

promet

1/2'80

meteorologische fortbildung

Klimamodelle



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

M. Schlegel
Frankfurter Straße 135
6050 Offenbach am Main

Redaktionsausschuß

A. Cappel (Neustadt a.d.W.)
F. Defant (Kiel)
H.-W. Georgii (Frankfurt)
K. H. Hinkelmann (Mainz)
H. Hinzpeter (Hamburg)
E. Lingelbach (Offenbach)
H. Reiser (Offenbach)
H.-P. Schmitz (Berlin)
R. Simonis (Offenbach)
S. Uhlig (Traben-Trarbach)
F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild

Holzschnitt aus dem Buch von W. Scheidig: Die Holzschnitte des Petrarca-Meisters, Berlin, Henschelverlag 1955.

Das Original erschien erstmals 1532 in Augsburg als Illustration zur deutschen Übersetzung von Petrarca's „De Remediis utrisque Fortunae“ und trägt den Titel „Von vielfältiger Hoffnung“.

Sprichwörtliche Weisheit ist in diesem Bilde verarbeitet, so u. a. „Hoffen heißt Wolken fangen wollen“. Ein Zusammenhang mit dem Hauptthema könnte darin gesehen werden, daß der Mensch (Klimamodellierer) mit den beiden Hauptbestandteilen des Klimasystems Atmosphäre (Wolken) und Ozean (Wellen) zu kämpfen hat. Eine weitergehende Interpretation dieser sinnbildlichen Darstellung wird jedem Betrachter selbst überlassen . . .

* Francesco Petrarca, römischer Dichter und Philosoph (*1304 †1374)

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Zentralamt – Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) DM 28,-, Einzelheft DM 7,50.

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

Druck: Schön & Wetzel GmbH, Offenbacher Landstraße 368, 6000 Frankfurt (Main).

ISSN 0340 - 4552

Meteorologische Fortbildung

10. Jahrgang, Heft 1/2, 1980

Thema des Heftes:

Klimamodelle

(Fachliche Redaktion: J. Egger und W. Metz, München)

Beiträge

	Seite
Vorbemerkungen (J. EGGER)	1
1 K. FRAEDRICH Einfache Klima-Modelle	2
2 H. GRASSL Energiebilanz-Klimamodelle	6
3 M. HANTEL Zonal gemittelte Klimamodelle	12
4 K. HERTERICH Stochastische Klimamodelle	19
5 H. REISER und V. RENNER Zirkulationsmodelle	23
6 W. METZ Modelle für einzelne Klimamechanismen	30
Institute stellen sich vor European Centre for Medium Range Weather Forecasts (R. NEWSON)	34
Berichte über Fortbildungsveranstaltungen und Tagungen Kurs über „Numerische Wettervorhersage“ im Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersagen (W. WERGEN)	39
Fortbildungsveranstaltung „Climatic Variations and Variability – Facts and Theories“ . . . (V. VENT-SCHMIDT)	44
Internationales Alfred-Wegener-Symposium Deutsche Meteorologen-Tagung 1980 (M. SCHLEGEL)	46
Das interessante Satellitenbild METEOSAT-Bilder in drei Spektralbereichen (G. STEINHORST und H. WOICK)	48
Blick zurück Phänologische Beobachtungen der Societas Meteorologica Palatina (A. CAPPEL)	52
Aus dem Deutschen Wetterdienst Bericht über die Aufgaben und Tätigkeiten der Zentralen Agrarmeteorologischen Forschungsstelle Braunschweig (H. SCHRÖDER)	53
Das BKF-Modell als Basis zur Erstellung maschinell-manueller Vorhersagekarten in der Analysen- und Vorhersagezentrale des Deutschen Wetterdienstes (W. PEYINGHAUS)	56
Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr Geophysikalische Probleme der RADAR-Ortung (K. E. FISCHER)	58
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Fach Meteorologie an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West-Berlins im Jahre 1979	61
Neuerscheinungen	64
Ankündigung (IAMAP-Tagung)	3. Umschlags.

Klimamodelle

Vorbemerkungen

Klimaänderungen verspürt ein Mensch selten am eignen Leibe. Er könnte sie für ausgeschlossen halten, hätten nicht Geologie, Paläontologie und spezielle Klimaforschung ihn eines Besseren belehrt. Eiszeiten hat man nachgewiesen und ihm klar gemacht, daß es wieder eiszeitlich werden könnte. Man hat ihm auch vom CO₂-Problem erzählt. Daß er selbst dazu beitrüge, daß es wärmer werden könne und daß er sich auf alles mögliche gefaßt machen solle. Will er genauer wissen, wie es kommen wird und warum, wird er auf die Klimamodellierer stoßen. Die Autoren, die sich für diese beiden Hefte zur Verfügung gestellt haben, haben mit Klimamodellen gearbeitet, und bieten ihm mannigfache Auskünfte. Leicht wird er einsehen, daß präzise Antworten auf diesem Feld selten sein müssen. Das Klimasystem ist vermutlich das komplexeste physikalische System, das je angegangen worden ist. Ein Modell, das alle Komponenten des Klimasystems in befriedigender Weise zu behandeln gestattet, wird er sich kaum vorstellen können. Da lag es nahe, sich beim Modellbau auf Teilaspekte zu konzentrieren. Schöne Ergebnisse hat man auf diese Weise erzielt und manchen Mechanismus des Klimasystems klar stellen können. Die zentrale Frage, wie es nun werden wird, wird man ihm nicht beantworten können.

Die Beiträge sind dabei einzelnen Modelltypen gewidmet. Die ersten beiden Beiträge beschäftigen sich mit Energiebilanzmodellen, also dem Typ, in dem von den Erhaltungsgleichungen nur die Energiegleichung verwendet wird und das in stark gemittelter Form. Der Beitrag von K. FRAEDRICH konzentriert sich dabei auf einen extrem einfachen Typ, der präzise und einleuchtende Aussagen erlaubt, während im Aufsatz von H. GRASSL ein Spektrum komplizierterer Modelle zur Vorstellung kommt. Es sind die Energiebilanzmodelle, die für Untersuchungen des Klimas über geologische Zeiträume hinweg in Frage kommen.

Die Modelle mit Zonalmittelung, wie sie im anschließenden Beitrag von M. HANTEL zu sehen sind, weisen gegenüber den Energiebilanzmodellen eine kompliziertere Struktur auf, indem sie Impulsbilanzen mitschleppen. Das Mittelungskonzept wird beibehalten. Diese Modelle haben einen unbestreitbaren Beitrag zum Verständnis des Klimas von heute geleistet, sind aber selten für Langzeitstudien herangezogen worden.

All diesen Modellen haftet ein entschiedener Mangel an. Gerade die Klimaschwankungen und Zirkulationsanomalien, die uns am meisten betreffen, nämlich die, die für die nahe Zukunft zu erwarten sind, können nur insoweit studiert werden, als sie durch externe Parameter (also etwa durch zusätzliche CO₂-Produktion) ausgelöst werden. Hier kommen nun die stochastischen Modelle ins Spiel, die es sich zur Aufgabe machen, die stochastische Komponente der allgemeinen Zirkulation einzubeziehen. Dieser Ansatz ist jüngsten Datums, doch, wie der Beitrag von K. HERTERICH zeigt, durchaus vielversprechend.

Den Angriff auf breiter Front tragen schließlich die explizit-dynamischen Modelle vor, wo man, so gut es geht, die Vorgänge bis ins Detail aufzulösen versucht. Der Beitrag von H. REISER und V. RENNER schildert die beeindruckende Leistungsfähigkeit dieser gewaltigen Programmkomplexe. Freilich erschwert gerade diese Komplexität das Verständnis der Vorgänge im Modell und es darf nicht wundernehmen, wenn gelegentlich versucht wird, Teilsysteme herauszuberechnen in der begründeten Hoffnung, das Funktionieren der Teile so studieren und besser verstehen zu können. Der Artikel von W. METZ ist dieser Modellgruppe gewidmet.

Der Mensch lernte viel übers Klima, tät er all dies lesen. Ist er gar Meteorologe, so kennt er manches schon und sollte noch mehr profitieren.

J. EGGER, München

Zu den wesentlichen Gliedern, die das Klima der Erde mitbestimmen, gehören neben dem Festland das Land- bzw. Meereis, der Ozean und die Atmosphäre. Letztere repräsentieren die unterschiedlichen Aggregatzustände des Wassers; seine mittlere Verweildauer in diesen Reservoiren charakterisiert die verschiedenen "Zeit-Maßstäbe", die an der inneren Dynamik des Klimas beteiligt sind. Klima-Modelle sollen dieses sogenannte "Klima-System" im zeitlichen Ablauf ("Vorhersage erster Art") und mit seiner Empfindlichkeit bei äußeren Eingriffen, d.h. bei Änderung von Randbedingungen ("Vorhersage zweiter Art") beschreiben. Einfache Klima-Modelle beschränken sich dabei auf wenige Prozesse und auch nur auf eine geringe räumliche Auflösung. Entsprechend der zu untersuchenden Zeitskala werden nur die relevanten Glieder des Klimas ausgewählt und durch "interne Variable" mit Hilfe dynamischer Gleichungen simuliert. Die wechselseitigen Beeinflussungen dieser Glieder unterschiedlichen Zeit-Maßstabes werden als "Rückkopplungsprozesse" parameterisiert. In den äußeren Randbedingungen (langsamen Variablen oder "externen Parametern") sind die Vorgänge berücksichtigt worden, deren Dynamik nicht erfaßt (d.h. simuliert oder parameterisiert) werden konnte.

Die einfachsten der einfachen Klima-Modelle sind geometrisch null-dimensional (global gemittelt) und beinahe trivial. Allerdings lassen sich an ihnen bereits wesentliche Probleme, vor allem methodischer Art diskutieren, und diese meist klarer als an den komplizierten Simulations-Modellen. Am Beispiel der Klimavariationen von $10^3 - 10^5$ Jahren und dem dazugehörigen Land- bzw. Meereis (samt deren Rückkopplungen) werden verschiedene einfache Modelle nebeneinander gestellt, um einen Einblick in die Entwicklung dieser Arbeitsrichtung zu ermöglichen.

Diese Entwicklung nahm ihren Anfang mit Modellen von BUDYKO (1969) und SELLERS (1969), worin die einzelnen Glieder des Klimas (Eis-, Wasser- Lufthülle) als im Gleichgewicht befindlich behandelt worden sind. Die dabei auftretenden Fragen nach der Stabilität und den inneren Strukturen, wie z.B. Anzahl und Art der Lösungen, wurden erst einige Jahre später aufgegriffen und beantwortet. Danach (d.h. derzeit) schließt sich eine physikalische Weiterentwicklung dieser Modelle an, die von der Gleichgewicht-Voraussetzung abgeht und etwas realistischer vor allem das Land- bzw. Meereis samt seinen Rückkopplungen formuliert, verbunden mit Untersuchungen über die Lösungsstrukturen.

Folgende qualitative Aussagen über die Rückkopplungen von Land- bzw. Meereis im Klima-System sind möglich und können von einfachen Modellen simuliert werden:

1) Das Land-Eis steht in Wechselwirkung mit den Teilsystemen Festland, Ozean plus Atmosphäre über die sogenannte "Eis-Albedo-Rückkopplung", die qualitativ wie folgt beschrieben werden kann: Bei abnehmender Temperatur führen verstärkte Schneefälle zur Eisausbreitung, so daß die planetarische Albedo α_p erhöht und die einkommende Strahlung $R\downarrow = I_0(1 - \alpha_p)$ verringert wird, was einen weiteren Temperatur-Rückgang und Eis-Vorstoß zur Folge hat, etc. Das gleiche gilt auch umgekehrt. In diesem Sinn ist eine derartige Rückkopplung

"positiv", da eine anfängliche Störung sich selbst verstärkt.

2) Das Meer-Eis steht in Wechselwirkung mit diesem Klima-System über eine ganz andere Rückkopplung: Eine Ausdehnung des Meer-Eises vermindert (wegen der verringerten Meeres-Oberfläche) die Wärmeabgabe des Ozeans an die Atmosphäre, so daß sich die Meerestemperatur erhöhen kann. Dadurch aber wird der Schmelzprozeß des Meer-Eises verstärkt und somit seine Ausdehnung verringert. Das erhöht die Wärmeabgabe des Ozeans an die Atmosphäre und vermindert seine Temperatur, so daß wieder eine Meer-Eisbildung einsetzen kann, etc.

Energiebilanz

Alle einfachen Klima-Modelle haben als Grundlage eine globale Energiebilanz des Klima-Systems gemeinsam, weshalb sie oft als "Energiebilanz-Modelle" bezeichnet werden. Sie gibt den äußeren Rahmen für die Dynamik einiger (noch zu spezifizierender) Einzelglieder ab:

$$c \frac{dT}{dt} = R\downarrow - R\uparrow \quad [1]$$

mit der einkommenden Solar-Strahlung $R\downarrow$ und der terrestrischen Emission $R\uparrow$. Die Temperatur $T(t)$ als eine interne Variable soll die global gemittelte Erdoberflächen-Temperatur repräsentieren; die dazugehörige Wärmekapazität c ist hierbei ein Maß der thermischen Trägheit von Festland, Ozean plus Atmosphäre, so daß cT als die Gesamtenergie nur dieser Teil-Glieder interpretiert werden kann.

Im folgenden wird als wesentliches und zusätzliches Einzelglied nur das Eis (Kryosphäre) zu einer Wechselwirkung mit dieser Energiebilanz gebracht und in zwei verschiedenen Modell-Typen diskutiert, die sich in ihrer Lösungsstruktur unterscheiden: Im ersten Modell, dem Budyko-Sellers-Typ, befindet sich das Eis im Gleichgewicht mit den übrigen Gliedern des Klimas, und es enthält als Lösungen nur "Fixpunkte". Im zweiten Modell-Typ, einem Oszillator, ist das nicht mehr der Fall; unter seinen Lösungen befinden sich Oszillationen bzw. "Grenzzyklen". Höhere Lösungsstrukturen noch komplexerer Modelle, wie quasi-periodisches und entartetes Verhalten, werden hier nicht mehr behandelt.

Der Budyko-Sellers-Typ

Die oben beschriebene Eis-Albedo-Rückkopplung (1) ist zuerst in einem eindimensionalen (vertikal integrierten und zonal gemittelten) Energiebilanz-Modell des Klimas von BUDYKO (1969) und SELLERS (1969) diskutiert worden. Ohne prinzipielle Änderung seiner Lösungsstruktur soll es hier für den Fall eines global integrierten Klimas dargestellt werden, um die prinzipiellen Aspekte zu zeigen.

Die Strahlungsprozesse werden wie folgt parameterisiert: Die einkommende Strahlung $R\downarrow = \mu I_0(1 - \alpha_p)/4$ hängt von der Solarkonstanten $I_0 = 1360 \text{ Watt m}^{-2}$, ihrer relativen Änderung μ und der planetarischen Albedo α_p ab. Die terrestrische Emission kann von dem Stefan-Boltzmann-Gesetz beschrieben werden, $R\uparrow = \epsilon \sigma T^4$, mit einer für das System charakteristischen Emissivität ϵ .

Die Eis- bzw. Schnee-Albedo-Rückkopplung wird als eine lineare Regressionsbeziehung zwischen Temperatur T und planetarischer Albedo α_p eingeführt, die aus Daten gewonnen ist und eine obere Grenze besitzt:

$$\alpha_p = a - bT \text{ mit } \alpha_p \leq 0,75 \quad [2]$$

Sie behandelt, sozusagen als Schließungsbedingung, das am Klima beteiligte Eis im Gleichgewicht mit der Mitteltemperatur T , die als einzige Zustandsvariable das System von Erde, Ozean und Atmosphäre beschreibt, dessen thermische Trägheit c nun den gesamten Zeit-Maßstab charakterisiert. Das heißt, ändert sich T , so reagiert das Eis sofort darauf und modifiziert die Albedo α_p über [2]. Damit und mit den Strahlungsparameterisierungen $R\downarrow$ und $R\uparrow$ liefert die Energiebilanz [1] eine einfache nichtlineare Differentialgleichung. Sie simuliert die Dynamik dieses globalen Klimasystems $dT/dt = f(x, T)$ als Trajektorien $T(t)$ im Phasenraum, der von der Zustandsvariablen T und den externen Parametern $x = (\mu, a, b, \epsilon)$ aufgespannt wird.

Vorhersage erster Art: Bei fest vorgegebenen Randbedingungen bzw. externen Parametern bestimmen die Anfangswerte $T(t=0)$ den Ablauf des Modells, der hier (Abb. 2.1) durch die temperaturabhängigen Strahlungsflüsse $R\downarrow, R\uparrow$ porträtiert wird. Die Differenz $R\downarrow - R\uparrow$ ist proportional der Temperaturtendenz dT/dt [1] und gibt die Richtung des Temperaturverlaufes in der Zeit an. Für jeden Anfangszustand lassen sich daraus Wege und Ziele der Temperatur $T(t)$ bzw. der Strahlungsflüsse angeben (Pfeilrichtungen in Abb. 2.1), in diesem Fall, ohne eine zeitliche Integration tatsächlich durchzuführen.

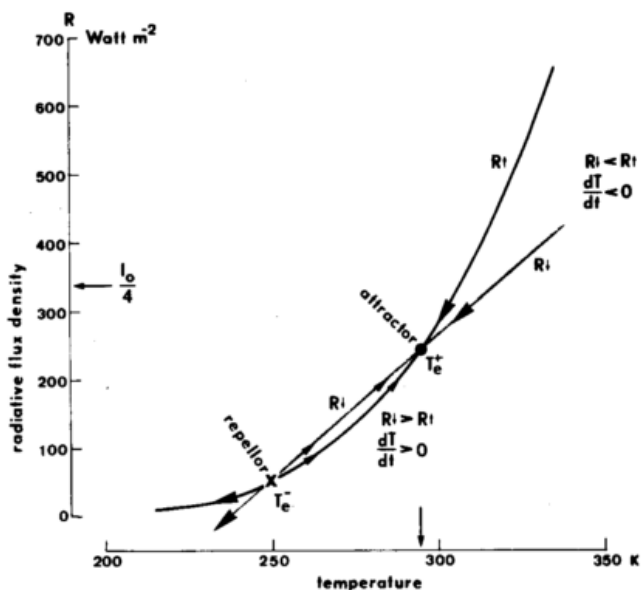


Abb. 1.1: Portrait der Temperaturtendenz als Bilanz aus einkommender $R\downarrow$ und ausgehender $R\uparrow$ Strahlung in Abhängigkeit von Anfangswerten der Temperatur bei vorgegebenen externen Parametern.

Von besonderem Interesse sind "Gleichgewichtszustände" T_e (Equilibria). Sie sind durch eine verschwindende Temperaturtendenz definiert ($dT/dt = 0$; d.h. $f(T_e) = 0$ bzw. $R\downarrow - R\uparrow = 0$), und es gibt zwei davon: $T_e^+ = 288,6$ K und $T_e^- = 255$ K (Abb. 2.1). Eine dritte Gleichgewichtslösung $T_e = 215$ K erscheint erst nach Einführung des oberen Albedo-Grenzwertes. Vor jeder numerischen Integration wird man i.a. versuchen, alle Gleichgewichtslösungen zu ermitteln und ihre (interne) "Stabilität" zu untersuchen.

