

Deutscher Wetterdienst



**Annalen der Meteorologie**

**36**

**Vorhersage: Wetter, Klima, Umwelt**  
**Symposium zur Einhundertfünfzigjahrfeier**  
**des Preußischen Meteorologischen Instituts**  
**16. und 17. Oktober 1997 in Berlin**

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

ISSN 0072-4122  
ISBN 3-88148-339-X

---

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  
Frankfurter Straße 135  
63067 Offenbach am Main

# INHALT

Seite

E. MÜLLER	
150 Jahre Preußisches Meteorologisches Institut – Einführung .....	1
<b>Wetteranalyse und -vorhersage</b>	
H. BÖTTGER	
Die Anwendung von Ensemblevorhersagen in der Mittelfristprognose .....	9
W. WERGEN	
Von der Punktmessung zum Anfangszustand für die Numerische Wettervorhersage .....	17
D. MAJEWSKI	
Numerical weather prediction at the Deutscher Wetterdienst – From the third to the fourth generation – .....	39
H.-J. KOPPERT	
Methoden der Präsentation – Von der NWV-Datenbank zum Kunden .....	65
<b>Klimavariabilität und -vorhersage</b>	
B. FRENZEL	
Klimavariabilität während der Nacheiszeit .....	75
M. LATIF	
El Niño / Southern Oscillation .....	95
L. BENGTTSSON	
The hydrological cycle in present and future climate .....	99
M. CLAUSSEN	
Von der Klimamodellierung zur Erdsystemmodellierung: Konzepte und erste Versuche .....	119
<b>Atmosphärische Umweltdiagnose und -vorhersage</b>	
P. WINKLER	
Zeitliche Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Erdatmosphäre .....	131
R. ZELLNER	
Ozonloch und Sommersmog: Erkenntnisse und Fragen zum guten und schlechten Ozon .....	151
U. SCHUMANN	
Klimawirksamkeit von Emissionen des Luftverkehr .....	155
I. JACOBSEN	
Vorhersage der Luftqualität und ihre Verifikation .....	169
<b>Anhang</b>	
H. FORTAK	
Von der Gründung des Preußischen Meteorologischen Instituts bis zur Gegenwart: Eine Geschichte der Meteorologie in Deutschland .....	183
Anschriften der Autoren .....	203
Tagungsprogramm .....	205



# 150 Jahre Preußisches Meteorologisches Institut

## Symposium "Vorhersage: Wetter, Klima, Umwelt"

Berlin, 16. und 17. Oktober 1997

E. Müller: Einführung

### 1. Die Veranstaltung und ihr Anlaß

Der Willkommensgruß an alle Teilnehmer ergeht auch im Namen von Udo Gärtner, Präsident des DWD und Vorsitzender der DMG.

Anlaß des Symposiums ist der 150. Jahrestag der Gründung des Preußischen Meteorologischen Instituts (PMI), die am 17. Oktober 1847 erfolgte. Das Ereignis wird bildlich am besten festgemacht an der Schinkelschen Bauakademie (Abb. 1), die von 1832 bis 1836 errichtet wurde und dem PMI ab 1886 Unterkunft bot. Sie hat ihre schönste künstlerische Reflexion in den Vedutenmalereien des Berliners Eduard Gärtner (1801-1877) gefunden. An die Stelle des "Roten Kastens", wie man das nicht mehr existierende Gebäude auch scherzhaft genannt hat, ist das nahe "Rote Rathaus" als Veranstaltungsort getreten.

Das Thema "Vorhersage: Wetter, Klima, Umwelt" weist das Symposium als eine Veranstaltung "aus Anlaß" aus. Das PMI ist als wissenschaftliche Abteilung des Preußischen Statistischen Büros gegründet worden: Damals standen die Statistik der Lebensmittelpreise, der Einfluß der Witterung auf die Landwirtschaft sowie der erforderliche Aufbau eines Klimanetzes und Verfahren der Datenauswertung im Vordergrund des Interesses. Dennoch ist schon Heinrich Wilhelm Dove, der von 1849 bis 1879 die Leitung des PMI innehatte, als der große Vorsynoptiker bekannt geworden. Mit seinem Kampf der äquatorialen und polaren Luftströmungen ist er nahe an den Frontbegriff herangekommen. Auch läßt sich der staatliche Wetterdienst (WD) in Deutschland über die Folge

PMI  $\Rightarrow$  ReichsWD  $\Rightarrow$  Zonen- u. Länder-WD  $\Rightarrow$  MD (1950)/DWD (1952)  $\Rightarrow$  DWD (1990) auf das PMI zurückführen. Für einen Wetterdienst hat aber der Begriff Vorhersage, insbesondere Wettersvorhersage, Schlüsselcharakter.

Die Veranstaltung hat ihr Vorbild im Symposium "Observation und Simulation der Atmosphäre", das anlässlich der Hundertjahrfeier des Meteorologischen Observatoriums Potsdam am 06. und 07. Mai 1993 in Potsdam abgehalten wurde. Ein Programmkomitee, bestehend aus den Herren Müller (Vorsitz), Cubasch, Hupfer, Jacobsen, Malberg und Wergen, hat die Vortragsfolge (unter Einschluß der Öffentlichen Vorträge) festgelegt. Damals wie heute ist es das Ziel eines derartigen Präsentationssymposiums: Führende deutsche Persönlichkeiten aus der Meteorologie (Wissenschaft und wissenschaftliche Dienstleistung) berichten über aktuelle Entwicklungen.

Diese Einführung dient der Einstimmung.

## 2. Das Symposium

Das Symposium geht inhaltlich vom Begriff der Vorhersage aus, ist aber keineswegs streng darauf fixiert. Es geht viel mehr darum, Zustände und Prozesse zu verstehen und vorherzusagen. So beschäftigt sich der Sektor "Wetteranalyse und -vorhersage" gleichermaßen mit Anfangszustand und Prozeßmodellierung. Der Sektor "Klimavariabilität und -vorhersage" liegt im Spannungsfeld zwischen Rauschen und Signal. Im Sektor "Atmosphärische Umwelt diagnose und -vorhersage" geht es auch um die Einbeziehung einer modellgestützten Umweltüberwachung. Der FE-Arbeit auf diesen Sektoren sind 3 Komponenten gemeinsam:

1. die Gewinnung von Beobachtungsdaten und Verfahren ihrer Analyse,
2. der Einsatz numerisch-dynamischer Modelle als Hauptinstrument der Vorhersage,
3. die Entwicklung geeigneter Verfahren der Interpretation der Ergebnisse und Präsentation für die Öffentlichkeit und die Entscheidungsträger in Politik und Wirtschaft.

### 2.1. Wetter

In der bestehenden Terminologie wird die Wettervorhersage entsprechend der Vorhersagefrist gegliedert in die Bereiche: Nowcasting (0 - 2 h), Kürzestfrist (0 - 12 h), Kurzfrist (12 h - 3 d), Mittelfrist (3 - 10 d), Langfrist (> 10 d). Es gibt eine grundsätzliche Grenze der deterministischen atmosphärischen Vorhersagbarkeit, die bei 2 - 3 Wochen liegt. Jenseits dieser Grenze kann es keine Wettervorhersage im eigentlichen Sinn geben: die Aussagen haben prinzipiell probabilistischen Charakter, die Information stammt aus dem erweiterten Gedächtnis gekoppelter Systeme (Atmosphäre/Landoberfläche, Ozean, Eis).

Operationelle Wettervorhersage basiert heute durchgehend auf den Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage (NWV). Das Rüstzeug der NWV besteht einerseits in Verfahren der Datennutzung zur Herstellung eines konsistenten Anfangszustands (Datenassimilation), andererseits in physikalischen Modellen, die in Auflösung und Ausstattung der verfügbaren Rechnerleistung und der Aufgabenstellung anzupassen sind (Modellierung).

Die einmalige Erfolgsgeschichte der NWV belegen wir mit dem typischen Beispiel des DWD (Abb. 2). Die Entwicklung beginnt 1968. Auf der Basis von Rechenanlagen zunehmender Leistungsfähigkeit (CDC 3800, CY 76, CRAY Y-MP/432) folgen großskalige Modelle wachsender Auflösung, Ausdehnung und physikalischer Ausstattung aufeinander (BKL: trocken-baroklin, BKF: feucht-baroklin, GM: global). Neben einem allgemeinen Aufwärtstrend in den Gütemaßen sind 3 deutliche Stufen auszumachen: die Berücksichtigung der Orographie (1973/74), die Hinzunahme der Feuchteprozesse (1978/79) und der Übergang vom hemisphärischen Achteck auf ein globales Modell (1990/91). Gegen Ende des betrachteten Zeitraums ist eine gewisse Sättigung zu erkennen, die mit dem weitgehenden Einfrieren des aktuellen NWV-Systems zusammenhängt und bei der die natürliche Variabilität der Vorhersagbarkeit - insbesondere bei längeren Fristen - erkennbar wird.

Bei den Perspektiven der NWV lassen sich 2 Entwicklungslinien ausmachen. Die eine Linie ("LM-Linie" des DWD) zielt darauf ab, die bisherige Zirkulationsvorhersage in eine wirkliche Wettervorhersage zu überführen. Hierzu ist der räumliche und physikalische Detaillierungsgrad des Modells deutlich zu steigern. Auf der Datenseite wird die umfassende Nutzung der Fernerkundungsinformation unumgänglich. Entsprechende Gütemaße müssen auf den Wetterparametern basieren. Anhand eines Gütemaßes für die Niederschlagsvorhersage (TSS, True Skill Score) läßt sich zeigen, daß von einem wesentlich niedrigeren Niveau auszugehen ist, welche Verbesserungen einzelne Maßnahmen zur physikalischen Modellausstattung bringen und daß das höherauflösende Deutschland-Modell dem Europa-Modell durchgehend überlegen ist: Es ist die Wettervorhersage, die eine hohe Auflösung rechtfertigt.

Die andere Linie ("Ensemble-Linie") zielt auf eine Vorhersage der Vorhersagegüte bzw. -verlässlichkeit. Bekanntermaßen nimmt die Vorhersagegüte im Mittel mit der Vorhersagefrist ab. Daneben weist die Vorhersagegüte aber auch große zeitliche Schwankungen auf, die nicht à priori bekannt sind. Durch geeignete Variation von Anfangszustand und Modellphysik und anschließende Ensemblebildung soll die stochastische Komponente im NWV-System berücksichtigt werden. Die Interpretation und Präsentation der Ergebnisse (Wahrscheinlichkeitsaussagen) ist eine besonders anspruchsvolle Aufgabe.

## 2.2. Klima

In Genf hat soeben (26. - 28.08.1997) eine Übersichtskonferenz über Stand und Perspektiven des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) stattgefunden. Es ist offenbar: Die Dynamik hat Einzug in die Klimaforschung gehalten und ihr innerhalb der letzten 20 Jahre eine wahre Revolution beschert. Die unterschiedlichen Informationen zum WCRP sind in einer Darstellung "Grundriß des WCRP" (Abb. 3) zusammengetragen, die auf einer von W. L. Gates (Vorsitzender des "Joint Scientific Committee" des WCRP) präsentierten Vorlage beruht. Horizontal sind die Zeit und die in ihr ablaufenden wissenschaftlichen Programme vermerkt, vertikal findet man internationale Initiativen und Organisationsstrukturen aufgetragen. Besondere Aspekte sollen nachfolgend hervorgehoben werden.

- GARP (Global Atmospheric Research Programme) ist als Keimzelle des WCRP zu betrachten. Auch in Zukunft müssen NWV (Prozeßvalidation) und Klimamodellierung (statistische Validation) in Verbindung bleiben.
- Die Datennutzung wird zunehmend im Verbund der Datenquellen (In situ, Fernerkundung, Modell/Reanalyse) geschehen; hinsichtlich der Datengewinnung sind verstärkte Anstrengungen auf den Ozean (GOOS, Global Ocean Observing System) und die Landoberflächen (GTOS, Global Terrestrial Observing System) zu richten.
- Die Modellentwicklung erfaßt immer weiterreichende Zusammenhänge bis hin zum Erdsystemmodell; ein zunehmender Kopplungsgrad erschließt z. T. längere Zeitskalen.

- Das Element der Interpretation und Präsentation entwickelt sich von der Signalerkennung ("pattern analysis", "detection and attribution") zur integrierten Einschätzung ("integrated assessment").
- Am Ende steht die durchgehende operationelle Nutzung; ein erstes ermutigendes Beispiel hat uns El Niño 1997/98 beschert.

Zur Illustration der Klimavariabilität wird die Temperaturreihe des Hohenpeißenberg (Hp, ab 1781) mit der globalen Mitteltemperatur (ab 1860) kontrastiert. In Übereinstimmung mit der Globalreihe zeigt die Hp-Reihe einen positiven Trend 1891-1995, andererseits aber einen negativen Trend 1781-1890 und einen nichtsignifikanten positiven Trend 1781-1995.

### 2.3. Umwelt

Der Begriff der atmosphärischen Umwelt wird in zweierlei Bedeutung gebraucht: als atmosphärische Umgebung schlechthin oder als die anthropogen beeinflusste Chemie der Atmosphäre (radioaktive und chemische Beimengungen). Hier soll die zweite Interpretation gelten. Der Chemiehaushalt der Atmosphäre wird bestimmt durch die Prozeßkette Emission-Transmission (Transport und Transformation)-Deposition (trocken und naß).

Die Datensituation auf dem Gebiet der atmosphärischen Chemie ist noch fragmentarischer und heterogener als bei der Meteorologie im physikalischen Sinn. Ein erstes Gerüst für die globale Überwachung bildet das System der GAW-Globalstationen. Die Globalstation "Zugspitze/Hohenpeißenberg" (DWD/UBA) wird ergänzt durch den DACH-Verbund (Deutschland, Österreich, Schweiz) zur Verbesserung der globalen Repräsentativität. Eine weiterführende Maßnahme wäre sicherlich der Betrieb modellgestützter globaler und regionaler Überwachungssysteme mithilfe kontinuierlicher Datenassimilation.

Eine solide meteorologische Basis (NWV, Zirkulations- oder Klimamodelle) ist Voraussetzung für eine realistische Modellierung der chemischen Prozeßkette. Je nach Quell- und Prozeßcharakter wird die Lagrangesche oder Eulersche Behandlung zugrunde gelegt. Das Anwendungsspektrum reicht von der Kurzfristprognose bis hin zur Klimasimulation. Im Fall der Radioaktivitätsüberwachung existieren national und international organisierte operationelle Systeme.

Bei der bestehenden Datenlage ist es - wie in der Ozeanographie - nicht verwunderlich, daß die atmosphärische Umwelt noch genügend Überraschungen und erklärungsbedürftige Phänomene bereithält. Das wird anhand der kürzlich entdeckten Ozonwolken über dem tropischen Atlantik in 10 - 12 km Höhe und des Jahresgangs des bodennahen Ozons in Freiburg illustriert.

### 3. Zum Geleit

Dem Charakter der Veranstaltung als eines Präsentationssymposiums entsprechend ist vorgesehen, von der verfügbaren Zeit von jeweils 45 Minuten pro Vortrag nur 5

Minuten für allfällige Nachfragen bereitzustellen.

Es ist sichergestellt, daß alle Beiträge - in extenso oder in Form einer erweiterten Zusammenfassung - in einem Band der Annalen der Meteorologie Anfang 1998 veröffentlicht werden. Um den historischen Bezug herzustellen, wird auch der Öffentliche Vortrag von H. Fortak "Von der Gründung des Preußischen Meteorologischen Instituts bis zur Gegenwart: eine Geschichte der Meteorologie in Deutschland" in diesen Band aufgenommen. In diesem Zusammenhang sei auch auf "Die Geschichte des Preußischen Meteorologischen Instituts in Berlin" von H.-G. Körber hingewiesen, der in der DWD-Reihe "Geschichte der Meteorologie in Deutschland" 1997 erschienen ist.

Nunmehr wünsche ich der Veranstaltung einen interessanten und erfolgreichen Verlauf.

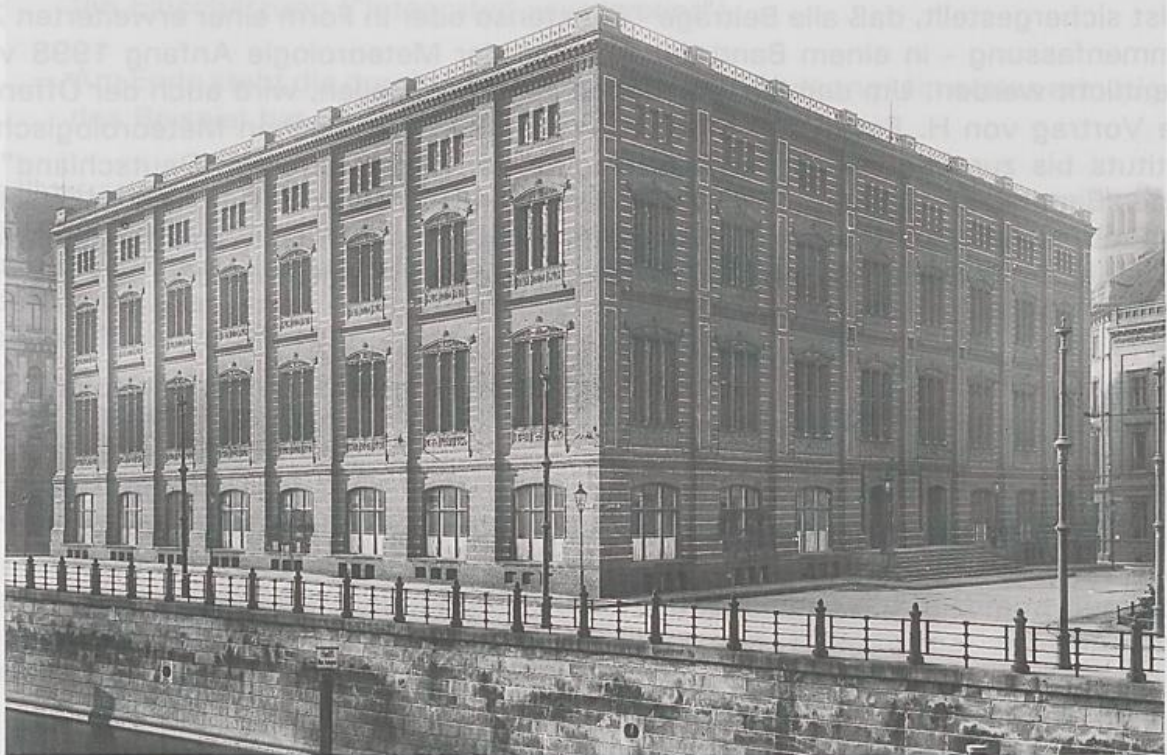


Abb. 1: Ansicht der Schinkelschen Bauakademie - Logo der Veranstaltungen zum 150. Jahrestag der Gründung des Preußischen Meteorologischen Instituts

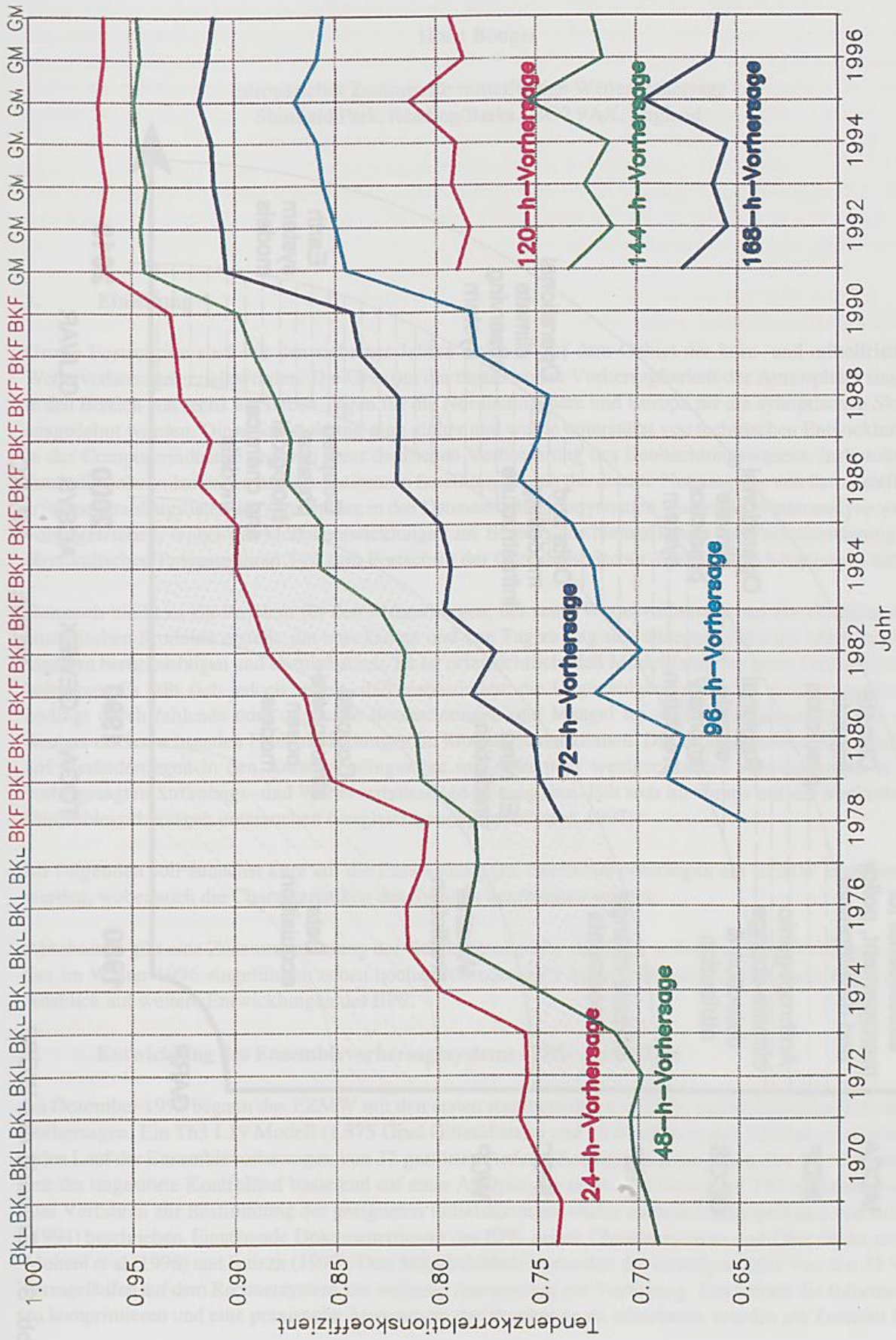


Abb. 2: Verifikationsergebnisse für den Zeitraum von 1968 bis 1997 für Vorhersagen des Bodendrucks auf NN reduziert im Gebiet Nordatlantik und Europa

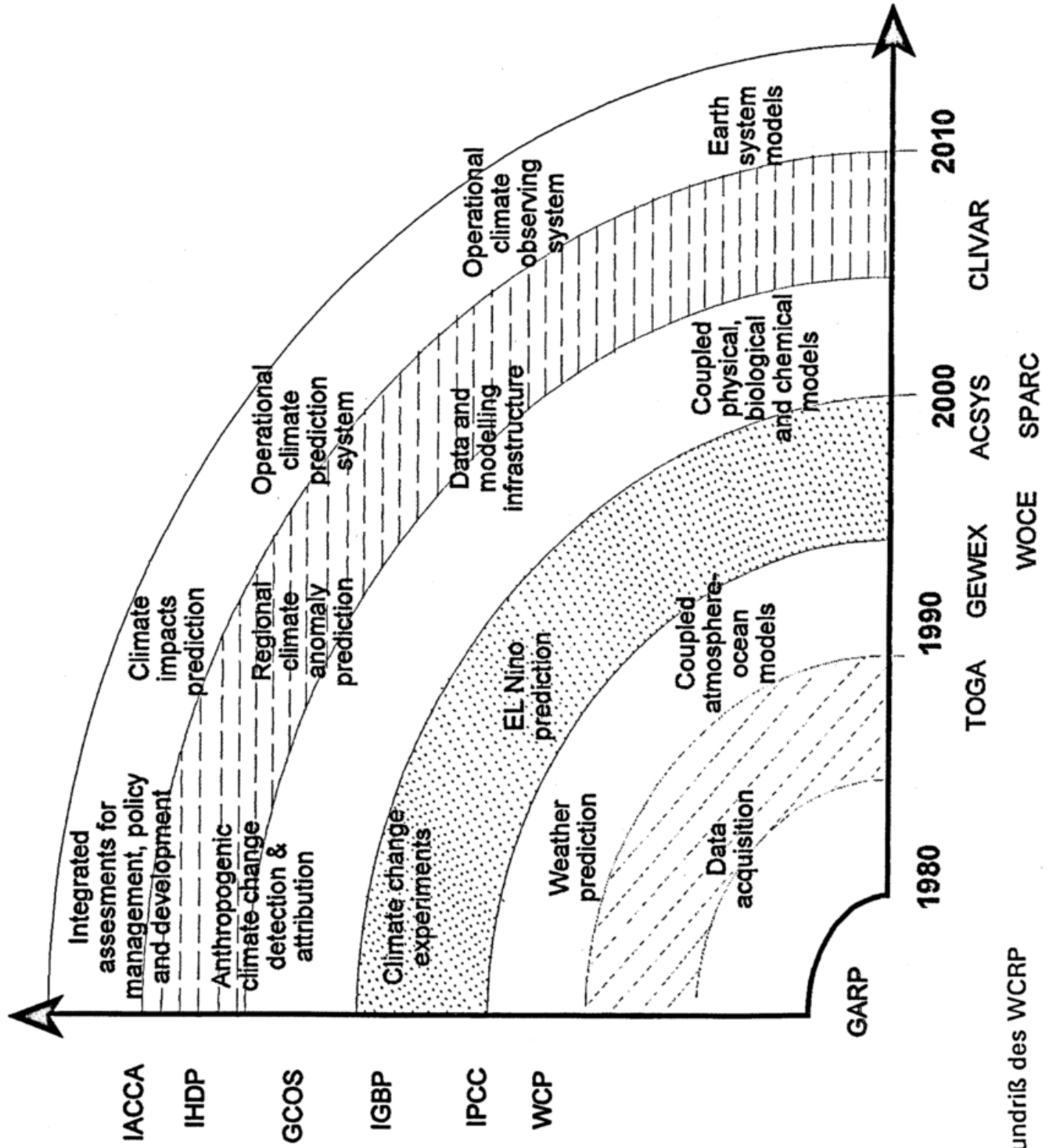


Abb. 3: Grundriß des WCRP

# Die Anwendung von Ensemblevorhersagen in der Mittelfristprognose

Horst Böttger

Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage  
Shinfield Park, Reading/Berks., RG2 9AX, England

## 1. Einleitung

Große Fortschritte sind seit den siebziger Jahren weltweit auf dem Gebiet der kurz- und mittelfristigen Wettervorhersage erzielt worden. Die Grenzen der numerischen Vorhersagbarkeit der Atmosphäre sind bis in den Bereich von sechs bis sieben Tagen für die Nordhemisphäre und Europa für die synoptischen Skalen ausgedehnt worden. Diese Entwicklung ging einher und wurde unterstützt von technischen Entwicklungen in der Computerindustrie und von einer deutlichen Verbesserung des Beobachtungswesens, insbesondere durch die polarumlaufenden und geostationären Satelliten. Durch die direkte Nutzung der von dem Satelliten erfaßten Strahlungsdaten der Atmosphäre in den Datenassimilationssystemen wurde die Wetteranalyse weiter vorangetrieben, wobei die Modellentwicklungen im Bereich der Numerik und der Parametrisierung der physikalischen Prozesse ihren Teil zum Fortschritt der Güte numerischer Vorhersagen beigetragen haben.

Dennoch bleibt es ein Problem für den Meteorologen, der seine Wettervorhersage auf der Grundlage der numerischen Produkte erstellt, die unbekannt und von Tag zu Tag sich ändernde Güte der Modellvorhersagen zu berücksichtigen und abzuschätzen. Es ist offensichtlich, daß Modellfehler zu einer Fehlvorhersage beitragen. Es läßt sich jedoch zeigen, daß insbesondere die Ungenauigkeiten in den Anfangszuständen, bedingt durch fehlende oder ungenaue Beobachtungen und Mängel im Analyseverfahren zu mehr oder weniger rasch wachsenden Fehlentwicklungen im Modell führen können. Die Empfindlichkeit des Modells, auf Veränderungen in den Anfangsbedingungen mit mehr oder weniger starken Abweichungen in den vorhergesagten Strömungs- und Wetterverhältnissen zu reagieren, läßt sich im voraus mit der Methode der Ensemblevorhersagen untersuchen (vergleiche auch Ehrendorfer, 1997).

Im folgenden soll zunächst kurz auf die Entwicklung der Ensemblevorhersagen am EZMW eingegangen werden, wobei auch die Charakteristiken des Systems beschrieben werden.

Abschnitt 3 gibt eine Zusammenfassung der Gütekontrollen für das EPS, wobei deutliche Verbesserungen des im Winter 1996 eingeführten neuen hochauflösenden EPS dargestellt werden. Abschnitt 4 gibt einen Ausblick auf weitere Entwicklungen des EPS.

## 2. Entwicklung des Ensemblevorhersagesystems (EPS) am EZMW

Im Dezember 1992 begann das EZMW mit den ersten routinemäßig erstellten, experimentellen Ensemblevorhersagen. Ein T63 L19 Modell (1.875 Grad Gitterabstand und 19 Flächen in der Vertikalen) wurde für jeden Lauf der Ensemblevorhersagen von 32 gestörten Anfangsbedingungen integriert. Die 33. Vorhersage war der ungestörte Kontrolllauf basierend auf einer Analyse, die in der Auflösung auf T63 reduziert wurde. Das Verfahren zur Bestimmung der geeigneten Initialstörungen wurde mehrfach angepaßt und von Buizza (1994) beschrieben. Eingehende Dokumentationen des EPS, seiner Charakteristiken und Güte findet sich in Molteni et al (1996) und Buizza (1997). Den Mitgliedsländern standen die Grundprodukte von den 33 Vorhersageläufen auf dem Rechnersystem zur weiteren Auswertung zur Verfügung. Um jedoch die Information zu komprimieren und eine praxisnahe Auswertung der Ergebnisse zu erleichtern, wurden am Zentrum EPS

Vorhersageprodukte erstellt, die in digitaler Form über das Netzwerk an die Mitgliedsländer versandt werden. Diese Produkte wurden in enger Zusammenarbeit mit den Wetterdiensten der Mitgliedsländer entwickelt und ständig erweitert und den Bedürfnissen der Benutzer angepaßt. Die Produkte lassen sich in zwei Gruppen einteilen. Da sind einmal die Cluster-Felder (Mittel und Streuung) für ausgewählte Geopotential- und Temperaturflächen (1000, 850 and 500 hPa) für die Vorhersagebereiche 72 bis 168 Stunden. Die Zusammenfassung in Cluster erfolgt für den Bereich Europa. Die zweite Gruppe von Produkten umfaßt einen weiten Bereich von Eintrittswahrscheinlichkeiten bestimmter Wettererscheinungen, wie z. B. kalte und warme Episoden, Auftreten von Niederschlag und Wind verschiedener Intensitäten etc.

Das T63 EPS fand seinen Eingang in die Vorhersagezentralen und wurde dort einer kritischen Betrachtung unterzogen. Problempunkte, die bei den jährlichen Benutzertreffen am EZMW zur Sprache kamen, waren insbesondere:

- (i) Das T63 EPS weist eine zu geringe Streuung auf und erfaßt nicht den Gesamtbereich der (durch die Analyse) gegebenen Wetterlagen.
- (ii) Die statistische Beziehung zwischen Streuung und der Güte der Kontrollvorhersage ist nur schwach ausgeprägt.
- (iii) Für den Synoptiker waren die Modellunterschiede T63 für das EPS gegenüber T213 für die deterministische Vorhersage zu groß und bereiteten Schwierigkeiten bei der Modellinterpretation.

Nach der Installation eines leistungsfähigeren Rechners am EZMW im Herbst 1996 und nach entsprechenden Entwicklungsarbeiten in der Forschung wurde im Dezember 1996 das EPS wesentlich verbessert. Die Anzahl der Mitglieder in Ensemble erhöhte sich von 32 auf 50 bei Benutzung eines Modells mit vergrößerter Auflösung ( $T_L159L31$ ). Dies zusammen mit der Einführung von Änderungen in der Parametrisierung physikalischer Prozesse führte zu einem wesentlich verbesserten Grundlagenmaterial für die Mittelfristvorhersage.

### **3. Das derzeitige Vorhersagesystem am EZMW und die Nutzung des EPS**

Im Oktober 1997 umfaßte das operationelle System am EZMW die folgenden Komponenten:

- (i) Deterministische 10-Tagesvorhersage ausgehend von der 12 UTC Analyse, spektrales 31 Flächenmodell T213L31 ( $\Delta x = 62,5$  km "linearisiertes" Gitter zur Berechnung der physikalischen Prozesse).
- (ii) 10-Tages-Ensemblevorhersage ausgehend von der 12 UTC Analyse, Kontrollvorhersage mit einem  $T_L159L31$  Modell ( $\Delta x = 125$  km "linearisiertes" Gitter zur Berechnung der physikalischen Prozesse), 50 weitere Vorhersagen ausgehend von gestörten Anfangsbedingungen, die mittels der singulären Vektorenmethode bestimmt werden.
- (iii) 3-Tagesvorhersage ausgehend von der 00 UTC Analyse mit dem T213L31 Modell zur Unterstützung des LAM Vorhersagemodells in den am fakultativen Projekt beteiligten Mitgliedsländern.
- (iv) Globale 10-Tagesvorhersage des Seegangs ausgehend von 12 UTC ( $\Delta x = 50$  km Gitterabstand), fakultatives Project am EZMW.
- (v) 5-Tagesvorhersage des Seegangs im Mittelmeer und für die Ostsee ausgehend von 12 UTC ( $\Delta x = 25$  km Gitterabstand).

[Im Dezember 1997 begann das EZMW folgend einem Beschluß des Rates mit der routinemäßigen Erstellung von Jahreszeitvorhersagen, die für die Tropenregionen auch über das Internet verbreitet werden.]

In der mittelfristigen Wettervorhersage benutzen die Mitgliedsländer die hochauflösende deterministische Modellprognose gemeinsam mit den Produkten der Ensemblevorhersage. Dabei soll das EPS weiterhin Information bezüglich der folgenden Zielsetzungen liefern, die seit Beginn der EPS Vorhersagen im wesentlichen unverändert geblieben sind:

- (i) Welches Vertrauen kann der Meteorologe den jeweiligen Modellvorhersagen bei der Erstellung der Mittelfristvorhersage schenken (Vorhersagbarkeit der Atmosphäre)?
- (ii) Gibt es deutlich unterschiedliche Wetterlagen, die mit unterschiedlicher Wahrscheinlichkeit eintreten können (alternative Wetterlagen)?
- (iii) Lassen sich Wahrscheinlichkeiten für das Eintreffen bestimmter Wetterereignisse ableiten (quantitative Wahrscheinlichkeitsvorhersagen).

Bedingung für ein erfolgreiches EPS zur Unterstützung dieser Zielsetzungen ist es, die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung der atmosphärischen Entwicklungen richtig vorherzusagen (Leith, 1974). Im EPS des EZMW sollen die gestörten Anfangsbedingungen in realistischer Weise gemessen an den Analysefehlern abgeschätzt werden. Die Initialstörungen unterliegen während der ersten 48 Stunden der Modellvorhersage einem maximalen Wachstum und die Streuung im EPS soll danach dem mittleren Fehler des Kontrollaufbaus entsprechen. Abbildung 1 zeigt, daß dies mit dem im Dezember 1996 eingeführten EPS weitaus besser erfüllt ist. Im Bereich von 48-72 Stunden der Vorhersage ist die Bedingung der EPS Streuung erfüllt. Im weiteren Verlauf der Vorhersage ist die Streuung weiterhin etwas zu gering. Modellfehler können hierzu beitragen. Experimente am EZMW haben jedoch gezeigt, daß mangelnde Streuung im EPS zum überwiegenden Teil durch die unzureichende Erfassung der Ungenauigkeit in der Analyse erklärbar ist.

Das neue EPS erlaubt es dem Meteorologen mit erhöhtem Vertrauen an die Erstellung der Mittelfristvorhersage zu gehen. Das Verhältnis zwischen Streuung im EPS und dem Fehler der Kontrollvorhersage ist weiterhin verbessert. Insbesondere läßt sich mit erhöhter Sicherheit darauf vertrauen, daß bei großer Streuung auch im Mittel der Fehler der Kontrollvorhersage überdurchschnittlich groß sein wird.

Die Verlässlichkeit der EPS Vorhersagen hat sich mit der Systemveränderung ebenfalls verbessert. Ein Hilfsmittel für die Gütekontrolle von Wahrscheinlichkeitsvorhersagen ist das Reliability-Diagramm (Hsu und Murphy, 1986) und der Brier Score. Abbildung 2 zeigt einen Vergleich der Gütekontrolle der Wahrscheinlichkeitsvorhersagen der Temperatur im 850 hPa Niveau über Europa in den Jahren 1996 und 1997.

Die Verlässlichkeit der Temperaturvorhersagen hat sich in 1997 deutlich verbessert und der Vergleich der Brier Scores in Abbildung 3 zeigt, daß diese positive Entwicklung der Qualität der Wahrscheinlichkeitsvorhersagen für den gesamten Prognosezeitraum zutrifft.

Ähnliche Verbesserungen sind auch für die Vorhersage der 2 Meter Temperatur und die Niederschlagsvorhersage erzielt worden (Abbildung 4). Die Benutzer der Ensemblevorhersagen in den Mitgliedsländern haben diese Vorteile des verbesserten EPS erkannt und sind dabei, durch weitere Anwendungsverfahren die Ergebnisse des EPS auszuwerten und in der Routinevorhersage zu nutzen. Dabei wird in zunehmendem Maße das Konzept der Wahrscheinlichkeitsvorhersage von Wetterereignissen operationell zur Anwendung gebracht. Maßgeschneiderte Prognosen für spezialisierte Kunden werden immer mehr benötigt, doch auch der Öffentlichkeit wird inzwischen in mehreren Mitgliedsländern die Wettervorhersage in der Mittelfrist mit quantifizierten Wahrscheinlichkeiten angeboten. Dies ist eine Entwicklung, die sich sicher in den nächsten Jahren fortsetzen wird.

#### 4. Ausblick

Die Ensemblevorhersagen gehören heute zum festen Bestandteil der numerischen Mittelfristvorhersage. Verfahren in der Anwendung werden weiterhin entwickelt und in zunehmendem Maße auch durch die Bedürfnisse der Verbraucher bestimmt, die insbesondere verlässliche quantitative Wahrscheinlichkeitsvorhersagen von Wetterereignissen erfolgreich und wirtschaftlich werden nutzen können. Das numerische EPS wird ebenfalls weiterhin verbessert. Die Auswahl der gestörten Anfangsbedingungen für die Integration des Ensembles wird ausgedehnt auf stochastische Störungen, die der Modellphysik überlagert werden und durch Einbeziehung von Störungen in den tropischen Bereichen. Es wird erwartet, daß diese Entwicklungen dazu beitragen werden, auch die Wahrscheinlichkeitsvorhersagen von extremen Wettererscheinungen, wie Starkniederschläge oder regional begrenzte Orkanwindfelder, zu verbessern und mit hoher Verlässlichkeit zu erfassen.

#### Referenzen:

Buizza, R., 1994: *Localization of optimal perturbations using a projection operator*. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. **120**, 1647-1682

Buizza, R., 1997: *Potential forecast skill of ensemble prediction and spread and skill distributions of the ECMWF ensemble prediction system*. Month. Weath. Rev. **125**, 99-119

Ehrendorfer, M., 1997: *Predicting the uncertainty of numerical weather forecasts: a review*. Meteorologische Zeitschrift, Neue Folge 6, Heft 4

Hsu, W.-R., und A.H. Murphy, 1986: *The attributes diagram: A geometrical framework for assessing the quality of probability forecasts*. Int. J. Forecasting, **2**, 285-293

Leith, C.E., 1971: *Theoretical skill of Monte Carlo forecasts*. Month. Weath. Rev. **102**, 409-418

Molteni, F., R. Buizza, T.N. Palmer, T. Petroligis, 1996: *The ECMWF ensemble prediction system: methodology and validation*. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. **122**, 73-119

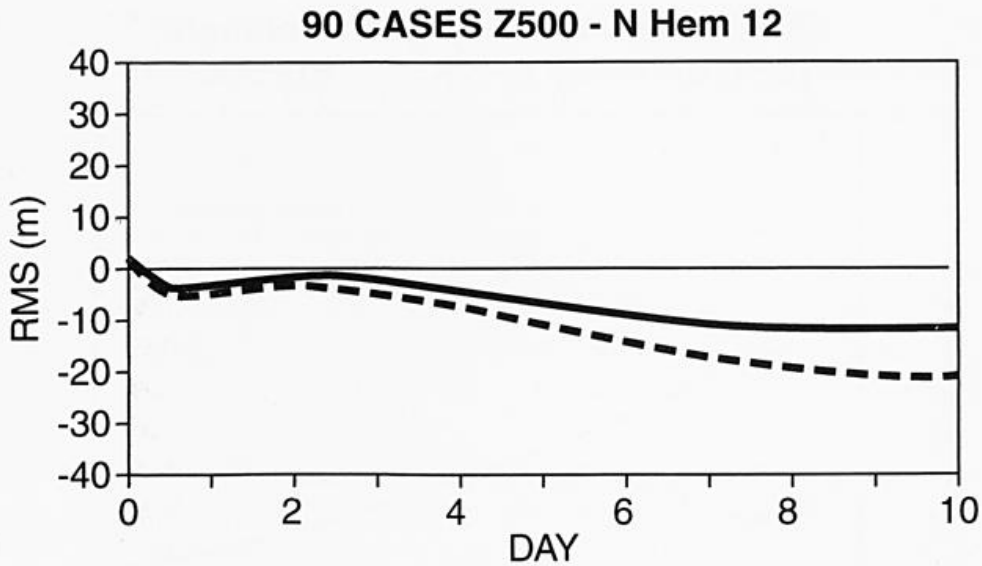


Abb. 1: Differenz zwischen der mittleren quadratischen Streuung innerhalb des Ensembles und dem mittleren quadratischen Fehler des Kontrolllaufs, Nordhemisphäre, 500 hPa Höhe, 90 Vorhersagen im Winter 1996 (gestrichelt) und Winter 1997 (ausgezogen).

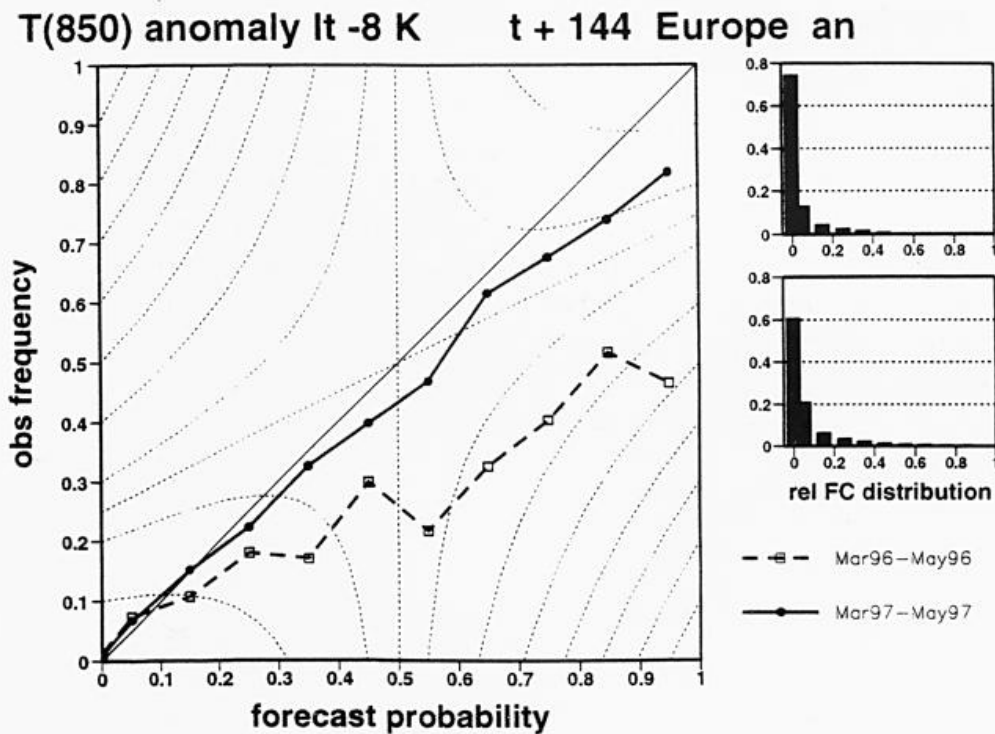


Abb. 2: Reliability-Diagramm für die Vorhersage der Temperatur in 850 hPa Niveau, März bis Mai 1996 (gestrichelt) und 1997 (ausgezogen). Verifiziert wird die EPS Wahrscheinlichkeitsvorhersage, daß die Temperatur um mehr als 8 Grad unterhalb des Klimawertes eintreten wird, der Vorhersagezeitraum ist 144 Stunden, das Gebiet ist Europa (5 Grad geographisches Gitter).

**Brier skill score (long term climate)  
T(850) anomaly It -8 K Europe an**

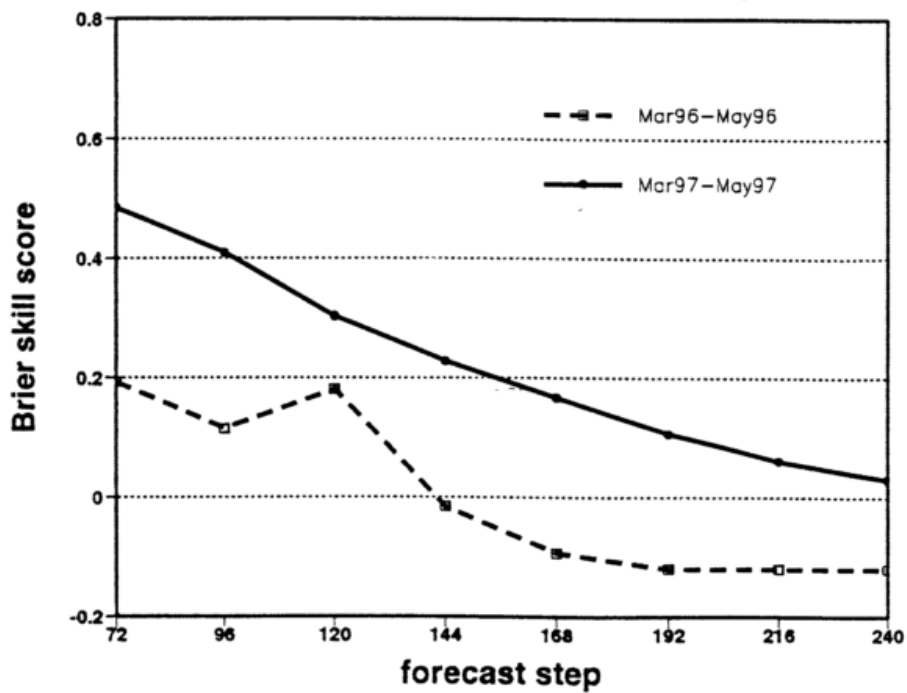
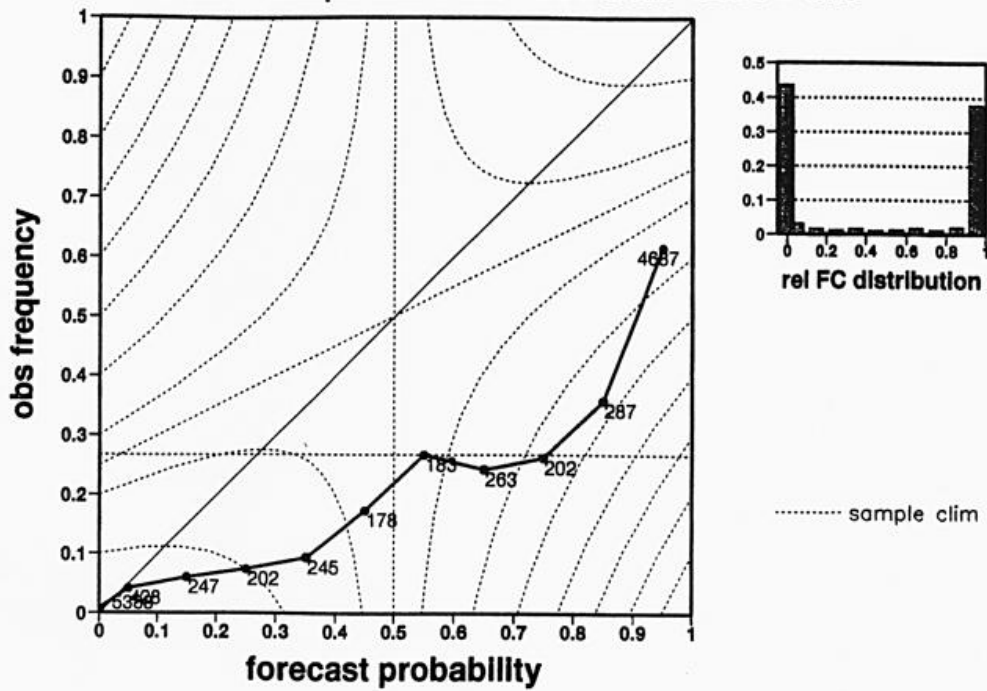


Abb. 3: Brier Skill Score für die mit dem EPS vorhergesagte Wahrscheinlichkeit, daß die 850 hPa Temperatur in Europa um 8 Grad unter dem Klimawert liegen wird, März bis Mai 1996 (gestrichelt) und 1997 (ausgezogen).

951210-960214 STEP 96 2 metre temperature It -5.0  
 12310 blas -3.64 sample clim = 0.27 BS = 0.187 SSBS = 0.05



961210-970214 STEP 96 2 metre temperature It -5.0  
 11894 blas -0.28 sample clim = 0.23 BS = 0.066 SSBS = 0.63

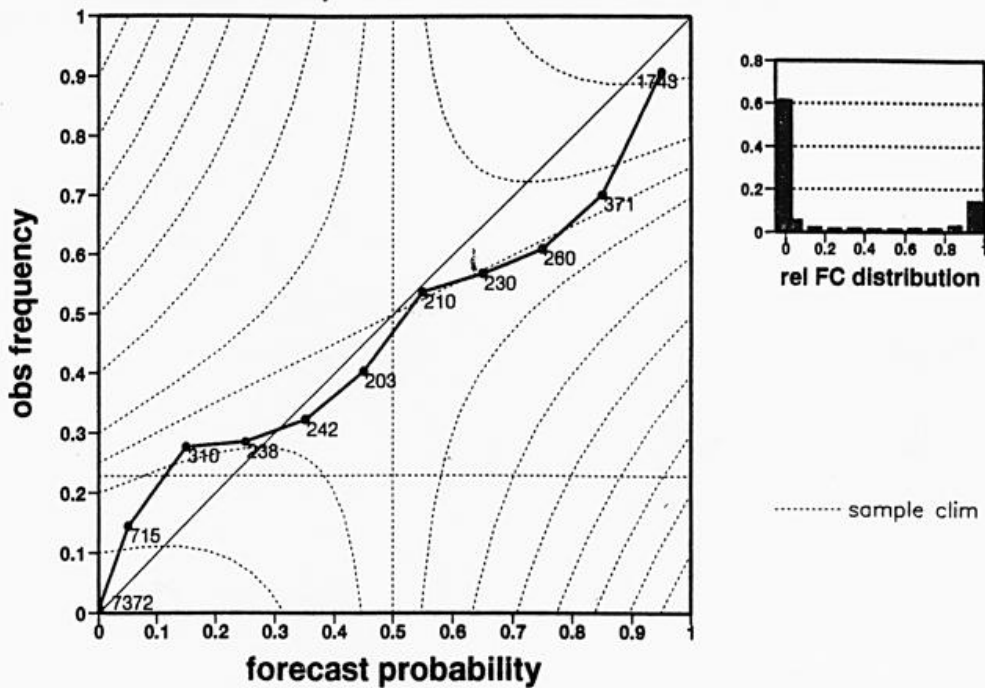


Abb. 4: Reliability-Diagramme für die Vorhersage der 2 Meter Temperatur, Winter 1996 (oben) und Winter 1997 (unten). Verifiziert wird die EPS Wahrscheinlichkeitsvorhersage, daß die Temperatur unterhalb -5 C liegen wird, der Vorhersagezeitraum ist 96 Stunden, das Gebiet ist Europa; zur Verifikation wurde eine Auswahl von SYNOP Stationen benutzt.



# VON DER PUNKTMESSUNG ZUM ANFANGSZUSTAND FÜR DIE NUMERISCHE WETTERVORHERSAGE

Werner Wergen  
Deutscher Wetterdienst  
Postfach 100465  
D 63004 Offenbach  
email: wwerger@dwd.d400.de

## 1. VORBEMERKUNG

Das Meß- und Beobachtungsnetz des Preußischen Meteorologischen Instituts (PMI) war eine der Keimzellen des heutigen globalen Meßnetzes. Im Laufe der Jahre ist es zwar immer weiter ausgebaut worden, von einer einheitlichen, dreidimensionalen, zuverlässigen Beobachtung der Atmosphäre sind wir aber noch weit entfernt. Die Numerische Wettervorhersage (NWV) benötigt aber gerade möglichst genaue dreidimensionale Felder der Temperatur, der Windkomponenten und der Feuchte als Anfangszustand für den Start einer Vorhersage auf dem Rechner. Die Methoden, um von den unregelmäßigen Beobachtungen unterschiedlicher Qualität zu einem konsistenten Bild der Atmosphäre auch in datenarmen Gebieten zu gelangen, werden als Datenassimilation bezeichnet.

Unter "Assimilation" wird gemeinhin "Angleichung" oder "Überführung" verstanden. In der Meteorologie versteht man unter "Datenassimilation" die Angleichung eines Vorhersagemodells an die wirkliche Entwicklung der Atmosphäre, wie sie durch die eingehenden Beobachtungen beschrieben wird. Analog zur Kohlendioxidassimilation in Pflanzen werden in der Datenassimilation die Beobachtungsdaten in ein Vorhersagemodell überführt. Am Ende des Assimilationsprozesses ist ein dreidimensionales Bild der Atmosphäre und der Unterlage entstanden, das als Anfangswert für die eigentliche Vorhersage benutzt werden kann. Dieses Abbild der Atmosphäre, das auch als "Analyse" bezeichnet wird, spiegelt nicht nur die Beobachtungen des aktuellen Termins wider, sondern auch zeitlich zurückliegende Meßwerte, die bereits früher in das Modell assimiliert wurden.

Der Hauptzweck der Assimilationsverfahren ist die Bereitstellung von Anfangsfeldern zum Start der Vorhersagemodelle. Daher dient die Qualität der von den Analysen aus gestarteten Vorhersagen auch als Kriterium zur Beurteilung der Assimilationsschemata. Trotz dieser Betonung des Vorhersageaspektes werden die Analysen aber auch noch für andere Zwecke verwendet. Zunächst einmal dienen sie zur Verifikation der Vorhersagen von früheren Terminen. Darüber hinaus werden sie auch für diagnostische Untersuchungen der Atmosphäre verwendet. Der Hauptvorteil liegt hier in der vollständigen dreidimensionalen Beschreibung der Atmosphäre auf einem regelmäßigen Gitternetz, in dem keine Probleme mit Datenlücken mehr auftauchen. Im Zusammenhang mit Untersuchungen zur Veränderung des Klimas werden die aus der Datenassimilation stammenden Analysen sogar zur längerfristigen

Überwachung der Atmosphäre eingesetzt. Schließlich können die Datenassimilationsverfahren einen wichtigen Beitrag zur Überwachung der Beobachtungssysteme leisten.

Die folgenden Ausführungen gehen von einem Vergleich der zu einem Termin verfügbaren Beobachtung mit der Anzahl der Freiheitsgrade der Vorhersagemodelle aus. Wegen der sich ergebenden Unterbestimmtheit ist es nötig, weitere Informationen zu nutzen. Es werden verschiedene Möglichkeiten dazu diskutiert. Ausgehend von einem allgemeinen Variationsansatz zur Berücksichtigung der zur Verfügung stehenden Informationsquellen für die Datenassimilation werden verschiedene Vereinfachungen diskutiert, die zu unterschiedlichen Assimilationsverfahren führen. Das beim DWD eingesetzte Verfahren wird kurz skizziert. Schließlich wird die Wichtigkeit der unterschiedlichen Beobachtungssysteme für die Qualität der Vorhersagen diskutiert.

## **2. NUMERISCHE WETTERVORHERSAGE ALS UNTERBESTIMMTES ANFANGSWERTPROBLEM**

Mathematisch gesehen stellt die Numerische Wettervorhersage (NWV) ein Anfangswertproblem dar. Für alle prognostischen Variablen wird an allen Gitterpunkten ein Anfangswert benötigt. Auf einer Modellfläche hat z.B. das Europa-Modell (EM) des DWD 23.349 Gitterpunkte. Bei 20 Flächen und bei 5 prognostischen Variablen (2 Windkomponenten, Gesamtenthalpie, Gesamtwassergehalt und Bodendruck) ergeben sich somit  $2,3 \cdot 10^6$  benötigte Anfangsinformationen. Hinzu kommen die Anfangswerte für die Unterlage. Das Bodenmodell des EM erwartet über Land Anfangswerte der Bodentemperatur und -feuchte in 2 verschiedenen Tiefen sowie die Schneebedeckung. Über See wird an jedem Gitterpunkt ein Wert für die Meeresoberflächentemperatur benötigt. Insgesamt verlangt das EM pro Starttermin etwa  $2,5 \cdot 10^6$  Eingangswerte.

Demgegenüber stehen die im Rahmen des "World Weather Watch" Programm der WMO gewonnenen Beobachtungen. Sie werden weltweit im "Global Telecommunication System" ausgetauscht. Ein großer Teil stammt aus dem synoptischen Stationsnetz. Hier werden regelmäßig zu festgelegten Uhrzeiten Beobachtungen erstellt und weitergeleitet. Abbildung 1a gibt einen Überblick über die geographische Verteilung der Bodenwettermeldungen von synoptischen Stationen und von Schiffen für den 17.10.1997, also genau 150 Jahre nach Einrichtung des Preußischen Meteorologischen Instituts. Es sind alle Stationen eingetragen, die für den Zeitraum 21.01 UTC bis 03.00 UTC eine Beobachtung absetzten. Der guten Datenbedeckung über Europa und China stehen große Datenlücken über den Ozeanen und den Kontinenten der Südhemisphäre entgegen. Eine weitere wichtige Datenquelle von den Ozeanen stellen die driftenden Bojen (DRIBU) dar, die ihre Meßwerte automatisch gewinnen und über Satellit weiterleiten (Abb. 1b). Insbesondere bei der Bestimmung des Geopotentials aus den Schichtdickenmessungen der Satelliten liefern sie durch die Festlegung des Bodendrucks einen wichtigen Beitrag. Eine unverzichtbare Informationsquelle stellen die Radiosonden (TEMP) dar (Abb. 1c). Sie liefern Vertikalprofile von Temperatur, Feuchte und den beiden horizontalen Windkomponenten. Da jede TEMP-Meldung im allgemeinen aus mehr als 50 Beobachtungswerten besteht, liefern die Radiosonden auch quantitativ den größten Beitrag aus dem synoptischen Meßnetz. Qualitativ bilden sie eine Referenz, an der die übrigen Beobachtungssysteme gemessen werden. Leider liegen nur sehr wenige Radio-

sondenbeobachtungen von den Ozeanen und aus der Südhemisphäre vor. Satelliten sind im Prinzip in der Lage, diese Datenlücken zu schließen. Satellitendaten sind in der Regel asynoptisch, d.h. die Beobachtungen werden nicht zu einem einheitlichen, festen Termin gemacht. Die polarumlaufenden Satelliten liefern Vertikalprofile der Temperatur und der Feuchte (SATEM, Abb. 1d). Diese Werte ergeben sich aus einer Inversion der Strahlungsübertragungsgleichung. Aus Messungen der Strahlungsflußdichten in verschiedenen Spektralintervallen werden Werte von Temperatur und Feuchte abgeleitet. Allerdings ist die Vertikalauflösung relativ zu den Anforderungen der Modelle gering und die Genauigkeit entspricht nicht immer den Anforderungen. Über Land werden die Temperaturprofile oft nur in der Stratosphäre benutzt, da die Temperaturen in der Troposphäre durch die unbekanntes Strahlungseinflüsse des Erdbodens verfälscht werden können. Die geostationären Satelliten liefern aus Wolkenverlagerungen abgeleitete Windvektoren für 2 verschiedene Niveaus (SATOB, Abb. 1e). Die 4 geostationären Satelliten erlauben eine fast lückenlose Erfassung des Windfeldes in den Tropen und den gemäßigten Breiten. Eine letzte wichtige Informationsquelle bilden die Flugzeugmessungen. Zu unterscheiden ist hier zwischen den AIREP-Meldungen, die an festgelegten Punkten im Reiseflug auf speziellen Wegen übermittelt werden und den AMDAR-Beobachtungen, die kontinuierlich auch während des Steig- und Sinkfluges gewonnen werden und die innerhalb der Kommunikation zwischen Flugzeug und Bodenstation in hoher zeitlicher Auflösung übertragen werden.

In Tabelle 1 ist die Anzahl der einzelnen Meldungstypen jeweils für die Bereiche der Modelle GM/EM/DM des DWD zusammengestellt. Die Werte gelten für die 00-UTC-Analyse vom 17.10.1997.

	GM	EM	DM
SYNOP/SHIP	3939	2079	1052
DRIBU	232	55	1
TEMP	553	228	62
SATEM	1285	217	0
SATOB	2047	222	6
AIREP/AMDAR	1162	1067	42

Tabelle 1: Anzahl der Meldungen für den 17.10.1997, 00 UTC aus den Bereichen des Global- Modells (GM), des Europa-Modells (EM) und des Deutschland-Modells (DM)

Aufgeführt sind alle Beobachtungen, die in den Analysen wirklich benutzt wurden. Der Redaktionsschluß für die Analysen von GM und EM ist 3h 30 min nach Beobachtungstermin. Wegen des frühen Startes des DM (2h 15 min) standen ihm die erst später eingehenden Satellitenmeldungen nicht zur Verfügung.

In Tabelle 2 sind die Freiheitsgrade der Modelle mit der Gesamtzahl der Beobachtungen aus den entsprechenden Modellgebieten verglichen. Unter "Beobachtung" wird hier eine Größe aus einem Niveau verstanden, also z.B. die Temperatur in 850 hPa. Eine Meldung enthält im allgemeinen mehrere Beobachtungen.

	GM	EM	DM
Beobachtungen	$7,4 \cdot 10^4$	$2,9 \cdot 10^4$	$9,1 \cdot 10^3$
Freiheitsgrade	$8,9 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^6$	$3,2 \cdot 10^6$
Abdeckung (%)	8	1	0,3

Tabelle 2: Anzahl der verfügbaren Beobachtungen für den 17.10.1997, 00 UTC sowie Freiheitsgrade der Modelle und prozentuale Abdeckung

Selbst wenn man für einen Augenblick von der oben diskutierten sehr unterschiedlichen geographischen Verteilung der Meldungen absieht, ist doch offensichtlich, daß die Beobachtung eines Termins keinesfalls alle von den Modellen benötigten Anfangsinformationen bereitstellen können. Besonders kraß ist das Mißverhältnis bei den Ausschnittmodellen EM und DM, bei denen wegen der hohen horizontalen Auflösung weniger als 1 % der Freiheitsgrade durch Beobachtungen abgedeckt sind. Unser Anfangswertproblem ist also zunächst hochgradig unterbestimmt. Das im folgenden vorgestellte Konzept der Datenassimilation weist jedoch einen Ausweg aus dieser scheinbar hoffnungslosen Situation. Dieser Ausweg besteht im wesentlichen darin, möglichst viel zusätzliches Wissen über die Atmosphäre bei der Definition des Anfangszustandes zu nutzen.

Als erstes ist hier die Vorgeschichte zu nennen. Es liegen ja nicht nur Beobachtungen vom aktuellen Termin vor, sondern auch von zurückliegenden Zeiten. Ähnlich wie ein Synoptiker bei der Handanalyse die "Vorkarte" nutzt, kommt es bei der Datenassimilation darauf an, die zeitliche Dimension mit in den Prozeß der Definition des Anfangszustandes einzubeziehen. Zunächst scheint damit zwar nur wenig gewonnen zu sein, denn parallel mit der Vergrößerung der Beobachtungsbasis hat ja auch die Anzahl der Unbekannten zugenommen. Gesucht werden ja nun die prognostischen Variablen des Modelles gleich für mehrere Zeitpunkte. Entscheidend ist aber, daß jetzt das Wissen über die aus den räumlichen Strukturen folgenden zeitlichen Entwicklungen eingebracht werden kann. In seiner allgemeinsten Form ist dieses Wissen in den prognostischen Modellgleichungen ausgedrückt. Sie bilden eine wichtige Hilfe bei der Definition des wahrscheinlichen Wertebereichs der zu analysierenden Variablen.

Eine weitere wichtige Hilfe bei der Reduzierung der Unterbestimmtheit sind näherungsweise erfüllte Balancebeziehungen zwischen den zu analysierenden Variablen. Als klassisches Beispiel kann hier die geostrophische Beziehung zwischen Massen- und Windfeld dienen. Bei bekanntem Geopotential lassen sich daraus Näherungen für die beiden Windkomponenten bestimmen. Etwas allgemeiner würde bei einer Beschränkung auf die Analyse der Rossby-Wellen die Dimension unseres Problems um 2 dreidimensionale Felder reduziert werden.

Die Trägheits-Schwerewellen ergäben sich über eine Balancebeziehung.

Eine letzte große Hilfe bei der Lösung des Analysenproblems ist die Nichtlinearität der Atmosphäre (und der Vorhersagemodelle). Wegen der Wechselwirkung zwischen verschiedenen Skalen sind die Strukturen nicht unabhängig voneinander. Aus größerskaligen Strukturen können kleinerskalige erzeugt werden. Es ist daher nicht immer erforderlich, auch die feinste Skala noch zu beobachten. Zusätzlich werden der Atmosphäre durch die Unterlage, insbesondere durch die Orographie, Strukturen aufgeprägt. Kritisch wird es aber immer dann, wenn das Vorhersagemodell die kleinskaligen Strukturen nicht korrekt entwickelt hat. Dann bedarf es Beobachtungen mit hoher räumlicher Auflösung, um die Fehlentwicklung zu korrigieren.

### 3. ALLGEMEINE FORMULIERUNG DES VARIATIONSPROBLEMS

Das Problem der Datenassimilation läßt sich mathematisch als Variationsaufgabe formulieren. Sie ist leider in der vollen Allgemeinheit nicht lösbar, bildet aber den gemeinsamen Ausgangspunkt verschiedener Vereinfachungsstrategien und erlaubt so einen direkten Vergleich der unterschiedlichen Verfahren.

Gegeben sind die Beobachtungen, die wir in einem Vektor  $Y$  der Länge  $N_Y$  zusammenfassen.  $Y$  enthält im allgemeinen Fall die Beobachtungen über Raum und Zeit. Gesucht sind die Werte  $X$  einer "Modellbasis". Das können die Gitterpunktwerte der prognostischen Variablen eines Vorhersagemodells sein. Sie gelten entweder für einen bestimmten Zeitpunkt oder auch für viele Zeitpunkte innerhalb des Assimilationsintervalles. Die Dimension  $N_X$  dieses Vektors ist sehr viel größer als die Dimension  $N_Y$  des Beobachtungsvektors. Wir setzen ferner voraus, daß eine Beziehung besteht zwischen der Modellbasis  $X$  und den Beobachtungen  $Y$ .

$$Y = K(X) \quad (1)$$

$K$  ist ein nichtlinearer Operator, der die Modellbasis mit den Beobachtungen verknüpft. Er wird auch als "Vorwärts"-Operator bezeichnet. Es kann sich um eine einfache räumliche Interpolation handeln, die von den Gitterpunkten des Modells an die Beobachtungsorte transformiert. Bei spektralen Modellen kann er auch eine Transformation von den Wellenamplituden beschreiben. Bei "indirekten" Beobachtungen, wie z.B. bei den von Satelliten gemessenen Strahlungsflußdichten enthält  $K$  die Strahlungsübertragungsgleichung zur Berechnung der Strahlungsflüsse aus den Modellvariablen Temperatur und Feuchte. Wenn  $X$  und  $Y$  die zeitliche Dimension miteinfassen, verbergen sich hinter  $K$  die kompletten Modellgleichungen zur Verknüpfung von Raum und Zeit.

Unser Assimilationsproblem ist nun die Inversion von Gleichung (1), d.h. die Bestimmung des wahrscheinlichsten  $X$  aus den Beobachtungen  $Y$ . Wegen der Unterbestimmtheit  $N_Y < N_X$  wird zusätzliche Information benötigt. Sie geht in Form eines Schätzwertes  $X_s$  in das Problem ein. Wie oben diskutiert, kann die Schätzung auf der Vorkenntnis (Vorkarte) des Atmosphärenzustandes, auf Balancebeziehungen oder sonstigen Informationen wie z.B. auch

der Klimatologie beruhen. Mit  $\mathbf{X}_s$  wird im Bereich der möglichen Zustände ein Bereich wahrscheinlicher  $\mathbf{X}$  definiert.

Bevor das Assimilationsproblem mathematisch formuliert werden kann, muß noch eine weitere elementare Tatsache berücksichtigt werden: Alle bisher eingeführten Größen weisen Fehler auf! Die Beobachtungen  $\mathbf{Y}$  sind mit verschiedenen Meßfehlern behaftet, der Schätzwert  $\mathbf{X}_s$  ist eben nur eine erste Näherung für die gesuchte Lösung und der Operator  $\mathbf{K}$  ist im allgemeinen nicht genau bekannt. Die statistischen Fehler werden durch Kovarianzmatrizen ausgedrückt, die die quadratischen Abweichungen der einzelnen Größen von der (unbekannten) Wahrheit und deren Korrelationen untereinander enthalten. Für die Beobachtungen  $\mathbf{Y}$  definieren wir:

$$\mathbf{O} = \langle (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^b) (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^b)^T \rangle \quad (2)$$

$\mathbf{Y}^b$  bezeichnet den wahren Wert einer Beobachtung, der Index T bezeichnet transponierte Vektoren bzw. Matrizen und die Klammern  $\langle \rangle$  deuten die Mittelung über viele Realisationen an. Entsprechend gilt für den Schätzwert  $\mathbf{X}_s$  und den Vorwärtsoperator  $\mathbf{K}$ :

$$\mathbf{S} = \langle (\mathbf{X}_s - \mathbf{X}^b) (\mathbf{X}_s - \mathbf{X}^b)^T \rangle \quad (3)$$

$$\mathbf{F} = \langle (\mathbf{K}(\mathbf{X}^b) - \mathbf{Y}^b) (\mathbf{K}(\mathbf{X}^b) - \mathbf{Y}^b)^T \rangle \quad (4)$$

Mit diesen Definitionen können wir nun unser Problem formulieren als die Suche nach dem absoluten Minimum von:

$$J(\mathbf{X}) = \frac{1}{2} [(\mathbf{Y} - \mathbf{K}(\mathbf{X}))^T (\mathbf{O} + \mathbf{F})^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{K}(\mathbf{X})) + (\mathbf{X} - \mathbf{X}_s)^T \mathbf{S}^{-1} (\mathbf{X} - \mathbf{X}_s)] \quad (5)$$

unter Beachtung der Nebenbedingungen, daß die Modellgleichungen verschiedene Zeitebenen miteinander verknüpfen. Wir drücken das aus als:

$$\mathbf{X}_{n+1} = \mathbf{N}(\mathbf{X}_n) \quad (6)$$

$\mathbf{N}$  ist der nichtlineare Modelloperator, der es ermöglicht, die Felder zum Zeitschritt  $n+1$  aus den Werten von  $\mathbf{X}$  zum Zeitpunkt  $n$  zu berechnen.

Gleichung (5) kann aus der Wahrscheinlichkeitstheorie hergeleitet werden, sie erscheint aber auch intuitiv plausibel. Gesucht wird der Vektor  $\mathbf{X} = \mathbf{X}_a$ , der sowohl den Abstand zu den Beobachtungen (1. Summand in (5)) minimiert als auch möglichst nahe bei dem Schätzwert  $\mathbf{X}_s$  liegt. Je größer der Fehler  $\mathbf{S}$  dieser Schätzung ist, desto kleiner ist ihr Gewicht gegenüber den Beobachtungen  $\mathbf{Y}$ . Da  $\mathbf{K}$  im allgemeinen Fall ein nichtlinearer Operator ist, stellen (5) und (6) eine nichtlineare Minimierungsaufgabe mit Nebenbedingungen dar, die meist nur iterativ gelöst werden kann.

#### 4. VEREINFACHUNGSSTRATEGIEN

Im Wesentlichen werden in der augenblicklichen Forschung zwei Wege verfolgt, um das Assimilationsproblem (5) zu vereinfachen. Der erste beruht auf der weitgehenden Annahme, daß die Vorhersagefehler nur durch Analysenfehler und nicht auch durch Modellfehler hervorgerufen werden, betont dafür aber die Wichtigkeit nichtlinearer Prozesse. Sie wird als vierdimensionale Variationsanalyse bezeichnet. Den umgekehrten Weg geht die Kalman-Bucy Filterung. Sie bemüht sich um eine möglichst gute Beschreibung der Modellfehler, ist aber nur bei einem linearen Vorhersagemodell die korrekte Lösung des Assimilationsproblems.

##### a) Vierdimensionale Variationsanalyse

Unter 4D-Var wird üblicherweise eine spezielle Vereinfachung von (5) verstanden. Die Bezeichnung ist etwas irreführend, da die anderen Verfahren ebenfalls auf (5) beruhen und daher auch als vierdimensionale Variationsanalyse bezeichnet werden könnten. Ferner ist zwar (5) ohne Einschränkungen gültig, das im folgenden diskutierte Verfahren geht jedoch von weiteren Vereinfachungen aus.

Für die Lösung von (5) suchen wir einen von Raum und Zeit abhängigen Vektor  $\mathbf{X}$ , der unter Berücksichtigung der Modellgleichungen (6) das Abstandsmaß  $J$  minimiert. Mathematisch gesehen ist (5) ein Optimierungsproblem mit Nebenbedingungen. Bei dem Verfahren, welches heute allgemein als 4D-Var bezeichnet wird, werden nun die Modellgleichungen als starke Nebenbedingungen genutzt, d.h. das Modell wird als so gut angesehen, daß Modellfehler vernachlässigt werden können. Dann ist jeder Zustand  $\mathbf{X}_n$  zum Zeitpunkt  $n$  innerhalb des Assimilationsintervalles eine eindeutige Funktion des  $\mathbf{X}_0$  zum Anfang des Intervalles. Das vierdimensionale Variationsproblem mit Nebenbedingungen ist also zurückgeführt auf ein dreidimensionales Problem ohne Nebenbedingungen. Statt des von Raum und Zeit abhängigen Vektors  $\mathbf{X}$  suchen wir nun einen nur noch vom Raum abhängigen Vektor  $\mathbf{X}_0$  zum Anfang der Assimilationsperiode. Dies stellt eine erhebliche Vereinfachung dar. Der Vorwärtsoperator  $\mathbf{K}(\mathbf{X})$  aus (1) geht über in

$$\mathbf{K}(\mathbf{X}) = \mathbf{K}(\mathbf{X}_0, \mathbf{N}(\mathbf{X}_0)) = \mathbf{K}^v(\mathbf{X}_0) \quad (7)$$

Der Schätzwert sollte auch die Modellgleichungen erfüllen, so daß sich  $\mathbf{X}_s$  reduziert auf den dreidimensionalen Schätzwert  $\mathbf{X}_{s0}$ . Das modifizierte Assimilationsproblem lautet somit:

$$J^v(\mathbf{X}_0) = \frac{1}{2}[(\mathbf{Y} - \mathbf{K}^v(\mathbf{X}_0))^T(\mathbf{O} + \mathbf{F}^v)^{-1}(\mathbf{Y} - \mathbf{K}^v(\mathbf{X}_0)) + (\mathbf{X} - \mathbf{X}_{s0})^T(\mathbf{S}^v)^{-1}(\mathbf{X} - \mathbf{X}_{s0})] \quad (8)$$

Die Lösung  $\mathbf{X}_0$ , die (8) minimiert, spannt zusammen mit den Modellgleichungen einen vierdimensionalen Raum auf und jedes beliebige  $\mathbf{X}_n$  innerhalb des Intervalles erfüllt die Optimalitätsbedingung unter Voraussetzung eines fehlerfreien Modells.

b) Kalman-Bucy-Filterung

In der Kalman-Bucy-Filterung (KBF) wird der genau umgekehrte Weg gegangen: Modellfehler werden ausführlich berücksichtigt, jedoch nur im Zusammenhang einer linearen Dynamik und normalverteilter Fehler. Der nichtlineare Operator  $N$  in (6) geht über in eine Matrix  $M_n$ , die nicht von  $X_n$  abhängt. Das Modell wird somit formuliert als

$$X_{n+1} = M_n X_n \quad (9)$$

Die "wahre" Atmosphäre  $X^t$  soll beschrieben werden durch

$$X_{n+1}^t = M_n X_n^t + R_n \quad (10)$$

$R_n$  soll die Fehler des Vorhersagemodells  $M$  kompensieren. Die Kovarianzen  $Q_n$  der Modellfehler  $R_n$  werden als zeitlich unkorreliert angenommen. Diese Annahme wird auch für die Kovarianzen  $O$  der Beobachtungsfehler gemacht, die ferner als von  $Q$  unabhängig angesehen werden.

Der allgemeine Vorwärtsoperator  $K$  aus (1) läßt sich für einen Zeitpunkt  $n$  formulieren als

$$K_n = M_n L_n \quad (11)$$

wobei  $L_n$  der Operator für den Übergang von den Modellvariablen zu den Beobachtungen darstellt. Da die Modellfehler bereits in  $Q$  berücksichtigt sind, beschreibt  $F$  nur noch die Fehler des Operators  $L$ . Mit den obigen Voraussetzungen läßt sich nun zeigen, daß (5) sequentiell optimiert werden kann. Anstatt  $X$  über das gesamte Intervall zu optimieren, erfolgt die Optimierung nacheinander für die einzelnen Zeitschritte  $n$  des Modells. Da das Problem als linear angenommen ist, ist eine iterative Minimierung von (5) nicht erforderlich. Vielmehr läßt sich das optimale  $X_{nn}$  analytisch berechnen.

Wie bereits erwähnt, minimiert der KBF den Analysenfehler nicht nur zu einem bestimmten Zeitpunkt, sondern er führt auch zu einem Minimum der Distanzfunktion  $J$  über das gesamte Assimilationsintervall. Er ist also die optimale Lösung unseres Variationsproblems, allerdings nur für den linearen Fall und bei Gültigkeit der übrigen Annahmen. Mit diesen Voraussetzungen extrahiert er den Informationsgehalt der Beobachtungen optimal, d.h. durch erneute Verwendung der Beobachtungen kann kein zusätzlicher Gewinn erzielt werden. Obwohl die Methode sequentiell arbeitet, ist sie auch im vierdimensionalen Sinne optimal. Sie kann ebenfalls im Prinzip zeitliche Auflösung in räumliche Auflösung umsetzen. Der sequentielle Charakter des Verfahrens erleichtert die praktische Anwendung erheblich und liefert im Gegensatz zu 4D-Var ein kontinuierliches Bild der Atmosphäre. Weiterhin können die berechneten Fehler der Schätzung sehr vorteilhaft bei der Datenprüfung eingesetzt werden.

Die Probleme mit der KBF liegen in der Spezifikation der Kovarianzmatrizen  $O$ ,  $F$  und insbesondere  $Q$  und im hohen numerischen Aufwand, der durch die Größe der Matrizen bedingt ist. Vereinfachungen sind aber möglich und in Form der 'extended' KBF existieren auch Ansätze zur Behandlung nichtlinearer Probleme.

## 5. DAS DWD-ASSIMILATIONSSCHEMA

Das im DWD verwendete Assimilationsverfahren orientiert sich an der in Kapitel 4b beschriebenen Kalman-Bucy-Filterung.

- a) Statt der Berechnung der Kovarianzen der Analysenfehler werden nur die Fehler, nicht aber deren Korrelationen berechnet.
- b) Die aufwendige zeitliche Weiterführung der Kovarianzen wird ersetzt durch ein vorgeschriebenes lokales Wachstumsgesetz für die Analysenfehler.
- c) Die erforderlichen Korrelationen werden als kontinuierliche Funktion der Entfernung angenommen. Abhängigkeiten von Richtung und Ort werden vernachlässigt. Multiplikation mit  $L$  wird durch Berechnung der Korrelationen an den Beobachtungspunkten ersetzt. Die Korrelationen für die Windkomponenten werden näherungsweise geostrophisch aus den Korrelationen des Geopotentials berechnet.
- d) Das Analysegebiet wird in einer Anzahl von Teilgebieten unterteilt. Die Größe der Gebiete orientiert sich an der Längenskala der Korrelationsfunktion. Dies erlaubt eine weitere Reduzierung der Ordnung der Matrizen  $S$ ,  $F$  und  $O$  ohne die Berechnung von Gradienten, wie sie zur Berücksichtigung von Balancebedingungen (z.B. Geostrophie) erforderlich ist, wesentlich zu verfälschen.
- e) Die Beobachtungen werden in sechsstündige Fenster gruppiert. Statt die Schätzung zu jedem Zeitschritt durch die Beobachtungen zu verbessern, werden pro Assimilationstag nur 4 Analysenschritte durchgeführt. Die Rolle der Schätzung übernimmt eine 6-Stunden-Vorhersage, die in diesem Zusammenhang auch als "First Guess" bezeichnet wird.

Die durch a) bis e) erreichten Vereinfachungen der Kalman-Bucy-Filterung werden auch als auf "Optimaler Interpolation" beruhende, vierdimensionale, intermittierende Datenassimilation beschrieben. Diese Bezeichnung ist in mehrfacher Hinsicht irreführend. "Optimal" ist sie nur, wenn alle erforderlichen Kovarianzmatrizen bekannt und korrekt sind und wenn es sich um eine lineare Dynamik handelt. Da beide Voraussetzungen nicht erfüllt sind, wird das skizzierte Verfahren in der Literatur auch als "sub-optimal" bezeichnet. "Statistische Interpolation" wäre eine bessere Bezeichnung. Im strengen Sinne "vierdimensional" ist das Verfahren auch nicht, da nur die optimale Version alle verwendbare Information aus den augenblicklichen Beobachtungen filtert, so daß es keinen Sinn mehr machen würde, sie erneut zu verwenden.

Ein wichtiger Bestandteil fehlt noch bei der Beschreibung des DWD-Assimilationsschemas. Es ist die zwischen Analyse und 6-Stunden-Vorhersage geschaltete Initialisierung. Eigentlich könnte die Vorhersage direkt von der Analyse gestartet werden. Wenn man das jedoch tut, ergeben sich z.B. unrealistische Schwankungen des vorhergesagten Luftdrucks. Der Grund dafür liegt in zu hohen Anfangsamplituden der im Modell neben dem 'Wetter' ebenfalls vorhergesagten Trägheits-Schwerewellen. Der Grund dafür liegt wiederum in einer unzureichenden Berücksichtigung von Balancebedingungen während des Analysenprozesses sowie

in der Qualität der Beobachtungen. In der Atmosphäre sind vierdimensionale, globale, nichtlineare Balancebedingungen erfüllt, die während der Analyse durch zweidimensionale, lokale, lineare Beziehungen zwischen den Analysenvariablen angenähert werden.

Für alle drei Modelle des DWD wird das Verfahren der nichtlinearen Normalmoden-Initialisierung (NMI) benutzt. Es beruht auf einer Bestimmung der Eigenschwingungen der Atmosphäre aus den linearisierten Modellgleichungen. Diese Schwingungen lassen sich in Rossby-Moden und Trägheits-Schwere-Moden aufteilen. Danach wird geprüft, welcher Anteil der Analyse Trägheits-Schwere-Moden auslöst. Dieser Anteil wird so neu definiert, daß die anfänglichen zeitlichen Änderungen verschwinden. Nach erfolgter Initialisierung befinden sich die Felder in der gewünschten Balance, so daß sich die Modellatmosphäre ohne unrealistische, kurzperiodische Schwankungen entwickelt. Durch die Initialisierung werden hauptsächlich die divergenten Windkomponenten und der Bodendruck abgeändert. Eine etwas ausführlichere Beschreibung des Verfahrens findet sich in PROMET 1'84. Anders als zeitliche Filter ist das Verfahren in der Lage, zwischen langsam wandernden Trägheits-Schwerewellen und schnellen Rossby-Wellen zu unterscheiden, die ja beide die gleiche Periode haben können.

Das Assimilationsverfahren für die drei Modelle des DWD ist in Abbildung 2 zusammenfassend dargestellt. Es zeichnet sich dadurch aus, daß für die drei Modelle GM/EM/DM unabhängige Assimilationsstränge betrieben werden. Das hat den Vorteil, daß die während der Assimilation aufgebauten Feinstrukturen, wie z.B. Fronten und Deformationen durch die Orographie, erhalten bleiben. Bei zwischenzeitlicher Erzeugung eines "First Guess" aus einem gröber aufgelösten Modell würde es typischerweise 12 Stunden dauern, bis das höher aufgelöste Modell die Feinstruktur teilweise wieder aufgebaut hätte. Wie Abb. 2 zeigt, werden die drei Stränge nur durch die Beobachtungen und durch die Randwertversorgung während der 6-Stunden-Vorhersagen zusammengehalten.

Die Beobachtungen werden in Fenster mit  $\pm 3$  Stunden um die Termine 00, 06, 12 und 18 UTC gruppiert. Asynoptische Beobachtungen werden dem nächstgelegenen Haupttermin zugeordnet. Mit diesen Beobachtungen wird die 6-Stunden-Vorhersage des jeweiligen Modells nach (15) korrigiert. Nach erfolgter Initialisierung wird eine 6-Stunden-Vorhersage des jeweiligen Modells gerechnet, die dann wiederum mit Hilfe der Beobachtungen korrigiert wird. Dieser Zyklus läuft bei GM/EM seit dem 12.09.90 stabil. Als First Guess beim Urstart wurden klimatologische Werte für das GM benutzt, EM startete von der interpolierten GM-Analyse. Am 24.06.93 stieß das DM zu der Assimilationskette hinzu.

## **6. DIE BEDEUTUNG DER VERSCHIEDENEN BEOBACHTUNGSSYSTEME**

Wie in Kapitel 2 gezeigt, setzt sich das globale Beobachtungssystem aus zahlreichen Untersysteme zusammen, die teils bodengestützt, teils raumgestützt arbeiten. Sie liefern Daten verschiedener Genauigkeit und unterschiedlicher vertikaler sowie horizontaler Erstreckung. Es liegt nun nahe zu fragen, welchen Einfluß die einzelnen Systeme auf die Qualität der numerischen Vorhersagen haben. Zur Beantwortung dieser Frage werden von den NWV-Zentren regelmäßig sogenannte 'Observing System Experiments (OSE)' durchgeführt. Dabei wird die operationelle Datenassimilation für einen längeren Zeitraum wiederholt, jedoch

werden die Daten des zu untersuchenden Beobachtungssystems, also z.B. Flugzeugbeobachtungen, nicht für die Analyse benutzt. So ergeben sich dann unterschiedliche Anfangszustände für den Start der Vorhersagemodelle und aus den Qualitätsverlusten in den Vorhersagen kann man dann auf den Wert eines bestimmten Beobachtungssystems rückschließen.

Auf einem gemeinsam von der WMO und der CGC (Coordination Group for COSNA) durchgeführten Treffen in Genf wurden im April 1997 alle vorliegenden OSE-Studien zusammengetragen und bewertet. Es wurde eine abgestimmte Tabelle erarbeitet. Abb. 3 gibt die Tabelle in grafischer Form wieder. Dargestellt ist der Gewinn in Stunden in brauchbarer Vorhersagezeit, die sich bei Nutzung eines bestimmten Beobachtungssystems ergibt. Die Ergebnisse sind getrennt für die Südhemisphäre, die Tropen und die Nordhemisphäre dargestellt.

Den bei weitem größten Einfluß auf die Qualität der Vorhersagen haben die Radiosonden in der Nordhemisphäre. Ohne sie würde die Vorhersagbarkeit um etwa 36 Stunden reduziert, d.h. die Qualität einer 120h-Vorhersage mit Radiosonden entspräche der Güte einer 84h-Vorhersage ohne Radiosonden in der Nordhemisphäre. In den Tropen und der Südhemisphäre können die Radiosonden keinen so entscheidenden Beitrag liefern. Das ist aber auch nicht weiter verwunderlich, denn wie Abb. 1c zeigt, gibt es in diesen Gebieten auch sehr wenige Aufstiege von Radiosonden. Wenn es wenig Radiosondierungen gibt, können Satellitendaten ihren Einfluß demonstrieren. In den Tropen tragen sowohl die Verlagerungsvektoren von geostationären Satelliten (SATOBS) als auch die Temperatur- und Feuchteprofile (SATEM) zur Verbesserung der Vorhersage bei. In der Südhemisphäre erlauben die SATEM-Daten eine Verbesserung der Vorhersage um 24 Stunden. Zusätzlich sind in Abb. 3 auch noch Werte für die Daten des Scatterometers an Bord der ERS-Satelliten angegeben. Sie erlauben eine hochaufgelöste Bestimmung des bodennahen Windfeldes über Ozeanen. Diese Daten werden im DWD zZ nicht benutzt, würden aber vor allem in der Südhemisphäre zu einer Verbesserung der Vorhersagen beitragen.

Abb. 3 gibt den relativen Anteil der verschiedenen Beobachtungssysteme an der Vorhersageleistung wieder. Um einen Eindruck über die absoluten Vorhersagegüten zu bekommen, zeigt Abb. 4 die Jahresmittel der Anomaliekorrelation der Vorhersage des 500hPa Geopotentials als Funktion der Vorhersagezeit. Die Werte gelten für das globale Modell des Europäischen Zentrums für Mittelfristvorhersagen. Für andere Modelle ergeben sich sehr ähnliche Resultate. Auffällig ist der markante Unterschied zwischen den beiden Hemisphären. Während für die Nordhemisphäre die 60% Grenze erst nach 160 Stunden erreicht wird, ist das für die Südhemisphäre schon nach 140 Stunden der Fall. Eine wesentliche Erklärung für die unterschiedliche Vorhersageleistung ist die unterschiedliche Dichte der Beobachtungsnetze. In der Südhemisphäre stehen nur wenige Radiosondenaufstiege zur Verfügung. Ihr Beitrag zur Vorhersageleistung ist daher klein. Würden sie in ähnlicher Dichte wie in der Nordhemisphäre vorliegen, wäre auch eine Angleichung der Vorhersagegüte für die beiden Erdhälften zu erwarten. Insgesamt dokumentieren die Abb. 3 und 4 die zentrale Bedeutung der Radiosonden für die Qualität der numerischen Vorhersagen. Implizit ist ihr Einfluß noch weitaus größer, denn die Algorithmen zur Nutzung der Satellitendaten werden mit Hilfe von Radiosondenmessungen entwickelt und optimiert.

Damit schließt sich der Kreis: Bodengestützte Beobachtungssysteme sind trotz aller Investitionen in die Fernerkundung nach wie vor ein unentbehrlicher Bestandteil des globalen Beobachtungssystems. Der Grundstein, der vom PMI gelegt wurde, ist also nach wie vor Teil eines tragenden Fundamentes.

## **7. AUSBLICK**

Die Problematik der Datenassimilation hat im Laufe der Zeit eine faszinierende Entwicklung durchlaufen. Am Anfang der NWV wurde die Analyse des Anfangszustandes eher als lästige Zusatzaufgabe empfunden. Das Hauptaugenmerk galt der numerischen Formulierung der Modelle. Noch in den 70er Jahren war vorgesehen, daß das EZMW seine Vorhersagen von Analysen startet, die irgendwie aus den Einzelanalysen der Mitgliedsstaaten zusammengesetzt werden sollten. Dieser Vorschlag wäre heute völlig undenkbar. Die Assimilationsverfahren sind integraler Bestandteil der Vorhersagesysteme und werden im engen Zusammenhang mit den Modellen entwickelt.

Das Problem "Datenassimilation" ist noch längst nicht gelöst. Es ist im Augenblick Gegenstand intensiver theoretischer und experimenteller Forschung, da man sich von hier am ehesten Fortschritte bei der Verbesserung der Wettervorhersage verspricht. Zu Zeit ist völlig offen, welches Verfahren sich langfristig durchsetzen wird. Auf jeden Fall werden die zukünftigen Methoden in der Lage sein müssen, verstärkt Fernerkundungsdaten mit hoher zeitlicher Auflösung und komplexer Fehlerstruktur zu berücksichtigen. Der erwartete starke Zuwachs der Rechnerleistung durch Einführung von Parallelrechnern wird auch in der Datenassimilation neue Möglichkeiten eröffnen.

Bei aller Verbesserung der Assimilationsverfahren sollte jedoch eine Tatsache nicht in Vergessenheit geraten: Auch die raffinierteste Methode kann Beobachtungen nicht ersetzen. Sie kann höchstens versuchen, sie optimal zu nutzen. Mit jeder Verbesserung der Modelle selbst steigen allerdings auch die Anforderungen an die Qualität der Beobachtungen, da das Gewicht einer Beobachtung wesentlich vom Verhältnis der Modellfehler zu den Beobachtungsfehlern abhängt.

- Abb. 1: Geographische Verteilung der Meldungen für den 17.10.1997, 00 UTC  $\pm$  3 Stunden.  
a) Meldungen von synoptischen Stationen und Schiffen. b) Meldungen von driftenden Bojen. c) Radiosondenmeldungen. d) Sondierungen polarumlaufender Satelliten. e) Windmeldungen geostationärer Satelliten. f) Flugzeugmeldungen.
- Abb. 2: Das DWD-Assimilationsschema, bestehend aus Analyse, Initialisierung und Vorhersage für die Modelle GM/EM/DM.
- Abb. 3: Erweiterung des brauchbaren Vorhersagezeitraumes in Stunden durch Radiosonden, SATEM, SATOB, Flugzeug- und Scatterometerbeobachtungen für die Südhemisphäre, die Tropen und die Nordhemisphäre. (CGC/WMO workshop on observing system impact studies, Genf, 1997).
- Abb. 4: Jahresmittel der Anomaliekorrelation des 500 hPa Geopotentials als Funktion der Vorhersagezeit für das globale Modell des EZMW in der Nord- (durchgezogen) und Südhemisphäre (gepunktet).

