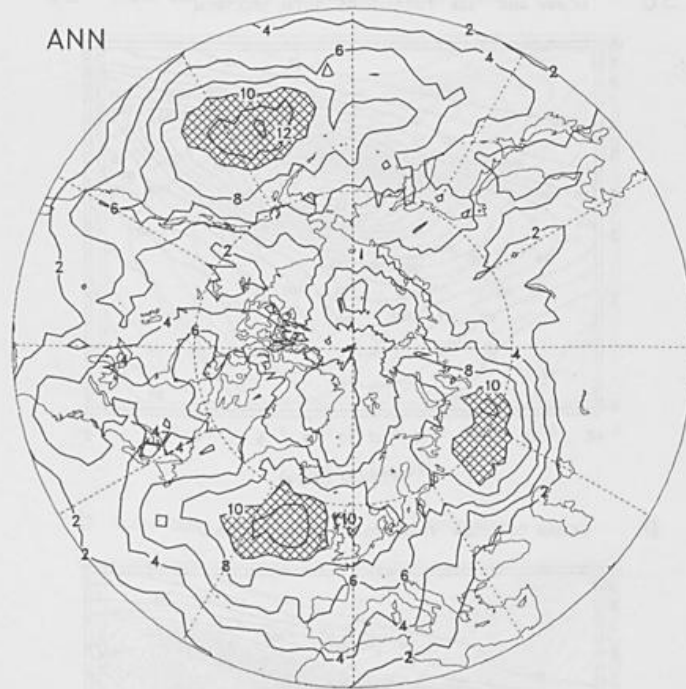


Abb. 5: Das gleiche für die südliche Hemisphäre im südlichen Winter (JJA).

6a



6b

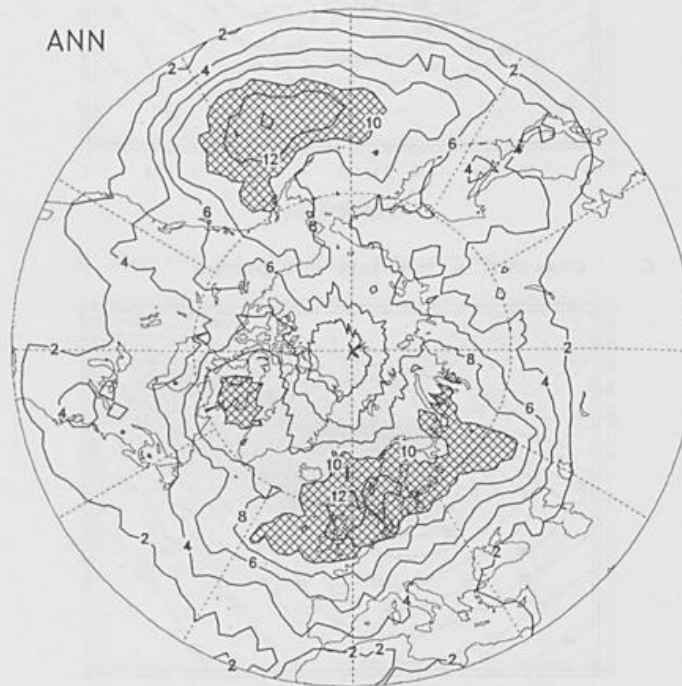


Abb. 6: Analyzierte (6a) und simulierte (6b) Blockierungsfrequenz bei 500 hPa. Näheres siehe Text.

Modell: ECHAM 3 (T42) Mittel über 10 Jahre
 Beobachtung: Ramanathan et al (1989) (Beob.)

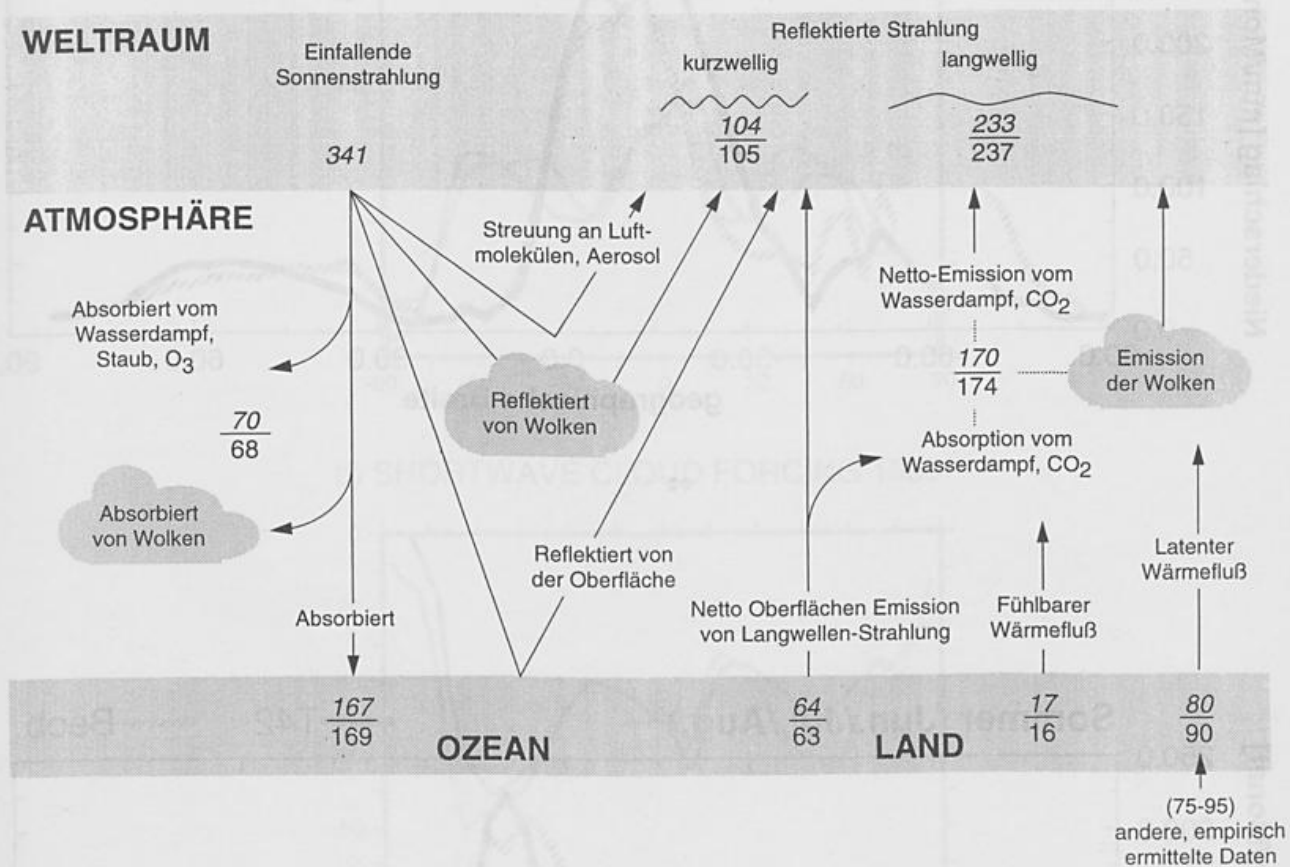


Abb. 7: Energiebilanz der Atmosphäre. Beobachtete Daten aus Ramanathan et al., simulierte Daten aus Experimenten mit klimatologischen SST-Daten. Das Ergebnis des Experiments mit beobachteten SST-Daten ist praktisch identisch.

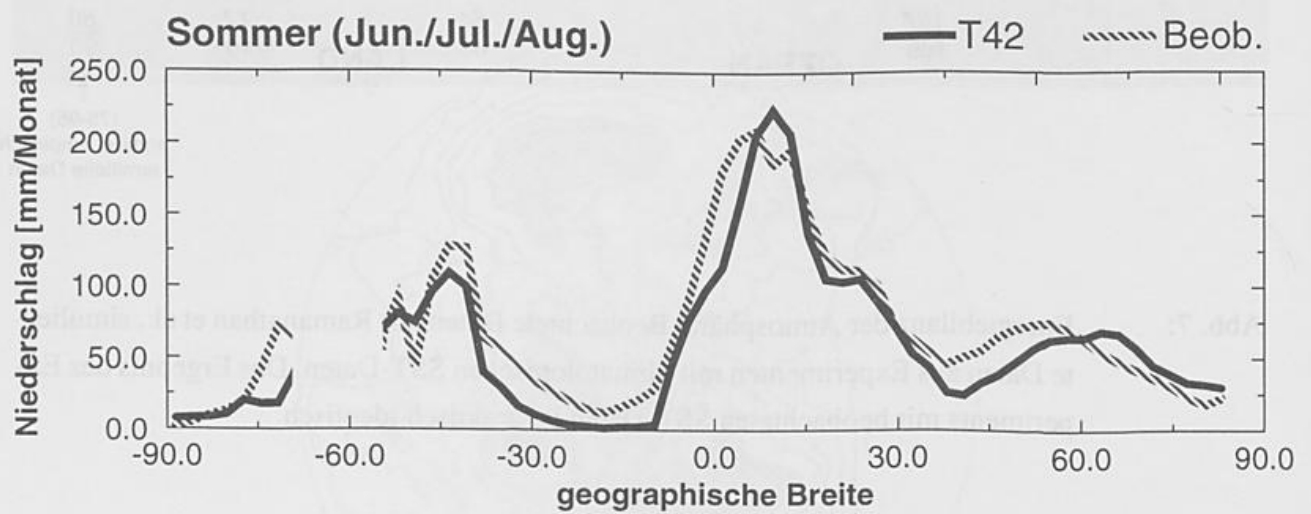
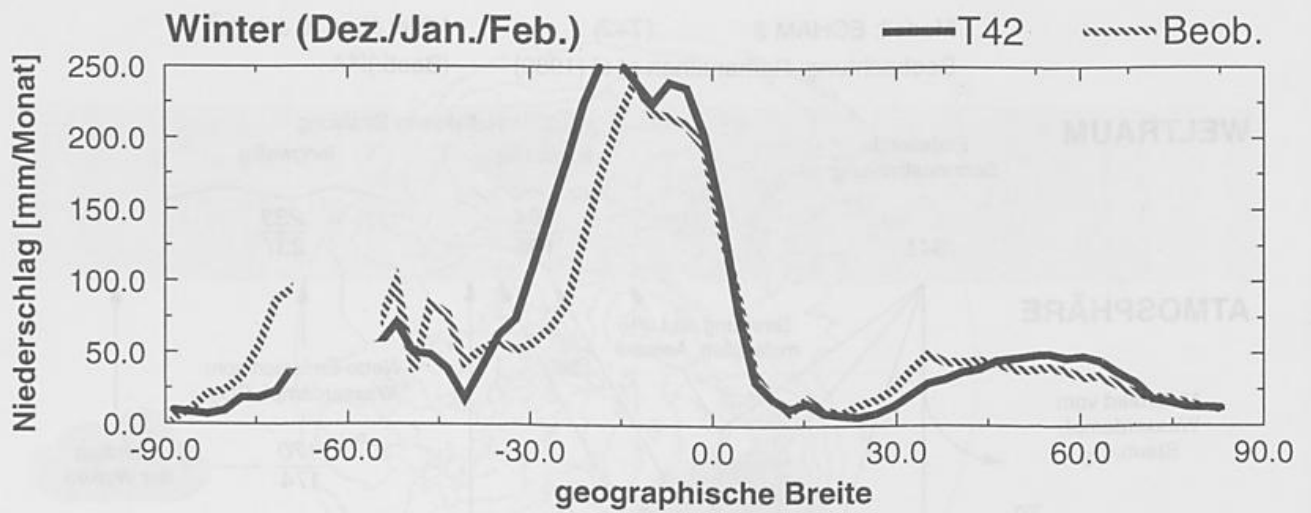
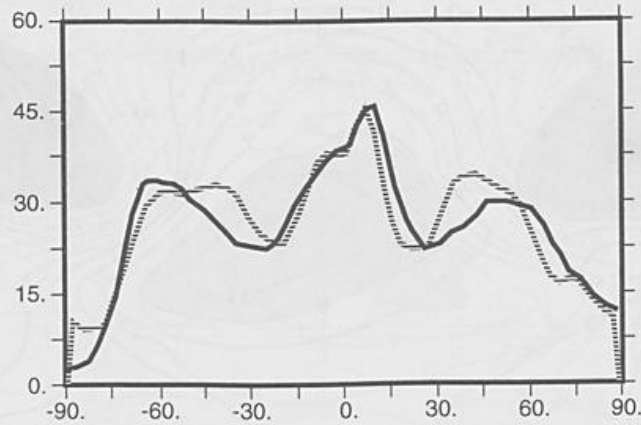
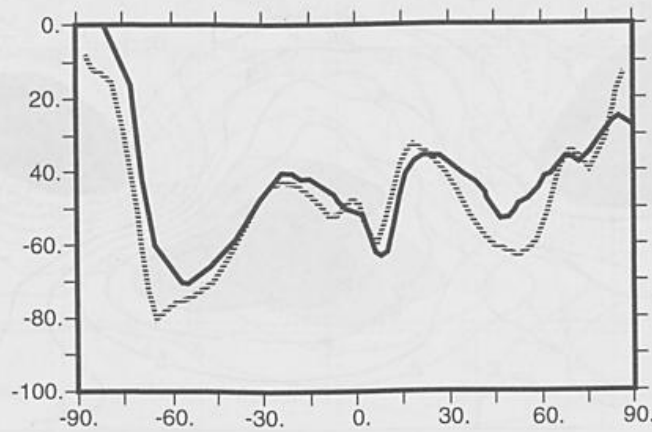


Abb. 8: Niederschlag über Land. Durchgezogene Linie: über 10 Jahre gemittelte Werte aus ECHAM3. Gestrichelte Linie: klimatologische Schätzungen nach Legates und Willmott (1990), oben Mittelwerte für Dezember bis Februar, unten für Juni bis August.

a) LONGWAVE CLOUD FORCING 1985



b) SHORTWAVE CLOUD FORCING 1985



c) NET CLOUD FORCING TOA 1985

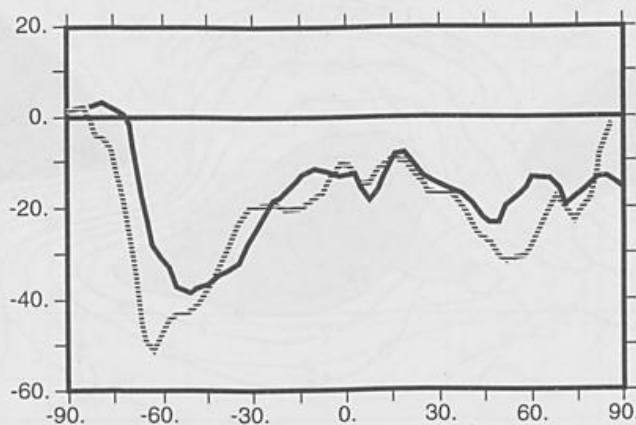


Abb. 9: Simulierte Daten (durchgezogene Linie) und aus ERBE berechnete Daten (gestrichelte Linie) des Wolkenantriebs aufgrund von a) Ausstrahlung von der Erdoberfläche, b) Sonneneinstrahlung und c) Nettostrahlung.

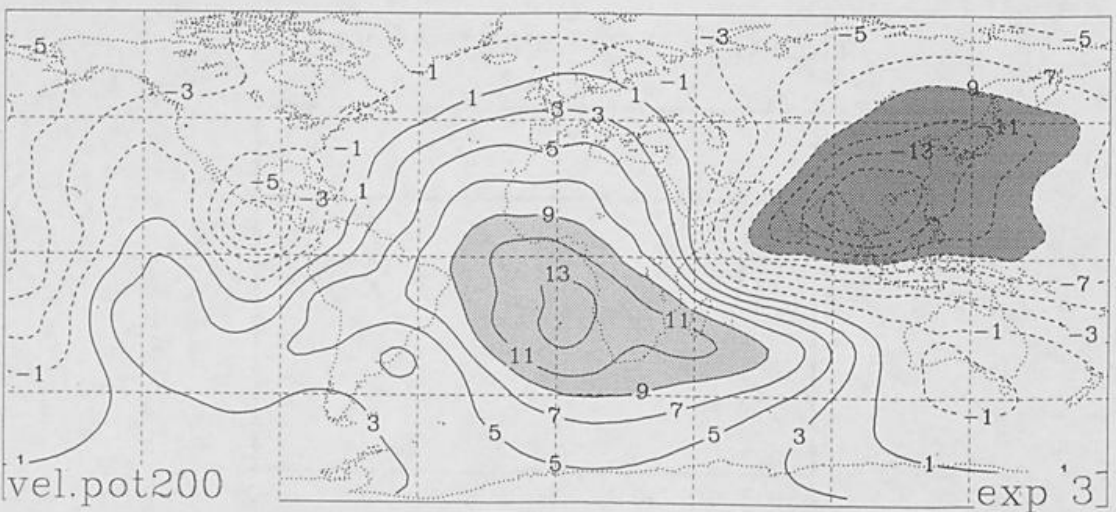
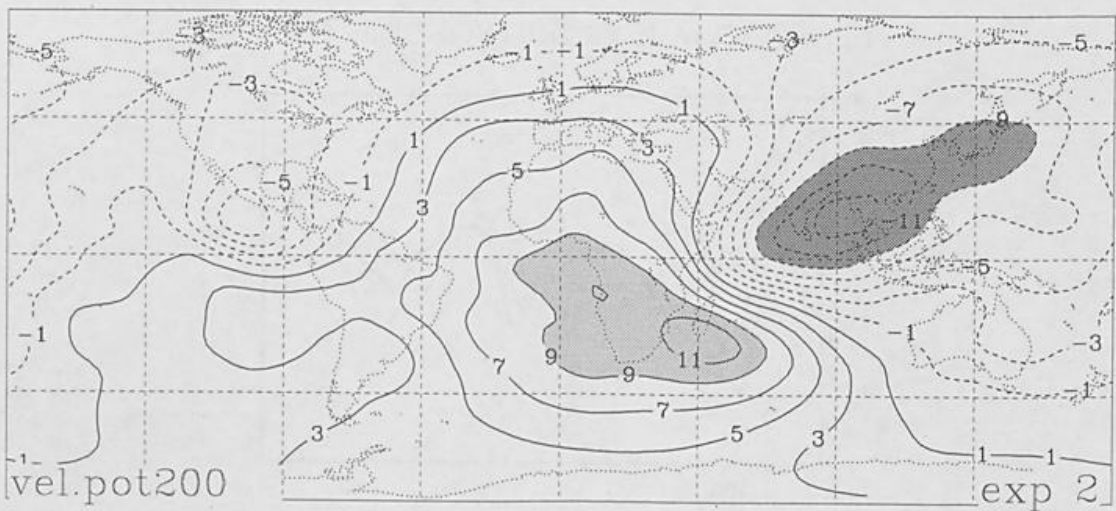
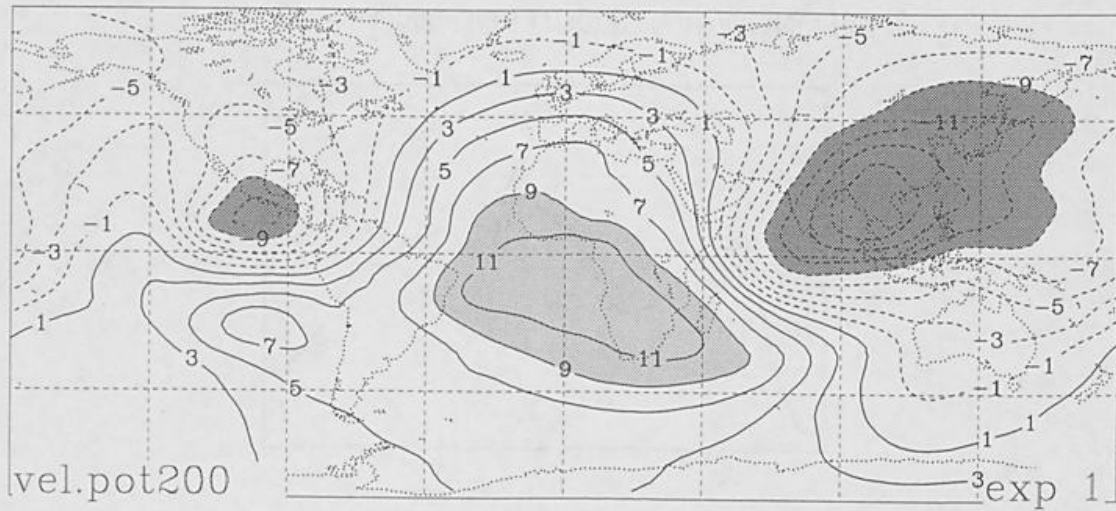
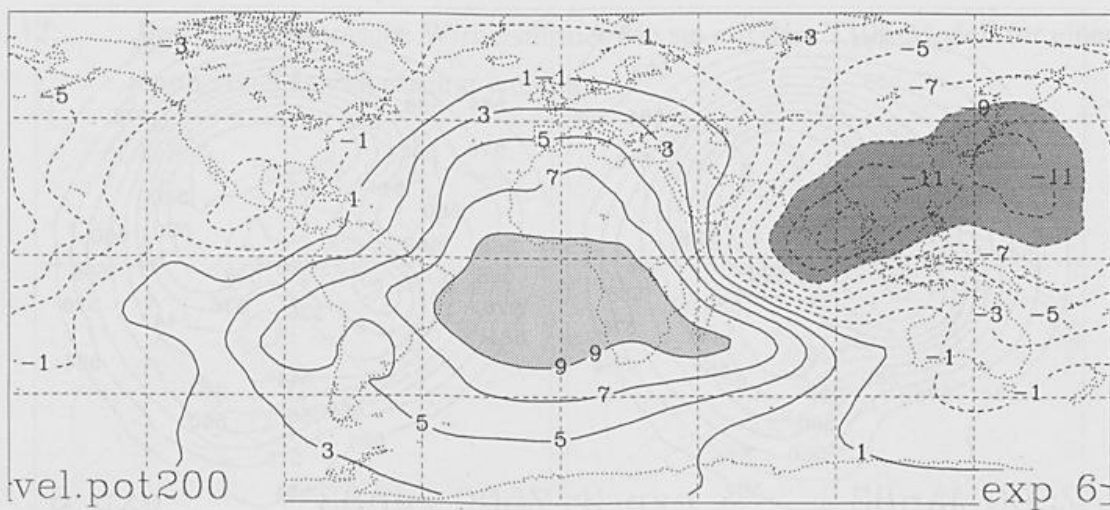
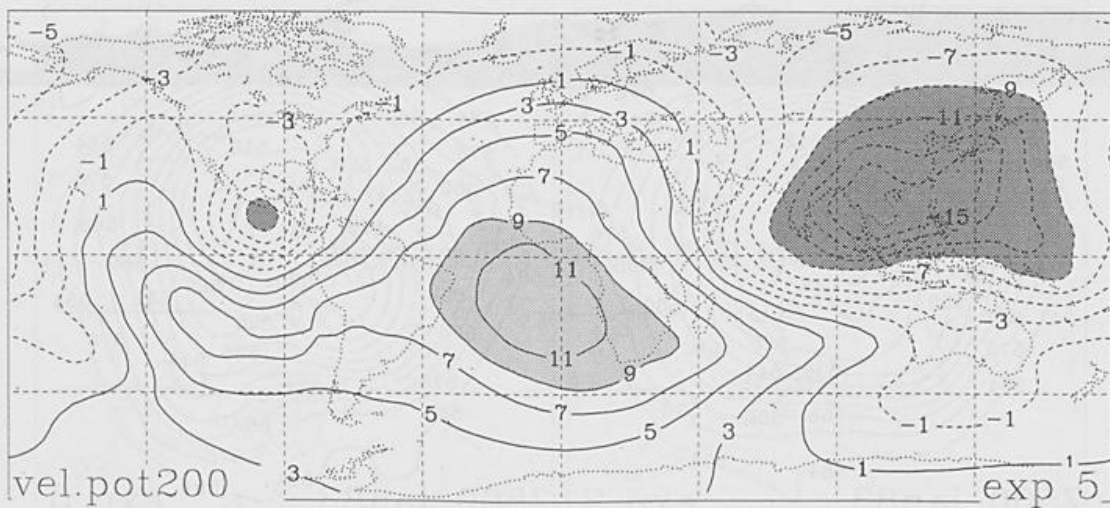
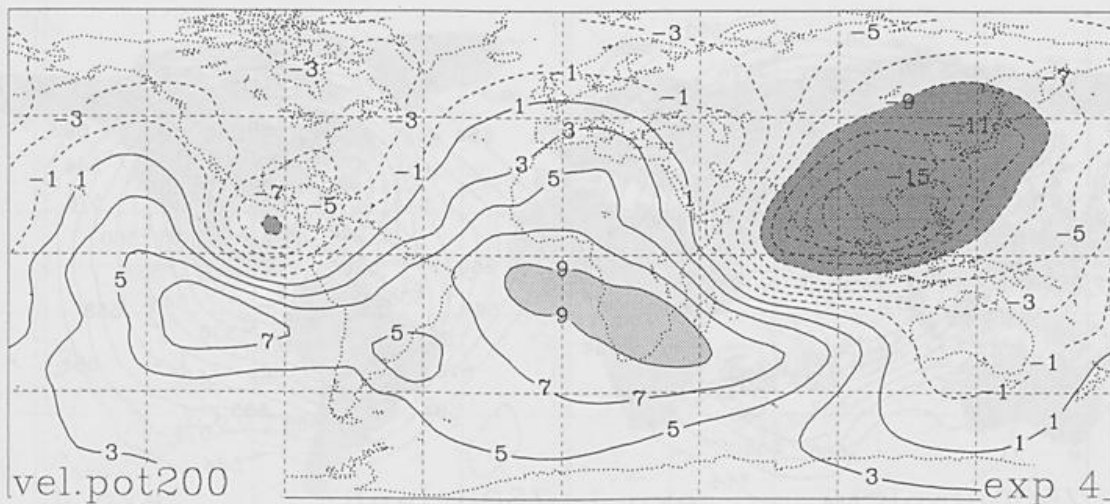


Abb. 10: Sechs verschiedene Realisierungen des 200 hPa Geschwindigkeitspotentials für Juli 1983. Dabei wurden identische beobachtete SST, aber unterschiedliche Anfangszustände zugrundegelegt.



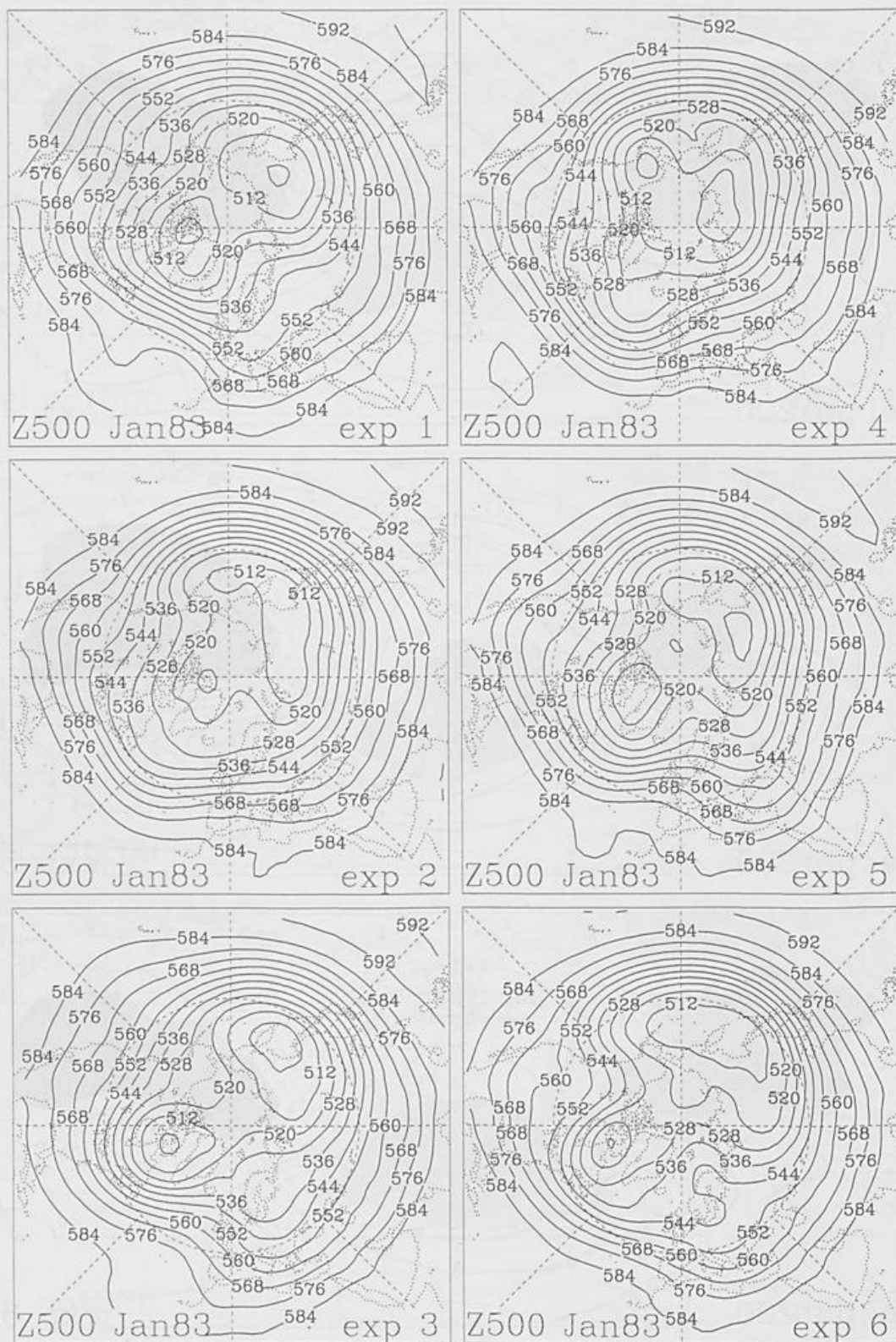


Abb. 11: Sechs verschiedene Realisierungen des 500 hPa Geopotentials für Januar 1983. Dabei wurden identische beobachtete SST, aber unterschiedliche Anfangszustände zugrundegelegt.

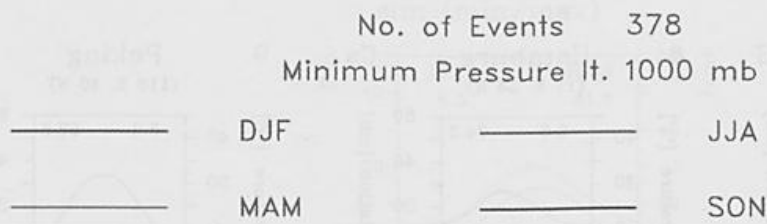
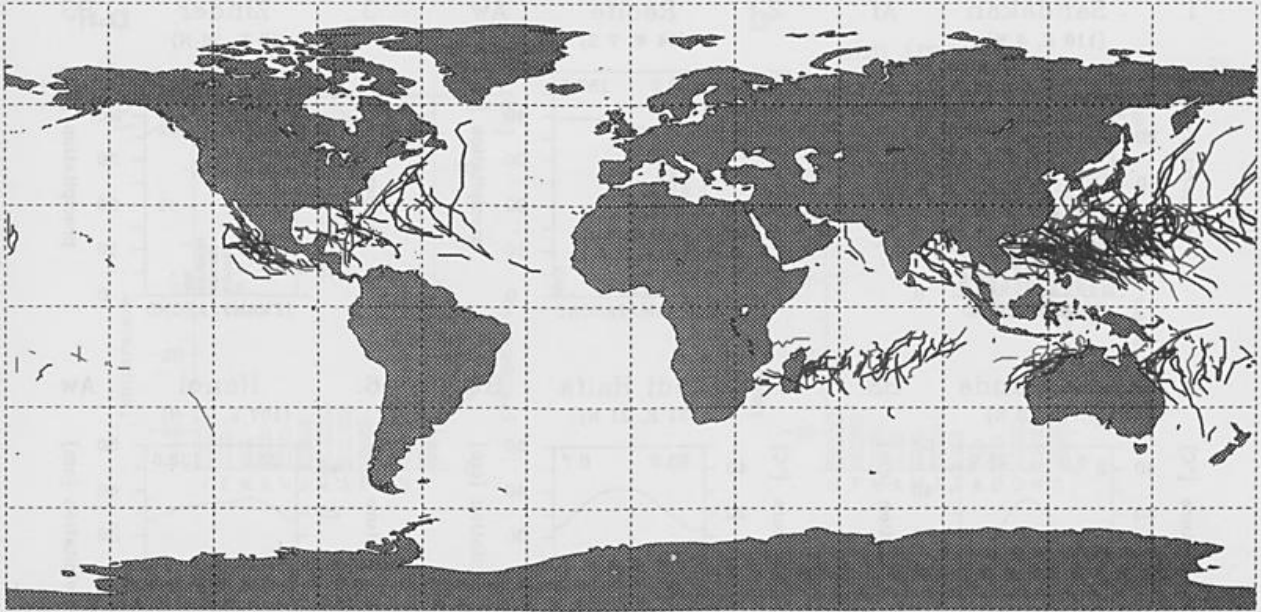


Abb. 12: Beispiel für tropische Wirbelstürme, wie sie mit dem T106-Modell für einen Zeitraum von 5 Jahren erzeugt wurden.

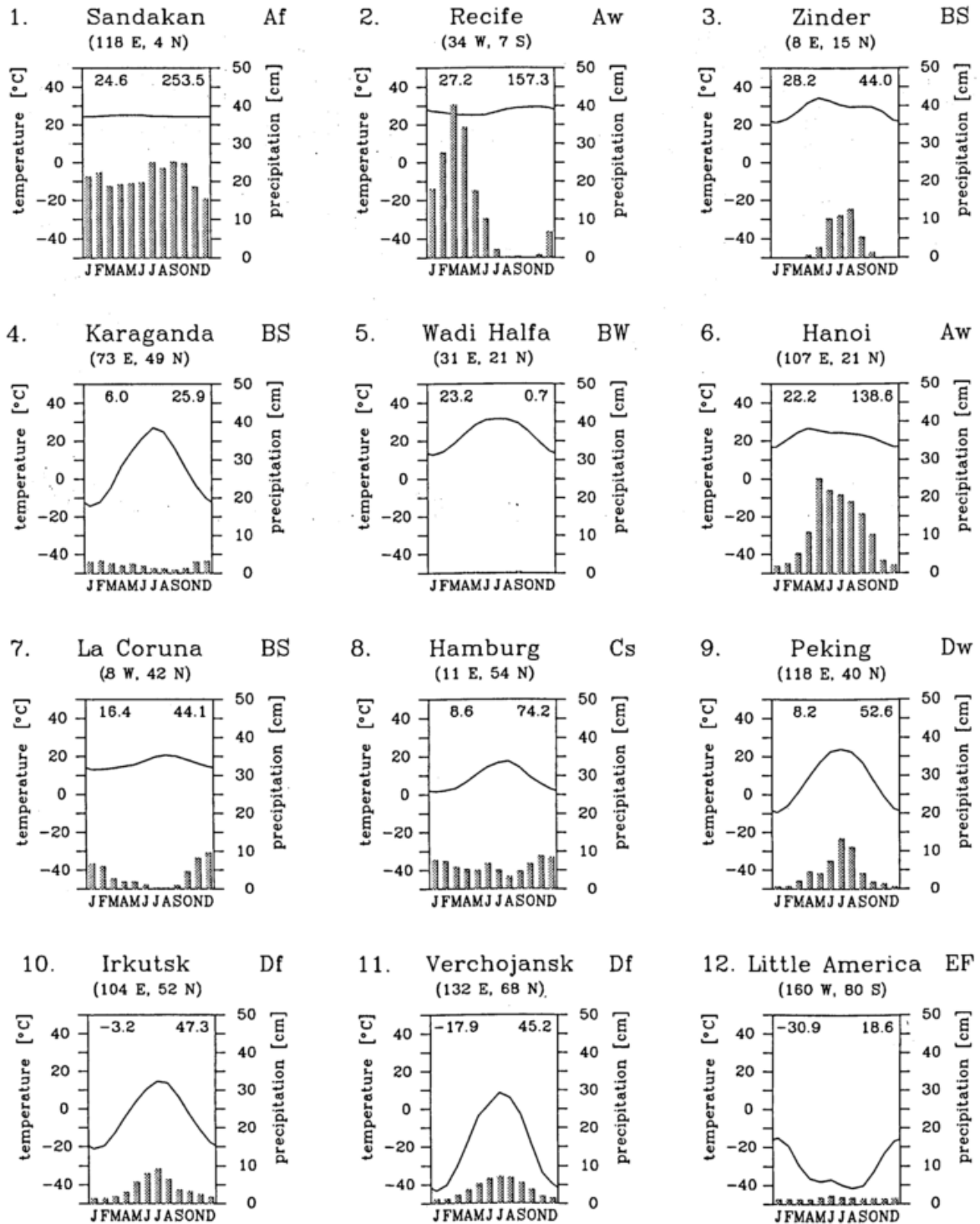
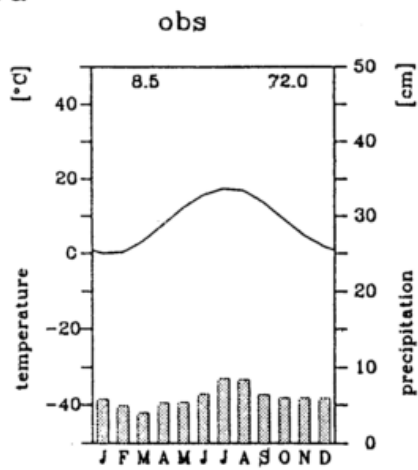
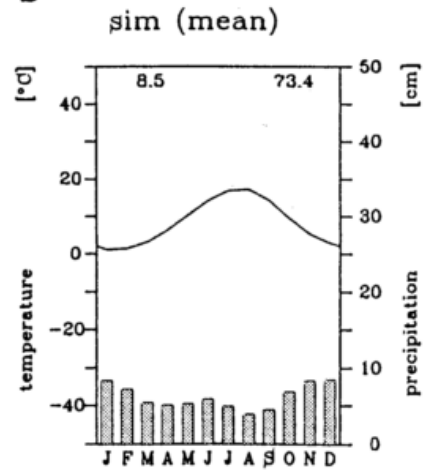


Abb. 13: Beispiele von simulierten Klimadaten für Temperatur in Bodennähe und Niederschlag (im Monatsmittel) aus ausgewählten Stationen für unterschiedliche Klimate nach Köppen. Gezeigt werden die durchschnittliche Jahrestemperatur und der durchschnittliche monatliche Niederschlag (gemittelt über 30 Jahre).

14a



b



c

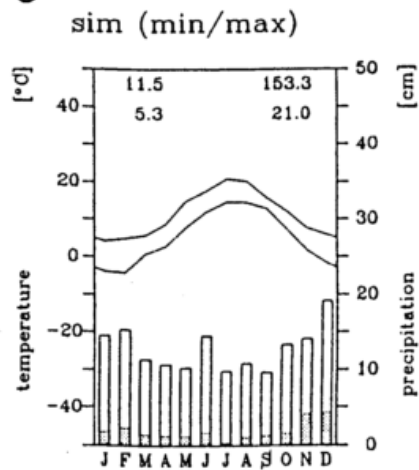
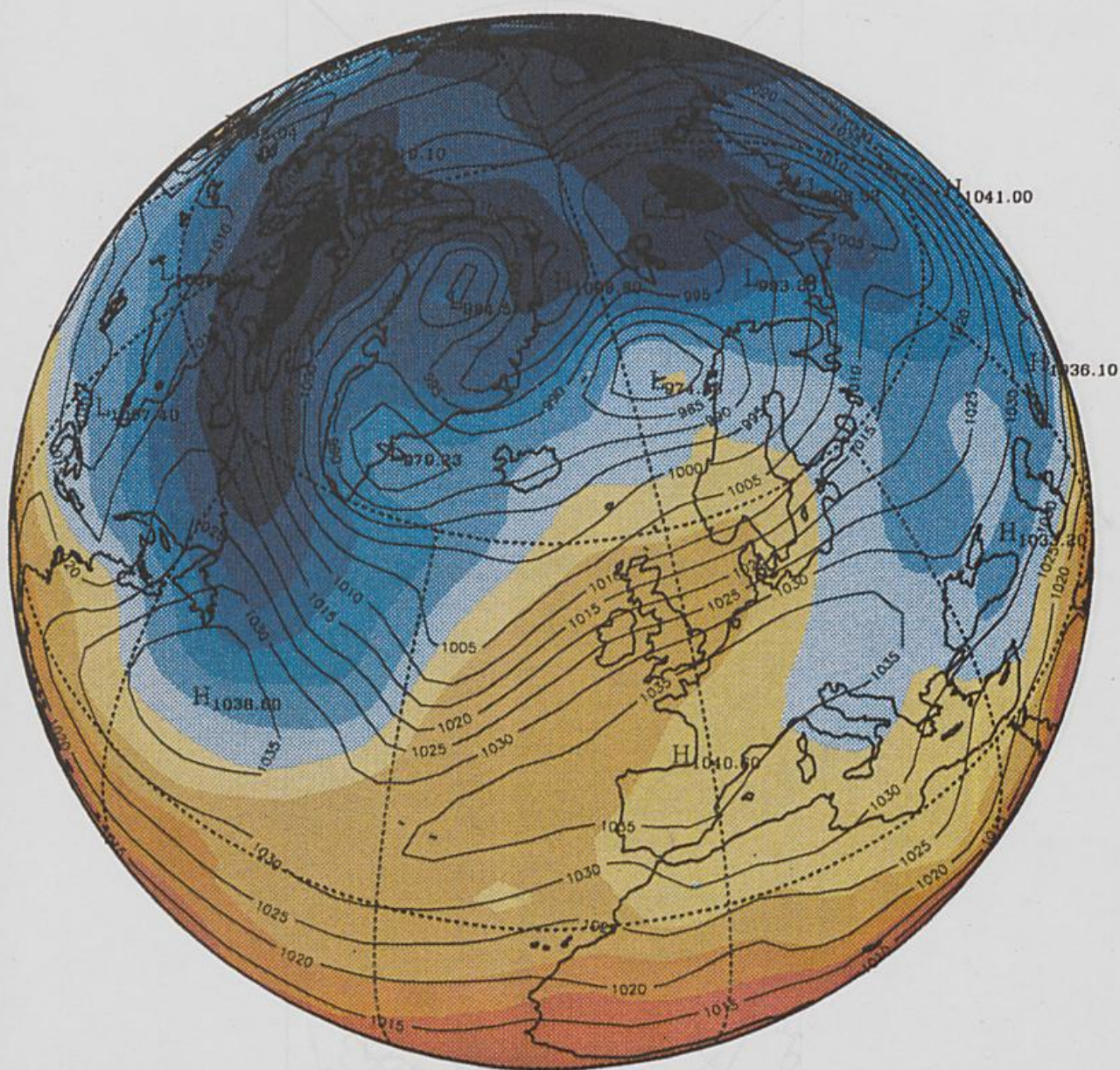


Abb. 14: Beobachtete (a) und simulierte (b) Klimadaten der Temperatur in Bodennähe und des Niederschlags in Hamburg. Monatliche Maxima und Minima über einen Zeitraum von 30 Jahren sind in c) gezeigt.

15c

ECHAM T42 (Ctrl)

Year: 6 Month:01 Day:17 Time:12 GMT

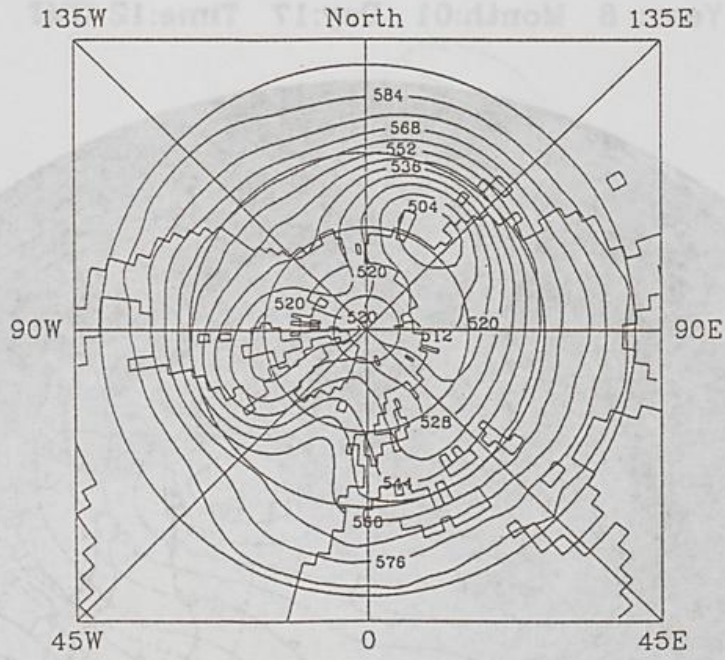


Isolines: Sea Level Pressure [hPa]

Colours: Temperature 850 hPa [Deg. C]

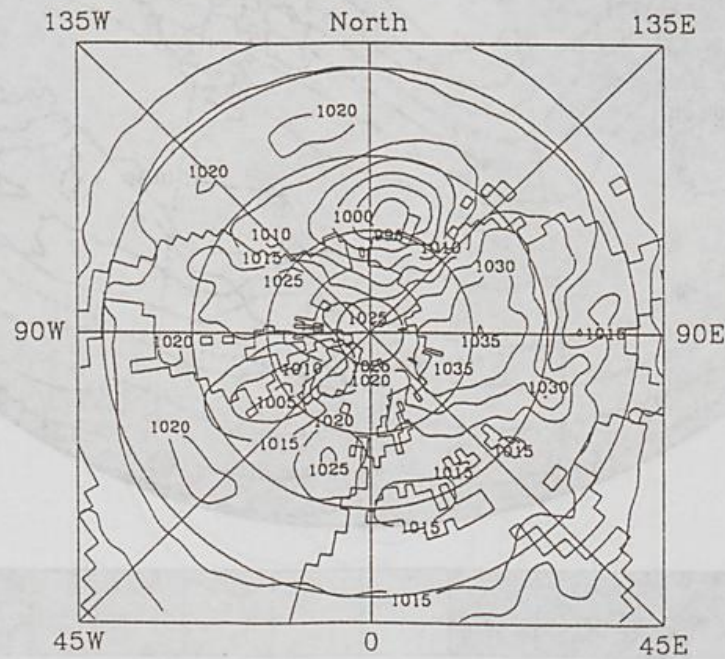
Geopotential 500 hPa [dm]

15d



Sea Level Pressure [hPa]

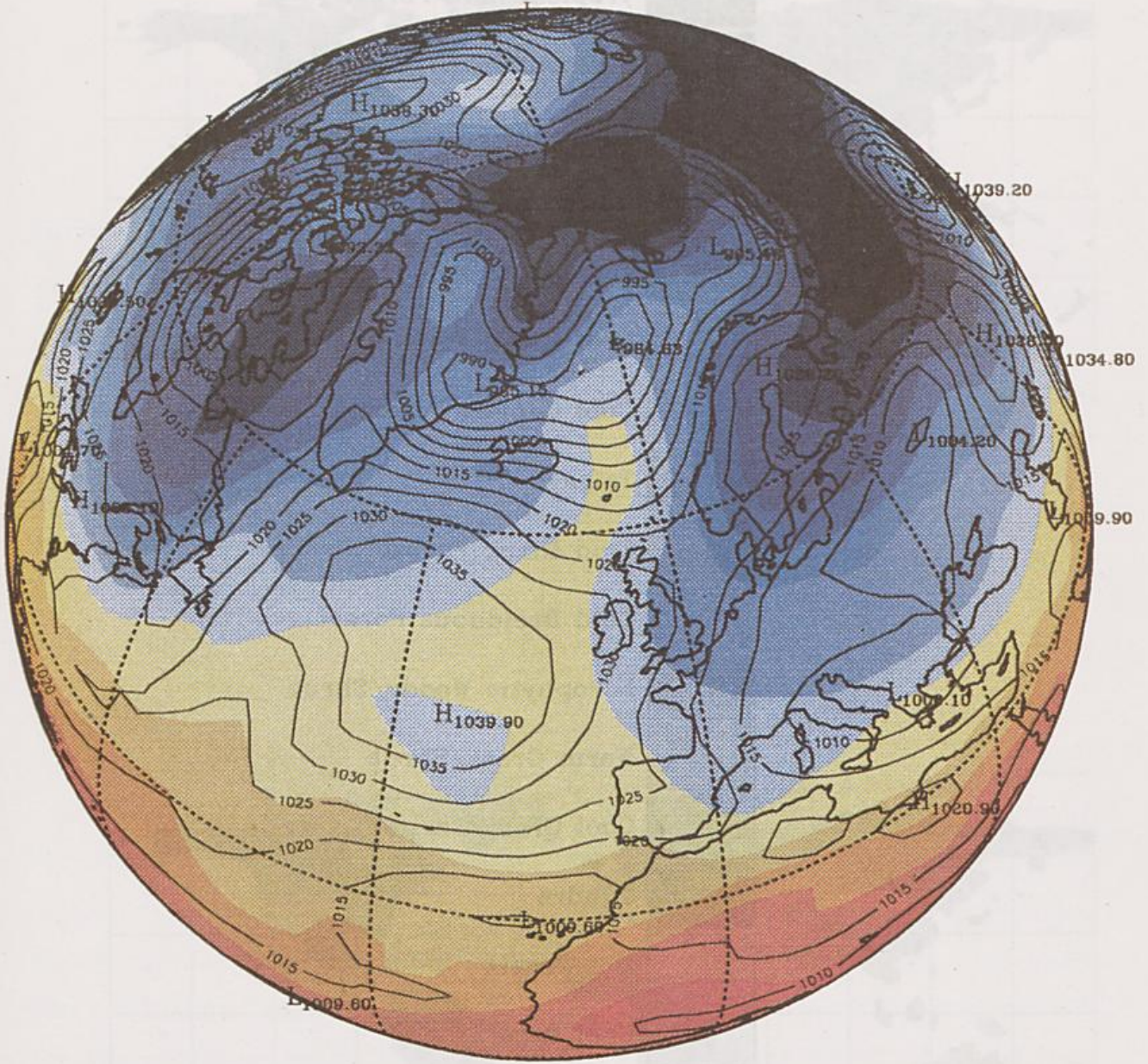
15e



15f

ECHAM T42 (Ctrl)

Year: 9 Month:01 Day:13 Time:12 GMT



Isolines: Sea Level Pressure [hPa]

Colours: Temperature 850 hPa [Deg. C]

16a

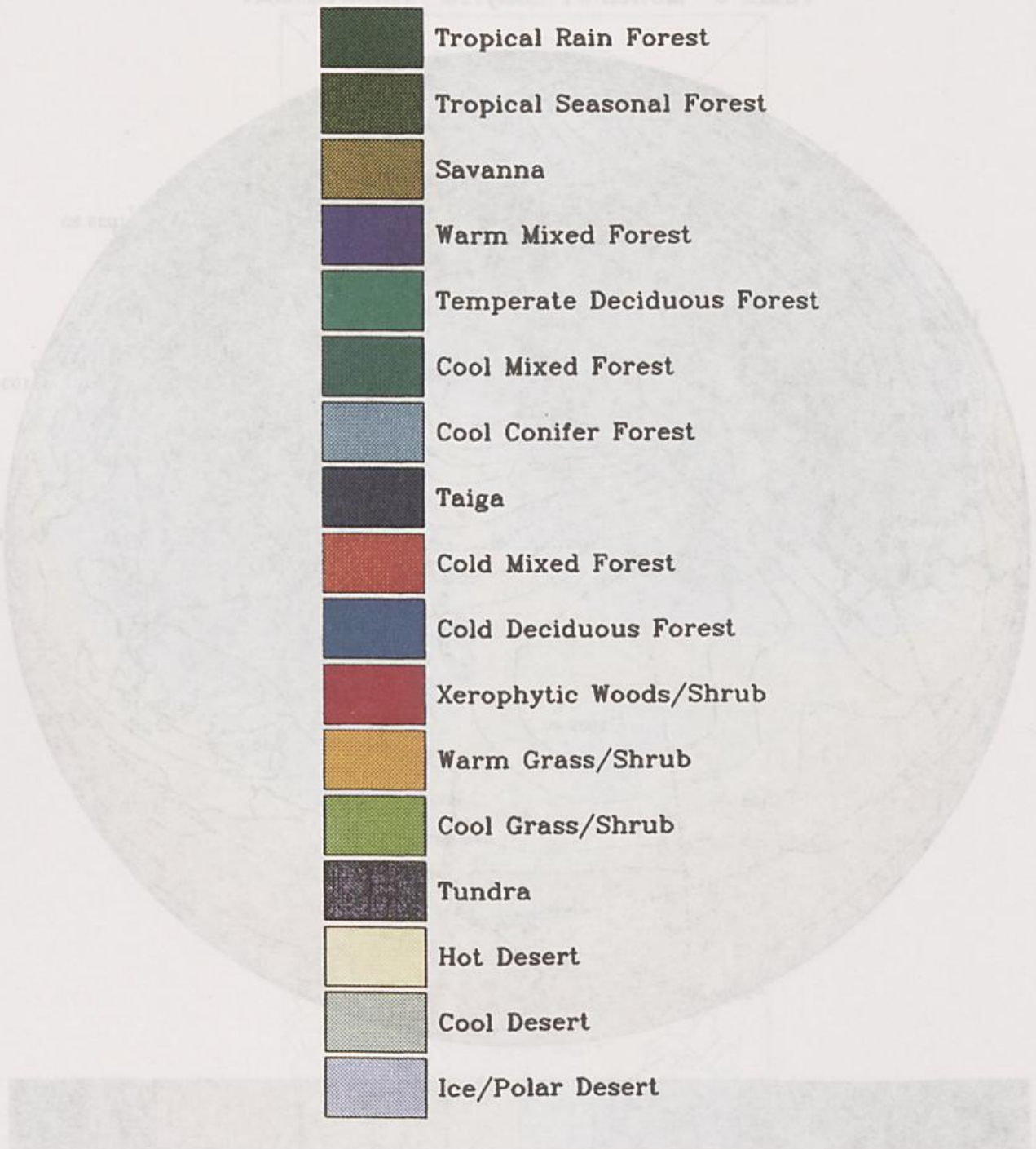
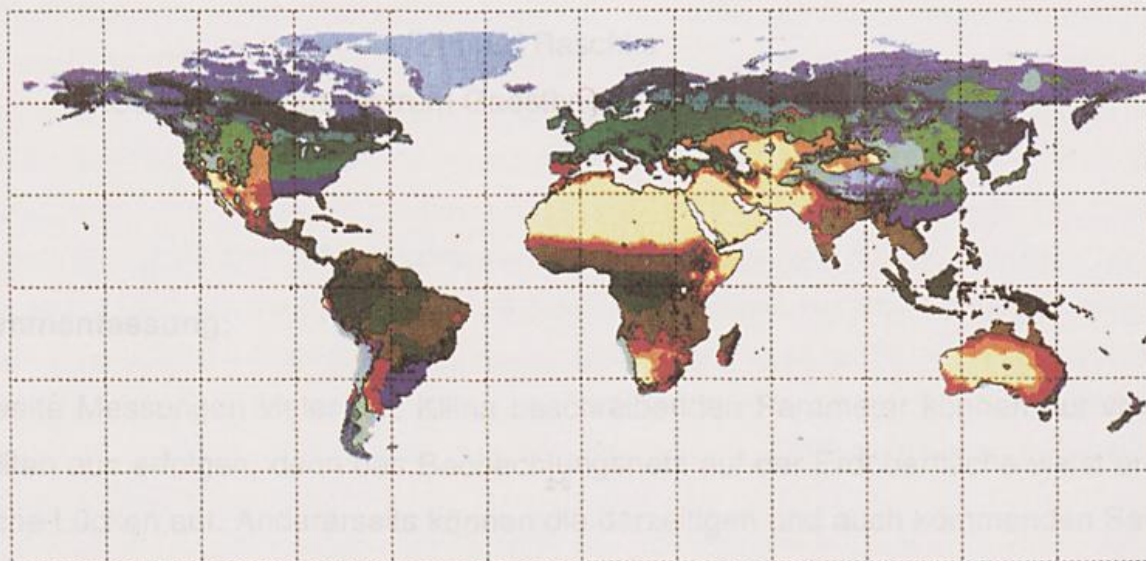


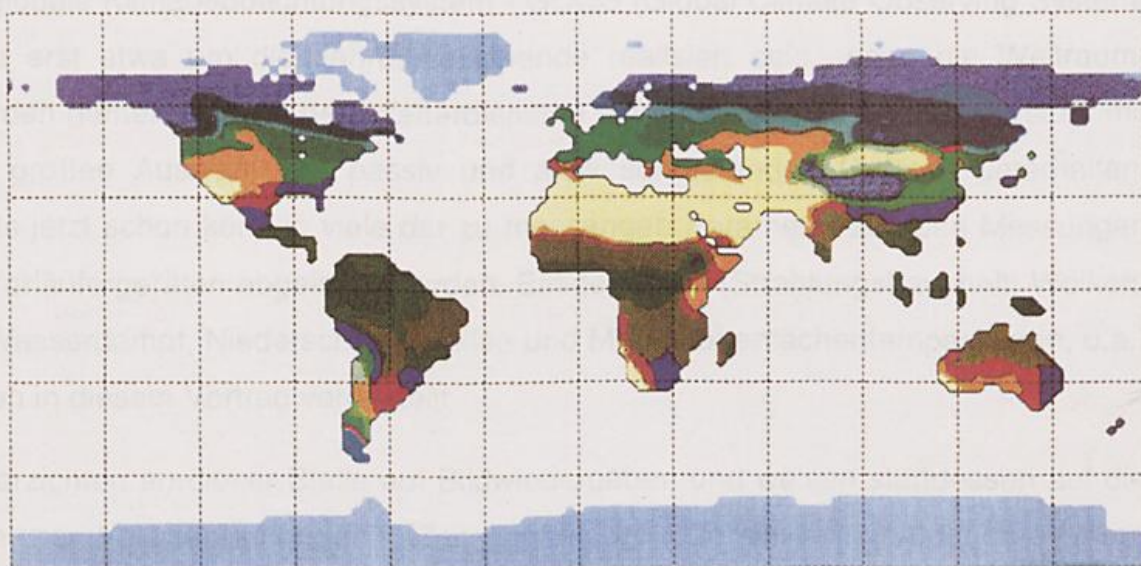
Abb. 16: a) Zusammenfassung der benutzten Biome und Farbzueordnung fuer die auf der Karte abgebildeten Biome.
b) Heutige natuerliche Biomeverteilung, berechnet aus beobachteten Klimadaten.
c) Heutige Biomeverteilung, berechnet mit Klimadaten aus ECHAM3-T42.

Nur Satelliten gestatten eine globale Erfassung des Klimas

16b



16c



Nur Satelliten gestatten eine globale Erfassung des Klimas

Ehrhard Raschke

GKSS Forschungszentrum Geesthacht und Universität Hamburg

Zusammenfassung:

Weltweite Messungen vieler das Klima beschreibenden Parameter können nur von Satelliten aus erfolgen, denn das Beobachtungsnetz auf der Erdoberfläche weist erhebliche Lücken auf. Andererseits können die derzeitigen und auch kommenden Satellitentechniken viele Parameter nur ungenau erfassen, da sie nur deren Wirkung auf die mit von ihnen gemessene reflektierte, gestreute oder emittierte Strahlung erfassen. Daher muß bei der Ableitung von Eigenschaften des Klimasystems vielfach auf Direktmessungen an bestimmten Stützpunkten zurückgegriffen werden. Das Weltklimaprogramm sieht für diese Zwecke die Unterhaltung einer Vielzahl solcher Basisstationen vor und beabsichtigt die Routinebeobachtungen miteinzubeziehen.

Das globale Klimabeobachtungssystem - GCOS (Global Climate Observing System) - wird erst etwa um die Jahrtausendwende realisiert sein, wenn die Weltraumbehörden gemeinsam mit den Wetterdiensten ein umfassendes Satellitensystem mit einer großen Auswahl von passiv und aktiv sondierenden Geräten unterhalten. Bereits jetzt schon können viele der zu messenden Parameter aus den Messungen von Vorläufergeräten abgeleitet werden. Einige davon (Strahlungshaushalt, Wolken, Eis, Wasserdampf, Niederschlag, Wellen und Meeresoberflächentemperaturen, u.a.) werden in diesem Vortrag vorgestellt.

Wir verzichten an dieser Stelle auf Bildwiedergaben und weisen stattdessen auf die zahlreichen Veröffentlichungen in Zeitschriften und Büchern hin, von denen eine nur sehr kleine, aber doch repräsentative Auswahl an dieser Stelle wiedergegeben ist.

1. Einleitung

Die Klimaforschung bildete stets eine vordringliche Aufgabe der allgemeinen Forschungsförderung. Sie erfuhr in den letzten Jahrzehnten besondere Aufmerksamkeit durch die Zunahme der Konzentrationen bestimmter Treibhausgase (wie: Kohlendioxid, Methan, Freone, u.a.) in der Atmosphäre, durch offenbar bereits eingetretene Abnahme des stratosphärischen Ozons und durch die zunehmende Landnutzung, deren Wirkungen nach den Hochrechnungen eine Temperaturzunahme und schließlich auch Verlagerung der Niederschlagsgürtel und andere Witterungsänderungen befürchten ließen (s. z.B. Held, 1993; Karl et al. 1991). Die Natur scheint auch bereit zu sein, wie die derzeitigen Analysen von allerdings noch recht kurzen Zeitreihen andeuten, den derzeitigen Modellvorhersagen etwas nachzukommen (Houghton et al., 1992).

Noch sind jedoch die Klimamodelle keineswegs so zuverlässig, wie angenommen, um wenigstens das jetzige Klima in seinen wesentlichen Zügen über allen Gebieten der Erde mit glaubwürdiger Genauigkeit nachzuvollziehen. Erste Ergebnisse des Modellvergleiches AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) bestätigen dies (Gates, 1992). Dabei kennen wir allerdings auch viele Einzelheiten noch sehr ungenau, denn es fehlen die entsprechenden Messungen selbst über manchen Teilen der dicht besiedelten Kontinente.

Das Zeitalter künstlicher Erdsatelliten und der globalen Beobachtung von Zustandsgrößen der Atmosphäre und der Erdoberfläche, die schlechthin das Klima beschreiben, begann um das Jahr 1960. Seitdem haben die gewaltigen Fortschritte in Meß- und Datentechnik, gepaart mit dem Ehrgeiz der Ingenieure und Wissenschaftler zur Entwicklung von globalen Beobachtungsnetzen geführt, deren Daten bereits jetzt in gewisser Routine analysiert und nunmehr auch ohne zu große Verzögerung einem breiteren Publikum zugänglich gemacht werden können.

Das Weltklimaforschungsprogramm (WCRP) kann daher auf einer breiten Palette von zugänglichen Daten aufbauen, wenn gegen Ende dieses Jahrtausends die großen Plattformen der USA, Japans und Europas mit einer Vielzahl passiv und aktiv messender Geräte sich im Erdumlauf befinden (WCRP, 1990). Diese werden noch ergänzt durch eine Vielzahl kleinerer Satelliten mit speziellen Meßmissionen. An diesen Überwachungen beteiligen sich auch die Weltraumbehörden Japans, Chinas und Rußlands sowie einiger anderer Staaten. Mit hohem Detail werden zu-

dem Eigenschaften der Erdoberfläche von Erderkundungssatelliten aufgenommen.

Es bleibt jedoch das Problem der Datenverbreitung, -analyse und schließlich auch der -speicherung und -interpretation.

2. Klimagrößen

Während zahlreicher Arbeitstreffen und Konferenzen wurden in den vergangenen Jahren die Planungen für das WCRP und seine vielen Unterprogramme und -projekte vorangetrieben, wobei auch eine sorgfältige Auswahl der vordringlich zu erfassenden Klimagrößen und deren Genauigkeiten sowie räumlichen und zeitlichen Auflösungen nach deren Dringlichkeit erfolgte. Sie beschreiben im Prinzip den **dynamischen und thermodynamischen Zustand** der Tropo- und Stratosphäre sowie die entsprechenden Eigenschaften der Landoberflächen und Ozeane. Dazu gehören auch Angaben über die Zusammensetzung der Atmosphäre in allen Schichten, über **Energie- und Wasserflüsse** sowie über die spektrale Einstrahlung der Sonne (s. u.a. Houghton, 1984).

Unterschieden werden muß dabei zwischen den sogenannten "schnellen" (also nur Tage bis wenige Jahre dauernden) Klimaprozessen und solchen, die über Zeiträume von mehreren Jahrzehnten bis zu Jahrhunderten ablaufen, ehe sie eine Wirkung zeigen können (z.B.: Wärmetransporte im Tiefenwasser, Änderungen der Landeis-massen über Grönland und der Antarktis).

3. Prinzipien der Analysen von Satellitendaten

3.1 : Entschlüsselung von spektralen, räumlichen und zeitlichen Signaturen

Von Satelliten aus erfolgen im wesentlichen zwei sehr unterschiedliche Datensammlungen. Die hier zuerst ausgeführte beschränkt sich auf die Aufnahme von ausgestrahlten Signalen von Meßsystemen, die über Land oder auf den Ozeanen bestimmte Größen automatisch direkt erfassen. Aus der zeitlichen Positionsänderung kann man gleichzeitig noch die Strömungsverhältnisse erfassen.

Viele der derzeitigen Bojen erfassen auch Eigenschaften des tieferen Wassers. Auf ähnliche Weise gelingen auch die wesentlich langsameren Strömungsmessungen bei Landgletschern.

Wesentlich komplexer ist die Analyse von den meisten Messungen, die sich die Eigenschaften der von der Erde in den Weltraum reflektierten, gestreuten und emittierten Strahlungsfelder zueigen machen. Deren Spektrum, vom nahen Ultraviolett

bis zum fernen Infrarot und Mikrowellenbereich reichend, und auch deren Polarisation enthält Informationen über die Atmosphäre und auch den Erdboden (s. z.B.: Asrar, 1989; Schanda, 1986; Kyle, 1991). Einige Analyseverfahren machen von oft umständlichen Strahlungstransportberechnungen bis hin zu einfachen, aber statistisch gesicherten Zusammenhängen Gebrauch (Rodgers, 1976). Die räumlichen Bildmuster lassen zudem noch Rückschlüsse auf die räumliche Anordnung von Prozessen (z.B.: Hurrikane und Gewitter, Wirbel an der Meeresoberfläche) oder Unterschiede in der horizontalen Verteilung bestimmter Gase, u.a. zu.

Zeitlich aufeinanderfolgende Satellitenmessungen gestatten die Beobachtung vieler Prozesse, die im statischen Bild nur andeutungsweise zu erkennen sind. Dem Meteorologen erschienen bereits Anfang der 60-er Jahre die Bildfolgen, aufgenommen vom ersten geostationären Satelliten ATS-1 aus etwa 36.000 km Höhe über dem Pazifik, als ein ideales Mittel zur Deutung der Dynamik tropischer Wirbelstürme oder der Zyklonen in den mittleren Breiten. Heute werden aus solchen Daten bereits routinemäßig die Winde abgeleitet oder vertikale Massenflüsse in konvektiven Systemen berechnet. Der Wärmetransport und die Dynamik oberflächennaher Meeresströmungen kann ebenso sichtbar gemacht werden wie etwa die Rotationen und Veränderungen in den großen Meereswirbeln und -strömen.

Für die dynamische Meteorologie bargen diese ersten Bilder wesentliche Impulse zum Verständnis von Wellen und deren unverhoffte Wirkungen (etwa das Auslösen von tornadoreicher Konvektion über dem mittleren Westen der USA). Solche Filme gehören nunmehr auch zur Standardausbildung in Hoch- und Fachschulen.

3.2 : Stichprobenprobleme

Die weitere Interpretation muß allerdings noch Unvollkommenheiten in der räumlichen und zeitlichen Stichprobenentnahme berücksichtigen. Viele der beobachteten Eigenschaften sind Resultat von Prozessen, die zeitlich und räumlich oft wesentlich schneller bzw. engräumiger ablaufen als sie in den Satellitendaten erfaßt werden können.

Die meisten meteorologischen Satelliten überfliegen erst nach 12 Stunden wieder das gleiche Gebiet, so daß im Prinzip mindestens 3 - 4 Satelliten nötig wären, um etwa den Regen einer Gewitterfront zu erfassen. Oder die vertikale Verteilung bestimmter Gase und auch von Aerosolen in der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre kann nur durch Messungen nahe dem vom Satelliten aus sichtbaren Erdhorizont erfolgen. Der Abstand zwischen zwei Profilen kann dann einige Tausend Kilometer betragen, wodurch räumlich hochfrequenter Details verlorengingen, wenn nicht solche Messungen von möglichst mehreren Satelliten in geeigneten

Umlaufbahnen erfolgen könnten.

Die Idealkonfiguration eines Satellitenmeßnetzes müßte dann gleich mehrere Satelliten vorsehen (s. Konfiguration für die Weltwetterwacht), die gleichzeitig noch viele Geräte tragen sollten. Dem stehen aber Kosten und oft auch technische Schwierigkeiten (z.B. sind Temperatursondierungen im Mikrowellenbereich aus geostationärer Höhe noch unmöglich) entgegen. Derzeit wird noch weitgehend experimentiert, obwohl die Konfigurationen für meteorologische Routinemessungen, abgebildet in den Satelliten der NOAA, Europas und Japans, bereits recht vollkommen sind.

Die Analyse von insbesondere solchen Daten, die zum Vergleich mit den Ergebnissen der Simulationen des Rezentklimas oder zur Feststellung von Trends verwendet werden, sollte möglichst ohne viele Korrekturen und Modellannahmen erfolgen. Oft muß aber eine zeitliche und räumliche Interpolation zwischen den einzelnen Messungen erfolgen, wozu man sich der bereits bewährten meteorologischen Feldanalyseverfahren bedient, die zur Initialisierung der Routinevorhersagen entwickelt worden sind und dazu räumlich und auch zeitlich recht inhomogen verteilte Messungen heranziehen (Daley, 1991). Verfahren zur direkten Einbringung (Assimilation) von solchen inhomogenen Stichproben in bereits laufende Vorsagen werden noch entwickelt. Von besonderem Interesse ist dabei die Simulation von Niederschlägen aus den oft sehr kurzlebigen konvektiven Systemen, die im Rahmen des GEWEX (Globales Energie- und Wasserkreislauf-Experiment) angestrebt werden.

Zur Vermeidung von scheinbaren Trends in den Analysen sollten die Rohdaten sorgfältig gespeichert und für spätere Analysen mit verfeinerten Methoden bereitgehalten werden.

4. Einige Beispiele

4.1 : Temperaturen

Die Analyse von Temperaturfeldern in der Troposphäre stand lange Zeit im Vordergrund der Forschung mit Satellitenmessungen (Rodgers, 1976). Die Messungen erfolgen im Infrarot und im Mikrowellenbereich multispektral, wobei letztere durch Wolken nur äußerst geringfügig gestört sind. Die direkte Umkehrung der Strahlungstransportgleichung ist in nur wenigen Spezialfällen möglich. Zudem enthalten solche Messungen bei der vertikalen Sondierung Informationen über die Temperaturen einer relativ mächtigen Luftschicht von 5 - 8 km Mächtigkeit, sodaß im Prinzip aus

ihnen nur relativ glatte Vertikalprofile abgeleitet werden können. Die Analyseverfahren verknüpfen daher sehr geschickt die Vorgeschichte der beobachteten Luftmasse mit direkten Messungen und den Sondierungen vom Satelliten aus, wodurch man hohe Übereinstimmung von oft weniger als 1 K Differenz erhält und auch Inversionen in der freien Atmosphäre identifiziert.

Deren zeitliche Analyse läßt in der unteren Stratosphäre eine schwache Temperaturabnahme erkennen, die den Vorstellungen von der Wirkung des Treibhausgases Kohlendioxid (nämlich in den Schichten von oberhalb etwa 10 - 12 km abkühlend bei Zunahme desselben) entgegenkommt. In solchen Daten bilden sich auch hervorragend natürliche Störungen, etwa die kurzzeitige Erwärmung durch Vulkanstaub, ab. Erst den Satellitenmessungen verdankt man eine ziemlich lückenlose Kenntnis der Temperaturfelder in der oberen Atmosphäre bis etwa 50 km Höhe.

4.2: Wolken und Strahlungsbilanz

Die Bewölkung regelt sehr effektiv den Energieaustausch durch Strahlung mit dem Weltraum. Während die sehr niedrigen Stratusfelder wegen ihrer hohen Albedo und auch hohen Oberflächentemperatur mehr abstrahlen als von der Sonne eingestrahlt wird, also im zeitlichen Mittel das Klimasystem "abkühlen" können, wirken die hohen und meist sehr dünnen Cirrusfelder - wenn keine tiefere Bewölkung darunter liegt - meist "erwärmend", denn sie sind im solaren Spektralbereich sehr transparent und dagegen im Infrarot optisch dichter als Wasserwolken (Einige Zusammenfassungen findet man u. a. in Peixoto, Oort, 1992; Raschke, Jacob, 1993).

Wolken regeln auch die Strahlungserwärmung bzw. -abkühlung innerhalb der Atmosphäre. Sie transportieren latent gebundene Wärme im Wolkenwasser und -eis. Deswegen muß auch eine genauere Erfassung der dreidimensionalen Verteilung von Wolkenfeldern angestrebt werden.

Die bisher durchgeführten passiven, abbildenden Messungen von reflektierter und emittierter Strahlung ermöglichen im wesentlichen nur eine Bestimmung des jeweils in einem Gebiet (Bildelement, Pixel) vorhandenen gesamten Bedeckungsgrades und der Höhe der Wolkenoberfläche. Dadurch ist nur andeutungsweise die dreidimensionale Struktur der Wolkenfelder erfaßt. Es fehlen insbesondere Angaben über die Höhe - und Temperatur - von Wolkenunterkanten, die auch den Strahlungshaushalt am Erdboden und durch ihn angeregte Prozesse dominierend beeinflussen. Daher versucht man die vertikale Wolkenverteilung in Zukunft mittels Lidar und Wolkenradar (bei 35 oder 94 GHz) vom Satelliten aus zu erfassen. Entsprechende Studien werden bereits durchgeführt.

Zur Analyse der Routinebilddaten meteorologischer Satelliten wurde bereits im Jahr 1983 das Internationale Wolkenklimatologieprojekt (ISCCP) eingerichtet, das als hervorragendes Beispiel internationaler Zusammenarbeit zwischen den Weltraumagenturen der USA, Japans, Europas und einiger Forschungsinstitute gilt und nach äußerst gründlichen Eichungen aller Daten sehr umfangreiche Datensätze, die bereits einen Zeitraum von 8 Jahren überdecken, der Forschung zur Verfügung stellen kann (Schiffer, Rossow, 1985). Die "**ISCCP-Wolken**" sind keineswegs fehlerfrei. In ihnen sind die hohen dünnen Cirren und auch Wolken über den Schnee- und Eisflächen der Polargebiete noch unterrepräsentiert. Es wird daher eine Nachanalyse erfolgen, so daß etwa gegen Ende 1994 eine sorgfältig geeichte Zeitreihe von 10 Jahren der Forschung zugänglich sein wird. Die ISCCP-Archive enthalten neben Angaben über die Bewölkung auch deren Ausgangsdaten, die wegen der zur Beginn des Projekts noch recht limitierten Kapazitäten zur Datenbearbeitung und -speicherung auf eine Auflösung von 30 bis 50 km reduziert worden sind.

Messungen der **planetaren Strahlungsbilanz** begannen bereits in den ersten 60-iger Jahren mit einzelnen Experimenten auf Satelliten der TIROS- und Nimbus-Serien. Deren Ergebnisse weichen allerdings nur unwesentlich - bis auf die geringere Genauigkeit - von denen des neueren ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) ab, das gleichzeitige Messungen von drei Satelliten aus mit gleichen Geräten durchführte. Dadurch konnten die Unsicherheiten durch den Tagesgang der Bewölkung und Temperatur bis auf geringe Unsicherheiten von etwa 10 Wm^{-2} beseitigt werden. Diese Daten, zeitgleich gemessen mit den Ergebnissen des ISCCP, erlauben auch eine genaue Abschätzung des Einflusses der Bewölkung auf den planetaren Strahlungshaushalt. Diese verringert den Strahlungsgenuß des Planeten um im Mittel etwa 20 Wm^{-2} , wobei in einigen Gebieten mit dominant hohen Cirren und nur wenigen tiefen Wolken auch eine Erhöhung der Strahlung erfolgt. Andererseits konnte auch gezeigt werden, daß sehr dichte Cirren auch die solare Einstrahlung so stark abbremsen, daß keine weitere Erwärmung der tropischen Ozeane erfolgt (z.B.: Ramanathan et al., 1989; Michaels und Stooksbury, 1992).

Eine Vielzahl von Studien widmete sich auch dem Einfluß des El-Nino-Phänomens auf die Strahlungsbilanz im Pazifik. Die hochreichende konvektive Bewölkung verschiebt sich dabei vom Gebiet der Philippinen an den Ostrand Südamerikas, so daß unterschiedliche Aufheizungen auftreten (Philander, 1989).

In einer weiterführenden Studie wurden die Strahlungsbilanzfelder bezüglich ihres Einflusses auf den Energieaustausch innerhalb der Troposphäre untersucht. Man fand eine durch das ständige Strahlungsdefizit über der Sahara und den angrenzenden arabischen Wüsten erzwungene Strömungskonvergenz mit Absinken,

der eine Divergenz im westlichen Pazifik gegenübersteht (Sohn und Smith, 1992).

Aus Satellitendaten und gleichzeitigen Flugzeugmessungen der Wolkeneigenschaften und -strukturen können schließlich unter Zuhilfenahme von dynamischen Modellrechnungen bessere Parametrisierungsansätze für die Berücksichtigung von Wolkenentwicklungen in globalen Klimamodellen abgeleitet werden. Diesen Zielen widmen sich die "GEWEX Cloud Systems Study (GCSS)" (s. z.B. GEWEX Team, 1993) und auch mehrere Verbundprojekte, von denen eines in Europa organisiert wird (EUCREX: s. u. a. Raschke und Jacob, 1993).

Die Strahlungsbilanz am Boden bestimmt eine Vielfalt von Austauschprozessen, insbesondere die Verdunstung über allen Landflächen. Sie kann nicht direkt vom Satelliten aus gemessen, sondern nur aus den Angaben über die Bewölkung und die Nettostrahlung am Oberrand abgeschätzt werden. Für die solare Komponente gelingt dies mit relativen Unsicherheiten von 5 - 8% bei monatlichen Mitteln der Globalstrahlung. Sehr unsicher ist dagegen die Abschätzung der langwelligen Gegenstrahlung, weil man die Wolkenunterkantentemperatur nicht kennt und schließlich auch nur sehr spärliche Kontrollmessungen zur Verfügung hat. Daher richtet das Weltklimaforschungsprogramm eine Reihe von Strahlungsbasisstationen ein (eine davon bildet das Observatorium Lindenberg des DWD, zwei weitere unterhält das AWI in Ny-Ålesund und an der Neumeyr-Station), um an wenigen, aber sorgfältig unterhaltenen Ankerstationen Kontrollwerte zu haben. Davon unberührt bleiben alle Ozeanflächen. Erst nach der Jahrtausendwende kann die dreidimensionale Wolkenverteilung mittels eines Wolkenradars (im Millimeterbereich messend) und vielleicht auch zusätzlich eines Lidar vom Satelliten aus global erfaßt werden.

Aus den ISCCP-Ergebnissen berechnete Verteilungen der gesamten Strahlungsbilanz der Atmosphäre wurden bereits in einer vorläufigen Studie benutzt, um den Wolkeneinfluß auf die Bildung von verfügbarer potentieller Energie abzuschätzen. Es zeigt sich, daß hier fast alle konvektiven Systeme zu deren Erhöhung beitragen, während über den Gebieten mit dominierend tiefer stratiformer Bewölkung der Vorrat an verfügbarer potentieller Energie sogar abgebaut werden kann.

4.3 : Wind

Während die modernen Analyseverfahren selbst über datenarmen Gebieten in mittleren und hohen Breiten den Wind in der mittleren und oberen Troposphäre genau berechnen, versagen sie in den Tropen (fehlender Coriolisterm) und oft auch über dem Boden. Daher wurde frühzeitig mit der Entwicklung von Verfahren zur Abschätzung des Windes aus dem in zeitlich versetzten Bildern erkennbaren Versatz von Wolkenelementen begonnen. Diese Satellitenwinde sind nunmehr fester Bestandteil

aller Routineanalysen, und sie haben diese signifikant über vielen Gebieten der Erde verbessert.

Die Windbestimmung in allen Schichten der Tropo- und Stratosphäre sollte im kommenden Jahrzehnt auch mit Dopplerlidar möglich sein.

Relativ neu ist die Möglichkeit, den Wind über den Ozeanen über die dort im Rückstreuungssignal von Radarpulsen sowie auch der Änderung des Emissionsvermögens im Mikrowellenbereich erkennbare Oberflächenrauigkeit (Wellengang und -spektrum) abzuschätzen. Diese Methode führte zur Identifikation vieler mesoskaliger Wirbel, die Energie- und Impulstransporte dominieren, aber leider in den üblichen Analyse nicht erkannt wurden.

4.4 : Oberflächeneigenschaften

Die Albedo der Kontinente kann nur bei wolkenfreiem Himmel direkt beobachtet werden. Sie hat bei bedecktem Himmel dann allerdings leicht unterschiedliche Werte (spektraler und Winkeleinfluß) und wird auch von der Feuchte der obersten Bodenschicht bestimmt. Spektrale Messungen der Reflexion wurden auch benutzt, um die Vegetation anhand eines Index zu erfassen, der aber sehr komplexe Angaben über die Vegetationsdichte und deren Zustand enthält und daher nur ein qualitatives Maß darstellt (Choudhury und Fung, 1989).

Analysen der **Schneebedeckung** der Kontinente erfolgten anfangs manuell anhand der in Satellitenbildern erkennbaren Schneegrenzen - später mittels Rechnerverfahren. Sie ergaben eine geringfügige Abnahme der Schneebedeckung über den Kontinenten der Nordhalbkugel. Viele Fehler resultieren aus der Schwierigkeit, tiefe Bewölkung und Nebel vom Schnee zu unterscheiden und aus der an den Übergangszonen häufigen Tatsache, daß tagsüber die nächtliche Schneedecke wegschmilzt (Robinson et al., 1993).

Das **Meereis** über beiden Polargebieten kann sowohl in den Mikrowellendaten als auch in den höher aufgelösten Daten der Reflexion im Solaren und Emission im Infrarot erkannt werden. Seine Ausdehnung und Bedeckung zeigt zwar regionale Schwankungen, aber keinen in Richtung Erwärmung deutbaren Trend. Mikrowellendaten der Emission, wenn analysiert bezüglich deren Polarisation, gestatten auch eine Unterscheidung zwischen Eisarten unterschiedlichen Alters, und der Mächtigkeit. Letztere muß aber direkt oder mittels Radar gemessen werden (Chapman, Walsh, 1993; Gloersen, Campbell, 1991).

Die **Oberflächentemperaturen der Ozeane** können bei wolkenfreiem Himmel mit einer Unsicherheit von 0.3 - 0.5 K gemessen werden, also nicht wesentlich unge-

nauer als radiometrisch vom Schiff aus. Hierzu haben die multispektralen und winkelabhängigen Messungen vom europäischen Satelliten ERS-1 aus wesentlich beigetragen. Nur über den inneren Tropen verhindert die große Menge an atmosphärischem Wasserdampf von etwa $4 - 6 \text{ gm}^{-2}$ in jeder vertikalen Luftsäule solche geringe Unsicherheiten.

Wellengang, Temperatur- und Wasserdampfunterschiede zwischen der Atmosphäre und dem Meer dominieren die reale **Verdunstung**. Auf einfachen Bulk-Formeln aufbauend, hat man daher unter Verwendung von Daten verschiedener Satelliten auch versucht, die Verdunstung über den Meeren zu berechnen. Die vorliegenden Ergebnisse liegen zwar in realistischen Wertebereichen; sie bedürfen aber einer quantitativ genauen Überprüfung.

4.5 : Wassergehalt der Atmosphäre, Wolkenwasser

Wasserdampf ist das wichtigste Treibhausgas in unserer Atmosphäre; durch seine Phasenwandlungen und die dabei auftretenden Energiegewinne bzw. -verluste und die weiteren Wirkungen von Wolken beim Strahlungstransport und als Niederschlagsspender dominiert er die Umverteilungen von Energie und Impuls im Klimasystem (d.h.: die Dynamik der Atmosphäre). Die Gesamtmenge ist über den meisten Gebieten der Erde relativ einfach über die mittlere Oberflächentemperatur zu berechnen.

Die **vertikale Verteilung** des Wassers in der Atmosphäre muß aber sehr genau bekannt sein. Leider gelingen solche Messungen nicht einmal direkt mit Radiosonden. Es verbleiben erhebliche Unsicherheiten von bis zu 50 % in der mittleren und oberen Troposphäre.

Einige Radiometer in meteorologischen Satelliten messen die Emission des Wasserdampfes in mehreren Spektralbereichen. In den Analysen solcher Daten werden dann zusätzlich verfügbare Informationen über Wolken verwendet, um die Genauigkeit zu erhöhen, denn Wolken findet man überwiegend in gesättigten Schichten.

Die Genauigkeit solcher Analysen reicht allerdings derzeit keineswegs aus, um Klimatrends auch in diesem Parameter zu erkennen. Im GEWEX hat man daher ein Unterprojekt geschaffen, das sich auf diese Aufgabe konzentriert und Algorithmen zur Verbesserung der Wasserdampferfassung über allen Gebieten der Erde entwickeln soll (Hargens, et al., 1993).

Messungen des in den Wolkenfeldern enthaltenen **Wassers** und **Eises** gelingen zum Teil recht gut über Rückschlüsse aus deren optischen Eigenschaften im Sichtbaren und Infrarot, und über See mit Messungen der Emission im Mikrowellen-

bereich. Wie bei den Niederschlagsmessungen haben alle bisherigen Analysen nur wenig Rücksicht auf die räumlichen Strukturen innerhalb der Wolkenfelder und schließlich auch deren zeitlichen Veränderungen genommen. Vielfach werden nur einfache Mittelwerte gebildet.

4.6 : Niederschlag als Regen oder Schnee

Die direkte Messung des die Erdoberfläche erreichenden **Niederschlages** bildet bereits über den besiedelten Kontinenten ernste Probleme. Es sind stationsspezifische Korrekturen von oft bis zu 30 % des Meßwertes anzubringen. Gebietswerte können nur anhand recht komplexer Verfahren aus den einzelnen Stationswerten bestimmt werden. Über den Meeren existieren überhaupt keine Stationen. Er muß daher nur aus gleichzeitigen Messungen der Emission im Mikrowellenbereich und im Infrarot abgeschätzt werden. Die Ergebnisse liegen in realistischen und durch Schiffs- und Inselstationen abgesicherten Wertebereichen. Sie bieten zusätzlich den Vorteil über die genaue Lage von Niederschlagsgebieten. Abschätzungen des Niederschlages über Land sind dagegen noch wesentlich ungenauer wegen des in den Satellitenmessungen hohen Anteils von Bodensignalen. Trotz dieser noch gravierenden Unsicherheiten werden alle Niederschlagsangaben beim DWD im GPDC (Global Precipitation Data Center: eine von der Klimaabteilung des DWD unterhaltene Arbeitsgruppe) gesammelt und monatlich publiziert zur weiteren Verwendung in wissenschaftlichen Studien (Rudolf et al., 1992; WCRP-78, 1992).

Eine wesentliche Verbesserung der Niederschlagserfassung über der Erde erwartet man von den Messungen eines Regenradars im Satelliten TRMM, der etwa im Jahr 1998 starten soll, und zugleich von der Entwicklung neuer Verfahren zur Assimilation der wenigen Messungen in Analysemodelle.

Sehr leichter und kleintropfiger Nieselregen wird oft auch am Boden nur ungenau erfaßt. Hier erhofft man sich weitere Fortschritte durch Nutzung des oben erwähnten kurzwelligen Wolkenradars.

Niederschlag als **Schnee** kann in den abbildenden Satellitendaten zwar qualitativ gut erkannt, aber durch weitere Messungen nur selten auch in der Menge genau erfaßt werden (Robinson et al., 1993). Die Schneeablage über dem polaren Eis ist vom Satelliten aus ebenfalls nicht erfaßbar. Das gilt auch für Schneefall über den Ozeanen.

5. Ausblick

Das kommende Jahrtausend wird vollständiger und sicher auch leichter nutzbare Datensätze liefern. Neuere Datenspeichersysteme, wie etwa das EOSDIS (Earth Observation Data Information System) der USA sollen die Verbreitung beliebig umfangreicher Datensätze wesentlich erleichtern. Die Speichertechnologie hat hierzu bereits leicht transportable Medien geschaffen; die Rechnertechnologie wird bis zum Ende des Jahrtausends ihre jetzigen Fähigkeiten noch weiter gesteigert haben.