(a) Die interne Stabilität dieser Gleichgewichtslösungen T_e bezüglich infinitesimal kleiner Schwankungen δT der Zustandsvariablen kann nach Linearisierung von [1] um $T = T_e$ ermittelt werden. Danach ist T_e^+ stabil, T_e^- labil. Der dazugehörige Absolutbetrag des Eigenwertes $\lambda = [df/dT]_{T_e}$ ist ein Zeitmaßstab des Modells in Gleichgewichtsnähe, d.h., er gibt an, in welcher Zeit eine anfängliche Temperaturstörung δT sich dem stabilen Zustand nähert ($\lambda < 0$) bzw. vom labilen abwendet ($\lambda > 0$).

(b) Allerdings erlaubt diese Linearisierung noch nicht die folgenden Aussagen über endliche Abweichungen ΔT vom Gleichgewichtszustand, wie sie bereits der Abbildung 1.1 entnommen werden können:

Alle Anfangswerte $T > T_e^-$ oberhalb des labilen Gleichgewichts werden von der stabilen Gleichgewichtslösung T_e^+ angezogen, die deshalb "Attraktor" genannt wird. Alle Anfangswerte $T < T_e^-$ unterhalb würden beliebig hohe negative Modell-Temperaturen ($T_e = -\infty$) erreichen, wenn nicht die Gültigkeit der Eis-Albedo-Parameterisierung [2] natürlichen Grenzen unterläge; genau an der Obergrenze für die planetarische Albedo $\alpha_p = 0,75$ tritt die dritte Gleichgewichtslösung auf ($T_e = 215$ K), die ebenfalls stabil ist und der alle Anfangswerte $T < T_e^-$ zustreben (Attraktor). Die lokal labile Gleichgewichtslösung T_e^- ist damit ein "Repellor", von dessen näherer Umgebung Anfangswerte abgewiesen werden, um sich den Attraktoren ($T_e^+ = 288,6$ K und $T_e = 215$ K) zu nähern. Sie nähern sich diesen nicht als Schwingungsvorgang, sondern wie ein Honigtropfen dem Boden einer Glasschale. Dieser Tropfen wird aus seinem stabilen Gleichgewichtszustand in der Schale nur durch Schwankungen δT bzw. ΔT innerhalb des Systems bewegt (deshalb interne Stabilität), wie sie im Klima durch größere atmosphärische oder ozeanische Zirkulationsanomalien hervorgerufen werden können.

Diese Stabilitätsanalyse (b) folgt aus der Tatsache, daß das nichtlineare Klima-Modell [1] ein "Gradient-System" ist, dessen Integralkurven als temperaturabhängiges Potential $V(T)$ direkt darzustellen sind mit $dV/dT = f(T)$. Das relative Maximum dieses Potentials ($dV/dT = 0$; $d^2V/dT^2 < 0$) definiert den Repellor T_e^- . Von ihm ausgehend erhält eine anfängliche positive Temperaturstörung mit der Zeit wachsende Temperaturen, die das dazugehörige Potential abwärts, d.h. zu einem relativen Minimum, dem Attraktor T_e^+ , führen. Eine negative Störung erfährt zwar sinkende Temperaturen, führt aber ebenfalls zu einem Minimum, dem zweiten Attraktor. Dieses Minimum hängt von der Berücksichtigung der Albedo-Obergrenze ab, da es für $T_e = 215$ K relativ, für $T_e = -\infty$ absolut und damit beliebig tief ist. Nur jenseits der relativen Minima steigt das Potential wieder an. – Die hier vorgenommene Konstruktion einer Potentialfunktion, die die weitere Umgebung der Gleichgewichtszustände beschreibt, erlaubt vollständige Aussagen über das globale (zeitliche) Verhalten des Modells (Vorhersage erster Art).

Zusammenfassend: Für dieses Modell vom Typ Budyko-Sellers liefert die Vorhersage erster Art nach (a) linearer und (b) nichtlinearer Stabilitätsanalyse zwei stabile Gleichgewichtslösungen, die als Attraktoren vom instabilen Gleichgewicht, dem Repellor, getrennt sind. Bei einer geeigneten Auswahl der externen Parameter ist das Klima des Modells gekennzeichnet durch den Zustand des gegenwärtigen Interglazials mit einer mittleren Erdoberflächentemperatur $T_e^+ = 288,6$ K und den einer völlig eisbedeckten Erde ($T_e = 215$ K bzw. $T_e = -\infty$). Der Zwischenzustand T_e^- ist

nicht stabil und würde bei zeitlicher Integration nicht entdeckt werden, wenn nicht indirekt als Grenze für Anfangswerte, die entweder zum eisbedeckten oder zum interglazialen Zustand tendieren. Diese stabilen Gleichgewichtslösungen hängen also vom Anfangszustand ab. Nach Integration des Modells über eine unendlich lange Zeitspanne sind die zeitlichen Mittelwerte ("Klima-Mittelwerte") identisch mit den Gleichgewichtslösungen. In diesem Sinn kann das Klima dieses Modells als "intransitiv" bezeichnet werden, da es mindestens zwei solche Klima-Mittel (Attraktoren) besitzt. Bei nur einem möglichen Endzustand wäre das Modell-Klima "transitiv".

Vorhersage zweiter Art: Neben dem zeitlichen Verhalten des Modell-Klimas bei festen Randbedingungen interessiert das Verhalten der Klima-Mittel in Abhängigkeit von externen Parametern $x = (a, b, \epsilon, \mu)$. Diese dürfen sich im Vergleich zur Vorhersage erster Art nur langsam ändern. Damit dehnt die Vorhersage zweiter Art die Untersuchung des zeitlichen Modellablaufs auf den ganzen Phasenraum aus. Formal steht wieder im Vordergrund eine Stabilität aller Gleichgewichtslösungen, allerdings jetzt die "strukturelle Stabilität", die qualitatives Verhalten charakterisiert, d.h. Strukturänderungen, die durch externe Parameteränderungen oder äußere Einflüsse verursacht werden. Als ein Beispiel soll der Einfluß der Solar-Konstanten auf das Modell-Klima betrachtet werden (Abb. 1.2).

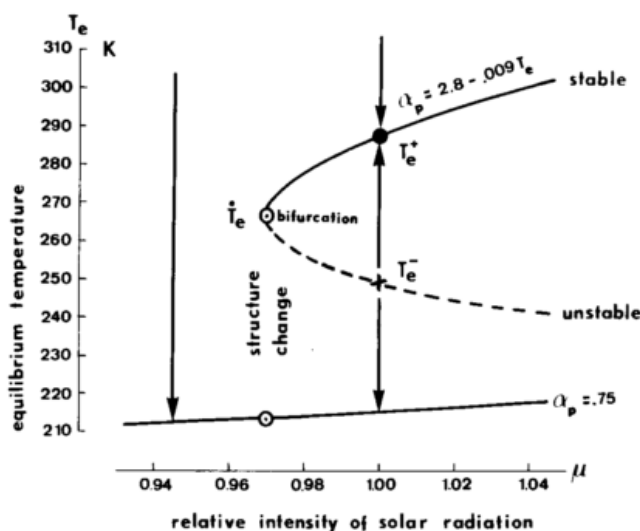


Abb. 1.2: Gleichgewichtslösungen T_e des null-dimensionalen Klima-Modells in Abhängigkeit von Änderungen der relativen Intensität μ der Solar-Strahlung (entnommen: K. FRAEDRICH, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 104 (1978) S. 461–474).

Für Solar-Konstanten, die größer als 97% ihres Basiswertes I_0 sind ($\mu > 0,97$), existieren immer zwei Equilibria (Attraktor T_e^+ und Repellor T_e^-) neben der stabilen vollständigen Eisbedeckung. Unterhalb dieses Schwellenwertes ($\mu < 0,97$) gibt es nur noch den Zustand der eisbedeckten Erde, von dem das Modell sich intern auch durch endliche Temperaturschwankungen ΔT nicht entfernen kann. An diesem Schwellenwert ($\mu = 0,97$) erfährt das Modell also eine strukturelle Änderung, einen Strukturwandel, d.h. es ist dort "strukturell instabil".

Da stabiles und instabiles Gleichgewicht (T_e^+ und T_e^-) in diesem Punkt zusammentreffen (bzw. aus diesem Punkt abzweigen: "Bifurkation"), kann die Potentialfunktion die Bedingungen für seine Existenz geben: $dV/dT = 0$, $d^2V/dT^2 = 0$. Denn dort fällt das entsprechende relative Maximum mit dem relativen Minimum des Potentials in einem Wendepunkt zusammen. Alle diese Orte struktureller Instabilität des Modells sind eine Hyperebene im Phasenraum.

Durch diese Untersuchungen hat der Lösungsraum von externen Parametern und Zustandsvariablen eine Struktur durch verschiedene Bassins (entsprechend mehrerer Schalen mit Honigtropfen) erhalten, in denen alle Anfangswerte zu je einem Attraktor gehören. In unserem Fall sind diese Attraktor-Bassins durch interne und strukturelle Stabilität der Gleichgewichtslösungen definiert, und durch Orte der Instabilität voneinander getrennt worden: (a) die instabile Gleichgewichtslösung (Repellor) trennt die sogenannte eisbedeckte von der interglazialen Lösung bei endlichen (internen) Störungen der Zustandsvariablen. (b) Strukturelle Instabilitäten (Bifurkationspunkte, "Katastrophen") trennen die Bereiche externer Parameter voneinander, in denen nur eine bzw. zwei stabile Gleichgewichtslösungen (Attraktoren) nebeneinander existieren. Diese Trennlinien sind nur durch externen Einfluß zu überschreiten.

Die Ergebnisse dieses beinahe trivialen Klima-Modells sind charakteristisch für Gradient-Systeme, denen eine Potentialfunktion zugeordnet werden kann. Die eindimensionalen Energiebilanz-Modelle (vergleiche SCHNEIDER, DICKINSON 1974; GHIL 1976) zeigen entsprechendes Verhalten, allerdings ist bei noch komplexeren Systemen eine solche Diskussion selten ohne Schwierigkeiten möglich.

Ein Oszillator-Typ

Im folgenden Modell befinden sich die Einzelglieder des Klimas nicht mehr im Gleichgewicht miteinander, sondern reagieren mit Verzögerung aufeinander. Dazu wird die Dynamik eines kontinentalen Eisschildes, wie sie von WEERTMAN (1964) beschrieben worden ist, ebenso berücksichtigt wie die Energiebilanz [1], die zu den Systemen Festland, Ozean plus Atmosphäre mit vergleichsweise kürzerem Zeit-Maßstab gehört. Aus dieser Kombination lassen sich Modelle des Klimas der nördlichen Hemisphäre entwerfen (wie das folgende nach KÄLLEN, CRAFOORD und GHIL, 1979).

Kontinentales Eisschild-Modell nach WEERTMAN (siehe Abb. 1.3)

Die Massenbilanz dieses Eisschildes beschreibt die Änderung des Eisvolumens V , wobei konstante Eisdichte ρ_i vorausgesetzt wird. Quelle und Senke sind abhängig von den Akkumulations- und Ablationsraten a und a' und den dazugehörigen Nähr- und Zehr-Gebieten A und A' :

$$\frac{dV}{dt} = aA - a'A' = a'(\epsilon A - A') \quad [3a]$$

wobei $\epsilon = a/a'$. Diese Parameter hängen mit den atmosphärischen Prozessen zusammen und werden nach empirischen Befunden mit Hilfe der Temperatur parameterisiert. Die Rückkopplung mit der Energiebilanz [1] erfolgt über die Albedo, die von der meridionalen Ausdehnung des Eisschildes abhängt.

Geometrische Form, Volumen und damit auch die Ausdehnung des Eisschildes ergeben sich aus seiner Kräftebi-

Somit beschreibt ein autonomes Gleichungssystem [1, 3c] das Verhalten von zwei internen Variablen, die das kontinentale Eisschild durch dessen meridionale Ausdehnung L und die übrigen Teilmglieder des Klimas zusammen durch eine globale Erdoberflächentemperatur T charakterisieren sollen. Bei geeigneter Wahl der externen Parameter führt eine Vorhersage erster Art zu einer Oszillation, einem Grenzzyklus, der im Raum der Zustandsvariablen (Abb. 1.4, geschlossene Kurve) dargestellt und dessen Periode etwa 10^4 Jahre ist.

Die Vorhersage zweiter Art zeigt, daß dieser Zyklus ein Attraktor ist, dem ein größeres Bassin von Anfangswerten zustrebt. Dieser Attraktor ist strukturell stabil, d.h. bezüglich der Änderung von externen Parametern ändert er seine Qualität nicht, denn er bleibt Grenzzyklus. Allerdings wird er bezüglich unrealistischer Anfangswerte von benachbarten Bassins getrennt, in denen Anfangswerte aber nur Fixpunkten zustreben. (Sie werden nicht in Abbildung 1.4 gezeigt, da diese nur den klimatologisch interessanten Ausschnitt enthält.)

Ausblick

Einzelne Glieder des Klimas sind hier von dynamischen Grundgleichungen der Physik simuliert worden. Ihre Kopplung untereinander basiert vor allem auf statistischen Regressionsbeziehungen, um mit diesen die Überbrückung der unterschiedlichen Zeit-Maßstäbe zu parameterisieren. Eine solche Verbindung von statistischen und dynamischen Methoden ist das wesentliche Konstruktionsmerk-

mal der sogenannten "statistisch-dynamischen Klima-Modelle". Bei den hier diskutierten einfachsten Typen dieser Klima-Modelle ist die Komplexität extrem niedrig gehalten worden. Sie läßt sich aber zu noch größerer Unanschaulichkeit – und somit vielleicht zu mehr Realitätsnähe – ausbauen.

Literatur

BUDYKO, M. I.

The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus* 21 (1969) S. 611–619.

GHIL, M.

Climate stability for a Sellers-type model. *J. Atmos. Sci.* 33 (1976) S. 3–20.

KÄLLEN, E.; CRAFOORD, C.; GHIL, M.

Free oscillations in a climate model with ice-sheet dynamics. *J. Atmos. Sci.* 36 (1979) S. 2292–2303.

SCHNEIDER, S. H.; DICKINSON, R. E.;

Climate modelling. *Rev. Geoph. Space Phys.* 12 (1974) S. 447–493.

SELLERS;

A global climatic model based on the energy-balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteorol.* 8 (1969) S. 392–400.

WEERTMAN, J.

Rate of growth or shrinkage of non-equilibrium ice-sheets. *J. Glaciol.* 6 (1964) S. 145–158.

2

H. GRASSL, Hamburg

Energiebilanz-Klimamodelle

1 Einleitung

Die meisten der bekanntgewordenen Klimamodelle werden Energiebilanzmodelle genannt, weil in ihnen von den Erhaltungsgleichungen explizit nur die Energiegleichung auftritt. Häufig werden sie auch als Gleichgewichtsmodelle oder als quasistationäre bezeichnet, und weil sie mit gemittelten Größen rechnen, hat sich auch der Name "statistisch-dynamische Modelle" eingebürgert. Sie unterscheiden sich von den explizit-dynamischen Modellen vor allem durch die geringere Breite und veränderte Lage des betrachteten Frequenzspektrums, was gleichbedeutend ist mit erhöhter Mittelungszeit und daher auch meist stärkere räumliche Mittelung nach sich zieht. Die explizit-dynamischen Modelle betrachten noch Schwankungen im synoptischen Bereich, während Energiebilanzmodelle erst Schwankungen von Variablen bestimmen, die über einen Monat, eine Jahreszeit oder gar ein Jahr gemittelt werden. Diese über entsprechend lange Zeiten gemittelten Variablen heißen Klimavariablen. Die entscheidende Schwäche der Energiebilanzmodelle ist damit schon ausgesprochen: Der Zwang zur Parametrisierung mindestens der Effekte im synoptischen Bereich bis hin zum Jahresgang, wenn z.B. mit Jahresmitteln gerechnet wird. Parametrisierung heißt in diesem Zusammenhang Darstellung kleinskaliger, nicht explizit erfaßbarer Prozesse durch mittlere Größen oder, verdeutlichend, Darstellung z.B. der meridionalen Transporte, welche wesent-

lich durch synoptische Prozesse erfolgen, durch großräumige Temperaturgradienten.

Warum trotzdem besonders viele Energiebilanzmodelle in den letzten Jahren wie Pilze aus dem Boden schossen, liegt hauptsächlich an der geringen bis erträglichen Rechenzeit im Vergleich zum Aufwand der explizit-dynamischen Modelle, die in ihrer ausführlichsten Form, den allgemeinen Zirkulationsmodellen, auf der Jagd nach den größten erreichbaren Rechneranlagen sind. Wie die allgemeinen Zirkulationsmodelle auch, sollen die Energiebilanzmodelle so weit wie möglich auf den Erhaltungssätzen der Masse, des Impulses und der Energie, sowie den Zustandsgleichungen einzelner Systemkomponenten wie Inlandeis, Ozean, festes Land, Biosphäre und Atmosphäre aufbauen. Nach einer strengen, hier adoptierten Definition wäre ein Rechenmodell als Klimamodell nur dann zu bezeichnen, wenn es 1) ausgehend von Näherungen der Erhaltungssätze, mindestens jedoch energieerhaltend, Klimavariablen für einen bestimmten geographischen Bereich bestimmbar macht und 2) dazu nur physikalische sowie planetarische Konstanten benötigt, 3) innere irreversible Flüsse von Wärme, Impuls und Masse parameterisiert und 4) möglichst wenige Klimavariablen wie z.B. den Bedeckungsgrad durch beobachtete Werte vorschreibt. Damit sind Modelle, die z.B. die Wärmeflüsse vom Ozean in die Atmosphäre vorschreiben, ausgeschlossen.

2 Grundgleichungen und zeitliche sowie räumliche Mittelung

Um die Aussagekraft eines Modells zu verstehen, sollte – ausgehend von den Erhaltungssätzen für Masse, Energie und Impuls, sowie den Zustandsgleichungen der Systemkomponenten in nicht zeitlich und räumlich gemittelter Form – für jeden einzelnen Term der Ausgangsgleichungen sein Verbleiben und, falls ja, seine Bedeutung nach zeitlicher und räumlicher Mittelung abgeschätzt werden können. Dazu werden zunächst in Abschnitt 2.1 die Ausgangsgleichungen vorgestellt, dann in Abschnitt 2.2 Möglichkeiten der Mittelung beschrieben und in Abschnitt 3 schließlich die einzige von den Ausgangsgleichungen übrigbleibende, verstümmelte Energiegleichung eines speziellen Klimamodells vorgestellt. In Abschnitt 4 werden Ergebnisse einiger Modelle gezeigt und Abschnitt 5 soll mit einer kritischen Betrachtung der Energiebilanzmodelle schließen.

2.1 Grundgleichungen

Obwohl nur Teile der das Klimasystem beschreibenden Gleichungen für die Diskussion der Energiebilanzmodelle notwendig sind, sollen doch alle Ausgangsgleichungen vorgestellt werden, um die Reduktion der beschriebenen physikalischen Prozesse in den Energiebilanzmodellen aufzuhellen.