# Observation Coverage

Synoptic land stations and ships  
Date/Time: 1997-10-16 21:00 - 1997-10-17 02:00

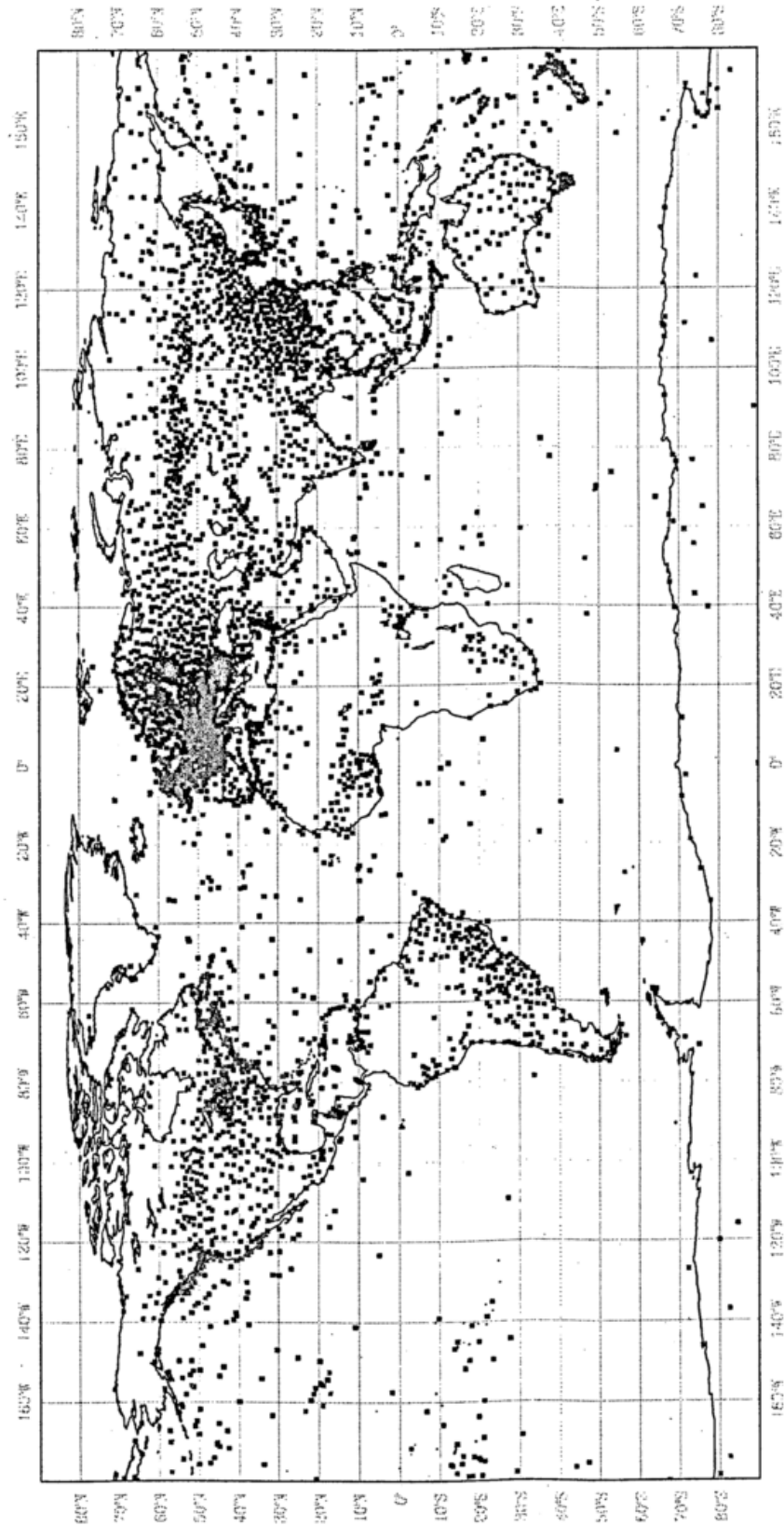


Fig. 1a

# Observation Coverage

Drifting buoys

Date/Time: 1997-10-16 21:00 - 1997-10-17 02:59

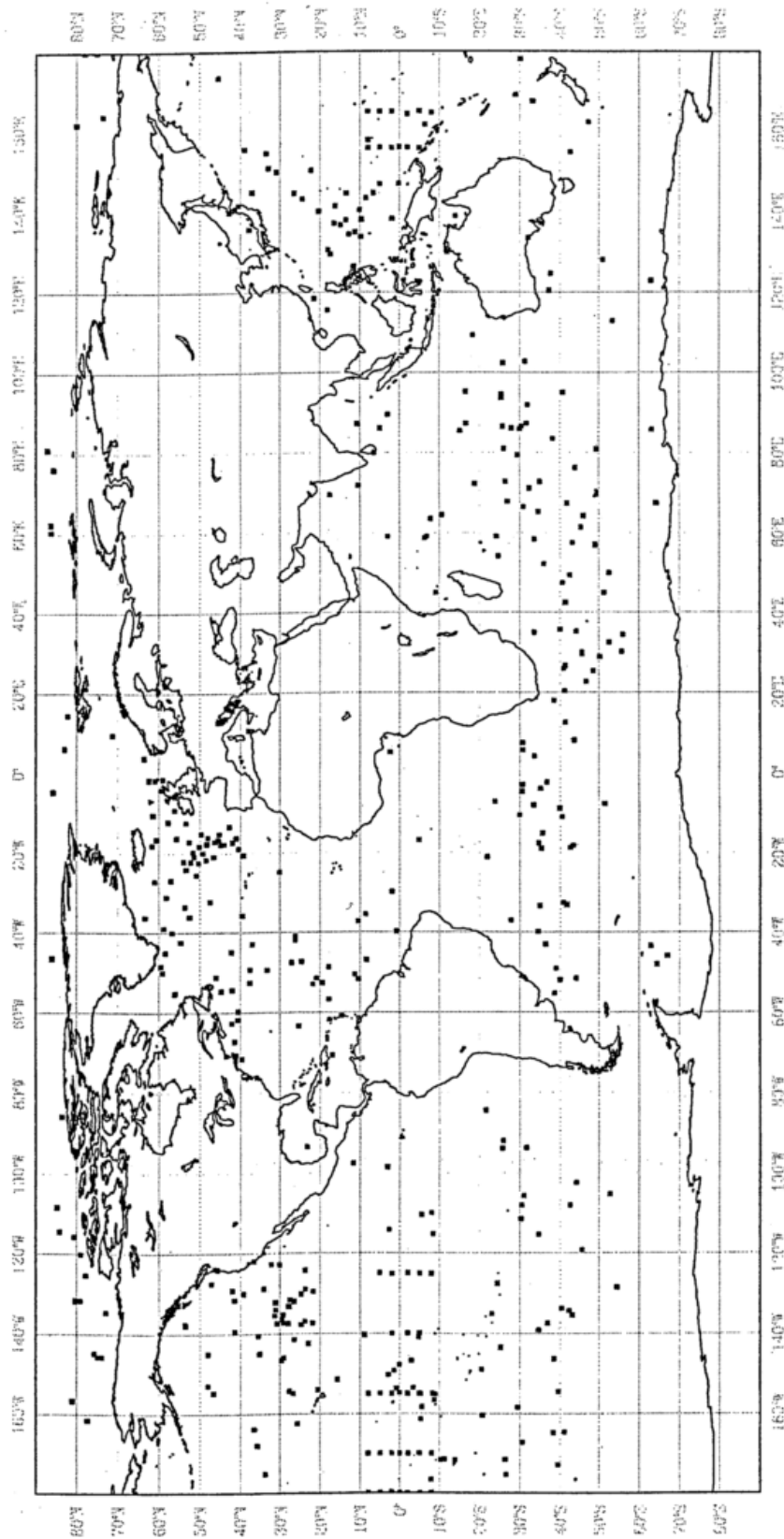


Fig. 1b

# Observation Coverage

Land and ship radiosondes

Date/Time: 1997-10-16 21:00 - 1997-10-17 01:00

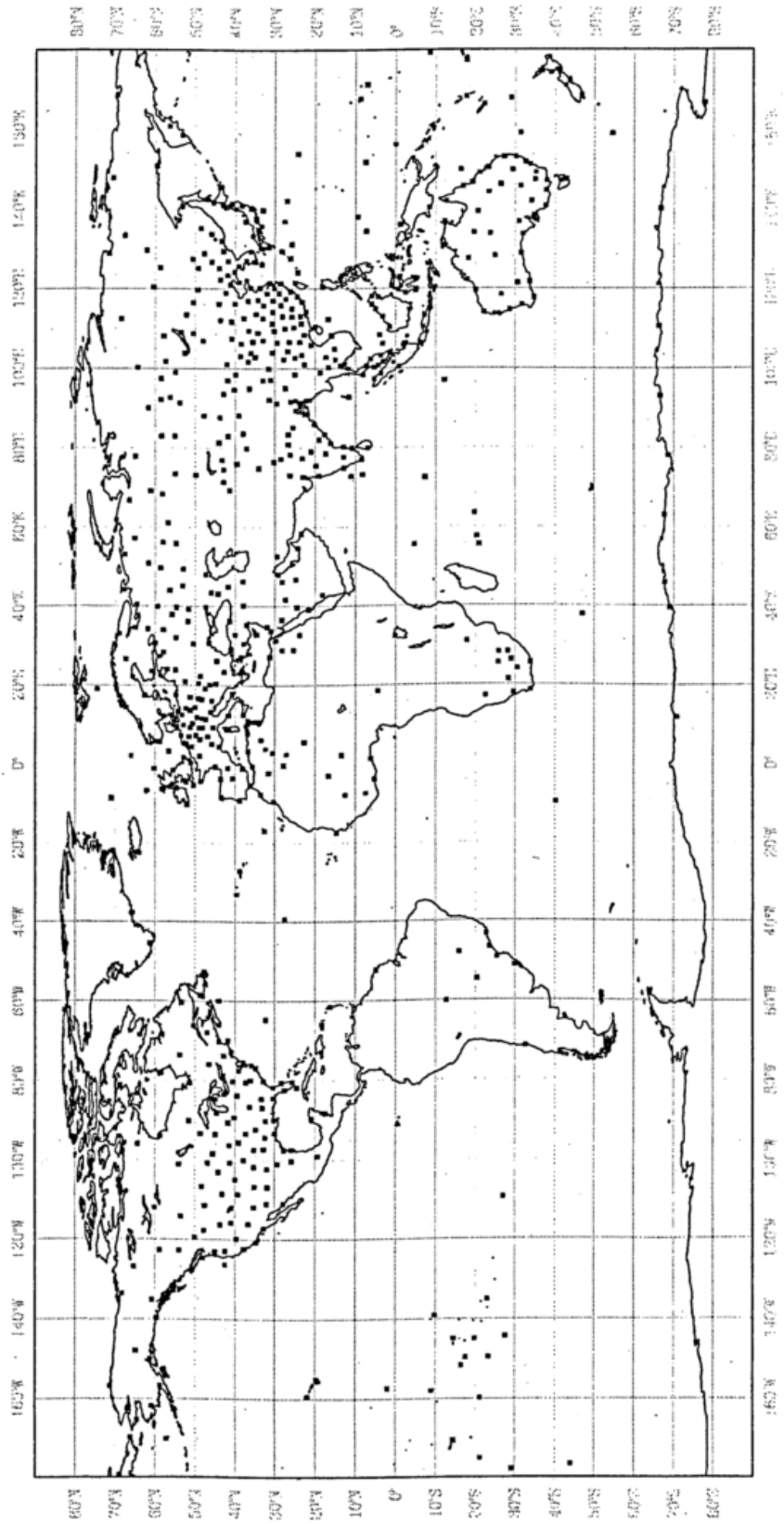


Fig. 1c

# Observation Coverage

Temperature and humidity retrievals from satellite  
Date/Time: 1997-10-16 21:00 - 1997-10-17 02:00

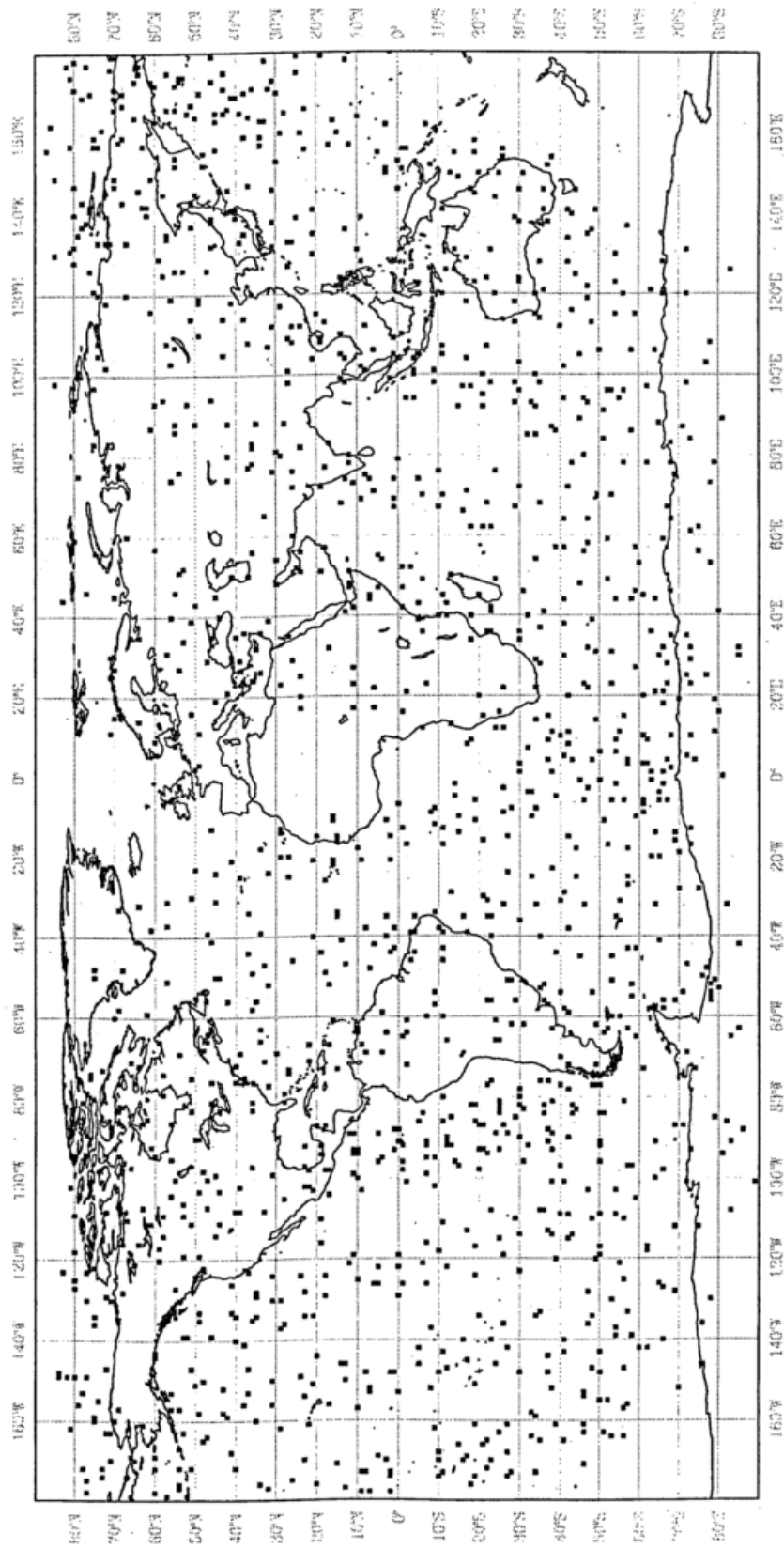


Fig. 1 d

# Observation Coverage

Cloud drift winds from satellite

Date/Time: 1997-10-16 23:00 - 1997-10-17 00:30

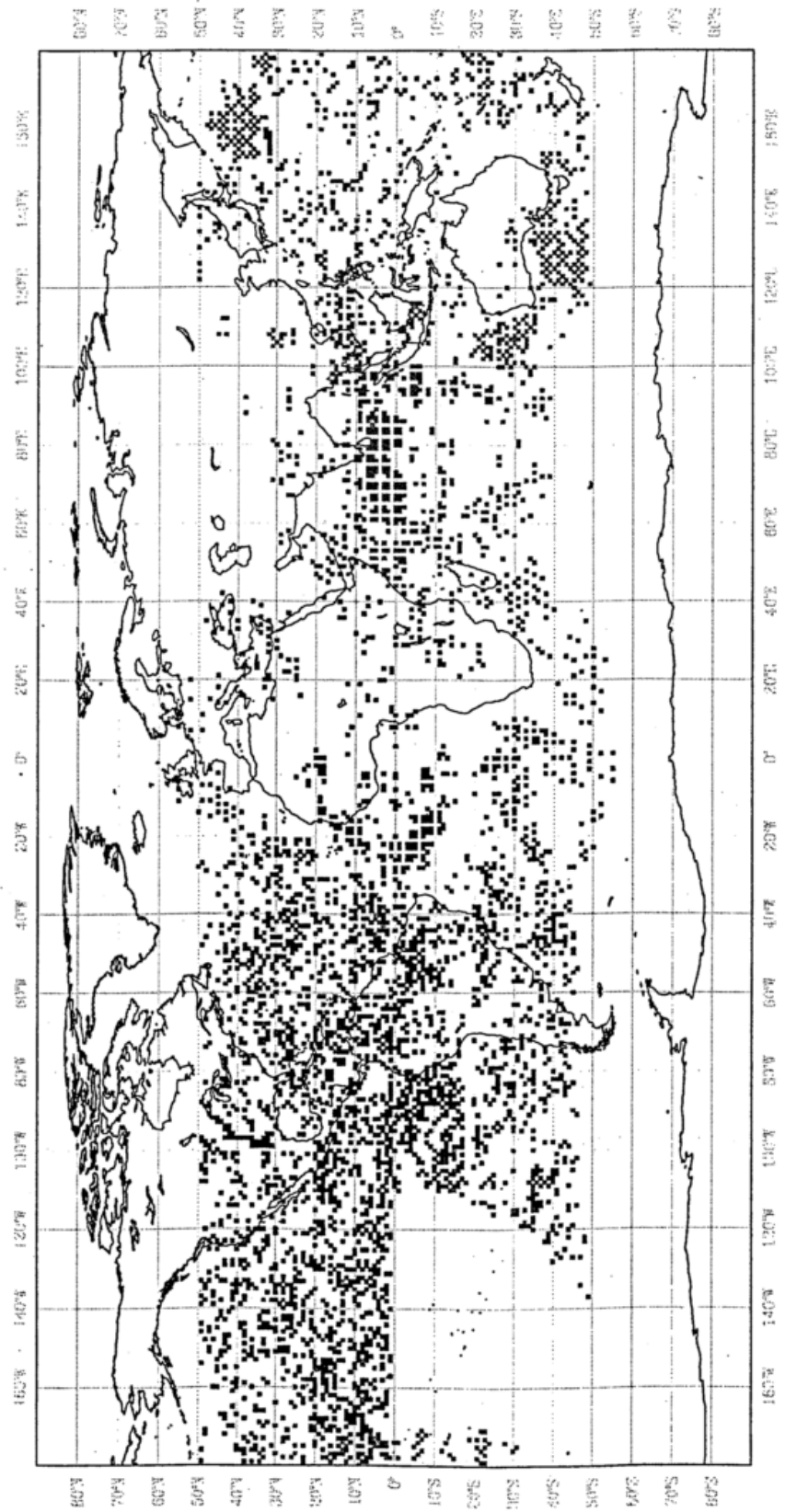


Fig. 1e

# Observation Coverage

Aircraft reports

Date/Time: 1997-10-16 21:00 - 1997-10-17 02:59

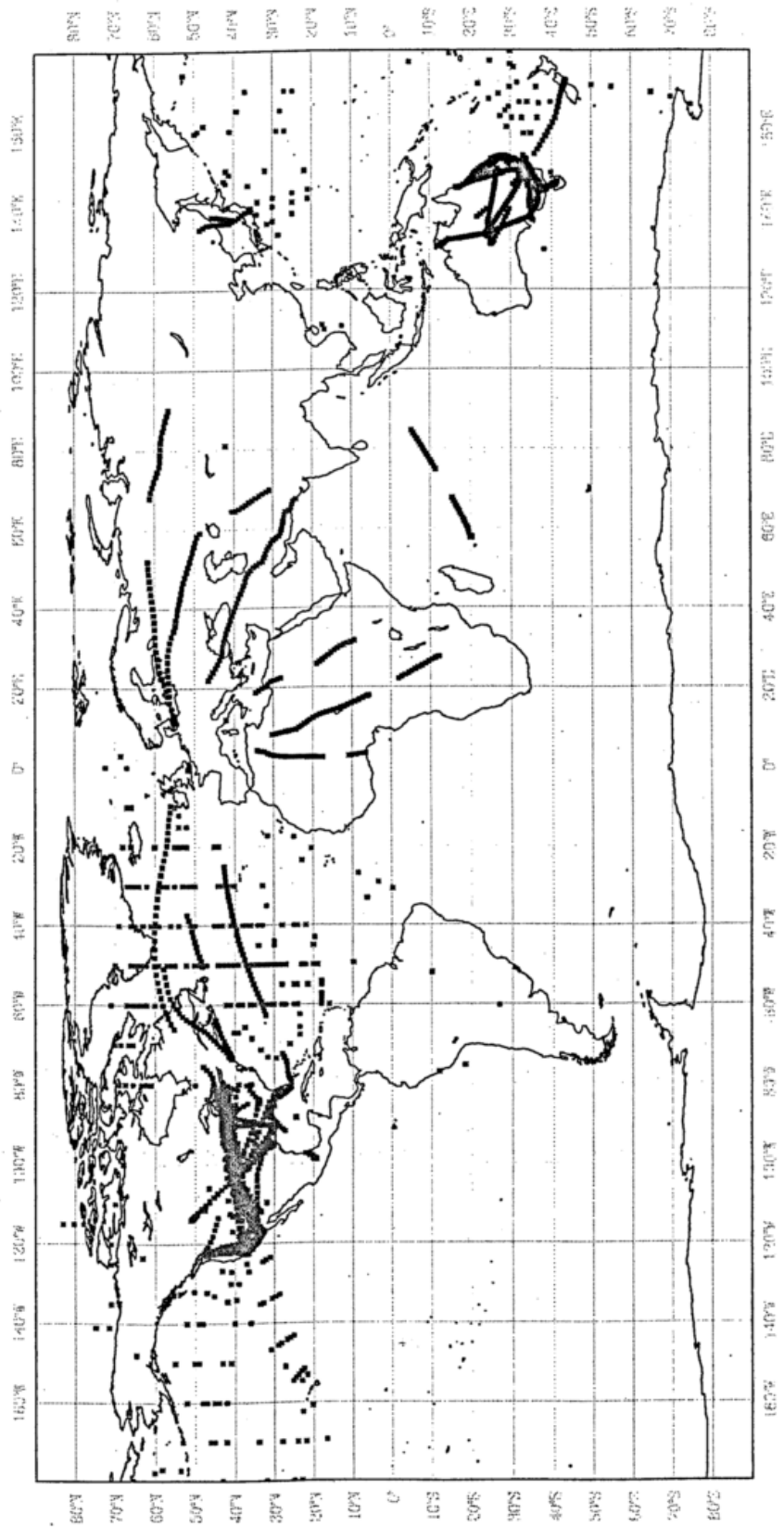


Fig. 1f

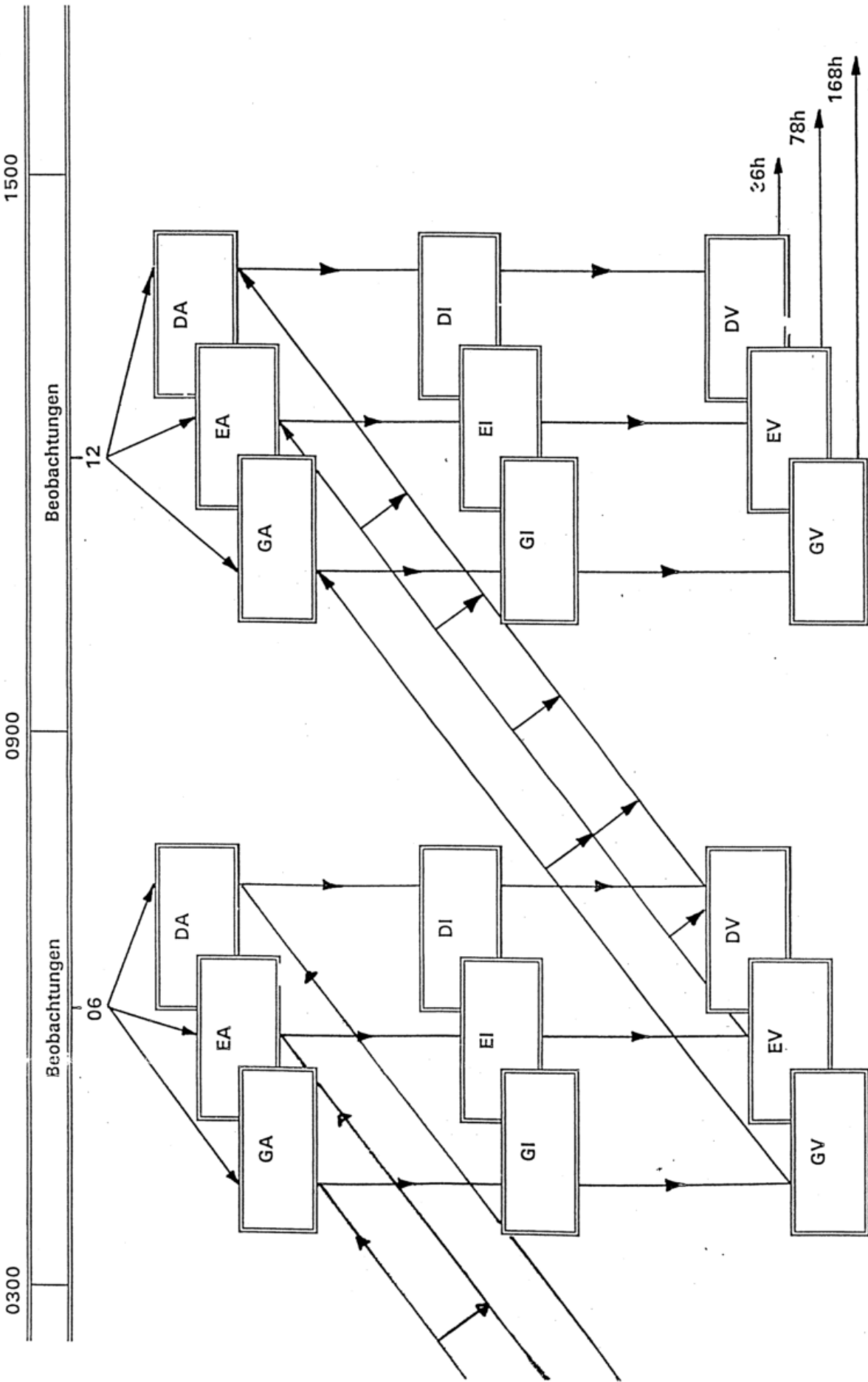


Fig. 2

# Gain in predictability (in hours) due to different observing systems

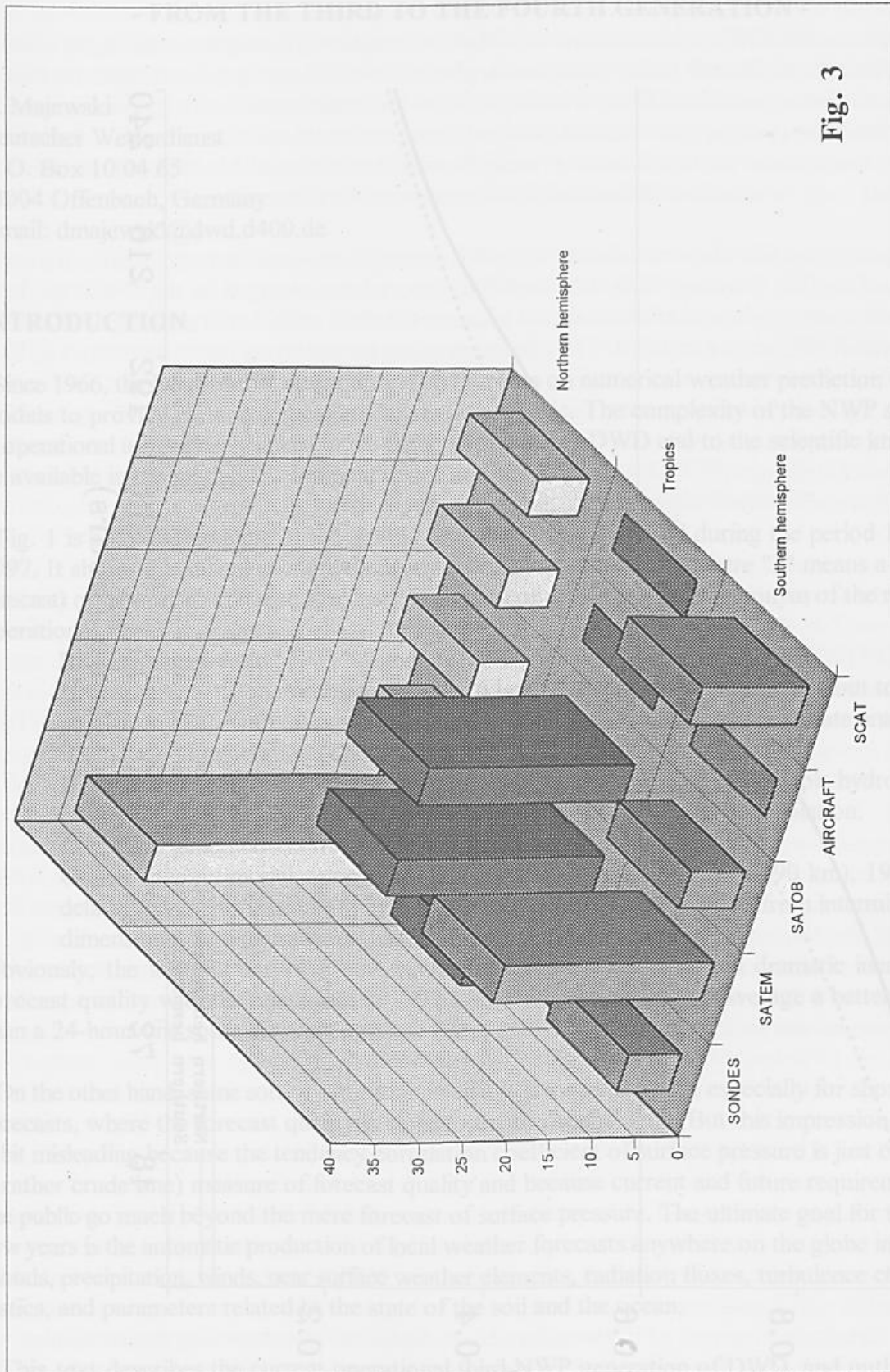
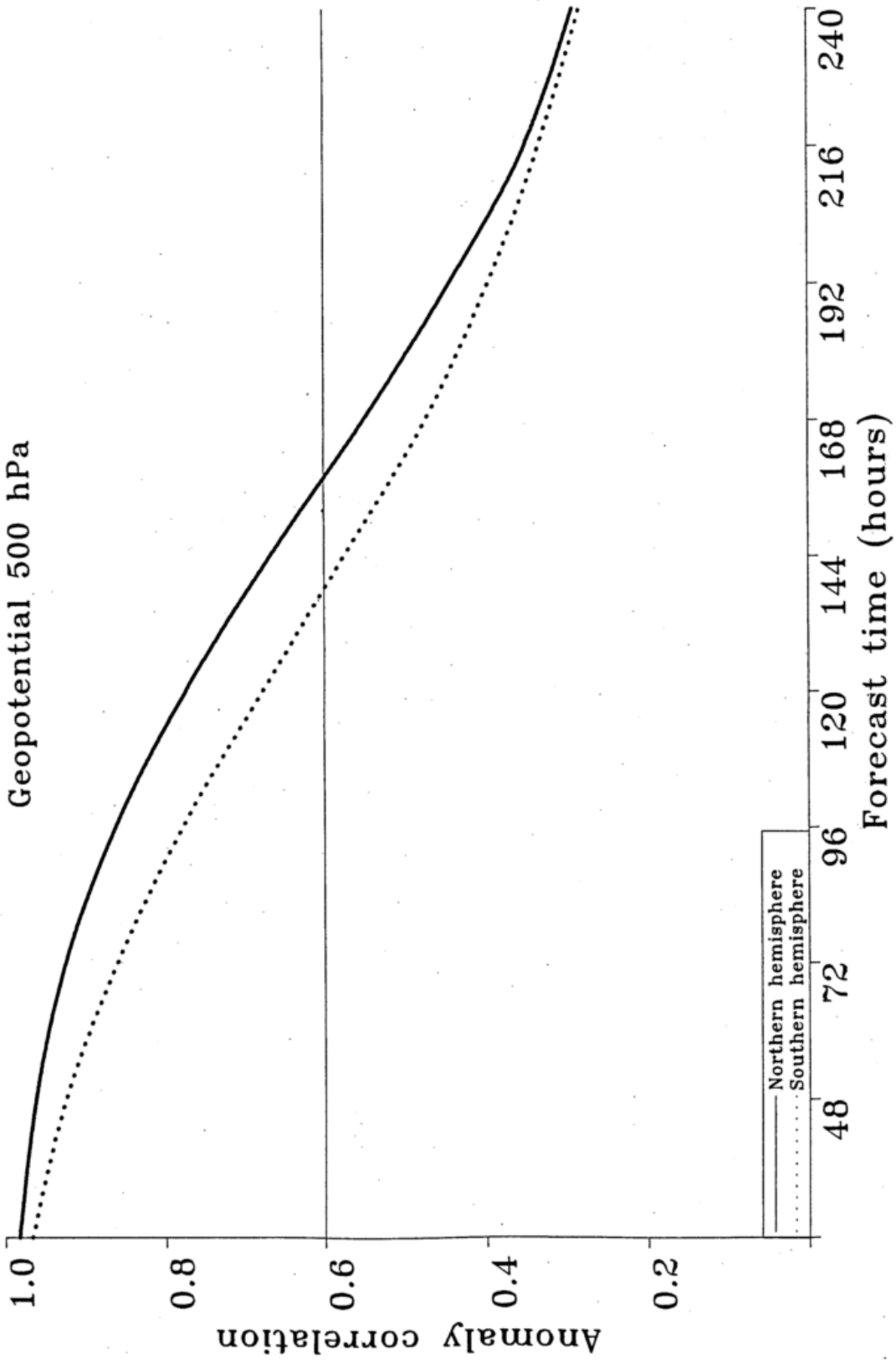


Fig. 3

ECMWF forecast scores  
Geopotential 500 hPa



1996 annual mean

Fig. 4

# NUMERICAL WEATHER PREDICTION AT THE DEUTSCHER WETTERDIENST - FROM THE THIRD TO THE FOURTH GENERATION -

D. Majewski  
Deutscher Wetterdienst  
P. O. Box 10 04 65  
63004 Offenbach, Germany  
e-mail: dmajewski@dwd.d400.de

## INTRODUCTION

Since 1966, the Deutscher Wetterdienst (DWD) relies on numerical weather prediction (NWP) models to provide meteorological guidance to the public. The complexity of the NWP systems in operational use is closely linked to the computer power at DWD and to the scientific knowledge available in the model development teams and elsewhere.

Fig. 1 is a typical example of the gain in forecast quality achieved during the period 1966 to 1997. It shows the annual average tendency correlation coefficient (where "1" means a perfect forecast) of the surface pressure forecast. At the top of the diagram, the acronym of the relevant operational model is given, namely

- BKL, first generation NWP system of DWD.  
Hemispheric octagon, meshsize 381 km, 6 layers, no humidity; initially without topography, since 1974 with topography. Initial state derived from simple univariate analysis.
- BKF, second generation NWP system of DWD.  
Hemispheric octagon, meshsize 254 km, 9 layers, water vapour and simple hydrological cycle. Initial state derived from simplified multivariate optimum interpolation.
- GM, third generation NWP system of DWD.  
Global spectral model, triangular truncation at T106 (meshsize ~ 190 km), 19 layers, detailed parameterization of physical processes. Initial state derived from intermittent 4-dimensional data assimilation based on optimum interpolation.

Obviously, the introduction of a new NWP generation led to an often dramatic increase in forecast quality with the result that in 1997 a 96-hour forecast has on average a better quality than a 24-hour one some 30 years ago.

On the other hand, some sort of saturation is visible since 1991/1992, especially for short range forecasts, where the forecast quality is close to the theoretical limit. But this impression may be a bit misleading because the tendency correlation coefficient of surface pressure is just one (and a rather crude one) measure of forecast quality and because current and future requirements of the public go much beyond the mere forecast of surface pressure. The ultimate goal for the next few years is the automatic production of local weather forecasts anywhere on the globe including clouds, precipitation, winds, near surface weather elements, radiation fluxes, turbulence characteristics, and parameters related to the state of the soil and the ocean.

This text describes the current operational third NWP generation of DWD, and outlines the design of the fourth one as well as some preliminary results of the development work.

### **THIRD NWP SYSTEM OF THE DWD**

The operational NWP system consists of a chain of models with progressively higher resolutions. The Global-Modell (GM) provides large-scale predictions and the lateral boundary conditions of the regional-scale Europa-Modell (EM) which concentrates on synoptic and meso- $\alpha$  scale weather systems over the Atlantic and Europe. Moreover, EM provides the lateral boundary conditions of the high-resolution, meso- $\beta$  scale Deutschland-Modell (DM) which is the main short range weather prediction tool for Germany and its surroundings.

Whereas GM has been derived from the ECMWF model (European Centre for Medium Range Weather Forecast, Reading, UK), EM and DM have been developed at the DWD in close cooperation with the Swiss Meteorological Institute (SMI). Tables 1 to 3 summarize the main characteristics of GM, EM and DM. The placement of the model layers for GM (19 layers), EM (20, with about 6 in the lowest 1500 m) and DM (30, with about 11 in the lowest 1500 m) is shown in Fig. 2. Fig. 3 compares the topographies of the three models for the Alpine region. The peak height of the Alps is only 1500 m in the GM, extends to 2400 m in the EM, and reaches more than 3100 m in the DM. Only the DM is also able to resolve the highlands typical for Central Europe like the Vosges and the Black Forest.

The data assimilations GA, EA and DA for the models GM, EM and DM proceed in three parallel streams which are coupled only via the lateral boundary data, i.e. GM for EM and EM for DM, see Tab. 4 and Figs. 4 and 5. The analysis of the mass and wind fields is based upon the global ECMWF analysis scheme (Lönnerberg and Shaw, 1987) and has been extended to allow for the analysis of limited domains for EM and DM. The error correlation functions used in the optimum interpolation (OI) analysis of the EM are derived from the verification of the 6-h EM forecasts against radiosonde data whereas DA uses a shorter correlation component length scale to allow for the correction of smaller scale forecast errors.

The precipitation forecast during the first period of the flood of the river Oder and its tributaries between July 4 to 8, 1997 may serve as an example of the quality of the operational NWP system. Fig. 6 compares the amount observed at the SYNOP stations to the modelled ones. For the model, the 24-h amounts of the period +6 up to +30h of the four DM forecasts validating in the relevant precipitation period have been taken. Even such an extreme event which may happen only once every 200 years can be forecasted by the high-resolution model rather well regarding timing, amount and position.

### **DESIGN OF THE FOURTH NWP SYSTEM OF THE DWD**

To meet the growing demand of the public for accurate and detailed weather forecasts as well as to provide meteorological input to application modules like complex dispersion or chemical transport models, the research and development at the DWD concentrates on high-resolution NWP models with special emphasis on the hydrological cycle, exchange processes at the surface and the turbulence structure of the boundary layer. Additionally, restrictions on the number of researchers involved in developing and maintaining the operational NWP suite have to be taken into account. Finally, developments in computer hard- and software have an enormous impact on the design and coding of the NWP system.

To reduce the complexity of the future operational NWP system the new suite will consist of two models and data assimilation streams instead of the current three, namely a global model (GME) and a high-resolution regional Lokal-Modell (LM). LM will be relocatable, i.e. it may be placed anywhere on the globe. This option is also a requirement of the military meteorological service (AW Geophys) which is taking part in the development of LM. National and international collaboration helps to broaden the expertise in the fields of numerics, physical parameterizations and data assimilation. Additionally, students of different universities take actively part in model development and evaluation in the framework of diploma or PhD studies.

In 1996, SGI/Cray won the bid for the new computer installations at DWD which asked for a significant increase of computational power (sustained rates) from about 8 GFlops in 1997 to 500 GFlops by the end of 2001. A new computer design, called massively parallel processors (MPP), is responsible for the enormous increase in speed. One disadvantage of MPP systems, at least from the programmers point of view, is the distributed memory structure which is in contrast to the shared memory approach of traditional vector computers. Explicit message passing, based on MPI (Message Passing Interface) routines, makes the efficient use of MPP systems a bit cumbersome. To exploit the implicit parallelism of NWP properly GME and LM are being based on numerical algorithms which are as local as possible, require few communication between processors and scale well.

In the following, the design and implementation of GME and LM will be explained in some detail.

## GME, DESIGN AND FIRST RESULTS

Whereas the current operational global model GM is based on the spectral method which requires heavy global communication during each time step, the new model GME uses the icosahedral-hexagonal grid (**Sadourney et al., 1968**) and the stencils and interpolation procedures of **Baumgardner** (Los Alamos Nat. Lab., USA) who worked as visiting scientist for three one-month periods at the DWD between 1995 and 1997.

The generation of the triangular grid mesh is outlined in Fig. 7. An icosahedron, placed into the sphere, touches its surface at 12 points. These points are connected by great circle arcs to form 20 equal-sided triangles. By subdividing the sides of these triangles and connecting the points with great circle arcs again, smaller and smaller sub-triangles are formed until the desired resolution of the grid has been reached. All model variables are placed at the edges of the triangles (A-grid). The resulting triangular grid mesh shows less than 20% variation of mesh size over the globe. Other key design features of GME include

- \* the use of a local spherical coordinate system at each gridpoint with unit vectors which are aligned with the global east and north directions,
- \* second order accurate gradient and Laplacian operators based on a linear combination of the central gridpoint and the 6 (5 at the 12 "special" points of the icosahedron) surrounding ones,
- \* linear interpolation using the 3 surrounding gridpoints,
- \* quadratic interpolation using the 12 surrounding gridpoints,
- \* semi-implicit time stepping,
- \* a hybrid vertical coordinate (**Simmons and Burridge, 1981**),
- \* prognostic variables:

- surface pressure, temperature, specific water vapour and cloud water contents (cloud ice content in the near future), horizontal wind components,
- \* physical package:  
adapted from the operational regional models EM/DM plus the parameterization of the sub-grid scale orographic drag by **Lott and Miller (1997)**,
- \* Digital-Filtering-Initialization (**Lynch et al., 1996**).

GME has been benchmarked on traditional shared memory parallel vector (Cray C98, J932) and massively parallel distributed memory (Cray T3E) computers using MPI for message passing. A sustained speed of 5 to 6 GFlops is necessary for the completion of a 24-h forecast of GME at a resolution of 55 km (i.e. 163842 gridpoints/layer) and 31 layers in less than 30 minutes.

First evaluations of the model performance concentrate on

- \* **Held and Suarez (1994)** tests of the dynamical core at various horizontal and vertical resolutions performed by Chr. Jablowski (University of Bonn) in her diploma thesis,
- \* diagnostics of 30-d simulations with constant SST and sea ice border, and
- \* comparison of GME to the operational spectral model GM for 7-d forecasts.

Since the data assimilation suite of GME has not been established yet all model runs use interpolated analyses of the operational spectral model GM (T106, 19 layers) as initial values. Early next year, the data assimilation based on traditional intermittent optimum interpolation (OI) will be added to the system.

The evaluation of the dynamical core of GME in the framework of the Held-Suarez test concentrates on an analysis of convergence with resolution, on considerations of symmetry aspects and on comparisons to the spectral GM. All model runs are started from a dry, isothermal state at rest without topography. The runs cover a period of 1200 days. The first 200 days are not taken into account in computing the climate of the model. Fig. 8 presents the time-mean zonally averaged zonal wind for GME (top,  $n_i=64$  corresponds to a mesh size of 110 km, 19 hybrid levels in the vertical have been used) and GM (bottom, spectral resolution T106). The patterns look very similar concerning the overall structure and strength of the westerly jet streams. The tropical easterlies near the surface and at the top of the atmosphere show hardly any difference, too.

First 30-d integrations of GME at a meshsize of 73 km, 31 layers, for March 1997 have been evaluated. The globally averaged surface pressure changes very little in the course of the integration even though the discretized equations are not strictly mass conserving. The physical package has been implemented from the operational regional models without any additional tuning. Despite this lack of tuning, the simulated fluxes of GME are mostly in good agreement with available climatological values. The hydrological balance is maintained rather well with a 30-d average precipitation rate of 3.01 mm/d and a corresponding evaporation of 2.92 mm/d. An underestimation of the net solar flux at the top of the atmosphere is related to a fairly high total cloud cover which is mostly due to an exaggeration of low cloud amounts, and may be corrected by some tuning of free parameters and a better link between hydrological parameterization schemes and the cloud cover formulation.

GME simulations of the precipitation event leading to the Oder flooding have been performed by S. Maus (University of Mainz). During the first period between July 04 to 07 more than 100 mm of precipitation were measured in the area 14-20°E, 49-52°N (Fig. 9). GME forecasts at two resolutions, namely  $n_i=96$ , i.e. meshsize  $\Delta \sim 73$  km, and  $n_i=128$ ,  $\Delta \sim 55$  km, and two forecast

ranges (left: +06 to +30 h, right: +30 to +54 h), both with 31 layers, are compared to observations. Except for the underestimation on the first day (July 04), the amount of precipitation has been properly simulated by GME, especially at the higher resolution of 55 km.

The digital filtering initialization (DFI) has been implemented into GME with the help of P. Lynch (Irish Meteorological Service). One of the advantages of DFI is its applicability to models with non-uniform grids and geometries. Since the filtering is performed pointwise, the details of the discretisation cause no difficulties. A Dolph-Chebyshev filter has been selected for the initialization of the GME. The stop-band edge was defined by choosing a period  $\tau_s = 3$  h. The total filter span  $T_s$  was chosen to have the same value. First tests of DFI for GME have been performed at two resolutions, namely  $\Delta \sim 220$  and 73 km meshsize. Initial values are derived from uninitialized analyses of the operational spectral model GM (T106, 19 layers) of the DWD, interpolated to the GME grid and adapted to the GME topography.

Application of DFI involves two steps. A backward adiabatic integration to time  $-T_s$  is performed and the values filtered to produce output valid at  $-0.5T_s$ . These values are used to initiate a forward diabatic integration of span  $T_s$ . The filtered output from the forward run, valid at the analysis time, i.e.  $t = 0$ , comprises the initialized data. For the adiabatic backward integration, irreversible physical processes must be disabled, but condensation and evaporation may be taken into account. It is possible to apply horizontal diffusion in the backward run, provided the sign of the diffusion coefficient is reversed. However, both integrations are damped, and the cumulative effect was found to smooth the humidity fields, resulting in a substantial decrease in total cloud amount. Therefore, horizontal diffusion was disabled during the backward part of DFI in GME. Additionally, the surface variables are kept constant during the diabatic forward part of DFI to avoid a damping of the diurnal cycle in the model.

To demonstrate the ability of DFI to remove initial noise from the forecast, we compare in Fig. 10 the temporal evolution of the global mean absolute surface pressure tendency for two GME forecasts at  $\Delta \sim 73$  km. The dashed line shows the values for the uninitialized run, the solid line shows the values after DFI. Without initialization, spurious noise is visible at the beginning of the forecast lasting more than 24 hours into the forecast range. With DFI, these imbalances are removed from the initial state to allow for a smooth evolution of the forecast which is important in data assimilation. Figs. 11 and 12 show the evolution of surface pressure and vertical velocity at model level  $k=8$  for two gridpoints of GME at  $\Delta \sim 220$  km, one point in the East Atlantic, the other at the highest point of the model, in the Himalayan mountain. Again, the application of DFI reduces the spurious initial noise like the pressure fluctuations of more than 5 hPa, and enables a balanced start of GME.

The impact of DFI on the initial fields can be reduced even more by the application of an incremental digital filtering (IDFI), applied only to the analysis increments. Thus the balanced first guess of the model is not altered but IDFI changes the analysis only in those regions where observations have disrupted this balance. Incremental filtering is recommended for global models as it avoids interference with the dynamics in the tropics, especially the tidal signal. Therefore, the intermittent 4-dimensional data assimilation scheme of GME will use IDFI to balance the fields.

## LM, DESIGN AND FIRST RESULTS

The LM is designed as a flexible tool to be used for operational NWP on the meso- $\beta$  and on the meso- $\gamma$  scale as well as for the evaluation of local climate and for various scientific applications covering a wide range of spatial scales (down to grid spacings of about 100 m). For operational NWP, LM will be nested in the new global model GME.

The model is based on the primitive hydro-thermodynamical equations describing compressible nonhydrostatic flow in a moist atmosphere without any scale approximations. A basic state is subtracted from the equations to reduce numerical errors associated with the calculation of the pressure gradient force in case of sloping coordinate surfaces. The continuity equation is replaced by an equation for the perturbation pressure, which becomes a prognostic variable besides the three velocity components, temperature, water vapour and cloud water. The set of model equations is formulated in rotated geographical coordinates and a generalized terrain-following vertical coordinate. As the Jacobian matrix of the transformation is evaluated numerically, the vertical coordinate and grid stretching can easily be changed depending on the problem or application. An alternative to terrain-following coordinates is the use of a generalized step mountain coordinate which is investigated in a special research project.

Spatial discretization is by standard second-order finite difference schemes on a staggered Arakawa-C/Lorenz-grid. The time integration is performed with the Leapfrog-method using Klemp's and Wilhelmson's time splitting technique including extensions proposed by **Skamarock and Klemp (1992)** to solve for the sound and gravity wave terms. For most practical applications, this method is as efficient as a full 3-d semi-implicit time scheme.

As an alternative to the present time scheme, the new forward-in-time splitting method presented by **Wicker and Skamarock (1997)** has been tested in LM. This new scheme is based on second-order Runge Kutta time integration combined with third-order upwind-biased advection and with the forward-backward scheme for the fast modes. It is easily combined with standard vertically semi-implicit techniques to improve computational efficiency when the grid aspect ratio becomes large. The implicit damping properties associated with third-order horizontal advection allows for a significant reduction of spurious oscillations while qualitatively the solutions appear to be better resolved than solutions from the leapfrog scheme. So far, tests have been successfully performed for linear and nonlinear mountain waves and for the simulation of a rising 3-d thermal in an adiabatic atmosphere. A comparison of the solutions for the rising thermal problem is shown in Fig. 13 (at a grid spacing of  $\Delta x = \Delta y = \Delta z = 250$  m). Following some further testing for real data cases, we plan to switch the LM time-integration to the new scheme early next year.

The physics package of LM is adapted from the operational hydrostatic model DM and thus only applies at the meso- $\beta$  scale. Work on new parameterization schemes to upgrade the physics for model applications on smaller scales is in progress. This includes a new cloud scheme emphasizing the ice phase and with prognostic treatment of the precipitation phases, a new scheme for turbulent processes predicting turbulent kinetic energy explicitly, and a new soil model based on a detailed scheme developed at the agrometeorological branch of the DWD.

For real data simulations, LM is at present driven by the operational regional models using the traditional boundary relaxation technique. Initial and boundary data are obtained by a separate

preprocessor program which interpolates from the host model analyses and forecasts. To reduce noise and spin-up resulting from non-balanced interpolated data, a diabatic digital filtering initialization scheme (Lynch, 1997) has been implemented. A data assimilation suite for LM based on nudging will be added to the system early 1998. Also, work on a two-way interactive self-nesting of LM is about to be completed.

To meet the computational requirement of the model, the program has been recoded in Standard Fortran 90 and parallelized using the MPI library for message passing on distributed memory machines. Thus it is portable and can run on any parallel machine providing MPI. Also it can still be executed on conventional scalar and vector computers where MPI is not available. The parallelization strategy is the 2-dimensional domain decomposition which is well suited for gridpoint models using finite differences. Each processor gets an appropriate part of the data to solve the model equations on its own subdomain. During one integration step each processor updates the values of its local subdomain; gridpoints at the edges are exchanged using explicit message passing. Fig. 14 shows timings for a 1-hour forecast from test runs with different domain sizes on a SGI/Cray T3E. The parallel speedup is illustrated on the log-log-scale, showing that the model scales well to hundreds of processors for appropriate domain sizes.

Following a series of experiments for a basic test of the numerical and physical formulation of the model, a number of prototype simulations on the meso- $\gamma$  scale with horizontal grid spacings of 1.4 km and 2.8 km have been conducted. These experiments focused on the general behaviour of the model on this scale and especially on the question whether the formation of convective systems and prefrontal squall-lines can be simulated explicitly. It is expected that deep moist convection including the associated feedback mechanisms with the larger scales can be resolved explicitly, and thus shortcomings resulting from parameterized convection in coarser grid hydrostatic models may be overcome. Additionally, the impact of topography on the organization of penetrative convection by, e.g. channeling effects, is reproduced much more realistic in high-resolution forecast models.

There is an indication by these first experiments that LM has some skill in the prediction of mesoscale convective complexes. Especially, the formation of prefrontal squall-line storms is often predicted quite accurately. The fine-scale structures of these systems and associated cloud and precipitation patterns are qualitatively in good agreement with available observational data. In some cases, however, the timing of the onset of convective precipitation may be wrong by one or two hours and the position of the low-level gust fronts by up to 20 km. Nevertheless, these first experiments with LM reveal that the future use of meso- $\gamma$  scale nonhydrostatic models for NWP purposes has the potential for a significant improvement in the prediction of the life cycle of convective systems including squall-lines and other severe weather events.

## OUTLOOK

In 1998, a pre-operational trial of GME ( $\Delta \sim 55$  km, 31 layers) and LM ( $\Delta \sim 7$  km, 35 layers) will be performed and evaluated against the current operational system. Subject to successful completion of the tests GME and LM will become operational in mid-1999. After the installation of the 500 Gflops system by 2001 the mesh size of GME will be reduced to 28 km and the number of layers increased to 35. Explicit forecasts of deep convection will be then possible by LM with a mesh size of 2.5 km and 50 levels. This enhanced model will mark the next quantum leap in NWP. Of course, the successful implementation of this NWP system requires many advances in

the fields of numerics, physical parameterizations, data assimilation and parallel programming in the next few years.

### **Acknowledgements**

This paper is based on the work of the model development teams of GME and LM. Special thanks are due to U. Damrath, G. Doms, D. Liermann, P. Prohl, B. Ritter, U. Schättler and J. Steppeler for their contributions.

### **References**

- Held, I. M. and M. Suarez, 1994: A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 75, 10, 1825 - 1830.
- Lönnberg, P. and D. Shaw, 1987: ECMWF Data Assimilation - Scientific Documentation. ECMWF Research Manual 1, 10/87, 2nd Revised Edition.
- Lott, F. and M. Miller, 1997: A new sub-grid scale orographic drag parameterization: its formulation and testing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 101 - 128.
- Lynch, P., 1997: The Dolphy-Chebyshev window: A Simple Optimal Filter. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 655-660.
- Lynch, P., D. Giard and V. Ivanovici, 1996: Improving the efficiency of a digital filtering scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1976 - 1982.
- Sadourny, R., Arakawa, A. and Mintz, Y., 1968: Integration of nondivergent barotropic vorticity equation with an icosahedral-hexagonal grid on the sphere. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 351-356.
- Simmons, A. J. and D. M. Burridge, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinate. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 758-766.
- Skamarock, W. and J.B. Klemp, 1992: The stability of time-splitting numerical methods for the hydrostatic and nonhydrostatic elastic systems. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2109-2127.
- Wicker, L. and W. Skamarock, 1997: A time splitting scheme for the elastic equations incorporating second-order Runge-Kutta time differencing. Submitted to *Mon. Wea. Rev.*

## Global-Modell (GM)

Global spectral NWP model derived from the ECMWF model (cycle 34).

For the differences between GM and the present ECMWF model see Tab. 5.3.

### Prognostic variables

- Surface pressure, temperature, specific humidity, relative vorticity, horizontal divergence.

### Diagnostic variables

- Geopotential, vertical velocity.

### Numerics

- Horizontal representation: spectral, T106 (triangular truncation at wavenumber 106); Gaussian grid: 320·160 points, quasi-regular with mesh size  $\sim 1.125^\circ$ .
- Vertical representation: hybrid coordinate, 19 layers, finite difference.
- Semi-implicit time integration, 15-minute time step.
- Fourth-order linear horizontal diffusion, slope-correction for the diffusion of temperature.

### Physical parameterizations

- Grid-scale condensation when grid-square saturated, evaporation of precipitation.
- Mass flux convection scheme after Tiedtke (1989).
- Vertical diffusion (Louis, 1979):  
turbulent surface fluxes depend on local roughness length and stability (Monin-Obukhov), free-atmosphere turbulent fluxes depend on mixing length and Richardson number.
- $\delta$ -two-stream radiation scheme after Ritter and Geleyn (1992) for short- and longwave fluxes, full cloud-radiation feedback.
- Gravity wave drag.
- Soil processes:  
two layers, climate values changing monthly (but fixed during forecast) in third layer, prognostic soil temperature and moisture, snow cover, fixed analysed sea surface temperature

### Topographic data sets

- Mean orography, land/sea mask and roughness length derived from the 10'·10' NCAR/NAVY data set.
- Vegetation cover from FAO statistics and potential vegetation (2.5°·2.5° resolution).

### Operational applications

- forecast: initial dates 00, 12 and 18 UTC; integrations up to 48 hours (early run) and up to 168 hours (main run).
- assimilation cycle: 00, 06, 12 and 18 UTC; integrations up to 6 hours.

Tab. 1 . The Global-Modell (GM) of the DWD.

## Europa-Modell (EM)

Hydrostatic meso- $\alpha$  scale regional NWP model for the North Atlantic and Europe.

### Prognostic variables

- Surface pressure, total heat, total water content, horizontal wind components.

### Diagnostic variables

- Temperature, water vapor and cloud water contents, geopotential, vertical velocity.

### Numerics

- Rotated spherical grid, mesh size  $0.5^\circ$  ( $\sim 55$  km), Arakawa C-grid.
- Second order horizontal and vertical differencing.
- Hybrid vertical coordinates, 20 layers, 6 layers below 1500 m above ground.
- Semi-implicit time integration, 5-minute time step.
- Lateral boundary formulation due to Davies (1976), boundary values provided by the Global-Modell (GM) at three-hourly intervals.
- Fourth-order linear horizontal diffusion, slope-correction for the diffusion of total heat.

### Physical parameterizations

- Grid-scale precipitation including parameterized cloud microphysics.
- Mass flux convection scheme after Tiedtke (1989).
- Vertical diffusion after Louis (1979) for the surface layer, an extended level-2 scheme after Mellor and Yamada (1974) higher up.
- $\delta$ -two-stream radiation scheme after Ritter and Geleyn (1992) for short- and longwave fluxes, full cloud-radiation feedback.
- Two-layer soil model after Jacobsen and Heise (1982) including snow and interception storage. Climate values changing monthly (but fixed during forecast) in third layer.

### Topographic data sets

- Mean orography, land/sea mask and roughness length derived from the  $10' \cdot 10'$  NCAR/NAVY data set.
- Prevailing soil type from FAO/UNESCO maps.
- Vegetation cover and root depth from FAO statistics and potential vegetation ( $2.5^\circ \cdot 2.5^\circ$  resolution).

### Operational applications

- forecast: initial dates 00, 12 and 18 UTC; integrations up to 48 hours (early run) and up to 78 hours (main run).
- assimilation cycle: 00, 06, 12 and 18 UTC; integrations up to 6 hours.

Tab. 2 The Europa-Modell (EM) of the DWD.

## Deutschland-Modell (DM)

Hydrostatic meso- $\beta$  scale regional NWP model for Germany and its surroundings.

### Prognostic variables

- Surface pressure, total heat, total water content, horizontal wind components.

### Diagnostic variables

- Temperature, water vapor and cloud water contents, geopotential, vertical velocity.

### Numerics

- Rotated spherical grid, mesh size  $0.125^\circ$  ( $\sim 14$  km), Arakawa C-grid.
- Second order horizontal and vertical differencing.
- Hybrid vertical coordinates, 30 layers, 10 layers below 1500 m above ground.
- Semi-Lagrangian (horizontal), semi-implicit time integration, 4-minute time step.
- Lateral boundary formulation due to Davies (1976), boundary values provided by the Europa-Modell (EM) at hourly intervals.
- Vertical nesting which nudges the DM-forecast towards the driving EM-forecast in the higher atmosphere.
- Inclusion of water loading in the virtual temperature.
- Fourth-order linear horizontal diffusion, slope-correction for the diffusion of total heat.

### Physical parameterizations

- Grid-scale precipitation including parameterized cloud microphysics.
- Mass flux convection scheme after Tiedtke (1989).
- Vertical diffusion after Louis (1979) for the surface layer, an extended level-2 scheme after Mellor and Yamada (1974) higher up.
- $\delta$ -two-stream radiation scheme after Ritter and Geleyn (1992) for short- and longwave fluxes, full cloud-radiation feedback.
- Two-layer soil model after Jacobsen and Heise (1982) including snow and interception storage. Climate values changing monthly (but fixed during forecast) in third layer.

### Topographic data sets

- Mean orography, land/sea mask and roughness length derived from 1km $\cdot$ 1km data sets.
- Prevailing soil type from FAO/UNESCO maps.
- Vegetation cover and root depth from FAO statistics and potential vegetation ( $2.5^\circ \cdot 2.5^\circ$  resolution).

### Operational applications

- forecast: initial dates 00, 12 and 18 UTC; integrations up to 48 hours.
- assimilation cycle: 00, 06, 12 and 18 UTC; integrations up to 6 hours.

Tab. 3 The Deutschland-Modell (DM) of the DWD

## Data Assimilation

Method:	6 hourly intermittent data assimilation. Analyses at 00, 06, 12 and 18 UTC 3 separate streams for GM-, EM and DM, coupled only via boundary data
Main steps:	Analysis, initialization, forecast (GM-, EM-, DM-Analysis (GA, EA, DA))

### Analysis of atmospheric fields

	Mass and wind	Humidity
<b>Method</b>	3D multivariate optimal interpolation (OI) of deviations of observations from 6-h forecasts	3D univariate OI in the troposphere below 250 hPa. Constant specific humidity in the stratosphere
<b>Analysed variables</b>	Geopotential height, wind components, surface pressure	Relative humidity
<b>Constraints</b>	Analysed corrections locally approximately nondivergent and geostrophic	
<b>First guess</b>	6 hour model forecast	
<b>Forecast error correlation</b>	Product of a horizontal and a vertical part.	
	Horizontal model: Series of Besselfunctions Component length scale (middle latitudes): 400 km (GA), 240 km (EA, DA)	$\mu_{ij} = e^{-\frac{1}{2} \frac{r_{ij}}{r_o}}, \quad r_o = 300km$
	Vertical model: Empirical positive definite functions	
<b>Observations</b>	SYNOP, SHIP: Pressure. Winds from ships and from tropical landstations  TEMP, PILOT: Geopotential heights, winds GA: Only standard levels EA / DA: Additional significant levels  SATOB: Winds. Not used over extratropical land areas  SATEM: Thickness data at 500 km resolution. Not used over land below 100 hPa.  AIREP, ASDAR: Winds	Temperature and dewpoint. Total cloud amount and precipitation.  Temperature and dewpoint. Standard levels and significant levels up to 275 hPa  Upper troposphere humidity (UTH)  Precipitable water content for 3 layers
<b>Observation time window</b>	± 3 hours	
<b>Quality control</b>	Comparison with first guess, comparison with OI analysis	
<b>Realisation</b>	Box method: Simultaneous analysis of a large number of data (up to 500) in large partial volumes of the atmosphere	

**Tab. 4a Data assimilation, analysis of atmospheric fields.**

### Analysis of surface parameters

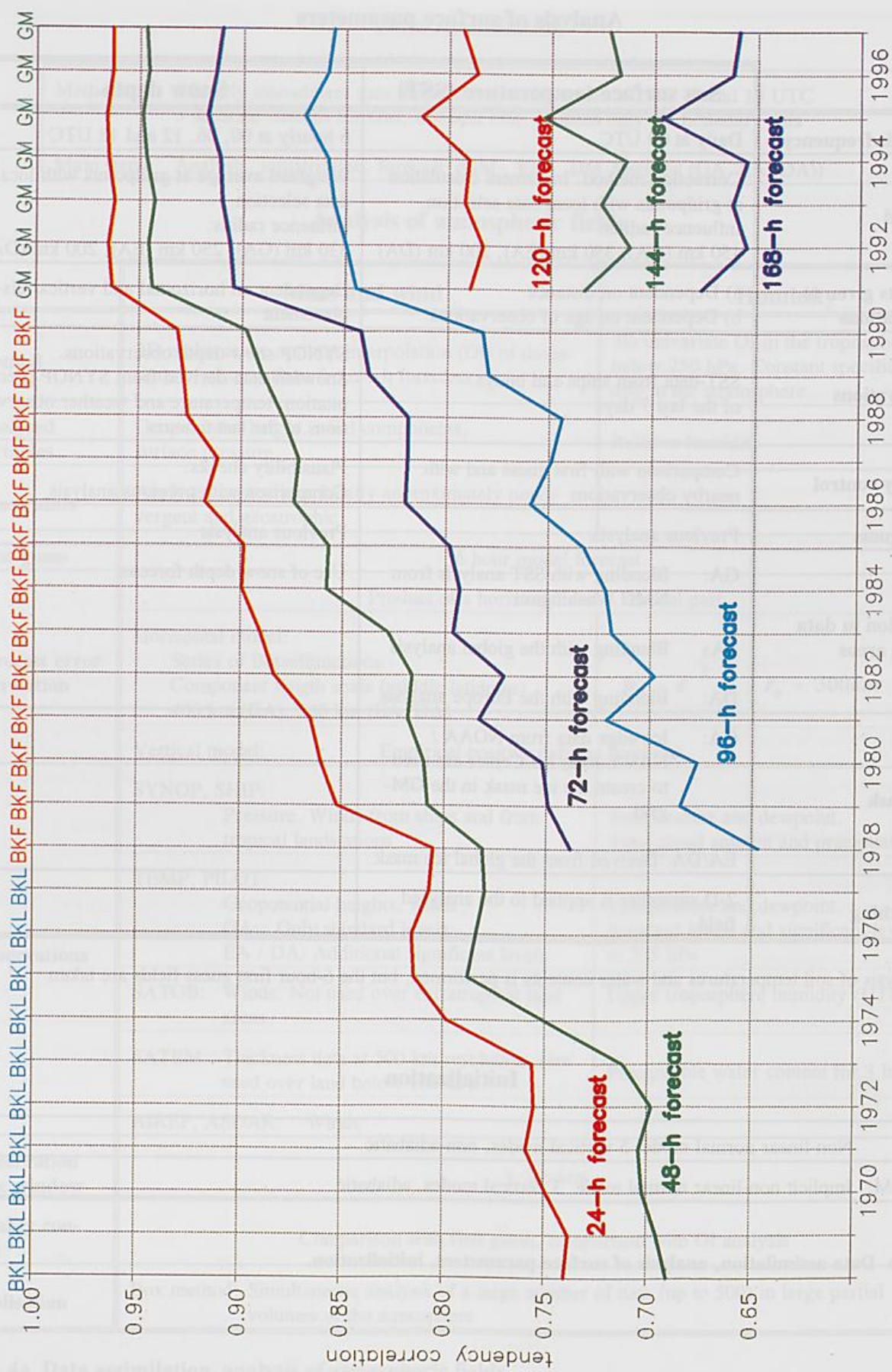
	Sea surface temperature (SST)	Snow depth
<b>Analysis frequency</b>	Daily at 00 UTC	6 hourly at 00, 06, 12 and 18 UTC
<b>Method</b>	Correction method. Increment calculation at gridpoints with local data selection. Influence radius: 450 km (GA), 350 km (EA), 200 km (DA)	Weighted average at gridpoints with local data selection. Influence radius: 330 km (GA), 250 km (EA), 200 km (DA)
<b>Weights given to observations</b>	a) Dependent on distance b) Dependent on age of observations	Dependent on horizontal and vertical displacement
<b>Observations</b>	SST-data from ships and buoys of the last 7 days	SYNOP snow depth observations. Snowfall data derived from SYNOP precipitation, temperature and weather observations of the last 6 hours
<b>Quality control</b>	Comparison with first guess and with nearby observations	Plausibility checks. Comparison with previous analysis
<b>First guess</b>	Previous analysis	Previous analysis
<b>Adaption in data sparse areas</b>	GA: Blending with SST analysis from NMC Washington EA: Blending with the global analysis DA: Blending with the Europe analysis	Use of snow depth forecast
<b>Ice mask</b>	GA: Ice edge data from NOAA / NAVY Joint Ice Center are used to create the ice mask in the GM-grid EA/DA: Derived from the global ice mask	
<b>Smoothing</b>	2-D smoother is applied to the analysed field	

No analysis of soil temperatures and water contents is performed, but the 6-hour first guess fields are taken

### Initialization

GM: Non-linear normal mode, 5 vertical modes, non-adiabatic
EM/DM: Implicit non-linear normal mode, 3 vertical modes, adiabatic

**Tab. 4b** Data assimilation, analysis of surface parameters, initialization.



**Figure 1** Tendency correlation coefficient of mean sea level pressure forecasts. Area: North Atlantic and Europe. Period: 1968 to 1997.

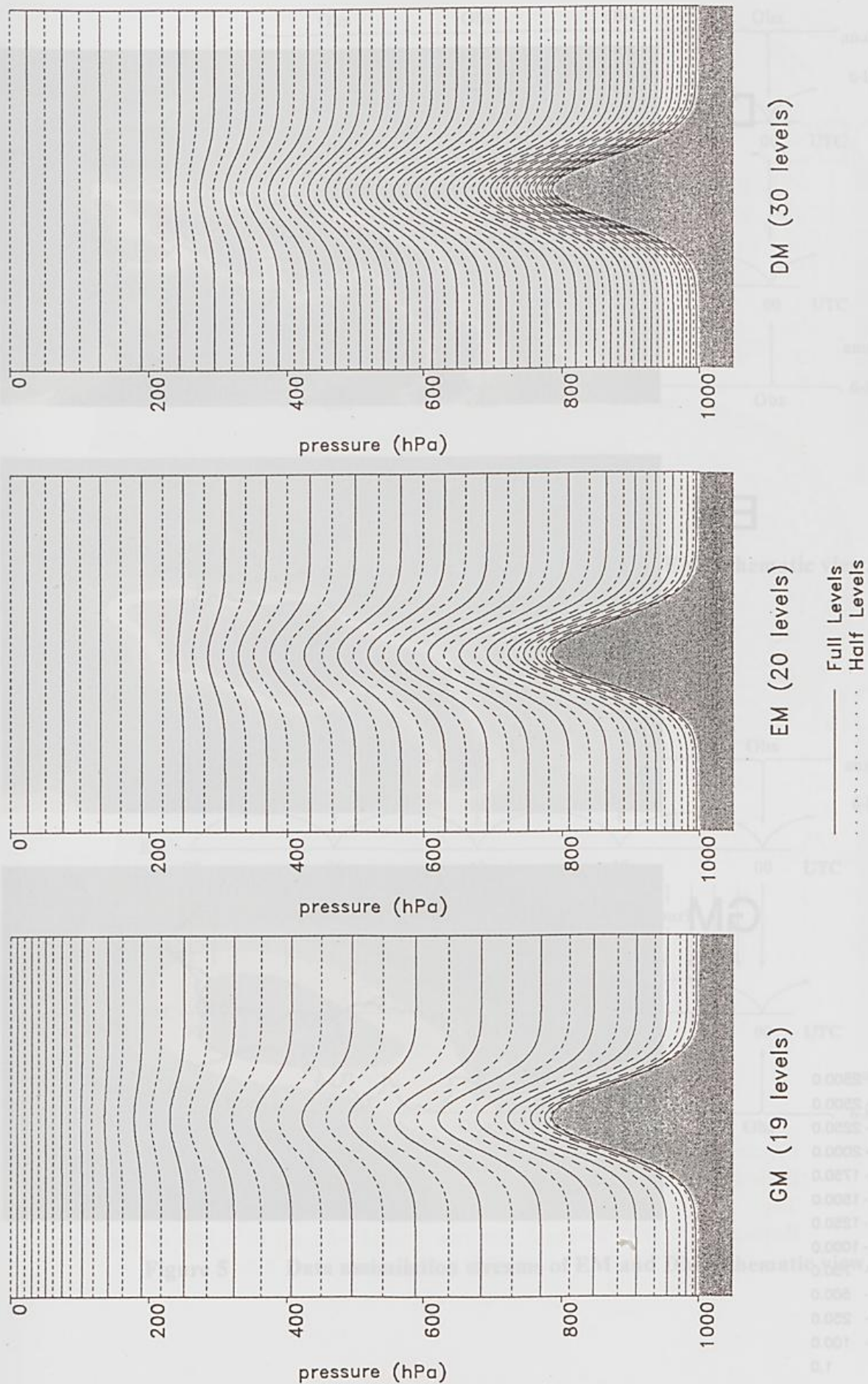
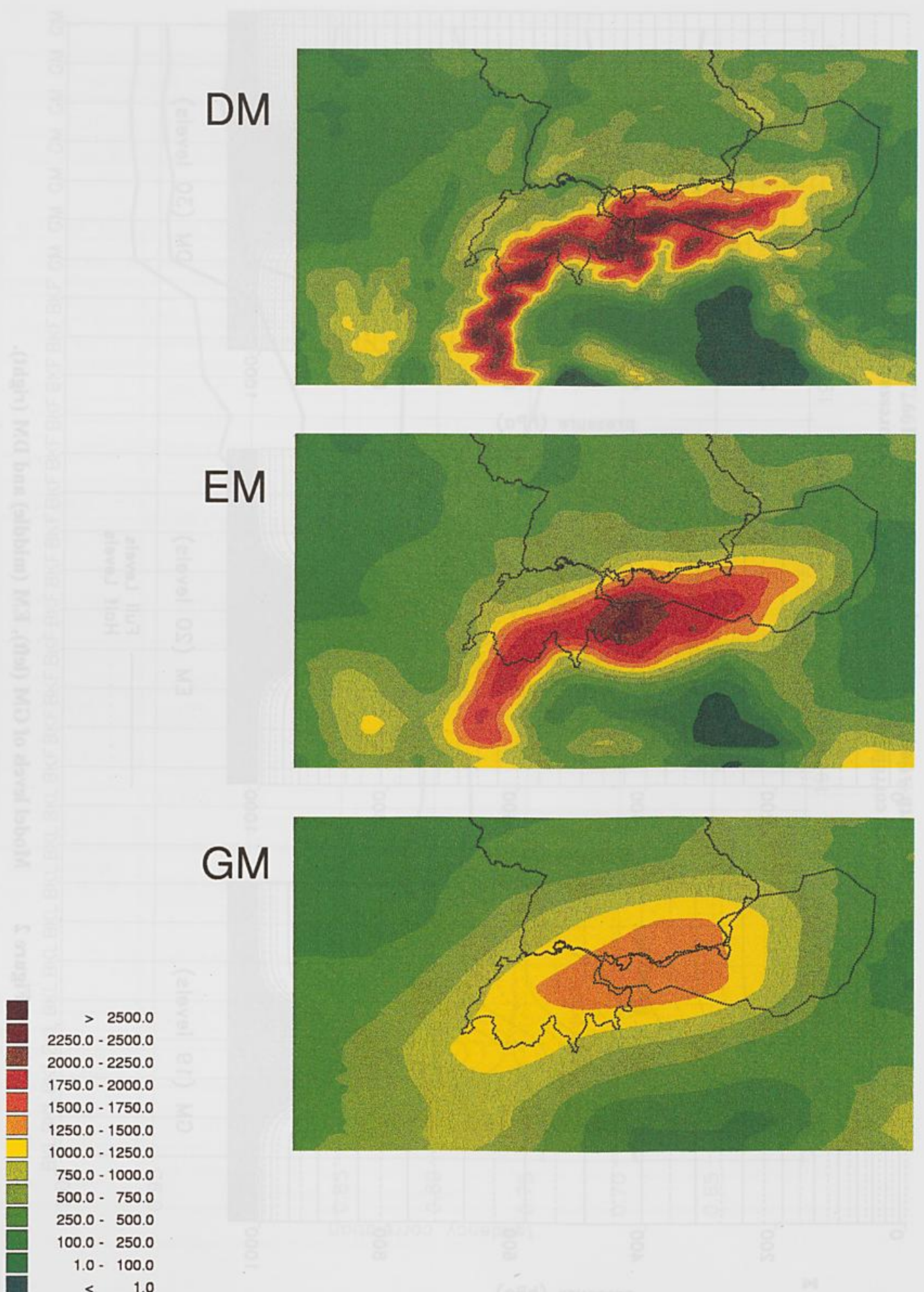
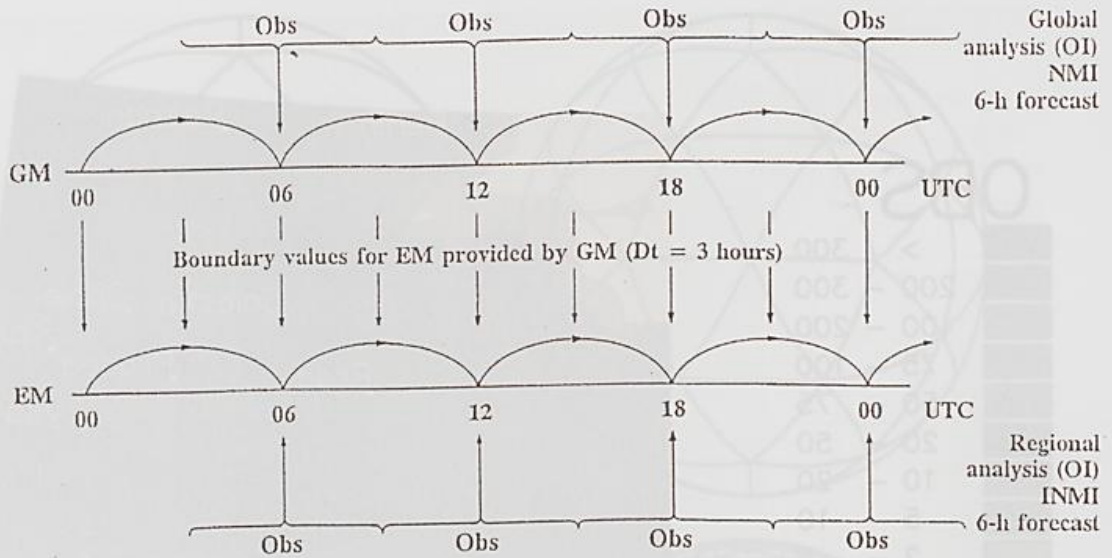


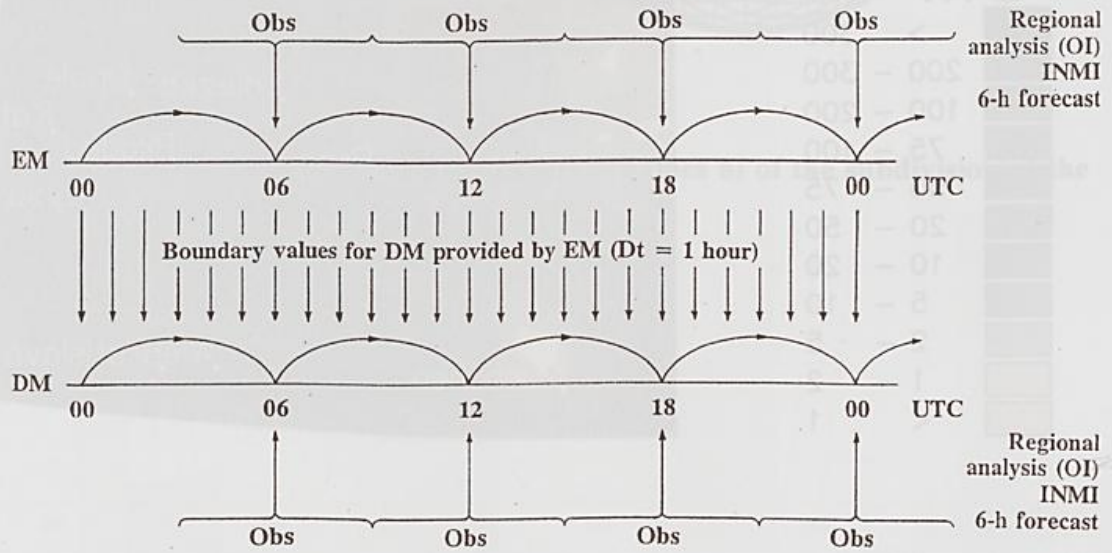
Figure 2 Model levels of GM (left), EM (middle) and DM (right).



**Figure 3** Orography (unit: m) of GM (bottom), EM (middle) and DM (top) for the Alpine region.



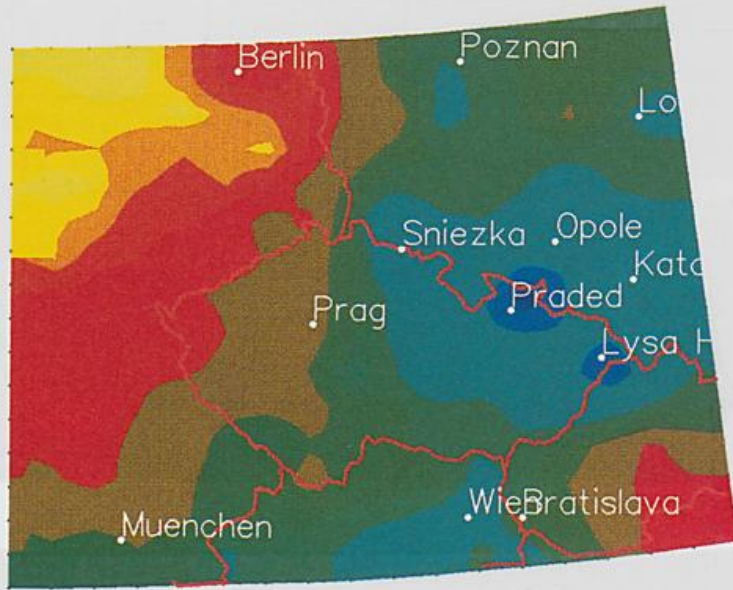
**Figure 4** Data assimilation streams of GM and EM, schematic view.



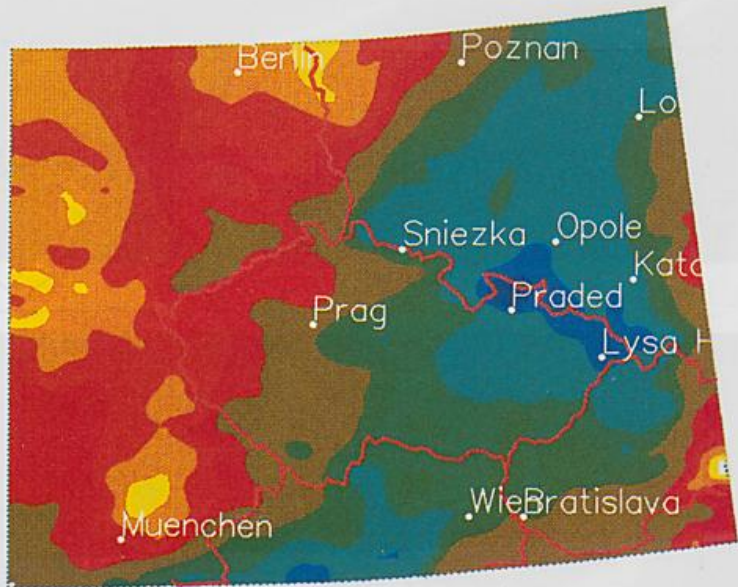
**Figure 5** Data assimilation streams of EM and DM, schematic view.

1000  
100  
1000  
1000

# OBS

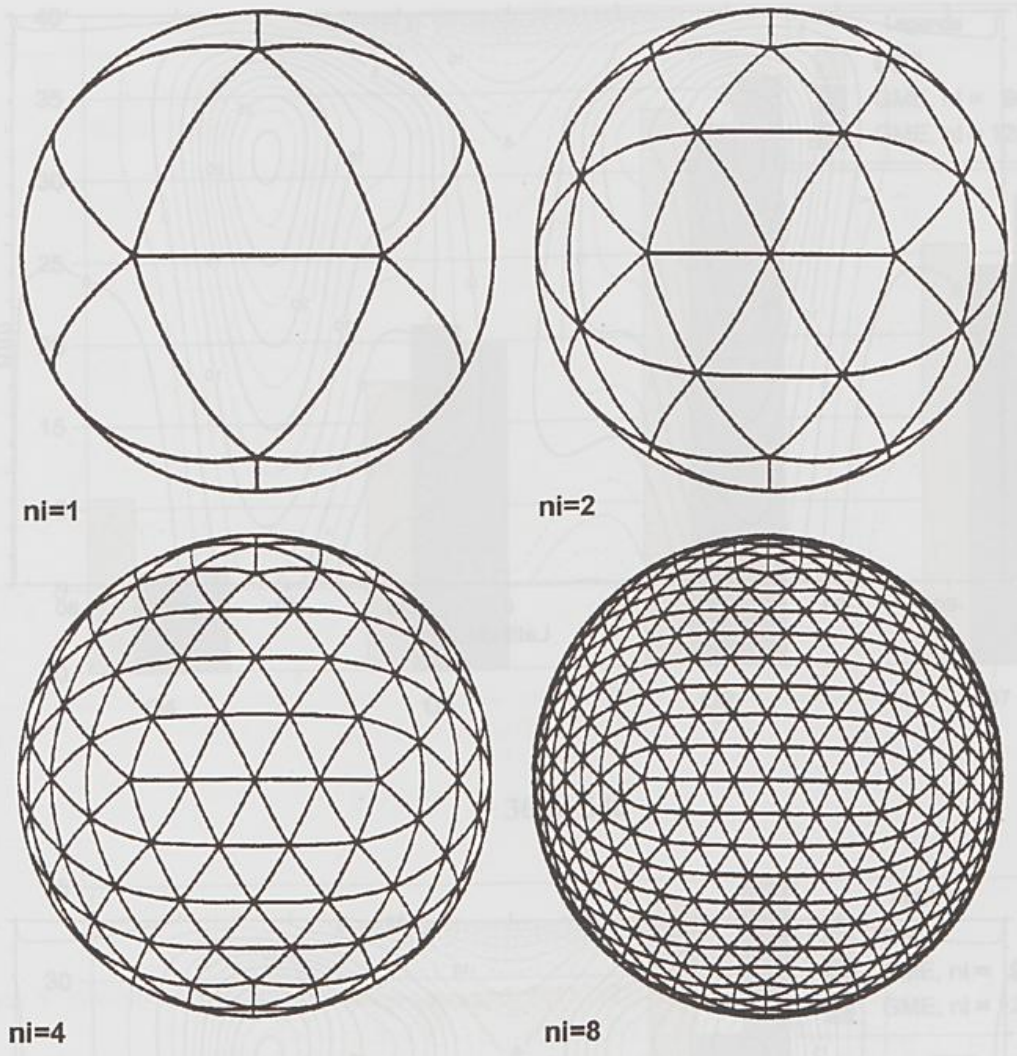


# DM



**Figure 6** Precipitation leading to the flooding of the river Oder.  
 Period: July 4 to 8, 1997.  
 Top: Observed (unit: mm, SYNOP stations only).  
 Bottom: DM forecast, forecast period +6h up to + 30h of the four forecasts validating in the period July 4 to 8.

Figure 3 Geography (unit: m) of GM (bottom), EM (middle) and DM (top) for the Alpine region.



**Figure 7** Spherical triangular grids for different values  $n_i$  of the subdivision of the main spherical triangles

**Figure 9** Zonally averaged zonal wind (unit: m/s) for Held-Suarez test. The figure displays the zonal wind distribution for Area 14 - 18 (top) and Area 14 - 18 (bottom) by GME (73°N to 73°S, 0° to 360°). Top: Forecast range +06 to +30h, bottom: +30 to +54h.

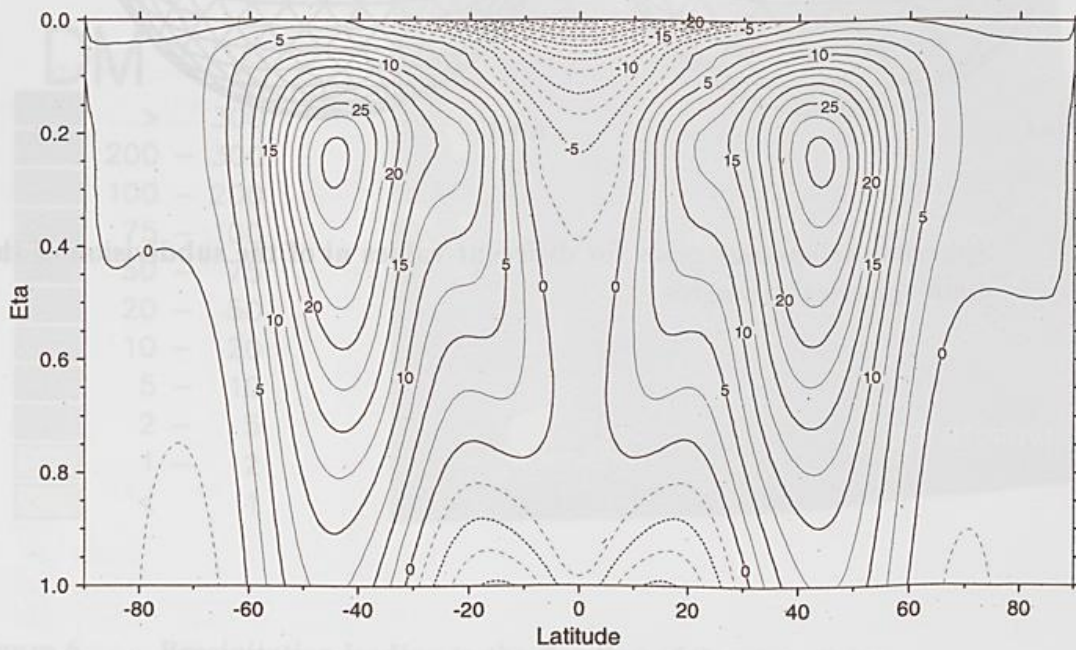
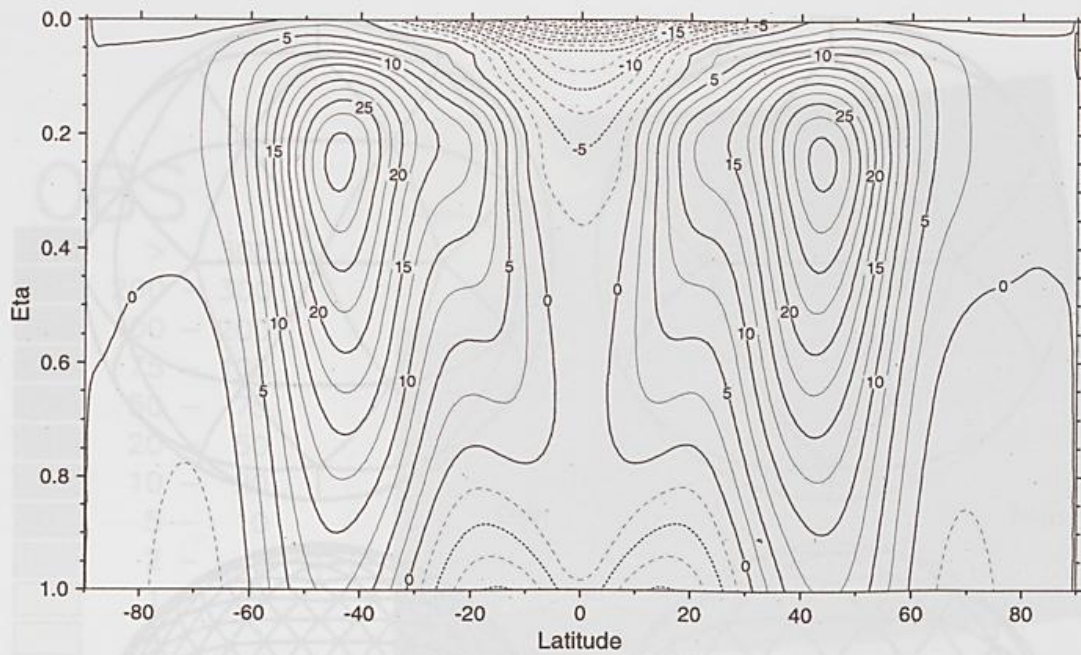


Figure 7. Precipitation leading to the onset of the four OTCs.  
Period: July 4 to 5, 1997.

Top: Observed (unit: mm, SYNOP system only).

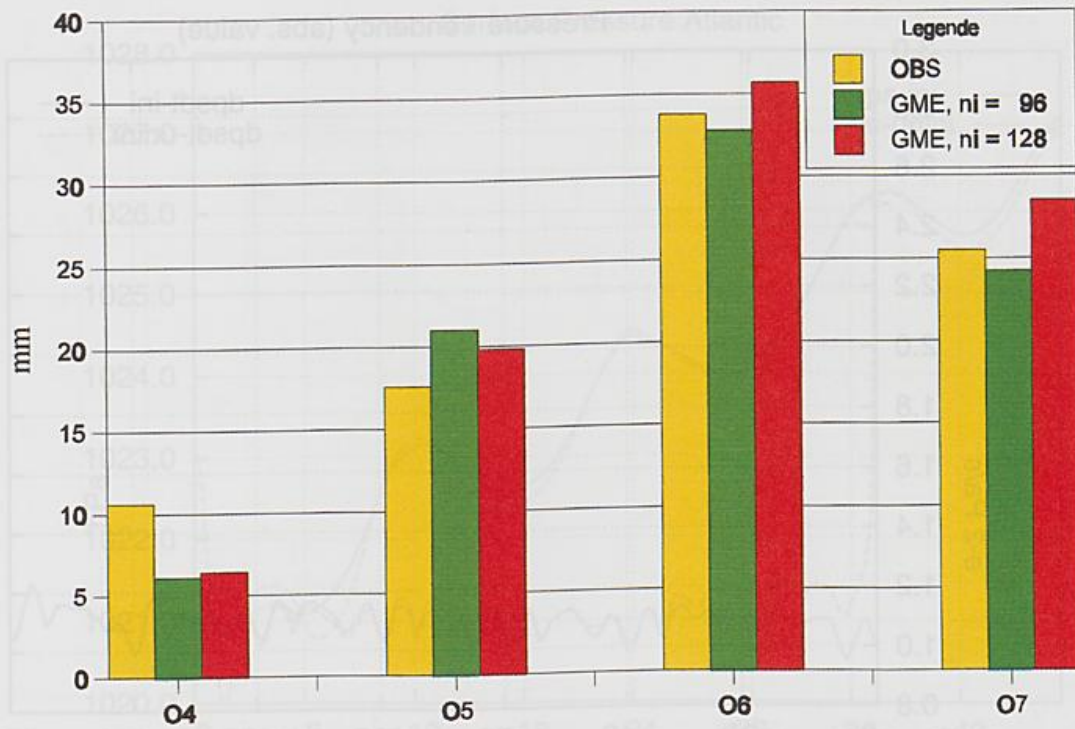
Figure 8. Zonally averaged zonal wind (unit: m/s) for Held-Suarez test.

Time average between day 200 and 1200.

Top: GME,  $n_i=64$ ,  $\Delta \sim 110$  km, 19 layers.

Bottom: GM, T106,  $\Delta \sim 190$  km, 19 layers.

+ 06 to + 30h



+ 30 to 54h

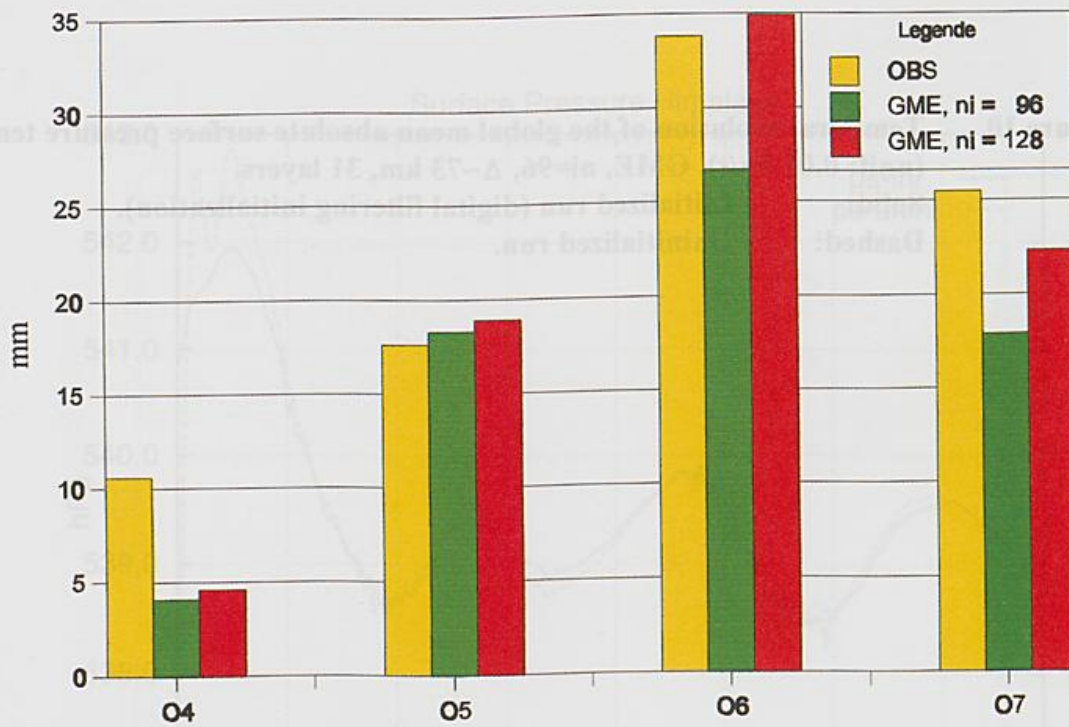
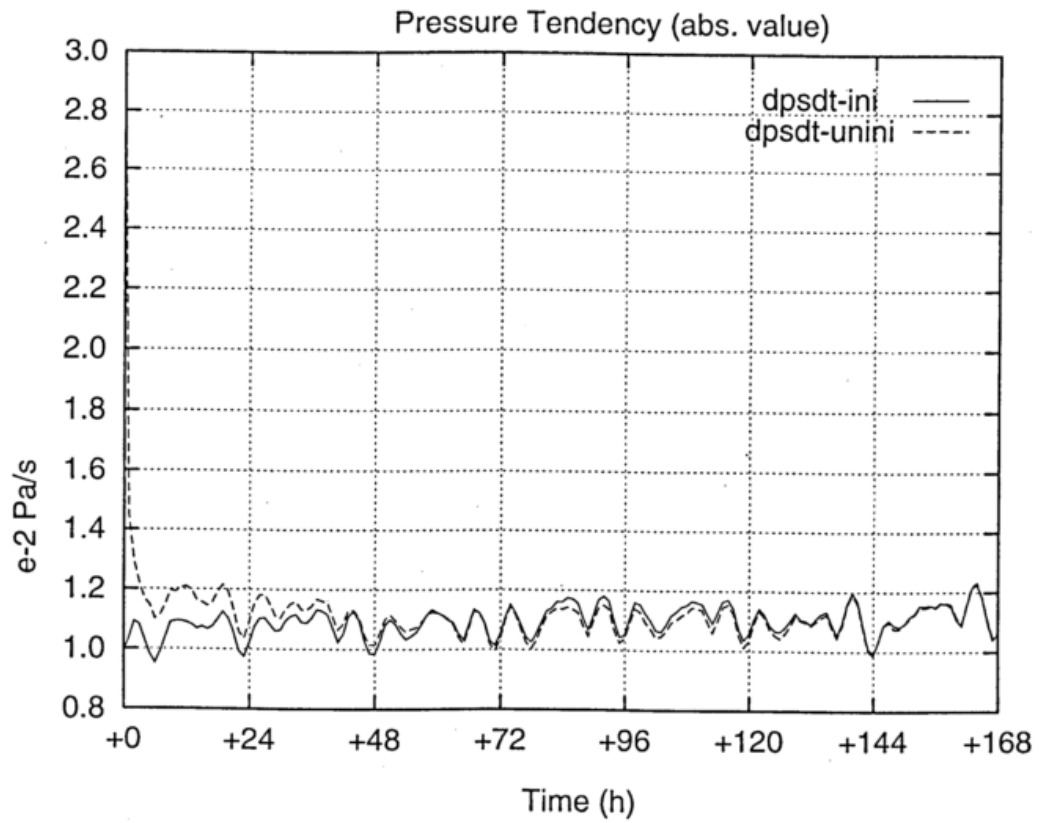


Figure 9

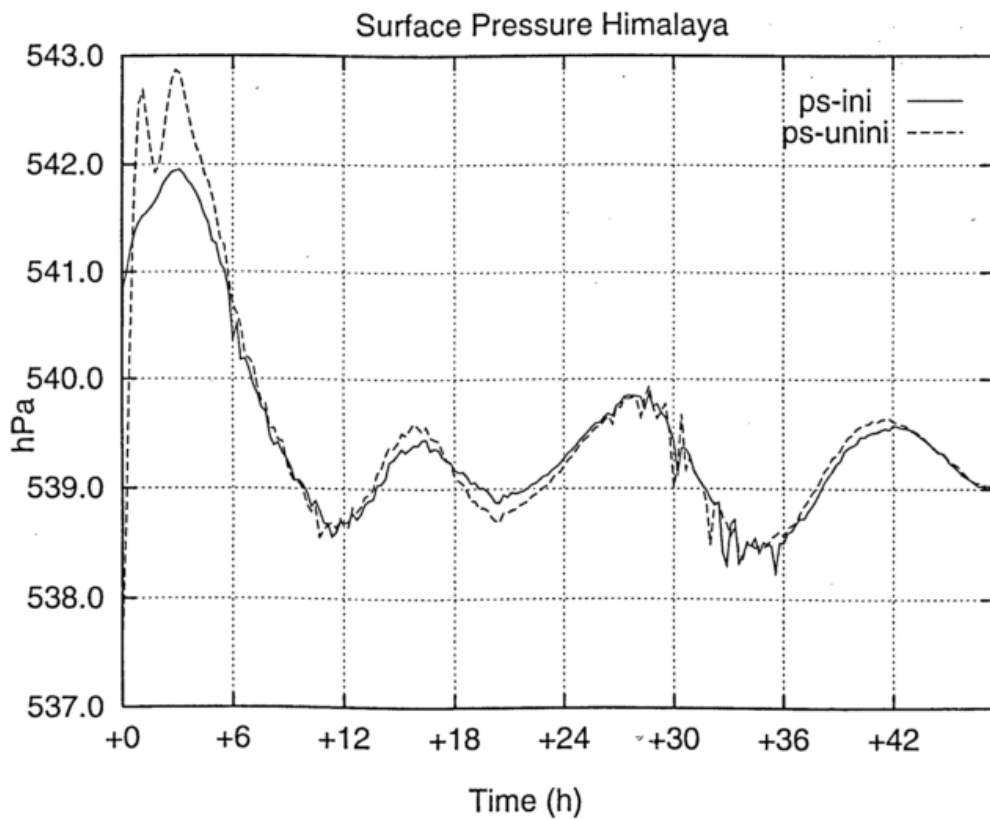
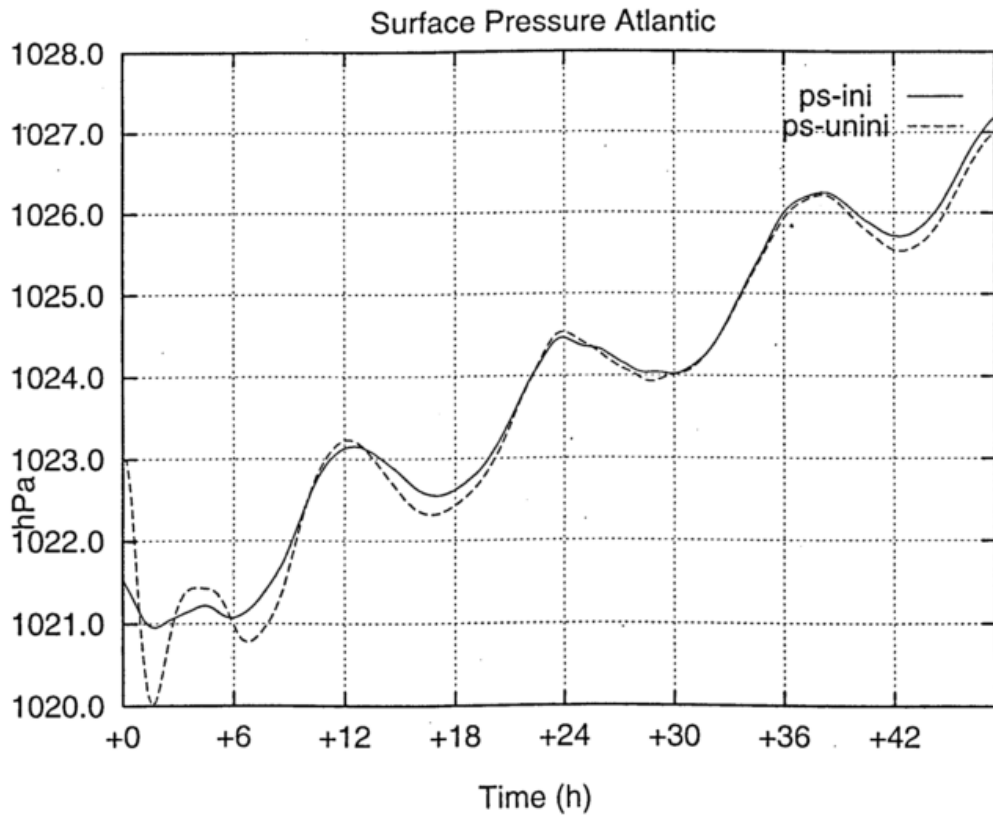
Area mean of total precipitation, July 4 to 7, 1997.