Es bleibt dann nur die Notwendigkeit, zu einer wesentlichen Weiterentwicklung unserer Fähigkeiten diese Informationsmengen auch gezielt zu verwerten, wozu auch neue Wege in der Ausbildung von Wissenschaftlern beschritten werden müssen. Dies erfordert auch Umdenken in den Wetter- und Klimadiensten, in der Ozeanographie und Hydrologie.

Die Forschungspläne im WCRP - insbesondere in dessen Unterprogramm GEWEX - eröffnen dazu neue Wege. Die Europäer haben sich hierzu das Projekt BALTEX (Baltic Sea Experiment) geschaffen (Raschke, 1993).

Das Management im Weltklimaprogramm hat hierzu die Pläne zum GCOS (Global Climate Observing System) entwickeln lassen, in dem neben allen Komponenten der bereits für die Wettererfassung entwickelten Systeme (World Weather Watch) und der dazu verfügbaren Analyseverfahren nunmehr neue Generationen von Routinesatelliten gehören. Hier bahnt sich eine weltweit koordinierte Zusammenarbeit an, bei der Europa, die USA und Japan die Hauptlast tragen werden. China, Indien, Rußland und auch noch andere Länder werden dazu noch eigene Satelliten in polaren oder geostationären Umlaufbahnen unterhalten, die das System vollkommen verdichten können.

Von europäischer Seite wird in der Routine die Hauptlast von den Satelliten MSG (Meteosat Second Generation) und METOP (Meteorological Operational Platform) getragen werden, zu denen sich noch die Forschungsplattform ENVISAT (Environmental Satellite) gesellen wird. Aus den USA kommen die Satelliten der GOES-Serie, NOAA-Serie und EOS-Serie; Japan setzt seine geostationäre Serie GMS fort und ergänzt sie noch durch die ADEOS-Satelliten.

Ein erstes "Regenradar" wird auf dem amerikanisch-japanischen Satelliten TRMM (Tropical Rainfall Monitoring Mission) geflogen in äquatornahem Umlauf. Ihm soll eine weitere Mission in mehr polarem Umlauf folgen, die auch ein erstes Wolkenradar tragen wird. Die Europäische Weltraumbehörde plant ein Gegenstück mit Betonung der Strahlungsbilanz.

Werden diese Beobachtungen bereits gut genug sein, um Klimavariationen eindeutig anthropogenen Ursprungs zuordnen zu können ?

Es gibt über deren Wirkungen und Erscheinungsbilder viele unterschiedliche Spekulationen (s. z.B. Karl et al., 1991; Held, 1993). Jedoch ist ein eindeutiger Nachweis dafür z.Z. noch nicht lieferbar und vermutlich auch in den nächsten Jahren nicht durch Modellsimulationen für unterschiedliche Szenarien darzustellen.

6. Literatur

(An dieser Stelle sind im wesentlichen zusammenfassende Aufsätze und Bücher an Stelle der vielen Originalaufsätze zitiert.)

Asrar, G. (ed.), 1989: Theory and applications of remote sensing. **John Wiley and Sons**, New York

Chapman, W.L., J.E. Walsh, 1993: Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 74, 33-48.

Choudhury, B.J., I.Y. Fung, 1989: Satellite observed global vegetation dynamics and its relations with biosphere-atmosphere-carbon exchange. *Adv. Space Res.*, 9, 229-237.

Daley, R., 1991: Atmospheric Data Analysis. *Cambridge University* , 457 p.

Gates, W.L., 1992: AMIP : The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Am. Met. Soc.*, 73, 1962-1984.

GEWEX Cloud System Science Team, 1993: The GEWEX Cloud Systems Study (GCSS). *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 74, 387-399.

Gloersen, P., W.J. Campbell, 1991: Recent variations in Arctic and Antarctic Sea-ice covers. *Nature*, 353, 33-36.

Hargens, U., C. Simmer, and E. Ruprecht, 1993: Remote Sensing of Cloud Liquid Water Content. (Zur Veröffentlichung angenommen bei *Meteorology and Atmospheric Physics*.)

Held, I.M., 1993: Large-Scale Dynamics and Global Warming. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 74, 228-241.

- Houghton, J.T. (Ed.), 1984: The Global Climate. *Cambridge Univ. Press*, 232 S.
- Houghton, J.T., B.A. Callander, S.K. Varney, 1992: Climate Change 1992 - Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. *Cambridge Univ. Press*, 200 S.
- Karl, T., G. Kukla, V.N. Razuvayev, M.G. Changery, R.G. Quayle, R. Heim, 1991: Global warming: Evidence for assymmetric diurnal temperature change. *Geoph. Res. Lett.*, **18**, 2252-2256.
- Kyle, T.G., 1991: Atmospheric Transmission, Emission and Scattering. *Pergamon Press*, 288 S.
- Michaels, O.J., D.E. Stooksbury, 1992: Global Warming, A reduced threat ? *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **73**, 1563-1577.
- Peixoto, J.P., A.H. Oort, 1992: Physics of Climate. *American Institute of Physics*, New York, 520 S.
- Philander, S.G, 1989: El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation, Vol. 46, Intern. Geoph. Series, *Academic Press, Inc.*, 289 S.
- Ramanathan, V., R.D. Cess, E.F. Harrison, P. Minnis, B.R. Barkström, E. Ahmad, D. Hartmann, 1989: Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 53-67.
- Raschke, E., 1993: BALTEX - Baltic Sea Experiment, Science Plan - verfügbar über Herausgeber: **GKSS Forschungszentrum Geesthacht**.
- Raschke, E., D. Jacob, 1993: Energy and Water Cycles in the Climate System. *Springer Verlag*, Berlin - Heidelberg, 467 S.
- Robinson, D.A., K.F. Dewey, R.R. Heim Jr., 1993: Global Snow Cover Monitoring: An Update. *Bull. Am. Met. Soc.*, **74**, 1689-1696.
- Rodgers, C.D., 1976: Retrievals of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 609-624.
- Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß, U. Schneider, 1992: Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie. *Meteorol. Zeitschr. N.F.* **1**, 7-84.
- Schanda, E., 1986: Physical Fundamentals of Remote Sensing. *Springer Verlag* Berlin, 180 S.

Einige Abkürzungen :

AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
AWI	Alfred Wegener Institut, Bremerhaven
BALTEX	Baltic Sea Experiment
GKSS	GKSS Forschungszentrum Geesthacht
CLIVAR	Climate Variability
DWD	Deutscher Wetterdienst, Offenbach
ENVISAT	Environmental Satellite
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
EOSDIS	Earth Observation Data Information System
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GCOS	Global Climate Observing System
GCSS	GEWEX Cloud Systems Study
GPDC	Global Precipitation Data Center
HELCOM	Helsinki Commission
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
MSG	Meteosat Second Generation
METOP	Meteorological Operational Platform
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration, Washington, D.C.
TRMM	Tropical Rainfall Monitoring Mission
UNESCO	United Nations Educational Scientific and Cultural Organization
WCRP	World Climate Research Programme
WMO	World Meteorological Organization

Anwendung mesoskaliger Modelle in der Regionalklimatologie

Gerhard Adrian
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe
Kernforschungszentrum Karlsruhe

1 Einleitung

Seit vielen Jahren werden Modelle zur Beschreibung von atmosphärischen Prozessen in der Mesoskala entwickelt [12] [13]. Um 1980 konzentrierten sich in Deutschland mehrere Gruppen auf die Entwicklung von Modellen speziell für die Mesoskala γ , die für horizontalen Gitterweiten deutlich unter 10 km konzipiert wurden [15]. Wegen dieser Skala kann in diesen Modellen eine hydrostatische Approximation zur Lärmfilterung nicht verwendet werden, sondern es muß in der Regel bezüglich des Rechenaufwandes wesentlich aufwendigere Formen der anelastischen Approximation angewendet werden. Dabei besitzen diese Modelle in typischen Anwendungen 10^6 bis 10^7 Freiheitsgrade. Wegen der kleinen aufgelösten Längenskalen liegen die verwendeten Zeitschritte in der Größenordnung von 10 Sekunden. Aus diesen Angaben folgt, daß die Anwendung dieser Modelle über Episoden länger als zwei bis drei Tage Modellzeit technisch auch auf Hochleistungsrechnern zur Zeit kaum möglich ist.

Ein mesoskaliges Modell beschreibt immer nur einen räumlichen Ausschnitt aus der Atmosphäre. Für eine Anwendung eines solchen Modells über einen Zeitbereich von mehr als einigen Stunden ist es deshalb notwendig, einen Mechanismus vorzusehen, der dem Modell Informationen über den Zustand und Veränderungen der äußeren Skala mitteilen kann, zum Beispiel durch ein "nesting". Im Bereich der numerischen Wettervorhersage sind solche Verfahren inzwischen verbreitet. Aber es existieren auch anelastisch gefilterte Modelle, die zum Beispiel in sich selber genestet werden [5]. Eine alternative Vorgehensweise, die vor allem dann angewendet werden kann, wenn der Skalenunterschied zwischen den Modellen, die gekoppelt werden sollen, für ein "nesting" zu groß wird, ist der Antrieb durch ein großräumiges Druckfeld, daß durch ein übergeordnete Modell bestimmt wird [4] [1]. In beiden Fällen beschreibt ein mesoskaliges Modell eine Reaktion auf die Prozesse der übergeordneten Skala.

1.1 Definitionen

Diese Diskussion soll aufzeigen, daß die Anwendung mesoskaliger Modelle über einen längeren Zeitbereich prinzipiell schwierig ist. Eine Klimabeschreibung aus Modellsimulationen in Anlehnung an Stationsdaten durch Auswertung von Zeitreihen der berechneten Felder ist offensichtlich in der Mesoskala γ nicht möglich. Es gibt allerdings Beispiele von solchen Anwendungen mit stark vereinfachten Modellen [8], deren Gültigkeitsbereich aber entsprechend reduziert ist. Deswegen ist die Entwicklung anderer Konzepte für die Anwendung von Modellen in der Mesoskala für die Klimatologie notwendig. Dazu sollen hier an Beispielen mögliche Ansätze diskutiert werden, die aber noch einer Weiterentwicklung bedürfen.

Zusammen mit diesen Konzepten muß aber auch der Begriff mesoskaliges Klima definiert werden, da aus diesem die Aufgaben und Ziele folgen, die mit einem mesoskaligen Modell erreicht werden sollen. Wippermann definiert den Begriff wie folgt [15], S. 25:

Die mesoskalige Klimatologie umfaßt die meteorologischen Vorgänge im regionalen Bereich. Hierzu tragen solche Prozesse bei, deren räumliche Ausdehnung in dieser Größenordnung liegt und die durch Instabilitätsprozesse innerhalb der Atmosphäre entstehen. Bedeutsamer für die Variabilität der Klimavariablen in der Mesoskala sind jedoch Einflüsse, die über die unterschiedlich gestaltete Erdoberfläche als Randbedingung für den Impuls, die Energie und den Massenaustausch - hier insbesondere die Verdunstung - wirksam sind.

Eine allgemeinere skalennunabhängige Definition des Klimabegriffs, der sich eng an Modellanwendungen anlehnt, formuliert Leith [11]. Zusammenfassend unterscheidet er Wetter als die Prozesse, die vor allem durch Anfangswerte bestimmt werden. Der Begriff Klima umfaßt alle Zustände, die vor allem durch Randbedingungen bestimmt werden.

Wie schon diskutiert, beschreibt ein mesoskaliges Modell immer eine Reaktion auf die übergeordnete Skala und auf die Randbedingungen, die vor allem durch den Erdboden, seiner Oberflächenstruktur und seiner physikalischen Eigenschaften beeinflusst werden. Im Sinne des Klimabegriffs von Leith beschreibt ein mesoskaliges Modell immer das mesoskalige Klima, weil seine Lösungen vor allem durch die Randbedingungen bestimmt werden. Im Sinne von Wippermanns Definition beschreibt ein mesoskaliges Modell das mesoskalige Klima, weil es die Variabilität der Klimavariablen auf Grund der unterschiedlich gestalteten Erdoberfläche beschreibt.

1.2 Ziele

Aus den genannten Definitionen folgt, daß das wesentliche Ziel der Anwendung mesoskaliger Modelle in der Regionalklimatologie die Beschreibung der Variabilität des Klimas auf Grund der regionalen Strukturen der Erdoberfläche ist. Dies wird durch

die vergleichsweise hohe Auflösung der Modelle unterstützt, die eine direkte Simulation wesentlicher Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht über inhomogenem Gelände erlaubt. Auf der anderen Seite steht, daß nur einzelne Episoden simuliert werden können. Daraus folgt, daß ein weiteres wesentliches Problem der Anwendung mesoskaliger Modelle in der Klimatologie die Verallgemeinerung der Ergebnisse aus einzelnen Episoden ist. Dazu findet man verschiedene Ansätze in der Literatur.

Die erste naheliegende Anwendung ist die Simulation typischer Episoden als Fallstudien, mit denen versucht wird, für ein typisches Gebiet oder Region typische Phänomene zu beschreiben. Dabei ist häufig ein Ziel die Skalen eines Phänomens zu beschreiben, da diese oft unbekannt sind, weil entsprechende Beobachtungen nicht vorliegen. Eine andere mögliche Fragestellung in diesem Zusammenhang ist die Beurteilung der Auswirkung des Phänomens auf andere Prozesse, zum Beispiel der Ausbreitung eines freigesetzten Stoffes. In diesen Anwendungen kann man sich auch die Möglichkeit zu Nutze machen, Sensitivitätsstudien durch Variation von externen Parametern durchzuführen, zum Beispiel zur Beurteilung der Auswirkung möglicher Landnutzungsänderungen. Das Problem dieser Anwendungen ist aber, daß die Definition der sogenannten typischen Episoden meist subjektiv durch den Modellanwender erfolgt, wodurch die Übertragbarkeit der Ergebnisse in Frage gestellt wird.

Eine andere Problemstellung ist die Beschreibung des Einflusses der übergeordneten, synoptischen Skala auf die mesoskalige Variation der Klimavariablen. Der Ansatz dabei ist die Annahme, daß der Klimazustand der übergeordneten Skala heute wesentlich besser bekannt ist als in der Mesoskala. Diese Annahme begründet sich mit der wesentlich größeren Dichte von Beobachtungstationen, die sich relativ zu den Skalenlängen ergibt. Ein Beispiel für diese Anwendung ist die Konstruktion synthetischer Klimakarten, bei der versucht wird, aus statistischen Verteilungen externer Modellparameter auf die statistischen Eigenschaften von Modellvariablen zu schließen. Diese Methode wurde von Wippermann und Groß [16] formuliert und später auf dreidimensionale Gebiete angewendet [2]. Diese Methode setzt voraus, daß die Modelllösungen eindeutig von externen Modellparametern abhängen, wodurch die Methode auf solche Bedingungen beschränkt wird, bei denen interne Instabilitäten ausgeschlossen sind. Ein Beispiel einer solchen Anwendung wird im folgenden gezeigt.

Eine weitere Anwendungsmöglichkeit, die hier ebenfalls in einem Beispiel diskutiert wird, ist die Anwendung des Modells zur Überprüfung von Hypothesen über mesoskalige Prozesse. Auch hier wird das Modell verwendet, um fehlende Beobachtungen zu ersetzen. Man muß zunächst eine Hypothese formulieren, die die Dynamik eines Phänomens auf vielleicht einfachere Weise beschreibt. In dem hier gezeigten Beispiel wird es ein Ähnlichkeitshypothese sein, die das Auftreten eines klimarelevanten Phänomens auf wenige Parameter beschränkt, die aus der übergeordneten Skala vorgeschrieben werden. Wenn es gelingt, eine solche Hypothese zu bestätigen, dann ist damit eine notwendige Voraussetzung zur Formulierung von Parametrisierungen der Wirkung der betreffenden Prozesse erfüllt. Solche Parametrisierungen werden benötigt, um die integrale Wirkung mesoskaliger Prozesse

abzuschätzen, zum Beispiel die Impuls-, Wärme- oder Stoffflüsse über einem orographisch gegliedertem Gebiet, oder um die Einbeziehung dieser Prozesse in Modellen zu ermöglichen, die diese mesoskaligen Prozesse auf Grund ihrer Auflösung nicht direkt erfassen zu können.

2 Die Konstruktion synthetischer Klimakarten

Das erste Anwendungsbeispiel zeigt die Konstruktion synthetischer Klimakarten, die im Unterschied zur früher gezeigten Methode [2] die Einbeziehung mehrerer externer Parameter erlaubt. Zunächst soll jedoch eine kurze Beschreibung des Modells folgen

2.1 Das Modell und wichtige Eingabeparameter

Die hier gezeigten Anwendungsbeispiele wurden mit dem Karlsruher atmosphärischen mesoskaligen Modell *KAMM* erstellt, das an anderer Stelle [4] beschrieben worden ist. Es wurde hier bei konstanten Bodentemperaturen verwendet, die gleich der Lufttemperatur gesetzt worden sind, weil thermisch induzierte Strömungsprozesse zunächst ausgeschlossen werden müssen, um die Eindeutigkeit des Zusammenhangs zwischen externen Modellparametern und den Lösungen zu gewährleisten. Im Unterschied zu der in [4] beschriebenen Version wurde für die hier gezeigten Simulationen am Modelloberrand eine Ausstrahlungsrandbedingung von Klemp und Durran [10] verwendet und als numerisches Schema für die Advektion ein FCT -Verfahren gewählt, um die numerische Diffusion zu verringern. Dieses war notwendig, weil für die Bedingung der kleinen Froude - Zahlen in der zweiten gezeigten Anwendung die turbulente Diffusion nur gering wirksam ist. Die im Modellgleichungssystem auftretende Poissongleichung für den Druck wurde mit einem vom Rechenzentrum der Universität Karlsruhe entwickelten konjugierten Gradientenverfahren gelöst.

Als Simulationsgebiet wurde in beiden Anwendungen das südliche Oberrheintal mit seinen Randgebirgen Vogesen im Westen, dem Schwarzwald im Osten und dem Schweizer Jura im Süden gewählt. Die horizontale Gitterweite beträgt $\Delta x = 6km$ bei den gezeigten synthetischen Klimakarten (Abbildung 2) und $\Delta x = 3km$ (Abbildung 4) im zweiten Fall.

2.2 Die Klassifizierung der externen Modellparameter

Die von Wippermann und Groß [16] beschriebene Methode geht von statistischen Größen, wie Häufigkeitsverteilungen, für externe Modellparameter aus. Dann werden für verschiedene Werte dieser Parameter Simulationen durchgeführt und der jeweiligen Lösung die entsprechende Häufigkeit des verwendeten Wertes des externen Parameters zugeordnet. Wenn der Zusammenhang zwischen den Werten dieses Parameters und der Lösung eindeutig ist, dann kann man auf diese Weise den Modellvariablen diese Häufigkeiten zuordnen und man erhält die Häufigkeitsverteilung dieser Variablen. In den früher gezeigten Beispielen wurde nur die geostrophische

Windrichtung als externer Parameter variiert, um daraus die Windrichtungsverteilung in Bodennähe zu bestimmen. In dem damals gezeigten Beispiel war die Methode gerechtfertigt, weil durch Sensitivitätsstudien belegt werden konnte, daß die konstruierten Windrichtungsverteilungen bei der gewählten Topographie nur gering von anderen Parametern, wie der Windgeschwindigkeit, abhängt. Da die Windgeschwindigkeit nicht variiert wurde, waren nur relative Aussagen über die mittlere Verteilung der Windgeschwindigkeit in Form von geostrophischen Widerstandsbeiwerten möglich.

Die Beschränkung auf nur eine Windgeschwindigkeit ist sicher nicht immer gerechtfertigt. Wenn man etwa auch Aussagen über absolute Werte der Windgeschwindigkeit erhalten will, muß man sicher auch die Windgeschwindigkeit variieren. Auch die Schichtung ist vor allem für die Strömungsform von Bedeutung, so daß auch diese in einer solchen Konstruktion mit berücksichtigt werden sollte. Um die Genauigkeit der konstruierten Karten zu erhöhen, sind vielleicht auch noch weitere Parameter von Bedeutung, die mit einbezogen werden sollten. Wenn man die bisherige Prozedur auf mehrere externe Parameter erweitert, wird diese Methode fast beliebig aufwendig. Die Anzahl der notwendigen Simulationen steigt dann auf $\prod_{i=1}^k n_i$, wenn n_i die Zahl der Klassen des Parameters i und k die Anzahl der Parameter ist. Deswegen ist hier eine Datenreduktion notwendig, die trotzdem die notwendige Information beibehält.

Als Methode zur Datenreduktion wird hier eine Clusteranalyse verwendet, mit der die externen Parameter in Gruppen eingeteilt werden, ohne daß diese durch Intervalle a priori vorgeschrieben werden. In dem folgenden Beispiel wird diese Clusteranalyse auf die zweidimensionale Häufigkeitsverteilung der horizontalen Windgeschwindigkeitskomponenten der 700 hPa - Druckfläche in Stuttgart angewendet, die vom Deutschen Wetterdienst im Rahmen des REKLIP - Projektes [7] zur Verfügung gestellt worden ist. Diese Daten werden durch die Clusteranalyse in Windrichtungs- und Geschwindigkeitsklassen eingeteilt, die in der Abbildung 1 dargestellt sind. Die Clusteranalyse wurde dabei mit dem kommerziell erhältlichen Programm SAS [9] durchgeführt.

Für jedes der gewählten Cluster, gekennzeichnet durch die Windgeschwindigkeitskomponenten, wurde eine Simulation bei sonst konstanten Bedingungen durchgeführt und dem Ergebnis die Häufigkeit des Clusters zugeordnet. Die Windgeschwindigkeit im 700 hPa Druckniveau wurde als geostrophisch interpretiert und als solche im Modell verwendet. Es wurden die Ergebnisse wie in [2] nach jeweils drei Stunden Modellzeit weiterverarbeitet.

Der wesentliche Unterschied zu der früheren Methode ist, daß die Klassen nicht mehr äquidistant sind und jetzt zwei Parameter berücksichtigt worden sind. Diese Methode läßt sich prinzipiell auf viele Parameter erweitern. Dabei wird nur die Anzahl der verwendeten Cluster vorgegeben, je nach der gewünschten Genauigkeit des Ergebnisses und der zur Verfügung stehenden mehrdimensionalen Häufigkeitsverteilungen. Das Ergebnis dieser Clusteranalyse der externen Parameter, wie sie in Abbildung 1 dargestellt ist, läßt sich auch als eine Klassifizierung typischer Wetterlagen an dem jeweiligen Ort interpretieren, die hier aber nicht weiter diskutiert werden soll.

Cluster-Analyse

Druckflaeche 700 hPa

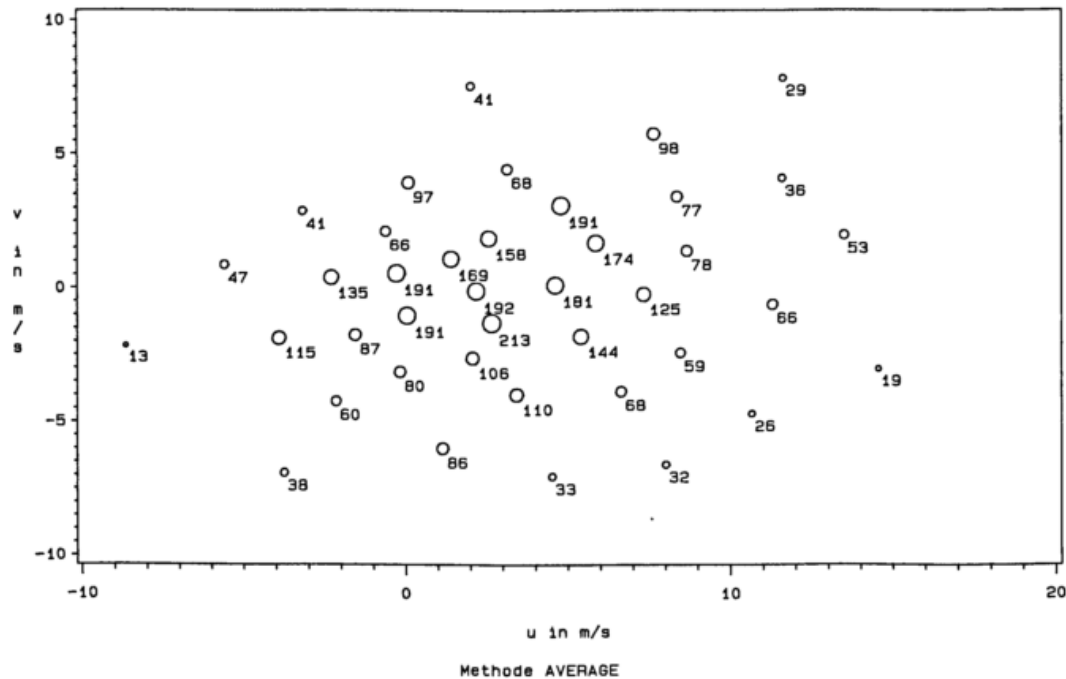


Abbildung 1: Cluster der Windgeschwindigkeit im 700 hPa Druckniveau an der aerologischen Station Stuttgart. Die Anzahl der verwendeten Cluster beträgt 40. Die Zahlen geben die absolute Häufigkeit des jeweiligen Clusters im Zeitraum 1981 bis 1990 an.

Mit dieser Methode erhält man eine Verteilung der Windrichtung im südlichen Oberrheintal und seiner Randgebirge (Gebiet des REKLIP-Projektes), die in der Abbildung 2 dargestellt ist. Diese Karte gibt die bekannten Phänomene der Kanalisierung der großen Täler und auch die Umströmung der Vogesen, des Süd- und des Nordschwarzwaldes wieder. Zur Beurteilung des Ergebnisses muß diese Karten mit beobachteten Verteilungen verglichen werden, deren Aufbereitung innerhalb des REKLIP-Projektes kurz vor dem Abschluß steht und deren Veröffentlichung hier nicht vorgegriffen werden kann. Bei dieser Art der Anwendung wird vor allem der Vorteil der hohen räumlichen Auflösung des mesoskaligen Modells herausgestellt.

Da sowohl die Windrichtung als auch die Windgeschwindigkeit variiert worden ist, stehen als Ergebnis auch Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit zur Verfügung, wie sie für viele planerische Aufgaben benötigt wird. Die Abbildung 3 vergleicht die synthetische Verteilung der Windgeschwindigkeit an einer Station des REKLIP - Meßnetzes mit der dort beobachteten Verteilung. Die Abweichung zwischen den simulierten und beobachteten Verteilungen ist noch nicht zufriedenstellend. Deshalb muß die Methode noch weiter bezüglich Anzahl der Cluster getestet werden. Auch der Einfluß lokaler Bedingungen, wie die Rauigkeit an der Station, muß für den Vergleich genauer berücksichtigt werden, da als Modelleingabe eine für die jeweilige Gitterfläche mittlere Rauigkeitslänge verwendet worden ist, an der Station aber eine anderen Rauigkeitslänge auftritt. Mit diesem Beispiel sollen hier die prinzipiellen Möglichkeiten des Verfahrens aufgezeigt werden. Die Daten-

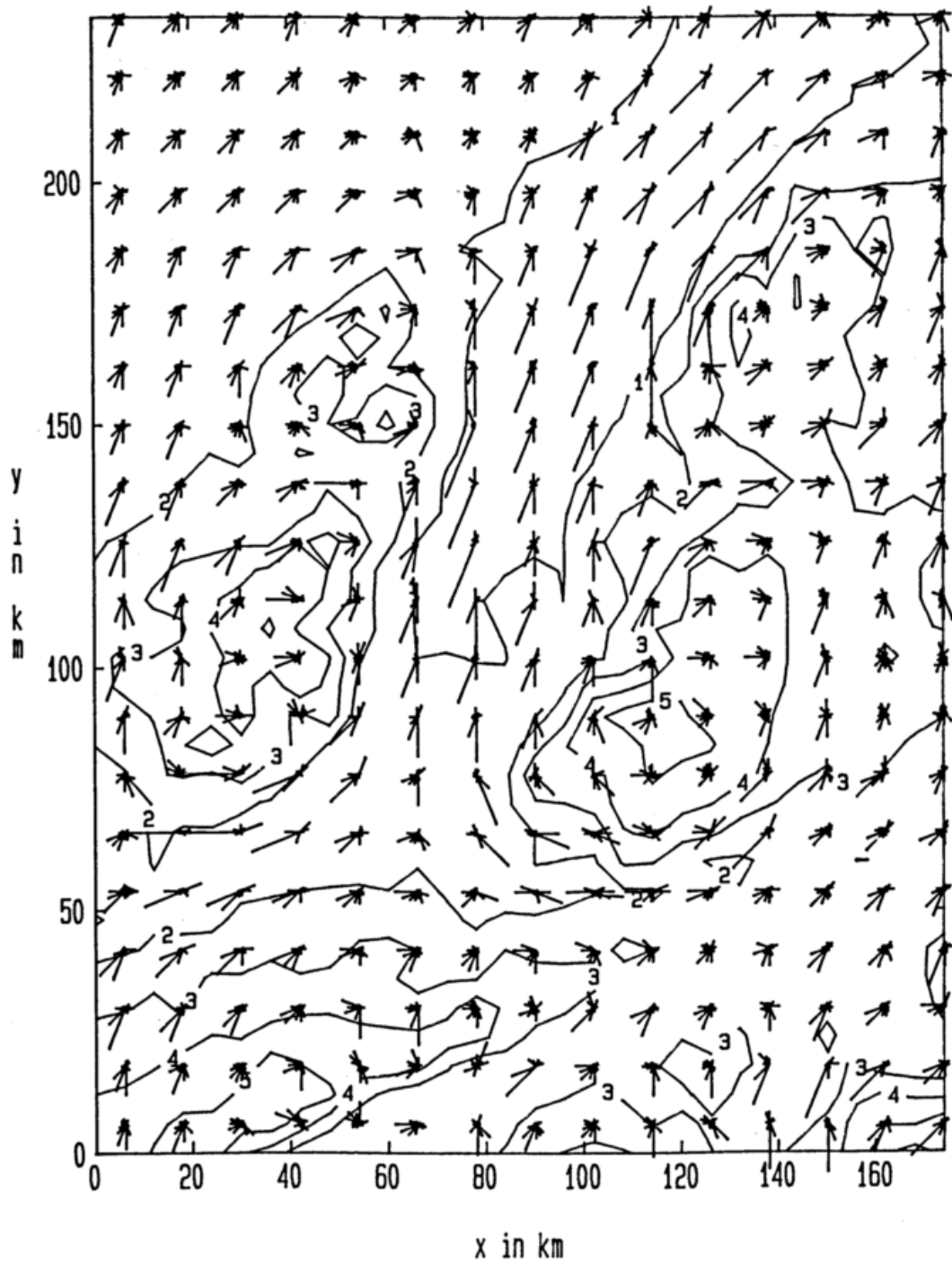


Abbildung 2: Eine synthetische Karte der Windrichtungsverteilung im Bereich des südlichen Oberrheintales. Wegen der besseren Übersichtlichkeit ist nur jede vierte Windrose dargestellt

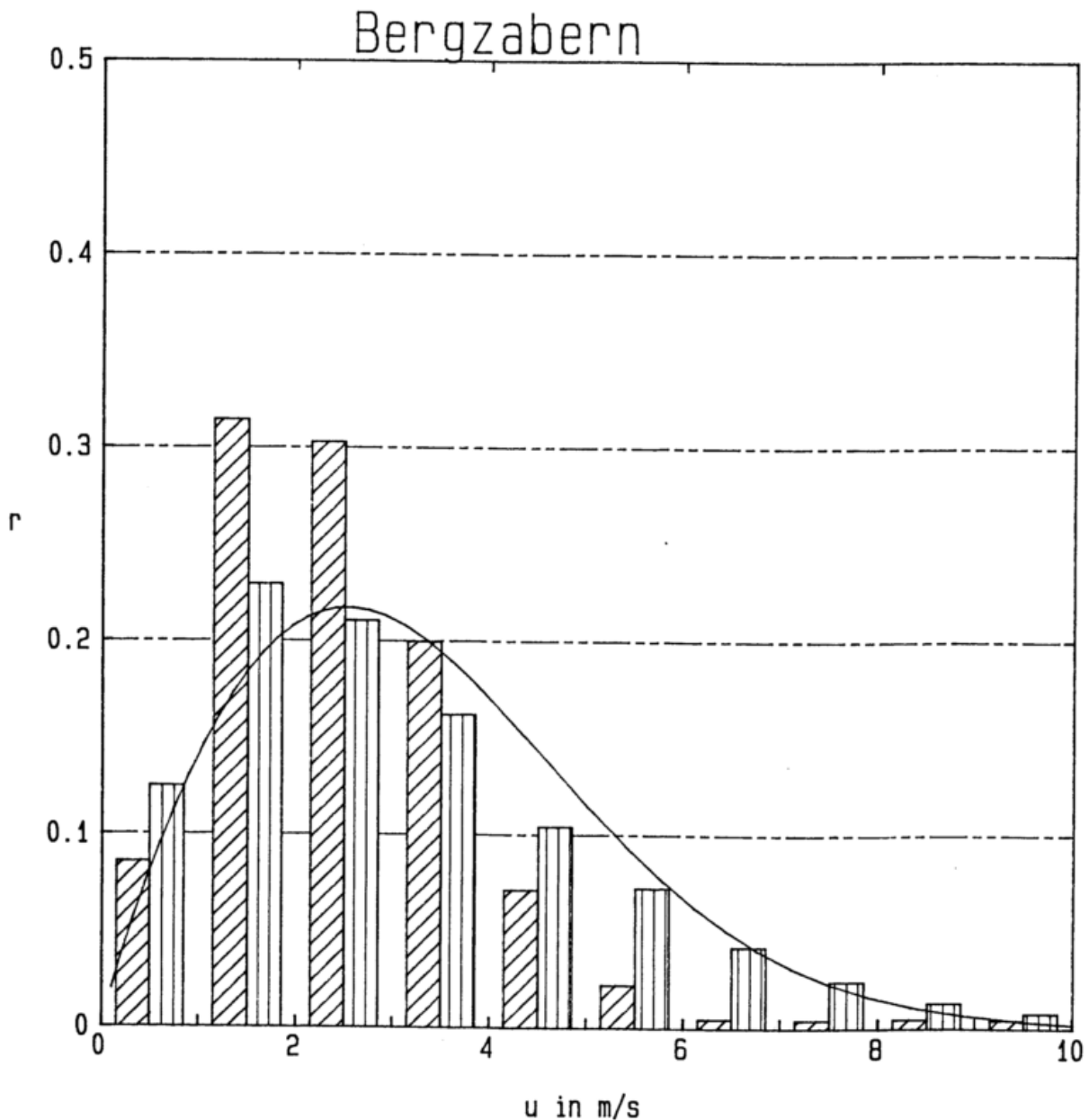


Abbildung 3: Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit an der REKLIP - Station Bad Bergzabern. Die schräg schraffierten Balken geben die simulierte Verteilung, die längs schraffierten Balken die beobachtete Verteilung wieder. Die Klassenbreite beträgt 1 m/s. Die dargestellte Linie gibt die an die Beobachtungen angepaßte Weibull- Verteilung an.

reduktion mit Hilfe der Clusteranalyse zur Konstruktion synthetischer Klimakarten läßt sich im Prinzip zur Einbeziehung vieler Parameter verwenden, ohne daß der Rechenaufwand beliebig groß wird. Unbefriedigend dabei bleibt aber, daß über die Auswahl der Parameter keine Information gegeben wird. Der Anwender muß diese Frage vorher beantworten. Daß die Auswahl der Parameter zumindest mit dem Modell überprüft werden kann, zeigt das nächste Beispiel.

3 Der Möhlinjet, ein regionalklimatisches Phänomen

In dem folgenden Beispiel soll eine andere Vorgehensweise demonstriert werden, bei der Informationen aus der übergeordneten Skala auf die regionale Skala übertragen wird. Dazu wird eine Hypothese formuliert, die die Beschreibung eines Phänomens und dessen zugehörigen dynamische Prozesse auf wenige Kennzahlen reduziert, die aus der Kenntnis des Zustandes der übergeordneten Skala und der Orographie bestimmt werden kann.

Das Phänomen des Möhlinjet wurde von Dütsch ausführlich [6] beschrieben. Dieser Jet tritt im Hochrheintal, häufig östlich von Basel, zwischen Säckingen und Möhlin auf. Das Gebiet der hohen Windgeschwindigkeit ist auf das Rheintal beschränkt und besitzt nur eine geringe Mächtigkeit von wenigen hundert Metern. Die längs des Tales wirkende Beschleunigung des Windes verursacht ein Absinken, das häufig mit Nebelauflösung in diesem Gebiet verbunden ist. Die Folge davon ist eine signifikant höhere Sonnenscheindauer in diesem Gebiet. So ist in den Monaten November bis Januar die mittlere Sonnenscheindauer in Basel viermal so hoch wie an Stationen im Schweizer Mittelland [6]. Deshalb wird das Phänomen als klimarelevant angesehen. In den von Dütsch beschriebenen, durch Feldexperimente belegten Fällen, betrug die mittlere Windgeschwindigkeit im Tal mehr als 11 m/s, während sie in den Gipfelbereichen des Juras 20 km südlich 5 m/s betrug. In den Fallstudien war der auftretende Jet immer mit einer starken Inversion verbunden, auf die später noch eingegangen wird.

3.1 Problemstellung

Der aus der oben beschriebenen Phänomenologie bekannte Zusammenhang zwischen dem im Hochrheintal auftretenden Windgeschwindigkeitsmaximum und der gleichzeitigen Nebelauflösung in diesem Gebiet soll mit den im folgenden gezeigten Modellsimulationen beschrieben werden. Da in diesen Simulationen keine Kondensationsprozesse berücksichtigt worden sind, beschränkt sich die Darstellung auf die Verteilung der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Vertikalgeschwindigkeit in diesem Gebiet.

Es stellt sich dann das Problem, unter welchen Bedingungen die Beschleunigung zum Jet auftritt. Wenn die Vorstellung, daß das mit der Beschleunigung verbundene Absinken die Ursache für die Nebelauflösung in diesem Gebiet ist, dann muß die

Größenordnung der Vertikalkomponente deutlich größer als in der Umgebung sein, andernfalls könnte der Jet nicht Ursache für die Nebelauflösung alleine sein. Es ist also eine Hypothese für das Auftreten des Jets zu formulieren, diese mit dem mesoskaligen Modell zu testen und die Vertikalwindfelder zu analysieren. Diese Schritte sollen in den folgenden Abschnitten dargestellt werden.

3.2 Die Hypothese

Die Analyse von Dütsch zeigt, daß der Möhlinjet keine lokale Ursache hat, die mit thermisch induzierten Windsystemen verbunden ist. Denn es tritt kein Tagesgang auf. Dütsch erklärt das Phänomen mit einem Kaltluftabfluß aus dem Schweizer Mittelland heraus in des Hochrheintal hinein. Er weist aber auch darauf hin, daß der Jet bevorzugt dann beobachtet wird, wenn am Boden ein Hochdruckgebiet über dem östlichen oder südöstlichen Mitteleuropa liegt, also bei östlichen bis südlichen geostrophischen Winden. Wegen dieses Hinweises soll hier das Phänomen mit der Umströmung des südlichen Schwarzwaldes erklärt werden. Hier wird also die Hypothese formuliert, daß dieser Jet dann auftritt, wenn der südliche Schwarzwald als wesentliches orographisches Hindernis in diesem Gebiet umströmt wird.

Diese Hypothese reduziert das Problem auf ein rein dynamisches, das sowohl in numerischen Modellen als auch in Strömungskanälen unter idealisierten Bedingungen vielfach untersucht wurde. Sie reduziert das Problem auf die Frage, unter welchen Bedingungen eine Umströmung eines orographischen Hindernisses auftritt.

Das Problem der Umströmung eines idealisierten Hindernisses wurde an anderer Stelle vom Autor diskutiert [3], so daß hier eine verkürzte Darstellung folgt, soweit sie für das Verständnis notwendig ist.

Das grundlegende Konzept wurde von Sheppard [14] formuliert, der das Problem der Umströmung energetisch betrachtet. Ein Luftpaket muß dann ein Hindernis umströmen, wenn seine kinetische Energie im Luv kleiner als die aufzubringende potentielle Energie ist, um den Gipfel des Berges zu erreichen. Die kinetische Energie ist durch die Geschwindigkeit U der Anströmung bestimmt, die potentielle Energie durch die thermische Schichtung, beschrieben durch die Brunt-Väisälä Frequenz $N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}$, und durch die Hindernishöhe H (g ist die Schwerebeschleunigung, θ die potentielle Temperatur). Aus diesen Größen folgt eine Froude - Zahl

$$Fr = \frac{U}{NH},$$

durch die das Problem der Hindernisumströmung im wesentlichen bestimmt ist.

Bei kleinen Werten dieser Froude - Zahl ist eine Umströmung des Hindernisses zu erwarten, bei großen Werten tritt bevorzugt eine Überströmung auf. Dieser Zusammenhang wurde in vielen experimentellen und theoretischen Arbeiten dargestellt. Eine Übersicht wurde in [3] zusammengestellt, so daß sie hier nicht wiederholt wird. Dort wird die Froude - Zahl als der problembestimmende Parameter aus einer linearen Lösung der hydrodynamischen Gleichungen abgeleitet. Bei kleinen Werten

dieser Froude - Zahl ($Fr < 0,4$) treten Nachlaufwirbel auf, wodurch die Strömung im Lee des Hindernisses stark abgebremst wird. Sowohl das Hindernis als auch das Nachlaufgebiet werden dann umströmt.

3.3 Ergebnisse von Modellsimulationen

Als Simulationsgebiet wurde das südliche Oberrheintal mit seinen Randgebirgen Vogesen im Westen, dem Schwarzwald im Osten und dem Schweizer Jura im Süden gewählt. Die horizontale Gitterweite beträgt jetzt $\Delta x = 3km$. Das Modellgebiet ist 4 km hoch gewählt worden. In west-östlicher Richtung wurden 35, in süd-nördlicher Richtung 50 Gitterpunkte und in vertikaler Richtung 30 Gitterpunkte gewählt.

Der geostrophische Wind wurde mit 5 m/s konstant gehalten. Die Froude - Zahl Fr wurde über den vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur variiert. Die Simulationen wurden jeweils über drei Stunden Modellzeit durchgeführt.

3.3.1 Horizontale Windfelder

Es wurden Simulationen bei südöstlichem geostrophischen Wind und unterschiedlichen Werten für die Froude - Zahl durchgeführt. Die Abbildungen 4 und 5 zeigen zwei der horizontalen Windfelder auf einer Fläche 500 m über NN.

Bei niedrigen Werten der Froude - Zahl (Abbildung 4) erkennt man als wesentliches Phänomen den sogenannten Möhlinjet im Hochrheintal westlich des engsten Talquerschnittes im Bereich von Basel. Die horizontale Ausdehnung des Jets nimmt dabei mit der Froude - Zahl zu. Am oberen Rand der Abbildung erkennt man auch ein ähnliches Phänomen, das mit dem Ausströmen aus dem Kinzigtal verbunden ist. Dazwischen, im Lee des Südschwarzwaldes tritt ein Gebiet hervor, daß sich durch sehr niedrige Windgeschwindigkeiten auszeichnet, in dem sich ein Wirbel mit senkrechter Achse einstellt, der die gesamte Talbreite einnimmt. Die Dynamik dieses Nachlaufgebietes wurde schon an anderer Stelle [3] diskutiert.

Bei größeren Werten der Froude - Zahl nimmt die Windgeschwindigkeit im Lee des Schwarzwaldes zu und der Wirbel verschwindet, bis bei einem Wert der Froude - Zahl von 1 die großen Hindernisse überströmt wird (Abbildung 5).

3.3.2 Vertikalprofile in dimensionsloser Darstellung

Die Darstellung der horizontalen Windfelder in den Abbildungen 4 und 5 zeigen, daß die Froude - Zahl der bestimmende Parameter für das Auftreten des Phänomens ist, wie es behauptet worden ist. Für die Darstellung von Vertikalprofilen soll hier eine dimensionslose Darstellung versucht werden, die sich aus den Lösungen des linearisierten Gleichungssystems des Modells ergibt. Dieses linearisierte System und seine Lösungen sind in [3] dargestellt worden. Dort wurde gezeigt, daß als geeignete dimensionslose vertikale Länge

$$Z = \frac{1}{2\pi} \frac{zN}{u_g},$$

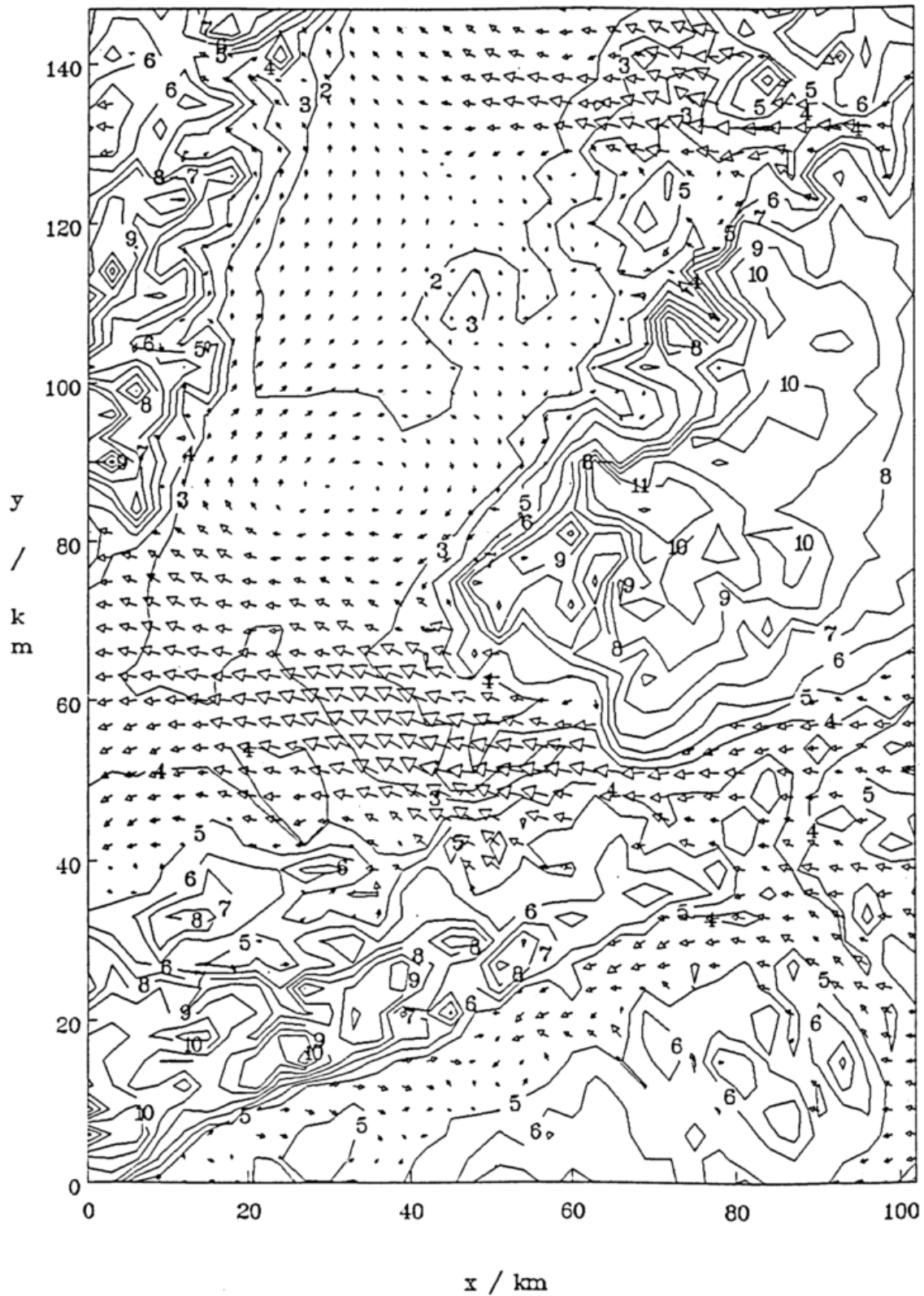


Abbildung 4: Das horizontale Windfeld in 500 m über NN bei einer Froude Zahl von 0.2. Die maximale Windgeschwindigkeit in dieser Ebene beträgt 13.6 m/s

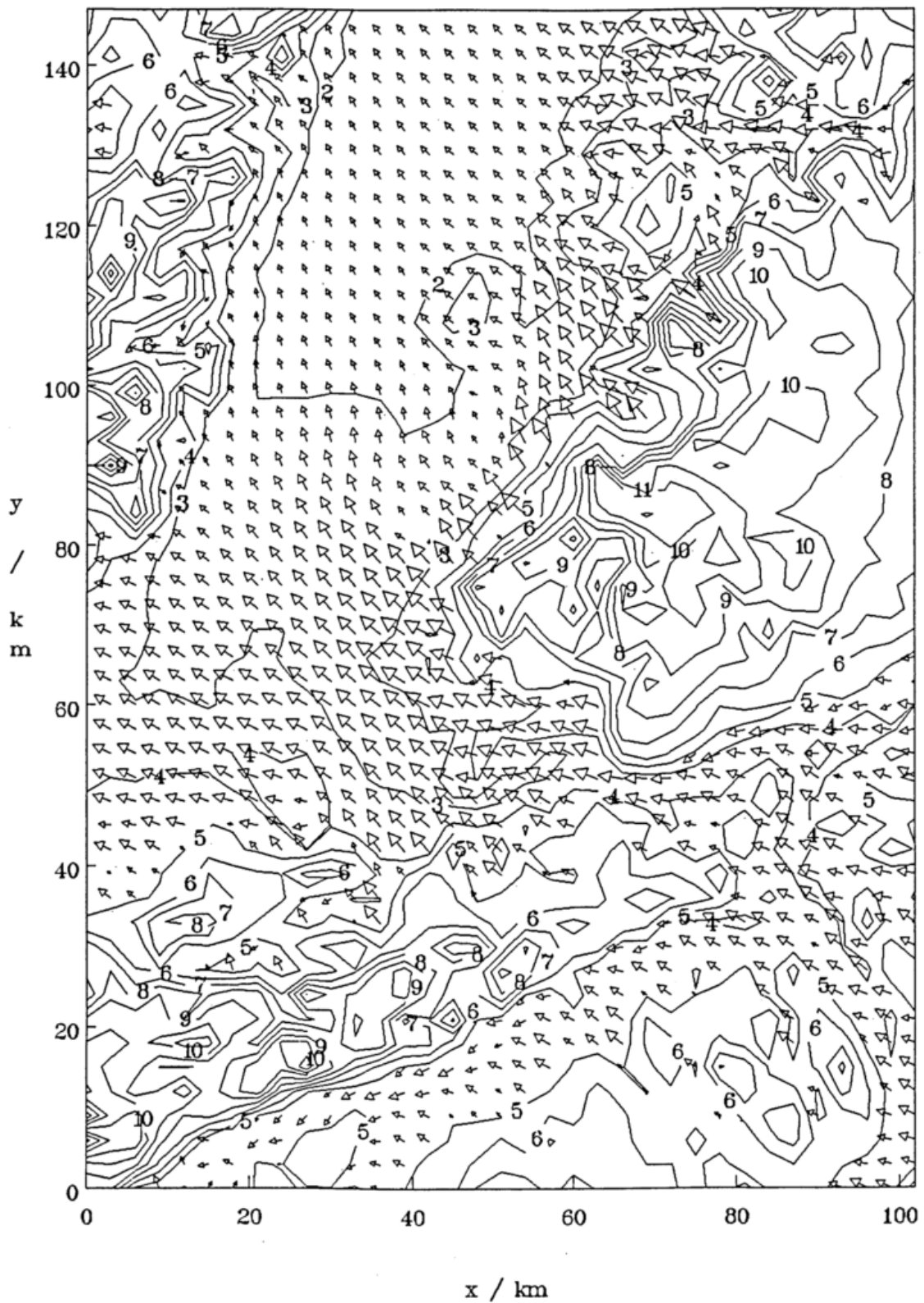


Abbildung 5: Das horizontale Windfeld in 500 m über NN bei einer Froude Zahl von 0.8. Die maximale Windgeschwindigkeit in dieser Ebene beträgt 7.9 m/s

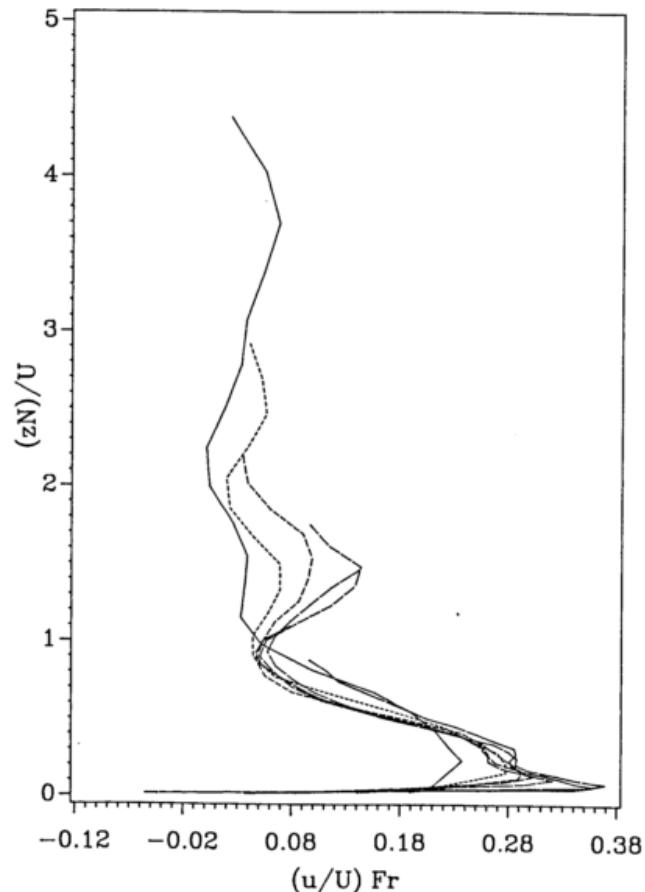


Abbildung 6: Profil der dimensionslosen Geschwindigkeitsstörung U am engsten Querschnitt des Hochrheintales bei $X = 60\text{km}$ und $Y = 48\text{km}$, bezogen auf die vorhergehenden Abbildungen.

als dimensionslose Störung der Horizontalgeschwindigkeit

$$U = \frac{u - u_g}{u_g},$$

und als dimensionslose Vertikalgeschwindigkeit

$$W = \frac{w}{u_g} \frac{a}{H}$$

gewählt werden kann. z ist die geometrische Höhe, N die Brunt - Väisälä - Frequenz, u_g der geostrophische Wind, u die horizontale Windgeschwindigkeit, w die Vertikalgeschwindigkeit, a eine typische horizontale Länge der Orographie und H die Höhe der Orographie. Die Abbildungen 6 und 7 zeigen die Profile der dimensionslosen Geschwindigkeitskomponenten U und W berechnet für verschiedene Froude - Zahlen am engsten Querschnitt des Hochrheintales östlich von Basel bei $x = 60\text{km}$ und $y = 48\text{km}$. Diese Abbildungen zeigen, daß die dimensionslose Länge Z eine geeignete Skala für das Problem ist, wie es in der Hypothese behauptet wird. Die vertikale

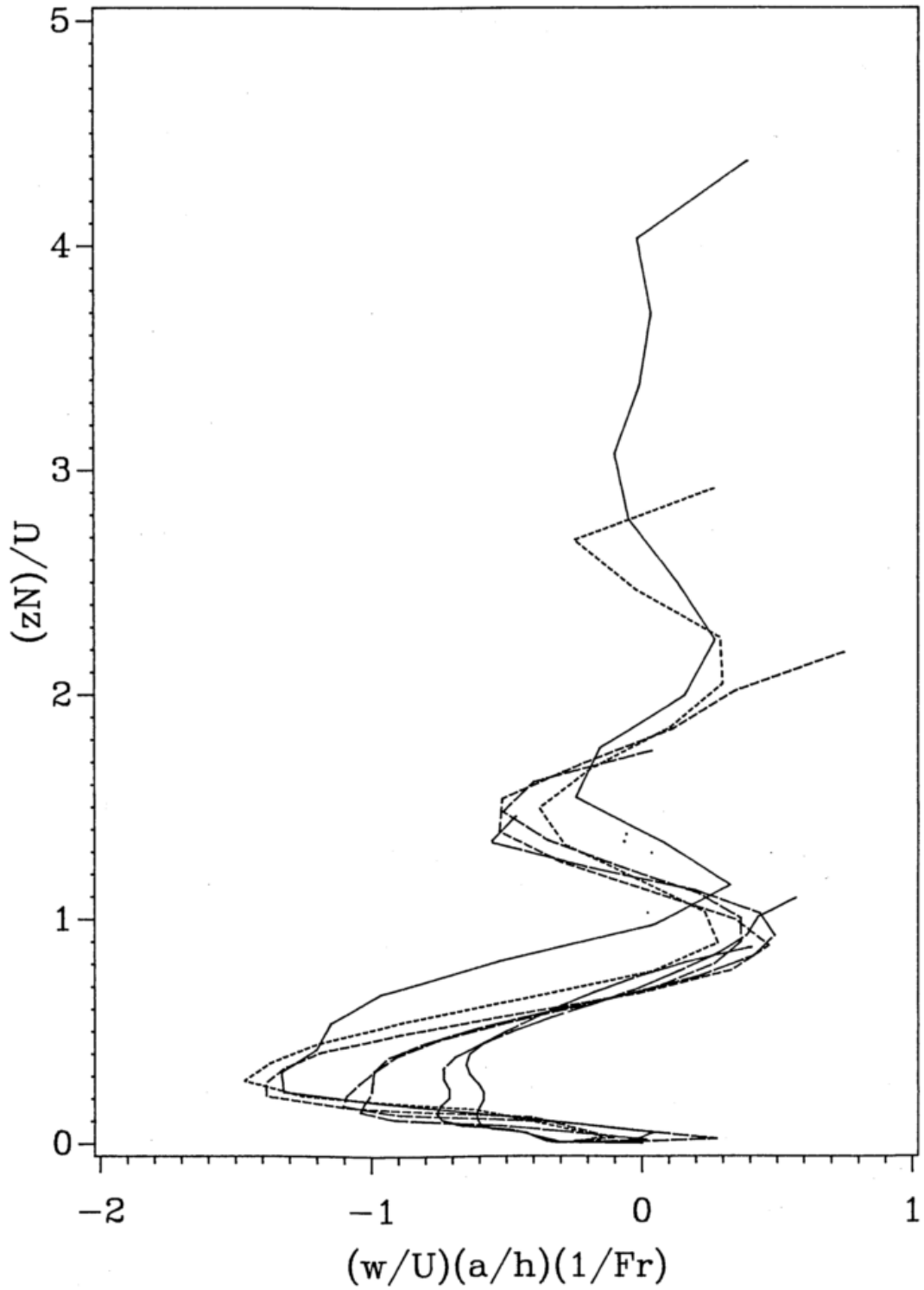


Abbildung 7: Profil der dimensionslosen Geschwindigkeitsstörung W am engsten Querschnitt des Hochrheintales bei $X = 60\text{km}$ und $Y = 48\text{km}$, bezogen auf die vorhergehenden Abbildungen.

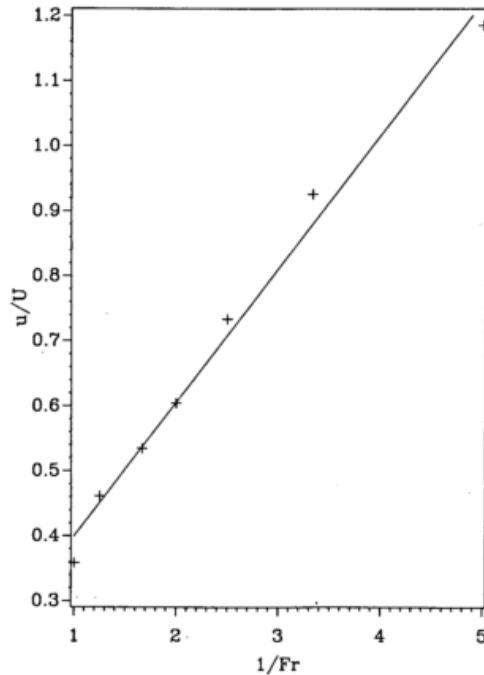


Abbildung 8: Das Maximum der dimensionslosen Geschwindigkeitsstörung U als Funktion des Kehrwertes der Froude - Zahl Fr . Die Kreuze stellen die Ergebnisse der Simulationen dar.

Länge des Jets wird durch die Wellenlänge interner Schwerewellen bestimmt. Dies ist ein Hinweis darauf, daß dieser Jet ein Umströmungsphänomen ist.

Weiter wird in [3] gezeigt, daß U und W Funktionen der Froude - Zahl $Fr = \frac{u_g}{HN}$ und der Rossby - Zahl $Ro = \frac{u_g}{af}$ sind, wenn f der Coriolisparameter ist. Bei den hier gezeigten Abbildungen wurde die Rossby - Zahl konstant gehalten. Aus den linearen Lösungen folgt weiter, daß U umgekehrt proportional zur Froude - Zahl Fr und W proportional zur Froude - Zahl Fr ist. Der genaue funktionale Zusammenhang ist in [3] dargestellt. Zur Überprüfung, daß diese Zusammenhänge hier ebenfalls gelten, werden in den Abbildungen 8 und 9 die Extremwerte der Profile $U(Z)$ und $W(Z)$ dargestellt. Auch hier wird die Hypothese über den Zusammenhang zwischen den dimensionslosen Geschwindigkeitskomponenten U und W und der Froude - Zahl als bestimmende Kennzahl bestätigt.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß das Phänomen des Möhlinjets durch die Umströmung des Südschwarzwaldes erklären läßt. Das Auftreten dieses Phänomens und die Stärke werden durch die Froude - Zahl, gebildet mit der Hindernishöhe H , der (großräumigen) Anströmgeschwindigkeit u_g und der Brunt- Väisälä Frequenz, ebenfalls durch den Zustand der großräumigen Strömung festgelegt, bestimmt. Bei Kenntnis des Zustandes der Strömung in der übergeordneten Skala kann man also die Aussage treffen, ob das Phänomen mit welcher Amplitude auftritt.

Weiter kann man das Ergebnis der Analyse des Möhlinjets auf andere Fälle übertragen. Das ist möglich, weil die wesentliche Kennzahl nur aus Größen bestimmt wird, die aus der Orographie und aus dem Zustand der großräumigen Zustand bestimmt werden können. Der Wert dieser dimensionslosen Kennzahl beschreibt einen Zustand des regionalen Klimas.

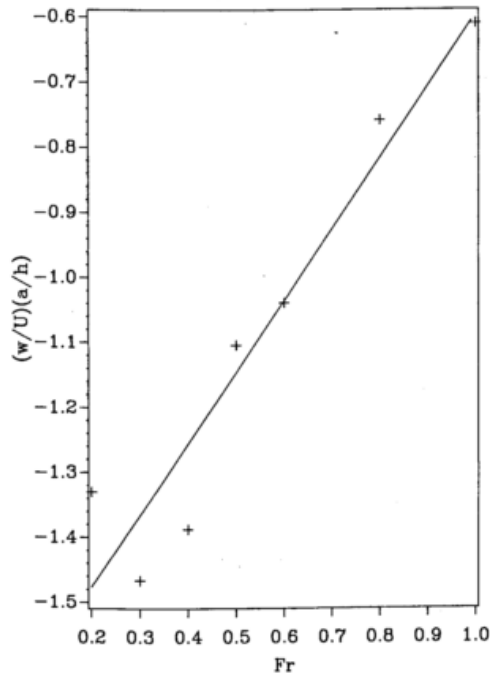


Abbildung 9: Das Extremum der dimensionslosen Vertikalgeschwindigkeit W als Funktion des Kehrwertes der Froude - Zahl Fr . Die Kreuze stellen die Ergebnisse der Simulationen dar.

4 Zusammenfassung

Die Anwendung mesoskaliger Modelle in der Regional klimatologie liegt vor allem in der Beschreibung der Variabilität der Klimavariablen, die durch den Erdboden und seiner Eigenschaften bestimmt werden. Diese Modelle beschreiben die wesentlichsten Wechselwirkungsprozesse für einzelne Episoden. Deswegen besteht das wesentliche Problem der Anwendung mesoskaliger Modelle in der Klimatologie in der Verallgemeinerung der aus der Simulation einzelner Episoden gewonnenen Ergebnisse und deren Übertragung auf die allgemeine Problemstellung. Dazu wurden zwei Ansätze zur Lösung dieses Problems gezeigt, die aber noch entwicklungsbedürftig aber sicher auch entwicklungsfähig sind. Vor allem das letzte Beispiel ermöglicht den Schluß vom Zustand der übergeordneten Skala auf den Strömungszustand der Mesoskala, was eine Regionalisierung des großskaligen Klimazustandes ist.

Literatur

- [1] G. Adrian. Determination of the basic state of a numerical mesoscale model from operational numerical weather forecast. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 60:361–370, 1987.
- [2] G. Adrian. Synthetic wind climatology evaluated by the non - hydrostatic numerical mesoscale model KAMM. In K.Grefen and J. Löbel, editors, *Environmental Meteorology*, pages 397–411. Kluwer Academic Publ., 1988.

- [3] G. Adrian. Wake flows in the upper Rhine valley. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 65, 1992.
- [4] G. Adrian and F. Fiedler. Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain and comparison with observations. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 64:27-48, 1991.
- [5] T. L. Clark and R. D. Farley. Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. *J. Atmosph. Sci.*, 41:329-350, 1984.
- [6] H. U. Dütsch. Large - scale domination of a regional circulation during winter - time anticyclonic conditions. *Meteor. Rundsch.*, 38:65-75, 1985.
- [7] F. Fiedler and H. Zimmermann. Das Regio - Klima - Projekt (REKLIP) - Deutsch - Französisch - Schweizerisches Gemeinschaftsprojekt. *Ann. Meteor. (N. F.)*, 27:115, 1992.
- [8] D. Heimann. Estimation of regional surface layer wind field characteristics using a three-layer mesoscale model. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 59:518-537, 1986.
- [9] SAS Institute. *SAS users guide: Statistics*. SAS Inst. Inc. Cary, 1986.
- [10] J. B. Klemp and D. R. Durran. An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Month. Weath. Rev.*, 111:430-444, 1983.
- [11] C. E. Leith. Global climate research. In J. T. Houghton, editor, *The global climate*, pages 13-24. Cambridge University Press, Cambridge, 1984.
- [12] W. L. Physick. Review: Mesoscale modelling in complex terrain. *Earth - Science Rev.*, 25:199-235, 1988.
- [13] R. A. Pielke. *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press, Orlando, 1984.
- [14] P. A. Sheppard. Airflow over mountains. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 82:528-529, 1956.
- [15] F. Wippermann. *Physikalische Grundlagen des Klimas und Klimamodelle. Forschungsschwerpunkte der Deutschen Forschungsgemeinschaft 1978-1985*. Forschungsbericht DFG, VCH Verlagsgesellschaft, Weinheim, 1988.
- [16] F. Wippermann and G. Gross. On the construction of orographically influenced wind roses for given distributions of the large - scale wind. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 54:492-501, 1981.

warmen Golfstrom bzw. dem Kusoshiostrom statt. Natürlich treten auch in anderen Regionen, insbesondere am antarktischen Eisrand, KLA auf, jedoch sind dort die logistischen Bedingungen zur Durchführung umfangreicher Experimente weitaus schwieriger. Im folgenden werden im wesentlichen Meßergebnisse aus der Hamburger Experimentreihe ARKTIS in den Seegebieten des Westspitzbergenstroms und des nördliche Nordmeeres im Mai 1988 sowie den Märzmonaten 1991 und 1993 dargestellt.

a) Startbedingungen über dem Eis

Die Anfangsbedingungen über dem Eis sind entscheidend für die nachfolgende Entwicklung der Grenzschicht über dem Wasser. Abb. 3 zeigt die Startprofile von Temperatur, Wasserdampfmischungsverhältnis, Windstärke und Windrichtung bei drei KLA während ARKTIS '93. Die Profile wurden ca. 20-40 km eiswärts vom Eisrand mit Hilfe von Flugzeugen aufgenommen.

Am 10. März 1993 ist die Luftmasse über dem Eis hochreichend kalt und trocken, am 24. März 1993 ist die Kaltluftschicht flach und nach oben durch eine starke Inversion mit relativ geringer Feuchte begrenzt, und am 19. März 1993 ist die Kaltluftschicht ebenfalls flach, jedoch mit hohen Feuchtwerten in und über der Inversion. Im folgenden werden die KLA-Fälle vom 10. und 24. März 1993 mit einer schwachen bzw. starken Inversion näher betrachtet.

b) Der KLA vom 10. März 1993

Zwei Flugzeuge, die FALCON der Deutschen Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt in Oberpfaffenhofen und eine DO-128 der TU Braunschweig, ausgerüstet mit Turbulenz-, Wolkenphysik- und Strahlungsmeßgeräten, operierten im Bereich von ca. 80°N bis 76°N über dem Westspitzbergenstrom.

Die Messungen sind in Abb. 4 als Ortsreihen bezüglich des Abstandes Δx von der Eisrandzone angegeben. Die Grenzschichthöhe h nimmt von 200 m über dem Eis auf ca. 2500 m in 400 km Entfernung zu. Die Wolkenuntergrenze fällt in Eisrandnähe mit dem Seerauch zusammen und hebt sich zwischen 50 und 150 km allmählich vom Seerauch ab. Die Bedeckung N nimmt rasch von $4/8$ auf Werte um $6/8$ Cu zu. Die Temperatur T in 90 m Höhe steigt von -30°C auf -12°C an, ebenso die spezifische Feuchte von 0.2 auf 0.9 g/kg. Die Windgeschwindigkeit FF in 90 m Höhe liegt zwischen 6 und 10 m/s. Die höchsten Werte werden wasserwärts der Eisrandzone gemessen. Ähnliche Windverteilungen wurden auch bei anderen KLA während ARKTIS 1993 beobachtet. Aufgrund des großen Temperaturkontrastes Eis/Wasser von etwa 30 K scheint sich eine Art Eis-Seewind-Zirkulation dem Grundstrom zu

überlagern. Ein Temperaturunterschied von 10 K in einer 200 m mächtigen Luftschicht macht einen statischen Druckunterschied von etwa 1 hPa aus. Eine Beschleunigung der Strömung sorgt für ein überlagertes mesoskaliges Absinken. In einem anderen Fall während ARKTIS '93 führten Beschleunigung und Absinken sogar zu einer zwischenzeitlichen Erniedrigung der Grenzschicht. Die Temperaturdifferenz ΔT_{Inv} in einer 200 m dicken Schicht über der Grenzschicht pendelt im gesamten Bereich zwischen + 2 K und - 1 K, ist also relativ gering.

Aus den Daten der nach oben und nach unten blickenden kurzwelligen und langwelligen Strahlungsmeßgeräte wurden aus Flugabschnitten senkrecht zur Strömungsrichtung die Wellenlängen λ von Wolkenstrukturen bestimmt. Die mittlere Wellenlänge λ nimmt von ca. 3 km bei $\Delta x = 25$ km auf ca. 12 km bei $\Delta x = 270$ km zu. Dies ist verbunden mit einem Anstieg des Aspektverhältnisses λ/h von 3.5 auf ca. 5.5. Ähnliche Änderungen werden auch von anderen Autoren basierend auf Messungen über der Beringsee und dem ostchinesischen Meer berichtet.

c) *Der KLA vom 24. März 1993*

Zum Vergleich sind in Abb. 5 die Meßergebnisse für den KLA vom 24. März 1993 dargestellt, bei dem die flache Kaltluftschicht über dem Eis von einer starken Inversion abgedeckt ist. Trotz gleicher Starttemperaturen um -30°C über dem Eis fällt die Entwicklung Grenzschichthöhe wesentlich flacher aus als am 10. März 1993. Ursache ist die starke Stabilität mit $\Delta T_{\text{Inv}} = 11$ K auf 300 m Höhendistanz am Oberrand der Grenzschicht. Diese Stabilität wird stromabwärts mit Erwärmung der Grenzschicht allmählich abgebaut, ist aber deutlich größer als am 10. März 1993.

Als Folge der flacheren Grenzschicht bei gleich großer Erwärmung und Anfeuchtung von der Meeresoberfläche her fällt die Zunahme der Temperatur und Feuchte in 90 m Höhe deutlich höher aus.

Die Wellenlängen der konvektiven Wolkenmuster sind deutlich kürzer, steigen aber auch stromabwärts an. Die Aspektverhältnisse λ/h unterscheiden sich nicht wesentlich von denen am 10. März 1993.

d) *Vertikaltransporte in offenen Zellen*

Die konvektiven Strukturen (Wolkenstraßen oder Zellen) tragen einen erheblichen Teil zum gesamten Transport bei. Dies ist in Abb. 6 dargestellt für je drei Fälle offener Zellularkonvektion über der Nordsee im Oktober 1981 (Brümmer u.a., 1986) und über dem Nordmeer im März 1991. Der obere Teil der Abbildung zeigt die Gesamttransporte von Temperatur, Feuchte, u- und v-Impuls normiert mit dem jeweiligen

Bodenwert und der Höhe der Wolkenuntergrenze. Der untere Teil zeigt die sogenannten "zellskaligen" Flüsse, die von Wellenlängen herrühren, die länger als 5 km sind. Trotz gewisser Streuungen stimmen die Ergebnisse aus beiden Feldexperimenten gut überein und zeigen, daß der relative Anteil der Transporte durch die konvektiven Strukturen mit zunehmender Höhe zunimmt. Besonders deutlich wird dies im Falle des vertikalen Feuchtetransportes, bei dem die Zellskala bis zu 50% des Transportes übernehmen kann.

e) *Energiehaushalt der Grenzschicht*

In diesem Abschnitt werden einige Betrachtungen zum Energiehaushalt der Grenzschicht dargelegt. Es wird abgeschätzt, welchen Einfluß neben den Bodenflüssen andere Prozesse wie die Strahlungsflußdivergenz, das Entrainment am Oberrand der Grenzschicht, die Kondensation und der Niederschlag auf die Modifikation der Grenzschicht haben. Dazu wurden für je einen Meßfall während ARKTIS '88 und ARKTIS '91 die Wärme- und Feuchtehaushalte einer vertikalen Säule in der Grenzschicht berechnet.

Der Fall vom 16. Mai 1988 wurde in der Nähe der Eiskante zwischen $\Delta x = 50$ und 250 km bei einem Anstieg der Grenzschichthöhe h von 300 m auf 450 m, einer Zunahme des Bedeckungsgrades N von $3/8$ auf $8/8$ und nicht auftretendem Niederschlag vermessen. Der Fall vom 8 März 1991 wurde zwischen $\Delta x = 900$ und 1050 km bei einer nahezu konstanten Grenzschichthöhe h von 3000 m, einem nahezu konstanten Bedeckungsgrad N von $4/8$ und kräftigen Schneeschauern vermessen.

In einer Lagrange'sche Betrachtungsweise wurde das Budget für die vertikal über die Grenzschicht gemittelte Temperatur betrachtet (Brümmer u.a., 1992). Es setzt sich zusammen aus (siehe Tabelle 1) der individuellen zeitlichen Änderung (Terme I und II), dem Entrainmentfluß (III), dem Bodenfluß (IV), der individuellen zeitlichen Änderung des Wolkenwassers (V), der Regenrate (VI) und der Strahlungsflußdivergenz (VII).

Die Ergebnisse sind in der Tabelle 1 zusammengestellt. Im eisrandnahen Fall (16. Mai 1988) ist die individuelle Temperaturänderung hauptsächlich bestimmt durch das Entrainment, den Bodenfluß und die Strahlungsabkühlung. Wolkenwasserentstehung und Regen spielen keine Rolle. Deutlich anders sind die Verhältnisse im eisrandfernen Fall (8. März 1991): die individuelle zeitliche Änderung ist deutlich geringer; zu ihrer Bilanzierung spielt der Niederschlag eine wichtige Rolle, da die Erwärmung durch den Bodenfluß von der Strahlungsabkühlung nahezu kompensiert wird.

f) *Energiebilanz an der Wasseroberfläche*

Der Energieverlust des Ozeans bei KLA ergibt sich aus der Nettostrahlungsbilanz (R_N), dem fühlbaren (H) und dem latenten Wärmefluß (E) zusammen. H und E sind bei einem KLA stets negativ. Die Strahlungsbilanz hängt weitgehend von der Bewölkung ab: R_N ist am negativsten in einer klaren Winternacht und am positivsten an einem klaren Sommertag. In Tabelle 2 sind die Energiebilanzen bei drei KLA zusammengestellt. Die Messungen wurden mit Flugzeugen um die Mittagszeit herum aufgenommen. Die Tabelle zeigt, wie beim KLA am 16. Mai 1988 bei einer Temperaturdifferenz Luft/Wasser von etwa -6 K, und Warmwasserflüsse von $H = -55 \text{ W/m}^2$ und $E = -80 \text{ W/m}^2$ aufgrund geringer Bewölkung und damit großer positiver Strahlungsbilanz, der Ozean Energie erhielt statt abgab. Eine Energieabgabe war erst dann der Fall, als weiter stromabwärts die Bedeckung auf 8/8 zunahm.

Während des ARKTIS '91-Experimentes im nördlichen Nordmeer im Monat März lagen die Wärmeabgaben des Ozeans bei KLA im Tagesmittel bei etwa -250 W/m^2 . Für das ARKTIS '93-Experiment über dem Westspitzbergenstrom, das ebenfalls im Monat März stattfand, liegen die entsprechenden Zahlen noch nicht vor. Sie dürften aber wegen der deutlich niedrigeren Temperaturen in Eisrandnähe etwa 2-3 mal so groß sein, was einer Abkühlung einer 10 m dicken Wassersäule von 1 bis 1.5 K/Tag entspräche.

3. *Modellsimulationen*

a) *Modelltypen*

Je nach Fragestellung benutzt man zur Simulation von KLA verschiedene Modelltypen (Abb. 7). Das Spektrum reicht von einfachen sogenannten Mixed-Layer-Modellen (z.B. Stage und Businger, 1981), mit denen die vertikal gemittelten Eigenschaften der Grenzschicht simuliert werden, bis hin zu Large-Eddy Simulationsmodellen (LES) in 2D-Form (z.B. Raasch, 1990) zur Simulation von 2D-Rollen und in 3D-Form (z.B. Chlond, 1992) zur Simulation von Rollen, Zellen und dem Übergang von Rollen zu Zellen. Meist "schwimmen" diese Modelle mit der Strömung mit und zeitliche Änderungen werden in räumliche umgerechnet.

Ferner werden mesoskalige Modelle benutzt, deren Gebiete den gesamten Bereich eines KLA überdecken. Diese Modelle gibt es entweder in der 2D-Form (z.B. Kantha und Mellor, 1989) oder in 3D-Form wie z.B. die Regionalmodelle HIRLAM des Dänischen Wetterdienstes oder das Deutschlandmodell des Deutschen Wetterdienstes.

Im folgenden werden einige Modellergebnisse von KLA-Simulationen basierend auf den Modelltypen 2D-MESO sowie 2D- und 3D-LES dargestellt.

b) 2D-MESO-Simulation

In einem 2D-MESO-Modell berechnen Kantha und Mellor (1989) die Grenzschichtentwicklung stromab der Eiskante. Ein Ergebnis hieraus ist in Abb. 8 dargestellt. Die Temperaturdifferenz Eis/Wasser beträgt 11 K, die Grenzschicht über dem Eis ist bereits 450 m mächtig. Über dem Wasser wird die Grenzschicht erwärmt, angehoben und die Inversionsstärke abgebaut. Qualitativ ähnlich wie bei den in den Abb. 4 und 5 gezeigten Messungen während ARKTIS 1993 zeigt auch hier die Windgeschwindigkeit in Bodennähe stromab der Eiskante ein Maximum. Jedoch befindet sich dieses in nur 10 km Entfernung vom Eisrand und ist eher auf die Änderung der Rauigkeit als auf die Baroklinität zurückzuführen.

c) 2D-LES-Simulation

In einem 2D-LES-Modell simuliert Raasch (1990) Grenzschichtrollen in Anlehnung an einen KLA, der am 20. Januar 1983 an der amerikanischen Ostküste vermessen wurde. Dargestellt sind in Abb. 9 Vertikalschnitte des Vertikalwindes w in drei verschiedenen Abständen Δx von der Küste. Die Maxima und Minima stellen die Zentren der Auf- und Abwindäste der rollenförmigen Sekundärbewegungen dar. Man erkennt eine vertikale und horizontale Verbreiterung der Rollen stromabwärts. Interessanterweise zeigt das w -Feld bei $\Delta x = 35$ km ein zweites Maximum in etwa 600 m Höhe. Dies hängt mit der Produktion kinetischer Energie der Rollen durch Windscherung am Grenzschichtoberrand zusammen. Die Scherung trägt etwa 1/4 zur Energieproduktion bei; weiter stromabwärts spielt dieser Prozeß keine Rolle mehr.

Ebenso wie im Falle offener Zellen (Abb. 6), zeigen die Modellsimulationen, daß auch die Rollen ganz erheblich zum Vertikaltransport beitragen. Oberhalb von 300 m Höhe wird der Transport fast allein durch skalige Bewegungen mit Wellenlängen von mehr als 250 m getragen.

d) 3D-LES-Simulation

Ausgehend vom 3D-LES-Modell von Chlond (1992) wurden von Müller (1993) Rechnungen zur Simulation des Überganges von Rollen zu Zellen bei einem KLA durchgeführt. Wegen der mit dem Musterübergang verbundenen Skalenvergrößerungen sind bisherige Modelle nicht brauchbar, da sie entweder nur auf die Simulation von

Rollen oder Zellen zugeschnitten sind. Von Müller (1993) wurde folgende Strategie eingeschlagen: In Eisrandnähe wird die Simulation mit dem ursprünglichen LES-Modell mit $64 \times 64 \times 64$ Gitterpunkten im Abstand von 100 m in allen drei Raumrichtungen begonnen. Das Modellgebiet schwimmt mit dem geostrophischen Wind mit und erfährt dabei eine zunehmende Wassertemperatur. Wenn die im Modell auftretenden Konvektionsstrukturen die Grenzen des Modellbereiches zu sprengen drohen, wird die horizontale Grundfläche des Modells durch Verdoppelung des Gitterabstandes in beide Richtungen vervierfacht. Dazu wird im alten Modellbereich jeder zweite Gitterpunkt weggelassen und das verbleibende Feld periodisch ergänzt. Um beim Fortsetzen der Rechnung diese Periodizität nicht beizubehalten, wird dem neuen Feld eine kleine Störung aufgeprägt. Ferner werden bei Errichtung des anisotropen Modellgitters auch anisotrope Austauschkoefizienten durch Verdoppelung der Werte für den horizontalen Austausch eingeführt. Bei Bedarf wird das gesamte Verfahren wiederholt.

Das Ergebnis einer Rechnung nach diesem Verfahren ist in Abb. 10 dargestellt. Die Ausgangssituation ist angepaßt an den während ARKTIS 1991 beobachteten KLA vom 8. März 1991.

Abb. 10 zeigt das Vertikalwindfeld nahe der Wolkenbasis in einer Draufsicht für die Abstände $\Delta x = 40, 158, 317, 475, 752$ und 1030 km vom Eisrand. Anfängliche Rollenmuster gehen in kleine Zellenmuster über. Wenn diese die Dimension des Modellgebietes erreichen, wird umgespeichert. Das Ergebnis vor und nach der Umspeicherung zeigt kaum einen Informationsverlust. Dieser Umspeichervorgang wird viermal wiederholt, bis das Modellgebiet bei $\Delta x = 1030$ km angelangt ist. Das entspricht etwa derjenigen Entfernung vom Eisrand, in der Zelluntersuchungen mit den Flugzeugen durchgeführt wurde. Die Durchmesser der Zellen aus der Modellrechnung stimmen in etwa mit den beobachteten überein. Weitergehende Vergleiche sollen in diesem Rahmen nicht dargestellt werden.

4. *Schlußbemerkungen*

- a. Die Messungen während ARKTIS '93 haben gezeigt, daß die Startbedingungen über dem Eis entscheidend für die Modifikation der Grenzschicht und die Wolkenentwicklung über dem offenen Wasser sind. Bei vielen Feldexperimenten zu KLA wurden sie nicht gemessen.
- b. Die meisten Modelle, mit Ausnahme der 2D- und 3D-MESO-Modelle, können mesoskalige Effekte wie z.B. die Baroklinität bedingt durch die Neigung der Grenzschicht und die daraus resultierenden Folgen für die Windscherung am Grenzschichtoberrand oder z.B. die mesoskalige Divergenz am Eisrand auf-

grund des überlagerten Eis-Seewindes nicht berücksichtigen.

- c. KLA haben eine klimarelevante Bedeutung. Allein der Zahlenvergleich zwischen dem über alle Ozeane gemittelten Wert des fühlbaren Wärmeflusses H von 15 W/m^2 und den Werten für H von 150 bis 800 W/m^2 , die am Eisrand während ARKTIS '93 gemessen wurden, macht dies deutlich.
- d. KLA fördern durch vermehrte Wärmeverluste des Ozeans die Neueisbildung am Eisrand. Bei der Eisbildung wird Salz ausgeschieden, das die Dichte des Meerwassers erhöht. Die dann entstehende Konvektion im Ozean trägt zur Bildung von Tiefenwasser bei, das in den Weltmeeren umläuft.
- e. Häufigkeitsuntersuchungen von KLA sowohl im regionalen Bereich (z.B. um den gesamten arktischen Eisrand herum) als auch weltweit sowie Untersuchungen zur Wechselwirkung zwischen KLA und den Wetterbedingungen in entfernten Regionen, die für die Dynamik des Klimasystems Atmosphäre-Ozean-Kryosphäre von großem Interesse sind, wurden bisher nicht vorgenommen.
- f. KLA vom arktischen Eisrand können nicht permanent stattfinden, weil das Kältereservoir irgendwann erschöpft ist. Welches sind die wichtigsten Voraussetzungen für die Produktion von Kaltluft über dem Eis und welche regionalen und überregionalen Folgen sind zu erwarten, wenn z.B. durch Warmlufteinbrücke vermehrt Wolken auf dem arktischen Eis vorhanden sind, die die "Kälteproduktion" im Winter verhindern?

Diese mehr großräumige und klimatologische Prozesse betreffende Fragestellungen sind bisher kaum angegangen worden.

Literatur

- Brümmer, B., T. Fischer und S. Zank (1986): Aircraft observations of open cellular structures during KonTur. *Beitr. Phys. Atmos.*, 59, 162-184.
- Brümmer, B., B. Rump und G. Kruspe (1992): A cold air outbreak near Spitsbergen in springtime - Boundary layer modification and cloud development. *Boundary-Layer Meteorol.*, 61, 13-46.
- Chlond, A. (1992): Three-dimensional simulation of cloud street development in a cold air outbreak. *Boundary-Layer Meteorol.*, 58, 161-200.
- Kantha, L. und G. Mellor (1989): A numerical model of the atmospheric boundary layer over a marginal ice zone. *J. Geophys. Res.*, 94, C4, 4959-4970.
- Müller, G. (1993): Numerische Simulationen konvektiver Strukturen in Kaltluftausbrüchen. *Persönliche Mitteilung*.
- Raasch, S (1990): Numerical simulation of the development of the convective boundary layer during a cold air outbreak. *Boundary-Layer Meteorol.*, 52, 349-375.
- Stage, S. und J. Businger (1981): A model for entrainment into a cloud-topped marine boundary layer. Part I: Model description and application to a cold air outbreak episode. *J. Atmosph. Sci.*, 38, 2213-2229.

Tabelle 1: Wärmehaushalt der Grenzschicht beim KLA am 16. Mai 1988 in Eisrandnähe ($\Delta x = 50-250$ km) und beim KLA am 8. März 1991 in 900-1050 km Entfernung vom Eisrand. Die einzelnen Terme repräsentieren die Temperaturänderung in K/Std aufgrund: individuelle zeitliche Änderung (I + II), Entrainmentfluß am Oberrand der Grenzschicht (III), Fluß am Unterrand der Grenzschicht (IV), individuelle zeitliche Änderung des Wolkenwassers (V), Regenrate (VI) und Strahlungsflußdivergenz (VII). θ ist die potentielle Temperatur, h die Grenzschichthöhe, w ist die Vertikalgeschwindigkeit, N der Bedeckungsgrad, l der Flüssigwassergehalt, h_c die Dicke der Wolkenschicht, r die Regenrate, ΔR_N die Differenz des Nettostrahlungsflusses am Ober- und Unterrand der Grenzschicht, ρ die Luftdichte, L die Verdampfungswärme, c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck. Die Indices h und s repräsentieren Werte am Ober- bzw. Unterrand der Grenzschicht, das Symbol \sim das vertikale Grenzschichtmittel.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
	$\frac{d\bar{\theta}}{dt} = \frac{1}{h} \frac{dh}{dt} (\theta_h - \bar{\theta}) - \frac{1}{h} w' \theta'_h + \frac{1}{h} w' \theta'_s + \frac{L}{\rho c_p h} \frac{d}{dt} (N l h_c) + \frac{L \cdot r}{\rho c_p h} + \frac{N \Delta R_N}{\rho c_p h}$						
16. Mai 1988	0.81	0.04	0.63	0.30	0.02	0	-0.18
08. März 1991	0.08	-0	-0	0.06	-0	0.08	-0.05

Tabelle 2: Nettostrahlungsfluß $R_N = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow$ und Energiebilanz $B = R_N - H - E$ an der Meeresoberfläche für verschiedene Abstände Δx vom Eisrand und verschiedene Bedeckungsgrade N . $S\downarrow, S\uparrow, L\downarrow, L\uparrow$ sind die kurzwelligen bzw. langwelligen Strahlungsflüsse aus dem oberen bzw. unteren Halbraum, H und E sind die Flüsse fühlbarer bzw. latenter Wärme.