Die Erhaltung der Masse, meist als Kontinuitätsgleichung bezeichnet, lautet in lokaler Form, hier für die Massendichte oder einfacher, die Dichte ρ formuliert,

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \mathbf{v}_c - \nabla \cdot (\Sigma_j F_j), \quad [1]$$

d.h. die Änderung der Dichte ρ wird verursacht durch Divergenzen der Massenflußdichte des Trägermediums $\rho \nabla \cdot \mathbf{v}_c$ (z.B. Luft oder Wasser, 1. Term) und der anderen j -Stoffkomponenten (z.B. Wasser in verschiedenen Aggregatzuständen, 2. Term).

Die 2. Grundgleichung, die Erhaltung des Impulses, meist als Bewegungsgleichung formuliert und damit zeitliche Änderungen des Impulses als durch alle angreifenden Kräfte verursacht darstellend, wird in den eindimensionalen Energiebilanzmodellen stets, in zweidimensionalen fast immer nicht berücksichtigt. Damit können diese Modelle z.B. Eigenheiten der Zirkulation, wie den Monsun, überhaupt nicht beschreiben. Selbst die explizit-dynamischen Modelle berücksichtigen meist nur wenige der angreifenden Kräfte.

Die 3. Grundgleichung, die Energiegleichung, basierend auf dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik, wird meist nicht als Gleichung der Erhaltung der Gesamtenergie geschrieben, sondern für die nicht der Erhaltung unterworfenen innere Energie, und hat damit lokale Quellen und Senken.

$$\rho \frac{de}{dt} = \rho \nabla \cdot \mathbf{v} + \nabla \cdot (\mathbf{R} + \mathbf{W} + \mathbf{L}) + \rho Q + D \quad [2]$$

Die zeitliche Änderung der inneren Energie e wird also verursacht durch die Divergenz des Nettostrahlungsflusses \mathbf{R} , des fühlbaren Wärmeflusses \mathbf{W} – verursacht durch subsynoptische Bewegungen im molekularen, mikroturbulenten und konvektiven Größenbereich – und des latenten Wärmeflusses \mathbf{L} durch Phasenumwandlungen hauptsächlich des Wassers. Weiterhin sind die Quellen der inneren Energie die Wärme durch radioaktiven Zerfall ρQ und die Dissipation kinetischer Energie oder Reibung D .

Die 4. Grundgleichung, die Zustandsgleichung, beschreibt Materialeigenschaften, indem sie die innere Energie e und die Dichte ρ eines Teils des Klimasystems als Funktionen des Drucks p , der Temperatur T und der Massenmischungsverhältnisse m_j der beteiligten Substanzen vorstellt.

2.2 Mittelungsmöglichkeiten für die Grundgleichungen

Energiebilanzmodelle sind häufig nur eindimensional und werden auf zeitliche Mittelwerte angewandt, daher müssen zu ihrem Verständnis alle durchgeführten Mittelungen bekannt sein. Der zeitliche Mittelwert $\bar{\psi}$ einer Variablen ψ , welche außer von der Zeit von der geographischen Länge λ , der geographischen Breite φ und der Höhe z abhängt, muß somit auch noch räumlich gemittelt werden.

Warum sogar noch Ergebnisse eines 0-dimensionalen Modells (globales Modell) brauchbar erscheinen, obwohl doch alle in der 7. Spalte in Tabelle 2.1 aufgeführten Abweichungen für die volle Beschreibung des Klimasystems notwendig wären, liegt meist an der speziellen Fragestellung und aber auch am geringen Verständnis des Klimasystems insgesamt. Möchte man nur einen Rückkopplungsmechanismus untersuchen, so ist das einfachere Modell für das Verständnis der Rückkopplung häufig besser, weil im umfangreichen Modell durch Zusammenspiel vieler Prozesse das Endergebnis häufig nicht sinnvoll interpretierbar ist.

Eine Einteilung der Klimamodelle entsprechend ihrer physikalischen Eigenschaften, welche auf der Hand liegen sollte, aber weniger systematisch wäre, wird durch Tabelle 1 recht gut erfaßt: vertikale und horizontale Mittelung z.B. ist mit der Elimination der Bewegungsgleichung gleichbedeutend. Energiebilanzmodelle sind hauptsächlich auf die Symbole $\bar{\psi}$, $\bar{\psi}$, $\langle \bar{\psi} \rangle$, $\bar{\psi}$ in Tabelle 2.1 beschränkt. Sie sind also meist eindimensional. Falls es auch zweidimensionale oder sogar dreidimensionale Energiebilanzmodelle gibt, sind in diesen mögliche Aussagen über das dynamische Verhalten, also über Zirkulationseigenschaften wie die Hadley-Zelle oder den Monsun, nicht ergriffen worden. Von den Energiebilanzmodellen sollen nur solche mit Empfindlichkeitstests besprochen werden, weil Stabilitäts- und Eindeutigkeits-Untersuchungen bereits in diesem Heft von K. FRAEDRICH diskutiert werden. Empfindlichkeitstest heißt hier Änderung externer Parameter wie Solar-konstante, Zusammensetzung der Atmosphäre, also auch Berücksichtigung der Folgen menschlicher Aktivität.

3 Energiegleichung eines vertikal integrierten Energiebilanzmodells

Als ein Beispiel sollen diese in Tabelle 2.1 mit ● bezeichneten Modelle auf den Inhalt ihrer Energiegleichung untersucht werden.

$$\frac{\partial}{\partial t} (e_A + e_O + e_K + e_{BL}) =$$

lokale zeitliche Änderung der mittleren inneren Energie e aller Systemkomponenten in einer vertikalen Säule

$$\mathbf{V}_h \cdot (e_A \mathbf{v}_A + e_O \mathbf{v}_O) + \mathbf{V} \cdot \mathbf{R} + L_v(K - V) + L_s(E + E_w) \quad [3]$$

horizontaler Nettofluß innerer Energie in Ozean (O) und Atmosphäre (A)

Quellen und Senken innerer Energie

Tabelle 2.1: Hierarchie der räumlichen und zeitlichen Auflösung in Klimamodellen mit Angabe der typischen Vertreter eines speziellen Modells

Zahl der Dimensionen	Bezeichnung der Dimensionen	Mittelungstyp	Mittlungsdauer	räumliche Mittelung	Bezeichnung (1) des Mittelwertes	Bezeichnung der Abweichung	typische Vertreter der Energiebilanzmodelle
3	λ, φ, z	keine Mittelung	Betrachtung des Momentanwertes	Betrachtung lokaler Werte	Momentanwert ψ	existiert nicht	—
3	λ, φ, z	zeitlich und räumlich	Minuten bis Stunden	entsprechend Gitterkonstanten	Synoptischer Wert $\bar{\psi}_s$	subsynoptische Schwankung	—
3	λ, φ, z	zeitlich und räumlich	einige Wochen (Integrations-schritt jedoch Minuten)	entsprechend Gitterkonstanten	Klimamittelwert $\bar{\psi}$	Schwankungen des Wetters, Witterungstypen	ADEM 1965
* 2	φ, z	zeitlich und zonal	meist 1 Monat	über Teile oder einen ganzen Breitenkreis	zonal gemittelter Klimawert $\langle \bar{\psi} \rangle$	Abweichung vom zonalen Mittel	ADEM 1963 MANABE u. Strickler 1964
• 2	λ, φ	zeitlich und vertikal	meist 1 Monat	vertikale Mittelung über Ozean, Eis, Atmosphäre	vertikal gemittelter Klimawert $\bar{\bar{\psi}}$	Abweichungen vom vertikalen Mittel	ADEM 1970 SELLERS 1976
*○ 1	z	zeitlich, zonal und meridional	meist Jahresmittelwert als stationärer Endzustand	Globale Mittelung für bestimmte Höhen	globaler Mittelwert in der Höhe z $\bar{\psi}$		MÖLLER 1961 MANABE u. WEATHERALD 1967
•*1	φ	zeitlich, zonal und vertikal	“	zonale und vertikale Mittelung, oft Aufspaltung in Ozean und Land	höhenintegriertes Längenmittel $\langle \bar{\bar{\psi}} \rangle$		DEFANT 1921 BUDYKO 1969 SELLERS 1969 PALTRIDGE 1978
•*1	λ	zeitlich, meridional und vertikal	“	meridionale u. vertikale Mittelung	höhenintegriertes Breitenmittel		SALTZMAN 1967
* 0		zeitlich und global	stationärer Endzustand	Reduktion der Erde auf einen Punkt	Globaler Mittelwert $\bar{\bar{\bar{\psi}}}$		MÖLLER 1963 FRAEDRICH 1978 SCHNEIDER u. MASS 1976

○ Speziell zur Untersuchung des Einflusses der Bewölkung geeignet

* Klimamodelle dieser Typen sind stets Energiebilanzmodelle

(1) Die Bezeichnungswiese wurde von SALTZMAN 1978 übernommen, dessen umfangreiche Abhandlung als vertiefende Lektüre empfohlen wird.

In Gleichung [3] wird die innere Energie e aller vier Klimakomponenten, nämlich der Atmosphäre (A), des Ozeans (O), der Kryo- oder Eissphäre (K) und der Bio-Lithosphäre (BL) als durch horizontale Transportprozesse (1. Term rechts) und Quellen oder Senken (2. Term rechts) verursacht beschrieben. Da Bewegungen eines Inlandeises und der Biolithosphäre für den Mittelungszeitraum der Modelle klein sind gegen die mittlere horizontale Geschwindigkeit in Atmosphäre v_A und Ozean v_O , fehlen in Gleichung [3] alle diesbezüglichen Transporte. Sehr häufig wird auch $\partial/\partial t (e_K, e_{BL}) \approx 0$ gesetzt. Als wesentlichste lokale Quellen oder Senken bleiben neben der Strahlungsbilanz am Außenrand der Atmosphäre $\nabla \cdot R$, dem Ursprung aller Zirkulationsphänomene im Klimasystem, noch die beiden Terme $L_v(K-V)$ und $L_s(E+E_W)$. Sie beschreiben Phasenänderungen des Wassers. $L_v(K-V)$ ist eine Quelle innerer Energie, wenn – summiert über die gesamte vertikale Säule – die Verdunstungsrate V kleiner bleibt als die Kondensationsrate K . $L_s(E+E_W)$ ist eine Quelle innerer Energie, wenn die gesamte Eisbildungsrate E (an der Oberfläche) + E_W (in den Wolken) positiv ist. L_v und L_s sind die Verdampfungs- bzw. Schmelzwärme des Wassers.

Die einzelnen Modelle unterscheiden sich hauptsächlich noch in der Art der Darstellung der Wärmeflüsse und Phasenumwandlung, was auch Vernachlässigung einzelner Terme bedeuten kann. Weiterhin ist die Art der Integration von Gleichung [3] unterschiedlich. Fast allen Modellen ist die Behandlung der Temperatur als Hauptklimagröße eigen, weil fast alle Terme in Gleichung [3], wie auch die innere Energie selbst, über $e = \text{Masse} \times \text{spezifische Wärme} \times \text{Temperatur}$ so stark und eindeutig von der Temperatur abhängen.

4 Ergebnisse von Energiebilanzmodellen für das Klima der Erde

Wie in einzelnen Modellen selbst soll auch hier zunächst der Vergleich mit dem jetzigen Klima und dann die Änderung der Hauptklimagrößen wie Temperatur und meridionaler Transport bei Änderung externer Parameter besprochen werden. Eine Verifizierung, d.h. gute Übereinstimmung zwischen Modell und jetzigem Klima, kann durch Drehung an "Parameterisierungsschrauben" fast immer erreicht werden, so daß eigentlich die Berechtigung zur Beantwortung weitreichender Fragen, wie der des Einflusses einer CO_2 -Zunahme auf die Temperaturen, auf recht wackeligen Beinen steht. Zusätzlich sind mögliche verstärkende oder dämpfende Faktoren, wie z.B. der Bedeckungsgrad, fast immer auf klimatologische Mittelwerte fixiert. Daher ist die Bereitstellung von Paläoklimadaten eine wesentliche Hilfe, denn erst wenn Modelle diese zeitabhängig beschreiben können, kann überhaupt an eine Prognose gedacht werden. Die entscheidende Schwäche ist jedoch die Negation aller Abweichungen von den Mittelwerten (in Tab. 2.1, Spalte 7). Nur die noch in ihren Anfängen stehenden stochastischen Modelle berücksichtigen diese Abweichungen. Sie allein können ohne Variation externer Parameter Klimaschwankungen erklären (siehe dazu K. HERTERICH in diesem Heft). In reinen Energiebilanzmodellen kann eine Klimaschwankung nur durch Änderung äußerer Parameter – eingeschlossen die Zusammensetzung der Atmosphäre und damit der Einfluß menschlicher Aktivität – herbeigeführt werden.

Als Beispiel für die Verifizierung in einem eindimensionalen, nur noch breitenabhängigen Modell mit vertikaler In-

tegration ($\langle \psi \rangle$ in Tab. 2.1), getrennt zwischen Ozean und Atmosphäre und unter Berücksichtigung der prozentualen Verteilung von Land und Ozean – also eigentlich einem etwas mehr als eindimensionalen Modell – zeigt Abbildung 1 den recht guten Vergleich zwischen gemessenen und berechneten meridionalen Energieflüssen. Die zeitliche Mittelung betrug einen Monat und die Energiegleichung wurde als gemischtes Anfangswert- und Grenzwertproblem gelöst. Dies bedeutet Berechnung des stationären Zustandes oder Vernachlässigung der Zeitabhängigkeit, aber gleichzeitig Abhängigkeit vom Ausgangspunkt der Rechnung. Wird die Solarkonstante um 1% erniedrigt, tritt wegen der außerordentlichen Zunahme der eisbedeckten Flächen eine drastische Temperaturniedrigung von $\sim 7^\circ\text{C}$ ein. Die der Eis- oder Schneebedeckung nimmt die Albedo zu, was verringertes Energieangebot bedeutet und dadurch verringertes Energieangebot bedeutet und somit dadurch weiteren Anreiz zur Eisbildung bietet. Daß die Temperaturänderungen bei unterschiedlicher Richtung der Änderung verschieden ausfallen, also ein Hysteresiseffekt auftritt, mag auch nur ein Produkt der speziellen Rechenmethode und Parameterisierung sein.

Die zeitliche Abhängigkeit von Klimavariablen, die nach Gleichung [3] auch berechnet werden kann, falls zeitabhängige Parameterisierungen aufgrund von langjährigen Beobachtungen vorliegen, ist verglichen mit den in den Abbildungen 2.1 und 2.2 gezeigten Rechenergebnissen für stationäre Systeme recht wenig bearbeitet worden. In Abbildung 2.3a wird der historisch bekannte Teil der Mitteltemperatur der nördlichen Erdhälfte von 1890–1970 mit den zeitabhängigen Modellergebnissen verglichen. Das 0-dimensiona-

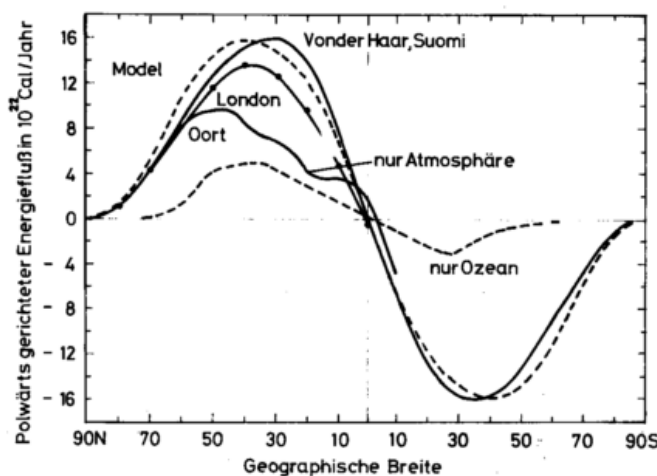


Abb. 2.1: Verifizierung von Modellergebnissen mit beobachteten Daten: hier Breitenabhängigkeit des meridionalen Wärmetransports. Aus Messungen abgeleitete Werte sind durchgezogen und mit Autorennamen versehen, Modellergebnisse nach SELLERS (1973) erscheinen gestrichelt.

le Modell (in Tab. 2.1 mit Mittelungszeichen $\langle \psi \rangle$ versehen) enthält in der Energiegleichung nur noch die von kurz- und langwelliger Strahlung herrührenden Terme, welche in Gleichung [3] in $\nabla \cdot R$ zusammengefaßt sind. Allein bei Vorgabe der zeitlichen CO_2 -Zunahme, der atmosphärischen Trübung durch Vulkane und menschliche Aktivität wird

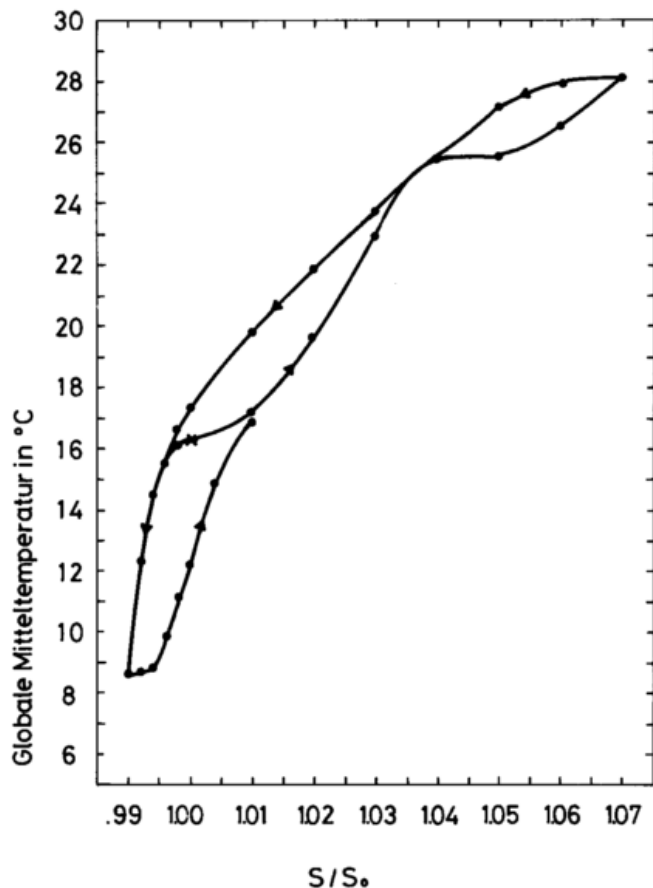


Abb. 2.2: Änderungen der globalen Mitteltemperatur für den August bei Änderung der Solarkonstanten S_0 , ausgedrückt in Bruchteilen des jetzigen Wertes von 1360 W m^{-2} (nach SELLERS, 1973). Die Pfeile geben die Änderungsrichtung an.

ohne jede Änderung der Solarkonstanten der in Abbildung 2.3a wiedergegebene, die Beobachtungen gut annähernde Verlauf gefunden. Hiermit deutet sich vielleicht die zukünftige Hauptverwendungsart der Energiebilanzmodelle an: Berechnung der zeitunabhängigen Klimagrößen in säkularen Zeitbereichen, in denen größere Modelle nicht mehr zu vertretenden Rechenaufwand verursachen und wahrscheinlich auch die Strahlungsparameterisierung allein den wesentlichen Prozeß trifft.