Area 14 - 20°E, 49 - 52°N. Observed (Obs) and forecasted by GME (73 and 55 km meshsize, 31 layers).

Top: Forecast range +06 to +30h, bottom: +30 to +54h.



**Figure 10** Temporal evolution of the global mean absolute surface pressure tendency (unit: 0.01 Pa/s), GME,  $n_i=96$ ,  $\Delta \sim 73$  km, 31 layers.  
**Solid:** Initialized run (digital filtering initialization).  
**Dashed:** Uninitialized run.



**Figure 11** Temporal evolution of surface pressure (unit: hPa) at two gridpoints of GME,  $n_i=32$ ,  $\Delta \sim 220$  km, 19 layers.  
**Top: East Atlantic. Bottom: Himalayan Mountains.**

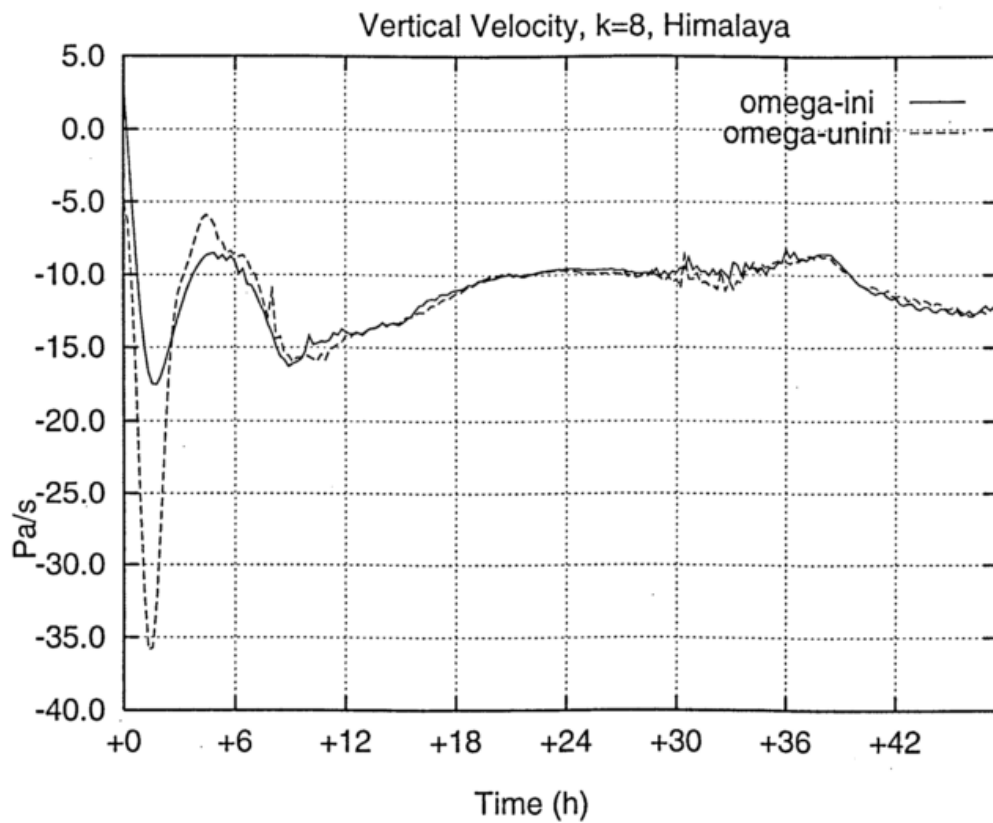
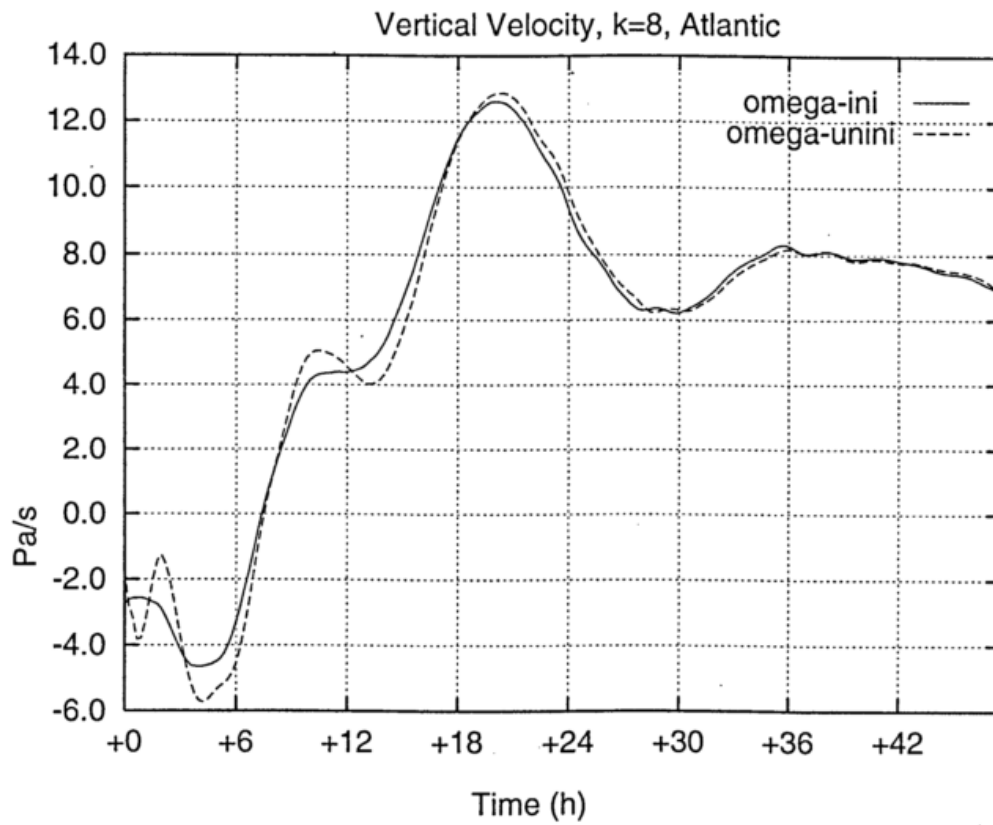


Figure 12 Same as Figure 11, but for vertical velocity (unit: Pa/s).

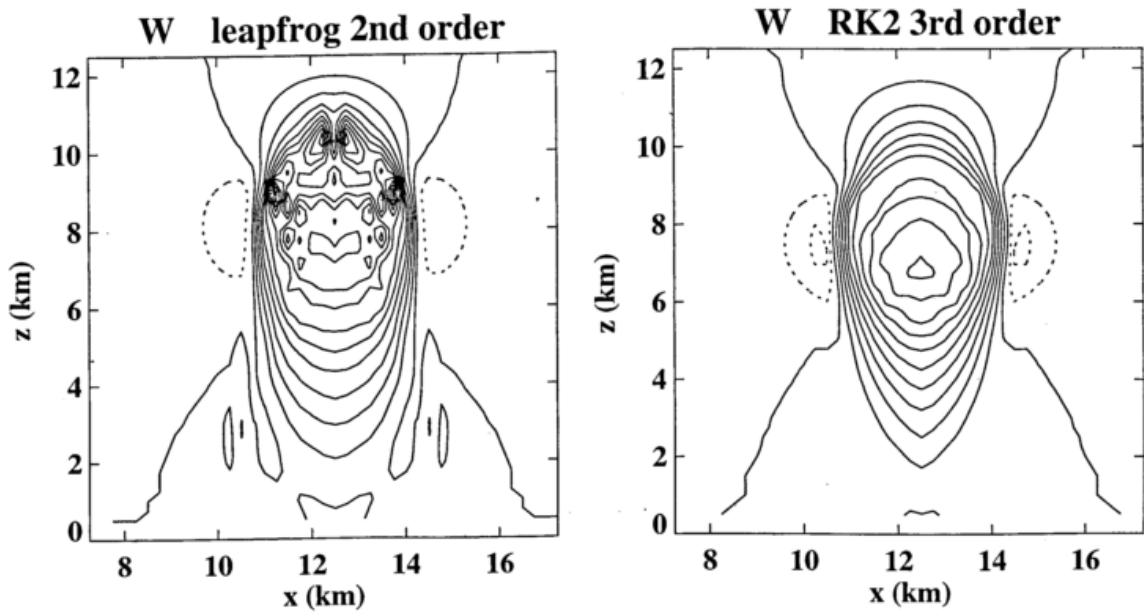


Figure 13 Vertical velocity (contour interval 1.5 m/s, negative values dashed) at time  $t=750$  s for the leapfrog solution using 2nd-order differences (left) and the second order Runge-Kutta solution using 3rd-order upwind biased advection (right) to the 3-d rising thermal problem.

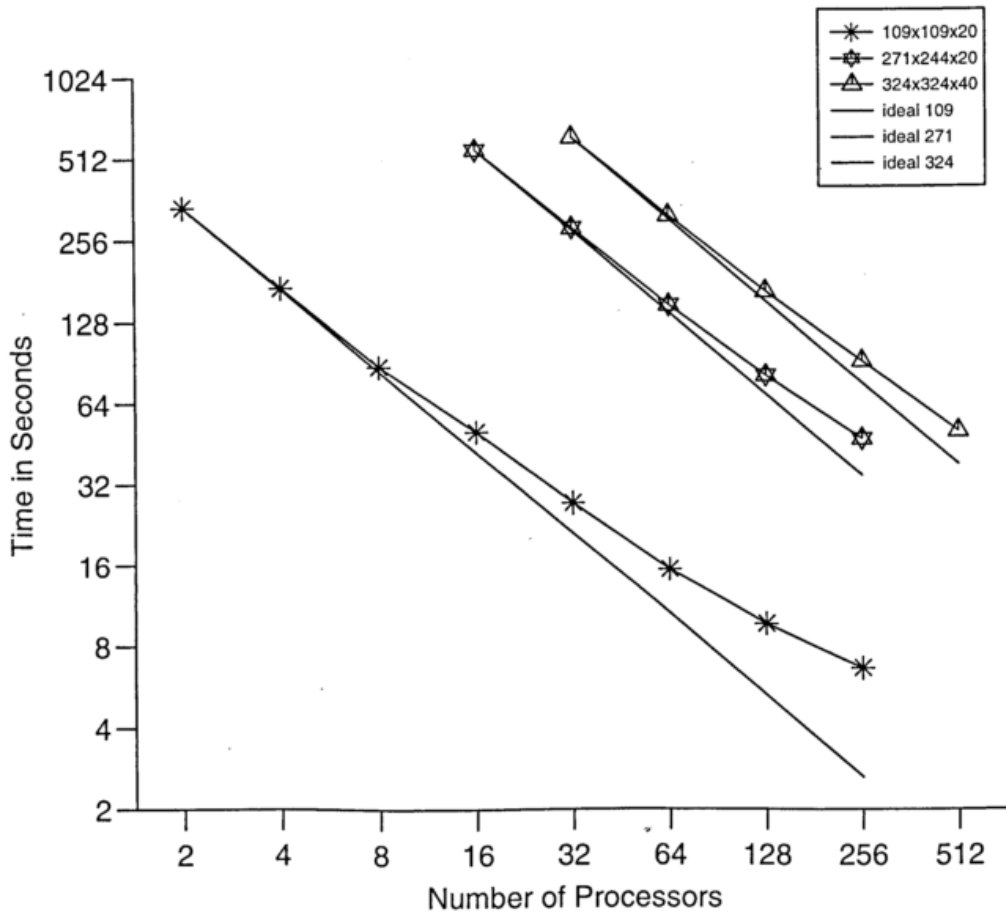


Figure 14 Timings of LM for different model sizes on a Cray T3E.



# Methoden der Präsentation Von der NWV-Datenbank zum Kunden

Hans-Joachim Koppert  
Deutscher Wetterdienst, 63067 Offenbach  
hjkoppert@dwd.d400.de

## 1 EINLEITUNG

Die Visualisierung meteorologischer Daten ist das Endglied einer Kette, die über Datenerfassung und Datenanalyse bis zur numerischen Wettervorhersage reicht. Nur durch graphische Aufbereitung und Animation ist es dem Meteorologen noch möglich, komplexe Sachverhalte zu erfassen. Mit der Einführung der neuesten Modellgeneration des deutschen Wetterdienstes in den Jahren 1999 bis 2000 werden sich die von den Wettervorhersagemodelle erzeugten Datenmengen gegenüber den siebziger Jahren nahezu um den Faktor 1000 erhöhen. Die Vielfalt verfügbarer Parameter nimmt gleichfalls zu. Dabei sind die Anforderungen an die Visualisierungswerkzeuge vielfältig. Forschergruppen stellen andere Ansprüche wie der Wetterberater im Flugwetterdienst oder der für die Medien, speziell für das Fernsehen, tätige Meteorologe. Allen gemein ist der Wunsch nach Werkzeugen, die die verfügbaren Daten effektiv und nutzerorientiert in Bilder und Animationen umsetzen.

## 2 VISUALISIERUNG

### 2.1 WISSENSCHAFTLICHE VISUALISIERUNG, INTERAKTION UND PRÄSENTATION

Hier soll zwischen 3 Arten der Visualisierung unterschieden werden: die wissenschaftliche Visualisierung, die Interaktion mit den Daten auf graphischer bzw. Datenebene und die Präsentation.

Ziel der wissenschaftlichen Visualisierung ist es, Einsicht in die Daten zu gewinnen. Das Warum steht hier im Vordergrund: Weshalb entwickelt sich das Wetter gerade so; welche Prozesse sind dafür im Einzelnen verantwortlich? Die Entwicklung und Verifikation numerischer Wettervorhersagemodelle wird durch solche Hilfsmittel erst möglich. Prinzipiell können meteorologische Parameter mit einem zweidimensionalen oder mit einem dreidimensionalen System dargestellt werden. Im zweidimensionalen Fall werden ebene Vertikal- oder Horizontalschnitte durch das dreidimensionale Datenvolumen gelegt. Auf diese Schnitte werden die darzustellenden Parameter projiziert. Die gebräuchlichsten Visualisierungstechniken sind:

- Bilddarstellungen ( Satelliten- und Radarbilder )
- Isolinien ( von regelmäßigen ( Modell ) oder unregelmäßigen ( Meßdaten ) Gittern )
- Schraffuren ( Muster oder piktogrammartig )
- Schattierungen ( diskret oder kontinuierlich )
- Symboldarstellungen
- Vektoren
- Interaktivität ( zoomen, verschieben, animieren )

Bei der dreidimensionalen Visualisierung können die meteorologischen Parameter unmittelbar an ihrem richtigen Ort - auch in ihrem korrekten geographischen Kontext - gezeigt werden. Zu den

zweidimensionalen Techniken treten in diesem Fall weitere Methoden hinzu:

- Isoflächen ( umschließen in 3D Gebiete, die über einem bestimmten Schwellwert liegen )
- Volumen ( jedes Volumenelement erhält einen transparenten Farbwert )
- 3D Partikel und Stromlinien
- mehrparametrische graphische Objekte ( Haber Glyphen usw. )
- neue Interaktivität ( rotieren einer Szene, durchfliegen einer Szene )

Die Abbildung 1 zeigt eine dreidimensionale Visualisierung der Ausgabe des Europamodells des Deutschen Wetterdienstes ( 50km Maschenweite, 181\*129\*20 Gitterpunkte ). Dargestellt ist ein Europa-Atlantik Ausschnitt mit der Temperatur der untersten horizontalen Modellfläche in einer kontinuierlich schattierten Darstellung, dem Geopotential der 300 hPa Fläche (entspricht etwa 9km Höhe) in Isolinienform, dem Betrag der Windgeschwindigkeit als schattierter Vertikalschnitt und Isoflächen der Windgeschwindigkeit (in gelb, Schwellwert 40 m/s ), die den troposphärischen Strahlstrom andeuten.

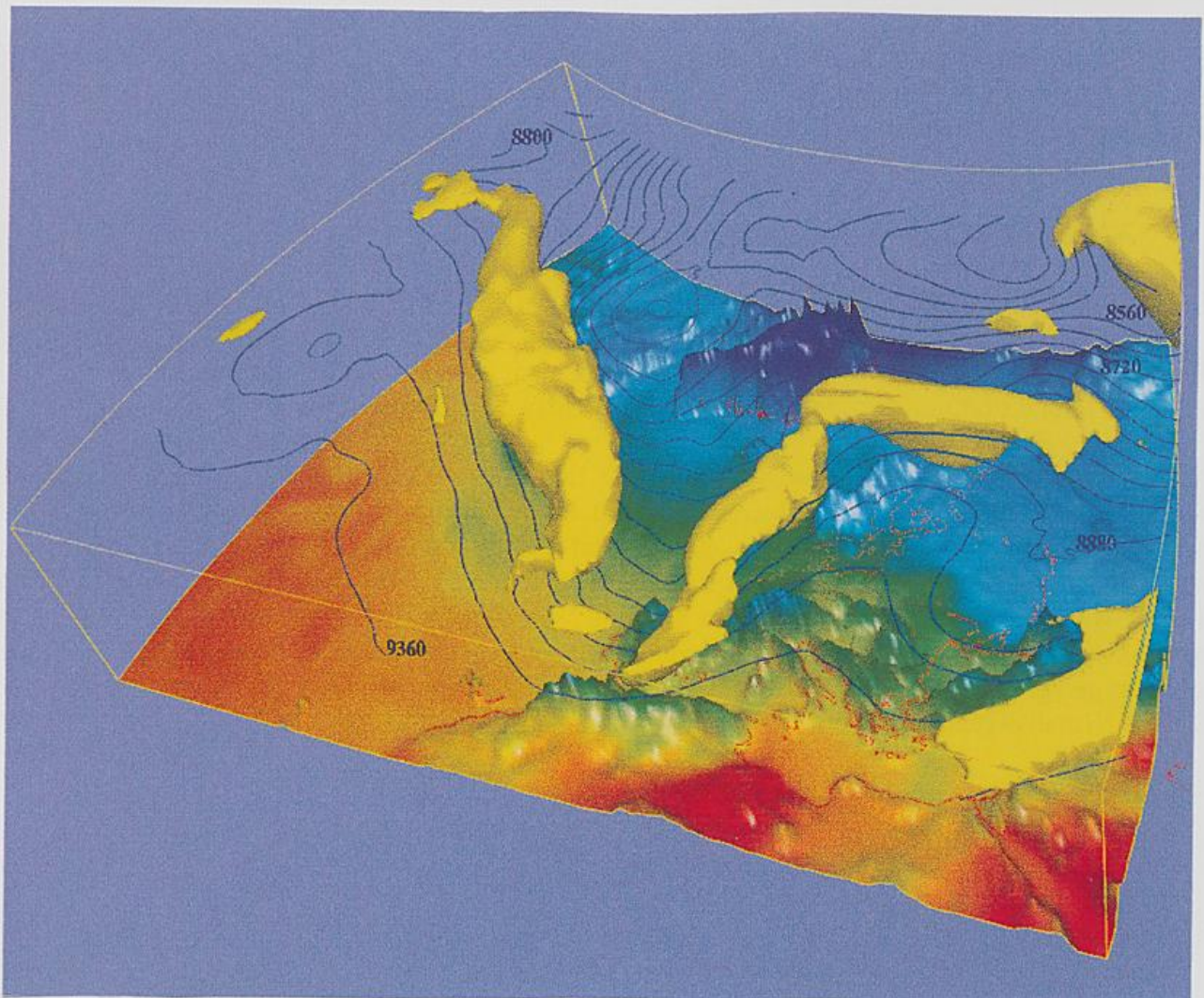


Abbildung 1 : Dreidimensionale Visualisierung des Europamodells

Führt die Visualisierung der Modellvorhersagen und der Vergleich mit den Meßdaten zu dem Schluß, daß die numerische Vorhersage überarbeitet werden muß, so stehen für diese Aufgabe Werkzeuge zur Verfügung, die es ermöglichen, die Daten oder die Graphik zu editieren. Es handelt sich hierbei um

Workstationsysteme ( Koppert, 1991), die die Modifikation aller Elemente einer Wetterkarte zulassen. So können Felder, die in eine B-Spline-Darstellung überführt wurden, in Teilausschnitten verschoben oder in ihrer Intensität verändert werden. Alle Elemente einer Karte können graphisch modifiziert werden. Unter anderem besteht so die Möglichkeit, Stützpunkte einer Isolinie zu verschieben, zu löschen oder auch hinzuzufügen. Derartige Editiermöglichkeiten existieren natürlich auch für andere graphische Objekte wie Füllflächen, Piktogramme, Texte und weitere spezielle Objekte, wie z.B. Fronten. Abbildung 2 zeigt eine Bodendruckvorhersagekarte mit Fronten. Die Karte befindet sich in dem Bearbeitungsschritt „Isobaren graphisch ändern“. Dies wird durch die Kontrollpunkte des Splines, der die Isolinie repräsentiert, angezeigt. Weiterhin sind Fronten und ihre Verschiebung als Arbeitshilfe visualisiert. Diese Karte ist eine wichtige Arbeitshilfe für Meteorologen an den Regionalzentralen ( ehemals Wetterämter ) des DWD.

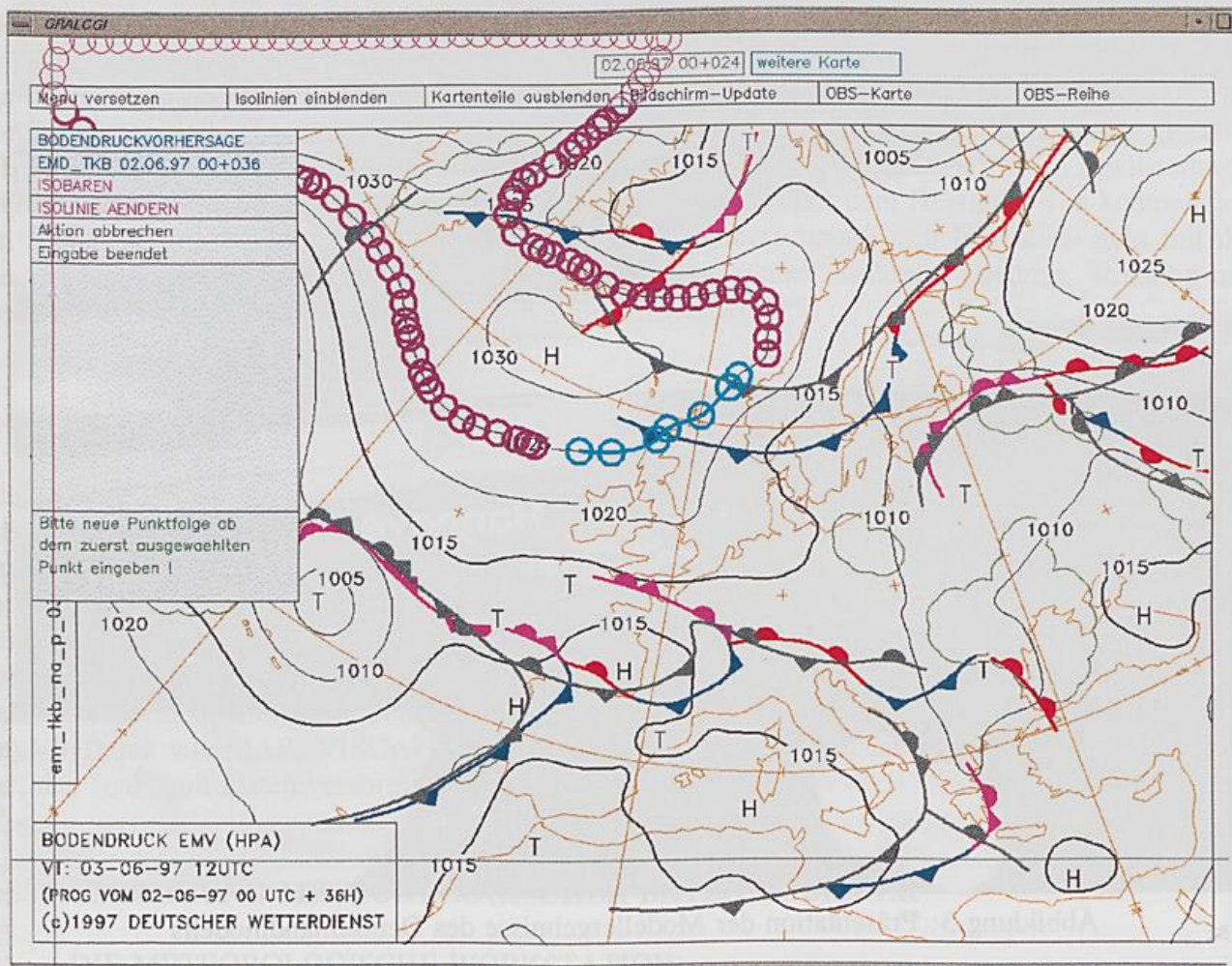


Abbildung 2: Bodendruckvorhersagekarte auf Workstation

Hat man seine Daten verstanden und gegebenenfalls aufbereitet, so verbleibt die Präsentation der Ergebnisse für spezielle Kundengruppen. Hier kommt es nicht unbedingt auf eine quantifizierbare Darstellung an. Wesentlich ist hierbei, daß die Information transportiert wird und entsprechend verstanden werden kann. Neben der Aufbereitung der Wettervorhersagen für Zeitungen, die sich meist in einfachen Karten mit Piktogrammen erschöpft, spielt die Präsentation des Wetters im Fernsehen eine immer wichtigere Rolle. Dazu wurden vielfältige Techniken entwickelt, die es ermöglichen, intuitiv verständliche Präsentationen zu gestalten. Die Präsentation richtet sich aber nicht

nur an Laien, sondern auch an die Meteorologen selbst. Komplexe Postprocessingverfahren für die Ergebnisse der numerischen Wettervorhersagemodelle können zur Verdichtung der Information führen, die sich dann mit ausgefeilten Präsentationsverfahren sehr schnell verfügbar machen läßt. Solche Techniken werden in der Zukunft die einzige Möglichkeit darstellen, der dramatisch steigenden Flut von numerischen Vorhersagen Herr zu werden. Abbildung 3 zeigt eine dreidimensionale Visualisierung Norddeutschlands. Über einem nach Schulatlas eingefärbten Gelände liegt in bestimmten Gebieten eine Schneedecke, die sich im Verlauf der Animation entsprechend den prognostizierten Niederschlags- und Temperaturverhältnissen ändert. Fraktal aufbereitete vorhergesagte Wolken zeigen Cirren, Schneefall- und Regengebiete.



Abbildung 3: Präsentation der Modellergebnisse des Deutschlandmodells

## 2.2 PRINZIPIEN DER VISUALISIERUNG

Die Anwendung bestimmter Visualisierungstechniken richtet sich ganz nach der jeweiligen Aufgabe und nach den darzustellenden Elementen. Kleinskalige Strukturen lassen sich sinnvoll nur mit einer Farbflächenvisualisierung vermitteln, während großskalige Strukturen durchaus mit Isolinien sehr gut quantifizierbar erfaßt werden können. Kombinationen von mehreren Elementen benötigen immer verschiedene, unterschiedliche Techniken wie Isolinien und Farbflächen. Bilder können am besten mit Isolinien überlagert werden, da das Aufmischen von Farbflächen zu unklaren Farben führt. Strukturen im Raum können durch die dreidimensionale Visualisierung am besten erfaßt werden. Mit ihr kann

man auch am einfachsten die Daten erforschen und orographische Einflüsse studieren. Dies setzt allerdings einen hohen Grad an Interaktivität voraus und schließt 3D auf dem Papier, außer zu reinen Präsentationszwecken, aus. Das Visualisierungssystem muß ohne Zeitverzögerung die Interaktionen des Benutzers umsetzen können, sonst verliert er sich in seiner virtuellen Welt. Die Vorzüge der zweidimensionalen Visualisierung liegen eindeutig in ihrer größeren Übersichtlichkeit und ihrer geringeren Anforderungen an die Hardware. Großskalige Strukturen lassen sich mit einem 2D-System oft übersichtlicher vermitteln.

## 2.3 DER VISUALISIERUNGSPROZESS

Der Visualisierungsprozess beginnt an der Datenbasis. Die daraus extrahierten Daten werden zunächst einem Filterprozess unterworfen, der Teile eines Feldes ausschneiden, Felder ausdünnen ("Cropping") oder numerische Berechnungen durchführen kann. Daraus lassen sich Visualisierungsobjekte erstellen. Das sind Geometrien wie Isolinien, Gitter (schattiert), Dreiecksgitter, die Isoflächen beschreiben, Symbole, wie z.B. Windpfeile, und deren graphische Attribute. Diese Visualisierungsobjekte werden durch den Darstellungsprozess ("Rendering") auf das Ausgabegerät gelenkt. Das Rendering wird z.B. durch die Graphikhardware einer Workstation erledigt. Die Erstellung von Visualisierungsobjekten obliegt dem Programmierer der Anwendungssoftware oder dem Hersteller von kommerziellen Visualisierungsbibliotheken bzw. Systemen. Eine Neuberechnung von Isoflächen geht mit der Neuerzeugung des entsprechenden Visualisierungsobjektes einher, während Drehung, Rotation und Zooming von dem Rendering-System übernommen werden.

## 2.4 VISUALISIERUNGSSYSTEME

Die unterste Ebene, auf der alle Systeme aufsetzen, sind die graphischen Bibliotheken. Dazu zählen z.B. GKS, OpenGL und die im DWD entwickelte ags. Damit können grundlegende graphische Operationen, wie Linien oder Füllflächen im dreidimensionalen Raum geplottet werden. Sie bieten natürlich keinerlei Funktionalität zur Erzeugung von Visualisierungsobjekten wie Isolinien. Diese müssen durch Visualisierungsbibliotheken wie z.B. IDL oder PV-Wave erzeugt werden. Solche Systeme stellen allerdings kein komplettes Anwendungsprogramm zur Verfügung. Dies muß in diesem Fall aus einzelnen Modulen unter Programmierung einer Nutzerschnittstelle erstellt werden. "Turn-Key"-Systeme wie MAP, VISUAL oder VIS5D stellen dagegen ein lauffähiges Anwendungssystem dar, das "nur" mit Daten versorgt werden muß.

# 3. UMSETZUNG METEOROLOGISCHER DATEN IN BILDER

## 3.1 DIE METEOROLOGISCHE WORKSTATION

Die Arbeit des Meteorologen erfordert die Gesamtsicht aller verfügbaren Datenquellen. Einzelne Parameter allein sind für die Analyse des Wettergeschehens nicht ausreichend. Satellitenbilder sind zwar ein unverzichtbarer Bestandteil der meteorologischen Analyse, aber ohne die zugehörigen Bodenbeobachtungen, Modellanalysen und ggf. Wetterradarbilder läßt sich daraus kein klares Bild des aktuellen Atmosphärenzustandes gewinnen. Für die Vorhersage sind Satellitenbilder allein höchstens im Kurzzeitbereich bis ca. 2-3 Stunden mit Hilfe von Mustererkennungsverfahren zu gebrauchen. Die notwendige Zusammenschau aller Datenquellen wird auf einer meteorologischen Workstation durchgeführt. Die Funktionalität eines derartigen Systems soll nun am Beispiel des Meteorologischen Applikations- und Präsentationssystems (MAP) des DWD erläutert werden. Derartige Anwendungen

werden in allen größeren Wetterdiensten der Welt betrieben.

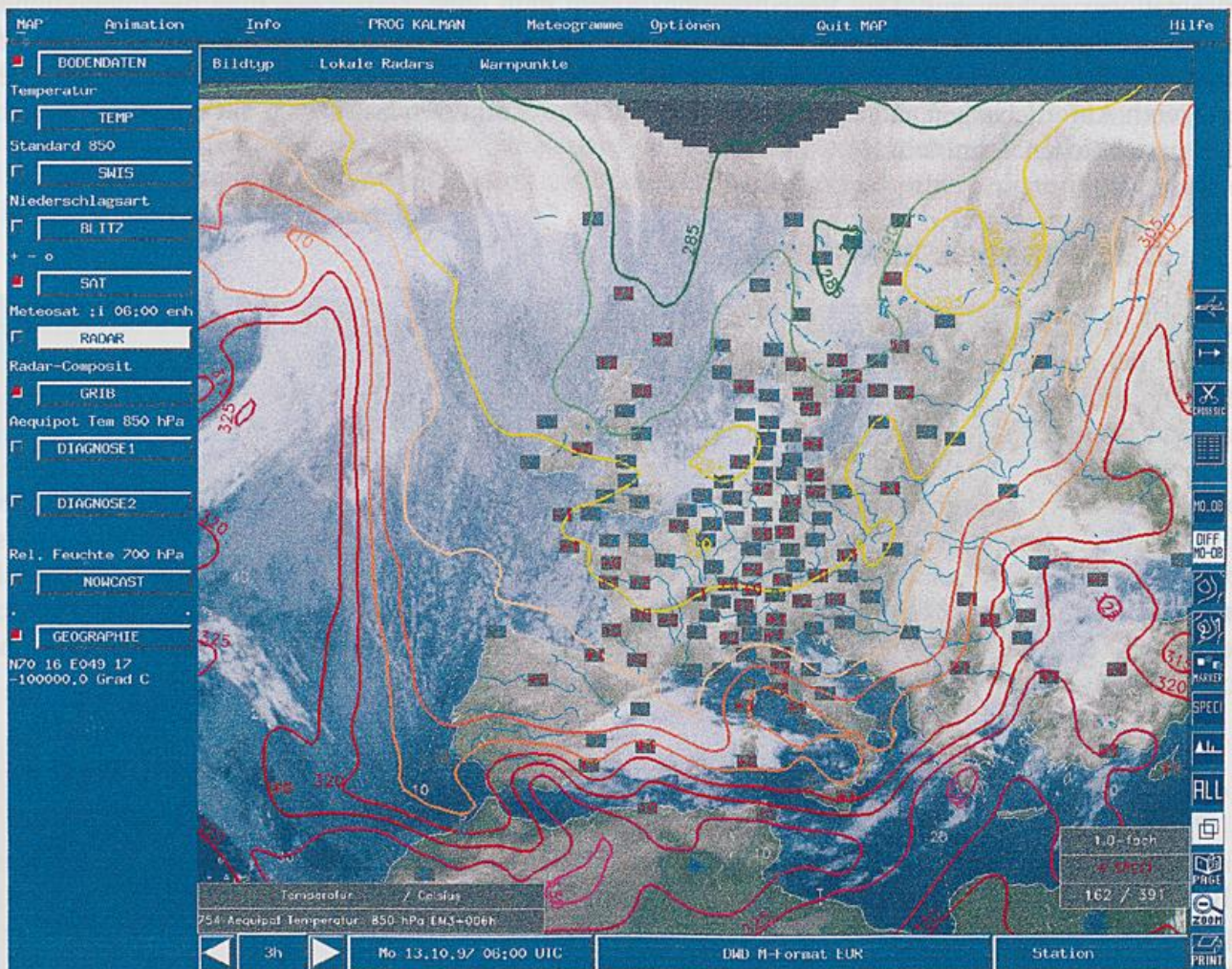


Abbildung 4: Die MAP Bedienerschnittstelle

Abbildung 4 zeigt die Bedienerschnittstelle von MAP mit dem Visualisierungsfenster. Dargestellt ist ein Meteosatbild des visuellen Spektralbereichs mit dem aktuellen Wetter ( in Symbolform ) und der Modellanalyse des Bodendrucks in Isolinienform. MAP erlaubt die gemeinsame Darstellung aller im DWD routinemäßig verfügbaren Datenquellen. Diese können beliebig überlagert und animiert werden. Der Meteorologe kann die zu bearbeitende geographische Region definieren und ggf. darin Zoomen, wobei dadurch weitere, vorher nicht darstellbare Informationen gezeigt werden. Er kann beliebig in der Zeit navigieren und hat Zugriff auf ein Archiv historischer Beobachtungen und auf eine Vielzahl von Vorhersagen. Die linke Menüleiste schaltet meteorologische Parameter sichtbar bzw. aktiviert Vorhersageverfahren, wie z.B. Strahlungsmodelle zur Berechnung der Belagstemperatur von Straßen. Die rechte Menüleiste erlaubt Verifikationen ( aktueller Vergleich zwischen Modellvorhersage und Beobachtung ), Analysenberechnungen auf der Basis aktueller Beobachtungen und eine Vielzahl weiterer Interaktionen, wie z.B. die graphische Modifikationen der Darstellung oder die Bereitstellung von Daten entlang willkürlich vorgegebener Flugrouten. Durch Anklicken bestimmter Elemente auf der Karte erhält der Meteorologe die vollständige Information zu bestimmten Datensätzen. Die Auswahl einer Beobachtungsstation liefert z.B. zusammen mit dem Diagramm der Beobachtungsdaten der letzten Tage auch die entsprechenden Vorhersagen. Die Satellitenbilder können interaktiv den üblichen Bildverarbeitungsprozeduren unterzogen werden. Auch die Kombination mehrerer Spektralkanäle zu einem anwendungsorientierten „True-Color“-Bild ist möglich. Eine

vollständige Beschreibung der Möglichkeiten übersteigt den Rahmen dieses Beitrages bei weitem, so daß auf eine weitere Darstellung verzichtet wird. MAP wird sowohl an der Zentrale des DWD als auch an den Regionalzentralen betrieben. MAP ist ein Client-Server-System, wobei die verschiedenen Datenarten auch auf verschiedenen Servern gehalten werden. Implementiert wurde MAP unter UNIX ( Silicon Graphic's IRIX bzw. experimentell LINUX ) mit OSF/Motif und einer allgemeinen Graphik-schnittstelle, die sowohl auf OpenGL wie auch auf X11 aufsetzen kann. MAP ist ein reines 2D-System. 3D-Systeme haben in der operationellen Wettervorhersage noch keinen Eingang gefunden. Im Bereich der Forschung ist jedoch die 3D-Visualisierung ein wesentlicher Bestandteil der Modell-entwicklung. Im DWD wird zusammen mit dem Fraunhofer Institut für graphische Datenverarbeitung ( FhGIGD ) ein 3D-System entwickelt, das alle unter 2.1 beschriebenen Funktionalitäten in einem einfach bedienbaren Umfeld zur Verfügung stellt. Das System wird zur Zeit in der Abteilung Zentrale Vorhersage des DWD eingeführt, um den Meteorologen die neue dreidimensionale Darstellungsweise näherzubringen.

### 3.2 PRÄSENTATIONSSYSTEME FÜR DIE MEDIEN

Wetterdaten müssen für verschiedenste Medienkunden aufbereitet werden. Dazu zählen Zeitungen, Fernsehen und neue Medien wie Online-Provider und Internet/WWW. Die Anforderungen an Graphikproduktionen für Zeitungen beschränken sich meist auf attraktiv aufbereitete Karten, die Piktogramme, Temperaturangaben, Isolinien des Drucks oder Farbflächen der Temperatur beinhalten. Sie werden zusammen mit den Verlagen für die jeweiligen Regionen erarbeitet und optimiert. Besonderes Augenmerk muß dabei auf eine drucktechnisch hohe Qualität gelegt werden. Die Produkte werden daher, so es sich nicht um Satellitenbilder handelt, überwiegend mit vektorbasierten Programmen ( siehe den Abschnitt zur Interaktion in 2.1 ) erzeugt. Visualisierungssysteme für das Fernsehen sind mit WWW-Anwendungen zu vergleichen. Hier müssen intuitiv verständliche Konzepte entwickelt werden. Die Orientierung des Betrachters im Raum und die Darstellung meteorologischer Daten müssen der Schnellebigkeit des Mediums angepaßt sein. Die animierte Darstellung ist für das Verständnis der Wettervorgänge unverzichtbar. Lediglich zur Quantifizierung bestimmter Vorhersagen müssen Standbilder eingeschoben werden. Die Visualisierung der Wolken muß sich „an dem Blick aus dem Fenster“ orientieren. Wetteraktive Wolken sollen dunkel dargestellt werden und nicht hell, wie sie bei der Darstellung des infraroten Spektralbereich der Wettersatelliten üblicherweise erscheinen. Schönes Wetter wird durch luftige, durchbrochene weiße Wolken dargestellt. Um die Wolkensvisualisierung möglichst realistisch zu machen, wurde vom Fraunhofer Institut für Computergraphik (FhGIGD) eine Methodik zur fraktalen Wolkendarstellung ( Sakas, 1993 ) übernommen. Diese Technik kann sowohl in 2D als auch in 3D eingesetzt werden. Zusätzliche Information kann in Form von Niederschlagstexturen (2D) oder Niederschlagsgeometrien (3D) jederzeit ergänzt werden. Die Möglichkeiten weitere, dynamisch sich ändernde Wetterinformationen hinzuzufügen sind nahezu unbegrenzt ( siehe die variable Schneedecke in Abbildung 2 ). Neben der Möglichkeit die Orographie durch die Einfärbung der Geometrie eines digitalen Höhenmodells farbig zu visualisieren, wie man es z.B. aus Schulatlanten kennt, wird die Nutzung hochaufgelöster Landsat oder Spot-Bilder immer wichtiger. Diese Daten erlauben eine detaillierte, realistische, wenn auch nicht unbedingt intuitiv verständlichere Darstellung. Abbildung 5 zeigt einen Blick auf das Ruhrgebiet mit vorhergesagten Wolken des Deutschlandmodells. Auf einem mit 100m hochaufgelösten digitalen Geländemodell wurde eine Landsat TM Bodentextur mit 50m Auflösung aufgetragen.

Die 3D-Visualisierung großer Datenmengen benötigt ausgefeilte Visualisierungstechniken. Große Szenarien erfordern die Behandlung von Millionen von Dreiecken ( kleinste Einheit eines graphischen Objekts in 3D ). Hier muß durch Techniken der Reduzierung der Auflösung in Abhängigkeit von der Entfernung ( Level of detail ), durch Unterdrückung nicht sichtbarer Objekte ( Culling ) und durch

den Einsatz von Bildern ( Texturen ) anstatt hochaufgelösten Gitternetzen die Darstellung beschleunigt werden. Hardwarebeschleunigte Graphik ist ein Muß, da die Visualisierungen zeitkritisch produziert werden müssen.



Abbildung 5: Wolkenvorhersage über einer hochaufgelösten texturierten Landschaft

Immer größer werdende Bedeutung gewinnen neue Medien wie das World Wide Web. Hier können Laien interaktiv auf meteorologische Daten zugreifen. Der DWD entwickelt das Informationssystem WxoD ( Weather on Demand ), das dem Internet-Nutzer die Erstellung von Meteogrammen, Bildern und Animationen für durch ihn zu definierende meteorologische Parameter, Orte, Gebiete und Zeiträume erlaubt.

#### 4. SCHLUSSBEMERKUNG

Präsentation und Visualisierung scheinen zwei verschiedene Zielgruppen, die Wissenschaftler und die Laien, anzusprechen. Gute Präsentationen, die routinemäßig bereitgestellt werden, erleichtern dem Meteorologen im Vorhersagedienst seine Arbeit allerdings erheblich. Die Zukunft der Visualisierung liegt nicht in der schieren Darstellung großer Datenvolumina mit den ausgefeiltesten Techniken, sondern in der intelligenten Aufbereitung dieser großen Datenmengen und in der verständlichen Vermittlung. Nur so wird es möglich, die komplexen räumlichen und zeitlichen Strukturen in einer vertretbaren Zeit auszuwerten.

## 5. LITERATUR

Koppert, H.J. (1991), The Interactive Graphical System of DWD, Third Workshop on Meteorological Operational Systems, ECMWF, UK, November 1991, 209-216.

Sakas G., Schröder F., Koppert H.J. (1993): Pseudo-Satellite Film Using Fractal Clouds to Enhance Animated Weather, Eurographics'93, Barcelona, Spain, August 1993..



## Klimavariabilität während der Nacheiszeit

Burkhard Frenzel, Stuttgart-Hohenheim

### Das Problem:

Die letzten 11 500 Jahre, nämlich die Nacheiszeit oder das Holozän, werden häufig als eine Zeit relativ ruhiger Klimaentwicklung angesehen. Nach dem recht plötzlichen Ende der Letzten Eiszeit (u.a. Björck et al., 1996, Becker et al., 1991) hätten die Temperaturen schnell ungefähr die heutigen Werte erreicht und seien dann kontinuierlich noch etwas bis zur „Postglazialen Wärmezeit“ (etwa 9000 bis 6000 Kalenderjahre vor heute, v.h.) angestiegen, bei meist zunehmenden Feuchtemengen. Seither sollen sich langsam, in kleineren Oszillationen, die gegenwärtigen Bedingungen eines kühleren Klimas eingestellt haben, allerdings in den letzten 100 Jahren unter einem immer stärkeren menschlichen Einfluß. v. Rudloff (1980) skizzierte diesen Gang der Klimaentwicklung umfassend an Hand des damals vorhandenen Materials.

Dieser Entwicklung steht allerdings gegenüber, daß die europäische Vegetationsgeschichte vieler Landschaften nördlich der Alpen und der Pyrenäen mehrere markante Schritte während des Holozäns durchgemacht hatte, die trotz aller regionalen, kleineren Unterschiede große Gemeinsamkeiten untereinander aufgewiesen haben, so daß von bestimmten Phasen der Vegetationsgeschichte gesprochen worden ist, wie dem Präboreal, dem Boreal, dem Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum. Die Bezeichnungen heben bereits hervor, daß der erwähnte Vegetationswandel klimatisch zu deuten gewesen zu sein schien, da eine gleichartige Vegetationsentwicklung verschiedener Landschaften Europas an eine Gleichzeitigkeit der Änderungen und damit an übergeordnete Klimaschwankungen hatte denken lassen (vgl. Firbas, 1949, 1952). Es konnte jedoch bei verbesserten Datierungsverfahren schon bald gezeigt werden, daß diese wichtigen Grenzen zwischen zwei aufeinander folgenden größeren vegetationsgeschichtlichen Einheiten verschiedener Landschaften Europas keinesfalls eine Gleichzeitigkeit des Wandels voraussetzen (Aletsee, 1959; Mangerud et al., 1974; Frenzel, 1993), daß vielmehr Einwanderungs- und Konkurrenzprozesse die entscheidende Rolle gespielt hatten und zwar dergestalt, daß sich mehr oder weniger gleichartige Vegetationstypen in verschiedenen Gebieten zu voneinander abweichenden Zeiten eingestellt hatten (Huntley und Birks, 1983; Gliemerth, 1995; Frenzel und Gliemerth, 1995). Wenn das so ist, dann können etwaige holozäne Klimaschwankungen nicht stark gewesen sein, und das Bild der ruhigen holozänen Klimaentwicklung wird anscheinend erneut deutlich.

Dies schien außerdem dadurch bestätigt zu werden, daß die GRIP-Bohrung im grönländischen Inlandeis (GRIP members, 1993; Dansgaard et al., 1995) scheinbar gezeigt hatte, daß das Klima des Holozäns dort tatsächlich recht gleichmäßig verlaufen war, ganz im Gegensatz zu dem des Letzten Interglazials, das von sehr starken, einschneidenden Schwankungen unterbrochen worden war, als mehrfach warmzeitliche von nahezu eiszeitlichen Bedingungen innerhalb kürzester Zeit abgelöst worden zu sein schienen. Tatsächlich können aber derartige schnelle Klimaschwankungen selbst in jahreszeitlich geschichteten Seesedimenten des Letzten Interglazials Norddeutschlands nicht nachgewiesen werden (Müller, 1974; Behre, 1962), und auch Larsen et al. (1995) meldeten Bedenken an Hand mariner Bohrkerne des Nordatlantiks an. Johnsen et al. (1995) schwächten schließlich die ursprüngliche Aussage ab, dennoch bleibt der Eindruck bestehen, daß das holozäne Klima doch viel gleichmäßiger verlaufen sei, als das letztinterglaziale. Unabhängig hiervon konnte aber auch beobachtet werden, daß es

während der Nacheiszeit mehrfach Phasen gegeben hatte, deren Klima deutlich wärmer gewesen war, als das der jüngsten Vergangenheit und der Gegenwart. Damals hatten sich Temperaturen eingestellt (Frenzel et al., 1992), die bei weiteren Anstiegen in den Konzentrationen strahlungswirksamer Spurengase (ohne den Wasserdampf zu berücksichtigen!) nach Modellrechnungen erst für etwa 2100 n.Chr. erwartet werden mögen (Statusbericht, 1996). In diesem Zusammenhang wird aber häufig auch argumentiert, daß anthropogene Klimaschwankungen schnell erfolgen, natürliche jedoch langsam. Angesichts des Überganges von der Letzten Eiszeit in das Holozän, der sich in maximal 180 bis 250 Jahren vollzogen hatte, möglicherweise aber auch in nur zwei Jahrzehnten (Björck et al., 1996; Becker et al., 1991) wird man jedoch diesem Argument keine Bedeutung beimessen dürfen.

Es stellt sich also die Frage nach dem Ausmaß der Klimavariabilität während des Holozäns in Zeit und Raum: Was ist beim gegenwärtigen Stand der paläoökologischen Kenntnis darüber bekannt, wie schnell sind Klimaschwankungen aufeinander gefolgt, wie intensiv waren sie und wie sah ihr regionales Muster aus?

### Methodik

Da das Holozän nur etwa 11 500 Jahre umfaßt, hängt bei der Beantwortung der gestellten Fragen alles von der Präzision der Datierung und der quantitativen Klimarekonstruktion ab.

Für die Ermittlung paläoklimatologischer Bedingungen spielt die Rekonstruktion der ehemaligen Vegetation in der Regel eine große Rolle, da häufig angenommen wird, die Vegetation befinde sich im Gleichgewicht mit dem Klima. Die klassische Untersuchung Iversens (1944) legte hierfür den Grundstein. Es soll nicht bestritten werden, daß dieser Weg immer wieder eingeschlagen werden muß, doch sind die folgenden Schwierigkeiten zu bedenken:

- 1) Selbst heute lassen sich die meisten Areale der europäischen Gehölzpflanzen nicht eindeutig durch Mittelwerte des kältesten oder wärmsten Monats umschreiben (Fassl, 1995); oft spielen stattdessen Extremwerte eine große Rolle (Odland, 1996). Dies ist pflanzenphysiologisch gut verständlich, für die Vergangenheit aber schwer zu nutzen, da in diesem Falle lokale Bedingungen von hoher Bedeutung werden.
- 2) Es trifft nicht zu, daß alle Pflanzenwanderungen bereits abgeklungen sind, sich die Verbreitungsareale der betreffenden Taxa also im Gleichgewicht mit dem Klima befinden (Huntley & Birks, 1983; Gliemeroth, 1995). Vielmehr muß diese wichtige Voraussetzung erst in jedem Einzelfall nachgewiesen werden, falls paläoklimatologische Schlußfolgerungen aus der Konfiguration ehemaliger Verbreitungsareale gezogen werden sollen.
- 3) Veränderungen der Vegetation verlaufen zwar gebietsweise mit einer unterschiedlichen Geschwindigkeit, sind aber bei einer angestrebten sehr feinen zeitlichen Auflösung in der Regel doch noch viel zu langsam.

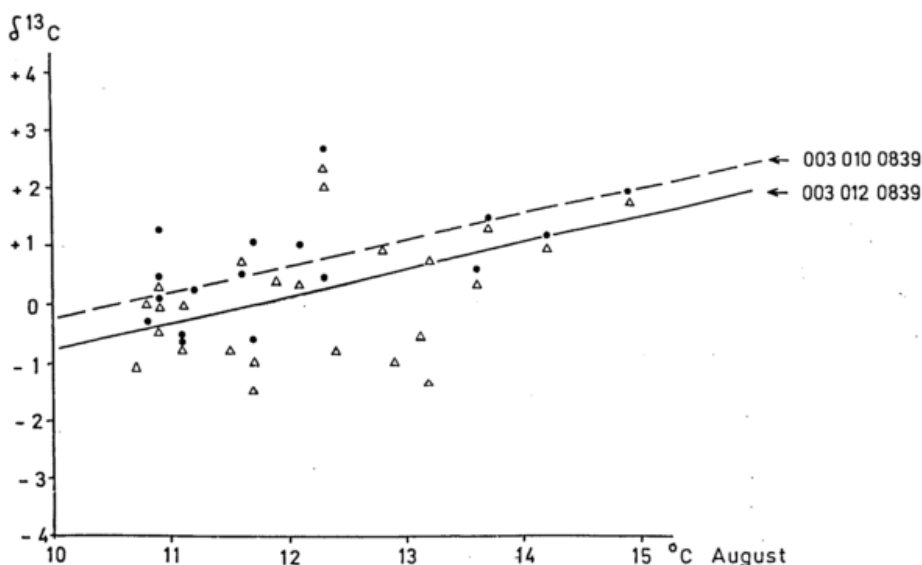
Die folgenden Ausführungen beruhen daher nicht auf einer Rekonstruktion der Vegetation Europas zu verschiedenen Zeiten des Holozäns.

Schwankungen in der Länge der Gletscher sind sicher zum großen Teil Ausdruck des Klimas. Es ist aber zu bedenken, daß es zwischen auslösender Klimaschwankung und der endgültigen Reaktionsstärke der Gletscher (etwa maximaler Gletschervorstoß) je nach Großklimalage und Konfiguration derjenigen Landoberfläche, auf der sich der Gletscher entwickelt hat, z.T. Verzögerungsraten von bis zu mehreren Jahrzehnten geben kann (u.a. Frenzel et al., 1989). Au-

ßerdem gilt, daß Gletscherbewegungen der Vorzeit in der Regel nur über organisches Material datiert werden können, das sich unter, in oder auf den glazigenen Bildungen befindet. Dieses Material ist somit kein eindeutiger Beweis für ein exaktes Alter eines Gletschervorstoßes oder -rückzuges (umfassende Diskussion dieses Problems bei Matthews, 1997). Ähnlich steht es mit der Datierung ehemaliger Frostbodenerscheinungen, die sich zwar in der Regel leicht im Gelände nachweisen, doch nur schwer exakt datieren lassen. Dennoch werden beide Erscheinungen (Gletscherbewegungen und Frostbodenerscheinungen) im vorliegenden Zusammenhang verwandt, wenn auch mit großer Vorsicht.

Schwankungen der polaren und alpinen Baum- und Waldgrenze können vielfach recht gut rekonstruiert werden, da sich häufig außerhalb bzw. oberhalb der heutigen entsprechenden Grenzen noch totes Stamm- und Stubbenmaterial befindet. Es hat den großen Vorzug, nicht nur durch die  $^{14}\text{C}$ -Methode datiert werden zu können, sondern auch über die viel präzisere Dendrochronologie, und aus den Änderungen der Jahrringbreiten läßt sich manches über die ehemaligen klimatischen Bedingungen aussagen. Es muß aber geprüft werden, ob die heutige Meereshöhe der gefundenen Holzreste auch die ursprüngliche gewesen ist, d.h. es muß der Nachweis geführt werden, daß seitherige isostatische Bewegungen der Erdkruste in dem betrachteten Gebiet ausgeschlossen werden können (Hafsten, 1981).

Der Nutzen einer Berücksichtigung sich ändernder Jahrringbreiten für die Rekonstruktion des Klimas wurde bereits gestreift. In der Regel wird es an polarer und alpiner Waldgrenze die Sommertemperatur sein, die den entscheidenden Einfluß auf das Dickenwachstum der Baumstämme ausübt. Dennoch muß dieser Zusammenhang erst in jedem Einzelfall nachgewiesen werden, da es auch Beispiele gibt, in denen die zur Verfügung stehende Feuchte entscheidend wird (u.a. Fritts, 1965, 1966; Fritts et al., 1965; Müller-Stoll, 1951; Gassner & Christiansen-Weniger, 1942; Bräuning, 1994 a,b). Die besten Jahrringchronologien reichen gegenwärtig etwa 12000 Jahre ununterbrochen zurück. An der Verlängerung dieser Serien wird gearbeitet, schon um an der Zellulose des Holzes Isotopenklimatologie betreiben zu können. Mehrfach sind in der internationalen Literatur die Beziehungen zwischen Isotopenfraktionierung und Witterungsbedingungen entscheidender Zeiten des Jahres bearbeitet worden (etwa Epstein und Yapp, 1976; Burk und Stuiver, 1981; Stuiver und Braziunas, 1987; Freyer und Belacy, 1983; Ramesh et al., 1986, 1989; Lipp et al., 1991; Lipp und Trimborn, 1991, 1995; Frenzel et al., 1987); als Beispiel derartiger Beziehungen diene Abb. 1, in der die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus



**Abb. 1** Korrelation zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Zellulose des Spätholzes einzelner Jahrringe zweier heutiger Tannen (003 010, bzw. 012 0839) und den Augustmitteltemperaturen. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind angegeben als Differenzen gegenüber dem  $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwert der betreffenden Bäume.

Spätholz zweier Tannen des Nordschwarzwaldes, die an etwas unterschiedlichen Standorten gediehen, gegen die Mittelwerte der Augusttemperaturen eingetragen sind. Man erkennt, daß die Steigungen der Kurven identisch sind, wenn auch die Absolutwerte etwas voneinander abweichen. Das bedeutet, daß sich aus den Kurvenverläufen relative Angaben über die Unterschiede der mittleren Augusttemperaturen - für Mitteleuropa - machen lassen.

Die in den Blasen kalter Gletscher, also auch des Inlandeises, enthaltenen Gase stellen ebenso wertvolle Indizien für das ehemalige Klima dar, wie der Chemismus der betreffenden Eisschichten (u.a. Siegenthaler, 1989; Lorius, 1989; die eingangs erwähnte Literatur zu den GRIP-Eisbohrkernen). Voraussetzung für die sichere Interpretation ist allerdings, daß einerseits die heutigen Depositionsbedingungen bekannt sind und daß andererseits die betreffenden Eisschichten nicht durch nachträgliche Gleiterscheinungen gestört worden sind, wie es bei den letztinterglazialen Schichten in GRIP der Fall sein mag. Leider liegen derartige Untersuchungen an kalten Gletschern nur aus einer recht begrenzten Anzahl von Lokalitäten vor, die jedoch von den Anden bis nach Tibet und von Grönland, über einige der nordsibirischen Inseln, die Alpen bis in die Antarktis verteilt sind.

Seespiegelschwankungen scheinen ein direkter Hinweis auf ehemalige Klimate zu sein. Digerfeldt (u.a. 1974, 1975, 1986) hat sich aber ausführlich mit den erheblichen Schwierigkeiten einer paläoklimatischen Interpretation tatsächlicher oder nur scheinbarer Seespiegelschwankungen auseinandergesetzt. Denn zu viele örtliche Bedingungen können Schwankungen der Seespiegel beeinflussen, falls diese überhaupt zweifelsfrei erwiesen worden sind. Tarasov und Harrison (1998) kartierten für Nordeurasien das Muster holozäner Seespiegelschwankungen. Ein Vergleich mit den bei Frenzel (1975) enthaltenen Daten, die auf anderem Wege gewonnen worden sind, läßt z.T. die gute Übereinstimmung des Ermittelten erkennen, mahnt aber doch in Einzelfällen zu weiterer methodenkritischer Vorsicht. Wegen der Komplexität der Schwierigkeiten bei der richtigen Ausdeutung vermeintlicher oder tatsächlicher Seespiegelschwankungen werden diese im vorliegenden Falle nicht genutzt, obwohl auf Tarasov und Harrison (1998) verwiesen sei.

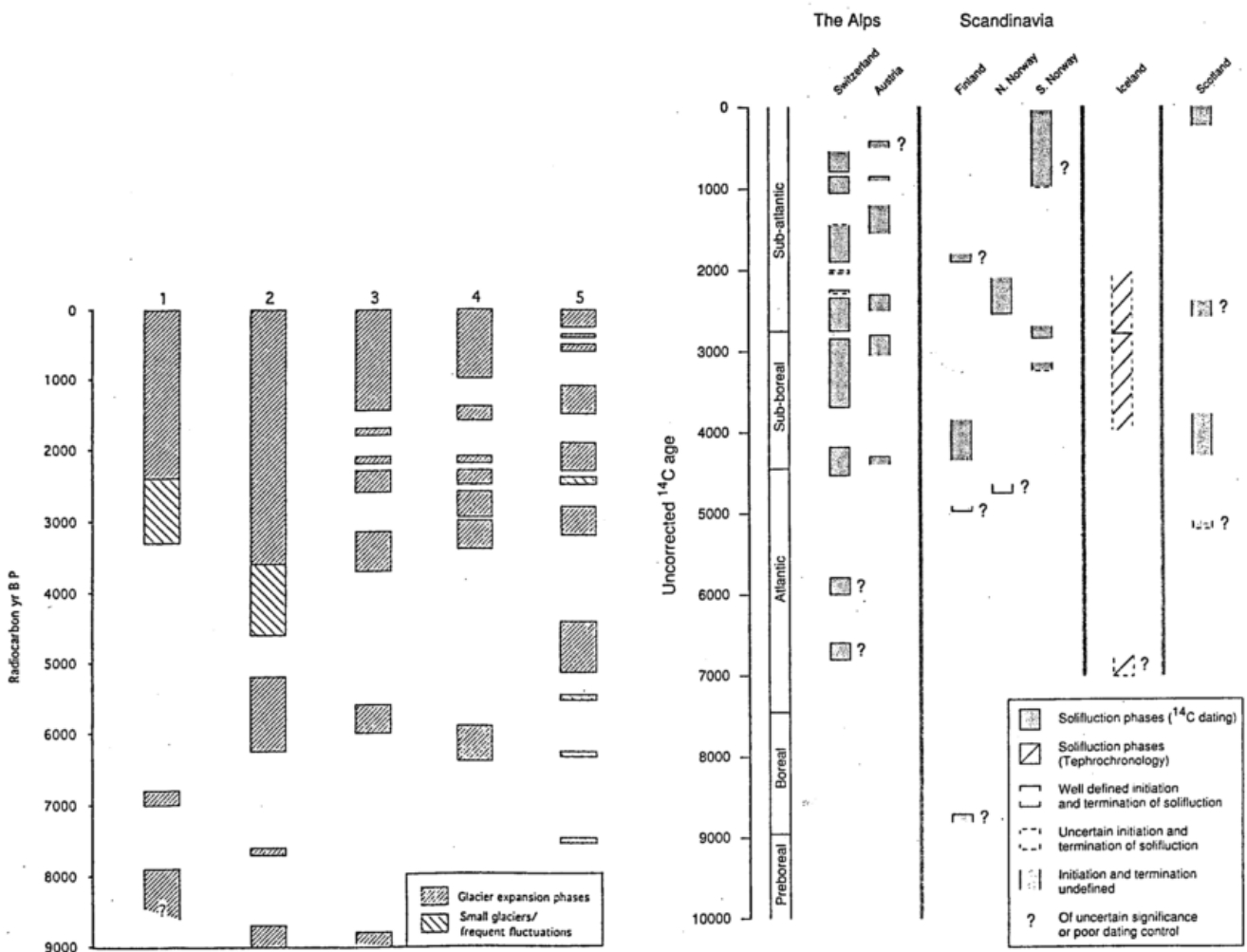
Seit 3018 v.Chr., bzw. seit etwa 2600 v.Chr. werden im Alten Ägypten, bzw. in Mesopotamien, die Fluthöhen des Nils und des Euphrat aufgezeichnet, gemäß Messungen an Pegeln, die für die Besteuerung der landwirtschaftlichen Bevölkerung wichtig waren (Henfling und Pflaumbaum, 1991; Hecker in Frenzel, 1994 a). Weitere Eintragungen liegen in beiden Gebieten vor über die Dauer der Fluten, Erntezeiten, Ernteerträge usw., Daten, die paläoklimatologisch sehr gut genutzt werden können. Die schriftlichen Aufzeichnungen scheinen im Alten China nicht so weit zurückzureichen. Schwierigkeiten in der zeitlichen Zuordnung der ermittelten Werte lagen zunächst bei Beginn der Arbeiten des Klimaprogramms der Bundesregierung in der exakten Erfassung des ehemals in Ägypten bzw. Babylonien angewandten Kalenders. Diese Schwierigkeiten sind in beiden Fällen behoben.

Aus dem Gesagten wird deutlich, daß man hinsichtlich der holozänen Klimageschichte auf ein breites Spektrum zu nutzender Indikatoren zurückgreifen kann. Es ist aber in jedem Einzelfall unbedingt nötig, Sicherheit des Befundes und der Datierung sorgfältig zu überprüfen.

## Der Gang der Klimaentwicklung

Die wesentlichen Züge der holozänen Klimaentwicklung Europas werden deutlich aus der Geschichte der Gletscherschwankungen des skandinavischen Fjälls (Boulton et al., 1997) und der europäischen Frostbodenerscheinungen (Matthews et al., 1993; Abb. 2,3). Es scheint, daß bis etwa 6000 v.h. die südnorwegischen Gletscher deutlich kleiner gewesen sind als heute; vielleicht hat sogar ein großer Teil gefehlt (Nesje, 1997; vgl. aber dazu auch Boulton et al., 1997). Dies bedeutet nicht, daß es in dieser Zeit keine Klimaschwankungen gegeben habe, vielmehr lassen sich diese durchaus in der Vergletscherungsgeschichte der Alpen erweisen (Grove, 1997), aber auch in den Schwankungen der alpinen Wald- und Baumgrenze (Burga und Perret, 1998). Interessanterweise sind kaum Frostbodenerscheinungen dieser Zeit aus den europäischen Gebirgen bekannt (Abb. 3). Das mag aber mit Datierungsschwierigkeiten und mit der Problematik zusammenhängen, frühholozäne Frostbodenerscheinungen unter jüngeren zweifelsfrei zu erkennen.

Zur selben Zeit war der Wasserhaushalt Nordafrikas und Hochtibets deutlich besser als heute (Pachur und Wünnemann, 1996; Pachur und Altmann, 1997, Frenzel, 1994 b, 1998, einschließlich der dort angegebenen Literatur). Legt man Schwankungen in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Zellulose des Holzes süddeutscher Eichen zu Grunde, dann scheinen die Klimaschwankungen

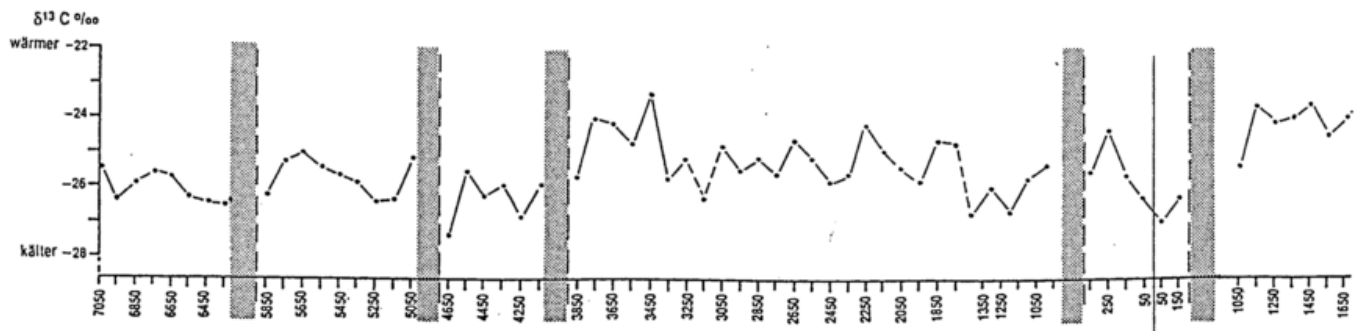


**Abb. 2** Zeiten holozäner Gletscherschwankungen in verschiedenen Landschaften Europas, in  $^{14}\text{C}$ -Jahren vor heute (Boulton et al., 1997).

**Abb. 3** Zeiten holozäner Frostbodenphasen in verschiedenen Landschaften Europas, in  $^{14}\text{C}$ -Jahren vor heute (Matthews et al., 1993).

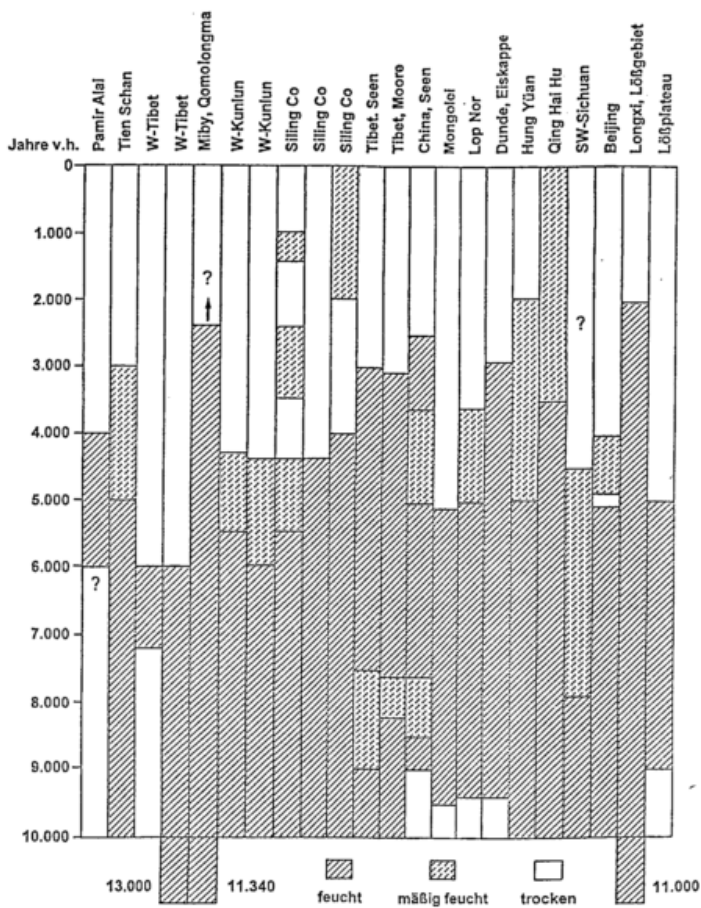
des ersten Teiles des Holozäns zwar vergleichbare Amplituden aufgewiesen zu haben, wie die späteren, doch war ihre Phasenlänge größer. Mindestens die Klimaschwankungen der Zeit um 9250, 8450-8350 und 8050-7950  $^{14}\text{C}$ -Jahre v.h., d.h. etwa 10250, 9370 und 8970 Kalenderjahre v.h., scheinen nach Ausweis der Verbreitung ihrer Spuren durch eine betont latitudinale Zirkulation ausgezeichnet gewesen zu sein (Frenzel, 1975, vgl. auch Kutzbach, 1981). Dieser Zirkulationstyp ging offenbar später in den einer verstärkt meridionalen Strömung über. Der Zusammenhang mit sich abzeichnenden Rossbywellen wird deutlich (Frenzel, 1975).

Gegen 6000 v.h. scheint das Klima generell variabler geworden zu sein (Abb. 4, aber auch Abb. 2 und 3). Hierauf verweisen auch Beobachtungen an nordskandinavischen Baumstämmen und Jahrringkurven (Zetterberg et al, 1996; Selsing, 1996). Dieser Übergang ist ebenso in



**Abb. 4** Hundertjährige Mittelwerte des  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) in süddeutschen Eichenjahrringen. Daten aus Linick et al., 1985. - Gerauerte Balken: Unterbrechungen der Jahrringkurven. - Vertikaler Strich rechts im Bild: Chr. Geb. - Der Kurventeil ab 1000 n. Chr. stammt von unserer Tannenchronologie.

der Sahara und in Ägypten faßbar. Hier vollzog er sich in Richtung auf ein zwar variables, aber insgesamt auch trockeneres Klima. In Hochasien wird deutlich (Abb. 5), daß dieser



**Abb. 5** Zeiten verbesserten, bzw. angespannten Wasserhaushalts in verschiedenen Landschaften Zentralasiens (Frenzel, 1994b).

Übergang dort keine scharfe Zäsur dargestellt hat, vielmehr einen längeren Zeitraum umfaßt hat, innerhalb dessen der Mensch auch schon durch Rodungen und durch sein Weidevieh eingegriffen haben mag (Thelaus, 1992; Frenzel, 1994 b). Aus den Aufzeichnungen der Nilpegel geht aber hervor, daß zwischen etwa 3000 und 2100 v.Chr., d.h. 5000 bis 4100 Kalenderjahren v.h., das Niveau der sommerlichen Hochfluten um etwa 4 m gesunken war (Henfling und Pflaumbaum, 1991; Henfling in Frenzel, 1996).

Die Isotopendaten süddeutscher Eichen (Abb. 4) bereiten allerdings Schwierigkeiten. Wie bereits erwähnt, sind die Temperaturen des kältesten und des wärmsten Monats Mitteleuropas seit dem Hochstand des holozänen Klimaoptimums oszillierend um etwa 2,0 K zurückgegangen, in Nordeuropa um etwa 2,5 bis 3,0 K (Frenzel et al., 1992). Die Isotopenwerte des <sup>13</sup>C süddeutscher Eichen (Abb. 4) zeigen aber für diesen Zeitabschnitt etwas geringer negative Werte als vorher. Das sollte als eine Erwärmung gedeutet werden. Mir scheint jedoch, daß das viel eher mit dem Vordringen wärmerer Wassermassen des Atlantiks nach Norden zusammenhängt. Dies müßte sich auch in der zyklonalen Tätigkeit in Nord- und Mitteleuropa ausgewirkt haben. Tatsächlich interpretieren Zetterberg et al. (1996) und Boulton et al. (1997) die Veränderungen an der polaren Waldgrenze, bzw. der Gletscher Nordskandinaviens in derselben Richtung. Hierauf wird später bei Erörterung der Geschichte des mittel- und nordeuropäischen bodennahen Aërosols zurückzukommen sein. Denn auch in diesem Falle gibt es Hinweise auf eine Verstärkung der zyklonalen Tätigkeit.

Bei alleiniger Nutzung der in Abb. 4 dargestellten Werte und derjenigen, die seither in der Arbeitsgruppe von Dipl.-Phys. P. Trimborn und Dipl.-Phys. W. Stichler, Institut für Hydrologie der GSF, Neuherberg, an Hohenheimer Jahrringmaterial hinsichtlich der  $\delta^2\text{H}$ - und der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in der Zellulose des Spätholzes süddeutscher Eichen erarbeitet worden sind, ergibt sich das folgende Bild über Zeiten und Ausmaß langanhaltender Schwankungen der Sommertemperaturen (Abb. 6), der Phasenlänge dieser Schwankungen (Abb. 7) und der Ge-

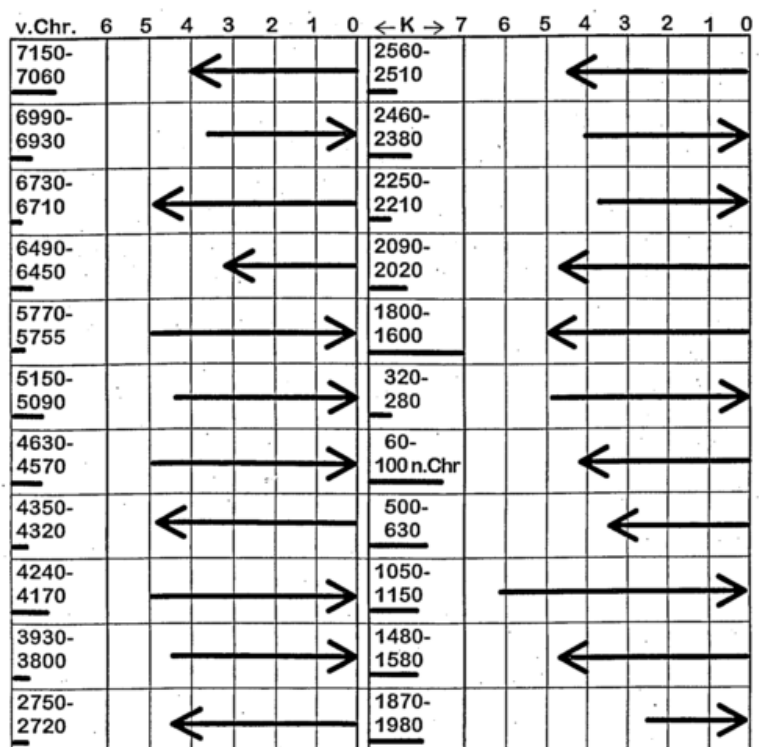


Abb. 6 Variabilität der mittleren Augusttemperatur während der letzten 7150 Kalenderjahre im südlichen Mitteleuropa, ausgedrückt in K. Jahreszahlen und kleine horizontale Striche links geben die Länge der betreffenden Phase an.

schwindigkeiten des Überganges von kalt zu warm oder umgekehrt (Abb. 8). Man erkennt, daß die Phasenlänge der nachhaltigen Schwankungen der Sommertemperaturen des südlichen Mitteleuropas in der Regel um 100 bis 200 Jahre betragen hat, bei einer Amplitude um (meist) 3 bis 5 K. Die Übergänge dauerten aber in der Regel 40 bis 50 Jahre. Alles dies ist ein deutlicher Hinweis auf die hohe Variabilität des holozänen (Sommer-) Klimas. Aber es ist wahrscheinlich auch ein Verweis darauf, daß die gegenwärtige, immer noch schwer faßbare globale Erwärmung noch nichts Außergewöhnliches darstellt.

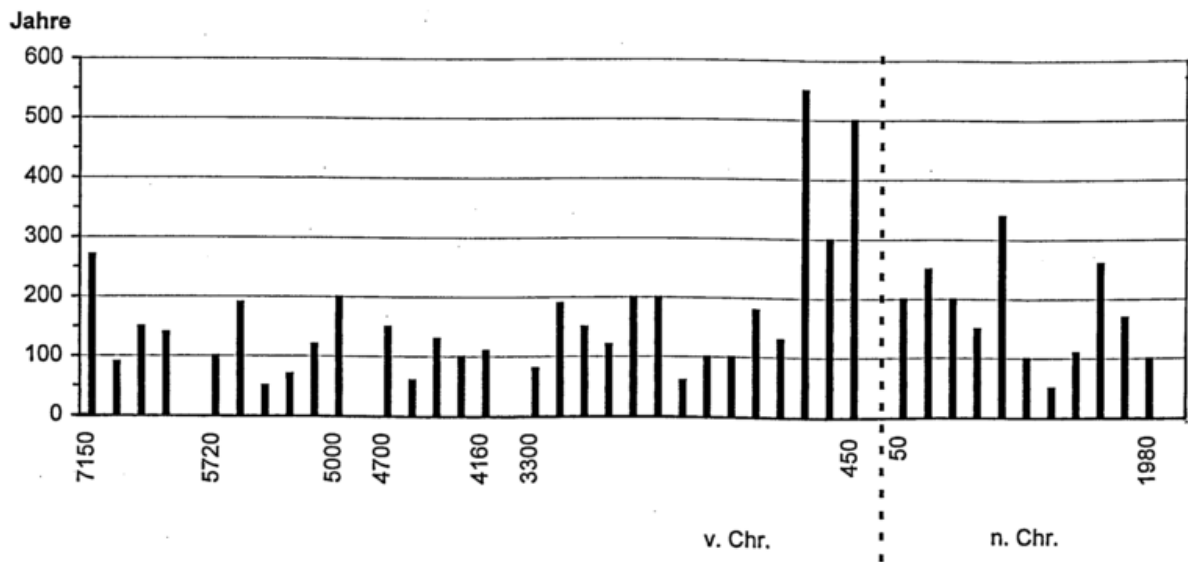


Abb. 7 Dauer der Wellenlängen postglazialer Klimaschwankungen.

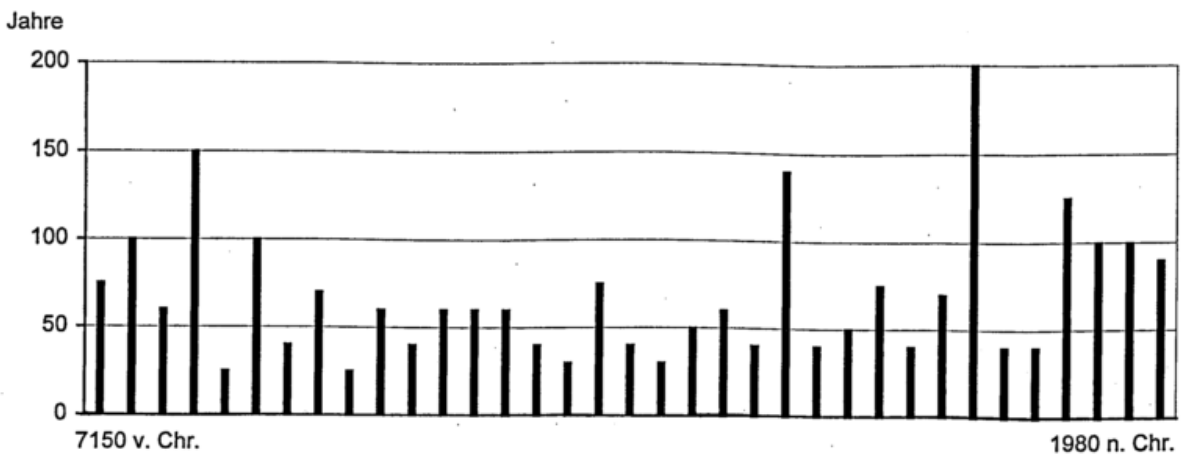


Abb. 8 Geschwindigkeit postglazialer Klimaschwankungen.

Die  $\delta^2\text{H}$ -Werte enthalten sowohl eine Information über das Wärmeklima, als auch über die Herkunft der Luftmassen. In der Regel sind in dem hier überblickten Zeitraum kühle Sommer Mitteleuropas verständlicherweise durch häufig auftretende nordatlantische Luftmassen charakterisiert worden. Es gibt aber auch Ausnahmen, etwa zwischen 300 und 600 n.Chr., als warme Sommer durch Luftmassen gekennzeichnet waren, die nach Ausweis der  $\delta^2\text{H}$ -Werte aus den südlichen Quadranten gestammt hatten. Allerdings ist zu betonen, daß die Rekonstruktion der ehemals vorherrschenden Luftmassen nach ihren  $\delta^2\text{H}$ -Werten noch auf einer sehr schwachen statistischen Basis beruht (Hübner et al., 1979). Hier ist sehr viel mehr Grundlagenarbeit erforderlich.

Es ist bekannt, daß der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt in der hohen Atmosphäre nicht konstant ist, sondern deutliche Änderungen durchmacht, die sich in den „wiggles“ der Kurve der  $^{14}\text{C}$ -Alter gegenüber dem tatsächlichen Alter ausprägen (vgl. etwa Radiocarbon, 1993). Diese Abweichungen rühren einerseits her von einer recht variablen  $^{14}\text{C}$ -Produktion in der Stratosphäre, andererseits aber von Austauschvorgängen, besonders mit den Ozeanen. Es war schon früher aufgefallen (Frenzel, 1975), daß Zeiten dieser  $^{14}\text{C}$ -wiggles mit Klimaschwankungen z.T. zusammenzufallen scheinen. Da diese wiggles jedoch zur Folge haben, daß bei Datierungen paläoökologischer Prozesse, etwa einer Meerestransgression oder des Wachstums eines Moores, die realen Zeiten entweder gekürzt oder gedehnt werden, war der Verdacht geäußert worden, dieser zeitweise Parallelismus gehe vor allem auf die unzutreffende Präzision der  $^{14}\text{C}$ -Daten zurück, müsse aber nicht notwendig besagen, daß  $^{14}\text{C}$ -Schwankungen mit Klimaschwankungen zusammenhängen. Bei Ermittlung der Klimaschwankungen aus Jahrringen, die dendrochronologisch datiert worden sind, gilt dieser Einwand nicht. Es fällt nun auf, daß von den in Abb. 6 dargestellten 21 Schwankungen der Sommertemperaturen 18 mit derartigen wiggles zusammenfallen, nur drei weisen diese Beziehungen nicht auf. Hierbei scheint es unerheblich zu sein, ob es sich um Zeiten ansteigender oder abnehmender Sommertemperaturen gehandelt hatte.

Die  $^{14}\text{C}$ -wiggles bestehen in der Regel aus einer anfänglichen Phase des rasch abnehmenden  $^{14}\text{C}$ -Alters (vom Älteren her betrachtet) und einer anschließenden Phase mehr oder weniger gleichbleibender, bzw. am Schluß noch zunehmender  $^{14}\text{C}$ -Alter. Dies sollte so gedeutet werden, daß die rasch abnehmenden  $^{14}\text{C}$ -Alter eine deutliche Zunahme des  $^{14}\text{C}$ -Gehaltes der Atmosphäre anzeigen, die beiden anschließenden Phasen aber Zeiten des Austausches mit Reservoiren, vermutlich besonders mit den Ozeanen bezeichnen. Es fällt nun auf, daß die überwiegende Zahl der isopenklimatologisch nachgewiesenen Schwankungen der Sommertemperatur in die Zeit des Austausches des  $^{14}\text{C}$  mit den entscheidenden Reservoiren fällt. Dies dürfte bedeuten, daß diese Klimaschwankungen durch die intensivierete, wohl marine, Zirkulation ausgelöst worden sind, ganz gleich, ob es sich um Erwärmungen oder Abkühlungen der Sommer gegenüber den vorangegangenen Phasen gehandelt hatte. Die Unabhängigkeit mancher derartiger Sommerklima-Schwankungen von „wiggles“ scheint ebenfalls darauf zu verweisen, daß der entscheidende Part von der marinen Zirkulation gespielt wird, nicht aber von direkten Änderungen im Strahlungsgenuß, obwohl diese Einflüsse auch nicht ganz ausgeschlossen werden können. Hier ist noch sehr viel mehr Grundlagenarbeit zu leisten.

Mit der holozänen Variabilität des Klimas hängt noch ein anderes Problem zusammen, und zwar das des Charakters gleichzeitiger Klimaschwankungen in verschiedenen Räumen. Aus der großatmosphärischen Zirkulation ist zu entnehmen, daß Gleichzeitigkeit der Klimaschwankungen nicht Gleichartigkeit der Änderungen zu bedeuten braucht. Umso erstaunlicher ist es, daß das „Mittelalterliche Klimaoptimum“ Europas (etwa 1100 bis 1360 n.Chr.) zur sel-

ben Zeit und gleichartig in Tibet zu fassen ist (Bräuning, 1994a und b; Zimmermann et al., 1997). Entsprechendes gilt für die anschließende „Kleine Eiszeit“. In beiden Fällen muß es sich demnach um wichtige Klimaschwankungen mindestens der Nordhemisphäre gehandelt haben. Dasselbe gilt aber nicht mehr für die kleineren Klimaschwankungen, die die genannten größeren durchsetzt hatten, und auch die dendroklimatologischen Untersuchungen von Jacoby et al. (1996) an mongolischen Beständen von *Pinus sibirica* (2450 m Höhe), die gemäß den Autoren die globale Erwärmung des 20. Jahrhunderts zeigen sollen, finden kein Äquivalent in Tibet (weder in den Jahrringbreiten noch in der Isotopenklimatologie, Bräuning, 1994 a, b; Zimmermann et al., 1997). Sie lassen sich aber auch nicht in Skandinavien (z.B. Kirchhefer, 1996; Thun & Vorren, 1996) oder im südlichen Mitteleuropa fassen. Hier handelt es sich offenbar um regionale Eigenständigkeiten der Klimaentwicklung, die zunächst noch nichts über generelle Züge aussagen.

Die Variabilität des Klimas sollte auch durch den menschlichen Eingriff beeinflusst worden sein. Wenn zwar gegenwärtig immer wieder von der Bedeutung der Erhöhung der CO<sub>2</sub>- und CH<sub>4</sub>-Gehalte in der Atmosphäre für die Klimaentwicklung gesprochen wird, dürfen noch zwei andere Faktoren, die schon viel älter sind, nicht vergessen werden, nämlich einerseits die Änderungen der sommerlichen und winterlichen Oberflächenalbedo, der Wärme- und Feuchteflüsse durch die Oberflächen infolge Rodung und landwirtschaftlicher Tätigkeit, aber auch andererseits die Änderungen des Aërosolgehaltes durch Landwirtschaft, Rodungen und gewerbliche Tätigkeiten. Wenn auch Ackerbau und Viehzucht im Vorderen Orient und in China wesentlich früher betrieben worden sind, als in Mitteleuropa, mag man doch als Anhaltswerte für den Beginn der anthropogenen Änderungen die Zeit um etwa 7000 v. h. annehmen. Es ist versucht worden, aus den heutigen Beziehungen zwischen Eintrag des für offene Ländereien typischen Nichtbaumpollens und der gerodeten Fläche einzelner Landschaften Süddeutschlands Anhaltswerte für eine Abschätzung der gerodeten Fläche der Vergangenheit bei Nutzung weit zurückreichender Pollendiagramme zu erhalten (Frenzel, 1983). In einer weiterführenden Doktorarbeit von Frau Karin Dambach stellt sich heraus, daß die damals gefundenen Beziehungen zwar recht gut für die süddeutschen hochmontanen bis subalpinen Tannen-Buchen-Fichtenwälder gelten, daß bei anderen Waldtypen aber erhebliche Schwierigkeiten auftreten, die eine Kalkulation der ehemals gerodeten Fläche für verschiedene Zeiten der Vergangenheit aus Pollendiagrammen noch nicht zulassen, wenn diesem Problem auch erhöhte internationale Aufmerksamkeit geschenkt wird (Gaillard et al., 1998). Da dieser Weg somit nicht gangbar ist, wird in Abb. 9 ein Versuch dargestellt, aus der ehemaligen natürlichen Vegetationsverbreitung verschiedener Landschaften der Alten Welt und der heutigen Vegetation oder Bodenbeschaffenheit der entsprechenden Gebiete unter allen Vorbehalten zu schätzen, wie sich seit Beseitigung der natürlichen Vegetation die sommerliche Oberflächenalbedo verändert haben muß. Die einzelnen Ziffern können keinen Anspruch auf Zuverlässigkeit erheben; es sollen nur die Tendenzen aufgezeigt werden. Eine Ermittlung der winterlichen Oberflächenalbedo wäre ebenfalls sehr hilfreich, ist jedoch bisher noch nicht unternommen worden, da es mir zu schwierig erschien, die mittlere Südgrenze der regelmäßigen winterlichen Schneebedeckung anzugeben. Die in Abb. 9 enthaltenen Werte deuten auf eine sommerliche Erwärmung des jeweiligen Geländeklimas hin; für die Winter wird man auf eine Abkühlung gegenüber den natürlichen Bedingungen infolge der Rodungen und der Landwirtschaft schließen. Auf diesen Gebieten ist offenbar sehr viel umfangreichere Grundlagenarbeit zu leisten, um der Klimamodellierung verlässliche Daten an die Hand zu geben.

Mit diesen menschlichen Eingriffen war aber noch ein anderer Vorgang verbunden, nämlich der der Beeinflussung des oberflächennahen Aërosols. Aus grönländischen Eisbohrkernen ist

## Europa

Niederlande und Belgien	+5%
Frankreich, außerhalb der großen Waldgebiete	+4%
Britische Inseln	+2%
Südschweden	+4%
Norddeutsches Flachland	+10%
Mittel- und Südpolen	+3%
Nord-Ukraine	+10%
jugoslawischer Karst	+22%

## Nordafrika

Südteil des Atlasgebirges	+15%
Sudan, ehemaliges Waldland	+12%

## Asien

Vorderindien, ohne West-Ghats	+10%
Rotes Becken (Sichuan)	+12%
Hochland West-Sichuans	+14%
Ostchinesisches Tiefland	+6%
Ost-Mandschurei	+12%

Abb. 9 Änderungen der sommerlichen Oberflächenalbedo, von den natürlichen Bedingungen zur Gegenwart. Schätzwerte.