	Δx	N	$S\downarrow$	$S\uparrow$	$L\downarrow$	$L\uparrow$	R_N	$-H$	$-E$	B
	[km]		W/m ²				W/m ²			
16.05.88	50	3-4/8	279	30	232	292	189	-55	-80	54
	170	8/8	82	5	285	300	62	-42	-59	-39
	250	8/8	59	3	288	302	42	-28	-40	-26
08.03.91	900	4/8	111	10	259	354	6	-56	-114	-164
	1060	4/8	155	17	243	352	29	-71	-140	-182
12.03.91	250	6/8	73	5	285	356	-3	-78	-146	-227
	1100	2/8	104	6	260	352	6	-51	-140	-185

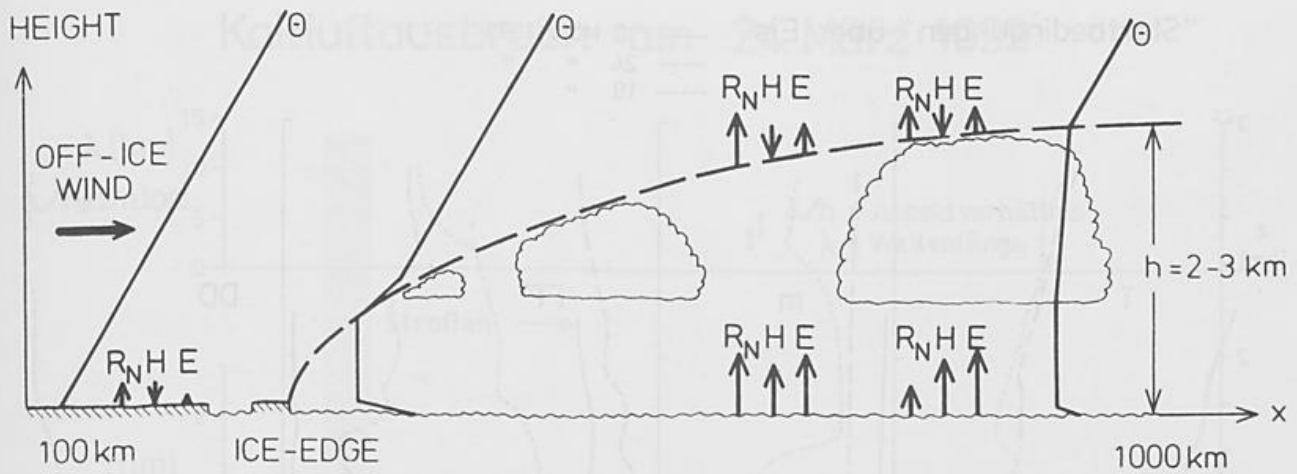


Abb. 1: Prinzipskizze der Grenzschichtentwicklung bei einem KLA. θ ist die potentielle Temperatur, h die Grenzschichtmächtigkeit, R_N der Nettostrahlungsfluß, H der Fluß fühlbarer Wärme und E der Fluß latenter Wärme.

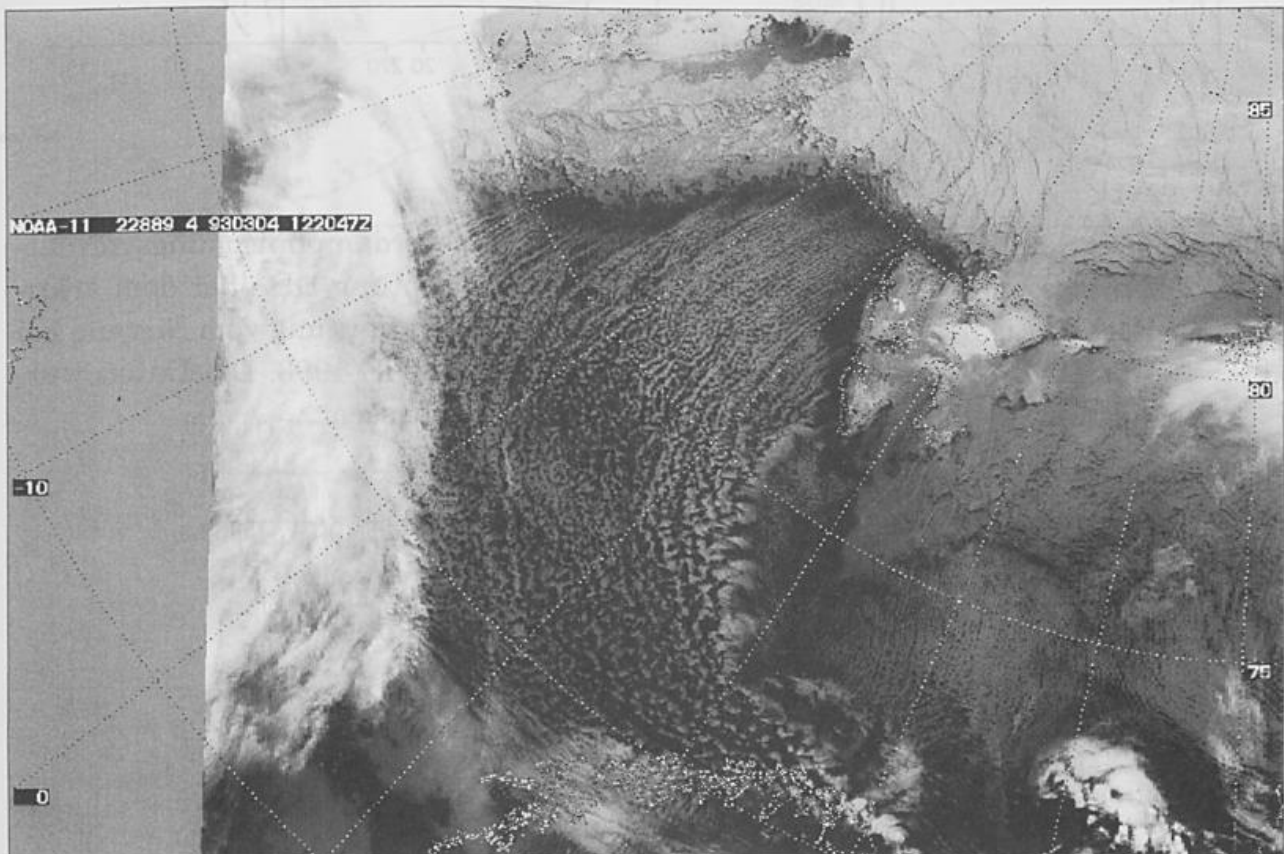


Abb. 2: KLA über der Grönlandsee und Barentssee am 4. März 1993: Aufnahme um 1224 UT vom Satelliten NOAA-11 in Infrarotkanal 4.

"Startbedingungen" über Eis

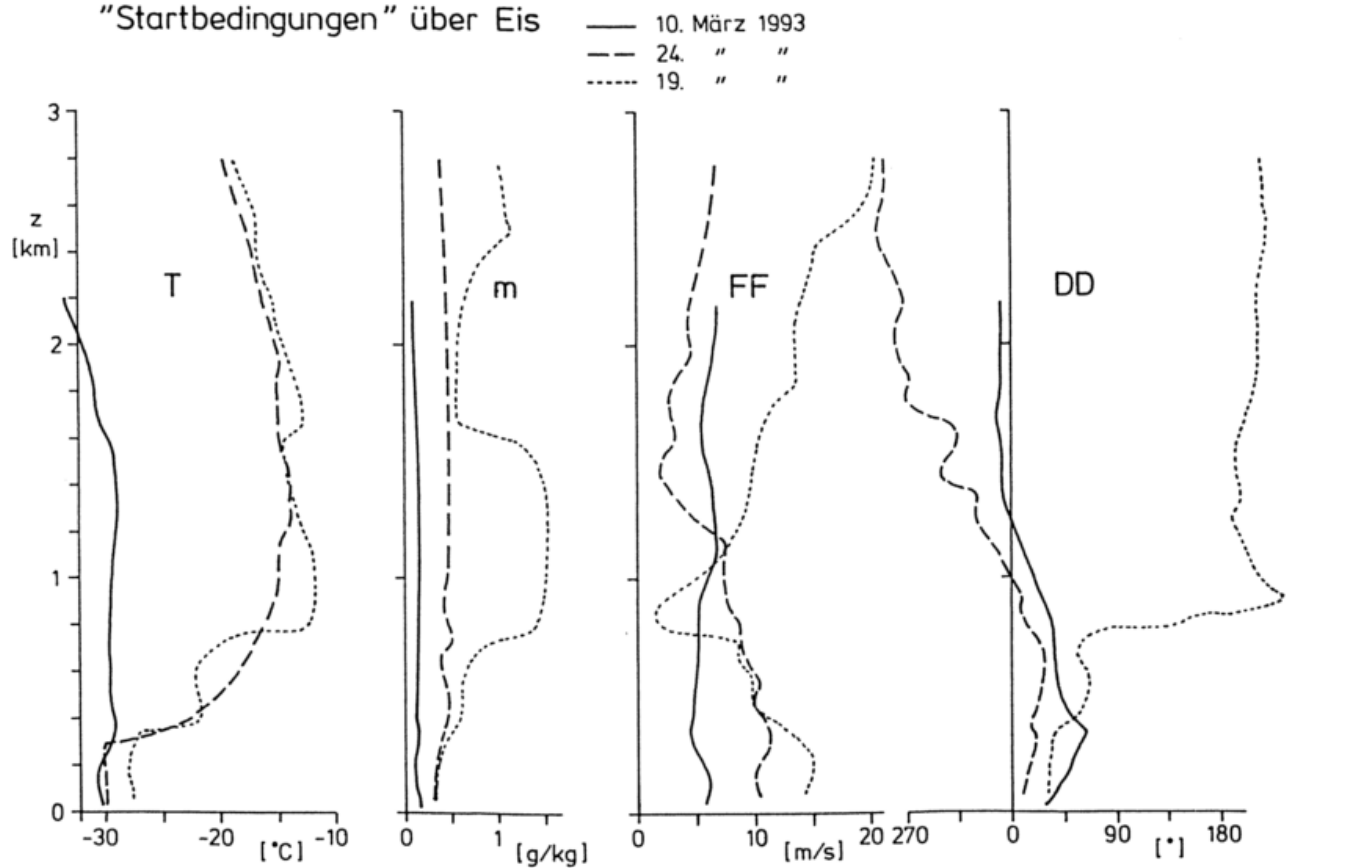


Abb. 3: Vertikalprofile der Temperatur T , des Wasserdampf-mischungsverhältnisses m , der Windstärke FF und der Windrichtung DD über dem arktischen Eis bei etwa $80^{\circ}N$ und $5^{\circ}E$ in 20-40 km Entfernung vom Eisrand bei drei KLA während des Feldexperimentes ARKTIS 1993. Die Daten wurden mit dem Forschungsflugzeug FALCON gemessen.

Kaltluftausbruch am 24. März 1993

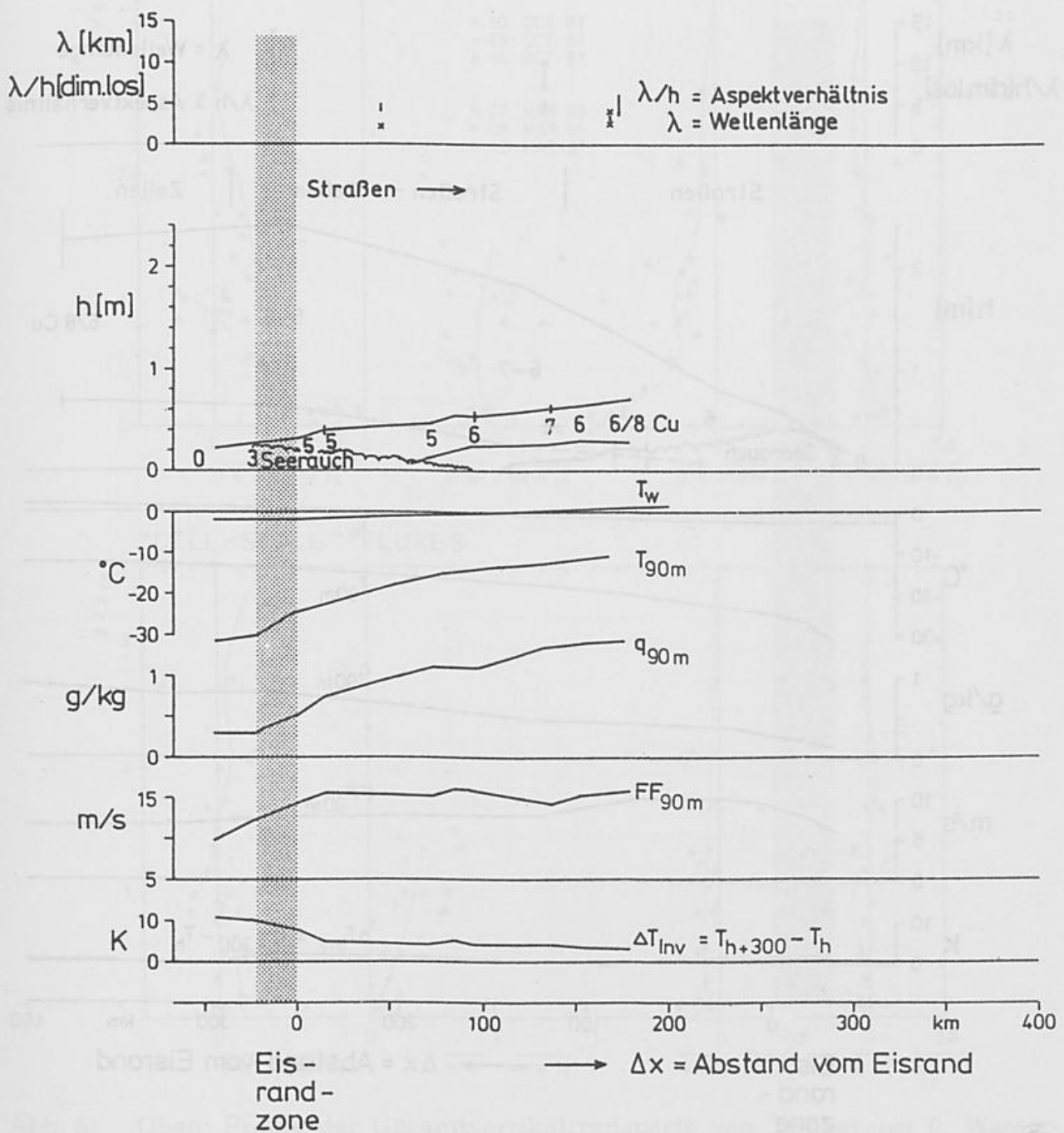


Abb. 4: Änderung diverser Grenzschichtparameter stromabwärts von der Eisrandzone beim KLA am 10. März 1993 westlich von Spitzbergen: Wolkenobergrenze, -untergrenze und Bedeckungsgrad N (in Achteln); Wassertemperatur T_w , je in 90 m Höhe: Lufttemperatur T, spezifische Feuchte q, Windstärke FF, Temperaturdifferenz $\Delta T_{Inv} = T_{h+300} - T_h$ in einer 300 m dicken Schicht über der Grenzschicht sowie die Wellenlänge λ und das Aspektverhältnis λ/h der Wolkenstrukturen (Straßen, Zellen).

Kaltluftausbruch am 10. März 1993

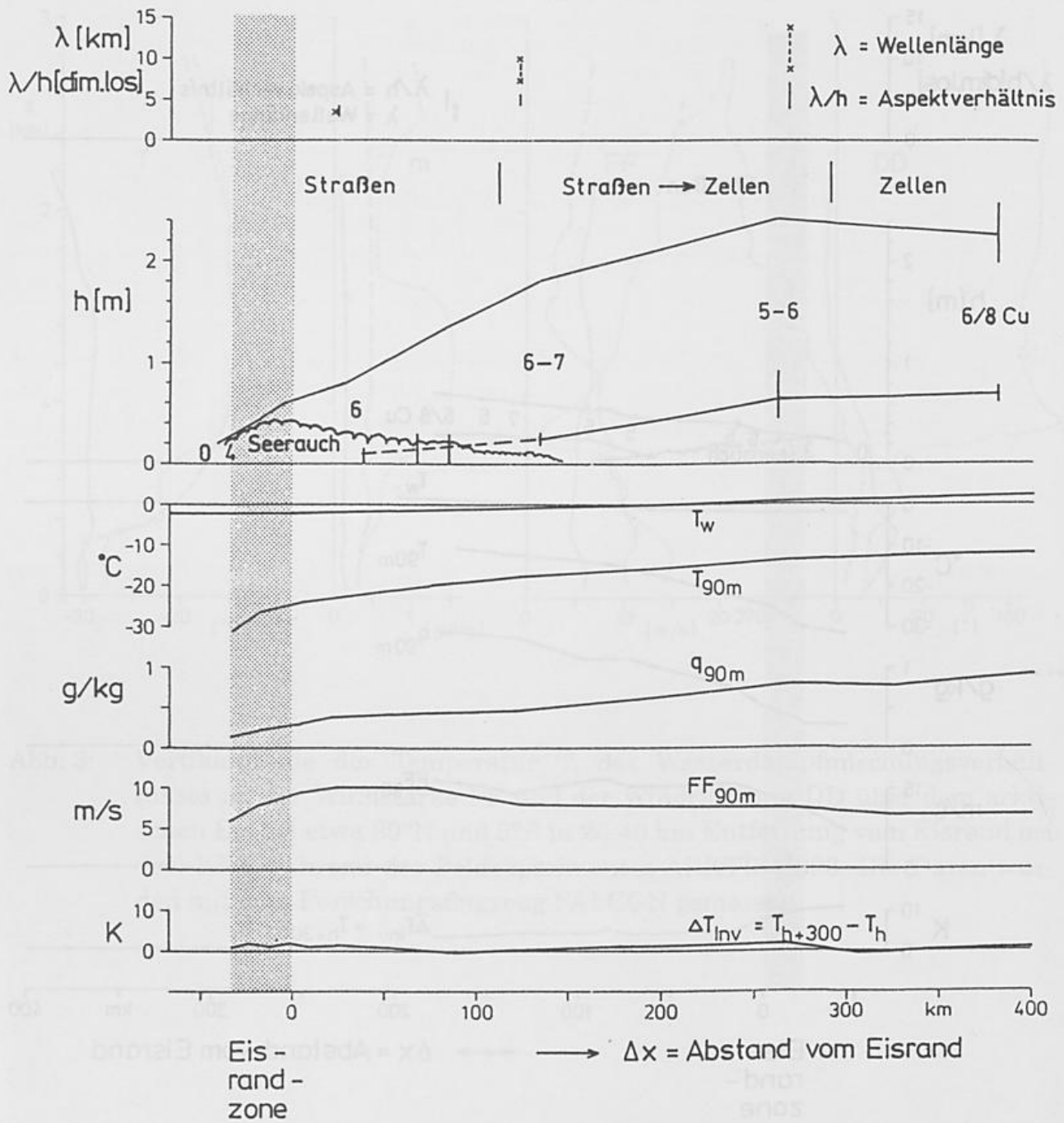


Abb. 5: Wie Abb. 4, aber für den KLA am 24. März 1993.

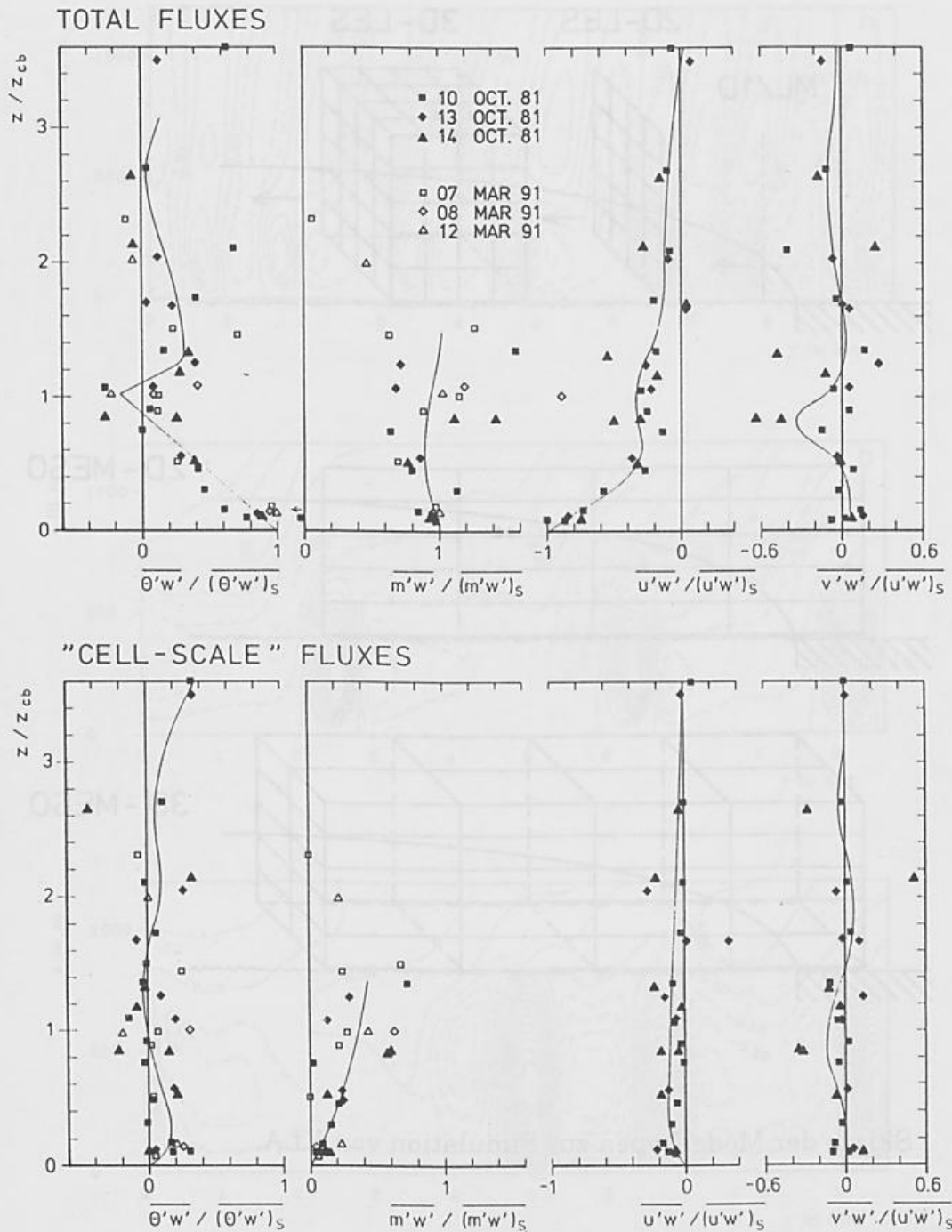


Abb. 6: Oben: Profile der Gesamtvertikaltransporte von Temperatur θ , Wasserdampfmischungsverhältnis m und u - und v -Impuls (u , v sind die horizontalen Windkomponenten in bzw. senkrecht zur Hauptwindrichtung) bei offener Zellarkonvektion im Oktober 1981 über der Nordsee (geschlossene Symbole) und im März 1991 über dem Nordmeer (offene Symbole). Die Transporte wurden mit dem jeweiligen Bodenwert und die Höhe mit der Wolkenbasishöhe normiert. Unten: Profile der "zellskaligen" Vertikaltransporte aufgrund von Bewegungen mit Wellenlängen, die größer als 5 km sind.

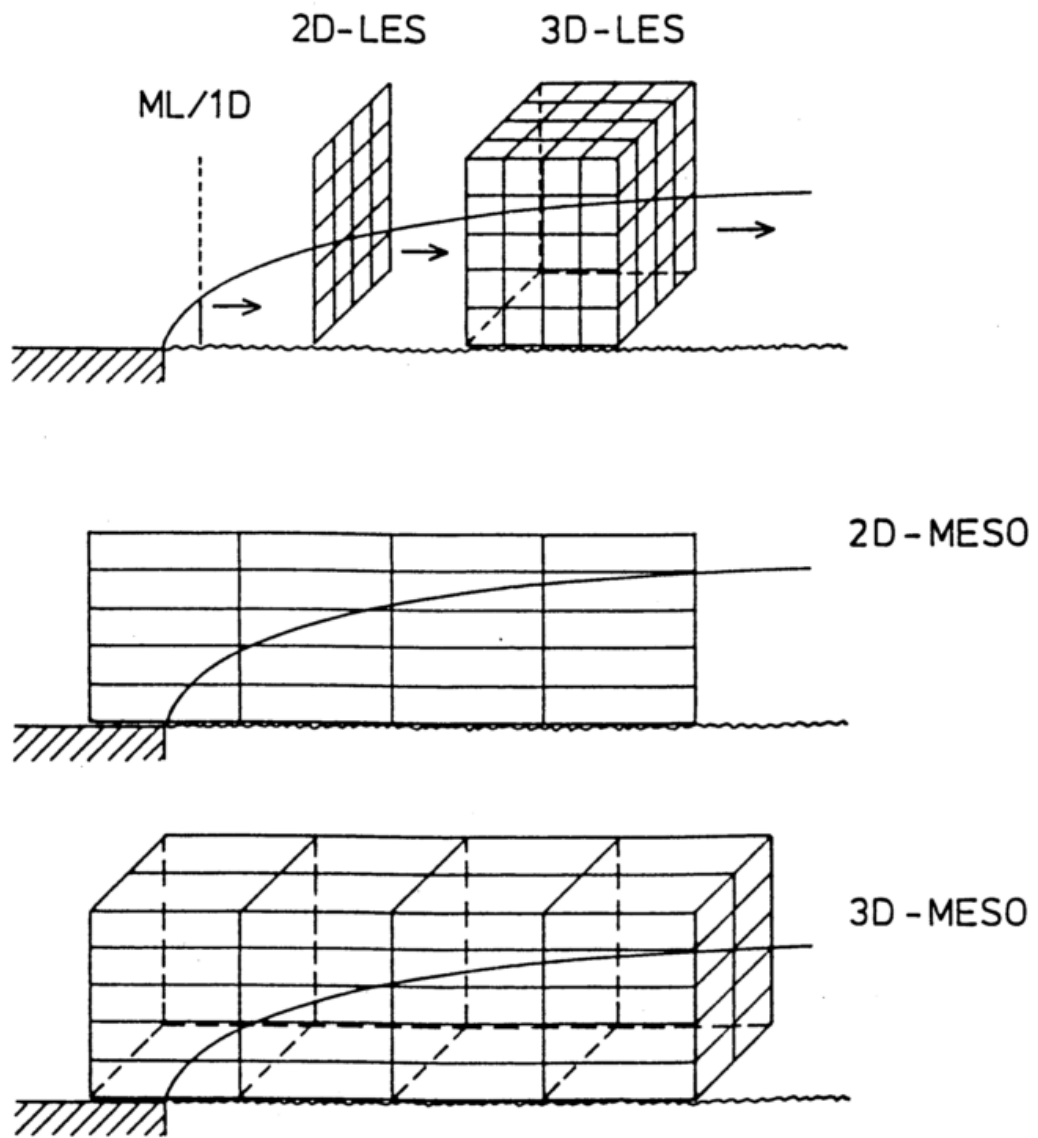


Abb. 7: Skizze der Modelltypen zur Simulation von KLA.

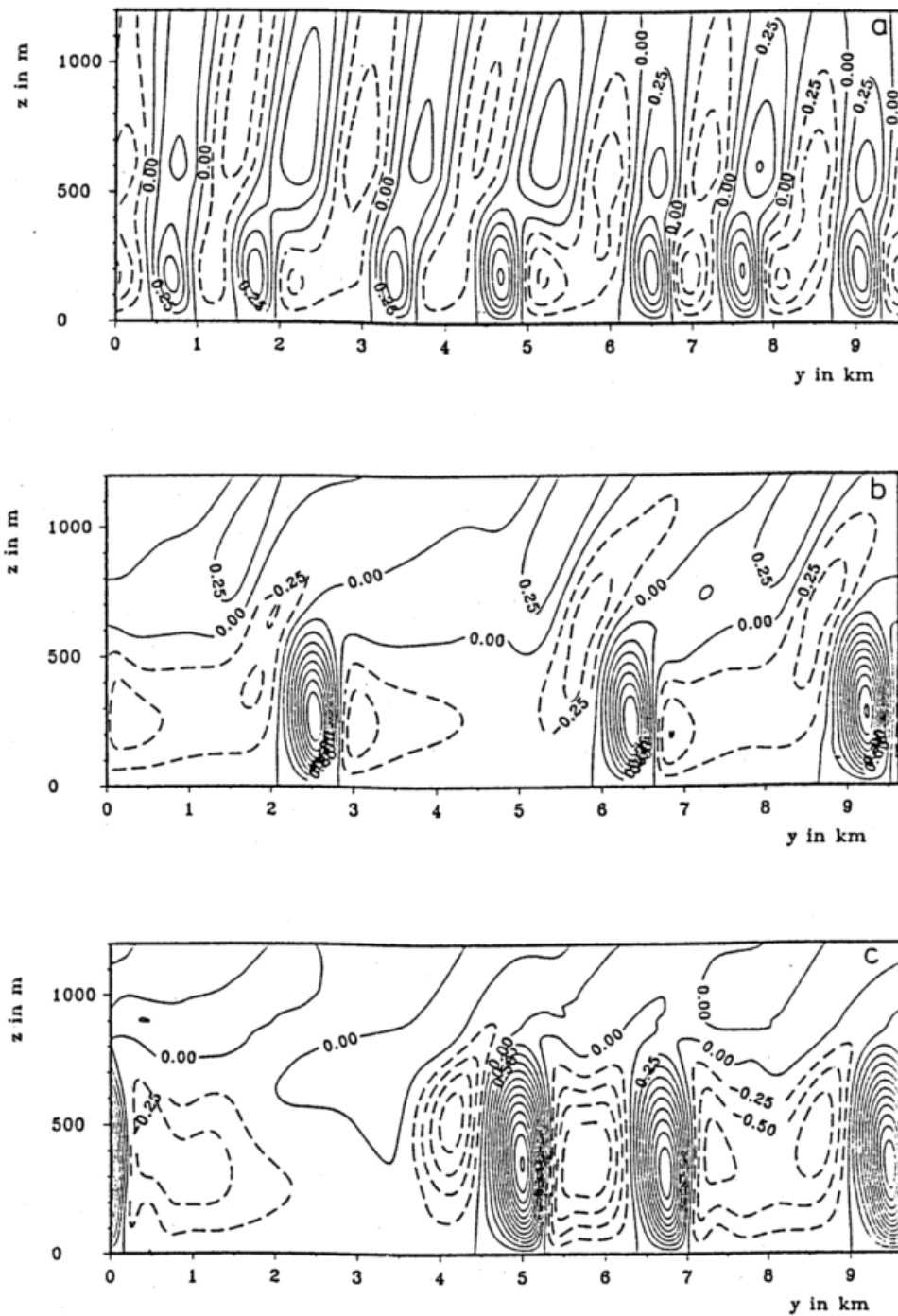


Abb. 8: Vertikalschnitte der potentiellen Temperatur θ in $^{\circ}\text{C}$, der kinetischen Energie der Turbulenz TKE in m^2/s^2 und der Hauptwindkomponente u in m/s bei einem KLA simuliert mit einem 2D-MESO-Modell (aus Kantha und Mellor, 1989).

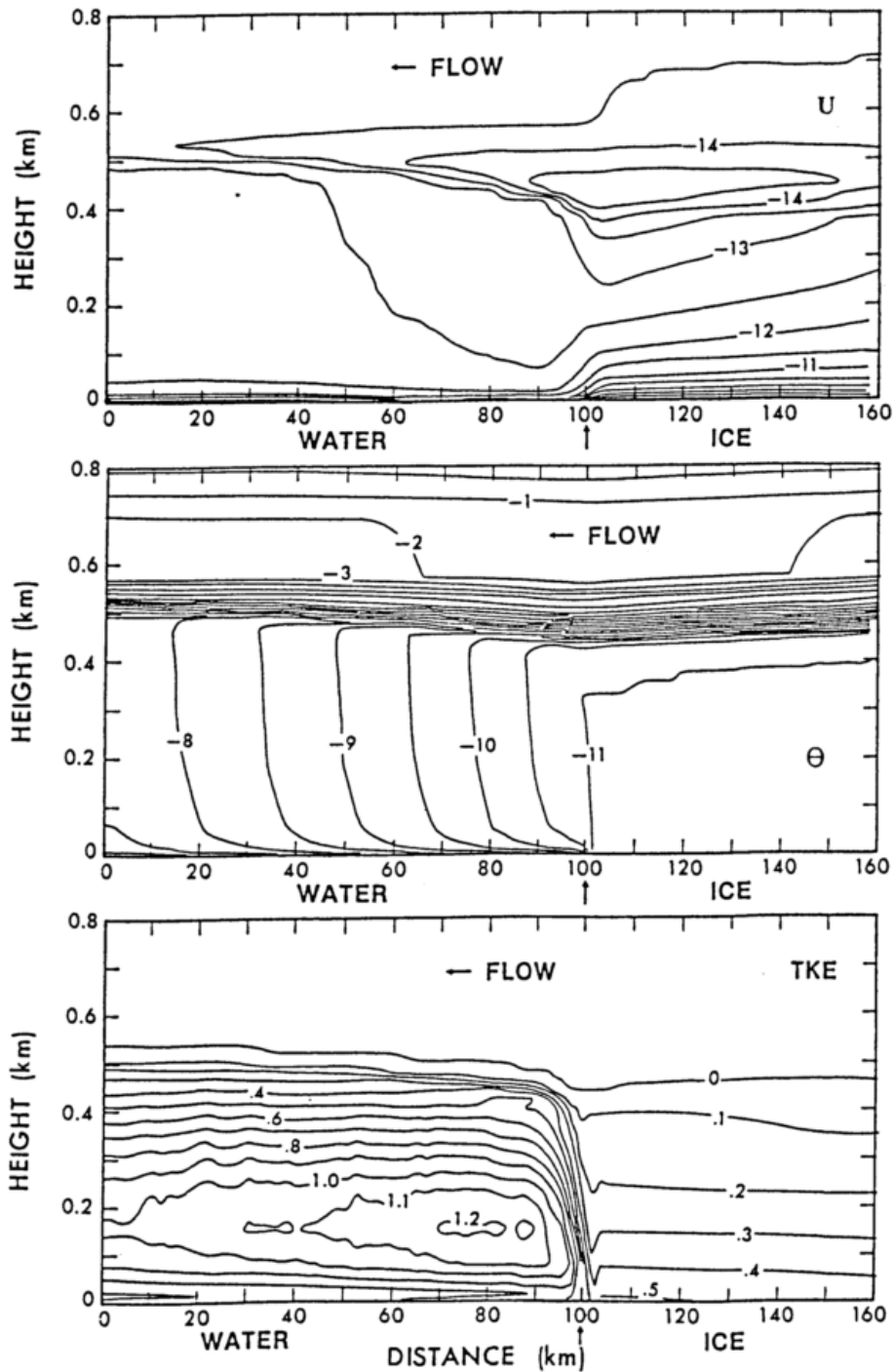


Abb. 9: Felder der Vertikalgeschwindigkeit w in m/s in 35 km (oben), 70 km (Mitte) und 140 km (unten) Abstand von der Küste in der Vertikalebene senkrecht zur Hauptwindrichtung simuliert mit einem 2D-LES-Modell (aus Raasch, 1990).

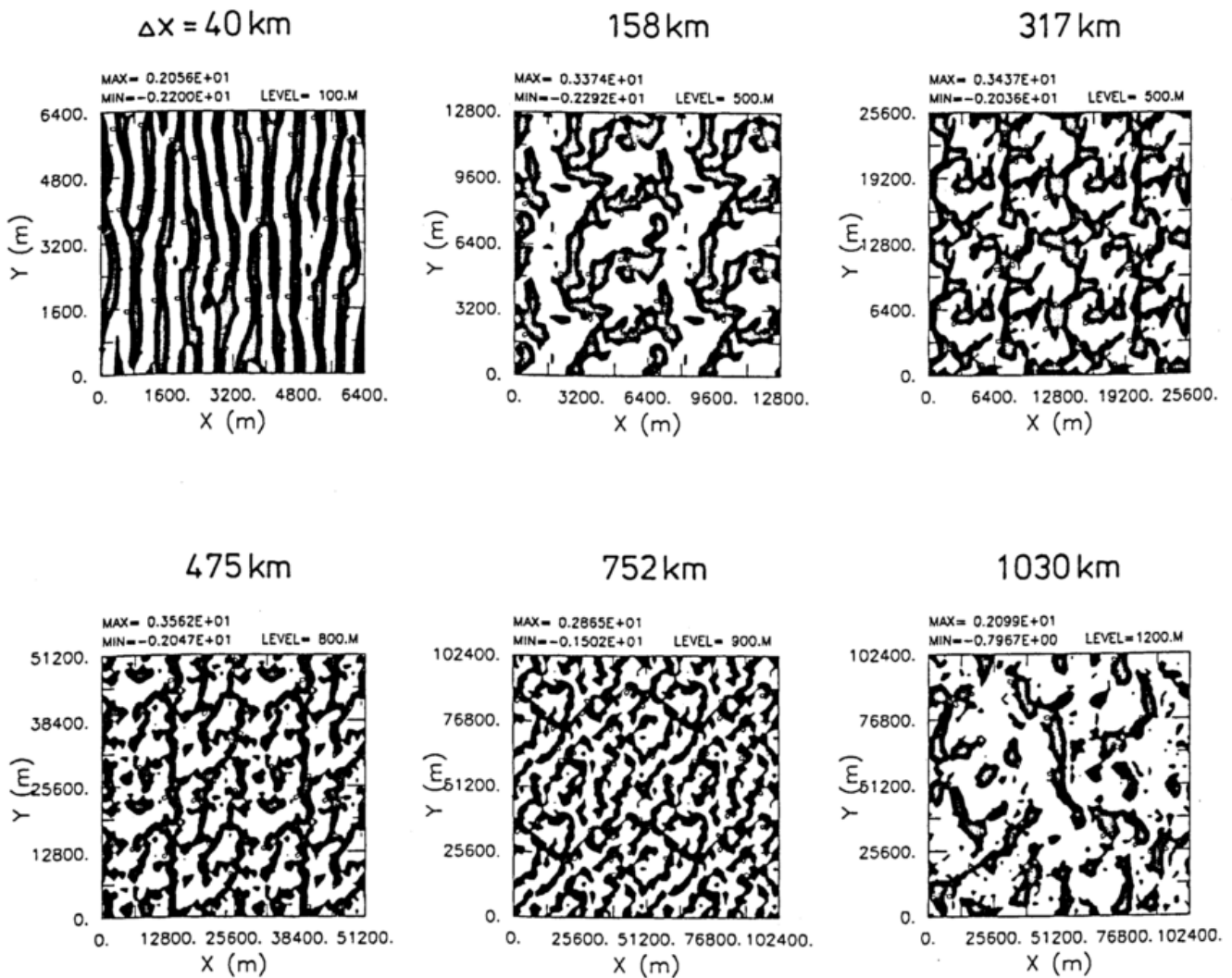


Abb. 10: Horizontalschnitte der Vertikalgeschwindigkeit w nahe der Wolkenbasis in 40, 158, 317, 475, 752 und 1030 km Entfernung Δx vom Eisrand. Der horizontale Modellbereich ist von anfänglich 6.4 km x 6.4 km nach viermaliger Verdoppelung des Rechengitters auf 102.4 km x 102.4 km expandiert. Schwarze Flächen kennzeichnen Aufwindgebiete, weiße Flächen Abwindgebiete. MAX und MIN geben die maximale und minimale Vertikalgeschwindigkeit in m/s, LEVEL das Höhenniveau des Horizontalschnittes an.

**Einflüsse gegliederter Unterlagen auf
den Energie- und Stoffaustausch
in der Prandtl-Schicht**

Thomas Foken

Meteorologisches Observatorium Potsdam

Zusammenfassung

Ausgehend von der Tatsache, daß bei der modellmäßigen Behandlung wie auch der experimentellen Erfassung des Energie- und Stoffaustausches über gegliederter Unterlage noch erheblicher Forschungsbedarf besteht, werden experimentelle Ergebnisse für einen Rauigkeitsprung vorgestellt. Dabei wird erläutert, daß das Feststellen von Unterschieden in den Austauschströmen auf Grund verschiedener Unterlageneigenschaften wesentlich vom Beherrschen der Meßtechnik, der notwendigen Korrekturalgorithmen und der Kontrolle der Meßdaten abhängt. Unter Berücksichtigung des gegenwärtigen Kenntnisstandes werden prinzipielle Möglichkeiten und Forschungskonzepte aufgezeigt, die zu einer Flächenmittelung der Austauschströme unter diesen Bedingungen führen können.

1. Einleitung

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt lassen sich gravierende Unterschiede unseres Erkenntnisstandes bezüglich der Behandlung homogener und inhomogener Unterlagen konstatieren. Während für die homogene Unterlage nur noch Einzelprobleme einer stärkeren experimentellen Untersuchung mit anschließender Parametrisierung bedürfen (hoher Bewuchs, stabile Schichtung), sind unsere Kenntnisse bei der Beschreibung inhomogener Unterlagen noch sehr lückenhaft. Lediglich für die Behandlung zweier Unterlagen, die bezüglich ihrer Rauigkeit, thermischen Verhältnisse oder Verdunstung merkliche Unterschiede aufweisen und eine klar definierte Grenzlinie besitzen, gibt es erste experimentelle Befunde und Modellansätze. Im Ergebnis der Tagung der Europäischen Geophysikalischen Gesellschaft 1990 in Kopenhagen stellten Dlugi und Mascard (1990) für die einzelnen Schichten der atmosphärischen Grenzschicht über bewachsener Unterlage den gegenwärtigen Erkenntnisstand zusammen (Abb. 1). Der vorliegende Beitrag wird sich besonders der inhomogenen Unterlage zuwenden und Befunde zum "Sprung" zwischen verschiedenen Unterlagen liefern. Es zeigt sich dabei sofort, daß nur bei Klärung einiger meßmethodischer Voraussetzungen dieses Problem wirklich gelöst werden kann. Besonders nachteilig ist dabei, daß sich die Energiebilanz an der Erdoberfläche nach dem gegenwärtigen Stand der Experimente und der Behandlung ihrer Daten als nicht geschlossen erwiesen hat, so daß die "scheinbar" sicherste Kontrollmöglichkeit nicht zur Anwendung gelangen kann. Mit der engen Verbindung von Aussagen zum Energie- und Stoffaustausch ("Wärmehaushalt") von Unterlagen und den entsprechenden meßmethodischen Problemen soll auch an die langen Traditionen des Potsdamer Observatoriums

Kaltluftausbrüche (KLA) am arktischen Meereisrand

Burghard Brümmer

Meteorologisches Institut der Universität Hamburg

1, *Einleitung*

Der Eisrand stellt eine markante Grenze insbesondere hinsichtlich der Albedo, der Oberflächentemperatur, der Oberflächenfeuchte, der Rauigkeit und der Wärmeleitung dar. Überströmt eine Luftmasse den Eisrand, so werden ihre Eigenschaften modifiziert. Dies ist in Abb. 1 in Form einer Prinzipskizze eines Kaltluftausbruches dargestellt. Über dem Wasser bildet sich eine neue, stromabwärts ansteigende Grenzschicht mit Wolken aus. Für die Details dieser Entwicklung spielen die Anfangsbedingungen über dem Eis sowie die Randbedingungen am Unter- und Oberrand der Grenzschicht, gegeben durch den Nettostrahlungsfluß R_N sowie die Flüsse fühlbarer Wärme H und latenter Wärme E , eine entscheidende Rolle.

Abb. 2 zeigt eine für KLA typische Wolkenentwicklung am Beispiel eines KLA am 4. März 1993 zwischen dem arktischen Eisrand und Skandinavien. Die durch Anfeuchten der Grenzschicht über dem Wasser entstehenden Wolken sind meist in Straßen, die rollenartige Sekundärbewegungen sichtbar machen, angeordnet. Mit weiterem Anstieg der Grenzschicht gehen die Wolkenstraßen in zelluläre Wolkenstrukturen über.

KLA gehen vornehmlich vom Meereisrand, aber auch von der Küste winterlicher Kontinente aus. Sie können sich über einige 1000 km Entfernung vom Eisrand bis in mittlere und gelegentlich subtropische Breiten erstrecken.

KLA spielen eine bedeutende Rolle im Klimasystem Kryosphäre-Ozean-Atmosphäre sowohl hinsichtlich des Energieaustausches zwischen Atmosphäre und Unterlage sowie der Konvektion in der Atmosphäre als auch hinsichtlich der Neueisbildung und der Konvektion im Ozean. Wegen der relativ gut überschaubaren Anfangs- und Randbedingungen stellen KLA einen mesoskaligen Prozeß dar, der sich für experimentelle und theoretische Untersuchungen besonders eignet.

2. *Experimentelle Befunde*

Umfangreiche Feldexperimente zur Untersuchung von KLA fanden in den letzten zwanzig Jahren am arktischen Meereisrand bei Spitzbergen und in der Beringsee sowie auf der Ostseite des amerikanischen und asiatischen Kontinents über dem

angeknüpft werden, denn die wegweisenden Arbeiten von Albrecht (u. a. 1937, 1940) haben ihren besonderen Wert gerade in dieser Kombination.

2. Interne Grenzschichten

Der Energie- und Stoffaustausch über benachbarten Flächen mit unterschiedlichen Eigenschaften bezüglich Rauigkeit, Oberflächentemperatur und Wasserangebot, welches für die Verdunstung zur Verfügung steht, kann nicht unabhängig voneinander in der Form von "Säulen" über den Flächen betrachtet werden. Das vorhandene Windfeld führt zu einem horizontalen Abdriften der Grenzflächen zwischen diesen "Säulen", so daß es zu einer vertikalen Schichtenstruktur kommt (Abb. 2). Dabei ist die "neue Gleichgewichtsschicht" unmittelbar über der Unterlage durch diese beeinflusst. In der Vertikalen schließt sich eine Störungsschicht (interne Grenzschicht) an und oberhalb dieser hat der Energie- und Stoffaustausch den Charakter der im Luv befindlichen Fläche. Dabei hängt die Höhe der internen Grenzschicht sehr stark vom Abstand von der Grenzlinie der unterschiedlichen Unterlageneigenschaften (fetch) ab. Zu beachten ist, daß eine auf Rauigkeitsunterschieden beruhende interne Grenzschicht nicht mit einer auf thermischen Unterschieden beruhenden Grenzschicht zusammenfällt, auch wenn die Unterschiede durch den relativ großen Störsektor der internen Grenzschicht nicht immer feststellbar sind. Eine Zusammenstellung der Problematik interner Grenzschichten erfolgte kürzlich durch Garratt (1990). Dabei wurde ein erheblicher Mangel an entsprechenden experimentellen Unter-

suchungen festgestellt. Mittels Ergebnissen der Experimente TARTEX-90¹ und SANA-91/2² wird gezeigt, daß sich interne Grenzschichten für die Schubspannungsgeschwindigkeit experimentell nachweisen und in einfacher Weise parametrisieren lassen. Dabei wurde von der experimentell gut verifizierten Abhängigkeit der Höhe der internen Grenzschicht δ in Abhängigkeit vom fetch x nach Raabe (1983) ausgegangen.

$$\delta = 0.3 \cdot x^{1/2} \quad (1)$$

Ein einfaches Modell für das Verhältnis der Schubspannungsgeschwindigkeiten u_{*1} über der neuen Unterlage (Index 2) und über der luvseitigen Unterlage bzw. oberhalb der internen Grenzschicht (Index 1) in Abhängigkeit vom Rauigkeitsparameter z_0 wurde von Logan und Fichtl (1975) vorgestellt:

$$\frac{u_{*1}}{u_{*2}} = \frac{\ln m}{\ln(\delta/m)} + 1 \quad (2)$$

Dabei sind $m = z_{01}/z_{02}$ und $\delta_\delta = \delta/z_{02}$. Aus den Gleichungen (1) und (2) erhält man:

$$\frac{u_{*1}}{u_{*2}} = \frac{\ln(z_{01}/z_{02})}{\ln[(0.3\sqrt{x})/z_{01}]} + 1 \quad (3)$$

Die experimentellen Daten zeigen, daß das Verhältnis u_{*1}/u_{*2} für $x > 20\text{m}$ nahezu konstant ist, so daß sich daraus die Rauigkeitshöhen bestimmen lassen (Tab. 1, Abb. 3).

¹Tartu-Experiment, 28.05. bis 13.07.1990 in Tõravere bei Tartu in Estland, s. Foken et al. (1993b)

²Wissenschaftliches Begleitprogramm zur Sanierung der Atmosphäre über den neuen Bundesländern, 2. Intensivmeßphase, 26.08. bis 12.09.1991, Melpitz bei Torgau

Auch der Nachweis interner Grenzschichten für den fühlbaren und latenten Wärmestrom ist während TARTEX-90 gelungen. Ihre Parametrisierung unter Berücksichtigung der Intensität der Ausbildung ist noch nicht möglich, da sie offensichtlich stark von den Unterlageneigenschaften (Oberflächentemperatur und -feuchte) abhängen. Ein Beispiel dafür wird in Abb. 4 gezeigt. An einem über einem Gerstenfeld befindlichen Meßpunkt in 30 m Abstand zu einer brachen Fläche (Windrichtung von der Brache zur Gerste) wird oberhalb und unterhalb der internen Grenzschicht der latente Wärmestrom bestimmt. Am 21.06.1993 waren sowohl die Gerste als auch der Boden feucht, so daß sich keine wesentlichen Unterschiede in den latenten Wärmeströmen ergaben. In der Nacht zum 22.06.1990 wurde bei Windzunahme trockene Luft herangeführt, die rasch den Boden austrocknete und höhere Verdunstungen über der Gerste ermöglichte. Somit war die Verdunstung unterhalb der internen Grenzschicht um ein Mehrfaches höher als in der von der Brache beeinflussten Schicht oberhalb der internen Grenzschicht am selben Meßpunkt über Gerste. Man muß also bei Ausbildung interner Grenzschichten mit beachtlichen Unterschieden der turbulenten Flüsse unter- und oberhalb dieser rechnen.

Es wird somit ersichtlich, daß unterschiedliche Unterlagen sich nicht nur hinsichtlich des Energie- und Stoffaustausches unterscheiden, sondern daß bei einer Ausbildung interner Grenzschichten auch in der Vertikalen beachtliche Unterschiede in den Flüssen auftreten können. Die Bearbeitung von Fragestellungen im Zusammenhang mit heterogenen Unterlagen erfordert immer, daß die Untersuchungen auch auf die Unterschiede in der Vertikalen ausgedehnt werden müssen.

3. Voraussetzungen zur Untersuchung vertikaler Flußdivergenzen

Die Untersuchung der Einflüsse heterogener Unterlagen setzt voraus, daß die Meßbedingungen und die Meßtechniken beherrscht werden, da die Meßfehler mindestens in der Größenordnung der Effekte einer heterogenen Unterlage liegen. Um vertikale Schichtungen erkennen zu können muß im allgemeinen von der vertikalen Konstanz der Austauschströme ausgegangen werden. Dies setzt voraus, daß eine sogenannte Bodenschicht (Prandtl-Schicht) nach der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie vorhanden ist, unter stabilen Schichtungsbedingungen ein nicht trivialer Sachverhalt, und daß die Meßtechnik selbst keine Höhenabhängigkeit vortäuscht. Letzteres ist möglich durch die unzureichende Auflösung der Meßgeräte für hohe Frequenzen und die Separation zwischen den Gebern für zwei zu korrelierende Größen. Der Effekt wird für Meßhöhen unter 5 m und bei der Verdunstungsbestimmung besonders deutlich und bedarf sorgfältiger Korrekturen.

Weitgehend alle Meßverfahren und Modellberechnungen für den turbulenten Energie- und Stoffaustausch in der Bodenschicht nutzen die Monin-Obukhov'sche Ähnlichkeitstheorie, die die Höhenkonstanz der Ströme in der Bodenschicht innerhalb eines zulässigen Fehlers von ca. 10-20 % voraussetzt. In diesem Sinne ist wegen der Begrenzung der Anwendbarkeit obiger Verfahren die Kenntnis der Bodenschichthöhe von besonderem Interesse. Ergebnisse entsprechender Untersuchungen, die eine Parametrisierung der Bodenschichthöhe einschließen, liegen für labile Schichtung von Wache und Foken (1990) und für stabile Schichtung von Kretschmer et al. (1991) vor. Die in Abb. 5 angegebenen normierten Bodenschichthöhen betragen für labile Schichtung etwa 20-50 m, für neutrale Schichtung 10-20 m und für stabile Schichtung nur ca. 5-10 m. Damit liegen die Bodenschicht-

höhen unter den in der Vergangenheit vielfach angenommen Werten und müssen zur Interpretation interner Grenzschichten herangezogen werden.

Im Rahmen des Experimentes SANA-91/1³ wurden die in verschiedenen Höhen gemessenen Flüsse hinsichtlich ihrer Höhenkonstanz unter Bedingungen untersucht, bei denen interner Grenzschichten ausgeschlossen werden können. Für den Impulsaustausch und den fühlbaren Wärmestrom sind offensichtlich keine Probleme hinsichtlich einer möglichen Höhenabhängigkeit der Flüsse vorhanden (Abb. 6). Dieses Ergebnis kann nicht ohne weiteres auf den latenten Wärmestrom übertragen werden, wie Tab. 2 zeigt.

Die scheinbare Höhenabhängigkeit beruht auf einer Höhenabhängigkeit des Meßverfahrens durch sein Tiefpaßverhalten. Ursache dafür sind neben der Zeitkonstanten der Meßgeräte τ noch die endliche Meßstreckenlänge d und bei der Bestimmung von Kovarianzen auch die Separation der beiden Meßsysteme bei einem Abstand s der Mittelpunkte der Meßstrecken. Als Übertragungsfunktion G des Meßkomplexes für die Größen α und β (bei Dispersionen sind α und β identisch) erhält man

$$G_{\alpha\beta}(f) = \sqrt{G_{\tau\alpha}(f)} \cdot \sqrt{G_{\tau\beta}(f)} \cdot \sqrt{G_{d\alpha}(f)} \cdot \sqrt{G_{d\beta}(f)} \cdot G_{s\alpha\beta}(f) \quad (4)$$

Der relative Meßfehler $\Delta F/F$ für die Bestimmung von Kovarianzen ergibt sich dann in der Form

³Wissenschaftliches Begleitprogramm zur Sanierung der Atmosphäre über den neuen Bundesländern, 1. Intensivmeßphase, 04.-23.03.1991, Eisdorf bei Leipzig

$$\frac{\Delta F}{F} = 1 - \frac{\int_0^{\infty} G_{\alpha\beta}(f) \cdot C_{\alpha\beta}(f) \cdot df}{\int_0^{\infty} C_{\alpha\beta}(f) \cdot df} \quad (5)$$

Details des Verfahrens sind bei Moore (1986) und Foken (1990) beschrieben. Für den Turbulenzmeßkomplex des Meteorologischen Observatoriums Potsdam (die Dimensionierung der Komplexe der anderen Einrichtungen ist völlig analog und führt zu keinen anderen Ergebnissen) zeigt Abb. 7 Modellrechnungen für die Schubspannungsgeschwindigkeit, den fühlbaren und latenten Wärmestrom für labile ($z/L = -0,1$) und stabile ($z/L = 0,1$) Schichtung (z : Höhe, L : Obukhov-Länge). Dabei werden die relativen Meßfehler in Abhängigkeit von der Meßhöhe dargestellt. Es zeigt sich, daß Meßhöhen oberhalb 2m die Schubspannungsgeschwindigkeit generell und der fühlbare Wärmestrom im labilen Fall nur Fehler aufweisen, die innerhalb des Meßgerätefehlers liegen. In allen anderen Fällen sind Korrekturen nötig, wobei diese beim latenten Wärmestrom unter stabilen Bedingungen sogar beachtliche Werte erreichen können. Die zu erwartenden Fehlerwerte für andere Gase (z. B. O_3) sind mit denen für Wasserdampf vergleichbar. Ursache für diese großen Fehler ist vor allem die erhebliche Separation der Meßwertgeber, die aus aerodynamischen Gründen oder wegen hoher Ansauggeschwindigkeiten nicht reduziert werden. Bringt man an die Meßwerte die entsprechenden Korrekturen an, so zeigt sich, daß die Höhenkonstanz auch für den latenten Wärmestrom vorhanden ist (Tab. 2).

Führt man keine Korrekturen aus, so erhält man folgende Aussage: Wegen der Tiefpaßfilterung des Meßkomplexes ergibt sich mit zunehmender Annäherung der Meßhöhen an den Boden eine scheinbare Abnahme der Energie- und Stoffflüsse. Oberhalb von 10-20

m ergibt sich dann je nach Höhe der Bodenschicht eine Abnahme der Flüsse bis zum nahezu vollständigen Verschwinden an der Grenzschichtobergrenze (zumindest für die Schubspannungsgeschwindigkeit). Somit erklärt sich auch der experimentelle Befund von Zubkovskij et al. (1979), die ein signifikantes Maximum des fühlbaren Wärmestroms in 10 m Höhe fanden. Bei Anwendung der genannten Korrekturen ist eine Übertragung der in Höhen von 5-10 m gewonnenen Meßergebnisse auf niedrigere Höhen bzw. den Vergleich von Messungen, die in verschiedenen Höhen erfolgten, im Hinblick auf Untersuchungen an internen Grenzschichten möglich.

Für den latenten Wärmestrom (bei Dampfdrücken über 20 hPa; Foken, 1989a) und allen anderen Gasen ist zusätzlich die sogenannte Webb-Korrektur (Webb et al., 1980) zu berücksichtigen, die die Korrektur des Dichteflusses beinhaltet. Dabei ist zu beachten, daß die Messung im allgemeinen nicht auf die Masseneinheit (Größe a), sondern bei den meisten Meßgeräten auf die Volumeneinheit (Größe A) bezogen ist. Der Gesamtfluß setzt sich somit aus dem gemessene Fluß (auf Volumeneinheit bezogen) plus dem Anteil durch die Webb-Korrektur-Funktion

$$\overline{qwa} \approx \overline{A'w'} [1 + f(T_*, \bar{T}, \bar{q}, \bar{A})] \quad (6)$$

mit ρ : Luftdichte und dem Temperaturmaßstab $T_* = -\overline{w'T'}/u_*$ (u_* : Schubspannungsgeschwindigkeit) zusammen.

4. Kontrolle der Meßdaten

Die Gewinnung von Meßdaten von unterschiedlichen Unterlagen, die mit dem Ziel durchgeführt wird, daß sie qualitative und quantitative Unterschiede zwischen den Flächen aufdecken kann, muß von einer außerordentlich hohen Qualität sein, was sich nicht nur auf die Kalibrierung und die, wie in 3. angegeben, methodische Beherrschung der Messungen beschränkt. Vielmehr ist die Qualitätskontrolle eine nicht zu unterschätzende Komponente auf dem Weg zu verwertbaren Messungen in der Bodenschicht über gegliedertem Gelände. Leider versagt das klassische Kriterium für die Kontrolle, die Prüfung auf eine geschlossene Energiebilanz an der Erdoberfläche, da sie gegenwärtig selbst Gegenstand intensiver Forschungen ist. Wohl alle Feldexperimente der jüngeren Vergangenheit (z.B. Koitzsch et al., 1988; Dugas et al., 1991; Foken et al., 1993b, u. a.) zeigten, daß die Energiebilanz, gebildet aus direkten Messungen aller Größen, nicht geschlossen ist, d.h. ein Residuum R

$$R = R_N - H - LE - G \quad (7)$$

zu verzeichnen ist (R_N : Strahlungsbilanz, H : fühlbarer Wärmestrom, LE : latenter Wärmestrom, G : Bodenwärmestrom). Ein Beispiel des Verlaufs der Energiebilanzgrößen ist für einen Tag während TARTEX-90 in Abb. 8 ersichtlich.

Bisherige Überlegungen zur Erklärung dieser Problematik gingen vorwiegend von Meßfehlern der Einzelkomponenten der Energiebilanz aus. So erklären Dugas et al. (1991), daß das Restglied in der Energiebilanz vorrangig durch die Unterbestimmung des latenten Wärmestromes bei der eddy-correlation Methode zustande kommt. Diese Schlußfolgerung

wird aus dem Vergleich mit Messungen des latenten Wärmestromes nach der Bowen-ratio Methode gezogen, gegenüber der alle Meßwerte der direkten Flußmessung (eddy-correlation Methode) kleiner sind und Abweichungen bis zu 100% aufweisen. In Betracht zu ziehen sind hier aber Kritikpunkte zur Bowen-ratio Methode, die den Einfluß dynamischer Effekte nicht berücksichtigt (s. Foken und Richter, 1991). Somit sind insbesondere die sehr großen Abweichungen eddy-correlation/Bowen-ratio Methode in den frühen Morgenstunden bei Dugas et al. (1991) in Frage zu stellen.

Die wichtigsten der möglichen Gerätefehler für die Erfassung der Energiebilanz für einen Sommertag sind in Tab. 3 abgeschätzt (nähere Erläuterungen s. Foken et al., 1993b).

Wie aus den Abschätzungen der maximal möglichen Fehler ersichtlich, würde sich nur bei Abweichungen bei mehreren Komponenten der Energiebilanz im Bereich der größten Fehler eine Schließung der Energiebilanz ergeben. Da jedoch weder endgültige Aussagen über die Richtung der Abweichung der jeweiligen Komponente gemacht werden können, noch wahrscheinlich ist, daß unter den verschiedensten Meßbedingungen allen Messungen gleichzeitig die größtmöglichen Fehler zuzuordnen sind, kann die bisher gültige und auch häufig noch vertretene Auffassung, daß eine nicht geschlossene Energiebilanz lediglich auf Meßfehler der einzelnen Komponenten zurückgeführt werden kann, nicht mehr aufrechterhalten werden. Foken et al. (1993a) sehen eine Hauptursache für die nicht geschlossene Energiebilanz im Energiespeicherterm im Boden. Demgegenüber sind advective Beeinflussungen zu vernachlässigen.

Eine Datenkontrolle ist jedoch unerlässlich, so daß nach anderen Möglichkeiten gesucht werden muß. Grundlage dafür muß der Test auf die Einhaltung der Voraussetzungen für die Flußmessung sein. Dazu gehört die Stationarität der Messung und das Vorhandensein einer entwickelten Turbulenz.

Der am Meteorologischen Observatorium Potsdam verwendete Stationaritätstest beruht auf einem Verfahren von Zubkovskij und Gurjanov (1981). Dabei wird eine Meßreihe für die übliche Mittelungszeit (in der Regel 30 Min.) bearbeitet und gleichzeitig in etwa 5-8 Teilintervalle aufgeteilt und in gleicher Weise nochmals Dispersionen bzw. Kovarianzen ermittelt. Falls der Mittelwert aus den Teilintervallen dem Wert der gesamten Mittelungszeit innerhalb einer Fehlergrenze von maximal 30 % entspricht, so kann eine Messung als ausreichend stationär betrachtet werden.

Für den Test auf entwickelte Turbulenz bedient man sich der integralen Turbulenzcharakteristiken (Kaimal, 1990; Foken (1990). Diese sind die mit einem Skalierungsfaktor normierten Standardabweichungen turbulenter Größen, wie σ_w/u_* , σ_v/u_* , σ_T/T_* . Sie besitzen bei entwickelter Turbulenz eine gesicherte Abhängigkeit von der Stabilität und sind bei neutraler Schichtung (außer σ_T/T_*) konstant. Ein Parametrisierungsschema für den gesamten Bereich neutraler und labiler Schichtung stellten Foken et al. (1991) vor. Bei stabiler Schichtung kann man in erster Näherung von einer Konstanz in der Größenordnung der neutralen Werte ausgehen. Bei der Parametrisierung wurde die universelle Funktion $\phi(z/L)$ nach Skeib (1980) verwendet. Für die vertikale Windkomponente ergibt sich

$$\sigma_w / u_* = a_1 \phi_m^{-1/2}(z/L) \quad (8)$$

und für die Temperatur

$$\sigma_T / T_* = a_2 [(z/L) \phi(z/L)]^{-1/2} \quad (9)$$

Die daraus folgenden Beziehungen für verschiedene Stabilitätsbereiche sind in Tab. 4 sowie in Abb. 9 angegeben.

Falls die integralen Turbulenzcharakteristiken, wie sie sich aus den Meßdaten ergeben, vom Modell um mehr als 30 % abweichen, kann von einer nicht mehr voll entwickelten Turbulenz ausgegangen werden bzw. es liegt ein genereller Meßfehler vor.

Die beiden für alle turbulenten Größen anwendbaren Grundtests bilden das Kernstück eines am Meteorologischen Observatorium Potsdam entwickelten Qualitätskontrollverfahrens (Foken, 1993), in welches weitere Tests nach der ordnungsgemäßen Orientierung der Meßwertgeber, Spikes in den Meßserien, usw. eingeordnet sind. Das Verfahren gestattet nach Abschluß jeder Meßserie die Ausgabe eines Fehlerprotokolls zur Sofortkontrolle der Messungen und bietet damit die Möglichkeit, die Qualität der Daten auf gleichem Niveau zu halten. Nach den Messungen liefert das Verfahren einen Qualitätsfile für alle Meßwerte, der eine Gesamtaussage zur Meßwertqualität enthält und Einzeltests in Klassen wiedergibt. Ein derartiges Verfahren gibt die Garantie für eine hohe Datenqualität und für eine nachfolgende zuverlässige wissenschaftliche Bearbeitung auch unter komplizierten meteorologischen und Geländebedingungen.

5. Flächenmittelung

Der Übergang von kleineren Skalenbereichen, bei denen im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht vertikale Strukturen für meso- β - und meso- γ -scale eine hohe Bedeutung haben, zum macro- und meso- α -scale mit zunehmender Abhängigkeit von vorwiegend horizontalen Feldverteilungen (Foken, 1989b), ergibt einen in hohem Maße nichtlinearen Flächenmittelungsprozeß. Eine detaillierte Aufnahme der Oberflächenstrukturen ist nicht ausreichend für eine Flächenmittelung, so daß Zusatzinformationen nötig sind. Gegenwärtig scheint das Konzept der "blending height" nach Mason (1988) eine durchaus tragfähige Lösung zu sein. Danach wird eine Höhe definiert, in der sich die Unterschiede in den Energie- und Stoffflüssen an der Unterlage ausgeglichen haben, wobei Unterschiede erst in horizontalen Scalen von der Größe des Abstandes der Gridpunkte des Modells auftreten. Die aktuelle wissenschaftlich Fragestellung besteht darin, in welcher Weise sich die Energie- und Stoffflüsse der einzelnen Oberflächen in der Gesamtbilanz abbilden. Rein arithmetische Mittelungsverfahren versagen hier völlig, da Orographie, Rauigkeit der Unterlage, Stabilität und das Windfeld zur Ausbildung einer Vielzahl interner Grenzschichten zwischen den einzelnen Flächen führen.

Dabei haben internen Grenzschichten nicht nur auf den Flächenmittelungsprozeß selbst, sondern auch auf die notwendige meßtechnische Erfassung der Flüsse einen erheblichen Einfluß. Eine Messung am Boden stellt keine Punktmessung dar, sondern, bedingt durch das Windfeld, wird sie durch ihre unmittelbare Umgebung beeinflusst ("footprint", Horst et al., 1991). Soll eine Messung am Boden (2-5 m Höhe) einer Unterlage zugeordnet werden, so muß die gleiche Unterlage mindestens bis zu 50-300 m Abstand vom Meß-

punkt vorhanden sein und darf keine Störungen durch interne Grenzschichten aufweisen. Die Messung der Flüsse in der Grenzschicht erfordert den Einsatz von Flugkörpern. Bei derartigen Messungen sind sowohl die internen Grenzschichten als auch das Prinzip der Flußmessungen begrenzende Faktoren.

Während bei direkten Flußmessungen am Boden an einem festen Geräteträger eine Zeitreihe aufgenommen wird (Vorbeidriften der Turbulenzelemente am Meßpunkt), deren Länge sich durch die Größe der Turbulenzelemente bestimmt und bei labiler und neutraler Schichtung bis zu Meßhöhen von 5-10 m etwa 30 Minuten beträgt, wird die gleiche Zeitreihe mit einem Flugkörper durch ein Durchfliegen der Turbulenzelemente erreicht, wobei sich die Flugstrecke aus der Größe der Turbulenzelemente ergibt und somit höhenabhängig ist. Voraussetzung für eine Auswertung ist in beiden Fällen eine hinreichende Stationarität der Meßserie. Damit sind für 100 m Höhe typische Meßstreckenlängen von mehreren Kilometern nötig (Lenschow und Stankov, 1986). Somit sind Flugzeugmessungen auf Höhen oberhalb der "blending height" bzw. über hinreichend großen Flächen, bei denen der Abstand zwischen zwei internen Grenzschichten noch eine ausreichende Meßstreckenlänge zuläßt, beschränkt.

Das vorrangige Interesse bei der Erforschung des Mittelungsprozesses besteht in seiner kompletten Modellierung. Allerdings kann dies nur für wenige und auch hinreichend große Flächen gegenwärtig realisiert werden (Claussen, 1990, 1991). Dies ist auch aus Gründen der Validierung notwendig, denn hierzu ist ein Flugzeugeinsatz möglichst in mehreren Höhen unterhalb der "blending height" notwendig. Derartige Experimente, die keinen unerheblichen Aufwand bedürfen, erfordern speziell ausgesuchte Gebiete, die an

die Spezifik der Boden- und Flugzeugmessung angepaßt sind und möglichst die Ausbildung signifikanter interner Grenzschichten hervorrufen.

Ein gewisser Zwischenschritt ist die Durchführung eines Experimentes über einem Gebiet, welches wenige typische Flächen mit großer Ausdehnung besitzt, die weitgehend die Flächenstruktur bestimmen. Dann ist es möglich, über diesen typischen Flächen Bodenmessungen durchzuführen und auch Befliegungen unter der "blending height". Der oberhalb der "blending height" bestimmte mittlere Fluß setzt sich dann vorwiegend aus den für die typischen Flächen bestimmten Flußanteilen zusammen, wobei entsprechende Mittelungsmodelle durch das Experiment validiert werden müssen.

Das komplizierteste Problem stellen die in Mitteleuropa anzutreffenden stark gegliederten Flächen dar. Die dichte Drängung von internen Grenzschichten gestattet kaum noch sinnvolle Flugzeugmessungen unterhalb der "blending height". Die Bodenmessungen können sich auch auf nur wenige Flächen beschränken, wobei hier das Problem des "footprint" stark selektiv wirkt. Durch Kombination von Bodenmessung, Fernerkundungsverfahren und Parametrisierungsmethoden muß der Versuch gemacht werden, für weitgehend alle Flächen Aussagen über die Flüsse zu machen (Foken et. al., 1994, Abb. 10). Mittels Mittelungskonzepte/Modelle, die auf den beiden oben angeführten Entwicklungsschritten beruhen, muß erreicht werden, den durch Flugzeugmessungen oberhalb der "blending height" bestimmten Mittelwert modellieren zu können. Derartige Experimente dienen letztlich dazu, den vertikalen Grenzschichtstrukturen über gegliedertem Gelände Rechnung zu tragen und die für eine Mesomodellierung notwendigen Eingangsparameter mit einer an das Modellgitter angepaßten Auflösung zu liefern. Die Behandlung heteroge-

ner Unterlagen für eine Mesomodellierung erfordert in erheblichem Maße interdisziplinäre Zusammenarbeit, wie sie u. a für die Programme IGBP und GEWEX vorgesehen ist.

6. Schlußfolgerungen

Die qualitative und quantitative Beherrschung des Flächenmittelungsprozesses stellt eine Grundvoraussetzung für eine erfolgreiche Modellierung im meso-Maßstabbereich und eine Regionalisierung des Klimas dar. Die Aufgabe ist eine in hohem Maße interdisziplinäre Forschung. Auf meteorologischer Seite müssen Gruppen der Turbulenz- und Strahlungsmessung mit bodengebundener Technik und mit Flugzeugen, der Mesomodellierung und der quantitativen Interpretation von Bodenwerten aus Satellitenmessungen eng zusammenarbeiten. Dabei ist es die Aufgabe des Meteorologen, die atmosphärischen Widerstände (turbulent und molekular) unterlagenabhängig zu parametrisieren. Die Parametrisierung der Pflanzen- und Bodenwiderstände bedarf der Zusammenarbeit mit Pflanzen- und Bodenkundlern. Betrachtet man die von Albrecht entwickelten und von Spänkuch (1993) als Ergebnis einer 100jährigen erfolgreichen Forschung sich darstellenden drei tragenden Säulen des Potsdamer Observatoriums, Strahlung, Wärmehaushalt (heute vorwiegend auf turbulente Prozesse in der Grenzschicht ausgerichtet) und die sich in den letzten Jahrzehnten entwickelte Fernerkundung, so sind in Potsdam diejenigen experimentellen und methodischen meteorologischen Techniken vorhanden, die die Basis für die Erforschung eines modernen Flächenmittelungskonzeptes bilden könnten. Es wäre dem Observatorium zu wünschen, wenn sich daraus ein tragfähiges wissenschaftliches

Programm in einem zunehmend auf meso-Maßstäbe orientierten Wetterdienst entwickeln könnte.

Danksagung

Ich danke meinen Kolleginnen und Kollegen im In- und Ausland für den persönlichen Einsatz und die zielgerichteten Arbeiten während der Experimente, ohne die ein derartiger experimentell gestützter Überblicksartikel nicht möglich gewesen wäre. Das Experiment TARTEX-90 wurde durch die Estnische Akademie der Wissenschaften gefördert und das Projekt SANA durch den Bundesminister für Wissenschaft und Technologie.

Bibliographie

Albrecht, F.: Meßgeräte des Wärmehaushaltes der Erdoberfläche als Mittel der bioklimatischen Forschung. Meteorol. Z. 54 (1937), 471-475

Albrecht, F.: Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. Wiss. Abh. d. Reichsamtes für Wetterdienst VIII (1940), 82 S.

Blackadar, A. K., H. Tennekes: Asymptotic similarity in neutral barotropic planetary boundary layers. J. Atm. Sci. 25 (1968), 1015-1020

Bradley, E. F.: A micrometeorological study of velocity profiles and surface drag in the region modified by a change in surface roughness. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **94** (1968), 361-379

Claussen, M.: Area-averaging of surface fluxes in a neutrally stratified horizontally inhomogeneous atmospheric boundary layer. *Atmos. Environ.* **24a** (1990), 1349-1360

Claussen, M.: Estimation of areally-averaged surface fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.* **54** (1991), 387-410

Detering, H. W.: Mischungsweg und turbulenter Diffusionskoeffizient in atmosphärischen Simulationsmodellen. *Ber. Inst. Meteorol. Klimat. Univ. Hannover* (1985) No. 25, 211 S.

Dlugi, R.; Mascart, P.: Physical, chemical and biological processes in the atmospheric boundary layer. Report of a workshop held during the European Geophysical Society XV General Assembly, Copenhagen, 23-27 April, 1990, 43 pp.

Dugas, W. A.; Fritschen, L. J.; Gay, L. W.; Held, A. A.; Mathias, A. D.; Reicosky, D.C.; Steduto, P.; Steiner, J. L.: Bowen ratio, eddy correlation, and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat. *Agric. For. Meteorol.* **56** (1991), 1-20

Foken, Th.: Anmerkungen zur Problematik möglicher Fehler bei der Bestimmung turbulenter Austauschströme nach der Flux-Methode. *Z. Meteorol.* **39** (1989a), 112-113

Foken, Th.: Erfordernisse der Datengewinnung, -übertragung und -bearbeitung für mesometeorologische Zwecke. *Abh. Meteorol. Dienst d. DDR* (1989b) 141, 9-17

Foken, Th.: Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage. *Beitr. d. Dt. Wetterdienstes* (1990) No. 180, 287 S.

Foken, Th.: Experimental results of the correctness of the constant flux layer hypothesis. Tenth Symposium on Turbulence and Diffusion, Am. Meteorol. Soc., Portland OR., 29 Sept. - 2 Oct., 1992, 301-302

Foken, Th.: The quality of direct turbulence measurements. *Ann. Geophys., Suppl. II to vol. 11* (1993), C268

Foken, Th.; Richter, S. H.: Konzept der Parametrisierung des Austausches von Energie und Beimengungen in der bodennahen Luftschicht. *Abh. Meteorol. Dienst* (1991) 146, 7-13

Foken, Th.; Skeib, G.; Richter, S. H.: Dependence of integral turbulence characteristics on the stability of stratification and their use for Doppler-Sodar measurements. *Z. Meteorol.* **41** (1991), 311-315

Foken, Th.; Richter, S. H.; Wichura, B.: The surface energy balance - experimental results and some aspects to explain them. *Ann. Geophys., Suppl. II to vol. 11 (1993a)*, C268, submitted to *J. of Hydrology*

Foken, Th., Gerstmann, W., Richter, S. H., Wichura, B., Baum, W., Ross, J., Sulev, M., Mölder, M., Tsvang, L. R., Zubkovskii, S. L., Kukharets, V. P., Aliguseinov, A. K., Perepelkin, V. G., Zelený, J., 1993: Study of the energy exchange processes over different types of surfaces during TARTEX-90. DWD, Abt. Forschung. Arbeitsergebnisse (1993b) 4, 34 S.

Foken, Th.; Dlugi, R.; Kramm, G.: On the determination of dry deposition of gaseous components at the biosphere-atmosphere-interface. submitted to *Meteorol. Z.* (1994)

Garratt, J. R.: The internal boundary layer - a review. *Boundary Layer Meteorol.* **50** (1990), 171-203

Halldin, S., Lindroth, A.: Errors in net radiometry: Comparison and Evaluation of six Radiometers Designs. - *J. Atm. & Ocean. Techn.* **9** (1992), 762-783

Horst, T. W.; Weil, J. C.: Footprint estimation for Scalar Flux Measurements in the Atmospheric Surface Layer. - *Boundary-Layer Meteorol.* **59** (1992), 279-296.

Kaimal, J. C., 1990: Basic tests for checking validity of field data. WPL Application Note No. 5, NOAA, Boulder CO., Dec. 1990, 3 pp.

Koitzsch, R.; Dzingel, M.; Foken, Th.; Mückel, G.: Probleme der experimentellen Erfassung des Energieaustausches über Winterweizen. *Z. Meteorol.* **38** (1988), 150-155

Kretschmer, D., Th. Foken, Chr. Kottmeier: Experimentelle Untersuchungen zu Parametrisierungsansätzen für die stabile Bodenschicht. *Z. Meteorol.* **41** (1991), 430-438

Lenschow, D. H.; Stankov, B. B.: Length Scales in the Convective Boundary Layer. *J. Atm. Sci.* **43** (1986), 1198-1209

Logan Jr., E., G. Fichtl: Rough-to-smooth transition of an equilibrium neutral stress layer. *Boundary-Layer Meteorol.* **8** (1975), 525-528

Mason, P. J.: The formation of areally-averaged roughness lengths. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **114** (1988), 399-421

Moore, C. J.: Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorol.* **37** (1986), 17-35

Raabe, A.: On the relation between the drag coefficient and fetch above the sea in case of off-shore wind in the near-shore zone. *Z. Meteorol.* **33** (1983), 363-367

Skeib., G., S. H. Richter, 1984: Praktische Anwendung voll normierter universeller Funktionen für das turbulente Stromfeld in der bodennahen Luftschicht. *Z. Meteorol.*, **34**, 247-252

Spänkuch, D.: 100 Jahre meteorologisches Observatorium Potsdam. *Promet* **23** (1993), 2-7

Stull, R. B.: *Introduction to Boundary-Layer Meteorology*. Dordrecht, Boston, London: Kluwer Academic Publishers 1988, 666 S.

Wache, U., Th. Foken: Versuche zur Parametrisierung der Bodenschichthöhe mittels experimenteller Daten. *Z. Meteorol.* **40** (1990), 274-279

Webb, E. K.; Pearman, G. I.; Leuning, R.: Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. - *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* **106** (1980), 85-100.

Zubkovskij, S. L.; Kucharec, V. P.; Tsvang, L. R.: Vertikal'nye profili charakteristik turbulentnosti v prizemnom i progranichnom slojach atmosfery pri neustojčivoj stratifikacii. *Izv. AN SSSR, Fiz. atm. i okenana* **15** (1979), 44-52

Zubkovskij, S. L.; Gurjanov, A. A.: persönliche Mitteilung, 1981

Tab. 1: Vergleich des Verhältnisses u_{*1}/u_{*2} auf der Grundlage von experimentellen Daten mit Modellrechnungen nach der Beziehung (3), Ergebnisse von TARTEX-90 nach Foken et al. (1993b)

	Rauhigkeitsparameter z_0 in m		u_{*1}/u_{*2} ($x > 20$ m)	
	glatt	rau	rau \Rightarrow glatt	glatt \Rightarrow rau
Bradley (1968)	0.00002	0.0025	1.8	0.55
experimentelle Daten von TARTEX-90			1.44	0.82
Modellbeziehung mit den experimentellen Daten u_{*1}/u_{*2} von TARTEX-90	0.005	0.022	1.44	0.82
experimentelle Daten von SANA-2/91	(0.01)	(0.015)		0.92

Tab. 2: Regressionsanalyse zur Höhenabhängigkeit des fühlbaren und latenten Wärmestroms ($\overline{w'T'}$ bzw. $\overline{w'q'}$, mit T: Temperatur; q: absolute Feuchte; w: Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit), 19.03. und 20.03.1991, SANA-91/1 in Eisdorf, $y = a + b \cdot x$, r: Korrelationskoeffizient, N: Wertanzahl

Bedingung	x	y	a	b	r	N
unkorrigiert	$\overline{w'T'}$, 4 m	$\overline{w'T'}$, 2 m	$0,002 \pm 0,004$ in K·m/s	$0,99 \pm 0,05$	0,97	28
unkorrigiert	$\overline{w'q'}$, 4 m	$\overline{w'q'}$, 2 m	$0,004 \pm 0,006$ in hPa·m/s	$0,91 \pm 0,09$	0,89	28
korrigiert	$\overline{w'q'}$, 4 m	$\overline{w'q'}$, 2 m	$0,005 \pm 0,008$ in hPa·m/s	$0,99 \pm 0,11$	0,87	28

Tab. 3: Beiträge verschiedener Einflußfaktoren auf das Residuum der Energiebilanz mit geschätzten Anteilen für einen Sommertag (nähere Erläuterungen bei Foken et al., 1993b)

Fehlerursache/Meßverfahren	Fehler in Prozent (Verfahren)	geschätzte Energie in W/m ²	Publikation
latenter Wärmestrom nach Flußmethode	5-20	20-50	Foken (1990)
nicht korrigierte Höhen- hängigkeit	50	50-75	
fühlbarer Wärmestrom nach Flußmethode	10-20	15-30	Foken (1990)
Netto-Strahlungsbilanz	10-20	50-100	Halldin und Lindroth (1992)
Bodenwärmestrommessung	50	25-35	

Tab. 4: Stabilitätsabhängige Beziehungen für integrale Turbulenzcharakteristiken nach Foken et al. (1991)

z/L	σ_w / u_*	σ_T / T_*
< -1	$2.00 (-z/L)^{1/6}$	$1.00 (-z/L)^{-1/3}$
$-1 \dots -0.0625$	$2.00 (-z/L)^{1/8}$	$1.00 (-z/L)^{-1/4}$
$0.0625 \dots < 0$	1.41	$0.50 (-z/L)^{-1/2}$

Höhe	Schicht	homogen	nicht homogen
0.1z _i	Entrainment Schicht	keine Theorie	?
	Mischungsschicht	"gelöst"	?
0.1z _i	Bodenschicht	nicht gelöst: stabile Bedingungen sehr trocken	"Sprung" gelöst ----- ?
~3h _v	"Störungsschicht"	keine lokalen Transporte Monin-Obukhov-Ähnlichkeit nicht gültig	?
h _v	Vegetation	Blatt ⇒ Bestand (?)	
	ungesättigter Boden	"gelöst"	?
	gesättigter Boden	"gelöst"	?

Abb. 1: Vertikale Struktur des Boden-Vegetation-Atmosphäre-Systems nach Dlugi and Mascart (1990), h_v: Vegetationshöhe, z_i: Mischungsschichthöhe

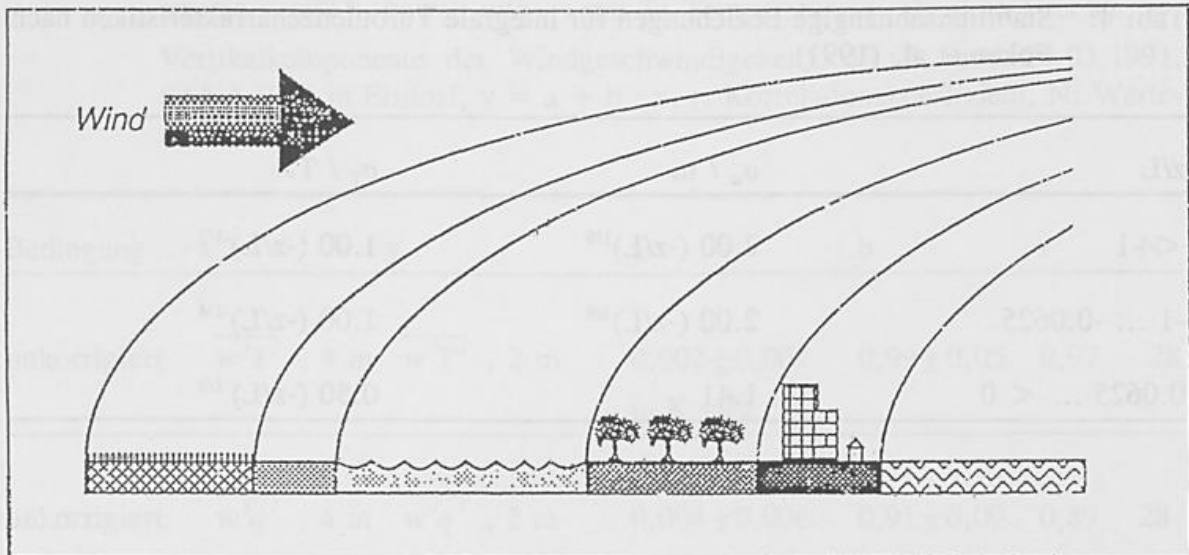


Abb. 2: Ausbildung interner Grenzschichten über heterogener Unterlage (aus Stull, 1988)

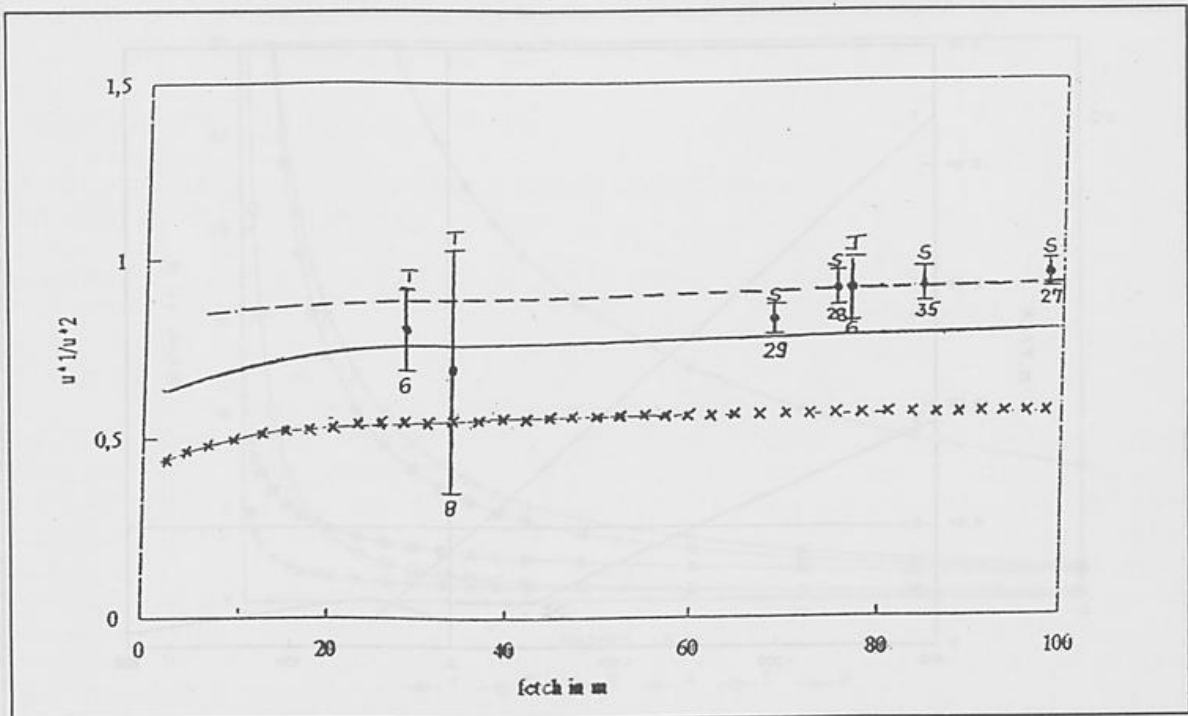


Abb. 3: Fetchabhängigkeit des Verhältnisses der Schubspannungsgeschwindigkeit beiderseits einer internen Grenzschicht für den Übergang von einer glatten zu einer rauhen Unterlage nach verschiedenen Experimenten.