Dieser Weg zurück in die Klimageschichte, um dann später auch voraussehen zu können, wird betont in Abbildung 2.3b und noch weiterbesprochen in Abbildung 2.4. Der Versuch, die Intensivphasen und Wärmezeiten in der jetzigen Eiszeit der späten Erdneuzeit allein durch Bahnparameteränderungen der Erde (der sog. Milankovic-Theorie) nachzuvollziehen, zeigt zwar wie in Abbildung 1.3b Reaktionen mit dem richtigen Vorzeichen und trifft die Intensivphasen der Eiszeit wohl, kann aber den großen aus Paläo-Klimadaten abgeleiteten Temperaturunterschied der Nordhalbkugel von bis zu 8°C nur zu maximal $2,4^\circ\text{C}$ nachvollziehen. Dieses Ergebnis läßt, weil Bahnparameterschwankungen wahrscheinlich ein wesentlicher Mechanismus für Klimaschwankungen sind, nur den Schluß zu, daß weitere mögliche Rückkoppelungen nicht durch die im 2-dimensionalen (φ, z) -Modell mit Jahreszeitenmitteln enthaltene Parameterisierung erfaßt wurden. 1979 von CESS und

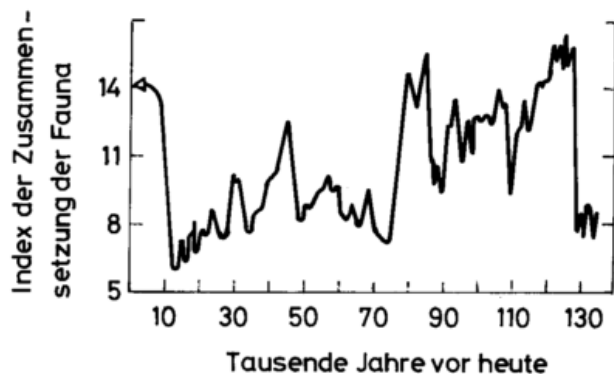
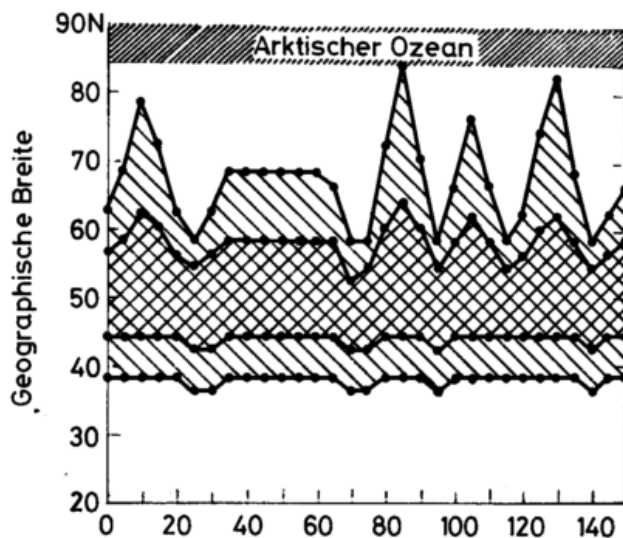
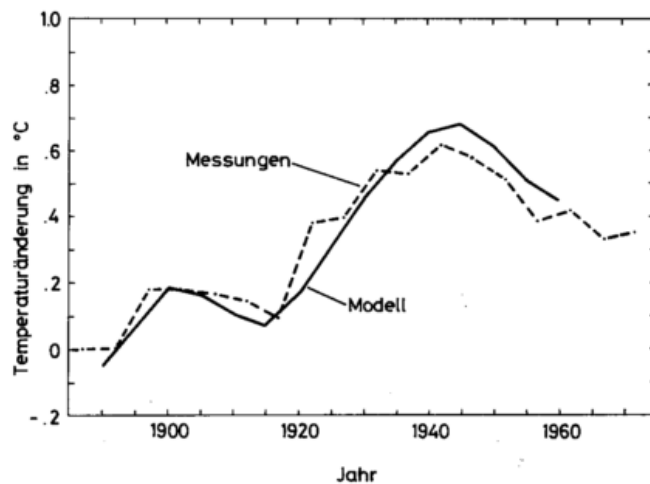


Abb. 2.3: Zeitabhängigkeit zweier Klimagrößen.

- Gang der hemisphärischen Mitteltemperatur (nach BRYSON u. DITTBERNER, 1976) während der letzten 80 Jahre.
- Oberer Bildteil: Südlichste und nördlichste Grenze der Schneebedeckung (unterste und oberste Kurve) und der Eisbedeckung (mittlere Kurven) für die nördliche Erdhälfte während der vergangenen 150.000 Jahre nach HELD und SUAREZ (1976).

Unterer Bildteil: Paläotemperaturen (dargestellt durch ein Maß für die Planktonzusammensetzung) abgeleitet aus Tiefseesedimenten im Nordatlantik.

WRONKA vorgeschlagene Rückkoppelungen wie

- Albedoänderungen mit dem Zenitwinkel,
- Erdbodenalbedoänderungen bei veränderter Niederschlagsverteilung durch Reaktionen der Vegetation, sowie
- veränderter Transport latenter Wärme bei Temperaturänderungen

sind als positiv, d.h. verstärkend abgeschätzt worden.

Einen noch weiter zurückreichenden Versuch der Anwendungsmöglichkeit von Energiebilanzmodellen stellt Abbildung 2.4 dar. In einem 3-dimensionalen (λ, φ, z)-Modell mit Monatsmitteln wurde jeweils eine stationäre Lösung für eine vorgegebene Kontinentverteilung gesucht und somit die hauptsächlich von Geologen vorgeschlagene Erklärung für Eiszeiten auf der Erde untermauert: je näher ein Kontinent zu einem geographischen Pol liegt, um so stärker ist eine Vereisungsmöglichkeit. So fällt die Jahresmitteltemperatur im Breitenrüttel von 60–70°N von ca. 7 °C auf Werte unter 0 °C, wenn der Landanteil von 0 auf knapp 100% steigt, wie dies während der letzten 200 Millionen Jahre geschah.

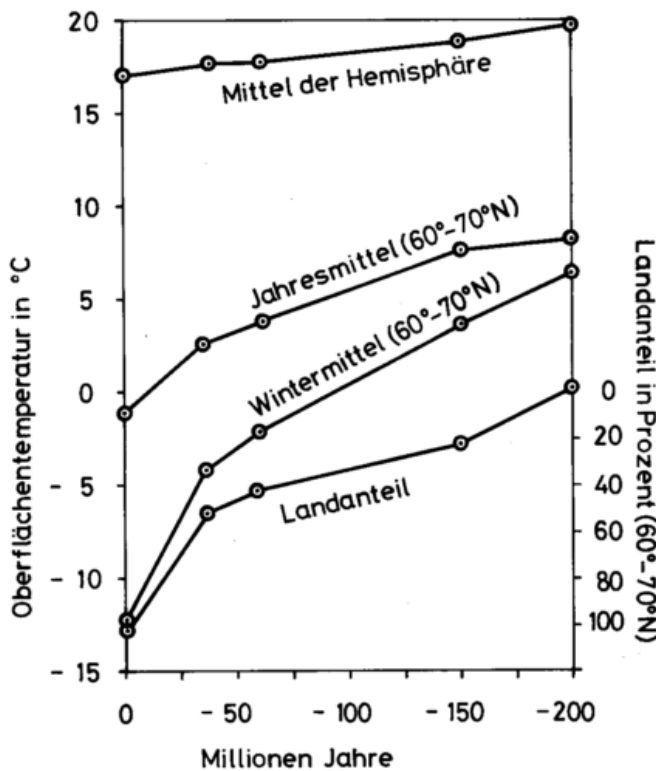


Abb. 2.4: Geologischer Rahmen des Klima nach DONN u. SHAW (1975). Berechnete mittlere Temperaturen für die letzten 200 Millionen Jahre (nördliche Erdhälfte, Jahresmittel 60–70° N, Wintermittel 60–70° N) sowie Landanteil in Prozent in der Breitenzone 60–70° N als Maß für die Vereisungsmöglichkeit.

Alle bisher besprochenen Modelle basierten auf der zeitlich und räumlich gemittelten Energiegleichung wie in Gleichung [3]. In Abbildung 2.5 werden ebenfalls Ergebnisse zweier Energiebilanzmodelle gezeigt; diese Modelle jedoch benutzen eine Zusatzbedingung: Sie maximieren die Entropieproduktion durch den meridionalen Wärmetransport, um damit die Parameterisierung der Transporte und auch des Bedeckungsgrades zu umgehen und diese

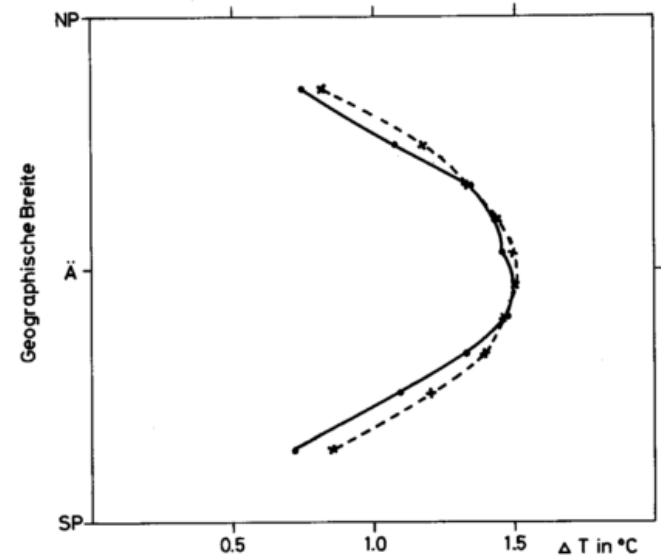
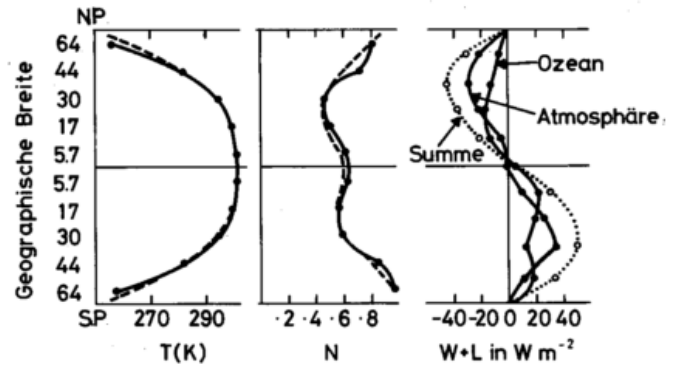


Abb. 2.5: Energiebilanzmodelle mit Nebenbedingungen.

- Vergleich gemessener Temperaturen T , des Bedeckungsgrades N und der meridionalen Flüsse (nordwärts) mit Modellergebnissen nach PALTRIDGE (1978). Die Nebenbedingung lautet: Maximierung der Entropieproduktion durch meridionale Flüsse, d.h. die gezeigten meridionalen Flüsse stellen sich entsprechend dieser Bedingung ein, sind also nicht parametrisiert.
- Temperaturänderung bei Verdoppelung des CO_2 -Gehaltes der Luft nach GRASSL (1980) mit (—) und ohne (---) Eis-Albedo-Rückkoppelung. Das verwendete Modell lehnt sich an die Einteilung von PALTRIDGE an. Die üblicherweise in Polnähe gefundene starke Erwärmung tritt hier nicht auf, weil der Bedeckungsgrad bei CO_2 -Zunahme in Polnähe nicht wie auf der übrigen Erde zunimmt und die Eis-Albedo-Rückkoppelung nach LIAN und CESS (1978) verwendet wurde.

als Variable mitzubestimmen. In einem eindimensionalen φ -Modell bei Unterscheidung von Ozean und Atmosphäre sowie Berücksichtigung des Verhältnisses Ozean/Land kann ebenfalls Übereinstimmung mit Beobachtungen erreicht werden (Abb. 2.5a). Die Temperaturänderung bei CO_2 -Verdoppelung allerdings zeigt mit dieser Nebenbedingung bisherigen Ergebnissen widersprechende Charakteristika. Weil die bei CO_2 -Verdoppelung generell ansteigende Bewölkung in den Polargebieten nur geringfügig zunimmt, wird dort der zusätzliche Glashaueffekt durch CO_2 fast kompensiert. Der geringe Einfluß der Eis-Albedo-Rückkoppelung ist auch auf die nach LIAN und CESS (1978) verwendeten empirischen Daten zurückzuführen, die den ursprünglich (BUDYKO, 1969) extrem positiven Rückkoppelungsmechanismus – der schon bei 1,6%iger Abnahme der Solarkonstanten zur total vereisten Erde führte – stark geschwächt haben. Abb. 2.5b widerspricht den aus Zirkulationsmodellen und Energiebilanzmodellen hergeleiteten starken Erwärmungen in Polnähe. Erneut unterstreicht dies die unzureichende Kenntnis für das Wagnis einer Klimaprognose.

5 Kritik der Energiebilanzmodelle

Die Abbildungen 2.1, 2.3a, 2.3b und 2.5a sowie beinahe unzählige andere lassen gute Übereinstimmung zwischen jetzigem oder vergangenem Klima und Modellergebnissen erkennen, d.h. die Parameterisierung, abgeleitet aus gegenwärtigen Beobachtungen, erfaßt die wesentlichsten Prozesse. Je länger die betrachtete Zeitskala ist, um so unbedeutender werden wahrscheinlich dynamische Prozesse. Energiebilanzmodelle werden daher wohl für Fragestellungen der in Abbildung 2.4 gezeigten Art prädestiniert sein. Gleichzeitig jedoch werden die in unserem Klima angepaßten Parameterisierungskoeffizienten in Klimazuständen weit weg von der jetzigen Warmphase innerhalb einer großen Eiszeit der Erde immer un-

sicherer. Die vielen einfachen Energiebilanzmodelle mit ihren zunächst oft widersprüchlichen Ergebnissen bei Empfindlichkeitstests haben aber doch das Verständnis des Klimas stark gefördert, weil bestimmte Rückkopplungen und Prozesse an und in ihnen besser verstanden werden können als in großen Zirkulationsmodellen; deren Ergebnisse stellen häufig ein Gemisch aus wirklichen physikalischen Prozessen und auflaufenden Rechenfehlern dar, so daß auch aus diesem Blickwinkel die weitere Existenz sehr einfacher Energiebilanzmodelle gesichert erscheint.

Literatur

In dieser Liste sind nur Zitate enthalten, die nicht schon in der zusammenfassenden Arbeit von SALTZMAN (1978) erscheinen.

CRESS, R. D.; WRONKA, J. C.

Ice ages and the Milankovitch theory: A study of interactive climate feedback mechanisms. *Tellus* 31 (1979) S. 185–192.

FRAEDRICH, K.

Structural and stochastic analysis of a zero-dimensional climate system. *Quart. J. Roy. Meteorol. Society* 104 (1978) S. 461–474.

GRASSL, H.

The climate at maximum entropy production by meridional atmospheric and oceanic heat fluxes. (Submitted to *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*)

PALTRIDGE, G. W.

The steady-state format of global climate. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 104 (1978) S. 927–945.

SALTZMAN, B.

A survey of statistical-dynamical models of the terrestrial climate. *Advances in Geophysics* 20 (1978) S. 183–304.

3

M. HANTEL, Bonn

Zonal gemittelte Klimamodelle

1 Was ist ein zonal gemitteltes Klimamodell?

Um diese Frage zu beantworten, müssen wir zuerst fragen: Was ist das zonal gemittelte Klima? Welche Gründe sprechen dafür, es näher zu betrachten?

Zunächst spricht dafür die meteorologische Erfahrung. Abbildung 3.1 zeigt die Westwindkomponente in 500 mbar für die extremen Jahreszeiten als Funktion von geographischer Länge und Breite. Man erkennt die auffällige Zonalität der Zirkulation. Mit Zonalität ist gemeint, daß das meteorologische Feld in West-Ost-Richtung nur schwach variiert, in Nord-Süd-Richtung aber stark; das zonale Mittel von Abbildung 3.1 (nicht gezeigt) würde also nicht mehr von der Länge abhängen und trotzdem die Struktur des Feldes recht gut wiedergeben. Das ist in der freien Atmosphäre auch für andere Felder wie Temperatur und Geopotential charakteristisch.

Ein zweites, mehr dynamisches Argument, macht die Zonalität von Abbildung 3.1 qualitativ verständlich: Die beiden externen Parameter, welche die Zirkulation einer Atmosphäre vor allem bestimmen, haben axiale Symmetrie. Es sind die kurzweilige Einstrahlung durch die Sonne und die Rotation des Planeten. Sie werden in vielen Modellen zur Erklärung erzwungener Klimaschwankungen herangezogen. Man nennt dies Lorenz'sche Klimavorhersage 2. Art im Unterschied zu derjenigen 1. Art, welche die Vorhersage der internen oder freien Klimaschwankungen zum Gegenstand hat (LORENZ, 1979).

Ein dritter, teils formaler, teils ökonomischer Grund folgt aus den Erhaltungsgleichungen. Betrachten wir etwa den ersten Hauptsatz der Thermodynamik, geschrieben für die potentielle Temperatur Θ in Druckkoordinaten und Flußform:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{\partial u \Theta}{\partial x} + \frac{\partial v \Theta}{\partial y} + \frac{\partial \omega \Theta}{\partial p} = \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\kappa} \frac{Q}{c_p} \quad [1]$$

Die Symbole haben ihre übliche meteorologische Bedeutung; Q ist die diabatische Heizung. Die zonale Mittelung werde durch spitze Klammern gekennzeichnet. Sie führt [1] über in:

$$\frac{\partial \langle \Theta \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle v \Theta \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \langle \omega \Theta \rangle}{\partial p} = \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\kappa} \frac{\langle Q \rangle}{c_p} \quad [2]$$

Dabei darf man p aus der Mittelung herausziehen, weil der Operator $\langle \rangle$ ja auf Druckflächen angewandt wird. [2] unterscheidet sich von [1] dadurch, daß der zonale Anteil des Θ -Flußgradienten fehlt: Weil jede Feldgröße bei voller Umlaufung des Breitenkreises periodisch ist, wird bei Anwendung von $\langle \rangle$ der Term $\partial u \Theta / \partial x$ gerade eliminiert (Komplikationen durch Unterbrechung der Mittelung, etwa Berge, wollen wir hier ausschließen). Dies gilt nicht nur für den 1. Hauptsatz, sondern für die zonalen Gradienten in allen atmosphärischen Erhaltungsgleichungen. Der ökonomische Vorteil ist klar: Durch Entfernung der x-Koordinate ist das Problem jetzt um eine Dimension vereinfacht. Dabei ist keine Modellannahme oder Näherung nötig gewesen: [2] ist der exakte Mittelwert von [1].

Der Sinn eines solchen Modells ist zweifach: zunächst soll es das Klima bei Vorgabe von Antrieb und Randbedingungen simulieren und so seine Dynamik verständlich machen. Zweitens aber will man mit dem Modell experimentieren: Man will Klimate, die unter anderen äußeren Bedingungen denkbar erscheinen, theoretisch untersuchen, bevor sie möglicherweise eintreten. Ein zonal gemitteltes Modell bietet sich hier an, weil es geringen Computeraufwand erfordert.

Bei der Durchführung dieses Gedankens stößt man auf ein Problem, das für jede theoretische Behandlung von mittleren Flüssigkeitsbewegungen charakteristisch ist: das der Eddies.