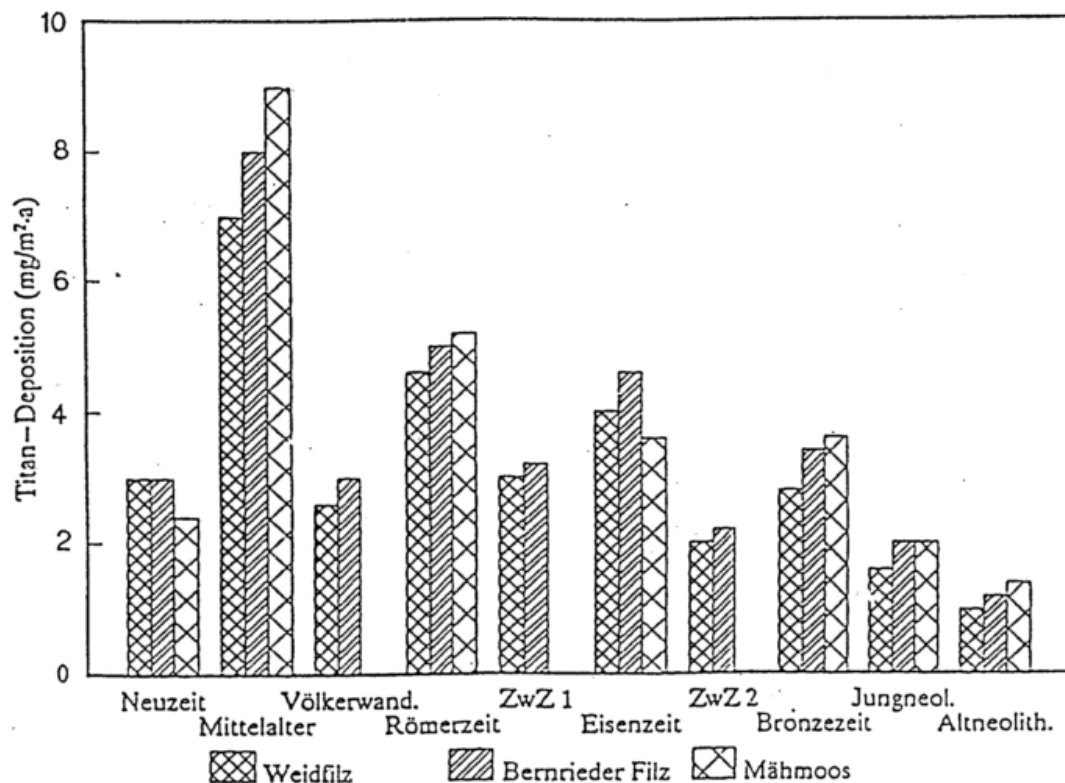


Abb. 10 Aerosolbelastung verschiedener Zeiträume (dargestellt anhand der Ti-Deposition in Mähmoos, Bernrieder- und Weidfilz, Oberbayern; Görres, 1991).

bekannt, daß sich dort die europäische römertzeitliche Erzverhüttung über den Aërosolintrag abgezeichnet hat. Die Untersuchungen der eigenen Arbeitsgruppe hatten aber zum Ziel, atmosphärische Stoffeinträge in wohldatierte Schichten europäischer Regenwassermoore zu studieren, solcher Moore also, die vom Niederschlag ernährt werden, nicht durch Hang- oder Grundwasser. Abb. 10 zeigt an einem Beispiel aus Südbayern, wie stark sich diese Stoffeinträge dort innerhalb der letzten 5000 bis 6000 Jahre geändert haben (Görres, 1991). Hierbei hängen die Schwankungen in den Stoffeinträgen (20 Elemente untersucht) offenbar nicht vor allem mit Klimaschwankungen zusammen, sondern mit Phasen unterschiedlicher menschlicher Aktivitäten in der Umgebung der geprüften Moore. Dabei wird auch deutlich, daß diese Stoffeinträge sehr lokal sind, nicht also eine in sich mehr oder weniger homogene Wolke des Aërosols zu verschiedenen Zeiten anzeigen (Abb. 11; Kempfer, 1996). Die menschlichen Eingriffe über Änderungen der Oberflächenalbedo und des bodennahen Aërosols könnten

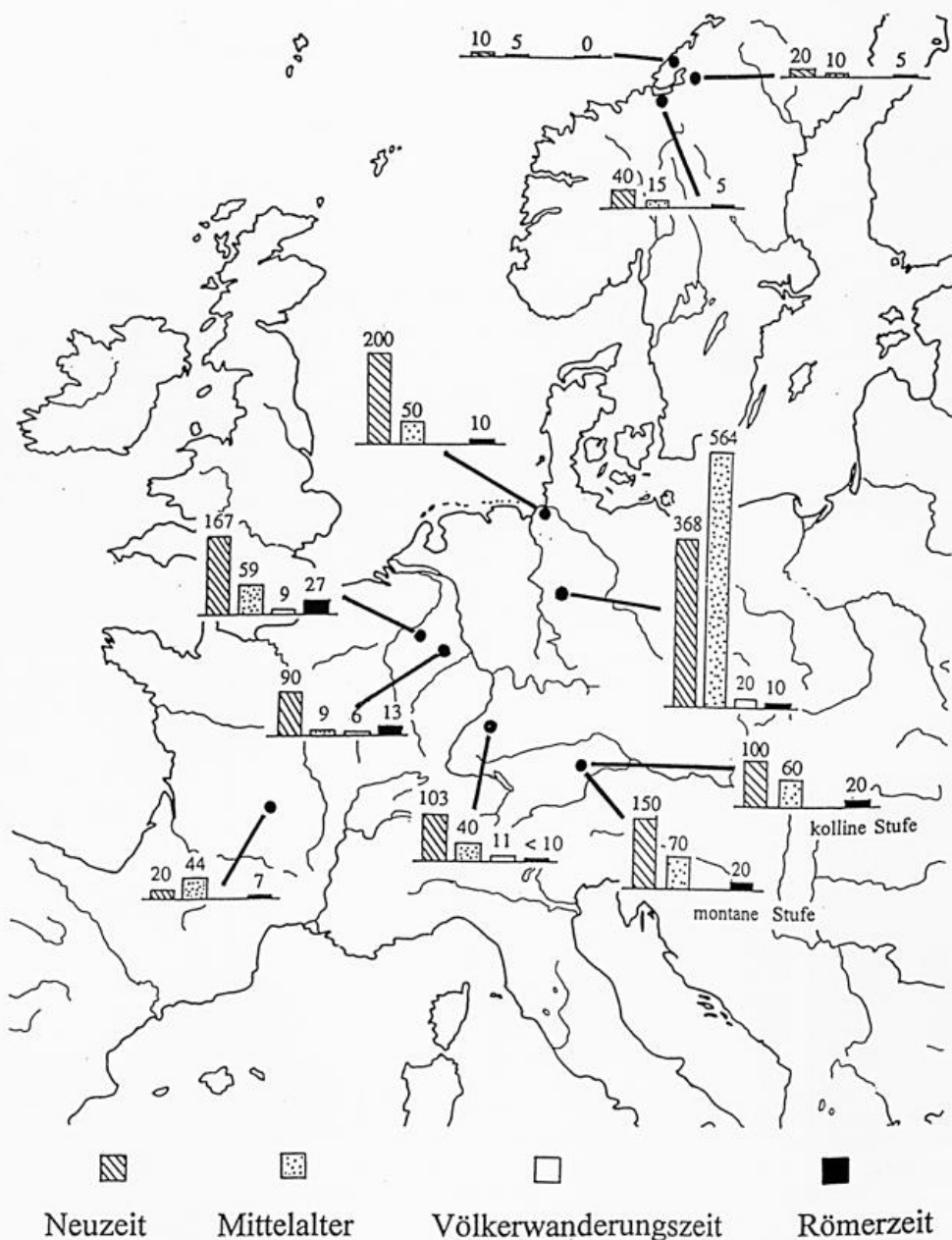


Abb. 11 Bleigehalte ombrogener Torfschichten (in ppm) zu verschiedenen Zeiten der letzten 2000 Jahre (Kempfer, 1996).

großklimatisch wirksam werden. Abb. 12 lehrt, daß sich im Eintrag des Brom, das in der überwiegenden Menge aus dem Ozean stammt, eine Zunahme des Stoffeintrages in großen Teilen Europas seit mindestens der Römerzeit bemerkbar macht. Es drängt sich schnell die Schlußfolgerung auf, daß dies das Ergebnis der Änderungen der sommerlichen Oberflächenalbedo, der Wärme- und Feuchteflüsse und damit des Regionalklimas ist, die zu einer Verstärkung des europäischen Sommermonsuns geführt hätten. Aber Abb. 12 zeigt auch, daß diese Beziehungen für Südwest-Europa nicht gelten, obwohl die geprüften Landschaften nahe dem Atlantik und Mittelmeer gelegen sind. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß ab etwa 5300 v.h. ( $^{14}\text{C}$ -Jahre) bei 3500 m Höhe in Nordwest-Sichuan aus dem damaligen Polleneintrag

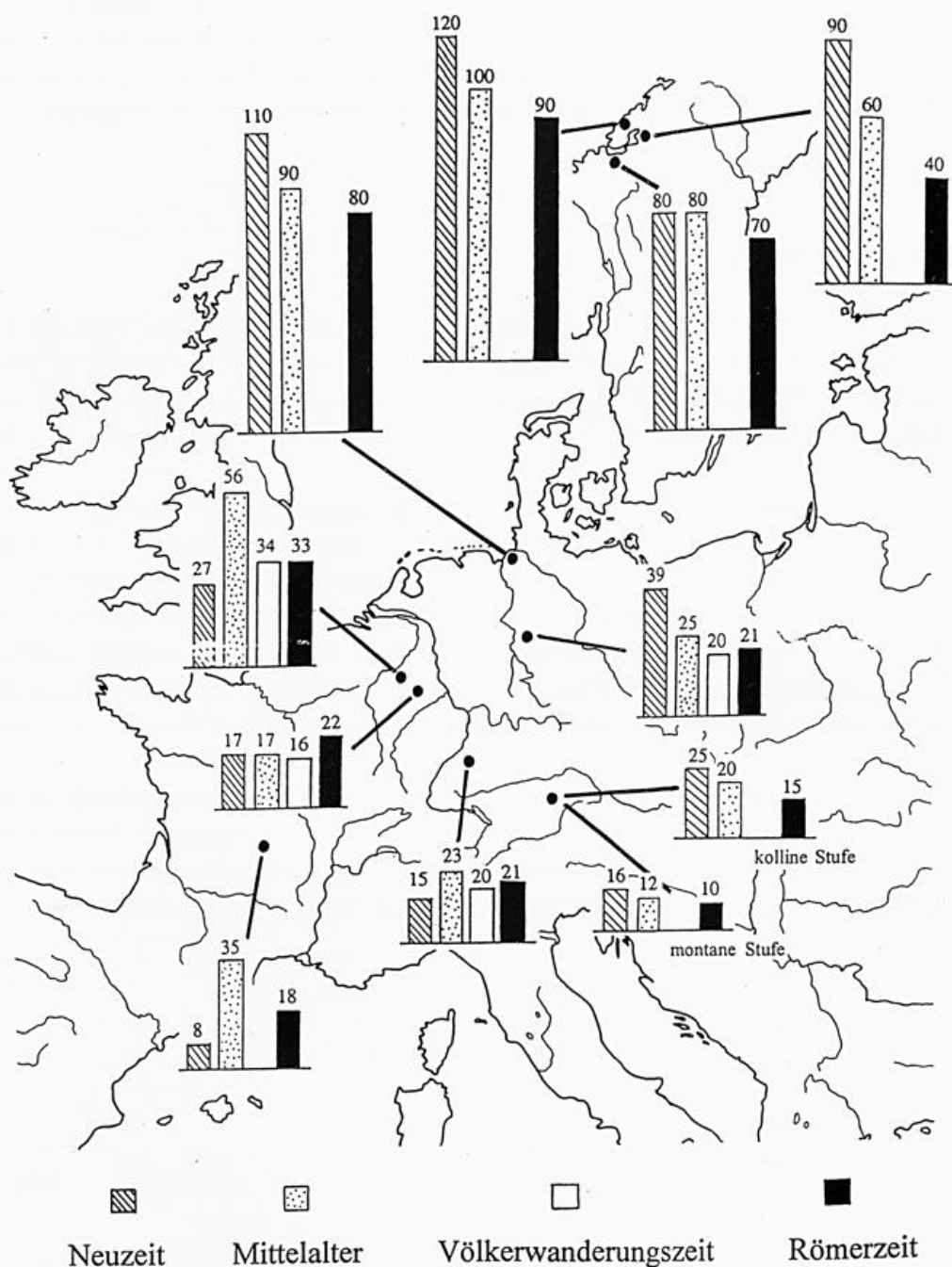


Abb. 12 Bromgehalte ombrogener Torfschichten (in ppm) zu verschiedenen Zeiten der letzten 2000 Jahre (Kempter, 1996).

in ein sehr großes, wachsendes Moor eine Verstärkung des Sommermonsuns abgeleitet werden muß (Frenzel, 1994 b). Daher erscheint es wahrscheinlicher, daß die erhöhten Bromeinträge des nordöstlichen, nördlichen und zentralen Mitteleuropas eher auf eine generelle Intensivierung der atmosphärischen Zirkulation zurückzuführen sind, als auf anthropogene Einflüsse. Dies müßte jedoch bei einer noch besseren Datenlage durch regionale Klimamodelle überprüft werden. Andererseits weist die Schlußfolgerung einer während der letzten Jahrtausende verstärkten zyklonalen (monsunalen) Tätigkeit in dieselbe Richtung, wie sie schon oben hinsichtlich der Waldgrenzschwankungen in Nordskandinavien erörtert worden ist, und wie sie aus den eigenartigen Veränderungen der generellen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in der Zellulose des Eichenholzes Süddeutschlands seit etwa 6000 v.h. angedeutet wurden.

Sollte diese Schlußfolgerung allerdings einigermaßen zutreffen, dann besagte sie, daß selbst massive Eingriffe des Menschen in Vegetation und Böden der Alten Welt während der letzten 6000 bis 7000 Jahre keinen erkennbaren Einfluß auf das globale Klima ausgeübt hätten, abgesehen von dem regionalen Klima. Angesichts der Tragweite dieser Schlußfolgerung erscheint es dringend notwendig, gerade dem menschlichen Einfluß auf das Klimageschehen im Ablauf der Zeit so intensiv wie nur irgend möglich nachzugehen, um nicht falsche Schlußfolgerungen zu ziehen.

### Zusammenfassung

Es ist deutlich geworden, daß das holozäne Klima eine beachtliche Variabilität aufgewiesen hat und wohl noch aufweist, daß diese Variabilität aber über die letzten 11 500 Jahre ungleich verteilt war. Sie hat eindeutig ab etwa 6000 v.h. zugenommen. Dies betrifft die Variabilität selbst, nicht das Ausmaß der Schwankungen des hier vor allem untersuchten Sommerklimas.

Es wurde weiterhin deutlich, daß es sehr gefährlich ist, lokale oder regionale Gegebenheiten ohne weitere Prüfungen auf große Gebiete zu extrapolieren. Dabei muß auch berücksichtigt werden, daß gleichzeitige und gleichartige Klimaschwankungen in unterschiedlichen Klimaräumen und für unterschiedliche Lebensbedingungen des Menschen sehr verschiedene Konsequenzen gehabt haben können, wobei dann zu fragen ist, wie sich Änderungen im Lebensraum des Menschen bestimmter Gebiete auf andere Gebiete übertragen können, ohne daß schon jetzt stets klare Ursache-Wirkungsbeziehungen aufgestellt werden dürfen.

Es wird auch ersichtlich, daß manche Änderungen des Paläoklimas heute überhaupt noch nicht zu erfassen sind, wie etwa Änderungen des Wasserkreislaufes, der Bewölkungsintensität usw. Angesichts dieser Unsicherheiten und Kenntnislücken erscheint es mehr als gefährlich, schnelle Äußerungen über die künftige Klimaentwicklung abzugeben.

- ALETSEE, L. (1959): Zur Geschichte der Moore und Wälder des nördlichen Holsteins. - Nova Acta Leopoldina, N.F. 21, Nr.139, 51 S.
- BECKER, B.; KROMER, B.; TRIMBORN, P. (1991): A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. - Nature 353, 647-649.
- BEHRE, K.-E. (1962): Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztintertglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide. - Flora, 152, 325-370.
- BJÖRCK, S.; KROMER, B.; JOHNSEN, S.; BENNIKE, O.; HAMMARLUND, D.; LEMDAHL, G.; POSSNERT, G.; RASMUSSEN, T.L.; WOHLFARTH, B.; HAMMER, C.U.; SPURK, M. (1996): Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. - Science 274, 1155-1160.
- BOULTON, G.S.; MASON, P.; BALLANTYNE, C.K.; KARLÉN, W.; MATTHEWS, J.A.; NESJE, A. (1997): Holocene glacier fluctuations in Scandinavia. - Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research, Bd.24, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.5-33.
- BRÄUNING, A. (1994 a): Dendrochronology for the last 1400 years in eastern Tibet. - Geo J. 34, H.1, 75-95.
- BRÄUNING, A. (1994 b): Dendrochronologische Untersuchungen an osttibetischen Waldgrenzstandorten. - Göttinger Geogr. Abh., 95, 185-192.
- BURGA, C.A.; PERRET, R. (1998): Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter. - 805 S., Ott Verlag, Thun.
- BURK, R.L., and STUIVER, M. (1981): Oxygen isotope ratios in trees reflect mean annual temperature and humidity. - Science, 211, 1417-1419.
- DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S.J.; CLAUSEN, H.B.; GUNDESTRUP, N.; HAMMER, C.U.; TAUBER, H. (1995): Greenland palaeo-temperatures derived from the GRIP ice core. - Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research, Bd. 16, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.35-50.
- DIGERFELDT, G. (1974): The post-glacial development of the Ranviken Bay in Lake Immeln. I. The history of the regional vegetation, and II. The water-level changes. - Geol. Fören. Stockh. Förh. 96, 3-32.
- DIGERFELDT, G. (1975): Post-glacial water-level changes in Lake Vännsjön, Central southern Sweden. - Geol. Fören. Stockh. Förh., 97, 13-28.
- DIGERFELDT, G. (1986): Studies on past lake-level fluctuations. - In: BERGLUND, B. and RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (eds.), Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. 127-144, Wiley, New York.
- EPSTEIN, S., and YAPP, C.J. (1976): Climatic implications of the D/H ratio of hydrogen in C-H groups in tree cellulose. - Earth Planet. Sci. Lett., 30, 255-261.
- FASSL, K. (1995): Die Bewertung von Zeigerarten in europäischen Pollendiagrammen für die Rekonstruktion des Klimas im Holozän. - Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research, Bd.22, Gustav Fischer, Stuttgart, Jena, New York, 371 S.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen: Allgemeine Waldgeschichte. - Bd. 1, 480 S., Fischer, Jena.
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. - Bd. 2, 256 S., Fischer, Jena.
- FRENZEL, B. (1975): The distribution pattern of holocene climatic change in the northern Hemisphere. - Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, No.421, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, S.105-118.

- FRENZEL, B. (1983): Die Vegetationsgeschichte Süddeutschlands im Eiszeitalter. - In: Müller-Beck, H. (Herausg.): Urgeschichte Baden -Württemberg, S. 91-166, Theiss, Stuttgart.
- FRENZEL, B. (1993): Ökologische Konsequenzen der Entwicklung vom Wald zum Forst in Mitteleuropa. - Bayer. Akad. d. Wiss., Kommission für Ökologie: Rundgespräche, 7, 141-159.
- FRENZEL, B. (1994 a): Projektgruppe „Terrestrische Paläoklimatologie“ im Klimaforschungsprogramm der Bundesregierung. - Jahrbuch 1993, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, 201-231, Mainz.
- FRENZEL, B. (1994 b): Über Probleme der holozänen Vegetationsgeschichte Osttibets. - Göttinger Geogr. Abh., 95, 143-166.
- FRENZEL, B. (1996): Projektgruppe „Terrestrische Paläoklimatologie“ im Rahmen des Forschungsschwerpunktes „Klimavariabilität und Erkennung des menschlichen Signals“ des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie. - Jahrbuch 1995, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, 244-306, Mainz.
- FRENZEL, B. (1998): History of Flora and Vegetation During the Quaternary. - Progress in Botany, Vol.59; Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg; S.599-633.
- FRENZEL, B.; GLIEMEROTH, A.K. (1995): Zur Vegetationsgeschichte Mitteleuropas: Alpen-Mittelgebirge-Tiefland. - Angewandte Landschaftsökologie, H.4, S.15-50.
- FRENZEL, B.; FURRER, G.; LAUER, W. (1989): Zur Paläoklimatologie der letzten 2500 Jahre in Mitteleuropa. In: Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz: 1949-1989; hrsg. v. d. Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz. S.143-160, Steiner, Wiesbaden.
- FRENZEL, B.; MOSER, H.; TRIMBORN, P. (1987): Klimatische Aussagen aus Isotopengehaltsbestimmungen in Jahrringen von Bäumen. In: Menschlicher Einfluß auf das Klima, Arbeitsgemeinschaft der Großforschungseinrichtungen (AGF), Bonn, S.28-32.
- FRENZEL, B., PÉCSI, M., and VELICHKO, A.A. (eds.) (1992): Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere; Late Pleistocene-Holocene. 153 p., Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Budapest; Gustav Fischer, Stuttgart.
- FREYER, H.D., and BELACY, N. (1983):  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  records in northern hemispheric trees during the past 500 years- anthropogenic impact and climatic superpositions. - J. Geophys. Res., 88, 6844-6852.
- FRITTS, H.C. (1965): Tree-ring evidence for climatic changes in western North America. - Monthly Weather Review, 93, 421-443.
- FRITTS, H.C. (1966): Growth rings of trees - their correlation with climate. - Science, 154, 973-979.
- FRITTS, H.C., SMITH, D.G., CARDIS, J.W., and BUDELSKY, C.A. (1965): Tree-ring characteristics along a vegetation gradient in Northern Arizona. - Ecology, 46, 393-401.
- GAILLARD, M.-J.; BERGLUND, B.E.; FRENZEL, B.; HUCKRIEDE, U. (eds.) (1998): Quantification of land surfaces cleared of forests during the Holocene - Modern pollen/vegetation/landscape relationships as an aid to the interpretation of fossil pollen data - Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research 27, 148 p. (in prep.)
- GASSNER, G. und CHRISTIANSEN-WENIGER, F. (1942): Dendroklimatologische Untersuchungen über die Jahresringentwicklung der Kiefern in Anatolien. - Nova Acta Leopoldina, N.F. 12, Nr. 80, 137 S.
- GLIEMEROTH, A.K. (1995): Paläoökologische Untersuchungen über die letzten 22.000 Jahre in Europa. - Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research, 18, 252 S., Gustav Fischer, Stuttgart.

- GÖRRES, M. (1991): Über den Eintrag anorganischer Nährstoffe in ombrogene Moore als Indikator der ehemaligen Aërosolbelastung. - *Dissertationes Botanicae*, 181, 179 S., Cramer, Berlin-Stuttgart 1991.
- GRIP members (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. - *Nature* 364, S.203-207.
- GROVE, J.M. (1997): The spatial and temporal variations of glaciers during the Holocene in the Alps, Pyrenees, Tatra and Caucasus. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.24, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.95-103.
- HAFSTEN, U. (1981): An 8000 years old pine trunk from Dovre, South Norsk Geogr. Tidsskr., 35, 161-165.
- HENFLING, E., und PFLAUMBAUM, H. (1991): Neue Aspekte zur klimatischen Interpretation der hohen pharaonischen Nilflutmarken am 2. Katarakt aus ägyptologischer und geomorphologischer Sicht. - *Würzburger Geogr. Arbeiten*, 80, 87-109.
- HÜBNER, H.; KOWSKI, P.; HERMICHEN, W.-D.; RICHTER, W.; SCHÜTZE, H. (1979): Regional and temporal variations of deuterium in the precipitation and atmospheric moisture of Central Europe. - *Isotope Hydrology 1978. Proc. of an Internat. Sympos. on Isotope Hydrology jointly organized by the International Atomic Energy Agency and the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization and held in Neuherberg 19-23 June 1978*, Vol.1, 289-307, Internat. Atomic Energy Agency, Vienna, 1979.
- HUNTLEY, B.; BIRKS, H.J.B. (1983): An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13000 years ago. - Cambridge Univ. Press, Cambridge, 667 S.
- IVERSEN, J. (1944): *Viscum, Hedera and Ilex as climatic indicators*. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 66, H.3, 463-483.
- JACOBY, G.C.; D'ARRIGO R.D.; DAVAAJAMTS, T. (1996): Mongolian tree rings and 20th-century warming. - *Science*, Vol.273, S.771-773.
- JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN, H. B.; DANSGAARD, W.; GUNDESTRUP, N.S.; HAMMER, C.U.; TAUBER, H. (1975): The Eem stable isotope record along the GRIP ice core and its interpretation. - *Quaternary Research*, Bd.43, 117-124.
- KEMPTER, H. (1996): Der Verlauf des anthropogenen Elementeintrages in Regenwassermoore des westlichen Mitteleuropas während des jüngeren Holozäns. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, 26, 309 S., Gustav Fischer, Stuttgart.
- KIRCHHEFER, A.J. (1996): A dendrochronological study on the effect of climate, site, and insect outbreaks on the growth of *Betula pubescens* coll. in northern Norway. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.20, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.93-106.
- KUTZBACH, I.E. (1981): Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with the Earths orbital parameters for 9000 years ago. - *Science*, 214, 59-61.
- LARSEN, E.; SEJRUP, H.P.; JOHNSEN, S.J.; KNUDSEN, K.L. (1995): Do Greenland ice cores reflect NW European interglacial climate variations - *Quaternary Research*, Bd.43, H.2, S.125-132.
- LINICK, T.W.; SUESS, H.E.; BECKER, B. (1985): La Jolla measurements of radiocarbon in South German oak tree-ring chronologies. - *Radiocarbon*, Bd.27, S.20-32.
- LIPP, J.; TRIMBORN, P. (1991): Long-term records and basic principles of tree-ring isotope data with emphasis on local environmental conditions. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.6, S.105-117, G.Fischer, Stuttgart, Jena, New York
- LIPP, J.; TRIMBORN, P. (1995): Climatic signatures derived from D/H ratios in the cellulose of latewood in tree-rings from spruce (*Picea abies* L.). - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.16, S.63-75.

- LIPP, J.; TRIMBORN, P.; MOSER, H.; BECKER, B.; FRENZEL, B. (1991): Stable isotopes in tree ring cellulose and climatic change. - *Tellus Ser B.*, Bd.43, S.322-330.
- LORIUS, C. (1989): Polar ice cores: A record of climatic and environmental changes. - In: Bradley, R.S. (ed.): *Global changes of the past*, 261-294, UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado.
- MANGERUD, I.; ANDERSEN, S.T.; BERGLUND, B.E.; DONNER, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - *Boreas*, 3, S.109-128.
- MATTHEWS, J.A. (1997): Dating problems in the investigation of Scandinavian Holocene glacier variations. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.24, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.141-157.
- MATTHEWS, J.A.; BALLANTYNE, C.K.; HARRIS, C.; McCARROLL, D. (1993): Solifluction and climatic variation in the Holocene: discussion and synthesis. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.11, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.339-361.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählung an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. - *Geol.Jahrb.*, H. 21, 149-169, Hannover.
- MÜLLER-STOLL, H. (1951): Vergleichende Untersuchungen über die Abhängigkeit der Jahrringfolge von Holzart, Standort und Klima. - *Bibliotheca Bot.*, 122, 93 S.
- NESJE, A. (1997): Holocene glacier and climate variations in the Jostedalbreen and Hardangerjøkulen regions, southern Norway. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.24, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.105-114.
- ODLAND A. (1996): Differences in the vertical distribution pattern of *Betula pubescens* in Norway and its ecological significance. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.20, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.43-59.
- PACHUR, H.-J.; ALTMANN, N. (1997): Chapter 17. The Quaternary (Holocene, ca. 8000 a B.P.). In: SCHANDELMEIER, H.; REYNOLDS, P.O.; SEMTNER, A.K. (Hrg.); - *Palaeogeographic-Palaeotectonic Atlas of North-Eastern Africa, Arabia, and adjacent areas. Late Neoproterozoic to Holocene*. S.111-125; Rotterdam, Brookfield; A.A. Balkema.
- PACHUR, H.-J. & WÜNNEMANN, B. (1996): Reconstruction of the palaeoclimate along 30°E in the eastern Sahara during the Pleistocene/Holocene transition. - In: Heine K. (ed.): *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*, Vol.24, A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- RADIOCARBON (1993); STUIVER, M.; LONG, A.; KRA, R.S. (eds.), *Radiocarbon - an International Journal of Cosmogenic Isotope Research*; Vol.35, No.1, 244 S.
- RAMESH, R.; BHATTACHARYA, S.K. and GOPALAN, K. (1986): Climatic correlations in the stable isotopic record of silver fir (*Abies pindrow*) trees from Kashmir, India. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 79, 66-74.
- RAMESH, R.; BHATTACHARYA, S.K., and PANT, G.B. (1989): Climatic significance of  $\delta D$  variations in a tropical tree species from India. - *Nature*, 337, 149-150.
- RUDLOFF, H.v. (1980): Die Klimaentwicklung in den letzten Jahrhunderten im mitteleuropäischen Raume (mit einem Rückblick auf die postglaziale Periode). In: OESCHGER, H.; MESSERLI, B.; SVILAR, M. (Hrg.); - *Das Klima, Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft*. S.125-148; Springer Verlag; Berlin, Heidelberg, New York.
- SELSING, L. (1996): The climatic interpretation of Holocene megafossils of pine (*Pinus sylvestris* L.) from the mountain area of southern Norway; the importance of the precession in controlling Holocene climate. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.20, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.147-156.

- SIEGENTHALER, U. (1989): Glacial-interglacial atmospheric CO<sub>2</sub> variation. - In: BRADLEY, R.S. (ed.): Global changes of the past, 245-260, UCAR/Office for interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Colorado.
- STATUSBERICHT (1996): Stand der Klimaforschung - Ein Statusbericht des Wissenschaftlichen Klimabeirates der Bundesregierung; GSF - Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH, München, 91 S.
- STUIVER, M. and BRAZIUNAS, T.F. (1987): Tree cellulose <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C isotope ratios and climatic change. - *Nature*, 328, 58-60.
- TARASOV P.E.; HARRISON, S.P. (1998): Lake status records from the former Soviet Union and Mongolia: a continental-scale synthesis. *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research* 25, S.115-130 (in prep.)
- THELAUS, M. (1992): Some characteristics of the mire development in Hongyuan County, eastern Tibetan Plateau. - *Proc. 9th Int. Peat Congr.*, Bd.1, S.334-351, Uppsala.
- THUN, T.; VORREN, K.-D. (1996): Short dendroseries from northern Norway reflect oceanic and subcontinental climates. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.20, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York; S.119-126.
- ZETTERBERG, P.; ERONEN, M.; LINDHOLM, M. (1996): The mid-Holocene climatic change around 3800 B.C.: tree-ring evidence from northern Fennoscandia. - *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, Bd.20; S.127-134.
- ZIMMERMANN, B.; SCHLESER, G.H.; BRÄUNING, A. (1997): Preliminary results of a Tibetan stable C-isotope chronology dating from 1200 to 1994. - *Isotopes Environ. Health Stud.*, Vol.33, S.157-165.



## El Niño/Southern Oscillation Mojib Latif

Die stärkste natürliche Klimaschwankung auf Zeitskalen von einigen Monaten bis zu mehreren Jahren ist das El Niño/Southern Oscillation-Phänomen (ENSO). Obwohl ENSO seinen Ursprung im tropischen Pazifik hat, beeinflusst es nicht nur das tropische Klima, sondern auch das Weltklima. Außerdem besitzt ENSO weitreichende Auswirkungen auf die tropischen Ökosysteme und auf die Volkswirtschaft verschiedener Staaten, vor allem in den Tropen. ENSO ist daher nicht nur von besonderem wissenschaftlichen, sondern auch von großem öffentlichen Interesse.

Mit El Niño bezeichnet man eine großskalige Erwärmung der Deckschicht des gesamten tropischen Pazifiks, die im Mittel etwa alle vier Jahre auftritt. Abb. 1a (nach Rasmusson und Carpenter 1982) zeigt ein für El Niño typisches Erwärmungsmuster mit stärksten Temperaturerhöhungen im äquatorialen Ostpazifik. Die Southern Oscillation kann man als eine Art Luftdruckschaukel verstehen, wobei die Bodendruckvariationen in der westlichen und in der östlichen Hemisphäre einander entgegengesetzt sind. Die Abb. 1b (nach Walker 1923 und Berlage 1957) verdeutlicht diesen Sachverhalt. Dargestellt ist die Korrelation der jährlichen Druckanomalien in Djakarta (Indonesien) mit denen auf der gesamten Erde. Signifikante Korrelationen existieren nicht nur in der Nähe der Referenzstation, sondern auch weit entfernt von ihr, was den globalen Charakter der Southern Oscillation verdeutlicht.

Bjerknes (1969) war es, der als erster die enge Verbindung zwischen El Niño und Southern Oscillation erkannte und ENSO als Resultat von Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre erklärte. Die Abb. 1c (nach Rasmusson 1984) zeigt dies anhand von zwei einfachen Indizes: der Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im Ostpazifik und dem sogenannten Southern Oscillation Index (SOI), der die Druckdifferenz zwischen den beiden Zentren der Southern Oscillation mißt. Die beiden Zeitreihen variieren außer Phase. Beispielsweise fallen positive Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (El Niño Phasen) mit negativen Anomalien im SOI zusammen. Da der SOI ein Maß für die Stärke der Passatwinde über dem Pazifik ist, gehen also El Niño Ereignisse mit reduzierten Passatwinden einher. Bjerknes erkannte dies und führte die Variationen in der Meeresoberflächentemperatur auf windinduzierte Veränderungen in der Ozeandynamik zurück. Variationen im Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre hingegen wirken dämpfend auf die Meeresoberflächentemperaturanomalien.

Abb. 1c macht auch den oszillatorischen Charakter von ENSO deutlich. Neben den als El Niño bezeichneten Warmphasen treten ebenso häufig Kaltphasen auf, die als La Niña bezeichnet werden. Dies legt die Vermutung nahe, daß ENSO auf einem Zyklus basiert. Schopf und Suarez (1988) formulierten einen derartigen Zyklus, basierend auf der Wanderung von äquatorialen Wellen. Danach werden während ENSO-Extremen (El Niño, La Niña) sog. Rossby-Wellen im Westpazifik ausgelöst, die westwärts wandern, am Westrand in sog. Kelvin-Wellen reflektiert werden, die mit einer gewissen Zeitverzögerung den äquatorialen Ostpazifik erreichen und dort die Meeresoberflächentemperatur derart verändern, daß die anfängliche Anomalie geschwächt und schließlich im Vorzeichen umgekehrt wird. Instabile Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre führen dann zu einem Anwachsen dieses Signals.

Dieser von Schopf und Suarez vorgeschlagene einfache Oszillator stellt sicherlich eine grobe Vereinfachung der tatsächlichen Verhältnisse dar, er beschreibt allerdings die fundamentale

ENSO-Dynamik. Außerdem wird durch dieses Prototypmodell auch ersichtlich, daß ENSO bis zu einem bestimmten Grad vorhersagbar ist, was von enormer praktischer Bedeutung ist (Latif et al. 1994).

Einer der wichtigsten Parameter, die Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im Ostpazifik, ist etwa ein Jahr im voraus mit zufriedenstellender Genauigkeit vorhersagbar. Inzwischen werden ENSO Vorhersagen routinemäßig an verschiedenen Instituten durchgeführt und von Regierungen verwendet, um beispielsweise Entscheidungen für den Anbau landwirtschaftlicher Produkte zu treffen.

#### Literaturverzeichnis:

Berlage, P., 1957: Fluctuations in the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value. K. Ned. Meteor. Inst. Meded. Verh. 69.

Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon. Weather Rev. 97, S. 163-172.

Latif et al., 1994: A review of ENSO prediction studies. Climate Dynamics, 1994.

Rasmusson, E. M., 1984: The ocean-atmosphere connection. Oceanus 27, S. 5-13.

Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. Mon. Weather Rev. 10, S. 354-384.

Schopf, P. S., and M. J. Suarez, 1988: Variations in a coupled ocean-atmosphere model. J. Atmos. Sci. 45, S. 549-566.

Walker, G. F., 1923: Correlations in seasonal variations of weather. Mem. Indian Meteorol. Dep. 24, S. 75-131.

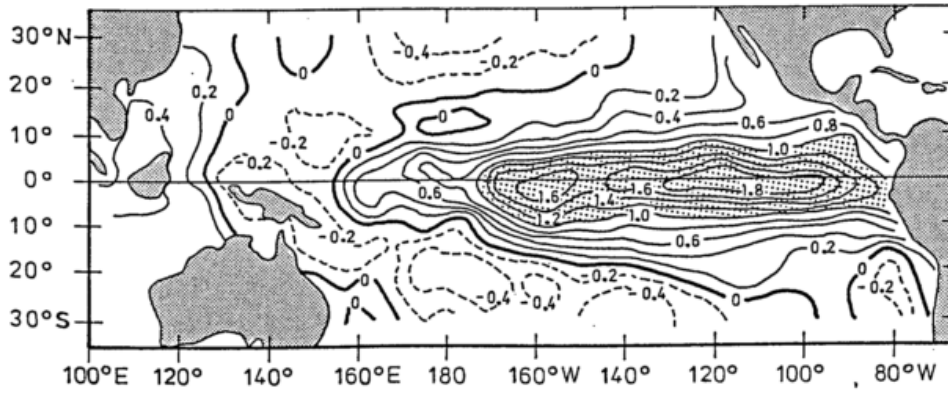


Abb. 1a) Charakteristisches Erwärmungsmuster während eines El Niño Ereignisses. Einheit: Grad C.

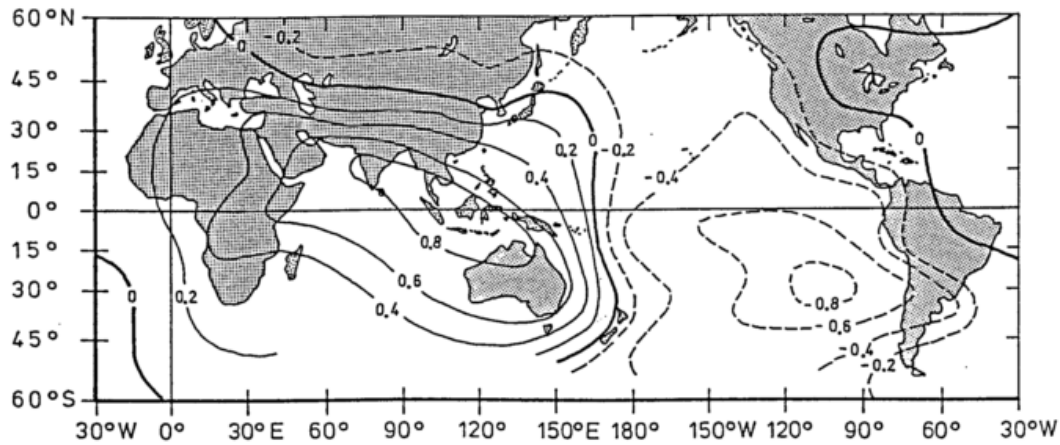


Abb. 1b) Korrelationen jährlicher Bodendruckanomalien mit denen in Djakarta (Indonesien).

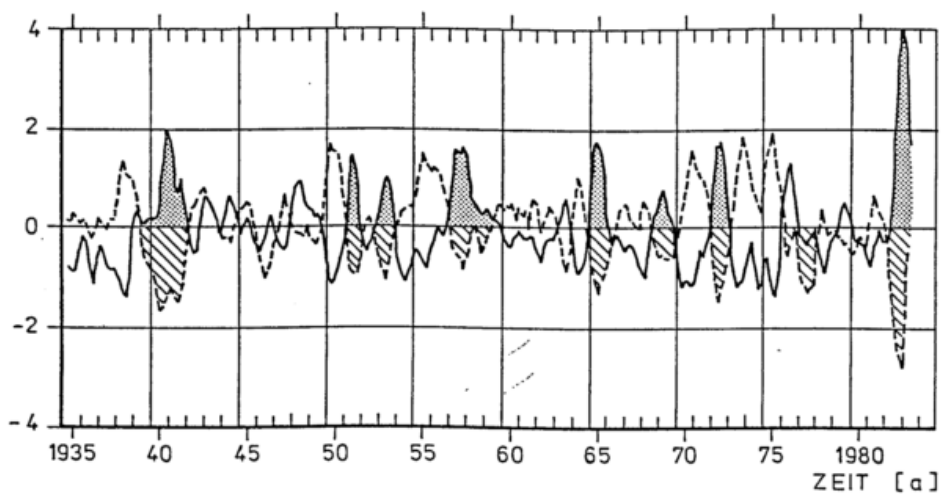


Abb. 1c) Zeitreihen der Anomalien der Meeresoberflächentemperatur und des Southern Oscillation Indexes (SOI). Die Zeitreihen wurden mit der jeweiligen langjährigen Standardabweichung normiert.



# The hydrological cycle in present and future climate

Lennart Bengtsson  
Max Planck Institute for Meteorology  
Bundesstr. 55, D-20146 Hamburg

## Abstract

The present study reports some recent modelling investigations of the hydrological cycle. Considerable progress has taken place in the reconstruction of the hydrological cycle with the help of advanced numerical models. In an area like the Baltic Sea and its catchment region it appears possible to reproduce the hydrological cycle with considerable accuracy. A global reconstruction of the hydrological cycle is also making progress and ways have been found to avoid the problems with spin-off effects in the data-assimilation. Validation issues are severe and must be addressed more vigorously including a better understanding of the three-dimensional net radiative forcing.

The natural variability of precipitation on longer time scales has been studied in relation to the water balance of the catchment area of the Caspian Sea. Preliminary studies indicate that models may be able to simulate the observed multi-decadal variability, but more experiments are needed to demonstrate any potential predictability. Present coupled models have nevertheless reached a state of sophistication where such experiments are becoming feasible.

The possible change of the hydrological cycle in a future climate is still difficult to predict. Model experiments with increased greenhouse gases only show an overall increase, in particular over land and at high latitudes, specially in winter. When the effect from aerosols is considered the answer is less clear and as is shown in this paper can even lead to an overall weakening of the hydrological cycle.

## 1. Introduction

Despite the fundamental importance of water for society, we have insufficient knowledge of the different components of the hydrological cycle; precipitation, evapo-transpiration, storage of water in lakes and aquifers and river run-off. Even more difficult is it to determine how the hydrological cycle may change in a future climate with an altered concentration of greenhouse gases, ozone and aerosols caused by anthropogenic influences. Major scientific efforts are now being devoted to increasing our knowledge in this important field. This research is being undertaken over a broad area, incorporating major observational programmes and different indirect ways to estimate the hydrological cycle with the help of advanced numerical models. In this paper we are mainly concerned with this indirect approach and we will present and discuss some recent results from calculations by numerical models.

Precipitation has a very fine, almost fractal scale, and is virtually impossible to sample from the standard synoptic stations (Bergeron, 1970). Measurements are almost exclusively confined to the populated land areas of the earth. For the ocean areas conventional precipitation data are

missing. Data from island stations exist but are usually not representative for the ocean surface due to orographic and land-sea effects, except perhaps of some small atolls and low level islands. Many efforts have been undertaken to create estimates of the climatological distribution of precipitation, in recent decades for example by Jaeger (1976) and Legates and Willmott (1990). Both these data sets have significant weaknesses and should in no way be considered as the truth. The Legates and Willmott climatology gives a global mean precipitation which is some 15% higher than the one from Jaeger, the reason being that the precipitation estimates are based on differently assumed net radiative forcing at the surface of the earth. Over ocean areas the "climatologies" are at best crude estimates.

Under the auspices of the GEWEX programme, major efforts are being undertaken to improve our empirical knowledge of precipitation and other components of the hydrological cycle. A global precipitation climatology project (GPCP) has been set up to provide improved precipitation data (Rudolf et al., 1996). These data sets are based on space ( $2.5^\circ$  lat/lon) - and time (monthly) - averaged data including high resolution in-situ observations and different satellite estimates. A compiled data set now exists for the 10-year period 1986-1996.

One of the satellite estimates is obtained from the geostationary satellites by relating the outgoing long wave radiation (OLR) from cloud top pixels, in the band  $10.5\text{-}12.5\ \mu\text{m}$  at temperatures lower than 235 K, to the intensity of convective rainfall. (Arkin and Meisner, 1987, Janowiak and Arkin, 1991). This method is rather inexact and is furthermore only applicable in the tropics. Special difficulties exist to separate tropical cirrus anvils and high ice clouds at higher latitudes.

Another satellite estimate is to make use of the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) on the polar orbiting satellites. Radiances are measured at four frequencies near 19, 22, 37 and 85 GHz, respectively. At these frequencies it is possible to detect the effect of hydrometeors on radiative transfer (Grody, 1991 and Weng and Grody, 1994). Measurements are only possible over water since land surface emissivity are rather similar to water clouds. Serious problems exist in using SSM/I data for estimating precipitation. One such limitation is sampling problems in combination with the high time variability of precipitation. Jung et al. (1998) have carried through evaluation of precipitation for the area of the Baltic Sea indicating a clear underestimation compared to calculations from high resolution numerical models. Fig. 1 shows the precipitation from August 1987 from GPCP (only in-situ observation), OLR and SSM/I. The differences between the different data sets are considerable.

Observation of evapotranspiration are virtually non-existent except at a few experimental sites and water exchange with groundwater is similarly insufficiently known. Data for river run-off have been systematically collected, in some regions for more than 100 years, and the river run-off from the larger rivers is reasonably well measured. One key aspect of the GEWEX program is de facto to use well monitored river basins and lakes as an independent way of estimating the water balance. In section three, we will present some results from the Baltex program where a combination of models and data have been used to determine the water cycle in the Baltic Sea region. Finally, the percolation of water through the ground and the movement and residence time of water underground is only poorly known.

We summarize also in Fig. 2 two different estimates of the global hydrological cycle, one by Baumgartner and Reichel (1975) and another by Chahine (1992). The figure shows separately precipitation and evaporation over land and ocean, the net transport of water vapour from the ocean to land and the return river flow. It is interesting to note that the hydrological cycle over

land consists to 2/3 of recirculated water. Accumulation of snow on glaciers is estimated according to (Bromwich, 1990). This water will in due course return to the ocean through calving of icebergs but generally on a much longer time scale.

## **2. The hydrological cycle and the energy balance of the atmosphere**

The heat balance of the atmosphere and the redistribution of solar radiation is one of the central questions for our understanding of the climate system. The solar irradiance, according to the best available measurements, amounts to  $341 \text{ Wm}^{-2}$  (1/4 of the solar constant), of which slightly more than 30% is reflected back to space due to reflections from clouds, from the surface of the earth and from back-scattering by the air and dust particles in the air (planetary albedo). Of the remaining  $240 \text{ Wm}^{-2}$ , some  $146 \text{ Wm}^{-2}$  reach the surface while the remaining part is absorbed in the atmosphere. While we can be confident in the amount of incoming and reflected solar radiation, since it can be well measured by satellite sensors, the same accuracy does not hold for the amount which reaches the surface. In fact, the amount, which is absorbed in the atmosphere according to the latest ground measurements, Ohmura and Gilgen (1993) some  $25 \text{ Wm}^{-2}$  higher than previously assumed. The possible causes to this large absorption is still being disputed and may be further revised (Ramanathan et al., 1995).

The same amount of heat,  $240 \text{ Wm}^{-2}$ , which enters the earth returns to space in the form of terrestrial radiation. However, that takes place in a somewhat complex way since the surface is cooled (and the atmosphere correspondingly heated) by both surface radiative emission and fluxes of sensible and latent heat. The atmosphere in return is radiating back to the surface (due to water vapour and other greenhouse gases) and the net surface radiation amounts to some  $45 \text{ Wm}^{-2}$ , an amount which at best is known with an accuracy of some 10%. The sensible heat flux from the surface is  $14\text{-}20 \text{ Wm}^{-2}$  and the latent heat flux is estimated to be as high as  $80\text{-}88 \text{ Wm}^{-2}$ , which is more than 1/3 of net incoming solar radiation, Fig. 3.

It follows from the global heat balance in Fig. 3 that the inaccuracies in the atmospheric absorption of short and long wave radiation, which may be as high as  $10\text{-}15 \text{ Wm}^{-2}$ , also means that the sum of the sensible and latent heat, in order to close the surface heat balance, will suffer the same inaccuracy. If this inaccuracy is distributed proportionally between sensible and latent heat it follows that the global averaged evaporation and precipitation is probably only known with an accuracy of some 15% or by 150 mm equivalent precipitation/year.

This analysis also highlights the problem of estimating precipitation by numerical modelling, since on an average the evaporation must balance the radiation imbalance at the ground. If that is wrong so will the water balance be. The relatively good agreements in the estimates of the water cycle shown in Fig. 2 are simply due to the fact that the assumed net radiative forcing used in the two studies apparently were rather similar.

## **3. Model reconstruction of the hydrological cycle**

From the discussion in the previous section, it is clear that over a suitable period of time the amount of precipitation must balance that of evaporation from the surface, and hence, from the numbers in Fig. 3, the annual global precipitation should be equal to about 1000 mm/year. Now for a limited area and for a limited time we must know the net transport of moisture through the boundaries as well as the net exchange of water with the ground. However, due to the difficulties to estimate the divergent wind component from wind observations, this direct approach can only be considered in areas with accurate and homogenous radiosondes. It is particularly diffi-

cult in regions with strong transient quasi-geostrophic flow, where the divergent part of the wind is significantly smaller than the rotational part of the wind and where furthermore the divergent wind undergoes rapid changes in time and space. The approach in recent studies has instead been to rely on advanced atmospheric models where the divergent wind is calculated from the model equations as constrained by available observations. For a recent discussion of this approach reference is made to Trenberth (1997). The numerical prediction models are now using more advanced methods for flux calculations than present bulk formulas used in empirical studies, so one could not really use the simple empirical expressions to seriously question the model calculations.

High resolution modelling under the BALTEX programme has quite successfully predicted precipitation in the catchment area of the Baltic Sea as validated against high density precipitation measurements, but with a tendency to a slight overprediction (Bengtsson et al., 1998). In these modelling experiments limited high resolution models have been successively updated at the boundaries by analyzed data sets from meteorological services. Table 1 shows predicted and measured results for the period August-October 1995 calculated by the German REMO model (Jacob and Podzun, 1997).

Total monthly mean precipitation		
<i>mm/month</i>	modeled	measured
August 95	56.2	56.7
September 95	88.4	75.5
October 95	48.0	40.6

Table 1: Predicted and measured precipitation for September 1995 for the Baltic Sea drainage area. The very high resolution precipitation data have been collected under the auspices of the BALTEX programme. The predicted precipitation has been obtained by the REMO model (Jacob et al., 1997) at  $1/6^\circ$  resolution. The REMO model has been forced at the boundaries by analysed data (every 6 hours) from the German meteorological service. The attached table gives the results for each month August-October 1995.

A remaining issue, not yet satisfactorily solved, is the so called spin-up effect. The numerical models are usually initialized through a data-assimilation procedure whereby an estimate (first guess) of the actual initial state is provided by a short range prediction from a previous initial state some 6 to 12 hours earlier. The first guess is then being modified by the new observations and the analysis increment is added to the first guess. This new state is not any longer in balance with the model equations because of the observed increment. The imbalance will be dissipated away as gravity waves after some time ranging from hours to several days, but in the meantime the model contains noise which significantly can disturb the three-dimensional divergence and associated fluxes. The new initial state must therefore be initialized in order at least to assure a balance between the wind- and the massfield. The balance with respect to physical processes cannot be achieved as easily and therefore available numerical weather prediction schemes suffer from being improperly adjusted. This create difficulties to properly balance energy- and moisture fluxes. To minimize the "spin-up" problem one can calculate the energy- and water balance from the ensemble of first guess estimates, mostly consisting of 6-hrs forecast fields. This is generally too short to efficiently eliminate non-meteorological features, and as can be

seen from different studies (Bengtsson, 1995 and Jeuken et al., 1996) it takes several days to reduce the noise and achieve an acceptable balance. In the re-analyses, recently carried out at ECMWF (Gibson et al., 1997), ensembles of 6- and 24-hrs forecasts have been made available. As can be seen from Fig. 4, showing the global hydrological cycle in the same way as Fig. 2, the errors in the water balance are as large as the total continental run-off, making these data sets less useful for studies of the water cycle. Over limited areas there are even an overall negative water balance over some major river basins.

However, when the models are integrated further in time an energy- and water balance is gradually achieved. The disadvantage is then that systematic model errors start to accumulate, thus gradually changing the hydrological cycle. Furthermore forecasts ensembles with a length of several days are normally not available. In order to combine the balance of physical processes of the climate model with an observed sequence of observable atmospheric states and hence be able to better undertake model validation, we have carried through an experiment of successive adjustment or "nudging" towards a sequence of large scale analyses of vorticity, divergence, temperature and surface pressure (Krishnamurti et al., 1991, Jeuken et al., 1996).

By doing so, we can gradually adjust the climate model towards the observed state of the real atmosphere, while still maintaining the full dynamical and physical interactions of the climate model to generate its own internally consistent evolution of physical processes. The overall principle is outlined in Fig. 5. The adjustment is being done by means of a forcing term for the large scale motion only, which is added to the actual equations. The timescale for the adjustment term is of the same order as the timescale for geostrophic adjustment. The largest weights in the adjustment is put on the surface pressure and relative vorticity with smaller weights on temperature and the divergent part of the wind. The moisture field is *not* used at all and no data is used in the surface boundary layer. The principal idea behind the design of the experiments was to maintain enough freedom for the climate model to develop internally consistent fluxes while only being constrained by the large scale atmospheric flow. The design of the numerical experiment is outlined in Fig. 6.

The analyzed fields for every 6 hours from the operational ECMWF data base (T213, 31 levels, envelope orography) was first interpolated to the resolution of the ECHAM model (T106, 19 levels, mean orography) for the period January - March 1993. A simulation with the ECHAM model was then carried out using the SST data for same period but gradually adjusting the climate model to the interpolated analyzed fields from the ECMWF model as indicated in Fig. 6.

Fig. 7 shows the sea level pressure and model-simulated clouds for a sequence (every 6 hrs.) of adjusted ECHAM fields for 25 March 1993. The sea level pressure data are practically identical to the original data from ECMWF for this resolution (not shown). The model-generated clouds are synoptically realistic and agree quite well with observed cloud patterns. The result shows that the moisture field, both as water vapour and cloud liquid water, can be generated from the three-dimensional atmospheric circulation given realistic boundary conditions for land and sea. Fig. 8 shows the globally averaged water balance for the year 1993. In this case the experiment was analogue to the one above but instead we used a model run at T42 resolution in order to better compare with the climate simulation. As can see from the figure the nudging approach can provide an overall satisfactory global water balance. A similar good balance is obtainable for atmospheric energy, which is also out of balance in the numerical analyses including the ECMWF re-analyses (Stendel and Arpe, 1997).

There are some fundamentally important conclusions to draw from this experiment. The first is that the hydrological cycle is more or less fully controlled by atmospheric dynamics. Areas of convergence and divergence determine where precipitation will occur, and surface wind, temperature and vertical lapse rate determine the intensity of evaporation. Over land the key issue is to determine the potential evapo-transpiration, that is to know the amount of soil moisture and the efficiency of vegetation in releasing water vapour.

A series of numerical studies presently being undertaken within the BALTEX numerical experimentation programme have highlighted the importance of initializing soil moisture. In the catchment area of the Baltic Sea, the spin-up time of soil moisture is of the order of one to a few months. Storage of water in the ground needs to be determined more accurately for the prediction of river run-off. Another important finding, which I believe could be generalized, is that models with prescribed SST in the Baltic Sea generally tend to overpredict evaporation due to the lack of SST adjustment to atmospheric temperature. This temperature adjustment can be quite rapid in situations with strong winds and strongly stratified ocean basins. Coupled ocean/atmosphere models (Hagedorn, 1998) are certainly required to handle air-sea interaction processes in a satisfactory way.

#### **4. Possible changes in the water cycle**

Precipitation in the Sahel region has undergone large scale changes, from dry conditions in the early part of this century to wetter conditions in the 1950s and thereafter becoming dryer again. Superimposed on this multi-decadal fluctuations are shorter variations of a few years' duration.

I will here report of another such low-frequency phenomenon which has received considerable interest in recent years, namely the variation of the water level of the Caspian Sea. The Caspian Sea is the biggest lake on earth and covers an area of some 0.37 milj. km<sup>2</sup>. The total drainage area is 3.1 milj. km<sup>2</sup>, with 86% of the run-off coming from Volga and the Ural river. The Caspian Sea has no run-off so the inflow of water from rivers and precipitation over the lake must be balanced by evaporation. During the period 1933-1977 the water level fell with 2.9 m, and the size of the lake shrank by some 6%, having disastrous economic and environmental consequences in the area (Rodionov, 1994). It was thought by many that the drying out of the lake had anthropogenic causes, but after 1977 the water level started to rise and had by the end of 1996 more or less recovered the water losses from the previous period, (Golitsyn, 1995). However, the economical and environmental consequences were equally severe.

Studies have now demonstrated that the variation in the water level is strongly correlated with the Volga river run-off. The Volga drainage basin is specifically exposed to precipitation patterns associated with typical decadal to multi-decadal fluctuations in the general circulation. Northerly cyclone tracks generate higher than normal precipitation in the Volga drainage basin, while southerly cyclone tracks favour dryer conditions. The interesting scientific questions are now whether climate models are able to simulate the typical low-frequency variations in the storm tracks and the associated variations in precipitation, river run-off and fluctuations in the lake water level, and additionally to answer the question what the main reason is for these changes. The final and most important question, namely whether the water level can be predicted, must await a satisfactory outcome of the first two questions.

The Max Planck Institute for Meteorology in Hamburg has in cooperation with scientists from the Russian republic and Kazakhstan been trying to answer these questions (Arpe et al., 1998). In the experiments carried out, the global sea surface temperatures from the beginning of this

century were prescribed and used to drive an atmospheric model through the whole of this century. The result can be seen in Fig. 9 which shows the predicted and observed river run-off into the Caspian Sea from Volga. The units are given in cm/year of the average water level, where one cm is equivalent to  $3.7 \text{ km}^3/\text{year}$ . It appears that the large scale variations in the river run-off is reasonably well reproduced by the model. In another experiment we modified the tropical sea surface temperatures by removing all interannual variations. At middle and high latitudes the temperatures were unchanged. In this case we were not able to reproduce the observed evolution, which suggests that tropical sea surface temperature may be responsible for the observed variations. Needless to say, more experiments are required to clarify this, but it appears that the findings make physical sense, since the tropical forcing of the atmosphere is much more steady and robust than the forcing from the oceans at higher latitudes. It may also be that the result is fortuitous and is due to stochastic forcing of individual meteorological events giving rise to the observed low frequency response. However, other experiments presently being carried out suggest a genuine predictability. Future investigations will certainly clarify this better.

### 5. The water cycle in a future climate

We will restrict the discussion in this section to a preliminary analysis of a series of climate change experiments recently completed at the Max Planck Institute in Hamburg (Roeckner et al., 1998). The experiments consider the effects of greenhouse gases, sulfate aerosols and tropospheric ozone, Table 2. The experiments have been carried out with a coupled atmosphere-ocean model (Roeckner et al., 1996) which have been integrated from 1860 until 2050 using observed greenhouse gases until 1990 and thereafter an assumed increase according to established scenarios by IPCC (IS92a with recent updates for CFCs).

Name	Forcing due to changing atmospheric concentrations of ...	Years
<b>GHG</b>	CO <sub>2</sub> and other well mixed greenhouse gases	1860 - 2100
<b>GSD</b>	GHG plus sulfate aerosols (direct effect only)	1860 - 2050
<b>GSDIO</b>	GHG plus sulfate aerosols (direct and indirect effect) plus tropospheric ozone	1860 - 2050
<b>CTL</b>	Unforced control experiment	300

Table 2: List of experiments.

In GHG the concentration of the following greenhouse gases is prescribed as a function of time: CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O and a large number of individual industrial gases including CFCs, hydrochlorofluorocarbon, hydrofluorocarbons, carbon tetrachloride and methylchloroform. Each gas has been treated separately.

In GSD, the greenhouse gases are treated as in GHG, but with the added effect of anthropogenic emission of sulfur in the troposphere. Global emission from fossil fuel burning and from other industrial emissions increases from approximately 10 million ton sulfur (MtS) in 1900 to about 75 MtS in 1995, growing further according to IS92a to 150 MtS in 2050. In the experiment GSD

we have incorporated a rather comprehensive treatment of the sulfur cycle, including conversion from SO<sub>2</sub> to SO<sub>4</sub>, atmospheric 3D-transport and wet and dry deposition of sulfate. In the experiment GSD, only the direct effect of scattering in clear air is included.

The GSDIO experiment differs from GSD in two respects. Firstly, we have incorporated the indirect aerosol effect on cloud albedo and secondly we have allowed the tropospheric ozone distribution to change as a result of the prescribed anthropogenic emission of precursor gases.

The global temperature increases in all three experiments as can be seen from Fig. 10, with a marked warming becoming noticeable from the 1980s onward. The observed surface temperature is indicated as a comparison. The largest warming is obtained in the GHG experiment and the smallest in the GSDIO. Comparison with equilibrium calculations with an ocean mixed layer model, Table 3, suggests that the transient integrations in a global average have a similar response to the forcing from greenhouse gases, tropospheric ozone and aerosols as in the equilibrium integrations, except the time delay of some 40 years caused by the thermal inertia of the ocean. The temperature increase is largest at high latitudes but as can be seen from Fig. 11, this is also where the compensating cooling from the aerosol-effect is largest.

Exp. No.	Historical forcing experiments (1860 - -> 1990)	Radiative Forcing [Wm <sup>-2</sup> ]	Temp. Response [°C]	Climate Sensitivity [°C/Wm <sup>-2</sup> ]
1	Well mixed greenhouse gases (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFC's) * IPCC value from 1750 to 1994	2.12 (2.45)*	1.82	0.86
2	Tropospheric ozone	0.37 (0.2 to 0.6)	0.34	0.91
3	Direct sulfate aerosol	- 0.34 (-0.2 to -0.8)	- 0.24	0.71
4	Indirect sulfate aerosol	- 0.89 (0 to -1.5)	- 0.78	0.87
5	Effects (1 to 4) included	1.26	1.13	0.90

Table 3: Global annual mean radiative forcing at the top of the tropopause and equilibrium response in global annual mean surface air temperature

What is then the change of the hydrological cycle in a future climate? Based on some general reasoning (Ramanathan, 1998), if there is no change in the solar absorption but only an increase in the net downward radiation (because of the greenhouse gases), the response will be increased surface fluxes of latent and sensible heat. The warmer surface (dominated by the oceans) will evaporate more moisture which in turn will increase the global precipitation. The increased atmospheric temperature at the same time, according to Clausius-Clapeyron's equation, will be able to hold more moisture. In fact, most numerical calculations suggest that the relative humidity is almost conserved, since the dynamical processes which regulate the mixing of water va-

pour in the atmosphere hardly change at all. Approximately, therefore, one degree warming of the atmosphere will increase moisture by some 6%. Water vapour is therefore probably the strongest feedback factor in the atmosphere, roughly leading to a doubling of the original forcing from the anthropogenic greenhouse gases.

However, a more detailed calculation suggest that the increased moisture in the atmosphere must also effect the solar forcing due to enhanced scattering as well as absorption of solar radiation in the atmosphere. Table 4 summarizes the surface heat balance for the three experiments: GHG, GSD and GSDIO compared with the control experiment at the time of the anticipated doubling of the anthropogenic greenhouse gases in the 2040s. The latent heat flux increases compared to the control for GHG and GSD but diminishes for GSDIO. The reason is enhanced atmospheric absorption of solar radiation combined with a negative short wave cloud forcing. There is in fact in the GSDIO experiment a negative surface heat flux, so the warming at the surface (+1.41°C) is partly due to the reduced surface cooling by the smaller latent heat flux!

Surface fluxes	CTL [W/m <sup>2</sup> ]	GHG-CTL [W/m <sup>2</sup> ]	GSD-CTL [W/m <sup>2</sup> ]	GSDIO-CTL [W/m <sup>2</sup> ]
Sensible heat	- 11.9	+ 0.65	+ 0.82	+ 0.78
Latent heat	- 81.9	- 1.30	- 0.35	+ 0.47
Shortwave radiation	+ 148.8	- 3.29	- 4.19	- 5.33
Longwave radiation	- 52.7	+ 5.35	+ 4.98	+ 5.09
Surface air temperature [°C]	14.69	+ 2.34	+ 1.82	+ 1.41
Precipitation (P) or evaporation (E)	2.82 [mm/d]	+ 1.5 [% of CTL]	+ 0.4 [% of CTL]	- 0.6 [% of CTL]
P (continents)	2.13 [mm/d]	+ 7.5 [% of CTL]	+ 5.0 [% of CTL]	+ 2.5 [% of CTL]
E-P (oceans)	0.30 [mm/d]	+ 14.1 [% of CTL]	+ 11.1 [% of CTL]	+ 5.4 [% of CTL]

Table 4: Change of global annual mean surface heat fluxes and other climate variables in scenario experiments (decade 2040 to 2050) minus control experiment CTL (150-y mean). Sign convention: downward fluxes positive, upward fluxes negative.

The hydrological cycle is enhanced over land in all experiments, most so in the GHG. Precipitation is everywhere reduced over oceans, most so in GSDIO when also evaporation is weakened. The general difference between land and ocean is presumably due to an enhanced monsoon effect caused by the relatively larger warming over land areas. Snow accumulation increases for all experiments due to higher temperatures over Antarctica and Greenland. The increased accumulation is largest for GSD but goes down again for GSDIO due to the reduced hydrological cycle.

The regional change in the hydrological cycle is difficult to estimate due to internal chaotic processes of different time scales. Fig. 12 shows the same as Fig. 11 but for precipitation. The pre-

precipitation in the ITCZ increases in all experiments and most so in experiment GHG. There is also an increase of precipitation in the storm tracks and in the Arctic during winter but again most pronounced in the GHG experiment. In the tropics outside the equatorial zone there is a general reduction in precipitation, indicating a tendency to an enhancement of the meridional circulation (and stronger subsidence outside the ITCZ) associated with a stronger Hadley circulation.

## 6. Concluding remarks

We have given here a broad account of recent studies of the hydrological cycle mostly undertaken at the Max Planck Institute for Meteorology in Hamburg. It is found that high resolution numerical models are increasingly improving the capability to simulate precipitation at least at middle and high latitudes and where we have the capability to verify the result. The GEWEX subprograms will here play an important role. It seems that in an area like the Baltic Sea and its catchment region we should be able to reproduce the hydrological cycle with considerable accuracy. For an accurate reproduction of global precipitation we are very much hampered by not knowing the global radiation balance at the ground accurately enough. So far we probably only know this with an accuracy of some  $10\text{-}15\text{ Wm}^{-2}$ , equivalent to some 150 mm/year in evaporation and precipitation.

Climate models have already demonstrated an excellent ability to reproduce precipitation anomalies in relation to the ENSO phenomenon. Recent studies of decadal variations in precipitation as for example observed in the catchment area of the Caspian Sea are promising but more experiments are needed to demonstrate any potential predictability. Present coupled models, though have reached a state of sophistication where such experiments are becoming feasible.

Whether the hydrological cycle will change in a future climate and how much it will change is still difficult to know. Model experiments with increased greenhouse gases only show an overall increase, in particular over land and at high latitudes specially in winter. When the effect from aerosols is considered the answer is less clear, and as has been shown in the experiment we have reported here, there may even be a reduction in the hydrological cycle. More experimentation with different models and by means of ensemble prediction is certainly required to obtain a better understanding of this important problem.

## Acknowledgment

I have here drawn on results from experiments carried out at the Max Planck Institute for Meteorology. I am particularly grateful to K. Arpe, S. Bauer, D. Jacob, E. Roeckner and M. Stendel. Many of the results shown here are from studies undertaken by them. I also wish to acknowledge the technical assistance by M. Esch, K Müller, K. Niedl and N. Noreiks.

## References

- Arkin, P.A. and B.M. Meisner, 1987: The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 51-74.
- Arpe, K., L. Bengtsson, A. Eliseev, G. Golitsyn, V. Meleshko, A. Mescherskaya, I. Mokhov, V. Semenov and P. Sporyshev, 1998: Water cycle variability in the Caspian Sea basin. Observations and model results (In preparation).

- Baumgartner, A. and E. Reichel, 1975: The world water balance. Elsevier, New York.
- Bengtsson, L., 1995: On the simulation and validation of the hydrological cycle in the climate system. Modern Dynamical Meteorology, Proceedings from a Symposium in Honour of Aksel Wiin-Nielsen, Ed. P. Ditlevsen (ECMWF press), 49-68.
- Bengtsson, L., S. Bergström, G. Elgered, D. Eppel, C. Fortelius, B. Hansen-Sass, D. Jacob, M. Hantel, A. Lehmann, E. Ruprecht and R. Smith, 1997: Progress report for NEWBAL-TIC (Contract No. ENV4-CT95-0072). Hamburg, April 1997, pp. 93.
- Bergeron, T., 1970: Mesometeorological studies of precipitation, IV. Orographic and Convective Rainfall Patterns. Report No. 20, Department of Meteorology, Uppsala, Sweden.
- Bromwich, D.H., 1990: Estimates of Antarctica precipitation. *Nature*, **343**, 627-629.
- Chahine, M., 1992: The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature* **359**, 373-380.
- Gibson, J.K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura and E. Serrano, 1997: ECMWF Re-analysis Project Report Series: 1. ERA description. Available from ECMWF, 71pp.
- Golitsyn, G.S., 1995: The Caspian Sea level as a problem of diagnosis and prognosis of the regional climate change. *Izvestiya, Atm. and Ocean. Phys.*, **31**, No. 3.
- Grody, N.C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I). *J. Geophys. Res.*, **96**, 7423-7435.
- Hagedorn, R., 1998: personal communication.
- Jacob, D. and R. Podzun, 1997: Sensitivity Studies with the Regional Climate Model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics* **63**, 119-129.
- Jaeger, L., 1976: Monatskarten des Niederschlags für die ganze Erde. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Nr. **139 (18)**, Offenbach a.M., 38 pp.
- Janowiak, J.E. and P.A. Arkin, 1991: Rainfall variations in the Tropics during 1986-1989, as estimated from observations of cloud-top temperatures. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3359-3373.
- Jeuken, A.B.M., P.C. Siegmund, L.C. Heijboer, J. Feichter and L. Bengtsson, 1996: On the potential of assimilating meteorological analyses in a global climate model for the purpose of model validation. *J. Geophys. Res.*, **101**, 16939-16950.
- Jung, T., E. Ruprecht and F. Wagner, 1998: Determination of cloud liquid water path over the oceans from SSM/I data using neural networks. *J. of Appl. Met.* In press.
- Krishnamurti, T.N., J. Xue, H.S. Bedi, K. Ingles, D. Oosterhof, 1991: Physical initialization for numerical weather prediction over the Tropics. *Tellus*, **43AB**, 53-81.
- Legates, D.R. and C.J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected global precipitation. *J. Clim.*, **10**, 111-127.
- Ohmura, A. and H. Gilgen, 1993: Re-evaluation of the global energy balance. *Geophys. Monogr.* **75**, IUGG 15, 93-110.

- Ramanathan, V., B. Subasilar, G.J. Zhang, W. Conant, R.D. Cess, J.T. Kiehl, H. Graßl and L. Shi, 1995: Warm pool heat budget and shortwave cloud forcing: A missing physics? *Science* **267**, 499-503.
- Ramanathan, V., 1998: Trace gas greenhouse effect and global warming. Underlying principles and outstanding issues. Submitted for publication in *Ambio*.
- Rodionov, S.N., 1994: Global and regional climate interaction: the Caspian Sea experience. *Water Science and Technology Library*, **11**, Kluwer Academic Publishers, 241 pp.
- Roeckner, E., J.M. Oberhuber, A. Bacher, M. Christoph and I. Kirchner, 1996: ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Climate Dyn.*, **12**, 737-754.
- Roeckner, E. et al., 1998: Climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. In preparation.
- Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rüth and U. Schneider, 1996: Comparison of raingauge analyses, satellite-based precipitation estimates and forecast model results. *Adv. Spac Res.*, **7**, 53-62.
- Stendel, M. and K. Arpe, 1997: Evaluation of the hydrological cycle in reanalyses and observations. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Report No. 228, 52 pp.
- Trenberth, K., 1997: Using atmospheric budgets as a constraint on surface fluxes. *J. of Clim.*, **10**, 2796-2809.
- Weng, F. and N.C. Grody, 1994: Retrieval of cloud liquid water using the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I). *J. Geophys. Res.*, **99**, 25535-25551.

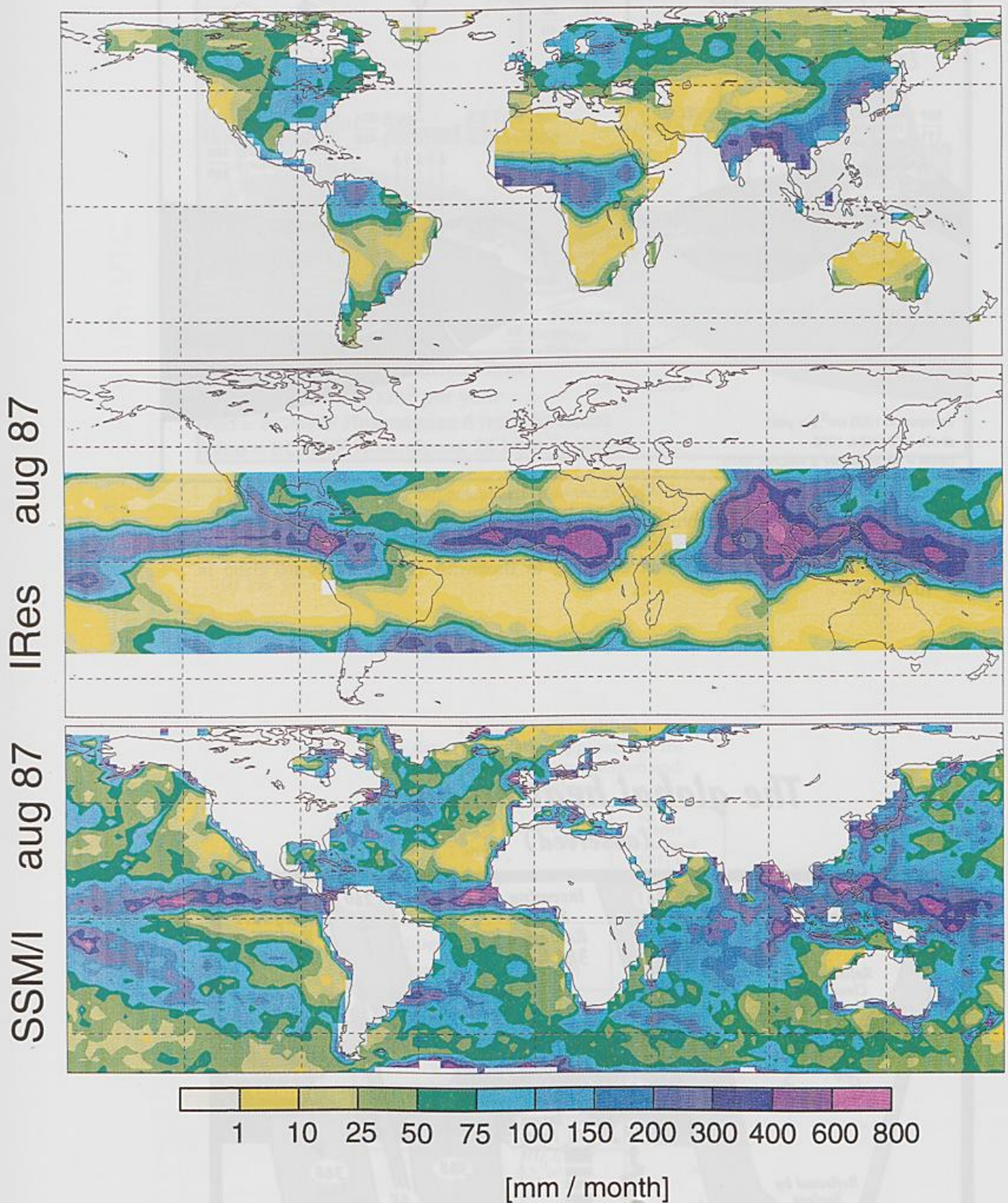


Fig. 1: Three different precipitation estimates for August 1987. Top figure shows measurements from land surface stations, middle figure estimate based on outgoing long wave radiation and the lower figure estimate based on SSM/I data. Although the different estimates are partly confined to different regions the differences are apparent. For further comments see text.

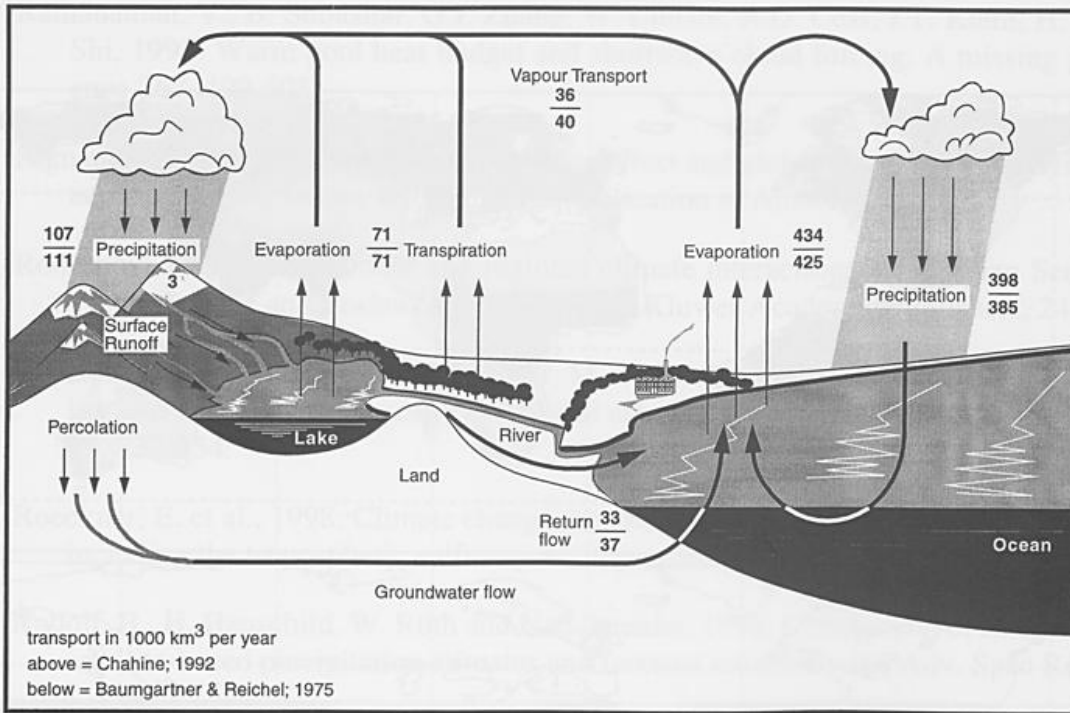


Fig. 2: Global annual mean hydrological cycle for the marine and continental hemispheres, respectively. Upper figure shows estimate from Chahine (1992) and lower figure from Baumgartner and Reichel (1975). Snow fall according to Bromwich (1990). Units are given in  $10^3 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ .

## The global heat balance (observed)

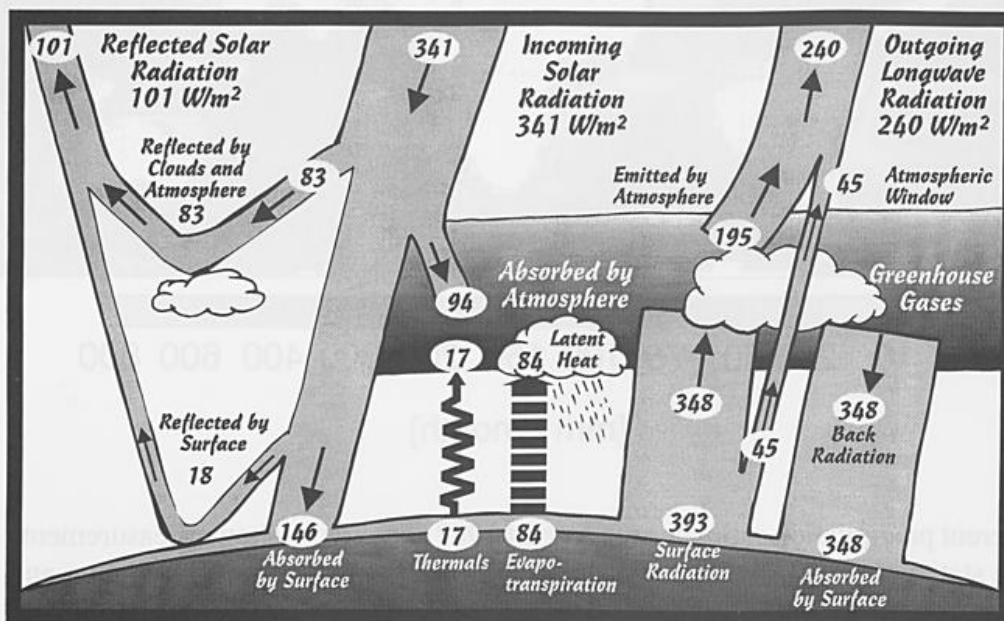


Fig. 3: The global heat balance of the atmosphere, annually averaged. The actual values are compiled from different sources. For further information, see text. Units are in  $\text{Wm}^{-2}$ .

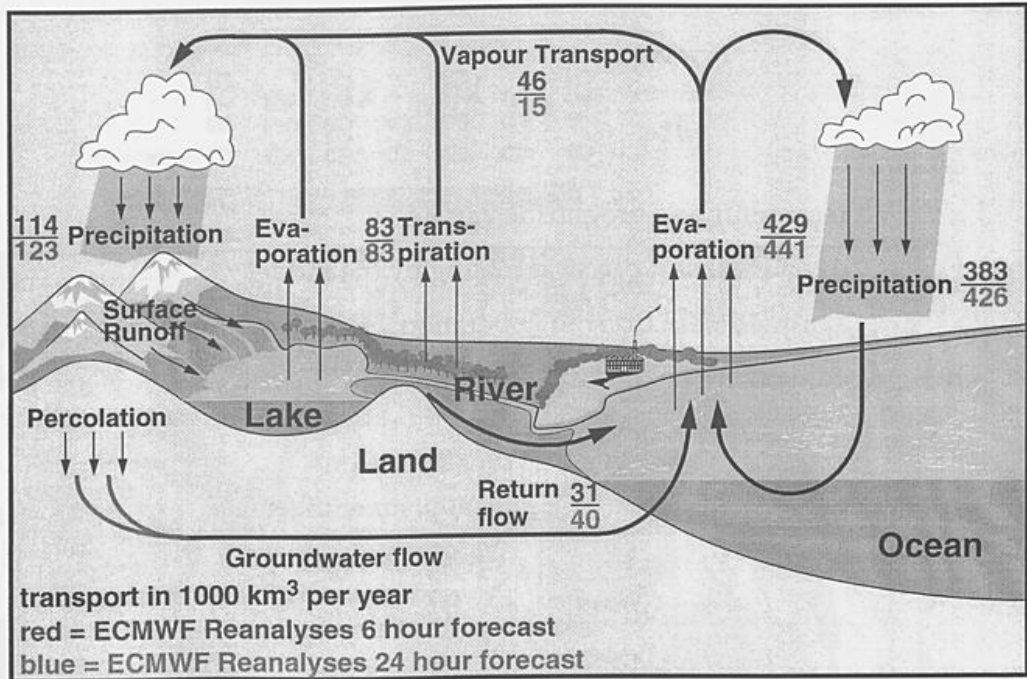


Fig.4: The same as Fig.2 but calculated from the ECMWF re-analysis data, 1979-1993. Upper figures show data calculated from the ensemble of all 6 hour forecasts (first guess) and the lower figure data calculated from an ensemble of 24 hour forecasts. Note the imbalance as well as the "spin-up" or "spin-down" of the hydrological cycle between 6 and 24 hours. Units in  $10^3 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ .

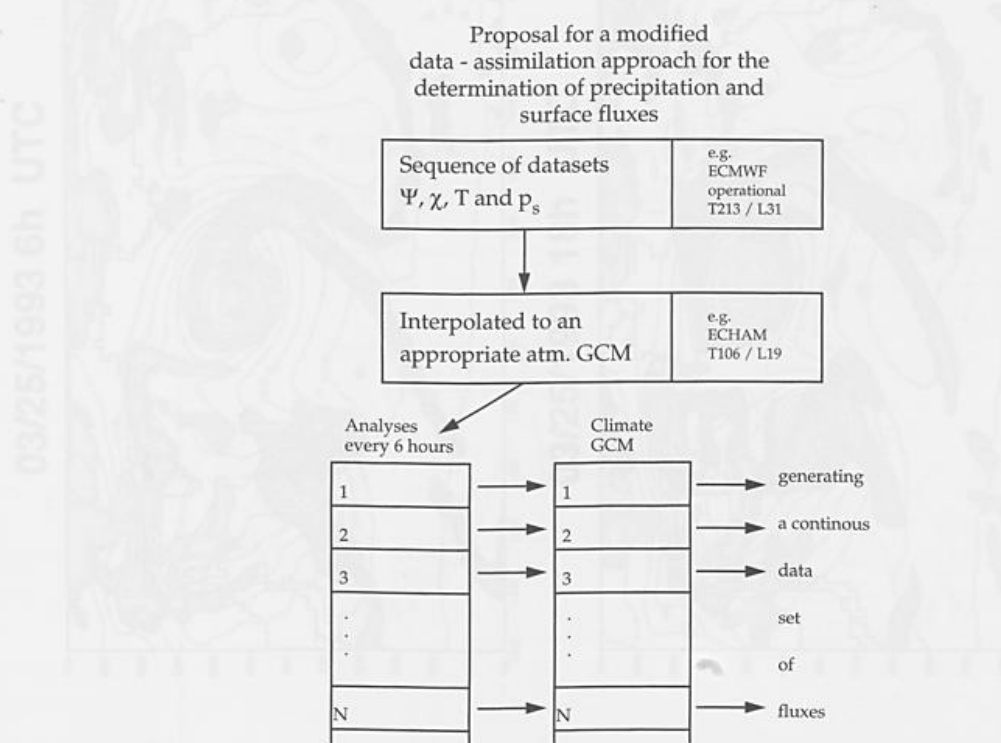


Fig. 5: The diagram shows a modified data-assimilation approach for the determination of precipitation and surface fluxes. The three-dimensional fields of vorticity, divergence and temperature in addition to surface pressure are interpolated to an appropriate GCM at every 6 hours. This new data-set is then used for gradually adjusting the state of the GCM to a sequence of analysed data sets. The actual example shows an interpolation from the ECMWF operational analyses 1993 to the ECHAM GCM at T106 resolution.

$$\frac{\partial x}{\partial t} = F_m + k(x_a - x)$$

- x represents any prognostic variable  
 F<sub>m</sub> dynamical and physical forcing by the model  
 x<sub>a</sub> analysed field from an "operational data-ass. model"  
 k adjustment factor (nudging term)

parameter	adjustment factor		
	N≤42	42<N≤72	N>72
ψ	1 · 10 <sup>-4</sup>	linear reduction	0
χ	0.5 · 10 <sup>-4</sup>	" "	0
T	1 · 10 <sup>-5</sup>	" "	0
P <sub>s</sub>	1 · 10 <sup>-4</sup>	" "	0

Fig. 6: The diagram shows the nudging adjustment used in the numerical experiment described in Fig.5.

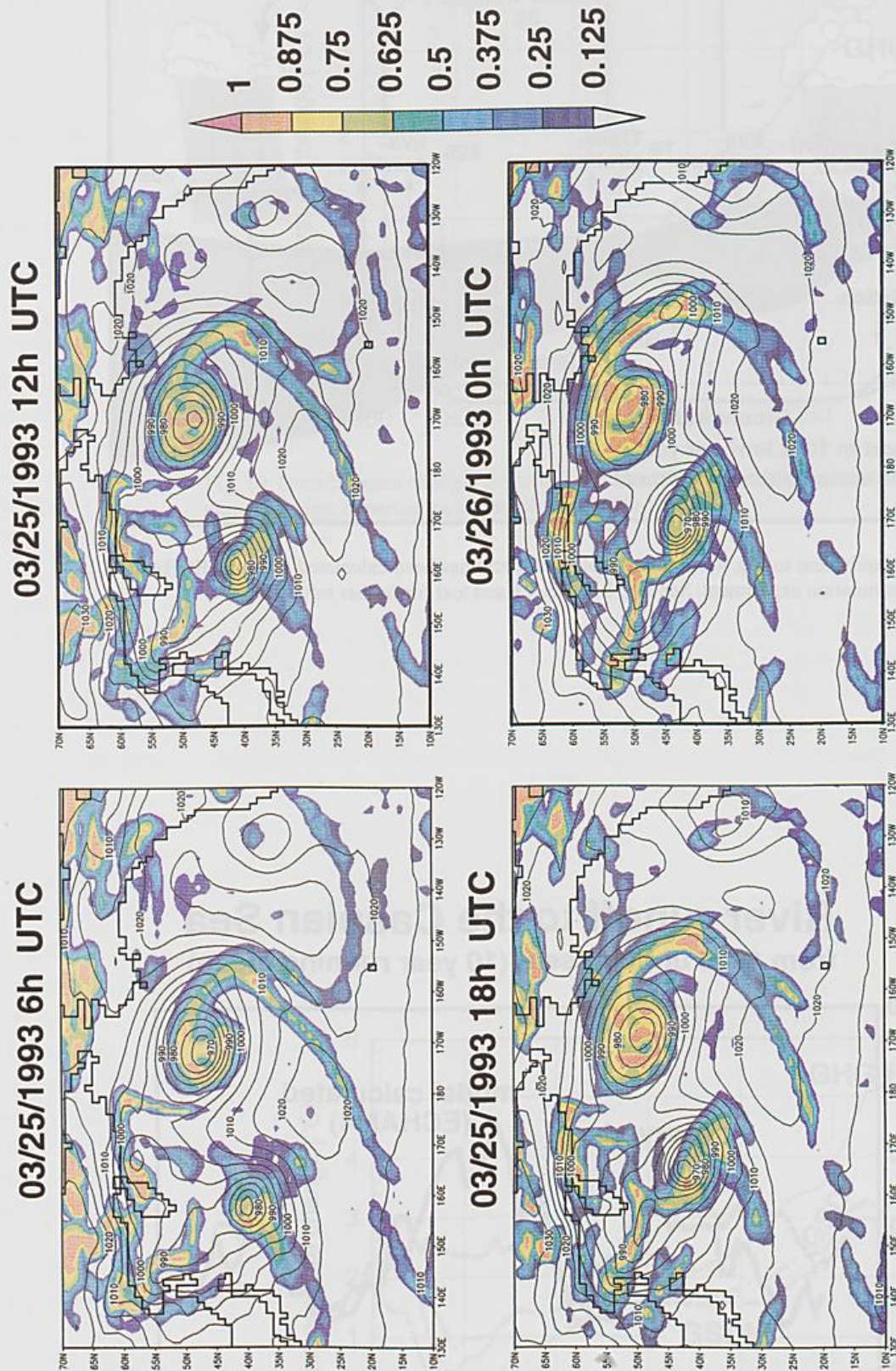


Fig. 7: Mean sea level pressure and cloud fraction at 850 hPa for a time-sequence of fields during 25 March 1993 over the Pacific Ocean. The frontal structure and the occlusion process is clearly indicated. It should be noted that moisture data was not used in this assimilation.

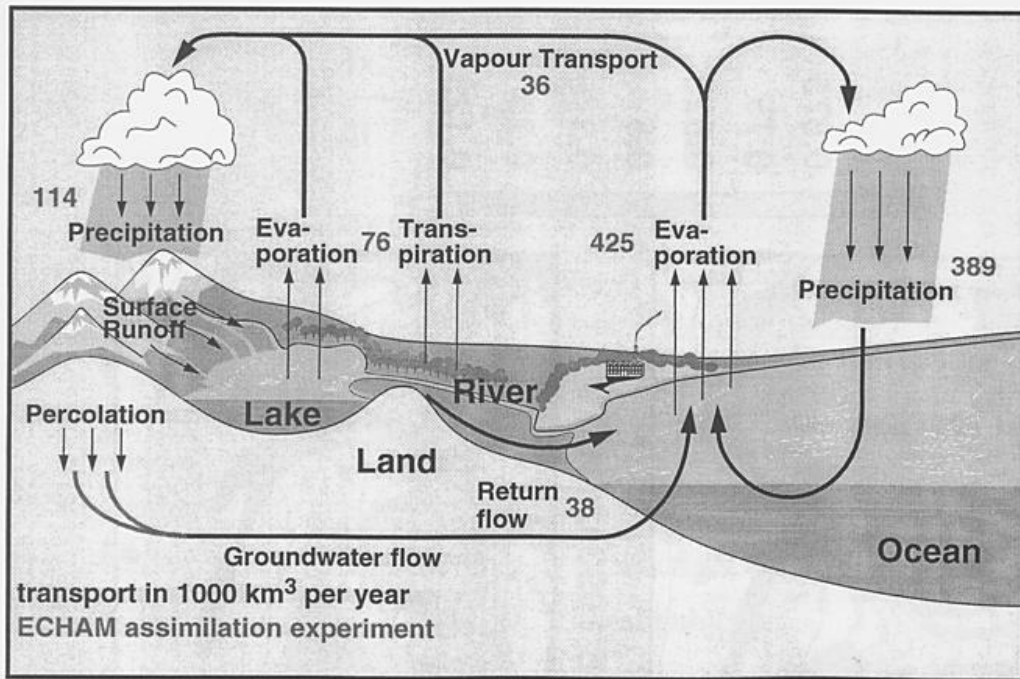


Fig. 8: Equivalent to Fig. 4 but the hydrological cycle has been calculated from the ECHAM data-assimilation experiment. See Fig. 5 and Fig. 6 and text for further information.

### River runoff to the Caspian Sea from 1900 until present (10 year running mean)

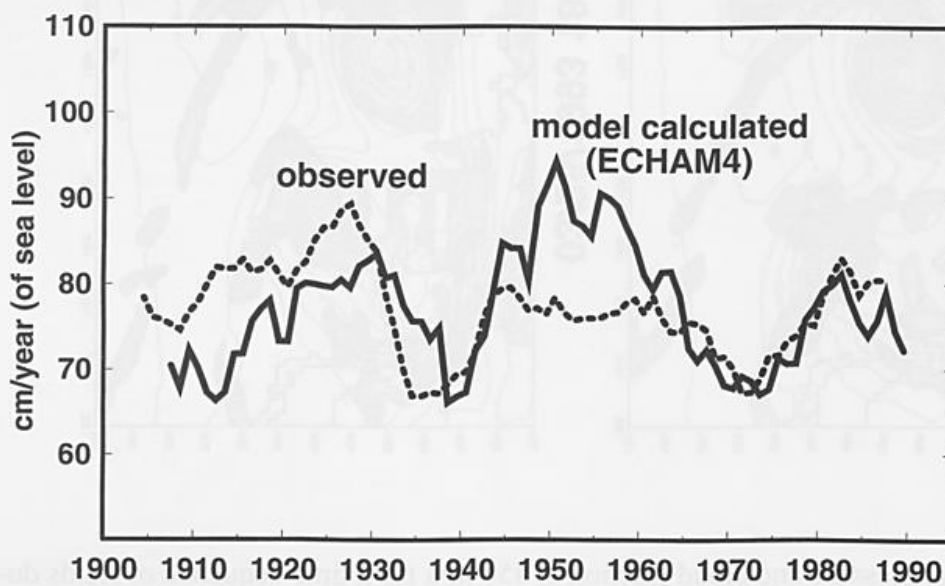


Fig. 9: Observed and model calculated river run-off to the Caspian Sea from 1900-1995 (5-year average). The units are expressed in  $\text{cm/year}$  of sea level change. The ECHAM4 model has been forced by observed SST data.

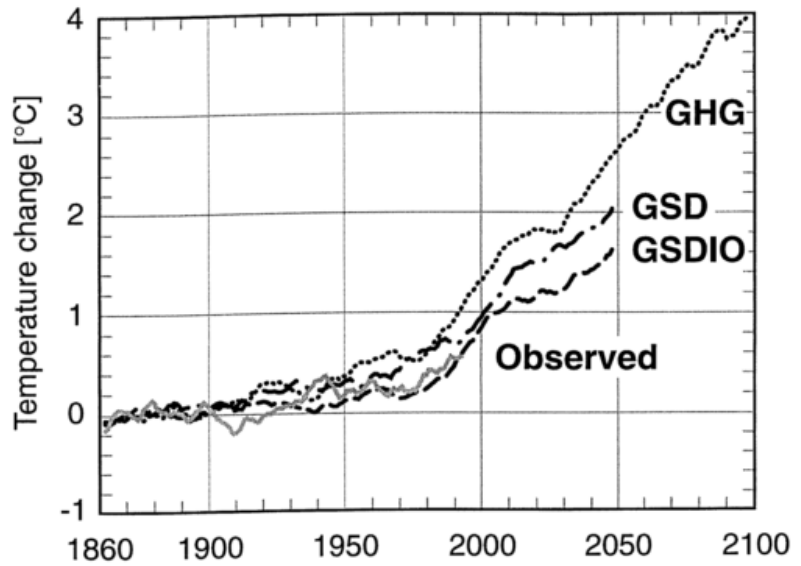


Fig. 10: Decadal mean changes in globally averaged surface temperature (°C) in three different climate change experiments as described in Table 1.

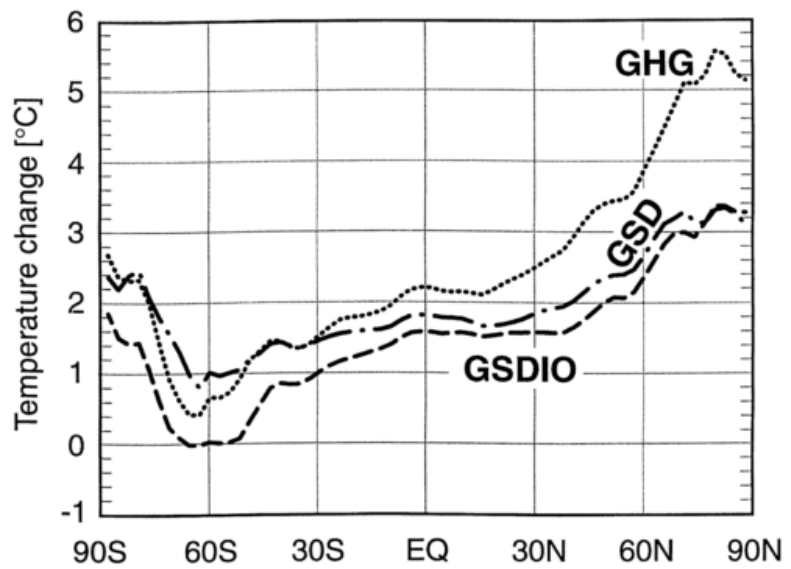


Fig. 11: Temperature changes in the experiments GHG, GSD and GSDIO during the 2040s compared to the control. For further information, see text.

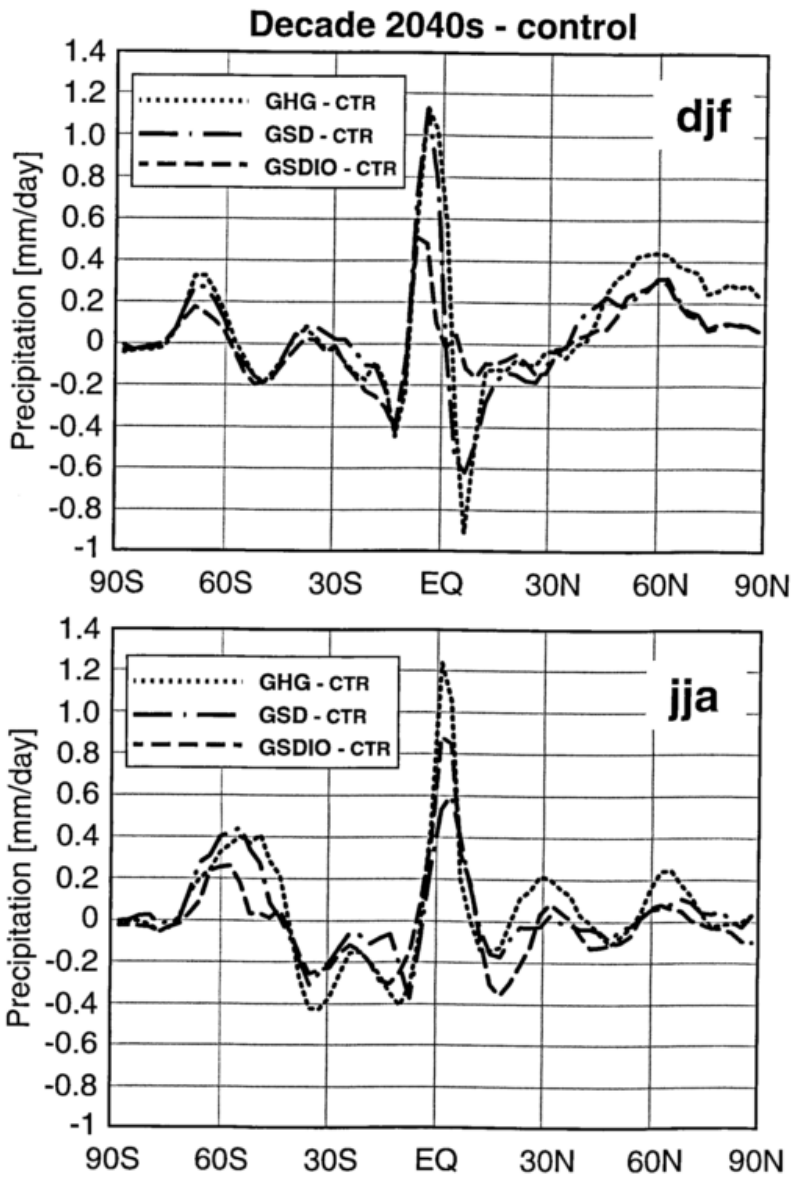


Fig.12: Precipitation changes in the experiments GHG, GSD and GSDIO during the 2040s compared to the control for winter and summer, respectively. Units in mm/day. For further information, see text.

# VON DER KLIMAMODELLIERUNG ZUR ERDSYSTEMMODELLIERUNG: KONZEPTE UND ERSTE VERSUCHE

**Martin Claussen**

Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung  
Postfach 601203, 14412 Potsdam  
sowie: Institut für Meteorologie, FU Berlin  
e-mail: claussen@pik-potsdam.de

## EINLEITUNG

In den letzten Jahren wurden in der Gemeinschaft der Klimaforscher die Begriffe Klimasystemmodellierung und Erdsystemmodellierung populär. Die Klimasystemmodellierung ist mit der Klimamodellierung verwandt und beide Begriffe werden, so scheint es, synonym gebraucht. Der Begriff des Erdsystems, und damit der Erdsystemmodellierung, hingegen stammt ursprünglich aus der Geophysik der festen Erde, wird jedoch heute zunehmend auf die globale Umweltproblematik angewandt. Daneben wird aber auch mit den etwas moderneren Begriffen die konventionelle Klimaforschung euphemistisch umschrieben.

Im Folgenden möchte ich versuchen, die Begriffe Klimasystem- und Erdsystemmodellierung mit Leben zu füllen. Denn wenn sie nicht zum Jargon verkommen sollen, müssen sie sich deutlich von anderen abheben - im Sinne der Aristotelischen Vorstellung, "definitio fit per genus proximum et differentiam specificam". Daher möchte ich Beispiele aus der Klimasystem- und Erdsystemmodellierung vorstellen. Dabei soll deutlich werden, das die eben genannten Begriffe, die sich auf die globale Beschreibung unserer Umwelt beziehen, tatsächlich sinnvoll voneinander getrennt werden können.