- - -SANA-91/2 (S), $z_{01}/z_{02} = 0,66$
- TARTEX-90 (T), $z_{01}/z_{02} = 0,23$
- x-x-Bradley (1968), $z_{01}/z_{02} = 0,008$

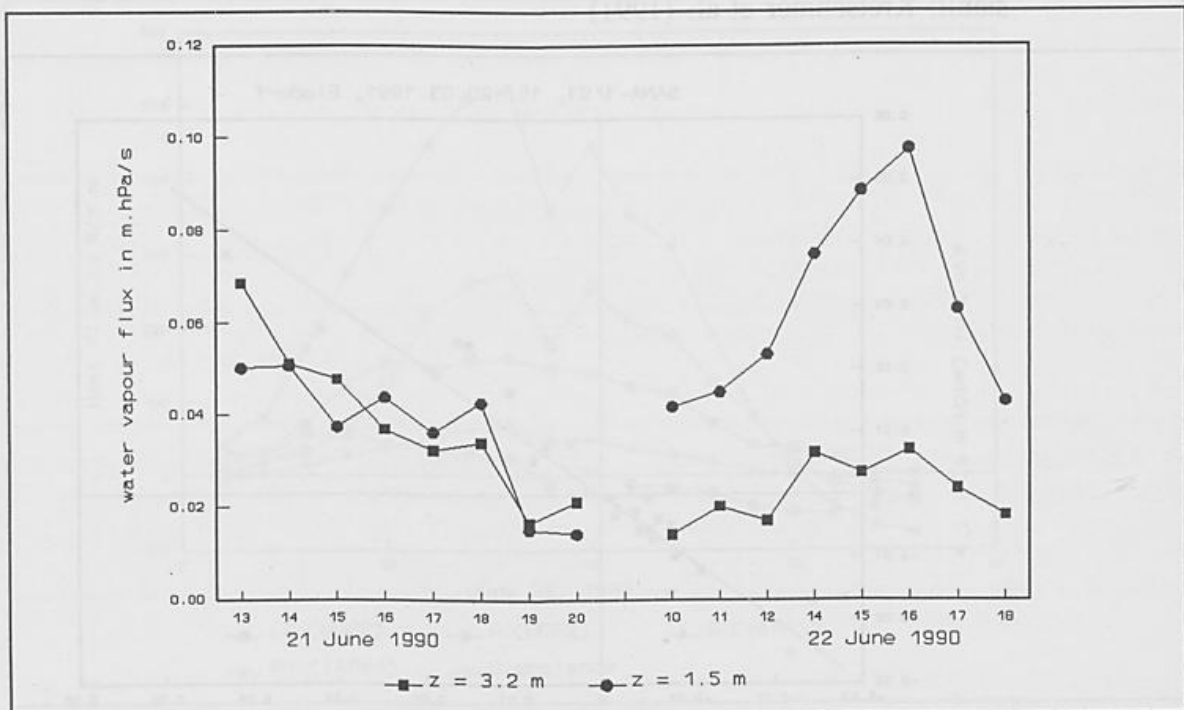


Abb. 4: Wasserdampffluß oberhalb und unterhalb der internen Grenzschicht während TARTEX-90, die sich bei einer Strömung über einen Unterlagenwechsel von Brache nach Gerste über einem Gerstenfeld ausbildet (nach Foken et al., 1993b)

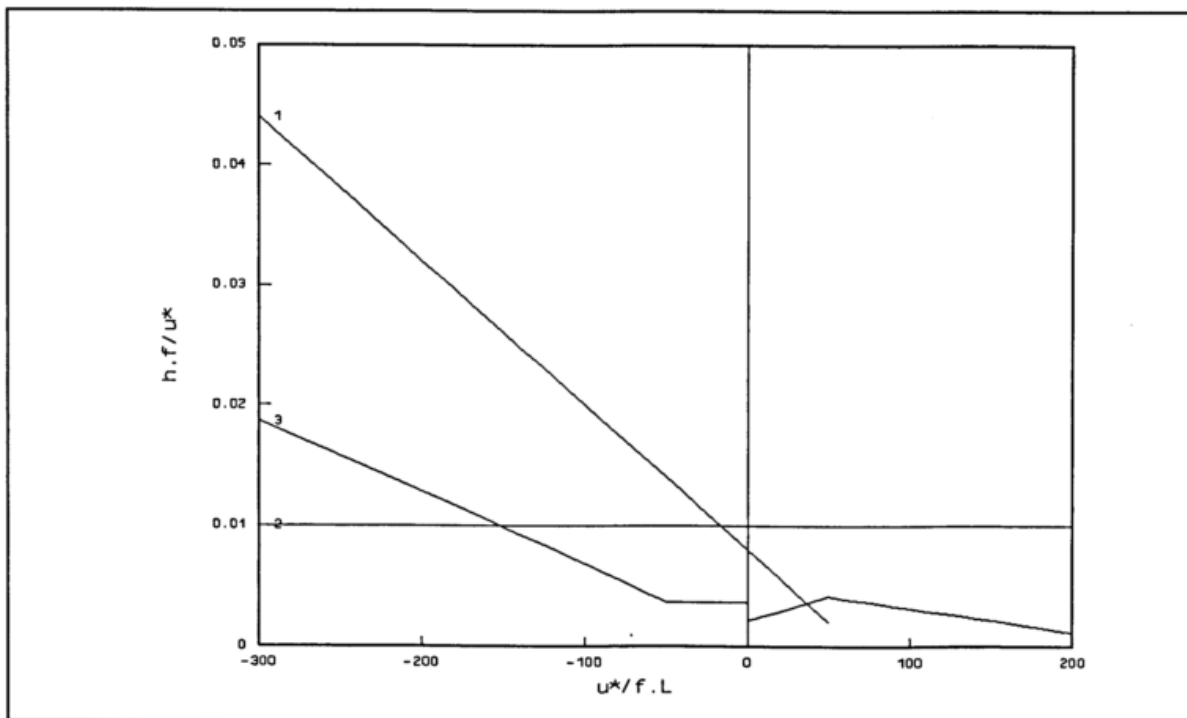


Abb. 5: Parametrisierungsbeziehungen der dimensionslosen Höhe der atmosphärischen Bodenschicht (aus Foken, 1992), h : Bodenschichthöhe; f : Coriolisparameter
 1: Blackadar und Tennekes (1968)
 2: Detering (1985)
 3: experimentelle Daten
 labil: Wache und Foken (1990)
 stabil: Kretschmer et al. (1991)

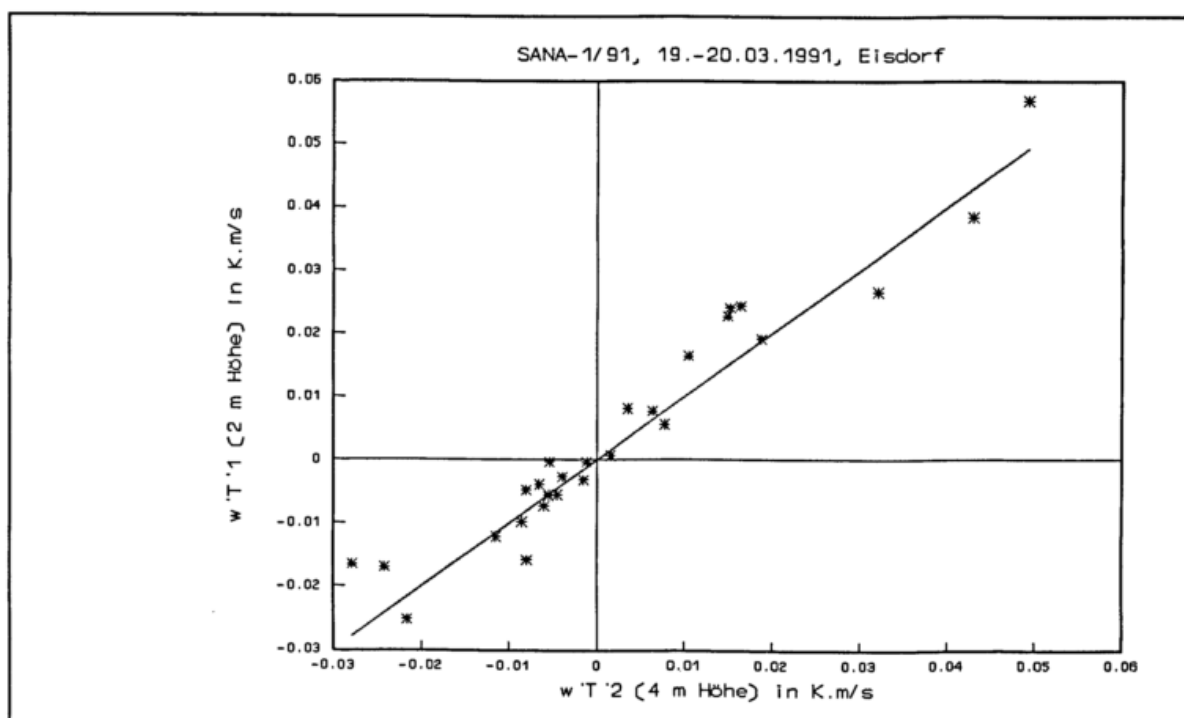


Abb. 6: Vergleich der in 2 und 4 m Höhe gemessenen Ströme des fühlbaren Wärmestromes bei SANA-91/1 in Eisdorf

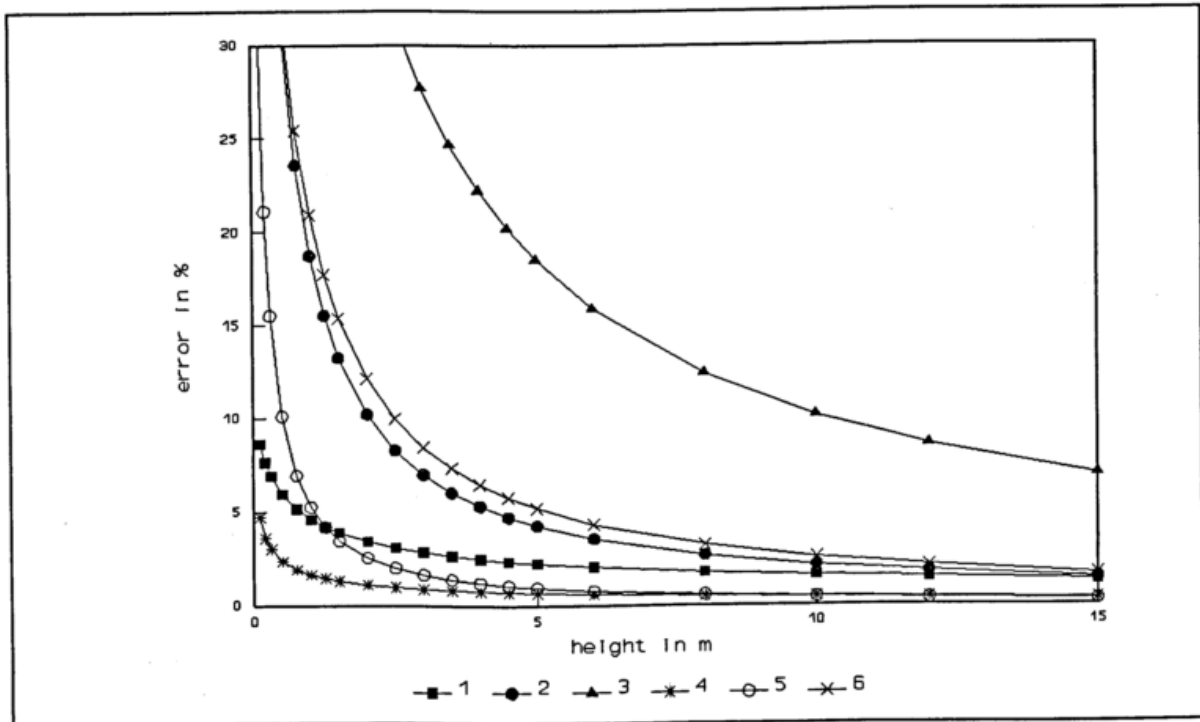


Abb. 7: Höhenabhängigkeit des Meßfehlers für labile ($z/L=-0,1$) und stabile ($z/L=0,1$) Schichtung (aus Foken, 1992)

- | | |
|--|--------------------------------|
| 1: Schubspannungsgeschwindigkeit, stabil | 5: fühlbarer Wärmestrom, labil |
| 2: fühlbarer Wärmestrom, stabil | 6: latenter Wärmestrom, labil |
| 3: latenter Wärmestrom, stabil | |
| 4: Schubspannungsgeschwindigkeit, labil | |

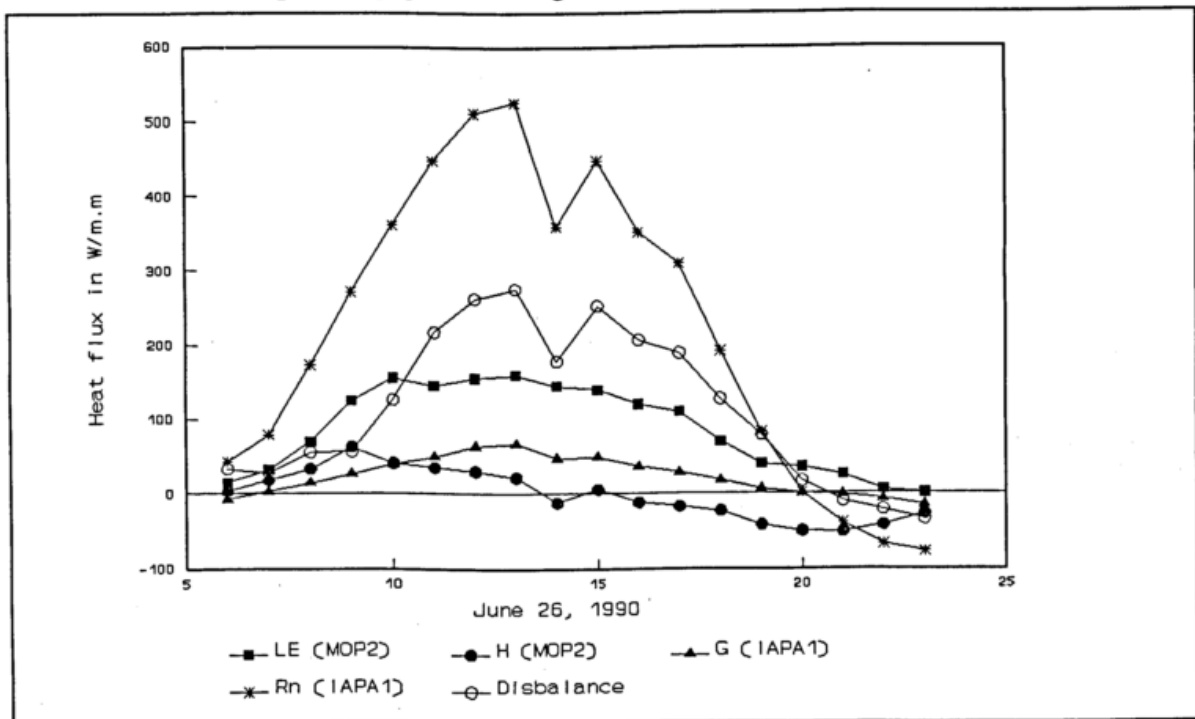


Abb. 8: Verlauf der Glieder der Energiebilanzgleichung einschließlich des Residuums (Disbalance) nach Foken et al. (1993b) für den 20.06.1990 während TARTEX-90 über einem Gerstenfeld, MOP2: Meßkomplex 2 des Meteorologischen Observatoriums Potsdam, IAPA: Meßkomplex des Institutes für Astrophysik und Physik der Atmosphäre Töravere, Estland,

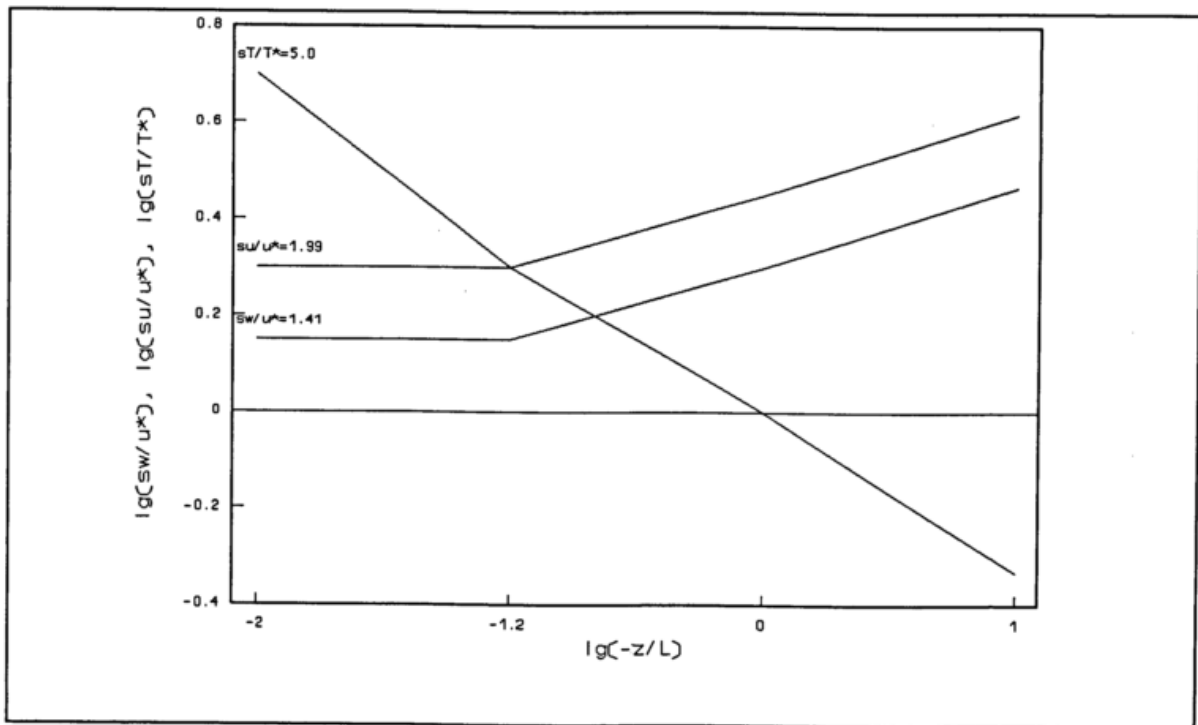


Abb. 9: Parametrisierungsmodell für die integralen Turbulenzcharakteristiken nach Foken et al. (1991)

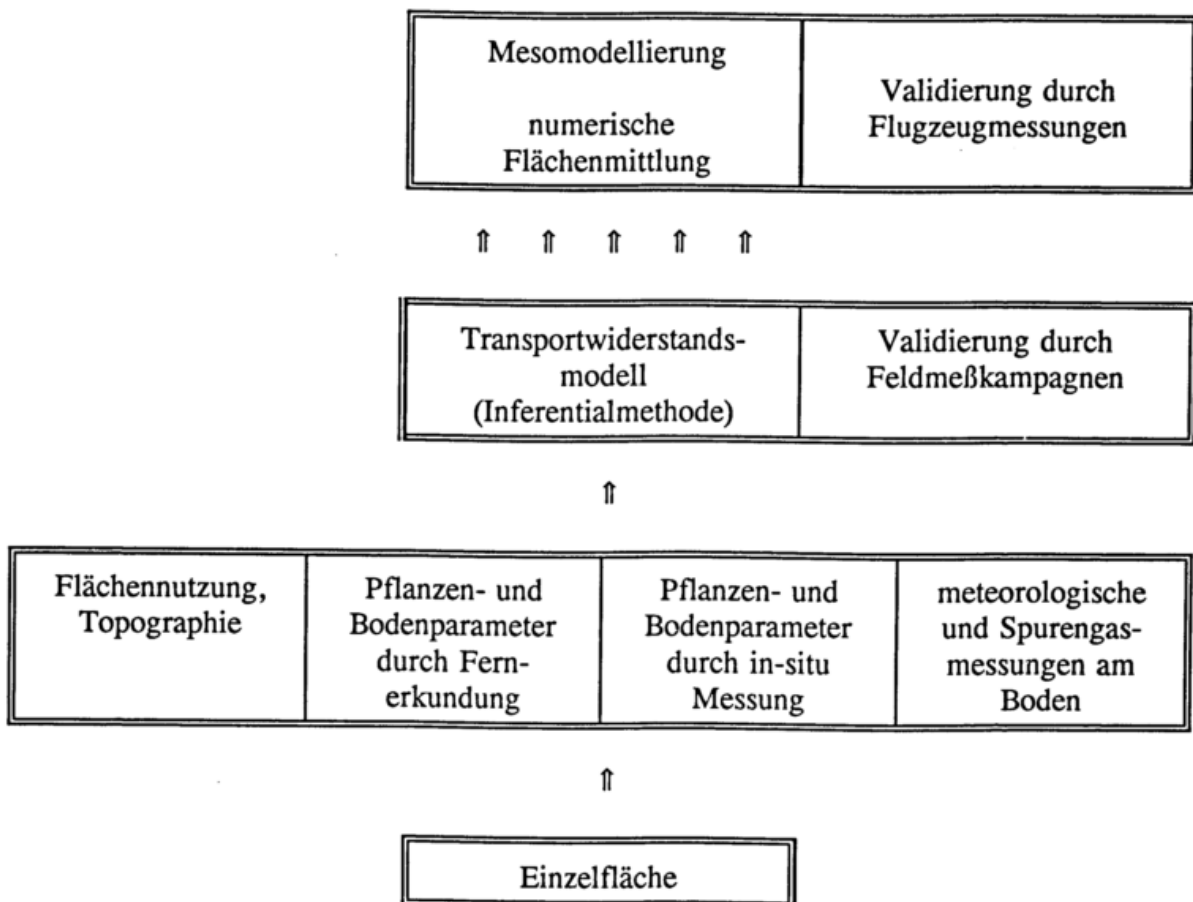


Abb. 10: Schema der Flächenmittlung nach Foken et al. (1994)

Fernmessung mesoskaliger troposphärischer Strukturen mit elektromagnetischen und akustischen Wellen

H. Steinhagen¹ und G. Peters²

¹Meteorologisches Observatorium Lindenberg,
Deutscher Wetterdienst

²Meteorologisches Institut der Universität Hamburg

1 Einleitung

In den vergangenen 20 Jahren sind Entwicklung und Forschung zur Erfassung und Interpretation von mesoskaligen Wind-, Temperatur- und Feuchteprofilen in der freien Atmosphäre mit Hilfe von elektromagnetischen und akustischen Wellen außerordentlich intensiviert worden. Dies wird durch eine Vielzahl wissenschaftlicher Symposien und etwa tausend Veröffentlichungen auf diesem Fachgebiet deutlich unterstrichen. Durch die wissenschaftlichen und technologischen Fortschritte der letzten Jahre sind überschaubare Systemkonfigurationen mit Praxisreife entstanden, die als Sodar (Sonic Detection and Ranging), Clear-Air-Radar (Radio Detection and Ranging) oder Windprofiler, RASS (Radio Acoustic Sounding System), Lidar (Light Detection and Ranging) und Mikrowellen-Radiometer zur Fernmessung und Erforschung mesoskaliger troposphärischer Strukturen angewandt und unter der Bezeichnung bodengebundene Fernerkundungsverfahren zusammengefaßt werden.

In diesem Beitrag soll ein Einblick in die operationellen Nutzungsmöglichkeiten der bodengebundenen Fernerkundungsverfahren mit Hilfe von elektromagnetischen und akustischen Wellen gegeben werden. Bei der operationellen Erfassung von Wind-, Temperatur- und Feuchteinformationen aus der freien Atmosphäre dominiert derzeit noch die direkte Methode auf der Grundlage von Radio- bzw. Rawinsonden.¹⁾

Weltweit werden von mehr als 800 aerologischen Stationen 2 - 4 mal täglich vertikale Wind-, Temperatur- und Feuchteprofile bis in Höhen von 40 km mit hoher Zuverlässigkeit bereitgestellt und routinemäßig in numerische Wettervorhersagemodelle eingegeben. Bei der Erfassung von mesoskaligen atmosphärischen Strukturen zeigt die Rawinsondenmessung einige nicht überwindbare methodische Mängel:

1. Zwischen dem Start einer Radiosonde vom Boden ($H = 0$ km) und dem Erreichen einer Höhe von 30 km liegt bei mittlerer Aufstiegs geschwindigkeit (5 m/s) ein Zeitintervall von 100 Minuten. Demzufolge sind die in den oberen Höhen erfaßten meteorologischen Parameter gegenüber denen der unteren Höhen zeitlich um einen entsprechenden Betrag versetzt.
2. Bei der direkten Sondierung mit auftriebsfähigen Ballonen und Rawinsonden tritt in Abhängigkeit von den in verschie-

¹⁾ Rawinsonden dienen der Messung von vertikalen Windprofilen. Sie können sowohl in eine Radiosonde integriert (Navaid) als auch ein vom Radar (Windfinder) zu ortendes Target sein.

denen Höhenschichten variierenden horizontalen Windvektoren ein horizontales Verdriften der Rawinsonde auf, die bis zu 200 km betragen kann.

3. Das minimale Zeitintervall für aufeinanderfolgende Rawinsondierungen beträgt standardgemäß 6 (12) Stunden. Für spezielle Meßexperimente kann dieses Zeitintervall auf 2 Stunden reduziert werden. Allerdings erfordert die Erhöhung der Startfolge einen nicht unerheblichen logistischen Aufwand.

Zur Erfassung mesoskaliger troposphärischer Strukturen werden Zeitbereiche von 1 - 60 Minuten und horizontale Auflösungen von 10 - 100 km gefordert. Dies kann die Rawinsondenmessung nicht leisten. Aus diesem Grund gewinnen bodengebundene Fernerkundungsverfahren auf der Grundlage elektromagnetischer und akustischer Wellen nicht nur in der Forschung sondern auch in der operationellen Meteorologie an Bedeutung. Der Vorteil der bodengebundenen Fernerkundungsverfahren liegt gerade darin, daß in kurzen Zeitintervallen vollständige vertikale Profile in einer vertikalen Luftsäule gewonnen werden.

Eine anfängliche Euphorie bezüglich der operationellen Einsatzmöglichkeiten von Sodar-Systemen ist heute mehr einer realistischen Einschätzung ihrer Leistungsfähigkeit gewichen. Bei der operationellen Nutzung von Windprofilern sind sichtbare Fortschritte erkennbar. In den USA wurde 1991/92 ein Windprofiler-Demonstrationsnetz von 30 Troposphären-Windprofilern bei einer Frequenz von 404,37 MHz aufgebaut, um die Vorteile und den Nutzen bei der operationellen Anwendung dieser Technologie zur Gewinnung mesoskaliger vertikaler Windprofile nachzuweisen (Serafin und Dabbert, 1990). In Europa werden die verschiedenen nationalen Aktivitäten zur operationellen Nutzung der Windprofiler-Technologie vom Management Committee des Projektes COST 74 zur "Implementation of a European research project on the utilization of UHF/VHF radar wind profiler networks for improving weather forecasting in Europe" koordiniert (Gilet, 1989). Langfristig ist damit beabsichtigt das Netz der Rawinsondierungsstationen durch ein Clear-Air-Windprofilernetz zur Fernmessung des Windes in der freien Atmosphäre zu ersetzen. Radiosondierungen zur Gewinnung von Temperatur- und Feuchteprofilen wären aber weiterhin notwendig. Deshalb wurde in den letzten Jahren besonders intensiv an der Entwicklung von RASS zur Gewinnung von mesoskaligen vertikalen Temperaturprofilen und von Mikrowellen-Radiometern zur Gewinnung von mesoskaligen Feuchte- und Temperaturprofilen gearbeitet. Die Ergänzung von Windprofilern mit diesen Technologien ermöglicht eine vollständige mesoskalige Erfassung thermodynamischer Parameter in einer vertikalen Luftsäule. In einem zukunftsweisenden Experiment wurde von Martner u.a. (1992) die Leistungsfähigkeit einer derartigen integrierten Systemtechnologie zur Fernmessung mesoskaliger troposphärischer Prozesse mit elektromagnetischen und akustischen Wellen nachgewiesen.

In diesem Beitrag werden historische Tendenzen und charakteristische Eigenschaften von bodengebundenen Fernerkundungsverfahren mit elektromagnetischen und akustischen Wellen zusammenfassend dargestellt. Davon ausgehend wird eine Standortbestimmung und Orientierung für die operationelle Anwendung dieser neuen Technologien abgeleitet.

2 Historische Tendenzen

2.1 Rückstreuung elektromagnetischer Wellen

In den 30er Jahren wurden bei Untersuchungen der Ionosphäre mit Funkwellen der Wellenlänge von 10 bis 200 m zunächst zufällig auch Echosignale aus der Troposphäre beobachtet. Colwell und Friend (1939) untersuchten diese Echos erstmals systematisch und fanden bei einem Vergleich von Radarechos aus der Troposphäre mit parallel durchgeführten Flugzeugmessungen, daß die Höhe verstärkter Echosignale des Radars mit der Höhe der Temperaturinversion in der planetaren Grenzschicht gut übereinstimmte. 10 Jahre später gelang Friend eine erste theoretische Erklärung der Ursache troposphärischer Echos, indem er sie als Ergebnis von in der Atmosphäre vorhandenen Brechungsindexschwankungen interpretierte (Friend, 1949).

Zunächst völlig unabhängig von diesen Bemühungen wurde zu Beginn der 50er Jahre die Funkwellenausbreitung intensiver mit dem Ziel untersucht, optimale Funkverbindungen im VHF- und UHF-Bereich aufzubauen. Dabei spielte die theoretische Begründung für die Ausbreitung von VHF- und UHF-Funkwellen über den normalen Funkhorizont hinaus eine wesentliche Rolle. Während die Funkwellenausbreitung durch partielle Reflexion in der Ionosphäre bereits erklärt werden konnte, existierten für die Ausbreitung von VHF- und UHF-Funkwellen in der Troposphäre und Stratosphäre Unklarheiten. (Bild 1). Die so motivierten Forschungsarbeiten führten zu dem Ergebnis, daß neben der partiellen Reflexion und der atmosphärischen Brechung auch Streuvorgänge in der Troposphäre eine wesentliche Rolle bei der Ausbreitung von VHF- und UHF-Funkwellen spielten. Man erkannte, daß für diese Ausbreitungsvorgänge der Brechungsindex n der Luft eine entscheidende Rolle spielt. Den engen Bezug zwischen der Funkwellenausbreitung und den Möglichkeiten zur strukturellen Untersuchung der Atmosphäre stellte Tatarski (1961, 1971) her, indem er eine Beziehung zwischen der Rückstreuereflexivität sowie der Wellenlänge und einer Strukturkonstanten C_n^2 , die ein Maß der Schwankungen des Brechungsindex n darstellt, für die homogene, isotropische Streuung an turbulenten Irregularitäten der Atmosphäre ableitete (Tabelle 1).

Bei den Untersuchungen stellte man fest, daß in Abhängigkeit von der benutzten Radarwellenlänge und den atmosphärischen Strukturen unterschiedliche Rückstreuintensitäten auftraten. Diese Feststellung war Motivation für ein breit angelegtes Forschungsprogramm, das in den 60er Jahren von D. Atlas zur Untersuchung atmosphärischer Strukturen mit Hilfe eines leistungsfähigen Multifrequenzradars ins Leben gerufen wurde.

Durch den Vergleich mit in-situ-Messungen konnte man die für die weitere Entwicklung wichtige Schlußfolgerungen ziehen, daß mit elektromagnetischen Radars Brechungsindexschwankungen im Zusammenhang mit turbulenten mesoskaligen Prozessen in der Atmosphäre mit Radarwellenlängen größer als 10 cm beobachtet werden können. (Bild 2).

Sind, die turbulenten Brechungsindexschwankungen isotrop, in allen Richtungen statistisch verteilt und enthalten sie Anteile mit räumlichen Abmessungen, die gleich der halben Radarwellenlänge sind, so handelt es sich um Braggstreuung.

Die Intensität dieses Streumechanismus nimmt mit abnehmender Wellenlänge zu ($\sim \lambda^{-1/3}$). Existiert eine Brechungsindexdiskontinui-

tät mit großer horizontaler Ausdehnung so tritt eine Spiegelreflexion oder Fresnelreflexion ein, deren Rückstreuamplitude die Braggstreuung wesentlich übertreffen kann. Sind in dem Radarvolumen Brechungsindexdiskontinuitäten vorhanden, die klein gegen die Wellenlänge sind (z.B. Niederschlagspartikel) so liegt Rayleighstreuung vor. Die Intensität der Rayleighstreuung nimmt mit abnehmender Wellenlänge wesentlich stärker zu als die der Braggstreuung ($\sim \lambda^{-4}$). Die Erkenntnis, aus der Rückstreuung elektromagnetischer Wellen auf atmosphärische Eigenschaften zu schließen, stimulierten Forschungsteams in der ganzen Welt, um mit weiterentwickelten VHF- und UHF-Doppler-Radarsystemen systematisch mesoskalige Prozesse zu erforschen. Es entstanden leistungsfähige Radarsysteme (Tabelle 1, Entwicklungsetappe IV), die eine Untersuchung von mesoskaligen Windvariabilitäten und atmosphärischen Instabilitäten (Kelvin-Helmholtz-Instabilitäten, Schwerewellen) ermöglichten. Vergleiche mit Radiosondenmessungen erbrachten den Nachweis, daß die Meßgenauigkeit der aus den Rückstreusignalen abgeleiteten horizontalen Windprofile bei 1 m/s liegt. Das 1978 bei Platteville, Colorado aufgebaute VHF-Doppler-Radar war das erste System, mit dem an 2 aufeinanderfolgenden Tagen automatisch stündliche Windprofile gewonnen wurden. Dies war der Auftakt für Überlegungen zur operationellen Anwendung von Windprofilern in der Meteorologie. Ihren Höhepunkt fanden diese Bemühungen mit dem 50-MHz-Windprofiler, der 1986 im Pazifik (Christmas Island) installiert wurde und für das TOGA-Programm (Tropical Ocean Global Atmosphere) stündliche Windprofile 4 mal täglich über den geostationären Satellit GOES lieferte sowie mit dem Aufbau eines Netzes von 30 404-MHz-Windprofilern im zentralen Teil der USA. Mit einem solchen Netz werden Verbesserungen in der numerischen Wettervorhersage erwartet. Die vielfältigen europäischen Anstrengungen haben sich bisher auf Anwendungen in der Forschung konzentriert. In Deutschland gingen von der SOUSY-Radar-Gruppe des Max-Planck-Instituts für Aeronomie in Katlenburg-Lindau seit 1976 wichtige Impulse für die Analyse und Interpretation von mesoskaligen Radarmessungen insbesondere in der Mesosphäre und Stratosphäre aus. (Rüster u.a. 1980), Klostermeyer u.a. 1988).

In der Tabelle 1 ist die historische Entwicklung der Clear-Air-Radar-Technologie zusammenfassend dargestellt. Dabei ist in den Entwicklungsetappen IV und V ein Trend zur operationellen Anwendung der Clear-Air-Radar-Technologie zu erkennen. Clear-Air-Radar-Technologie wird als allgemeine Beschreibung für derartige Systeme verwendet, um eine Abgrenzung zu der Wetter-Radar-Technologie zum Ausdruck zu bringen. Die eingesetzten Systeme sind im allgemeinen Doppler-Radarsysteme. Dienen sie in erster Linie der Messung des dreidimensionalen Windvektors so wird der Terminus Windprofiler bevorzugt. Zur Kennzeichnung des Meß- bzw. Höhenbereiches ist die Voranstellung der Schichtbezeichnung üblich. (M: Mesosphäre; S: Stratosphäre; T: Troposphäre; PBL: Planetary Boundary Layer). Andere Autoren bevorzugen die Angabe der Frequenzgebiete, in dem das Radar arbeitet (VHF-Doppler-Radar (30 - 300 MHz) oder UHF-Doppler-Radar (300 - 3000 MHz)).

2.2 Rückstreuung akustischer Wellen

Die Schallausbreitung in der Atmosphäre wird durch die meteorologischen Parameter Temperatur, Wind und Feuchte in stärkerem Maße beeinflusst als dies bei der Ausbreitung elektromagnetischer Wellen der Fall ist. Jedoch wurde die dem SODAR zugrundeliegende Streuung von Schall erst 1961 von Kallistratova (1961) experimentell untersucht und mit der von Tatarski (1961, 1971) entwickelten allgemeinen Streutheorie verglichen, die von Monin (1962) speziell auf akustische Wellenstrukturen angewandt wurde. Da die Rückstreuerechos akustischer Wellen manchmal ausgeprägte Strukturen aufweisen, bestand die Erwartung, daß daraus quantitative Aussagen über den Zustand der Atmosphäre abgeleitet werden können. Das erste für die Erfassung atmosphärischer Strukturen eingesetzte System wurde von McAllister (1968) aufgebaut. Bei dem Versuch, aus den Echosignalen meteorologische Parameter abzuleiten, stellte sich jedoch heraus, daß dies nur in eingeschränktem Maße möglich war. Dies ist darauf zurückzuführen, daß das Rückstreuerecho von mikroturbulenten Schwankungen der Schallgeschwindigkeit erzeugt wird, die einerseits auf temperatur- und feuchtebedingte Schwankungen der Schallgeschwindigkeit relativ zum Medium und andererseits auch auf Geschwindigkeitsschwankungen des Mediums selbst zurückzuführen sind. So wird die rückgestreute Schallintensität zwar von der thermischen Struktur der Atmosphäre beeinflusst aber eine eindeutige Zuordnung zum Temperaturprofil ist nicht möglich. Dennoch können häufig Inversionen, Schwerewellen oder Konvektionszellen anhand der charakteristischen, durch sie erzeugten Muster erkannt werden. Eines der bedeutendsten Experimente war die Erfassung der Mischungshöhe in der San Francisco Bay Area mit einem flächendeckendem Netz von 13 Sodargeräten während einer mehrmonatigen Smogperiode (Russell u.a., 1978).

Weitergehende Interpretationen der aus dem Streuquerschnitt ableitbaren sogenannten Strukturkonstanten C_T^2 bzw. C_V^2 , die Brechungsindexschwankungen in Abhängigkeit von der Temperatur bzw. der Windgeschwindigkeit darstellen, haben keine große Bedeutung erlangt. Dies liegt unter anderem daran, daß bereits die quantitative Bestimmung des Streuquerschnittes aus dem Rückstreusignal schwierig ist, weil hierzu die von der Temperatur und Feuchte abhängige Schallabsorption (Harris, 1966) auf dem Ausbreitungsweg berücksichtigt werden muß. Seit Anfang der siebziger Jahre hat man sich deshalb bemüht, nicht nur die Echointensität auszuwerten sondern aus den Echo-Frequenzspektren quantitative Aussagen über das Windfeld der Atmosphäre abzuleiten (Beran u.a. 1971). Dies ist möglich, weil die Frequenz von Rückstreuerechos an vom Wind bewegten Strukturen entsprechend dem Dopplereffekt verschoben ist. Da man annehmen kann, daß die streuenden Strukturen mit dem Wind transportiert werden, ist die Frequenzverschiebung ein Maß für die mittlere Windgeschwindigkeit im Streuvolumen. Mit drei verschieden ausgerichteten Antennen können auf diese Weise vertikale Windprofile gewonnen werden. (Bild 3).

Obwohl der Zusammenhang zwischen der Dopplerverschiebung und der Radialgeschwindigkeit sehr einfach ist, war die Ableitung des vertikalen Windprofils aus der Dopplerverschiebung nicht von Anfang an erfolgreich. Die Schwierigkeit resultierte aus der stochastischen Natur des Rückstreusignals akustischer Wellen, das von einem mehr oder weniger starken Umgebungslärm überlagert

wird. Darüberhinaus tritt wegen der im Vergleich zu elektromagnetischen Wellen um 10^6 längeren Laufzeit von Schallwellen ein Verlust an Kohärenz zwischen Sende- und Empfangssignal ein. Durch eine vollständige Spektralanalyse und Algorithmen, die Störungen durch den Umgebungslärm unterdrücken, wurde das Sodar zu einem relativ einfachen Fernerkundungsverfahren entwickelt, das nicht nur in der Forschung sondern auch operationell zur Erfassung des vertikalen Windprofils unterhalb 500 m eingesetzt wird. (Peters u.a. 1978, 1984).

2.3 Kombination elektromagnetischer und akustischer Wellen

Die Grundidee bei der Kombination elektromagnetischer und akustischer Wellen besteht darin, mit Hilfe akustischer Wellen künstliche Inhomogenitäten des atmosphärischen Brechungsindex zu erzeugen und aus den an diesen determinierten Brechungsindexschwankungen rückgestreuten elektromagnetischen Signalen die Schallgeschwindigkeit und daraus die Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit abzuleiten. Ein erstes auf einer derartigen Kombination beruhendes Radio Akustisches Sondierungssystem wurde von Marshall u.a. (1972) aufgebaut und beschrieben. Nach diesem Konzept wird die Schallgeschwindigkeit aus der Dopplerverschiebung der an einem Schallimpuls reflektierten elektromagnetischen Strahlung abgeleitet. Bei der Verfeinerung des RASS-Verfahrens stieß man in der weiteren Entwicklung auf zwei wesentliche Schwierigkeiten.

1. Die sich kugelförmig ausbreitenden Schallwellenfronten bilden reflektierende Flächen, die zu einer Fokussierung des rückgestreuten elektromagnetischen Signals am Boden führen. Nur im Bereich dieses Fokus kann ein ausreichend starkes Signal empfangen werden. Da die kugelförmigen Schallwellenfronten mit dem Wind verdriften, wandert der Fokus mit zunehmender Windgeschwindigkeit nach Lee aus. Um diesen Weg muß die Schallquelle gegen den Wind verschoben werden, um am Empfangsort für die elektromagnetischen Rückstreusignale eine ausreichende Feldstärke zu empfangen. Diese wind- und höhenabhängige Verschiebung des Empfangspunktes kann in bestimmten Maße entweder durch mehrere um das elektromagnetische Radar herum angeordnete Schallquellen oder durch eine Drehvorrichtung berücksichtigt werden, die die Schallquelle zum elektromagnetischen Radar immer luvseitig positioniert.
2. Kon u.a. (1978) wiesen daraufhin, daß die gemessene Frequenzverschiebung der rückgestreuten elektromagnetischen Wellen nicht nur von der Schallgeschwindigkeit sondern auch von der Schallfrequenz abhing. Dies erschien zunächst als ein Widerspruch zum Dopplereffekt, der nur von der Schallgeschwindigkeit abhängt. Aus einer genauen theoretischen Untersuchung der Rückstreuung elektromagnetischer Wellen in einem akustischen Feld wurde ersichtlich, daß das Spektrum der rückgestreuten elektromagnetischen Wellen gegenüber den einlaufenden Wellen nur im Grenzfall entsprechend dem Dopplereffekt verschoben ist. Dieser Grenzfall setzt infinitesimal kurze Schallimpulse voraus, die eine räumlich definierte Reflektorfläche bilden. Mit diesen sehr kurzen Schallimpulsen kann jedoch nur eine begrenzte akustische

Energie in die Atmosphäre gesendet werden, so daß die Rückstreuintensität bzw. die erreichbaren Höhen entsprechend gering sind. Diesem Sachverhalt wurde mit verschiedenen Maßnahmen begegnet. Kon u.a. (1978) entwickelten komplexe analytische Ausdrücke für das Spektrum des Rückstreusignals eines akustisch pulsmodulierten RASS, um daraus die Schallgeschwindigkeit abzuleiten. Dieses Verfahren wird auch als Frequenz-RASS bezeichnet. Demgegenüber entwickelten Peters u.a. (1983, 1988, 1990a) eine andere als Bragg-RASS bekannte Systemvariante. Diese Lösung geht davon aus, daß die Amplitude des Empfangsspektrums maximal wird, wenn die Bragg-Bedingung erfüllt ist, d.h. wenn die akustische Wellenzahl k_a doppelt so groß wie die elektromagnetische Wellenzahl k_e ist. In diesem Fall werden die elektromagnetischen Wellen, die an den durch die Schallwellen erzeugten aufeinanderfolgenden Brechungsindexschwankungen rückgestreut werden, gerade phasenrichtig überlagert. Die Intensität des Rückstreusignals verstärkt sich dann proportional zum Quadrat der Anzahl der zu dem Streuvorgang in einem bestimmten Volumen teilnehmenden Wellenzüge. Die Schallgeschwindigkeit kann nun durch Variation der Frequenz des Schallsignals und Selektion des Maximums des empfangenen Amplitudenspektrums bestimmt werden. (Peters u.a. 1983).

Besonders vorteilhaft kann ein RASS durch Kombination eines Windprofilers mit einer Schallquelle realisiert werden. May u.a. (1989b, 1990) haben eine Lösung zur Ergänzung von Windprofilern mit RASS für die operationelle Nutzung vorgeschlagen.

3 Charakteristische Eigenschaften der Rückstreusignale

3.1 Rückstreuleistung

Der Clear-air-Rückstreumechanismus für akustische und elektromagnetische Wellen ist sehr ähnlich. Das zeigt sich daran, daß für die Rückstreuleistung eines Clear-Air-Radars und eines Sodars ähnliche Beziehungen gelten. (Tabelle 2). In beiden Fällen ist die Rückstreuleistung der spektralen Dichte der räumlichen Brechungsindexschwankungen bzw. der Strukturkonstanten C_n^2 proportional. Jedoch wird die elektromagnetische Transversalwelle und die akustische Longitudinalwelle durch Brechungsindexschwankungen unterschiedlich beeinflusst. Dies geht aus Tabelle 3 hervor, in der die partiellen Ableitungen der Brechung $N = (n-1) \cdot 10^6$ für elektromagnetische und akustische Wellen berechnet sind. Es ist ersichtlich, daß der Einfluß der meteorologischen Parameteränderungen bei akustischen Wellen wesentlich stärker ist als bei elektromagnetischen Wellen. So ergibt sich für akustische Wellen bei Wasserdampfänderungen ein Faktor von ca. 40, bei Temperaturänderungen von ca. $1,8 \cdot 10^3$ und bei Windgeschwindigkeitsänderungen von ca. $1,5 \cdot 10^9$ im Vergleich zu elektromagnetischen Wellen. Bei elektromagnetischen Wellen haben Wasserdampffluktuations den größten Einfluß auf den Brechungsindex mit einem im Vergleich zu den akustischen Wellen entgegengesetzten Vorzeichen. Schwankungen der Rückstreuleistung bei elektromagnetischen Wellen werden also im wesentlichen durch Wasserdampffluktuations verursacht. Bei den akustischen Wellen dominieren Temperatur- und Geschwindigkeitsfluktuations. Letztere haben bei monostatischen Sodars allerdings keinen Einfluß auf die Rückstreuleistung, so daß

diese dann hauptsächlich durch Temperaturfluktuationen beeinflusst wird. Da die Änderungen des Brechungsindex in den Streuquerschnitt quadratisch eingehen (Tabelle 2), folgt daraus, daß der Streuquerschnitt von akustischen Wellen um einige Größenordnungen größer ist als der von elektromagnetischen Wellen. So ergibt sich bei Brechungsindexschwankungen durch Temperaturfluktuationen für akustische Wellen ein Faktor von 10^6 gegenüber elektromagnetischen Wellen. Man sollte deshalb zunächst meinen, daß die Anwendung akustischer Wellen vorteilhafter ist und die geringen Signaländerungen bei elektromagnetischen Wellen kaum auswertbar sind. Jedoch ist es bei Radarsystemen möglich durch ein höheres Leistungsaperturprodukt ($P_t A_e$ in Tabelle 2), durch geringeres Rauschen und geringere Bandbreiten im Vergleich zu Sodarsystemen eine wesentlich höhere Systemempfindlichkeit zu realisieren. Die größere Beeinflussung des akustischen Brechungsindex durch Temperatur-, Feuchte- und Geschwindigkeitsfluktuationen im Vergleich zum elektromagnetischen Brechungsindex führt zu einer wichtigen Konsequenz. Akustische Wellen werden durch die Atmosphäre wesentlich mehr gedämpft als elektromagnetische Wellen. Nach Harris (1966) ist der maximale Höhenbereich für die akustische Sondierung durch die molekulare Schalldämpfung bei normalen atmosphärischen Bedingungen auf $0,6 - 4,5 \cdot 10^3 \lambda$ begrenzt. Dies bedeutet für eine akustische Wellenlänge von 0,2 m (1,65 KHz) eine maximale Höhe von 120 m - 900 m. Da neben der molekularen Schalldämpfung auch die turbulente Streuung einen wesentlichen Beitrag zur Schwächung der Intensität in einem Schallstrahl leistet, ergeben sich weitere Einschränkungen. Demgegenüber kann mit elektromagnetischen Wellen infolge der wesentlich geringeren Absorption in Abhängigkeit von der Wellenlänge ein Höhenbereich bis zu 30 km überstrichen werden. Deshalb ist die Sondierung mit akustischen Wellen auf die unteren Höhen beschränkt, während mit elektromagnetischen Wellen die gesamte Troposphäre abgetastet werden kann. Auch bei elektromagnetischen Wellen wird der zu erfassende Höhenbereich wesentlich durch die Wellenlänge bestimmt. (Tabelle 4). Radarsysteme im VHF-Band ($\lambda = 6$ m) erreichen Höhen bis zu 30 km, allerdings können sie bedingt durch die notwendige Sende-/Empfangsumschaltung die Grenzschicht nicht erfassen. Außerdem benötigen diese Systeme eine relativ große Antennenfläche, was ihre Einsatzmöglichkeiten in dicht besiedelten Gebieten bzw. bei Wetterdiensten mit bereits vorgegebener Infrastruktur einschränkt. Im UHF-Bereich kann in Abhängigkeit von der Wellenlänge (70 cm oder 24 - 30 cm) die gesamte Troposphäre von etwa 500 m an mit einer Höhenauflösung von 150 - 300 m oder die Grenzschicht von etwa 100 m an mit einer Höhenauflösung von 50 - 100 m sondiert werden.

Die Rückstreuleistung von akustischen oder elektromagnetischen Wellen wird durch den Brechungsindex der Atmosphäre mehr (akustisch) oder weniger (elektromagnetisch) stark beeinflusst. Demgegenüber enthält die Rückstreuleistung eines RASS im Idealfall keine atmosphärische Informationen. Real beeinflussen turbulente Zerstreung und die Schallabsorption natürlich auch die Rückstreuleistung eines RASS. Da aber für das RASS die Schallausbreitung nur in einer Richtung wesentlich ist und außerdem bei der Bragg-Bedingung ($k_a = 2k_e$) ein Verstärkungseffekt eintritt, sind mit dem RASS im Vergleich zum Sodar größere Höhen erreichbar.

Die Empfangsleistung eines Frequenz-RASS ist von Marshall u.a.

(1972) für eine isotherme Atmosphäre ohne mittlere und turbulente Bewegung abgeleitet worden. Diese Empfangsleistung stellt einen Maximalwert dar, der in der realen Atmosphäre nicht erreicht wird. Reale Werte der Rückstreuleistung eines RASS erhält Laitaitis (1992), der die Schallabsorption und die Turbulenz der Atmosphäre berücksichtigt. Für die Schallabsorption müssen Pegelverluste von 2...5 dB/100m in Rechnung gestellt werden. Die Mitführung der akustischen Wellen durch ein Windfeld bewirkt, daß der Empfangsfokus insgesamt auswandert. In Abhängigkeit von der Turbulenz ist dieser Empfangsfokus mehr oder weniger groß. Im Ergebnis entstehen durch die Nichterfüllung der Fokusbedingung und durch die turbulenzbedingte Vergrößerung des Empfangsfleckes ebenfalls Pegelverluste von 1,5...4 dB/100 m (Bauer, 1992). Daraus resultieren experimentell mit einer Wahrscheinlichkeit von 90 % erreichbare Höhen von 2,6 km für 400-MHz-Windprofiler/RASS und 0,7 km für 915-MHz-Windprofiler/RASS (Martner u.a. 1992).

3.2 Radialgeschwindigkeit

Wenn sich die rückstreuenden Inhomogenitäten der Atmosphäre in Bewegung befinden, so tritt bekanntermaßen eine Dopplerverschiebung f_D der ausgesandten akustischen oder elektromagnetischen Frequenzen auf. Da man in guter Näherung annehmen kann, daß die streuenden Strukturen mit dem Wind transportiert werden, ist die Dopplerverschiebung f_D ein Maß für die mittlere radiale Windgeschwindigkeit v_r im Streuvolumen.

$$v_r = -\frac{1}{2} f_D \quad (1)$$

Üblicherweise wird die Frequenzverschiebung f_D nach der Fouriertransformation des Rückstreusignals erfaßt, da sie in der spektralen Leistungsdarstellung einfach dem Abstand zwischen der Ordinate ($f_D = 0$) und der Frequenz f_D bei maximaler spektraler Leistung P_e entspricht (Bild 4). Da der Windvektor eine dreidimensionale Größe ist, sind jeweils 3 radiale Windgeschwindigkeitskomponenten zu seiner Berechnung notwendig. Diese radialen Windkomponenten werden durch Aussenden von mindestens 3 gebündelten Sendestrahlen in verschiedene Richtungen mit einem von der Vertikalen geneigten Schwenkwinkel α gemessen. (Bild 5). Dann können die horizontalen und vertikalen Windgeschwindigkeiten u , v , w aus den Radialgeschwindigkeiten entsprechend den geometrischen Beziehungen ermittelt werden (Clark u.a. 1986). Mit ϕ als Azimutwinkel erhält man

$$v_r = u \sin\alpha \sin\phi + v \sin\alpha \cos\phi + w \cos\alpha \quad (2)$$

Bei elektromagnetischen Wellen werden diese gebündelten Sendestrahlen durch phasengesteuerte Antennen erzeugt. Dies ist generell in ähnlicher Weise auch für akustische Wellen möglich. Aus Aufwandsgründen wird bei der Doppler-Sodars aber meist die Aufstellung von 3 entsprechend fest ausgerichteten Sende-/Empfangsantennen bevorzugt.

Obwohl die Berechnung der Windgeschwindigkeitskomponenten zwischen elektromagnetischen und akustischen Wellen prinzipiell identisch ist, führen 2 Besonderheiten bei der Ausbreitung akustischer Wellen zu tiefgreifenden Unterschieden beider Verfahren.

1. Die im Vergleich zur Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen geringere Schallgeschwindigkeit bedingt um 6 Größenordnungen längere Laufzeiten des akustischen Rückstreusignals. Das hat zur Folge, daß die realisierbare Pulswiederholzeit sich ebenfalls maximal um diese Größenordnung unterscheiden muß. (Tabelle 4). Im Zeitbereich aufeinanderfolgender elektromagnetischer Impulse bleiben die atmosphärischen Bedingungen im wesentlichen unverändert, d.h. aufeinanderfolgende Rückstreusignale sind kohärent. Deshalb können aufeinanderfolgende elektromagnetische Rückstreusignale vor der Spektraltransformation kohärent addiert werden. Dies führt zu einer Verbesserung des Signal-/Rauschverhältnisses der Rückstreuleistung um die Anzahl der kohärent addierten Signale. Bei akustischen Wellen ist dies nicht möglich. Wegen der langen Laufzeit von 2 - 20 s besteht keine eindeutige Phasenbeziehung zwischen aufeinanderfolgenden Rückstreusignalen, d.h. diese sind inkohärent. Deshalb muß jedes einzelne Rückstreusignal gesondert frequenzanalysiert werden. Die so gewonnenen Radialgeschwindigkeiten unterliegen relativ großen Streuungen (0,5 - 1,0 m/s). Eine brauchbare Genauigkeit ist erst durch inkohärente Mittlung über viele Messungen zu erreichen. Bei einer Mittlung über 100 Messungen (5 - 10 min) kann der statistische Fehler etwa auf ein Zehntel reduziert werden.
2. Bei der Ausbreitung von akustischen Wellen werden diese vom Windfeld beeinflusst, indem sie in Richtung des Windfeldes verdriften. Bei Sodar entsteht eine zusätzliche Frequenzverschiebung durch die Querwindkomponente. Da die Windgeschwindigkeitskomponenten im allgemeinen klein gegenüber der Schallgeschwindigkeit sind, ist der Fehler bei der Berechnung der Horizontalwindkomponenten mit der Näherung Gl. (1) allerdings gering. Bei der Bestimmung der im allgemeinen sehr geringen Vertikalgeschwindigkeit w kann der Querwindeinfluß allerdings nicht mehr vernachlässigt werden. In diesem Fall muß der Einfluß der Horizontalwindgeschwindigkeit v_H durch einen Term 2. Ordnung berücksichtigt werden.

$$w = - \frac{1}{2} f_D - \frac{v_H^2}{2c_a} \quad (3)$$

Bei der Sondierung mit RASS, die im wesentlichen auf eine Bestimmung der Schallgeschwindigkeit c_a hinausläuft, ist zu berücksichtigen, daß die Schallgeschwindigkeit der Radialgeschwindigkeit überlagert ist. Bei vertikal ausgerichteter Strahlung muß die gemessene Schallgeschwindigkeit in diesem Fall mit der Ver-

tikalgeschwindigkeit korrigiert werden, so daß sich die virtuelle Temperatur nach

$$T_v = \left(\frac{C_a - W}{20.047} \right)^2 \quad (4)$$

ergibt.

3.3 Spektrale Breite

Aus der spektralen Breite können wichtige Informationen über die Turbulenz in der Atmosphäre abgeleitet werden. Wenn sich in einem abgetasteten Volumen ein Luftpaket mit gleichförmiger Geschwindigkeit in radialer Richtung vor oder rückwärts bewegt, so müßte die spektrale Breite für ein idealisiertes System im wesentlichen durch die Breite des ausgesandten Impulses bestimmt werden. Bedingt durch die Turbulenz treten in einem abgetasteten Streuvolumen unterschiedliche Geschwindigkeiten und -richtungen auf. In Abhängigkeit von der Turbulenz vergrößert sich deshalb die spektrale Breite. Jedoch wirken auch noch andere voneinander unabhängige Mechanismen auf die spektrale Breite, so daß ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Turbulenz und der spektralen Breite a priori nicht gegeben ist.

Im einzelnen handelt es sich um folgende Mechanismen:

- Endliche Halbwertsbreite:

Die technischen Systeme (Radar, Sodar, RASS) haben eine bestimmte Halbwertsbreite θ des Sendestrahls. Senkrecht zum Sendestrahl auftretende Windkomponenten führen im abgetasteten Luftvolumen zu unterschiedlicher Beeinflussung der Radialgeschwindigkeit. Dies führt zur Vergrößerung der spektralen Breite. Der Effekt kann klein gehalten werden, wenn die Halbwertsbreite θ klein ist. Die spektrale Breite ist um so größer, je größer die transversale Geschwindigkeit ist. Bei vertikal bzw. angenähert vertikal gerichteten Sendestrahlen hängt dies also von der Horizontalgeschwindigkeit v_H ab.

$$\sigma_b = v_H \theta \quad (5)$$

- Fixiertes Streuvolumen

Radar und Bragg-RASS haben ein im Raum fixiertes Streuvolumen, das abgetastet wird. Durch dieses Streuvolumen driften die Streustrukturen hindurch, die durch die Horizontalwindkomponenten angetrieben werden. Dies führt zu einer Verbreiterung der spektralen Breite.

$$\sigma_s = \frac{1}{2} \frac{v_H \lambda}{H \theta} \quad (6)$$

Beim Sodar und beim Frequenz-RASS tritt dieser Effekt nicht auf, weil das abgetastete Streuvolumen in gleicher Weise wie die Streustrukturen verdriftet.

- Schichtlaufzeit

Im Falle von Sodar muß die Laufzeit der akustischen Welle durch eine Streustruktur der Dicke Δh berücksichtigt werden. Sie führt zu einer spektralen Verbreiterung der Größenordnung

$$\sigma_L = \frac{c_a \lambda}{\Delta h} \quad (7)$$

Diese Beziehung gilt mit Ausnahme eines Faktors von 1/2 auch für das RASS, da in diesem Fall nur das einmalige Durchlaufen der Schichtstruktur zu berücksichtigen ist.

Unter der Voraussetzung von spektralen Gaußverteilungen kann das turbulenzbedingte spektrale Moment σ_u^2 aus dem gemessenen spektralen Moment σ_M^2 durch Subtraktion der einzelnen zugehörigen spektralen Verbreiterungskomponenten σ_i^2 ermittelt werden

$$\sigma_u^2 = \sigma_M^2 - \sum \sigma_i^2 \quad (8)$$

Die spektrale Breite σ_u^2 stellt ein Maß für die Turbulenz dar, aus der z.B. die Dissipationsrate ϵ berechnet werden kann.

4 Aspekte operationeller Nutzung

4.1 Erfassung mesoskaliger Strukturen in der Troposphäre

Durch den Einsatz von bodengebundenen Fernerkundungstechnologien in der Meteorologie kann der Zugang zu mesoskaligen atmosphärischen Prozessen eröffnet werden. Damit können Informationen für

- mesoskalige Klima und Vorhersagemodelle
- Monitoringsysteme zur Überwachung spezieller atmosphärischer Eigenschaften (z.B. Windscherung auf Flughäfen, Flugroutenberatung, Turbulenzvorhersage für Flugsicherheit),
- Schadstoff-Ausbreitungsmodelle (Vorhersage über die Ausbreitung von Schadstoffwolken) und für
- wissenschaftlich fundierte Analysen und Interpretationen mesoskaliger atmosphärischer Prozesse mit räumlichen Ausdehnungen zwischen 10 und einigen 100 km sowie Lebenszeiten zwischen 10 Minuten und einigen Tagen.

zur Verfügung gestellt werden. In dem Maße, wie von den Modellierern raumzeitlich hochaufgelöste Modelle entwickelt werden (Europamodell, Deutschlandmodell), tritt die Frage nach zuverlässigen Eingangsdaten zur Initialisierung der Modelle in den Vordergrund. Die Forderungen nach einer hohen zeitlichen Auflösung (im Bereich von 1 - 60 Minuten) im Vergleich zur Rawinson-

denmessung (6 - 12 Stunden) kann nur durch Anwendung bodengebundener Fernerkundungsverfahren erfüllt werden. Die Anforderungen an die räumliche und zeitliche Auflösung für die in der operationellen Meteorologie wesentlichen mesoskaligen Prozesse in den verschiedenen Höhenbereichen sind in Tabelle 4 zusammengestellt. In Abhängigkeit von den in der Meteorologie zu erfassenden räumlichen Strukturen nimmt die zu fordernde vertikale Auflösung von der Grenzschicht bis zur Stratosphäre zu. Ein Vergleich der Kennwerte von aktiven Fernerkundungsverfahren mit elektromagnetischen und akustischen Wellen (Tabelle 4) mit den meteorologischen Forderungen (Tabelle 5) führt zu folgenden Schlußfolgerungen:

1. Die Gewinnung vertikaler Windprofile mit akustischen Wellen ist auf die untere Hälfte der planetaren Grenzschicht beschränkt. Die erreichbaren Höhen sind stark vom physikalischen Zustand der Atmosphäre abhängig. Die Verfügbarkeit der Meßwerte nimmt oberhalb der 90 %-Höhe um ca. 10 %/100m ab. Mit akustischen Wellen kann in den unteren Höhen eine hohe Auflösung (10 - 20 m) erreicht werden, die mit pulsgesteuerten Radars nicht realisiert werden kann.
2. Mit elektromagnetischen Wellen können vertikale Windprofile aus der gesamten Troposphäre und der unteren Stratosphäre gewonnen werden. Die erreichbaren Höhen sind im Vergleich zu akustischen Wellen in geringerem Maße von den atmosphärischen Bedingungen abhängig. Die Verfügbarkeit der Meßwerte nimmt oberhalb der 90 % - Höhe bei Troposphären-Windprofilern (oberhalb der Tropopause) nur um 0,2 %/100 m und bei Grenzschicht-Windprofilern (oberhalb der Grenzschicht) nur um 1 %/100 m ab.
3. Die von der Grenzschicht bis zur unteren Stratosphäre abnehmenden meteorologischen Anforderungen können nicht mit einem einzigen Windprofilertyp gleichermaßen gut erfüllt werden. Für die meteorologische Anforderung der Gewinnung von Windprofilen in der Troposphäre und unteren Stratosphäre ist der Troposphären-Windprofiler mit einer Wellenlänge bei 0,7 m eine optimale Lösung. Allerdings kann ein solches System die planetare Grenzschicht in den unteren Höhen (< 500 m) nicht und darüber nur mit einer Auflösung 150 - 300 m von 150-300 m erfassen. Die Aufgabe einer für die operationelle Meteorologie angepaßten Erfassung des Windprofils in einer vertikalen Luftsäule kann durch die Kombination eines Troposphären- mit einem Grenzschicht-Windprofiler optimal gelöst werden.

Für den langfristig sich abzeichnenden Trend, die netzmäßige Erfassung atmosphärischer Windprofile mit Rawinsonden durch Windprofiler zu ersetzen, gibt es wissenschaftliche und ökonomische Gründe. Im Gegensatz zur Rawinsondierung gelingt es mit der Windprofilertechnologie, die Erfassung vertikaler Windprofile in einer definierten Luftsäule mit einer hohen zeitlichen Dichte zu realisieren, so daß damit mesoskalige Prozesse erfaßt werden können. Die operationelle Erfassung von Windprofilern in der Troposphäre und unteren Stratosphäre kann mit einem Troposphären-Windprofiler gelöst werden. Zur optimalen Anpassung an die

in den verschiedenen Höhengschichten variierenden meteorologischen Anforderungen ist die Implementierung einer variablen, automatisch umschaltbaren Höhengauflösung (ΔH : 150, 300, 1000 m) zweckmäßig.

Die wissenschaftlichen und operationellen Gründe für die Anwendung von Windprofilern in der Meteorologie müssen letztlich mit den ökonomischen Gegebenheiten in Einklang gebracht werden. Dabei bietet sich ein Vergleich zu den bei der Rawinsondierung entstehenden Kosten an. Die Anschaffungskosten für einen Troposphären-Windprofiler (etwa 1,0 - 1,5 Mill. DM) sind wesentlich höher als für ein Navaid-Sondierungssystem und etwa gleichwertig den Kosten eines Windfinders. Im Gegensatz dazu sind die laufenden Kosten (Personal und Material) für ein Rawinsondierungssystem wesentlich höher, da die Betriebskosten für einen Windprofiler vergleichsweise gering sind. Serafin und Dabbert (1990) kommen in ihrer detaillierten Abschätzung zu der Schlußfolgerung, daß, in einem Nutzungszeitraum von 10 Jahren betrachtet, die Kosten für einen Windprofiler mit RASS nur 58 % von denen eines Navaidsystems (2 Sondierungen/Tag) betragen. Dieses Verhältnis wird für den Windprofiler noch günstiger, wenn der Vergleich mit einem Windfinder vorgenommen wird (ca. 40 %). Bei dieser Abschätzung bleibt die hohe zeitliche Dichte der Verfügbarkeit von vollständigen Windprofilen im Vergleich zum Rawinsondierungssystem noch unberücksichtigt. Werden die Kosten für den o.g. Nutzungszeitraum auf ein Windprofil umgerechnet (Windprofiler: 1 Profil/6 min; Rawinsondierung: 1 Profil/12 Stunden) so ergibt sich nach Serafin und Dabbert (1990), daß die Kosten für ein vom Windprofiler erzeugtes Profil nur 0,6 % von den Kosten eines Navaidsystems betragen. Damit ist auch ein wirtschaftliches Argument für die zukünftige Anwendung von Windprofilern gegeben.

Gilet (1989) schätzt ab, daß in Europa für die Ausrüstung von aerologischen Stationen 100 Troposphären-Windprofiler sowie für die regionale Vorhersage und für die Versorgung von hochaufgelösten Modellen zusätzlich 200 Troposphären-Windprofiler benötigt werden. Dies bedeutet für ein Netz von Windprofilern eine Maschenweite im Bereich von 100 - 250 km. Auf Deutschland projiziert führt diese Forderung zu einem Netz von 10 - 40 Troposphären-Windprofilern. Der Bedarf von Grenzschicht-Windprofilern wird für Europa mit 500 angegeben (Gilet, 1989).

Die operationelle Nutzung von Windprofilern ist in Europa durch die fehlende, vereinheitlichte Frequenzzuweisung behindert worden. Da Windprofiler eine relativ hohe Bandbreite erfordern (in Abhängigkeit von der Höhengauflösung 1 - 3 MHz) und die Belegung in den Frequenzbändern relativ dicht ist, stoßen generelle Festlegungen auf viele Schwierigkeiten. Nachdem 1989/90 nachgewiesen wurde, daß die Navigationssatelliten COSPAS -SARSAT durch das Windprofilernetz in den USA (Sendefrequenz 404,37 MHz) gestört werden, sind die Schwierigkeiten nicht geringer geworden. In Europa bemüht sich COST 74 um die Zuteilung vereinheitlichter Frequenzen in den 3 in Tabelle 4 angegebenen Wellenlängenbereichen. Dazu sollen für die WRC 97 (World Radiocommunication Conference) entscheidungsreife Vorschläge erarbeitet werden, so daß ab 1997 die Voraussetzungen zur Inbetriebnahme von Windprofilern für operationelle Anwendungen in Europa erfüllt sein werden.

Für den operationellen Einsatz neuer Meßverfahren in der Meteorologie sind eine Reihe von Voraussetzungen zu erfüllen. Vor einem so weitreichenden Schritt, wie dem Ersatz der Rawinsondie-

rungssysteme durch Windprofiler, sind umfassende Erprobungen unter "wetterdienstnahen" Bedingungen erforderlich. Diese Erprobungen haben im vorliegenden Fall eines Wechsels auf der Grundlage eines grundsätzlich andersartigen physikalischen Meßprinzips einen anderen Stellenwert als bei einem Systemwechsel mit identischem physikalischen Prinzip. Langfristig hängt der Erfolg deshalb entscheidend von der Perfektion des Observatoriumsprogramms ab, in dem die Erprobungen von Windprofilern eingebettet sind.

Die wesentlichen Schwerpunkte bei der Systemerprobung sind

- die Bestimmung der Meßgenauigkeit von Windprofilermeßdaten
- die Abschätzung meteorologischer und anderer Einflußgrößen auf das Meßergebnis und die Korrektur negativer Einflüsse sowie
- die Abschätzung der realen Leistungsgrenzen.

Nur durch gewissenhafte und exakte Bearbeitung dieser Schwerpunkte im Rahmen eines umfassenden Observatoriumsprogramms können die Voraussetzungen für den operationellen Einsatz von Windprofilern geschaffen werden.

4.2 Bestimmung der Meßgenauigkeit

Für die operationelle Anwendung von Fernerkundungstechnologien spielt die Bestimmung der Meßgenauigkeit eine wichtige Rolle. (Strauch u.a., 1987). Unter der Voraussetzung einer Gauß'schen Normalverteilung des Spektrums und eines hohen Signal-Rauschverhältnisses ergibt sich nach Doviak und Zrníc (1984) für die Standardabweichung der Radialgeschwindigkeit

$$\text{std}(v_r) = \frac{1}{2\sqrt{2}\pi^{1/4}} \sqrt{\frac{\sigma_M \lambda}{T_o}} \quad (9)$$

Zur Abschätzung der mit den verschiedenen Verfahren (Sodar, Radar, Frequenz-RASS, Bragg-RASS) erreichbaren Standardabweichungen der Radialgeschwindigkeit ist es zweckmäßig sie auf die Standardabweichung des Bragg-RASS zu beziehen. (Peters, 1990b). Dabei sind folgende Bedingungen zu beachten:

- Bei dem RASS-Signal sind alle Verbreiterungseffekte der spektralen Breite σ_M deterministisch, so daß bei diesen Verfahren nur die turbulenzbedingte spektrale Breite einen Beitrag zu σ_M leistet ($\sigma_M = \sigma_U$)
- Im Gegensatz dazu ergibt sich die spektrale Breite beim Sodar und Radar durch Addition der Quadrate der einzelnen Komponenten, die zur spektralen Breite beitragen:

$$\text{Sodar: } \sigma_M^2 = \sigma_U^2 + \sigma_b^2 + \sigma_L^2 \quad \text{Radar: } \sigma_M^2 = \sigma_U^2 + \sigma_b^2 + \sigma_S^2 \quad (10)$$

- Beim Radar und beim Bragg-RASS ist die Pulswiederholzeit klein im Verhältnis zur Kohärenzzeit des Streusignals. Deshalb ist die Beobachtungszeit T_0 in Gl. (9) identisch mit der Zeitauflösung ΔT . Im Gegensatz dazu ist die Pulswiederholzeit beim Sodar und Frequenz-RASS groß im Vergleich zur Kohärenzzeit des Streusignals. Aus diesem Grund ist die Beobachtungszeit nur ein Teil der Zeitauflösung ΔT , der sich mit dem Tastverhältnis d ergibt:

$$T_0 = d \Delta T \quad (11)$$

Für ein Beispiel ist das Ergebnis der mit den verschiedenen Verfahren erreichbaren Standardabweichungen der Radialgeschwindigkeit in Tabelle 6 dargestellt. Die geringsten Standardabweichungen werden mit Bragg-RASS und Radar erreicht. Dies ist im wesentlichen auf die Kohärenz des Streusignals zwischen aufeinanderfolgenden Impulsen zurückzuweisen. Demzufolge können die abgetasteten Zeitreihen durch ein kontinuierliches Signal von gleicher Gesamtlänge ersetzt werden. Dadurch wird die Standardabweichung der Radialgeschwindigkeit im Vergleich zu Sodar und Frequenz-RASS um den Faktor \sqrt{d} reduziert. Dieser Unterschied ist besonders dann wichtig, wenn eine hohe zeitliche Auflösung bei der Erfassung mesoskaliger Prozesse erforderlich ist.

Bei der Einführung neuer Beobachtungsverfahren in die operationelle Nutzung spielt der Vergleich der Meßergebnisse mit den first-guess Werten des nächstgelegenen Gitterpunktes eines numerischen Vorhersagemodelles eine wichtige Rolle. Diese Methode ist in dem Maße interessant, wie durch ein Beobachtungsverfahren mesoskalige Prozesse erfaßt werden, die auch von den Modellen simuliert werden. Das Europamodell mit einem Gitterpunktabstand von 50 km und das Deutschlandmodell mit 10 km können zukünftig für derartige Vergleiche herangezogen werden. Die maximal zulässige Abweichung wird in diesem Fall durch Meßsystemfehler, Modellfehler, Gitterpunktabstand sowie lokalen turbulenten Änderungen bestimmt. Ein derartiger Vergleich hat den Vorteil ein neues Meßverfahren im Rahmen der Gesamtheit aller Beobachtungsparameter einzuordnen. Die Güte dieser Konsistenz ist eine wichtige Bedingung für die Einführung eines neuen Meßverfahrens in die operationelle Nutzung.

Eine experimentielle Bestimmung der Meßgenauigkeit von Fernerkundungsverfahren kann durch Vergleich mit der Standardmethode zur Messung atmosphärischer Profile, der Rawinsondenmessung, vorgenommen werden. (Weber und Wuertz, 1990). Kritisch ist einzuwenden, daß bisher die Meßbedingungen und das Verfahren derartiger experimenteller Vergleiche nicht exakt definiert worden sind. Da die Atmosphäre durch die Rawinsonden und Fernerkundungsverfahren in unterschiedlichen Raum- und Zeitscales abgetastet wird, führen zeitliche und räumliche Variabilitäten der Atmosphäre zu Unterschieden zwischen Rawinsonden- und Windprofilermessung. Demzufolge muß bei einem Vergleich von Meßdaten, die mit den unterschiedlichen Verfahren gewonnen wurden, die räumliche und zeitliche Variabilität der Meßgrößen in Rechnung gestellt werden. Durch eine Vergleichsmethodik müssen diese Variabilitäten durch zeitliche und räumliche Anpassung in Rechnung gestellt werden.

Bei der zeitlichen Anpassung wird von den Eigenschaften der

Rawinsonden- und Radarmessung im Zeitbereich ausgegangen.

- Die Rawinsonde kann nur hinsichtlich ihres Startzeitpunktes T_0 gesteuert werden. Sie erreicht die Höhe H_i in der Zeit $T_0 + t_i$ bzw. die maximale Höhe H_M in der Zeit $T_0 + t_M$.
- Die Meßwerte des Radars können in vorgebbaren Zeitintervallen $(T_1 - \frac{\Delta T}{2}; T_1 + \frac{\Delta T}{2})$

ermittelt werden.

Eine einfache Zeitanpassung ist dann möglich, indem der Vergleichswert des Radars im Zeitintervall $(T_0; T_0 + \Delta T)$ ermittelt wird. Dann ist die zeitliche Anpassung in unteren Höhen besser als in oberen Höhen. Die zeitliche Anpassung in den oberen Höhen kann verbessert werden, wenn der Vergleichswert des Radars im Zeitintervall

$$(T_0 + \frac{t_M - \Delta T}{2}; T_0 + \frac{t_M + \Delta T}{2}) \quad (12)$$

abgeleitet wird. Diese einfache Zeitanpassung wird nur zu einem Zeitpunkt vorgenommen. Im Gegensatz dazu wird bei der multiplen Zeitanpassung für jede Höhenschicht H_i ein optimal zeitangepaßter Wert des Radars im Zeitintervall (12) ermittelt, d.h. das gesamte Windprofil des Radars wird zeitlich optimal an das Rawinsondenprofil angepaßt, so daß die zeitlichen Unterschiede zwischen der Rawinsonden- und Radarmessung eliminiert werden.

Radar- und Rawinsondenmessung müssen nach der multiplen Zeitanpassung nicht notwendigerweise übereinstimmen, da über die Systemgenauigkeiten hinaus in unterschiedlichen Luftvolumina gemessen wird. Eine räumliche Anpassung kann aufgrund folgender Eigenschaften der Meßsysteme vorgenommen werden:

- Die genaue Meßposition der Rawinsonde ist a priori nicht bekannt. Sie ändert sich mit der Höhe entsprechend den Horizontalwindkomponenten und kann aus der Flugbahn ermittelt werden. Damit liegt eine höhenabhängige Information über die Differenzen der unterschiedlichen Meßorte vor

$$\Delta e_i = f(H_i) \quad (13)$$

- Das Meßvolumen des Radars ist durch die Antennencharakteristik bestimmt und bleibt praktisch unverändert, wenn von der Umschaltung verschiedener Sendestrahlen abgesehen wird.

Eine räumliche Anpassung ist auf der Grundlage eines Geschwindigkeitsgradienten $\frac{\partial v}{\partial z}$ möglich. Ein solcher Geschwindigkeitsgradient kann aus benachbarten Gitterpunkten eines Modells, aus mehreren räumlich verteilten Radisondenmessungen oder auch aus den Differenzen einer für die Windmessung überbestimmten Radarstrahlkonfiguration (5 Radarstrahlen) ermittelt werden. Der aus Radarmessungen bestimmte Gradient hat die Eigenschaft, daß er

auch lokale turbulente Anteile enthält. Diese können jedoch durch Zeitfilterung (> 1 h) beseitigt werden. Eine räumliche Anpassung des Windprofils kann mit einem Gradienten $\frac{\partial v_i}{\partial e}$ und der räumlichen Entfernung der Meßvolumina Δe_i vorgenommen werden:

$$\Delta v_i = \Delta e_i \frac{\partial v_i}{\partial e} \quad (14)$$

Naturgemäß wird die konkrete Durchführung von Systemvergleichen immer durch die speziell eingesetzten Systeme bestimmt. So können beispielsweise bei der Bestimmung der Meßgenauigkeit von Grenzschicht-Windprofilern neben der Rawinsonde auch andere direkte Meßtechnologien, wie die Fesselballonsondierung mit speziellen Grenzschichtsonden oder auch Flugzeugmessungen eingesetzt werden. Der Vorteil dieser Meßtechnologien im Vergleich zur Rawinsonde besteht darin, daß eine angenähert definierte Positionierung der Meßinstrumente in der Atmosphäre möglich ist.

4.3 Abschätzung von Störeinflüssen

Bestimmte meteorologische und andere Einflüsse können das Meßergebnis eines fernmessenden Verfahrens negativ beeinflussen. Als Folge dieser Störungen kann das Empfangssignalspektrum mehr oder weniger gestört sein. In der Regel macht sich dies durch Mehrfachpeaks im Spektrum bemerkbar. (Bild 6). Die Ursachen von Störungen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

- Echos von feststehenden Hindernissen, wie Bergen, Gebäuden und ähnlichem führen im Spektrum zu einem sogenannten Groundclutter bei der Frequenz 0 und werden durch die nicht vermeidbaren Seitenkeulen der Sende-/Empfangsantennen verursacht. Festechos können durch geeignete Wahl des Aufstellungsortes vermieden werden.
- Intermittierende Echos können von Flugobjekten, wie Flugzeugen oder Vögeln verursacht werden. Sie führen wegen der Reflexion der Wellen an diesem Hindernis zu einer hohen Rückstreuleistung und zu einem zusätzlichen spektralen Peak.
- Niederschläge können die Funktionsfähigkeit eines Fernmeßsystems in unterschiedlicher Weise beeinträchtigen. Während sich beim Sodar vor allem das Geräusch beim Auftreffen von Regentropfen auf die Empfangsantenne bemerkbar macht, führen Niederschlagspartikel im Streuvolumen bei den elektromagnetischen Wellen im UHF-Bereich zu einer mit abnehmender Wellenlänge zunehmenden Partikelrückstreuintensität. Im Spektrum führen Niederschläge zu einem weiteren Peak, der in der Amplitude das Clear-air-Signal übertreffen kann (Bild 6). Wird das Verhältnis der Reflektivität für Partikelrückstreuung η_p und turbulente Streuung η_T in Abhängigkeit von der Wellenlänge dargestellt, ergeben sich für verschiedene Regenverhältnisse Zunahmen des Verhältnisses η_p/η_T von etwa 30 dB je Dekade (Bild 7). Die Fallgeschwindigkeit von Niederschlagspartikeln kann, wenn sie

gleichförmig im Meßvolumen auftritt, gemessen werden. Damit ist prinzipiell auch eine Korrektur der Windwerte möglich, sofern es sich um räumlich gleichförmige Niederschläge handelt. (Wuertz u.a. 1988).

- Feste oder intermittierende Interferenzen von akustischen und elektromagnetischen Quellen beeinflussen die Fernmeßverfahren. So ist das Sodar besonders empfindlich bei Umgebungslärm oder beim Auftreten von Windgeräuschen. Demgegenüber spielen bei elektromagnetischen Wellen Störsender in der Frequenznähe eine negative Rolle.

Die genannten Einflüsse müssen einerseits durch Erprobungen unter Observatoriumsbedingungen exakt abgeschätzt werden. Andererseits sind Algorithmen zu entwickeln bzw. zu verfeinern, die auftretende negative Einflüsse auf die Fernmeßverfahren korrigieren. In diesem Zusammenhang sind besonders die in den USA entwickelten Systemlösungen eine wichtige Orientierung. Sie können jedoch nicht in jedem Fall kritiklos auf die mitteleuropäischen meteorologischen Verhältnisse übertragen werden.

4.4 Abschätzung realer Leistungsgrenzen

Einige Eigenschaften akustischer und elektromagnetischer Fernmeßverfahren sind selbst turbulenzabhängig. Deshalb sind entsprechende Herstellerangaben nur als Zirka-Werte zu verstehen. Eine solche für operationelle Anwendungen wichtige Angabe ist beispielsweise die erreichbare Meßhöhe. Sie hängt von der Wellenlänge, dem Leistungs-Aperturprodukt und der Sendeimpulsbreite des benutzten Verfahrens aber eben auch vom Zustand der Atmosphäre ab. Beispielsweise muß für den Einsatz eines Troposphären-Windprofilers in der operationellen Meteorologie garantiert werden, daß die Tropopausenhöhe mit großer Wahrscheinlichkeit ($\geq 95\%$) erreicht wird. Da die erreichbare Meßhöhe wegen ihrer Turbulenzabhängigkeit mit einer Wahrscheinlichkeit bewertet werden muß, kann eine verlässliche Angabe nur unter Berücksichtigung der regionalen atmosphärischen Bedingungen im Rahmen eines langfristigen Observatoriumsprogrammes gewonnen werden. Von amerikanischer Seite wurde bei der Einführung des Troposphären-Windprofilers (Serafin und Dabbert, 1990) davon ausgegangen, daß die Meßhöhe (16,25 km) mit einer Wahrscheinlichkeit von 90 % erreicht wird. Während der Meßkampagne ARM-91 (Atmospheric Radiation Measurement Program) im Frühjahr 1991 wurde festgestellt, daß diese Höhe nur mit einer Wahrscheinlichkeit von 84 % und die Meßhöhe 13 km mit 90 % erreicht wurde. (Martner u.a. 1992). (Bild 8). Diese Tatsache ist um so schwerwiegender, da in der Region Europa als Frequenz für den Windprofiler voraussichtlich ein Bereich um 482 MHz (ursprünglich 404 MHz) vorgeschlagen wurde. Da die höhere Frequenz mit geringeren Reichweiten verbunden ist, muß das Leistungs-Aperturprodukt für den in Europa einzusetzenden Troposphären-Windprofiler höher angesetzt werden, um die Tropopausenhöhe mit größerer Wahrscheinlichkeit zu erreichen.

4.5 Qualitätskontrolle, Qualitätsbewertung und Editierung meteorologischer Daten fernmessender Verfahren

Die von einem Fernmeßverfahren erzeugten spektralen Momente P , f , W unterliegen stochastischen Schwankungen. Deshalb ist es notwendig, daß zwischen der Gewinnung dieser primären Meßsignale und den gültigen meteorologischen Daten Verarbeitungsschritte eingeschoben werden, die der eigentlichen Meßwertgewinnung (Berechnung der einzelnen Windkomponenten, Clark u.a. 1986), der Meßwertkorrektur, der Qualitätsbewertung und der Editierung meteorologischer Winddaten dienen (Bild 9). Wie oben dargestellt treten bei der Fernmessung mit elektromagnetischen und akustischen Wellen eine Reihe systematischer Störungen auf, die beispielsweise auf Reflexionen an Flugzeugen, Niederschlagspartikeln und an naheliegenden Hindernissen (Grundclutter) oder auf eine Überschreitung des Meßsignalbereiches (Aliasing) zurückzuführen sind. Die dadurch eintretenden Beeinflussungen der Meßwerte müssen mittels geeigneter Algorithmen vermieden werden. Zur Gewinnung von repräsentativen Radialgeschwindigkeiten hat sich die Methode des Random Consensus Average nach May und Strauch, (1989a) bewährt, bei der Ausreißer entfernt werden und ein solcher Mittelwert selektiert wird, um den sich die meisten Einzelmessungen gruppieren. Diese empirische Methode ist besonders gut geeignet zufälligen Fehler zu eliminieren. Gleiche bzw. bessere Ergebnisse können mit der systematischen Methode maximaler Wahrscheinlichkeit (Dharssi u.a. 1992) erzielt werden. Der stochastischen Struktur des Rückstreuungssignals muß weiterhin durch eine Qualitätsbewertung der Meßwerte Rechnung getragen werden. Während zu den bisher genannten Verarbeitungsschritten eine Vielzahl theoretischer und praktischer Ansätze vorliegen, die entsprechend der speziellen Zielstellung zu prüfen und zu modifizieren sind, muß die Editierung meteorologischer Meßwerte zukünftig als wichtige, vor der Praxiseinführung eines Fernmeßverfahrens zu lösende Aufgabe gestellt werden.

Das Problem der Editierung von Windprofilermeßdaten ist bisher nur in einer Arbeit von Wuertz und Weber (1989) umfassend behandelt worden. Elemente des vorgeschlagenen Editierungsalgorithmus sind ein Kontinuitäts-Modell, das die Kontinuität der einzelnen Windgeschwindigkeitsmeßwerten in benachbarten Zeit- und Höhenintervallen prüft und eine Mustererkennungsstrategie, die eine raumzeitliche Struktur segmentiert, in der die Kontinuitätsbedingungen erfüllt sind. Damit wird deutlich, daß bei der Editierung ein hohes Maß an meteorologischer a priori Information vorgegeben sein muß, um gültige meteorologische Windmeßwerte in hoher Qualität bereitzustellen.