2 Was sind die Eddies?

Wenn man [2] als Vorhersagegleichung für $\langle \Theta \rangle$ verwendet, so muß man außer $\langle Q \rangle$ auch $\langle v \Theta \rangle$ und $\langle \omega \Theta \rangle$ vorhersagen. Hier beginnen die Schwierigkeiten, denn bekanntlich gilt nicht $\langle v \Theta \rangle = \langle v \rangle \langle \Theta \rangle$, sondern:

$$\langle v \Theta \rangle = \langle v \rangle \langle \Theta \rangle + \langle v^e \Theta^e \rangle \quad [3]$$

mit

$$v = \langle v \rangle + v^e; \quad \Theta = \langle \Theta \rangle + \Theta^e; \quad \langle v^e \rangle = \langle \Theta^e \rangle = 0 \quad [4]$$

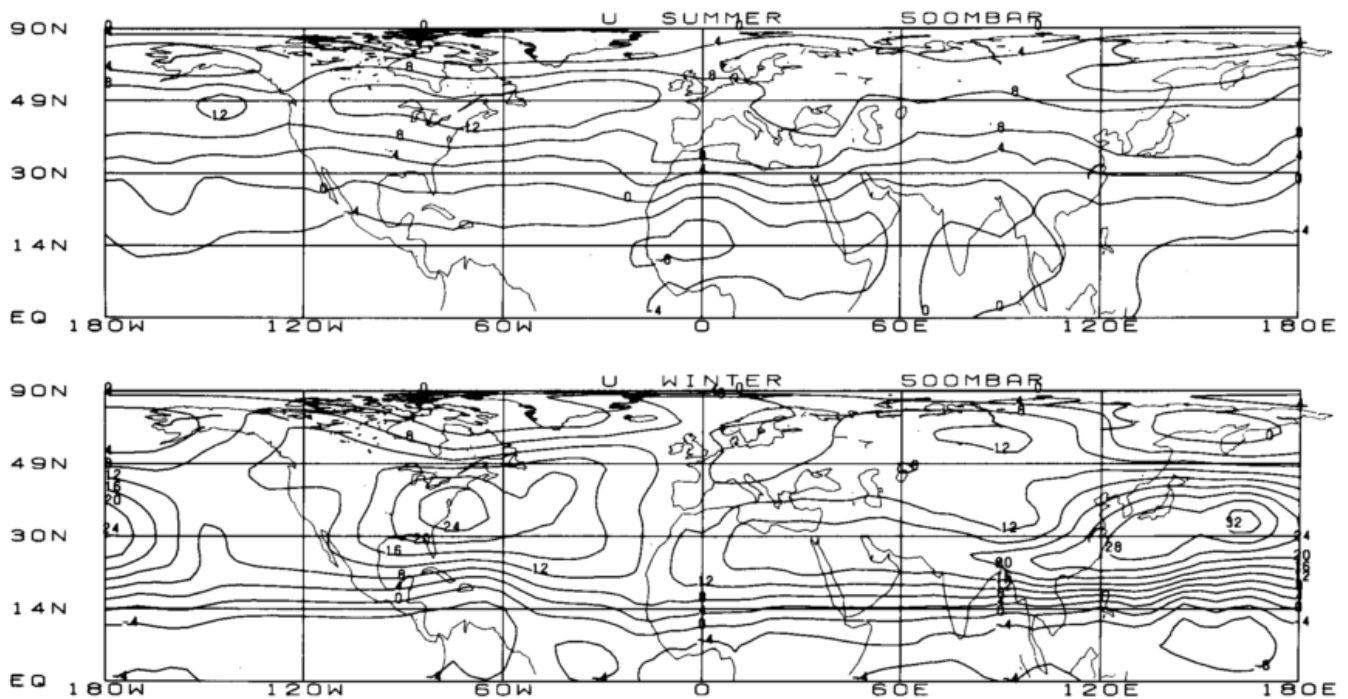


Abb. 3.1: Zonale Windkomponente in 500 mbar, Einheit m/s, Zeitraum 1958–1963. Positive (negative) Werte bedeuten Westwind (Ostwind). Daten von A. H. OORT.

Diese Argumente mögen als Rechtfertigung für die zonale Mittelung vorerst genügen. In einem solchen Modell wird man nun [2] als Vorhersagegleichung für $\langle \Theta \rangle$ verwenden. Dazu braucht man außerdem die gemittelten Gleichungen für den Horizontalimpuls. Das sind jetzt drei prognostische Gleichungen für $\langle \Theta \rangle$, $\langle u \rangle$, $\langle v \rangle$. Sie werden ergänzt durch statische und Kontinuitätsgleichung, also zwei diagnostische Gleichungen für $\langle \omega \rangle$ und $\langle \Phi \rangle$. Manche Modelle benutzen auch eine prognostische Gleichung für die spezifische Feuchte $\langle q \rangle$.

v^e bzw. Θ^e ist die Abweichung vom jeweiligen Breitenkreismittel. Diese Zerlegung aktueller Werte in Mittel plus Abweichung ist für jede Feldgröße möglich. Die allgemeine Zirkulation pflegt sich nun so zu organisieren, daß an bestimmten Stellen auf dem Breitenkreis die Einzelfluktuationen v^e und Θ^e immer gleichzeitig eine nennenswerte Größe erreichen und damit besonders viel zum Mittelwert beitragen. Das nennt man ein Turbulenzelement oder einen Eddy (engl.: Strudel, Wirbel). Daher ist $\langle v^e \Theta^e \rangle$ selbst kein Eddy, sondern das gewogene Mittel mehrerer oder sogar vieler Eddies.

Eddies gibt es auf allen Skalen. In Klimamodellen nimmt man gewöhnlich an, daß die meridionalen Eddy-Flüsse wie $\langle v^e \theta^e \rangle$ aus der synoptischen Skala stammen, die vertikalen wie $\langle \omega^e \theta^e \rangle$ dagegen zu einem großen Teil von subsynoptischen Eddies der konvektiven Skala. Die noch kleiner-skalierten mikroturbulenten Eddy-Anteile in diesen Flüssen pflegt man gern als mikroturbulente Temperaturleitung durch eigene Glieder in Gleichung [2] zu erfassen. Eine schöne Übersicht über die Rolle der verschiedenen Skalen in ihrem Beitrag zu den Eddy-Flüssen ("soziale Funktion" der Mikroturbulenz, "asoziale Funktion" der Makroturbulenz) gibt PROMET 1/2 '71.

Wir wollen in diesem Beitrag Ausdrücke wie $\langle v^e \theta^e \rangle$ oder auch $\langle \theta^e \theta^e \rangle$ einheitlich als Eddies bezeichnen. Die Eddies repräsentieren die Wechselwirkung zwischen den Skalen. Daher ist es auch verständlich, daß sie nur in den prognostischen Modellgleichungen auftreten, nicht in den diagnostischen: die diagnostischen Gleichungen sind linear, die prognostischen sind nichtlinear.

Zonal gemittelte Modelle sind stets auch zeitlich gemittelt. Wir verstehen daher den Ansatz [4] sogleich als zonal-zeitliches Mittel. Wenn man beide Mittelungen trennen will und dann die übliche Schreibweise:

$$\begin{aligned} \text{Zonale Zerlegung} \quad v &= [\bar{v}] + v^* & [5] \\ \text{Zeitliche Zerlegung} \quad v &= \bar{v} + v' \end{aligned}$$

mit $\langle v^* \rangle = 0$, $\langle v' \rangle = 0$ benutzt, so läßt sich zeigen, daß

$$\langle v^e \theta^e \rangle = \langle \bar{v}^* \bar{\theta}^* \rangle + \langle \bar{v}' \bar{\theta}' \rangle \quad [6]$$

Den ersten Term rechts in [6] interpretiert man als Wirkung der "stehenden Eddies", den zweiten als Wirkung der "transienten Eddies". Die physikalische Bedeutung dieser Zerlegung ist in PROMET 2 '76 besprochen worden.

Es scheint im wesentlichen vier Möglichkeiten zu geben, um dem Problem der Eddies beizukommen: Man kann sie entweder vollständig ignorieren, man kann sie aus Beobachtungen als äußere Parameter spezifizieren, man kann sie durch die mittleren Felder parametrisieren, oder man kann sie durch eigene Vorhersagegleichungen prognostizieren. Diese Möglichkeiten liegen der weiteren Gliederung dieses Beitrags zugrunde. Vorher schalten wir einen Abschnitt ein über das wirkliche zonal gemittelte Klima, das ja als Beobachtungshintergrund für die Modelle verfügbar sein muß.

3 Das beobachtete zonal gemittelte Klima

Die zonal gemittelten Parameter, die das Klima repräsentieren, teilen wir mit etwas Willkür in folgende 5 Kategorien ein:

- Strahlung und Kondensation $\langle Q_R \rangle$, $\langle Q_C \rangle$
- Mittlere Felder $\langle u \rangle$, $\langle v \rangle$, $\langle \omega \rangle$, $\langle \Phi \rangle$, $\langle \Theta \rangle$, $\langle q \rangle$
- Meridionale Eddyflüsse $\langle v^e u^e \rangle$, $\langle v^e v^e \rangle$, $\langle v^e \theta^e \rangle$, $\langle v^e q^e \rangle$ [7]
- Vertikale Eddyflüsse $\langle \omega^e u^e \rangle$, $\langle \omega^e v^e \rangle$, $\langle \omega^e \theta^e \rangle$, $\langle \omega^e q^e \rangle$
- Eddy-Intensitäten $\langle u^e u^e \rangle$, $\langle v^e v^e \rangle$, $\langle \omega^e \omega^e \rangle$, $\langle \theta^e \theta^e \rangle$, $\langle q^e q^e \rangle$

Die ersten vier Zeilen dieser Liste umfassen alle in den Modellgleichungen vorkommenden Felder ($\langle v^e v^e \rangle$ kommt auch in der 5. Zeile vor). Das zonal gemittelte Klima ist heute aus Messungen einigermaßen genau bekannt, mit Ausnahme der unterschängelten Terme. Eine Übersicht über die Größen in den ersten drei Zeilen von [7], außer der Feuchte, geben PROMET 2 '76 und 4 '76.

Neben den Mittelwerten und den Eddy-Flüssen (statistisch: Kovarianzen) gehört zum Klima auch die Variabilität, repräsentiert in der letzten Zeile von [7] durch die Intensität der Eddies (Autovarianzen); beispielsweise ist die mittlere eddy-kinetische Energie $\langle u^e u^e \rangle / 2 + \langle v^e v^e \rangle / 2$ eine wichtige Klimagröße, obwohl sie in den Modell-Gleichungen nur mit ihrem zweiten Anteil vorkommt. Man könnte noch weitere statistische Momente mit einbeziehen, jedoch umfaßt Tabelle 7 die bisher praktisch betrachteten Größen. Eine vollständige Darstellung der synoptisch gemessenen Eddy-Intensitäten aller meteorologischen Felder über der Nordhalbkugel geben OORT und RASMUSSEN (1971).

Die vertikalen Eddy-Flüsse, die bei OORT und RASMUSSEN fehlen, sind durch subsynoptische Vorgänge beherrscht. Es sind die unterschängelten Glieder in [7]. Sie sind am wenigsten gut bekannt und konnten erst in jüngster Zeit durch Bilanzmethoden erschlossen werden. Als einziges Beispiel zeigen wir daher in Abbildung 3.2 den vertikalen Eddy-Fluß von relativem Drehimpuls. Der Fluß ist in den Tropen aufwärts im Sommer und abwärts im Winter; in den Außertropen ist das Bild nicht einheitlich.

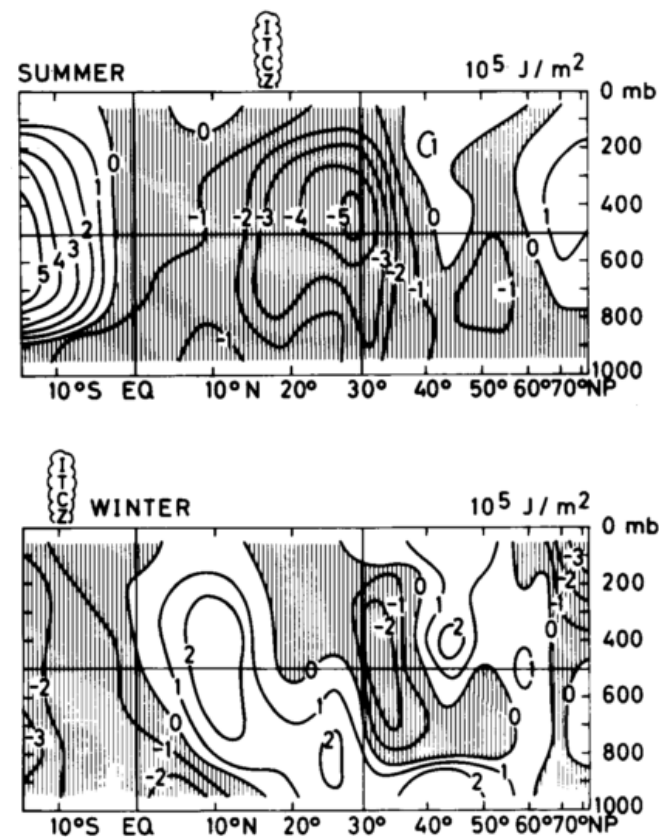


Abb. 3.2: Vertikaler Impulstransport durch Eddies aller Skalen im zonalen Mittel. Dargestellt ist $ag^{-1} \cos \phi \langle \omega^e u^e \rangle$. Positive Werte abwärts.

4 Das naive Modell: Ignorierung der Eddies

Die radikalste Möglichkeit des Umgangs mit den Eddies besteht darin, sie einfach zu vernachlässigen. Das ist äquivalent damit, die Gleichungen nicht zu mitteln, jedoch die zonalen Beiträge zu den Flußkonvergenzen ersatzlos zu streichen; dies wäre etwa der zweite Term links in Gleichung [1].

HUNT (1973) hat ein solches Modell untersucht. Es gilt für eine hypothetische dreidimensionale Atmosphäre, deren Variablen von selbst längenunabhängig sind. HUNT betont, daß sein Modell im strengen Sinne zonal "symmetrisch" ist, während es logisch inkorrekt sei, zonal gemittelte Modelle symmetrisch zu nennen. Solche könnte man höchstens als Modelle für die "zonal symmetrische Komponente" des Klimas bezeichnen, eine Feinheit, die sonst kaum ein Autor beachtet.

HUNT's Modell liefert ziemlich unerwartete Resultate. Die Temperaturverteilung wird zwar qualitativ richtig erhalten, ist aber in den Tropen 20°C zu warm und in den polaren Breiten 30°C zu kalt. Die vertikal-meridionale Massenstromfunktion hat eine Intensität von nur 1 % der beobachteten und zeigt eine auffällige indirekte Zelle am Äquator, die es in der Erdatmosphäre nicht gibt. Das Modell liefert überall Westwind, maximal in den Tropen mit $> 100\text{ m/s}$; direkt an der Erdoberfläche ergibt sich in den Tropen Westwind, in den Außertropen Ostwind. Die starke Windscherung macht das Modell sofort instabil, wie ein Vergleich mit der dreidimensionalen Version zeigt. HUNT's Ergebnisse wurden durch SCHNEIDER und LINDZEN (1977) bestätigt, die im Fall mit realistischer Heizung, jedoch ohne Eddies, in der ganzen Atmosphäre Westwind bis zu 280 m/s erhalten.

Diese Modelle scheinen ein überzeugender Beweis zu sein, daß die Eddies eine vitale Rolle in der Klimatheorie spielen müssen. Man vergleiche jedoch auch die Ergebnisse von KOSCHMIEDER (1978), der die Bedeutung der axial symmetrischen Modelle im Sinne von HUNT für andere Planetenatmosphären hervorhebt.

5 Das getriebene Modell: Spezifizierung der Eddies

Die Bedeutung der großskaligen Eddies für die allgemeine Zirkulation wurde Ende der 40er Jahre von STARR und seinen Mitarbeitern aus Beobachtungen erschlossen. Schon bald versuchte man, die symmetrische Komponente des Klimas als angetrieben durch den zonal gemittelten Anteil der Wärme- und Impulsquellen darzustellen. ELIASSEN (1952) betrachtete eine axial symmetrische Zonalzirkulation, der eine durch Punktquellen von Wärme oder Impuls getriebene Meridionalzirkulation überlagert ist. Er fand, daß die meridionalen Stromlinien praktisch parallel zu den Isentropen verlaufen sollten, besonders in Gebieten starker Baroklinität. KUO (1956) zeigte, daß sich bei Vorgabe der beobachteten diabatischen Heizung (ohne Eddies) nur eine sehr schwache einzige Hadley-Zelle entwickelt. Sie kann die Temperaturkontraste nicht ausgleichen und ist instabil bezüglich zonaler Wellenstörungen. Dadurch entstehen die Eddies. Sie sind eine wesentliche dynamische Komponente der mittleren Zirkulation. Wenn KUO nun auch die Eddies anhand der damaligen Beobachtungen vorgab, erhielt er (übrigens auf analytischem Wege) die beobachtete dreizellige Meridionalzirkulation.

Während diese Arbeiten nur die meridionalen Eddies als Antrieb zugrunde legen, sind in dem erwähnten Modell von SCHNEIDER und LINDZEN (1977) nur vertikale Eddies durch Cumulus-Konvektion zugelassen. Die Vorgabe der Cumulus-Reibung besteht in der Wahl des Wolkenmassenflusses aus Beobachtungen. Ein Ergebnis zeigt Abbildung 3.3. Man erkennt ein realistisches Feld des Zonalwindes (jedoch zu starker Westwind), der Meridionalzirkulation und der Temperatur. SCHNEIDER und LINDZEN betonen, daß ihr Modell keinerlei horizontale Eddy-Flüsse enthält. Es scheint also nur darauf anzukommen, daß überhaupt Eddies vorhanden sind ("asymmetrische Komponente der Zirkulation"), gleichgültig ob in meridionaler oder vertikaler Richtung.

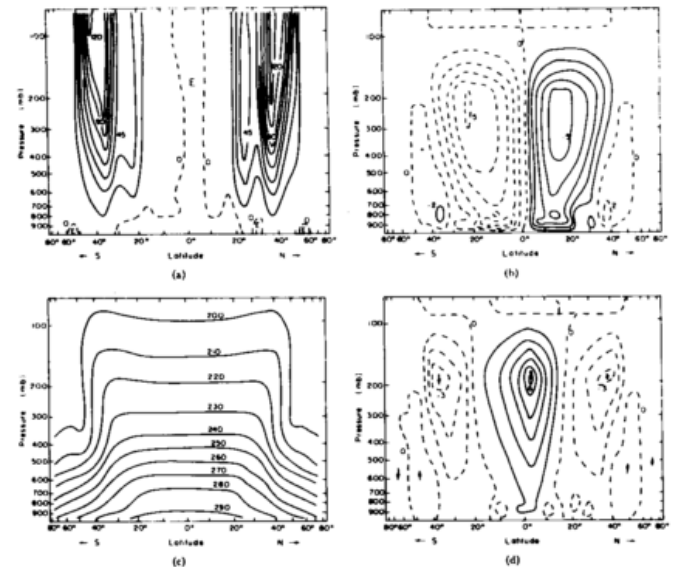


Abb. 3.3: Ergebnis des Klimamodells von SCHNEIDER und LINDZEN (1977). Vertikale Wärme- und Impulsesdies spezifiziert, keine horizontalen Eddies. (a) Zonalwind, Intervall 15 m s^{-1} ; (b) Stromfunktion, Intervall 10^{10} kg s^{-1} ; (c) Temperatur, Intervall 10 K ; (d) Vertikalgeschwindigkeit, Intervall 1 mm s^{-1} .