## KLIMA- UND KLIMASYSTEMMODELLIERUNG

### Das Klimasystem

Als *Klimamodellierung* wird die modelltheoretische Beschreibung des Klimas bezeichnet, das nach Hann (1908) oft als "Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgend einer Stelle der Erdoberfläche kennzeichnen", definiert wird. Das Klima wird jedoch nicht allein durch Vorgänge bestimmt, die sich in der Atmosphäre abspielen, sondern es wird auch durch die Wechselwirkung der Atmosphäre mit den anderen Komponenten des Klimasystems beeinflusst. Neben der Atmosphäre umfasst das Klimasystem den Ozean (die Hauptkomponente der Hydrosphäre), die terrestrische und marine Biosphäre, die obere Erdschicht (die Pedosphäre), die Eismassen (die Hauptmasse der Kryosphäre) sowie, wenn man über die vielen Jahrtausende und Jahrtausende der Ko-evolution von Geosphäre und Biosphäre blickt, den Erdmantel. Sämtliche Klimauntersysteme sind über den Energiekreislauf, den Wasserkreislauf, den Stoffkreisläufen und den Impulskreislauf verbunden. Daher muss das Klima über den Zustand des Klimasystems definiert werden.

In diesem Sinne dürfte es keinen Unterschied zwischen *Klimamodellierung* und *Klimasystemmodellierung* geben. Im Sprachgebrauch der Klimamodellierer aber scheint die Verwendung der Begriffe eine Funktion der Komplexität der Modelle zu sein. Ein Zirkulationsmodell der Atmosphäre oder des Ozeans, selbst ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell wird kaum als Klimasystemmodell bezeichnet. Wenn jedoch ein Modell der terrestrischen Biosphäre hinzugefügt wird, wird es schon so genannt - z.B. hat das NCAR (National Center of Atmospheric Research in

Boulder, Colorado) sich den Namen CSM (Climate System Model) für ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Vegetation-Modell reserviert. Nun wäre es sicher wenig sinnvoll, Klima- und Klimasystemmodelle nach technischen Kriterien, wie etwa der Anzahl der Programmzeilen zu unterscheiden. Daher möchte ich vorschlagen, unabhängig von der Komplexität der Modelle, *Klimamodelle* als allgemeinen Oberbegriff zu verstehen und den Begriff *Klimasystemmodelle* für die Klimamodelle zu reservieren, die hauptsächlich zu dem Zweck formuliert werden, die Wechselwirkung zwischen den verschiedenen Komponenten des Klimasystems -mindestens der Atmosphäre, des Ozeans und der Biosphäre - zu beschreiben.

Klimasystemmodelle müssen über lange Zeiträume integriert werden können, da die einzelnen Untersysteme des Klimas unterschiedlich träge sind. Die Atmosphäre hat einen einmal angenommenen Zustand meist schon nach etwa (größenordnungsmäßig) 10 Tagen vergessen. Betrachtet man allerdings auch die Wasserspeicherung im oberen Erdreich, so wächst das Gedächtnis des Systems Atmosphäre-Pedosphäre auf gut 1 Jahr. Die obere, einige hundert Meter mächtige Schicht des Ozeans, die sogenannte Mischungsschicht, reagiert auf Änderungen im Bereich von Wochen und Monaten, während es einige  $10^3$  Jahre dauert, den tiefen Ozean umzuwälzen. Inlandeis und Gletscher haben ein noch längeres Gedächtnis von einigen  $10^4$  bis  $10^5$  Jahren. Die Vegetation ist eine besonders komplexe Größe im Klimasystem. Die physiologischen Prozesse wie Respiration und Assimilation reagieren auf meteorologische Änderungen innerhalb von Minuten. Pflanzengemeinschaften können ihre Struktur im Laufe von 30 bis 150 Jahren ändern, während das Einwandern von anderen Pflanzengemeinschaften sich in einem Zeitrahmen von etwa 300 bis 1500 Jahren abspielt. Die Entwicklung des Kohlenstoffkreislauf hängt unter anderem von der Verwitterung des Gesteins und tektonischer Aktivität ab, betrifft also Zeitskalen von  $10^6$ -  $10^8$  Jahren.

Am Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung wird zur Zeit ein Klimasystemmodell entwickelt, mit dem ein Eiszeitzyklus von etwa 100.000 Jahren simuliert werden soll. Dies würde zur Zeit knapp einen Monat Rechenzeit auf einem Prozessor der IBM SP2 beanspruchen. Auch dieses Modell kann also nicht zur Untersuchung der langfristigen Ko-evolution zwischen Geosphäre und Biosphäre eingesetzt werden. Hierzu wird man sich in näherer Zukunft konzeptioneller Modelle bedienen.

Als Beispiel für die konzeptionelle Modellierung der Wechselwirkung zwischen Geosphäre und Biosphäre auf sehr langen Zeitskalen möchte ich das so genannte "daisy world model" - "Gänseblümchenmodell" - von Lovelock und Watson (1983) vorstellen, wobei ich auf die mathematischen Details verzichte. Danach werde ich Beispiele für die Analyse von Instabilitäten im Klimasystem diskutieren.

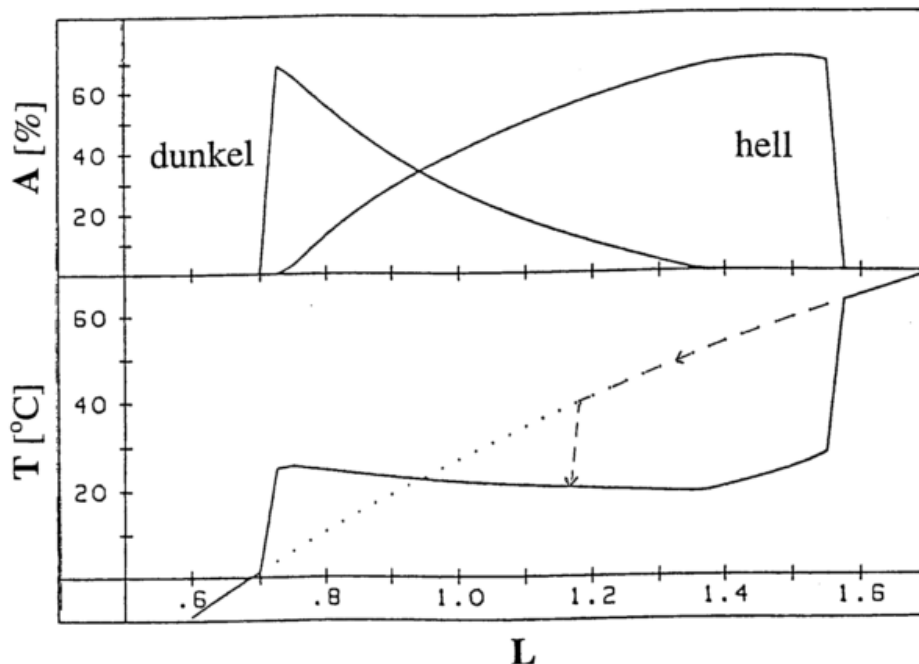
### Das "Gänseblümchenmodell"

Das "Gänseblümchenmodell" veranschaulicht die von Lovelock formulierte, so genannte Gaia-Hypothese, nach der die Wechselwirkung zwischen Biosphäre und Geosphäre ausgeglichene, für das Leben auf der Erde optimale Bedingungen schafft. Diese Wechselwirkung ist nicht als teleologischer, sondern lediglich als biogeophysikalischer Prozess zu verstehen.

Wir stellen uns einen Planeten vor, der nur von hellen und dunklen Gänseblümchen bewohnt wird. Die Gänseblümchen gedeihen am besten bei einer Temperatur von etwa  $20^{\circ}\text{C}$ . Bei Temperaturen oberhalb von etwa  $40^{\circ}\text{C}$  und unterhalb von etwa  $0^{\circ}\text{C}$  können sie nicht existieren. Beide Arten von Gänseblümchen haben eine natürliche Sterberate, so dass im Laufe der Zeit helle Blümchen dunkle ersetzen können und umgekehrt. Die Evolution der Gänseblümchenwelt wird durch eine externe Energiequelle, die Sonne, angetrieben. Der Unterschied zwischen den hellen und dunklen Gänseblümchen besteht darin, dass die dunklen mehr Sonnenlicht absorbieren als der unbewachsene Planet und die hellen Blümchen und somit zu einer lokalen Erwärmung führen. Die hellen Gänseblümchen reflektieren im Vergleich zu den dunklen Pflanzen und dem unbewachsenen Planeten die Sonnenstrahlung stärker und kühlen somit das Ökosystem.

Nehmen wir an, dass in der Modellwelt die Leuchtkraft der Sonne im Laufe der Zeit zunimmt. (Auch

in unserer Welt ist die Leuchtkraft der Sonne heute mindestens 30% stärker als zu Beginn des Lebens auf der Erde vor etwa 3.2 Milliarden Jahren.) Irgendwann im Laufe der Geschichte wird der noch kahle Planet so warm sein, dass Leben existieren kann. In diesem Moment ändert sich die Temperatur des Ökosystems, und es stellt sich die für das Wachstum der Blümchen optimale Temperatur ein. Nimmt die Intensität der Sonnenstrahlung im Laufe der Zeit weiter zu, so verändert sich das Spektrum der Gänseblümchen, indem zunehmend weiße Blümchen wachsen. Schließlich bleiben nur noch die weißen übrig, durch deren Existenz die Temperatur des Ökosystems unter der des kahlen, für das Leben der Blümchen zu heißen Planeten gehalten wird. Erreicht die Sonnenstrahlung einen kritischen Schwellenwert, so bricht das Ökosystem zusammen (siehe Abb.1).



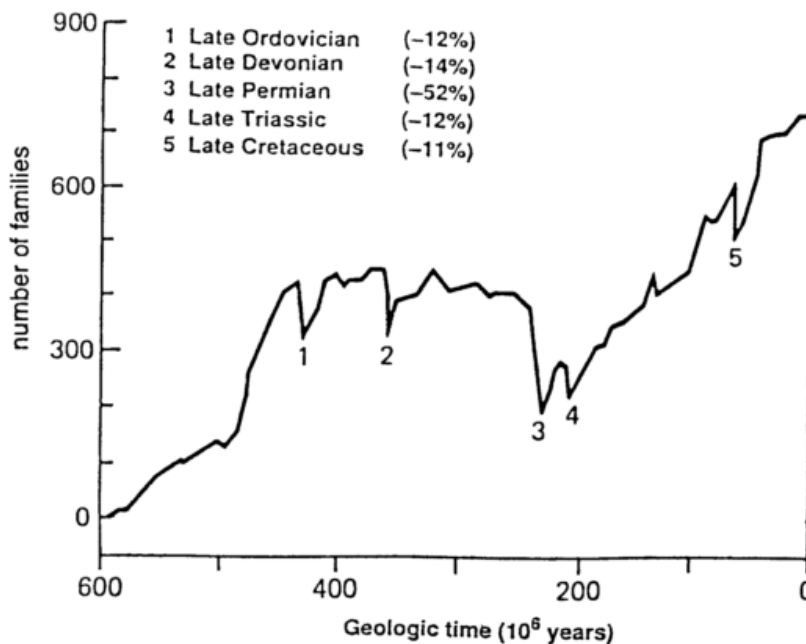
**Abb.1:** Änderung der Temperatur und der Artenvielfalt der Gänseblümchenwelt als Funktion der (relativen) Leuchtkraft der Sonne. Oberer Teil: mit dunklen und hellen Gänseblümchen bedeckte relative Fläche A. Unterer Teil: Temperatur T des bewachsenen Planeten (durchgezogene Linie) sowie des unbewachsenen Planeten (gepunktete Linie). Die gestrichelte Linie zeigt die Temperatur des zunächst unbewachsenen, dann rekolonisierten Planeten für den Fall, dass nach einer Überhitzung des Planeten die Leuchtkraft der Sonne heruntergefahren wird.

Vermutlich bietet das Modell der Gänseblümchenwelt die einfachste Beschreibung einer biogeophysikalischen Wechselwirkung, durch die die Temperatur des Ökosystems Erde bei sich ändernden äußeren Randbedingungen auf einen, wie aus paläogeologischen Befunden rekonstruiert, für das Leben auf der Erde hinreichend konstanten Wert reguliert wird - eine Eigenschaft die im Allgemeinen als Homöostase oder Homöothermie bezeichnet wird.

Ob das Paradigma der Gänseblümchenwelt tatsächlich für die Erde gilt, ist nicht allgemein akzeptiert. Konkurrierende Modelle nehmen an, dass sich das Leben auf der Erde nur entwickeln konnte, weil geochemische Prozesse die Erde zufälligerweise bewohnbar gestalteten. Walker et al. (1981) vermuten, dass der Atmosphäre durch die (anorganische) Verwitterung von silikatreichen Oberflächengesteinen  $CO_2$  entzogen wurde, ein Prozess, der der Aufheizung der Erdatmosphäre auf Grund der zunehmenden Leuchtkraft der Sonne entgegenwirkt. Auch Budyko et al. (1988) nehmen an, dass die Temperatur des Ökosystems Erde im Wesentlichen durch zwei voneinander unabhängige abiotische Faktoren bestimmt wird: Die zunehmende Intensität der Sonnenstrahlung und die langsam abnehmende Ausgasung von  $CO_2$  aus dem Inneren der Erde. Bis zur Kreidezeit, so Budyko und andere, hielten sich zufälliger- und für das Ökosystem Erde glücklicherweise beide Prozesse die Waage. Gegen Ende der Kreidezeit, vor etwa 100 Millionen Jahren, führte eine abrupte Abnahme des Ausgasens zu einer deutlichen Abkühlung der Erde. Wäre das Ausgasen noch ein paar Millionen Jahre weiter

unvermindert stark zurückgegangen, so hätte dies zu einer vollständigen Vereisung der Erde führen können.

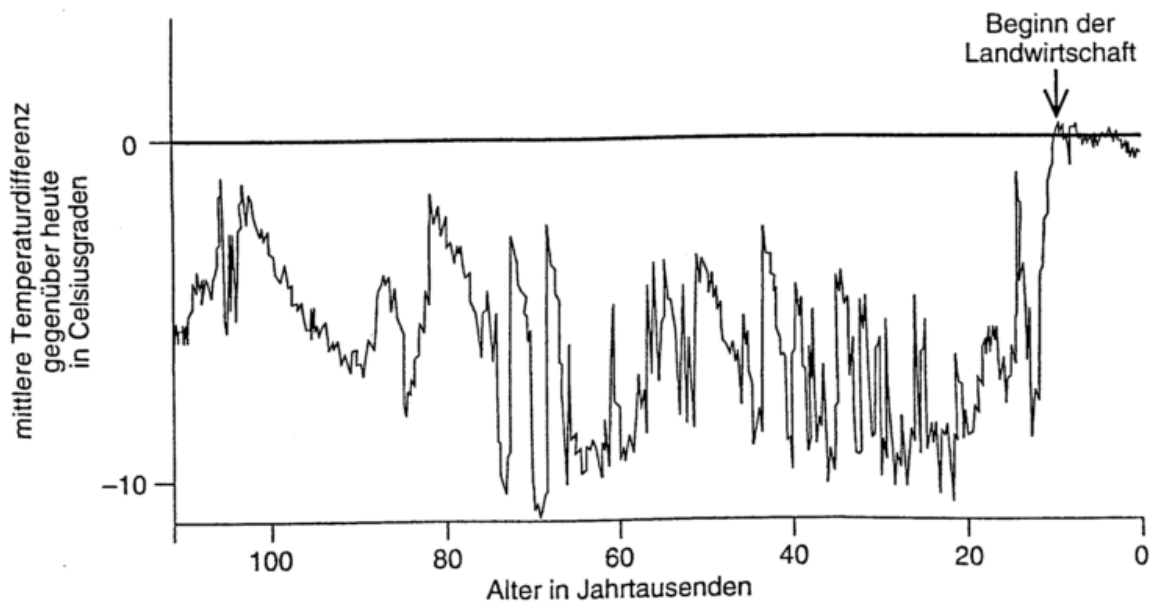
Ein weiterer augenscheinlicher Unterschied zwischen der Modellwelt der Gänseblümchen und der Erde besteht darin, dass es im Gegensatz zur kontinuierlichen Entwicklung der Gänseblümchenwelt auf der Erde zahlreiche katastrophale Einbrüche der Artenvielfalt gab (Budyko et al., 1988, Crowley und North, 1989; siehe Abb.2). Manche dieser Einbrüche, wie vermutlich das Sterben der Dinosaurier während des Wechsels von der Kreidezeit zum Tertiär vor circa 64 Millionen Jahren, lassen sich durch einen Asteroidenaufprall, also zufällige externe Einwirkungen, erklären. Daneben besteht aber auch die Möglichkeit, dass das Klimasystem auf Grund der nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen seinen verschiedenen Komponenten Ozean, Atmosphäre, Vegetation und Eismassen von sich aus zu raschen Umschwüngen neigt. Dies wird anhand folgender Beispiele verdeutlicht.



**Abb.2:** Anzahl der Familien mariner Organismen während der letzten 600 Millionen Jahre. Die Zahlen 1 - 5 kennzeichnen Perioden massiven Artensterbens. (Quelle: Budyko et al. (1988; mit Änderungen)

### Klimakapriolen

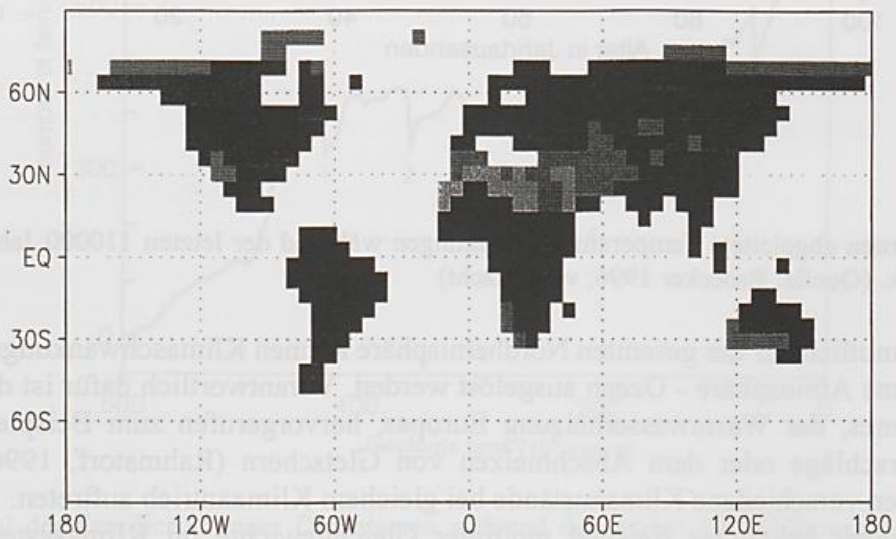
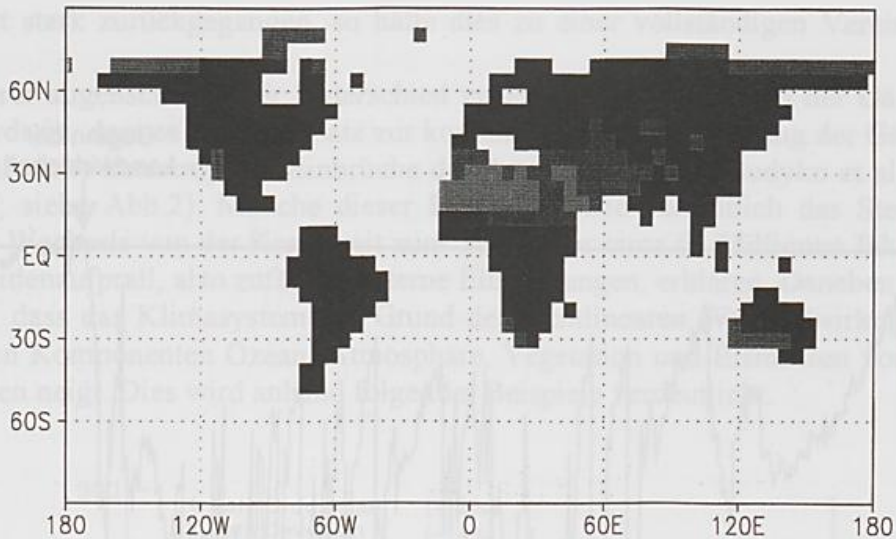
Die nichtlineare Wechselwirkung der untereinander offenen Klimaundersysteme sowie deren unterschiedlich langen Gedächtniszeiten führt zu einer internen Variabilität des Klimasystem und der Möglichkeit, dass das Klimasystem unterschiedliche Zustände annehmen kann, obwohl der äußere Antrieb, z.B. die Leuchtkraft der Sonne, sich nicht ändert - eine Eigenschaft, die von Lorenz (1968) als Fast-Intransitivität des Systems bezeichnet wird. Theoretische Studien mit einfachen so genannten Energiebilanzmodellen (siehe z.B. Budyko, 1969) zeigen, dass es unter heutigen Bedingungen der Sonneneinstrahlung prinzipiell drei verschiedene Zustände der Eisbedeckung der Erde geben könnte: die heute beobachtete, nahezu eisfreie Erde, eine zu gut einem Drittel mit Eis bedeckte Erde, sowie eine völlig vereiste Erde. Weitere Rechnungen lassen die Vermutung zu, dass nur die völlig eisbedeckte Erde einen absolut stabilen Gleichgewichtszustand darstellt, während eine teilweise mit Eis bedeckte Erde bei kleinsten Klimaschwankungen mit Eis überzogen wird (siehe dazu als Übersicht North et al., 1981). Der heutige, nahezu eisfreie Zustand ist relativ stabil. Vermutet wird, dass die starken Klimaschwankungen, oder "Klimakapriolen", während der letzten Vereisung, der Weichsel- oder Würmeiszeit (siehe Abb.3), Ausdruck der Bistabilität des Klimasystems sein könnte (Crowley und North, 1991).



**Abb.3:** Aus Eisbohrkernen abgeleitete Temperaturschwankungen während der letzten 110000 Jahre im Bereich Grönland / Nordatlantik. (Quelle: Broecker 1996; vereinfacht)

In Europa und vermutlich auf der gesamten Nordhemisphäre können Klimaschwankungen durch eine Instabilität des Systems Atmosphäre - Ozean ausgelöst werden. Verantwortlich dafür ist das Versiegen des Nordatlantikstromes, der Warmwasserheizung Europas, hervorgerufen zum Beispiel durch eine Zunahme der Niederschläge oder dem Abschmelzen von Gletschern (Rahmstorf, 1996). Auch bei diesem Prozess können verschiedene Klimazustände bei gleichem Klimaantrieb auftreten.

Ein weiteres, weniger bekanntes Beispiel multipler Gleichgewichte im Klimasystem bietet das System Atmosphäre-Vegetation. Unter heutigen Bedingungen der Sonneneinstrahlung und der Meerestemperaturen sind nach theoretischen Studien (Claussen, 1997) zwei stabile Zustände möglich. Der eine wird durch die heutige Vegetationsverteilung definiert, der andere durch eine um mehrere hundert Kilometer nach Norden verschobene Sahelzone und ein damit verbundenes humideres Klima in Nordafrika und Zentralostasien (siehe Abb.4). Neuere Rechnungen (Petoukhov, Brovkin, Claussen, Ganopolski - in Vorbereitung) zeigen, dass im frühen Holozän nur die "grüne" Sahara als Gleichgewichtslösung möglich ist. Vor 6000 Jahren muss dann ein Umbruch im System Vegetation-Atmosphäre erfolgt sein, dadurch dass ein zweiter Attraktor auftritt - die "aride" Sahara. Weitere 2000 Jahre später wird der letztere Attraktor global stabil. Das bedeutet, dass, selbst wenn die Sahara mit Vegetation bedeckt gewesen war, größere Schwankungen im Niederschlag das System in den ariden Zustand "gezogen" haben können. Das Bild einer grünen Sahara während des mittleren Holozäns sowie der vermutlich plötzliche Umschwung von einer grünen in eine aride Sahara stimmt im Großen und Ganzen mit paläontologischen Befunden überein. Dieser Zustand der ariden Sahara dauert bis heute an, könnte sich aber in einem Treibhausklima zugunsten des "grünen" Zustandes ändern.



**Abb.4:** Mit einem gekoppelten Atmosphäre-Biom-Modell berechneten Vegetationszonen im gegenwärtigen Klima. a) Das Modell wurde mit den heutigen Vegetationszonen gestartet. b) Das Modell wurde mit einer anomalen Verteilung der Vegetationszonen gestartet, bei der die tropischen Vegetationszonen mit den subtropischen Wüsten vertauscht wurden. Dunkle Flächen bedeuten Waldbiome, dunkelgraue Gras- und Steppenlandschaften. Graue Flächen kennzeichnen Wüstengebiete, hellgraue Sandwüsten und helle Flächen Inlandeis. (Nach Claussen, 1997)

Die letzteren Beispiele belegen, dass die Modellierung von Instabilitäten des Klimasystems nicht auf die Beschreibung der innerhalb kurzer Zeitspannen auftretenden Prozesse der Instabilität beschränkt sein darf. Da der Zustand des Klimasystems von seiner Entwicklungsgeschichte abhängt, muss die Entwicklung des Systems betrachtet werden. Dies ist im Allgemeinen mit komplexen Klimamodellen wegen des hohen Rechenaufwandes nicht möglich.

## ERDSYSTEMMODELLIERUNG

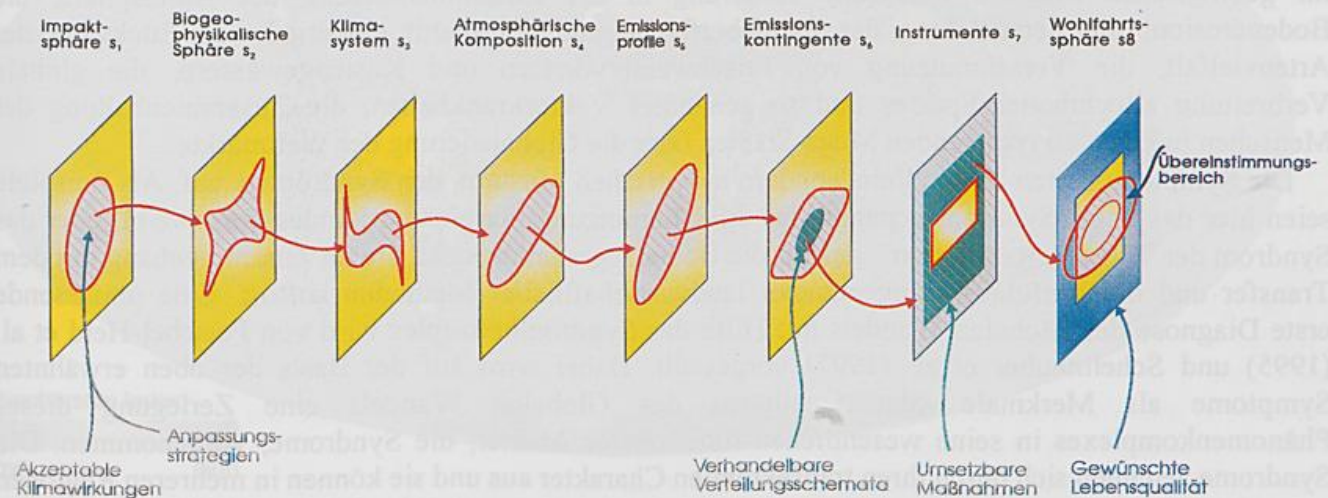
Der Begriff der Erdsystemmodellierung ist, wie bereits angedeutet, nicht klar umrissen. Daher möchte ich hier - ad hoc - Erdsystemmodellierung als die Wissenschaft definieren, die sich mit der Wechselwirkung zwischen der Anthroposphäre und dem Klimasystem befasst. Oft wird in diesem Zusammenhang das Klimasystem als Natur- oder Ökosphäre bezeichnet. Die Anthroposphäre umfasst das kulturelle und sozio-ökonomische Wirken des Menschen. Im Prinzip liesse sich der Mensch auch der Biosphäre und damit der Natursphäre (oder dem Klimasystem) zuordnen, aber nur insofern als er als thermodynamische Größe betrachtet werden kann - und dies schließt die kulturellen und psychosozialen Aspekte im Allgemeinen aus. In diesem Sinne können Klima- und Klimasystemmodelle als Untermenge der Erdsystemmodelle verstanden werden, also als Modelle, in denen der Einfluss des Menschen auf das Ökosystem Erde lediglich als Randbedingung formuliert und nicht interaktiv berechnet wird.

Im Folgenden möchte ich zwei Ansätze zur Erdsystemmodellierung vorstellen, um den Unterschied zwischen Erdsystem- und Klimasystemmodellierung hervorzuheben.

### Integrierte Modelle: Das Projekt ICLIPS

Im Zentrum des ICLIPS-Projekt (Integrated Assessment of Climate Protection Strategies) steht die Weiterentwicklung des so genannten "Fensteransatzes" (oder auch Leitplankenansatz oder Tolerable Windows Approach) - im Folgenden TWA abgekürzt, der vom Wissenschaftlichen Beirat "Globale Umweltveränderungen" der Bundesregierung anlässlich des Sondergutachtens zur 1. Vertragsstaatenkonferenz 1995 in Berlin vorgeschlagen wurde.

Unter Berücksichtigung der Folgen von Klimaänderungen für Mensch und Natur wird zunächst ein "Fenster" tolerierbarer künftiger Klimaentwicklungen vorgegeben. Darauf aufbauend werden diejenigen globalen Emissionsprofile für Treibhausgasemissionen berechnet, welche einen Verbleib in diesem Fenster sicherstellen (siehe Abb. 5). Auf diese Weise lassen sich unmittelbar Mindestanforderungen an eine weltweite "Klimaschutz"strategie ableiten. Durch die Vorgabe weiterer Fenster im sozio-ökonomischen Bereich (wie z.B. akzeptable Emissionsminderungsinstrumente, politisch durchsetzbare Quoten für Emissionsrechte in den einzelnen Ländern), lässt sich die Fülle der Emissionspfade einengen. Am Ende kann dann die Auswahl eines bestimmten Emissionspfades stehen, der allen normativ gesetzten Restriktionen genügt, zusätzlich aber hinsichtlich bestimmter Kriterien (z.B. Kosten der Emissionsminderung) als optimal anzusehen ist.



**Abb.5:** Struktur des so genannten Fensteransatzes im ICLIPS-Projekt. Erläuterung siehe Text. (Quelle: Toth et al, 1997)

Eine weiteres Ziel dieser Methode besteht darin, nicht nur einen kostenoptimalen Pfad zu finden, sondern die Gesamtheit aller zulässigen Emissionspfade zu ergründen, die mit den normativ gesetzten Fenstern vereinbar sind. Letztere Aufgabe erfordert die Entwicklung einer vollkommen neuen konzeptionellen Grundlage einschließlich entsprechender mathematischer Methoden wie der noch sehr jungen Theorie der Differentialinklusionen, d.h. der Theorie der mengenwertigen Differentialgleichungen

Die Projektionen des durch die Gesamtheit aller zulässigen Emissionspfade gebildeten Tubus - in der Mathematik als "funnel" bezeichnet - auf die verschiedenen Teilräume führt zu so genannten Emissions- bzw. Klimakorridoren. Diese lassen sich als notwendige Bedingung verstehen, in dem Sinne, dass jeder zulässige Emissionspfad in den entsprechenden Korridoren liegen muss; aber nicht jeder Pfad, der in die Korridore eingezeichnet werden kann, ist automatisch zulässig.

Ein anschauliches Beispiel wurde von Toth et al. (1997) vorgestellt, bei dem das tolerierbare "Klimafenster" durch eine maximale Erhöhung der globalen bodennahen Temperatur von 2°C und eine maximale Steigerung dieser Temperatur von 0.2°C pro Dekade aufgespannt wird. Soll eine Reduktionsrate für Treibhausgase von 10% pro Jahr nicht überschritten werden, so muss mit Emissionsreduktionsmaßnahmen spätestens im Jahre 2020 begonnen werden, wenn ein Verbleiben im Klimafenster gesichert sein soll. Möchte man aber eine weniger drastische maximale Reduktionsrate von 2% pro Jahr einhalten, so müssen die Treibhausgasemissionen bereits spätestens nach 15 Jahren reduziert werden. In jedem Fall sollten die Treibhausgas-emissionen langfristig auf einen Wert von nahezu Null reduziert werden.

Bei dieser Methode der integrierten Modellierung wird davon ausgegangen, dass sämtliche Zustände der beteiligten Systeme, wie Klima, Ökonomie, politische Maßnahmen und soziale Belange, durch Zustandsvariablen und Zustandgleichungen mathematisch beschrieben werden können. Dies gilt aber nicht für sämtliche Bereiche der Anthroposphäre. Außerdem sind viele Daten, die das Erdsystem beschreiben eher qualitativer, nicht quantitativer Natur. Dies wird bei dem so genannten Syndromansatz berücksichtigt.

#### Ein systemarerer Ansatz: Syndrome

Die exponentiell anwachsende Bevölkerung der Erde führt zu Änderungen im Erdsystem, die zusammenfassend als "Globaler Wandel" bezeichnet werden. Im Prinzip kann man den Globalen Wandel als eine Krise bezeichnen, die sich, ähnlich wie bei einer Störung des menschlichen Organismus, aus einer Reihe von Symptomen zusammensetzt. Beispiele für solche Symptome sind die im geologischen Maßstab drastische Änderung in der Zusammensetzung der Atmosphäre, die Bodenerosion, die Zersiedelung der Landoberfläche und der damit einhergehende Rückgang der Artenvielfalt, die Verschmutzung von Frischwasservorräten und Küstengewässern, die globale Verbreitung allochthoner Spezies und so genannter Vektorkrankheiten, die Zusammenballung der Menschen in kaum zu regierenden Mega-Städten oder die Globalisierung der Weltmärkte.

Die Symptome treten kaum allein, sondern in typischen Mustern, den Syndromen, auf. Als Beispiele seien hier das Sahel-Syndrom genannt, das die Übernutzung marginalen Landes umschreibt, oder das Syndrom der "Grünen Revolution", das für die Bodendegradation steht, die im Zusammenhang mit dem Transfer und der Einführung ungeeigneter landwirtschaftlicher Methoden auftritt. Eine umfassende erste Diagnose des Globalen Wandels mit Hilfe des Syndromkonzeptes wird von Petschel-Held et al. (1995) und Schellnhuber et al. (1997) vorgestellt. Dabei wird auf der Basis der oben erwähnten Symptome als Merkmale oder Qualitäten des Globalen Wandels eine Zerlegung dieses Phänomenkomplexes in seine wesentlichen funktionalen Muster, die Syndrome, vorgenommen. Die Syndrome zeichnen sich durch ihren transektoralen Charakter aus und sie können in mehreren Regionen der Erde auftreten. Durch eine geeignete Datenanalyse entsteht ein globaler Fleckenteppich der Regionen, in denen ein Syndrom bereits auftritt oder zumindest eine Neigung, eine Disposition, dafür besteht. Somit erlaubt das Syndromkonzept eine schwache synoptische Prognose der Dynamik des

## Globalen Wandels.

Als Beispiel für ein Syndrom soll hier das so genannte Sahel-Syndrom kurz erläutert werden, das "typischerweise" in der afrikanischen Sahel-Zone auftritt. Die dort stattfindende Bodenerosion hat recht wenig mit der Bodendegradation im Industriedreieck Leipzig-Halle-Bitterfeld oder der mit den berühmten Sandstürmen einhergehende Winderosion im mittleren Westen der Vereinigten Staaten der 30er Jahre gemein. Dies gilt nicht nur für die an diesem Syndrom beteiligten natürlichen Prozesse, sondern insbesondere auch für die anthropogenen Ursachen und Folgen. In der Sahel-Zone sieht sich die zumeist arme Landbevölkerung durch rechtliche, ökonomische oder soziale Randbedingungen gezwungen, auf Grenzertragsböden auszuweichen, was unter den gegebenen Bedingungen sehr häufig zu einer Übernutzung der Böden führt. Wind- und Wassererosion sind die meist unausweichliche Folge.

Die modelltheoretische Beschreibung dieser Vorgänge mit Hilfe der klassischen quantitativen Systemanalyse stößt auf erhebliche Probleme, da sich manche Prozesse nicht quantifizieren lassen. Hier werden neue Wege über eine unscharfe, qualitative und regelbasierte Modellierung mit Hilfe jeweiliger Experten an, wie zum Beispiel Fuzzy-Logik und neuronale Netze. Für das Sahel-Syndrom werden als quantitative Ausgangsgrößen die Nettoprimärproduktion der natürlichen Vegetation, Aridität, Bodenfruchtbarkeit, Hangneigung, Oberflächenwasserverfügbarkeit, Brennholzverbrauch und Nationale Nahrungsmittelbilanz benutzt. Diese Daten werden mit Hilfe so genannter Zugehörigkeitsfunktionen in Wahrscheinlichkeitswerte für unscharfe logische Aussagen übersetzt. Das Regelwerk der Fuzzy-Logik wird dann genutzt, um die in einem Entscheidungsbaum enthaltenen logischen Verknüpfungen zwischen den Einzelaussagen auszuwerten und so einen Indikator als Möglichkeitswert, die Disposition, einer Region für das Sahel-Syndrom zu berechnen (siehe Cassel-Gintz et al., 1997). Die Dispositionsanalyse zeigt, dass das Sahel-Syndrom nicht nur in der Sahel-Zone auftreten kann. Aufgrund der naturräumlichen Bedingungen sind nahezu sämtliche subtropischen Trockengebieten sowie die hohen Breiten gefährdet. Sozioökonomische Faktoren führen dagegen auf einen krassen Unterschied in der Disposition zwischen den Industrienationen und den Ländern der dritten Welt (siehe Abb.6). In der Tat ist die globale Verbreitung der Disposition gegenüber einem Syndrom typisch für ein Syndrom. Syndrome würden nicht als solche bezeichnet, wären sie nur von lokaler Bedeutung.

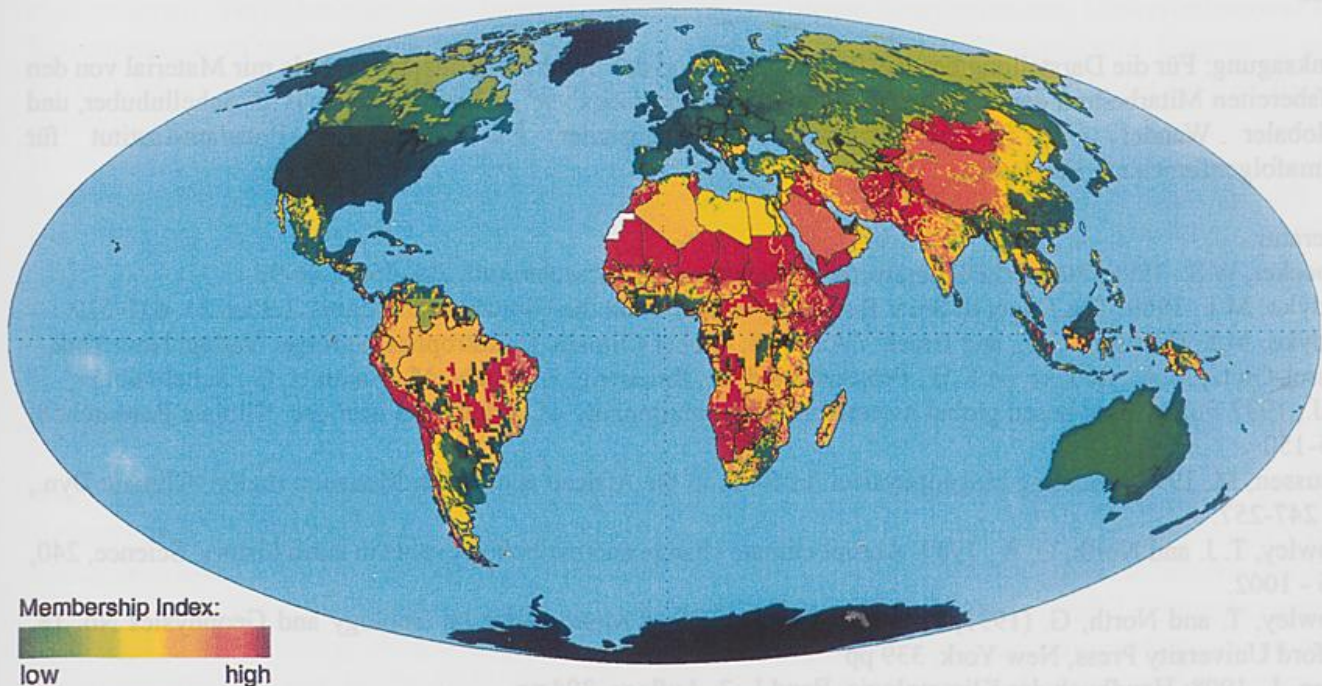


Abb.6: Globale Verteilung der Gebiete, die für das Sahel-Syndrom disponiert sind. Die rot gekennzeichneten Gebiete sind besonders vom Sahel-Syndrom bedroht, in den grün gekennzeichneten Flächen besteht nur eine sehr geringe Disposition (Nach Schellnhuber et al., 1997)

Die weitere Analyse eines Syndroms betrifft dann die Faktoren, die zum Ausbruch eines Syndroms führen können, also, wiederum in Analogie zur Medizin, die Exposition. Ist in einer Region ein Syndrom "ausgebrochen", muss die Intensität bzw. Expressivität analysiert werden. Letzterer Schritt kann auch als Validierung der Dispositionsanalyse betrachtet werden.

## SCHLUSSBETRACHTUNG

In den letzten Jahren hat sich das Bild der Klimamodellierung gewandelt. Neben der Verfeinerung der Modelle, die den Zustand einzelner Klimaundersysteme so detailliert wie möglich beschreiben, wird zunehmend die Kopplung sämtlicher Undersysteme des Klimasystems untersucht - ausgehend von der Erkenntnis, dass der Zustand des Klimasystems sich nicht aus der Summe der Zustände der verschiedenen Klimaundersysteme addieren lässt, sondern wesentlich durch die nichtlineare Wechselwirkung zwischen den Undersystemen bestimmt wird. Dies führt dazu, dass die bisher entwickelten komplexen Zirkulationsmodelle der Atmosphäre und des Ozeans mit Modellen der terrestrischen und marinen Biosphäre verknüpft werden. Der zunehmenden Komplexität Rechnung tragend hat sich der Begriff des Klimasystemmodells eingebürgert. Zum anderen werden vom Rechenaufwand her einfachere Klimasystemmodelle entworfen, die die einzelnen Klimaundersysteme zwar nur grob wiedergeben, aber sich dafür zur Klimasystemanalyse eignen, für die zahlreiche Simulationen über lange Zeiträume von mehreren Jahrtausenden notwendig sind.

Da der Mensch die Zusammensetzung der Atmosphäre sowie die Oberfläche der Erde in einem für geologische Zeiträume drastischen Maße verändert, ist zu vermuten, dass sich auch der Zustand des Klimasystems bereits zu ändern beginnt (Hasselmann, 1997). Aber selbst wenn diese Vermutung sich als unbegründet herausstellen sollte, so steht doch fest, dass der Mensch wegen der zunehmenden Zivilisationsdichte immer anfälliger wird gegen Wetterextrema und Klimaänderungen. Daher wird es notwendig, die Belastbarkeit des Erdsystems zu untersuchen und insbesondere die Wechselwirkung zwischen Anthroposphäre und Ökosphäre zu erkunden. Zu diesem Zweck werden Erdsystemmodelle entwickelt, für die zum Teil vollkommen neue Konzepte gefunden werden müssen, da sich der Zustand und die Dynamik der Anthroposphäre nur schwer mit dem Werkzeug der Thermodynamik analysieren lässt.

Danksagung: Für die Darstellung des ICLIPS-Projektes und des Syndrom-Konzeptes wurde mir Material von den hilfsbereiten Mitarbeitern der Abteilungen "Integrierte Systemanalyse", Abteilungsleiter H.-J. Schellnhuber, und "Globaler Wandel und Soziale Systeme", Abteilungsleiter F.L. Toth, des Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung überlassen.

### Literatur:

- Broecker, W.S., 1996: Plötzliche Klimawechsel. *Spektrum der Wissenschaft*, Jan. 1996, 86-93.
- Budyko, M.I., 1969: The Effect of Solar Radiation Variations on the Climate of the Earth. *Tellus*, 21, 611-619.
- Budyko, M.I., Golitsyn, G.S., and Israel, Y.A., 1988: *Global Climatic Catastrophes*. Springer Verlag, New York.
- Cassel-Gintz, M.A., Lüdeke, M.K.B., Petschel-Held, G., Reusswig, F., Plöchl, M., Lammel, G., Schellnhuber, H.-J., 1997 Fuzzy logic based global assessment of the marginality of agricultural land use. *Climate Research*, 8, 135-150
- Claussen, M. 1997 Modeling biogeophysical feedback in the African and Indian Monsoon region. *Climate Dyn.*, 13, 247-257.
- Crowley, T. J. and North, G. R., 1989: Abrupt climate change and extinction events in earth history. *Science*, 240, 996 - 1002.
- Crowley, T. and North, G. (1991) *Paleoclimatology*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics No. 18. Oxford University Press, New York. 339 pp
- Hann, J., 1908: *Handbuch der Klimatologie*, Band I., 3. Auflage, 394 pp.
- Hasselmann, K., 1997 Are we seeing global warming? *Science*, 276, 914-915
- Lorenz E.N. (1968) Climatic determinism. *Meteor. Monog.* 8: 1-3

- North, G.R., Cahalan, R.F. & Coakley, J.A. Jr. 1981 Energy balance climate models. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 91-121.
- Petschel-Held, G., Block, A., Schellnhuber, H.-J., 1995: Syndrome des Globalen Wandels. *Geowissenschaften*, 13, 81-87
- Rahmstorf S (1996) On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dyn.*, 12, 799-811.
- Schellnhuber, H.-J., Block, A., Cassel-Gintz, M., Kropp, J., Lammel, G., Lass, W., Lienenkamp, R., Loose, C., Lüdeke, M.K.B., Moldenhauer, O., Petschel-Held, G., Plöchl, M., Reusswig, F., 1997 : Syndromes of Global Change. *GAIA*, 6, 19-34.
- Toth, F.L., Bruckner, Th., Füssel, H.-M., Leimbach, M., Petschel-Held, G., Schellnhuber, H.-J., 1997: The tolerable windows approach to integrated assessments. Paper presented at the IPCC Asia-Pacific Workshop on Integrated Assessment Models, Tokyo, Japan, 10-12th March, 1997.
- Walker, J.C.G., Hays, P.B., and Kasting, J.F., 1981: A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 86, C10, 9776-9782.
- Watson, A.J., and Lovelock, J.E., 1983: Biological Homeostasis of the Global Environment: The Parable of Daisyworld. *Tellus*, 35B, 284-289.



# Zeitliche Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Erdatmosphäre

**P. Winkler**

Deutscher Wetterdienst, GB FE,  
Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg

## EINLEITUNG

Vom Standpunkt eines Luftchemikers aus gesehen, fiel die Gründung des Preußischen Meteorologischen Instituts in die präindustrielle Phase. Von anthropogenen Umweltveränderungen, die sich auf Wetter und Klima auswirken, konnte damals noch keine Rede sein und über die chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre, insbesondere die Bedeutung von Spurenstoffen, machte sich damals kaum jemand Gedanken. Es existiert allerdings ein Buch von R. A. Smith (1872) mit dem visionären Titel "Air and Rain the beginnings of a chemical climatology", in welchem erste luftchemische Untersuchungen von zahlreichen europäischen Orten beschrieben sind.

In der Zwischenzeit hat der Mensch in vielfacher Hinsicht in das chemische Gleichgewicht der Atmosphäre eingegriffen und Veränderungen geschaffen, die unerwartete und unerwünschte Folgen haben. Die chemischen Veränderungen haben zum Teil langfristigen Charakter und wirken über den Strahlungshaushalt, auf die Wolkenbildung oder die Luftqualität und auf diesem Umwege wieder auf Wetter und Klima zurück.

Im folgenden Vortrag wird der Versuch unternommen, luftchemische Veränderungen anhand von Meßreihen darzustellen und, soweit bekannt, die Koppelung mit Wetter und Klima an Veränderungen physikalischer Parameter der Atmosphäre aufzuzeigen. Zum Teil sind auch wieder Rückwirkungen von dynamischen Veränderungen auf Luftbeimengungen zu beobachten, wodurch Umverteilungen von Spurenstoffen in großem Stil auftreten, die sich ebenfalls wieder auf physikalische Parameter auswirken. Es ist dabei heute keineswegs ein Ende der Veränderungen abzusehen, weshalb auch nicht von neuen stabilen Zuständen eines geänderten Klimas auszugehen ist.

Bei der Untersuchung luftchemischer Kreisläufe ist immer die Lebensdauer der Spurenstoffe zu beachten, um prüfen zu können, ob es sich um Vorgänge globalen, regionalen oder lokalen Ausmaßes handelt. In die folgende Betrachtung werden Spurengase, das atmosphärische Aerosol und der Niederschlag einbezogen, um die zum Teil längeren Wirkungsketten zu verstehen.

## LANGLEBIGE SPURENGASE

Von den langlebigen Spurengasen sind besonders die strahlungsaktiven Gase hervorzuheben, die deshalb auch als Treibhausgase bezeichnet werden. Dazu zählen Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ), Methan ( $\text{CH}_4$ ), Distickstoffoxid ( $\text{N}_2\text{O}$ ), Fluorchlorkohlenwasserstoffe (CFC, FCKW) und deren Ersatzstoffe (HCFC) und Ozon ( $\text{O}_3$ ). Die wichtigsten Treibhausgase  $\text{CO}_2$  und Methan befinden sich in ungebremstem Anstieg (Abb. 1). Einige FCKW's wie Freon-11 und Methylchloroform steigen nicht weiter an oder nehmen bereits wieder ab, da die Emissionen stark zurück gegangen sind. Andere treibhauswirksame oder ozonschädigende HCFC's sind dagegen weiterhin im Anstieg begriffen (HCFC-22, HCFC-142 a, HCFC-142 b). Auf das ebenfalls treibhauswirksame Ozon wird später eingegangen.

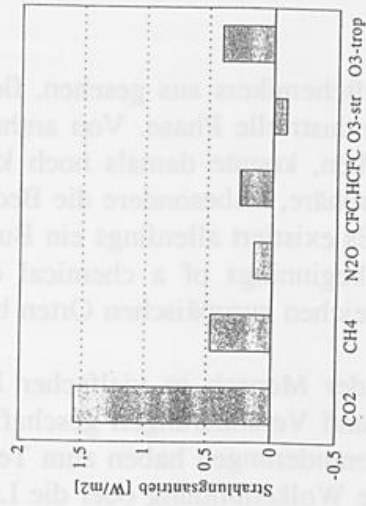
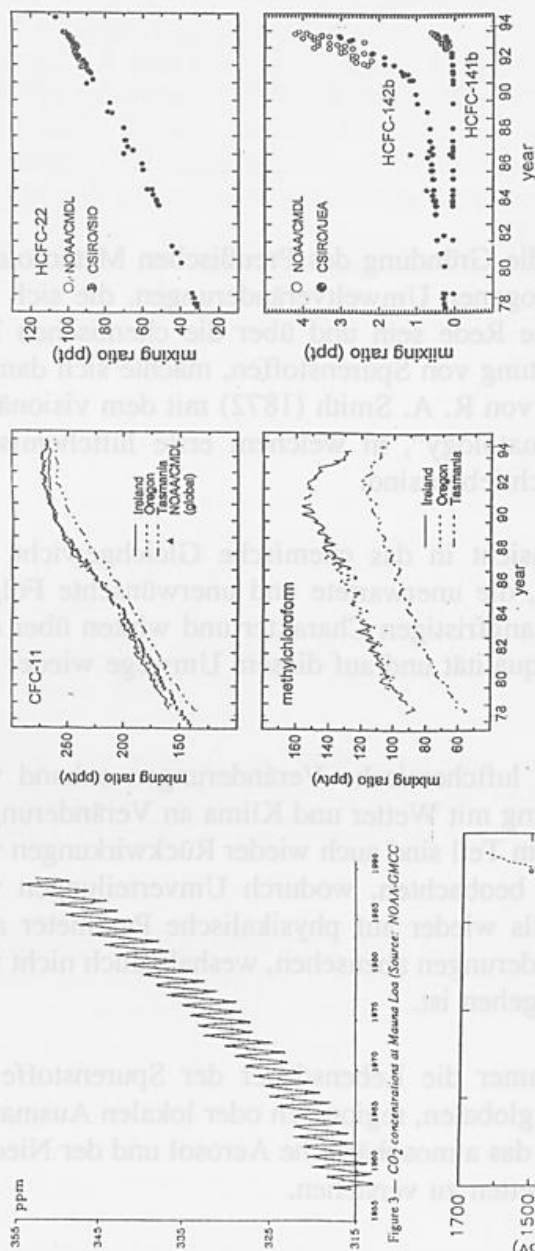


Figure 3 — Methane mixing ratios determined from a high accumulation Antarctic ice core (circles; solid line is a spline fit to the data) and annual mean mixing ratios from measurements in modern air at GAW station Cape Grim, Tasmania (dashed line). (Source: D. Etheridge, CSIRO Division of Atmospheric Research).

Abb. 1: Zeitlicher Verlauf einiger klimarelevanter langlebiger Spurengase und deren Beitrag zum Strahlungsantrieb. Links oben:  $\text{CO}_2$ , links unten Methan,  $\text{CH}_4$  (Lebensdauer >10 J.), mitte oben: Freon-11 (Lebensdauer 50 J.) und Methylchloroform (Lebensdauer 5,4 J.), rechts oben: Ersatzstoffe wie HCFC-22 ( $\text{CHF}_2\text{Cl}$ , 13,2 J.) und HCFC-142b ( $\text{CH}_2\text{CF}_2$ , 19,5 J.), HCFC-141b ( $\text{CH}_2\text{CFCl}$ , 9,4 J.). Rechts unten: Beitrag der Treibhausgase zum Strahlungsantrieb.

Die Beiträge der einzelnen Treibhausgase oder Gruppen von Treibhausgasen zum Strahlungsantrieb sind im Teilbild rechts unten zusammengestellt (nach WMO-IPCC, 1995). Den Hauptantrieb liefert danach CO<sub>2</sub> mit 1.6 W/m<sup>2</sup> gefolgt von Methan mit nahezu 0.5 W/m<sup>2</sup>. N<sub>2</sub>O und die FCKW's liefern Beiträge von weniger als 0.5 W/m<sup>2</sup>. Das stratosphärische Ozon bewirkt eine Abkühlung während das troposphärische Ozon zur Erwärmung beiträgt.

Entsprechend dem Strahlungsantrieb wird ein weltweiter Temperaturanstieg beobachtet. Bei der Prüfung, ob die Erwärmung tatsächlich auf die Treibhausgase zurückgeführt werden kann, ist man jedoch auf Modellanalysen angewiesen. Es handelt sich daher bisher um einen reinen Indizienbeweis. Man geht nach zahlreichen Schätzungen (z. B. WMO 1995, Schönwiese 1997) davon aus, daß die Konzentrationsanstiege der Treibhausgase einen weltweiten Temperaturanstieg von insgesamt 1 K verursacht haben. Die gemessene globale Erwärmung beträgt jedoch nur etwa 0.5 K, was auf die abkühlende Wirkung des atmosphärischen Aerosols zurückgeführt wird. Auf die zeitliche Veränderung des Aerosols wird weiter unten eingegangen.

Neben den genannten Treibhausgasen, die zum Teil sehr lange Lebensdauern haben (z. B. CO<sub>2</sub>: 50 bis 200 Jahre) werden bei einigen Industrieprozessen Spurengase mit extrem langer Lebensdauer und extrem hohem Treibhauspotential ("unsterbliche" Treibhausgase) freigesetzt (Harnisch 1997). Beispiele sind in Abb. 2 für Tetrafluormethan (CF<sub>4</sub>) und Schwefelhexafluorid (SF<sub>6</sub>)

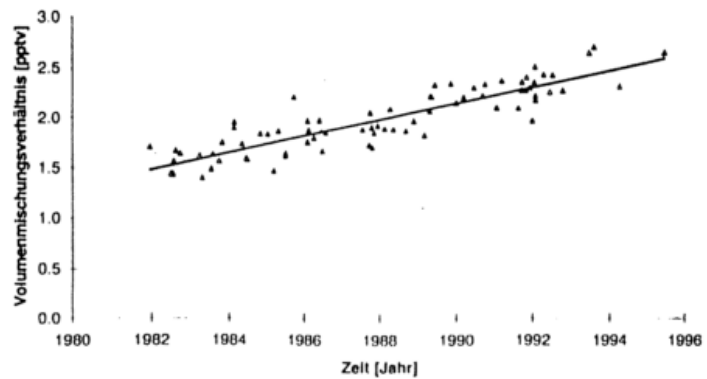
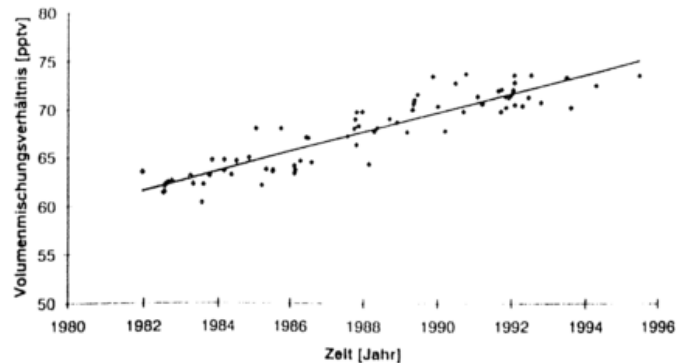


Abb. 2: Zeitlicher Anstieg extram langlebiger Spurengase wie Schwefelhexafluorid (oben, Lebensdauer 3200 J.) und Tetrafluormethan (unten Lebensdauer 50.000 J.). Nach Harnisch, 1997.

dargestellt, woraus der ebenfalls kontinuierliche Anstieg zu ersehen ist. Wie in Abb. 3 zusammengestellt, betragen deren Lebensdauern einige tausend bis einige zig-tausend Jahre.

**Ersatzstoffe haben starkes Treibhauspotential und sind "unsterblich"**

	Lebensdauer	GWP	Quellen	Trend
CF <sub>4</sub>	50.000	4.100	Aluherst., Erdgas	1,3 %/a
C <sub>2</sub> F <sub>6</sub>	10.000	8.200	Aluherst.	3,6 %/a
C <sub>6</sub> F <sub>14</sub>	3.200	?		
C <sub>5</sub> F <sub>15</sub>	4.100	?		
SF <sub>6</sub>	3.200	16.500	Umspannwerke	8,3 %/a

Abb. 3: Lebensdauer, Global Warming Potential (=GWP, rel. zu CO<sub>2</sub>), Quellen, und Trends einiger extrem langlebiger Spurengase (nach Harnisch, 1997).

Das Treibhauspotential (global warming potential) ist beträchtlich, d. h. eine Tonne dieser Gase wirkt so stark wie mehrere tausend Tonnen  $\text{CO}_2$ .  $\text{CF}_4$  und  $\text{C}_2\text{F}_6$  (Perfluorethan) fallen bei der Aluminiumherstellung an oder werden in Schaltanlagen von Umspannwerken ( $\text{SF}_6$ ) eingesetzt. Zur Zeit ist deren Beitrag zur Klimaerwärmung noch als marginal anzusehen. Wegen der auch hier zum Teil kräftigen Zuwachsraten in der Atmosphäre und der langen Verweilzeit nimmt die Bedeutung dieser extrem langlebigen Gase jedoch zu.

## OZON

Neben den zeitlichen Veränderungen der Treibhausgase ist als weiteres Umweltproblem der Abbau der vor schädlicher UV-Strahlung schützenden Ozonschicht in den vergangenen Jahren am stärksten in den Blick der Öffentlichkeit gerückt, vor allem durch das unerwartete Aufbrechen des Ozonlochs im Südfrühling über der Antarktis. Auch in den mittleren Breiten zeigt die 30-jährige Meßreihe des Hohenpeißenbergs die kontinuierliche Abnahme des Ozons in der unteren Stratosphäre (Abb. 4). Die ausgewählten Höhenstufen

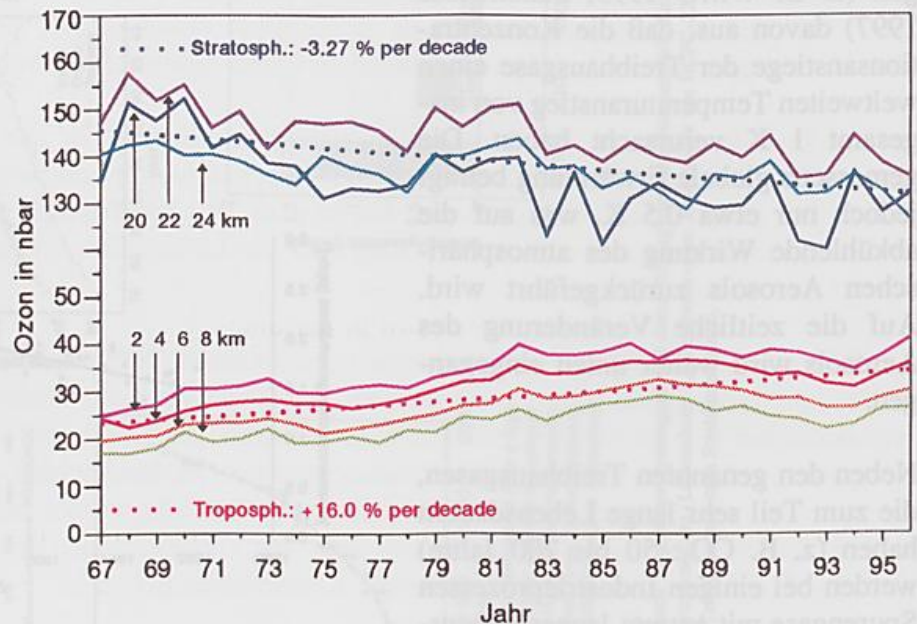
liegen in der Höhe des Ozonmaximums. Die Sondierungen mittels Lidar bis in Höhen von 50 km belegen, daß es auch in der oberen Stratosphäre im Bereich zwischen 33 und 40 km eine sehr deutliche Ozonabnahme gibt (Abb. 5) (Claude et al. 1994, Steinbrecht et al. 1997). Es gilt inzwischen als gesichert, daß das antarktische Ozonloch und der Ozonabbau in der oberen Stratosphäre der mittleren Breiten über eine komplexe Wirkungskette letztlich durch FCKW's hervorgerufen werden. In der unteren Stratosphäre liegen die Verhältnisse komplizierter:

Abb. 4: Langjähriger Verlauf der Ozonkonzentration an ausgewählten Kilometerstufen in der Stratosphäre (oberer Teil) und in der Troposphäre (unterer Teil).

FCKW's tragen zwar auch hier zum Ozonabbau bei, daneben

spielen aber auch Aerosolpartikel und dynamische Veränderungen der Troposphäre eine Rolle. Der markante Ozoneinbruch in den Jahren 1992 und 1993 in Abb. 4 wurde durch den Ausbruch des Vulkans Pinatubo (1991) hervorgerufen. Das in die Stratosphäre geschleuderte  $\text{SO}_2$  wandelte sich in den Folgejahren allmählich zu Sulfatpartikeln um. Ähnlich wie an der Oberfläche der Eispartikel in polaren stratosphärischen Wolken wird auch an Sulfatpartikeln Chlor aus Reservoirgasen freigesetzt, welches einen Ozonabbau hervorruft und in 1993 die tiefsten bisher gemessenen Ozonkonzentrationen in 20 km hervorrief (Abb. 4). Mit dem Aussedimentieren der Partikeln aus dem Ausbruch des Pinatubo trat wieder eine Erholung ein.

Wie erwähnt, wurde inzwischen nachgewiesen, daß auch dynamische Veränderungen in der Troposphäre zum Ozonverlust der unteren Stratosphäre beitragen. Graf et al. (1995) haben gezeigt, daß seit



1957 die 500 hPa Fläche in Mitteleuropa angestiegen ist und das Island-Tief sich vertieft hat. Parallel dazu hat sich auch die Tropopause über Mitteleuropa erhöht. Mittels einfacher mechanistischer Modelle (z. B. Hood und Zaff 1995, Steinbrecht et al. 1998) konnte anhand von Korrelationen nachgewiesen werden, daß ein beträchtlicher Teil der Ozonverluste (etwa 30 %) der unteren Stratosphäre auf Veränderungen der troposphärischen Zirkulation zurückzuführen sind (Abb. 6). Ob die Auslösung dieser mitteleuropäischen Erwärmung und der damit verbundenen Zirkulationsänderungen bereits als eine Folge des CO<sub>2</sub>-Anstiegs zu werten ist, muß derzeit noch als offen angesehen werden.

Bei der Rückwirkung der Zirkulationsänderung auf den Ozongehalt der unteren Stratosphäre im Raum Europa soll nicht unerwähnt bleiben, daß man zunächst nur eine Umverteilung des Ozons erwarten sollte, denn einer Anhebung der 500 hPa Fläche über Mitteleuropa, die mit einer Ozonreduktion gekoppelt ist, muß ein Absinken an anderer Stelle gegenüberstehen, was von einer Ozonzunahme begleitet sein sollte. Es darf dabei aber nicht übersehen werden, daß mit Sinken oder Steigen der Tropopause (parallel zur Bewegung der 500 hPa Fläche) nicht nur das Ozonprofil in der unteren Stratosphäre beein-

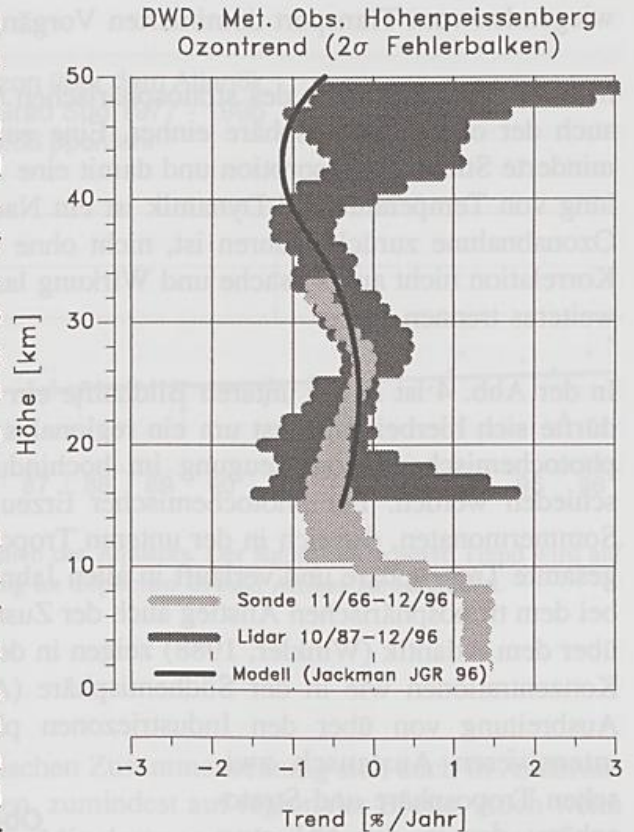


Abb. 5: Ozontrend am Hohenpeißenberg als Funktion der Höhe (Steinbrecht et al. 1997).

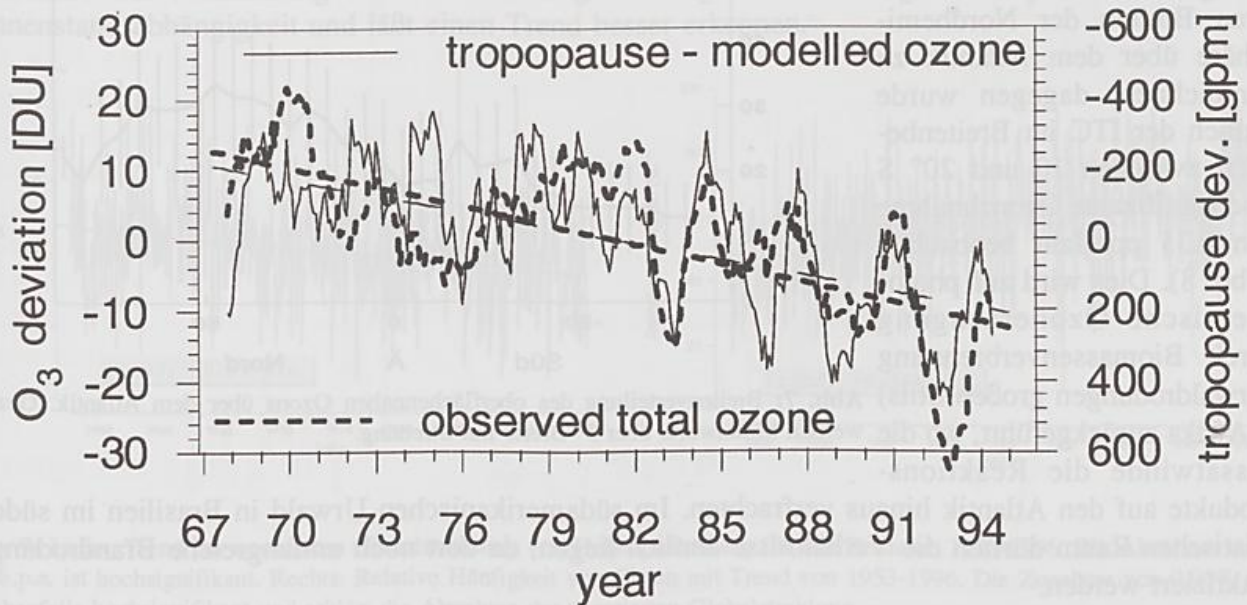


Abb. 6: Durchgezogene Linie: Ozon, berechnet unter Berücksichtigung der Tropausenanhebung. Gestrichelt: beobachtetes Ozon. Aus dem Parallelverlauf kann auf einen Beitrag von dynamischen Änderungen in der Troposphäre zum stratosphärischen Ozonverlust geschlossen werden. (Steinbrecht et al. 1998).

fließt wird, sondern daß damit auch die Verhältnisse oberhalb 30 km Höhe gekoppelt sind, wo die photochemischen Vorgänge vorherrschen. Eine Anhebung der gesamten Luftsäule oberhalb der Tropopause dürfte auch das Verhältnis der photochemischen Umsetzung (> 30 km) zu den über-

wiegenden vom Transport dominierten Vorgänge (< 30 km) beeinflussen.

Mit den Veränderungen des stratosphärischen Ozons geht eine Abkühlung sowohl in der unteren als auch der oberen Stratosphäre einher. Eine zurückgehende Ozonkonzentration sollte auch eine verminderte Strahlungsabsorption und damit eine Abkühlung zur Folge haben. Wegen der engen Kopplung von Temperatur und Dynamik ist ein Nachweis, daß die beobachtete Abkühlung allein auf die Ozonabnahme zurückzuführen ist, nicht ohne weiteres zu erbringen, zumindest reicht eine einfache Korrelation nicht aus. Ursache und Wirkung lassen sich anhand von Beobachtungen allein nicht ohne weiteres trennen.

In der Abb. 4 ist in der unteren Bildhälfte ein Anstieg des troposphärischen Ozons dokumentiert. Es dürfte sich hierbei zunächst um ein regionales Phänomen handeln. Ob die Zunahme eine Folge von photochemischer Ozonerzeugung im hochindustrialisierten Mitteleuropa ist, kann noch nicht entschieden werden. Bei photochemischer Erzeugung erwartet man einen Anstieg vor allem in den Sommermonaten, der sich in der unteren Troposphäre auswirken sollte. Der Anstieg umfasst aber die gesamte Troposphäre und verläuft in allen Jahreszeiten parallel. Daher und aus andern Gründen spielt bei dem troposphärischen Anstieg auch der Zustrom aus der Stratosphäre eine große Rolle. Messungen über dem Atlantik (Winkler, 1988) zeigen in der Nordhemisphäre eine nahezu doppelt so hohe Ozonkonzentrationen wie in der Südhemisphäre (Abb. 7). Die Erhöhung ist aber nicht eine Folge der Ausbreitung von über den Industriezonen photochemisch erzeugtem Ozon, sondern von einem intensiveren Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre, der in der NH etwa doppelt so hoch ist wie in der Südhemisphäre (z. B. Holton 1990). Es sind auch keine signifikanten Trends in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre über dem Atlantik zu verzeichnen; dagegen wurde südlich der ITC im Breitenbereich zwischen 10 und 20° S eine signifikante Ozonzunahme von 0.35 ppb/Jahr beobachtet (Abb. 8). Dies wird auf photochemische Ozonerzeugung durch Biomassenverbrennung (Urwaldrodungen großen Stils) in Afrika zurückgeführt, wo die Passatwinde die Reaktionsprodukte auf den Atlantik hinaus verfrachten. Im südamerikanischen Urwald in Brasilien im südostasiatischen Raum dürften die Verhältnisse ähnlich liegen, da dort noch umfangreiche Brandrodungen praktiziert werden.

#### Oberflächennahes Ozon über dem Atlantik

Mittlere Werte über 5 Breitengrade und Standardabweichung

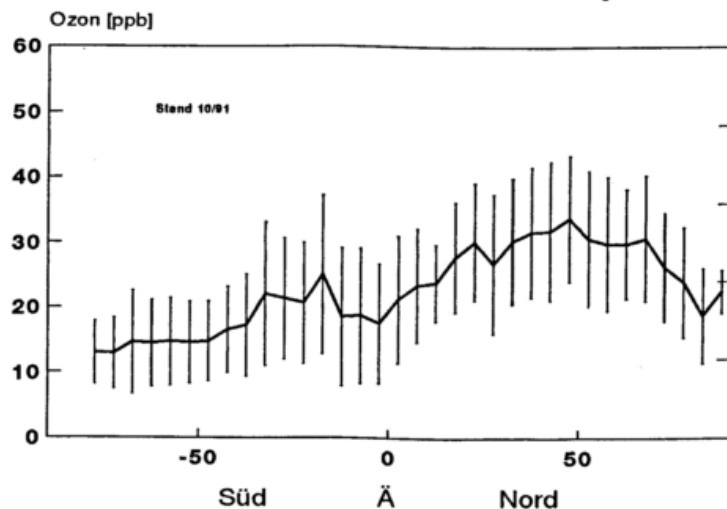


Abb. 7: Breitenverteilung des oberflächennahen Ozons über dem Atlantik. Gezeigt werden Mittelwerte über 5° Breite mit Streuung.

Zusammenfassend wird festgestellt, daß in der Stratosphäre eine generelle langfristige Ozonabnahme in 2 Höhenschichten festgestellt ist, die teils auf anthropogene Einflüsse und teils auf Änderungen der allgemeinen Zirkulation zurückgeführt wird. In der Troposphäre wird auf regionalem Scale eine Ozonzunahme beobachtet, die ebenfalls zum Teil durch anthropogene Aktivitäten hervorgerufen sind. Wegen der Strahlungsaktivität des Ozons lassen die beobachteten Veränderungen in der Stratosphäre eine verstärkte Abkühlung, in der Troposphäre eine verstärkte Erwärmung erwarten.

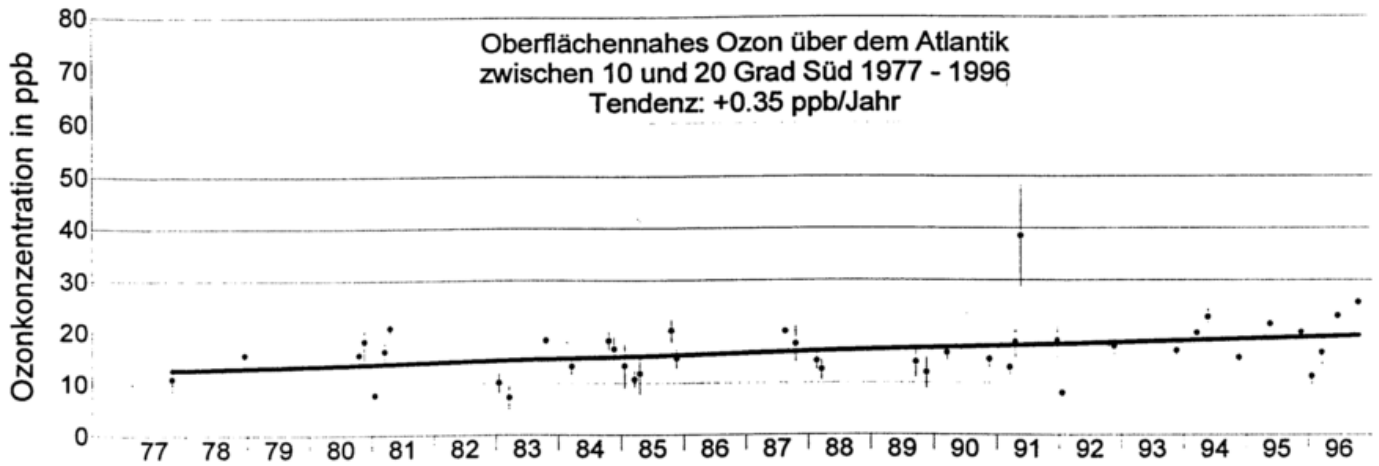


Abb. 8: Trend des oberflächennahen Ozons über dem Atlantik südlich des Äquators. Der signifikant positive Trend wird auf photochemisch produziertes Ozon infolge von Biomassenverbrennung im tropischen Urwald Afrikas zurückgeführt.

### ÄNDERUNGEN PHYSIKALISCHER PARAMETER

Es ist zu erwarten, daß Veränderungen in der luftchemischen Zusammensetzung sich auch in Änderungen physikalischer Parameter der Atmosphäre auswirken, zumindest auf regionaler Ebene. Auch wenn nicht feststeht, ob die Erwärmung der Troposphäre über Mitteleuropa verbunden mit einer Anhebung und Abkühlung der Tropopause durch den Anstieg der Treibhausgase verursacht wurde, kann anhand von langen Beobachtungsreihen geprüft werden, wie die Atmosphäre reagiert. Am Met. Obs. Hohenpeißenberg seit 1953 gemessene Strahlungsreihen zeigen bei der normierten Globalstrahlung eine Abnahme. Die Normierung auf die Strahlung bei ungetrübter Raleigh-Atmosphäre beseitigt die Sonnenstandsabhängigkeit und läßt einen Trend besser erkennen.

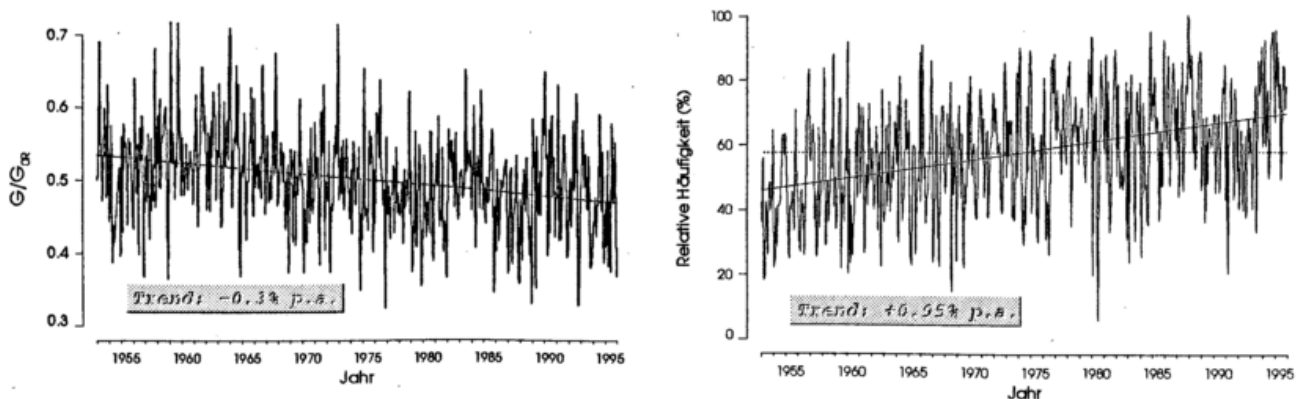


Abb. 9: Links: Trend der normierten Globalstrahlung von Hohenpeißenberg für den Zeitraum 1953-1996. Die Abnahme von -0,3% p.a. ist hochsignifikant. Rechts: Relative Häufigkeit von Cirren mit Trend von 1953-1996. Die Zunahme von 0,95% p.a. ist ebenfalls hochsignifikant und erklärt die Abnahme der normierten Globalstrahlung.

Abb. 9 zeigt links den Zeitverlauf von Monatsmitteln der Tagessummen mit einer ausgeprägten Abnahme von -0.3 % pro Jahr oder etwa 10 % Verlust über die gesamte Meßperiode 1953-1996. Liepert (1996) hat weitere Stationen in Deutschland untersucht und an zahlreichen Standorten eine ähnliche Entwicklung nachgewiesen. Eine nähere Untersuchung zur Veränderung von tiefen, mittelho-

hen und hohen Wolken aus synoptischen Beobachtungen ergab lediglich für Cirren einen signifikanten Trend von +0.95 % p. a. (Abb. 9 rechts). Damit wird die Abnahme von der normierten Globalstrahlung auf unabhängige Weise durch Augenbeobachtungen bestätigt. Die Zunahme der Cirrushäufigkeit kann erklärt werden durch die Anhebung und Abkühlung der Tropopause (Hoinka et al. 1996) und einem Anstieg des Wasserdampfpartialdrucks (Schönwiese, 1997), der sich aufgrund der positiven Temperatur - Verdunstungskorrelation dem Temperaturtrend zu allen Jahreszeiten parallel entwickelt hat. Eine Zunahme der Kondensstreifenbildung infolge des verstärkten Flugverkehrs dürfte damit einhergegangen sein, es wird aber als unwahrscheinlich eingeschätzt, daß die Zunahme der Cirren ausschließlich auf vermehrte Kondensstreifenbildung zurückzuführen ist.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß lange Beobachtungsreihen von physikalischen Parametern der Atmosphäre Veränderungen zeigen, die als Indiz für atmosphärische Folgereaktionen auf Veränderungen der luftchemischen Situation gewertet werden können.

## ATMOSPHERISCHE TRÜBUNG

Die Messung der atmosphärischen Trübung, dargestellt als optische Dicke des Aerosols bei einer Wellenlänge von 550 nm (Abb. 10), zeigt einen deutlichen Jahresgang mit hohen Werten im Sommer und niedrigen Werten im Winter. Die anthropogenen Emissionen verlaufen eher invers dazu, woraus man schließen kann, daß es sich bei den hohen Werten im Sommer um sekundäre Aerosolpartikeln

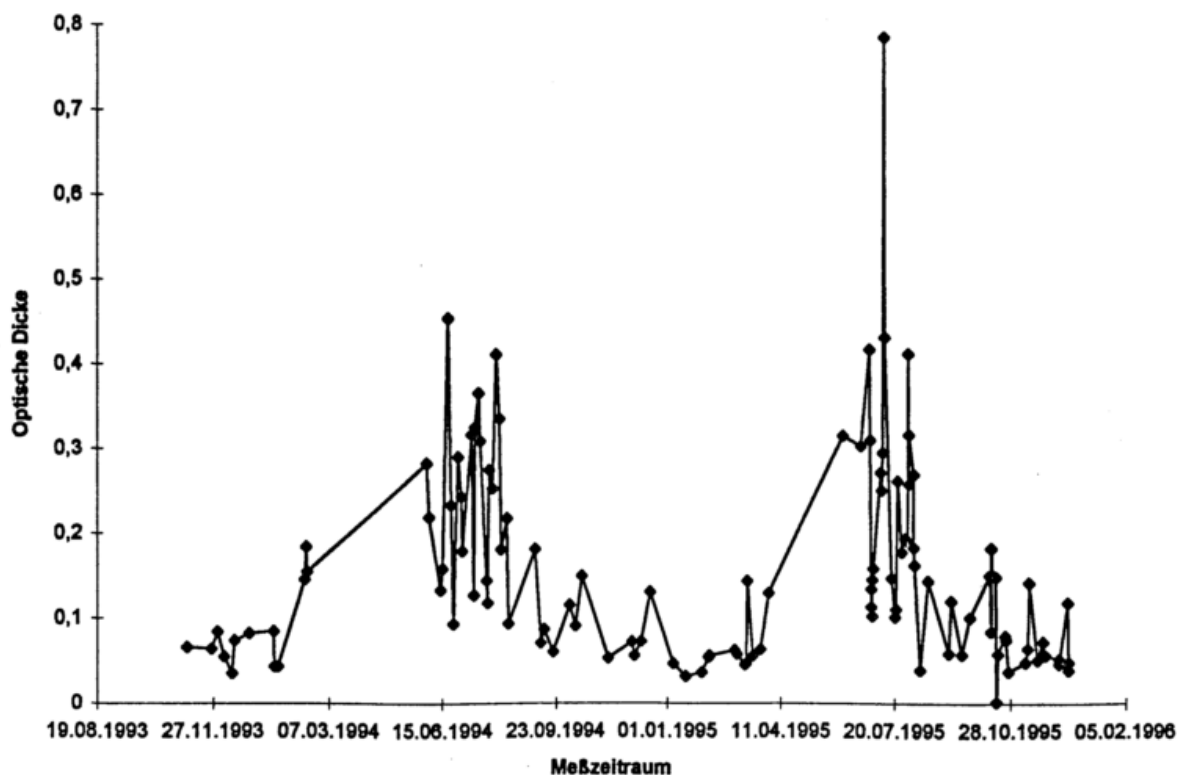


Abb. 10: Aerosol-optische Dicke bei 550 nm für 1994 und 1995 am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg

handelt, die aus einer Gas-Partikel-Umwandlung entstehen (Weller, 1997). Die hohe Sonneneinstrahlung im Sommer begünstigt offenbar die Partikelbildung aus gasförmigen Vorläufern. Der Jahresgang der Niederschlagsmenge hat in Süddeutschland sein Jahresmaximum ebenfalls im Sommer, was bedeutet, daß dann Aerosolpartikeln auch am stärksten ausgewaschen werden. Daher kann nicht geschlossen

werden, die niedrigen Trübungswerte im Winter seien durch intensivere Reinigungsprozesse der Atmosphäre in dieser Jahreszeit bedingt. An der Partikelbildung im Sommer dürften auch Kohlenwasserstoffe beteiligt sein, die von der Pflanzenwelt emittiert werden. Um dies zu verdeutlichen, sei als typischer Vertreter solcher Pflanzenemissionen der Jahressgang von Äthan als Funktion der Breite herangezogen (Rudolph et al. 1995). Obwohl erwartet werden kann, daß die Emissionen parallel zur Temperatur verlaufen, zeigt Äthan in der Nordhemisphäre ein deutliches Minimum im August, was auf eine intensive photochemische Umsetzung schließen läßt, die über den OH-Abbau ausgelöst wird. Höherkettige Kohlenwasserstoffe besitzen ein ähnliches Emissionsmuster (Jobson et al. 1994). Sie reagieren bei Sonnenlicht u.a. zu Aerosolpartikeln, ein Phänomen, das als blauer Sommerdunst bekannt ist und z. B. den Smoky Mountains zu ihrem Namen verholfen hat. Ob die Pflanzenwelt damit einen Schutzmechanismus entwickelt hat, um im Sommer die sehr hohe Einstrahlung zu dämpfen, sei dahingestellt, ist aber denkbar. Die Gas-Partikel-Bildung in der Atmosphäre ist erst in Ansätzen verstanden und bedarf einer intensiveren Erforschung. Die Wirkung auf das Klima ist jedoch vorhanden, da das Aerosol einen Teil der Sonneneinstrahlung zurückstreut.

Die langjährige Entwicklung des Aerosols von 1976 bis 1992 aus Messungen am ehemaligen Observatorium Hamburg zeigt aus dem Vergleich der Staubmasse und der Anzahldichte optisch wirksamer Partikeln, daß letztere weiterhin angestiegen sind, obwohl die Gesamtmasse seit Mitte der 80er Jahre rückläufig war (Abb. 11). Dies bedeutet aber eine Abnahme des mittleren Partikelradius und damit eine Zunahme der langlebigen Fraktion im Aerosol in dem Größenbereich, der von den Auswaschvorgängen weniger gut erfaßt wird. Die langlebige Fraktion unterliegt damit auch einem stärkeren Ferntransport und beeinflußt somit auch quellferne Gebiete. Es hat sich gezeigt (siehe weiter unten), daß das Verhältnis von globaler zu diffuser Strahlung von der Trübung beeinflußt wird, womit eine Wirkung von Luftbeimengungen auf physikalische Parameter der Atmosphäre anhand von Messungen erneut gezeigt ist.

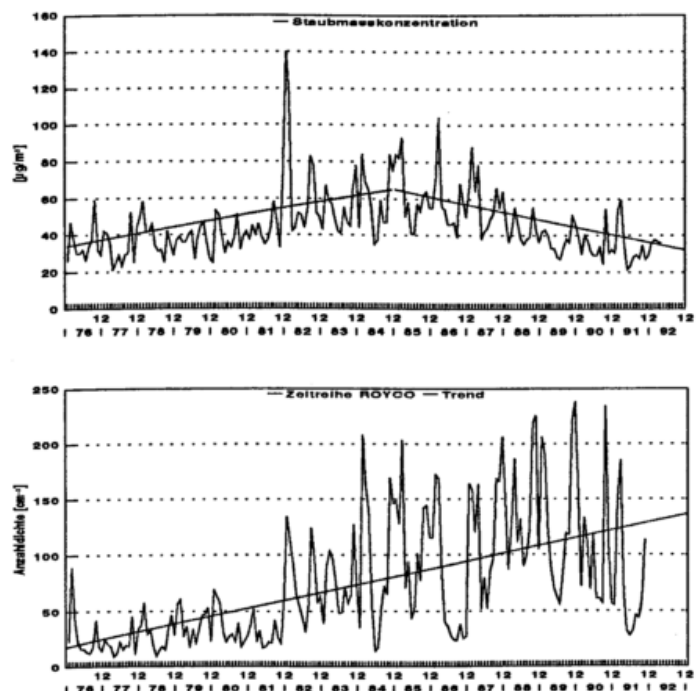


Abb.11: Langzeitverlauf von Staubmassenkonzentration (oben) und Anzahldichte ( $r > 0,3 \mu\text{m}$ ) des Aerosols am ehem. Observatorium Hamburg

## SAURER REGEN

Beim sauren Regen liegt ein Regionalproblem vor, das für hoch industrialisierte Gebiete wie Europa, Ost-USA und Japan typisch ist. In Abb. 12 erkennt man einen generellen Rückgang der  $\text{SO}_2$ -Konzentration an zahlreichen europäischen Stationen, der als Erfolg von Luftreinhaltemaßnahmen zu werten ist. Die Sulfatkonzentration im Aerosol ist ebenfalls rückläufig (unterer Teil), aber nicht so ausgeprägt wie beim  $\text{SO}_2$ . Eine Abschätzung der Sulfatdeposition (Abb. 13) für die vorindustrielle und die Gegenwart hat ergeben, daß die  $\text{SO}_4$ -Deposition um etwa das fünfzigfache angestiegen ist und ein Zukunfts-Szenario für das Jahr 2020 läßt für Wachstumsgebiete wie Südamerika, Südafrika und Ostasien mit einer weiteren Zunahme der Sulfat-Deposition zu rechnen ist, während sie in Europa und den USA stagniert. Verbunden mit der Sulfatdeposition ist eine Säuredeposition, die für sensible Böden

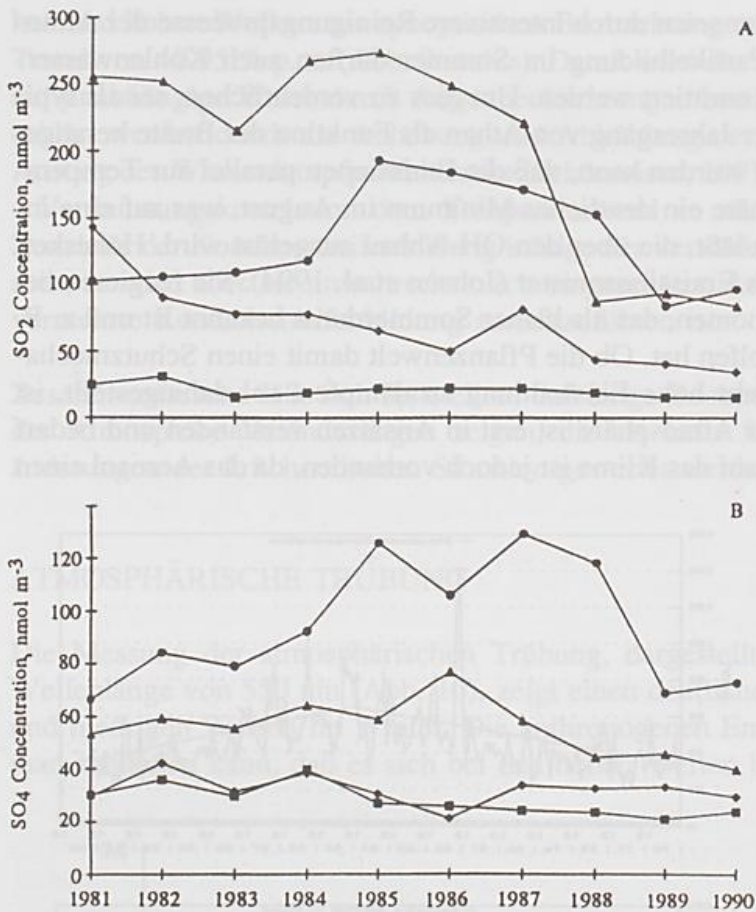


Abb. 12: Oben: Konzentration von Schwefeldioxid und unten: Sulfat im Aerosol an den Stationen (▲) Deuselbach (Hunsrück), (■) Birkenes (Norwegen), (◆) Eskdalemuir (Schottland), und (○) Sulwaki (Polen)

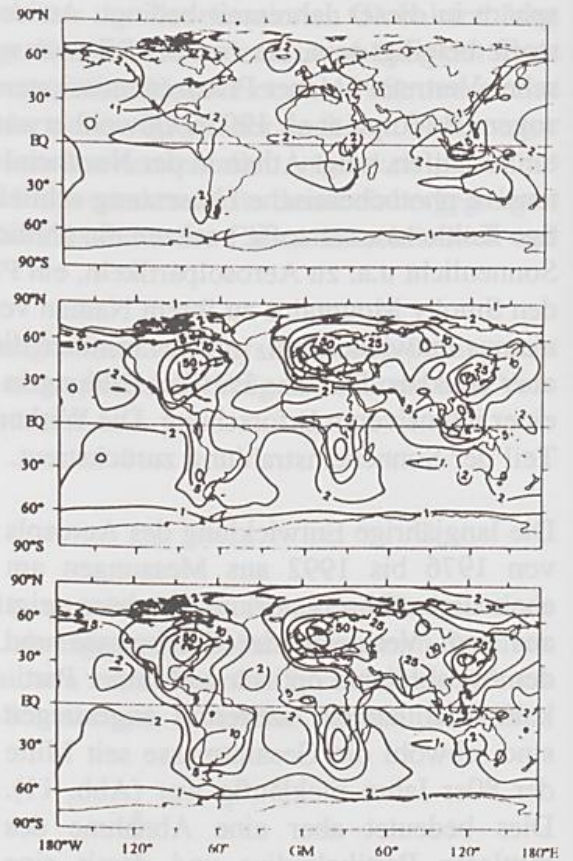


Abb. 13: Jährliche Schwefeldeposition in mmol m<sup>-2</sup> in der vorindustriellen Zeit (oben) zur Gegenwart (mitte) und im Jahr 2020 (unten).

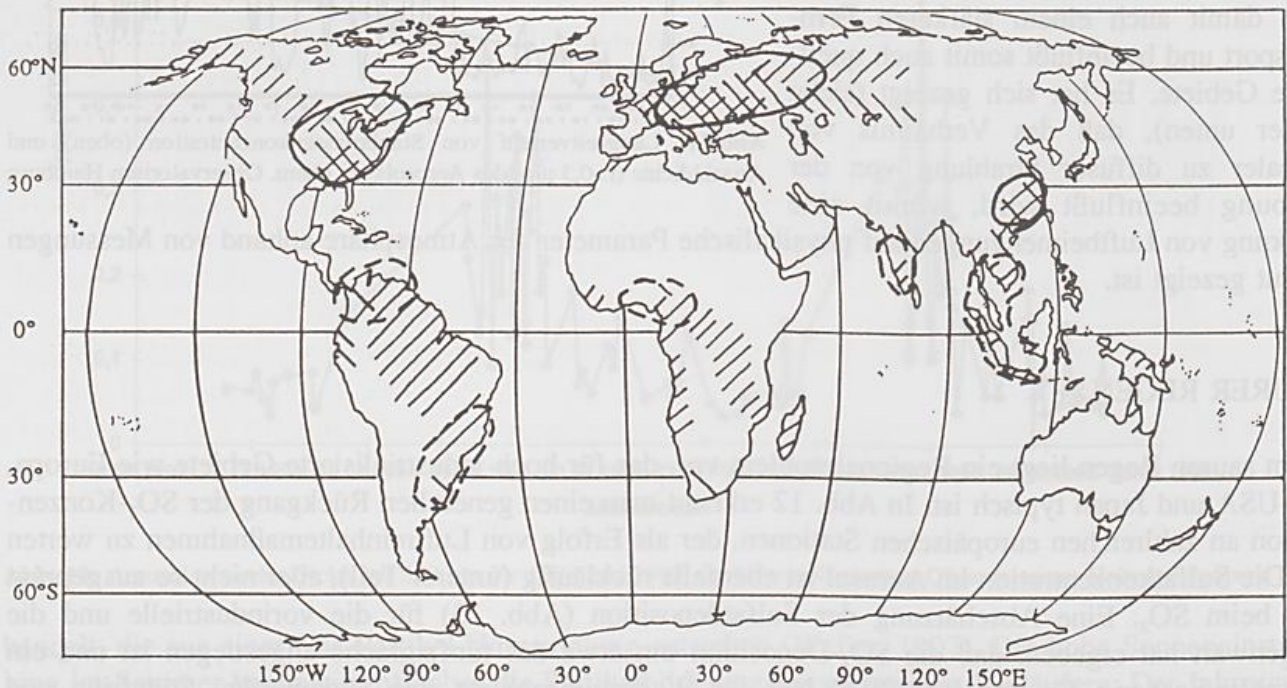


Abb. 14: Gebiete mit potentiellen Schäden sensibler Böden durch saure Niederschläge (markiert durch //). Gegenwärtige Emissionen sind gekennzeichnet durch \\\ . Gegenwärtige Problemgebiete sind durch Linien umrandet. (Nach Rhode u. Herrera, 1988).

Säuredeposition aus. Hier sind kritische Belastungen überschritten: die neuen Waldschadensschätzungen ergaben, daß jede zweite Eiche geschädigt ist, im Bayerischen Wald sind im Nationalpark aufgrund geschwächerter Bestände und Borkenkäferkalimitäten ganze Fichtenbestände zusammengebrochen.

Langfristig können also saure Deposition, die ja keine direkten Beeinflussung der Atmosphärenphysik erkennen lassen, auf indirektem Weg über eine Schädigung sensibler Böden auf die Atmosphäre zurückwirken: Von Bodenschädigungen ausgelöste Bewuchsänderungen beeinflussen den Wasserkreislauf, da mehr als die Hälfte des Niederschlags nicht aus der Advektion maritimer Luft sondern aus der lokalen Verdunstung stammt. Auch Teilschädigungen der Pflanzenwelt wie eine Reduktion der Blattmasse wirken sich auf die Verdunstung und damit auf den Wasserkreislauf aus. (Auf die Belastbarkeit von Böden durch sauren Niederschlag wird später eingegangen).