Die skizzierten Arbeitsschritte der Gewinnung von Meßsignalen und Windgeschwindigkeitskomponenten sind in der Regel in den angebotenen Windprofilersystemen implementiert. Auch Korrekturalgorithmen werden bereits angeboten. Jedoch ist deren Allgemeingültigkeit eingeschränkt, da sie meist unter Annahme spezieller Wetterbedingungen entwickelt wurden. Deshalb sind die Prüfung, Modifikation und Weiterentwicklung der Korrekturalgorithmen neben der Qualitätsbewertung der Meßdaten und der Editierung meteorologisch gültiger Daten wichtige Aufgaben für den Anwender, der den operationellen Einsatz im Blickwinkel hat.

5 Observation und Simulation

Mit den Fernmeßsystemen werden den Meteorologen Systeme in die Hand gegeben, die es gestatten mesoskalige Prozesse in einer vertikalen Atmosphärensäule zu observieren und Eingangsdaten für mesoskalige Modelle zu gewinnen. Diese Informationsquelle eröffnet neuartige Einblicke in die Dynamik mesoskaliger Prozesse. Sie gibt uns die Möglichkeit Informationen über Windstabilität, Turbulenz, Schichtungsstabilität, Wellenerscheinungen, Impulsflüsse und Frontdurchgänge abzuleiten. Die zeitliche Auflösung dieser Information muß auf die zu untersuchenden Prozesse und die zu initialisierenden Modelle abgestimmt sein. Darüber hinaus können Fernmessungen zur Verifikation mesoskaliger Modelle herangezogen werden. Die Einführung neuer Meßverfahren in die operationelle Meteorologie wird wesentlich durch eine enge Wechselwirkung von Observation und Simulation bestimmt. Dies sei an einigen praktischen Beispielen erläutert.

5.1 Meßkampagne zum Vergleich von SOUSY-VHF-Radar-Windmessungen mit Radiosonden- und Modelldaten

Als ein erster Schritt zur Vorbereitung der Nutzung von Windprofilerdaten im Deutschen Wetterdienst wurde vom 26.10.-07.11.1992 eine Meßkampagne mit dem SOUSY-VHF-Radar des Max-Planck-Instituts in Bad Lauterberg (Harz) durchgeführt. Diese Meßkampagne hatte die Qualitätssicherung und -bewertung der Meßdaten und den Vergleich mit Rawinsonden- und Modelldaten zum Ziel. Dazu wurde in unmittelbarer Nähe des Windprofilerstandortes eine mobile Rawinsondenstation in Betrieb genommen. Das Meßprogramm wurde zusätzlich durch routinemäßige Rawinsondierungen der aerologischen Station Hannover sowie durch Bodenmessungen ergänzt. (Tabelle 7). Zu Beginn der Meßkampagne lag Deutschland am 28.10.92 in einer stark ausgeprägten Westströmung eines vom Nordatlantik bis nach Osteuropa reichenden Höhentrog (Bild 10). Die Frontalzone folgt über Mitteleuropa etwa dem 50. Breitengrad. Der dazugehörige Strahlstrom verlief mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von 70 m/s in ca. 12 km über dem Meßort. Das Bodendruckfeld wird durch ein mit seinem Kern vor der Ostküste Schottlands liegendes Tiefdruckgebiet charakterisiert, dessen Warmfront am 28.10.1992, 00 UTC den Meßort erreicht. Dieses Tiefdruckgebiet verlagert sich weiter nach Osten. Nach dem nur schmalen Warmsektor überquert in den Vormittagsstunden des 28.10.1992 die Kaltfront den Meßort und führt auf ihrer Rückseite maritime, labil geschichtete Kaltluft heran. Der Durchgang dieser Kaltfront kann mit ausgewählten Windprofilermessungen sehr gut interpretiert werden und vermittelt einen tiefgehenden Eindruck von den ablaufenden atmosphärischen Prozessen. Am 27.10.92 hat der Strahlstrom 65 m/s erreicht, die höhenabhängige Windrichtungsänderung in der unteren und mittleren Troposphäre ist durch die Warmluftadvektion rechtsdrehend. Die Warmfront bewirkt in der mittleren und oberen Troposphäre aufwärtsgerichtete Vertikalgeschwindigkeiten von maximal 0,4 m/s (Bild 11). Durch das Aufgleiten der Warmluft auf die vorgelagerte Kaltluft am 27.10.92 ergeben sich in der Nacht vom 27. zum 28.10.1992 anhaltende und ergiebige Niederschläge. Am 28.10.92 (Bild 12) befinden wir uns bereits auf der Rückseite der Kaltfront im Bereich eines schwachen Zwischenhochs. Infolge des Luftmassenwechsels hat sich die Tropopausenhöhe verringert, so

daß das Windmaxima des Jetstroms mit 70 m/s jetzt bei ca. 10 km Höhe liegt. Die höhenabhängige Windrichtungsänderung in der Troposphäre ist infolge der Kaltluftadvektion linksdrehend. Die labil geschichtete Kaltluft bewirkt relativ starke Windrichtungsfluktationen. Durch den Einfluß des schwachen Zwischenhochs treten in der mittleren und oberen Troposphäre Absinkbewegungen von 0,4 m/s auf. Der Durchgang der Kaltfront kann präzise in den verschiedenen Höhenschichten verfolgt werden. Bild 13 zeigt eine Zeitreihe der Horizontalwindgeschwindigkeit vom 27.10.-30.10.1992 in 3 Höhenschichten von 4,45 - 6,55 km. Bemerkenswert ist der steile Abfall der Horizontalgeschwindigkeit am Abend des 28.10., der sich von unteren nach oberen Höhen keilförmig durchsetzt.

Die direkte und kontinuierliche Messung der vertikalen Windgeschwindigkeit in der Troposphäre ist erstmals mit Windprofilern möglich geworden. Das meßtechnische Problem bei der Erfassung der Vertikalgeschwindigkeit besteht darin, daß der Meßwert selbst nur wenige cm/s beträgt, während die turbulenzbedingten Änderungen dieses Parameters oft wesentlich größer sind. Dies erfordert im allgemeinen eine große Anzahl von Einzelwerten für die Schätzung eines repräsentativen Geschwindigkeitswertes. In den Bildern 11 und 12 ist der Wechsel der Vertikalwindrichtung von einer Aufwärtsbewegung (Bild 11) durch das Aufgleiten der Warmluft auf die vorgelagerte Kaltluft zu einer Absinkbewegung (Bild 12) besonders deutlich. Die Zeitreihe der Vertikalgeschwindigkeit vermittelt ein deutlicheres Bild von der Variabilität der Vertikalgeschwindigkeit. (Bild 14). Während des Frontdurchganges sind bedingt durch die labile Schichtung relativ große Fluktuationen der Vertikalgeschwindigkeit zu beobachten. Zu Beginn und am Ende der dargestellten Zeitreihe sind diese Fluktuationen der Vertikalgeschwindigkeiten dahingegen gering. Die Möglichkeit einer kontinuierlichen Erfassung der Vertikalgeschwindigkeit wird das Spannungsfeld zwischen Observation und Simulation unmittelbar beleben. Dabei sind die Fragen nach möglichen Meßfehlern ebenso legitim wie nach dem möglichen Grad der Widerspiegelung mesoskaliger Änderungen der Vertikalgeschwindigkeit in den Modellen. Vergleicht man die Bilder 11 und 12 mit entsprechenden synoptischen Windprofilen aus Rawinsondierungen, so könnten die mit Windprofilern gemessenen mesoskaligen Windprofile als Überlagerung synoptischer Windprofile mit dem turbulenzbedingten Rauschen interpretiert werden. Durch entsprechend angepaßte Filterung können die turbulenzbedingten Windvariationen bis zu einem vorgegebenen Zeitscale geglättet werden, im einfachsten Fall durch inkohärente Mittelung. In diesem Zusammenhang ist die Frage nach den zu erfassenden Zeit- und Turbulenzscales gestellt. Sie ist in Abhängigkeit von der Problemstellung und von den Eigenschaften des zu initialisierenden Modells zu beantworten. Während der Meßkampagne wurde das im Abschnitt 4.2 skizzierte Konzept des Vergleiches von Windprofiler und Rawinsondenmessungen erprobt. Bild 15 zeigt die mit Windprofiler und Rawinsonde Stöberhai und Hannover gemessenen Windgeschwindigkeitsprofile vom 28.10.92, 12.00 MEZ mit einfacher (Bild 15a) und multipler (Bild 15b) zeitlicher Anpassung. Dabei wird deutlich, daß die Abweichung zwischen den Winddaten des Windprofilers und der nahegelegenen Radiosondenstation Stöberhai wesentlich geringer sind als die zur weiter entfernt gelegenen (ca. 100 km) aerologischen Station Hannover. In Bild 15b sind die Windprofile von Bild 15a nach der multiplen zeitli-

chen Anpassung der SOUSY-Radar-Windprofile dargestellt. Die bessere Übereinstimmung ist offensichtlich. Dies zeigt sich auch in den geringeren absoluten Differenzen der Windgeschwindigkeit von SOUSY-VHF-Radar und Rawinsonde (Bild 16). Im Einzelfall sind diese Differenzen nach der multiplen zeitlichen Anpassung um 3 m/s geringer.

Die räumliche Anpassung zeigt Bild 17. Dabei wurde der Geschwindigkeitsgradient aus den gegenüberliegenden Radarstrahlen nach einer zeitlichen Filterung von 120 Minuten abgeschätzt. Besonders im Bereich um 10 km aber auch bei 6 km und unterhalb 4 km ergeben sich Verbesserungen in der Übereinstimmung der beiden Profile. Allerdings gibt es auch Bereiche bei 4,2 km und 7,5 km, wo Verschlechterungen auftreten. Offensichtlich ist der in diesen Höhenbereichen geschätzte Gradient im Radar-Meßvolumen nicht für die gesamte räumliche Distanz repräsentativ. Die Ableitung der Geschwindigkeitsgradienten aus Modellen oder Radiosondenmessungen scheint deshalb zukünftig aussichtsreicher zu sein. Wichtig ist auch, daß ein für die operationelle Nutzung vorgesehenes System seine Leistungsfähigkeit in einer längeren Observationsperiode unter variierenden atmosphärischen Bedingungen nachweisen muß.

Eine weitere Zielstellung der Meßkampagne bestand im Vergleich der Windprofilerdaten mit Modelldaten des Globalen Modells und des Europa-Modells. Das Ergebnis der während der Meßkampagne gewonnenen gemittelten Profile ist im Bild 18 dargestellt. Während bei der Windrichtung keine erkennbaren Unterschiede zwischen Modell und Windprofiler auftreten, gibt es bei der Windgeschwindigkeit in der Höhe der Tropopause und in den oberen Höhengschichten bei 18 - 20 km Unterschätzungen durch den Windprofiler zwischen 1 - 2 m/s. In diesen Höhenbereichen ist das Signal-Rauschverhältnis des elektromagnetischen Rückstreuungssignals im allgemeinen gering. Es wird deshalb vermutet, daß die entwickelten Auswertelgorithmen noch nicht optimal an geringe Signal-Rauschverhältnisse angepaßt sind.

Einzelvergleiche von Radarmeßdaten mit entsprechenden Daten des Europamodells ergeben ein differenziertes Bild. In dem synoptisch aktiven Zeitraum während der Meßkampagne wechseln Perioden mit guter bis sehr guter Übereinstimmung und größeren Differenzen bei der Horizontalgeschwindigkeit. Im Bild 19 sind 4 Einzelvergleiche der Horizontalwindgeschwindigkeit dargestellt. Während der Zeitintervalle mit geringen Windvariabilitäten sind die aufgetretenen Geschwindigkeitsdifferenzen ebenfalls sehr gering (< 2 m/s in Bild 19a, d). Treten dahingegen große Änderungen der Windgeschwindigkeit auf, so sind die auftretenden Windgeschwindigkeitsdifferenzen größer (19b, c). Sie betragen im Bild 19c in der Modellfläche 8 z.B. 18 m/s. Diese großen Unterschiede können jedoch erklärt werden, wenn wir die synoptische Situation und die Zeitreihe der Horizontalgeschwindigkeit (Bild 13) betrachten. Der in der Höhe keilförmig verlaufende Abfall der Horizontalgeschwindigkeit von ca. 30 m/s in der Troposphäre erreicht den Radarstandort bereits um 17.33 und hat sich zum Zeitpunkt 18.35 bereits voll durchgesetzt, das Modell, dessen Gitterpunkt ca. 20 km östlich vom Radarmeßort liegt, zeigt diesen Vorgang ebenfalls, jedoch mit einer geringen Zeitverzögerung an.

5.2 Kombination von Radar- und RASS-Messungen

Der wesentliche Vorteil der Kombination von Radar- und RASS-messungen besteht darin, daß neben dem Windprofil auch ein Temperaturprofil vorliegt. Damit ist eine vollständigere Beschreibung und Interpretation mesoskaliger Prozesse möglich. Dies sei am Beispiel einer RASS-messung, illustriert, die am 29.07.1992 in Bayern (Penzing) durchgeführt wurde. Bild 20 zeigt Temperaturprofile, die in einem Zeitraster von 24 Minuten gewonnen wurden. Der Knick oberhalb einer Höhe von 600 m kennzeichnet die Inversion an der Obergrenze der planetaren Grenzschicht. Aus der Schallgeschwindigkeit, die in mehreren (mindestens 4) verschiedenen Strahlrichtungen gemessen wurde, sind ergänzend zu den Radarmessungen bei einer Meßfrequenz von 1235 MHz auch Windprofile in dem unteren Höhenbereich bestimmt worden (Bild 21). Der Vorteil im Vergleich zur Radarmessung liegt darin, daß es sich hier um eine unabhängige Messung handelt, die durch Bodenechos nicht beeinflußt wird. Die zu gleichen Zeitpunkten aus dem Radarsignal abgeleiteten Windvektoren sind im Bild 22 dargestellt. Der vom Radar erfaßte Höhenbereich liegt bei 2500 m und ist damit wesentlich höher im Vergleich zur RASS-Windmessung bei 1000 m. Die im Bild 22 gezeigten Windmessungen zeigen oberhalb der Inversion eine starke Zunahme auf etwa 13 m/s und eine Winddrehung um 180°. Ohne die zusätzlichen Informationen aus den RASS-Messungen hätte man die starke Abnahme der Windgeschwindigkeit unterhalb 1000 m wahrscheinlich als Fehlmessung aufgrund von Bodenechos interpretiert.

5.3 Impuls- und Wärmeflüsse

In den 80er Jahren ist die Messung des vertikalen Impulsflusses zunehmend in den Mittelpunkt von Forschungsvorhaben gestellt worden. Mit den Beiträgen von Vincent und Reid (1983), Kropfli (1986), Ecklund u.a. (1985) sowie Nastrom und Van Zandt (1991) wurde der Nachweis erbracht, daß aus der mittleren quadratischen Radialgeschwindigkeitsänderung v_{r1}' und v_{r2}' zweier gegenüber der Vertikalrichtung symmetrisch angeordneter Radarstrahlen prinzipiell der vertikale Impulsfluß $\overline{u'w'}$ unter der Voraussetzung eines homogenen horizontalen Windfeldes berechnet werden kann.

$$\overline{u'w'} = \frac{v_{r2}^2 - v_{r1}^2}{2\sin 2\alpha} \quad (15)$$

Die erste für die Nutzung in der operationellen Meteorologie ausschlaggebende Frage ist die der Zuverlässigkeit und Genauigkeit der erhaltenen Meßwerte. Um in der Troposphäre zuverlässige Impulsflußprofile zu erhalten, muß einerseits der Fehler für die Geschwindigkeitsvarianzen geringer als $0,1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ sein. Andererseits müssen in einem vorgegebenen Zeitintervall genügend Meßwerte zur Verfügung stehen, um einen statistisch gesicherten Meßwert zu erhalten. Ein Beispiel für einen 24-stündigen Verlauf des vertikalen Impulsflusses in 200 m Meßhöhe ist in Bild 23 gezeigt. Die Größenordnungen der Impulsflußwerte bis etwa $1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ liegen in einem Bereich, der unter den angetroffenen meteorologischen Bedingungen zu erwarten war. Gegen Abend erkennt man

eine zunehmende Stabilisierung der Grenzschicht an der starken Abnahme des Impulsflusses. (Peters u.a. 1992). Gegenwärtig ist noch nicht klar, wo hier die Genauigkeitsgrenzen liegen, die man mit hoher Empfindlichkeit des Windprofilers und optimal angepaßter Signalverarbeitung erreichen kann.

Es wurde weiterhin vorgeschlagen, Wärmeflüsse mit dem RASS zu erfassen. Peters u.a. (1985, 1992) haben gezeigt, daß das Bragg-RASS wegen seiner hohen zeitlichen Auflösung und der höheren Determiniertheit der gewonnenen Meßwerte besonders geeignet ist, den Impulsfluß (15) und den Wärmefluß (16) in der planetaren Grenzschicht zu ermitteln.

$$H = c_p \rho \overline{w'T'} \quad (16)$$

und mit c_p : spezifische Wärme
 ρ : Luftdichte

Die Schwierigkeit bei der Ableitung von Flüssen besteht darin, die Kovarianzen $\overline{u'w'}$ bzw. $\overline{w'T'}$ mit ausreichender Genauigkeit zu bestimmen. Dies ist in erster Linie auf Ungenauigkeiten bei der Messung der vertikalen Windgeschwindigkeit und auf die in verschiedenen Strahlrichtungen auftretende meteorologische Variabilität zurückzuführen. Peters u.a. (1992) haben gezeigt, daß die Bestimmung des Impulsflusses nach (15) mit dem RASS möglich ist, wenn die Varianzen der Radialgeschwindigkeitsänderungen nicht aus konventionellen Mittelwerten (einfaches oder laufendes Mittel) sondern auf der Grundlage von Medianwerten ermittelt werden. Durch die Verwendung von Medianwerten können Ausreißer wirksamer vermieden werden als bei einem gleitenden Mittelwert, so daß sich insgesamt eine höhere Zuverlässigkeit bei der Bestimmung von Flußwerten in der Atmosphäre ergibt. Dabei sind die erreichbaren Grenzen gegenwärtig noch nicht betimmt. Für die Anwendung in der operationellen Meteorologie ist ausschlaggebend, ob der Impulsfluß in neuen und weiterentwickelten Modellen als Eingangsparameter neben den klassischen meteorologischen Zustandsgrößen erfolgversprechend verwendet werden kann. Dazu muß als erster Schritt die Zuverlässigkeit und Genauigkeit untersucht werden, mit der beim derzeitigen technologischen Stand Impuls- und Wärmeflüsse gemessen werden können. In diesem Zusammenhang ist die Verifizierung von Impuls- und Wärmeflußmessungen theoretisch und praktisch zu lösen. Für das ausgewählte Problem der Untersuchung der raumzeitlichen Variabilität von Grenzschichtstrukturen sind Algorithmen zur Bestimmung des Impuls- und Wärmeflusses zu entwickeln bzw. zu optimieren. Die Untersuchung der raum-zeitlichen Variabilität von Grenzschichtstrukturen kann Beiträge zu folgenden Schwerpunkten leisten:

- Zuverlässigkeit der Gewinnung von Flußparametern in Abhängigkeit von atmosphärischen Bedingungen
- Transportprozesse in der konvektiven Grenzschicht
- Vertikaler Austausch bei speziellen meteorologischen Situationen, wie Frontdurchgänge, nächtlicher Ausstrahlung, Gewitter u.ä.
- Impulsfluß und Energiebilanz in der PBL
- Wellenstrukturen in der Mischungsschicht

Für die Untersuchung dynamischer Prozesse, bei denen die horizontale räumliche Struktur eine hohe Variabilität aufweist, sind der Analyse mit nur einem Windprofiler Grenzen gesetzt. Um diese Grenzen zu überwinden, sind längerfristige Meßkampagnen mit räumlich verteilt aufgestellten Windprofilern anzustreben. Mit einer derartigen Konfiguration ist es möglich, die o.g. Prozesse nicht nur hinsichtlich ihrer zeitlichen sondern auch der räumlichen Struktur zu untersuchen.

Für die operationelle Anwendung in der Meteorologie ist entscheidend, in welchem Maße das Verhalten mesoskaliger Modelle durch die Einbeziehung von Flußparametern verbessert werden kann. Dabei sollen einerseits Parametrisierungsansätze mit Hilfe der Profilmessungen verifiziert und weiterentwickelt werden. Andererseits müssen Möglichkeiten des direkten Inputs von Flußdaten neben den mit einem Windprofiler gemessenen klassischen meteorologischen Zustandsgrößen aufgezeigt und auf Praxisrelevanz überprüft werden.

6 Ergänzende Fernerkundungssysteme für die Erfassung thermodynamischer Parameter

Aktive bodengebundene Fernerkundungsverfahren mit elektromagnetischen und akustischen Wellen ermöglichen die mesoskalige Erfassung der einzelnen thermodynamischen atmosphärischen Parameter. Mit einem Meßverfahren können in der Regel aber nur spezielle Meßparameter gewonnen werden und jedes Meßverfahren hat wiederum spezielle Eigenschaften, wie z.B. den erfaßten Höhenbereich und die Höhenauflösung. Eine vollständige Erfassung thermodynamischer atmosphärischer Parameter mit bodengebundenen Fernerkundungsverfahren ist deshalb nur durch Kombination mehrerer unterschiedlicher Meßtechnologien möglich. Die Kombination von Windprofilern mit RASS liefert neben der Windinformation ein fein aufgelöstes Temperaturprofil im Höhenbereich bis maximal 4 km. Eine Erweiterung der Erfassung von Temperaturprofilen und Feuchteprofilen bis in die untere Stratosphäre ist für operationelle Anwendungen mit Mikrowellenradiometern möglich. Mikrowellenradiometer liefern Informationen über Wasserdampf, Flüssigwassergehalt und Temperatur in einer vertikalen Atmosphärensäule aufgrund der Absorption bei ausgewählten Frequenzen im Gigahertz-Bereich. Der Vorteil der Mikrowellenradiometer liegt darin, daß es sich um ein passives Verfahren handelt und eine automatische Messung relativ unabhängig von den meteorologischen Bedingungen (Bewölkung, Sturm, Nebel, leichter Regen) mit hoher Zuverlässigkeit möglich ist. Die Meßwerte können in einem Zeitraster von etwa 2 Minuten bereitgestellt werden und sind deshalb besonders zur Analyse mesoskaliger Prozesse geeignet. Wird die Messung auf eine Frequenz beschränkt, so erhält man auch nur einen integralen Absorptionswert der betrachteten Luftsäule bei dieser Frequenz. Durch Modellannahmen und durch Messung bei mehreren Absorptionsfrequenzen können auch Aussagen über das vertikale Profil eines Parameters gewonnen werden. Die geringe vertikale Auflösung war bisher ein wesentlicher Mangel der Mikrowellenradiometer. Durch Erhöhung der Anzahl der Frequenzkanäle und durch Kopplung mit anderen indirekten Meßverfahren, wie Windprofiler/RASS und Ceilometern kann die Höhenauflösung vertikaler Feuchte- und Temperaturprofile wesentlich verbessert werden. (Hogg u.a., 1983a, b, Westwater u.a. 1990). Die Frequenzkanäle eines Mikrowellenradiometers sind entspre-

chend den Absorptionslinien des zu messenden Parameters auszuwählen. Da Flüssigwasser und Regen die Meßmöglichkeiten eines Mikrowellenradiometers bei Frequenzen oberhalb 100 GHz wegen der höheren Dämpfung einschränken, werden für operationelle Anwendungen in der Meteorologie die kleinstmöglichen Frequenzen bevorzugt. Dies sind für Wasserdampf 20,6 GHz und für Flüssigwassergehalt 31,65 GHz. Eine Besonderheit bei der Messung der Wasserdampfabsorption ist, daß man diese nicht bei dem Maximum (22,235 GHz) sondern auf der Flanke bei 20,6 GHz mißt, weil hier die Druckabhängigkeit des Wasserdampfes minimal ist. Da einerseits die Absorption des Wasserdampfes bei 31,65 GHz etwa um die Hälfte geringer ist als bei 20,6 GHz und andererseits die Absorption des Flüssigwassergehaltes bei 31,65 GHz im Vergleich zu 20,6 GHz doppelt so groß ist, lassen sich aus den empfangenen Signalen Meßwerte des integrierten Wasserdampfes und des integrierten Flüssigwassergehaltes mit einer geringen Zeitauflösung ableiten. Aufgrund der unterschiedlichen Höhenabhängigkeit der Absorptionskoeffizienten beider Absorptionslinien kann mit bestimmten Modellannahmen auch auf ein Wasserdampfprofil geschlossen werden.

Aus der Messung mehrerer Sauerstoffabsorptionslinien zwischen 50 und 60 GHz kann auf die Temperatur geschlossen werden, weil Sauerstoff mit seinem konstanten Mischungsverhältnis ein ideales Gas für die radiometrische Temperaturmessung ist. Da sich die Anwesenheit von Sauerstoff in verschiedenen Höhen in unterschiedlicher Weise auf die verschiedenen Frequenzen im Bereich zwischen 50 GHz und 60 GHz auswirkt, ergibt sich daraus die prinzipielle Möglichkeit zur Bestimmung von Temperaturprofilen. Die Verfahren zur Bestimmung von Temperatur- und Feuchteprofilen mit Hilfe von Mikrowellenradiometern sind in den letzten Jahren durch technologische Verbesserungen an den Mikrowellenradiometern (Erhöhung der Empfindlichkeit, Erhöhung der Kanalzahl) durch Synthese der Meßinformationen mit anderen Meßinformationen (Windprofiler/RASS, Ceilometer) und durch Anwendung von adaptiven Verfahren zur Profilsynthese wesentlich verfeinert worden (Hogg u.a., 1983a, Martner u.a., 1992). Davon ausgehend kann die Mikrowellenradiometrie als ein für die Meteorologie wichtiges Meßverfahren zur Gewinnung mesoskaliger Informationen über den Wasserdampf und den Flüssigwassergehalt sowie über den Temperaturverlauf in dem durch RASS nicht mehr erfaßten Höhenbereich charakterisiert werden. Mikrowellenradiometer sind den ebenfalls anwendbaren LIDAR dahingehend überlegen, daß sie nicht an Schönwetterbedingungen gebunden sind und bei Bewölkung, Nebel und Niederschlag noch zuverlässige Meßergebnisse liefern. Die erreichbare hohe Zuverlässigkeit und die wesentlich geringeren Kostenaufwendungen (1/10 bis 1/5) empfehlen Mikrowellenradiometer trotz geringer vertikaler Auflösung für operationelle Anwendung. Dies um so mehr, weil durch Ergänzung mit einem ebenfalls zuverlässig arbeitenden Ceilometer zur Bestimmung der Wolkenuntergrenzen sowie mit Windprofilern zur Bestimmung von Grenzschicht- und Tropopausenhöhe Verbesserungen in der vertikalen Auflösung erreicht werden können.

Bild 24 stellt zusammenfassend die einzelnen Systemkomponenten eines kombinierten Fernerkundungsmeßsystems zur operationellen Erfassung und Verarbeitung mesoskaliger thermodynamischer atmosphärischer Parameter einer Luftsäule zusammen. Die dort mit ihrer vertikalen und zeitlichen Auflösung sowie dem erfaßten Höhenbereich dargestellten Systemkomponenten erfüllen die Forde-

zung einer automatisch ablaufenden Datenerfassung und -verarbeitung unter Allwetterbedingungen und sind deshalb für operationelle Anwendung und für ein Monitoring gut geeignet.

7 Zusammenfassung

Gegenwärtig zeichnet sich international ein deutlicher Trend zur operationellen Anwendung von bodengebundenen Fernerkundungstechnologien zur Messung mesoskaliger troposphärischer Strukturen ab. Windprofiler und RASS (Radio Acoustic Sounding System) werden aus dem Forschungsstadium entlassen und stehen zunehmend für operationelle Anwendungen zur Verfügung. Die bodengebundenen Fernerkundungsverfahren mit elektromagnetischen und akustischen Wellen ermöglichen die Erfassung mesoskaliger troposphärischer Strukturen und eröffnen neuartige Einblicke in die Dynamik mesoskaliger Prozesse. Die praktische Einführung dieser neuen Verfahren wird zu einem tiefgreifenden methodischen Wandel in der Aerologie führen.

Die Gewinnung mesoskaliger Windinformationen bis in die untere Stratosphäre kann besonders effizient durch sogenannte Troposphären-Windprofiler gelöst werden. Mit diesem System können jedoch keine Informationen aus den unteren 500 m gewonnen werden und generell ist die Höhenauflösung für die Analyse mesoskaliger Grenzschichtprozesse ungenügend. Für eine lückenlose prozeßangepaßte Erfassung mesoskaliger thermodynamischer Parameter in der planetaren Grenzschicht ist deshalb ein Grenzschicht-Windprofiler eine notwendige Ergänzung.

Vor der Einführung von bodengebundenen Fernerkundungsverfahren in die operationelle Nutzung muß die Bestimmung der Meßgenauigkeit, der möglichen Störeinflüsse und der realen Leistungsgrenzen im Rahmen eines Observatoriumsprogrammes vorgenommen werden.

Bodengebundene Fernerkundungsverfahren erlauben die Observation mesoskaliger Prozesse in einer vertikalen Atmosphärensäule. Die vielfältigen Möglichkeiten der Gewinnung neuartiger Meßinformationen erfordern ein enges Zusammenwirken von Observation und Simulation, um für Meßwertgewinnung und Modellierung gleichermaßen optimale Lösungen anzustreben. Zur vollständigen Erfassung mesoskaliger thermodynamischer Parameter können Windprofiler durch RASS zur Erfassung hochaufgelöster Temperaturprofile und durch Mikrowellenradiometer zur Erfassung von Temperatur- und Feuchteprofilen ergänzt werden.

- Battan, L.J. 1973:
Radar Observation of the Atmosphere
University of Chicago Press
- Bauer, M., 1992:
Untersuchung zur Reichweite eines Wind-Temperatur-Radars
Diplomarbeit, Universität Karlsruhe
- Beran, D.W., C.G. Little and B.C. Willmarth, 1971:
Acoustic Doppler measurements of vertical velocities in the
atmosphere
Nature, 230, S. 160-162
- Clark, W.L., J.L. Green und J.M. Warnock, 1986:
Determination of u, v and w from single station Doppler
radar radial velocities
Handbook for MAP, Vol. 20, S. 385-392
- Collwell, R.C. und A.W. Friend, 1939:
Reflection of medium and short radio waves in the
troposphere
Nature, 144, 31
- Dharssi, I., A.C. Lorence und N.B. Ingleby, 1992:
Treatment of gross errors using maximum probability theory
Q.I.R. Meteorology Society, 118, S. 1017-1036
- Doviak, R.J. und D.S. Zrnic, 1984:
Doppler Radar and Weather Observations
Academic Press, Inc., San Diego
- Ecklund, W.L., B.B. Balsley, D.A. Carter, A.C. Riddle,
M. Crochet und R. Garelo, 1985:
Observations of vertical motions in the troposphere and
lower stratosphere using three closely spaced ST radars
Radio Science, 20, S. 1196-1206
- Friend, A.W., 1949:
Theory and practice of tropospheric sounding by radar
Proceeding IEEE, 37, S. 116-138
- Gage, K.S., 1990:
Radar Observations of the Free Atmosphere:
Structure and Dynamics
in D. Atlas: Radar in Meteorology
American Meteorological Society, Boston, S. 534-565
- Gilet, M., 1989:
Objectives of the First European Wind Profiler Workshop
in First European Wind Profiler Workshop,
COST 74, Versailles (France),
6.-8. März 1989, S. 3-10
- Harris, C.M., 1966:
Absorption of Sound in Air Versus Humidity and Temperature
Journal Acoustic Society Amer., 18, S. 148-153

- Hocking, W.K., 1986:
Observation and measurement of turbulence in the middle atmosphere with a VHF radar
Journal Atmospheric Terr. Physic., 48, S. 655-670
- Hogg, D.C., M.T. Decker, F.O. Guirand, K.B. Earnshaw, D.A. Merritt, K.P. Moran, W.B. Sweezy, R.G. Strauch, E.R. Westwater and C.G. Little, 1983a:
An Automatic Profiler of the Temperature, Wind and Humidity in the Troposphere
Journal of Climate and Applied Meteorology, vol. 22, May, S. 807-831
- Hogg, D.C., F.O. Guirand, I.B. Snider, M.T. Decker and E.R. Westwater, 1983b:
A steerable dual-channel microwave radiometer for measurement of water vapor and liquid water in the troposphere
Journal of Climate and Applied Meteorology, vol. 22, May, S. 789-806
- Kallistratova, M.A., 1961:
Experimental Investigation of Sound Wave Scattering in the Atmosphere.
Trudy Inst. Fiz. Atmosfery Atmosfernaya turbulentnost 4, S. 203-256
- Keeler, R.J. and R.E. Passarelli, 1990:
Signal Processing for Atmospheric Radars
in D. Atlas: Radar in Meteorology
American Meteorological Society Boston, S. 199-229
- Klostermeyer, I., P. Czechowsky, R. Ruster und G. Schmidt, 1988:
Die SOUSY-VHF-Radars
Meteorologische Rundschau, 41, H. 1, S. 12-22
- Kropfli, R.A., 1986:
Single Dopplerradar measurement of turbulence profilers in the convective boundary layer
Journal Atmospheric and Oceanic Technology
3, No. 2, S. 305-314
- Kon, A.I. und O.G. Nalbandyan, 1978:
Radio-acoustic sounding of the atmosphere with continuous acoustic radiation
Bull. Acad. Science USSR, Atmosph. Ocean Physik, 14, S. 583-588
- Laitaitis, R.I., 1992:
Signal power for radio acoustic sounding of temperature: The effects of horizontal winds, turbulence and vertical temperature gradients
Radio Science, vol. 27, Nr. 3, S. 369-385
- Lane, J.A. und R.W. Meadows, 1963:
Simultaneous radar and refractometer soundings of the troposphere
Nature, 197, S. 35-36

- Marshall, I.M., A.M. Peterson und A.A. Barnes, 1972:
 Combined radar acoustic sounding of the atmosphere
 Applied Optic, 11, S. 108-112
- Martner, B.E., D.B. Wuertz, B.B. Stankov, R.G. Strauch, E.R. Westwater, K.S. Gage, W.L. Ecklund, C.L. Martin und W.F. Dabberdt, 1992:
 An Evaluation of Wind Profiler, RASS and Microwave Radiometer Performance
 Submission to the Bulletin of the American Meteorological Society
- May, P.T., R.G. Strauch und K.P. Moran, 1988:
 The Altitude Coverage of Temperature Measurements using RASS with Wind Profiler Radars
 Geophysical Letters, Vol.15, No. 12, S. 1381-1384
- May, P.T. und R.G. Strauch, 1989a:
 An Examination of Wind Profiler Signal Processing Algorithms
 Journal of Atmospheric and Oceanic Technologie vol. 6, August, S. 731-735
- May, P.T., K.P. Moran und R.G. Strauch, 1989b:
 The Accuracy of RASS Temperature Measurement
 Journal of Applied Meteorology, Vol.28, December, S. 1329-1335
- May, P.T., R.G. Strauch, K.P. Moran und W.L. Ecklund, 1990:
 Temperature Sounding by RASS with Wind Profiler Radars. A preliminary study
 IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 28, No. 1, January, S. 19-27
- McAllister, L.G., J.R. Pollard, A.R. Mahoney, P.J.R. Shaw, 1968:
 Acoustic Sounding - A New Approach to the Study of Atmospheric Structure.
 Proc. IEEE, 57, No. 4, S. 579-587
- Monin, A.D., 1961:
 On the Scattering of Sound in a Turbulent Medium
 Sov. Phys. Acoustics 7, 370-373
- Nastrom, G.D. und T.E. Van Zandt, 1991:
 Measurement of vertical momentum fluxes in the troposphere by the flatland VHF radar
 Preprint, Lower Tropospheric Profiling: Needs and Technologies, Boulder, Colorado, Sept. 1991, S. 63-64
- Peters, G., C. Wamser und H. Hinzpeter, 1978:
 Ein neues monostatisches Doppler-SODAR Meßprinzip und Vergleich mit direkten Messungen
 Meteorologische Rundschau, 31, S. 69-72

- Peters, G., M. Latif, W.J. Müller, 1984:
 Fluctuations of the Vertical Wind as Measured by Doppler-SODAR
 Meteorologische Rundschau 37, S. 16-19
- Peters, G., H. Timmermann und H. Hinzpeter, 1983:
 Temperature sounding in the planetary boundary layer by RASS-System, analysis and results.
 Intern. Journal of Remote Sensing, 4, S. 49-63
- Peters, G., H. Timmermann und H. Hinzpeter, 1983:
 Bestimmung von Temperaturprofilen mit dem RASS am Beispiel einer extremen Inversion
 Meteorologische Rundschau, 36, Heft 4, S. 196-197
- Peters, G., H. Hinzpeter und G. Baumann, 1985:
 Measurement of heat flux in the atmospheric boundary layer by SODAR and RASS: A first attempt
 Radio Science, vol. 20, S. 1555-1564
- Peters, G., D. Hasselmann und S. Prang, 1988:
 Radio acoustic sounding of the atmosphere using a FM-CW-radar
 Radio Science, vol. 23, No. 4, S. 640-646
- Peters, G., 1990a:
 Temperature and Wind profiles from Radar - Wind Profilers Equipped with Acoustic Source
 Meteorologische Rundschau, 42, S. 152-154
- Peters, G., 1990b:
 Use and Complementarity of Acoustic and Other Ground Based Remote sensing Techniques
 Proc. Fifth Int. Symp. Acoustic Remote Sensing of the Atmosphere and Oceans,
 Febr. 6.-9., Delhi, Tata McGraw-Hill, New Delhi
- Peters, G. und H.I. Kirtzel, 1992:
 Measurements of Momentum Flux in the Boundary Layer by RASS zur Veröffentlichung eingereicht
- Russell, P.B. und E. Uthe, 1978:
 Regional Patterns of Mixing Depth and Stability: Sodar Network Measurements for Input to Air Quality Models
 Bull. AMS, 59, No. 10, S. 1275-1287
- Röttger, J., 1989:
 The interpretation of MST radar echos: the present knowledge of the scattering reflection and the irregularity generation mechanisms.
 MAP Handbook, 28, 68-82
- Röttger, J. und M.F. Larsen, 1990:
 UHF/VHF Radar Techniques for Atmospheric Research and Wind Profiler Applications in D. Atlas: Radar in Meteorology
 American Meteorological Society Boston, S. 235-281

- Rüster, R. und P. Czechowsky, 1980:
VHF radar measurements during a jet stream passage
Radio Science, vol. 15, Nr. 2, S. 363-369
- Schmidt, G., R. Rüster und P. Czechowsky, 1979:
Complementary Code and Digital Filtering for Detection of
Weak VHF Radar Signals from the Mesosphere
IEEE Transactions on Geosience Electronics
vol. GE-17, No. 4, S. 154-161
- Serafin, R. und W. Dabbert, 1990:
Profiling Networks and developments in the United States
Meteorologische Rundschau 42, Heft 3-5, S. 70-83
- Strauch, R.G., B.L. Weber, A.S. Frisch, C.G. Little, D.A.
Merritt, K.P. Moran und D.C. Welsh, 1987:
The Precision and relative Accuracy of Profiler Wind
Measurements
Journal of Atmospheric and Oceanic Technology vol. 4,
December, S. 563-571
- Tatarski, V.I., 1961:
Wave propagation in a turbulent medium.
New York: McGraw-Hill Verlag
- Tatarski, V.I., 1971:
The Effects of the Turbulent Atmosphere on Wave
Propagation, Jerusalem: Israel Program for Scientific
Translations Ltd.
- Van Baelen, J.S.H.M., 1990:
Comparison of Clear Air Atmospheric Radar
Techniques for the Study of Atmospheric Dynamics in the
Troposphere and the Stratosphere
Cooperative Thesis No. 128
University of Colorado and National Center for Atmospheric
Research
- Vincent, R.A. und I.M. Reid, 1983:
HF Doppler Measurements of mesospheric gravity
Wave Momentum Fluxes
Journal Atmosph. Science, 40, S. 1321-1333
- Weber, B.L. und D.B. Wuertz, 1990:
Comparison of Rawinsonde and Windprofiler
Radar Measurements
Journal of Atmospheric and Oceanic Technology
vol. 7, Februar, S. 157-174
- Westwater, E.R., I.B. Snider und M.I. Falls, 1990:
Ground-based radiometric observations of atmospheric emis-
sion and attenuation at 20,6, 31,65 and 90 GHz: A compari-
son of measurements and theory
IEEE Trans. on Antennas and Propagation, 38, S. 1569-1580

Wuertz, D.B., B.L. Weber, R.G. Strauch, A.S. Frisch, C.G. Little,
D.A. Merritt, K.P. Moran und D.C. Welsh, 1988:
Effects of Precipitation on UHF Wind Profiler Measurements
Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 5,
June, S. 450-465

Wuertz, D.B. und B.L. Weber, 1989:
Editing Wind Profiler Measurements
NOAA Technical Report ERL 438-WPL 62 (August 1989)

Entwicklungs- etappe	Zeit	Merkmale	Erkenntnisse/Ergebnisse
I.	1935	<ul style="list-style-type: none"> Entdeckung von Echostrukturen aus der Troposphäre bei Ionosphärenmessungen mit elektromagnetischen Wellen ($\lambda = 10 \dots 200 \text{ m}$) Beobachtung von Punkt-Echos mit $\lambda \approx 10 \text{ cm}$ 	<ul style="list-style-type: none"> Echostrukturen elektromagnetischer Wellen aus der Troposphäre und unteren Stratosphäre kommen durch Brechungsindexschwankungen zustande - Frlend (1949) "Theory and practice of tropospheric sounding by radar"
II.	1950	<ul style="list-style-type: none"> Untersuchung der Funkwellenausbreitung (Ausbreitung über den norm. Funkhorizont hinaus) Untersuchung von Punkt- und Schichtechos 	<ul style="list-style-type: none"> Für die Ausbreitung von Funkwellen in der Atmosphäre spielen partielle Reflexion troposphärische Streuung atmosphärische Brechung eine wichtige Rolle Isotropische Streuung: $\eta = 0.38 C_n^2 \lambda^{-2/3}$ Rayleigh-Streuung an Partikel: $\eta = \pi^5 K ^2 \lambda^{-4} \int N_D D^6 dD$ Ursachen von Punkt- u. Schichtechos - Tatarski: (1961) "Wave Propagation in a Turbulent Medium"
III.	1963	<ul style="list-style-type: none"> Erforschung der Clear Air Turbulence mit Multifrequenzradar (Atlas) Vergleich mit In-situ-Messungen 	<ul style="list-style-type: none"> Mit empfindlichen Radars können Brechungsindexschwankungen als Ursache turbulenter Vorgänge in der Atmosphäre routinemäßig beobachtet werden Bei der Interpretation von Rückstreuungssignalen sind in Abhängigkeit von λ u. dem atmosphärischen Zustand verschiedene Rückstreumechanismen zu unterscheiden: Bragg-Streuung Fresnel Streuung Fresnel Reflexion Bei geringen Wellenlängen ($\lambda < 10 \text{ cm}$) können Insekten und Vögel Ursache von starken Echosignalen sein Beobachtung von Konvektionszellen - Batton (1973) "Radar observation of the Atmosphäre"
IV.	1973	<ul style="list-style-type: none"> Systematische Erforschung mesoskaliger Prozesse mit weiterentwickelten UHF- und VHF-Technologien - Jicamarca Radar, Peru (49,9 MHz) - Sunset Radar, Colorado (40,5 MHz) - SOUSY Radar, Germany (53,5 MHz) - Poker Flat-Radar, Alaska (49,9 MHz) - MU-Radar, Japan (46,5 MHz) - Platteville, Color.-Radar (40,5 MHz) - Chatanika, Alaska-Radar (1290 MHz) 	<ul style="list-style-type: none"> Wissenschaftliche Interpretation mesoskaliger Prozesse (Turbulenz, KHI, Rückstreumechanismen, Windvariabilität) Nachweis der Meßgenauigkeit durch Vergleich mit In-situ Messungen automatische Gewinnung von stündlichen Windprofilen (1978) - Doviak und Zrnica (1984): "Doppler Radar and Weather Observations" - Gossard, Strauch (1983): "Radar observation of clear air and clouds"
V.	1983	<ul style="list-style-type: none"> Anwendung von Windprofilertechnologien in Forschung und operationeller Meteorologie Kompletzierung von Windprofilern mit akustischen Schallquellen (Radio-Akustische Sondierungssysteme). 	<ul style="list-style-type: none"> Langzeittest der Möglichkeiten zur Nutzung von Windprofilerdaten für operationelle Anwendungen Aufbau von Routinemessnetzen - Colorado Wind Profiling Network (1986, 403,25 MHz) - Christmas Island - Windprofiler (1986, 49,8 MHz) liefert stündlich Windprofile für TOGA über GOES - NOAA Windprofiler Demonstration Network (1990/91, 402,37 MHz)

Tabelle 1 :
Merkmale und Ergebnisse der Etappen bei der Entwicklung der Clear-air-Radar-Technologie

	Elektromagnetische Wellen	Akustische Wellen
<u>Brechungsindex:</u>	$n=1+0,373 \frac{P_w}{T^2} + 77,6 \cdot 10^{-6} \frac{P}{T}$	$n=\sqrt{\frac{T_0}{T} (1-0,321 \frac{P_w}{P})}$
	<p>P_w : Partialdruck des Wasserdampfes [hPa] T : absolute Temperatur [°K] P : Luftdruck [hPa]</p>	
<u>Strukturkonstante des Brechungsindex</u>	$C_n^2 = 5,45 (\Delta n)^2 L_0^{-2/3}$	
	<p>Δn : Schwankungen des Brechungsindex L_0 : äußerer Turbulenzscale</p>	
	C_n^2 [m ^{-2/3}]	C_n^2 [m ^{-2/3}]
	<p>10⁻¹⁷ 10⁻¹⁵ 10⁻¹³</p>	<p>schwache Turbulenz mittlere Turbulenz starke Turbulenz</p>
	10 ⁻¹²	10 ⁻⁹
	10 ⁻⁷	10 ⁻⁷
<u>3-dimensionale spektrale Dichte der Wellenzahl K:</u>	$\Phi_n(K) = 0,033 C_n^2 K^{-11/3}$	
	$K = \frac{4\pi}{\lambda} : \text{Wellenzahl}$	
	$\lambda : \text{Wellenlänge}$	
<u>Reflexivität für homogene isotropische Streuung:</u>	$\eta_T = \frac{\pi}{2} K^4 \Phi_n(K)$	
	$\eta_T = \frac{\sigma}{V} = 0,38 C_n^2 \lambda^{-1/3}$	
	<p>σ : Streuquerschnitt [m²] V : Streuvolumen [m³]</p>	

<u>Rückstreu-</u> <u>leistung- bei</u> <u>Clear - air -</u> <u>Bedingungen</u> <u>(soft-targets)</u>	$P_r = \frac{P_t A_e \alpha^2 a \Delta H}{8\pi H^2 \eta_T}$
	<p> P_t : Spitzensendeleistung [W] A_e : effektive Antennenfläche [m²] α^2 : Verluste a : Formfaktor der Antennen- konfiguration </p> <p> für Parabol: $a = \frac{\pi}{2 \ln 2}$ </p> <p> für Array: $a = \frac{4}{9}$ </p> <p> ΔH : Höhenauf- lösung [m] $\Delta H = \frac{c\tau}{2}$ </p> <p> c : Geschwindigkeit der elektromagne- tischen oder akustischen Welle τ : Impulsdauer H : Höhe [m] η_T : Reflexivität [m⁻¹] </p>

Tabelle 2 : Zusammenstellung der Beziehungen für die Rückstreuung elektromagnetischer und akustischer Wellen

Partielle Ableitung	Elektromagnetische Wellen	Akustische Wellen
$\frac{\partial N}{\partial P_w}$ [hPa ⁻¹]	+ 4,15	- 179
$\frac{\partial N}{\partial T}$ [K ⁻¹]	- 0,93	- 1667
$\frac{\partial N}{\partial V}$ [(m/s) ⁻¹]	- 2 10 ⁻⁶	- 3000

Tabelle 3: Partielle Ableitungen der Brechung N für elektromagnetische und akustische Wellen (Als mittlere Bedingungen wurde angenommen: T = 300 K, p = 1000 hPa, P_w = 10 hPa)

	elektromagnetische Wellen			akustische Wellen		
Frequenzband	VHF	UHF		NF		
Wellenlänge [m]	6	0,7	0,3	0,7	0,2	0,05
Höhenbereich [km]	2-30	0,5-16	0,1-4	0,1-1,5	0,04-0,5	0,01-0,2
Vertikale Auflösung [m]	150-300	150-300	50-100	20-40	10-20	1-5
Leistungs-Aper- turprodukt $P_t A_e$ [Wm ²]	10 ⁸ - 10 ¹¹	10 ⁵ - 10 ⁷	10 ² - 10 ³	10 ² -10 ³	10 ¹ -10 ²	6-10 ²
Pulswieder- holungszeit [s]	(0,02 - 0,2) 10 ⁻³			2-20		
Abnahme der Ver- fügbarkeit in [%/100m] ober- halb:	0,2		1	10		
	Tropopause		PGS	600 m	300 m	150 m

Tabelle 4: Kennwerte der aktiven bodengebundenen Fernerkundung mit elektromagnetischen und akustischen Wellen

	Untere Stra- tosphäre	Troposphäre	Grenzschicht
Höhenbereich H_0 [km]	15-25	2-15	0,1-2
Vertikale Auf- lösung ΔH [m]	1000	250	50
Zeitliche Auf- lösung ΔT [min]	60	10	1

Tabelle 5: Anforderungen an die räumliche und zeitliche Auflösung

x	Verfahren	Std(v_{rx}) / Std(v_{rd})	Beispiel
1	Sodar	$((\sigma_u^2 + \sigma_b^2 + \sigma_L^2) / d^2 \sigma_u^2)^{1/4}$	10,26
2	Radar	$((\sigma_u^2 + \sigma_b^2 + \sigma_d^2) / \sigma_u^2)^{1/4}$	1,32
3	Frequenz-RASS	$\sqrt{1/d}$	7,07
4	Bragg-RASS	1	1,00

Tabelle 6: Standardabweichung der Radialgeschwindigkeit v_r ,
(Daten des angegebenen Beispiels: $\sigma_u^2 = 0,5 \text{ m}^2/\text{s}^2$,
 $c_a = 340 \text{ m/s}$, $v_H = 10 \text{ m/s}$, $\theta = 0,1 \text{ rad}$, $\lambda = 0,3 \text{ m}$,
 $H = 500 \text{ m}$, $\Delta h = 30 \text{ m}$, $d = 0,02$)

Meßtechnologie:	SOUSY-VHF-Dopplerradar	Rawinsonden (Target u. RS 80)	Bodenmessungen
Meßprinzip/-art:	Bestimmung des dreidimensionalen Windvektors aus der Rückstreuung elektromagnetischer Wellen	direkte Messung mittels Tripelspiegel/Radar (Wind) und Radiosonden (Druck, Temperatur, Feuchte)	direkte synoptische Messungen
Meßort:	Bad Lauterberg (51° 39,4'N; 10° 29,5'E; 332 m üNN)	Stöberhai (51° 39,7'N; 10° 33,7'E; 710 m üNN) ergänzt durch: Routine-sondierung der Aerosta Hannover (52° 28'N; 09° 42'E)	Bad Lauterberg (51° 39,4'N; 10° 29,5'E; 332 m üNN) ergänzt durch: Routine-messung der Westa Braunlage und Göttingen
Zeitliches Meßintervall:	60 s für ein vollständiges Windprofil 20 min inkohärent gemitteltes Windprofil	12 h 3 h (27.10. 21°°- 28.10. 18°°) 2 h (31.10. 12°°- 18°°) 3 h (04.11. 12°°- 05.11. 9°°)	1 h
Vertikales Meßintervall:	300 m	50 m	-
Meßdaten:	horizontale Windkomponenten bzw. Windgeschwindigkeit und Windrichtung vertikale Windgeschwindigkeit	horizontale Windgeschwindigkeit und -richtung Temperatur Feuchte Druck	Temperatur Feuchte Druck Bodenwind Niederschlag Bedeckungsgrad Wolkenart

Tabelle 7: Meßprogramm zum Vergleich von Windprofilermessdaten des SOUSY-VHF-Dopplerradar mit Rawinsonden- und Modelldaten
Meßzeit : 26.10. - 7.11.1992

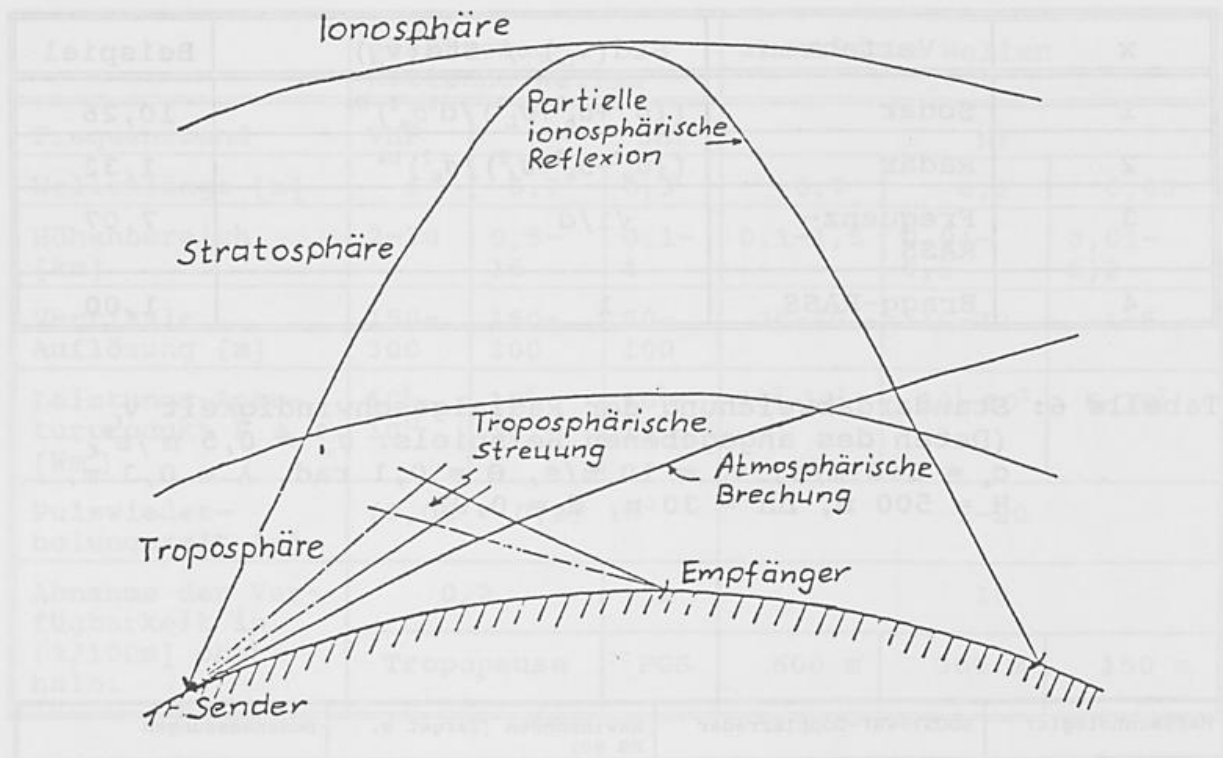


Bild 1: Verschiedene Ausbreitungsarten elektromagnetischer Wellen in der freien Atmosphäre: Partielle ionosphärische Reflexion; Atmosphärische Brechung; Troposphärische Streuung

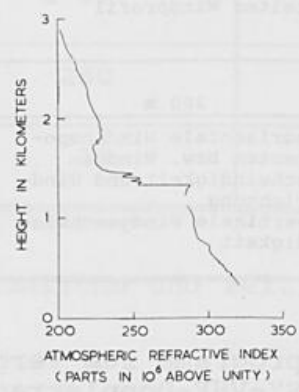
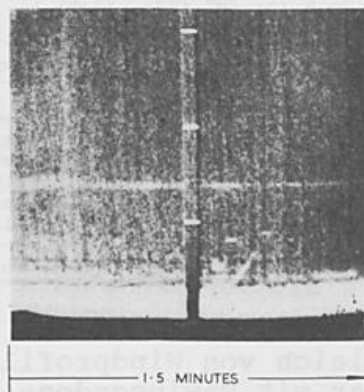


Bild 2: Gleichzeitige Messung mit Radar und Refraktometer am 29.8.1961 17.55. (Nach Lane und Meadows, 1963)



Bild 3: Drei unterschiedlich ausgerichtete Schallantennen eines Doppler-SODARS zur Bestimmung des Windvektors

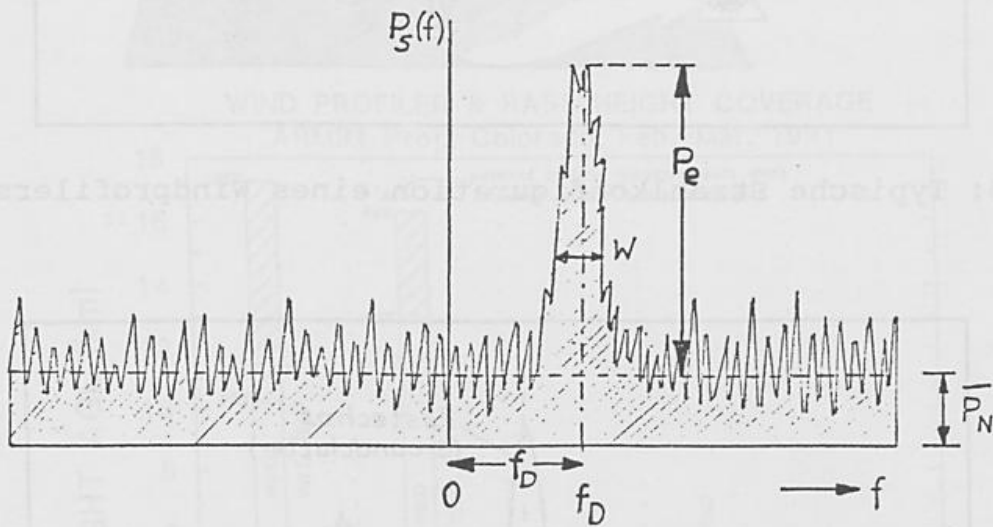


Bild 4: Spektrale Momente des Rückstreusignals

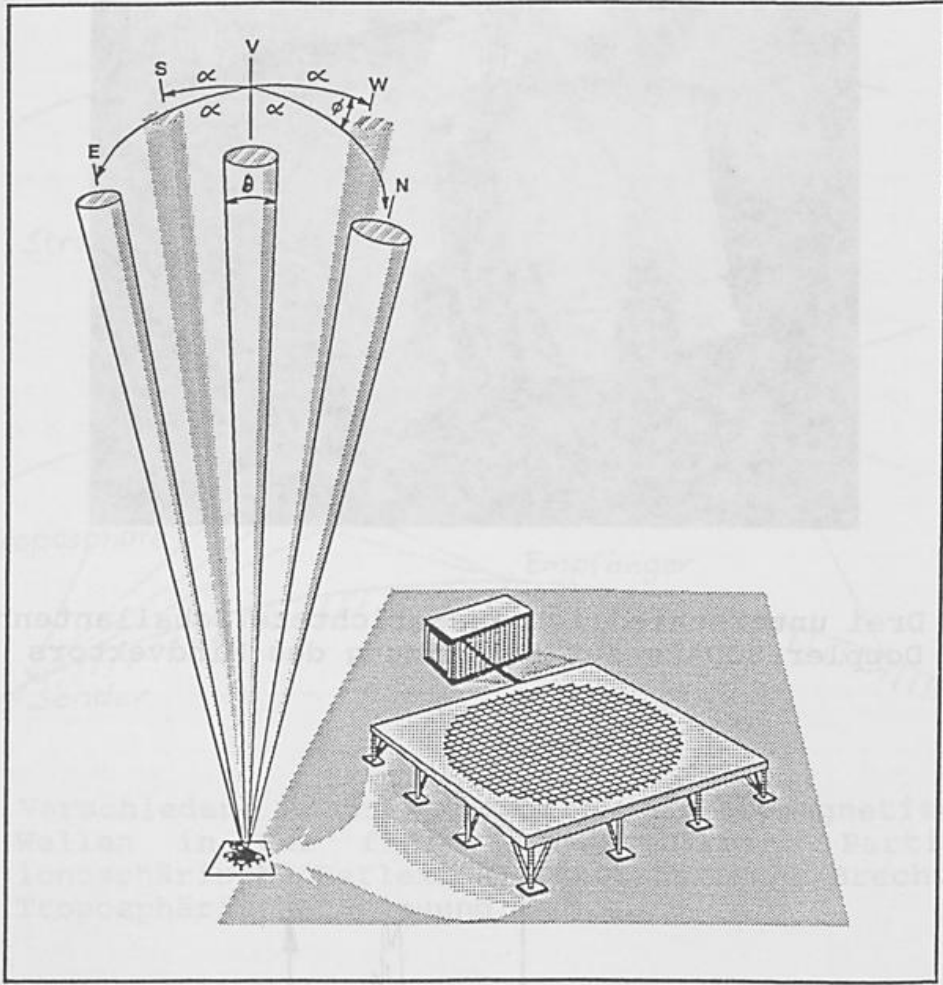


Bild 5: Typische Strahlkonfiguration eines Windprofilers

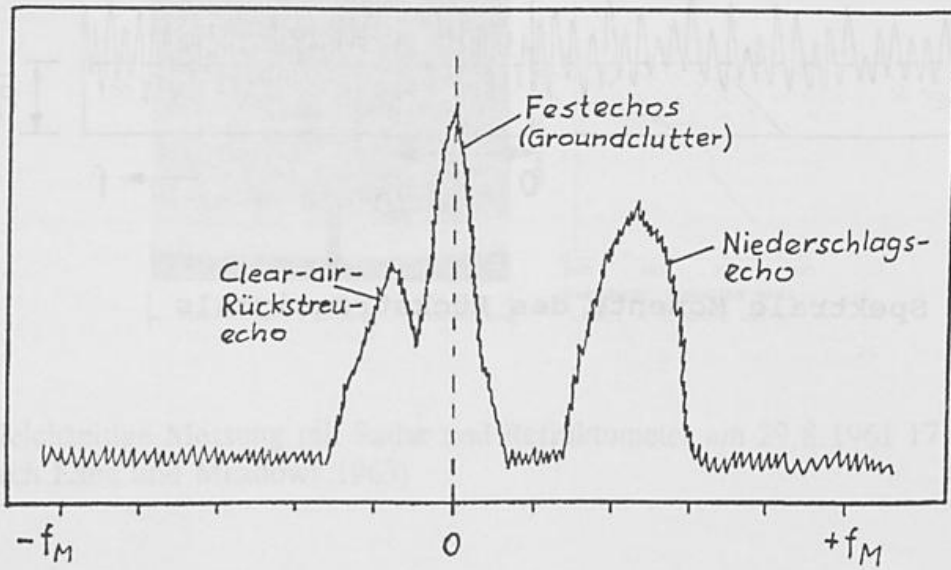


Bild 6 : Frequenzspektrum eines Rückstreusignals mit charakteristischen Störechos

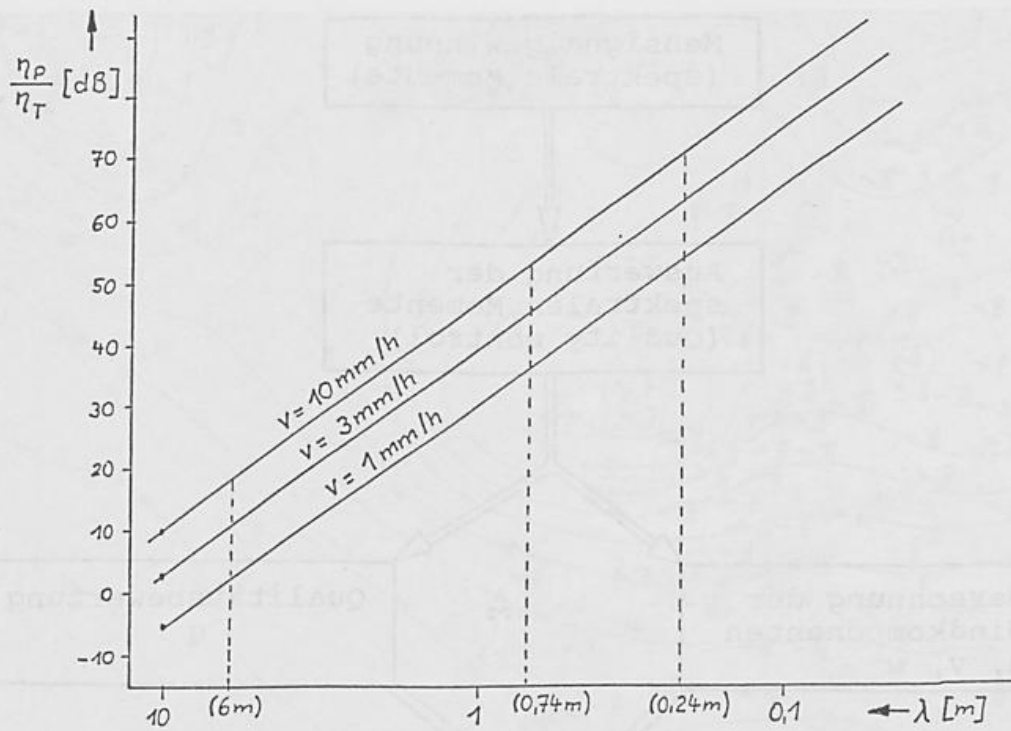


Bild 7: Verhältnis der Reflexivität für Partikelstreuung η_p und turbulenter Streuung η_T in Abhängigkeit von der Wellenlänge ($C_n^2 = 10^{-16} \text{ m}^{-2/3}$)

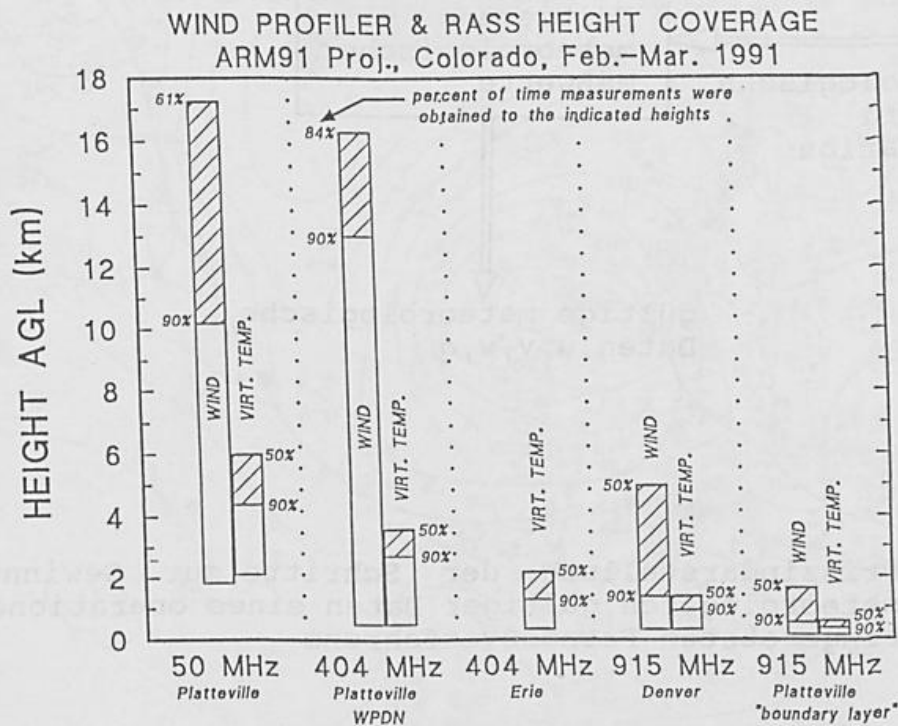


Bild 8: Meßhöhen, die mit Windprofilern und RASS während des "Atmospheric Radiation Measurement Program ARM-91" in Colorado von Februar-März 1991 erreicht wurden (nach Martner u.a. 1992).

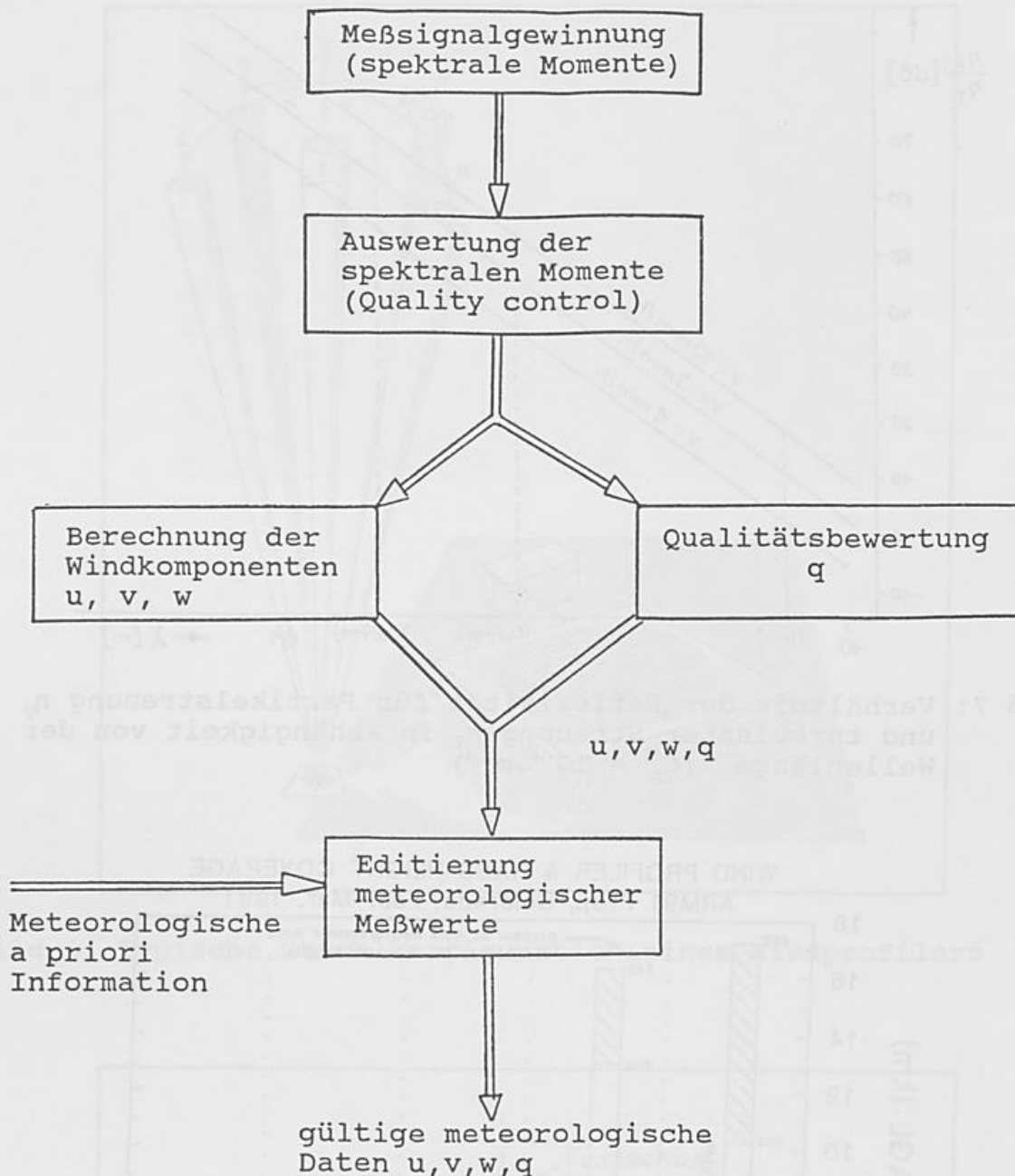


Bild 9: Prinzipdarstellung der Schritte zur Gewinnung meteorologisch gültiger Daten eines operationell eingesetzten Fernmeßverfahrens

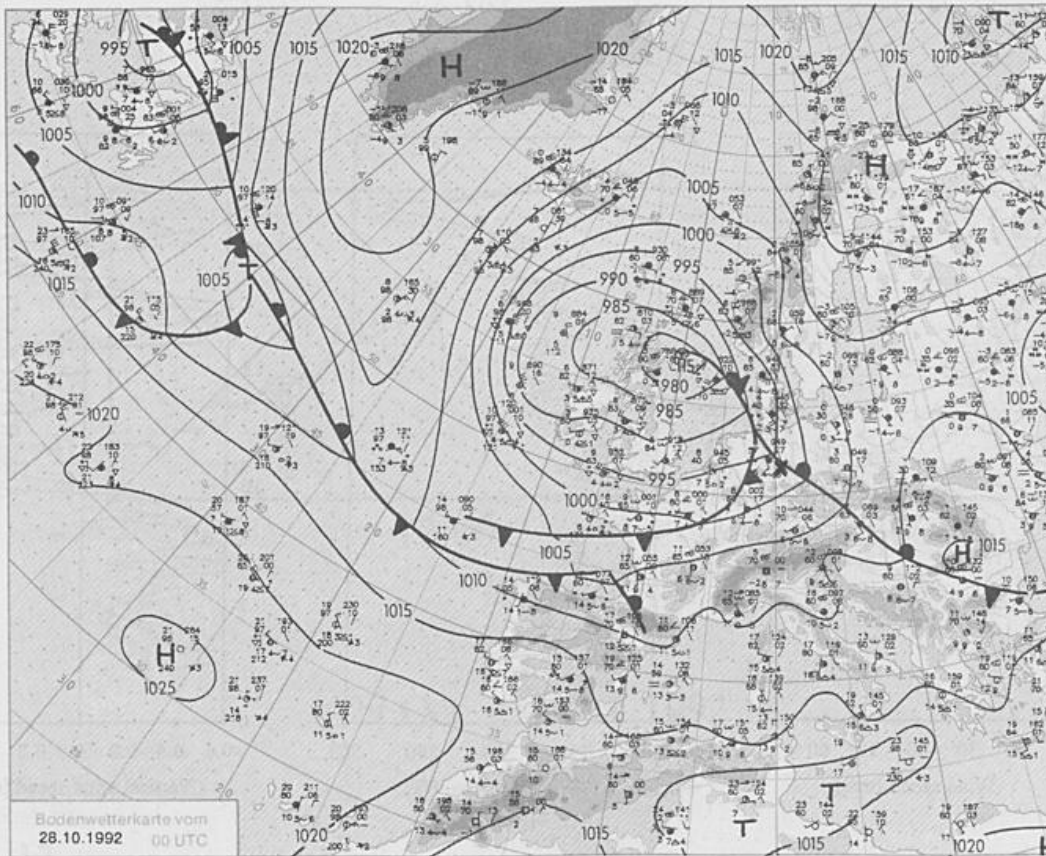
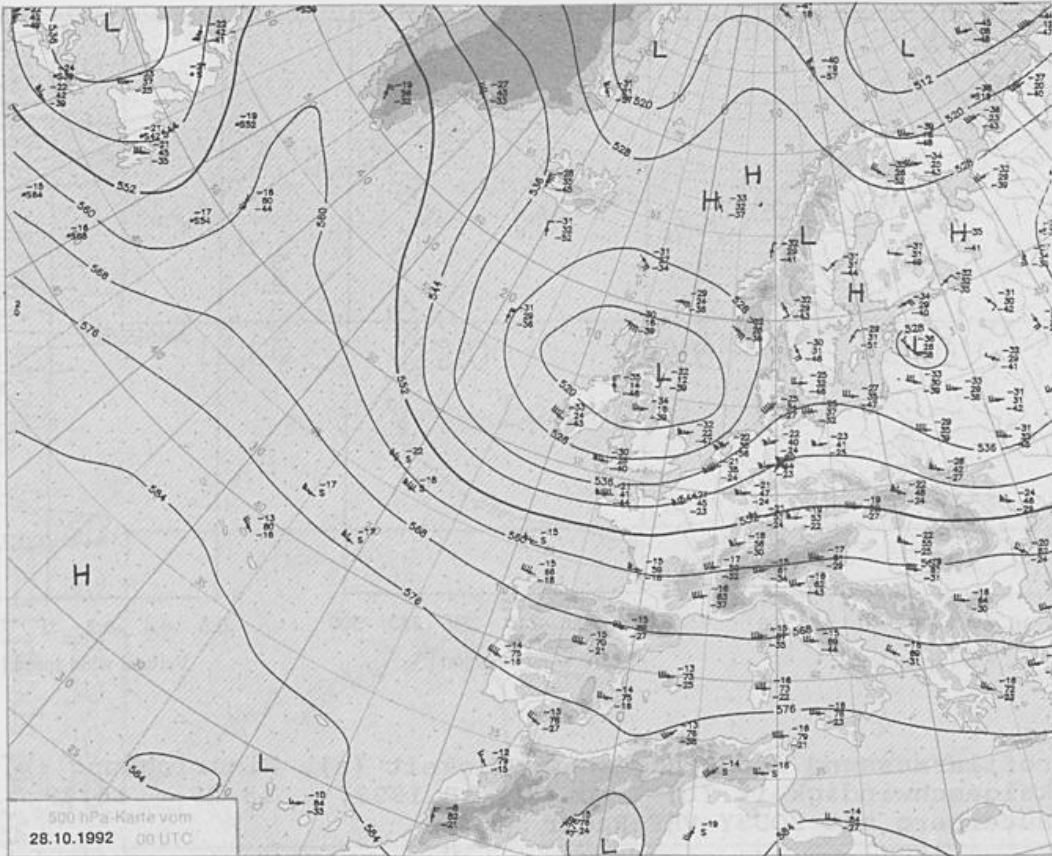


Bild 10: Bodenwetterkarte und 500 hPa-Karte vom 28.10.1992 00 UTC (x Bad Lauterberg)

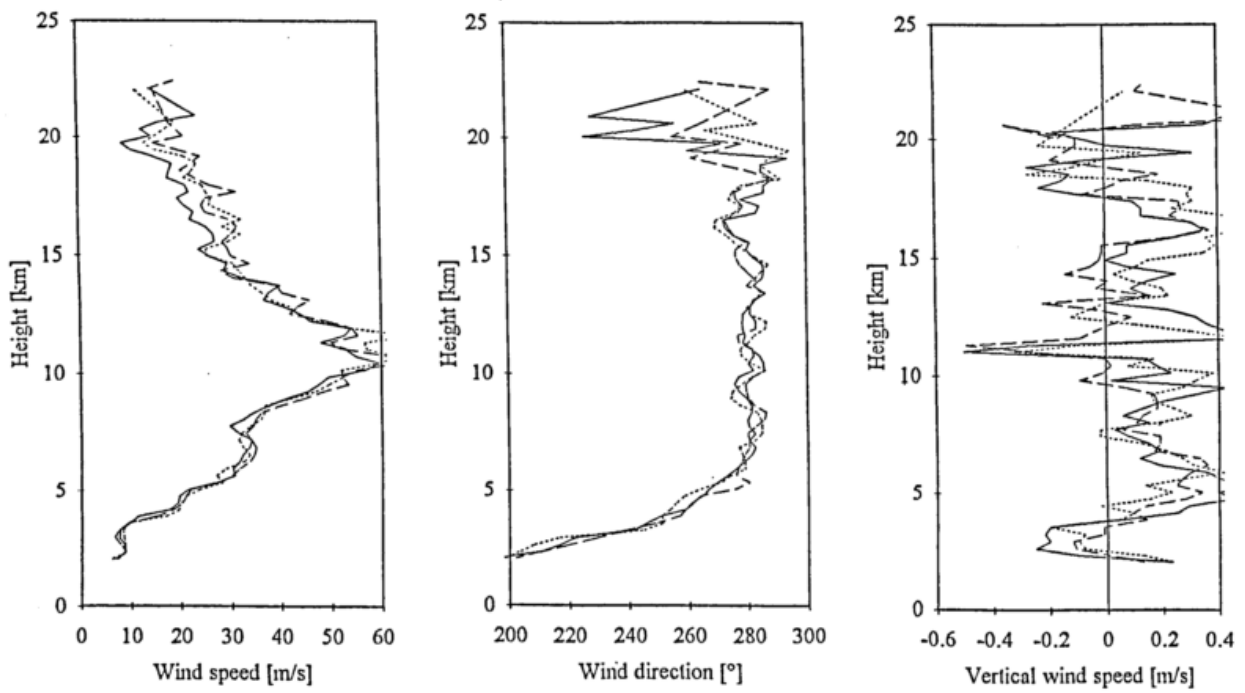


Bild 11
 Windprofilermessung der Windgeschwindigkeit (a), Windrichtung (b) und Vertikalgeschwindigkeit (c) am 27.10.1992, 15.29 - 16.29 in Bad Lauterberg mit SOUSY-VHF-Radar

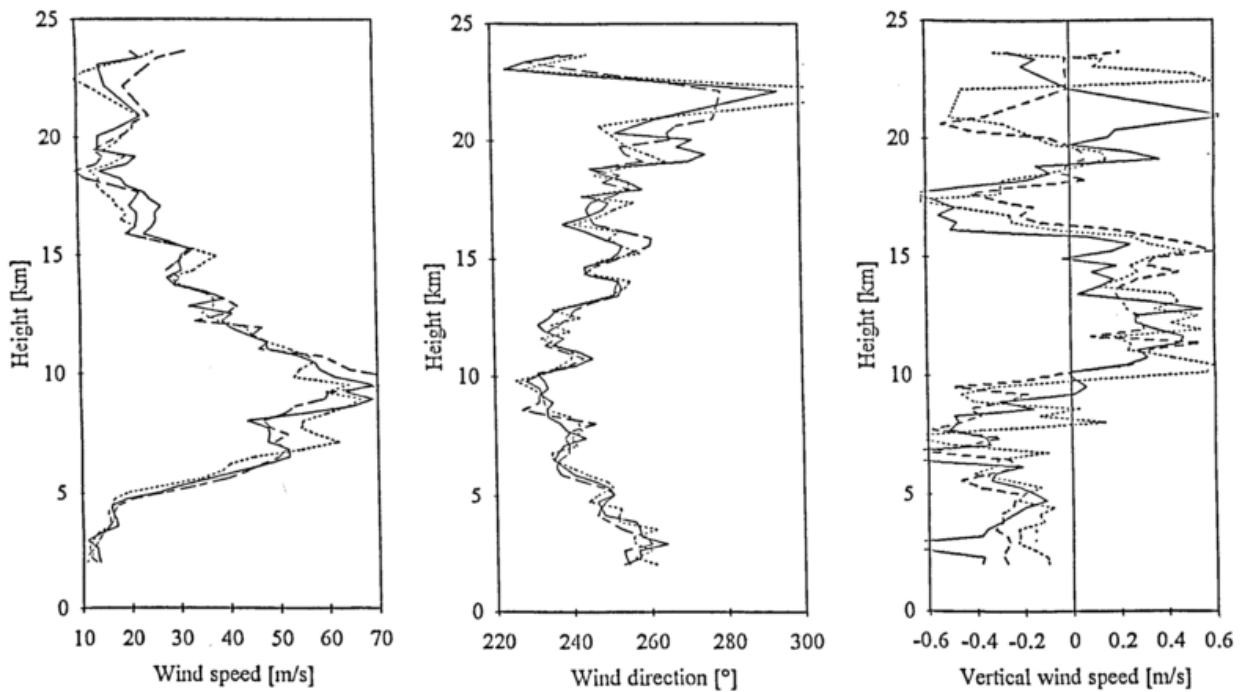
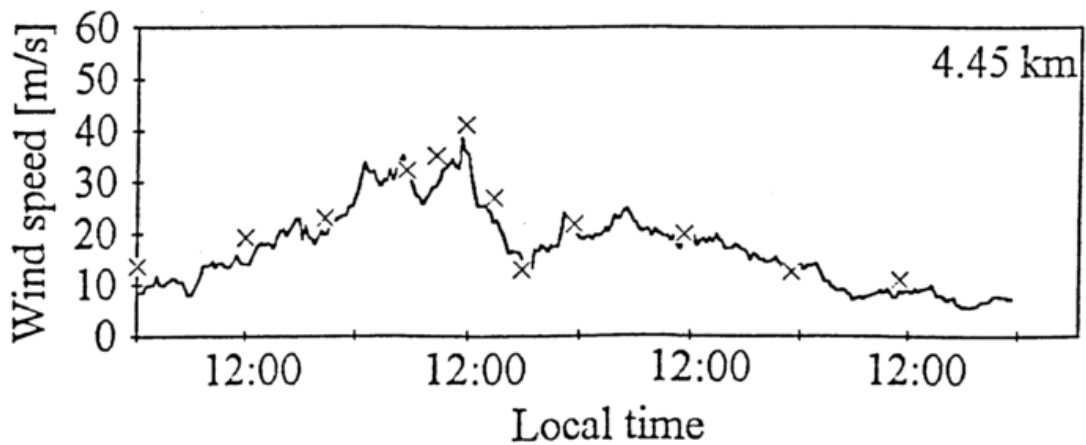
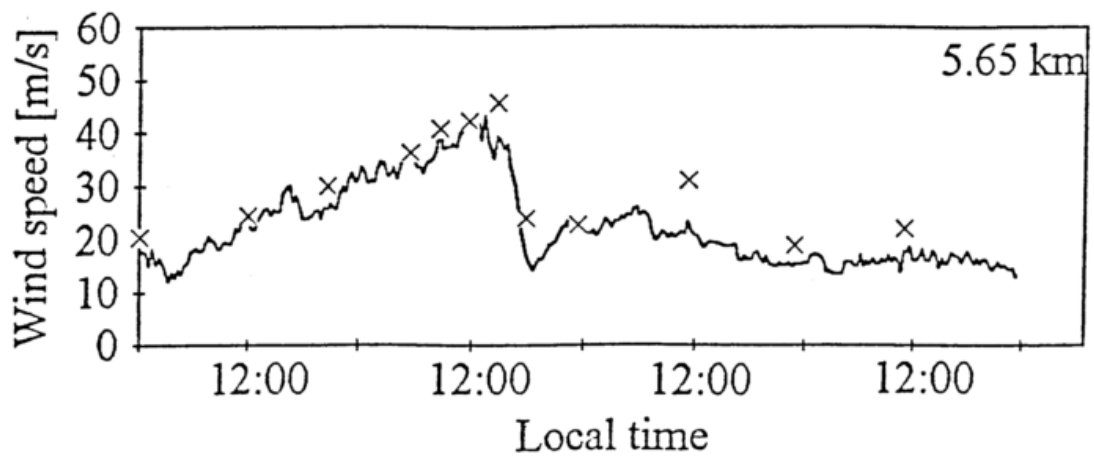
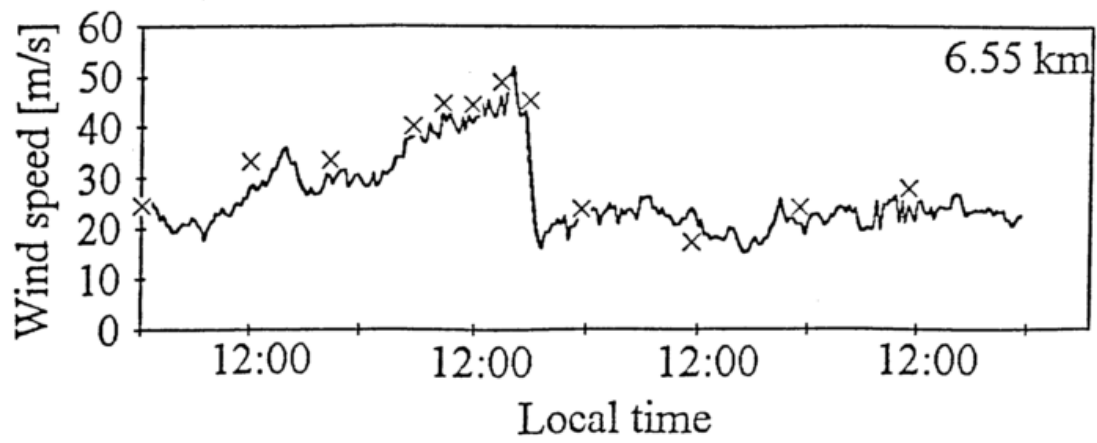
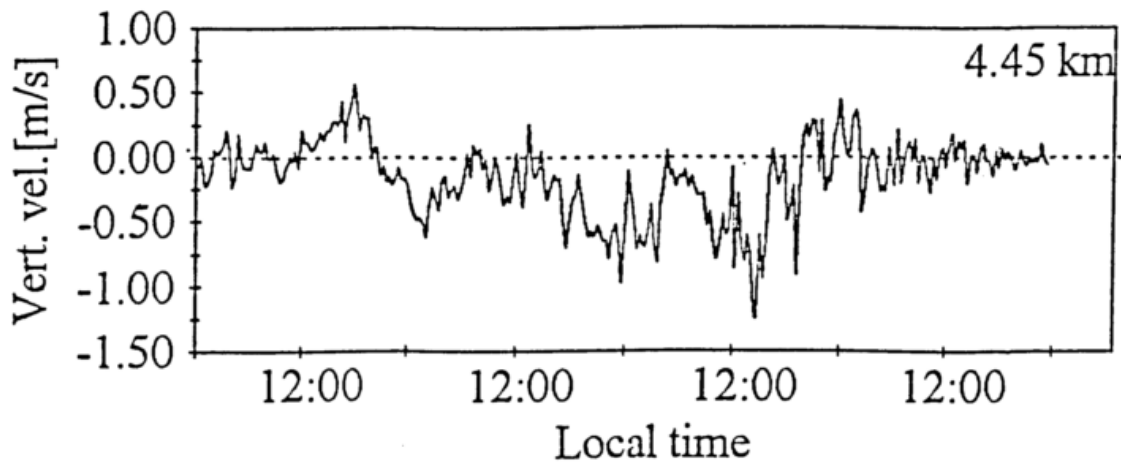
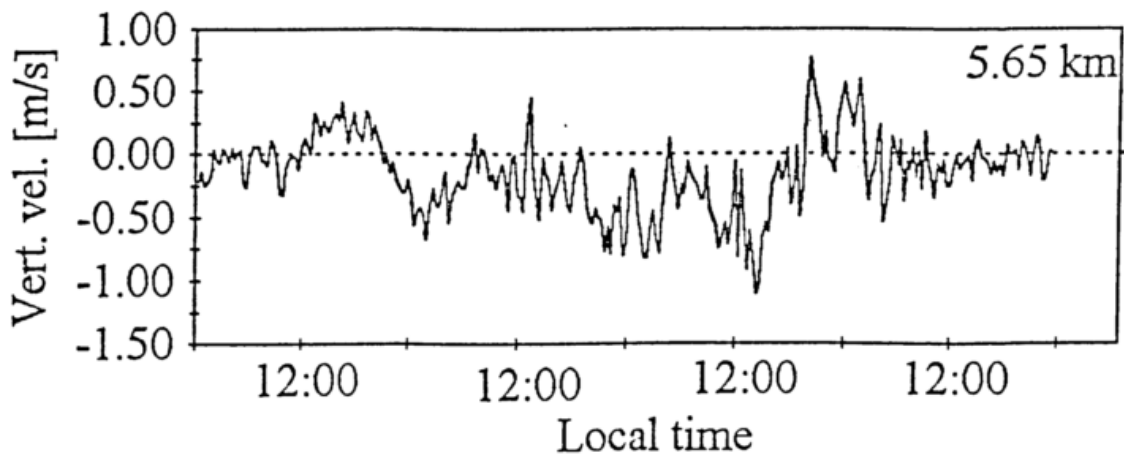
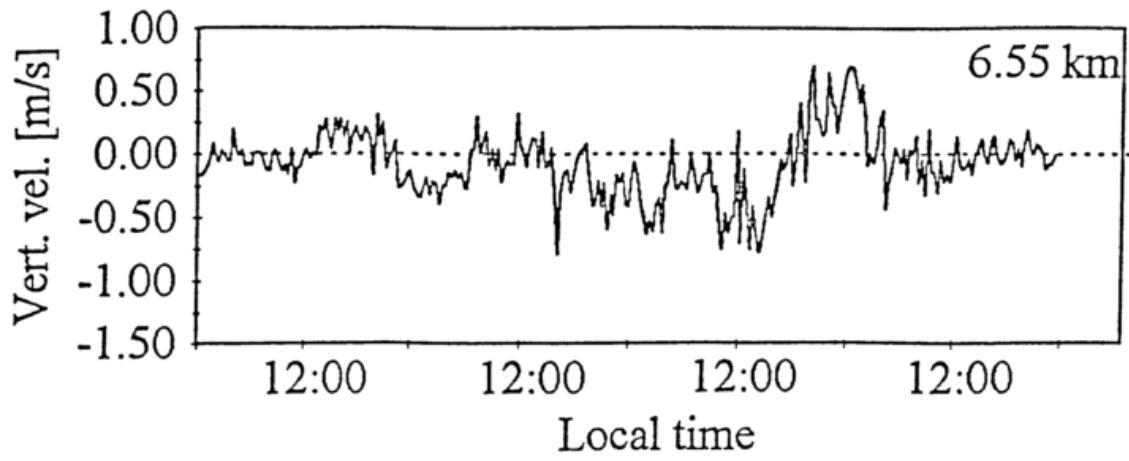