Eine vollständige Spezifizierung aller meridionalen und vertikalen Eddies anhand von Beobachtungen ist heute noch nicht möglich ohne Bezugnahme auf die Modellgleichungen selbst. Diese Methode kann daher vorläufig nicht als Klimamodell gelten, sondern eher als Bilanzmethode zur Bestimmung der Eddies, vor allem der subsynoptischen.

6 Das geschlossene Modell: Parametrisierung der Eddies

Unter Parametrisierung versteht man die Angabe von Formeln, welche die Eddies, z.B. $\langle v^e \theta^e \rangle$, durch die mittleren Felder, z.B. $\langle \theta \rangle$, ausdrücken. Dafür kommen im wesentlichen zwei Ansätze in Frage: K-Theorie und Theorie der baroklinen Instabilität. Die zweite hat die erste zur Voraussetzung.

Die K-Theorie ist der Prototyp aller gängigen Parametrisierungen in der Meteorologie. Sie beruht im Grunde auf einer Analogie zur kinetischen Gastheorie. Dort wird in der Wärmeleitungsgleichung der molekulare Wärmeflußvektor dem Temperaturgradienten proportional gesetzt. Der entsprechende Koeffizient läßt sich gaskinetisch exakt ableiten. Das gleiche gilt für den Koeffizienten der

molekularen Reibung in der Navier-Stokes'schen Impulserhaltungsgleichung. Bei der Übertragung auf turbulente Vorgänge werden die Koeffizienten, die im molekularen Fall Materialkonstanten sind, nun vom Bewegungszustand und damit z.B. von der Größe der Eddies abhängig.

Der einfachste, bereits von DEFANT (1921) als Großaustausch-Konzept bezeichnete Ansatz betrifft die meridionalen (und vertikalen) Eddy-Flüsse von fühlbarer Wärme:

$$\langle v^e \Theta^e \rangle = -K_\Theta \partial \langle \Theta \rangle / \partial y \quad [8]$$

Der Austausch-Koeffizient K_Θ (daher die Bezeichnung K-Theorie) wird entweder als Konstante angenommen oder aus separaten Beobachtungen von $\langle v^e \Theta^e \rangle$ und $\partial \langle \Theta \rangle / \partial y$ als Funktion der Breite bestimmt (Abb. 3.4) oder aus der Theorie der baroklinen Instabilität theoretisch berechnet (GREEN, 1970; SALTZMAN und VERNEKAR, 1971), z.B. durch:

$$\Theta^e = 0(1) \sigma^{-1} v^e \partial \langle \Theta \rangle / \partial y \quad [9]$$

Hier ist $0(1)$ ein Anpassungsfaktor der Ordnung 1 und σ die Wachstumsrate der baroklinen Welle $\Theta^e = \Theta^e_0 \exp(\sigma t)$. Gleichung [9] drückt aus, daß die Temperaturstörung Θ^e zustande kommt durch die Störung des Meridionalwindes v^e ; diese bewirkt eine Advektion des mittleren Feldes $\langle \Theta \rangle$. Die Theorie von EADY berechnet σ aus dem Coriolis-Parameter f und der Richardson-Zahl, d.h. der Brunt-Väisälä-Frequenz N . Damit wird der Austausch-Koeffizient eine Funktion der statischen Stabilität γ (die in N enthalten ist), der vertikalen Windscherung und der Eddy-Intensität:

$$K_\Theta = 0(1) \langle v^e v^e \rangle \frac{N/f}{\partial \langle u \rangle / \partial z} \quad [10]$$

Ein zu [8] äquivalenter Ansatz für $\langle v^e u^e \rangle$ ist nicht ratsam, denn der Eddy-Impulsfluß benimmt sich anders als der Eddy-Temperaturfluß: er ist charakteristisch gegen den Gradienten von $\langle u \rangle$ gerichtet (Phänomen der "negativen Viskosität"). Theoretisch besser begründen läßt sich daher der scheinbare Umweg über die potentielle Vorticity Z , die sich aus absoluter Vorticity und einem baroklinen Anteil zusammensetzt. Man kann durch Bezug auf die Erzeugung zonal verfügbarer potentieller Energie (die positiv sein muß) zeigen, daß $\langle vZ \rangle$ negativ sein sollte; das liefert:

$$\langle vZ \rangle = -K_Z \partial \langle Z \rangle / \partial y \quad [11]$$

[11] umfaßt außer den Eddies, die den größten Anteil stellen, auch den mittleren Transport von Z . Abbildung 3.4 zeigt aus Beobachtungen bestimmte Verteilungen von K_Θ und K_Z . Beide Koeffizienten sind praktisch überall positiv und von der einheitlichen Größenordnung $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$. Dies läßt die Ansätze [8] und [11] vertrauenswürdig erscheinen.

Die meisten zonal gemittelten Klimamodelle benutzen derartige Parametrisierungen, die in den Gleichungen manchmal gut versteckt sind. Einschichtenmodelle sind stets von diesem Typ (Energiebilanzmodelle), werden aber in einem eigenen Beitrag in diesem Heft behandelt und können hier übergangen werden. Unter den baroklinen Modellen ist eines der aufwendigsten das Zweischichtenmodell von SALTZMAN und VERNEKAR, für das Abbildung 3.5 die Breitenverteilung des Zonalwindes und des Niederschlagswassers zeigt. Es stimmt mit wesentlichen Eigenschaften der beobachteten Zirkulation gut überein.

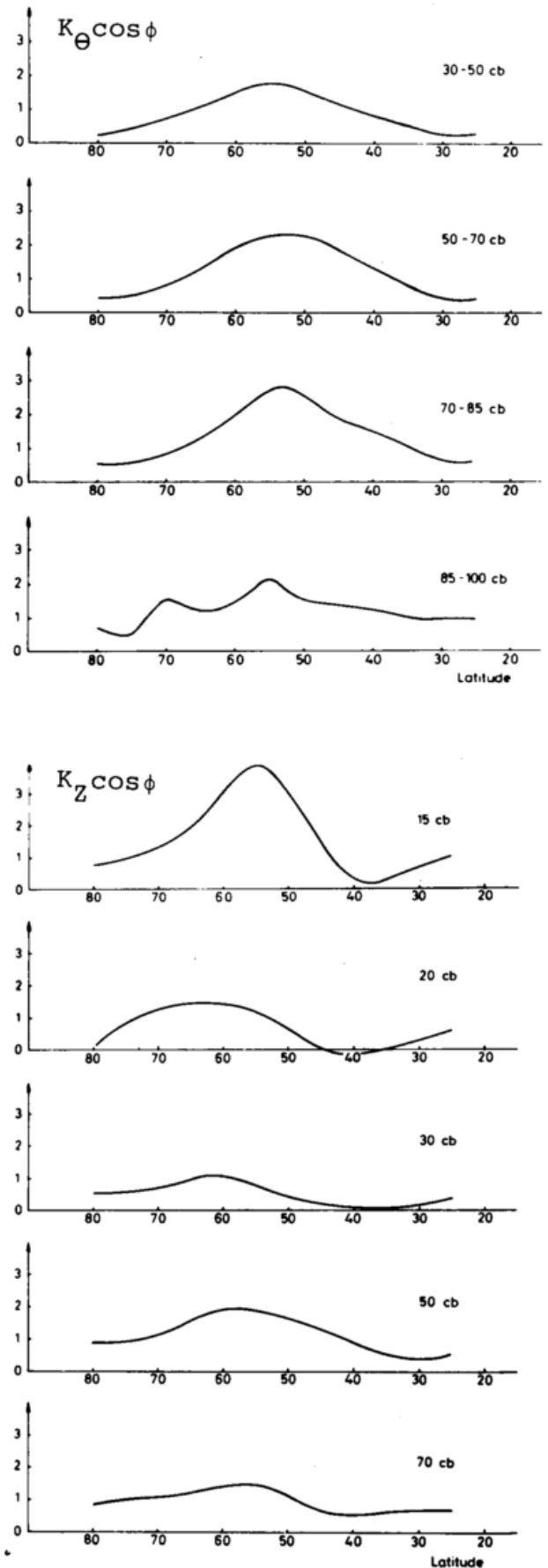


Abb. 3.4: Austauschkoeffizienten (Einheit $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) für fühlbare Wärme und potentielle Vorticity nach WIIN-NIELSEN und SELA (1971).

Neuere Arbeiten (z.B. STONE) parametrisieren den meridionalen Wärmetransport durch die Forderung, daß sich der Temperaturgradient in mittleren Breiten nahe dem kritischen Gradienten für barokline Instabilität bewegt. Eine spektrale Analyse des beobachteten troposphärischen Wärmetransports in meridionaler Richtung hat jetzt LORENZ (1979) durchgeführt. Er findet, daß die K-Parameterisierung nur für die zeitlich und räumlich größten Skalen durch die Daten bestätigt wird, für alle anderen Skalen jedoch praktisch nicht. Die großen Skalen (Jahreszeitenvariationen; zonale Wellenzahl 2) repräsentieren erzwungene (äußere) Klimaschwankungen, alle anderen repräsentieren freie (innere) Klimaschwankungen. Freie Klimaschwankungen können durch diffusive Parametrisierung gemäß [8] also nicht erfaßt werden.

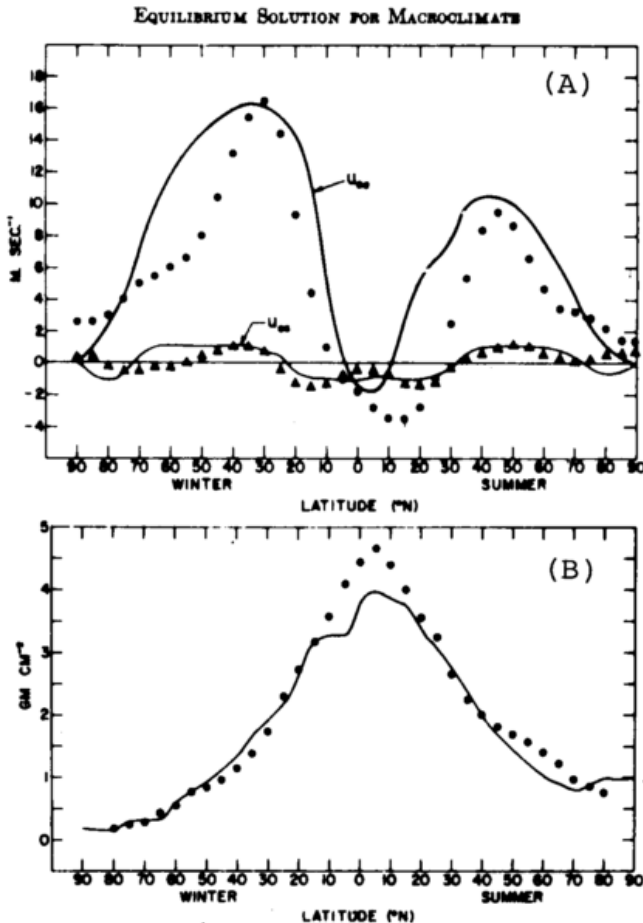


Abb. 3.5: Modellergebnisse als Funktion der geographischen Breite im Zweisichtenmodell von SALTZMAN und VERNEKAR (1971) mit Parametrisierung aller Eddies.

- (A) Zonalwind. Obere Kurve: vertikal gemittelter Wind u_{00} . Untere Kurve: Oberflächenwind u_{0s} . Zugehörige Beobachtungen: Punkte bzw. Dreiecke.
 (B) Niederschlagswasser. Beobachtete Werte (Punkte nach PEIXOTO und CRISI (1965)).

7 Das statistisch-dynamische Modell: Prognose der Eddies

In dieser Kategorie sind die bisherigen Modellbeschränkungen prinzipiell aufgehoben. Für die Eddies werden eigene Vorhersagegleichungen benutzt. Das Rezept für ihre Erstellung läßt sich anhand der Gleichung für die kinetische Energie $k \equiv u^2/2 + v^2/2$ verdeutlichen. Sie lautet in zonal gemittelter Form:

$$\frac{\partial \langle k \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle v(k + \Phi) \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \langle \omega(k + \Phi) \rangle}{\partial p} + \frac{R}{p} \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \langle \omega \Theta \rangle = 0 \quad [12]$$

Der Term mit $\langle \omega \Theta \rangle$ repräsentiert den Austausch mit der potentiellen Energie; er geht über in den Vertikaltransport fühlbarer Wärme und hängt daher mit Gleichung [2] zusammen. Wegen ihres quadratischen Charakters besteht die mittlere kinetische Energie aus zwei Anteilen: $\langle k \rangle = k_Z + k_E$ mit:

$$k_Z \equiv \frac{1}{2} \{ \langle u \rangle \langle u \rangle + \langle v \rangle \langle v \rangle \}; \quad k_E \equiv \frac{1}{2} \{ \langle u^e u^e \rangle + \langle v^e v^e \rangle \} \quad [13]$$

Beide sind zonale Mittelwerte und von der geographischen Länge unabhängig. $\partial k_E / \partial t$ läßt sich isolieren, indem man zunächst aus den gemittelten Gleichungen eine eigene Beziehung für $\partial k_Z / \partial t$ herleitet und diese dann von [12] abzieht. Das liefert eine Vorhersagegleichung für die eddykinetische Energie k_E . Sie ist formal wie [12] gebaut, der entsprechende Term mit $\langle \omega^e \Theta^e \rangle$ repräsentiert den Austausch mit der eddy-potentiellen Energie; auf der rechten Seite steht nicht Null, sondern der Austausch zwischen k_Z und k_E (vergleiche PROMET 2/3 '79).

Mit Kunstgriffen dieser Art gewinnt man zusätzliche Gleichungen für die statistischen Momente, beispielsweise auch für den Eddy-Impulstransport $\langle v^e u^e \rangle$ und für andere Eddy-Größen. Der Haken ist, daß man dabei neue Unbekannte schafft. Betrachten wir etwa den kinetischen Energietransport im ersten Divergenzanteil von [12]:

$$\langle vk \rangle = \langle v \rangle \langle k \rangle + \langle u \rangle \langle v^e u^e \rangle + \langle v \rangle \langle v^e v^e \rangle + \langle v^e \rangle \langle u^e u^e / 2 + v^e v^e / 2 \rangle \quad [14]$$

Diese Formel läßt sich durch zweimaliges Anwenden der Rechenregel [4] ableiten. Das letzte Glied rechts besteht aus Tripelkorrelationen. Man kann sie aus der Vorhersagegleichung [12] und aus der für k_E nicht eliminieren. Der Versuch, auch für die Tripelkorrelationen gesonderte Gleichungen abzuleiten, erzeugt Vierfach-Korrelationen usw.

Man sieht, daß die Aufstellung von Vorhersagegleichungen für die Eddies das Problem nicht löst, sondern es auf die höheren Momente verlagert. Auch hier stehen wir also vor der Aufgabe, das Modell durch zusätzliche Annahmen zu schließen. Die existierenden statistisch-dynamischen Modelle lassen sich charakterisieren durch die Schließungsannahmen bezüglich der dritten und höheren Korrelationen.

Wir wollen drei Ansätze kurz besprechen. KURIHARA (1970) betrachtet ein quasi-geostrophisches Zwei-Schichten-Modell für die nicht-stationäre globale Zirkulation. Den Tripelkorrelationsterm in [14] koppelt er durch quasi-geostrophische Argumente mit der meridionalen Druckarbeit $\langle v^e \Phi^e \rangle$. Der zugehörige Proportionalitätsfaktor hat die Bedeutung einer Phasengeschwindigkeit des Φ^e -Feldes. Die Gleichungen für $\langle v^e \Theta^e \rangle$, $\langle \omega^e \Theta^e \rangle$, $\langle \omega^e u^e \rangle$, $\langle \omega^e v^e \rangle$ werden durch Annahmen über die charakteristische Größe der Eddies auf Grundlage der baroklinen Instabilitätstheorie geschlossen. Das Modell reproduziert die Haupteigenschaften der beobachteten Zirkulation: Strahlstrom, mittlere Meridionalzirkulation mit Ferrel-Zelle, polwärtigem Energietransport; k_E fluktuiert um einen Gleichgewichtszustand mit einer Periode von etwa 10 Tagen.

Ein ähnliches Modell ist das von EGGER (1975). Im Unterschied zu KURIHARA wird angenommen, daß alle Eddy-Variablen Zufallsfunktionen mit einer Normalverteilung sind, wodurch die dritten Momente entfallen. Insbesondere macht dieses Modell keine Annahmen mittels

K-Theorie oder barokliner Instabilitätstheorien. Abbildung 3.6 zeigt ein Ergebnis, das die realistische Wiedergabe des meridionalen Eddy-Impulsflusses demonstriert. Weniger realistische Ergebnisse liefert das Modell für den vertikalen Eddy-Impulsfluß; in mittleren Breiten ergeben sich für $ag^{-1} \cos \phi \langle \omega^e u^e \rangle$ Werte von $3 \cdot 10^4 \text{ J m}^{-2}$, was eine Ordnung kleiner ist als der quasi-gemessene Fluß (Abb. 3.2).

Als drittes Beispiel nennen wir den sehr allgemeinen Ansatz (Abb. 3.7) von SALTZMAN (1968). Das Symbol $\tau(\xi)$ bezeichnet einen Satz dynamischer Gleichungen und Randbedingungen für die Variable ξ . Als Variablen treten auf: Die Atmosphäre (A), die Grenzfläche Atmosphäre-Erde (B) und der Ozean (O), wobei zwischen der symmetrischen Komponente (Index 0) und der asymmetrischen Komponente (Index 1) unterschieden wird. SALTZMAN hat in einer Serie von Arbeiten dieses Konzept zu verwirklichen versucht, wobei im wesentlichen nur die iterative Lösung der symmetrischen Komponente (ähnlich wie EGGER) als abgeschlossen betrachtet werden kann, während die asymmetrische Theorie sich noch im Stadium fortgeschrittener Parametrisierung befindet.

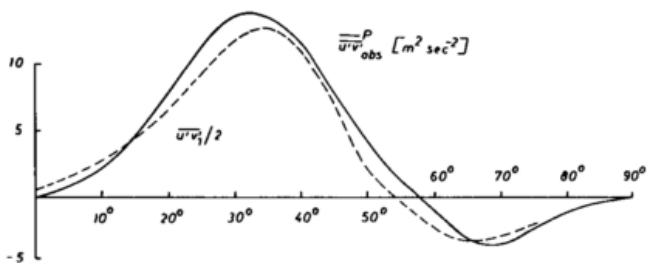


Abb. 3.6: Meridionaler Impulstransport im statistisch-dynamischen Zweischichtenmodell nach EGGER (1975) mit eigenen Vorhersagegleichungen für die Eddies. Gestrichelt: Modell; durchgezogen: beobachtet.