In Hochlagen der Mittelgebirge kommt zu den sauren Niederschlägen noch die Deposition durch Interzeption von Wolkentröpfchen an der Vegetation (Auskämmen) hinzu. Im Nebel ist die Konzentration z.T. zehnmal höher als in Regen. Eine Abschätzung der mit der Nebelinterzeption verbundenen Depositionsflüsse ist in Abb. 15 für die 4 Standorte Kahler Asten (Sauerland), Wasserkuppe (Rhön), Feldberg (Schwarzwald) und Großer Arber (Bayerischer Wald) zusammengestellt, wobei ein jeweils gleichartiger Fichten-Modellwald zugrundegelegt wurde (Pahl und Winkler 1997). In diesen Lagen ist die Stoffdeposition durch Nebel höher oder vergleichbar mit der Stoffdeposition durch den Niederschlag. Im rechten Teil von Abb. 15 ist die Gesamtstickstoffdeposition im Vergleich zur kritischen Belastbarkeit des Bodens dargestellt: Für alle Standorte ist die kritische Belastbarkeit des Bodens bereits durch die Nebeldeposition allein überschritten. Das bedeutet, daß mit einer dauerhaften Schädigung des Bodens zu rechnen ist und es zu Mangelernährung oder einem Ernährungsungleichgewicht der Waldbestände und damit zu einer dauerhaften Schädigung des Bewuchses kommen muß.

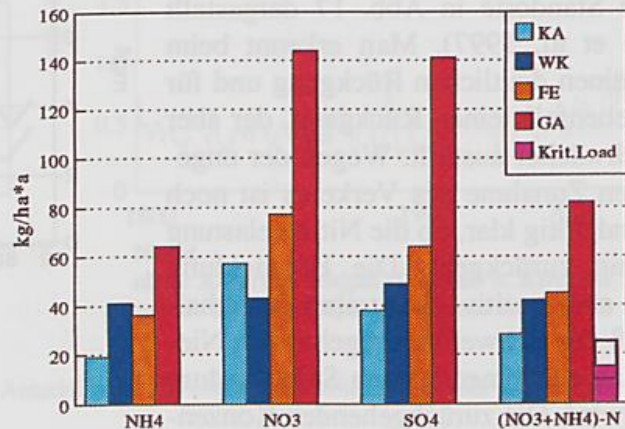


Abb. 15: Deposition von Spurenstoffen durch Nebel auf Wälder in Mittelgebirgshochlagen, KA: Kahler Asten, WK: Wasserkuppe, FE: Feldberg, GA: Großer Arber. Weitere Erläuterung s. Text.

Ausgangsgestein	Verwitterung kontrollierendes Mineral	Gesamtazidität [kmol H <sup>+</sup> km <sup>-2</sup> Jahr <sup>-1</sup> ]	Schwefel
Granit, Quarzit	K-Feldspat, Quarz	< 20	< 3
Granit, Gneiß	Muskovit, Plagioklas Biotit (<5%)	20 - 50	3 - 8
Grandiorit, Grauwacke, Gabbro	Biotit, Amphibol(<5%)	50 - 100	8 - 16
Gabbro, Basalt	Pyroxee, Epidot, Olivin (5%)	100 - 200	16 - 32
Kalk, Mergel	Karbonate	< 200	< 32

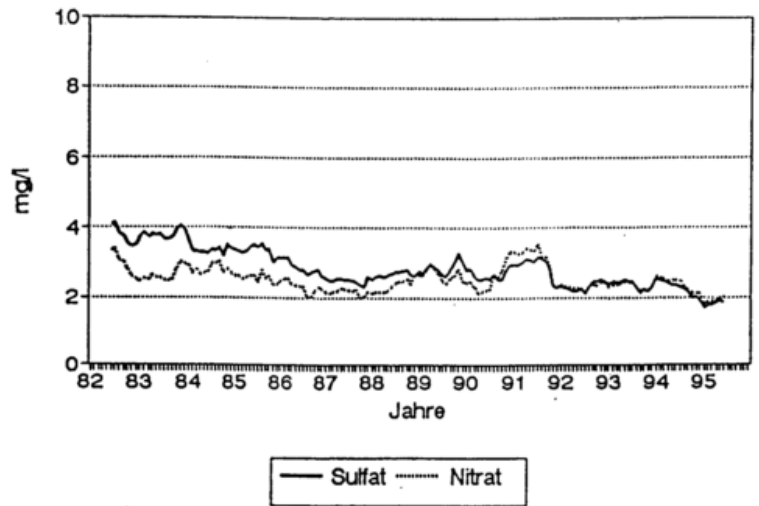
Abb.16: Kritische Belastung für Waldböden durch saure Deposition. Werden die kritischen Belastungen überschritten, kommt es zur dauerhaften Bodenversauerung, damit zur Bewuchsänderung, Änderung des Wasserhaushalts und der Verdunstung und schließlich zum Einfluß auf Wetter und Klima.

Die kritische Belastbarkeit für Waldböden, wie sie sich aus verschiedenen Ausgangsgesteinen bilden, ist in Abb. 16 dargestellt (Gregor et al. 1996) und kann mittels eines aufwendigen Verfahrens abgeschätzt werden. Aus einem Vergleich mit Abb. 15 läßt sich erkennen, daß auch beim Schwefel die kritische Belastung an allen Standorten überschritten ist. Eine Veränderung der Mikrobiologie im Boden und eine Veränderung des Bewuchses mit Konsequenzen für den Wasserhaushalt sind damit vorgegeben. Damit ist auch hier eine indirekte Auswirkung von Luftbeimengungen auf Wetter und Klima über diese Wirkungskette gegeben.

Während die Nebeldeposition nur für die Hochlagen von Bedeutung ist, fällt der Niederschlag gleichmäßig. Die langzeitige Entwicklung der beiden Hauptbestandteile Sulfat und Nitrat ist für zwei mitteleuropäische Standorte in Abb. 17 dargestellt (Fricke et al. 1997). Man erkennt beim Sulfat einen deutlichen Rückgang und für Nitrat ebenfalls einen Rückgang, der aber weit schwächer ausfällt. Wegen der ungebremsten Zunahme des Verkehrs ist noch nicht endgültig klar, ob die Nitratbelastung weiterhin zurückgeht. Die Entwicklung scheint aber positiv. Es ist aber festzuhalten, daß der Schwefelsäuregehalt im Niederschlag zunehmend durch Salpetersäure ersetzt wird. Die zurückgehenden Konzentrationen bedeuten zunächst, daß eine stärkere Verdünnung der Säuren im Niederschlag stattfindet, daß aber die saure Deposition als solche anhält.

In größerer Quellferne sieht die Situation dagegen anders aus: Anhand von Untersuchungen der Bestandteile in Eisbohrkernen läßt sich abschätzen, inwieweit die anthropogenen Emissionen sich weltweit ausbreiten oder ob die Deposition regional begrenzt bleibt. In Abb. 18 sind die Nitrat- und Sulfatgehalte in Eisbohrkernen von Grönland und vom Südpol für die vergangenen 180 Jahre dargestellt. In der Antarktis ist bei Sulfat kein Trend festzustellen. Die einzelnen Peaks stammen von Vulkanausbrüchen. Beim Nitrat ist eine Zunahme zu beobachten, wobei aber nicht bestätigt werden, ob der Trend auf anthropogene Aktivität zurückzuführen ist. In Grönland ist dagegen sowohl beim Sulfat als auch beim Nitrat ein deutlich anthropogenes Signal vorhanden. Das bedeutet, daß in großer Entfernung von den industriellen Quellgebieten der anthropogene Einfluß noch weiterhin zunimmt, obwohl in den Industriezentren selbst eine Verbesserung der Luftqualität festgestellt werden kann. Die weltweite Zunahme des Energieverbrauchs zeigt sich an Luftbeimengungen offenbar in den unbelaste-

### Sulfat und Nitrat im Niederschlag gleitende Monatswerte in Deuselbach



### Sulfat und Nitrat im Niederschlag gleitende Monatswerte am Brotjackriegel

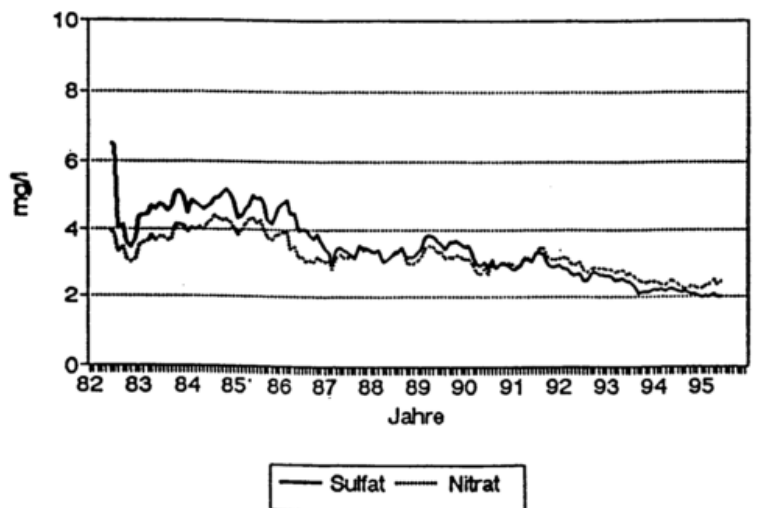


Abb. 17: Gleitende Monatsmittel (12 Monate) von Sulfat und Nitrat für Deuselbach (Hunsrück, oben) und Brotjackriegel (Bayr. Wald, unten). (aus Fricke et al. 1997).

## Polargebiete: Sulfat- und Nitratkonzentration in Eisbohrkernen

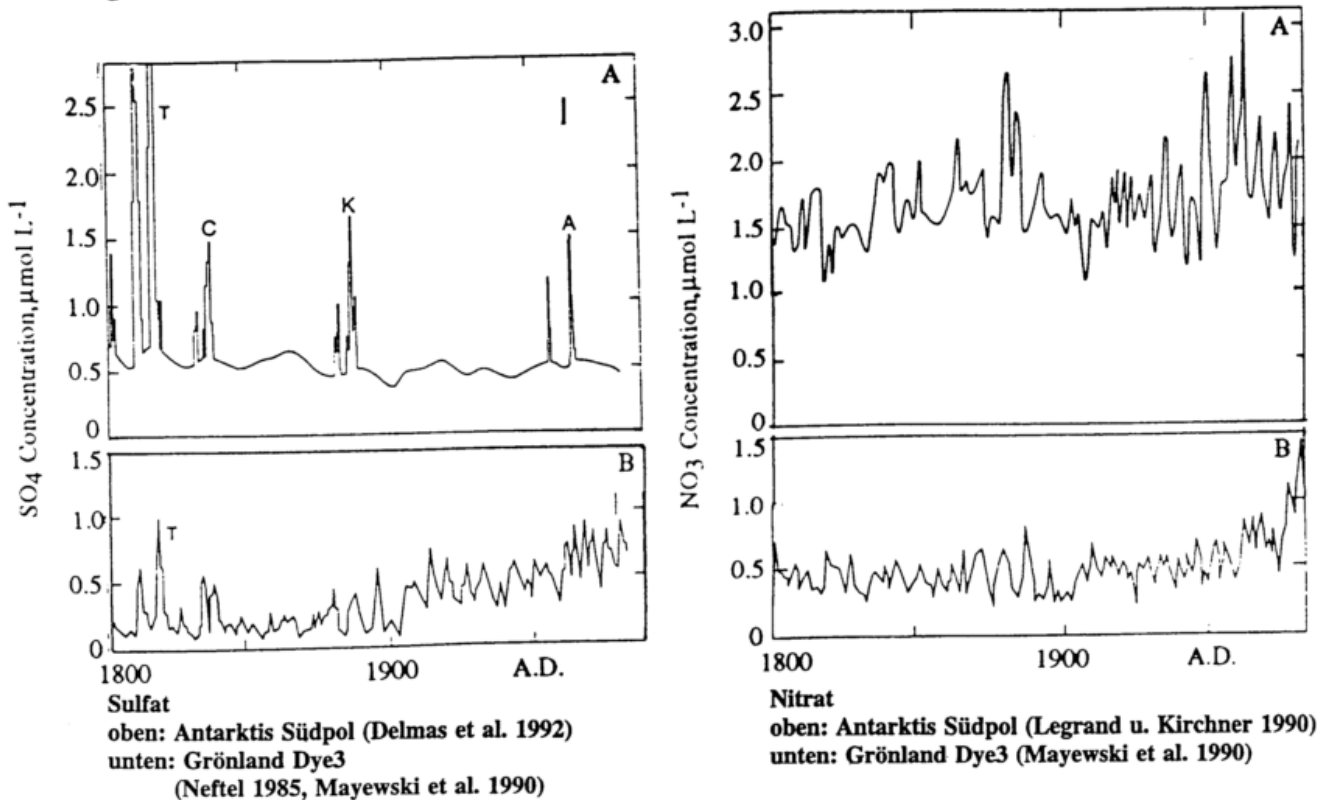


Abb.18: Sulfat- und Nitratgehalte der Eisbohrkerne in der Antarktis (jeweils oben) und Grönland (jeweils unten). Links: Sulfat, rechts: Nitrat.

ten Gebieten am ausgeprägtesten während in belasteten Gebieten, wie Mitteleuropa, die Auswirkung von Luftreinhaltemaßnahmen sich zunächst noch positiv auswirkt. Der Anstieg in den quellfernen Gebieten vermittelt einen Eindruck über die Transportvorgänge in der Atmosphäre: trotz quellnaher Entlastung gelangen in steigendem Maße Anteile von anthropogenen Substanzen in quellferne Gebiete. Es ist auch möglich, daß dort die Quellen zugenommen haben oder die Lebensdauer von den säurebildenden Substanzen gestiegen ist oder die Transportwege sich geändert haben.

## ATMOSPHERISCHES AEROSOL

Das atmosphärische Aerosol wirkt dem Treibhauseffekt entgegen (Grassl, 1996), da ein Teil der Sonnenstrahlung vom Aerosol in den Weltraum zurückgestreut wird. Der Strahlungsantrieb wird auf  $-0.3$  bis  $-0.5$   $W/m^2$  geschätzt. Neben der Troposphäre enthält auch die Stratosphäre Aerosol und zwar die sog. "Junge Schicht" in 15 - 23 km Höhe (Junge, 1963). Die Überwachung der Schicht mittels Lidar (Jäger 1997) zeigte einen langsamen Anstieg des Hintergrundniveaus mit überlagerten Maximas, die von Vulkanausbrüchen stammten und nach jeweils 2 - 3 Jahren wieder abklagen (Abb. 19). Nach 1995 wird ein weiterer Rückgang der Konzentration auf Werte wie vor 1979 beobachtet (Jäger, pers. Mitt.), so daß der generelle Anstieg offenbar nur vorübergehend war. Die Variabilität ist jedoch sehr groß. Wie im Abschnitt 2 bereits erläutert, spielt das Aerosol offenbar beim Ozonabbau in der unteren Stratosphäre der mittleren Breiten eine bedeutendere Rolle als bisher angenommen.

In der Troposphäre war für Europa anhand der Meßreihe in Hamburg eine Zunahme der langlebigen und optisch besonders wirksamen Partikelfraktion beobachtet worden (Abb. 11.). Wichtig in diesem Zusammenhang ist es, zu erwähnen, daß auch bei Transport der Luft über die Nordsee ohne Landkon-

# Integrated backscatter coefficient at Garmisch-Partenkirchen 1976-1996

Tropopause + 1 km → layer top  
694.3 nm

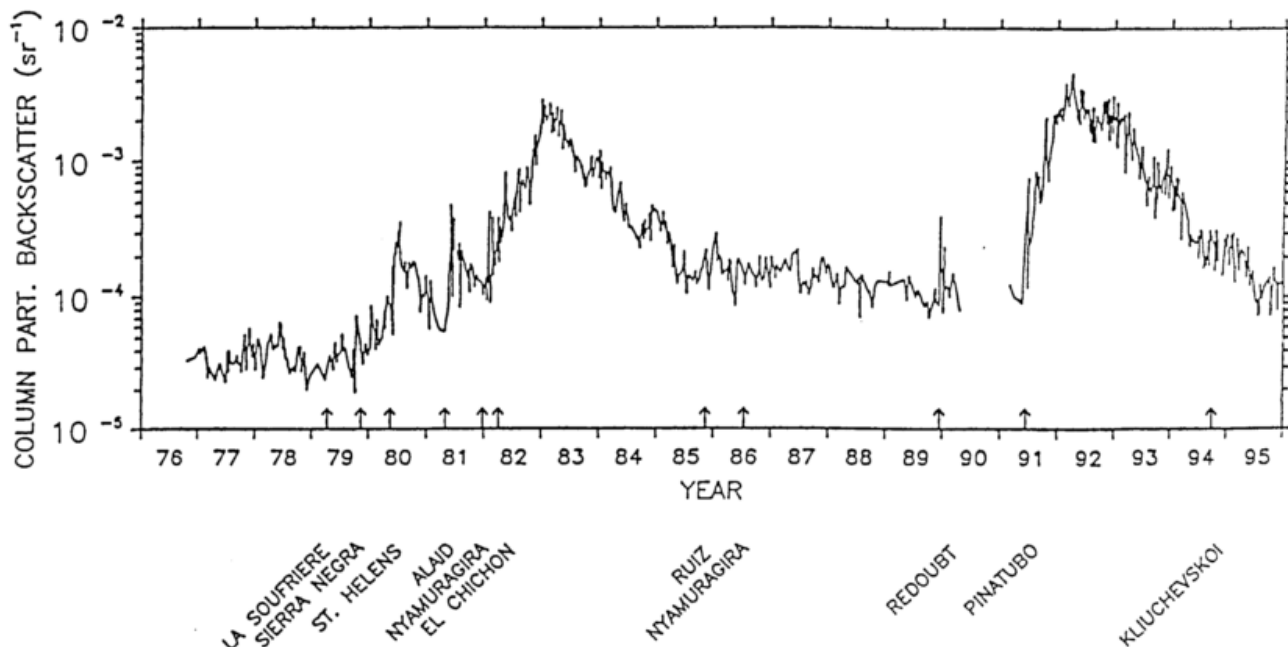


Abb. 19: Integrales Rückstreuverhältnis der Stratosphäre (Jäger 1997).

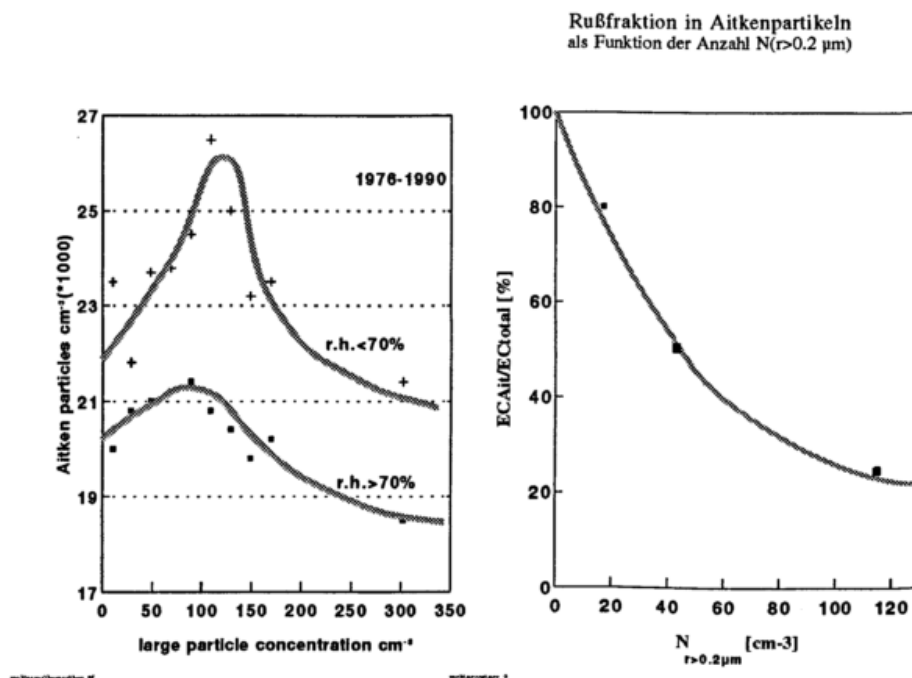


Abb. 20: Links: die Abnahme von Aitkenpartikeln oberhalb einer Schwellkonzentration großer Partikeln ( $120/\text{cm}^3$ ) bedeutet einen Massentransfer von Aitkenpartikeln in den Akkumulationsmode. Rechts: Die abnehmende Rußfraktion im Bereich der Aitkenpartikeln mit steigender Anzahldichte  $N$  bestätigt, daß Rußpartikeln sich bei steigender Konzentration großer Partikeln an diese anlagern.

takt eine Zunahme der Anzahldichte der optisch wirksamen Partikeln festgestellt wurde (Abb. 21) (Kaminski u. Winkler 1994). Das bedeutet möglicherweise einen zunehmenden Anteil des Ferntransports aus USA, da die feine Aerosolfraction auch vom Niederschlag nicht gut ausgewaschen wird.

Die vorstehende Abb. 20 soll einen Eindruck von der Dynamik und Variabilität des atmosphärischen Aerosols vermitteln. Der linke Teil zeigt einen Vergleich der Entwicklung der Anzahldichte von zwei Größenklassen des Aerosols (Winkler 1992). Die kleinen Aitkenpartikeln entwickeln sich bei geringer Luftbelastung parallel zur Anzahl der Partikeln im sog. Akkumulations-Mode. Übersteigt aber hier die Anzahldichte einen bestimmten Schwellwert, so lagern sich die Aitkenpartikeln rasch an die Partikeln des Akkumulations-Modus an, da die Oberfläche in diesem Radiusbereich ihr Maximum hat: Die Anzahldichte von Aitkenpartikeln ist dann mit steigender Luftbelastung rückläufig und es tritt ein Massentransfer aus dem Radiusbereich  $< 0.1 \mu\text{m}$  in den Akkumulations-Mode auf. Da im Radiusbereich  $< 0.1 \mu\text{m}$  auch die Partikelbildung aus der Gasphase stattfindet, lagern sich die neugebildeten Partikel dann rasch an die größeren Partikeln an, ohne sich in steigenden Anzahlen im Aitkenbereich bemerkbar zu machen. Bestätigen läßt sich dieses Verhalten an der Rußfraktion (Heintzenberg und Winkler 1991). Diese Rußpartikel entstehen bei unvollständiger Verbrennung als sehr kleine Primärpartikel (ultrafeines Aerosol). Bei geringer Belastung mit Partikeln im Akkumulations-Mode findet sich die höchste Rußfraktion im Bereich  $< 0.1 \mu\text{m}$  und geht infolge der Anlagerung bei steigender Anzahldichte in den Akkumulations-Mode über, so daß die Fraktion dann im Aitkenbereich nur noch gering ist. Ruß als strahlungsabsorbierender Bestandteil gelangt somit in eine Größenklasse, die dem Ferntransport unterliegt und da die rußhaltigen Partikeln auch wenig hygroskopisch sind, (Swietlicki et al. 1997, Svenningsson et al. 1997) werden sie durch den Niederschlag nur langsam entfernt.

Die Partikelbildung aus der Gasphase ist erst wenig untersucht. Es ist aber zu erwarten, daß global die Partikelbildung im Zunehmen begriffen ist (Berresheim et al. 1995), da auch die globale  $\text{SO}_2$ -Emission ansteigt (Abb. 22).  $\text{SO}_2$  wird in der Atmosphäre teilweise zu gasförmiger Schwefelsäure oxidiert, die wegen des niedrigen Dampfdruckes rasch neue Partikeln bildet

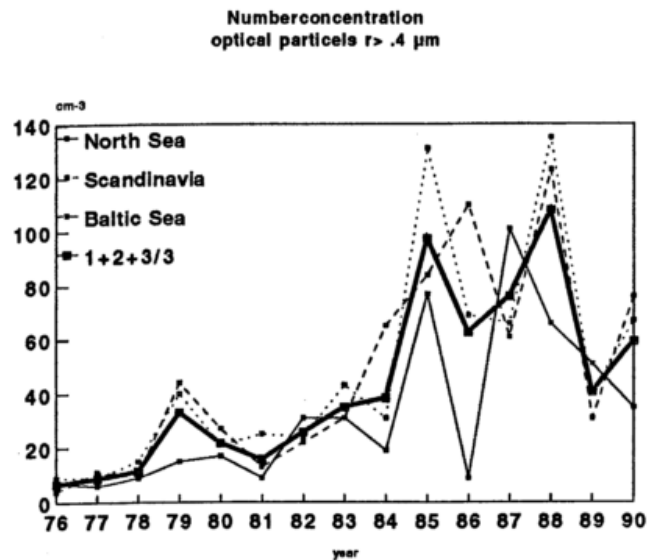


Abb. 21: Zeitreihe der Anzahldichte optisch wirksamer Partikeln (Hamburg-Sasel) aus unbelasteten Herkunftsgebieten.

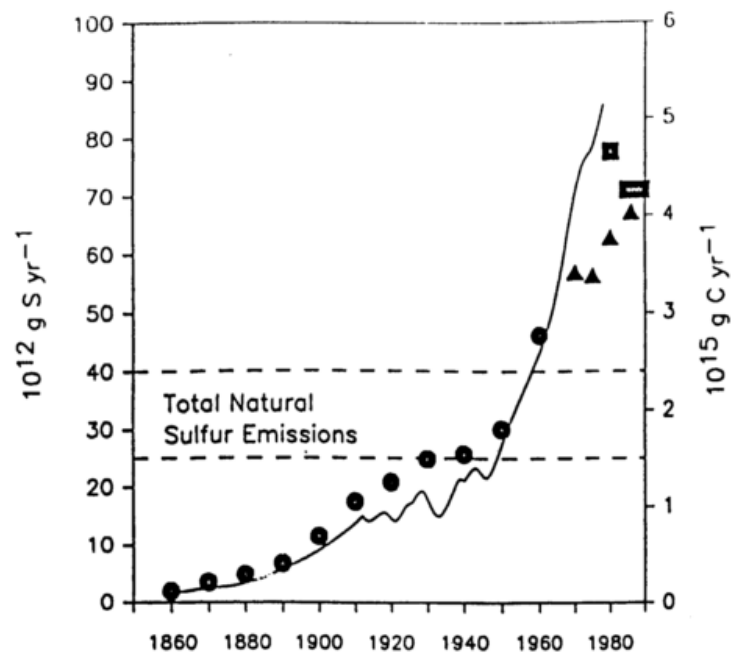


Abb. 22: Globale  $\text{SO}_2$ -Emission (Symbole) und der  $\text{CO}_2$  Emission (aus Berresheim 1995).

oder sich an vorhandenen Partikeln anlagert.

Die Wirkung von Partikeln auf Strahlungsparameter wird aus Abb. 23 deutlich. Dargestellt ist die auf eine reine Raleigh-Atmosphäre normierte diffuse Himmelsstrahlung (um die Tage- und Jahresgänge zu eliminieren) für den Zeitraum 1953 bis 1995 an der Station Hohenpeißenberg für wolkenlosen Himmel. Dazu ist die aerosoloptische Dicke der Stratosphäre eingetragen (nach Sato et al. 1993). Man erkennt an dem Parallelverlauf, daß insbesondere Vulkanausbrüche das stratosphärische Aerosol erhöhen und mit Peaks in der normierten diffusen Strahlung zusammenfallen. So kann eine Rückwirkung von Luftbeimengungen auf physikalische Parameter der Atmosphäre nachgewiesen werden. Es soll betont werden, daß neben dem stratosphärischen Aerosol natürlich auch das troposphärische Aerosol zur Variabilität der normierten diffusen Strahlung beiträgt. Mit dieser Abbildung wird erneut an Hand von Meßreihen die Rückwirkung der Veränderung von Luftbeimengungen auf physikalische Parameter der Atmosphäre dokumentiert.

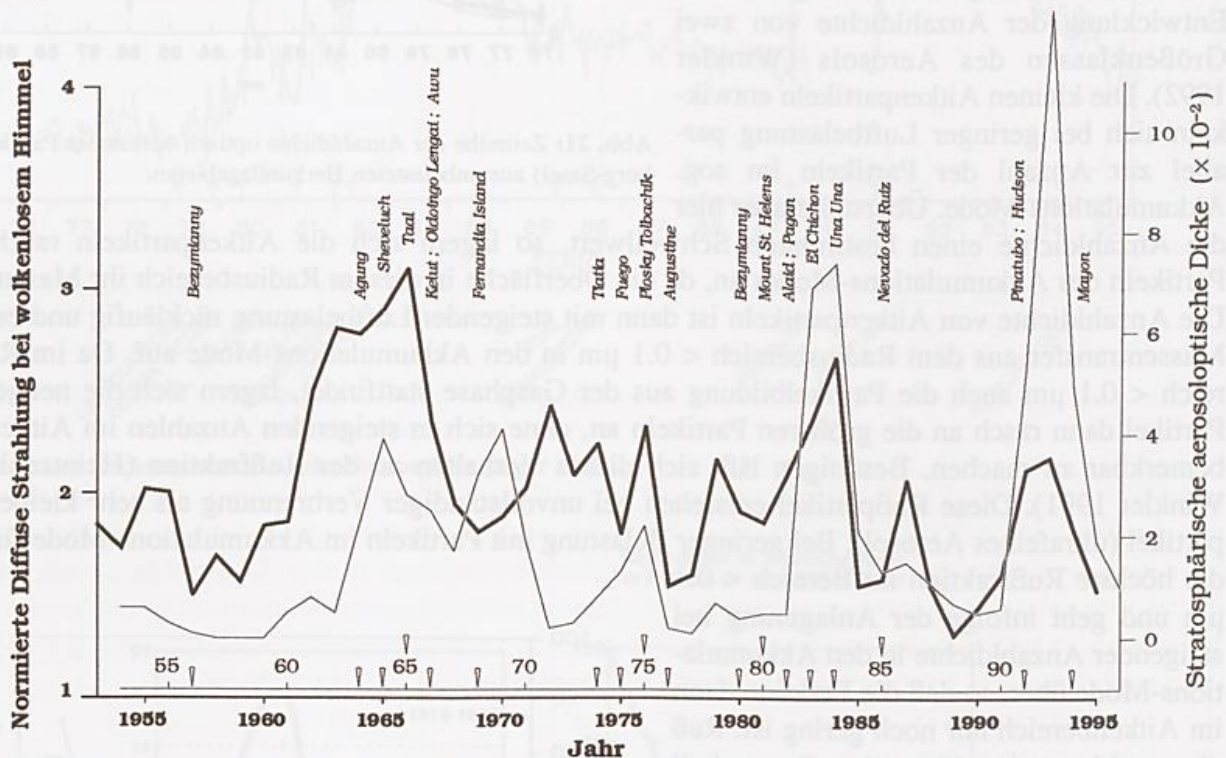


Abb. 23: Fett: normierte diffuse Strahlung ( $D/D_{OR}$ ) am Hohenpeißenberg bei wolkenlosem Himmel und stratosphärische aerosoloptische Dicke (nach Sato, 1993).

## ZUSAMMENFASSUNG

An einer Reihe von Beispielen wurde gezeigt, daß langfristige Änderungen von Luftbeimengungen auf direktem oder indirektem Weg auf physikalische Parameter der Atmosphäre zurückwirken und die Wirkung an langen Meßreihen solcher Parameter zum Teil bereits sichtbar gemacht werden kann. In einem komplexen System wie der Atmosphäre kommt den Luftbeimengungen eine Bedeutung zu, die der von Hormonen im Organismus vergleichbar ist. Trotz geringster Konzentrationen der Luftbeimengungen kann ihnen eine steuernde Funktion zukommen. Dabei muß sogar anerkannt werden, daß nicht nur der Mensch in den Spurenstoffhaushalt eingreift, sondern die Biosphäre selbst durch natürliche Vorgänge die Zusammensetzung der Atmosphäre beeinflusst hat (Lovelock 1988). Abb. 24 zeigt den Einfluß des Lebens auf die Zusammensetzung der Erdatmosphäre. Ohne Leben wäre die Atmosphäre

ärmer an Stickstoff und Sauerstoff, aber reicher an CO und CO<sub>2</sub>. Spurengase wie Methan, Wasserstoff (H<sub>2</sub>) oder Ammoniak und Salzsäure treten überhaupt erst durch das Leben auf. Deren Vorhandensein wird ständig neu aufgebaut, da sonst die reinen luftchemischen Reaktionen rasch zu einem völligen Verschwinden dieser Substanzen führen würde. Offenbar greift das Leben selbst in die Zusammensetzung der Atmosphäre ein, um die Zusammensetzung für die Existenz und den Fortbestand der Biosphäre optimal zu gestalten (Lovelock's Gaia Hypothese). Es ist mehr eine philosophische Frage, ob es sich um einen aktiven Prozeß handelt oder ob die Biosphäre sich im Laufe der Evolution an die veränderten atmosphärischen Bedingungen angepaßt hat. Die Wechselwirkung zwischen Luftbeimengungen und Zirkulation ist jedoch sehr komplex, da alle Änderungen in den physikalischen Parametern, soweit sie auf luftchemischen Änderungen beruhen, sofort auch die Dynamik beeinflussen, die wiederum die Transportwege der Spurenstoffe verändert.

Einfluß des Lebens auf die Zusammensetzung der Erdatmosphäre

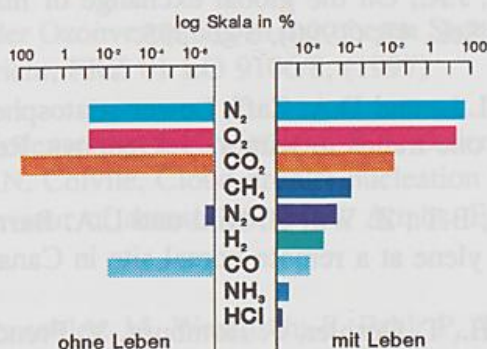


Abb. 24: Einfluß des Lebens auf die Zusammensetzung der Atmosphäre (nach Lovelock 1988).

## LITERATUR

- Berresheim, H., Sulfur in the atmosphere. In: Composition, Chemistry, and Climate of the Atmosphere, Chapter 8, H.B. Singh (ed.), Van Nostrand Reinhold Publ., New York, (1995), pp. 251-307.
- Claude, H.; F. Schönenborn; W. Steinbrecht und W. Vandersee, New evidence for ozone depletion in the upper stratosphere, *Geophys. Res. Letters*, 21, (1994), 2409-2412.
- Fricke, W.; S. Beilke; E. Bieber; K. Uhse und M. Wallasch, Ergebnisse täglicher Niederschlagsanalysen in Deutschland von 1982 - 1995., Umweltbundesamt, Berlin, Texte, 10/, (1997), 452 S..
- Graf, H.-F.; J. Perlwitz; I. Kirchner und I. Schult, Recent northern winter climate trends., *Contr. Atmos. Phys.*, 68, (1995), 233-248.
- Graßl, H., Der veränderte Energiehaushalt der Erde., *Phys. Bl.*, 51, (1995), 487-492.
- Gregor, H.D., B. Werner und T. Spranger (Eds.), Mapping Critical Levels/Loads - and geographical areas where they are exceeded., Umweltbundesamt, Berlin, Texte 71/(96), 1996
- Harnisch, J., Die globalen atmosphärischen Haushalte der Spurengase Tetrafluormethan und Hexafluormethan., Cuvillier, Göttingen, 1996, 103.
- Heintzenberg, J. und P. Winkler, Elemental carbon in the urban aerosol: Results of a seventeen month study in Hamburg, FRG, *Sci. Tot. Environ.*, 36, (1984), 27-38.

- Hoinka, K.P.; H. Claude und U. Köhler, On the correlation between tropopause pressure and ozone above Central Europe., *Geophys. Res. Letters*, 23, (1996), 1753-1756.
- Holton, J.R., On the global exchange of mass between the stratosphere and troposphere., *J. Atmos. Sci.*, 47, (1990), 392- 395.
- Hood, L.L. und D.A. Zaff, Lower stratospheric stationary waver and the longitude dependence of ozone trends in winter., *J. Geophys. Res.*, 100, (1995), 25,791-25,800.
- Jobson, B.T.; Z. Wu; H. Niki und L.A. Barrie, Seasonal trends of isoprene, C2-C5 alkanes, and acetylene at a remote boreal site in Canada., *J. Geophys. Res.*, 99, (1994), 1589-1599.
- Jäger, H., T. Deshler, F. Homburg, V. Freudenberger, Five years of lidar observations of the Pinatubo eruption cloud. In: *Adv. Atmos. Remote Sensing with Lidar* (A. Ansmann, R. Neuber, P. Rairoux, U. Wandinger, eds.), Springer, Heidelberg, New York, 1997, 485-488
- Junge, C., *Air chemistry and radioactivity*, Academic Press, New York, 1963,
- Kaminski, U. und P. Winkler, Die luftchemischen Meßreihen des Meteorologischen Observatoriums Hamburg, *Ber. DWD*, 192, (1994), 1-124.
- Legrand, M. und S. Kirchner, Origins and variations of nitrate in south polar precipitation., *J. Geophys. Res.*, 95, (1990), 3493- 3507.
- Liepert, B.G., *Regionale Klimadiagnose mittels Messungen der solaren Strahlung.*, Münchner Universitätsschr., 1996, 1-176.
- Lovelock, J., *The ages of Gaia.*, Oxford Univ. Press, Oxford, 1988,
- Mayewski, P.A.; W.B. Lyons; M.J. Spencer; M. Twickler; W. Dansgaard; B. Koci; C.I. Davidson und R.E. Honrath, Sulfate and nitrate concentrations from a south Greenland ice core., *Science*, 232, (1986), 975-977.
- Neftel, A.; J. Beer; H. Oeschger; F. Zürcher und R.C. Finkel, Sulphate and nitrate concentrations in snow from South- Greenland., *Nature*, 314, (1985), 611-613.
- Pahl, S.; P. Winkler, Höhenabhängigkeit der Spurenstoffdeposition durch Wolken auf Wäldern. Abschlußbericht des BMBF- Forschungsprojektes FKZ: 07EU726A, Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg, 1995, 1-105.
- Rudolph, J., The tropospheric distribution and budget of ethane., *J. Geophys. Res.*, 100, (1995), 11,369-11,381.
- Sato, M.; J.E. Hansen; M.P. McCormick und J.B. Pollack, Stratospheric aerosol optical depth., *J. Geophys. Res.*, 98, (1993), 22987-22994.
- Schönwiese, C.-D., Statistical analysis of observed climate trends./Climate trend atlas of Europe based on observations 1891-1990., WMO report to CCI 32, *World Clim. Prog.*, WMO TD No. 834, (1997), 1-115.
- Smith, R.A., *Air and Rain: the beginnings of a chemical climatology.*, Longmans, Green Co., 1872

- Steinbrecht, W.; W.H. Claude; F. Schönenborn; U. Köhler und K. Hoinka, Observed increase in tropopause height, relation to total ozone., Proc. Quadr. Ozone Symp. 1996, L'Aquila, Italy, (R. Boikov, G. Visconti, eds.) , (1997), in press.
- Steinbrecht, W.; P. Winkler und H. Claude, Messungen der Ozonverteilung in der oberen Stratosphäre mittels Lidar am Hohenpeißenberg., Abschlußbericht, FKZ 01 LO 9106/8, (1997)
- Svenningsson, B.; H.-C. Hansson; B. Martinsson; A. Wiedensohler; E. Swietlicki; S.-I. Cederfelt; M. Wendisch; K.N. Bower; T.W. Choulaton und R.N. Colvile, Cloud droplet nucleation scavenging in relation to the size and hygroscopic behaviour of aerosol particles., Atmos. Environ., 31, (1997), 2463-2476.
- Swietlicki, E.; H.-C. Hansson; B. Martinsson; A. Wiedensohler; M. Wendisch; S. Pahl; P. Winkler; R.N. Colvile; R. Gieray; J. Lüttke; J. Heintzenberg; J.N. Cape; K.J. Hargreaves; R.L. Storeton-West; K. Acker; W. Wieprecht; A. Berner; C. Kruisz; M.C. Facchini; S. Fuzzi; B. Jones und P. Nason, Source identification during the Great Dun Fell Experiment 1993, Atmos. Environ., 31, (1997), 2441-2452.
- WMO et al., Climate change 1995: IPCC second assessment., Geneva, 1995, Delmas, R.J.; S. Kirchner; J.M. Palais und J.-R. Petit, 1000 years of explosive volcanism recorded at the South Pole., Tellus, 44B, (1992), 335-350.
- Weller, 1997, persönliche Mitteilung
- Winkler; P.; Kaminski und U., Formation and the physico-chemical properties of the tropospheric aerosol., Ber. Bunsenges. Phys.Chem., 96, (1992), 368-377.
- Winkler, P., Surface ozone over the Atlantic Ocean, J. Atmos. Chem., 7, (1988), 83-91.



# OZONLOCH UND SOMMERSMOG: ERKENNTNISSE UND FRAGEN ZUM GUTEN UND SCHLECHTEN OZON

Reinhard Zellner  
Institut für Physikalische und Theoretische Chemie  
Universität GH Essen  
45117 Essen  
e-mail: reinhard.zellner@uni.essen.de

Das Ozon ist das vielleicht wichtigste Spurengas der Erdatmosphäre:

- Es absorbiert UV-Strahlung und ist damit der einzige Schutzfilter gegen die energiereiche Solarstrahlung unterhalb 300 nm.
- Es ist der dominierende Wärmespender der Stratosphäre und verantwortlich für deren thermische Struktur und dynamische Stabilität.
- Es absorbiert Infrarotstrahlung im Bereich des terrestrischen Fensters und ist klimawirksam.
- Es ist die bedeutendste Quelle von elektronisch angeregten Sauerstoffatomen ( $O^1D$ ), die in Gegenwart von  $H_2O$ -Dampf zur Bildung von Hydroxyl (OH)-Radikalen, dem "Waschmittel" der Atmosphäre, führen.
- Es ist ein starkes Zellgift und deshalb für Menschen, Tiere und Pflanzen oberhalb einer gewissen Konzentration schädlich.

Von keinem anderen atmosphärischen Spurengas ist diese Vielfalt von gleichzeitigen Wirkungen bekannt. Aus anthropozentrischer Sicht kann man diese Wirkungen als "gut" bzw. "schlecht" subsumieren und sie räumlich der Stratosphäre bzw. Troposphäre zuordnen. Da die beobachteten Veränderungen des Ozons die guten Eigenschaften schwächen und die schlechten verstärken, sind diese Veränderungen auch zum Gegenstand der gesellschaftlichen Diskussion und der Politik geworden. Der Wissenschaft kommt dabei die Aufgabe zu, diese Veränderungen zu quantifizieren, ihre Ursachen aufzuklären und politischen Handlungsbedarf zu empfehlen.

Die Existenz einer stratosphärischen Ozonschicht ist seit den 30iger Jahren bekannt (Dobson, 1930). Ihre Erforschung hat aber erst in den 60iger Jahren begonnen und sie wird seit der Rowland-Molina-Hypothese (1974) über die möglichen Auswirkungen der Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) international mit großem finanziellen und personellen Aufwand betrieben. Nicht zuletzt seit dem Einsatz von Satelliteninstrumenten (ab 1979) gehört das stratosphärische Ozon zu den am besten bekannten Spurengasen. Dies gilt sowohl für seine Verteilung und Variabilität, als auch für seine Chemie und Photochemie.

Das Ozon in der Stratosphäre nimmt seit Ende der 70iger Jahre ab. Der zonal gemittelte Trend zwischen  $60^\circ S$  und  $60^\circ N$  beträgt etwa 3 %/Dekade. Allerdings ist dieser Trend regional und saisonal stark unterschiedlich und er wird polwärts von  $60^\circ$  zusätzlich verstärkt. Während die Tropenregion zwischen  $\pm 25^\circ$  ganzjährig praktisch keine nachweisbaren Ozonverluste zeigt, beträgt der Trend in mittleren Breiten zwischen 4 und 10 %/Dekade mit den höheren Trends in den Winter- und Frühjahrsmonaten. Das auffälligste Phänomen ist allerdings das Ozonloch über der Antarktis, das 1985 (Farman et al.) erstmals entdeckt wurde, und das seither regelmäßig im Zeitraum September/Oktober auftritt. Seit Anfang der 90iger Jahre beträgt die Ausdehnung dieses Ozonlochs ca. 25 Mio  $km^2$ ; der Ozonverlust beträgt ca. 50 %, entsprechend einer jährlichen Gesamtmenge von ca. 40 Mio t. Die Nordpolarregion ist von ähnlich starken Ozonverlusten noch nicht betroffen. Allerdings ist auch hier nachgewiesen, daß vergleichbare ozonzerstörende Prozesse im Winter/Frühjahr regelmäßig eingelei-

tet werden. Allein der Unterschied in der meteorologischen Konditionierung verhindert im Norden allgemein, daß eine Zeitperiode mit persistierenden Ozonverlusten während eines Winters eingeleitet wird. Gelegentlich sind allerdings bereits Perioden mit großräumigen Ozonverlusten von bis zu 30 % beobachtet worden. Dieses nicht bereits als ein Ozonloch im Norden zu bezeichnen, ist ein Gebot der Vernunft, aber ansonsten nur semantische Differenzierung.

Die Ursachen der Ozonveränderungen sind nunmehr unzweifelhaft auf die anthropogenen Spurengase wie FCKW, Halone und  $\text{CH}_3\text{Br}$  zurückzuführen. Während die Mechanismen des Abbaus in der globalen Stratosphäre einem katalytischen Zyklus unter Beteiligung von Sauerstoffatomen entsprechen, sind die Abbauprozesse in den Polarregionen im Winter/Frühjahr sehr viel komplizierter. Eine wesentliche Voraussetzung ist hier ein Aktivierungsschema von langlebigen Reservoirverbindungen wie  $\text{HX}$  und  $\text{XONO}_2$  ( $\text{X} = \text{Cl}, \text{Br}$ ) an den Oberflächen von polaren stratosphärischen Wolken (PSCs). Diese sind einige  $\mu\text{m}$  große Aerosole, die im wesentlichen aus  $\text{HNO}_3$  und  $\text{H}_2\text{O}$  bestehen und bei einer Schwellentemperatur von etwa 195 K aus den Gasphasenkomponenten gebildet werden. Durch Reaktionen an diesen Oberflächen werden  $\text{HX}$  und  $\text{XONO}_2$  in  $\text{X}_2$  bzw.  $\text{HOX}$  umgewandelt. Im Gegensatz zu den Reservoirverbindungen sind  $\text{X}_2$  und  $\text{HOX}$  im Licht der aufgehenden Frühjahrs-sonne photochemisch instabil und setzen die Atome  $\text{X} = \text{Cl}, \text{Br}$  frei, wodurch der Ozonabbau eingeleitet wird. Die Sequenz aus meteorologischer Konditionierung, heterogener chemischer Aktivierung und nachfolgendem Ozonabbau ist sowohl durch Laboruntersuchungen, als auch durch Feldbeobachtungen und Modellrechnungen überzeugend belegt.

Aufgrund der Regulierungen der globalen Emissionen von FCKW, Halonen u.a. sind die Konzentrationen dieser Spurengase zumindest in der Troposphäre rückläufig. Für die Stratosphäre wird diese Rückläufigkeit mit einer Zeitverzögerung von 3 - 5 Jahren, also gegen Ende dieses Jahrzehnts erwartet. Aufgrund der Langlebigkeit der FCKW erfolgt das endgültige Abklingen ihrer Konzentrationen aber nur mit einer Zeitkonstante von mehreren Dekaden.

Das Ozon in der Troposphäre zeigt ein anderes zeitliches Verhalten. Seit Beginn der ersten Aufzeichnungen des bodennahen Ozons in Wien und Paris zum Ende des 19. Jahrhunderts hat sich die mittlere Jahreskonzentration in Mitteleuropa auf etwa  $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$  erhöht und damit nahezu verdreifacht. Der derzeitige Trend in der Troposphäre beträgt nach Messungen des DWD am Hohenpeißenberg etwa 1.6 %/Jahr, deutlich höher als der abzunehmende Trend des Ozons in der unteren Stratosphäre (- 0.3 %/Jahr). (N.B.: Aufgrund des deutlich höheren Ozongehalts der Stratosphäre bleibt der Trend in der Gesamtsäule aber immer noch deutlich negativ). Einen ähnlichen Anstieg wie die Ozonwerte der freien Troposphäre zeigen auch die bodennahen Ozonkonzentrationen. Dies gilt für die Monatsmittelwerte, die Maximalwerte (1h-Mittel) dagegen zeigen den Trend nicht.

Bodennahes Ozon zeigt charakteristische Jahres- und Tagesgänge, deren lokale Amplituden aber von der Belastungssituation und der Höhenlage abhängig sind. Während in Ballungszentren die jahreszeitliche Amplitude und die mittlere Jahreskonzentration klein sind, ist die tageszeitliche Variation, insbesondere in den Sommermonaten, extrem groß. In der Tat sinken die nächtlichen Konzentrationen als Ergebnis der anhaltenden  $\text{NO}_x$ -Emissionen häufig nahezu auf Null. Im Gegensatz zu den Ballungsgebieten sind die Konzentrationen des Ozons in marinen Reinluftgebieten (wie z.B. Westerland) oder in größeren Höhen (Schauinsland, Zugspitze) deutlich höher. Darüber hinaus sind ihr Jahres- und Tagesgang deutlich schwächer ausgeprägt.

Diese Beobachtungen allein lassen beim troposphärischen Ozon auf ein kompliziertes Wechselspiel von Transport, Chemie und Photochemie schließen. Während der Anstieg des Ozons in der freien Troposphäre seit Beginn dieses Jahrhunderts z.T. auf den Anstieg des CO zurückzuführen ist, ist ein Beitrag durch den Photosmogmechanismus von flüchtigen organischen Kohlenwasserstoffen (VOCs) in der bodennahen Grenzschicht nicht auszuschließen.

ßen. Sowohl Laborexperimente als auch Modellrechnungen zeigen, daß diese VOCs in Gegenwart von  $\text{NO}_x$  und Licht zur Ozonproduktion führen, wobei die Effizienz der Ozonbildung von der chemischen Natur des VOC als auch von der Zusammensetzung der Luftmasse, in der dieser oxidiert wird, abhängig ist. Besonders effiziente Ozonbildner sind VOCs mit kurzer chemischer Lebensdauer wie Alkene und Aromaten, die beide aus den Abgasen von Kraftfahrzeugen stammen, als auch die natürlich emittierten VOCs wie Isopren und die Terpene. Unter den typischen Luftmassen ist die sog. Reinaluft für die Ozonbildung sehr viel förderlicher als die belastete Luft. Dies ist eine der Ursachen dafür, daß sich die höchsten Ozonwerte sowohl im Jahresmittel als auch während Smogepisoden nicht im Belastungsgebiet selbst, sondern in dessen großräumigen Lee ausbilden.

Obwohl an den Photosmogmechanismen der Ozonbildung sowohl VOCs (Brennstoffe) als auch Stickoxide (Katalysatoren) beteiligt sind, zeigt eine quantitative Betrachtung, daß die Ozonbildungsrate keinesfalls zu beiden Größen proportional ist. Während sich in der typischen Stadtluft eine Proportionalität zu [VOC] zeigt und damit die Ozonbildung als "VOC-limitiert" bezeichnet wird, besteht in der Landluft typischerweise eine " $\text{NO}_x$ -Limitierung". Dieser Unterschied erschwert naturgemäß auch die Maßnahmen der Ozonreduktion durch Emissionsregulierung.



# KLIMAWIRKSAMKEIT VON EMISSIONEN DES LUFTVERKEHRS

Ulrich Schumann

Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)  
Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen, 82230 Wessling

Es wird eine Übersicht gegeben über die Emissionen an Gasen und Partikeln aus Triebwerken der weltweit im Einsatz befindlichen Flugzeuge und ihre Wirkungen auf die Bildung von Kondensstreifen und Ozon. Messungen haben gezeigt, daß Kondensstreifen entstehen, wenn bei der Vermischung der Triebwerksabgase mit der Umgebungsluft lokal zumindest Sättigung bezüglich der flüssigen Wasserphase erreicht wird. Mit Hilfe eines linearen Response-Modells wird die Klimawirkung abgeschätzt. Dabei addieren sich Klimawirkungen infolge Kohlendioxid und Ozon. Die Ozonwirkung kann auf lange Zeit dominant sein. Die Wirkungen des weltweiten Luftverkehrs auf das globale Klima sind groß im Bezug auf ihren Emissionsanteil aber klein im Vergleich zu natürlichen Klimaschwankungen.

## 1 EINLEITUNG

Der weltweite Luftverkehr gehört seit Jahrzehnten zu den am stärksten wachsenden Verkehrskomponenten und wird aller Voraussicht nach weiter stark wachsen. Außer Lärm emittieren die Triebwerke der Flugzeuge Gase und Partikel. Dieser Aufsatz diskutiert die Klimawirkungen dieser Emissionen.

Die Abgase der Triebwerke enthalten vorwiegend Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ) und Wasserdampf ( $\text{H}_2\text{O}$ ), zudem u.a. verschiedene Stickoxide ( $\text{NO}_x$ , Summe aus  $\text{NO}$  und  $\text{NO}_2$ -Anteilen), Kohlenmonoxid ( $\text{CO}$ ), Kohlenwasserstoffe, Ruß, Schwefeloxide ( $\text{SO}_x$ , Summe aus  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_3$  und  $\text{H}_2\text{SO}_4$ -Anteilen). Die Emissionsverteilung an Stickoxiden zeigt Abbildung 1 (Schmitt und Brunner, 1997). Die maximalen Emissionen erfolgen über den USA, Europa und über dem Nordatlantik. Die Stickoxide aus dem heutigen Unterschallverkehr verstärken die Ozonbildung in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre. Der Wasserdampf aus den Triebwerken beeinflusst die Wolkenbildung und den Treibhauseffekt. Ruß und Schwefelemissionen sind eine Quelle von Partikeln, die den Strahlungstransport in der Atmosphäre, die Wolkenbildung und die Chemie der Atmosphäre verändern. Die emittierten Kohlenmonoxide und Kohlenwasserstoffe sind grundsätzlich geeignet, die Ozonbildung zu verstärken. Langfristig bewirkt der Luftverkehr auch einen Anstieg der Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre.

Die Emissionsmengen sind generell klein im Vergleich zu anderen anthropogenen Quellen. Jedoch werden die Emissionen im Reiseflug, typischerweise in 8 bis 13 km Höhe, im Bereich der Tropopause, siehe Abbildung 2, freigesetzt, wo ihre Wirkungen größer sind als bei vergleichbaren Emissionen in Bodennähe. Dies liegt an den Eigenschaften der Atmosphäre in diesen Höhen.

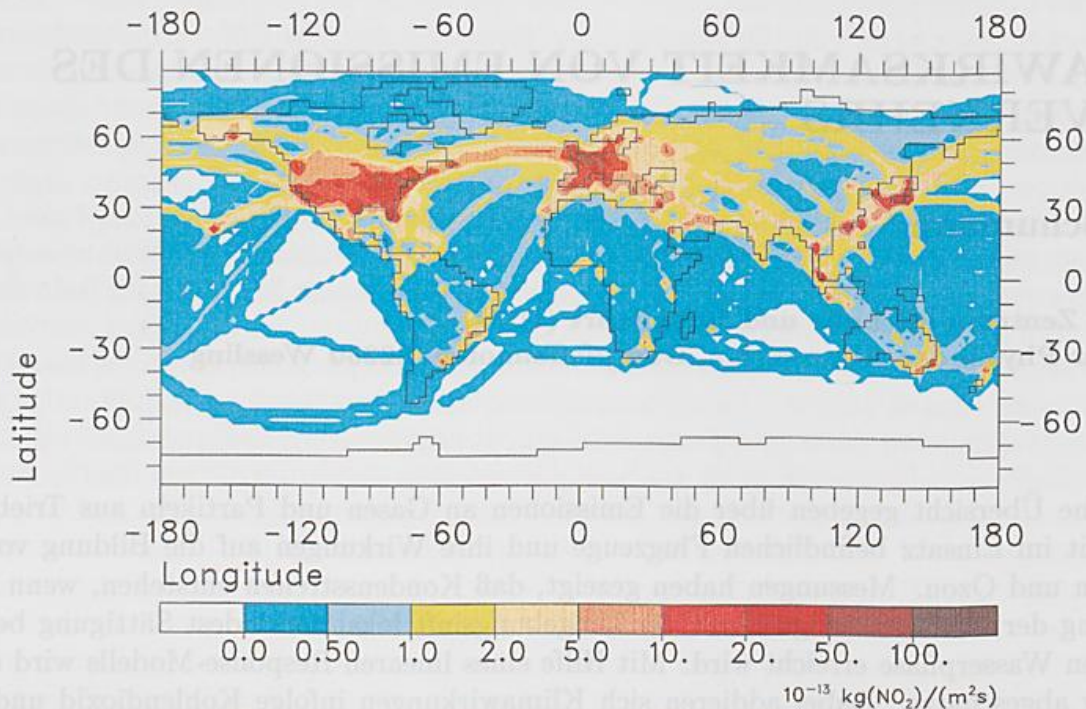


Abbildung 1: Stickoxid-Emissionen des Luftverkehrs (Stand 1992) als Funktion von Länge und Breite im vertikalen Integral (Schmitt und Brunner, 1997).

Abbildung 2 zeigt die mittlere Höhe der Tropopause aufgrund von Analysen von ECMWF-Daten (Sausen et al., 1996) im Winter und im Sommer. Insbesondere im Winter wird ein Großteil der Emissionen oberhalb der Tropopause freigesetzt. Die Tropopausenregion zwischen der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre ist im Vergleich zur bodennahen Atmosphäre charakterisiert durch große Verweilzeiten (Wochen bis Monaten) und geringe Konzentrationen von Spurenstoffen, niedrige Temperaturen und große Strahlungswirkungen von Spurenstoffen und Wolken.

Die Umweltwirkungen des Luftverkehrs wurden zunächst für das Umfeld von Flughäfen, später im Hinblick auf die Wirkung einer geplanten Flotte von Überschallflugzeugen untersucht. Seit 1990 wird intensiv die Wirkung der Emissionen des weltweiten Unterschallverkehrs erforscht. Die Ergebnisse wurden von Schumann (1994, 1997), Friedl (1997), Fabian und Kärcher (1997) und Brasseur et al. (1998) zusammengefasst. Die Ergebnisse der vom Bundes-Forschungsministerium (BMBF) geförderten Atmosphärenforschung im Forschungsprogramm "Schadstoffe in der Luftfahrt" sind in Schumann et al. (1997) dargestellt. Gegenwärtig wird der Stand des Wissens zu den globalen Auswirkungen des Luftverkehrs auf die Atmosphäre im Auftrag des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zusammengestellt; diese Studie wird 1999 veröffentlicht. Viele der im folgenden zitierten Angaben sind in Schumann et al. (1997) belegt.

## 2 EMISSIONEN DES LUFTVERKEHRS

Die Emissionen von Verkehrsflugzeugen wurden im Reiseflug (Schulte et al., 1997) und auf Höhenprüfständen (Schumann, 1997; Friedl, 1997) gemessen. Bei der Verbrennung von Flugtreibstoffen (Kerosin, einem Kohlenwasserstoffgemisch mit ca. 86% Kohlenstoff-Massenanteil) mit dem Sauerstoff der Luft entstehen pro kg Treibstoff 3.15 kg CO<sub>2</sub> und 1.23 kg H<sub>2</sub>O. Kerosin enthält, je nach Herkunft und Verarbeitung, zwischen 0.001 und 3 g Schwefel je kg Treibstoff.

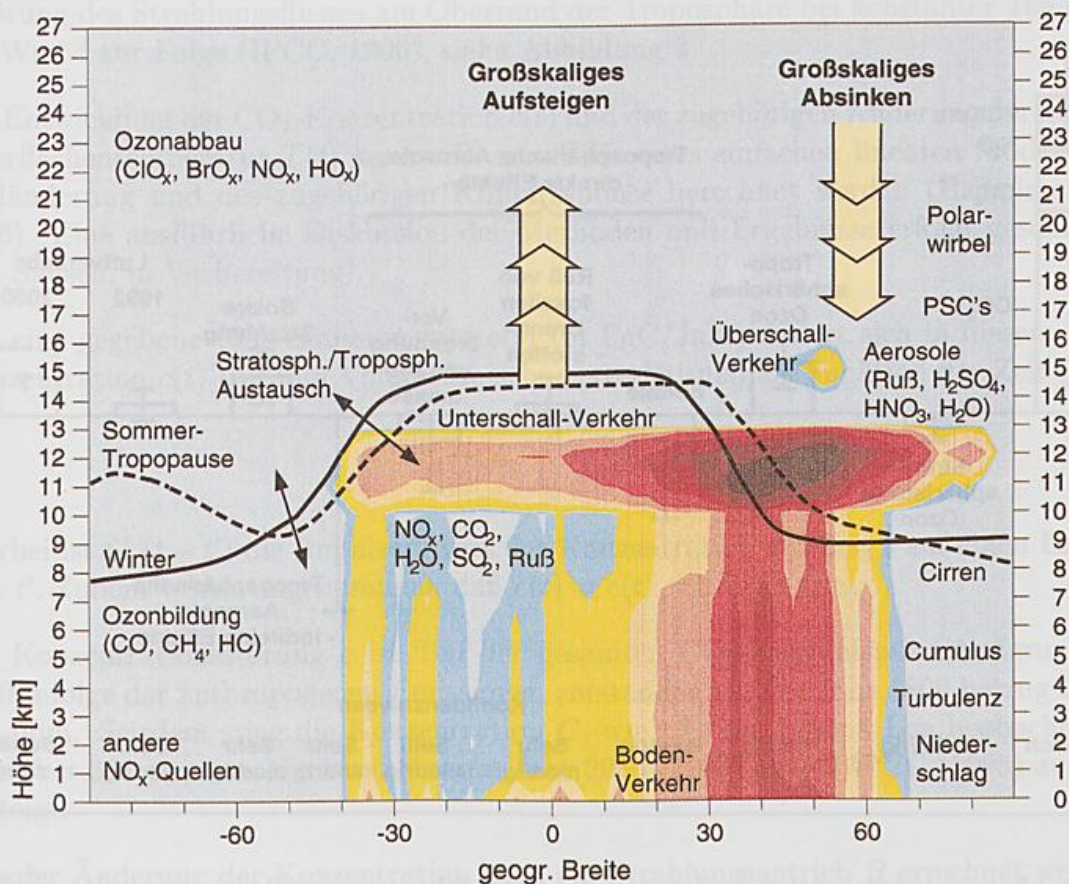


Abbildung 2: Stickoxid-Emissionen des Luftverkehrs (Stand 1992) als Funktion von Höhe und Breite im meridionalen Mittelwert (Schmitt und Brunner, 1997) zusammen mit der mittleren Tropopausenhöhe im Winter und Sommer (Sausen et al., 1996; volle bzw. gestrichelte Kurve), schematischer Darstellung der mittleren Zirkulation (Pfeile) und diversen Begriffen, die wichtige Komponenten des Systems ansprechen.

Bei der Verbrennung im Triebwerk bilden sich im Mittel etwa 0,8 g SO<sub>2</sub> je kg Treibstoff. Je nach Triebwerk und Lastzustand wurden im Reiseflug 7 bis 30 g Stickoxide je kg verbranntem Treibstoff emittiert (in NO<sub>2</sub>-Masseneinheiten) gemessen (Schulte et al., 1997). Die Meßwerte bestätigen ingenieurmäßige Abschätzungen mit einer Unsicherheit von ca. 10 bis 20 %. Im Mittel aller zivilen Strahl-Flugzeuge werden 13 bis 15 g/kg Stickoxide freigesetzt. Moderne Triebwerke emittieren ca. 0,01 bis 0,1 g Ruß je kg Treibstoff (Mittelwert ca. 0,04 g/kg). Die Rußpartikel haben einen mittleren Durchmesser von 10 bis 100 Nanometer. Pro kg Treibstoff werden typisch 10<sup>15</sup> Rußpartikel freigesetzt. Auch Metallpartikel wurden im Abgas nachgewiesen. Das Kohlenmonoxid und die Kohlenwasserstoffe aus den Triebwerken haben, soweit man heute weiß, im Reiseflughöhe keine wesentliche Wirkung, da diese Substanzen dort aufgrund anderer Quellen in großen Mengen vorhanden sind.

Der globale Luftverkehr hat 1992 nach verschiedenen Schätzungen zwischen 130 und 180 Tg Treibstoff verbraucht, inklusive etwa 20 % Militärfluganteil. Etwa 65 % werden im Reiseflug in Höhen zwischen 11 und 13 km emittiert. Den größten Teil benötigen Großraumflugzeuge (wie B747) auf den Langstrecken. Die meisten Emissionen erfolgen zwischen 30° und 55°N. Global wird ca. 34 % des Treibstoffs oberhalb der Tropopause verbrannt.

Im Jahr 1996 hat der Weltluftverkehr 1,38 × 10<sup>9</sup> Passagiere in 12980 kommerziellen Strahlflugzeugen

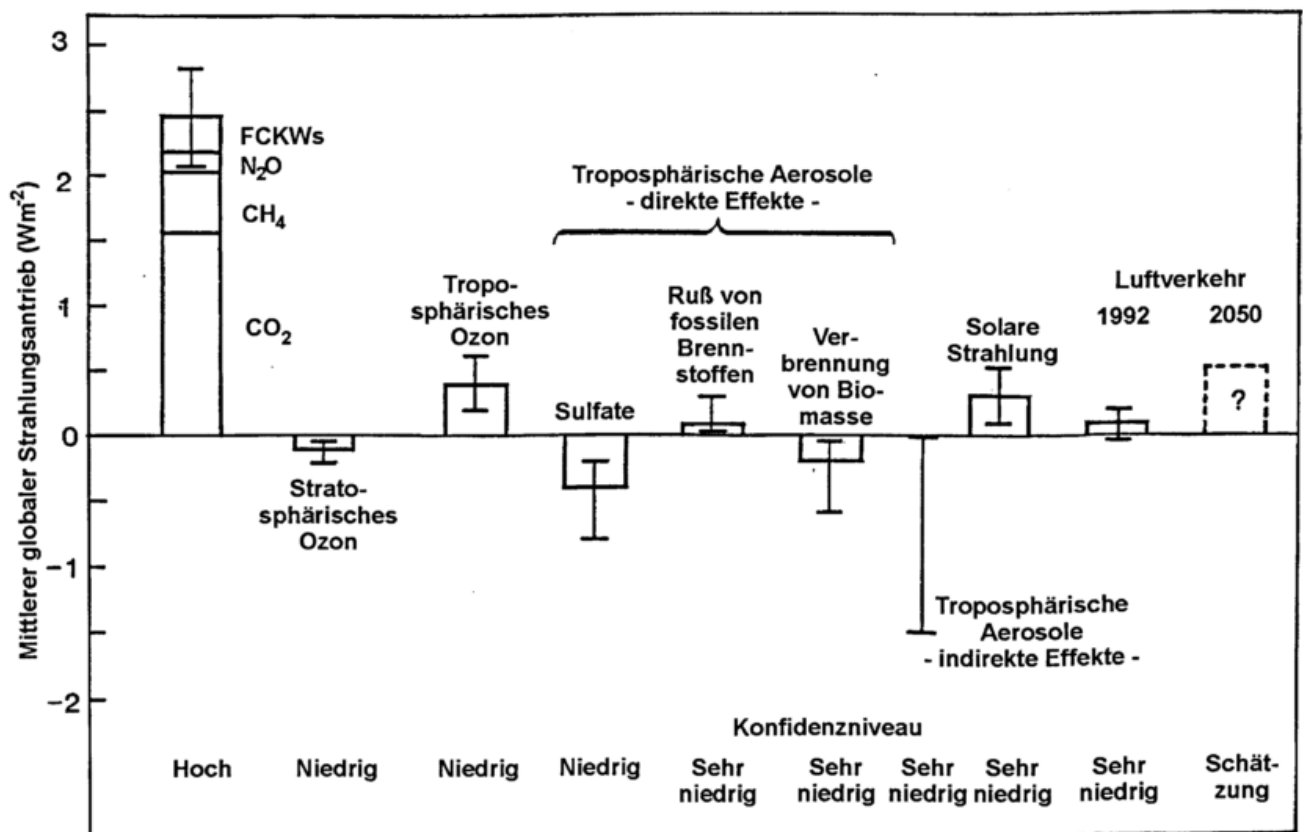


Abbildung 3: Strahlungsantrieb infolge Änderungen von Treibhausgasen, Ozon, Aerosolen und der solaren Einstrahlung nach der Bewertung des IPCC (1995), ergänzt um den Strahlungsantrieb der Emissionen des gegenwärtigen Luftverkehrs (Brasseur et al., 1998) und für den Luftverkehr im Jahr 2050, falls er bis dahin um einen Faktor etwa drei zunehmen sollte.

gen und 3189 Turbopropeller-Maschinen transportiert. Der weltweite Luftverkehr ist von 1970 bis 1993 um 5 bis 6 % und in den Jahren 1994 bis 1996 um 7.1 bis 7.8 % pro Jahr zu einer Verkehrsleistung von 2410 Milliarden Personen-Kilometern im Jahr 1996 gewachsen und wird auch in den kommenden Jahren weiter zunehmen. Die stärksten Wachstumsraten werden auf den Strecken in und nach Fern-Ost erwartet.

Der Treibstoffverbrauch durch den Luftverkehr wächst mit 3 bis 4 % pro Jahr schwächer als die Transportleistung des Luftverkehrs aber stärker als der Verbrauch fossiler Treibstoffe insgesamt. Die CO<sub>2</sub> Emission aus allen anthropogenen Quellen hat in den Jahren 1985 bis 1995 um ca. 1.3 bis 1.5 % pro Jahr zugenommen und betrug 1994 ca. 7 PgC/Jahr.

### 3 TREIBHAUSFFEKT DES KOHLENDIOXIDS AUS LUFTVERKEHR

Zu den gegenwärtigen globalen anthropogenen Emissionen an Kohlendioxid trägt der Luftverkehr ca. 0.15 PgC/Jahr von 7 PgC/Jahr oder ca. 2 % bei. An den CO<sub>2</sub>-Emissionen aller Transportsysteme ist der Weltluftverkehr heute mit ca. 10 % beteiligt. Insgesamt ist die CO<sub>2</sub>-Konzentration seit etwa 1800 um 80 ppm angestiegen. Die 80 ppm CO<sub>2</sub>-Zunahme haben einen Strahlungsantrieb

(Störung des Strahlungsflusses am Oberrand der Troposphäre bei konstanter Temperatur) von ca.  $1.6 \text{ Wm}^{-2}$  zur Folge (IPCC, 1996), siehe Abbildung 3.

Die Entwicklung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration  $c(t)$  und der zugehörigen Änderung der global gemittelten Oberflächentemperatur  $T(t)$  kann z.B. mit Hilfe eines einfachen linearen Modells der Kohlendioxidänderung und des zugehörigen Klimaresponse berechnet werden (Hasselmann et al., 1993, 1996). Eine ausführliche Diskussion der Methoden und Ergebnisse erfolgt gesondert (Schumann und Sausen, in Vorbereitung).

Für eine gegebene  $\text{CO}_2$ -Emissionsrate  $e(t)$  (in  $\text{PgC}/\text{Jahr}$ ) ändert sich in diesem Modell die  $\text{CO}_2$  Konzentration  $c(t)$  (in ppm Volumenmischungsverhältnis) als Funktion der Zeit (in Jahren) wie

$$c(t) = \int_{t_0}^t G_c(t-t')e(t')dt'.$$

Hierbei ist  $G_c(t-t')$  die Impulsantwort der Konzentration zur Zeit  $t$  auf einen Emissionspuls zur Zeit  $t'$ . Zudem wurde angenommen, daß  $e(t) = c(t) = 0$  für  $t \leq t_0$ .

Die Konzentrationsstörung  $c$  ist Teil der gesamten  $\text{CO}_2$ -Konzentrationsänderung  $C(t)$ , die seit 1800 infolge der anthropogenen Emissionen entstanden ist. Im Jahr 1800 betrug  $C_a = C(1800) = 280$  ppm. Seitdem stieg die Konzentration  $C$ , wie z.B. am Mauna Loa beobachtet, bis 1995 auf den Wert 361 ppm an. Sie kann bis zum Jahr 2050 (2100) gemäß IPCC (1995) auf 500 (680) ppm ansteigt.

Aus der Änderung der Konzentration kann ein Strahlungsantrieb  $R$  errechnet werden, wobei wir wie in IPCC (1995) und Hasselmann et al. (1993) einen logarithmischen Zusammenhang unterstellen, um so die allmähliche Abnahme der Transmission von terrestrischer Strahlung durch die Atmosphäre mit wachsender  $\text{CO}_2$  Konzentration zu erfassen:

$$F_{\text{CO}_2}(t) = \ln(C(t)/C_a)/\ln(2).$$

$F$  ist ein normierter Strahlungsantrieb; er ist eins für eine Verdopplung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration. Der eigentliche Strahlungsantrieb ist  $R(t) = R_0[F_{\text{CO}_2}(t)/F_{\text{CO}_2}(1995)]$ , wobei  $R_0 = 1.6 \text{ Wm}^{-2}$  dem Strahlungsantrieb im Jahr 1995 entspricht (IPCC, 1996). Für den Beitrag des Luftverkehrs alleine ist

$$f(t)_{\text{CO}_2} = \ln(C(t)/C_a)/\ln(2) - \ln((C(t) - c(t))/C_a)/\ln(2)$$

maßgeblich. Für ein gegebenes  $f(t)$  errechnet man die Temperaturänderung  $T(t)$  und den Anstieg der mittleren Meereshöhe  $h(t)$  infolge der Emissionen des Luftverkehrs aus

$$T(t) = \int_{t_0}^t G_T(t-t')f(t')dt'.$$

und

$$h(t) = \int_{t_0}^t G_h(t-t')f(t')dt'.$$

Hierbei sind  $G_T(t-t')$  und  $G_h(t-t')$  die Impulsantwort der Temperatur (in K) bzw. der Höhe des Meeresspiegels (in cm) zur Zeit  $t$  auf einen Strahlungsantrieb zur Zeit  $t'$ .

Die Response-Funktionen  $G_c$ ,  $G_T$  und  $G_h$  wurden empirisch numerischen Experimenten für das IPCC-Szenarium IS92a mit dreidimensionalen Modellen des Kohlenstoffkreislaufs (Maier-Reimer,

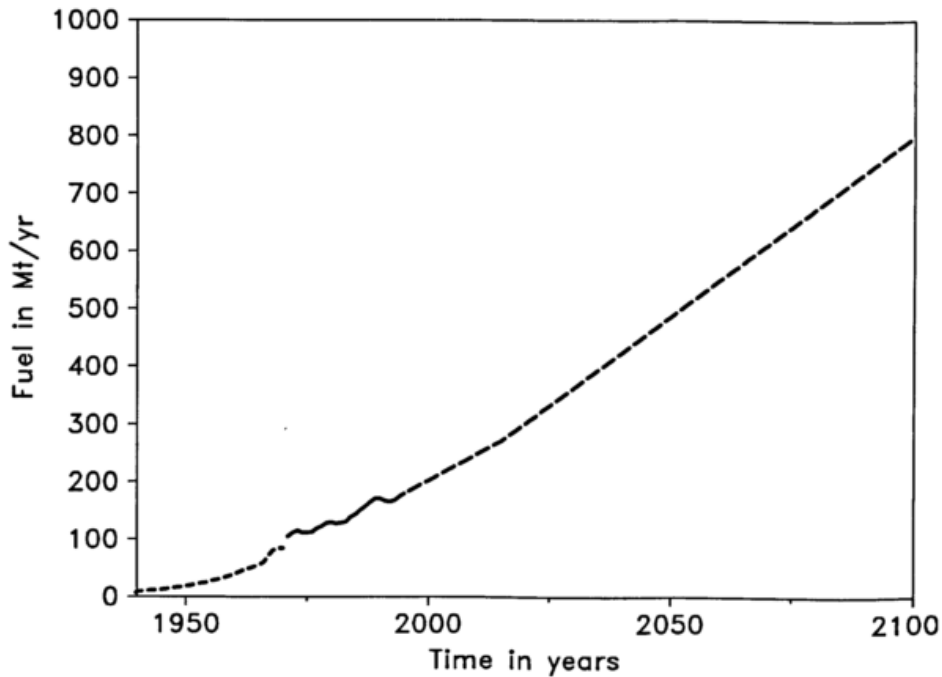


Abbildung 4: Treibstoffverbrauch des globalen Luftverkehrs im Zeitraum von 1940 bis 2100. Die Daten für 1972-1995 stammen von der International Energy Agency (IEA, 1996) (volle Kurve). Die weniger genauen Daten vor 1971 und nach 1995 sind gestrichelt. Für die Zeit nach 1995 wurde ein Szenario benutzt (siehe Text).

1993) und des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Klima-Systems (Hasselmann et al., 1993) angepaßt (Hasselmann et al., 1996):

$$G_C(t) = [0.07 + 0.648 \exp(-t/258.5) + 0.101 \exp(-t/71.9) + 0.097 \exp(-t/17.6) + 0.084 \exp(-t/1.6)]/2.123.$$

$$G_T(t) = (2.246/36.8) \exp(-t/39.),$$

$$G_h(t) = (26.2/99.) \exp(-t/99.),$$

Wie bereits gesagt, sind hier die Zeit in Jahren, das Volumen-Mischungsverhältnis in ppm, die Temperatur in K und die Meeresspiegelhöhe in cm anzugeben. Das Modell unterstellt eine asymptotische Klimaempfindlichkeit von 2.246 K Temperaturerhöhung und 26.2 cm Meeresspiegelhöhung bei Verdopplung der CO<sub>2</sub>-Konzentration.

Über den Treibstoffverbrauch durch die Weltluftfahrt der letzten Jahrzehnte gibt es widersprüchliche Informationen (Brasseur et al., 1998). Wir benutzen, siehe Abbildung 4, hier Daten, die für die Jahre 1972-1995 von der International Energy Agency (IEA) stammen. Die IEA meldet für 1992 einen Treibstoffverbrauch von 165.1 Tg/yr und für 1995 179.1 Tg/yr, wobei nicht ausgeschlossen werden kann, daß ein Teil dieser Treibstoffe außerhalb der Luftfahrtindustrie für andere Zwecke verbraucht wurde. Hochrechnungen aufgrund des Weltluftverkehrs und der spezifischen Treibstoffverbräuche der Weltluftflotte ergeben einen Verbrauch von ca. 130 Tg/yr Treibstoff im Jahr 1992 (Friedl, 1997; Schmitt und Brunner, 1997). Für die Jahre 1960 - 1971 liegen bei der IEA entsprechende Daten nur für einen Teil der Welt vor. Diese Daten wurden

daher mit dem Faktor 1.3 vergrößert. Für Faktoren zwischen 1.3 und 1.5 gehen die Werte bis 1970 glatt in die Werte ab 1971 über. Für die Jahre 1940 bis 1960 wird ein jährliches Wachstum von 8% unterstellt. Treibstoffverbrauch vor 1940 wird vernachlässigt. Die Kohlendioxid-Emissionen wird in Masseneinheiten von Kohlenstoff aus dem Treibstoffverbrauch unter Zugrundelegung des Kohlenstoffmassengehalts von 86% errechnet. Der Emissionswert  $e(t)$  für das Jahr 1995 beträgt demnach  $0.86 \times 0.179 = 0.154$  PgC/yr. Möglicherweise überschätzt dieser Wert den tatsächlichen Luftfahrtanteil um ca. 20%.

Nach diesem Modell ergeben sich folgende Ergebnisse: Der Luftverkehr bis 1995 hat einen Zuwachs der CO<sub>2</sub>-Konzentration um 1.47 ppm oder 1.8% des gesamten Anstiegs seit Mitte des letzten Jahrhunderts von ca. 80 ppm verursacht. Der Strahlungsantrieb des CO<sub>2</sub> aus dem Luftverkehr beträgt 0.026 Wm<sup>-2</sup>. Dies hat rechnerisch zu einer Zunahme der global gemittelten Temperatur an der Erdoberfläche von 0.005 K und einer Zunahme der Meeresspiegelhöhe von 0.024 cm geführt. Aufgrund der genannten Unsicherheiten im Treibstoffverbrauch können die tatsächlichen Werte auch 20 bis 30% kleiner sein. In Friedl (1997) wurde ein deutlich kleinerer Strahlungsantrieb infolge CO<sub>2</sub> abgeschätzt, was auf eine Unterschätzung des Treibstoffverbrauchs durch die Luftfahrt der Vergangenheit zurückgeht. Unsicherheiten bestehen zudem im Hinblick auf das verwendete Kohlenstoffmodell. Das hier benutzte Modell unterschätzt möglicherweise die rasche CO<sub>2</sub>-Aufnahme durch die Ozeane (IPCC, 1995).

Im Falle eines Wachstums des Treibstoffverbrauchs nach einem Szenario, das von Experten für das derzeit laufende IPCC-Assessment zu den globalen Auswirkungen des Luftverkehrs auf die Atmosphäre als wahrscheinlich angesehen wird, wächst der Treibstoffverbrauch bis zum Jahr 2015 auf 271 Tg/Jahr und bis 2050 auf 487 Tg/Jahr. Ein weiteres Wachstum mit ca. 1%/Jahr nach 2050 würde bis zum Jahr 2100 einen Anstieg auf 800 Tg/Jahr implizieren. Für dieses Szenario, daß das tatsächliche Wachstum des Luftverkehrs weitaus vorsichtiger einschätzt als frühere Szenarien (Vedantham and Oppenheimer, 1994), ist durch den Luftverkehr bis zum Jahr 2050 (2100) mit einer Zunahmen der CO<sub>2</sub>-Konzentration gegenüber 1800 von etwa 3.7 ppm (15 ppm) zu rechnen. Allein aufgrund dieses Kohlendioxidanstieges errechnet man eine geringe Temperaturzunahme von 0.025 K (0.053 K) und eine geringe Zunahme der Meeresspiegelhöhe von 0.16 (0.37) cm.

## 4 WASSERDAMPF UND KONDENSSTREIFEN

Wasserdampf ist ein Treibhausgas und auch chemisch wirksam. Eine indirekte Wirkung entsteht zudem durch die zusätzlichen Wolken, die sich bei erhöhter Luftfeuchte bilden und die den Strahlungshaushalt der Erde beeinflussen. Obwohl die Atmosphäre im Bereich der Tropopause und darüber sehr trocken ist, sind die vom Luftverkehr emittierten Wassermengen zu klein, um auf globaler Skala als Treibhausgas oder chemischer Reaktand eine nennenswerte Wirkung zu entfalten (Ponater et al., 1996). Man schätzt den global gemittelten Strahlungsantrieb infolge Wasserdampf aus Flugzeugen heute auf ca. 0.01 bis 0.02 Wm<sup>-2</sup> (Brasseur et al., 1998).

Der emittierte Wasserdampf verursacht jedoch die jedermann sichtbaren Kondensstreifen hinter Flugzeugen (Schumann, 1996). Inzwischen ist klar, daß Kondensstreifen entstehen, wenn bei der Vermischung der feuchten und warmen Abgase mit der Umgebungsluft lokal Wassersättigung erreicht wird, so daß sich kleine Tröpfchen bilden, die rasch gefrieren. Hierzu muß die Umgebung eine gewisse Temperaturschwelle unterschreiten, was im Mittel oberhalb 8 km der Fall ist. Daß Kondensstreifen tatsächlich erst bei Erreichen der Wassersättigung (und nicht schon bei Eissättigung) entstehen, zeigen die in Abbildung 5 aufgeführten Meßergebnisse. Dargestellt sind hier Meßpunkte

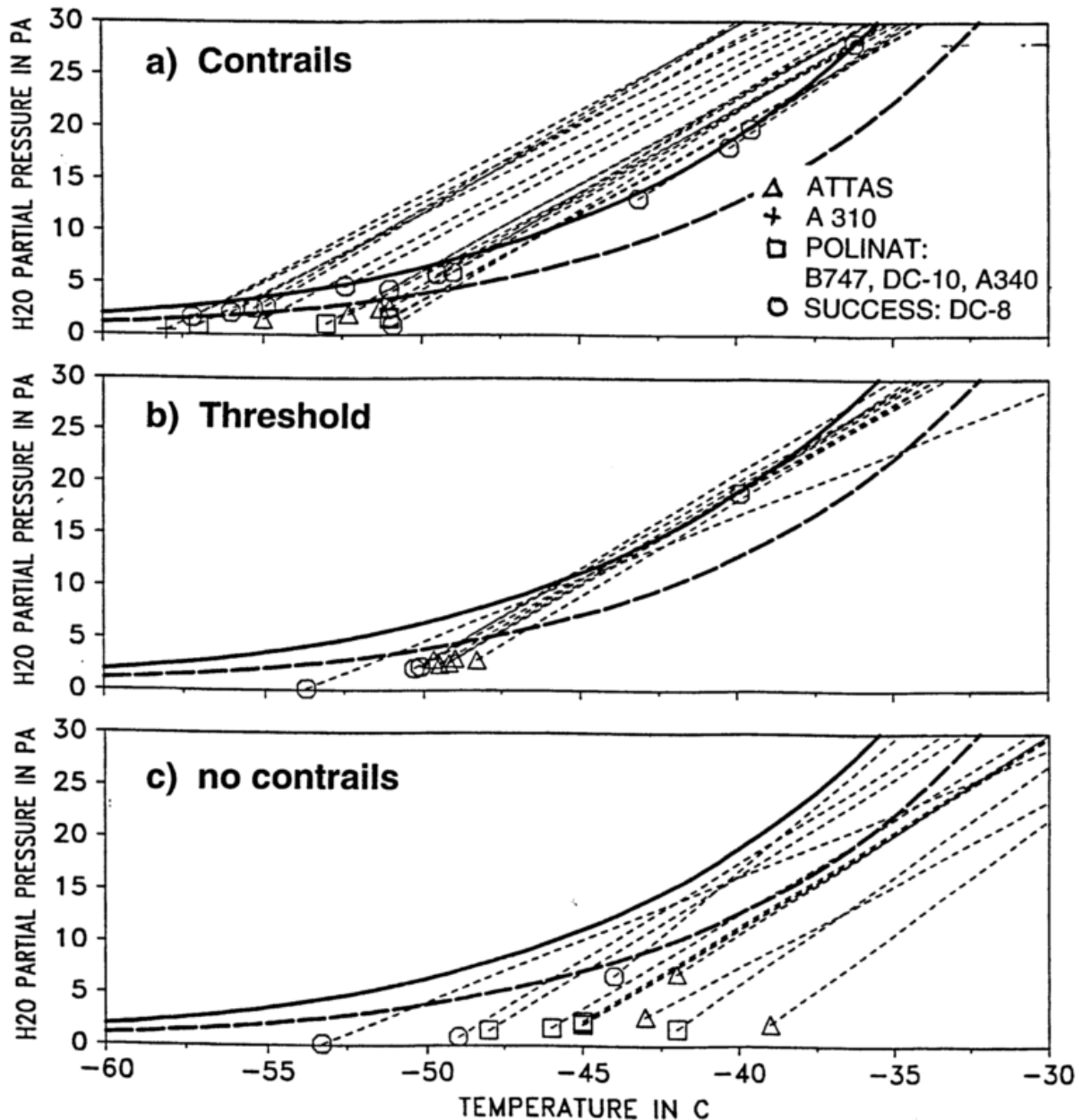


Abbildung 5: Wasserdampf-Partialdruck als Funktion der Temperatur. Volle dicke Kurve: Sättigungspartialdruck über flüssigem Wasser. Gestrichelte dicke Kurve: dito über Eis. Die Symbole kennzeichnen gemessene Umgebungsbedingungen verschiedener beobachteter Flugzeuge, wie ATTAS, A310, B747, DC-8 etc. bei verschiedenen Meßkampagnen (POLINAT und SUCCESS) deutscher und amerikanischer Gruppen. Die Datenquellen sind in Kärcher et al. (1998) erläutert. Teil a: mit beobachteten Kondensstreifen, Teil b: mit gerade einsetzenden Kondensstreifen, Teil c: ohne Kondensstreifen. Die Geraden von den Meßpunkten stellen die Mischungsgeraden dar. Ihre Steigung ist  $\Delta e/\Delta T = EI_{H_2O} c_p p / (0.622 Q_{eff})$ , hierbei ist  $EI_{H_2O}$  die je Masse verbrannten Treibstoffs vom Triebwerk emittierte Masse Wasserdampf (typisch 1.23 kg/kg),  $c_p = 1004$  J/(kg K), die spez. Wärmekapazität der Luft,  $p$  der Umgebungsdruck,  $Q_{eff} = Q(1 - \eta)$  ist die effektiv in den Kondensstreifen abgegebene Verbrennungswärme,  $Q$  ist die spez. Verbrennungswärme des Treibstoffs (ca. 43 MJ/kg),  $\eta$  ist der gesamte Antriebswirkungsgrad (typisch 0.3). Die Ergebnisse zeigen, daß Kondensstreifen bei der Mischung der Triebwerksabgase mit der Umgebungsluft entstehen, wenn die relative Feuchte zumindest kurzzeitig die Sättigung bezüglich flüssigem Wasser übersteigt.

für Umgebungstemperatur und Umgebungsfeuchte (als Wasserdampf-Partial-Druck). Zudem sind die Mischungsgeraden eingetragen, die den Umgebungspunkt mit dem Zustand am Triebwerksexit verbinden. Man sieht, daß Kondensstreifen nur dann beobachtet wurden (im Rahmen der Meßgenauigkeit) wenn die Mischungsgerade die Sättigungskurve für flüssiges Wasser schneidet. Der Schnitt mit der Sättigungskurve für Eis reicht hierfür nicht.

In trockener Luft verdunsten die Eispartikel bald und der Kondensstreifen bleibt kurz. In feuchter Luft (bezüglich der Eisphase übersättigt) bleiben die Kondensstreifen für viele Stunden bestehen und verursachen eine Bewölkung ähnlich der durch natürliche Cirren. Der globale Flächenanteil der Himmelsbedeckung durch kurzlebige Kondensstreifen liegt unter  $10^{-5}$  und ist daher für das Klima unwesentlich (Ponater et al., 1996). Etwa 10 bis 20 % aller Flüge führen zu langlebigen Kondensstreifen. In Satellitendaten kann man langlebige Kondensstreifen anhand ihrer Linienstruktur von natürlichen Cirren unterscheiden. Solche Kondensstreifen bedecken am Tag etwa 0.5 % des Himmels über Mitteleuropa (nachts ca. ein Drittel dieses Wertes) und knapp 1 % über dem östlichen Nordatlantik. Der weltweite Bedeckungsgrad beträgt weniger als 0.1 %. Der Anteil an Cirruswolken, die von solchen Kondensstreifen stammen, sich aber nicht mehr von natürlichen Cirren unterscheiden, ist unbekannt.

Die Häufigkeit des Auftretens persistenter Kondensstreifen hängt also maßgeblich von der Häufigkeit ab, mit der sich in der oberen Troposphäre Zustände einstellen, bei denen die Feuchte die Eissättigung überschreitet. Aufgrund von Fragen aus den hier beschriebenen Forschungsvorhaben hat sich der Deutsche Wetterdienst dankenswerter Weise im Oktober 1997 entschlossen, Kondensstreifen verschiedenen Typs im Rahmen von Synop-Beobachtungen zu erfassen. Aus der Beobachtung persistenter oder kurzer Kondensstreifen kann auf das Vorliegen übersättigter (bezüglich der Eisphase) oder trockener Luft geschlossen werden.

Optisch dünne Cirruswolken erwärmen die Troposphäre, optisch dicke Cirruswolken kühlen. Dadurch kommt es zu einer langsamen kleinen Erwärmung der Troposphäre von wenigen Centi-Grad. Der integrale Effekt hängt stark vom Tagesgang der zusätzlichen Bewölkung ab. Wenn Kondensstreifen nur tags auftreten, können sie kühlen, nachts wirken sie sicher erwärmend.

Bei 0.4 % mehr Cirren rechnet man mit 0.05 K Temperaturzunahme am Boden (Strauss et al., 1997). Eine globale Bedeckung von 0.05 % optisch dünner (zeitlich konstanter) Kondensstreifen ändert den globalen mittleren Strahlungsfluß um ca.  $0.03 \text{ Wm}^{-2}$ . Rechnungen mit einem dreidimensionalen globalen Klimamodell haben gezeigt, daß eine Zunahme der Cirrusbewölkung im Bereich der Hauptflugregionen von ca. 20 auf 22 % (also um zusätzliche 2 % Bedeckungsgrad) die Temperaturverteilung zumindest im Flugniveau deutlich verändert, aber noch keinen signifikanten Effekt am Boden hat. Ab 5 % zusätzlicher Bedeckung ist mit einer erheblichen Temperaturzunahme in der unteren Troposphäre zu rechnen (Ponater et al., 1996).

Die Änderung des Strahlungsflusses an der Erdoberfläche ist kleiner als die am Oberrand der Troposphäre und in der Regel am Tage negativ und in der Nacht positiv. Dadurch wird der Tagesgang der Temperatur in Gebieten mit Kondensstreifen beeinflusst und die Differenz zwischen der maximalen Tagestemperatur und der minimalen nächtlichen Temperatur an der Erdoberfläche vermindert. Zudem werfen einzelne Kondensstreifen einen kleinräumigen Schatten. Im Schatten solcher Kondensstreifen kann die direkte solare Einstrahlung kurzzeitig  $50 \text{ Wm}^{-2}$  kleiner sein als ohne Kondensstreifen. Ein meßbarer mittlerer Klimaeffekt ist damit jedoch nicht verbunden.

## 5 RUSS UND SCHWEFEL

Ruß absorbiert und reflektiert Sonnenlicht und kühlt damit die Erdoberfläche. Auf graphitischen Rußoberflächen können chemische Reaktionen ablaufen, die Ozon abbauen (Fabian und Kärcher, 1997; Brasseur et al., 1998).

Da der Treibstoff auch Schwefel enthält, entstehen verschiedene Oxidationsprodukte des Schwefels. Direkt hinter den Triebwerken wird 0.4 bis ca. 10 % (möglicherweise auch mehr) des Schwefeldioxids zu Schwefelsäure ( $H_2SO_4$ ) umgewandelt. Die gasförmige Schwefelsäure kondensiert zu vielen kleinen Partikeln oder lagert sich an Ruß an (Petzold et al., 1997, Kärcher et al., 1998). An der Oberfläche der Partikel werden reaktive Stickoxide abgebaut und passive Chlorverbindungen aktiviert. Die Wirksamkeit dieser Chemie im Hinblick auf Emissionen des Unterschallverkehrs ist offen. Vulkane wie der Pinatobo haben über 100 mal mehr Schwefel in die Stratosphäre eingebracht als der Luftverkehr in einem Jahr.

Der direkte Strahlungsantrieb durch Ruß und Schwefelsäureaerosol infolge Flugzeugemissionen wird auf weniger als  $0.01 Wm^{-2}$  geschätzt (Brasseur et al., 1998).

Ruß und die anderen Partikel können Kerne für Wolkentropfen oder Eispartikel bilden. Der Luftverkehr verursacht, wie Messungen und Rechnungen zeigen, eine Zunahme von kleinen Partikeln in der oberen Troposphäre (Schlager et al., 1997). Es scheint möglich, daß dadurch mehr oder dichtere Cirruswolken entstehen. Die damit verbundene Änderung der Treibhauswirkung der Cirren ist bisher nicht bekannt.

## 6 STICKOXIDE UND OZON

Der weltweite Luftverkehr emittiert ca. 1.5 bis 2 Tg( $NO_2$ ) Stickoxide (in Masseneinheiten von  $NO_2$ ) je Jahr. Andere Stickoxidquellen sind deutlich größer: Verbrennung von Biomasse: 17.5, Industrie und Verkehr an der Erdoberfläche: 72, Bodenmikroben: 11.7, Blitze: 16.4, stratosphärische Quellen: 2.1 Tg( $NO_2$ )/Jahr (Lee et al., 1997). Die Konzentration an Stickoxiden in der oberen Troposphäre ist ca. 1000 mal größer als in städtischen Regionen. Zudem ist die Lebensdauer von Stickoxiden mit 5 bis 10 Tagen an der Tropopause etwa zehn mal größer als in Bodennähe. Daher können die relativ geringen Emissionen des Luftverkehrs die  $NO_x$ -Konzentration in der oberen Troposphäre spürbar erhöhen. Modellrechnungen (z.B. Köhler et al., 1997) machen den Luftverkehr für 20 bis 80 % der Stickoxidkonzentrationen in diesen Höhen verantwortlich. Die große Spannbreite erfaßt die jahreszeitliche Variation und die Unsicherheit der anderen Quellen, die besonders bei den Blitzen sehr groß ist.

Stickoxide beeinflussen die Ozonverteilung. Ozon ist ein Treibhausgas. Die Treibhauswirkung zusätzlichen Ozons ist an der Tropopause im Vergleich zu anderen Höhen am größten, weil es dort besonders kalt ist. Die Treibhauswirkung ist am größten über warmen und unbewölkten Gebieten (also insbesondere in den Subtropen). In der relativ sauberen oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre verstärken Stickoxide katalytisch die Photooxidation von Methan, Kohlenmonoxid und Kohlenwasserstoffen und damit die Ozonbildung. In der mittleren Stratosphäre, mit kurzweiligerer Strahlung und weniger Kohlenmonoxid und Methan, dominiert der photokatalytische Abbau von Ozon durch Stickoxide die Ozonbildung. Modellrechnungen zeigen, daß die Stickoxide aus dem Unterschallverkehr im gesamten Höhenbereich des heutigen Luftverkehrs einen Ozonzuwachs bewirken. Wie Abbildung 2 andeutet, werden die Stickoxide durch die mittlere Zirkulation

vorwiegend abwärts und polwärts transportiert. Ein Transport in die mittlere Stratosphäre kann nur über die tropische Zirkulation erfolgen. Die Zahl der gebildeten Ozonmoleküle je zusätzlichem Stickoxidmolekül ist um so größer, je geringer die Hintergrundkonzentration an Stickoxiden ist. Wegen der größeren Zeitkonstanten der Ozonchemie ist die Ozonänderung gleichmäßiger über größere Regionen verteilt als die Stickoxidänderung. Für den heutigen Luftverkehr stellt sich nach Modellrechnungen (z.B. Dameris et al., 1998) eine Zunahme der Ozonkonzentration in der oberen Troposphäre in mittleren Breiten um 2 bis 4 % im Winter und 4 bis 8 % im Sommer ein. Dieser Betrag ist im Vergleich zur natürlichen Variationen der Ozonkonzentration klein. Es ist denkbar (Fabian und Kärcher, 1997), daß chemische Reaktionen an Ruß und anderen Partikeln einen Ozonabbau bewirken können. Diese Prozesse wurden bisher erst wenig untersucht. Es gibt aber keine Fakten, die einen Beitrag des heutigen Luftverkehrs zum Ozonabbau in der Stratosphäre belegen.