Bild 12
 Windprofilermessung der Windgeschwindigkeit (a), Windrichtung (b) und Vertikalgeschwindigkeit (c) am 28.10.1992, 15.27 - 16.27 in Bad Lauterberg mit SOUSY-VHF-Radar



27 Oct. - 30 Oct. 1992

Bild 13
 Zeitreihe der Horizontalgeschwindigkeit
 vom 27.10. - 30.10.1992 in 3 Hörschichten
 (x: parallel durchgeführte Rawinsondenmessung)



27 Oct. - 30 Oct. 1992

Bild 14
 Zeitreihe der Vertikalgeschwindigkeit vom 27.10. - 30.10.1992
 in 3 Höhengschichten

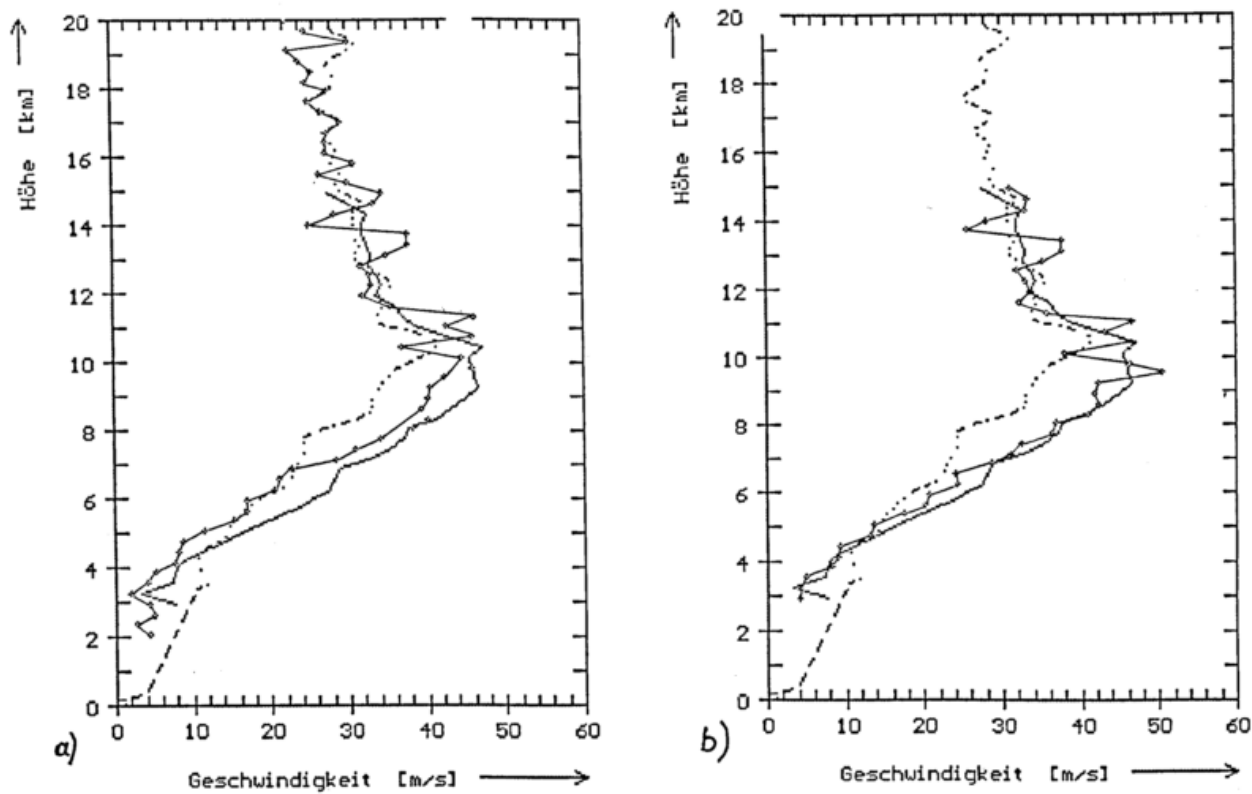


Bild 15: Windgeschwindigkeitsprofile vom 30.10.92, 12.00 MEZ
 mit SOUSY-VHF-Radar (○-○-○-○-○-○) und Rawinsonden
 (Stöberhai ———; Hannover - - - - -) gemessen.
 a) einfache zeitliche Anpassung
 b) multiple zeitliche Anpassung

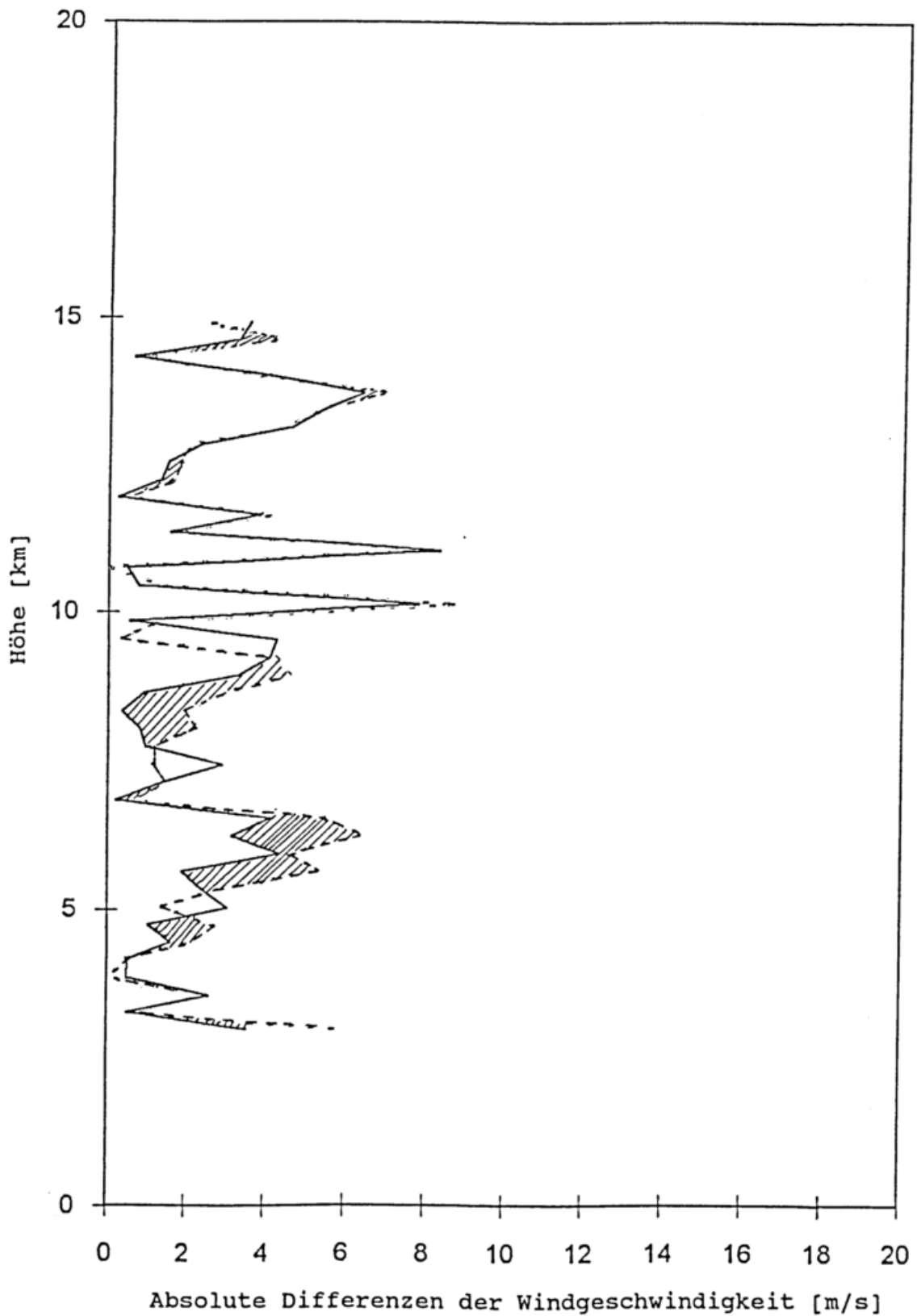


Bild 16: Absolute Differenzen der Windgeschwindigkeit zwischen SOUSY-VHF-Radar und Rawinsonde Stöberhai vom 30.10.1992 12.00 MEZ
 ---- einfache zeitliche Anpassung (Bild 15a)
 — multiple zeitliche Anpassung (Bild 15b)

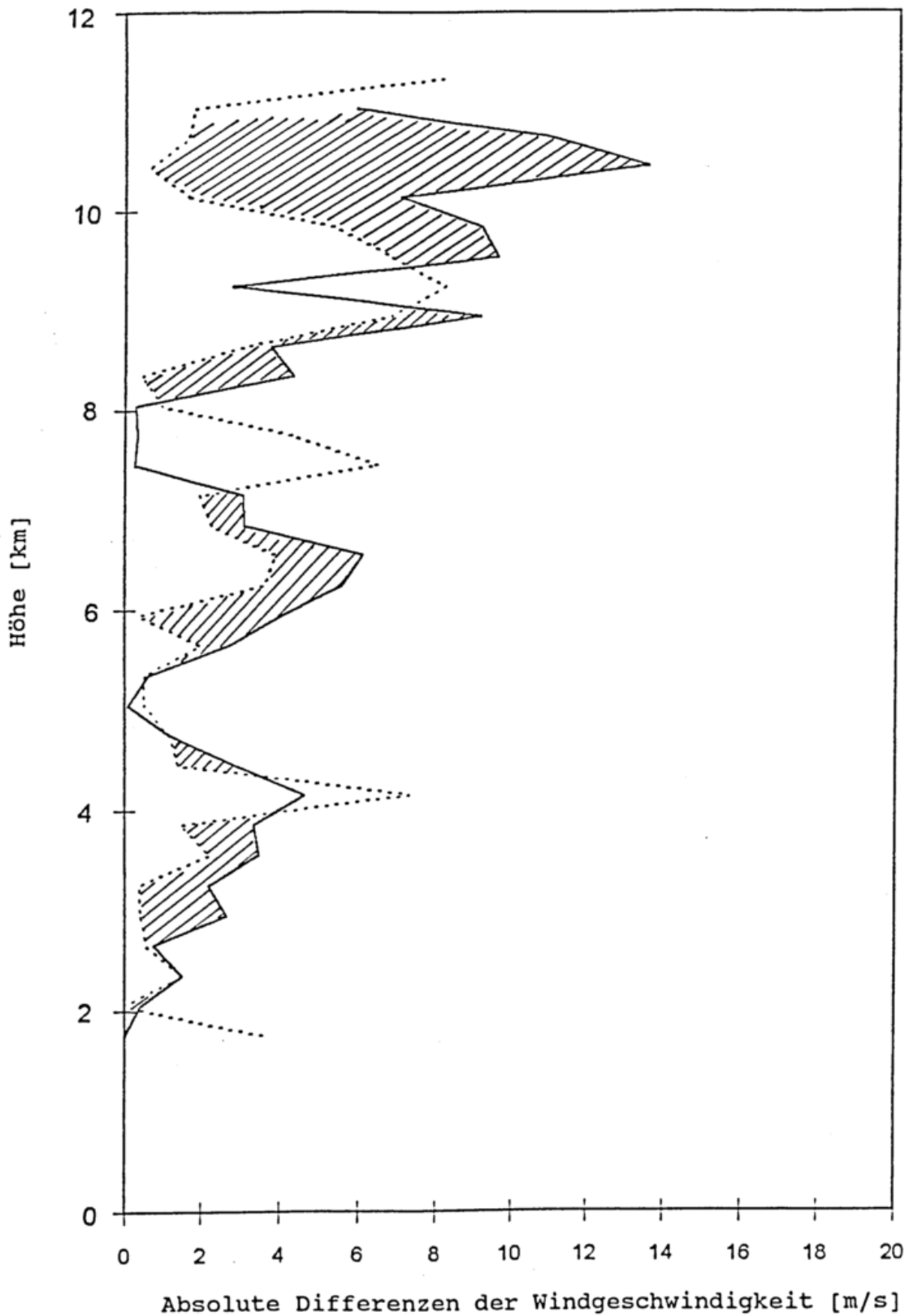


Bild 17: Absolute Differenzen der Windgeschwindigkeit zwischen SOUSY-VHF-Radar und Rawinsonde Stöberhai vom 27.10.1992 12.00 MEZ
 — multiple zeitliche Anpassung
 - - - - - räumliche Anpassung

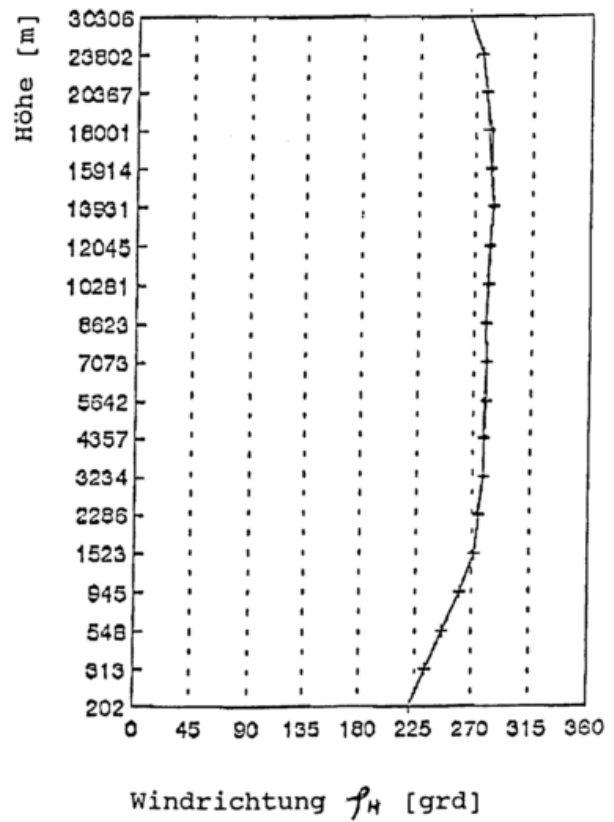
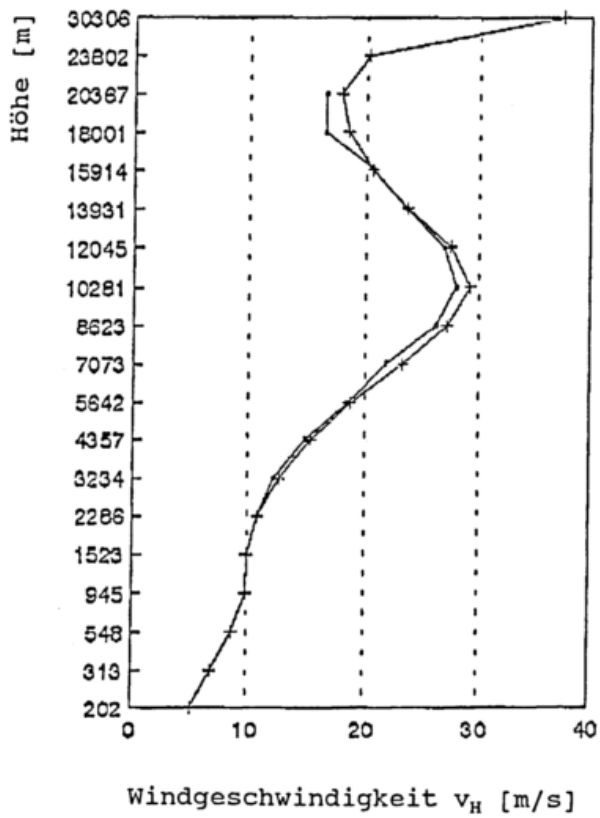


Bild 18: Vergleich der gemittelten vertikalen Windprofile des Globalmodells mit den Meßdaten des SOUSY-VHF-Radars für die Zeit vom 26.10.-07.11.1992
 x: Daten des Globalmodells

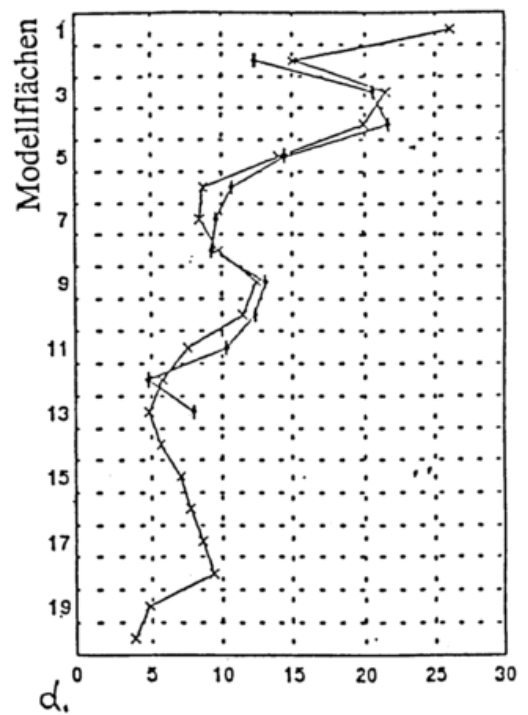
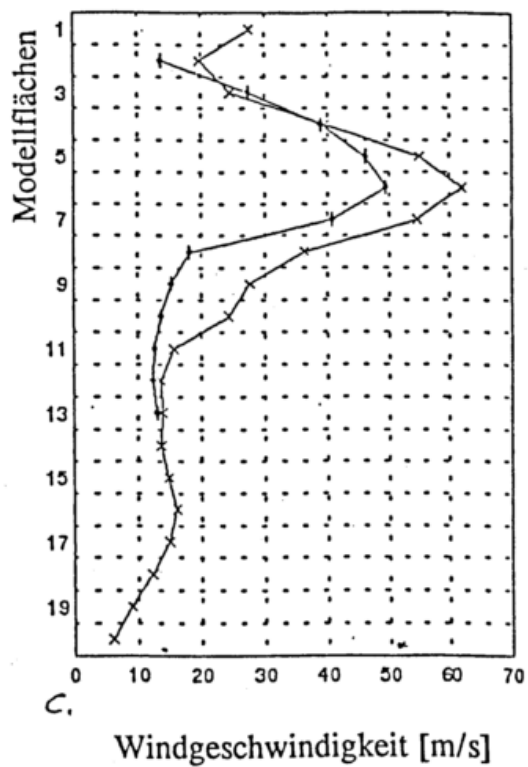
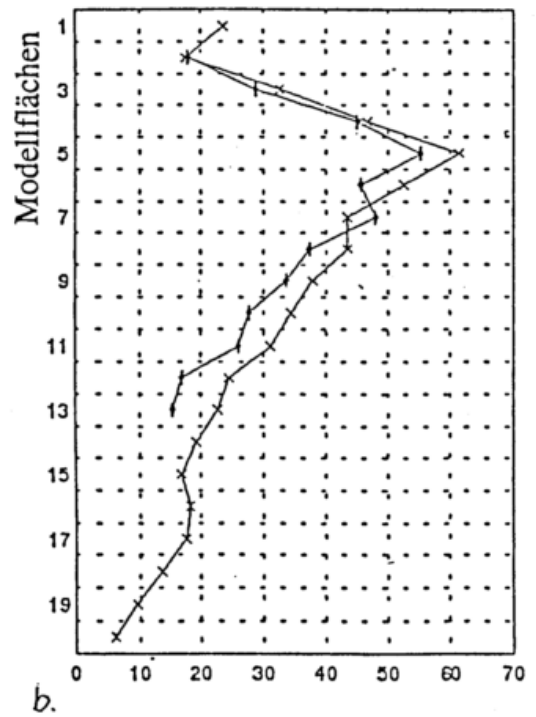
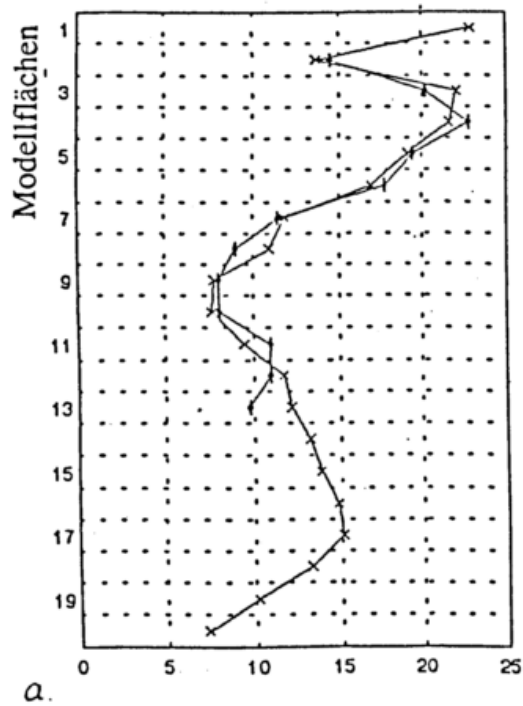


Bild 19: Vergleich ausgewählter Windgeschwindigkeitsprofile von Messungen des SOUSY - VHF - Radars mit Daten des Europamodells
 a. 26.10.1992, 13.28 MEZ
 b. 28.10.1992, 06.04 MEZ
 c. 28.10.1992, 18.35 MEZ
 d. 01.11.1992, 12.30 MEZ
 (x: Daten des Europamodells)

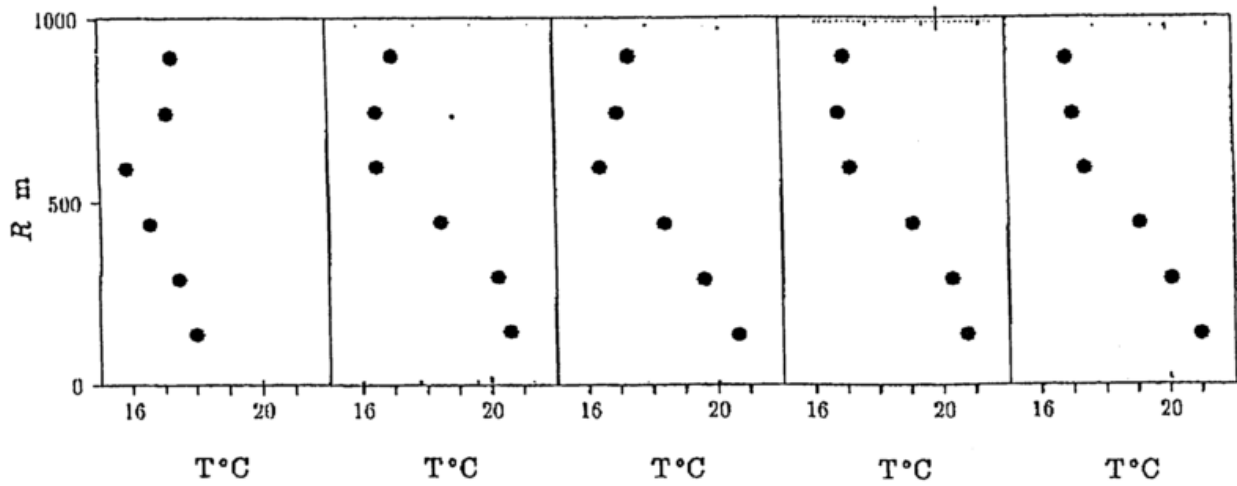


Bild 20: RASS-Temperaturprofile in einem Zeitraster von 24 Minuten am 29.07.1992 in Penzing (Bayern) gemessen.

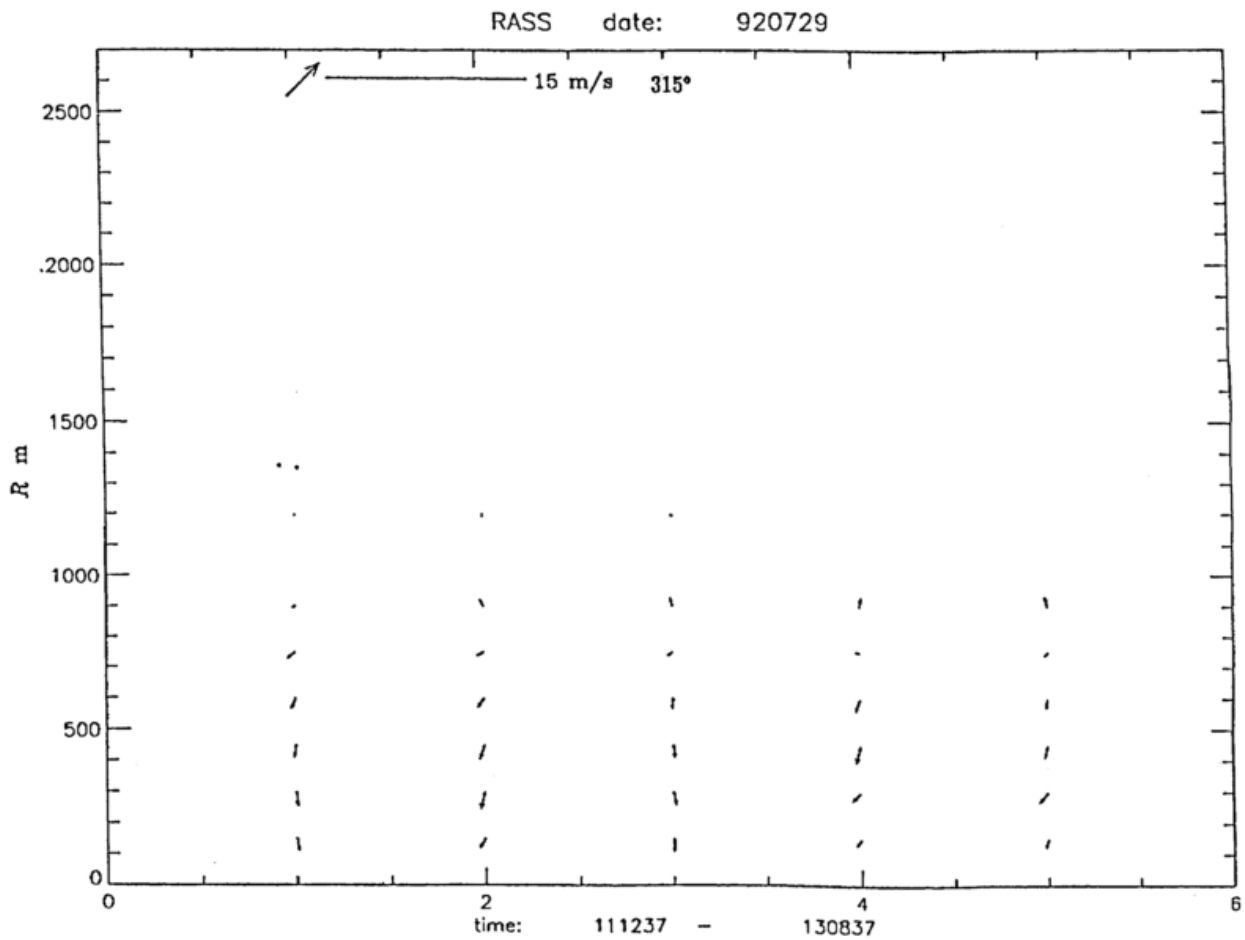


Bild 21: RASS-Windprofile in einem Zeitraster von 24 Minuten am 29.07.1992 in Penzing (Bayern) gemessen.

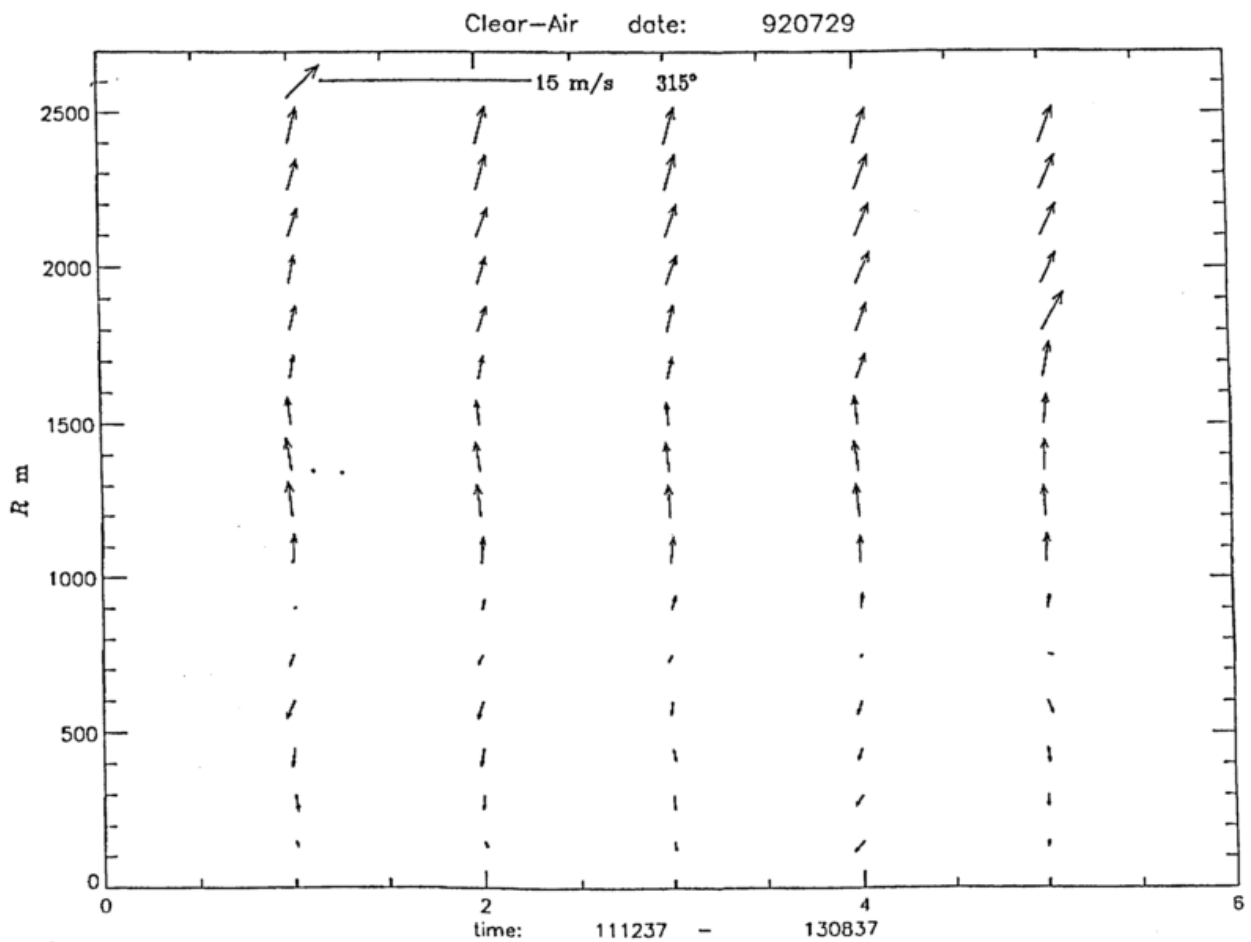


Bild 22: Radar-Windprofile in einem Zeitraster von 24 Minuten am 29.07.1992 in Penzing (Bayern) gemessen.

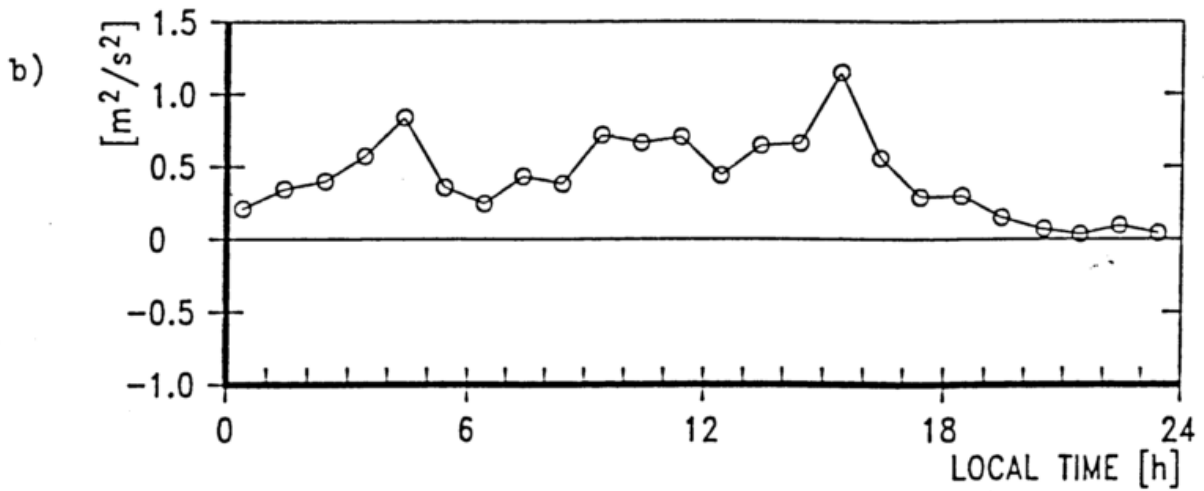
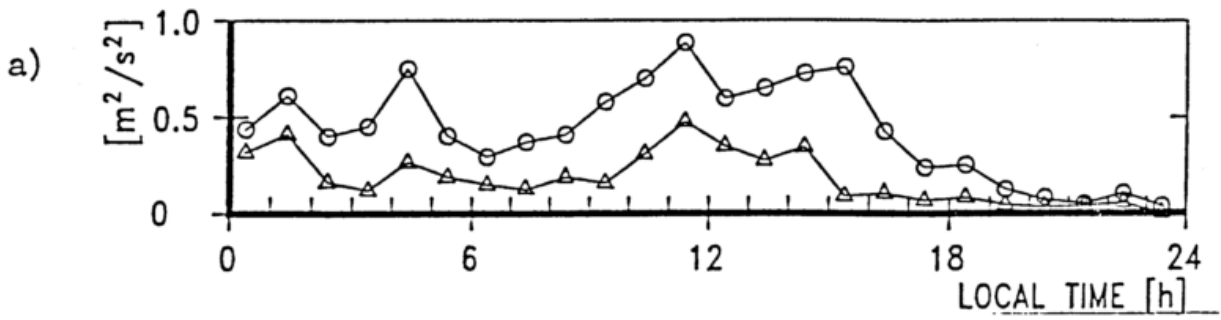


Bild 23: Zeitreihen der quadratischen Ableitungen der Radialgeschwindigkeit (a) und des Impulsflusses (b) gemessen mit RASS in einer Höhe von 200 m am 07.02.1989

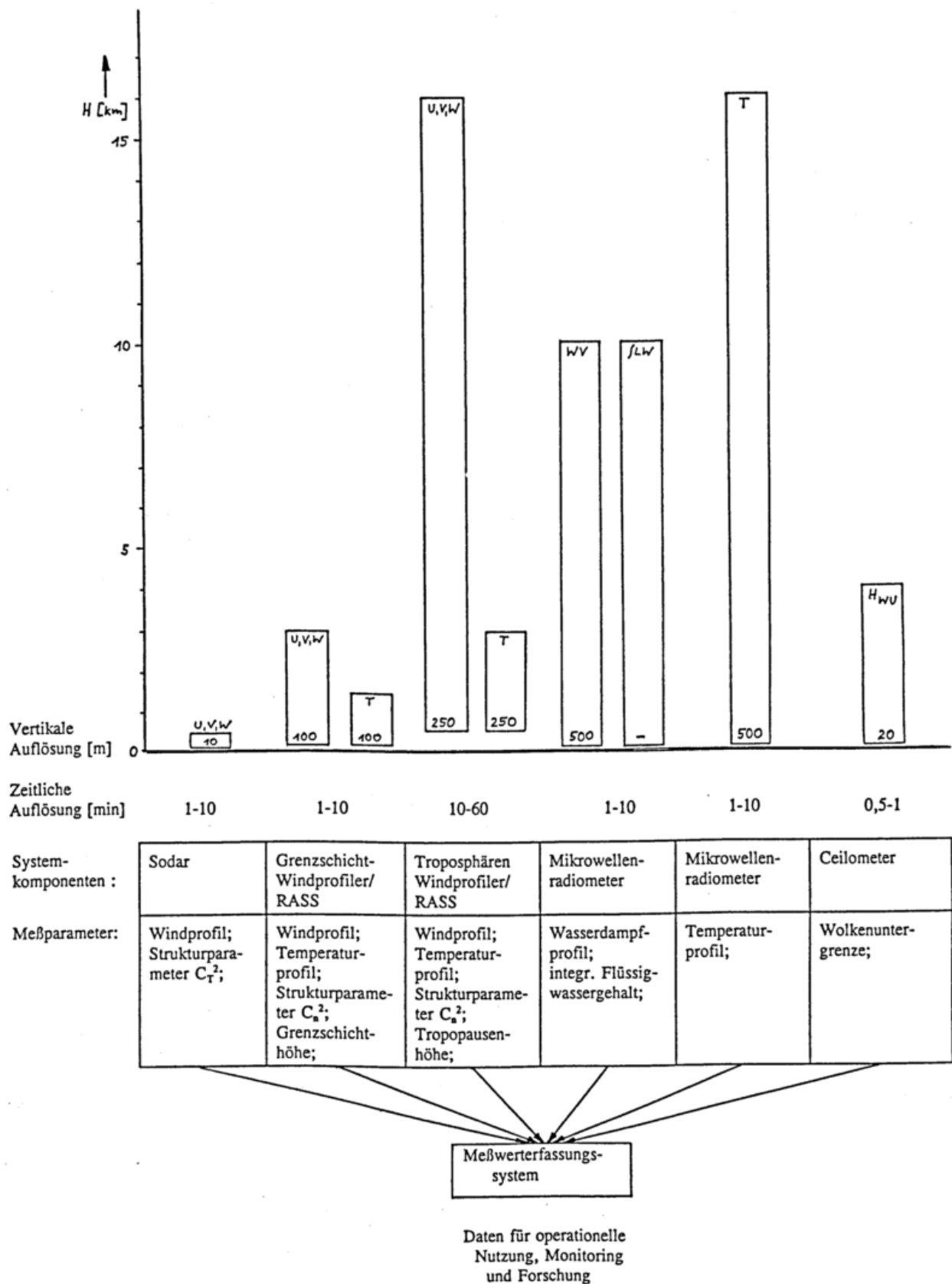


Bild 24: Kombiniertes Fernerkundungsmeßsystem zur operationellen Erfassung und Verarbeitung mesokaler thermodynamischer atmosphärischer Parameter einer vertikalen Luftsäule



Die Atmosphäre als chemischer Reaktor

D.H. Ehhalt

Institut für Atmosphärische Chemie

Forschungszentrum Jülich

EINLEITUNG

Unter einem Reaktor versteht der Chemiker einen Behälter, in dem gewisse Ausgangsstoffe, die Reaktanden, unter bestimmten Betriebsbedingungen zur Reaktion gebracht werden, um sie chemisch in neue Substanzen, die Produkte, umzusetzen. Der gewählte Vortragstitel "Die Atmosphäre als chemischer Reaktor" soll dementsprechend andeuten, daß die Atmosphäre chemisch aktiv ist, daß die an sie abgegebenen Stoffe nicht nur räumlich umverteilt, sondern, daß sie diese Stoffe auch chemisch umsetzt. Insbesondere möchte ich der Frage nachgehen, wie die Atmosphäre diejenigen Substanzen ausscheidet, die durch die Aktivitäten des Menschen an sie abgegeben werden. Ich will dabei versuchen, einige übergreifende Prinzipien herauszuarbeiten, die es gestatten, eine gewisse Ordnung in die Vielfalt der ablaufenden Reaktionen zu bringen.

Anders als in einem chemischen Reaktor sind in der Atmosphäre die Betriebsbedingungen nicht frei wählbar. Sie sind vielmehr festgelegt durch den physikalischen Aufbau der Atmosphäre. Mit Abb. 1 möchte ich kurz an die physikalischen Randbedingungen unseres Reaktors "Atmosphäre" erinnern. Der Reaktor, den wir betrachten wollen, erstreckt sich von 0 km bis 50 km Höhe. Er schließt also die Troposphäre (0 - 13 km Höhe) und die Stratosphäre (13 - 50 km Höhe) ein. Über diesen Höhenbereich nimmt der Luftdruck, P , um einen Faktor 1000

ab, nämlich von 1000 Hektopascal (hPa) an der Oberfläche auf 1 hPa in 50 km Höhe. Druckabhängige Reaktionen, wie die Anlagerungsreaktionen, werden also in geringen Höhen bis zu einem Faktor 1000 schneller ablaufen als im oberen Bereich des Reaktors Atmosphäre. Unser Reaktor hat also keineswegs gleichförmige Betriebsbedingungen.

Auch die Temperatur, T , variiert beträchtlich über den betrachteten Höhenbereich, allerdings nicht monoton. Die Abnahme von etwa 300 K an der Erdoberfläche auf etwa 210 K an der Tropopause bedeutet, daß z.B. der Abbau von Methan, CH_4 , ebenfalls eine wichtige Reaktion, in 13 km Höhe etwa 10mal langsamer erfolgt als am Boden. Aufgrund der sich ändernden Betriebsbedingungen, P , T , müssen wir erwarten, daß sich auch die chemische Prozeßführung und damit die Art der Reaktionsprodukte mit der Höhe ändert.

Schließlich ist unser Reaktor keineswegs gut durchmischt. Er wird zwar durchrührt durch horizontale Winde und vertikale Luftbewegungen, aber die Mischungszeiten sind beträchtlich: Etwa 1 Jahr für den troposphärischen Austausch zwischen Nord- und Südhemisphäre und etwa 1 Monat für den Vertikalaustausch innerhalb der Troposphäre. In der Stratosphäre ist der Vertikalaustausch noch wesentlich langsamer, bedingt durch die positiven Temperaturgradienten. Dies ist in Abb. 1 durch den mittleren vertikalen turbulenten Austauschkoeffizienten angedeutet, der in der Troposphäre etwa $2 \times 10^5 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ beträgt in der unteren Stratosphäre dagegen nur $5 \times 10^3 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$.

Diese langsame Durchmischung führt zu der Ausbildung starker Gradienten in den Konzentrationsfeldern von Spurengasen mit vergleichsweise kurzer Lebensdauer und ungleichmäßiger Quellverteilung. Ein Beispiel ist das mittlere Vertikalprofil des Mischungsverhältnisses*) von Ozon, O_3 , das ebenfalls in Abb. 1 dargestellt ist. Es weist ein ausgeprägtes Maximum in 30 km Höhe auf. Bei genügend rascher Durchmischung würde man eine Gleichverteilung mit der Höhe erwarten. Im übrigen

*) Das Mischungsverhältnis ist eine Konzentrationsangabe. Es ist definiert als das Verhältnis der Anzahl Moleküle eines Spurengases zu der Gesamtzahl aller Luftmoleküle in trockener Luft.

1 ppm (1 part per million) bedeutet ein Mischungsverhältnis von 10^{-6}

1 ppb (1 part per billion) bedeutet ein Mischungsverhältnis von 10^{-9}

1 ppt (1 part per trillion) bedeutet ein Mischungsverhältnis von 10^{-12}

ist die Gegenwart von O_3 selbst für diese stabile Schichtung der Stratosphäre verantwortlich. Die Absorption von Sonnenstrahlung durch O_3 liefert nämlich die Energie, die für die Ausbildung des positiven Temperaturgradienten in der Stratosphäre benötigt wird - ein wichtiger Hinweis auf die enge Kopplung von Chemie und Dynamik in der Stratosphäre.

Insbesondere absorbiert O_3 auch im Wellenlängenbereich des Ultravioletts, UV. Dies führt zu einer Abnahme dieser UV-Strahlung mit abnehmender Höhe. In Abb. 1 ist dies für Strahlung der Wellenlänge von 310 nm gezeigt. Nach dem Durchsetzen der O_3 -Schicht hat diese Strahlung um einen Faktor 4 abgenommen. Kürzere Wellenlängen werden noch stärker absorbiert. Wir müssen also davon ausgehen, daß auch die Photochemie, die von dieser Strahlung ausgelöst wird, einen erheblichen Unterschied zwischen Stratosphäre und Troposphäre aufweist. Aus all diesen Gründen wird es zweckmäßig sein, zwischen stratosphärischer und troposphärischer Chemie zu unterscheiden.

TROPOSPHÄRISCHE CHEMIE

Die Chemie des Reaktors "Troposphäre" wird weitgehend durch die Anwesenheit von Spurengasen bestimmt. Diese werden primär von außen in das System eingebracht, hauptsächlich durch natürliche und anthropogene Emissionsprozesse an der Erdoberfläche. Die so emittierten Gase liegen zumeist als reduzierte Moleküle, wie z.B. Methan, oder teilweise oxidierte Moleküle, wie z.B. Kohlenmonoxid, vor. In der troposphärischen Luft, die zu etwa 20 % aus molekularem Sauerstoff besteht, werden die meisten dieser Gase oxidiert und dabei in saure und wasserlösliche Moleküle überführt. Diese können dann durch Regen ausgewaschen oder direkt an Oberflächen adsorbiert werden.

Das Prinzip der troposphärischen Entfernung von Spurengasen erscheint also zunächst recht einfach; es setzt allerdings eine chemische Umwandlung, die Oxidation, in der Atmosphäre voraus.

Diese Oxidation ist allerdings kein einfacher Prozeß. Sie kann - abhängig von der Tageszeit oder dem Höhenbereich - unterschiedliche und sehr komplexe Reaktionspfade einschlagen. Aber all diesen Oxidationsreaktionen gemeinsam ist, daß sie über Ketten von Radikalreaktionen verlaufen. Die Radikale sind Teilchen, die über eine unangesättigte Bindung in Form eines ungepaarten Elektrons verfügen. Sie sind deshalb besonders reaktiv und kurzlebig.

Die wichtigsten Oxidationsreaktionen in der Troposphäre, also diejenigen, die bei weitem die höchsten Stoffumsätze in den unteren 13 km der Atmosphäre verursachen, sind die Abbaureaktionen, die durch das Hydroxylradikal, OH, eingeleitet werden. OH reagiert mit den meisten Spurengasen und seine Reaktion bildet den ersten und geschwindigkeitsbestimmenden Schritt im Abbau dieser Gase. Daher werden Abbauraten und damit die troposphärische Konzentration vieler Spurengase durch die Reaktion mit OH bestimmt. Umgekehrt beeinflussen auch alle diese Gase die Konzentration von OH. Demzufolge ist das chemische Reaktionssystem, das die OH-Konzentration festlegt, sehr komplex mit vielen verwickelten Rückkopplungspfaden: eine vollständige Analyse erfordert aufwendige numerische Modelle des Systems von chemischen Reaktionen.

Trotz der Komplexität des troposphärisch-chemischen Systems läßt sich dessen Wirkungsweise anhand einiger weniger und einfacher Beispiele verstehen, weil die dominierenden Abbaupfade ähnliche Grundmuster aufweisen. Im folgenden möchte ich dieses vereinfachte photochemische Reaktionssystem verständlich machen.

Dies läßt sich nicht ganz ohne die Einführung chemischer Reaktionsgleichungen tun. Da in dem photochemischen Reaktor "Atmosphäre" neben den Endprodukten der Oxidation auch deren Zwischenprodukte auftreten, muß, um die Reaktionsführung zu verstehen und die Oxidationsraten quantitativ zu bestimmen, die Kinetik des Systems zerlegt in Elementarreaktionen untersucht werden. Unter diesen versteht man die Reaktionen, wie sie beim Stoß zwischen Molekülen auch tatsächlich ablaufen. Die im folgenden aufgeführten Reaktionen sind alle von diesem Typ.

Die Rolle der Sonnenstrahlung und die Produktion des OH-Radikals

Trotz der großen anthropogenen und natürlichen Emissionen von oxidierbaren Spurengasen, stellt troposphärische Luft ein außerordentlich verdünntes Brennstoffgemisch dar: das häufigste Brennstoffmolekül, Methan, kommt nur mit einem Mischungsverhältnis von 1.7 ppm vor - gegenüber einer Sauerstoffkonzentration von 20 %. Hinzukommt, daß der troposphärische Reaktor bei vergleichsweise niedrigen Betriebstemperaturen von 200 K bis 300 K arbeiten muß. Es bedarf deshalb einer externen Energiequelle, um eine Reaktion im Reaktor überhaupt in Gang zu setzen. Diese Energie wird durch den kurzwelligen Teil der Sonnenstrahlung, also relativ energetischen Photonen, geliefert: Troposphärische Chemie ist weitestgehend Photochemie.

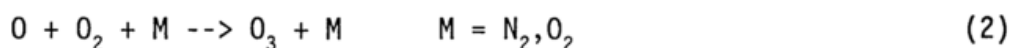
Die Sonnenstrahlung, die für die Photochemie in der Troposphäre zur Verfügung steht, ist in Abb. 2 charakterisiert. Ihr Spektrum in Bodennähe zeigt einen rapiden Abfall bei kürzeren Wellenlängen, der etwa bei 320 nm Wellenlänge einsetzt. Strahlung mit Wellenlängen unterhalb 290 nm erreicht die Erdoberfläche praktisch nicht. Dieser Abfall wird durch die Filterwirkung des stratosphärischen O_3 verursacht. Erst im fernen UV unterhalb 240 nm beginnt der Beitrag durch die Absorption von molekularem Sauerstoff, O_2 , (s. Abb. 2). Ein Vergleich des solaren UV Spektrums in Bodennähe mit dem Wirkungsquerschnitt von O_2 zeigt keinen Überlapp. Ähnliches gilt für die anderen Hauptkomponenten der Luft, Stickstoff, N_2 , Kohlendioxid, CO_2 und Wasserdampf, H_2O : Die Sonnenstrahlung, die die Troposphäre erreicht, ist nicht energiereich genug, um eine dieser Hauptkomponenten der Luft zu photolysieren.

Aber einige Spurengase absorbieren bei Wellenlängen oberhalb 290 nm; z.B. zeigt Abb. 2 einen deutlichen Überlapp zwischen bodennahem UV und dem Absorptionsquerschnitt von O_3 .

In der Tat ist der erste und wichtigste Schritt, der zur troposphärischen Radikalbildung führt, die Photolyse von Ozon; dabei entsteht bei Wellenlängen oberhalb 320 nm ein Sauerstoffatom im Grundzustand, O :



O_3 ist überall, auch in der troposphärischen Reinluft vorhanden, weil es, innerhalb des natürlichen O_3 -Kreislaufs, aus der Stratosphäre zugemischt wird. Man könnte vermuten, daß der in Reaktion (1) entstehende atomare Sauerstoff, der ja reaktiv ist, erheblich zur Oxidation beiträgt. Dies ist aber in der Troposphäre nicht richtig. Atomarer Sauerstoff lagert sich nämlich sofort an ein O_2 -Molekül an und bildet O_3 zurück:



Dies geschieht im Deierstoß mit einem Luftmolekül, M, um Impuls und Energie zu erhalten. Im stationären Zustand zwischen Photolyse (1) und Rekombination (2) stellt sich eine Konzentration von nur einigen 10^3 O-Atomen pro cm^3 ein. Diese Konzentration ist so gering, daß sie für die Oxidation von Spurengasen von sehr untergeordneter Bedeutung bleibt. Die Tatsache, daß die in Reaktion (1) im Grundzustand entstehenden O-Atome sehr rasch mit einer Hauptkomponente der Luft wechselwirken unter Rückbildung einer weniger reaktiven Spezies, nämlich O_3 , limitiert ihre mögliche Bedeutung in der Troposphäre.

Trotzdem ist die Photolyse von O_3 sehr wichtig für die troposphärische Chemie. Wird nämlich O_3 bei Wellenlängen unterhalb 320 nm photolysiert, und diese Strahlung ist in der Troposphäre durchaus noch vorhanden (s. Abb. 2), dann entsteht ein angeregtes O-Atom; O^* , dessen Energie etwa 2eV über dem Grundzustand liegt.



Der größte Teil der entstandenen O^* Atome wird zwar durch Stöße mit N_2 oder O_2 deaktiviert:



aber bei Stößen mit Wasserdampfmolekülen, H_2O , reagiert O^* und bildet das sehr reaktive Hydroxyl-Radikal, OH:



Da in unseren Breiten H_2O mit 1 % in der bodennahen Atmosphäre vorhanden ist und Reaktion (6) eine zehnmal höhere Geschwindigkeitskonstante aufweist als die Desaktivierungsreaktionen (4), (5), können bis etwa 10 % des O^* in OH übergehen. OH reagiert nicht mit einer der Hauptkomponenten der Luft. Hinzu kommt eine weitere Besonderheit: OH wird bei vielen der Oxidations-Reaktionen nicht verbraucht, sondern regeneriert sich in einem katalytischem Zyklus. Daher können sich trotz seiner starken Reaktivität Konzentrationen von über 10^6 OH pro cm^3 einstellen.

Die beiden Eigenschaften, relativ hohe Konzentration und hohe Reaktivität, machen das OH-Radikal zum wichtigsten Oxydationsmittel der Troposphäre.

Im übrigen verursacht der Wellenlängenbereich des solaren UV, der für die Bildung von O^* verantwortlich ist, auch den Sonnenbrand. Man kann also aus eigener Erfahrung beurteilen, ob es zur OH-Bildung durch die Reaktionen (3) und (6) kommt. Erwartungsgemäß sind die OH-Konzentrationen im Winter oder bei Nacht sehr gering.

OH-Rezyklierung

Ich möchte diesen durch OH ausgelösten katalytischen Oxidationszyklus am einfachsten Beispiel, der Oxidation von Kohlenmonoxid, CO, erläutern:



CO wird durch die Reaktion mit OH sofort in das stabile Endprodukt Kohlendioxid, CO₂, überführt. Dabei entsteht ein Wasserstoffatom, H, das seinerseits sehr reaktiv ist. Es lagert sich rasch an molekularen Sauerstoff an.



Es bildet sich dabei ein Hydroperoxi-Radikal, HO₂.

Durch die Anlagerung des Sauerstoffs an das H-Atom wird die Bindung zwischen den beiden Sauerstoffatomen gelockert. HO₂ gibt deshalb leichter ein O-Atom ab als O₂ und ist damit in der Lage, Moleküle zu oxidieren, die mit molekularem Sauerstoff bei normaler Temperatur nicht reagieren. Der molekulare Sauerstoff wird durch die Anlagerung des H-Atoms sozusagen aktiviert. Dies ist deshalb wichtig, weil HO₂ insbesondere mit dem Stickstoffoxid NO rasch reagiert.



Über der Bundesrepublik, wo tagsüber NO-Mischungsverhältnisse von mindestens 0.1 ppb vorliegen, ist Reaktion (9) die mit Abstand schnellste und wichtigste Reaktion des HO₂-Radikals. Das in der Reaktion (7) aufgewendete OH wird in Reaktion (9) regeneriert.

Der nächste wichtige Punkt ist, daß mit dem Stickstoffdioxid, NO₂, ein Molekül entstanden ist, das seinerseits Sonnenlicht im nahen Ultraviolett absorbieren kann. Es wird dabei photolysiert und trägt zur Photochemie bei.



Bei Sonnenschein läuft die Photolyse (10) recht rasch; die mittlere Lebensdauer von NO_2 bezüglich Photolyse beträgt einige Minuten. Das dabei entstehende O-Atom wird dabei sofort an molekularen Sauerstoff angelagert und bildet Ozon (Reaktion (2)).

Ergänzt durch die Reaktionsschritte (10) und (2) ergibt sich aus den Radikal-Reaktionen (7) - (9) folgende Nettoreaktion für die CO-Oxidation:



in der die Radikale OH, NO, NO_2 nicht mehr erscheinen.

Da OH und HO_2 bei der katalytischen Oxidation von CO zu CO_2 nicht verbraucht werden, kann der Reaktionszyklus aus (7), (8), (9), (10), (2) mehrfach durchlaufen werden, bevor diese Reaktionskette durch andere Reaktionen abgebrochen wird. Eine weitere sehr wichtige Konsequenz ist, daß bei dem Durchlaufen dieser Reaktionskette O_3 gebildet wird. Damit liefert dieser einfache Reaktionszyklus bereits die wesentlichen Elemente der photochemischen Smogreaktionen: Ein oxidierbares Gas, CO, wird photochemisch über OH oxidiert. Beim Vorhandensein von NO bildet sich Ozon - und zwar ein O_3 -Molekül pro verbrauchtem CO-Molekül.

Im übrigen werden durch diese und andere Reaktionsketten ähnlicher Art OH und HO_2 im Verlaufe von Sekunden ineinander übergeführt. Man faßt beide deshalb häufig als HO_x zusammen. Aus ähnlichen Gründen wird die Summe von NO und NO_2 als NO_x bezeichnet.

Am Beispiel des Abbaus von CO durch OH läßt sich auch eine weitere Eigenschaft des troposphärischen Reaktionssystems erläutern, nämlich seine Steuerung durch NO_x . Neben der Reaktion (9) gibt es noch eine weitere Reaktion die HO_2 zu OH zurückführt:



Auch bei Abwesenheit von NO würde die Reaktion (9a) die CO-Oxidationskette schließen. Aber in diesem Falle würde die Kette aus den Reaktionen (7), (8) und (9a) bestehen, mit der Nettoreaktion (11a).



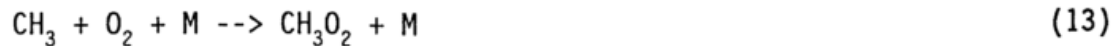
Damit führt die Oxidation von CO in einer NO-freien Atmosphäre zu einem Verlust von O₃, wohingegen bei Anwesenheit von NO_x eine Produktion auftrat. Damit macht das einfache Beispiel der CO-Oxidation durch OH auch die Steuerungsfunktion von NO_x für die Bildung von O₃ deutlich. Das Beispiel macht ferner deutlich, daß es keinen Abbau von Spurengasen gibt, ohne gleichzeitige Einwirkung auf die troposphärische O₃-Konzentration. Da die Geschwindigkeitskonstante für die Reaktion (9) etwa 4000mal größer ist als die der Reaktion (9a), gewinnt Reaktion (9) ein Übergewicht über (9a) ab einem NO-Mischungsverhältnis von etwa 10 ppt. Dabei ist ein O₃ Mischungsverhältnis von 40 ppb zugrunde gelegt. Da es noch andere O₃-Abbaureaktionen gibt, z.B. Reaktion (3) gefolgt von Reaktion (6), werden etwa 40 ppt NO für eine Nettoproduktion von O₃ benötigt. Dieser Wert wird fast überall in den dicht besiedelten und industrialisierten mittleren Breiten der Nordhalbkugel überschritten. Tatsächlich deutet alle verfügbare Information auf einen Anstieg der troposphärischen O₃ Konzentration in diesen Breiten. Ausgelöst durch einen Anstieg der NO_x-Emissionen hat sich dort während der letzten 40 Jahre der troposphärische O₃-Gehalt verdoppelt (s. Claude, 1993).

Wir wollen im folgenden noch eine weitere Eigenheit der durch HO_x-Radikale katalysierten Oxidation betrachten. Bei den relativ hohen NO_x-Konzentrationen der mittleren nördlichen Breiten kann es sogar dazu kommen, daß bei bestimmten Ketten von Oxidationsreaktionen mehr HO_x-Radikale entstehen als aufgewendet werden. Es kommt zu einer Erhöhung der HO_x-Konzentration. Das einfachste Beispiel hierzu bietet die Oxidation von Methan, CH₄, dem einfachsten Kohlenwasserstoff.

Auch die CH_4 -Oxidation wird durch das OH-Radikal eingeleitet.



OH abstrahiert ein H-Atom und bildet ein Wassermolekül. Das verbleibende Methylradikal, CH_3 , reagiert extrem rasch weiter:



Analog dem H-Atom in Reaktion (8) bildet es mit molekularem Sauerstoff ein Peroxiradikal, das Methylperoxiradikal, CH_3O_2 . Und ähnlich wie HO_2 oxidiert CH_3O_2 das Stickstoffmonoxid



Damit ergibt auch die CH_4 -Oxidation einen Beitrag zur Oxidation von NO und somit zur O_3 -Bildung über die Reaktionen (10) und (2). Das entstandene Methoxiradikal, CH_3O , reagiert schnell mit molekularem Sauerstoff und bildet Formaldehyd:



Das dabei ebenfalls entstehende HO_2 schließt den HO_x -Radikalzyklus.

Formaldehyd ist das erste Zwischenprodukt der CH_4 -Oxidation mit einer etwas längeren chemischen Lebensdauer. In der sonnenbeschienenen Atmosphäre lebt es einige Stunden und kann deshalb auch in der Reinluft Konzentrationen von über 0.5 ppb erreichen. Formaldehyd reagiert mit OH; es wird ferner durch Photolyse abgebaut.





Das in Reaktion (16) und (17b) entstehende Formylradikal, HCO, reagiert sehr rasch weiter:

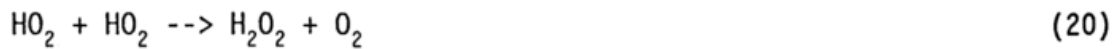


Dabei wird das in Reaktion (16) verbrauchte HO_x-Radikal zurückgebildet. Da der Reaktionskanal (17b) zu etwa 15 % beschriftet wird und sowohl die dabei entstehenden HCO-Radikale als auch die H-Atome über Reaktion (18) bzw. Reaktion (8) HO₂-Radikale bilden, werden ferner zusätzliche 0,3 HO₂-Radikale bei der Oxidation eines CH₄-Moleküls gebildet. Dies bedeutet gleichzeitig, daß bei der CH₄-Oxidation (und genügend hoher NO_x-Konzentration) 25 % mehr HO_x in Form von HO₂ zurückgebildet werden als in der Form von OH aufgewendet werden. Bei der Oxidation von CH₄ erhöht sich also die Zahl der HO_x-Radikale und damit die Konzentration der OH-Radikale. Diese Oxidationskette wirkt als eine Art "Radikalverstärker". Ähnliches gilt für andere Kohlenwasserstoffe.

Bei niedrigen NO_x-Konzentrationen bewirkt die Oxidation von Kohlenwasserstoffen dagegen einen Verlust an HO_x-Radikalen.

HO_x-Destruktion

Bisher wurde hauptsächlich auf die zur Oxidation führenden Reaktionen von HO_x-Radikalen mit Molekülen eingegangen. Bei diesen Reaktionen wird HO_x nicht verbraucht. Sie bewirken lediglich eine Umwandlung von OH in HO₂ oder HO₂ in OH. Ein Netto-Verlust von HO_x-Radikalen und damit ein Abbruch der Reaktionsketten ergibt sich erst durch Radikal-Radikal-Reaktionen. Dazu gehören die Reaktionen:



die insbesondere für den Radikalverlust in Reinluft verantwortlich sind. Die Anlagerung von OH an NO₂ unter Bildung des Salpetersäuremoleküls, HNO₃,



ist die dominierende HO_x-Verlustreaktion in der belasteten Atmosphäre.

Quantitative Analyse des HO_x-Zyklus

Mit den bisher besprochenen Reaktionen (1) - (21), läßt sich die troposphärische OH-Konzentration recht gut abschätzen. Zwar ist dieses Reaktionsschema vereinfacht und unvollständig, in belasteter Luft müßten z.B. die leichten Kohlenwasserstoffe mitgeführt werden, aber die wichtigsten Reaktionen sind berücksichtigt, und die wesentlichen Eigenschaften des HO_x-Zyklus können damit reproduziert werden. Zur Abschätzung der OH-Konzentration betrachten wir eine reale Situation, in der die Konzentrationen fast aller mit OH-wechselwirkenden Spurengase und OH selbst gemessen wurde. In dem Experiment, das am 20. Mai 1983 9.08 bis 11.30 Uhr, in Deuselbach durchgeführt wurde, wurden auch die Photolysefrequenzen empirisch bestimmt (Perner et al. 1987). Unter diesen Bedingungen ist die Luftmasse chemisch hinreichend charakterisiert. Die OH und HO₂ Konzentrationen lassen sich mittels eines chemischen Modells berechnen. Die sich ergebenden OH- und HO₂-Werte sind in Abbildung 3 dargestellt. Dieses Flußdiagramm enthält auch die wichtigsten Reaktionspfade und deren Umwandlungsraten.

Wie fast immer, so bildet auch im vorliegenden Falle die O₃-Photolyse (3) gefolgt von Reaktion (6) die Hauptquelle der HO_x-Radikale. Eine weitere, aber

weitaus geringere HO_x -Quelle bildet die Photolyse des bei der Oxidation von CH_4 entstehenden CH_2O , sowie die von H_2O_2 .

Der Nettoproduktion von HO_x steht im stationären Zustand eine gleich große Nettodestruktions gegenüber. Wie oben bereits angedeutet, verläuft die Hauptdestruktion von HO_x über die Reaktion (21) von OH mit NO_2 . Weniger als 10 % der HO_x -Nettodestruktion wird durch die Reaktionen (19), (20) von HO_2 mit OH bzw. mit HO_2 geliefert.

Trotz der hohen OH-Nettodestruktion durch NO_2 wird der Hauptanteil des OH zunächst in HO_2 umgewandelt und zwar hauptsächlich durch die Reaktion mit CO. Die Summe der Rezyklierungsrate beträgt $9 \times 10^6 \text{ OH cm}^{-3}\text{s}^{-1}$. Die Summe aller durch OH eingeleiteten Abbauraten $1.1 \times 10^7 \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$.

Im Vergleich zu den Umsatzraten in einer Flamme ist dieser Wert gering. Da der Reaktor "Troposphäre" aber eine riesige Ausdehnung hat, führt er zu enormen globalen Umsätzen (s. Tabelle 1).

Ein Vergleich zwischen Nettodestruktion $2 \times 10^6 \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ und der Gesamtzyklierungsrate zeigt, daß im vorliegenden Falle ein HO_x etwa 5mal rezykliert wird, bevor die Kettenreaktionen durch Reaktion (2) beendet werden. Im Fachjargon der Chemiker: die Reaktionen haben eine Kettenlänge von 5.

Dies ist ein ziemlich typischer Wert für die Troposphäre; wie Modellrechnungen zeigen, bewegen sich die für verschiedene Situationen vorausgesagten Kettenlängen im Bereich 2 - 15.

Die entsprechenden Zeitkonstanten erhalten wir durch Division der Konzentrationen durch die Umwandlungsraten. Danach wird im vorliegenden Beispiel ein HO_x -Radikal alle 9 Sekunden rezykliert. Die Lebensdauer eines OH Radikals beträgt etwa 0.5 s. Die mittlere Lebenszeit eines HO_x -Radikals bezüglich der Nettodestruktion beträgt 45 s. Abbildung 3 gestattet es auch, den Einfluß der Änderung der Konzentration eines bestimmten Spurengases auf die OH-Konzentration abzuschätzen. Besonders interessant ist eine Änderung der NO_2 -Konzentration, die ja mit einer gleichsinnigen Änderung der NO-Konzentration einhergeht und deshalb die OH-Konzentration auf zweierlei und zwar gegenläufige Weise beeinflusst. Bei

sehr kleinen NO_x -Konzentrationen überwiegt der Einfluß der HO_2 -Rezyklierungsreaktion mit NO zu OH , weil dann der OH -Abbau durch NO_2 , Reaktion (21), weitaus niedriger ist als der HO_x -Abbau durch die Reaktion von HO_2 mit HO_2 oder OH . Eine Erhöhung der NO -Konzentration führt dann zu einer schnelleren Umwandlung von HO_2 zu OH , also zu einer höheren OH -Konzentration, da sich die gleichzeitige Erhöhung der NO_2 -Konzentration auf den Abbau von OH noch kaum bemerkbar macht. Umgekehrt liegt der Fall bei hohen NO_x -Konzentrationen. Dann stellt die Reaktion mit NO_2 den dominierenden HO_x -Radikalverlust dar. Eine Erhöhung der NO_2 -Konzentration führt zu einer entsprechend großen Abnahme der HO_x -Konzentration, die wegen der dann relativ niedrigen HO_2 -Konzentration auch auf die OH -Konzentration durchschlägt.

Die resultierende Abhängigkeit der HO_x - und OH -Konzentration von der NO_2 -Konzentration ist in Abbildung 4 dargestellt. Man erkennt deutlich ein Maximum in der OH -Konzentration, das in der vorliegenden Luftmasse bei einem NO_2 -Mischungsverhältnis von etwa 1 ppb liegt. Bei einer NO_2 -Konzentration von 10 ppb liegt die OH -Konzentration um etwa eine Größenordnung unter diesem Maximalwert. Dieses Beispiel ist auch insofern interessant, weil es vor Augen führt, daß die berechnete OH -Konzentration über einen weiten Konzentrationsbereich von NO_2 , relativ unempfindlich ist. Von 0.001 bis 0.1 ppb NO_2 ändert sich die OH -Konzentration um weniger als einen Faktor 2. Es zeigt aber auch, daß hohe Emissionen, z.B. von NO_x , das regionale chemische System der Atmosphäre empfindlich stören können. In einer solchen Situation kann es zu einer erheblichen Reduktion der regionalen OH -Konzentration kommen. Damit wird die Fähigkeit der lokalen Atmosphäre, Spuren- und Schadstoffe abzubauen, stark reduziert. Die Folge ist, daß ein immer größerer Anteil der Luftverschmutzung in die weitere Umgebung überschwappt. In den Ballungsgebieten und angrenzenden ländlichen Gebieten der Bundesrepublik ist dies bereits der Fall.

Abb. 4 zeigt auch die Abhängigkeit der OH -Konzentration von dem CO -Mischungsverhältnis. Diese ist bei allen hier betrachteten CO und NO_x -Mischungsverhältnissen negativ. Bei hohen NO_x -Mischungsverhältnissen ist die

Abhängigkeit allerdings so schwach, daß sie in Abb. 4 nicht sichtbar wird. Die Abhängigkeit wird durch die beschleunigte Konversion von OH zu HO₂ bei höheren CO-Konzentrationen und damit erhöhtem Netto-Verlust von HO₂ über Reaktion (20) verursacht. Da das NO_x Mischungsverhältnis der Hintergrundsatmosphäre eher bei niedrigen Werten liegt, sagen Modellrechnungen einen Abfall der globalen gemittelten OH Konzentration für einen globalen CO Anstieg (und CH₄ Anstieg) voraus (s. Thompson und Cicerone, 1986).

Insgesamt macht die vorausgegangene Diskussion deutlich, daß die Konzentration von OH, trotz seiner vielfältigen Wechselbeziehungen und Rückkopplungen durch eine verhältnismäßig kleine Anzahl von Reaktionen weitgehend bestimmt ist. Es sind offensichtlich diejenigen Reaktionen, die die höchsten Stoffumsätze aufweisen, deren Reaktanden also mit OH schnell reagieren und in relativ hohen Konzentrationen vorhanden sind. Dieses zentrale chemische System stellt eine bestimmte OH-Konzentration ein, die dann für den Abbau anderer Spurenstoffe zur Verfügung steht. Wegen ihrer vergleichsweise geringen Stoffumsätze koppeln diese zusätzlichen Spurengase wenig auf die OH-Konzentration zurück.

Die durch Modelle vorausgesagten OH-Konzentrationen sind durch eigene Messungen, z.B. Platt et al., 1988, überprüft worden. Die gemessenen OH-Konzentrationen liegen im allgemeinen eher unter den berechneten Werten, bestätigen aber die wichtigste Modellvoraussage, nämlich das Vorhandensein von OH in der Troposphäre in relativ hohen Konzentrationen.

Ein Vergleich bietet Abb. 5, die den Tagesgang der gemessenen und gerechneten OH-Konzentration für den 25. Juni 1984 auf dem Schauinsland, Schwarzwald, in einer relativ sauberen Luftmasse zeigt. Die gerechneten OH-Werte liegen im Mittel etwa 20 % über den gemessenen Konzentrationen. Man darf daraus schließen, daß die Modelle die OH-Konzentrationen in Reinluft oder mäßig verschmutzter Luft erstaunlich gut voraussagen. Dies gilt weniger für stark verschmutzte Luft.

Abb. 5 verdeutlicht auch die starke Abhängigkeit der OH-Konzentration von der O₃-Photolyserate (3), und den dadurch verursachten starken Tagesgang der OH-Konzentration.

Spurengasabbau durch die troposphärische OH-Chemie

Wie die experimentelle Bestätigung der für die Hintergrundatmosphäre vorausgesagten OH-Konzentrationen unterstreicht, ist in der Tat die Reaktion mit OH der bei weitem wichtigste chemische Abbaupfad für anthropogene Emissionen in der Atmosphäre. Diese Aussage wird in Tabelle 1 mit einigen Beispielen belegt. Dort ist der atmosphärische Umsatz einer Reihe von Spurengasen aufgeführt und mit dem Anteil, der über die Reaktion mit OH abgebaut wird, verglichen.

Tab. 1: Die globalen Umsätze einiger atmosphärischer Spurengase und der relative Beitrag durch Reaktion mit OH (nach Ehhalt, 1987). Die mittlere globale OH-Konzentration ist mit $0.6 \times 10^6 \text{ cm}^{-3}$ angenommen (Volz et al., 1981)

Spurengas	jährlicher Umsatz (Millionen Tonnen pro Jahr)	Abbau durch OH (Prozent)
CO	2800	90
CH ₄	500	90
Alkane (C ₂ H ₆)	20	90
Isopren	350	90
Terpene	480	50
NO ₂	160	50
SO ₂	300	30
(CH ₃) ₂ S	80	90
CFC1 ₃	0.4	0

Die atmosphärische Oxidation des ersten dort aufgeführten Gases, des Kohlenmonoxid, CO, haben wir bereits kennengelernt. Sie verläuft ausschließlich über die Reaktion mit OH. Ein geringer Anteil, weniger als 10 %, wird durch Mikroorganismen im Boden aufgenommen, so daß der Hauptanteil des in die Atmosphäre abgegebenen CO, 2800×10^6 Tonnen CO/Jahr, durch OH abgebaut wird. Ähnliches gilt für das Methan, das mit rund 500×10^6 Tonnen CH₄/Jahr in die Atmosphäre abgegeben wird und dort fast ausschließlich über OH abgebaut wird. Die Endprodukte dieser Oxidation sind CO₂ und H₂O. Dies gilt auch für die Alkane

sowie für Isopren, das in erheblichem Umfang von der Vegetation an die Atmosphäre abgegeben wird. Erst bei den Terpenen, einer weiteren natürlichen Kohlenwasserstoffemission von erheblichem Umfang, tragen andere Oxidationsreaktionen, nämlich die durch Ozon, wesentlich zum Abbau bei.

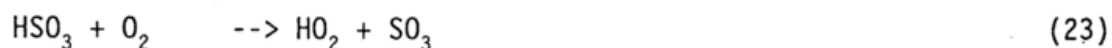
Auch die Stickoxide werden in erheblichem Umfange durch Reaktionen mit OH aus der Atmosphäre entfernt und zwar durch die Reaktion:

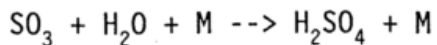


die wir bereits als wichtige Senke für das OH-Radikal kennengelernt haben. Bei dieser Reaktion bildet sich Salpetersäure, ein wichtiges Beispiel für die eingangs gemachte Behauptung, daß bei der Oxidation atmosphärischer Gase saure und wasserlösliche Moleküle entstehen. Die gebildeten Salpetersäuremoleküle werden durch heterogene Reaktionen relativ rasch aus der Atmosphäre entfernt. Darunter versteht man solche Reaktionen, an denen zwei Phasen beteiligt sind, z.B. Auswaschen durch Regen, Adsorption an Aerosolteilchen oder an Pflanzen- und Bodenoberflächen. Im letzteren Falle spricht man von "Trockendeposition".

Die Reaktion mit OH ist aber nicht der alleinige Verlustmechanismus von Stickoxiden in der Atmosphäre. NO_2 selbst wird an der Erdoberfläche trocken-deponiert. Daneben gibt es Reaktionen, die für eine nächtliche Oxidation von NO_2 sorgen. Wegen dieser zusätzlichen Verlustkanäle erniedrigt sich der über die Reaktion mit OH ablaufende Anteil des NO_x -Abbaus auf etwa 50 %.

Ein weiteres wichtiges Beispiel für die Säurebildung ist die Oxidation von Schwefeldioxid, SO_2 , durch OH. Sie wird durch folgenden Reaktionsablauf vermittelt:





(24)

Diese Gasphasenreaktionskette, die übrigens auch OH rezykliert, baut global gesehen etwa 30 % des emittierten SO_2 zu Schwefelsäure, H_2SO_4 , ab. Die entstehende Schwefelsäure lagert sich wegen ihres geringen Dampfdruckes sofort an Aerosolteilchen an, die dann ihrerseits durch Regen ausgewaschen oder an der Erdoberfläche trocken deponiert werden. Daneben wird SO_2 wegen seiner relativ guten Wasserlöslichkeit in erheblichem Umfange an der Erdoberfläche trocken deponiert bzw. in Wolkentröpfchen aufgenommen und dort zu H_2SO_4 oxidiert - übrigens z.T. auch wieder über HO_x -Radikale.

SO_2 entsteht auch in der Atmosphäre selbst - hauptsächlich durch die Oxidation von organischen Schwefelverbindungen, wie bei dem in Tabelle 3 aufgeführten Beispiel Dimethylsulfid. Auch deren Abbau wird durch OH-Reaktionen eingeleitet.

Nur wenige atmosphärische Spurengase vermögen der troposphärischen Oxidation durch OH-Radikale zu entgehen. Als Beispiel ist in der Tabelle 3 das Chlorfluormethan, CFCl_3 , aufgeführt. Es wird - wie eine Reihe weiterer Chlorfluormethane - ausschließlich anthropogen emittiert. Sein Abbau wird im folgenden Abschnitt über stratosphärische Chemie besprochen.

Tabelle 1 vermittelt schließlich auch einen guten Eindruck davon, welche enorme Stoffumsätze durch die atmosphärische OH-Chemie bewerkstelligt werden. Sie ist ein wesentlicher Teil der Selbstreinigung der Atmosphäre, der die Natur und in zunehmendem Umfange der Mensch flüchtige Abfallprodukte zur Verteilung und Beseitigung anvertraut.

STRATOSPHERISCHE CHEMIE

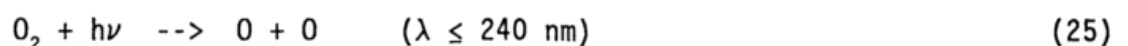
Gase, die in der Troposphäre nicht oder langsam abgebaut werden, gelangen in die Stratosphäre. Dort werden sie schließlich der ungefiltert einfallenden solaren UV-Strahlung ausgesetzt, photolysiert und damit abgebaut. Abb. 1 macht deutlich,

wie die Schichtdicken der UV absorbierenden Moleküle O_2 und O_3 mit der Höhe abnehmen. In 30 km Höhe, z.B., beträgt der Luftdruck nur noch etwa 10 hpa, d.h. die schützende O_2 -Säule hat dort nur noch 1 % des Wertes am Erdboden. Wegen seiner mit der Höhe zunehmenden Konzentration nimmt die Stärke der Ozonschicht weniger rasch ab. Oberhalb 30 km Höhe befindet sich noch etwa die Hälfte der gesamten Ozonsäule. Diese Abnahme der UV Absorber führt zu einer Erhöhung des solaren UV-Strahlungsflusses. In Abb. 2 ist das Spektrum der Sonnenstrahlung in 30 km aufgeführt.

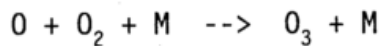
Wie zu erwarten, verschiebt sich die Absorptionskante bei etwa 300 nm zu kürzeren Wellenlängen. Gleichzeitig dringt aber auch Strahlung um 200 nm bis in die 30 km Höhengschicht vor. Das kleine spektrale Maximum bei 200 nm wird verursacht durch die Tatsache, daß O_2 in diesem Wellenlängenbereich nur schwach absorbiert und der Absorptionsquerschnitt von O_3 dort ein Minimum aufweist (Abb. 2). Diese UV-Strahlung bei 200 nm ist von großer Wichtigkeit, weil in diesem Wellenlängenbereich die Chlorfluormethane aber auch Distickstoffoxid, N_2O , absorbieren und dadurch photolysiert werden. Deren Destruktion setzt deshalb bereits in 30 km Höhe und etwas darunter ein. Dies limitiert ihre Lebenszeit auf 50 a bis 100 a, die im wesentlichen durch die Zeit bestimmt werden, die die Atmosphäre benötigt, troposphärische Luft durch die Höhen zu zirkulieren, in denen diese Gase photolysiert werden.

Das Auftreten dieser kurzwelligen Strahlung in der mittleren Stratosphäre hat aber noch eine zweite Konsequenz. Beginnend bei etwa 240 nm wird auch O_2 photolysiert. Im Gegensatz zu der Troposphäre ist also in der Stratosphäre eine der Hauptkomponenten der Luft an der primären Photochemie beteiligt.

Bei der Photolyse wird O_2 in zwei Sauerstoffatome zerlegt:



Die bei der Photolyse entstehenden Sauerstoffatome reagieren sofort weiter, in dem sie sich an ein Sauerstoffmolekül anlagern,



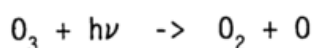
(2)

und bilden dabei O_3 .

Da die Reaktion (7) einen dritten Stoßpartner benötigt, hängt sie vom Luftdruck ab und wird in größeren Höhen langsamer. Über die Reaktionen (25) und (2) wird praktisch das gesamte stratosphärische O_3 gebildet; dabei werden zur O_3 -Bildung nur direkte kurzwellige Sonnenstrahlung und molekularer Sauerstoff, der zweithäufigste Bestandteil der Luft, benötigt. Deshalb kann die O_3 -Produktion in der Stratosphäre kaum vom Menschen beeinflusst werden. Auch eine zweite Schlußfolgerung kann jetzt schon gezogen werden. Wegen des niederen Sonnenstandes in hohen Breiten ist dort die Eindringungstiefe der zur O_3 -Bildung benötigten kurzwelligen Strahlung wesentlich geringer als in niederen Breiten. Dementsprechend ist die O_3 -Produktion in der polaren Stratosphäre vernachlässigbar. Das dort beobachtete O_3 wird aus niederen Breiten herantransportiert.

Im übrigen ist die globale O_3 -Produktion enorm. Integriert über den ganzen Erdball werden 5×10^{31} O_3 -Moleküle pro Sekunde oder 1.3×10^{11} Tonnen O_3 pro Jahr gebildet. Dagegen wirkt die industrielle Erzeugung von Chemikalien klein. Kohlendioxid, CO_2 , z.B., das als Abfallprodukt bei der Verbrennung fossiler Brennstoffe entsteht und somit die höchste Umsatzrate anthropogener Emissionen aufweist, bringt es nur auf 0.2×10^{11} Tonnen CO_2 pro Jahr.

Die natürliche O_3 -Produktion würde den gesamten in der Atmosphäre vorhandenen Sauerstoff in etwa 10000 Jahren in O_3 verwandeln. Glücklicherweise verfügt der natürliche O_3 -Kreislauf über eine Reihe von O_3 -Zerstörungsmechanismen, über die molekularer Sauerstoff zurückgebildet wird. Die Destruktion von O_3 findet im wesentlichen in der Stratosphäre statt. Weniger als 1 % des stratosphärisch gebildeten O_3 erreicht die Troposphäre und wird dort abgebaut. Wie wir in Abb. 2 bereits gesehen haben, wird O_3 , ähnlich wie O_2 , photolysiert:



(1)

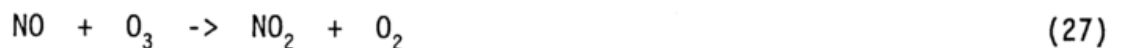
Diese Reaktion per se stellt aber noch keinen Nettoverlust von O_3 dar, weil die O-Atome, die über Reaktion (1) entstehen, über Reaktion (2) wieder zu O_3 zurückreagieren. Reaktionen (1) und (2) sorgen vielmehr für ein rasches photochemisches Gleichgewicht zwischen O und O_3 , wobei sich wegen des geringen Drucks in der Stratosphäre um viele Größenordnungen höhere Konzentrationen an atomarem Sauerstoff einstellen als in der Troposphäre (Abb. 6).

Die erste eigentliche Verlustreaktion von O_3 war 1930 durch Chapman identifiziert worden. Sie benötigt den in Reaktion (1) entstehenden atomaren Sauerstoff:



Reaktion (26) hat eine hohe Aktivierungsenergie. Bei den niedrigen Temperaturen der Stratosphäre ist deshalb ihre Geschwindigkeitskonstante klein, so daß Reaktion (26) relativ langsam verläuft.

Dadurch gewinnen eine Reihe von Kettenreaktionen an Wichtigkeit, die Reaktion (26) katalysieren. Diese Kettenreaktionen werden durch freie Radikale getragen. Ich möchte dies am Beispiel zweier Radikalfamilien demonstrieren, die für das Verständnis der Chemie des globalen Ozonabbaus und seiner anthropogenen Störung von besonderer Bedeutung sind. Der erste katalytische Reaktionszyklus wird durch die Stickoxide, NO, NO_2 geliefert. Er besteht aus den Reaktionen:



In den Reaktionen (27) und (28) werden die Stickoxide rezykliert, während atomarer Sauerstoff, O, und Ozon, O_3 , in molekularen Sauerstoff, O_2 , überführt werden.