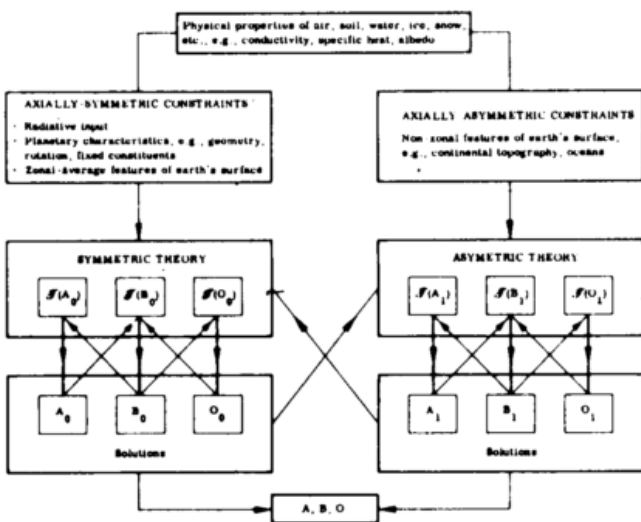


Abb. 3.7: Schema eines stationären statistisch-dynamischen Klimamodells mit zonal symmetrischer Komponente (links) in Wechselwirkung mit asymmetrischer Komponente (rechts) nach SALTZMAN (1968). [Vertikale Pfeile: Lösungen. Schräge Pfeile: Wechselwirkungen zwischen den physikalischen Komponenten des Systems.]

8 Ausblick

Zonal gemittelte Modelle und die mit ihnen erreichbare Vereinfachung der wahren Verhältnisse sind attraktiv wegen der auffälligen axial symmetrischen Komponente des Klimas. Man spricht mit Recht von Klimazonen und meint damit die Zonierung zwischen Pol und Äquator – eine Einteilung, die in den gängigen Klimaklassifikationen deutlich hervortritt. Andererseits ist klar: Die starken, longitudinalen Schwankungen, die das Klima schließlich auch kennzeichnen, sind schon in der freien Atmosphäre erkennbar (Abb. 3.1); ihr Maximum haben sie an der Erdoberfläche, wo der Mechanismus des zonalen Antriebs durch Land-See-Kontraste stark modifiziert wird. Dort hat auch der Wassergehalt der Luft sein Maximum; nicht zufällig ist der atmosphärische Feuchtehaushalt ein Beispiel für besonders hohen longitudinalen Anteil.

Die Grenzen der zonalen Modelle dürfen also nicht übersehen werden. Es gibt bedeutende Klima-Teilsysteme, wie den asiatischen Monsun, der durch die zonale Mittelung verwischt wird. Es gibt atmosphärische Größen, wie den Niederschlag, der sicherlich mit den mittleren Größen, etwa dem Temperaturfeld, in Zusammenhang steht; aber der Zusammenhang läßt sich nicht einfach angeben. Es gibt weitere Klimagrößen, wie die Eisbedeckung, die den Zustand von Atmosphäre und Ozean beschreiben und klimatisch sehr wichtig sind, aber in unseren Modell-Gleichungen vom Typ [2] nicht vorkommen. Ob die Parametrisierung der Eddies oder die physikalische Beschreibung der Unterlage letzten Endes wichtiger sind für eine vollständige Klimatheorie, sei dahingestellt.

Wir haben unsere Übersicht über Modelle des zonal gemittelten Klimas mittels der Gretchen-Frage gegliedert: "Wie hältst du's mit den Eddies?" Die Nichtlinearität der Gleichungen ermöglicht die Wechselwirkung der verschiedenen Wellenzahlen, sie ist die Ursache der Eddies. Wenn man die Eddies einfach vernachlässigt (das naive Modell) erhält man unrealistische Ergebnisse. Wenn man sie aus Beobachtungen vorgibt (getriebene Modelle) kann man das zonale Klima reproduzieren, jedoch geht der dynamische Zusammenhang zwischen Eddies und mittlerer Zirkulation verloren. Wenn man sie durch diagnostische Gleichungen an die mittleren Felder anschließt (parametrisierte Modelle), wird der dynamische Zusammenhang gewahrt, jedoch die Freiheitsgrade der Eddies stark eingeschränkt. Wenn man sie schließlich durch eigene Gleichungen vorhersagt (statistisch-dynamische Modelle), ist die ideale Koppelung scheinbar verwirklicht; jedoch hat sich das Problem der Schließung jetzt auf die höheren Momente verlagert.

Aus diesen Überlegungen ergibt sich folgende vereinfachte Wertung: Naive Modelle scheinen für die Erdatmosphäre unbrauchbar. Getriebene Modelle sind nützlich vorwiegend für Bilanzstudien. Parametrisierte Modelle bilden die überwiegende Mehrzahl der heute untersuchten Ansätze; sie gestatten, die dynamischen Zusammenhänge getrennt nach den verschiedenen Mechanismen zu untersuchen. Statistisch-dynamische Modelle wurden vor 10 Jahren mit der Hoffnung in Angriff genommen, man könne mit ihnen die Aussagen umfassender Zirkulationsmodelle (GCM's) mit geringem Aufwand erhalten; diese Hoffnung hat sich nicht erfüllt.

Andererseits halte man sich die ebenso bewundernswerte wie deprimierende Vollständigkeit eines modernen GCM's vor Augen und denke daran, daß allein die Outputanalyse

etwa des europäischen Prognosemodells im EZMW in Reading einen eigenen Mitarbeiterstab beschäftigt. Die GCM's nähern sich dem angestrebten Idealfall: Simulation der wahren Verhältnisse (die Barriere der Unvorher-sagbarkeit sei hier bewußt ausgeklammert). Wenn aber das Modellklima sich dem wahren Klima nähert, ist es dann nicht befriedigender (und billiger), beschreibende Klimato-logie zu treiben?

In dieser Lage scheint das zonal gemittelte Modell doch noch eine Zukunft zu haben. Selbst das naive Modell ist weit von einer endgültigen Lösung entfernt (vgl. KOSCHMIEDER, 1978) und in seiner Anwendung auf andere Planetenatmo-sphären mit axial symmetrischer Zirkulation (Jupiter) mög-licherweise realistisch. LORENZ hat betont, daß er einen einfachen Beweis für die Instabilität der idealen Hadley-zirkulation nicht kennt. So wird wohl das zonal gemittelte Modell, etwa in Form des statistisch-dynamischen Ansatzes, kombiniert mit geeigneter Parametrisierung auf Grundlage guter Beobachtungen und treffender physikalischer Intui-tion, auch weiterhin Anreiz auf die Forschung zu vertief-tem Verständnis des Klimas ausüben.

Literatur

Die zitierte Literatur ist in dem Übersichtsartikel:

- SCHNEIDER, St. H.; DICKINSON, R. E.
Climate modeling. Rev. Geophys. Space Phys. 12 (1974) S. 447–493.
- enthalten, mit Ausnahme von:
- DEFANT, A.
Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemäßigten Brei-ten der Erde. Geograf. Ann. 3 (1921) S. 209–266.
- EGGER, J.
A statistical-dynamical model of the zonally averaged steady-state of the general circulation of the atmosphere. Tellus 27 (1975) S. 325–350.
- KOSCHMIEDER, E. L.
Symmetric circulations of planetary atmospheres. Adv. Geophys. 20 (1978) 131–181.
- LORENZ, E. N.
Forced and Free Variations of Weather and Climate. J. atm. Sci. 36 (1979) S. 1367–1376.
- SALTZMAN, B.
A survey of statistical-dynamical models of the terrestri-al climate. Adv. Geophys. 20 (1978) S. 183–304.
- SCHNEIDER, E. K.; LINDZEN, R. S.
Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Pt. I, II. J. atm. Sci. 34 (1977) S. 263–296.

4

K. HERTERICH, Hamburg

Stochastische Klimamodelle

Der Begriff des stochastischen Prozesses

Im Lexikon kann man es nachlesen: "*Stochastik (griech.), auf der Wahrscheinlichkeitsrechnung beruhendes statisti-sches Verfahren zur Untersuchung von Massenerscheinun-gen*". Wo steckt hier der Bezug zum Klima? Immerhin, das Klima kann man durchaus als Massenerscheinung bezeich-nen, da es global von sehr vielen Faktoren beeinflusst wird, angefangen von "A", wie Albedo bis zu "Z", wie Zyklone. Verständlich ist auch, daß man nicht alle diese Einflüsse gleich präzise berechnen beziehungsweise in Modellen ber-ücksichtigen kann, daß man also teilweise auf statistische Verfahren angewiesen ist.

Der Begriff des stochastischen Prozesses läßt sich jedoch besser an einem einfachen physikalischen Beispiel veranschaulichen: etwa dem Weg eines Gasteilchens in der Atmo-sphäre. Es ist praktisch unmöglich, die genaue Bahn eines einzelnen Teilchens experimentell zu verfolgen. Theoretisch könnte man die Bahn durch die Newtonsche Gleichung beschreiben. Es gilt:

$$m_i \dot{v}_i = K_i \quad (i = 1, \dots, N),$$

wobei m_i die Masse des i -ten Teilchens ist, \dot{v}_i seine momen-tane Beschleunigung und K_i die Kraft, die auf das Teilchen wirkt. Diese Kraft K_i hängt natürlich vom Ort der übrigen $N-1$ Gasteilchen ab. Sofern wir uns auf ein abgeschlossenes

Gasvolumen von 1 m^3 bei 1 at Druck beschränken, hätten wir ein System von N ($\approx 10^{25}$) gekoppelten Differential-gleichungen zu lösen, was ebenfalls ein aussichtsloses Un-ternehmen wäre. Der Meteorologe würde das auch gar nicht erst versuchen. Wichtiger sind für ihn über 1 m^3 gemittel-te Eigenschaften der Gasteilchen, wie z.B. das mittlere Schwankungsquadrat der Geschwindigkeit $\langle (v - \langle v \rangle)^2 \rangle$, also die Varianz, die proportional zur Gastemperatur ist. Die Va-rianz läßt sich aber unmittelbar aus der mit Hilfe statisti-scher Verfahren gewonnenen Maxwell'schen Geschwindig-keitsverteilung entnehmen.

Wie das obige Beispiel zeigt, kann es verschiedene Motive geben, warum man zu statistischen Verfahren übergeht. Einerseits gibt es Prozesse, über die wir aufgrund einge-schränkter Möglichkeiten nur statistische Aussagen machen können; andererseits kann aber in gewissen Anwendungen, wie hier in der Meteorologie und insbesondere beim Klima, ein statistisches Moment einer Größe sogar von größerem Interesse sein als der exakte Verlauf der Größe selbst. In diesem Sinne wollen wir im folgenden unter einem stocha-stischen Prozeß einen Vorgang verstehen, bei dem wir zwangsweise oder absichtlich auf einen Teil der Informa-tion verzichten und stattdessen nur noch bestimmte stati-stische Eigenschaften verfolgen.

Das stochastische Wettergeschehen

Das Wettergeschehen würde man noch nicht als einen stochastischen Prozeß bezeichnen, nur weil dabei der an sich statistische Begriff der Temperatur eine wichtige Rolle spielt; auch nicht deshalb, weil man sowohl bei der Messung als auch bei den Computerrechnungen gewisse Mittelungen und andere Näherungen vornimmt. Im nachhinein ist das Wettergeschehen eine durchaus gut dokumentierte Zeitserie und kann auch relativ genau für ein, zwei Tage vorhergesagt werden.

Vorhersagen über einen sehr viel längeren Zeitraum, etwa über ein ganzes Jahr hinweg, unterscheiden sich jedoch erheblich vom tatsächlich beobachteten Wetterzustand. Die Ursachen für diese Abweichung liegen vor allem in den Nichtlinearitäten der hydrodynamischen Gleichungen, wie sie zur Wettervorhersage benützt werden müssen. Innerhalb weniger Tage entwickeln sich aus kleinen Störungen des Druckfeldes, hauptsächlich in den mittleren Breiten, neue Hoch- und Tiefdruckgebiete. Für ihre Vorhersage müßte man u.a. die Anfangsdruckverteilung mit beliebiger Genauigkeit kennen und die Rechnungen selbst müßten mit derselben Genauigkeit durchgeführt werden. In der Praxis ist dies natürlich nicht machbar. Die Grenze der brauchbaren Wettervorhersage liegt deshalb heute bei einigen Tagen und wird sich wahrscheinlich nicht über ein bis zwei Wochen hinaus ausdehnen lassen.

Vergleicht man dagegen den über einen Monat oder über einen längeren Zeitraum gemittelten Wetterablauf einer Jahresvorhersage mit der Wirklichkeit, so ist die Übereinstimmung nicht schlecht. In Bezug auf diese Mittelung kann man also den Wetterablauf als einen mehr oder weniger bekannten stochastischen Prozeß ansehen. Das Klima, das unter anderem auch von den stochastischen Wetterfluktuationen abhängt, wird damit ebenfalls zu einer stochastischen Größe. Bei den sogenannten stochastischen Klimamodellen steht gerade dieser stochastische Aspekt im Vordergrund.

Der Markov-Prozeß

Der Markov-Prozeß, als ein einfaches mathematisches Beispiel für einen stochastischen Prozeß, spielt bereits eine große Rolle in der Beschreibung der stochastischen Komponente des Klimas. Um bei der Erläuterung des mathematischen Konzepts auch einen Bezug zum Klima zu haben, stellen wir uns vor, daß das Klimasystem auf die beiden in Wechselwirkung stehenden Komponenten Atmosphäre und Ozean reduziert wurde (s. Abb. 4.1).

Für dieses vereinfachte System formulieren wir die Energieerhaltung in der Form:

$$\frac{dT'}{dt} = -\lambda T' + n, \quad [1]$$

wobei $T' = T - \bar{T}$ die Abweichung der Ozeantemperatur T vom mittleren Jahresgang \bar{T} ist. Die zeitliche Änderung der Abweichung dT'/dt soll von zwei Prozessen abhängen: einmal von einem rasch veränderlichen Wärmeaustausch n zwischen der Atmosphäre und dem Ozean und zum anderen von einer vergleichsweise nur langsam veränderlichen Rückwirkung des Ozeans auf die Atmosphäre $-\lambda T'$, die proportional zur Abweichung T' vom Jahresgang \bar{T} gesetzt wird.

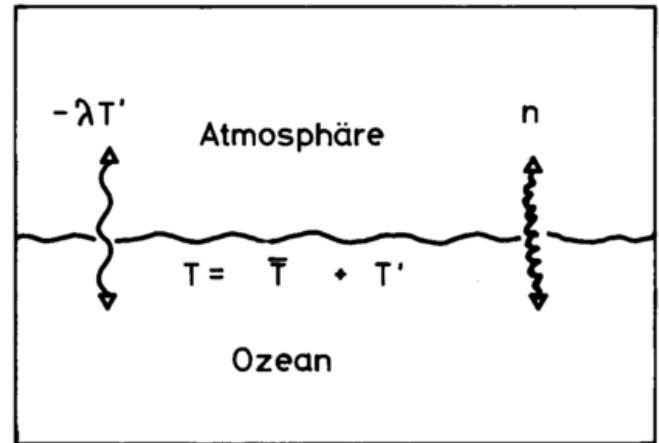


Abb. 4.1: Rasch und langsam veränderlicher Energieaustausch im System Ozean-Atmosphäre.

Wir nehmen jetzt an, daß der rasch veränderliche Wärmeaustausch n als stochastischer Prozeß vorliegt. Über die Funktion $n(t)$ der Zeit t sind also nur mittlere Eigenschaften bekannt. Solch eine Annahme liegt nahe, wenn man sich überlegt, daß der Wärmeaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean vom Wettergeschehen in der Atmosphäre abhängt. Wie bereits erläutert wurde, lassen sich beim Wetter im voraus nur Angaben über mittlere Eigenschaften machen, sofern man Zeiträume betrachten will, die über mehrere Tage hinausgehen. Gerade das möchten wir hier, da wir uns für die längerfristigen Temperaturänderungen T' des Ozeans über Monate hinweg interessieren.

In der Mathematik wird ein Prozeß $T'(t)$, der einer Gleichung der Form [1] genügt, als Markov-Prozeß bezeichnet, genauer als Markov-Prozeß erster Ordnung, da die Zeitableitung in erster Ordnung auftritt. Eine deterministische Lösung $T'(t)$ der (stochastischen) Differentialgleichung [1] läßt sich gar nicht angeben, da die atmosphärische Anregung $n(t)$ selbst kein deterministischer Prozeß ist. Man kann jedoch Lösungen für die mittleren Größen $\langle T' \rangle$ und $\langle (T' - \langle T' \rangle)^2 \rangle$ durch direkte Integration von [1] finden.

Zur Darstellung der Lösung bezeichnen wir mit τ_n die Zeitskala der rasch veränderlichen Wärme-flüsse n und mit $\tau_{T'}$ die Zeitskala der langsam veränderlichen ozeanischen Temperaturschwankungen T' . Wir setzen voraus, daß diese beiden Zeitskalen deutlich voneinander getrennt sind, also $\tau_n \ll \tau_{T'}$. Ferner sei $\langle n \rangle = 0$ und $T' = T_0$ zur Zeit $t = 0$. Es läßt sich dann zeigen, daß in einer Anfangsphase ($\tau_n \ll t_1 \ll \tau_{T'}$) mit der Mittelungszeit t_1 der Mittelwert $\langle T' \rangle = T_0$ ist und das mittlere Schwankungsquadrat der Ozeantemperatur $\langle (T' - \langle T' \rangle)^2 \rangle$ linear mit der Zeit zunimmt. Für Zeiten $t_2 \gg \tau_{T'}$ und mit der neuen Mittelungszeit t_2 nähert sich $\langle (T' - \langle T' \rangle)^2 \rangle$ einem konstanten Wert und der Mittelwert $\langle T' \rangle$ geht gegen Null (s. Abb. 4.2).

Stochastische Temperaturschwankungen der Meeresoberflächentemperatur von der Größenordnung einiger $^{\circ}\text{C}$ mit Zeitskalen von einigen Monaten werden auch tatsächlich beobachtet. Das Modell [1] deutet diese Schwankungen als Folge der stochastischen Wetterfluktuationen.

Struktur eines stochastischen Klimamodells

Nach den mehr einleitenden Bemerkungen, die der Begriffsklärung dienen sollten, wollen wir nun die Struktur stochastischer Klimamodelle etwas allgemeiner diskutieren. HAS-

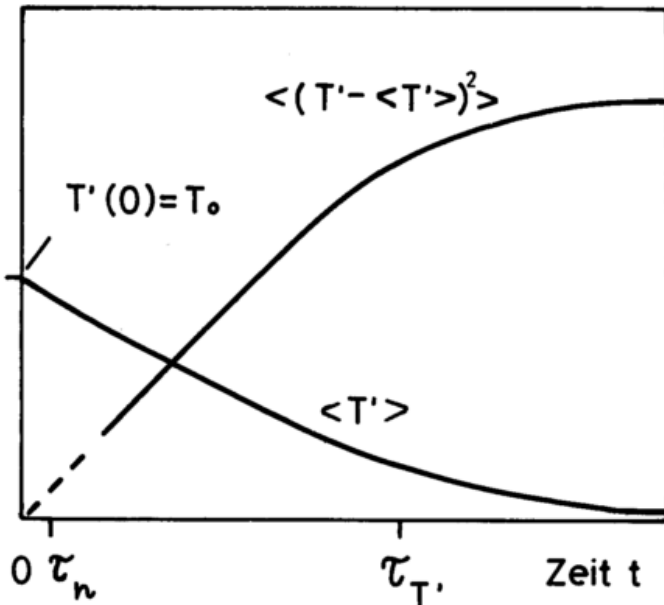


Abb. 4.2: Qualitativer Verlauf des Mittelwertes $\langle T' \rangle$ und der Varianz $\langle (T' - \langle T' \rangle)^2 \rangle$ der Größe T' , die durch den Markov-Prozeß der Gleichung [1] beschrieben wird.