Für die Ozonänderung aufgrund des heutigen Luftverkehrs rechnet man mit einem Treibhauseffekt durch Strahlung auf der Nordhalbkugel der Erde von 0.01 bis 0.04 Wm<sup>-2</sup>. Dieser Beitrag ist zu klein, um eine meßbare Klimaänderung zu verursachen. Bei fünffacher Überhöhung der berechneten Ozonänderungen findet man jedoch in globalen Klimamodellen eine Zunahme der Temperatur in der unteren Atmosphäre, die sich signifikant vom Rauschen des Klimasignals unterscheidet (Sausen et al., 1997), selbst bei im Modell konstant gehaltener Oberflächentemperatur der Ozeane. Wird letztere aus einem einfachen Ozean-Deckschichtmodell errechnet, so zeigen die Modellrechnungen aufgrund der Ozonänderung eine deutliche Temperaturänderung im klimatologisch stationären Zustand von einigen Zehntel Grad Kelvin in Bodennähe in nördlichen mittleren Breiten.

## 7 KLIMAWIRKUNG VON OZON UND KOHLENDIOXID IM VERGLEICH

Der Beitrag von Ozon, Wasserdampf, Kondensstreifen und Aerosolen zum Strahlungsantrieb wächst in erster Näherung linear mit dem Treibstoffverbrauch. Im Gegensatz zu diesen "Ozon-Effekten" wächst der Beitrag der Kohlendioxid-Emissionen des Luftverkehrs in erster Näherung mit dem Integral über den Treibstoffverbrauch. Um den relativen Anteil der Beiträge der Komponenten vom Typ "Ozon" im Vergleich zum Kohlendioxid abzuschätzen, wird unterstellt, daß der heutige Luftverkehr über das erweiterte "Ozon" einen globalen Strahlungsantrieb  $f_{O_3}$  von 0.1 Wm<sup>-2</sup> oder eine Temperaturänderung von ca. 0.05 K im stationären Zustand bewirkt:

$$f = f_{CO_2} + f_{O_3},$$

$$f_{O_3} = (0.05/2.246)[e(t)/e(1995)]$$

Abbildung 6 zeigt den Anstieg der Temperatur aufgrund des Anstiegs der Kohlendioxidkonzentration für alle anthropogenen Emissionen gemäß IPCC (1995), Szenario IS92a, den Anstieg ohne den CO<sub>2</sub>-Anteil des Luftverkehrs und den Anstieg ohne den (CO<sub>2</sub>+ "Ozon")-Anteil des Luftverkehrs.

In diesem Szenario bewirkt der Luftverkehr bis zum Jahr 2050 (2100) eine Temperaturzunahme von 0.11 K (0.21 K) und einen Anstieg des Meeresspiegels um 0.7 (1.5) cm aufgrund der simultanen Wirkungen von CO<sub>2</sub> und "Ozon". Der Beitrag des "Ozons" ist also auf 100 Jahre nach diesem Szenario größer als der des CO<sub>2</sub>.

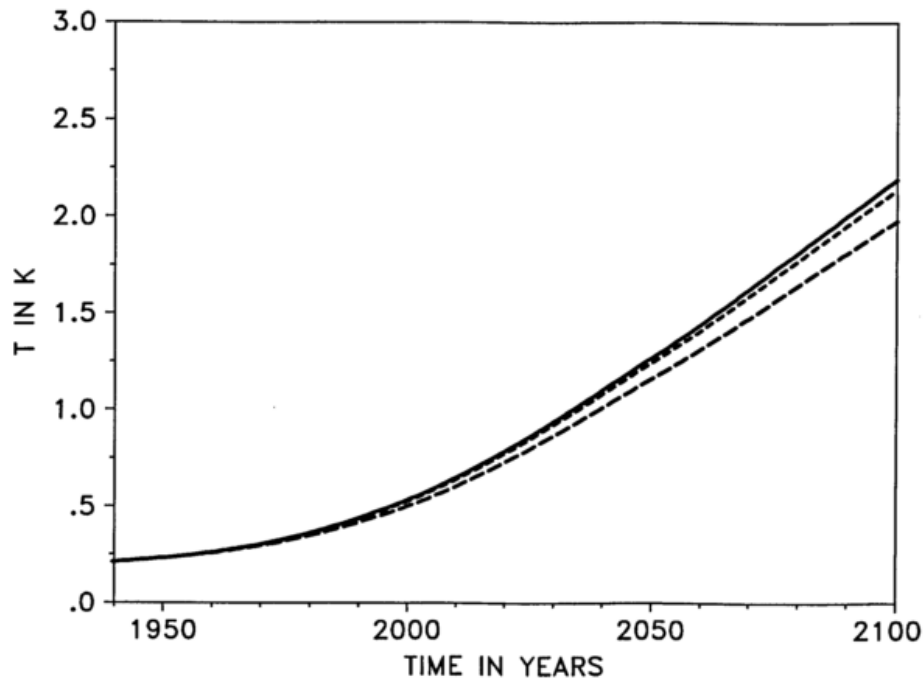


Abbildung 6: Global gemittelte Temperaturänderung an der Erdoberfläche in K als Funktion der Jahre von 1940 bis 2100 aufgrund aller CO<sub>2</sub>-Emissionen gemäß IS92a-Szenario (IPCC, 1996) (volle Kurve), sowie ohne den CO<sub>2</sub>-Beitrag des Luftverkehrs (kurz gestrichelt) und ohne die Summe der Luftverkehrsbeiträge zu CO<sub>2</sub> und "Ozon" (lang gestrichelt).

Andere Effekte (Reduktion der UV-B-Belastung am Boden, Änderung der Ozonkonzentration in Bodennähe, stärkerer Abbau anderer Treibhausgase) sind relativ unbedeutend im Vergleich Treibhauseffekt.

Dies wird z.B. deutlich anhand der Abbildung 3, in der der Strahlungsantrieb verschiedener Treibhausgase und Aerosole mit dem Effekt der Variabilität der Solarkonstanten verglichen sind. Die ersten 5 Säulen sind dem IPCC-Report entnommen (IPCC, 1995), der den Stand des Wissens zur Klimaforschung im Jahr 1995 zusammenfaßt. In Abbildung 3 beschreibt die letzte Säule den Stand der Schätzungen (basierend auf den bisherigen Rechnungen, wie sie in Brasseur et al., 1998, zusammengestellt sind) für den Strahlungsantrieb der Emissionen des Luftverkehrs bisher. Das Bild macht keine Aussagen über die zu erwartende Klimawirksamkeit der diversen Störgrößen in der Zukunft. Für das Jahr 2050 ist eine Schätzung des Strahlungsantriebs des Luftverkehrs eingezeichnet. Die Schätzung unterstellt eine Verdreifachung der Emissionsrate im Jahr 2050 im Vergleich zu 1995. Zudem wird erwartet, daß der Strahlungsantrieb wegen der Ansammlung von Kohlendioxid und wegen der relativ stärkeren Verkehrszunahme in der Tropopausenregion stärker als der integrale Treibstoffverbrauch wächst (z.B. um einen Faktor fünf von 1995 bis 2050).

## 8 ZUSAMMENFASSUNG

Der weltweite Luftverkehr hat zu dem globalen Anstieg des Treibhausgases Kohlendioxid bisher ca. 1.8% beigetragen (1.3%, wenn man einen um 30% kleineren Treibstoffverbrauch annimmt). Der Strahlungsantrieb beträgt z. Zt. ca. 0.02 bis 0.03 Wm<sup>-2</sup>. Bei anhaltenden Trends wird der relative Beitrag des Luftverkehrs zum Kohlendioxid wachsen. Die Stickoxide aus Triebwer-

ken des Luftverkehrs haben die Konzentration dieses Gases in 8 bis 12 km Höhe in mittleren nördlichen Breiten etwa verdoppelt und dort einen geringen Ozonanstieg von einigen Prozent bewirkt. Der Anstieg ist zu klein, als daß er sich in vorhandenen Messungen nachweisen ließe. Ein Ozonabbau in der Stratosphäre durch Emissionen des heutigen Luftverkehrs ist nicht erkennbar. Rechnerisch ist der globale Klimaeffekt des durch die Stickoxide verursachten Ozonanstiegs von gleicher Größenordnung (ca.  $0.01$  bis  $0.04 \text{ Wm}^{-2}$ ) wie der Klimaeffekt infolge der vom Luftverkehr bisher emittierten Kohlendioxide. Die Kondensstreifen verstärken den globalen Treibhauseffekt in einem bisher nicht genau bekannten Ausmaße. Es wurden Ergebnisse von Messungen gezeigt, wonach Kondensstreifen entstehen, wenn bei der Vermischung der Triebwerksabgase mit der Umgebungsluft lokal zumindest Sättigung bezüglich der flüssigen Wasserphase erreicht wird. Ruß, Schwefelsäuretropfen und anderen Partikeln verstärken die Bildung von Wolken mit kleinen Eisparkeln, mit noch offener Wirkung auf den Treibhauseffekt.

In dieser Arbeit wurde über einfache Modellrechnungen berichtet, bei denen der Beitrag von "Ozon", stellvertretend für die Summe der Klimabeiträge von Ozon, Kondensstreifen, Wasserdampf und Partikeln, mit derzeit ca.  $0.1 \text{ Wm}^{-2}$ , entsprechend ca.  $0.05 \text{ K}$  Temperaturerhöhung an der Erdoberfläche im thermischen Gleichgewicht, angenommen wurde. Im Rahmen der hier betrachteten Szenarien ist der Beitrag diese "Ozons" bis 2100 deutlich größer als der Beitrag der Kohlendioxide aus dem Luftverkehr. In einer Folgearbeit (Schumann und Sausen, in Vorbereitung) werden wir den Einfluß einer Reihe von Modellannahmen diskutieren. Außer von den Szenarien und der unterstellten Sensitivität des Strahlungsantriebes und der Temperaturänderung auf das "Ozon" hängen die Ergebnisse auch von den angenommenen Response-Funktionen ab, für die es in der Literatur unterschiedliche Versionen gibt. Die Ergebnisse sind daher vorläufig und nur qualitativ zu verwenden.

Insbesondere zeigt sich, daß die Wirkungen des weltweiten Luftverkehrs auf das globale Klima deutlich größer sind man allein aufgrund der Kohlendioxidemissionen erwarten würde. Der Klimaeffekt des Luftverkehrs ist jedoch klein im Vergleich zu natürlichen Klimaschwankungen.

*Danksagung:* Ich danke Dr. Susanne Hasselmann für die Überlassung eines Rechenprogramms, das mir den Einstieg in die Klima-Response-Modellierung erleichterte, Dr. Robert Sausen für die hilfreiche Zusammenarbeit, Winfried Beer und Dr. Ines Köhler für die Hilfe bei der Erstellung der Diagramme, Dr. Anu Vedantham für die Bereitstellung von Daten zum Treibstoffverbrauch des Luftverkehrs vor 1972 und Dr. Eric Jensen für die Bereitstellung von Daten des SUCCESS-Experiments. Diese Arbeiten wurden mit Mitteln des BMBF gefördert. Ich danke dem Deutschen Wetterdienst für die Einladung zu dem Symposium "150 Jahre Preußisches Meteorologisches Institut".

## Literatur

- Brasseur, G.P., R.A. Cox, D. Hauglustaine, I. Isaksen, J. Lelieveld, D.H. Lister, R. Sausen, U. Schumann, A. Wahner, and P. Wiesen, 1998: European scientific assessment of the atmospheric effects of aircraft emissions. *Atmosph. Environm.*, in press.
- Dameris, M., V. Grewe, I. Köhler, R. Sausen, C. Brühl, J.-U. Groos, and B. Steil, 1998: Impact of aircraft  $\text{NO}_x$ -emissions on tropospheric and stratospheric ozone. Part II: 3-D model results. *Atmos. Environm.*, in press.
- Fabian, P., and B. Kärcher, 1997: The impact of aviation upon the atmosphere - An assessment of present knowledge, uncertainties, and research needs. *Phys. Chem. Earth*, 22, 1-96.
- Friedl, R. (ed.), 1997: Atmospheric effects of subsonic aircraft: Interim assessment report of the advanced subsonic technology program. NASA Ref. Publ. 1400.

- Hasselmann, K., R. Sausen, E. Maier-Reimer, R. Voss, 1993: On the cold start problem in transient simulations with coupled atmosphere-ocean models. *Climate Dynamics*, 9, 53-61.
- Hasselmann, K., S. Hasselmann, R. Giering, V. Ocana, H. von Storch, 1996: Optimization of CO<sub>2</sub> emissions using coupled integral climate response and simplified cost models. A sensitivity study. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 192, Hamburg, pp. 39.
- IEA, 1996: *Oil and Gas Information 1988-1990*. Table 4: World Demand by Main Product Groups, World, Aviation Fuels. With additions by personal communication (OECD Bonn, 1997; Anu Vedantham, 1997), IEA/OECD, 2, rue Andre-Pascal, 75775 Paris Cedex 16, France.
- IPCC, 1995: *Climate Change 1995 - The Science of Climate Change*. (Editor: J. T. Houghton et al.), Cambridge Univ. Press.
- Kärcher, B., R. Busen, A. Petzold, F.P. Schröder, U. Schumann, and E.J. Jensen, 1998: Physicochemistry of aircraft generated liquid aerosols, soot, and ice particles – II: Comparison with observations and sensitivity studies. *J. Geophys. Res.*, submitted, Report DLR-IPA No. 91.
- Köhler, I., R. Sausen, and R. Reinberger, 1997: Contributions of aircraft emissions to the atmospheric NO<sub>x</sub> content. *Atmos. Environm.*, 31, 1801-1818.
- Lee, D.S., I. Köhler, E. Grobler, F. Rohrer, R. Sausen, L. Gallardo-Klenner, J.G. Olivier, F.J. Dentener, and A.F. Bouwman, 1997: Estimates of global NO<sub>x</sub> emissions and their uncertainties. *Atmos. Environm.*, 31, 1735-1749.
- Maier-Reimer, E., The biological pump in the greenhouse, *Global and Planetary Climate Change*, 8, 13-15, 1987.
- Petzold, A., R. Busen, F. P. Schröder, R. Baumann, M. Kuhn, J. Ström, D. Hagen, P. Whitefield, D. Baumgardner, F. Arnold, S. Borrmann, and U. Schumann, 1997: Near field measurements on contrail properties from fuels with different sulfur content. *J. Geophys. Res.*, 102, 29867-29880.
- Ponater, M., S. Brinkop, R. Sausen, and U. Schumann, 1996: Simulating the global atmospheric response to aircraft water vapour emissions and contrails – A first approach using a GCM. *Ann. Geophys.*, 14, 941-960.
- Sausen, R., D. Nodorp, C. Land, and F. Deidewig, 1996: *Ermittlung optimaler Flughöhen und Flugrouten unter dem Aspekt minimaler Klimawirksamkeit*. DLR-Forschungsbericht 96-13.
- Sausen, R., B. Feneberg, and M. Ponater, 1997: Climatic impact of aircraft induced ozone changes. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1203-1206.
- Schmitt, A. and B. Brunner, 1997: Emissions from aviation and their development over time. DLR-Mitteilung, 97-04, DLR Köln, p. 37-52.
- Schulte, P., H. Schlager, H. Ziereis, U. Schumann, S.L. Baughcum, and F. Deidewig, 1997: NO<sub>x</sub> emission indices of subsonic long-range jet aircraft at cruise altitude: In situ measurements and predictions. *J. Geophys. Res.*, 102, 21431-21442.
- Schumann U., 1994: On the effect of emissions from aircraft engines on the state of the atmosphere. *Ann. Geophys.*, 12, 365-384.
- Schumann, U., 1996: On conditions for contrail formation from aircraft exhaust. *Meteorol. Z.*, 5, 4-23.
- Schumann U., 1997: The impact of nitrogen oxides emissions from aircraft upon the atmosphere at flight altitudes – Results from the AERONOX project. *Atmos. Environm.*, 31, 1723-1733.
- Schumann U., A. Chlond, A. Ebel, B. Kärcher, H. Pak, A. Schmitt, H. Schlager, P. Wendling, 1997: *Pollutants from Air Traffic - Results of Atmospheric Research 1992 – 1997*. DLR-Mitt. 97-04.
- Strauss, B., R. Meerkötter, B. Wissinger, P. Wendling, and M. Hess, 1997: On the regional climatic impact of contrails - Microphysical and radiative properties of contrails and natural cirrus clouds. *Ann. Geophys.*, 15, 1457-1467.
- Vedantham, A., M. Oppenheimer, Aircraft emissions and the global atmosphere - Long terms scenarios. Report of Environmental Defence Fund, 257 Park Av. South, New York, NY 10010, pp. 77, 1994.

# VORHERSAGE DER LUFTQUALITÄT UND IHRE VERIFIKATION

Ingo Jacobsen  
Deutscher Wetterdienst  
Frankfurter Str. 135, D-63067 Offenbach

## 1. EINLEITUNG

Ausbreitungssimulationen sind für eine Vielzahl von Aufgaben in den Bereichen Umweltüberwachung, Planung und Vorhersage einsetzbar.

Zur Umweltüberwachung gehört die Nutzung von Ausbreitungsrechnungen als intelligente Interpolation zwischen Meßstellen und zur Ableitung zusätzlicher Größen, wie z.B. von kritischen Belastungen. Ein neue Aufgabe besteht darin, im Rahmen der Überwachung des Kernwaffenteststoppvertrages aus gemessenen Konzentrationen von radioaktiven Luftbeimengungen den wahrscheinlichsten Ursprungsort zu ermitteln.

Szenarienrechnungen, die z.B. die Erstellung von Planungsgutachten und die Ermittlung der Auswirkung von großräumigen Maßnahmen zur Emissionsminderung umfassen, können als Langfristvorhersagen interpretiert werden.

Die nachfolgenden Ausführungen werden sich ausschließlich auf die kurz- und mittelfristigen Vorhersagen konzentrieren. Diese lassen sich wiederum zwei Kategorien zuordnen: täglichen Routinevorhersagen und Notfallsystemen, die nur im Falle von Unfällen mit starken Emissionen zum Einsatz kommen (Beispiel Tschernobyl). Diese Fallunterscheidung ist für die praktische Nutzung von wesentlicher Bedeutung. Routineanwendungen (z.B. Smogvorhersagen) ähneln der numerischen Wettervorhersage (NWV). Sowohl Entwickler und Nutzer sind mit den Modelle und ihren Ergebnissen über längere Zeit vertraut. Sie haben Erfahrungen mit ihrer Interpretation. Auch wenn für Ausbreitungsrechnungen meistens nur Bodenbeobachtungen vorliegen, kann doch ihre Güte über längere Zeit beurteilt und bei der Weiterverwendung genutzt werden. Notfalleanwendungen finden unter erschwerten Bedingungen statt. Daten zum Testen der Modelle, die von echten Unfällen stammen, gibt es (glücklicherweise) nur wenige, und auch Tracerexperimente können (siehe 2.3) nicht häufig durchgeführt werden. Die Nutzer, die zudem unter Zeitdruck handeln müssen, sind mit den gelieferten Produkten kaum vertraut und können ihre Verlässlichkeit weniger genau einschätzen.

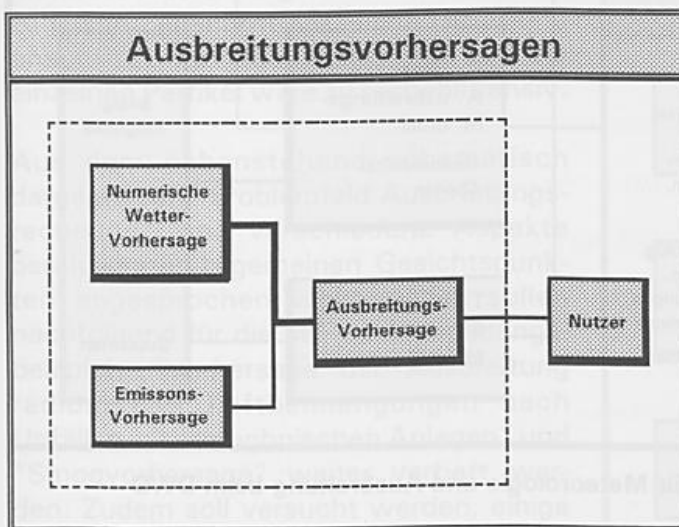


Abb. 1: Verknüpfung der Vorhersagen

Die Ausbreitungsvorhersage, die schließlich zum Nutzer gelangt, setzt sich in der Regel aus drei Einzelvorhersagen zusammen: Wetter-, Emissions- und Ausbreitungsvorhersage. Daß eine möglichst enge und konsistente Verknüpfung zwischen NWV- und Ausbreitungsmodellen hergestellt werden muß, ist mittlererweile unumstritten. Die größten Probleme ergeben sich bei der Emissionsvorhersage. Bei der Smogvorhersage werden aus Basisdaten (Jahresmittelwerte), Zeitkurven (z.B. Tages- und Wochenverläufen) sowie meteorologischen Größen (z.B. Temperatur für die biogenen Emissionen und den Energieverbrauch) aktuelle Emissionen modelliert. Bei Unfällen müssen Quellterme in der Regel zunächst grob abgeschätzt werden, bis später bessere Daten zur Verfügung stehen.

In der Abbildung 1 ist bereits die Verbindung zwischen den NWV- und Ausbreitungsprognosen besonders hervorgehoben; dazu gehört u.a. auch die Nutzung einer gemeinsamen Datenbasis für Landnutzungsparameter. Durch die gestrichelte Linie um die drei Einzelvorhersagen herum soll angedeutet werden, daß die einzelnen Modelle, die bislang in den meisten Fällen nur "off-line" über die Datenbank miteinander verbunden sind, in Zukunft zu einem einzigen "on-line"-Modell vereinigt werden sollen.

Die Nutzer verlangen möglichst genaue Angaben über die Güte der Gesamtvorhersage. Sie benötigen diese Angaben besonders dann, wenn sie diese als Eingangsdaten für eigene Modelle verwenden. So will das Bundesamt für Strahlenschutz (BfS) die Ergebnisse der Ausbreitungsvorhersagen des DWD in sein Entscheidungshilfe-Modell PARK einspeisen, um die radioaktive Kontamination von Lebensmitteln zu berechnen. Die Kenntnis der Anforderungen von externen Nutzern und eine intensive Zusammenarbeit mit ihnen sind daher bereits bei der Modellkonzeption zu berücksichtigen. So werden neben aufwendigen Modellen, die eine möglichst gute Vorhersage erwarten lassen, auch einfache Modelle verlangt, die einen schnellen Überblick über die Gefährdungslage und möglicherweise betroffenen Gebiete liefern können.

Diese Anforderungen spiegeln sich auch im derzeitigen System der Modelle für Meteorologie und Ausbreitung (Abb. 2) wider.

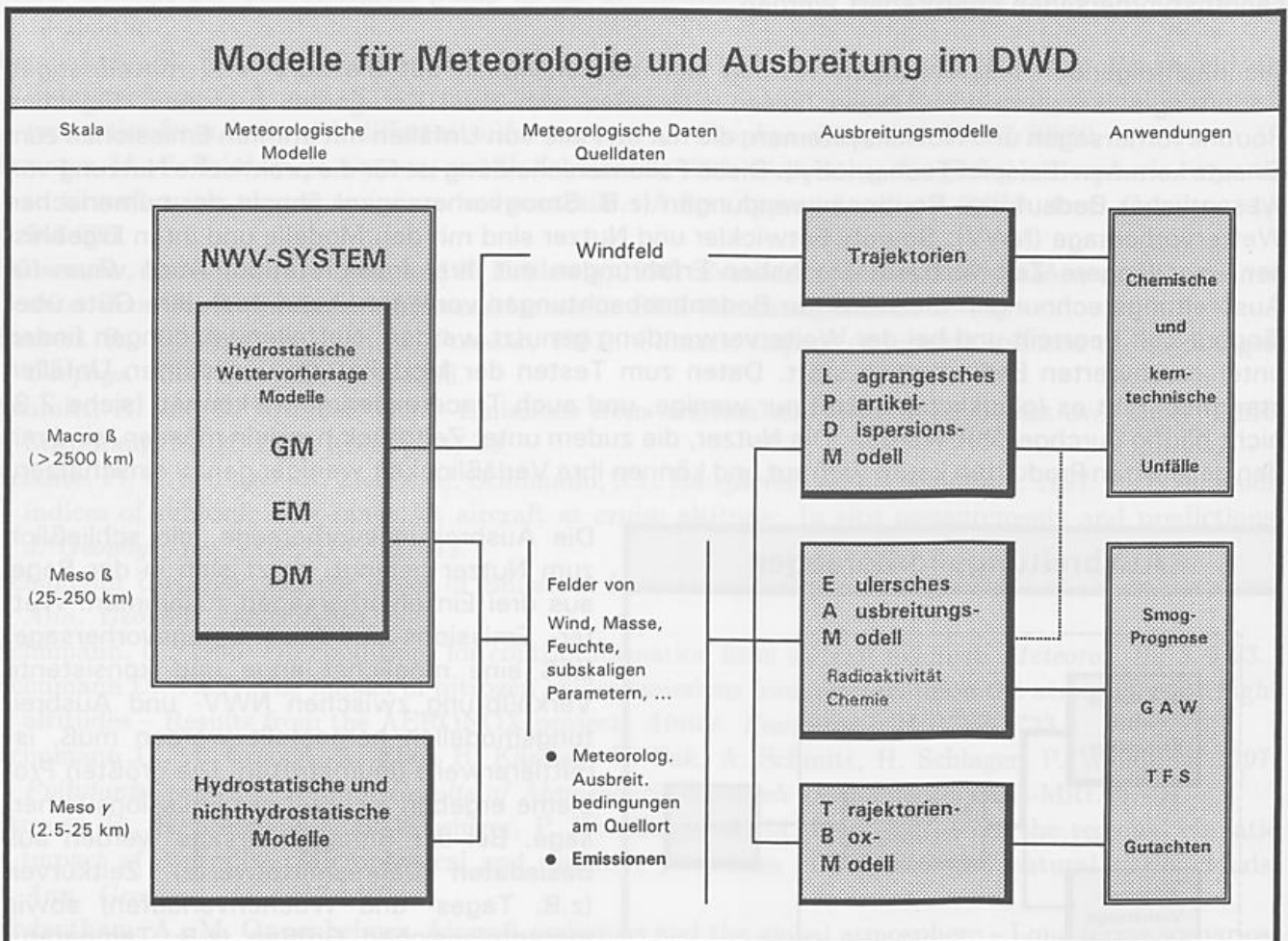


Abb. 2 : Derzeitiges System der Modelle für Meteorologie und Ausbreitung beim DWD

Das Modellarsenal reicht von Trajektorien bis zu Eulerschen Modellen. Die Vielfalt an Modellvarianten ist typisch für die Ausbreitungsrechnung. Während in der NWV grundsätzlich Eulersche Modelle zum Einsatz kommen, müssen Ausbreitungsmodelle für den besonderen Einsatzzweck ausgewählt werden.

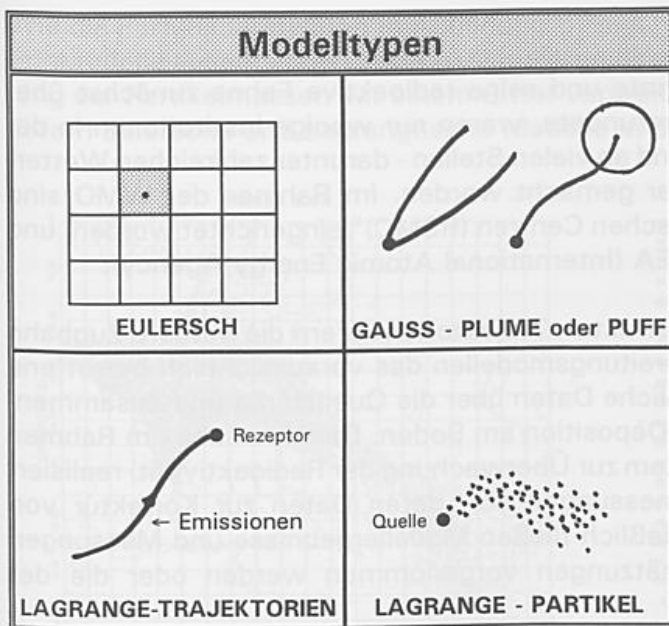


Abb. 3 : In der Ausbreitungsrechnung verwendete Modelltypen

Abbildung 3 gibt einen schematischen Überblick über gebräuchliche Modelltypen. Für eine Smogprognose mit vielen Quellen sind Eulersche Modelle die erste Wahl. Sie können zudem am direktesten an die NWV-Modelle angekoppelt werden, wobei immer anzustreben ist, daß die Gitter identisch gewählt werden und möglichst alle physikalischen Größen bis hin zu den externen Parametern wie Landnutzung und Blattflächenindex vom NWV-Modell übernommen werden. Neben den Eulerschen Modellen erfreuen sich immer noch rezeptororientierte Trajektorien-Box-Modelle großer Beliebtheit, weil sie weniger Rechenzeit benötigen. Bei ihnen wird eine Vielzahl von Rückwärtstrajektorien berechnet. Auf dem Wege zurück zum Rezeptorpunkt werden die Emissionen in eine vertikale Box, die meist bis zur Obergrenze der Mischungsschicht reicht, aufgenommen, dann die chemischen Reaktionen und die Deposition berechnet.

Für die Vorhersage der Ausbreitung aus Punktquellen sind Lagrangesche Modelle (rechte Seite der Abbildung 3) die erste Wahl, weil bei Eulerschen Modellen wegen der sofortigen Verteilung der Emissionen über ganze Gitterboxen eine künstliche Fahnenverbreiterung erzwungen wird. Gauss-Plume-Modelle spielen im Notfallschutz kaum eine Rolle. Doch Gauss-Puff-Modelle, bei denen kontaminierte Luftpakete gekrümmten Bahnen folgen können, werden noch vielfach genutzt. Sie haben den Nachteil, daß sie nur unzureichend vertikale und horizontale Inhomogenitäten berücksichtigen können. (Beim dänischen Modell RIMPUFF kann bei horizontaler Diffluenz ein Puff in fünf Teile aufgespalten werden, die unterschiedlichen Trajektorien folgen können.) Lagrangesche Partikel-Dispersions-Modelle (LPDM) sind dann vorzuziehen, wenn Emissionen aus Punktquellen behandelt werden können, weil sie die volle Information aus den NWV-Modellen verwerten können. Leider eignen sie sich nicht für eine operationelle Vorhersage der Ausbreitung chemischer Luftbeimengungen mit nicht linearen Reaktionsmechanismen. Die Auszählung von Partikelmassen zu jedem Zeitschritt auf einem Gitter und anschließende Rückverteilung auf die einzelnen Partikel wäre zu rechenintensiv.

Aus dem nebenstehend schematisch dargestellten "Problemfeld Ausbreitungsrechnung" sind verschiedene Aspekte bereits unter allgemeinen Gesichtspunkten angesprochen worden. Sie sollen nachfolgend für die beiden Anwendungsbeispiele "Vorhersage der Ausbreitung radioaktiver Luftbeimengungen nach Unfällen in kerntechnischen Anlagen" und "Smogvorhersage" weiter vertieft werden. Zudem soll versucht werden, einige vorläufige Aussagen zu den Fragen der Güte der Vorhersagen und ihrer Verifikation zu machen.

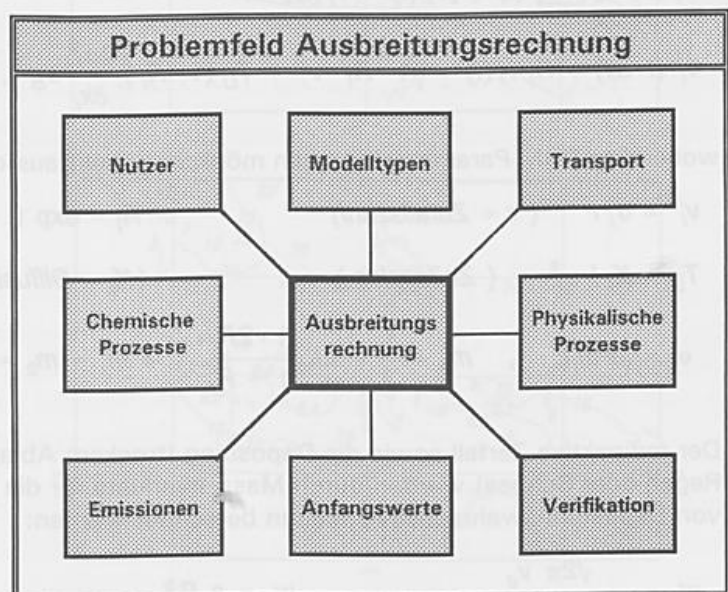


Abb. 4 : Mit der Ausbreitungsrechnung verknüpfte Fragestellungen

## 2. NOTFALLSYSTEME

Als 1986 das Kernkraftwerk in Tschernobyl brannte und seine radioaktive Fahne zunächst über Europa zog und dann die ganze Nordhalbkugel umrundete, waren nur wenige Institutionen in der Lage, diese Ausbreitung vorherzusagen. Seither sind an vielen Stellen - darunter zahlreichen Wetterdiensten - Modellsysteme operationell anwendbar gemacht worden. Im Rahmen der WMO sind derzeit acht "Regionale Spezialisierte Meteorologischen Centren (RSMC)" eingerichtet worden, und es besteht eine enge Zusammenarbeit mit der IAEA (International Atomic Energy Agency).

Alle Modellsysteme haben im Kern eine ähnliche Struktur: Trajektorien liefern die mittlere Zugbahn als Erstinformation. Anschließend kann mit Ausbreitungsmodellen das voraussichtlich betroffene Gebiet vorhergesagt werden sowie, sobald verlässliche Daten über die Quellstärke und Zusammensetzung vorliegen, auch Konzentrationen und die Deposition am Boden. Das deutsche, im Rahmen von IMIS (Integriertes Meß- und Informations-System zur Überwachung der Radioaktivität) realisierte Konzept sieht darüberhinaus auch Flugzeugmessungen vor, deren Daten zur Korrektur von Modellvorhersagen genutzt werden können. Schließlich fließen Modellergebnisse und Messungen in Anschlußmodelle ein, mit denen Folgeabschätzungen vorgenommen werden oder die der Entscheidungsfindung dienen.

### 2.1 DAS LAGRANGESCHE PARTIKEL-DISPERSIONS-MODELL DES DWD

Beim Deutschen Wetterdienst wurde ein Lagrangesches Partikel-Dispersions-Modell (LPDM) als Notfallmodell ausgewählt und entwickelt, weil Modelle vom Lagrangeschen Typ besser die Ausbreitung aus Punktquellen simulieren und Partikelmodelle die meteorologischen Informationen voll nutzen können.

Beim LPDM wird die Ausbreitung durch eine Vielzahl von massenbehafteten Partikeln simuliert, die sich selber nicht ausdehnen, aber, bedingt durch die Turbulenz, unterschiedlichen Trajektorien folgen können und dadurch den Ausbreitungsprozeß in der Atmosphäre beschreiben.

Beim LPDM des DWD wird für den turbulenten Transport ein nicht-FICKscher Ansatz verwendet:

$$x_i(t+\Delta t) = x_i(t) + [\bar{v}_i(t) + v_i'(t)] \Delta t \quad (\bar{v} : \text{mittlere Windgeschwindigkeit})$$

$$v_i'(t+\Delta t) = R_i v_i'(t) + \sqrt{1-R_i^2} v'' + T_{L_i} (1-R_i) \frac{\partial \sigma_i^2}{\partial x_i} \delta_{i3} \quad (i=1,2,3 : \text{Raumrichtungen})$$

wobei die LPDM-Parametrisierungen möglichst direkt aus den NWV-Ergebnissen gewonnen werden:

$$v_i'' = \sigma_i r \quad (r = \text{Zufallszahl}) \quad R_i = \exp(-\Delta t / T_{L_i}) \quad (\text{Korrelationsfunktion})$$

$$T_{L_i} = K_i / \sigma_i^2 \quad (\text{Zeitscales}) \quad (K_i = \text{Diffusionskoeffizienten}, E = \text{turb. kinet. Energie})$$

$$\sigma_i = \sqrt{2m_i E} \quad , \quad m_3 = \frac{1}{3} - 2L_c \frac{1+2R_f}{1-R_f} \quad , \quad m_1 = m_2 = \frac{1-m_3}{2} \quad (R_f = \text{Richardson-Flußzahl})$$

Der radioaktive Zerfall sowie die Deposition (trocken: Ablagerung am Boden, naß: Einfangen durch Regen oder Schnee) werden durch Massenverluste für die einzelnen Partikel beschrieben, die mit Hilfe von Depositionswahrscheinlichkeiten berechnet werden:

$$w_d = \frac{\sqrt{2\pi} v_d}{\sigma_3 + \sqrt{\pi/2} v_d} \quad , \quad w_n = a P^b \quad (v_d = \text{Depositionsgeschwindigkeit})$$

$$(P = \text{Niederschlagsintensität})$$

Wie die Partikeldarstellung in Abbildung 5 zeigt, ist das LPDM in der Lage, eine schmale, von einer Punktquelle ausgehende Fahne zu simulieren. Erst bei der Konzentrationsberechnung durch Auszählung der Partikelmassen auf einem Gitter verbreitert sich auch die quellenaher Fahne. Fern der Quelle liefern Eulersche und Lagrangesche Modelle in der Regel ähnliche Lösungen.

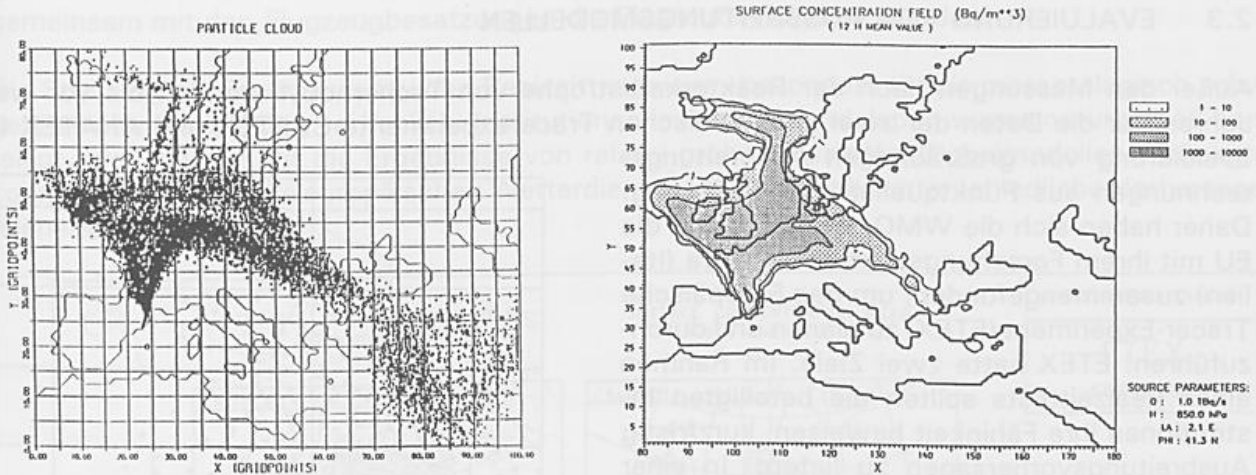


Abb. 5: Ausbreitungssimulation mit dem LPDM für eine angenommene Quelle beim Kernkraftwerk Vandellos links: Partikelwolke, rechts: bodennahe Konzentrationen

## 2.2 ANWENDUNG DER NOTFALLMODELLE

Als Vorsorgesystem werden in der täglichen Routine Rückwärtstrajektorien, die an den Radioaktivitätsmeßstellen enden, und Vorwärtstrajektorien, ausgehend von den Standorten europäischer Kernkraftwerke, gerechnet. Das LPDM kann bei Bedarf mit Standardvorgaben oder mit Spezifikationen für die effektive Quellhöhe, die Quellstärke und -zusammensetzung gestartet werden. Seit der Reaktorkatastrophe von Tschernobyl mußten nur wenige Rechnungen nach kleineren Störfällen durchgeführt werden. Das primär für den Notfallschutz entwickelte Modellsystem kann und wird daher für die Lösung weiterer Aufgaben eingesetzt.

In zunehmender Zahl werden für Abnehmer innerhalb und außerhalb des DWD Trajektorienrechnungen durchgeführt. Neben Rückwärtstrajektorien zur Interpretation von Messungen von Luftverunreinigungen werden auch Vorwärtstrajektorien berechnet, um z.B. den Einsatz von Forschungsflugzeugen zu planen und zu optimieren.

Zur Beratung von Kunden des Geschäftsfeldes Seeschifffahrt des DWD wurden 1997 Vorhersagen für die Ausbreitung des

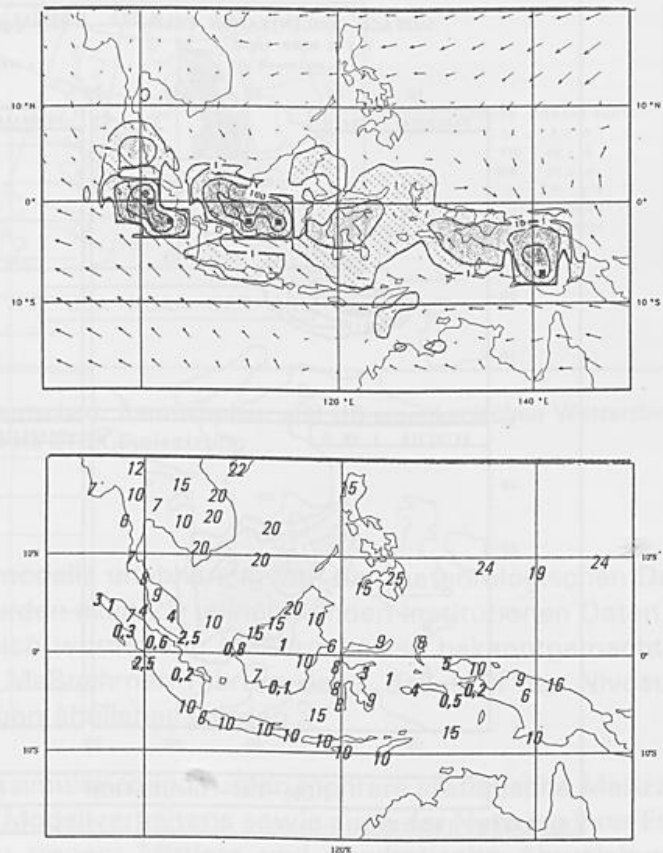


Abb. 6: Waldbrände in Indonesien, oben: vorhergesagte Konzentrationen, unten: beobachtete Sichtweiten

Rauches aus den Waldbränden in Indonesien erstellt. Da die Stärke der Einzelemissionen nicht genau bekannt war, konnte keine quantitative Verifikation durchgeführt werden. Die vorhergesagten Konzentrationen und gemeldeten Sichtweiten sind recht gut miteinander korreliert (Abb. 6).

### 2.3 EVALUIERUNG VON AUSBREITUNGSMODELLEN

Außer den Messungen nach der Reaktorkatastrophe von Tschernobyl standen bis vor wenigen Jahren nur die Daten der zwei amerikanischen Tracerexperimente CAPTEX und ANATEX für die Evaluierung von großräumigen Ausbreitungsrechnungen aus Punktquellen zur Verfügung. Daher haben sich die WMO, die IAEA und die EU mit ihrem Forschungszentrum in Ispra (Italien) zusammengefunden, um das Europäische Tracer-Experiment (ETEX) zu planen und durchzuführen. ETEX hatte zwei Ziele. Im Rahmen eines Realzeittests sollten die beteiligten Institutionen ihre Fähigkeit beweisen, kurzfristig Ausbreitungsvorhersagen zu liefern. In einer zweiten Phase sollten die gemessenen Daten für die Modellevaluierung und -verbesserung genutzt werden. Die Meßgeräte wurden in Europa nördlich der Alpen installiert, und nach Vortests wurde als Freisetzungsort Rennes in der Bretagne ausgewählt (Abb. 7).

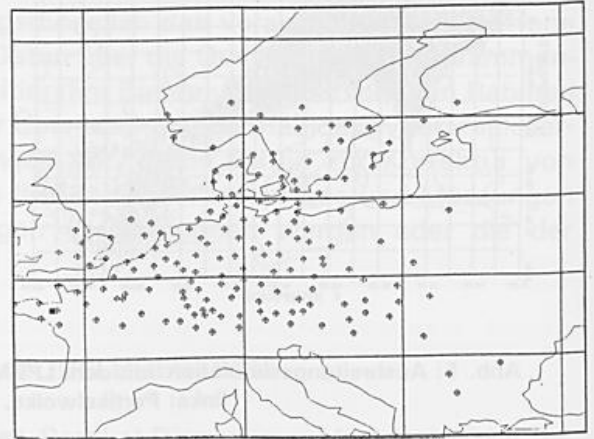


Abb. 7: ETEX: Meßstationen ⊕, Quellort ■

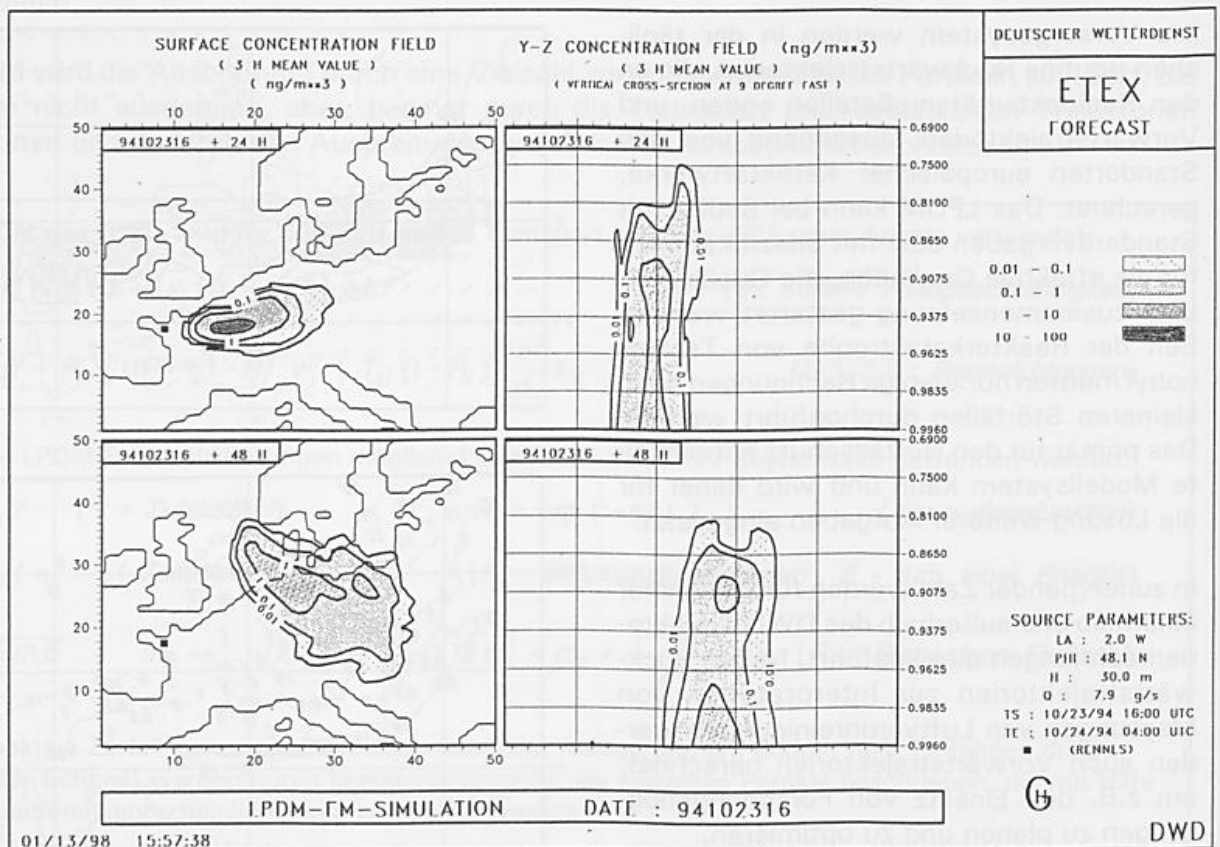


Abb. 8: LPDM-Vorhersage der bodennahen Konzentration und von Vertikalverteilungen bei 9° E 24 und 48 Stunden nach der ersten ETEX-Freisetzung

Für jeweils 12 Stunden wurde am 23. Oktober und 14. November 1994 bodennah ein inerter Spurenstoff freigesetzt. Gemessen wurden dreistündige Mittelwerte, und Vorhersagen bis zu drei Tagen gerechnet. Der Test eröffnete dem DWD zugleich die Möglichkeit, sein gesamtes Notfallsystem unter realitätsnahen Bedingungen zu testen. Dazu gehörte auch der Einsatz eines Flugzeuges. An den Abenden nach den Freisetzungen mußten anhand von Vertikalschnitten (Abb. 8) gemeinsam mit den Flugzeugbesatzungen die Flugrouten geplant werden.

Die Streuung der Ergebnisse bei den Realzeittests war - besonders für die meteorologisch schwierigere zweite Freisetzung - erheblich. Institutionen in Amerika und Japan waren naturgemäß benachteiligt, weil sie nur auf die Ergebnisse von relativ grobauflösenden Globalmodellen zurückgreifen konnten. Aber auch die europäischen Wetterdienste lieferten recht unterschiedliche Vorhersagen ab (siehe Abb. 9).

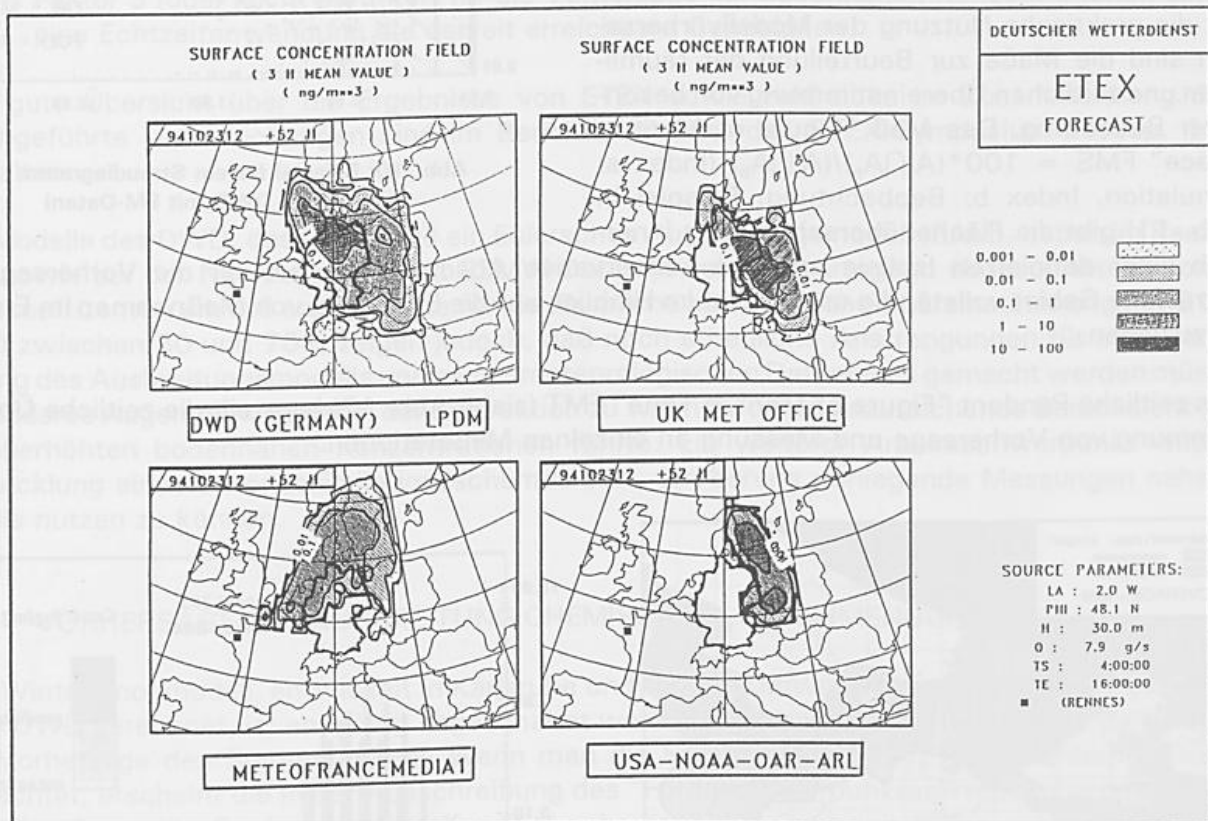


Abb. 9: 48stündige Vorhersagen des britischen, deutschen, französischen und US-amerikanischen Wetterdienstes für die erste ETEX-Freisetzung

Um die Leistungsfähigkeit der Ausbreitungsmodelle unabhängig von der meteorologischen Datenbasis miteinander vergleichen zu können, wurden allen 28 teilnehmenden Institutionen Daten vom EZMW-Modell zur Verfügung gestellt. Zugleich wurden die Meßergebnisse bekanntgemacht, um Modellverbesserungen vorzunehmen. Beide Maßnahmen führten dazu, daß sich das Niveau der Ergebnisse deutlich an hob und die Vorhersagen ähnlicher wurden.

Zur Beurteilung der Qualität der Ausbreitungssimulationen wurden mehrere statistische Maßzahlen verwendet, um verschiedenen Aspekten des Modellverhaltens sowie auch der Nutzung ihrer Ergebnisse in anderen Institutionen Rechnung zu tragen: Mittlere und quadratische Abweichungen, Quartile, Korrelationskoeffizienten, Streudiagramme sowie zeitliche und räumliche Übereinstimmungen.

Die bei Streudiagrammen (Abb. 10) auf den Koordinatenachsen liegenden Werte (genannt "L-Form") weisen auf raumzeitliche Fehler hin: gemessene Konzentrationen außerhalb der simulierten Fahne (x-Achse) oder vorhergesagte Werte außerhalb des wirklich betroffenen Bereichs. Aus den Prozentzahlen für FA2 und FA5 läßt sich ablesen, wie viele der vorhergesagten Werte genauer als ein Faktor 2 bzw. 5 sind. Mit FOEX wird die Neigung der Modelle zur Über- oder Untervorhersage ermittelt (Wertebereich -50 % bis +50%, ideal 0%).

Für die praktische Nutzung der Modellvorhersagen sind die Maße zur Beurteilung der räumlichen und zeitlichen Übereinstimmung von besonderer Bedeutung. Das Maß "Figure of Merit in Space"  $FMS = 100 * (A_s \cap A_b) / (A_s \cup A_b)$  (Index s: Simulation, Index b: Beobachtung; Beispiel in Abb. 11) gibt die Flächenüberschneidung innerhalb einer definierten Isolinie an. Eine konservative Abschätzung, bei der die Vorhersage das betroffene Gebiet vollständig umfaßt, ist im Hinblick auf die Einleitung von Maßnahmen im Ernstfall vorzuziehen.

Das zeitliche Pendant "Figure of Merit in Time" FMT (siehe Abb. 12) beurteilt die zeitliche Übereinstimmung von Vorhersage und Messung an einzelnen Meßstationen.

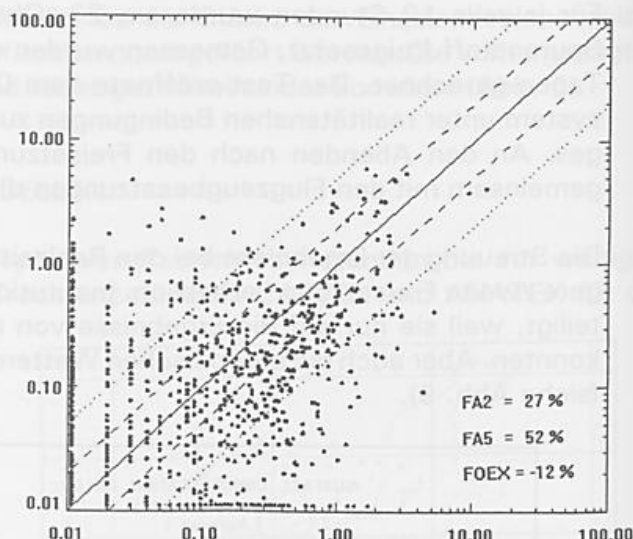


Abb. 10: Beispiel für ein Streudiagramm (LPDM des DWD mit EM-Daten)

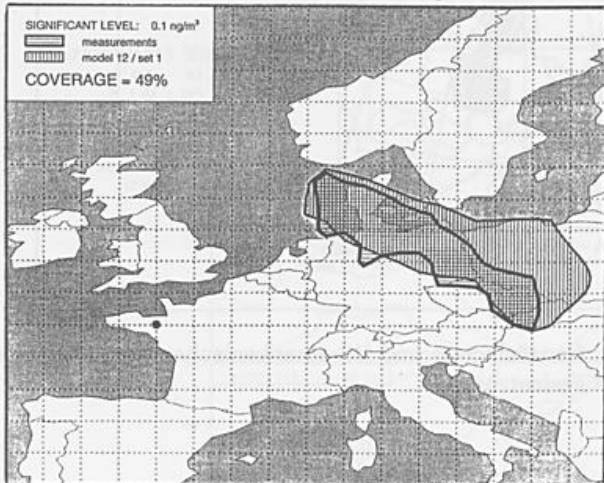


Abb. 11: Flächenübereinstimmung nach 48 Stunden, Realzeittest Eulersches Ausbreitungsmodell des DWD

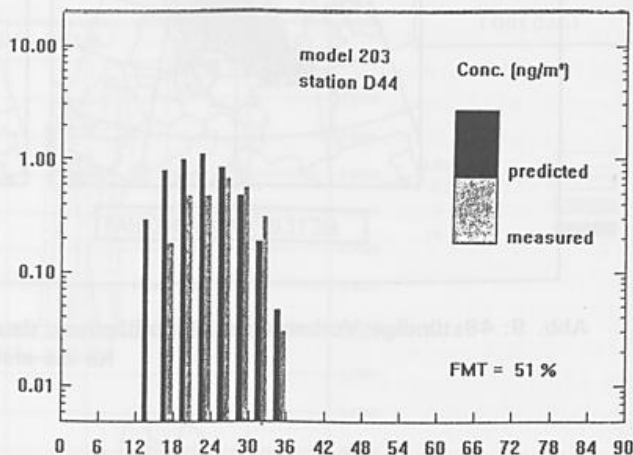


Abb. 12: Vorhergesagte und gemessene Konzentration an der Station Trier, LPDM des DWD mit EZMW-Daten

Aus der bislang vorliegenden Auswertung der Ergebnisse für die erste Freisetzung können sicher keine allgemeingültigen Schlüsse gezogen werden. Es ergeben sich jedoch wichtige Hinweise für weitere Modellverbesserungen wie auch für die Interpretation und Nutzung der Vorhersagen:

- Keines der Modelle liegt bei allen statistischen Maßzahlen an der Spitze, d.h. jedes Modell hat spezifische Stärken und Schwächen.
- Lagrangesche Modelle, und dabei vor allem Lagrangesche Partikel-Dispersions-Modelle, oder Modelle, die quellenah mit Lagrangeschen Ansätzen arbeiten, lieferten die besten Ergebnisse.

- Bessere meteorologische Daten führen fast automatisch zu besseren Ausbreitungsvorhersagen. Von wenigen Fällen abgesehen, lieferten fast alle Modelle mit EZMW-Daten bessere Ergebnisse, als mit den eigenen nationalen numerischen Wettervorhersagen. Bei den Ausnahmen handelt es sich entweder um eigene numerische Vorhersagen mit höherer Auflösung oder um eine sehr spezielle Formulierung des turbulenten Austauschs in der Grenzschicht (Profilansätze unter Verwendung der Mischungsschichthöhe).
- Besondere Probleme haben den meisten Modellen die Simulation der Auswirkungen der Konvektion und von Frontdurchgängen bereitet. Die Berücksichtigung der Bedingungen nahe der Quelle sowie die Parametrisierung der Grenzschicht und des Austausches mit der freien Troposphäre sind als weitere Forschungsschwerpunkte ausgemacht worden.
- Zeitdifferenzen von 3 bis 6 Stunden für die Ankunft der Fahne an den Meßpunkten und ein Faktor 3 (oder leicht darunter) für die Vorhersage der bodennahen Konzentrationen sind für eine Echtzeitanwendung die derzeit erreichbare Genauigkeit.

Eine gute Übersicht über die Ergebnisse von ETEX sowie zahlreiche im Zusammenhang damit durchgeführte Untersuchungen sind im Berichtband über das ETEX-Symposium (Nodop, 1997) enthalten.

Die Modelle des DWD, das LPDM und ein Eulersches Ausbreitungsmodell (EAM), haben im Realzeitest sowie bei der Nachrechnung mit EZMW-Daten jeweils hervorragend abgeschnitten. Korrelationskoeffizienten um 0.6 sowie Werte für die räumliche bzw. zeitliche Übereinstimmung (FMS bzw. FMT) zwischen 30 und 70% zeigen jedoch, daß noch erhebliche Anstrengungen für eine Verbesserung des Ausbreitungsmodells und seiner meteorologischen Datenbasis gemacht werden müssen. Besonderes Augenmerk ist dabei der Konvektion zu widmen, deren unzureichende Berücksichtigung zu überhöhten bodennahen Konzentrationen führte. Ein weiterer Arbeitsschwerpunkt wird die Entwicklung eines Datenassimilationsschemas sein, um bereits vorliegende Messungen nahe der Quelle nutzen zu können.

### 3. VORHERSAGE DER AUSBREITUNG CHEMISCHER LUFTBEIMENGUNGEN

Das Wintersmogmodell, entwickelt in Karlsruhe und für das Umweltbundesamt mehrere Jahre lang beim DWD gerechnet, ist endgültig abgeschaltet worden. Die meisten Anstrengungen gelten heute der Vorhersage des Sommersmogs. Wenn man die Ergebnisse von ETEX (erreichbar Faktor 3!) betrachtet, erscheint die in der Ausschreibung des "Förderschwerpunktes Troposphärenforschung (TFS)" aufgestellte Forderung, eine Kurzfristvorhersage für Ozon mit 5 Prozent Genauigkeit zu erzielen - selbst wenn dabei nur die täglichen Ozonmaxima gemeint sind -, mehr als kühn. Die bislang in Amerika, Europa und auch Deutschland durchgeführten Ausbreitungssimulationen zeigen, daß derzeit gute Modelle mit einer ausreichenden Horizontalauflösung Ozonmaxima außerhalb von Städten auf rund 20 Prozent genau vorhersagen können. Für die praktische Anwendung, z.B. im Rahmen des deutschen Sommersmoggesetzes, sind damit noch Grenzen gesetzt, weil die Prognosegüte abnimmt, wenn die Überschreitung hoher Grenzwerte oder der Konzentrationsverlauf in emissionsnahen, städtischen Gebieten zu prognostizieren ist.

Als ein Beispiel für die Problematik, die Schadstoffbelastung in städtischen Gebieten vorherzusagen wie auch die zahlreichen Meßwerte für eine Modellvalidierung zu nutzen, sollen Modellrechnungen mit dem DWD-eigenen Trajektorien-Box-Modell (TBM) gezeigt werden. Beim TBM werden zunächst Rückwärtstrajektorien, ausgehend von den deutschen Ozonmeßstationen, berechnet. Anschließend werden auf dem Wege vom Endpunkt der Trajektorie zurück zum Rezeptorpunkt (Meßstelle) die Emissionen aufgesammelt und die chemischen Reaktionen berücksichtigt. Die unterste Modellbox reicht vom Boden bis zur Obergrenze der Mischungsschicht, deren Höhe entlang der Trajektorie aus den NWV-Daten ermittelt wird. Typischerweise wächst sie bei sommerlichen Smogbedingungen von wenigen hundert Metern in der Nacht auf rund 2000 Meter am Tage an, um bei Sonnenuntergang

wieder zusammenzufallen. Beim abendlichen Schrumpfen der Mischungsschicht werden die Luftschadstoffe an die darüberliegende Residualschicht abgegeben, um tagsüber, wenn die Mischungsschicht erneut anwächst, wieder in sie aufgenommen zu werden. Am Boden werden aus der Mischungsschicht heraus Luftbeimengungen durch Deposition abgeladen und an der Obergrenze der Residualschicht mit der freien Troposphäre ausgetauscht. Abbildung 13 zeigt den Verlauf einer Trajektorie zusammen mit der Mischungsschichthöhe, dem berechneten Verlauf der Ozonkonzentration sowie dem Meßwert in Frankfurt-Höchst. Werden nun die TBM-Vorhersagen flächenmäßig für Deutschland dargestellt und mit den Beobachtungen verglichen (Abb. 14), ergibt sich im gezeigten Fall ein recht positives Bild, wenn nur die ländlichen Meßstationen berücksichtigt werden. Die Differenzen bleiben überwiegend unter 20 Prozent. Wenn jedoch auch die verkehrsnahen Meßstellen berücksichtigt werden, dehnen sich die Gebiete mit Abweichungen über 30 Prozent erheblich aus.

f/m.-hoechst  
(50.1N, 8.5E)

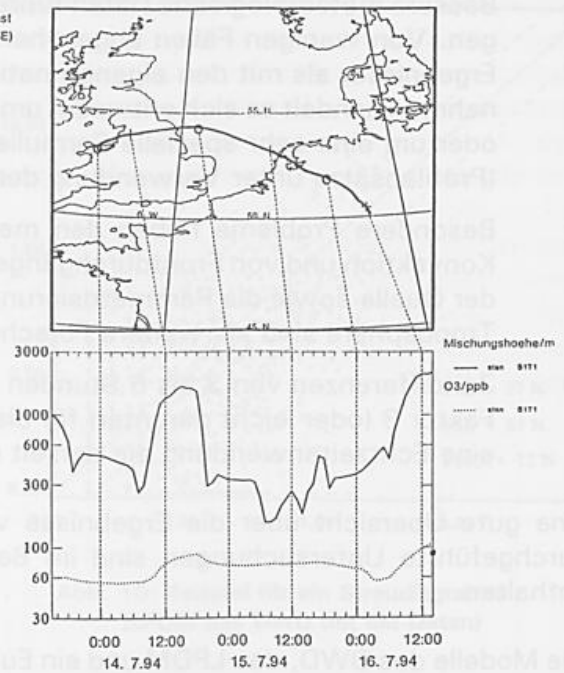


Abb. 13: Ergebnis des TBM für eine Einzeltrajektorie, Ziel Frankfurt-Höchst, 16.07.1994, 15 UTC, oben: Trajektorienverlauf, unten: Mischungsschichthöhe (durchgezogen), Ozonkonzentration (gepunktet), Meßwert (großer Punkt)

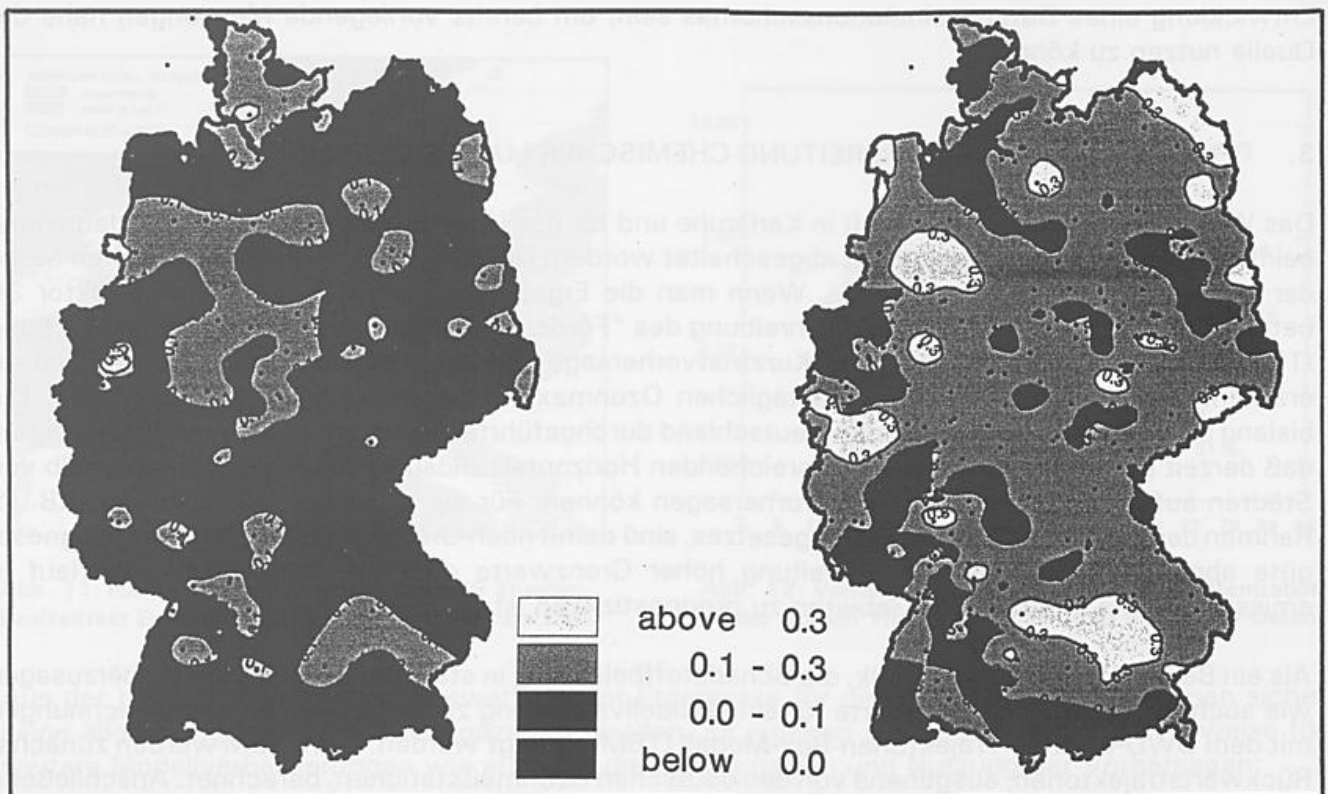


Abb. 14: Relative Differenzen zwischen der mit dem TBM vorhergesagten und gemessenen Ozonkonzentrationen links: nur ländliche Stationen, rechts: alle Stationen berücksichtigt

Das Trajektorien-Box-Modell wird wegen seiner einfachen Struktur nie in der Lage sein, die TFS-Anforderungen zu erfüllen. Es wird notwendig sein, Eulersche Mehrschichten-Modelle einzusetzen (Grundgleichungen im Kasten). Daher haben sich Forschungsgruppen an den Universitäten Karlsruhe, Köln und Stuttgart mit dem DWD zu einem TFS-Modell-Netzwerk für die regionale Ozonprognose (Abb. 15) zusammengeschlossen. Die Universitäten Karlsruhe und Köln werden die bereits in EUROTRAC erprobten Eulerschen Modelle DRAIS bzw. CTM nutzen und weiterentwickeln. Die Universität Stuttgart wird Emissionsmodule bereitstellen. Die meteorologischen Daten werden künftig vom neuen Lokal-Modell (LM) des DWD geliefert werden. In der ersten Phase sollen die einzelnen Modelle getrennt "off-line" unter Nutzung schneller Datenleitungen gerechnet werden. Ziel ist letztlich ein integriertes prognosefähiges "on-line"-Modell, das für die tägliche Ozonprognose genutzt werden kann.

Eine weitere Modellierergruppe im TFS entwickelt Ausbreitungsmodelle auf der Mikroskala bis hinunter zu Straßenschluchten. Weitere Schwerpunkte der unter 3 Leitthemen zusammengefaßten über 70 Forschungsthemen im TFS sind u.a. chemische Prozeßstudien und -modelle, biogene Emissionen und die Parametrisierung der Deposition. Die Ergebnisse dieser Forschungen sollen in die Modelle für die regionale Ozonprognose einfließen.

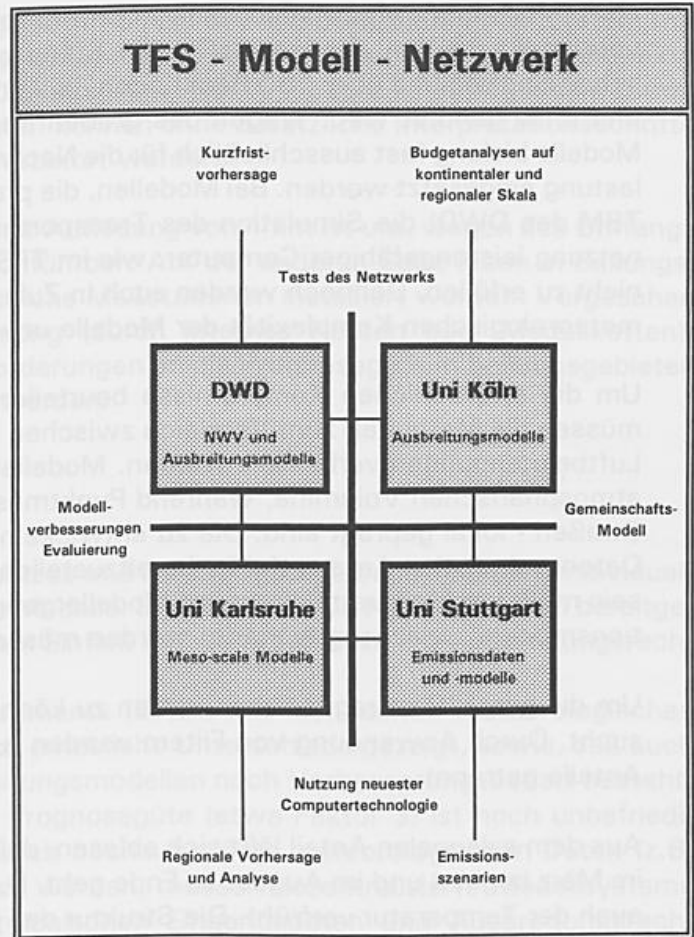


Abb. 15: TFS-Modell-Netzwerk für die regionale Ozonprognose

### Grundgleichungen der Eulerschen Ausbreitungsmodelle

$$\frac{\partial c_i}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\vec{v} c_i) - \frac{\partial (w c_i)}{\partial z} + \vec{\nabla} \cdot (-\vec{v}' c_i') + \frac{\partial (-w' c_i')}{\partial z} + Q_i - S_i$$

$$\text{mit } -\vec{v}' c_i' = K^H \vec{\nabla} c_i$$

$$-w' c_i' = -[w' c_i']_{\text{turb}} - [w' c_i']_{\text{conv}} - [(w - v_t) c_i]_{\text{nied}} - [(w - v_i) c_i]_{\text{sedi}}$$

$$\text{wobei } -[w' c_i']_{\text{turb}} = \begin{cases} K_v^H \partial c_i / \partial z, & z > z_{o1} \\ -v_{d1}(r_a, r_{s1}) c_i, & z = z_{o1} \end{cases} \quad \begin{matrix} (r_a: \text{atmosph. Widerstand} \\ r_{s1}: \text{Oberflächenwiderstände}) \end{matrix}$$

$$Q_i = E_i + \sum_j R_{ji} c_j + \sum_m P_{mi} c_m \quad (\text{Emissionen, chemische Reaktionen und Wechselwirkung mit Hydrometeoren } P_m)$$

$$S_i = \sum_j R_{ij} c_j + \sum_m P_{im} c_i$$

Fettgedruckt die Größen, die (möglichst) direkt vom NWV-Modell übernommen werden sollten: Windvektor  $\vec{v} = (u, v)$  und  $w$ , Diffusionskoeffizienten  $K^H$  und  $K_v^H$ , atmosphärischer Widerstand  $r_a$ , Niederschlagsintensitäten  $P_m$ , Fallgeschwindigkeiten von Niederschlägen  $v_t$ .

Für die Simulation der Ausbreitung von Photooxidantien müssen chemisch aufwendige Modelle verwendet werden. Ein internationaler Standard ist der RADM2-Chemiecode mit etwa 65 chemischen Spezies und über 150 Reaktionen, wie er auch in den bereits zitierten Modellen TBM, DRAIS und CTM genutzt wird. Wegen des großen Rechenzeitbedarfs sind aufwendige dreidimensionale Modelle bislang fast ausschließlich für die Nachrechnung ausgewählter Episoden mit hoher Ozonbelastung eingesetzt worden. Bei Modellen, die prognostisch einsetzbar sein sollten, mußte (wie beim TBM des DWD) die Simulation des Transportes vereinfacht werden. Ohne die Nutzung und Vernetzung leistungsfähiger Computer, wie im TFS-Modell-Netzwerk vorgesehen, ist der TFS-Auftrag nicht zu erfüllen. Dennoch werden auch in Zukunft Kompromisse hinsichtlich der chemischen oder meteorologischen Komplexität der Modelle unvermeidbar sein.

Um die erforderlichen Kompromisse beurteilen und die Güte der Modelle bewerten zu können, müssen die Methoden zum Vergleich zwischen Simulationensergebnissen und Beobachtungen von Luftbeimengungen verbessert werden. Modellergebnisse repräsentieren die Luftverschmutzung in atmosphärischen Volumina, während Punktmessungen - besonders solche neben verkehrsreichen Straßen - lokal geprägt sind. Die zu entwickelnden Methoden sind auch notwendig, um über eine Datenassimilation Anfangsfelder bereitzustellen. Eine Frage wird sein, wie fein die Modellauflösung sein muß, um Meßwerte direkt mit Modellergebnissen vergleichen zu können, und wann Interpretationsmodule zwischengeschaltet werden müssen.

Um die gestellten Fragen beantworten zu können, wurden Ozonbeobachtungen statistisch untersucht. Durch Anwendung von Filtern wurden zunächst die saisonalen, episodischen und täglichen Anteile getrennt.

Aus dem saisonalen Anteil läßt sich ablesen, daß der "Ozonsommer" (im Mittel hohe Werte) bereits im März beginnt und im August zu Ende geht. D.h. er ist sowohl hinsichtlich des Sonnenstandes als auch der Temperatur verfrüht. Die Struktur des jahreszeitlichen Anteil der Ozonkonzentrationen an deutschen Stationen ist sehr ähnlich (Korrelationskoeffizienten zwischen 82 und 96 %).

Die Ozontagesgänge wurden einer Hauptkomponentenanalyse unterworfen. Die Tagesmittelwerte und die ersten fünf Eigenvektoren beschreiben im Mittel 90% der Varianz. Der erste Eigenvektor ist von der mittleren Belastung geprägt und gibt den mittleren Tagesgang wieder. Der zweite bis vierte Eigenvektor beschreibt vor allem die episodische Belastung.

Zur Beantwortung der Frage nach der erforderlichen Modellauflösung, um die Meßwerte direkt durch Simulationen zu reproduzieren, wurde die Korrelation zwischen den Eigenvektoren an verschiedenen Stationen untersucht. Die Tabelle 1 gibt für die ersten 8 Eigenvektoren die Distanzen an, bei denen der Korrelationskoeffizient  $r^2$  50% unterschreitet. Die Zahl der Eigenvektoren, die benötigt wird, um in ländlichen, städtischen oder verkehrsnahen Gebieten eine direkte Ozonprognose auf 5 oder 20% genau zu machen, ist in Tabelle 2 wiedergegeben.

Eigenvektor	0	1	2	3	4	5	6	7
Distanz [km]	200	100	50	10	10	5	1	<1

Tabelle 1: Korrelationslänge für die Eigenvektoren des Ozontagesganges

Gebiet	Zahl der erforderlichen Eigenvektoren	
	Prognosegenauigkeit 5%	Prognosegenauigkeit 20%
ländlich	2 - 4	1 - 1,5
städtisch	5 - 6	2 - 3
verkehrsnah	8 - 10	3,5 - 4

Tabelle 2: Erforderliche Zahl von Eigenvektoren, um eine 5 oder 20prozentige Genauigkeit zu erreichen

Aus der Kombination der Tabellen 1 und 2 folgt unmittelbar, daß ein perfektes Modellsystem mit einer Maschenweite von etwa 1 km notwendig ist, um einen direkten Vergleich und eine direkte Nutzung von Meßstationen innerhalb der Genauigkeitsgrenze von 5 Prozent zu ermöglichen. Direkt an verkehrsreichen Straßen gewonnene Meßdaten können ohne zusätzliche Interpretationsschritte nur von einem mikroskaligen Modellsystem verarbeitet werden.

Eine großräumige Ausbreitungsprognose mit einer Auflösung von 1 km ist u.a. wegen des Umfangs der Chemiecodes auf absehbare Zeit nicht durchführbar. Auf der anderen Seite leben in Ballungsgebieten viele Menschen, und es sind dort zahlreiche Meßstationen installiert worden. Vorgesehen ist daher eine regionale Erhöhung der Auflösung (durch internes Nesten oder Modellketten). Voraussichtlich müssen jedoch vorerst die Anforderungen an die Prognosegüte in Ballungsgebieten gegenüber der ländlichen Umgebung reduziert werden.

#### 4. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Die Aufgaben aus den Bereichen des Notfallschutzes und der Smogvorhersage erfordern individuelle, für die spezifischen Anwendungen optimierte Modelle. Die Güte der von NWV-Modellen bereitgestellten meteorologischen Daten hat einen großen Einfluß auf die Ergebnisse der Ausbreitungsrechnung.

Die im Rahmen des Europäischen Tracer-Experiments (ETEX) mit identischen meteorologischen Daten durchgeführten Rechnungen haben jedoch erhebliche Unterschiede gezeigt, sowie, daß auch für die Simulation des Transports in den Ausbreitungsmodellen noch Verbesserungsbedarf besteht. Die bei der großräumigen Anwendung erzielte Prognosegüte (etwa Faktor 3) ist noch unbefriedigend. Für kleinerräumige Anwendungen, die durch hochaufgelöste meteorologischen Daten (z.B. durch das Lokal-Modell (LM) des DWD) möglich werden, müssen dezentralisierte Modellsysteme entwickelt werden: Übermittlung von meteorologischen Eingangsdaten und Ausbreitungsrechnungen vor Ort.

Zur Zeit sind Ozonprognosen mit einer Genauigkeit von rund 20 Prozent möglich. Eine Verbesserung, wie sie im Rahmen des TFS angestrebt wird, erfordert neben intensiver Forschung eine räumlich detailliertere Vorhersage. Es ist noch nicht absehbar, wann das TFS-Qualitätsziel einer auf 5 Prozent genauen Prognose erreichbar sein wird. Vermutlich werden für Ballungsräume reduzierte Anforderungen formuliert werden.

#### 5. LITERATURHINWEISE

- ETEX: NODOP, K.: ETEX Symposium on Long-range Atmospheric Transport, Model Verification and Emergency Response, Wien, 13.-16. Mai 1997, K. NODOP (ed.), Luxemburg 1997, 249 S.
- CTM: HASS, H.: Description of the EURAD Chemistry-Transport-Model Version 2 (CTM2), Mitteilungen aus dem Inst. f. Geophysik und Meteorol. der Universität zu Köln, 1991.
- DRAIS: NESTER, K., FIEDLER, F.: Modelling of the diurnal variation of air pollutants in a mesoscale area, Proc. 9th Clean Air Congress (1992), paper No. IU-16C.02.
- RADM2: STOCKWELL, W.R., MIDDLETON, P., CHANG, J.S.: The Second Generation Regional Acid Deposition Model Chemical Mechanism for Regional Air Quality Modeling, J. Geophys. Res. **95** (1990), 16343-16367.

Ich danke allen meinen KollegInnen im Referat Ausbreitungsrechnung des DWD, B. Fay, H. Glaab, J. Reißmann, S. Tilmes, B. Stein, K. Wich und J. Zimmermann, für die Bereitstellung von Ergebnissen und hilfreiche Diskussionen.



# VON DER GRÜNDUNG DES PREUSSISCHEN METEOROLOGISCHEN INSTITUTS BIS ZUR GEGENWART: EINE GESCHICHTE DER METEOROLOGIE IN DEUTSCHLAND

**Heinz Fortak**

em. Prof. f. Theoret. Meteorol. an der Freien Universität Berlin  
c/o Edithstraße 14  
14169 Berlin

## VORWORT<sup>1</sup>

Darstellungen der Geschichte der Meteorologie, insbesondere derjenigen in Deutschland und in Österreich, finden sich in großer Zahl. Zusätzliche wertvolle Quellen der Geschichte sind Nachrufe auf Meteorologen, die besonders wertvolle Beiträge zur Entwicklung der meteorologischen Wissenschaft geleistet hatten. Man findet sie für eine Person oft in allen Zeitschriften der Meteorologie, Hydrographie, Geophysik, in allgemeinen Bibliographien bis hin zu den Mitteilungen wissenschaftlicher Gesellschaften. Diese Nachrufe, oft mit beigefügten Porträts, bildeten den Schwerpunkt des Stoffes, der für den Vortrag Verwendung gefunden hatte. Es handelte sich somit hauptsächlich um eine Geschichte der Meteorologie in Persönlichkeitsbildern (*Schlaak* 1976). Abweichend vom Untertitel des Vortrages erwies es sich als unerlässlich, die Geschichte der Meteorologie im deutschsprachigen Raum Mitteleuropas darzustellen und somit die Entwicklung der Meteorologie in Österreich mit einzubeziehen. Einerseits wegen des politischen Bedeutungswechsels des Begriffs Deutschland seit 1806, hauptsächlich aber wegen der stets sehr engen wissenschaftlichen Verflechtungen zwischen den Meteorologen in Berlin, Hamburg, u. a. und denen in Wien, Innsbruck, u. a., wobei es oft zum Wechsel von Personen hin und her kam.

Umfassende Darstellungen der Geschichte der Meteorologie in Form von Spezialmonographien wurden ab 1993 vom ehem. Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes, T. Mohr, initiiert. Inzwischen liegen drei Bände der Veröffentlichungsreihe "Geschichte der Meteorologie in Deutschland" vor, (*Dubois* 1993), (*Körber* 1993, 1997). Im Vorwort zu dieser Reihe empfiehlt T. Mohr die Aufnahme weiterer Spezialmonographien zur Geschichte der Meteorologie in diese Reihe, während die Tagungsberichte, wie auch diese über die Festveranstaltung "150 Jahre Preußisches Meteorologisches Institut", der Schriftenreihe "Annalen der Meteorologie" vorbehalten bleiben sollten. Mit dem vorliegenden etwas ausgearbeiteten geschichtlich orientierten Vortrag liegt keine Spezialmonographie vor, und so wurde gewünscht, ihn in diese Festschrift aufzunehmen.

Im ersten Teil, der Geschichte der Institutionen, wird der geschichtliche Ablauf mehr summarisch dargestellt und es wird berichtet, was im Vortrag abgehandelt wurde unter Angabe der zugehörigen Literatur. Der Stil im zweiten Teil, der Geschichte der Personen, ist dagegen anders, indem angestrebt wurde, kurzgefaßte Lebensläufe möglichst zutreffend zu formulieren.

Häufig verwendete Abkürzungen sind: **PMI**: Preußisches Meteorolog. Institut; **MD**: Meteorolog. Dienst der DDR; **MOP**: Meteorolog. Observatorium Potsdam; **AOL**: Aeronautisches Observatorium Lindenberg; **ZA**: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien. **DS**: Deutsche Seewarte, Hamburg; **TH**: Technische Hochschule. Hinzu kommen noch allgemein bekannte Abkürzungen wie **DWD**; **DFG**.

Verfügbare allgemeine Quellen zur Geschichte der Meteorologie waren neben älteren Darstellungen von *Hellmann*, *Keil* und *Kaßner* die folgenden: (*Chronik* des Meteorologischen Dienstes der DDR, 1987-1994), (v. *Bezold* 1898), (*Bjerknes* und Mitarb. 1933), (*DWD*-Jahresberichte 1961 bis 1993), (*Fleming* 1996), (*Kaßner* 1951), (*Khrgian* 1970), (*Körber* 1987, 1989), (*Mügge* 1948), (*Neis* 1956), (*Protokolle* des Wissenschaftlichen Beirats des Deutschen Wetterdienstes 1961-1993), (*Schlegel* 1996), (*Schneider-Carius* 1962), (*Süßenberger* 1973), (*PMI, Veröff.* 1847-1934).

<sup>1</sup> Während der Veranstaltung erhielt der Autor eines der ersten Exemplare der neuesten Veröffentlichung von H.-G. Körber: "Die Geschichte des Preußischen Meteorologischen Instituts in Berlin", erschienen als Nr. 3 der Reihe "Geschichte der Meteorologie in Deutschland". Offenbach am Main 1997, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. Diese Darstellung eines wesentlichen Teils der Geschichte der Meteorologie in Deutschland ist z. Zt. die beste und von der Zuverlässigkeit der Daten her gesehen wertvollste Quelle zu diesem Thema.

## GESCHICHTE DER INSTITUTIONEN

Der erste Teil des Vortrages betraf die Geschichte der staatlichen meteorologischen Institutionen und basierte auf der Abbildung 1. Für die Zeit vor 1934 wurde die Geschichte des Preußischen Meteorologischen Instituts (*Körber* 1997) zusammen und im Vergleich mit denjenigen der Deutschen Seewarte (*Ehlers, Duensing, Heise* 1993) und der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (*Ficker* 1955), (*Reuter* 1978) dargestellt. Für die Frühzeit des PMI, die Aera Mahlmann-Dove, wurden weniger die zweifelsfrei hohen wissenschaftlichen Leistungen erörtert als Darstellungen der persönlichen Schicksale in den Vordergrund gerückt. Das große Interesse bedeutender theoretischer Physiker, wie H. v. Helmholtz (*Saltzman* 1962, *Bernhardt* 1973), A. Oberbeck (*Saltzman* 1962), H. Hertz (*Bernhardt* 1984b) und W. v. Siemens an der Meteorologie, zunächst bis Ende der 90er Jahre, wurde durch Skizzierung ihrer Beiträge dargestellt. Diese Physiker und Astrophysiker waren u. a. wesentlich an der Reorganisation des PMI in den Jahren 1876-1892 beteiligt (*Tiemann* 1988). Es wurde dargestellt, wie es so schon vor der folgenden Aera W. v. Bezolds zur Gründung der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft (*Bernhardt* 1983) und zur Begründung meteorologischer Zeitschriften im damaligen Deutschen Reich kam. Unter der Leitung W. v. Bezolds entstand ein wohl weltweit führendes großes meteorologisches Forschungs- und Lehrinstitut mit den beiden damit institutionell bzw. später (das Aeronautische Observatorium Lindenberg) nur wissenschaftlich verbundenen Observatorien (v. *Bezold* 1898). Die Bedeutung der beiden Observatorien wurde sehr hervorgehoben. Hinsichtlich der Geschichte des Meteorologischen Observatoriums Potsdam (MOP) (*Hoelper und Süring* 1943), (*Spänkuch* 1993), (*Körber* 1993), (*Lehmann und Kalb* 1993), für diejenige des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg (AOL) (*Dubois* 1993). Der Schilderung der wissenschaftlichen Luftfahrten im Freiballon und der Entdeckung der Stratosphäre (*Aßmann und Berson* 1899/1900), (*Bernhard* 1992, 1996), wurde ausführlich Raum gegeben. Trotz der Entwicklung der dreidimensionalen Meteorologie entstand um 1900 ein gewisser Mißmut über die Fortschritte der Meteorologie, einer Wissenschaft der "Wetterregeln". V. Bjerknes meinte: "Das Geheimnis des Wetters wurde auch nicht in der Höhe gefunden"! Dies führte zur Hinwendung mancher Meteorologen zur theoretischen Meteorologie. Im Vortrag wurde die Geschichte dieses Teilgebietes der Meteorologie an Hand von Buchzitaten, (*Mohn* 1875), (*Miller-Hauenfels* 1883), (*Sprung* 1885), (*Exner* 1917/1925), (*Bjerknes* und Mitarb. 1933), (*Ertel* 1938 (1970)), entwickelt, sowie durch die Schilderung der Bemühungen der Bjerknes-Schule (*Bjerknes* und Mitarb. 1912/13) und durch Erwähnung von Exners ersten Bemühungen um eine numerische Vorhersage der Bodendruckverteilung (*Exner* 1908). Das erneute Interesse der theoretischen Physiker (Astrophysiker) an der Meteorologie, basierend auf Kirchhoff und vor allem Schwarzschild, rundete die Grundlagen der theoretischen Meteorologie durch die Einbeziehung der Strahlungsphysik ab und lieferte weitere Beiträge zur Thermodynamik der Atmosphäre (*Emden* 1907, 1913, 1916, 1926). An dieser Stelle des Vortrages wurde auf die Situation der numerischen Wettervorhersage der Gegenwart hingewiesen, es wurden kurz die theoretischen Grundlagen heutiger Modelle erörtert (*DWD* 1995, 1997), und es wurden, als Sprung in die Gegenwart, die Ergebnisse numerischer Vorhersagen der Niederschlagssummen von 4. Juli bis 8. Juli 1997 auf der Basis der Modelle EM und DM mit den Beobachtungen verglichen (freundlicherweise von D. Majewski, DWD, zur Verfügung gestellt): Ein beeindruckender Erfolg der numerischen Wettervorhersage.

Die Geschichte der Deutschen Seewarte (*Ehlers, Duensing, Heise* 1993), ähnlich bedeutend für die Entwicklung der Meteorologie in Deutschland, schloß sich an, ebenso wie die Schilderung der Geschichte der wissenschaftlich weitgehend führenden österreichischen Schule und derjenigen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien (ZA). Die Rolle der "großen" Direktoren der ZA beim Aufbau der wissenschaftlichen Meteorologie wurde ausführlich gewürdigt (*Ficker* 1955), (*Reuter* 1978). Weiterhin wurde die Entwicklung der staatlichen Wetterdienste erörtert (*Schlegel* 1996) und diejenige des Faches Meteorologie an den Universitäten Deutschlands und Österreichs. In Deutschland wurde bis 1886 die Meteorologie als Nebenfach von Physikern gelesen, die Klimatologie von Geographen. W. v. Bezold war der erste Ordinarius für Meteorologie in Deutschland an der Friedrich Wilhelms Universität in Berlin. Ein Universitätsinstitut für Meteorologie bestand nicht; diese Aufgaben übernahm bis 1934 das PMI. Die Entwicklung anderer meteorologischer Universitätsinstitute: Frankfurt a. M. durch F. Linke ab 1908, Leipzig durch V. Bjerknes 1913 (*Haurwitz* 1985) wurde geschildert, wie auch diejenige der meisten heute noch existierenden deutschen meteorologischen Institute mit Gründungsdaten vor 1934. Die österreichischen Lehrkanzeln für kosmische Physik bzw. für Physik der Erde ( J. Hann in Wien ab 1877, J. M. Pernter in

Innsbruck ab 1890, J. Hann in Graz ab 1896), sowie diejenigen an den Universitäten Prag und Czernowitz wurden in ihrer Bedeutung während dieser Periode der Meteorologie gewürdigt.

Die bereits seit der Jahrhundertwende gewünschte Zusammenfassung der staatlichen meteorologischen Dienste, zuletzt in einer Denkschrift F. Linkes (*Linke* 1929) zur Diskussion gestellt, wurde 1934 realisiert und führte formal zur Auflösung des PMI. Der Lehrbetrieb des PMI wurde durch v. Ficker im neugegründeten Meteorologischen Institut der Universität Berlin fortgeführt. Die Veröffentlichungsliste dieses nur bis 1945 existierenden Instituts umfaßt zwischen 1936 und 1942 22 Titel, u. a. von K. Brocks, F. Defant, H. Ertel, H. v. Ficker und K. Stumpff. Inzwischen war H. v. Ficker 1937 an die ZA nach Wien zurückgekehrt. Es wurde im Vortrag kurz über die Einrichtungen von neuen Forschungsstellen berichtet (Kurortklimatologie in Bad Elster (H. Flohn); Luftelektrizität am Federsee (H. Israel); Wolkenforschung in Prag (W. Findeisen); u. a. Weiter über die Bildung der Zentralen Wetterdienstgruppe für Synoptik in Wildpark (Potsdam). Die Forschung während der Jahre 1933-1945 wurde von der Nachkriegsgeneration der 20er Jahre in solider wissenschaftlicher Tradition weitergeführt. Über die Forschung des Zeitraumes 1939-1946 existiert der wertvolle Überblick aus dem Jahre 1948 (*Mügge*, Hrsg. 1948). Während dieser Zeit wurde die deutsche Meteorologie durch viele begabte Meteorologen bereichert, die aus den beiden sog. Kurzaktionen in Berlin, Leipzig und Wien mit je 300 Studenten pro Aktion hervorgingen und die in der Nachkriegszeit Führungspositionen in Lehre, Forschung und in der Leitung von staatlichen Institutionen einnahmen.

Der Wiederaufbau der deutschen und österreichischen Meteorologie wurde beschrieben (zu allem, was folgt: (*Körber* 1997), (*Ficker* 1955)), wobei der Etablierung einer Forschungsabteilung (unter H. Lettau, dann H. Flohn) innerhalb des Wetterdienstes in der US-Zone (Leitung L. Weickmann) besonders gedacht wurde. Mit K. H. Hinkelmanns Eintritt in diesen Dienst im Jahre 1949 begann die Geschichte der numerischen Wettervorhersage in Deutschland. Sie wurde neben Hinkelmann in den Anfangsjahren getragen von F. Wippermann (ab 1950), O. Essenwanger (vor 1952), G. Reymann (vor 1952), G. Hollmann (ab 1953), H. Reiser (ab 1953), W. Edelmann (ab 1953) (*Wippermann* 1988). Der daraus hervorgegangenen Forschungsabteilung des DWD kam und kommt eine zentrale Rolle in der theoretisch-numerischen Forschung in Deutschland zu, was im Vortrag deutlich zu machen versucht wurde.

Die Geschichte des Deutschen Wetterdienstes unserer Tage begann ab 1952 mit einem steilen Aufstieg in den Folgejahren hinsichtlich Leistungsfähigkeit und internationaler Bedeutung unter den Präsidenten R. Benkendorff (1890-1973): 1953-1955; G. Bell (1901-1979): 1955-1966; E. Süßenberger (geb. 1911): 1966-1977; E. Lingelbach (geb. 1919): 1977-1984. Die Bewahrung des Erreichten und des durch äußere Bedingungen erschwerten weiteren Aufstiegs oblag wohl schon den Präsidenten H. Reiser (geb. 1927): 1984-1992 und T. Mohr (geb. 1940): 1992-1995. Die weitere Entwicklung unter grundlegend veränderten äußeren Bedingungen hat der gegenwärtige Präsident U. Gärtner (geb. 1940): 1995- zu meistern.

Im Jahre 1957 entstand neben dem DWD der Geophysikalische Beratungsdienst der Bundeswehr, eine Institution, die als Teilbereich einen meteorologischen Dienst betreibt, der hinsichtlich moderner Leistungsfähigkeit hinter den vergleichbaren internationalen Diensten nicht zurücksteht.

Der Wiederaufbau der Meteorologie in der sowjetischen Besatzungszone erfolgte gleich nach dem Kriege. Mit gleichzeitiger Einbeziehung der beiden Observatorien MOP und AOL entstand 1950 der Meteorologische Dienst der DDR, zunächst unter der Leitung von H. Philipps (1905-1962): 1950-1962 und W. Ortmeyer (-1972): 1962-1966, und dann bis zur Vereinigung mit dem DWD unter der Leitung von W. Böhme (geb. 1926): 1967-1990 (*Körber* 1997), (*Chronik* des MD d. DDR 1987/1994). Auch hier handelte es sich um eine sehr leistungsfähige und international voll integrierte meteorologische Institution. Es wurde im Vortrag die Ausstattung dieses Dienstes mit 3 Observatorien und einer größeren Zahl von reinen Forschungsinstituten erörtert und darauf hingewiesen, daß der praktischen Anwendung der Meteorologie auf vielen neuen Gebieten des öffentlichen Lebens große Aufmerksamkeit gewidmet wurde.