Die Stickoxide werden in der Stratosphäre gebildet - hauptsächlich über die Reaktion von N_2O mit angeregten Sauerstoffatomen, O^* .



Der zweite wichtige Radikalzyklus ist die O_3 -Zerstörung durch Chloratome und Chloroxid-Radikale, Cl , ClO . Er wird durch folgende Reaktionen bestimmt.



Cl -Atome sind auch in der natürlichen Stratosphäre vorhanden. Sie entstehen aus Methylchlorid, CH_3Cl , das an der Erdoberfläche über eine Reihe von Prozessen gebildet wird, in die Stratosphäre transportiert und dort abgebaut wird. Daneben wird Chlor auch in der Form der Chlorfluormethane, $CFCl_3$ und CF_2Cl_2 , in die Stratosphäre transportiert. Diese sind ausschließlich anthropogen und werden ausschließlich in der Stratosphäre abgebaut. Sie dominieren inzwischen die stratosphärischen Chlorkonzentrationen.

Modellrechnungen zeigen, daß das stratosphärische O_3 überwiegend durch katalytische Radikalreaktionen abgebaut wird. Die direkte Reaktion (26) trägt nur zu etwa 10 % zum natürlichen O_3 -Abbau bei. Wegen der katalytischen Natur dieser Zyklen werden die Radikale selbst dabei nicht zerstört, sondern lediglich rezykliert. Die Kettenlänge der stratosphärischen Radikalreaktion betragen einige Tausend, sind also wesentlich länger als in dem troposphärischen HO_x -Kreislauf. Deshalb kann ein Radikal viele Tausende von O_3 -Molekülen zerstören und Radikale, die mit einem Mischungsverhältnis von 1 ppb vorliegen, können das stratosphärische Ozon signifikant verändern, obwohl dieses mit einem Mischungsverhältnis von einigen ppm vorliegt. Menschliche Tätigkeit kann die stratosphärische Belastung von Chlor und Stickoxidradikalen durchaus um einige

ppb erhöhen. Damit ergibt sich die Möglichkeit einer anthropogenen Einflußnahme auf das stratosphärische Ozon.

Wir bemerken ferner, daß sich die O_3 abbauenden Radikale ableiten aus dem stratosphärischen Abbau von Spurengasen wie N_2O , CH_3Cl , $CFCl_3$, CF_2Cl_2 , die alle an der Erdoberfläche emittiert werden, in der Troposphäre lange leben und deshalb durch die atmosphärische Zirkulation in die Stratosphäre getragen werden. Es bedarf deshalb keiner direkten Emission in die Stratosphäre, die Emission der genannten oder anderer langlebiger stickstoff- oder chlorhaltiger Gase an der Erdoberfläche genügt, um auf die stratosphärische Ozonschicht Einfluß zu nehmen.

Über die O_3 -Produktion aus den Reaktionen (25) und (2) einerseits und die verschiedenen O_3 -Abbaureaktionen andererseits stellt sich eine vertikale Verteilung der O_3 -Konzentration ein. Sie ist in Abb. 6 als Teilchendichte (Moleküle pro cm^3) gezeigt und wurde mittels eines eindimensionalen numerischen Modells berechnet. Sie beschreibt deshalb das global gemittelte O_3 -Profil. Das entsprechende Profil des O_3 -Mischungsverhältnisses war in Abb. 1 gezeigt worden. Die beiden Profile unterscheiden sich um den Faktor "Luftdichte". Nach Abb. 6 zeigt die O_3 -Konzentration ein breites Maximum um etwa 25 km Höhe, die sogenannte O_3 -Schicht. Abb. 6 zeigt auch die berechnete Konzentration der O-Atome. Sie ist wesentlich geringer als die O_3 -Konzentration, etwa einen Faktor 1000 in 40 km Höhe, steigt aber rasch mit der Höhe an. Dies liegt daran, daß die Geschwindigkeit der Reaktion (2), die Anlagerung von O an O_2 zu O_3 , mit der Höhe abnimmt und zwar quadratisch mit der Luftdichte, während die Photolyserate von O_3 mit der Höhe nur wenig zunimmt. Das photochemische Gleichgewicht zwischen O und O_3 verschiebt sich mit zunehmender Höhe zugunsten von O, dessen mittlere Konzentration in etwa 60 km Höhe den Wert der O_3 -Konzentration erreicht. Umgekehrt ist die O-Konzentration in der unteren Stratosphäre sehr niedrig. Der O_3 -Abbau durch die direkte oder katalysierte Reaktion (26), der O-Atome benötigt, ist dort verschwindend gering.

Schließlich läßt sich aus dem O_3 -Konzentrationsprofil in Abb. 6 die Gesamtmenge an O_3 in einer vertikalen Säule ermitteln. Sie beträgt 0.8×10^{19} O_3 -Moleküle pro cm^2 . Diese Säulendichte ist eine wichtige und relativ einfach zu messende Maßzahl für die Dicke der Ozonschicht. Sie wird häufig als Dicke einer entsprechenden Gasschicht bei Normalbedingungen (1 atm, $0^\circ C$) angegeben. In diesen Einheiten beträgt die mittlere Ozonsäulendichte 0.3 cm atm, entspricht also einer Gasschicht von 0.3 cm Dicke bei Atmosphärendruck. Um einen der Pioniere der Ozonforschung zu ehren, wird die O_3 Säulendichte im allgemeinen in sogenannten Dobson-Einheiten angegeben: 300 Dobson-Einheiten entsprechen 0.3 cm atm O_3 .

Zum quantitativen Verständnis einer anthropogenen Störung der globalen O_3 -Schicht, wie sie gegenwärtig durch die Chlorfluormethane gegeben ist, benötigen wir einige Informationen, die über die vorangegangene verkürzte Beschreibung der stratosphärischen Chemie hinausgehen. Insbesondere ist zu berücksichtigen, daß die verschiedenen freien Radikale zusätzlich zum katalytischen O_3 -Abbau auch mit anderen Molekülen und untereinander reagieren - in einer Weise, die den O_3 -Abbau behindert. Einer der wichtigsten dieser Reaktionen ist die Reaktion von Cl-Atomen mit Methan, CH_4 .



Dabei entsteht ein Salzsäuremolekül, HCl. HCl reagiert nicht mit O_3 . Durch die Reaktion (31) wird also ein Teil der O_3 -zerstörenden Cl-Atome in Form von HCl inaktiviert.

Die Rückreaktion (11) von HCl zu Cl ist zudem relativ langsam,



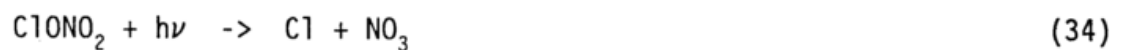
so daß der Chloranteil, der als HCl gebunden ist, relativ groß ist (s. Abb. 7). Im übrigen ist HCl das häufigste Produkt der Cl-Chemie in allen

stratosphärischen Höhen. In der Form von gasförmigem HCl verläßt das Element Chlor auch die Stratosphäre, in die es als CH_3Cl , CFCl_2 , CF_2Cl_2 , CCl_4 und CH_3CCl_3 eingeführt wurde.

Die Anlagerungsreaktion von ClO an NO_2 unter Bildung von Chlornitrat, ClONO_2 , das mit O_3 nicht reagiert, inaktiviert gleichzeitig zwei O_3 -zerstörende Radikale, nämlich ClO und NO_2 :



Und obwohl ClONO_2 relativ rasch photolysiert wird,



ist seine Bildung über Reaktion (33) genügend schnell, um signifikante Konzentrationen an ClONO_2 aufzubauen.

Schließlich wechselwirken die Chlor- und Stickoxidradikale in einem sogenannten Nullzyklus, in dem sich O_3 -Abbau und O_3 -Bildung aufheben. Er verläuft über folgende z.T. bereits angeführten Reaktionen



Reaktion (35) läuft parallel zur O_3 -zerstörenden Reaktion



ab und bildet dabei NO_2 . Wie in der Troposphäre ist in der Stratosphäre die schnellste Reaktion für NO_2 ist die Photolyse (10). Dabei entsteht ein O-Atom,

das mit O_2 zu O_3 rekombiniert (Reaktion (2)). Bis zu diesem Schritt wurde O_3 erzeugt. Schließt man den Zyklus durch Reaktion (29), die O_3 zerstört, erhält man einen vollständigen Reaktionszyklus zwischen Cl und ClO, bei dem netto weder O_3 noch Radikale umgesetzt werden. Dennoch ist dieser Nullzyklus wichtig. Ein erheblicher Anteil der Chloratome, die zwischen Cl und ClO hin und her reagieren, laufen über ihn und werden dadurch aus dem katalytisch O_3 zerstörenden ClO_x -Zyklus bestehend aus den Reaktionen (29) und (30) abgezweigt.

Die besprochenen Reaktionen der Chlorverbindungen lassen sich in einem Flußdiagramm quantitativ veranschaulichen (Abb. 7). Dabei bezeichnen die Symbole in den Kästchen die wichtigsten Chlorverbindungen; die dabei stehenden Zahlen geben die Konzentrationen in Molekülen pro cm^3 an. Die Symbole in den Pfeilen bezeichnen die Reaktanden, mit denen die Chlorverbindungen reagieren und somit ineinander übergeführt werden. Die jeweiligen Zahlen geben die Reaktionsraten wieder. Diese beschreiben den Stofffluß an Chlor in Molekülen pro cm^3 und sek. Die Zahlen sind aufgerundet. Sie wurden mittels eines eindimensionalen Modells berechnet und beschreiben die Verhältnisse bei 30 km Höhe, 30° Breite, 12.00 Uhr, 21. März 1981. Die O_3 zerstörenden Pfade sind durch die Schraffur gekennzeichnet.

Abb. 7 erlaubt die wichtigsten Pfade der stratosphärischen Chlorreaktionen zu verfolgen. Wir bemerken, daß die anthropogenen und natürlichen Quellgase des Chlors, $CFC1_3$, CF_2Cl_2 , und CH_3Cl in 30 km Höhe nur noch in geringen Konzentrationen vorhanden sind. Die meisten dieser Moleküle haben bereits in geringeren Höhen reagiert. Das gleiche gilt für die hier nicht aufgeführten Gase Tetrachlorkohlenstoff, CCl_4 und Methylchloroform CH_3CCl_3 . Dementsprechend ist die Primärinjektion von Cl-Atomen aufgrund der Photolyse, z.B.



und deren Folgereaktionen gering.

Die bei weitem schnellste Reaktion der entstandenen Chloratome ist die mit O_3 , die den katalytischen Zyklus der Reaktionen (29) und (30) einleitet. Wir sehen jedoch, daß Reaktion (30) nicht die wahrscheinlichste ClO-Reaktion darstellt. Vielmehr ist die Reaktion (14) von ClO mit NO mit $2.8 \times 10^6 \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ um einen Faktor 14 schneller. Dementsprechend reduziert die Kopplung des NO_x - mit den ClO_x -Radikalen über den Nullzyklus das O_3 -Abbaupotential der Cl-Atome um einen Faktor 14. Wir erkennen ferner, daß die Bildung von HCl und $ClONO_2$ erhebliche Mengen an ClO_x inaktiviert - insgesamt liegt 8 mal mehr Chlor in der Form dieser Verbindungen vor als in der Form von Cl und ClO. Insgesamt reduzieren in diesem Beispiel die beiden Effekte, Nullzyklus und inaktive Chlorverbindungen, den stratosphärischen Ozonabbau durch Chlorradikale um etwa einen Faktor 100.

Dementsprechend ist die Störung der stratosphärischen O_3 -Schicht durch die anthropogenen chlortragenden Moleküle, $CFC1_3$, CF_2Cl_2 , CCl_4 , CH_3CCl_3 , die im Verlauf der letzten 30 Jahre die stratosphärische Gesamtchlorkonzentration von 0.6 ppb auf 3.5 ppb haben ansteigen lassen, vergleichsweise milde. Die Beobachtungen in dem $40^\circ N - 60^\circ N$ Breitenband zeigen eine mittlere Abnahme der stratosphärischen Ozonsäulendichte von etwa 3 % pro Dekade (s. Fischer, 1993).

Entsprechend der Tatsache, daß durch die anthropogene Störung hauptsächlich die Cl-katalysierte O_3 -Abbaureaktion



beschleunigt wird, und die O-Atomkonzentrationen in der unteren Stratosphäre sehr klein sind (Abb. 6), sollte sich die Zerstörung der globalen O_3 -Schicht hauptsächlich in der mittleren und oberen Stratosphäre bemerkbar machen. Dies spiegelt sich auch in den früheren Voraussagen zum Ozonabbau wieder.

Der tatsächlich beobachtete Abbau des stratosphärischen O_3 in mittleren Breiten liegt aber hauptsächlich in der unteren Stratosphäre (s. Claude, 1993). Er wird

wie das Antarktische Ozonloch eingeleitet durch heterogene Reaktionen., die bei der verkürzten Betrachtungsweise hier nicht behandelt wurden.

Anders als in der Troposphäre geschieht der wesentliche Abbau von Spurengasen in der Stratosphäre durch Photolyse. Aber auch hier wirken die Abbauprodukte (Cl, NO) ein auf die Ozonkonzentration. Im Gegensatz allerdings zur Troposphäre, in der der Abbau von Spurengasen eher zu einer Zunahme des O₃, hauptsächlich in der Nordhemisphäre, führt, führen die stratosphärischen Prozesse zu einer globalen Abnahme des O₃.

SCHLUSS

Diese Darstellungen haben sich auf die Diskussion der wichtigsten Stoffumsätze in Troposphäre und Stratosphäre beschränkt. Die daraus resultierende Betonung der Gasphasenchemie hat wichtige Aspekte der atmosphärischen Chemie, nämlich heterogene und Naßchemie, unberücksichtigt gelassen. Damit bleibt auch ein so dramatisches Phänomen, wie das Antarktische Ozonloch, unbesprochen. Diese Themen werden in den nachfolgenden Vorträgen behandelt.

LITERATUR

- H. Claude, 25 Ozonforschung auf dem Hohenpeißenberg - Entwicklung und Highlights, in diesem Band (1993)
- D.H. Ehhalt, Free radicals in the atmosphere, Res. Comms. 3, 153-164 (1987)
- D.H. Ehhalt, Der chemische Abbau atmosphärischer Spurengase mittels Radikalreaktionen, VDI-Berichte Nr. 703, 131-150 (1988)
- D.H. Ehhalt, Die Chemie des Antarktischen Ozonlochs. Rheinisch-Westfälische Akademie der Wissenschaften, Vorträge N 379, 49-80 (1990)
- H. Fischer, Fernerkundung stratosphärischer Spurenstoffe und Ozonproblematik in hohen nördlichen Breiten, in diesem Band (1993)
- U. Platt, M. Rateike, W. Junkermann, J. Rudolph und D.H. Ehhalt, New tropospheric OH measurements, J. Geophys. Res. 93, D5, 5159-5166 (1988)
- A.M. Thompson und R.J. Cicerone, Possible perturbations to atmospheric CO, CH₄, and OH, J. Geophys. Res. 91, 10.853-10.864 (1986)
- A. Volz, D.H. Ehhalt und R.G. Derwent, Seasonal and latitudinal variation of ¹⁴CO and the tropospheric concentration of OH radicals, J. Geophys. Res. 86, 5163-5171 (1981)
- WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1991, Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 25 (1991)

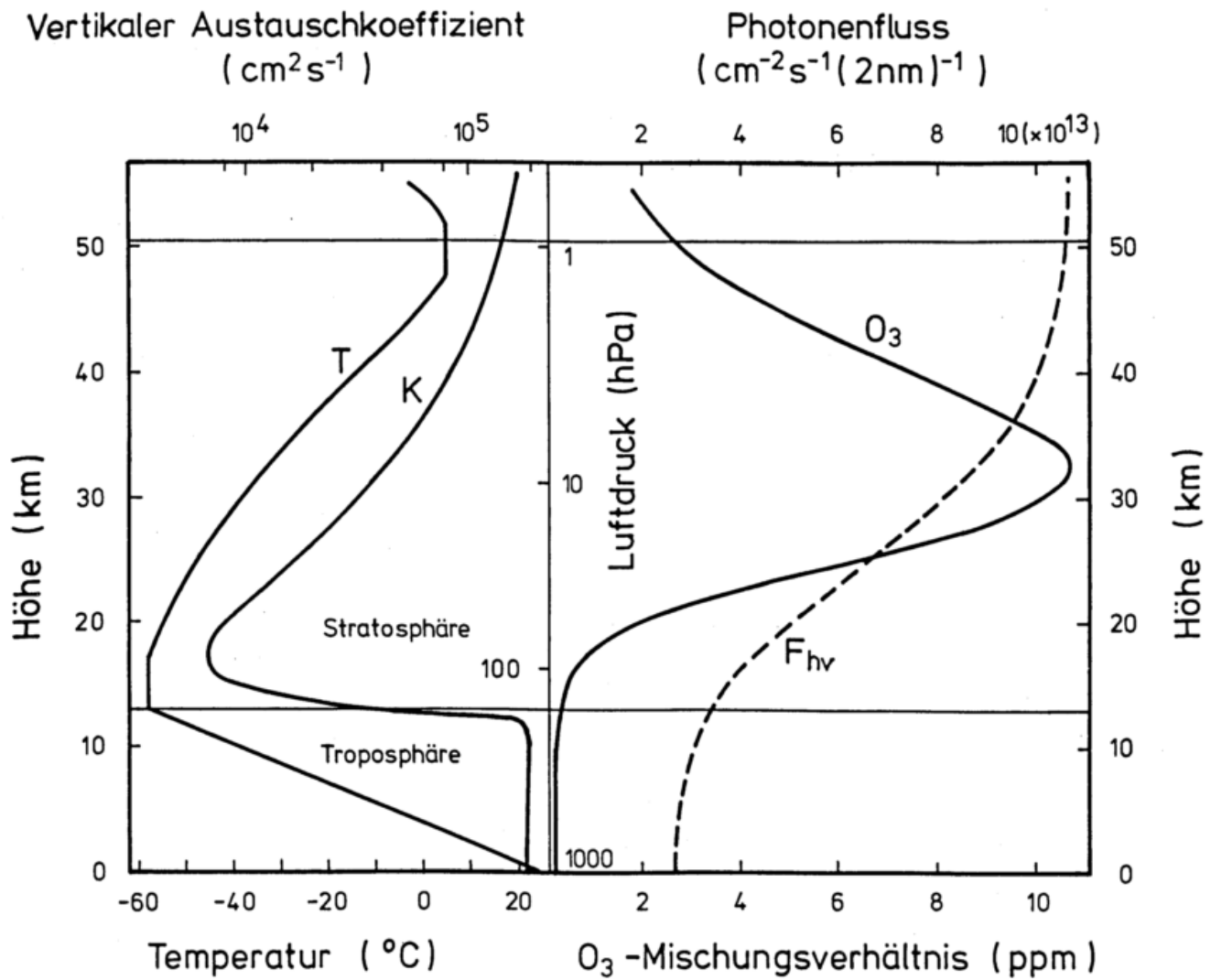


Abb. 1: Die mittleren vertikalen Profile der Temperatur, T, des Koeffizienten für vertikale turbulente Diffusion, K, des Ozonmischungsverhältnisses, O_3 und der Photonenflußdichte bei 310 nm Wellenlänge, F.

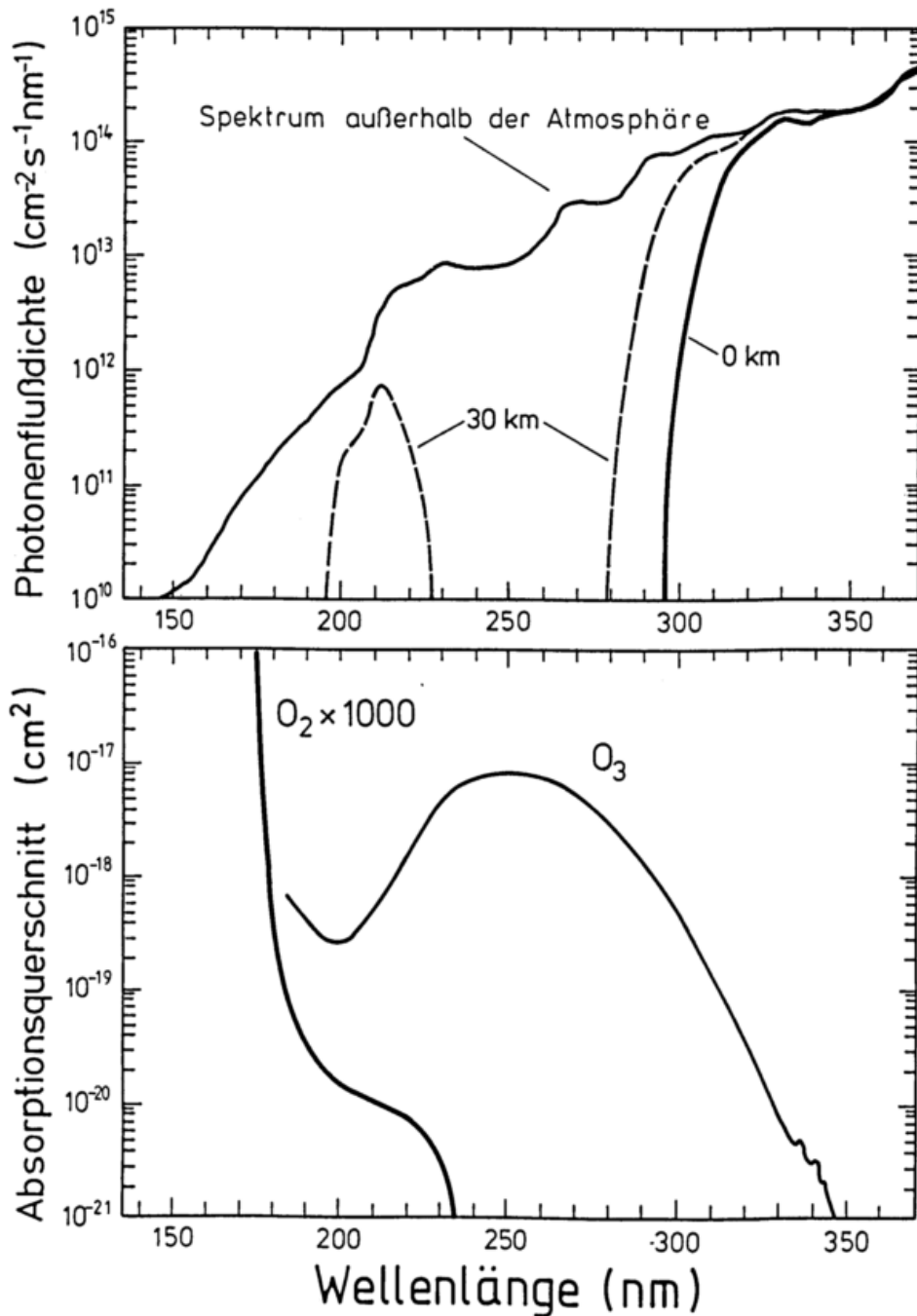


Abb. 2: Die spektrale Verteilung der Sonnenstrahlung zwischen 350 nm und 150 nm Wellenlänge am Erdboden in 30 km Höhe und außerhalb der Erdatmosphäre (oberes Bild).

Wirkungsquerschnitt von molekularem Sauerstoff, O_2 , und Ozon, O_3 , für die Absorption von Sonnenstrahlung über den gleichen Wellenlängenbereich. Der Wirkungsquerschnitt von O_2 ist um einen Faktor 1000 angehoben. Im Wellenlängenbereich von 200-180 nm sind ihm noch die hier nicht eingezeichneten Schumann-Runge-Banden überlagert (aus Ehhalt, 1988).

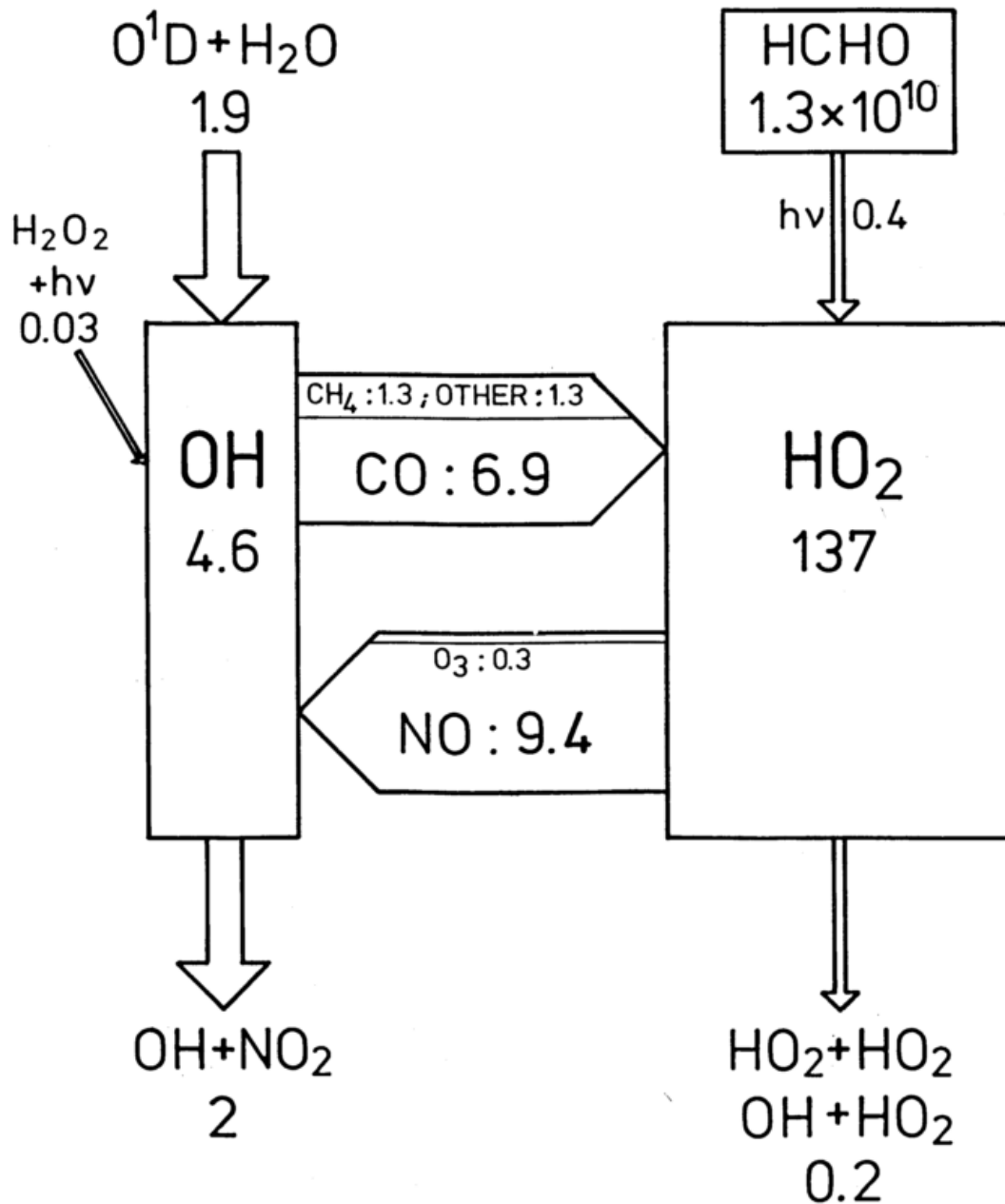


Abb. 3: Reaktionszyklus der HO_x-Radikale. Die in den Kästchen eingetragenen Zahlen geben die berechneten Konzentrationen (in Molekülen pro cm³), die in den Pfeilen eingezeichneten Zahlen die berechneten HO_x-Umsatzraten (in Moleküle pro cm³ pro sek.), die sich durch die Reaktion mit den ebenfalls in den Pfeilen angedeuteten Spurengasen ergeben. Die Zahlen beziehen sich auf eine reale, am 20. Mai 1983, 09.08 bis 11.30 Uhr, in Deuselbach beobachtete Situation.

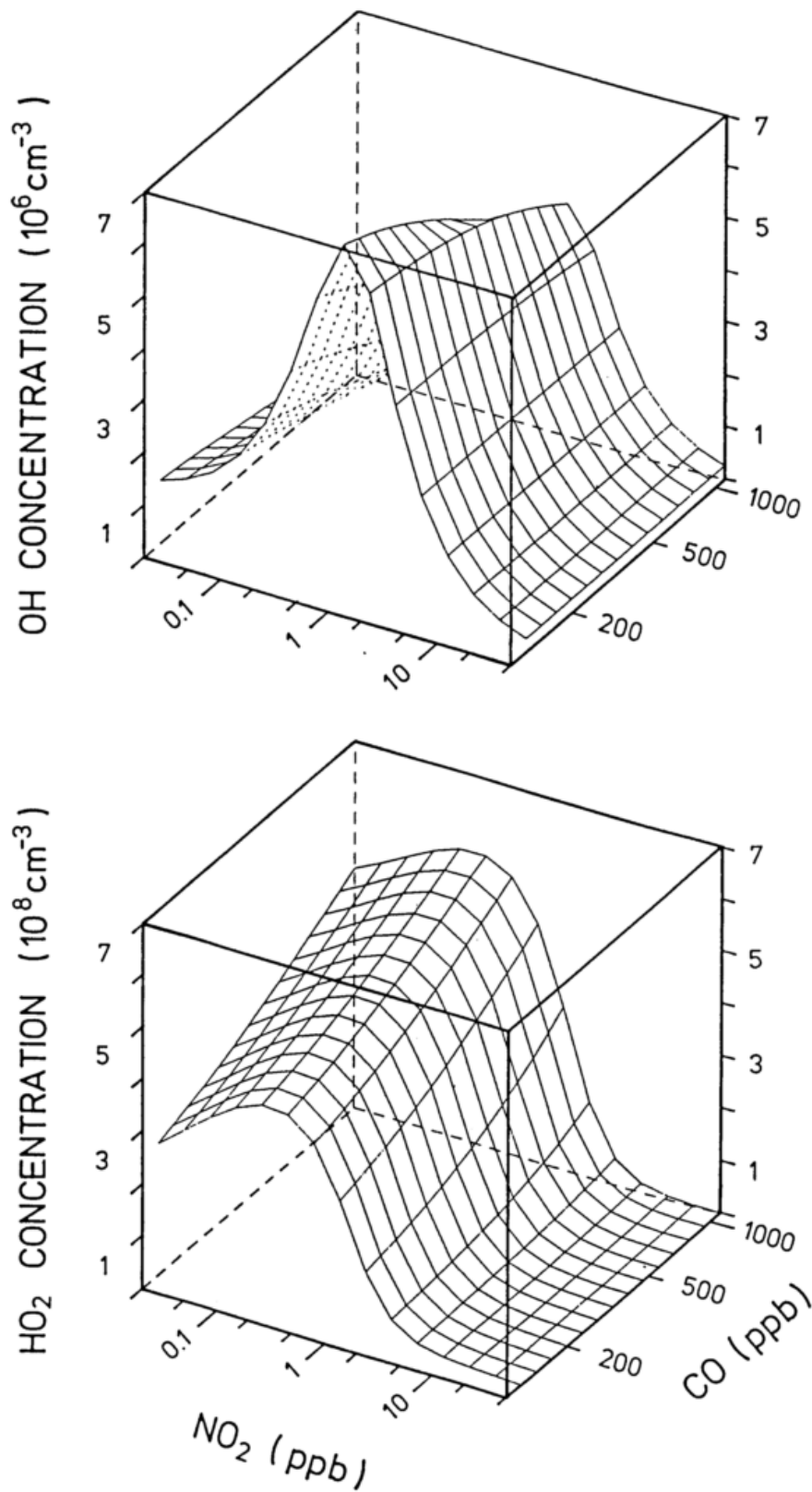


Abb. 4: Die Konzentrationen von OH und HO_2 als Funktion der atmosphärischen Mischungsverhältnisse von NO_2 und CO. Die Ausgangskonzentrationen der weiteren Spurengase sind festgehalten auf die am 20. Mai 1983, 09.08 bis 11.30 Uhr in Deuselbach beobachteten Werte.

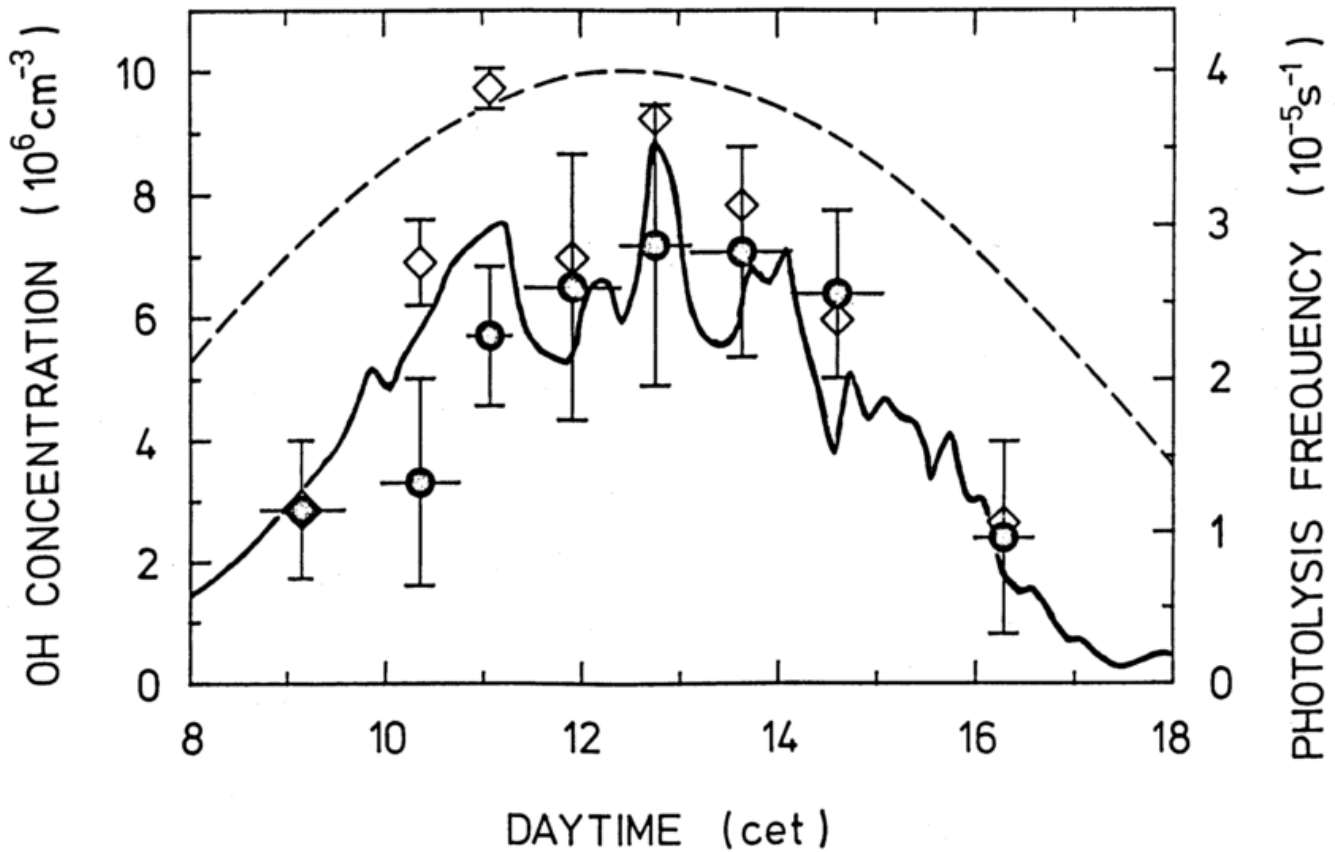


Abb. 5: Tagesgang der gemessenen OH-Konzentration (ausgefüllte Kreise) am 25. Juni 1984 auf dem Schauinsland, Schwarzwald. Die für den gleichen Zeitpunkt berechneten OH-Konzentrationen sind durch Rauten angedeutet. Für die Rechnungen wurden die lokal gemessenen Spurengas-Konzentrationen und Photolyseraten und das Chemiemodell RADM II benutzt. Die durchgezogene Linie gibt die O_3 -Photolysefrequenz wieder. Die Fehlerbalken bezeichnen den 1σ Fehler, die horizontalen Balken das zeitliche Integrationsintervall der OH-Messung.

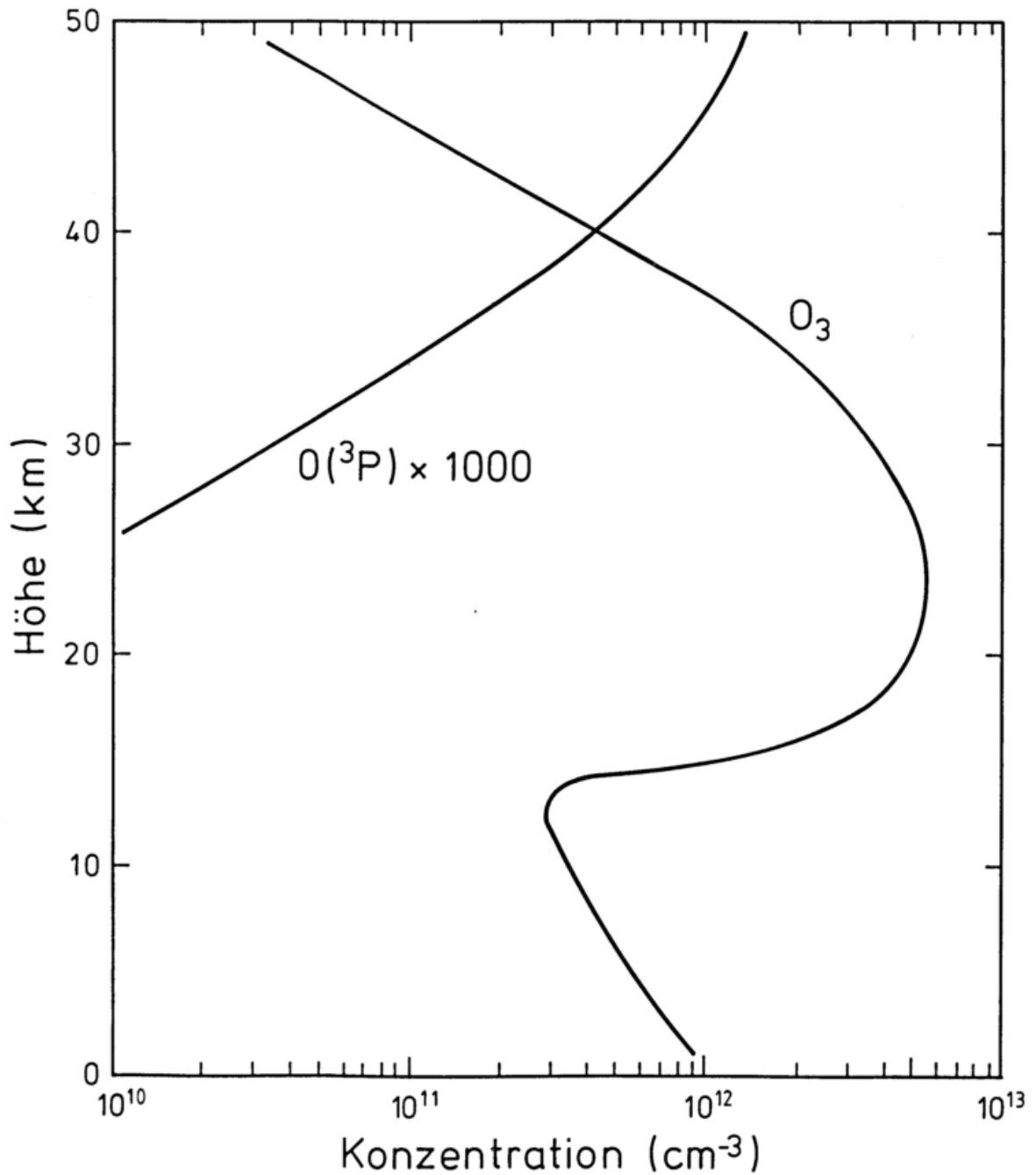


Abb. 6: Vertikale Profile der Konzentration von atomarem Sauerstoff (im Grundzustand), $O(^3P)$, und Ozon, O_3 , in der Atmosphäre bis 50 km Höhe. Die Konzentration ist in Molekülen pro cm^3 angegeben, und im Falle des atomaren Sauerstoffes um einen Faktor 1000 angehoben (aus Ehhalt, 1990).

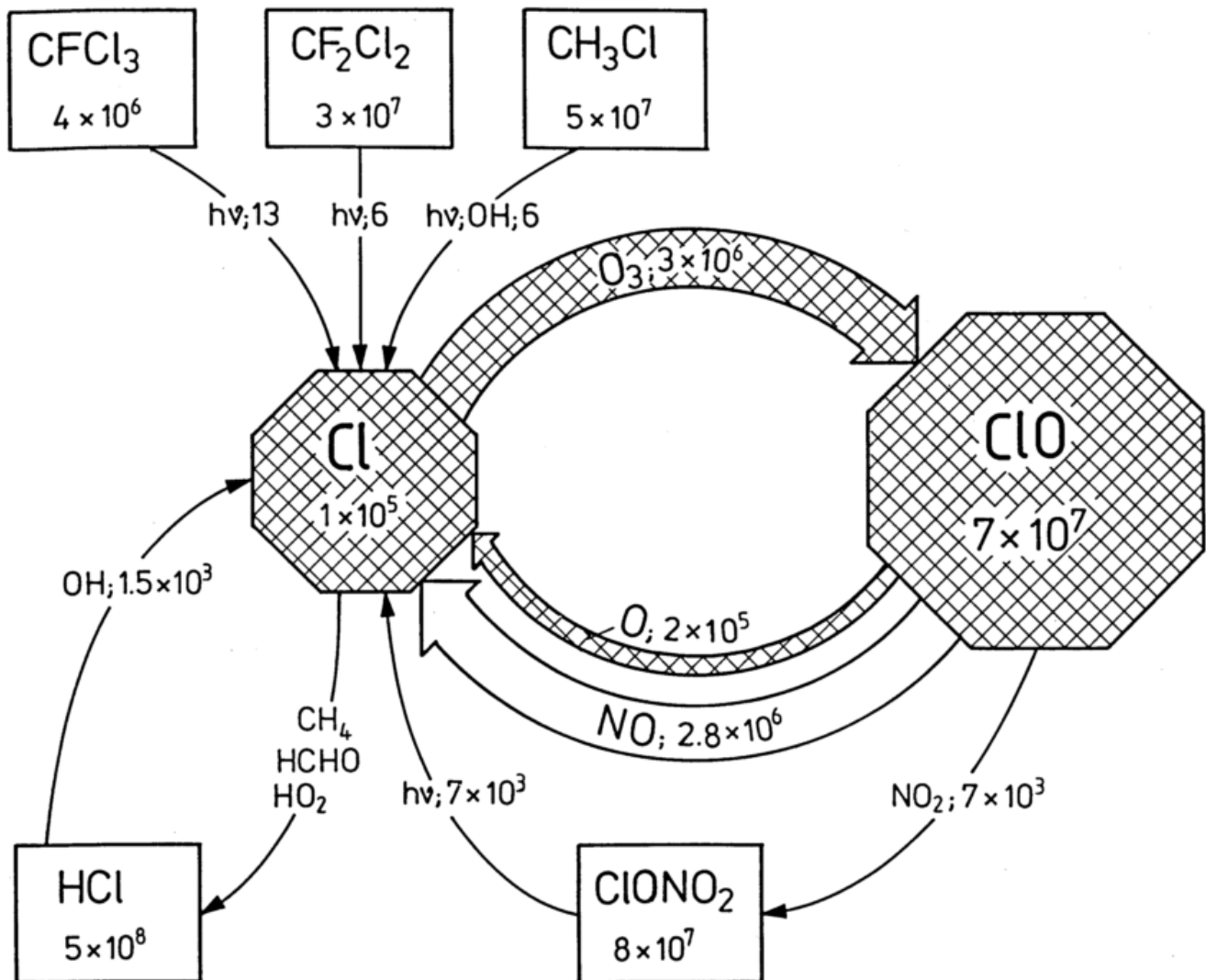


Abb. 7: Flußdiagramm der wichtigsten Reaktionen der Chlorverbindungen in der globalen Stratosphäre. Die Symbole in den Kästchen bezeichnen die Chlorverbindungen, die Zahlen ihre Konzentrationen in Molekülen pro cm^3 .

Die Symbole in den Pfeilen charakterisieren die Reaktionspartner, die Zahlen, die Konversionsraten des Chlors in Molekülen pro cm^3s . Die ozonerstörenden Reaktanden und Pfade sind schraffiert. Die Zahlen entstammen einer eindimensionalen Modellrechnung und beziehen sich auf 30 km Höhe, 30°N Breite und den 21. März 1981. Damals betrug die Gesamtchlorkonzentration 2,1 ppb (nach Ehhalt, 1990).



25 JAHRE OZONFORSCHUNG AUF DEM HOHENPEISSENBERG ENTWICKLUNG UND HIGHLIGHTS

Hans Claude

Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg

Aufbau des Meßprogramms

Die allerersten Ozonmessungen auf dem Hohenpeißenberg fanden lange vor Beginn der operationellen Messungen bereits in den Jahren 1948 und 1952/53 statt. Mittels Schönbein Papier wurden jeweils über fünf Monate hinweg Stundenmittel des bodennahen Ozons registriert. In den Jahren 1966/67 begann Attmannspacher den systematischen Aufbau eines Ozonmessprogrammes, das sowohl den regelmäßigen Aufstieg von Ozonradiosonden als auch die Messung des Gesamt-Ozons durch ein Dobson-Spektrophotometer beinhaltete. Dies bildete den Grundstein der langen und homogenen Ozonreihen des Hohenpeißenbergs. Die Eigenentwicklung eines naßchemischen Ozonanalysators auf der Basis der Ballonsonde ermöglichte ab 1971 die kontinuierliche Aufzeichnung des bodennahen Ozons an der Station. Im Rahmen eines internationalen Meßgerätevergleiches wurde diese Messung ab 1978 durch ein Chemilumineszenz-Gerät und durch einen Analysator, der nach dem Prinzip der UV-Absorption arbeitet, ergänzt. Hierdurch wurde eine gegenseitige Kontrolle und damit ein sehr zuverlässiges Ozonmonitoring erreicht. Dieses Ziel wurde unter anderem auch 1982 bei der Einführung eines zweiten Spektrophotometers, dem Brewer, verfolgt. Mit diesem modernen, automatisch registrierenden Gesamtozon-Meßgerät war von da an zusätzlich auch die Messung der SO₂-Säulendichte und der spektralen UV-B-Sonnenstrahlung möglich. Die Messung der ultravioletten Strahlung gewann insbesondere im Hinblick auf eine dünner werdende Ozonschicht zunehmend an Bedeutung. Aus diesem Grund wurde 1985 ein Photometer nach Dehne installiert, das den erythemwirksamen Anteil des Sonnenlichts registriert. Schließlich fanden auch die Ozonprofilmessungen mit der ballongetragenen Sonde noch eine Erweiterung. Da die Sonden die obere Stratosphäre nicht erreichen, betreibt das Observatorium seit 1987 eine Lidaranlage, die mit hoher Genauigkeit die vertikale Ozonverteilung bis in Höhen von ca. 50 km mißt.

Insgesamt wird das Ozonmeßprogramm und die Meßfrequenzen in seiner zeitlichen Entwicklung von Abbildung 1 wiedergegeben. Es ist damit eines der umfangreichsten Meßprogramme, das kontinuierlich und mit hohem Genauigkeitsanspruch betrieben wird. Dies ist für die Beurteilung von Änderungen im Ozonhaushalt von fundamentaler Bedeutung.

Erste Ergebnisse, Trends

Das Forschungsinteresse der ersten Jahre (1966 - 1972) galt keinesfalls den anthropogenen Einflüssen auf das Ozon. Die heutigen Ozonprobleme, wie die katalytische Ozonzerstörung in der Stratosphäre, das Ozonloch über der Antarktis und die photochemische Ozonbelastung der Troposphäre waren seinerzeit noch weitgehend unbekannt. Die jahrzehntelange Grundlagenforschung durch z.B. Hartley, Dobson, Chapman und Dütsch hatte jedoch eine enge Wechselwirkung zwischen der räumlichen und zeitlichen Verteilung dieses Spurengases und meteorolo-

gischen Parametern gezeigt. In diese Richtung zielte die Forschung zu Beginn der Messungen auch am Hohenpeißenberg, darüberhinaus hoffte man anfangs Ozon als Indikator für Änderungen im Wettergeschehen verwenden zu können (Hartmannsgruber, 1973). Das Ziel, Langfristwetterprognosen daraus abzuleiten, trat jedoch nach einiger Zeit in den Hintergrund, da einerseits die numerischen Wettervorhersagen zusehends besser wurden und andererseits die von Molina und Rowland (1974) entdeckten katalytischen Abbaureaktionen eine Zerstörung der Ozonschicht befürchten ließen. Auch Meldungen über photochemischen Smog, insbesondere im Raum Los Angeles zeigten, daß dieses Spurengas auch innerhalb der Troposphäre sehr sorgfältig beobachtet werden mußte.

Aus heutiger Sicht gab es in den Hohenpeißenberger Daten in der zweiten Hälfte der siebziger Jahre bereits ernstzunehmende Hinweise auf systematische Veränderungen im Ozongehalt der Atmosphäre. Diese wurden jedoch durch die große Variabilität überdeckt oder man führte dies, wie z.B. im Falle des starken Anstiegs des bodennahen Ozons von 1971 - 1976, keinesfalls auf verstärkte photochemische Ozonbildung zurück. 1978 veröffentlichte Hartmannsgruber mittlere Tagesgänge des bodennahen Ozons für den Sommermonat August und verglich diese mit den eingangs erwähnten Messungen von 1948 (Abb. 2).

Es entsprach der damaligen Vorstellung, den typischen Tagesgang mit einem Ozonmaximum am Nachmittag ausschließlich mit dem Tagesgang der Konvektion zu erklären. Die großen absoluten Unterschiede zwischen 1948 und 1971 - 1976 wurden auf Unzulänglichkeiten des alten Verfahrens zurückgeführt. Daß die Daten einen Trend aufweisen, d.h. eine längerfristig angelegte Abnahme im Bereich der Ozonschicht und eine Zunahme in der Troposphäre und am Boden, wurde erst ab etwa 1980 festgestellt (Attmannspacher et al., 1981, 1984).

Abbildung 3 zeigt eine Zusammenstellung von sowohl historischen als auch jüngeren Messungen des bodennahen Ozons aus ganz Mitteleuropa, und stellt damit die Hohenpeißenberger Reihe in einen langfristigen Gesamtzusammenhang. Die Meßorte befinden sich in sehr verschiedenen Umgebungen, was sich bei den Bergstationen in fast durchwegs höheren Mittelwerten des Ozonmischungsverhältnisses widerspiegelt. Auch wenn zusätzlich die absolute Genauigkeit mancher Daten hinterfragt werden muß, passen die Daten doch sehr gut zueinander. Sie demonstrieren zumindest, daß die markante Ozonzunahme in der untersten Troposphäre mit dem Beginn der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts eingesetzt hat.

Der Trend des bodennahen Ozons am Hohenpeißenberg beträgt für den Gesamtzeitraum 1971 - 1992 durchschnittlich + 1.3 % p.a.. Sowohl Messungen auf der Zugspitze seit 1978 (Schneider, 1992) als auch der Vergleich mit dem Trend in der freien Troposphäre (Claude, et al. 1993) bestätigen diesen besorgniserregenden Anstieg des Ozons innerhalb der letzten Jahrzehnte. Seit etwa 1987 jedoch scheint sich dieser Trend nicht mehr fortzusetzen. Sowohl bei den kontinuierlichen Registrierungen des bodennahen Ozons als auch in der freien Troposphäre gehen die Werte zurück! Abbildung 4 zeigt den langfristigen Verlauf des troposphärischen Ozons seit 1967 in verschiedenen km-Stufen, gemessen mit den Brewer/Mast Ballonsonden.

Diese sind völlig unabhängig von den bodennahen Messungen. Neben der deutlich erkennbaren, langfristigen Zunahme von etwa + 2 % p.a. in allen Höhen der Troposphäre (Claude et al., 1993) ist der Rückgang seit 1987 gut erkennbar. Dies führt dazu, daß die troposphärischen Werte heute fast auf das Niveau von vor 10 Jahren zurückgegangen sind. Auch in der Zeit von 1972 - 1975 kam es vorübergehend zu einer Stagnation in der troposphärischen

Ozonzunahme, die jedoch nicht so ausgeprägt und andauernd war wie die jetzige Abnahme. Daran anschließend folgte jedoch bis 1985 der bisher stärkste Anstieg.

In der Stratosphäre kehrt sich der Trend um. Langfristig nimmt hier das Ozon in allen Höhen zwischen 14 und 32 km ab. Trotz zum Teil großer Schwankungen von Jahr zu Jahr verstetigen sich die Trends mehr und mehr (Attmannspacher et al., 1984, Wege et al., 1989). Die stärkste Abnahme konzentriert sich auf den Bereich des Ozonmaximums, d.h. in der Ozonschicht bei etwa 18 - 22 km Höhe und liegt dort bei - 5 % pro Dekade (Abb. 5). Dies ist auf dem 2- σ Niveau signifikant. Auch wenn für die Trendanalyse sogar nur unkorrigierte Rohdaten der Ballonsondierungen zugrunde gelegt werden, ergibt sich das gleiche Ergebnis (Claude et al., 1993). Dies bestätigt die Homogenität des Hohenpeißenberger Datensatzes.

Die aktuelle Entwicklung

Der langfristige Verlauf der Jahresmittelwerte des Gesamtozons, gemessen mit dem Dobson 104, weist nach wie vor nur eine sehr geringe Abnahme auf (Abb. 6).

Der Trend beträgt lediglich - 0.1 % p.a. und ist wegen der hohen Variabilität der Einzelwerte auch nicht signifikant. Dies wird größtenteils mit einer Kompensation der stratosphärischen Ozonabnahme durch die troposphärische Ozonzunahme erklärt (Claude et al., 1993). Dieser Mechanismus wurde sicher in den letzten Jahren durch die oben erwähnte Abnahme des troposphärischen Ozons schwächer. Da der troposphärische Anteil am Gesamtozon aber nur 10 % beträgt, ist der zu verzeichnende stärkere Gesamtozonrückgang seit Mitte der achtziger Jahre (ca. 6 %) damit allein keinesfalls zu begründen. Die Vertikalsondierungen zeigen vielmehr, daß seither auch die untere Stratosphäre bis 17 km Höhe in diesem Zeitraum einen verstärkten Ozonrückgang aufweist. Dies war in den Jahren zuvor nicht der Fall.

Als dramatisch kann der Gesamtozonrückgang seit Dezember 1991 bezeichnet werden. Seitdem häufen sich niedrige Werte derart, daß nicht nur die Hälfte aller Monatsmittel des Jahres 1992 absolute Minima im langjährigen Vergleich darstellen, sondern auch das Gesamtjahr 1992 um -7 % (= 2 sigma) vom langjährigen Mittel abweicht. Abbildung 7 dokumentiert den Jahresverlauf seit Januar 1992 im Vergleich mit dem mittleren Jahresgang und der Standardabweichung der einzelnen Monate. Praktisch alle Monate zeichnen sich durch eine markante negative Abweichung aus. Dieser Verlauf setzt sich unter weiterer Intensivierung auch Anfang 1993 fort. Wie Feinanalysen der Vertikalsondierungen zeigen, erstreckt sich diese Ozonabnahme bis in die mittlere Stratosphäre, d.h. über das Ozonmaximum hinaus bis in eine Höhe von ca. 26 km mit einem Schwerpunkt zwischen 13 und 20 km. Hier wichen in beiden Wintern (91/92 und 92/93) manche Monatsmittel um 30 - 40 % vom langjährigen Mittel ab.

Neben dem vieldiskutierten Ozonabbau durch FCKW, die sicher für den langfristigen Ozonrückgang in der Stratosphäre verantwortlich sind, und den besonderen dynamischen (meteorologischen) Verhältnissen, erhärtet sich jedoch weiter die These, daß die Pinatubo-aerosole eine stärkere Rolle beim Ozonabbau spielen als bisher angenommen (Wege und Claude, 1993). Auch frühere Vulkanausbrüche, wie der Agung 1963, der Fuego 1974 und der El Chichon 1983, spiegeln sich in langen Ozonmeßreihen wider (Dütsch 1984, Claude et al., 1993).

Literatur:

- Attmannspacher, W., Hartmannsgruber, R.: Trend and extreme Values of 8 Years continuous Measurements of Ozone near the Surface at the Meteorological Observatory Hohenpeissenberg. Proc. Quadrennial Int. Ozone Symp. Boulder 1980 (1981), S. 492-497
- Attmannspacher, W., Hartmannsgruber R., Lang, P.: Langzeittendenzen des Ozons aufgrund der 1967 begonnenen Ozonmeßreihen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeissenberg, Meteorol. Rdsch., 37, 193-199, (1984)
- Claude, H., Vandersee, W., Wege, K.: On Long-Term Ozone Trends at Hohenpeissenberg. Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium, Charlottesville, June 4-13, 1992 (in press, 1993)
- Hartmannsgruber, R.: Vertikales Ozonprofil und Änderungen im troposphärischen Wettergeschehen, Annalen der Meteorologie, (NF), Nr. 6, 237-240, (1973)
- Hartmannsgruber, R.: Erste Messungen des bodennahen Ozons am Hohenpeißenberg, Meteorol. Rdsch., 31, 24-25, (1978)
- Dütsch, H. U.: Total ozone trend in the light of ozone soundings, the impact of El Chichon, in: "Atmospheric Ozone", Proc. Quadr. Ozone Symp., D. Reidel, 263-268, (1984)
- Molina, M. S., Rowland, F. S.: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom catalyzed destruction of ozone, Nature 249, 810, (1974)
- Schneider, U.: Die Verteilung des troposphärischen Ozons im bayerischen Nordalpenraum, Dissertation, Mainz (1992)
- Wege, K., Claude, H., Hartmannsgruber, R.: Some Results from 20 Years of Ozone Observations at Hohenpeissenberg. Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium Göttingen 1988. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 109-112, (1989)
- Wege, K., Claude, H.: On a period with very low ozone concentrations within the lower stratosphere. Zur Veröffentlichung eingereicht: Spezialausgabe der Geophysical Research Letters über die EASOE-Kampagne, (1993)

Ozon- und UV-Messungen am Hohenpeißenberg

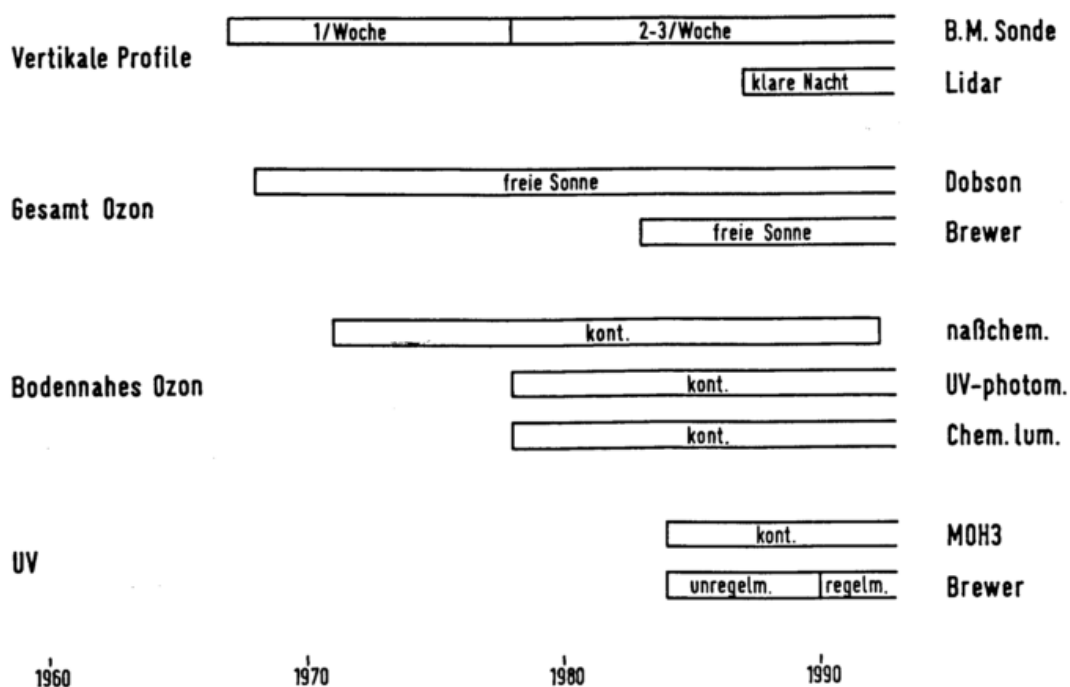


Abb. 1: Übersicht über das Ozon- und UV-Meßprogramm am Observatorium Hohenpeißenberg, seine zeitliche Entwicklung und die Meßfrequenz.

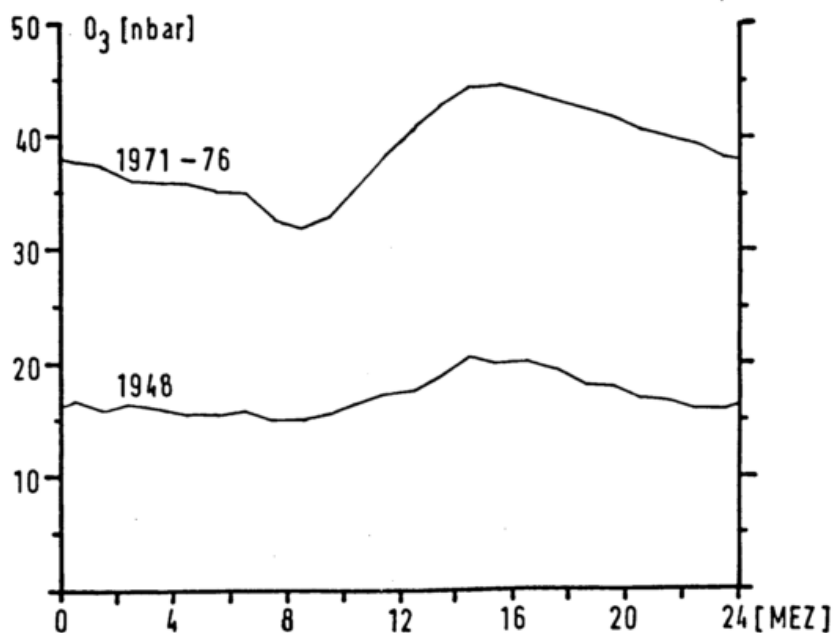


Abb. 2: Mittlere Tagesgänge des Ozons am Hohenpeißenberg 1948 und 1971 - 1976 (nach Hartmannsgruber, 1978).

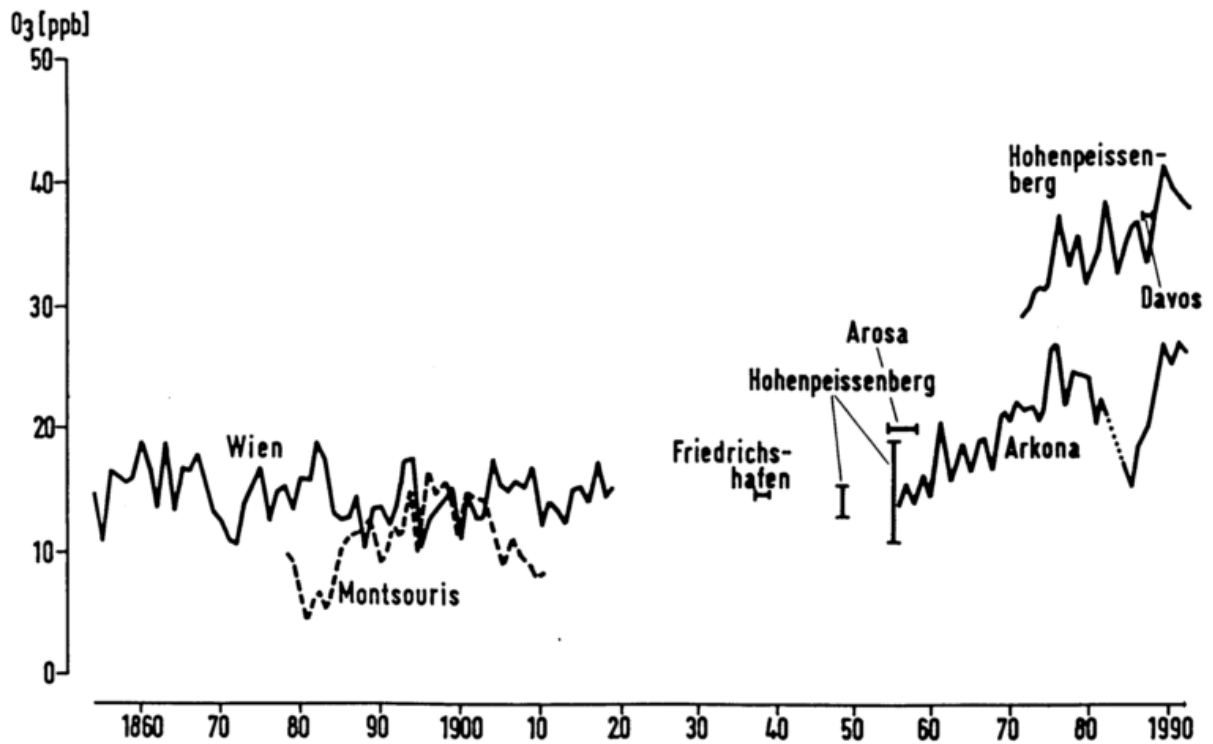


Abb. 3: Entwicklung des bodennahen Ozons von 1850 bis 1992 an europäischen Stationen.

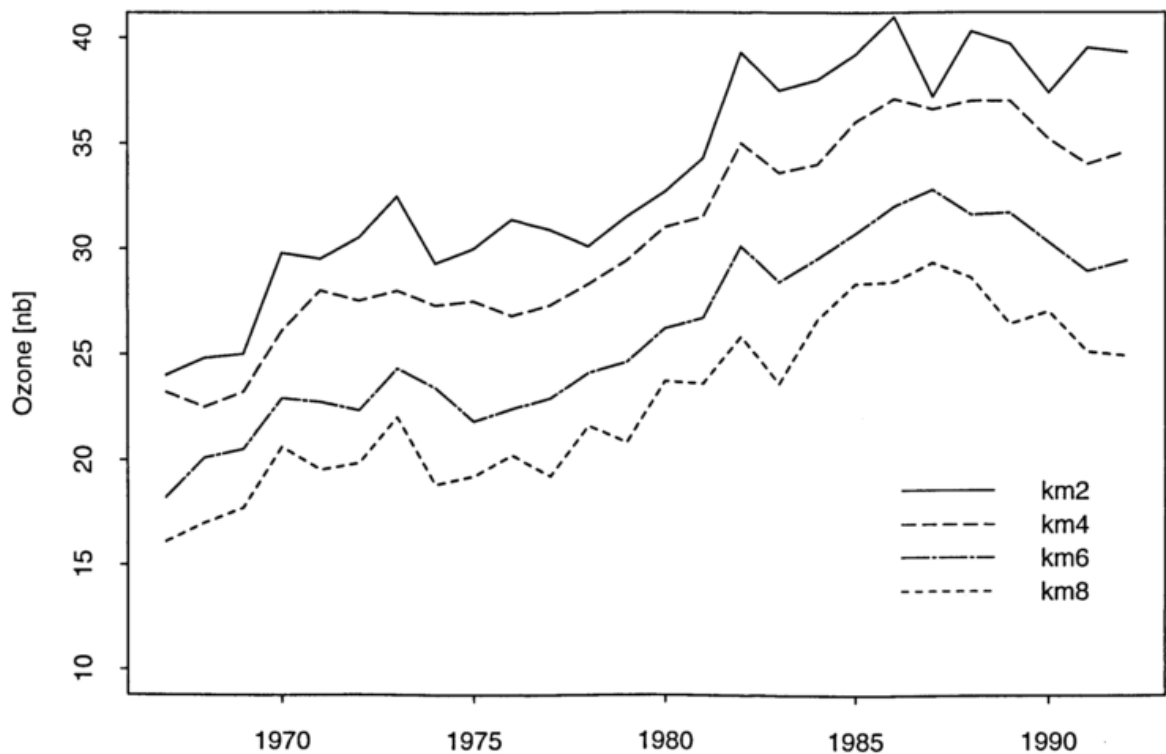


Abb. 4: Langzeitlicher Verlauf der Ozonjahresmittelwerte in der Troposphäre (2 - 8 km) von 1967 - 1992, basierend auf Hohenpeissenberger Sondierungsdaten.

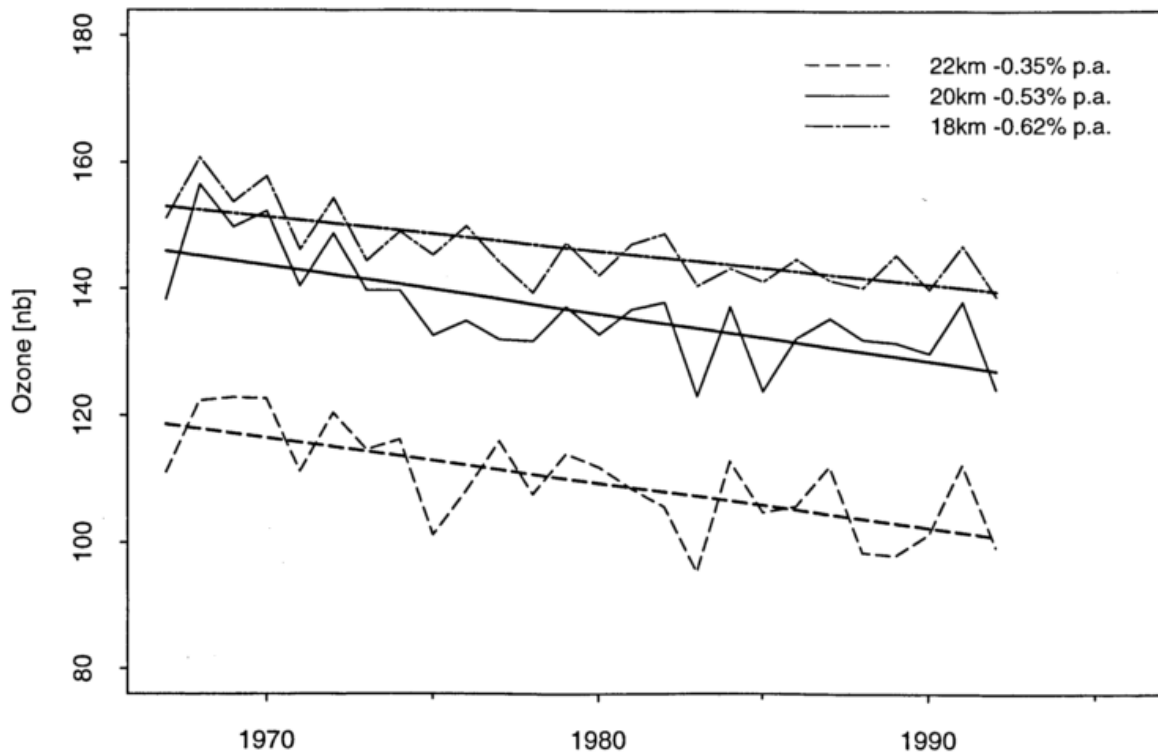


Abb. 5: Langzeitlicher Verlauf der Ozonjahresmittelwerte in der Ozonschicht (18-22 km) mit entsprechenden Regressionsgeraden und relativer Änderung pro Jahr in Prozent.

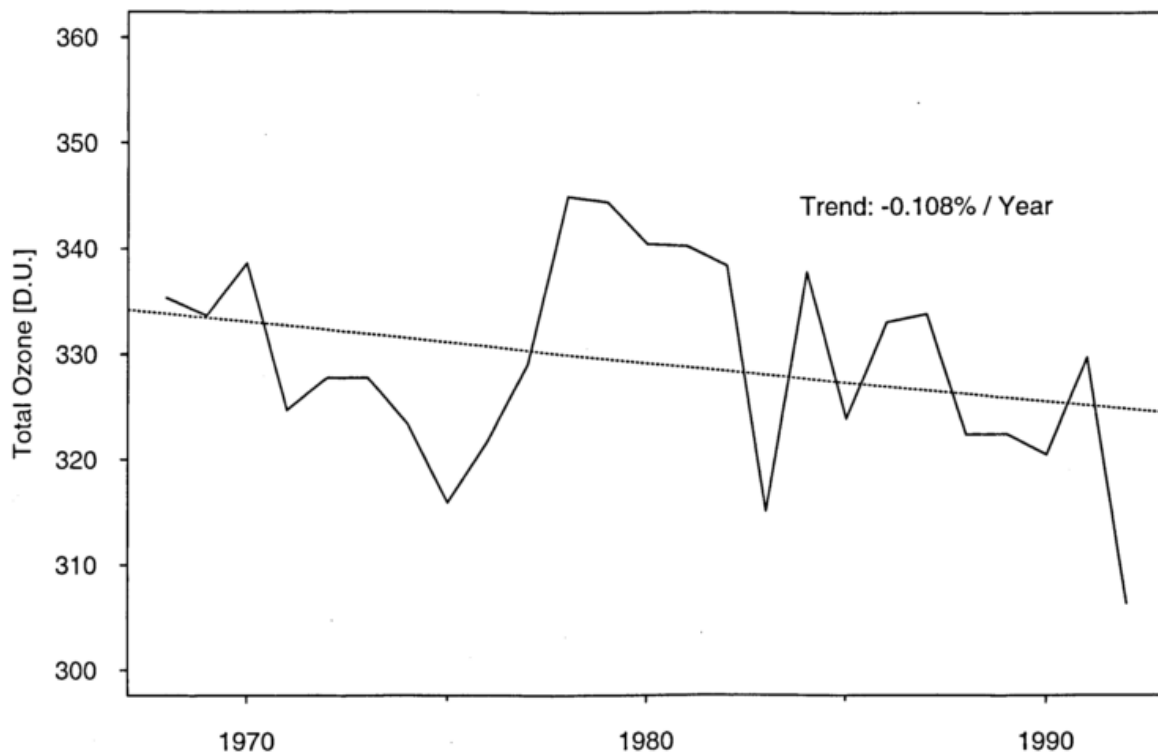


Abb. 6: Langzeitlicher Verlauf der Gesamtzonzonjahresmittelwerte gemessen mit dem Dobson 104, Absorptionskoeffizienten nach Bass und Paur. Die Regressionsgerade repräsentiert den nur leicht fallenden Trend von - 0.11 % pro Jahr.

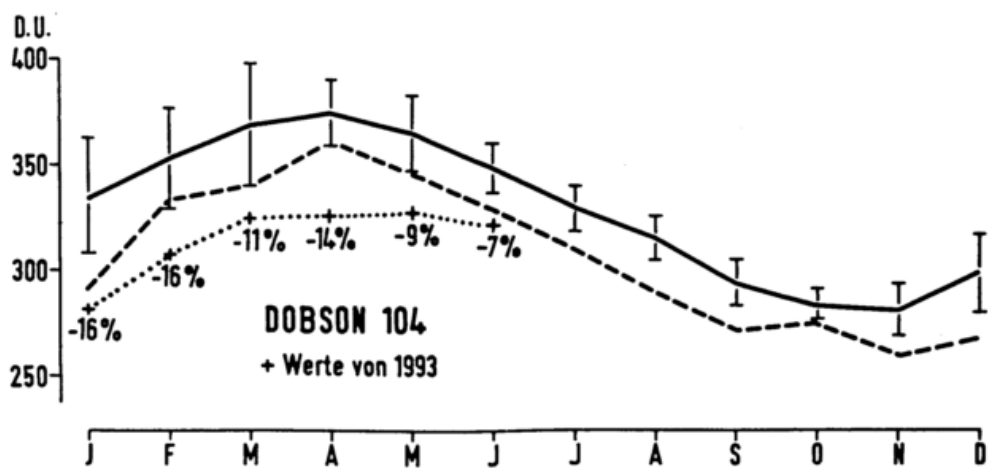


Abb. 7: Jahresgang des Gesamtzons 1992 (strichliert) und Anfang 1993 (punktiert) im Vergleich zum mittleren, langjährigen Jahresgang. Die Streubalken markieren die Standardabweichung der Monatsmittel.

DEPOSITION VON SPURENSTOFFEN DURCH NIEDERSCHLAG UND NEBEL

Peter Winkler

*Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Hamburg*

Zusammenfassung

Es wird der derzeitige technische Stand der Sammeltechnik zur Erfassung der nassen Deposition beschrieben sowie der technische Stand bei der Detektion von Niederschlag mit Regensensoren. Daraus ergibt sich weiterer Bedarf zur Standardisierung und Verbesserung der Meßtechnik, vor allem bei Niederschlägen geringer Ergiebigkeit. Die langzeitige Entwicklung der Niederschlagszusammensetzung ergibt einen schwachen Anstieg des pH-Wertes, der wahrscheinlich durch einen Anstieg der Ammoniakkonzentration verursacht wird (zunehmende Neutralisation). Fortschritte sind auf dem Gebiet der Stoffdeposition durch Nebelinterzeption auf Nadelwäldern zu verzeichnen. Das Vertrauen in die Modellierung dieses Vorganges ist gestiegen, nachdem das Modell durch Traufwasserregistrierungen im Bestand verifiziert werden konnte. Die Stoffdeposition durch Nebel besitzt ihr Maximum im Winterhalbjahr. Die Konzentrationen der Nebelinhaltsstoffe weisen im April/Mai ein Maximum auf. Die Jahressummen der Stoffdeposition durch Nebel auf Nadelwäldern ist in Hochlagen der Mittelgebirge von ähnlicher Größenordnung wie die nasse Deposition. An tiefergelegenen Stationen (600m relativ zum umgebenden Flachland) macht die Stoffdeposition durch Nebel noch 30-40% der nassen Deposition aus.

1. Einleitung

Die Bestimmung der Stoffdeposition durch Niederschlag gilt allgemein als ein einfach zu lösendes Problem: Die in einer Niederschlagsprobe bestimmte Stoffkonzentration wird mit der gefallen Niederschlagsmenge multipliziert und ergibt die Deposition. Es wurden spezielle Depositionssammler entwickelt, deren Auffangfläche bei Trockenheit verschlossen ist und sich nur öffnet solange Niederschlag fällt. Eine genauere Betrachtung zeigt aber, daß zunächst keine einheitliche Definition existiert, wann Niederschlag fällt. Infolgedessen ist der Öffnungszeitpunkt für Depositionssammler bisher nicht standardisiert. Von Winkler et al. (1993 a, b, c) wurden Empfehlungen zur Lösung dieser Problematik ausgearbeitet, doch die derzeit ausgeübte Praxis oder auch das in der Vergangenheit gewonnene Datenmaterial, auf dem unser jetziger Kenntnisstand beruht, ist keineswegs kritisch geprüft. Insbesondere betrifft dies auch die Bestimmung der Trockendeposition, wozu vielfach Naß-Trockensammler eingesetzt wurden. Hierbei entschied die Ansprechempfindlichkeit des jeweils eingesetzten Niederschlagssensors darüber, ob die "nasse" oder "trockene" Auffangfläche exponiert wurde.

Neben diesen die Sammeltechnik betreffenden Fragen bestehen Wissenslücken zur chemischen Zusammensetzung von Schwachniederschlägen und deren Beitrag zur Gesamtdeposition. Auch die Modellierung zur chemischen Zusammensetzung des Niederschlags, also die Aufnahme von Aerosolpartikeln und Gasen in Tropfen, kann keineswegs als gelöst angesehen werden obwohl Ansätze vorhanden sind (Alheit et al. 1990, Flossmann, 1987; Tsai et al., 1990 a, b). Vor allem gibt es nicht ausreichend Daten zur Abhängigkeit der chemischen Zusammensetzung im Zeitverlauf und vom Tropfenradius, womit Modellergebnisse überprüft werden könnten.

Der Niederschlag stellt für atmosphärische Spurenstoffe eine oder die wichtigste Senke dar, ist also ein wichtiger Selbstreinigungsprozeß der Atmosphäre. Umgekehrt ist der Niederschlag für den Boden bzw. die darauf wachsenden Pflanzen ein wichtiger Quellterm im Spurenstoffkreislauf, mit dem Substanzen in Ökosysteme eingetragen werden, darunter auch solche, die Pflanzennährstoffe darstellen. In diesem Zusammenhang werden neuerdings kritische Belastungen diskutiert, worunter nicht einfach Grenzwerte für deponierte Stoffe zu verstehen sind, sondern wobei die deponierten Stoffe in Bezug auf die nachhaltige Veränderung des chemischen Gleichgewichts im Boden und die sich ergebenden Folgen für die Pflanzenphysiologie im Zusammenhang mit natürlichen und anthropogenen Stressoren zu bewerten sind. Die chemische Zusammensetzung des Niederschlags und deren zeitliche Veränderung sind also in vielfacher Hinsicht von Bedeutung. Im folgenden werden daher ausgewählte Probleme wie Verbesserung und Lücken in der Sammeltechnik, Erkenntnisse zur zeitlichen Entwicklung im Niederschlagsverlauf und ausgewählte Fragen zur Deposition angeschnitten.

2. Aspekte der Sammeltechnik

Zum Sammeln von Niederschlag für die nachfolgende chemische Analyse werden Depositionssammler (wet-only-sampler) eingesetzt. In der jüngeren Vergangenheit haben sich eine Reihe von Gesichtspunkten herauskristallisiert, die auf die chemische Zusammensetzung der gesammelten Proben einen Einfluß haben, und die daher standardisiert werden müssen, damit Depositionssammler einheitliche bzw. vergleichbare Ergebnisse liefern. Hier kann nur eine Übersicht gegeben werden:

- Öffnung der Sammelfläche bei einer definierten Niederschlagsintensität. Als Schwellwert wurde eine Intensität von 0,03-0,05mm/h empfohlen. Die Prüfung zur Zeit eingesetzter Niederschlagssensoren zeigt, daß sie nur zum Teil dieser Forderung gerecht wird, andere Sensoren aber zu unempfindlich sind (Winkler et al., 1993 a-d). Das Verhalten von Sensoren bei Schneefall ist noch nicht hinreichend untersucht. Es sind jedoch inzwischen optische Sensoren verfügbar, die ein prinzipiell besseres Erkennen von Schneeflocken ermöglichen. Öffnet ein Sensor zu spät, so gelangen die ersten, meist hochkonzentrierten Regentropfen nicht in den Sammler; die Stoffkonzentration in der Probe ist dann zu gering. Es wurde gefunden, daß die Konzentrationsverluste im Mittel 15%, im Einzelfall auch 30% betragen können.
- Depositionssammler sind entweder mit einem Sammeltrichter ausgerüstet, um Verdunstungsprobleme zu mindern oder es werden einfache Eimer mit genügend großer Auffangfläche verwendet. Trichter weisen einen Benetzungsverlust auf, der von der Neigung der Trichterwandung, von der Benetzbarkeit des Materials und von der

Größe der inneren Trichteroberfläche im Verhältnis zur Auffangfläche (Sammelöffnung) abhängt. Im Winter kommen unter Umständen Verluste infolge einer Beheizung des Trichters zum Schmelzen von Schnee hinzu. Bei ungünstiger Geometrie und schlechter Benetzbarkeit kann der Benetzungsverlust 0,25 mm Niederschlagshöhe betragen, d.h. von Ereignissen mit solcher oder geringerer Ergiebigkeit gelangt nichts in die eigentliche Sammelflasche. Typischerweise liegen Benetzungsverluste in der Größenordnung von 0,1 mm Niederschlagshöhe.

- Das im Trichter haftende Regenwasser dunstet ein, hinterläßt die Inhaltsstoffe auf der Wandung, die dann erst vom nächsten ergiebigeren Regen aufgelöst werden. Dadurch kommt es zu einem Gedächtniseffekt und zu einer Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Probe durch Verschleppung des Rückstands eingedunsteter Regentropfen. Dies ist besonders bei Ereignissen schwacher Ergiebigkeit bedeutungsvoll. Unsere Kenntnis der Stoffkonzentration als Funktion der Ergiebigkeit ist daher noch unvollkommen.
- Die nicht sorgfältige Wahl von Materialien zum Bau von Depositionssammlern kann zur Kontamination führen. Eventuelle Gehäuseanstriche müssen frei von Metallen sein; es darf kein Spritzwasser in die Sammelöffnung von anderen Gehäuseteilen gelangen usw., Isolierschäume dürfen kein NH_3 ausgasen, Dichtungen dürfen keine wasserlöslichen eluierbaren Substanzen enthalten usw.. Vergleichsmessungen haben gezeigt, daß dieser Problematik in der Vergangenheit zu wenig Aufmerksamkeit geschenkt wurde (Winkler et al. 1989, Winkler et al. 1993). Meist lassen sich derartige Probleme erst durch ausführliche Gerätevergleiche aufdecken.
- Durch Entwicklung chemischer Mikroanalysen ist es in neuerer Zeit gelungen, Analysen von Einzeltröpfchen vorzunehmen und eine Konzentrationszunahme mit abnehmendem Tropfenradius nachzuweisen (Bächmann, 1992). Andererseits ist durch Windkanal- und Freilanduntersuchungen bekannt geworden, daß sich infolge der Geräteumströmung über der Sammelöffnung Windmaxima ausbilden, die zu Sammelverlusten führen (Sevruk et al., 1991; Allerup u. Madsen, 1979). Werden aber kleine höherkonzentrierte Tropfen bei Wind bevorzugt über die Sammelöffnung hinweggeblasen, so wird die chemische Zusammensetzung der gesammelten Niederschlagsprobe verfälscht, Abschätzungen zu dem sich ergebenden Fehler liegen noch nicht vor.
- In den der Häufigkeit des Vorkommens nach zwar zahlreichen, der Ergiebigkeit oder Intensität nach aber unterhalb der Ansprechschwelle der Sensoren liegenden Niederschlägen können bisher noch keine Analysen vorgenommen werden. Es sind auch noch keine geeigneten Sammeltechniken für solche Schwachereignisse entwickelt worden. Der Beitrag solcher Schwachereignisse zur Gesamtdosition ist derzeit unbekannt, macht aber möglicherweise 20-30% aus. Da die verfügbaren Sammeltechniken versagen, wird die Deposition über Schwachereignisse zur Zeit als Trockendeposition interpretiert, insbesondere bei den sogenannten Bilanzverfahren, wobei Differenzen zwischen Freilandniederschlag und Bestandsniederschlag (z.B. im Wald) ausgewertet werden (Ulrich et al., 1979).

- Aufgrund von Gerätevergleichen ergeben sich immer noch Unterschiede, die für die Hauptionen 10% vielfach übersteigen (Winkler et al., 1993). D. h., auch für Niederschlagsereignisse mit hinreichender Ergiebigkeit liefern verschiedene Sammlertypen so große Konzentrationsunterschiede, daß man noch nicht von einer befriedigenden Standardisierung sprechen kann.

3. Einzelereignisse und langzeitliche Entwicklung

Am Meteorologischen Observatorium Hamburg werden mit einem sogenannten Regenmonitor elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und Niederschlagsmenge bzw. Intensität seit 1976 kontinuierlich aufgezeichnet. Solche Aufzeichnungen geben Einblick in den Niederschlagsprozess und Auswaschvorgänge. Von Niederschlagsereignissen mit einer Andauer zwischen 8 und 10 Stunden bei Südwestlagen wurden mittlere Verläufe (60 Ereignisse) der o.g. Parameter gebildet (Abb. 1). Die Intensität dieser Frontalniederschläge (Landregen) liegt typischerweise bei 1-2 mm/h. Der pH-Wert ist zu Beginn gering und steigt im Verlauf an um gegen Ende wieder leicht zu sinken. Die elektrische Leitfähigkeit ist in der ersten Stunde sehr hoch, sinkt anfangs rasch, dann allmählich weiter ab und steigt gegen Ende wieder an. Zur Leitfähigkeit tragen die H^+ -Ionen wegen ihrer hohen Beweglichkeit überproportional bei; ihr Leitfähigkeitsanteil wurde daher aus dem pH-Wert gesondert berechnet und die sogenannte Nicht- H^+ -Leitfähigkeit bestimmt, die hauptsächlich von den gelösten anorganischen Ionen gebildet wird. Diese gelösten Ionen können sowohl aus dem Aerosol als auch aus der Gasphase (z.B. NH_3 , HNO_3 , SO_2) stammen. Nach Modellrechnungen (Tsai et al., 1990) zeigen aus dem Aerosol stammende Ionen wie Ca^{++} ebenfalls diesen typischen Verlauf wie die nicht- H^+ -Leitfähigkeit in Abbildung 1.