Die Entwicklung der meteorologischen Universitätsinstitute vollzog sich in vielen Fällen, zeitlich gesehen, etwas diffus: Lehraufträge von Angehörigen meteorologischer Dienste, Schaffung von außerordentlichen Professuren ohne beigeordnetes Institut, ordentliche Professuren für Leiter größerer meteorologischer Institutionen (v. Bezold, Hann). Hinzu kamen Institute, die speziell flugmeteorologische Aufgaben erfüllten. Neben den erhaltenen Instituten (Braunschweig, Darmstadt, Hannover, Frankfurt, Hamburg, Leipzig, Karlsruhe, München) kam es nach 1945 zu Neugründungen (Berlin-Ost 1946 (H. Ertel), Berlin-West 1950 (R. Scherhag), Köln 1949 (H. Berg), Mainz 1949 (F. Möller), Freiburg 1958 (H. Loßnitzer)). Um 1960/1961 entstand angesichts der Entwicklung im Ausland (Gründung des National Center of Atmospheric Research (NCAR) in Boulder, USA) der Wunsch, die Meteorologie in der Bundesrepublik Deutschland

entscheidend zu stärken. Eine Denkschrift, gerichtet an die Deutsche Forschungsgemeinschaft (*Flohn und Mügge*, Hrsg., 1961/62), bewirkte fast spontan eine personalmäßige Konsolidierung bestehender Institute durch Umwandlungen von Stellen in Ordinariate (Darmstadt, Hannover, Karlsruhe, Frankfurt), Neuschaffung von Ordinariaten an bestehenden Instituten (FU-Berlin, Kiel, Köln, München) sowie Institutsneugründungen (Meteorol. Inst., Bonn 1961/62 (H. Flohn), Inst. f. Theoret. Meteorol., FU-Berlin 1962 (H. Fortak), Abt. f. maritime. Meteorol. am Inst. f. Meereskunde, Kiel 1961/62 (F. Defant)).

Damit begann eine neue Zeit der Meteorologie in Deutschland. Es wurde geschildert, daß sich die schon vorher einsetzenden Bemühungen um den meteorologischen Umweltschutz rasch zu einem Forschungsgebiet entwickelten (H. Ertel in Berlin ab 1950 durch Vergabe von Diplom- und Dokorthemen auf dem Gebiet der Luftreinhaltung unter den Stichworten "Atmosphärischer Staub" und "Theorie der Ausbreitung", M. Diem in Karlsruhe sowie H. Koschmieder und F. Wippermann in Darmstadt wenig später mit gleichen Zielsetzungen). Nach Gründung der Kommission "Reinhaltung der Luft" des Vereins Deutscher Ingenieure 1955/56 kam es ab 1958 zu einer kontinuierlichen Zusammenarbeit deutscher und österreichischer Meteorologen (unter H. Reuter, Wien) auf diesem Gebiet, das als "Ausbreitungsrechnung" große Bedeutung in der Gegenwart besitzt. Die numerische Wettervorhersage innerhalb der Forschungsabteilung des DWD entwickelte sich unter der Leitung von K. H. Hinkelmann (ab 1963) und nach Beschaffung von Großrechenanlagen für den DWD (ab 1966) auf der Basis von international konkurrenzfähigen Modell-Eigenentwicklungen bis zur heutigen Perfektion. Die Verfügbarkeit des Forschungsschiffes "Meteor" ab 1965 bereicherte die Möglichkeit beobachtender meteorologischer Forschung auf See, insbesondere auch für die Grenzschichtforschung (K. Brocks, Hamburg). Zu dieser Zeit bestand bereits die Möglichkeit, an 12 deutschen Universitäten unter vereinheitlichten Prüfungsanforderungen (1966) ein Diplom im Fach Meteorologie zu erwerben.

Ein "Quantensprung" in der meteorologischen Forschung wurde 1967 durch den Beginn des internationalen Global Atmospheric Research Program (GARP) vollzogen. Im Zusammenhang hiermit begann ab 1970 eine besondere Förderung der deutschen Meteorologie durch die Einrichtung von Schwerpunktprogrammen und Sonderforschungsbereichen (diese in Berlin, Frankfurt und München) durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Das Schwerpunktprogramm 1970-1977 (DFG 1978) vereinigte erstmals die deutsche Meteorologie in einem gemeinsamen Forschungsprogramm. Insbesondere fanden sich die Theoretiker (auf Anregung von K. Brocks) Anfang 1968 in Hamburg zusammen und gründeten als gemeinsames Forschungsvorhaben das "Simulations-Projekt Allgemeine Atmosphärische Zirkulation" (SPAAZ), welches Bestandteil des DFG-Schwerpunktprogramms wurde. Die Entwicklung in den 70er Jahren vollzog sich sehr rasch: Teilnahme der "Meteor" am GARP Atlanctic Tropical Experiment (GATE), Europäischer Wetter-Satellit "Meteosat", First GARP Global Experiment (FGGE), Gründung des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg (1974), Planung und Aufbau des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) in Reading mit Auswirkungen auf die deutsche Meteorologie (1971), Beschaffung eines meteorologischen Forschungsflugzeuges (1974/76), Fortsetzung von DFG-Schwerpunktprogrammen für die Meteorologie, zunächst zum Thema Klimaforschung ab 1978 (DFG 1988) im Rahmen der seit 1978 einsetzenden internationalen Klimaforschung u. a.. Die Umweltforschung in der Meteorologie stand während dieses Jahrzehnts sehr im Mittelpunkt. Selbst Großforschungsanstalten, wie die Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR) und die Atomforschungszentren Jülich, Karlsruhe und Geesthacht, beteiligten sich zunehmend auf diesem Gebiet der Forschung. Seit der Einrichtung des Rechenzentrums für Klimaforschung in Hamburg dominiert die Klimaforschung in umfassendem Maße die meteorologische Forschung in Deutschland.

Die Forschung innerhalb des MD der DDR und an den Universitäten der DDR (Berlin und Leipzig, später nur noch Berlin) vollzog sich weitgehend parallel zu derjenigen in der Bundesrepublik, insbesondere was die Beteiligung an den internationalen Forschungsprogrammen anbelangt (*Chronik* des MD d. DDR 1987/1994).

Die Geschichte der Meteorologie in Österreich seit 1945 konnte im Sinne des Themas nicht mehr Gegenstand des Vortrages sein; darüber wird im Jahre 2001 anlässlich des 150 jährigen Jubiläums der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in kompetenter Weise berichtet werden.

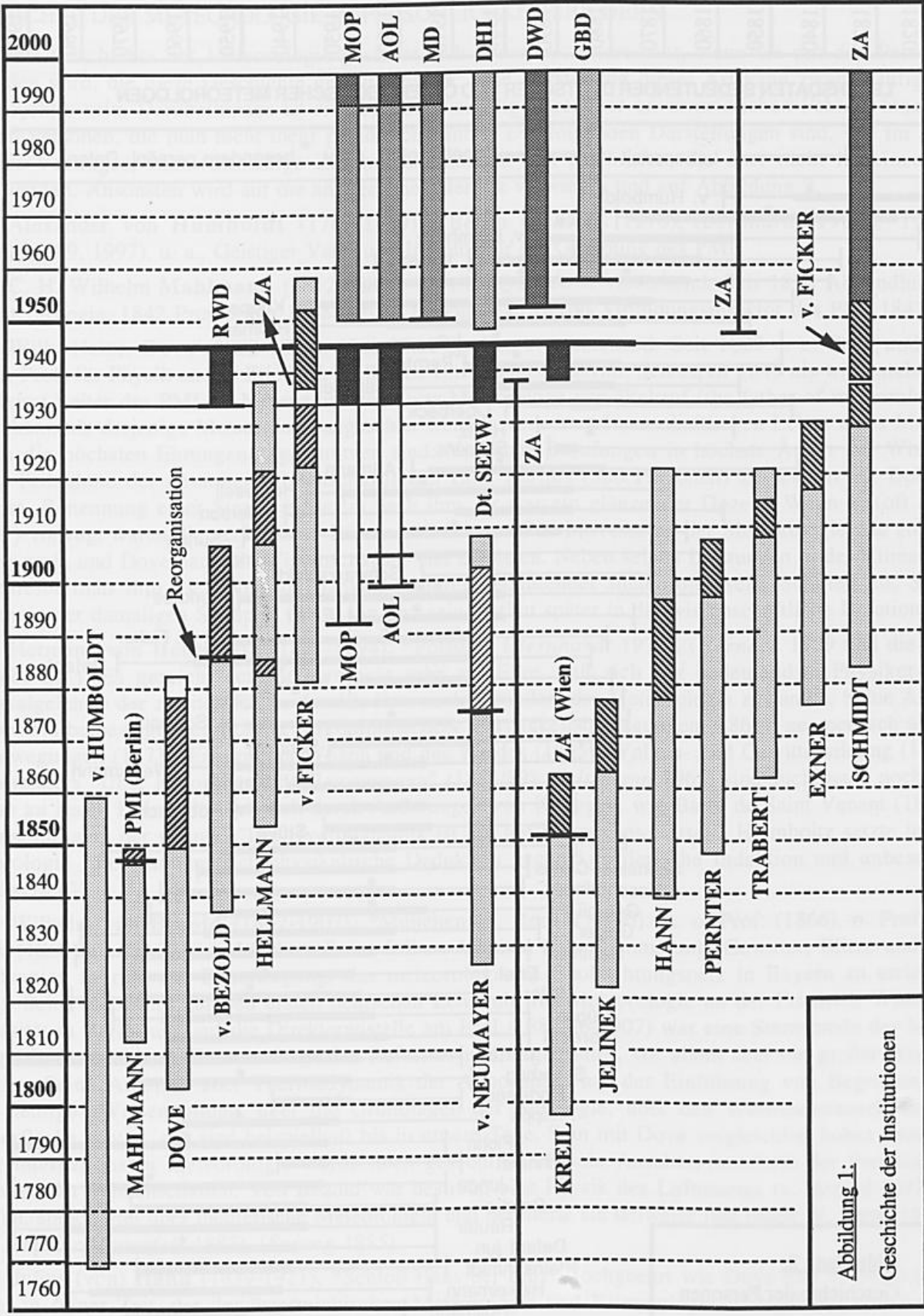
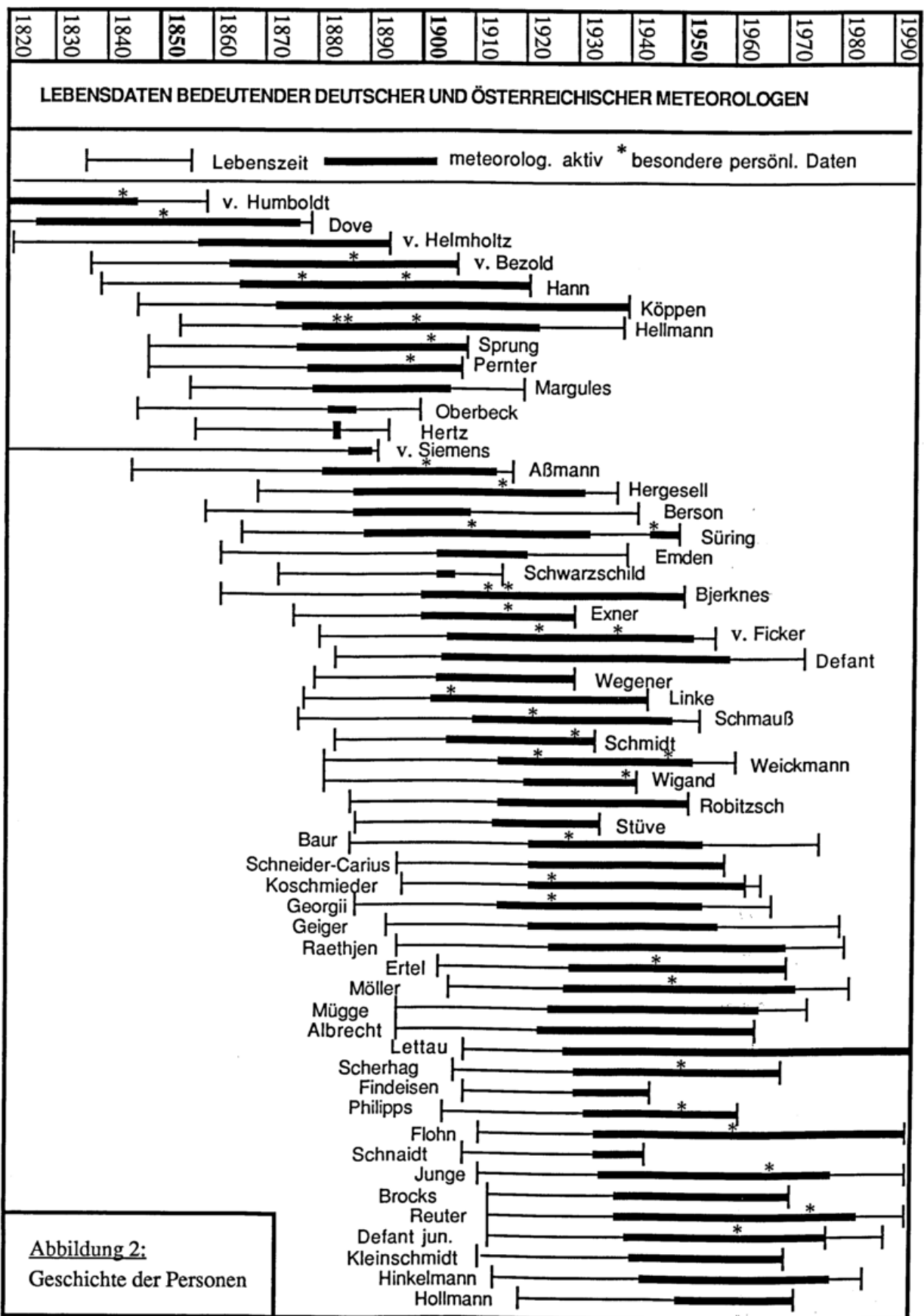


Abbildung 1:  
Geschichte der Institutionen



## GESCHICHTE DER METEOROLOGIE IN PERSÖNLICHKEITSBILDERN

Die Geschichte der Meteorologie gestaltet sich besonders interessant, wenn sie mit den Personen verbunden wird, die diese Geschichte gestaltet haben. Eine Darstellung dieser Art kann zwangsläufig nur sehr subjektiv sein. Darüberhinaus ist sie besonders anfällig gegenüber unvermeidlichen Fehlern hinsichtlich von Personen, die man nicht mehr persönlich kannte. Die folgenden Darstellungen sind, wie im Rahmen des Vortrages, stichwortmäßige Zusammenfassungen von Nachrufen, die aber nicht im einzelnen zitiert werden. Ansonsten wird auf die angegebene Literatur verwiesen und auf Abbildung 2.

Alexander von **Humboldt** (1769-1859), \*Berlin (*Schlaak* 1976), (*Bernhardt* 1984a, 1985), (*Körber*, 1989, 1997), u. a.. Geistiger Vater und Initiator für die Gründung des PMI.

C. H. Wilhelm **Mahlmann** (1812-1848), \*Berlin. Quellen s. vorstehend. Seit 1836 Abhandlungen zur Meteorologie, 1842 Promotion, 1838 Ges. f. Erdkunde in Berlin, Gründungsdirektor des PMI 1847.

Wilh. Heinr. **Dove** (1803-1879), \*Liegnitz. Quellen s. vorstehend. Seit 1829 a. o. Prof. und seit 1845 o. Prof. für Physik an der Friedrich Wilhelms Universität in Berlin. Seit April 1849 als wissenschaftlicher Beirat Leiter des PMI im Nebenamt. Dove war Meteorologe von Weltruf (the father of meteorology), und er kann als derjenige Meteorologe angesehen werden, dem im wissenschaftlichen Leben eines Meteorologen die höchsten Ehrungen zugekommen sind: Vielfache Berufungen in höchste Ämter der Wissenschaft, Teilnahme der gesamten wissenschaftlichen Elite Berlins (300 Personen) zu seinem 50. Doktorjubiläum, Benennung einer Straße in Berlin nach ihm. Er war ein glänzender Dozent. Wenn er (oft auch populär) vortrug, waren die verfügbaren Räume voll besetzt. Das Interesse an der Meteorologie war zu dieser Zeit groß, und Dove hatte als Wissenschaftler viel zu bieten. Neben seinen Leistungen in der Klimatologie schreibt man ihm viele Grundgedanken späterer bedeutender meteorologische Schulen zu. Seine Ablehnung der damaligen Synoptik führte ihn und sein Institut später in die wissenschaftliche Isolation.

Hermann von **Helmholtz** (1821-1894), \*Potsdam (*Bernhardt* 1973), (*Herneck* 1989 und die dort angegeb. Lit.). Es gereicht der Meteorologie sehr zur Ehre, daß sich der bedeutendste Physiker und Universalgelehrte der zweiten Hälfte des 19. Jhts. auch besonders der Meteorologie zuwandte. Seine Arbeiten über Wirbelbewegungen (1858), diskontinuierliche Flüssigkeitsbewegungen (1868), geometrisch ähnliche Bewegungen (1873), Energie der Wogen und des Windes (1895), Wolken- und Gewitterbildung (1886) und besonders "Über atmosphärische Bewegungen" (1888/89) (*Saltzman* 1962) sind auch heute noch mit Gewinn zu lesen. Helmholtz ließ sich durch Äußerungen von Kollegen, wie Barré de Saint Venant (1872), nicht entmutigen, der meinte: "Die Hydrodynamik ist ein hoffnungsloses Rätsel". Helmholtz setzte in der Meteorologie "die mathematisch-physikalische Deduktion gegen künstlerische Induktion und unbewußte Schlußweisen"!

Wilhelm von **Bezold** (1837-1907), \*München (v. *Bezold* 1906). A. o. Prof. (1866), o. Prof. für Physik (1868) an der TH in München. Seine frühen Arbeiten über Dämmerung, Gewitter, Blitze und Gewitterfronten führten zur Beauftragung, das meteorologische Beobachtungsnetz in Bayern zu errichten (1878). Seine Berufung auf den ersten deutschen Lehrstuhl für Meteorologie an der Friedrich Wilhelms Universität in Berlin und auf die Direktorenstelle am PMI (1885/86-1907) war eine Sternstunde der Meteorologie in Deutschland. Er war ein großer Reformator und Organisator, vor allem aber ein großer Wissenschaftler. Seine Arbeiten über Thermodynamik der Atmosphäre mit der Einführung von Begriffen, die unser heutiges Wissen bilden, über die Grundlagen der Aerologie, über den Wärmeaustausch an der Erdoberfläche u. v. a. m., sind beispielhaft bis in unsere Tage. Sein mit Dove vergleichbar hohes Ansehen in der internationalen Meteorologie wurde noch gekrönt durch sein Ansehen innerhalb der Preußischen Akademie der Wissenschaften. Von Bezold war bestrebt, eine Physik des Luftmeeres (v. *Bezold* 1892) zu schaffen, sprach viel über theoretische Meteorologie und definierte sie teilweise neu (nach W. Ferrel (1817-1891), (*Miller-Hauenfels* 1883), (*Sprung* 1885).

Julius (von) **Hann** (1839-1921), \*Schloß Haus bei Linz. Hochgeehrt wie Dove und v. Bezold; ein Großer in seiner Zeit, der der österreichischen Meteorologie und Klimatologie Weltgeltung verschaffte. Erster Redakteur (1865) der Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Meteorol., dann der gemeinsamen Met. Z., 1868 Adjunkt an der Zentralanstalt, 1877 erster o. Prof. für die Physik der Erde an der Universität Wien, 1897 zurückgezogen auf den für ihn geschaffenen Lehrstuhl in Graz, bald nach Wien zurückgekehrt, dabei unablässig Arbeiten veröffentlichend. Allein 1866-1885 etwa 180 Arbeiten! F. M. Exner schreibt 1930, daß

Hanns Arbeiten noch ungezählt seien! Daneben die hochgeschätzten Buchveröffentlichungen, Standardwerke für Generationen von Meteorologen und Klimatologen. (*Hann* 1901 bis *Hann und Süring* 1951). Seine Bemühungen um Höhenbeobachtungen führten u. a. 1886 zum Bau des Sonnblick-Observatoriums.

**Wladimir Köppen** (1846-1940), \*St. Petersburg. Als Enkel des deutschen Leibarztes des Zaren in Rußland aufgewachsen, in Deutschland studiert und kurz (bis 1873) Assistent bei H. von Wild am Physikalischen Zentralobservatorium St. Petersburg als synoptischer Meteorologe im heutigen Sinne tätig. Während des ersten Intern. Meteorol. Congresses in Wien (1873) warb ihn Georg von Neumayer (1826-1909) als Meteorologen für die Deutsche Seewarte an, wo er bis zu seinem Lebensende tätig war. Als synoptischer Meteorologe, der noch dazu ab Herbst 1876 tägliche Wetterkarten zusammen mit Voraussagen herausgab, stand er in scharfem Gegensatz zu Dove. Neumayer machte Köppen 1879 zum (freien) "Meteorologen an der Deutschen Seewarte", in welcher Stellung Köppen verblieb und seine große Karriere als Klimatologe, aber auch als Meteorologe in der Beratung der Seeschifffahrt durchlief. Der junge Köppen schlug schon 1873 vor, ein "Internationales meteorologisches Institut" mit 25 Beamten und einem Haushalt in Höhe von 70 000 Thalern zu gründen. Sein ehemaliger Chef, H. von Wild, argumentierte allerdings sehr dagegen. Köppens besonderes Anliegen war die Verknüpfung von Aerologie (diesen Begriff prägte er 1906) und Synoptik. Dies sollte später (ab 1934) durch R. Scherhag praktisch realisiert werden.

**Gustav Hellmann** (1854-1939), \*Löwen, Niederschlesien. Hellmann soll der Typ des klassischen preußischen Geheimrats gewesen sein (er war auch Geheimrat). Unter seiner Leitung war das PMI das unbestritten führende deutsche meteorologische Institut; die Direktoren der anderen deutschen meteorologischen Dienste hätten diese gern dem PMI unterstellt! Hellmann wurde 1879 Assistent am PMI, nach Arndts Tod 1882 interimistischer Leiter und nach der Reform des PMI Abteilungsleiter (1886). Nach v. Bezolds Tod trat er in allem die Nachfolge an und wurde bei seiner Aufnahme in die Preuß. Akad. d. Wiss. von M. Planck ausdrücklich als Meteorologe eingeführt. In seiner Zeit wurde am PMI preußisch-solide Arbeit geleistet (*PMI* 1847-1927). Neben bedeutenden Klimawerken verfaßte er historische Schriften, die ihn als besten Historiker der deutschen und internationalen Meteorologie auswiesen. Für die Aerologie und die Wettervorhersage soll er (wie seine Vorgänger) wenig Interesse gezeigt haben ("eine Sache für Romantiker, bei der man sich blamiert"). Dies sollte sich unter seinem Nachfolger H. von Ficker ändern.

**Adolf Sprung** (1848-1909), \*Kleinow b. Perleberg. Ab 1876 Praktikant und 1880-1886 Assistent an der Deutschen Seewarte bei Köppen. Von diesem wurde er angeregt, die synoptische Meteorologie theoretisch abzurunden. Noch an der Seewarte entstand so sein berühmtes Lehrbuch (*Sprung* 1885), in welchem er der häufigen Behauptung, "Meteorologie sei nichts als ein Wust von Zahlen", entgegentreten wollte. Es entstand so ein wirklich wunderbares Buch, das in weiten Teilen theoretische Meteorologie darstellt. 1886 wurde er Oberbeamter am PMI in Berlin, leistete Bedeutendes auf dem Gebiet des Instrumentenwesens und wurde 1892 erster Direktor (Vorsteher) des Meteorologischen Observatoriums Potsdam.

**Josef Maria Pernter** (1848-1908), \*Neumarkt, Südtirol. Pernter war nach dem Ausscheiden Hanns aus der Zentralanstalt ab 1897 derjenige Direktor, der die Zentralanstalt ähnlich reorganisierte wie in Berlin W. v. Bezold. Die Zahl der pragmatisierten Mitarbeiter stieg von 15 auf 31, der nun garantierte Haushalt von 67 000 auf 140 000 Kronen zur Zeit seines Todes im Jahre 1908. Unter ihm wurde der magnetische Dienst aufgegeben (wegen des Baues der Straßenbahn 37) und stattdessen ein seismischer Dienst eingeführt (nun hieß die ZA so wie heute). Pernter wurde 1880 Assistent an der ZA, 1890 erster a. o. Prof. und 1893 o. Prof. f. kosmische Physik an der Universität Innsbruck. Er war (im Gegensatz etwa zu Hann) ein sehr guter Dozent und las: Kosmische Physik, Kosmologie, Physik und Dynamik der Atmosphäre, Wetterprognose, Meteorologische Optik, Strahlung, Klimatologie und Geophysik (wer kann das heute noch!). Sein späterer Nachfolger auf dem Innsbrucker Lehrstuhl, Wilhelm **Trabert** (1863-1921), tat es ihm nach, wofür sein Buch (*Trabert* 1911), "der große Trabert", zeugte. Ein grandioser Überblick über die gesamte kosmische Physik! Trabert wurde auch Pernters Nachfolger als Direktor der ZA (1909-1915). Hinsichtlich Pernters wissenschaftlicher Leistungen sei hier nur seine "Meteorologische Optik" (1902) genannt, die später, durch F. M. Exner vollendet und wesentlich ergänzt, erschien (*Pernter und Exner* 1922).

**Max Margules** (1856-1920), \*Brody/ Galizien. Margules hat sich, obgleich seit 1882 Assistent an der ZA, nur 16 Jahre lang (1890-1906) aktiv in der Meteorologie betätigt. Er ließ sich mit 50 Jahren pensionieren und widmete sich anderen Gebieten. Rührend ist der Nachruf F. M. Exners in der *Met. Z.*, in dem steht: "Margules war der einsamste Mensch, den ich gekannt habe". Kein Wunder, daß er mit seinem temperamentvollen südtiroler Chef Pernter (und auch mit den Kollegen) nicht besonders gut auskam. Und doch,

Margules war einer der bedeutenden Begründer der modernen theoretischen Meteorologie, hochgeachtet von seinen Nachfolgern im Fach. Von ihm stammen die Theorie der Eigenschwingungen der Atmosphäre (vier Arbeiten 1890-1893), die Abhandlungen über die Energie der Stürme (Klassiker der Literatur) (*Margules* 1903 bis 1906), die Drucktendenzgleichung (1904), die Arbeit über Grenzflächenneigungen (1906) und diejenige über Stabilitätsänderungen bei Vertikalbewegung atmosphärischer Luftsäulen (1906). Sein Ende 1920 war sehr tragisch.

Anton **Oberbeck** (1846-1900), \*Berlin. Wie andere theoretische Physiker war auch Oberbeck an der theoretischen Erklärung der globalen Zirkulation, einem permanenten Thema im 19. Jhdt., interessiert. Von den 3 Arbeiten zwischen 1883 und 1888 wird letztere nicht nur wegen ihrer Übersetzung ins Englische (1891) (*Saltzman* 1962) die Nachwelt interessieren. Wenn auch von den Annahmen her gesehen altmodisch (wie auch bei der entsprechenden Arbeit von Helmholtz), bieten diese Arbeiten methodisch viel Interessantes, das ein Fachmann auf diesem Gebiet eigentlich wissen sollte.

Heinrich **Hertz** (1857-1894), \*Hamburg (*Bernhardt* 1984b). Zur gleichen Zeit, in der v. Bezold, v. Helmholtz, Oberbeck und v. Siemens meteorologisch arbeiteten, lieferte Hertz einen wichtigen Beitrag zur Thermodynamik der Atmosphäre. Er definierte die verschiedenen Stadien aufsteigender und zunächst ungesättigter feuchter Luft und konstruierte ein thermodynamisches Diagrammpapier, das in enger Verwandtschaft mit denjenigen steht, welche heute Verwendung finden.

Werner von **Siemens** (1816-1892), \*Lenthe b. Hannover. Erstaunlicherweise hat sich auch Siemens gegen Ende seines Lebens mit den Grundproblemen der Meteorologie beschäftigt. Auch bei ihm geht es um die theoretische Erklärung der globalen Zirkulation: Lage der Hochdruckgürtel, Energieerhaltung in der Atmosphäre (1886), Frage der Luftringe (1887), Allgemeine Windsysteme auf der Erde (1890), Ursache atmosphärischer Strömungen (1891). Alles noch mit Gewinn zu lesen!

Richard **Aßmann** (1845-1918), \*Magdeburg (*Dubois* 1993). "Vater der Aerologie". Die in den 80er Jahren des 19. Jhdts. dringend gewordene Erforschung der Vertikalstruktur der Atmosphäre erfolgte zunächst vom Freiballon aus. Aßmann löste das Problem der zuverlässigen Temperaturmessung mittels seines berühmten Aspirationspsychrometers (1888) und führte, 1886 als Abteilungsleiter ans PMI berufen, zusammen mit Arthur Berson (1859-1942) und Reinhard Süring (zwischen 1888 und 1896) die erste Reihe der wissenschaftlichen Freiballonfahrten durch (*Aßmann* und *Berson*, Hrsg., 1899/1900). Aßmann verwendete in der Aerologie auch unbemannte Registrierballone und Drachen. Aßmann gilt als Entdecker der Stratosphäre (*Bernhardt* 1992, 1996). Er war der Schöpfer des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg (AOL), das von 1905 bis 1932 selbständig neben dem PMI operierte. Aßmann begründete 1884 die populärwissenschaftliche Zeitschrift "Das Wetter" (ab 1928 "Zeitschr. f. angewandte Meteorol.") und 1904/1905 die "Beiträge zur Physik der Atmosphäre" (Zeitschr. f. Aerologie). Seine (und anderer) Zusammenarbeit mit dem Feinmechaniker Rudolf Fueß (1838-1917) in Berlin ist sehr fruchtbar gewesen.

Hugo **Hergesell** (1859-1938), \*Bromberg. Auch ein Vater der Aerologie. Nachfolger Aßmanns in Lindenberg 1914-1932. Hergesell soll ein ungewöhnlich aktiver Mensch gewesen sein, ein "Hin- und Hergesell", wie man gesagt haben soll. Er war ein guter Mathematiker, baute ab 1887 ein meteorologisches Beobachtungsnetz in Elsaß-Lothringen auf und wurde 1895 Direktor des Meteorologischen Landesdienstes Elsaß-Lothringens (*Schlegel*, M., 1996). Zwischen 1904 und 1912 intensive aerologische Forschung über Ozeanen und im Polargebiet. Hergesell führte das AOL in eine neue Zeit, in die Zeit des Luftverkehrs.

Arthur **Berson** (1859-1942), \*Neu Sandez. Berson hatte einen entscheidenden Anteil am Erfolg der wissenschaftlichen Luftfahrten, nachdem er kurz vor Beginn derselben (1888) in die Gruppe um Aßmann eintrat. Sein 1901 mit R. Süring durchgeführter spektakulärer Hoचाufstieg auf 10 800 m und die Umstände während desselben sind noch heute bekannt. Neben aerologischen Expeditionen im Polargebiet unternahm er auch solche in die Tropen (Ostafrika, Amazonien). Die Entdeckung der sog. Berson-Winde (zeitweise auftretende Westwinde oberhalb der äquatorialen Ostströmung) gelang 1908. Berson zog sich schon 1910 aus der Meteorologie zurück.

Reinhard **Süring** (1866-1950), \*Hamburg. Süring gehörte ebenfalls der großen Gruppe von aerologisch forschenden Freiballonfahrern an. Sein Weg führte über die Klimaabteilung des PMI (1890) zum MOP 1892-1901 und zurück zum PMI, bis er nach dem Tod von A. Sprung bis 1932 die Leitung des MOP übernahm und dieses zu seiner damaligen großen internationalen Bedeutung führte. Süring war seit 1908 neben Hann Herausgeber der Meteorologischen Zeitschrift, später Schriftleiter allein. Unvergessen

wird er den Meteorologen durch das Lehrbuch der Meteorologie bleiben, das er seit 1906 mit Hann und später unter Mitarbeit anderer herausgab (*Süring*, Hrsg., 1951) sowie durch die Monographie über Wolken (*Süring* 1950). 1945 übernahm er als fast 80jähriger nochmals die Leitung des MOP bis 1950!

**Robert Emden** (1862-1940), \*München. Infolge der engen Verwandtschaft zwischen meteorologischen und astrophysikalischen Problemen (Thermodynamik, Strahlung) wandte sich Emden auch meteorologischen Problemen zu. Seine Arbeiten (*Emden* 1907, 1913, 1916, 1926) sind eine Fundgrube für den meteorologischen Theoretiker. U. a. machte er den Begriff der polytropen Atmosphäre in der Meteorologie bekannt, schuf im Zusammenhang mit der Erklärung der vertikalen troposphärisch-stratosphärischen Temperaturverteilung eine Theorie des Strahlungsgleichgewichts in der Atmosphäre (1913), lieferte eine thermodynamische Fundierung der Freiballonführung und hielt Vorlesungen über theoretische Meteorologie in München, die F. Baur 1919/20 noch hörte.

**Karl Schwarzschild** (1873-1916), \*Frankfurt a. M.. Astrophysiker. Die Strahlungsarbeiten Emdens fußen z. T. auf entsprechenden Arbeiten von Schwarzschild. Zu nennen sind die Theorie des stationären Strahlungsfeldes (1906), der Begriff des lokalen thermodynamischen Gleichgewichts und die damit zusammenhängenden Strahlungsübertragungsgleichungen für kurz- und langwellige Strahlung.

**Vilhelm Bjerknes** (1862-1951), \*Oslo. Der Norweger Bjerknes hat als Gründer des Geophysikalischen Instituts der Universität Leipzig (1912/13) wissenschaftliche Spuren in Deutschland hinterlassen. Leider kehrte er mit seinen norwegischen Mitarbeitern J. Bjerknes, Th. Hesselberg, H. Solberg und H. U. Sverdrup schon 1917 nach Norwegen (Bergen) zurück. Bjerknes hoffte, das Problem der Wettervorhersage auf der Basis der Mechanik und Physik deterministisch lösen zu können (1904). Er war einer von den Theoretikern, die aus Mißmut über die Wetterregel-Meteorologie seine Hoffnung auf die Theorie setzte (*Bjerknes* und Mitarb. 1912/13), (*Bjerknes* und Mitarb. 1933).

**Felix Maria Exner** (1876-1930), \*Wien. Ein hell leuchtender Stern am Himmel der Meteorologie seiner Zeit! Exner studierte in Wien Mathematik und Physik, kümmerte sich nicht um die Vorlesungen Hanns und Pernters und wurde nach seiner Promotion (1900), ohne meteorologische Kenntnisse und somit als meteorologischer Autodidakt, Assistent an der Zentralanstalt in Wien. Innerhalb weniger Jahre konnte man jedoch Exner (nach Ferrel, Sprung, Margules und Bjerknes) als einen Begründer der modernen dynamischen Meteorologie ansehen. Neben vielem anderen machen ihn unvergeßlich seine ersten Versuche zur numerischen Vorausberechnung der Bodendruckverteilung (Advektion des Bodendruckfeldes durch den Strömungsvektor der Höhenströmung (Steuerung)) (*Exner* 1908), seine Bearbeitung von Pernters Meteorologischer Optik (an die er ohne Vorkenntnisse heranging) (*Pernter* und *Exner* 1922) und sein Buch über dynamische Meteorologie (*Exner* 1917/1925). Mit dem Buch bezweckte er eine "theoretische Vertiefung der steril gewordenen synoptischen Meteorologie". H. Ertel schätzte dieses Buch so sehr, daß er eine Neubearbeitung vorgenommen haben soll, die aber 1944/45 verlorengegangen sein muß. Exner folgte im Jahre 1910 W. Trabert, der Direktor der Zentralanstalt geworden war, auf dem Lehrstuhl in Innsbruck nach und war dann 1917 wiederum Nachfolger von Trabert als Direktor der Zentralanstalt in Wien. Als es um die Nachfolge G. Hellmanns am PMI in Berlin ging, stand Exner an erster Stelle der Berufungsliste, lehnte jedoch ab, so daß H. von Ficker, berufen wurde (*Oberkofler* und *Goller* 1991).

**Heinrich von Ficker** (1881-1957), \*München. Von Ficker war der letzte Direktor des PMI. Er hatte bei Trabert mit einer Arbeit über den Innsbrucker Föhn in Innsbruck promoviert (1906), wozu er schon sein Patent als Freiballonfahrer benötigte. Über eine Assistentenstelle an der ZA kam er als Privatdozent nach Innsbruck zurück (1909), widmete sich der Ausbreitung von Kalt- und Warmluftmassen über Eurasien und wurde a. o. Professor in Graz (1911). Während seiner russischen Kriegsgefangenschaft (1914/17) hatte er Gelegenheit, seine 1909 begonnenen Untersuchungen vor Ort weiterzuführen. Mit seiner Berufung als Direktor des PMI im Jahre 1923 erfolgte infolge der zunehmenden Bedeutung des Flugverkehrs die Einrichtung eines Wetterdienstes am PMI. Seine wissenschaftlichen Leistungen erbrachte er ohne tiefere Kenntnisse der Theorie in beeindruckender Art. Er bearbeitete nahezu alle damals aktuellen Bereiche, u. a. das Problem der Steuerung troposphärischer Luftmassen durch stratosphärische Vorgänge. Dies sollte später ein lang andauerndes Thema in der Meteorologie werden. Von Ficker hatte als ständiger Sekretär der mathematisch-physikalischen Klasse der Preußischen Akademie der Wissenschaften dort ein sehr hohes Ansehen. Nach der Auflösung des PMI (1934) gründete v. Ficker das Meteorologische Institut an der Universität Berlin, folgte jedoch bereits 1937 dem Ruf zur Übernahme der Zentralanstalt in Wien als Nachfolger von Wilhelm Schmidt. Diese Position hatte er bis 1952 inne.

**Albert Defant** (1884-1974), \*Trient. Ein bedeutender Meteorologe, der später "Vater der modernen Ozeanographie" wurde. Die Innsbrucker Schule brachte auch Defant hervor. W. Trabert warb ihn dort von der Mathematik und Physik für die Meteorologie ab und promovierte ihn 1906. Auf dem Umweg über die ZA in Wien als Assistent 1907-1918, wo Defant ca. 60 Arbeiten zunehmend synoptischen Charakters publizierte, kam er als Nachfolger Exners 1919 als a. o. Prof. (1924 o. Prof.) auf den Lehrstuhl für kosmische Physik nach Innsbruck zurück. Noch in Wien entstand 1918 in erster Auflage das erste Lehrbuch der Synoptischen Meteorologie, dessen zweite Auflage (*Defant* 1926) bereits die norwegische Schule der Meteorologie und ihre neue Richtung enthielt. Die hauptsächliche Hinwendung zur Ozeanographie erfolgte, als er Teilnehmer der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungsschiff "Meteor" (1925/27) war und nach dem Tod des Leiters, des Ozeanographen A. Merz (1880-1925), die Leitung der Expedition übernahm. Defant folgte 1927 auch A. Merz als Nachfolger auf dem Lehrstuhl für Ozeanographie sowie in der Leitung des Instituts und Museums für Meereskunde an der Friedrich Wilhelms Universität in Berlin. Nach 1945 kehrte er auf den Innsbrucker Lehrstuhl zurück und verfaßte neben großen ozeanographischen Werken zusammen mit seinem Sohn F. Defant das Buch über Atm. Dynamik (*Defant, A. und F.* 1958).

**Alfred Wegener** (1880-1930), \*Berlin. Wegener wird in die Geschichte der Wissenschaft als Vater der modernen geologischen Plattentektonik eingehen (Arbeiten seit 1912), obgleich er einer der bedeutendsten Meteorologen seiner Zeit war. Mit einer astronomischen Dissertation promoviert, kam er 1905 zum AOL, machte zusammen mit seinem Bruder Kurt (1878-?) die spektakuläre 52stündige Freiballonfahrt (teilweise über die Nordsee führend), wurde 1909 Dozent in Marburg und verfaßte dort sein bekanntes Buch über Thermodynamik (*Wegener* 1911), wo er sich "als Freund elementarer Rechnungen" zeigte. Es ist wenig bekannt, daß er 1912 den Turbulenzbegriff in die Meteorologie einführte. Noch in seiner Zeit am AOL faszinierte ihn die Polarforschung, insbesondere in Grönland, und er durchquerte erstmals Grönland 1912/13. Als Nachfolger seines Schwiegervaters W. Köppen war er Vorsteher der Abteilung "Meteorologie" an der Deutschen Seewarte (1919-24) und a. o. Prof. an der neuen Universität Hamburg. Seine glücklichste Zeit verlebte er, als er 1925 den Lehrstuhl in Graz übernehmen konnte. Seinen Tod fand er auf der Grönlandexpedition 1930.

**Franz Linke** (1878-1944), \*Helmstedt (*Mügge, R. und E. Mügge* 1974). Linke folgte dem Gründer des Instituts für Meteorologie und Geophysik des Physikalischen Vereins Frankfurt a. M. Kurt Wegener (1906) im Jahre 1908 nach. Es wird sich kaum ein Meteorologe angeben lassen, der so vielseitig, hart und erfolgreich gearbeitet hat! Promotion bei W. v. Bezold 1901, begeisterter wissenschaftlicher Freiballonfahrer und später führend auf den Gebieten Luftfahrerwarndienst und Flugwetterdienst. Für das junge Institut war er ein genialer Manager in der "Erwerbstätigkeit des Instituts" (wie später R. Scherhag an der FU in Berlin), für seine Schüler ein großer Förderer. Baur, Georgii, Gutenberg, Junge, Koschmieder, Landsberg, Möller, Mügge, Stüve, Dubois, Feußner u. a. verdankten der berühmten Frankfurter Schule Linkes viel für ihren weiteren beruflichen Aufstieg. Neben und nach der Aerologie (*Linke* 1911) begann die volle Hinwendung zur Sonnen- und Himmelsstrahlung (*Linke und Möller* 1942/1961), zum Aufbau eines Wetterdienstes (mit Stüve als Leiter), zur Entwicklung der Frankfurter synoptischen Schule (Möller, Mügge, u. obengenannte), zur Bioklimatologie und selbst zur Kurortklimatologie. Linke war ein genialer Konstrukteur von Strahlungsmeßgeräten. Sein Meteorologisches Taschenbuch (*Linke* 1931-1939, fortgeführt durch F. Baur bis 1970), und der von ihm eingeführte Trübungsfaktor lassen Linke neben seinen grundlegenden mit gigantischem Arbeitsaufwand angefertigten Strahlungsarbeiten unvergeßlich bleiben.

**August Schmauß** (1877-1954), \*München. In Bayern war die Meteorologie früher eng mit den Forstwissenschaften verbunden (E. Ebermayer von Anfang der 60er Jahre bis zur Jahrhundertwende). Daneben entstand 1878 die Meteorologische Central-Station mit ihrem ersten Leiter W. v. Bezold. Der Physiker Schmauß trat 1906 als 1. Adjunkt in diese ein, wurde 1909 deren Leiter und 1918 Direktor der daraus hervorgegangenen Bayerischen Landeswetterwarte. Nach Ablehnung des Rufs nach Berlin als Nachfolger G. Hellmanns war er (1922-1948) o. Prof. für Meteorologie und Direktor des Meteorologischen Instituts der Forstlichen Versuchsanstalt in München. Geheimrat Schmauß war ein hervorragender akadem. Lehrer und Autor viel beachteter Abhandlungen (*Schmauß und Wigand* 1929), (*Schmauß* 1945). Wettervorhersage und damit verbundene kalendermäßig gebundene Wettervorgänge (Singularitäten) waren Gebiete, die er sehr bereicherte. Er bleibt vielen auch dadurch in Erinnerung, daß er über viele Jahre Vorsitzender der Meteorologischen Gesellschaft war.

Wilhelm **Schmidt** (1883-1936), \*Wien. Der "Austausch-Schmidt". Vor seiner Promotion von Pernter zum Assistenten an der ZA in Wien bestellt (1905-1919), betätigte sich Schmidt (Physiker, der er war) als Experimentator in Hinblick auf meteorologische Meßmethoden und Versuchsanordnungen, führte interessante Versuche über Böen und Gewitter durch und entwickelte sein Interesse an der Mikrometeorologie. Während seiner Zeit als Professor an der Hochschule für Bodenkultur in Wien (1919-1930) reiften seine Vorstellungen über den (turbulenten) "Austausch" aller denkbaren Beimengungen der Atmosphäre, besonders im bodennahen Bereich, und führten zu dem vielbeachteten Buch über Austausch (*Schmidt* 1925). Im Jahre 1930 wurde Schmidt Nachfolger Exners in der Leitung der Zentralanstalt in Wien, wo er seine ungemein aktive Tätigkeit auf vielen Gebieten fortsetzte und insbesondere den Charakter der ZA, in erster Linie ein Forschungsinstitut zu sein, in einen umwandelte, der die ZA durch praktische Nutzenanwendung mehr in den Dienst der Allgemeinheit stellte. Er starb mit 53 Jahren auf dem Weg zu seiner Vorlesung.

Ludwig **Weickmann** (1882-1961), \*München. Promoviert mit einer mathematischen Arbeit in München wird Weickmann 1912 Kustos unter Schmauß, Schöpfer eines meteorologischen Dienstes in der Türkei ab 1915 und wieder Kustos bei Schmauß 1918. Schon 1922 übernahm er als Nachfolger von V. Bjerknes und des kurz im Amt gewesenen R. Wenger das Leipziger Institut und den Lehrstuhl und begründete schnell die berühmte Leipziger Meteorologenschule (neben der Wiener, Frankfurter und norwegischen die vierte). Etwa 100 Doktoranden, viele davon später führend in der Meteorologie, säumten seinen Weg in Leipzig. Wie es dort zu dieser Zeit zuging, schildert Haurwitz (*Haurwitz* 1985). Ausgezeichnet mit vielen akademischen Ehren und Pflichten, war er auch wissenschaftlich sehr produktiv, etwa zu den Themen "Wellen im Luftmeer" und "Symmetriepunkte im Luftdruckgang". Im Jahre 1947 wurde er Präsident des Wetterdienstes der US-Zone und schied 1952 mit Bildung des DWD aus.

Albert **Wigand** (1882-1932), \*Kassel. Der zu Unrecht heute nur noch wenig bekannte Wigand war zu seiner Zeit ein führender Meteorologe auf neuen Gebieten der Meteorologie. Sein Weg führte ihn über a. o. Professuren für Physik der Atmosphäre in Halle/S 1921 und Stuttgart-Hohenheim 1925 im Jahre 1929 auf den ersten Lehrstuhl für Meteorologie an der 1919 gegründeten Universität Hamburg, deren Rektor er 1931/32 war. Mit dem Ruf war auch die Gründung des Hamburger Meteorologischen Instituts verbunden. Für Wigand war der Freiballon (später das Flugzeug) das Laboratorium seiner Arbeit, mit dem er enorm viele Hochfahrten unternahm. Gegenstände seiner Untersuchungen waren u. a. Luftpolarität, Radioaktivität, Dunst, Trübung, Sicht, Kondensationskerne (*Schmauß* und *Wigand*, 1929) und Strahlungsmessungen in großen Höhen. Der dabei entdeckte Abbruch der Sonnenstrahlung im UV-Bereich unterhalb 9 km konnte als Vorergebnis für die Entdeckung der Ozonschicht gewertet werden. Entwicklungen von Kernzählern und Flugzeugmeteorographen begleiteten diese Arbeiten.

Max **Robitzsch** (1887-1952), \*Höxter. Physiker von Hause aus, wie fast alle bisher Erwähnten, kam Robitzsch 1915 an das AOL, dem er als Mitglied 30 Jahre lang angehörte und das er 1948-1950 auch leitete. Er war ein hervorragender Spezialist der klassischen aerologischen Aufstiegsmethoden mit Drachen und Fesselballonen. Neben seinen Arbeiten über Instrumentenwesen sind diejenigen über die Luftfeuchtigkeit von besonderer Bedeutung. Der Begriff äquivalent-potentielle Temperatur stammt von ihm. Zwischen 1950 und 1952 war er Lehrstuhlinhaber des Bjerknes-Lehrstuhls in Leipzig.

Georg **Stüve** (1888-1935), \*Gadebusch in Mecklenburg. Ebenfalls als Physiker 1914 zunächst am AOL, mit Unterbrechung im Kriege, dann bis 1924. F. Linke stellte ihn 1924 in Frankfurt als Leiter des öffentlichen Wetterdienstes ein (obgleich er nicht Synoptiker war). Noch am AOL entstand das Stüvesche Adiabatenpapier in Zusammenarbeit mit Robitzsch. In Frankfurt verlebte er seine fruchtbarste und wohl schönste Zeit. Seine Vorstellungen über Thermozyklogenese erweiterten diejenigen der norwegischen Schule durch die Einbeziehung stratosphärischer Vorgänge und führten ihn zu einer ausführlichen Darstellung der stratosphärischen Steuerung. Die von ihm ausgearbeiteten Vorlesungen über theoretische Meteorologie an der Universität Frankfurt sind auch heute noch für den theoretischen Meteorologen ein besonders wertvoller Schatz (*Stüve* 1932).

Franz **Baur** (1887-1977), \*München. Nach seinem Studium bei Schmauß und Emden in München promovierte Baur 1921 in Freiburg schon mit einer meteorologischen Arbeit. Ins PMI trat er 1926 unter v. Ficker mit dem Auftrag ein, sich mit langfristiger Witterungsvorhersage zu beschäftigen, einem Thema, dem er lebenslang verhaftet blieb. So wurde er der Vater der Großwetterforschung. Schon 1929 leitete er die Forschungsstelle für dieses Gebiet in Frankfurt, die 1935 zum deutschen Forschungsinstitut für lang-

fristige Witterungsvorhersage in Bad Homburg aufstieg. Prominenter Mitarbeiter war H. Philipps (*Philipps* 1939c). Es wurden 10-Tage Vorhersagen herausgegeben und 1941/43 der erste Kalender der Großwetterlagen. Seine Bücher, insbes. (*Baur* 1972), sollten von Studenten der Meteorologie gelesen werden. Besonders verdient machte sich Baur durch die Weiterführung des Linkeschen Meteorologischen Taschenbuchs (Neue Ausgabe 1951/57, Neue Ausgabe, 2. Aufl. 1962/70).

**Karl Schneider-Carius** (1896-1956), \*Bardowick. Schneider-Carius promovierte 1921 am PMI bei Hellmann, wurde wiss. Assistent am AOL und dann Leiter der wissenschaftlichen Flugstelle des AOL in Berlin-Adlershof. Die Ergebnisse von einigen hundert Wetterflügen flossen später in das interessante und sehr lesenswerte Buch über die troposphärische Grundschicht ein (*Schneider-Carius* 1953). Als Leiter der Thüringischen Landeswetterwarte wurde er 1931 a. o. Prof. für Meteorologie in Jena. Nach 1945 trat er in den Wetterdienst der US-Zone ein, nahm aber schon 1955 den Ruf auf den Bjerknes-Lehrstuhl in Leipzig an.

**Harald Koschmieder** (1897-1966), \*Liegnitz. Als Leiter der ersten deutschen Flugwetterwarte in Fürth 1921 begann Koschmieder, sich mit Sichtweitenproblemen zu beschäftigen, was während seiner Tätigkeit (1923/24) am Frankfurter Institut zu seiner bekannten Theorie der Sichtweite führte. In diesen Jahren leitete er den wissenschaftlichen Meßtrupp während der berühmten Segelflugwettbewerbe auf der Rhön und begann, sich mit den kleinräumigen Luftbewegungen zu beschäftigen (*Koschmieder* 1943 und 1944). Über das PMI (1925) kam er als Direktor des Staatlichen Observatoriums nach Danzig. Hier bestätigte er meßtechnisch seine Sichtweitentheorie und führte grundlegende Untersuchungen zur Land und Seewindzirkulation durch. An der TH Danzig wurde er 1929 Professor und schrieb 1933 die erste Auflage seines Buches über Dyn. Meteorol. (*Koschmieder* 1951). Zwischen 1933 und 1935 existierte in Danzig das erste Institut für Meteorologie der Kaiser-Wilhelm-Gesellschaft unter seiner Leitung! Anfang 1936 bis 1942 übernahm er das AOL, das in den Folgejahren stark erweitert wurde, und dann das MOP bis zum Kriegsende (*Dubois* 1993). Nach einer kurzen Zwischenzeit von 1950-1954 an der TH Berlin folgte seine Berufung auf den seit Kriegsende verwaisten Darmstädter Lehrstuhl zugleich mit derjenigen der Leitung des in München neu gegründeten Instituts für Flugmeteorologie bei der Dt. Versuchsanst. f. Luftfahrt. In Darmstadt nahm er mit seinem Institut zusätzlich das Problem "Reinhaltung der Luft" als Forschungsprogramm auf. Im Jahre 1961 schied er aus dem Münchener und 1963 aus dem Darmstädter Institut aus.

**Walter Georgii** (1888-1968), \*Meiningen. Vater der Segelflieger und der Flugmeteorologie. Mathematiker und Physiker von Hause aus, Meteorologe während des ersten Weltkrieges, Organisator und Leiter der Segelflugwettbewerbe auf der Rhön mit wissenschaftlichem Beiprogramm (Thermikvermessung u. a.). Nach kurzer Tätigkeit (11/2 Jahre) an der Deutschen Seewarte, Leiter des Forschungsinstituts der Rhön-Rossitten-Ges. auf der Wasserkuppe. Parallel dazu, ab 1926, Professor und Gründer des Meteorologischen Instituts in Darmstadt, das 1934 mit dem von der Wasserkuppe nach Darmstadt verlegten, inzwischen Deutsches Forschungsinstitut für Segelflug (DFS) genannten Institut, räumlich vereinigt wurde. Hieraus entstand die große Deutsche Forschungsanstalt für Segelflug. (*Georgii* 1954, (1997)). Frühere meteorologische Bücher über Synoptik und Flugmeteorologie waren (*Georgii* 1924, 1927).

**Rudolf Geiger** (1894-1981), \*München. Vater der Mikroklimatologie. Geigers erfolgreiche Laufbahn war recht geradlinig: Physiker fast bis zum 30. Lebensjahr, 1923 Mitarbeiter am Meteorologischen Institut der Forstlichen Versuchsanstalt, 1927 Habilitation, 1937 o. Prof. für Meteorologie an der Forstlichen Hochschule in Eberswalde, 1948-1958 o. Prof. für Meteorologie am 1935 gegründeten Lehr- und Forschungsinstitut der Universität München. Neben W. Schmidt war Geiger der erste bedeutende Mikroklimatologe (*Geiger* 1927/61; *Geiger* u. Hrsg. 1995).

**Paul Raethjen** (1896-1982), \*Bollendorf/Ostpr. Der Physiker Raethjen kam über den Segelflug als Assistent und Abteilungsleiter am Segelflug-Forschungsinstitut der Rhön-Rossitten-Ges. 1924-1929 zur Meteorologie. Bis 1933 war er Meteorologe an Wetterflugstellen und wurde (1931 habilitiert) schon im Jahre 1934 als Nachfolger Wigands o. Prof. f. Meteorologie an der Universität Hamburg. Raethjen hat viel für den Ausbau von Meteorologie, Ozeanographie und Geophysik in Hamburg getan und so aus kleinen Anfängen heraus neben der Deutschen Seewarte (später Deutsches Hydrographisches Institut) das Zentrum der Geowissenschaften, das heute existiert, entscheidend vorbereitet. Er wurde 1964 emeritiert und hinterließ ein Lebenswerk, daß durch seine Bücher, etwa (*Raethjen* 1942, 1953) charakterisiert wird. In seinen Arbeiten ging es ihm immer um ein vertieftes begriffliches Denken, das er nicht durch den "Mathematismus", d. h. durch formale Anwendung mathematischer Methoden, ersetzt sehen wollte.

**Hans Ertel** (1904-1971), \*Berlin. Ertel war genau die Person, auf die es Raethjen mit seiner Bemerkung abgesehen hatte, allerdings zu Unrecht. Neben v. Bezold und Exner war Ertel ein weiterer heller Stern am meteorologischen (Theoretiker-) Himmel. Die Tiefe seiner physikalischen Gedankengänge und die Universalität seines Könnens auf vielen Gebieten (Meteorologie, Geophysik, Ozeanographie, Hydrographie u. a.) rücken ihn hinsichtlich seiner wissenschaftlichen Bedeutung in die Nähe von H. v. Helmholtz. Der bedeutendste Hydrodynamiker der Mitte unseres Jahrhunderts, C. Truesdell (*Truesdell* 1954) verbindet den Namen Ertel mit denen der großen Hydrodynamiker des 18. und 19. Jhdts. in berühmten Theoremen der Hydrodynamik, - Ertel trat als nichtstudierte Hilfskraft 1926 ins PMI ein, begann 1928 mit Veröffentlichungen und studierte 1929-1932 an der Friedrich Wilhelms Universität in Berlin neben seiner Tätigkeit am PMI. Die Dissertation war bereits seine 20. Veröffentlichung. Nach der Auflösung des PMI 1934 kurz am MOP und dann von 1934 bis 1942 Assistent, Observator, Lehrbeauftragter, Observator und Professor am neugegründeten Meteorologischen Institut der Universität Berlin. 1942 folgte er seinem Lehrer und Freund H. v. Ficker als Hauptobservator und Professor an die ZA in Wien, und von 1943-1945 war er Inhaber des schon so oft genannten Lehrstuhls in Innsbruck. Als Reichsdeutscher 1945 entlassen, wurde er Anfang 1946 in Berlin derjenige, der das Institut für Meteorologie und Geophysik an der Universität Berlin (ab 1948 Humboldt-Universität zu Berlin) schuf. Seine ca. 160 Arbeiten meteorologischen Inhalts (von über 270 insgesamt) bilden eine Schatztruhe für jeden theoretischen Meteorologen, wie sie auch Maßstäbe setzten für die ihm nachfolgende Generation (Generationen?). Der Ertelsche Wirbelsatz (*Ertel* 1942) ist in der meteorologisch-hydrodynamischen Literatur ein Begriff, ähnlich dem der Eulerschen Gleichungen. Sein Buch über dynamische Meteorol. (*Ertel* 1938 (1970)) ist ein Klassiker für jeden theoretischen Meteorologen. Ertel war ein hervorragender akademischer Lehrer, wie es schon die Studenten der Kurzaktionen erlebten, und ein liebenswürdiger, väterlicher Freund seiner Studenten.

**Fritz Möller** (1906-1983), \*Rudolstadt. Möller hatte, wie viele seiner Altersgenossen, ein ungewöhnlich interessantes und wissenschaftlich abwechslungsreiches Leben. Hierin wird Linke sein Vorbild gewesen sein, der ihn (neben Stüve) als Lehrer wohl am nachhaltigsten gefördert hat und bei dem er 1928 promovierte. Er war ein prominentes Mitglied der erwähnten Frankfurter Schule, arbeitete dabei viel mit Mügge zusammen, u. a. über die Theorie der Steuerung (v. Ficker, Stüve, u. a.), und wurde neben Linke einer der führenden Wissenschaftler in der atmosphärischen Strahlungsforschung. Seine umfangreichen Handbuchartikel (*Linke und Möller* 1942/61), (*Möller* 1957) u. a. lassen Können und wissenschaftliche Leistungsfähigkeit erkennen, die kaum überbietbar erscheinen. Ab 1938 kam er als Professor zu Weickmann an die Universität Leipzig und 1948 an die neugegründete Universität Mainz, wo er 1949 a. o. Prof. und 1955 o. Prof. für Meteorologie wurde und wo er das dortige Institut gründete. Im Jahre 1959 als Nachfolger R. Geigers an die Universität München berufen, entwickelte er sich zum Vater der deutschen Satellitenmeteorologie, der schon damals die Bedeutung von weltweiten Satellitenbeobachtungen von Klimaparametern erkannte. Ihm kamen alle einem Meteorologen erreichbaren Ehrungen zu. 1972 wurde Möller emeritiert.

**Ratje Mügge** (1896-1975), \*Königsberg/Pr. Wie Möller Mitglied der Frankfurter Schule unter Linke und dessen Nachfolger im Amt nach 1945. Nebenbei betreute er das zerstörte Darmstädter Institut, quasi auch als Nachfolger Georgiis. Seine Arbeiten fügten sich sehr in die Gruppe derjenigen ein, die aus der Feder Möllers und der anderen genannten Mitglieder des Linke-Kreises stammten und die damals immer allgemeine Beachtung fanden, etwa (*Mügge* 1938). Eine besondere Leistung war die Redaktion des meteorol. Bandes der FIAT-Reviews über Forschung in Deutschland 1939-1946 (*Mügge*, Hrsg., 1948).

**Fritz Albrecht** (1896-1965), \*(?). Albrecht war ein herausragender Mitarbeiter am MOP über einen Zeitraum von 25 Jahren (1923-1948). Durch seine Auswanderung nach Australien 1948 ist er der deutschen Nachkriegsgeneration von Meteorologen leider wenig bekannt. Die Würdigung seiner Leistungen verdichtet sich jedoch gegenwärtig. Wie Linke war auch er ein genialer Konstrukteur von Strahlungsmessgeräten (und von anderen). Die Strahlungsforschung war eines seiner Hauptinteressengebiete, hier vor allem die Anwendung derselben: Wärmehaushalt von Erde und Atmosphäre, Wärmeumsatz zwischen Luft und Erdoberfläche (inclusive turbulenter Energietransporte) u. a. Er gilt als Mitbegründer der modernen Mikrometeorologie und stand viel im Kontakt mit W. Schmidt in Wien und R. Geiger in München. Geiger machte viel Gebrauch von Albrechts Arbeiten in seinem Buch (*Geiger* 1927/61). Interessant ist, daß sich Albrecht schon 1931 über die "Glashauswirkung" der Atmosphäre äußerte (*Albrecht* 1931).

**Heinz Lettau** (1909-), \*Königsberg/Pr. Lettau war zu Beginn seiner Laufbahn Mitglied der Leipziger Schule, Pionier der meteorologischen Turbulenzforschung (*Lettau* 1939), nach dem Kriege Leiter der

ersten Forschungsabteilung im Wetterdienst der US-Zone. Er wanderte bald in die Vereinigten Staaten aus. Dort begann für ihn eine große internationale wissenschaftliche Karriere, über die an dieser Stelle wegen des enormen Umfangs seiner Tätigkeiten und Leistungen nicht berichtet werden kann.

**Richard Scherhag** (1907-1970), \*Düsseldorf. Scherhag promovierte 1931 bei v. Ficker am PMI. Lebenslang sollte diese Institution mit ihrer Verbindung von "reiner" meteorologischer Wissenschaft und praktischer Anwendung im Wetterdienst sein Ideal sein. Er war von Beginn an Synoptiker, später vielleicht der größte, den die deutsche Meteorologie hervorgebracht hatte. Während seiner 4 Jahre an der Deutschen Seewarte gab er die ersten aktuellen Höhenwetterkarten heraus und leitete die Zeit der dreidimensionalen Synoptik ein. Seine aus den Höhenwetterkarten heraus abgeleitete sog. "Divergenztheorie" (1934) erwies sich schnell als ein wertvolles synoptisches Hilfsmittel (*Scherhag* 1948). Während des Krieges Mitarbeiter in der Zentralen Wetterdienstgruppe und danach (1948-1951) Direktor der Abteilung Synoptik im Dt. Wetterdienst der US-Zone, gab ihm der Ruf an die Freie Universität Berlin Gelegenheit, dort sein Idealinstitut zu schaffen. Das Institut für Meteorologie und Geophysik an der Freien Universität Berlin wurde so (für West-Berlin) ein Nachfolgeinstitut des PMI! Dieses Institut ist vorhanden und allgemein bekannt. Die Wertschätzung von H. Ertel und die Kenntnis von Ertels Ausbildungsprogramm veranlaßte Scherhag 1961, ein Ordinariat für Theoretische Meteorologie mit beigeordnetem Institut (das erste seiner Art überhaupt) an der FU Berlin zu beantragen und durchzusetzen. Ab 1962 wurde der Plan realisiert (durch H. Fortak).

**Walter Findeisen** (1909-1945), \*Hamburg. Findeisen fand 1945 im Alter von nur 36 Jahren ein tragisches Ende in Prag. Er war dort der Leiter der Forschungsstelle "Wolkenforschung", nachdem er 1931 nach seiner Promotion zur Meteorologie kam und sich intensiv der Wolkenforschung zugewandt hatte. Allgemein bekannt und gelehrt wird der sog. Bergeron-Findeisen-Prozess der Wolkenphysik. In der Met. Z. findet man viele Arbeiten Findeisens zur Thermodynamik und Physik der Wolken; für die Zeit 1939-1946 siehe (*Mügge* Hrsg. 1948). In der internationalen Wissenschaft wird Findeisen als "the first cloud physicist" bezeichnet (*Fleming* 1996)!

**Horst Philipps** (1905-1962), \*Berlin. Studium wie bei vielen: Mathematik und Physik. Nach kurzem Aufenthalt am Geodätischen Institut Potsdam ging er zu F. Baur an die Forschungsstelle (später Forschungsinstitut) für langfristige Witterungsvorhersage von 1933-1940 (*Philipps* 1939c). Dort begann er bald mit Arbeiten zur theoretischen Meteorologie (*Philipps* 1939b, 1939a), was er später fortsetzte. Nach dem Kriege (1947) zunächst am MOP (Zentralobs. Potsdam) und 1950-1962 Direktor des Meteorologischen Dienstes der DDR und Gründer der Meteorologischen Gesellschaft der DDR. Seine theoretischen Arbeiten zeichnen sich durch einen deutlichen Hang zur Praxis aus und besitzen einen hohen didaktischen Wert. So war Philipps auch ein hervorragender akademischer Lehrer, der durch Fragen ins Auditorium seine Hörer an der Gestaltung der Vorlesung teilhaben ließ.

**Hermann Flohn** (1912-1997), \*Frankfurt a. M.. Flohn ist erst vor wenigen Monaten von uns gegangen. Er ist uns noch gegenwärtig, und so soll dem Nachruf hier nicht vorgegriffen werden.

**Fritz Schnaidt** (1909-1944), \*München. Der theoretische Physiker (Schüler Sommerfelds in München) war einer der begabtesten Meteorologen seiner Generation, und sein früher Tod ist (wie bei W. Findeisen) ein großer Verlust für die deutsche Meteorologie der Nachkriegszeit gewesen. A. Schmauß wurde 1934 auf ihn aufmerksam, zog ihn zunächst an die Landeswetterwarte, und nach deren Auflösung 1935 an das Meteorologische Institut der Universität München. Neben viel genannten Arbeiten während der folgenden Jahre ragt seine Arbeit über die Thermodynamik der Atmosphäre besonders hervor. Man kann sie als die Vollendung der klassischen atmosphärischen Thermodynamik ansehen, wodurch Schnaidt in der Meteorologie unvergessen bleiben wird (*Schnaidt* 1943).

**Christian Junge** (1912-1996), \*Elmshorn. Als Schüler F. Linkes promovierte er bei diesem 1935 und war lange Jahre Mitglied der Frankfurter Schule und der Wetterdienste. Seine große wissenschaftliche Karriere begann er während seines Aufenthaltes in den USA (1953-1961). Dort wurde er zum Vater der Luftchemie u. a. durch sein Buch über Luftchemie (*Junge* 1963). Im Jahre 1962 kehrte er (als Nachfolger Möllers) in die Position eines o. Prof. und Direktors des Inst. f. Meteorol. u. Geophys. der Universität Mainz nach Deutschland zurück. Eine besondere Ehre wurde ihm 1968 durch die Berufung zum Direktor der Abteilung "Chemie der Atmosphäre und physikalische Chemie der Isotope" am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz zuteil. Von seinen vielen wissenschaftlichen Erfolgen sei hier nur die Entdeckung der Junge-Schicht in der Hochatmosphäre genannt. Junge hatte in der Meteorologie eine sehr einflußreiche

Stellung und war entscheidend an der Errichtung des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg beteiligt. Er schied 1979 aus dem aktiven Dienst aus.

Karl **Brocks** (1912-1972), \*Kiel. Brocks promovierte nach v. Fickers Weggang 1939 am Meteorologischen Institut der Universität Berlin, kehrte nach dem Kriege an die Universität Hamburg zurück und wurde 1961 zweiter o. Prof. neben P. Raethjen am Hamburger Institut. Brocks war eine ungewöhnlich dynamische wissenschaftliche Persönlichkeit. Er war derjenige, der die deutsche Meteorologie seiner Zeit in die damals beginnenden großen internationalen Projekte einband und persönlich an den "Experimenten", vor allem auf See, teilnahm. Das GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE) führte er auf deutscher Seite vorbildlich durch. Grenzschichtforschung über See war einer der Schwerpunkte der Arbeit seines Instituts (nachdem Raethjen 1964 ausgeschieden war) sowie Arbeiten des von ihm gegründeten Instituts der Fraunhofer Gesellschaft. Bei seinem frühen Tod hatte man in der Meteorologie den Eindruck, daß ein wichtiger Motor im Gesamtgefüge der Meteorologie ausgefallen sei.

Heinz **Reuter** (1914-1994), \*Wien. Auch Reuter studierte Mathematik und Physik (u. a. auch bei Schrödinger) und promovierte 1937 im Fach Physik. Schon während des Krieges wurde er als Meteorologe eingesetzt, kam Ende 1945 an die ZA in Wien, wo er seine wissenschaftliche Karriere machte. Nachdem er auf einer Reihe von Besetzungslisten für Berufungen gestanden hatte, wurde er 1962 a. o. Prof. und 1967 o. Prof. für Theoretische Meteorologie an der Universität Wien. Von 1976-1984 war er als Nachfolger F. Steinhausers Direktor der ZA in Wien. Reuter war sowohl Synoptiker als auch Theoretiker, beides mit höchster Qualifikation! Er prägte auch den Begriff "Theoretische Synoptik" und erklärte in seinen Büchern und Aufsätzen, was er darunter verstand (*Reuter* 1954, 1966, 1976). Von Anfang an war er Mitglied der von F. Wippermann gegründeten und geleiteten Arbeitsgruppe "Theorie der Schadstoffausbreitung" innerhalb der VDI-Kommission "Reinhaltung der Luft" und wählte meteorologische Probleme des Umweltschutzes zu einem der Schwerpunkte seiner Arbeit und der seiner Mitarbeiter. Ein weiterer Schwerpunkt betraf die Modifikation meteorologischer Felder durch die Orographie der Alpen. Reuter war mit seinen Arbeiten und Bemühungen immer Mitglied in der Spitzengruppe meteorologischer Forschung.

Friedrich **Defant** (1914-1990), \*Wien. Defant war durch die Verhältnisse seiner Zeit, Studium und Militärdienst im Wechsel, zunächst sehr gegenüber anderen benachteiligt. Trotzdem promovierte er schon 1940 am Meteorol. Institut der Univ. Berlin. Der Berufsbeginn in Innsbruck, später als Leiter des Wetterdienstes in Tirol und Vorarlberg 1946-1961, war zeitbedingt zunächst schwierig, ermöglichte ihm jedoch, Einladungen zu längeren sehr ehrenvollen Auslandsaufenthalten in den USA und vor allem am Intern. Inst. f. Meteorol. in Stockholm (bei C. G. Rossby) zu folgen. Ende 1961 wurde Defant o. Prof. für Meteorologie und Gründer der Abteilung Maritime Meteorologie am Institut für Meereskunde in Kiel. Wie Reuter vereinigte Defant in sich den Theoretiker und Synoptiker hoher Grade in einer Person, wobei auch noch hinzukam, daß er experimentell in der Grenzschichtforschung tätig war und an einer Reihe von Expeditionen leitend teilnahm (z. B. der Intern. Indischen Ozean Expedition 1964/65 mit der neuen "Meteor", u. a.). Defant war mit seiner Abteilung an allen von der DFG geförderten Schwerpunktprogrammen aktiv und immer erfolgreich beteiligt. Seine Arbeiten, was es im einzelnen auch war, waren stets durch höchste Präzision geprägt. Das Buch (*Defant, A. und F. Defant* 1958) wurde bereits erwähnt.

Ernst **Kleinschmidt** (1912-1971), \*Friedrichshafen. Kleinschmidt kam schon während seines Studiums der Mathematik und Physik in Hamburg über P. Raethjen, bei dem er 1941 auch promovierte, zur Meteorologie. Bereits seine Dissertation wurde ein Klassiker der meteorologischen Literatur (*Kleinschmidt* 1941). Nach 7 Jahren Wetterdienst kam er 1946 zu L. Prandtl nach Göttingen und arbeitete am Kaiser-Wilhelm-/ Max-Planck-Institut für Strömungsforschung auf dem Gebiet der dynamischen Meteorologie. Hierbei machte er erstmalig ausgiebigen praktischen Gebrauch von H. Ertels Wirbelsatz und der daraus zu folgernden Wirbelinvarianten (potentielle Vorticity im einfachen Fall). Diese Arbeiten sind noch in den 90er Jahren international ausdrücklich gewürdigt worden. Eine besondere Leistung erbrachte er in dem mit A. Eliassen verfaßten ausgezeichneten Handbuchartikel (*Eliassen and Kleinschmidt* 1957), den es lohnt, oft zur Hand zu nehmen.

Karl Heinz **Hinkelmann** (1915-1986), \*Geringswalde/Sachsen (*Wippermann* 1988). Einer der ganz großen Theoretiker der Meteorologie in der 2. Hälfte des 20. Jhds. und einer der Väter der numerischen Wettervorhersage! An seiner Wiege wurde dies noch nicht prognostiziert, hatte er doch zunächst die Verwaltungslaufbahn eingeschlagen. Im Sommer 1941 entschied er sich, Meteorologie innerhalb der sog.

2. Kurzaktion zu studieren, war im 2. Teil des Studiums in Leipzig schon Meisterschüler von Weickmann und Möller und kam durch Weickmann im Frühjahr 1949 in die Forschungsabteilung des Wetterdienstes der US-Zone nach Bad Kissingen. Zunächst arbeitete er rein theoretisch an Grundlagen künftiger numerischer Modelle (unter Verwendung der ursprünglichen, ungefilterten Modellgleichungen) und promovierte mit einer dieser Arbeiten 1953 bei R. Scherhag an der FU Berlin. Kurz danach stellte sich ein enger Kontakt mit US-amerikanischen Kollegen her, der zu US-Forschungsaufträgen führte und dadurch die Möglichkeit eröffnete, in den USA numerisch zu rechnen. Die Krönung der Anerkennung seiner und seiner oben genannten ersten Mitarbeiter war die Durchführung des ersten internationalen Symposiums über numerische Wettervorhersage in Frankfurt a. M. im Jahre 1956! Alle später auf diesem Gebiet international führenden Kollegen waren anwesend; der primus inter pares war Hinkelmann!. Seine Arbeit über die Vorhersage auf der Basis der ursprünglichen Gleichungen von 1958 war ein Meilenstein auf diesem Gebiet (Hinkelmann 1959). Das erste Rechenzentrum des DWD mit der ersten CDC-Anlage richtete er noch ein und brachte die erste Generation des Wettervorhersagesystems auf den Weg, ehe er 1968 einem Ruf auf den neuen Lehrstuhl für Theoretische Meteorologie an der Universität Mainz folgte. Dort erwies er sich auch als Meister der Didaktik. Die von ihm angefertigten vielen Vorlesungsskripten sind für denjenigen der sie bekommen konnte, ein Schatz. Seine allgemeine Bescheidenheit verwehrt ihm sogar, seinen Namen als Autor der Hefte anzugeben.

Günther **Hollmann** (1920-1973), \*Kiel. Hollmann war ein Theoretiker ähnlichen Formats wie Hinkelmann, allerdings nicht so stark zielgerichtet wie Hinkelmann, sondern mehr im Stile H. Ertels sich seine Probleme suchend. Als Teilnehmer der sog. 1. Kurzaktion mit Diplomabschluß studierte er nach dem Kriege in Kiel weiter Mathematik und Physik, ging 1949 an das MOP (Met. Hauptobs.) nach Potsdam und promovierte bei H. Ertel. Zur Forschungsabteilung in Bad Kissingen kam er 1953. Nach Übersiedlung des DWD nach Offenbach nahm er Lehraufträge am Frankfurter Institut wahr, habilitierte sich dort 1957 und wurde 1962 auf den neu geschaffenen Lehrstuhl für Theoretische Meteorologie in München berufen. Hollmanns Arbeiten lehnten sich vielfach an solche H. Ertels an und trugen immer den Charakter grundsätzlicher Aussagen. Sein Lebenswerk hat die theoretische Meteorologie außerordentlich bereichert.

Diese sicherlich unvollständige Zusammenstellung bedeutender Meteorologen der Vergangenheit hätte mancher Zuhörer aus eigenem Erleben heraus sicher anders vorgenommen, Auch die Würdigungen wären anders ausgefallen. Vielleicht findet sich ein Autor, der aus reicheren Wissen heraus die vorstehende Darstellung berichtigt, ergänzt und mit fundierteren Bewertungen versieht.

## Literatur

- Albrecht, F., 1931: Über die "Glashauswirkung" der Erdatmosphäre und das Zustandekommen der Troposphäre. *Met. Z.* 48, 52-68.
- Aßmann, R. und A. Berson (Hrsg.), 1899/1900: *Wissenschaftliche Luftfahrten* (3 Bände), Vieweg, Braunschweig.
- Baur, F., 1972: *Langfristige Witterungsvorhersage*. Wiss. Verlagsges., Stuttgart.
- Bernhardt, K., 1973: Der Beitrag Hermann von Helmholtz' zur Physik der Atmosphäre. *Z. Humboldt-Universität zu Berlin, Math.-Nat. Reihe XXII*, 331-340.
- Bernhardt, K., 1981: Die Beiträge Alfred Wegeners zur Physik der Atmosphäre. *Z. Meteorol.* 31, 342-352.
- Bernhardt, K., 1983: Zum 100. Jahrestag der Gründung der ehemaligen Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. *Z. Meteorol.* 33, 373-374.
- Bernhardt, K., 1984a: Alexander von Humboldts Auffassung vom Klima und sein Beitrag zur Errichtung von meteorologischen Stationsnetzen. *Z. Meteorol.* 34, 213-217.
- Bernhardt, K., 1984b: 100 Jahre aerologische Diagrammpapiere. *Z. Meteorol.* 34, 370-374.
- Bernhardt, K., 1985: Alexander von Humboldts Auffassung vom Klima und seine Rolle bei der Gründung des Preußischen Meteorologischen Institutes. *Abh. Akad. Wiss. DDR Nr. 2N*, 77-84.
- Bernhardt, K., 1992: Der Hoचाufstieg von Berson und Süring (1901) und die Entdeckung der Stratosphäre. *Ann. Meteorol.* 27, 198-199.
- Bernhardt, K., 1996: Die Entdeckung der Stratosphäre-ein Ereignis der Berliner Wissenschaftsgeschichte. *Sitz. Ber. Leibniz-Soz.*
- Bezold, W. von, 1892: *Die Meteorologie als Physik der Atmosphäre*, Paetel, Berlin.

- Bezold, W. von, 1898: Die Feier des fünfzigjährigen Bestehens des Königlichen Meteorologischen Instituts am 16. Oktober 1897. A. Asher, Berlin.
- Bezold, W. von, 1906: Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus. Vieweg, Braunschweig.
- Bjerknes u. Mitarb., 1912/1913: Dynamische Meteorologie und Hydrographie. Vieweg, Braunschweig.
- Bjerknes, V., J. Bjerknes, H. Solberg und T. Bergeron, 1933: Physikalische Hydrodynamik. Julius Springer, Berlin. (mit historischen Erläuterungen im Anhang).
- Chronik des MD d. DDR, 1987/1994: Chronik des MD 1945-1986, (1987) und 1. Nachtrag, (1988), Hrsg. Meteorologischer Dienst der DDR. 2. Nachtrag, (1993) und Ergänzungsheft zur Chronik des MD 1987-1990, (1994), Hrsg. Deutscher Wetterdienst.
- Defant, A., 1926: Wetter und Wettervorhersage (Synoptische Meteorologie), 2. Aufl.. Deuticke, Leipzig u. Wien.
- Defant, A. und Fr. Defant, 1958: Physikalische Dynamik der Atmosphäre. Akadem. Verlagsges., Frankfurt a. M.
- DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft), 1978: Forschungsbericht: Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre. Boldt Verlag, Boppard.
- DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft), 1988: Forschungsbericht: Physikalische Grundlagen des Klimas. VHC Verlagsges., Weinheim/Bergstr.
- Dubois, P., 1993: Das Observatorium Lindenberg in seinen ersten 50 Jahren 1905-1955. Nr. 1 in: Geschichte der Meteorologie in Deutschland, Selbstverl. des DWD.
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Abt. Forschung), 1995: Dokumentation des EM/DM-Systems. Interner Bericht.
- DWD (Deutscher Wetterdienst, Geschäftsber. Forschung und Entwicklung), 1997: The Nonhydrostatic Limited-Aera Model LM (Local-Model) of DWD. Interner Bericht.
- DWD (Deutscher Wetterdienst), 1961 (Nr. 9) bis 1993 (Nr. 41): Jahresberichte. Selbstverl. d. DWD.
- DWD (Deutscher Wetterdienst), 1961 bis 1993: Protokolle der Sitzungen des Wissenschaftlichen Beirats.
- Ehlers, P., G. Duensing und G. Heise (Hrsg.), 1993: Schifffahrt und Meer. Mittler-Verl., Bonn.
- Eliassen, A. and E. Kleinschmidt, 1957: Dynamic Meteorology. In: Flügge, S., Handbuch der Physik, Bd. XLVIII, Geophysik II, Springer-Verlag, Berlin.
- Emden, R., 1907: Gaskugeln. Teubner, Leipzig und Handb. d. Physik IX, 1926, Berlin.
- Emden, R., 1913: Über Strahlungsgleichgewicht und atmosphärische Strahlung. Sitz. Ber. Bay. Akad. Wiss., München, 55-142.
- Emden, R., 1916: Beiträge zur Thermodynamik der Atmosphäre. 1. Mitt., Met. Z. 33, 351-360.
- Emden, R., 1926: Thermodynamik der Himmelskörper. Enzykl. d. Math. Wiss., Bd. 4 2B, Heft 2, 399f.
- Ertel, H., 1938 (1970): Methoden und Probleme der dynamischen Meteorologie. Julius Springer, Berlin.
- Ertel, H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. Met. Z. 59, 277-281.
- Exner, F. M., 1908: Über eine erste Annäherung zur Vorausberechnung synoptischer Wetterkarten. Met. Z. 25, 21-31.
- Exner, F. M., 1925: Dynamische Meteorologie. 2. Aufl., Verl. v. Julius Springer, Wien. 1. Aufl. 1917.
- Ficker, H., und B. de Rudder 1948: Föhn und Föhnwirkungen. Akadem. Verlagsges., Leipzig.
- Ficker, H., 1955: Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien 1851-1951. Denkschr. der Österr. Akad. d. Wiss., 127. Jahrg., Wien.
- Fleming, J. R., 1996: Historical Essays on Meteorology 1919-1995. Amer. Meteorol. Soc., Boston.
- Flohn, H. und R. Mügge (Hrsg) 1961/62: Denkschrift zur Lage der Meteorologie. Im Auftrag der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Steiner Verlag, Wiesbaden.
- Geiger, R., 1927/1961: Das Klima der bodennahen Luftschicht. 4. Aufl., Vieweg, Braunschweig.
- Geiger, R., R. H. Aron and P. Todhunter, 1995: The climate near the ground. Vieweg, Braunschweig.
- Georgii, W., 1924: Wettervorhersage. Verl. v. T. Steinkopff, Dresden u. Berlin.
- Georgii, W., 1927: Flugmeteorologie. Akad. Verlagsges., Leipzig.
- Georgii, W., (1954) 1997: Forschen und Fliegen. Verl. Hauschild, Bremen.
- Hann, J., 1901: Lehrbuch der Meteorologie. 1. Aufl., Tauchnitz, Leipzig.
- Hann, J. und R. Süring, 1915/1951: Lehrbuch der Meteorologie. 3. bis 5. Auflage. Verl. Keller, Leipzig
- Haurwitz, B., March to June 1985: Meteorology in the 20th Century, A Participant's View. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 66, Boston, Mass.

- Herneck, F., 1989: Hermann von Helmholtz. In: Beiträge zur Geschichte der Humboldt Universität. 22, Redaktion H. Bernhardt.
- Hinkelmann, K., 1959: Ein numerisches Experiment mit den primitiven Gleichungen. In: Bolin, B.: The Atmosphere and the Sea in Motion. Oxford Univ. Press.
- Hoelper, O und R. Süring, 1943: Die geschichtliche Entwicklung des Meteorologischen Observatoriums Potsdam. Met. Z. 60, 3-15.
- Junge, C. E., 1963: Air Chemistry and Radioactivity. Academic Press, New York.
- Kaßner, C., 1951: Meteorologische Geschichtstabellen. In: Baur, F. (Hrsg.), Linkes Meteorologisches Taschenbuch, Neue Ausgabe, Band I, Kap. VII. Akadem. Verlagsges., Leipzig.
- Khrghian, A. Kh., 1970: Meteorology, A Historical Survey. Israel Program for Scientific Translations.
- Kleinschmidt, E., 1941: Stabilitätstheorie des geostrophischen Windes. Ann. Hydr. u. mar. Met. 69, 305-325.
- Körber, H.-G., 1987: Vom Wetteraberglauben zur Wetterforschung. Edition Leipzig
- Körber, H.-G., 1989: Zur Entwicklung der meteorologischen Forschung in Berlin. Veröff. Forschber. Geo- u. Kosmoswiss. d. AdW d. DDR, H. 6, Berlin.
- Körber, H.-G., 1993: Die Geschichte des Meteorologischen Observatoriums Potsdam. Nr. 2 in: Geschichte der Meteorologie in Deutschland, Selbstverl. des DWD.
- Körber, H.-G., 1997: Die Geschichte des Preußischen Meteorologischen Instituts. Nr. 3 in: Geschichte der Meteorologie in Deutschland, Selbstverl. des DWD.
- Koschmieder, H., 1944: Kleinräumige Luftbewegungen. Akad. Verlagsges., Leipzig. (unveröff.)
- Koschmieder, H., 1951: Dynamische Meteorologie. 3. Aufl., Akadem. Verlagsges., Leipzig.
- Lehmann, A. und M. Kalb, 1993: 100 Jahre meteorologische Beobachtungen an der Säkularstation Potsdam. Selbstverl. des DWD.
- Lettau, H., 1939: Atmosphärische Turbulenz. Akadem. Verlagsges., Leipzig.
- Linke, F., 1911: Aeronautische Meteorologie. Auffarth, Frankfurt a. M.
- Linke, F., 1929: Reichswetterdienst-Denkschrift: Die meteorologischen Institute und Organisationen im Deutschen Reich. (Ann.)
- Linke, F., 1931-1939: Meteorologisches Taschenbuch in 5 Ausgaben. Akadem. Verlagsges., Leipzig.
- Linke, F. und F. Möller, 1942/1961: Atmosphärische Strahlungsforschung. In Handbuch der Geophysik, Bd. VIII, Gebr. Borntraeger, Berlin.
- Margules, M., 1903: Über die Energie der Stürme. Jahrb. d. Zentralanst. f. Meteorol., Wien.
- Margules, M., 1906: Zur Sturmtheorie. Met. Z. 13, 481-497.
- Met. Z. (Meteorologische Zeitschrift). Bd. I, 1884 (1886 erster gemeinsamer Band mit der Zeitschrift der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie) bis Bd. 61, 1944.
- Miller-Hauenfels, A. R. von, 1883: Theoretische Meteorologie. Spielhagen & Schurich, Wien.
- Mitt. DMG (Mitteilungen der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft)
- Möller, F., 1957: Strahlung in der unteren Atmosphäre. In: Flügge, S., Handbuch der Physik, Bd. XLVIII, Geophysik II, Springer-Verlag, Berlin.
- Mohn, H., 1875: Grundzüge der Meteorologie. 3. Aufl. Dt. Übers. Malling, Christiana.
- Mügge, R., 1938: Über das Wesen der Steuerung. Met. Z. 55, 197-205.
- Mügge, R. (Hrsg.), 1948: Meteorologie und Physik der Atmosphäre. Band 19, Naturforschung und Medizin in Deutschland 1939-1946 (Fiat Review of German Science), Dieterich'sche Verlagsbuchhdlg. Wiesbaden.
- Mügge, R. und E. Mügge, 1974: Die Pflege der Meteorologie im Physikalischen Verein. In: Fricke, H., 150 Jahre Physikalischer Verein Frankfurt a. M., Selbstverl. des Physikalischen Vereins.
- Neis, B., 1956: Fortschritte in der Meteorologischen Forschung seit 1900. Akad. Verlagsges., Frankf. a. M.
- Oberkofler, G. und P. Goller, 1991: Von der Lehrkanzel für kosmische Physik zur Lehrkanzel für Meteorologie und Geophysik an der Universität Innsbruck (1890-1975). In: Forsch. z. Innsbr. Universitätsgeschichte, Bd. XVI, Universitätsarchiv Innsbruck.
- Pernter, J. M. und F. M. Exner, 1922: Meteorologische Optik. 2. Aufl., Braumüller, Wien u. Leipzig.
- Philipps, H., 1939a: Die Hauptprobleme der theoretischen Meteorologie. Die Naturwiss., H. 25, 427-432, 442-450.
- Philipps, H., 1939b: Die Abweichung vom geostrophischen Wind. Met. Z. 56, 460-483.
- Philipps, H., 1939c: Zehn Jahre Großwetterforschung. Die Naturwiss., H. 50, 825-834.

- PMI (Preußisches Meteorologisches Institut), 1847-1927: Bibliographie der Veröffentlichungen.
- Raethjen, P., 1942: Einführung in die Physik der Atmosphäre. Teubner, Leipzig.
- Raethjen, P., 1953: Dynamik der Zyklonen. Akadem. Verlagsges., Leipzig.
- Reuter, H., 1954: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Springer-Verlag, Wien.
- Reuter, H., 1966: Von der deskriptiven zur theoretischen Synoptik. In: Steinhauser, F. (Hrsg.). Probleme der Wettervorhersage. Arch. Met. Geoph. Biokl., Suppl. 1, Springer-Verl., Wien, New York.
- Reuter, H., 1976: Die Wettervorhersage. Springer-Verlag, Wien.
- Reuter, H., 1978: Die Zentralanstalt als Zentrum meteorologisch-geodynamischer Forschung in Österreich. Festvortrag bei der 125-Jahrfeier der Zentralanstalt. Almanach der Österr. Akad.d. Wiss., 127. Jahrg., Wien.
- Saltzman, B., 1962: Selected Papers on the Theory of Thermal Convection. Dover, New York. (Übersetzungen von Arbeiten A. Oberbecks und H. v. Helmholtz).
- Scherhag, R., 1948: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose. Springer-Verlag, Berlin.
- Schlaak, P., 1976: 300 Jahre Wetterforschung in Berlin, Ihre Geschichte in Persönlichkeitsbildern. In: Der Bär von Berlin, Jahrb. d. Vereins für d. Geschichte Berlins, Westkreuz-Verl., Berlin.
- Schlegel, M., 1996: Die Entwicklung des staatlichen Wetterdienstes in Deutschland bis zur Schaffung des Reichswetterdienstes im Jahre 1934. Manuskriptvervielfältigung, DWD, Offenbach.
- Schmauß, A. und A. Wigand, 1929: Die Atmosphäre als Kolloid. Vieweg-Verl., Braunschweig.
- Schmauß, A., 1945: Das Problem der Wettervorhersage. 5. Aufl., Akadem. Verlagsges., Leipzig.
- Schmidt, W., 1925: Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Verl. v. Henri Grand, Hamburg.
- Schnaidt, F., 1943: Über die adiabatischen Zustandsänderungen feuchter Luft, die abgeleiteten Temperaturen und den Energievorrat atmosphärischer Schichtungen. Gerl. Beitr. Geophys. 60, 16-138.
- Schneider-Carius, K., 1953: Die Grundschicht der Troposphäre. Akadem. Verlagsges., Leipzig.
- Schneider-Carius, K., 1962: Geschichtlicher Überblick über die Entwicklung der Meteorologie. In: Linke, F. und F. Baur: Meteorologisches Taschenbuch, 2. Auflage, Band I, Kap. X. Akadem. Verlagsges., Leipzig.
- Spänkuch, D., 1993: 100 Jahre Meteorologisches Observatorium Potsdam. Promet 1/2 '93.
- Sprung, A., 1885: Lehrbuch der Meteorologie. Hoffmann & Campe, Hamburg.
- Stüve, G., 1932: "Thermodynamik der Atmosphäre", "Dynamik der Atmosphäre", "Die atmosphärischen Zirkulationen". In: Gutenberg, B. (Hrsg.), Handb. d. Geophys. Bd. IX, Berlin.
- Süring, R., 1950: Die Wolken. 3. Aufl., Akadem. Verlagsbuchh., Leipzig.
- Süring, R. (Hrsg.), 1951: Lehrbuch der Meteorologie. 5. Aufl., Verlag Keller, Leipzig.
- Süßenberger, E., 1973: Der Deutsche Wetterdienst. Droste Verl., Düsseldorf.
- Tiemann, K.-H., 1988: Zur Reorganisation des Preußischen Meteorologischen Instituts (1876-1892). Z. Meteorol. 38, 369-373.
- Trabert, W., 1911: Lehrbuch der Kosmischen Physik. Teubner, Leipzig.
- Truesdell, C., 1954: The Kinematics of Vorticity. Indiana Univ. Press, Bloomington.
- Wegener, A., 1911: Thermodynamik der Atmosphäre. Barth, Leipzig.
- Wippermann, F., 1988: Karl Heinz Hinkelmann-Leben und wissenschaftliches Wirken. In: Gedächtniskolloquium für K. H. Hinkelmann, Annalen d. Meteorol. (Neue Folge), Nr. 24, Selbstverl. des DWD Zeitschrift der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd. I 1866 bis Bd. XX 1885.

## Danksagung

Eine Reihe von Kollegen hat mich sehr hilfsbereit und großzügig mit Unterlagen und mit Sonderdrucken ihrer eigenen Arbeiten zum Thema des Vortrages versehen, (K. Bernhardt, W. Böhme, H.-G. Körber, J. Neißer, H. Pichler, P. Schlaak und D. Spänkuch), mit eindrucksvollen Vorhersagefolien (D. Majewski), mit Porträtfolien bekannter Meteorologen (D. Kirch), mit Dokumentationen aktueller Modelle des DWD (B. Barg, D. Majewski und H.-J. Herzog), mit Darstellungen der Geschichte ihrer Institute (G. Hofmann und A. Kessler) sowie mit wertvollen Informationen im freundschaftlichen Gespräch (F. Wippermann).

## **Anschriften der Autoren**

Prof. Dr. L. BENGTTSSON  
Dr. M. LATIF  
Max-Planck-Institut für Meteorologie  
Bundesstr. 55  
20146 Hamburg

Dr. H. BÖTTGER  
EZMW  
Shinfield Park, Reading, Berksh.  
RG2 9AX, England

Dr. M. CLAUSSEN  
Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung  
Telegrafenberg  
14412 Potsdam

Prof. Dr. H. FORTAK  
Edithstr. 14  
14169 Berlin

Prof. Dr. B. FRENZEL  
Institut für Botanik  
Universität Hohenheim (210)  
70593 Stuttgart

Dr. I. JACOBSEN  
Dipl.-Met. H.-J. KOPPERT  
Dipl.-Met. D. MAJEWSKI  
Dr. E. MÜLLER  
Dr. W. WERGEN  
Deutscher Wetterdienst  
Frankfurter Str. 135  
63067 Offenbach a.M.

Prof. Dr. U. SCHUMANN  
DLR  
Institut für Physik d. Atmosphäre  
Oberpfaffenhofen  
82234 Weßling

Dr. P. WINKLER  
Deutscher Wetterdienst  
Meteorologisches Observatorium  
Albin-Schwaiger-Weg 20  
82383 Hohenpeißenberg

Prof. Dr. R. ZELLNER  
Universität Essen  
Institut für Physikal. u. Theor. Chemie  
Universitätsstraße 5  
45117 Essen



# 150 Jahre Preußisches Meteorologisches Institut

## Symposium "Vorhersage: Wetter, Klima, Umwelt"

Berlin, 16. und 17. Oktober 1997

### - Programm -

Donnerstag, 16. Oktober 1997

**9.00 Uhr** Dr. E. Müller (DWD, GB Forschung und Entwicklung, Offenbach)  
Einführung

#### **Wetteranalyse und -vorhersage**

Vorsitz: Dr. E. Müller

**9.15 Uhr** Dr. H. Böttger (ECMWF, Reading)  
Die Anwendung von Ensemble-Vorhersagen in der Mittelfristprognose

**10.00 Uhr** Dr. W. Wergen (DWD, GB Forschung und Entwicklung, Offenbach)  
Von der Punktmessung zum Anfangszustand für die numerische  
Wettervorhersage

**10.45 Uhr** Kaffeepause

**11.15 Uhr** D. Majewski (DWD, GB Forschung und Entwicklung, Offenbach)  
Numerische Wettervorhersage im Deutschen Wetterdienst  
- Auf dem Weg von der dritten zur vierten Generation

**12.00 Uhr** H.-J. Koppert (DWD, GB Technische Infrastruktur, Offenbach)  
Methoden der Präsentation - Von der NWV-Datenbank zum Kunden

**12.45 Uhr** Mittagspause

## **Klimavariabilität und -vorhersage**

**Vorsitz: Prof. Dr. E. Augstein**

- 14.00 Uhr** Prof. Dr. B. Frenzel (Universität Hohenheim, Stuttgart)  
Klimavariabilität der Nacheiszeit, zeitlicher Ablauf und Ausmaße
- 14.45 Uhr** Dr. M. Latif (MPI für Meteorologie, Hamburg)  
Dynamik von Klimaschwankungen auf der Zeitskala von wenigen Jahren bis Jahrzehnten
- 15.30 Uhr** Kaffeepause
- 16.00 Uhr** Prof. Dr. L. Bengtsson (MPI für Meteorologie, Hamburg)  
Der hydrologische Zyklus im heutigen und zukünftigen Klima  
- Simulationsrechnungen mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen
- 16.45 Uhr** Prof. Dr. M. Claußen (PIK, Potsdam)  
Von der Klimamodellierung zur Erdsystemmodellierung: Konzepte und erste Versuche

**Freitag, 17. Oktober 1997**

## **Atmosphärische Umweltdiagnose und -vorhersage**

**Vorsitz: Prof. Dr. M. Claußen**

- 9.00 Uhr** Dr. P. Winkler (DWD, Meteorolog. Observatorium Hohenpeißenberg)  
Zeitliche Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Erdatmosphäre
- 9.45 Uhr** Prof. Dr. R. Zellner (Universität/Gesamthochschule Essen)  
Ozonloch und Sommersmog: Erkenntnisse und Fragen zum "guten" und "schlechten" Ozon
- 10.30 Uhr** Kaffeepause
- 11.00 Uhr** Prof. Dr. U. Schumann (DLR, Oberpfaffenhofen)  
Klimawirksamkeit von Emissionen des Luftverkehrs
- 11.45 Uhr** Dr. I. Jacobsen (DWD, GB Forschung und Entwicklung, Offenbach)  
Vorhersage der Luftqualität und ihre Verifikation