Aus der nicht- H^+ -Leitfähigkeit und dem pH-Wert als Maß für die freie Säure kann der Säureanteil berechnet werden (Winkler, 1980), welcher den relativen Anteil freier Säure an der Menge der gelösten anorganischen Ionen bedeutet. Dieser Säureanteil steigt im Verlauf des Ereignisses an. Hieraus läßt sich schließen, daß während des Niederschlagsereignisses Säure gebildet wird. Deren relativer Beitrag steigt trotz abnehmender Gesamtmenge gelöster Ionen im Verlauf des Niederschlags an. Damit läßt sich qualitativ der Verlauf der Entfernung von Spurenstoffen aus der Atmosphäre durch den Niederschlagsprozess sowie die relativen Beiträge von Aerosol und in der Wolke gebildeter Säure (Flüssigphasenoxidation) angeben (Abb. 2). Der relative Anstieg freier Säure ist auch durch eine Abnahme neutralisierender Gase wie NH_3 bedingt, deren Konzentration ebenfalls im Verlauf des Niederschlagsprozesses abnimmt.

In der langzeitigen Entwicklung zeigt der pH-Wert in der Hamburger Registrierung einen schwachen Anstieg. Dies ist einerseits bedingt durch einen Rückgang der SO_2 -Konzentration aufgrund von Emissionsminderungsmaßnahmen, aber auch durch einen Anstieg der NH_3 -Konzentration (Abb. 3). Dieser Anstieg spiegelt sich in einem Rückgang des Anteils freier Säure wieder. Wenn der gemessene Anstieg von NH_3 nicht zu einer stärkeren Neutralisation der Säure geführt hat, so liegt das daran, daß die Inhaltsstoffe im Niederschlag einen Mittelwert über die untere Troposphäre darstellen, die NH_3 -Konzentration aber den Bodenwert darstellt, der stark von der Durchmischung der Atmosphäre gesteuert ist.

4. Stoffdeposition durch Nebel

Wer als aufmerksamer Beobachter bei Nebel durch die Natur geht, dem fällt auf, daß es von den Bäumen tropft. Die vom Wind getriebenen Nebeltröpfchen werden an Blättern, Nadeln und Zweigen abgeschieden, akkumulieren sich und tropfen schließlich zu Boden. Erste Literaturberichte liegen schon lange vor (Marloth, 1906; Linke, 1916): Grunow (1955, 1956, 1969) und Baumgartner (1958, 1959) begannen mit Versuchen zur Quantifizierung des sogenannten Nebelniederschlags und wiesen auf die Bedeutung für den hydrologischen Kreislauf hin.

Erst im Laufe der 80er Jahre wurde mit Untersuchungen zur Stoffdeposition durch Nebel begonnen. Während erste Messungen zur Konzentration von Inhaltsstoffen bereits seit geraumer Zeit bekannt waren (Mrose, 1966), wurden erst später die hohen Stofffrachten bewußt, die sich aus geringer Wasserdeposition in Kombination mit hohen Konzentrationen der Nebelinhaltsstoffe ergeben (Lovett, 1974; Mohnen, 1987; Krugmann und Winkler, 1989). Die Möglichkeit, die Stoffdeposition durch Nebelniederschlag modellmäßig zu behandeln, zeigte die Komplexität dieses Vorganges und den Einfluß zahlreicher Parameter auf: Die Stoffdeposition wird gesteuert durch

- die Nebelhäufigkeit,
- den Flüssigwassergehalt des Nebels,
- die Größenverteilung der Nebeltröpfchen,
- die Stoffkonzentration im Nebelwasser
- die Windgeschwindigkeit und
- die Hindernisgeometrie.

Vor allem die zufällige Kombination dieser Parameter bestimmt die Deposition, so daß versucht werden muß, diese im Modell zu berücksichtigen anstatt nur Mittelwerte der Parameter zu kombinieren. Im folgenden wird das Verhalten einiger dieser Parameter dargestellt, woraus sich erschließen läßt, unter welchen Bedingungen der Stoffdeposition durch Nebelniederschlag besondere Bedeutung zukommt.

4.1 Nebelhäufigkeit

Abbildung 4 zeigt die mittlere Zahl der Nebelstunden als Funktion der Höhe, woraus die starke Zunahme der Nebelhäufigkeit oberhalb von 600m zu ersehen ist. Es ist zu bemerken, daß als Höhe nicht die Höhe über NN sondern die Höhe einer Station relativ zum mittleren Niveau des umgebenden Flachlandes gewählt wurde. Damit wird dem Anstieg der Wolkenuntergrenze mit zunehmendem mittleren Geländeniveau Rechnung getragen. Die angegebene Kurve wurde berechnet aus der beobachteten Höhenabhängigkeit, der beobachteten Anzahl der Nebeltage und der mittleren Andauer eines Ereignisses pro Nebeltag als Funktion der Höhe (Krugmann und Winkler, 1989).

4.2 Flüssigwassergehalt

Der Flüssigwassergehalt im Nebel bzw. auf an Bergen aufliegenden Wolken ist sehr variabel. Im allgemeinen steigt der Flüssigwassergehalt mit zunehmender Höhe über der Wolkenbasis

an (z.B. Pruppacher und Klett, 1978). An einem festen Ort zeigen sich also nicht nur Schwankungen, die sich aus der wechselnden Luftmasse ergeben sondern auch Schwankungen, die aus der Variation der Wolkenuntergrenze folgen. Abbildung 5 zeigt einen Ausschnitt aus Flüssigwassergehaltsregistrierungen am Feldberg/Schwarzwald Juli bis Dezember 1991 (Winkler und Pahl, 1993).

Spitzenwerte des Flüssigwassergehalts erreichen nahezu 1 g/m^3 . Außerdem erkennt man die stark schwankende Häufigkeit als Funktion der Wetterlage. Bei reger Tiefdrucktätigkeit im Herbst ist die Station oft in Wolken, im August tritt nur sporadisch Nebel auf, wenn z.B. Cumuli den Berg kurzfristig einhüllen. Abbildung 6 zeigt die Häufigkeitsverteilung des Flüssigwassergehaltes über den Zeitraum Februar 1992 bis Oktober 1992. Niedrige Flüssigwassergehalte treten am häufigsten auf, hohe Flüssigwassergehalte sind dagegen selten.

Aufschlußreich ist auch die mittlere Streuung des Flüssigwassergehaltes im Verlauf einer Stunde (Abb. 7). Prozentuale Streuungen bis etwa 50% kommen am häufigsten vor, oberhalb davon fällt die Häufigkeit deutlich ab, bleibt aber auf niedrigem Niveau bis zu Werten von 200% erhalten. Man muß diese Unterschiede mit Hilfe des Wolkentypus deuten. In stratiformen Wolken, die in weit ausgedehnten Feldern vorkommen, ist die Streuung verhältnismäßig gering, aber die Andauer der Episoden groß. In konvektiven Wolken ist dagegen die Streuung des Flüssigwassergehaltes sehr groß, aber die zeitliche Andauer ist gering und ebenso die räumliche Dichte dieser Bewölkungsart. Dennoch können kurze Episoden mit hohem Flüssigwassergehalt viel zur Deposition beitragen, wenn sie beispielsweise mit hoher Windgeschwindigkeit verknüpft sind.

4.3 Größenverteilung der Nebeltröpfchen

Während eines Feldexperimentes auf dem Kleinen Feldberg 1990 wurden Tropfengrößenverteilungen im Wolkenwasser bestimmt und mittlere Größenverteilungen für einzelne Klassen des Flüssigwassergehaltes berechnet (Pahl und Winkler, 1993). Daraus ließ sich die Zunahme des mittleren Tropfendurchmessers und des Flüssigwassergehaltes pro Tropfenklasse mit steigendem Flüssigwassergehalt zeigen. Die in einer früheren Version des Depositionsmodells verwendete Parametrisierung der Tropfengrößenverteilung (nach Best, 1951) betonte große Tropfen zu stark. Aufgrund der Messungen konnte die Parametrisierung inzwischen verbessert werden. Es ist bekannt, daß die Stoffkonzentration in Nebeltröpfchen von deren Größe abhängt, insbesondere zu kleinen Durchmessern hin zunimmt (Ogren et al., 1989; Noone et al. 1992; Schell et al., 1992). Da die Größenverteilungen zeigen, daß im Größenbereich kleiner als $8 \mu\text{m}$ keine bedeutenden Anteile des Flüssigwassergehaltes mehr zu finden sind, bewirkt das Außerachtlassen von größenabhängigen Stoffkonzentrationen bei Depositionsrechnungen keine großen Fehler.

4.4 Stoffkonzentration im Nebelwasser

Zum Sammeln von Nebelwasserproben wurde ein Nebelwasserimpaktor benutzt (Winkler, 1992; Schell et al., 1992). Am Beispiel der Station Feldberg/Schwarzwald wurde die mittlere Stoffkonzentration im Nebelwasser berechnet (80 Proben) und mit Stoffkonzentrationen im Regenwasser, gesammelt an der benachbarten Meßstation Schauinsland des Umweltbundesamtes, verglichen. Für die Hauptinhaltsstoffe NH_4^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- und Cl^- sind in Ab-

Abbildung 8 die mittleren Konzentrationen von Nebel und Regen dargestellt und Konzentrationsverhältnisse angegeben. Im Nebel liegt die NH_4^+ -Konzentration 12mal höher, die SO_4^{2-} -Konzentration 6mal höher, die NO_3^- -Konzentration 8mal höher und die Cl-Konzentration 6,2mal höher als im Niederschlag. Eine Konzentrationserhöhung ist an anderen Stationen ebenfalls festzustellen von Aerosol und Spurengasen ab. Im Verlauf von Nebelereignissen variiert die Stoffkonzentration näherungsweise invers zum Flüssigwassergehalt (Fuzzi, 1985; Schmitt, 1987). Dies ist auch aus Untersuchungen zu entnehmen, wo durch ein besonderes Homogenisierungsverfahren die relativen Konzentrationsverläufe von Inhaltsstoffen verschiedener Nebelereignisse als Funktion des Flüssigwassergehaltes dargestellt sind und die inverse Variation der Konzentration mit dem Flüssigwassergehalt erkennbar ist. Da der Flüssigwassergehalt mit der Höhe über der Wolkenbasis zunimmt, hat dies eine Konzentrationsabnahme der Inhaltsstoffe mit der Höhe über der Wolkenbasis zur Folge.

Es besteht die Frage, ob die Stoffkonzentration im Nebelwasser einem Jahresgang unterliegt. Trägt man die Stoffkonzentration als Funktion der Jahreszeit auf, so läßt die starke Streuung keinen Jahresgang erkennen. Rechnet man dagegen die gemessenen Konzentrationen auf einen einheitlichen Flüssigwassergehalt (z.B. 100 mg/m^3) um und bildet anschließend Monatsmittelwerte der Konzentration, so zeigt sich ein deutlicher Jahresgang. Abbildung 9 zeigt am Beispiel der Station Feldberg/Schwarzwald, daß SO_4^{2-} und NO_3^- im Mai ein Maximum aufweisen. Für andere Stationen ist ein ähnlicher Jahresgang zu beobachten, wobei das Maximum auch in den April verschoben sein kann. Es dürfte sich hierbei also um ein allgemeines Phänomen handeln. Beim SO_4^{2-} ist die Produktion im Winter durch fehlende Oxidantien (H_2O_2 , O_3) limitiert, im Sommer durch geringe SO_2 -Konzentrationen. Die Kombination beider Reaktionspartner führt zu dem beobachteten Frühjahrsmaximum. Die Ursache des Frühjahrsmaximums beim NO_3^- ist noch unverständlich. Der Jahresgang beider Ionen im Niederschlag (UBA, 1993) an der Station Schauinsland zeigt ebenfalls ein Frühjahrsmaximum, allerdings liegt die SO_4^{2-} -Konzentration höher als die von NO_3^- , während im Wolkenwasser NO_3^- höher konzentriert ist als SO_4^{2-} .

4.5 Hindernisgeometrie

Für die Modellrechnungen muß der Blattflächenindex und seine Vertikalverteilung bekannt sein, da hiervon das Wind- und Turbulenzprofil im Bestand und die Depositionswiderstände für Nebeltropfen abhängen. Es wurde ein Wald auf dem Kleinen Feldberg im Taunus ausgewählt, die Stämme eines etwa $12 \times 25 \text{ m}$ großen Areals vermessen und über ein Parametrisierungsverfahren der Blattflächenindex und dessen Vertikalverteilung abgeschätzt. In diesem Wald war auch zur Verifikation der Modellrechnungen eine Traufwasseranlage aufgestellt worden, um an zwei Punkten das von den Bäumen tropfende Nebelwasser zeitlich aufgelöst zu registrieren. Über die Ergebnisse wird weiter unten berichtet.

5. Spurenstoffdeposition durch Nebel auf einen Nadelwald

5.1 Depositionsrechnungen für Nebelwasser

Beispielhaft für zwei Bergstationen (Feldberg/Schwarzwald und Großer Arber) wurden mit Hilfe eines Tropfendepositionsmodells Depositionsrechnungen durchgeführt. Dabei wurden als Eingangsparameter beobachtete meteorologische Daten der Jahre 1982 bis 1991 zugrunde

gelegt. Da für diesen Zeitraum keine Registrierungen des Flüssigwassergehalts vorliegen, wurde jener aus der beobachteten Sichtweite parametrisiert, wobei zur Parametrisierung gemessene Flüssigwassergehalte und gleichzeitig beobachtete Sichtweiten zugrundegelegt wurden (Winkler und Pahl, 1993).

Für die Station Feldberg/Schwarzwald wurden Vergleichsrechnungen zur Deposition durchgeführt, wobei einmal der gemessene Flüssigwassergehalt und einmal der aus der beobachteten Sichtweite parametrisierte Flüssigwassergehalt zugrundegelegt wurde. Man erkennt an der Abbildung 10, daß bei niedrigen Flüssigwassergehalten die Deposition bei Verwendung der Flüssigwasser-Sicht-Parametrisierung in der richtigen Größenordnung liegt, während für hohe Flüssigwassergehalte die Deposition um bis zu 50% unterschätzt wird.

Dies liegt daran, daß die Sicht im Wetterschlüssel in Klassen verschlüsselt vorliegt und für jede Klasse eine mittlere Sicht angenommen werden muß. Für die niedrigste Sichtklasse wird ganzjährig ein konstanter Interpretationswert angenommen, was offensichtlich nur für die Sommermonate korrekt ist. Im Herbst und im Winter treten bevorzugt niedrigere Sichtweiten als der Interpretationswert auf, weshalb der Flüssigwassergehalt unterschätzt wird. Die Verwendung eines jahreszeitenabhängigen Interpretationswertes dürfte hier Abhilfe schaffen.

Die jährlichen, auf einen Nadelwald deponierten Nebelwassermengen sind in Abbildung 11 dargestellt. Man erkennt ausgeprägte Schwankungen von Jahr zu Jahr, die für beide Stationen auch nicht gleichsinnig variieren.

Die lokalen meteorologischen Bedingungen prägen sich in diesen Unterschieden aus. Die mittleren Jahressummen des Niederschlags betragen am Großen Arber 1300 mm/Jahr und am Feldberg 1950 mm/Jahr. Die Nebelwasserdeposition beträgt somit am Großen Arber etwa 73% und am Feldberg etwa 30% der Niederschlagsmenge. Die deponierte Nebelwassermenge steigt mit zunehmender Höhe einer Station relativ zum umgebenden Flachland an, wie in Abbildung 12 dargestellt.

Hier wurden für die Stationen Hoher Peißenberg, Kahler Asten, Kleiner Feldberg, Wasserkuppe, Feldberg/Schwarzwald und Großer Arber mit den Beobachtungsdaten des Zeitraumes 1982 bis 1991 der jeweiligen Station Depositionsrechnungen auf den gleichen Modellwald vorgenommen. Man erkennt, daß in etwa 500-600 m Höhe über dem umgebenden Flachland die Deposition beginnt, merklich zu werden, und in höheren Lagen rasch zunimmt.

Wie oben erwähnt, wurden am Kleinen Feldberg Traufwasserregistrierungen im Herbst 1990 zur Modellverifizierung durchgeführt. Abbildung 13 zeigt den Verlauf der vom Modell deponierten Wassermenge als ausgezogene Kurve und mit einem Zeitversatz von 5 Stunden parallel dazu die registrierte Traufwassermenge an zwei Meßpunkten im Wald.

Die beiden Stationen laufen gut parallel, sowohl untereinander als auch zur Modelldeposition. Absolut gesehen treten große Unterschiede auf, die daher rühren, daß der Blattflächenindex an beiden Punkten nicht identisch ist und vom mittleren Blattflächenindex des Modells abweicht. Der Zeitversatz von 5 Stunden zwischen Modell und Registrierung kommt dadurch zustande, daß das gesamte Kronendach zunächst benetzt werden muß bevor das Wasser durchtropft und von der Registrieranlage erfaßt wird. Die Dauer der Verschiebung hängt natürlich von den meteorologischen Bedingungen, vor allem vom Flüssigwassergehalt und vom Wind ab.

5.2 Depositionsrechnungen für Nebelinhaltsstoffe

Zur Berechnung von Stoffdepositionen muß die vom Modell errechnete deponierte Wassermenge mit den Konzentrationen der Inhaltsstoffe zum jeweiligen Zeitpunkt multipliziert werden. Da hierzu keine kontinuierlichen Messungen vorliegen, wird ein Zufallsverfahren angewandt. Dazu werden die sporadisch im Nebel analysierten Konzentrationen zunächst auf einen einheitlichen Flüssigwassergehalt umgerechnet, um für eine Station einen homogenen Datensatz zu erhalten. Diese stichprobenartigen Einzelmessungen, d.h. pro Nebelereignis wurde nur eine Probe gesammelt, stellen die gesamte Streubreite der Konzentrationen aufgrund unterschiedlicher Immissionen und Wetterlagen an einem Meßpunkt für einen längeren Zeitraum dar. Diese Daten werden nun in zufälliger Weise mit den Nebelereignissen der Station, wie sie aus meteorologischen Beobachtungen vorliegen, kombiniert. Im Verlauf eines Ereignisses wird die Stoffkonzentration invers zum Flüssigwassergehalt variiert. Es würde hier zu weit führen, dieses Kombinationsverfahren von meteorologischen und nebelchemischen Daten genau zu beschreiben; Details können aus Krugmann und Winkler (1989) entnommen werden. Ein mittlerer Jahresgang für die SO_4^- - und NO_3^- -Deposition durch Wolken und Niederschlag ist in Abbildung 14 beispielhaft dargestellt. Auffallend ist die höhere NO_3^- -Deposition durch Nebel gegenüber SO_4^- , während durch Regen durchweg mehr SO_4^- als NO_3^- deponiert wird.

Im Winterhalbjahr ist der Stoffeintrag durch Wolkeninterzeption auf einen Nadelwald ungefähr doppelt so hoch, wie durch Regen. Im Sommerhalbjahr liegt die Stoffdeposition durch Niederschlag höher als durch Nebelinterzeption, wobei die Differenz für SO_4^- deutlich größer ist als für NO_3^- .

Für die drei Stationen Großer Arber (GA), Feldberg/Schwarzwald (FE) und Kahler Asten (KA) wurden mittlere Jahressummen der SO_4^- und NO_3^- -Deposition für Nebel und Regen berechnet (Abb. 15). Für die Station Großer Arber ist die Stoffdeposition durch Nebel für beide Substanzen größer als durch Regen. Für den Feldberg sind beide Depositionsarten von ähnlicher Größenordnung. Für den tiefer gelegenen Kahlen Asten macht die Stoffdeposition durch Nebel immerhin noch 30-40% der Regendeposition aus. Damit wird klar, daß Nebelinterzeption in Mittelgebirgshochlagen einen sehr bedeutenden Eintragspfad für im Nebelwasser enthaltene Stoffe darstellt. Die Nebeldeposition unterliegt dabei stärkeren lokalen Schwankungen als die Niederschlagsdeposition.

Es sei bemerkt, daß die Stoffdeposition durch Nebelinterzeption noch zu niedrig berechnet wurde, weil, wie oben bereits dargestellt, für die Sichtklasseninterpretation ein jahreszeitlich konstanter Wert benutzt wurde. Die Unterschätzung liegt für die Station Feldberg/Schwarzwald, für die Vergleichsrechnungen durchgeführt wurden, in der Größenordnung von 20%.

Danksagung:

Die Arbeiten wurden vom Bundesministerium für Forschung und Technologie unter der Fördernummer 07EU726 und vom Projekt Europäisches Forschungszentrum für Maßnahmen der Luftreinhaltung (PEF) unter der Fördernummer 90/001/2 finanziell unterstützt. Frau Dr. Bieber vom Umweltbundesamt sei für die Überlassung von Daten zur Niederschlagszusammensetzung der Station Schauinsland herzlich gedankt.

Literatur

- Alheit, R.R., A.I. Flossmann, und H.R. Pruppacher (1990), A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part IV: The uptake and redistribution of aerosol particles through nucleation and impaction scavenging by growing cloud drops and ice particles, *J. Atmos. Sci.*, 870-887.
- Allerup, P., und H. Madsen, Accuracy of point precipitation measurements, (1979), Danish Meteorological Institute, Climatological Papers.
- Bächmann, K., A. Röder, und I. Haag (1992), Short communication. Determination of anions and cations in individual raindrops, *Atmos. Environ.*, 1795-1797.
- Baumgartner, A. (1958), Nebel und Nebelniederschlag als Standortsfaktoren am Großen Falkenstein (Bayerischer Wald), *Forstwiss. Centralblatt*, 257-272.
- Baumgartner, A. (1959), Das Wasserangebot aus Regen und Nebel sowie die Schneeverteilung in den Wäldern am Großen Falkenstein (Bayerischer Wald), *Wald und Wasser*, 45-54.
- Best, A.C. (1951), Drop-size distribution in cloud and fog, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 418-426.
- Flossmann, A.I., H.R. Pruppacher, und J.H. Topalian (1987), A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part II: The uptake and redistribution of $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ particles and SO_2 gas simultaneously scavenged by growing cloud drops, *J. Atmos. Sci.*, 2912-2923.
- Fuzzi, S., G. Orsi, M. Mariotti, (1983) Radiation fog liquid water acidity at a field station in the Po valley. *J. Aerosol Sci.* 14, 135-139.
- Grunow, J. (1955), Der Niederschlag im Bergwald, *Forstwiss. Cbl.*, 1-64.
- Grunow, J. (1956), Probleme der Niederschlagserfassung und ihre Bedeutung für die Wirtschaft, *Meteorol. Rdsch.*, 62-68.
- Grunow, J., und H. Tollner (1969), Nebelniederschlag im Hochgebirge, *Arch. Met. Geophys. Bioklim.*, 201-228.
- Krugmann, G., und P. Winkler, Abschätzung der feuchten Deposition durch Nebel aufgrund gemessener chemischer und meteorologischer Parameter, (1989), Final Report BMFT-Project Grant No 07431018, Teil 1.
- Linke, F. (1916), Niederschlagsmessungen unter Bäumen, *Meteorol. Z.*, 140-141.
- Lovett, G.M. (1984), Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalpine Balsamfir forest., *Atmos. Environ.*, 361-371.

- Marloth, H. (1906), Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem Nebel und Wolken auffangen, *Meteorol. Z.*, 547-553.
- Mohnen, V., Exposure of forests to air pollutants, clouds, precipitation and climatic variables., (1987), Projekt Report EPA-Contract CR 813934-01-2 (1987a). Mountain Cloud Chemistry Project: Wet dry and cloud deposition. Project Report EPA- Contract CR 813934-01-2 (1987b).
- Mrose, H., Measurement of pH and chemical analysis of rain, snow and fog-water. *Tellus*, 18, (1966), 266-270.
- Noone, K.J., J.A. Ogren, A. Hallberg, J. Heintzenberg, J. Strom, H.-C. Hansson, I.B. Svenningsson, A. Wiedensohler, S. Fuzzi, M.C. Facchini, B.G. Arends, und A. Berner (1992), Changes in aerosol size and phase distributions due to physical and chemical processes in fog, *Tellus*, Zur Veröffentlichung eingereicht, 443, 489-504.
- Ogren, J., J. Heintzenberg, A. Zuber, K.J. Noone, und R.J. Charlson (1989), Measurements of the size-dependence of solute concentrations in cloud droplets, *Tellus*, 24-31.
- Pruppacher, H.R., and J.D. Klett, *Microphysics of cloud and precipitation*, (1978), Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Holland.
- Schell, D., H.-W. Georgii, R. Maser, W. Jaeschke, B.G. Arends, G.P.A. Kos, P. Winkler, T. Schneider, A. Berner, und C. Krusiz (1992), Intercomparison of fogwater samplers, *Tellus*, 448, 612-631.
- Sevruk, B., J.A. Hertig, und R. Spiess (1991), The effect of a precipitation gauge orifice rim on the wind field deformation as investigated in a wind tunnel, *Atmos. Environ.*, 1173-1179.
- Tsai, W. T., Altwicker, E.R., Asman W., Numerical simulation of wet scavenging of air pollutants, *Atmospheric env.*, 24A. 1990, 2473-2498.
- Ulrich, B., R. Mayer, und P.K. Khanna, *Deposition von Luftverunreinigungen*, Schriftenreihe Forstl. Fakultät der Univ. Göttingen, Sauerlanders-Verlag.
- Winkler, P., Observations on acidity in continental and in marine aerosols and in precipitation., *J. Geoph. Res.* 85, (1980), 4481-4486.
- Winkler, P., S. Pahl, Spurenstoffeintrag in Nadelwälder durch Nebelinterzeption in Schwarzwaldhochlagen. In: 9. Statuskolloquium des PEF, 9. - 11.3.1993, Karlsruhe.
- Winkler, P., S. Jobst, und C. Harder, *Meteorologische Prüfung und Beurteilung von Sammelgeräten für die nasse Deposition*, (1989), Abschlußbericht des BMFT-Projekts, Förderkennzeichen 04731073, BPT-Berichte, GSF München.
- Winkler, P. (1993a), Response of precipitation sensors to rain, *Meteorol. Z.*, 35-44.

- Winkler, P. (1993b), Principles of automatic rain detection, Meteorol. Z., 27-34.
- Winkler, P., J. Riedl, und P. Lang (1993c), A threshold intensity to standardize wet deposition, Meteorol. Z., 21-26.
- Winkler, P., H.-W. Georgii, T. Andersson, (1993d), Vergleich der Depositionsmessungen in der Bundesrepublik Deutschland und in der ehemaligen DDR, Abschlußbericht des UBA-Projekts, Förderkennzeichen 10402655.

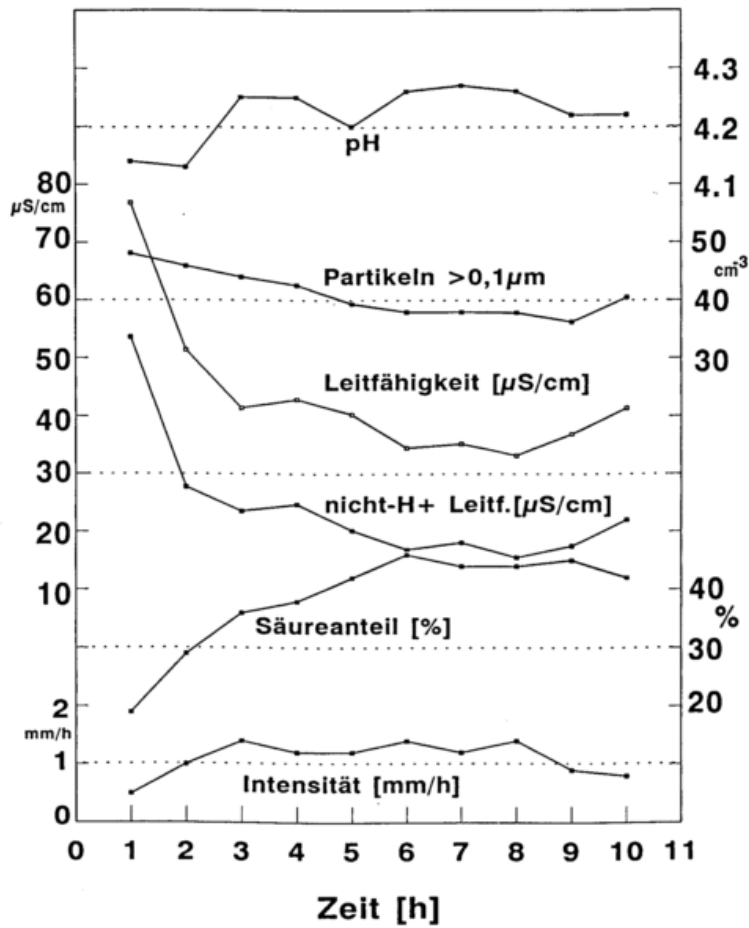


Abb. 1: Mittlere Verläufe von pH-Wert, el. Leitfähigkeit, Säureanteil, im Niederschlag und Niederschlagsintensität von Ereignissen mit mehr als 8 Stunden Dauer.

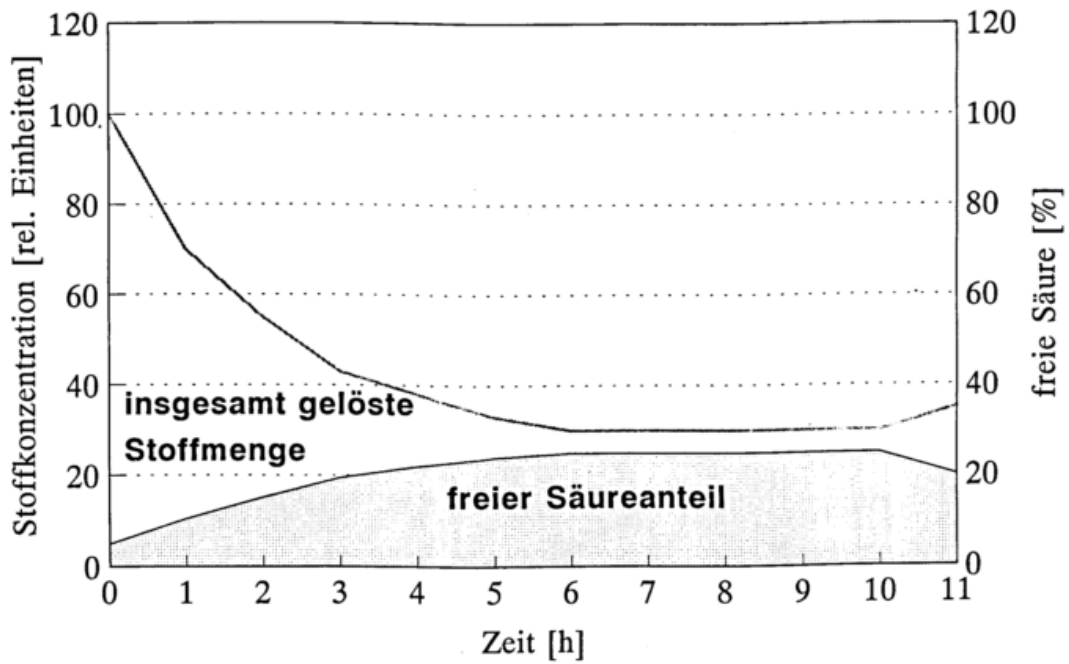


Abb. 2: Schematische Darstellung zum Auswaschvorgang und Säureanteil im Verlauf von Niederschlagsereignissen.

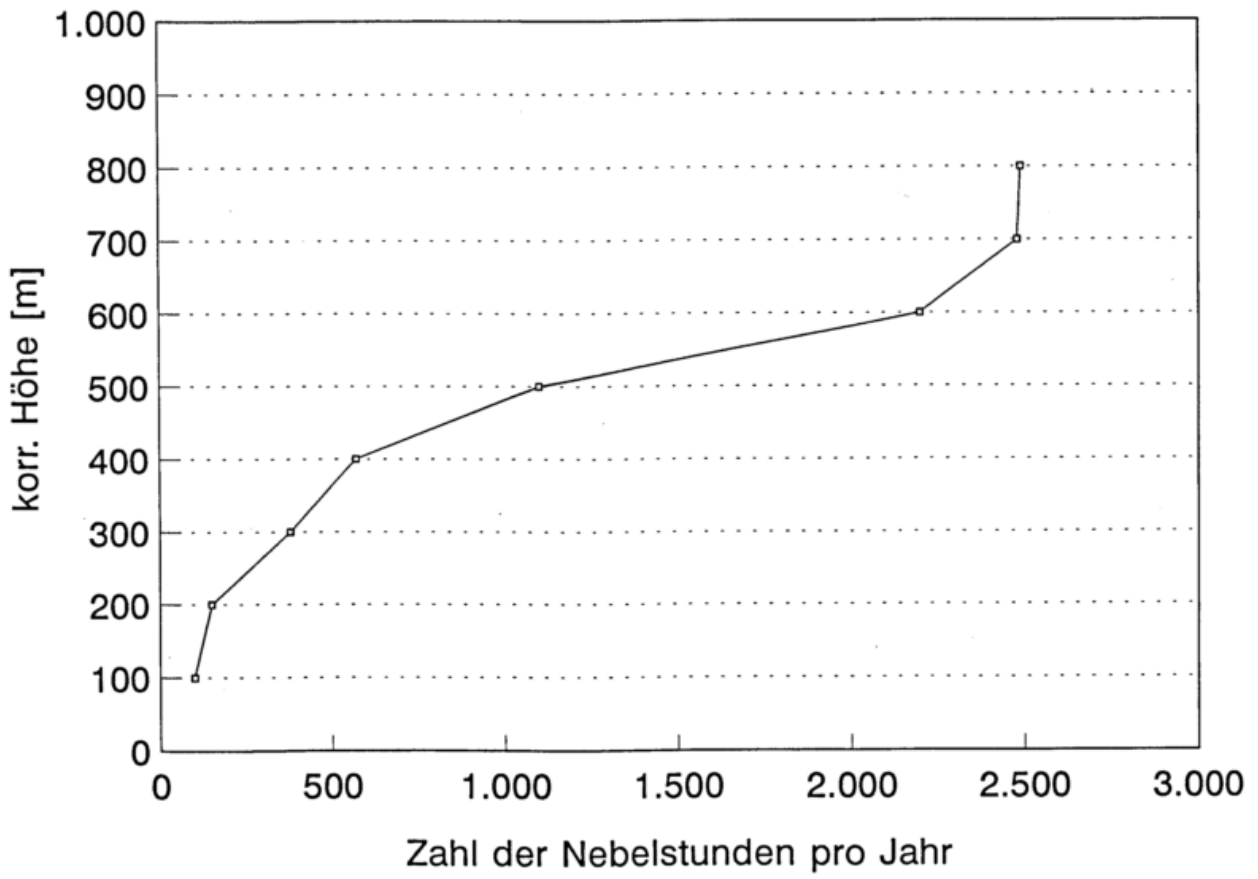


Abb. 4: Mittlere Häufigkeit von Nebel als Funktion der Höhe relativ zum umgebenden Flachland.

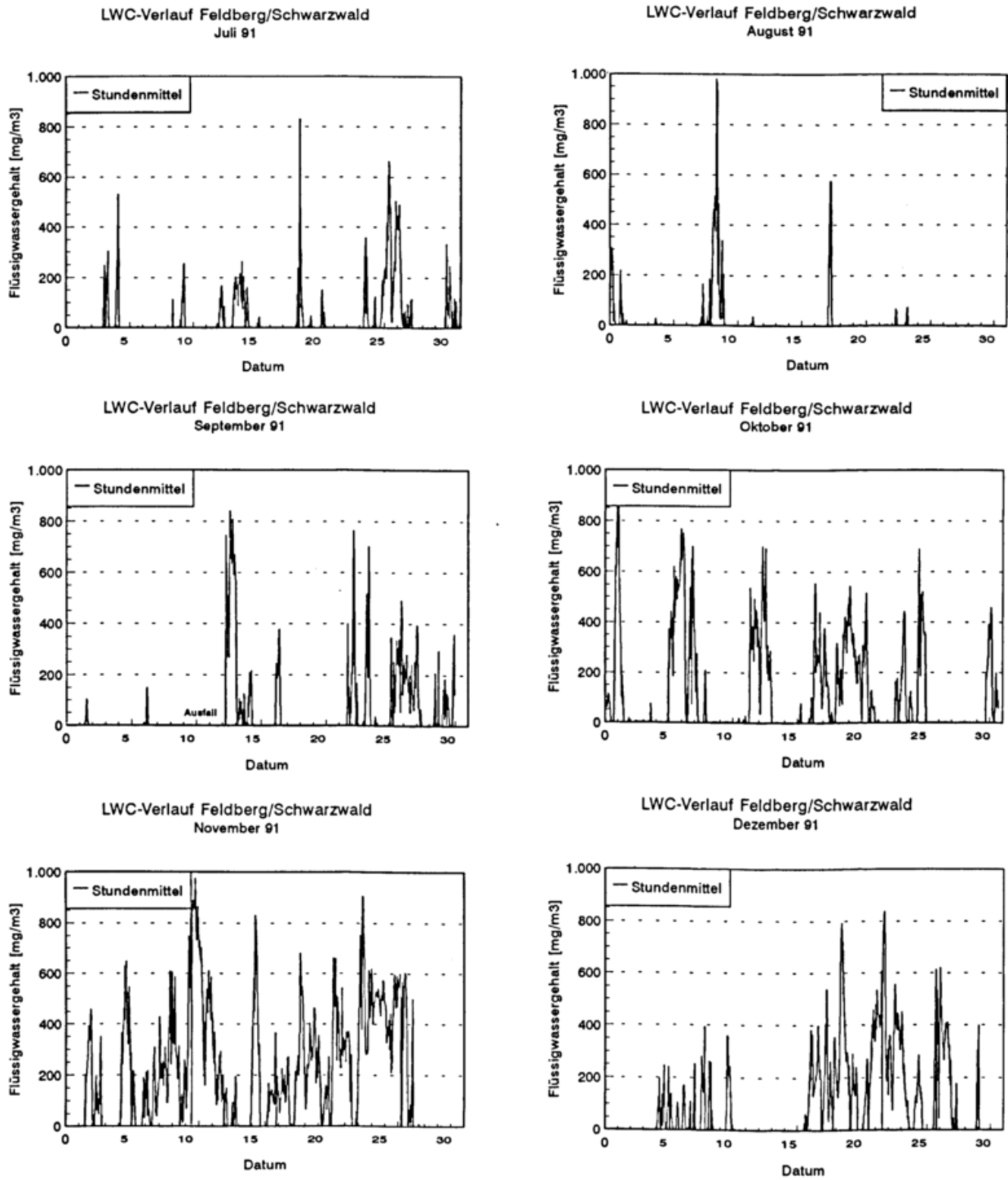


Abb. 5: Beispiel zum Verlauf des Flüssigwassergehaltes in aufliegenden Wolken am Feldberg/Schwarzwald.

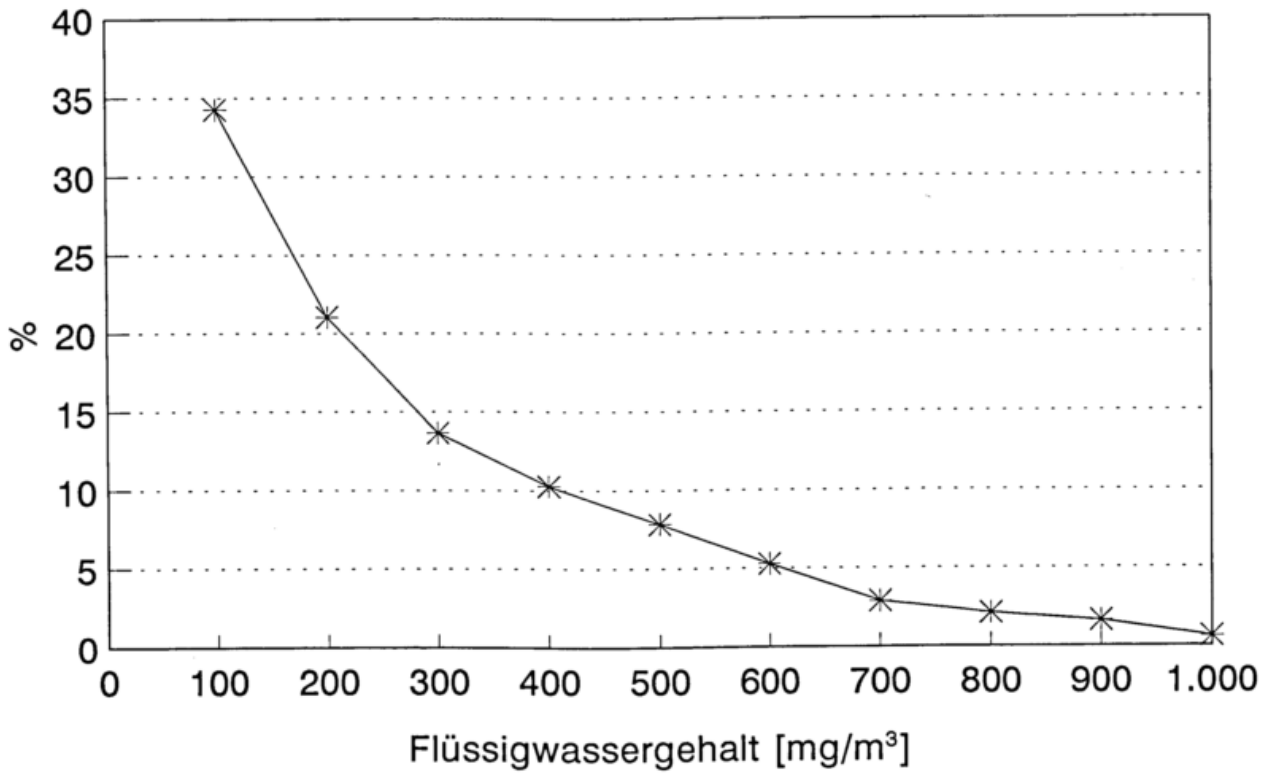


Abb. 6: Häufigkeitsverteilung des Flüssigwassergehaltes (Feldberg/Schwarzwald) für den Zeitraum Februar -Oktober 1992.

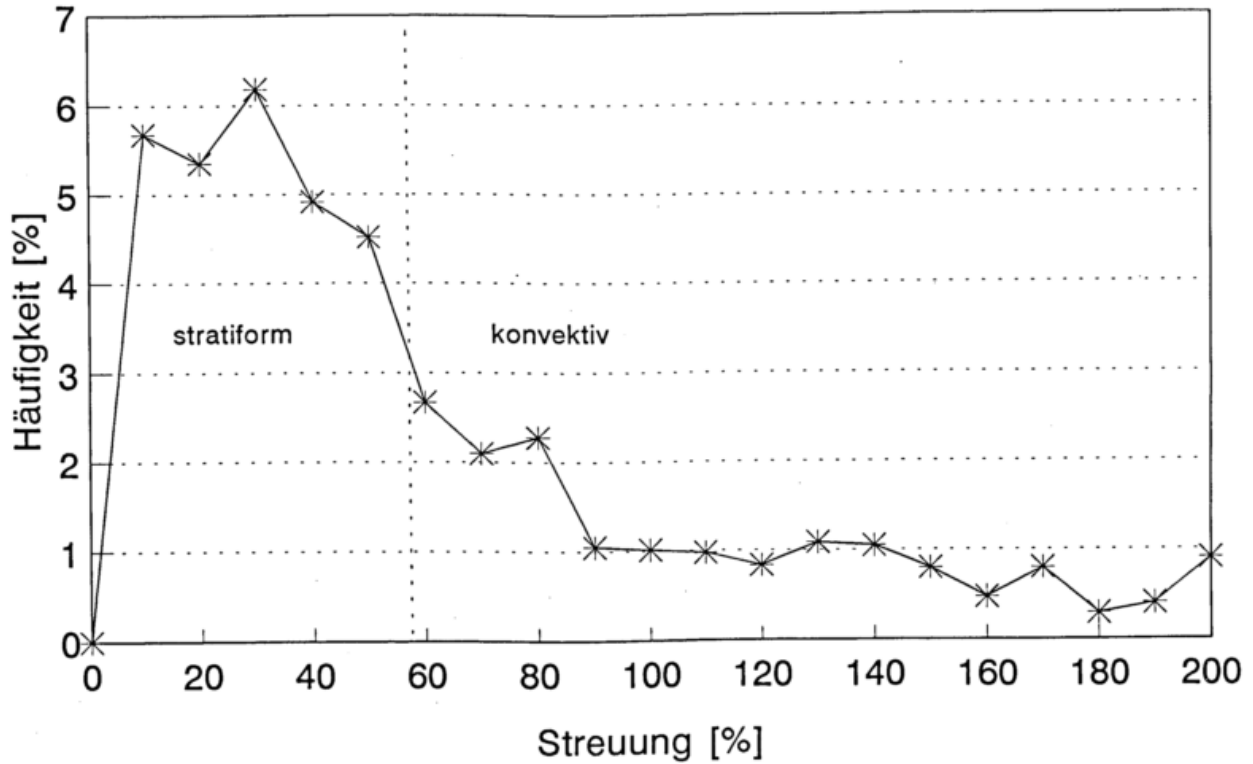


Abb. 7: Häufigkeitsverteilung der mittleren Streuung (je Stunde) des Flüssigwassergehaltes (Feldberg/Schwarzwald).

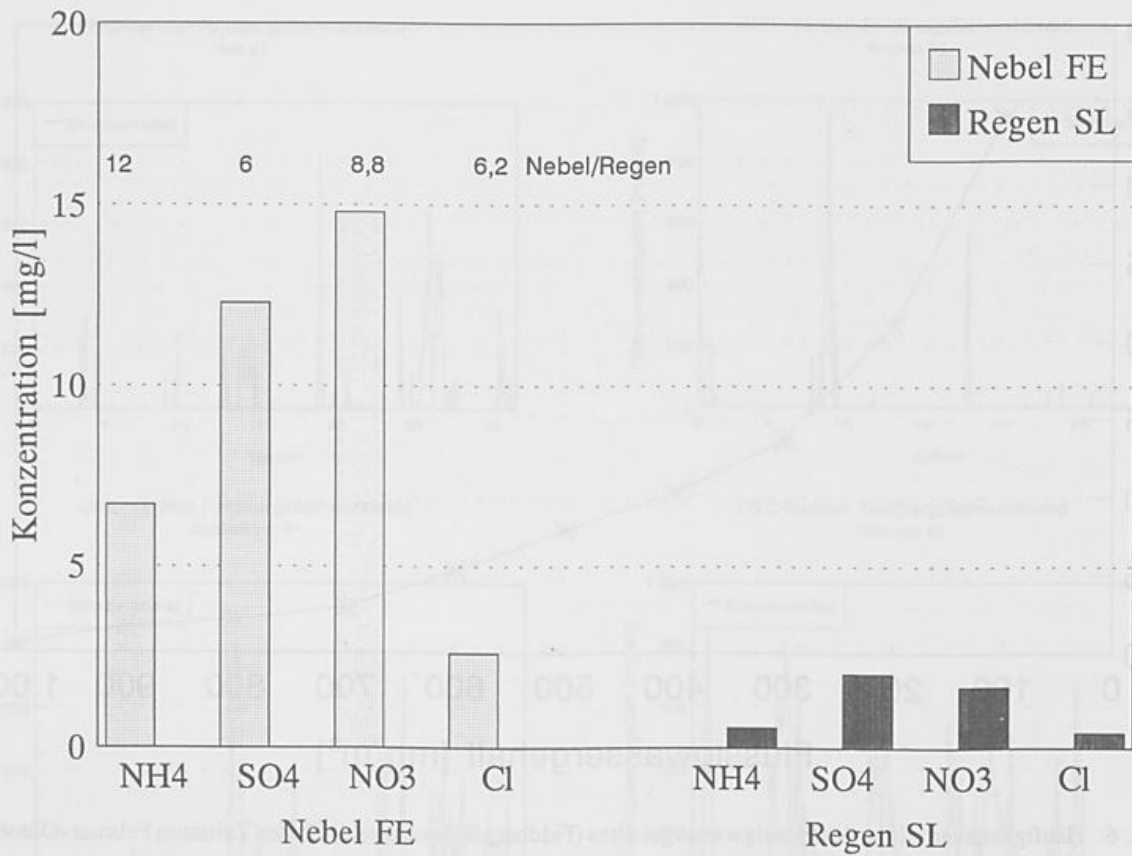


Abb. 8: Vergleich mittlerer Stoffkonzentrationen im Nebelwasser (Feldberg) und Niederschlag (Schauinsland, UBA 1993).

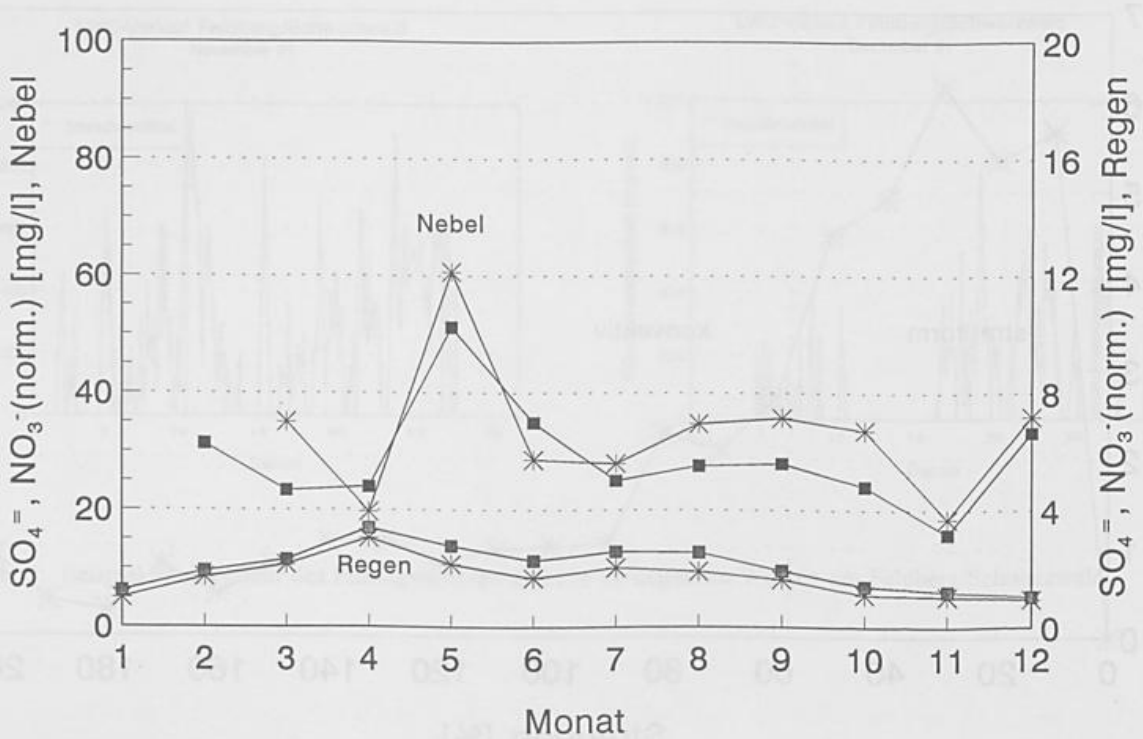


Abb. 9: Jahresgang der auf einen Flüssigwassergehalt von 0.1 g/m^3 genormten Spurenstoffkonzentrationen im Nebelwasser (Feldberg/Schwarzwald).

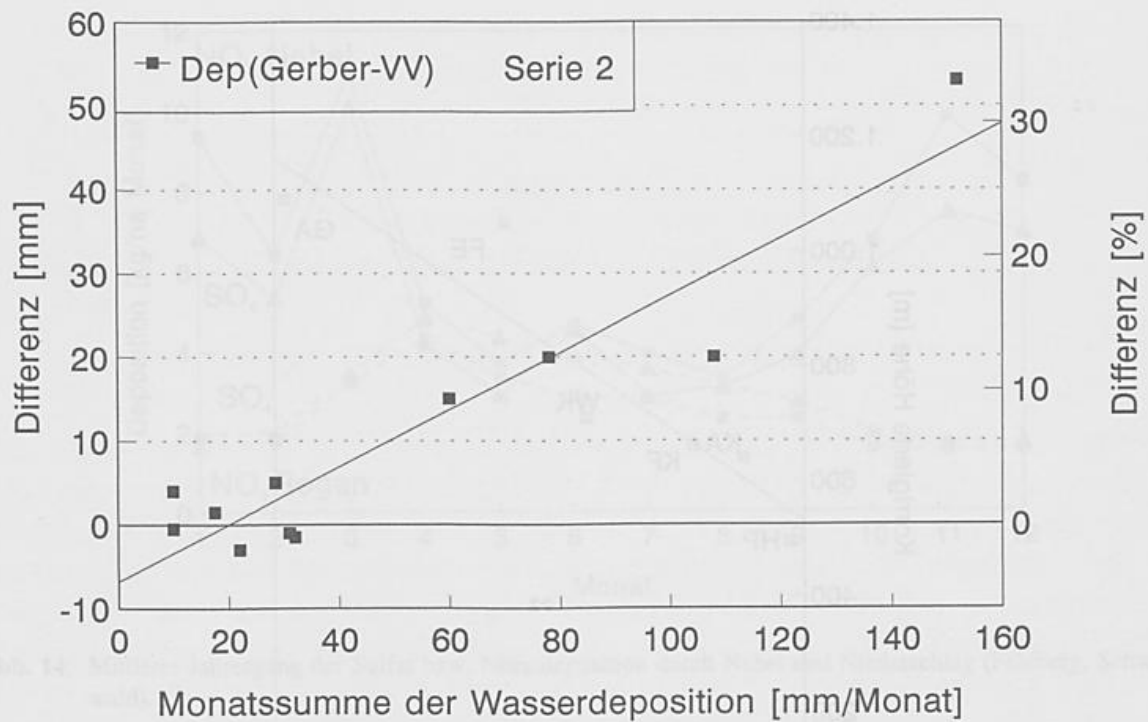


Abb. 10: Wasserdeposition durch Nebelinterzeption auf einen Nadelwald. Auswirkung gemessener oder parametrisierter Flüssigwassergehalte als Modelleingangsparameter.

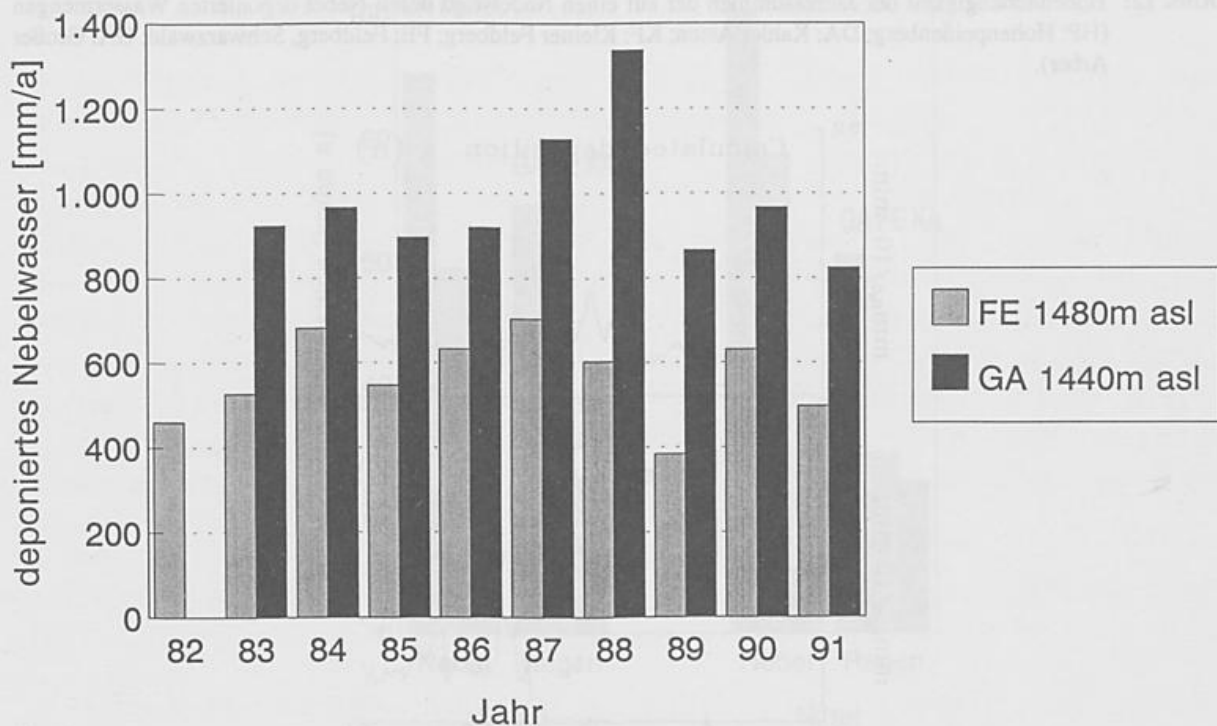


Abb. 11: Jahressummen der durch Nebelinterzeption auf einen Nadelwald deponierten Wassermengen (Feldberg/Schwarzwald und Großer Arber, Bayerischer Wald).

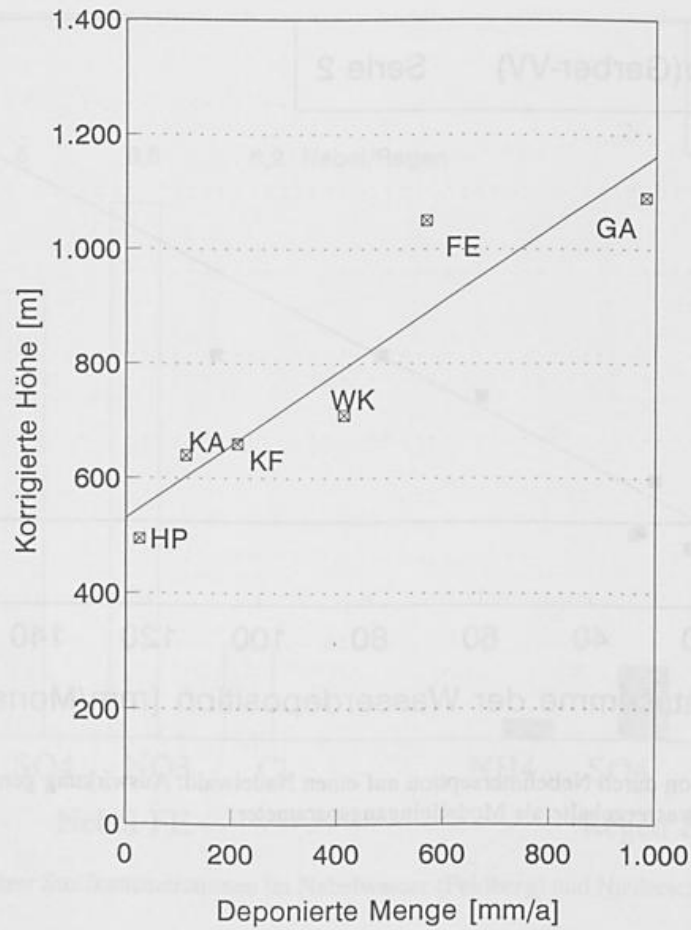


Abb. 12: Höhenabhängigkeit der Jahressummen der auf einen Nadelwald durch Nebel deponierten Wassermengen (HP: Hohenpeißenberg; DA: Kahler Asten; KF: Kleiner Feldberg; FE: Feldberg, Schwarzwald; GA: Großer Arber).

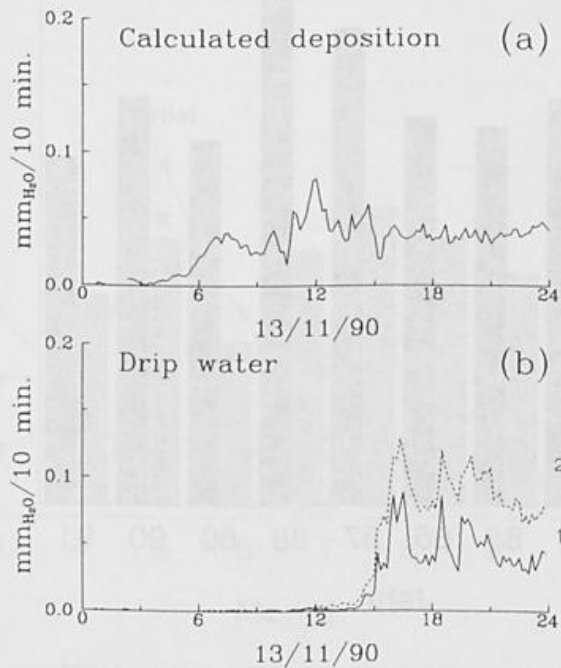


Abb. 13: Vergleich von modellierter und beobachteter Wasserdeposition durch Nebelinterzeption auf einen Nadelwald.

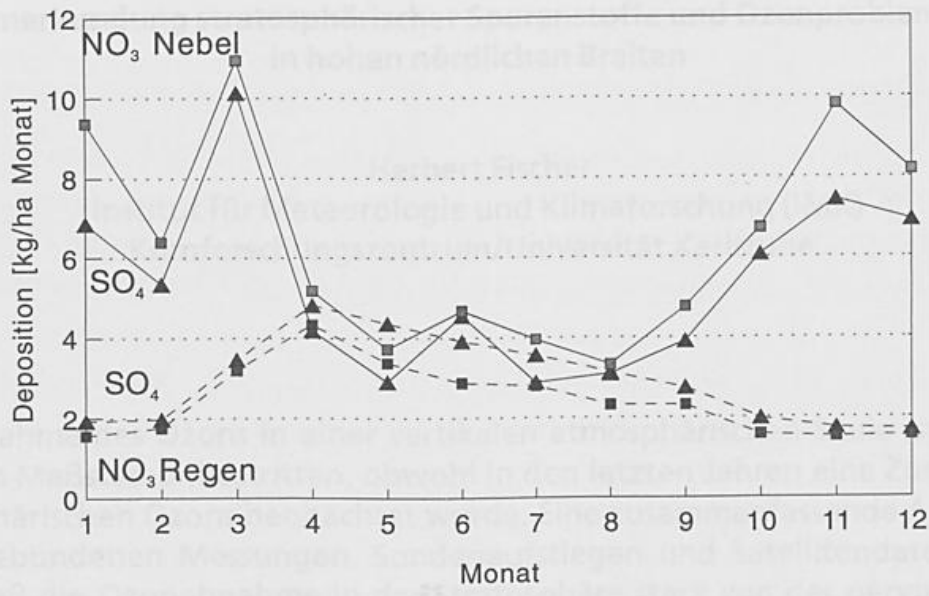


Abb. 14: Mittlerer Jahrgang der Sulfat bzw. Nitratdeposition durch Nebel und Niederschlag (Feldberg, Schwarzwald).

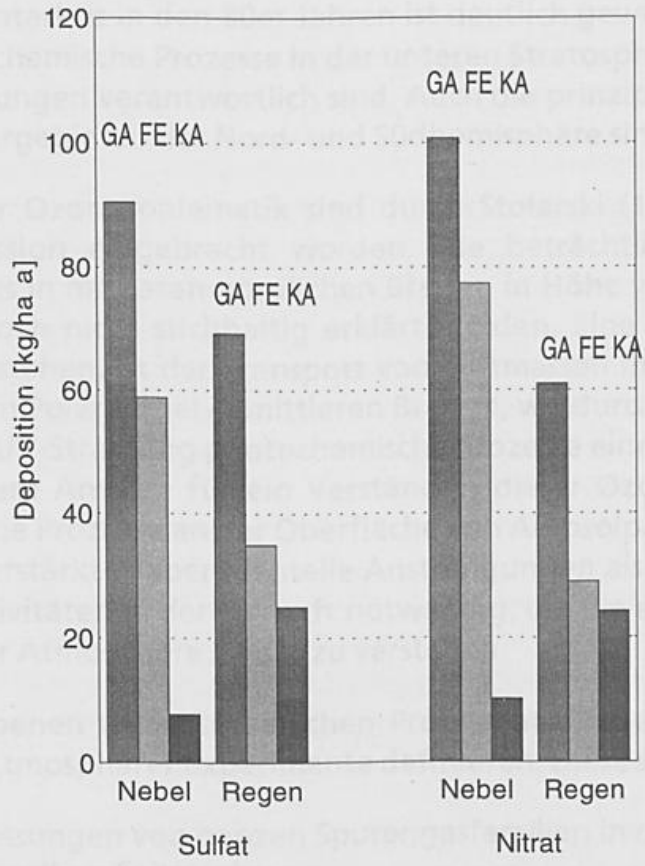
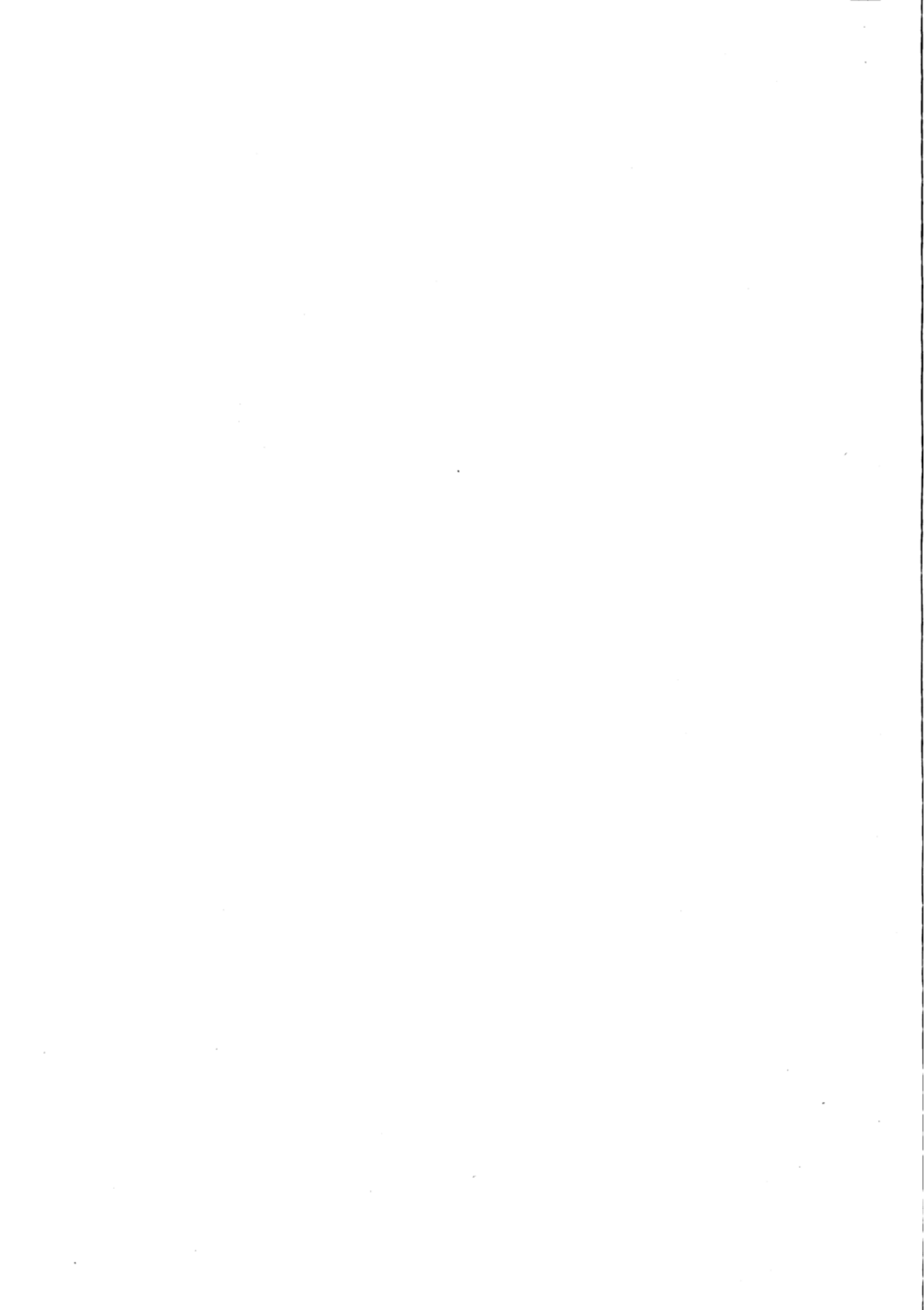


Abb. 15: Jahressummen der Sulfat und Nitratdeposition durch Nebel und Niederschlag an den Stationen GA: Großer Arber, FE: Feldberg, KA: Kahler Asten.



Fernerkundung stratosphärischer Spurenstoffe und Ozonproblematik in hohen nördlichen Breiten

Herbert Fischer
Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK)
Kernforschungszentrum/Universität Karlsruhe

Die Abnahme des Ozons in einer vertikalen atmosphärischen Säule ist heute im globalen Maßstab unbestritten, obwohl in den letzten Jahren eine Zunahme des troposphärischen Ozons beobachtet wurde. Eine zusammenfassende Analyse von bodengebundenen Messungen, Sondenaufstiegen und Satellitendaten hat gezeigt, daß die Ozonabnahme in der Stratosphäre stark von der geographischen Breite abhängt. Die Wissenschaftler sind sich einig, daß dieser Effekt nicht allein durch katalytische Prozesse der homogenen Gaschemie erklärt werden kann. Die Zunahme der Fluorchlorkohlenwasserstoffe in der Atmosphäre sollte in dieser Hinsicht nur zu einer relativ langsamen Abnahme der Ozonkonzentration in der oberen Stratosphäre führen. Durch die Entstehung des sogenannten "Ozonlochs" über der Antarktis in den 80er Jahren ist deutlich geworden, daß in erster Linie heterogene chemische Prozesse in der unteren Stratosphäre für diese relativ raschen Veränderungen verantwortlich sind. Auch die prinzipiellen Unterschiede zwischen den Polargebieten der Nord- und Südhemisphäre sind verstanden.

Neue Aspekte der Ozonproblematik sind durch Stolarski (1991) in die wissenschaftliche Diskussion eingebracht worden. Die beträchtliche Abnahme des Ozonsäulengehalts in mittleren nördlichen Breiten in Höhe von 8 % pro Dekade kann bis heute noch nicht stichhaltig erklärt werden. Eine Möglichkeit, dieses Phänomen zu verstehen, ist der Transport von Luftmassen mit gestörter Chemie aus dem arktischen Polarwirbel in mittleren Breiten, wo durch das wesentlich höhere Angebot an UV-Strahlung photochemische Prozesse eine größere Rolle spielen können. Andere Ansätze für ein Verständnis dieser Ozonabnahme stützen sich auf heterogene Prozesse an der Oberfläche von Aerosolpartikeln ab. Zweifellos sind sowohl verstärkte experimentelle Anstrengungen als auch umfassendere Modellierungsaktivitäten in der Zukunft notwendig, um die anthropogenen Veränderungen in der Atmosphäre besser zu verstehen.

Aus der beschriebenen wissenschaftlichen Problematik lassen sich Anforderungen an künftige Atmosphärenexperimente definieren. Diese sind

1. simultane Messungen von ganzen Spurengasfamilien in demselben Luftvolumen und zum selben Zeitpunkt.

2. Messungen, die zu jeder Tageszeit durchgeführt werden können, und
3. großräumige bis globale Erfassung von atmosphärischen Parametern.

Alle diese Anforderungen lassen sich ohne weiteres verstehen, wenn berücksichtigt wird, daß chemisch miteinander reagierende Spurengase gleichzeitig und insbesondere auch in der Polarnacht erfaßt werden müssen, und daß die räumlich und zeitlich inhomogenen Verteilungen für detaillierte Analysen benötigt werden.

Zur Erfassung globaler Meßdaten eignet sich am besten die Methode der Fernerkundung. Die optischen Eigenschaften der Spurengase können dabei benutzt werden, mit Hilfe von hochauflösenden Spektrometern die räumliche Verteilung der atmosphärischen Konstituenten zu bestimmen. Unter mehreren möglichen Spektrometertypen erfüllen Fouriertransformations-Spektrometer die genannte Meßaufgabe besonders gut. Sie liefern innerhalb weniger Sekunden ein sogenanntes Interferogramm, aus dem mit einer schnellen Fouriertransformation ein hochaufgelöstes, breitbandiges Spektrum mit den "Fingerabdrücken" (d.h. molekülspezifischen Cluster von Spektrallinien) vieler Spurengase berechnet wird. Aus diesem Grund hat das Institut für Meteorologie und Klimaforschung mehrere neuartige MIPAS (Michelson Interferometer für passive atmosphärische Sondierung) - Experimente entwickelt (Fischer 1992). MIPAS eignet sich zur Messung von mehr als zwanzig atmosphärischen Spurengasen durch die simultane Erfassung des gesamten Spektralbereichs des mittleren Infrarots.

Bislang sind drei verschiedene MIPAS-Experimente zum Einsatz gekommen. Ein bodengebundenes, auf die Sonne ausgerichtete Instrument wird seit Anfang 1990 periodisch zur Erfassung von Säulengehalten von vielen Spurengasen in Kiruna/Nordschweden benutzt. Das MIPAS-Ballonexperiment basiert auf einer gekühlten Geräteversion und ermöglicht damit die Messung der aus der Atmosphäre emittierten Infrarotstrahlung. Der erste Ballonflug wurde im Mai 1989 von Aire-sur-L'Adour/Südfrankreich aus durchgeführt. Inzwischen fanden vier erfolgreiche Ballonflüge, u.a. auch im arktischen Bereich, statt. Das gekühlte MIPAS-Flugzeugexperiment ist seit dem Winter 1991/92 in einer Reihe von Flügen in mittleren und hohen nördlichen Breiten eingesetzt worden.

Die Messungen der zeitlichen und räumlichen Verteilung von vielen Spurengasen mit den verschiedenen MIPAS-Experimenten hat zu einer Reihe von wichtigen Ergebnissen geführt, auf die hier im einzelnen nicht eingegangen werden kann. Jedoch sollen ein paar zusammenfassende Anmerkungen zu den erzielten Ergebnissen im folgenden gemacht werden.

Die bodengebundenen Messungen von verschiedenen Spurengasen in Nordschweden zeigen deutlich, ob die erfaßte Luftmasse sich innerhalb oder außerhalb des Polarwirbels befand. Durch die großräumigen Absinkvorgänge im Polarwirbel ist der zugehörige Säulengehalt von Spurengasen mit einem Maximum des Mischungsverhältnisses in der Stratosphäre merkbar erhöht. Ein niedriges Ver-

hältnis der stratosphärischen Säulengehalte der Spurengase HCl und HF im Polarwirbel weist auf heterogene chemische Prozesse hin, da beide Gase aus denselben Quellen stammen und nur HCl in der Atmosphäre durch heterogene Reaktionen abgebaut wird (Adrian et al. 1993).

Die MIPAS-Ballonmessungen haben zu neuen Erkenntnissen über die Veränderungen der Reservoirgase in der unteren Stratosphäre im arktischen Polarwirbel geführt. Es zeigte sich, daß das in diesen Höhenschichten verfügbare Chlor im Frühjahr weitgehend in der Verbindung ClONO₂ gespeichert ist und damit nicht unmittelbar ozonzerstörend wirksam werden kann (Oelhaf et al. 1993).

Eine große Schwierigkeit bei der Beurteilung, ob Ozonänderungen auf chemische Prozesse zurückzuführen sind, ist häufig die Trennung von dynamischen und chemischen Vorgängen in der Atmosphäre. Aus den Messungen des MIPAS-Flugzeugexperiments im Winter 1991/92 ergaben sich in dieser Hinsicht interessante Erkenntnisse. In Figur 1 sind die Säulengehalte der Spurengase Ozon und Salpetersäure für eine Reihe von Meßtagen gegeneinander aufgetragen. Es zeigt sich eine lineare Korrelation für viele Messungen, d.h. in diesen Fällen werden die Gasverteilungen nur durch dynamische Vorgänge gesteuert, da die O₃- und HNO₃-Chemie stark unterschiedlich sind (Blom et al. 1993). Meßpunkte, bei denen ein wesentlich anderes Verhältnis der beiden Säulengehalte vorliegt, weisen deshalb auf veränderte chemische Bedingungen hin. Sicherlich müssen solche Ergebnisse auch künftig sehr sorgfältig unter Berücksichtigung der Meßfehler diskutiert werden, aber sie stellen wichtige Ansätze für eine Weiterentwicklung der Ozonforschung dar.

Ein Ziel für die zweite Hälfte der 90er Jahre ist der Einsatz eines MIPAS-Experiments auf einem Satelliten. Die Europäische Weltraumbehörde hat einen MIPAS-Experimentvorschlag des IMK im Jahr 1988 aus einer größeren Anzahl von Vorschlägen ausgewählt und entwickelt nun das MIPAS-Experiment für einen Mitflug auf der 1. europäischen Plattform ENVISAT-1. Die damit erfaßbaren globalen Spurengasverteilungen lassen einen qualitativen Sprung gegenüber den bisher gemessenen Parameterverteilungen erwarten.

Literatur

Fischer, H. 1992,

Remote sensing of atmospheric trace constituents using Fourier transform spectrometry, Ber. Bunsenges. Phys. Chem., 96, S. 306-313.

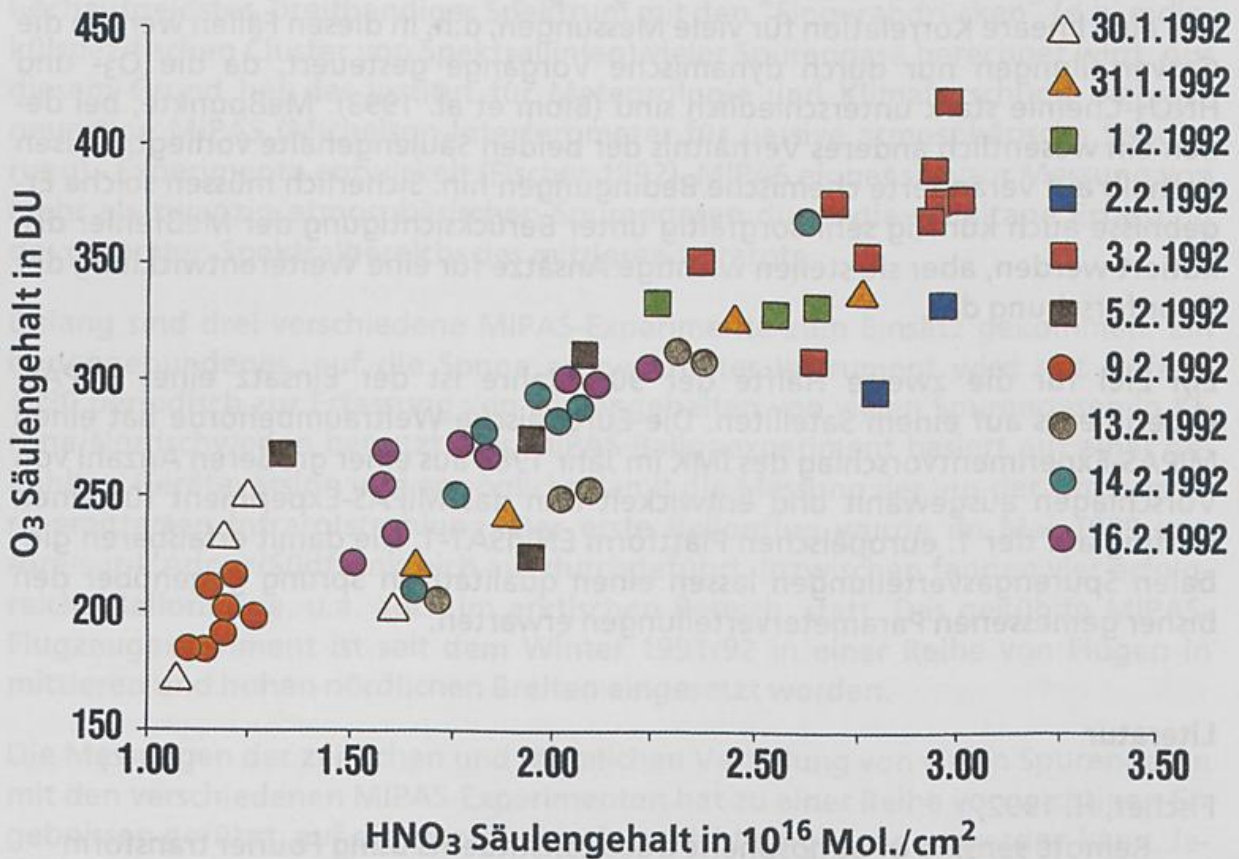
Stolarski, R.S. 1992,

Observation of global stratospheric ozone change, Ber. Bunsenges. Phys. Chem., 96, S. 257-263.

Adrian, G.P., M. Baumann, T. Blumenstock, H. Fischer et al. 1993,
 First results of ground-based FTIR measurements of atmospheric trace gases
 in north Sweden and Greenland during EASOE, Geophys. Res. Lett., in Druck.

Oelhaf, H., T. v. Clarmann, H. Fischer et al. 1993,
 Stratospheric ClONO_2 and HNO_3 profiles inside the arctic vortex from MIPAS-
 B limb emission spectra obtained during EASOE, Geophys. Res. Lett., in Druck.

Blom, C.E., H. Fischer et al. 1993,
 Airborne measurements during the European Arctic Stratospheric Experi-
 ment: Column amounts of HNO_3 and O_3 derived from FTIR emission sound-
 ing, Geophys. Res. Lett., in Druck.



O_3 -Säulengehalte in Dobson-Einheiten oberhalb des 350 hPa-Niveaus aufgetra-
 gen gegen die simultan beobachteten HNO_3 -Säulengehalte in Mol./cm² für den
 Zeitraum 30. Januar bis 16. Februar 1992; die Messungen stammen von verschie-
 denen Flügen im Bereich zwischen Grönland, Spitzbergen, der russischen Grenze
 und Südschweden.

Anschriften der Autoren

Dr. Eberhard MÜLLER

Dr. Werner WERGEN

Deutscher Wetterdienst
Zentralamt
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach a. M.

Prof. Dr. Siegfried GROSSMANN

Fachbereich Physik der
Philipps-Universität Marburg
Renthof 6
35032 Marburg

Dr. Dietrich SPÄNKUCH

Dr. Thomas FOKEN

Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Potsdam
Telegrafenberg
14473 Potsdam

Prof. Dr. Lennart BENGTTSSON

Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstr. 55
20146 Hamburg

Prof. Dr. Ehrhard RASCHKE

GKSS-Forschungszentrum
Institut für Physik
21502 Geesthacht

Dr. habil. Gerhard ADRIAN

Prof. Dr. Herbert FISCHER

Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe
Kaiserstraße 12
76128 Karlsruhe

Prof. Dr. Burghard BRÜMMER

Dr. Gerhard PETERS

Meteorologisches Institut
der Universität Hamburg
Bundesstraße 55
20146 Hamburg

Dr. Hans STEINHAGEN

Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Lindenberg
15864 Lindenberg

Prof. Dr. Dieter H. EHHALT

Institut für Atmosphärische Chemie
Forschungszentrum Jülich
Postfach 19 13
52425 Jülich

Dr. Peter WINKLER

Dipl.-Met. Hans-Jürgen CLAUDE

Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeißenberg

Liste der Teilnehmer

Adam, Wolfgang
Adrian, Gerhard
Albrecht, Angioletta
Albrecht, Hans-J.

Bachert, Roland
Balzer, Konrad
Bannehr, Lutz
Barg, Benno
Barsch, Heiner
Bauer, Manfred
Baum, Winfried
Becht, H.R.
Beckert, Hans-Reiner
Behrens, Klaus
Benger, Birgit
Bengtsson, Lennart
Berger, Franz
Berger, Martina
Bergholter, Uwe
Bernhardt, Karlheinz
Beyrich, Frank
Bieling, Uwe
Bille, Wolfgang
Bittorf, Peter
Bleek, Ulrich
Blödorn, Joachim
Blume, Günter
Blümel, Klaus
Blumenstein, Oswald
Böhm, Uwe
Böhme, Arnulf
Böhme, Wolfgang
Bolle, Hans-Jürgen
Brömme, Günter
Brümmer, Burghard
Bruß, Hans-Detlef
Busch, Claus
Buttenberg, Manfred

Claude, Hans

Dauert, Ute
Dieck, Stephan
Dier, Horst

Dittmar, Hartwig
Döhler, Wolfgang
Dreyer, Gudrun
Dunst, Martin

Ehhalt, Dieter
Eichelbaum, Werner
Emmrich, Peter
Enke, Wolfgang
Endrulat, Thomas
England, Joachim

Feister, Uwe
Fett, Walter
Fischer, Herbert
Fischer, Jürgen
Foken, Thomas
Fortak, Heinz
Freund, Axel
Fuchs, Rudi

Gast Manfred
Gatzki, Wolfgang
Geb, Manfred
Gerber, Wolfgang
Gericke, Klaus
Gerstmann, Werner
Gerth, Edeltraut
Glöde, Peter
Görner, Heiko
Görsdorf, Ulrich
Goesch, Michael
Götschmann, Gisela
Götschmann, Helmut
Graminski, Reinhard
Grasnack, Karl-Heinz
Grewe, Rolf-Dieter
Griebel, Lothar
Großmann, Siegfried
Grünwald, Günter
Güldner, Jürgen
Günter, Anthje
Günther, Thilo
Gumprecht, D.
Gutermann, Thomas

Haake, Rolf
Haase, Christiane
Handorf, Dörthe
Handsack, Frank
Hanl, Günther
Harno, Wolfgang
Häuser, Wilfried
Heger, Karsten
Heizenreder, Dirk
Heise, Erdmann
Hendl, Manfred
Henning, Hubert
Herber, Andreas
Herber-Pflüger, Agnes
Herzog, Hans-Joachim
Hildebrandt, Helmut
Hoebbel, Wolfdieter
Hoffmann, Gerd
Höhne, Werner
Hollaz, Georg
Hupfer, Peter

Jaiser, Rolf Peter
Jankiewicz, Petra
Jeske, Helmut
Jost, Dieter

Käse, Herbert
Kätzel, Angela
Kahra, Berndt
Kalb, Margret
Kallweit, Dagmar
Kartschall, Karin
Kasten, Fritz
Kaestner, Adreas
Katergiannakis, Ute
Kessler, Albrecht
Kirchner, Siegfried
Kleinowski, R.
Klose, Brigitte
Kluge, Jochen
Knüpfner, Klaus
Körber, Hans-Günther
Koß, Dirk-Wolfram
Krenzien, Elisabeth
Krugmann, Gabriele
Kruhner, Siegfried
Kubasch, Horst

Kühne, Martin
Kuhlmey, Rita
Kunitz, Bernd
Kusch, Wolfgang

Labitzke, Karin
Lange, Hans-Joachim
Langner, Arndt
Lattauschke, Jens
Lehmann, Volker
Lehmann, Angela
Lehmphul, Werner
Leimbach, Marian
Leiterer, Ulrich
Lesch, Lutz
Liepelt, Evelin
Liepelt, Uwe
Lippert, Kertin
Lippmann, Jens
Lüdecke, Cornelia
Lütke-meier, Sabine

Malberg, Horst
Malitz, Gabriele
Matthäus, Helga
Mayer, Helmut
Michaelis, W.
Mix, Wolfgang
Mohr, Monika
Mohr, Tillmann
Müller, Eberhard
Müller, Knut
Müller, Manfred

Neisser, Joachim
Neumeister, Helmut
Neuwirth, Fritz
Névir, Peter
Nöthlich, Andreas

Österle, Hermann
Oestreicher, Ralf

Pankrath, Jürgen,
Paulisch, Reinhild

Petermann, Peter-Claus
Peters, Gerhard
Pethe, Hermann
Petzold, Bernd
Petzold, Margot
Pflüger, Ulrich
Piehl, Hans-Dieter
Plessing, Peter
Pohl, Helga
Prenosil, Thomas

Quenzel, Heinrich

Rabelt, Vera
Rachner, Martin
Rall, Anna Maria
Raschke, Ehrhard
Reiser, Heinz
Renner, Eberhard
Richter, Dieter
Richter, Lutz
Richter, Sieghard
Rohn, Michael
Roschke, Thomas
Roth, Rainer

Saalfrank, Gerd
Sattler, Hans
Schaa, Klaus-Dieter
Schaale, Michael
Schellnhuber, Hans-Joachim
Schlegel, Hannelore
Schlegel, Max
Schlegelmilch, Klaus
Schmidt, Thomas
Schmitz, Hans-Peter
Schöne, Werner
Schöne, Gerda
Scholze, Werner
Schubert, Ursula
Schulz, Elena
Schulze, H.-G
Schumann, Thomas
Schwanitz, Dieter
Schwirner, Jochen-Ulrich
Seltmann, Jörg
Skeib, Günter

Sonntag, Dietrich
Spahn, Ilse
Spänkuch, Dietrich
Stanislavsky, Peter
Stefan, Monika
Steinhagen, Hans
Stern, Rainer
Streckenbach, Birgit
Szillinsky, Albrecht

Tahl, Sigrun
Terpitz, Wolfgang
Thiel, Dietmar
Tietz, Sabine
Tinz, Birger
Tremmel, Jürgen

Urania-Landesverband
Urban, Jochen

Vogel, Gerd
Voß, Peter-Hinrich

Wagner, Dieter
Wege, Carla
Wege, Klaus
Wehner, Hans
Wehry, Werner
Weller, Michael
Wergen, Werner
Wesp, Uwe
Wichura, Bodo
Wilhelm, Michael
Windfuhr, Hilmar
Winkler, Peter
Wintermeyer, Dirk
Woick, Heinrich
Wolff, Elke
Wolle, Rolf
Wöste, L.
Wuchold, Herbert
Wünsche, Volker

Zick, Christian
Ziemann, Rudolf