SELMANN (1976) beschreibt ein Klimamodell, in dem die auf allen Zeitskalen beobachteten Klimaschwankungen durch den Einfluß der rasch veränderlichen Wetterfluktuationen auf die langsam veränderlichen Komponenten des Klimasystems, wie den Ozean oder die polaren Eiskappen (die wieder auf die Atmosphäre zurückwirken) entstehen. Zur Veranschaulichung dieser Modellvorstellung und seines Bezugs zu anderen Klimamodellen wollen wir den Zustandsvektor z , der als Komponenten alle für die Beschreibung des Klimas wichtigen Variablen enthalten soll, in die Vektoren x und y aufspalten, also $z = (x, y)$. Wir setzen ferner voraus, daß es eine Zeit t gibt, für die gilt: $\tau_x \ll t \ll \tau_y$, wobei τ_x die typische Zeitskala der Variablen x und τ_y die typische Zeitskala der Variablen y ist.

Die mathematische Beschreibung des Klimasystems kann bei geeigneter Wahl der Größen z auf die Lösung eines Systems von gewöhnlichen Differentialgleichungen der Form:

$$\frac{dz}{dt} = f(z) \quad [2]$$

zurückgeführt werden oder entsprechend der obigen Zerlegung auf das System:

$$\frac{dx}{dt} = g(x, y), \quad [3]$$

$$\frac{dy}{dt} = h(x, y). \quad [4]$$

Um konkret zu sein, wollen wir die Variablen x mit rasch veränderlichen atmosphärischen Größen und die langsamer veränderlichen Variablen y mit ozeanischen Größen identifizieren.

Zur Wettervorhersage löst man im wesentlichen das System [3], wobei y als konstant angenommen wird, während bei den sogenannten Allgemeinen Zirkulations-Modellen die Gleichungssysteme [3] und [4] integriert werden. Um zu teilweise analytischen Lösungen von [2] zu kommen, muß man Vereinfachungen vornehmen. Da wir uns hier vorwiegend für das Klima, also für gemittelte Größen, interessieren, könnte man die Gleichungen [3] und [4] über einen

Zeitraum t ($\tau_x \ll t \ll \tau_y$) mitteln. Mit geeigneten Schließungsmaßnahmen gehen damit die Differentialgleichungen [3] in zeitunabhängige Gleichungen für $\langle x \rangle$ mit konstantem y über und es verbleiben als Differentialgleichungen bezüglich der Zeit nur noch die Gleichungen [4] in der Form:

$$\frac{dy}{dt} = \langle h(x, y) \rangle. \quad [5]$$

Vom Typ der Gleichungen [5] sind die bekannten Statistisch-Dynamischen-Klimamodelle. Solche Modelle, die in ihren einfachsten Formen analytisch integriert werden können, haben einiges zur Klärung der Klimavorgänge beigetragen. In diesen Modellen treten Klimaschwankungen als Folge von Änderungen in den Randbedingungen auf, z.B. bei Änderung der Solarkonstante oder bei Veränderungen der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre (CO_2 -Gehalt).

Klimaschwankungen können aber auch durch interne Kopplung der Untersysteme x und y beschrieben werden, ohne daß sich die Lösung von [4] gegenüber den Statistisch-Dynamischen-Modellen wesentlich kompliziert. Hasselmann schreibt dazu die Gleichungen [4] in der Form:

$$\frac{dy}{dt} = \langle h(x, y) \rangle + h', \quad [6]$$

die sich vom Ansatz [5] durch den zusätzlichen Term h' unterscheidet. h' ist eine stochastische Funktion der Zeit und soll den Einfluß der schnell fluktuierenden Komponenten im Klimasystem berücksichtigen. Das System [6] entsteht aus [4] durch Zerlegung der rechten Seite in mittlere und fluktuierende Größen, jedoch ohne anschließende Mittelung wie in [5] da sonst die Fluktuationen h' verloren gehen. Das System [6] ist eine Verallgemeinerung von [1] und ist damit, wie bereits gezeigt wurde, in der Lage, Schwankungen von Klimagrößen zu beschreiben.

Ein einfaches, stochastisch angeregtes Klimamodell

Mit Hilfe eines Modells vom Typ der Gleichung [6] hat Lemke (1977) die Größe der Klimaschwankungen, die man durch stochastische Anregungen erwarten kann, abgeschätzt. Er geht aus von der vertikal über Ozean und Atmosphäre integrierten Energiebilanz:

$$\int \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} dz + \nabla \cdot \mathbf{F} = S, \quad [7]$$

wie sie üblicherweise für einfache Klimamodelle des statistisch-dynamischen Typs benützt wird. Dabei ist T die zonal und über das Jahr gemittelte Temperatur in der Höhe z , \mathbf{F} der meridionale, vertikal integrierte Wärmefluß und S die Differenz zwischen der eingestrahelten solaren Energie $(1 - \alpha) Q$ und der infraroten Abstrahlung I . α ist die Albedo, ρ die Dichte und c_p die spezifische Wärme bei konstantem Druck. Wegen der großen Wärmekapazität des Ozeans erstreckt sich die Integration in [7] praktisch nur über den Ozean. Der prinzipielle Unterschied zu den Statistisch-Dynamischen Modellen besteht darin, daß in der Albedo α , im Fluß \mathbf{F} und in der infraroten Abstrahlung I stochastische Beiträge enthalten sind. Durch Zerlegung in mittlere und fluktuierende Terme und anschließender Linearisierung kann [7] auf die Form [1] gebracht werden.

Statt Gleichung [7] direkt bezüglich der Zeit zu integrieren, kann nach einer Fouriertransformation auch das Spektrum der Temperaturschwankungen berechnet werden. Das Spektrum gibt an, wie sich die Varianz der Temperaturschwankungen

kungen auf die verschiedenen Perioden der Schwankungen verteilt (s. Abb. 4.3).

In Abbildung 4.3 sind zusätzlich die von KUTZBACH und BRYSON (1974) gemessenen Werte des Klimaspektrums für Mittelengland eingezeichnet. Man sieht, daß die stochastisch erzeugten Klimaschwankungen, hier für die Breite 55°N berechnet, durchaus von gleicher Größenordnung wie die beobachteten Schwankungen sind. Qualitativ richtig wiedergegeben wird auch die Zunahme der Schwankungsamplitude mit wachsender Periode der Schwankungen. Ähnlich große Temperaturänderungen der Größenordnung 1 °C bis 10 °C können mit Hilfe deterministischer atmosphärischer Modelle auch durch eine fiktive Änderung der Solarkonstante um 1 % erzeugt werden.

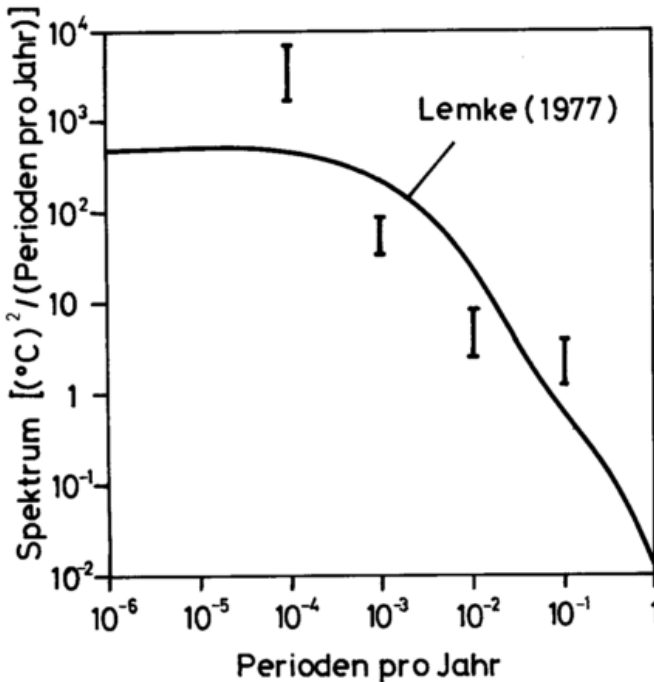


Abb. 4.3: Spektrum von Klimaschwankungen. Modellrechnungen für 55°N nach LEMKE (1977) und Messungen für Mittelengland nach KUTZBACH und BRYSON (1974).

Erweiterungen der stochastischen Klimamodelle

Ein Klimamodell, das geeignet sein soll, das gegenwärtige Klima zu beschreiben oder sogar in der Lage ist, Klimaveränderungen vorherzusagen, muß alle für das Klima wichtigen Prozesse enthalten. Das ist leichter gesagt als getan. Was sind denn die wichtigen Prozesse? Unklarheit darüber ist mit ein Grund, warum man mit sehr unterschiedlichen Ansätzen Klimamodelle konstruiert, je nach dem ob man die Atmosphäre (Allgemeine-Zirkulations-Modelle), die gemittelte Energiebilanz (Statistisch-Dynamische-Modelle) oder die stochastischen Eigenschaften, wie hier bei den stochastischen Klimamodellen, in den Vordergrund stellt. Sicher ist aber, daß ein vollständiges Modell alle diese Komponenten und noch einige mehr einschließen muß. Von welcher Seite man auch kommt, beim Prozeß der Erweiterung der zunächst noch unterschiedlichen Modelle werden sie sich schließlich immer ähnlicher werden müssen. Das gilt auch für stochastische Klimamodelle, deren mögliche Weiterentwicklung nun diskutiert werden soll.

Zwei naheliegende Erweiterungen des einfachen Klimamodells von LEMKE (1977) sind zum einen die Berücksichtigung der langfristigen deterministischen Änderungen der Ozeanzirkulation und zum anderen die Abhängigkeit des mittleren Zustands der Atmosphäre vom Ozean. Im Unterschied zur Atmosphäre kann der Zustand des Ozeans über einen sehr viel längeren Zeitraum deterministisch verfolgt werden. Im Prinzip müssen dabei die hydrodynamischen Gleichungen gelöst werden. Schon wegen der komplizierten Land-Ozean-Verteilung kann man nur mit Hilfe des Computers zu realistischen Beschreibungen des Ozeans kommen. Gewisse Vereinfachungen sind jedoch möglich. Die Veränderungen der Temperatur und des Salzgehalts, die zusammen das Druckfeld bestimmen, erfolgen nur langsam im Vergleich zur Einstellzeit für die Strömungen. Als zeitabhängige Gleichungen mit einem Integrations-Zeitschritt von etwa 1 Monat verbleiben nur solche, die dieses Druckfeld berechnen. Die Strömungen ergeben sich dann aus den stationären Bewegungsgleichungen. Der Zeitschritt von 1 Monat bei der Integration des Ozeanmodells ist groß gegen die typische Zeitskala der atmosphärischen Fluktuationen. Wir interessieren uns also auch hier nur für den mittleren (stochastischen) Zustand der Atmosphäre, allerdings nun als Funktion langsam veränderlicher Randbedingungen (z.B. der Meeresoberflächentemperatur). Dieser mittlere Zustand läßt sich ebenfalls aus stationären atmosphärischen Gleichungen ableiten. Sofern die Änderungen der Randbedingungen klein sind, können die atmosphärischen Gleichungen bezüglich der dadurch erzeugten Anomalien linearisiert werden.

Ohne weitere Vereinfachungen sind die zu lösenden Gleichungen aber immer noch sehr kompliziert. Die Frage ist, welche Prozesse wir überhaupt berücksichtigen wollen, und was ihre einfachste, jedoch für unsere Zwecke noch ausreichende Darstellung ist. Beispiele für solche Prozesse sind etwa die Anregung der Meeresoberflächentemperatur-Anomalien, die Rolle der Wolken in der Strahlungsbilanz, oder das Phänomen der blockierenden Hochdrucklagen, ein Prozeß, der hinsichtlich seiner Zeitskala gerade in einem Übergangsbereich zwischen den Wetterfluktuationen und den Klimavariationen angesiedelt ist. Zur Aufklärung solcher Prozesse kann man sich auf entsprechende Daten stützen. Häufig handelt es sich dabei um stochastische Daten, da die Wetterfluktuationen fast überall mit hereinspielen.

Ein Verfahren, das es erlaubt, aus stochastischen Daten Modelle abzuleiten, ist die sogenannte Inverse Modellierung. An einen gegebenen Datensatz wird ein Modell angepaßt, das eine Reihe freier Parameter enthält. Die Parameter werden dann so gewählt, daß die Anpassung möglichst gut wird. Bei Kenntnis der Statistik der Daten ist es auch möglich, einen objektiven Signifikanztest durchzuführen, der darüber entscheidet, ob das angepaßte Modell mit der Statistik der Daten verträglich ist. Mit diesem Verfahren hat REYNOLDS (1977) versucht, die Meeresoberflächentemperaturanomalien des Nordpazifiks zu modellieren. Als Modell benutzte er die Energiebilanz [1], die, wie bereits erwähnt, die Anomalien als Ergebnis der stochastischen Wärmeflüsse aus der Atmosphäre deutet. Er erhielt signifikante Anpassung im Inneren des Nordpazifik und etwas schlechtere Anpassung in Gebieten mit stärkeren Meeresströmungen. Gleichung [1] kann man natürlich durch einen Advektions- und einen Diffusionsterm erweitern:

$$\frac{dT'}{dt} + \mathbf{v} \cdot \nabla T' - D \nabla^2 T' = \lambda T' + n, \quad [8]$$

und dieses neue Modell [8] mit den Parametern v , D , λ , n wieder an Daten anpassen. Der Signifikanztest entscheidet darüber, ob das neue Modell auch mit der Statistik der Daten verträglich ist. Mit einem Modell vom Typ der Gleichung [8], worin statt der Meerestemperatur-Anomalien T' die Seeis-Anomalien der Arktis beziehungsweise der Antarktis eingesetzt wurden, konnte LEMKE et al. (1980) ebenfalls signifikante Anpassung an entsprechende Satelliten-Daten erreichen.

Klimavorhersage

Hinter den Versuchen, das Klima zu modellieren, steht mit der Wunsch, in Zukunft Klimavorhersagen machen zu können. Hängt nun die Güte einer Vorhersage nur davon ab, wie gut das Modell ist, oder gibt es, wie bei der Wettervorhersage, prinzipielle Beschränkungen?

Die Untersuchung des Markov-Prozesses (Gl. [1]) als Modell für ein stark reduziertes Klimasystem hat gezeigt, daß Größen, die durch solch einen Prozeß beschrieben werden, stochastischen Schwankungen unterworfen sind. Die genaue zeitliche Entwicklung ist also prinzipiell nicht vorhersagbar. Vorhersagen kann man lediglich den Mittelwert, die Varianz oder andere mittlere Eigenschaften der Klimagrößen. Natürlich können sich äußere Randbedingungen unseres Klimasystems, etwa die Solarkonstante oder die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre, auch in deterministischer Weise verändern. Dadurch würde sich ebenfalls eine Änderung des Zustands des Klimasystems ergeben. Man könnte diesen deterministischen Anteil zur Klimaveränderung im Prinzip auch berechnen. Die dann wirklich beobachtete Veränderung kann jedoch gerade umgekehrt sein, einfach deshalb, weil zufällig eine größere statistische Schwankung in Gegenrichtung eingetreten ist. Ob wir deterministische Einflüsse vorhersagen können, hängt demnach von ihrer Größe im Vergleich zu den stochastischen Schwankungen ab.

Diese Problematik, nämlich die Frage nach dem Signal-zu-Rausch-Verhältnis, tritt bereits bei Allgemeinen Zirkulations-Modellen auf, wenn sie dazu benutzt werden sollen, herauszufinden, wie die Atmosphäre auf Änderungen der Randbedingungen reagiert. Man kann versuchen, das Pro-

blem auf folgende Weise zu lösen: Mit einem linearen atmosphärischen Modell berechnet man zunächst die grobe Struktur des Signals, d.h. die Änderung des atmosphärischen Gleichgewichtszustands aufgrund wenig veränderter Randbedingungen. Aus längeren Simulationsrechnungen weiß man dazu, wie das Rauschen als Folge der Wetterstatistik auf die verschiedenen Komponenten des Allgemeinen Zirkulations-Modells verteilt ist. Man wählt nun einen neuen Satz von Modellvariablen derart aus (im allgemeinen ein Untersystem mit einer kleineren Anzahl von Modellvariablen), daß in der Projektion auf dieses Untersystem das Signal-zu-Rausch-Verhältnis möglichst groß wird (HASSELMANN 1979). Damit erhöht sich auch die Chance, daß die Antwort des Modells auf eine Änderung der Randbedingungen vom Rauschen getrennt und damit eine echte Vorhersage gemacht werden kann.

Literatur

- HASSELMANN, K.
Stochastic climate models. Pt. 1: Theory. *Tellus* 28 (1976) S. 473–485.
- HASSELMANN, K.
On the signal to noise problem in atmospheric response studies. In: *Meteorology of Tropical Oceans*. London: Roy. Meteorol. Soc. 1979, S. 251–259.
- KUTZBACH, J. E.; BRYSON, R. A.
Variance spectrum of Holocene climatic fluctuations in the North Atlantic sector. *J. Atmos. Sci.* 31 (1974) S. 1958–1963.
- LEMKE, P.
Stochastic climate models. Pt. 3: Application to zonally averaged energy models. *Tellus* 29 (1977) S. 385–392.
- LEMKE, P.; TRINKL, E. W.; HASSELMANN, K.
Stochastic dynamic analysis of polar sea ice variability. (Erscheint in *J. Phys. Oceanogr.*)
- REYNOLDS, R. W.
Sea surface temperature anomalies in the North Pacific Ocean. *Tellus* 30 (1978) S. 97–103.

5

H. REISER und V. RENNER, Offenbach a.M.

Zirkulationsmodelle

1 Die Simulation des gegenwärtigen Klimas

Für ein tieferes Verständnis der unser gegenwärtiges Klima und seine regionalen Besonderheiten bestimmenden Faktoren bietet die Weiterentwicklung der großen globalen Zirkulationsmodelle (in PROMET 2/3'79 behandelt) einen erfolgversprechenden, aber auch sehr aufwendigen Ansatz.

Zirkulationsmodelle bilden die räumliche Struktur der Atmosphäre dreidimensional mit hoher Auflösung nach und zeichnen sich durch eine besonders sorgfältige Modellierung bzw. Parametrisierung energetisch wirksamer Prozesse aus. Die Modelle enthalten deshalb auch Ansätze zur Erfassung

der wichtigen Wechselwirkungen an der unteren Grenzfläche der Atmosphäre. Dabei werden jedoch nur die obersten Schichten des festen Erdbodens (\sim Eindringtiefe der jährlichen Temperaturwelle) und teilweise auch die Kryosphäre interaktiv einbezogen, während der Einfluß der Ozeane im allgemeinen noch einseitig als externe Wirkung vereinfachend behandelt und durch Vorgabe der Oberflächentemperaturen und anderer Parameter realisiert wird; gelegentlich wird auch anstelle des Ozeans ein flacher "Sumpf" (endliche Wärmekapazität, keine Transportvorgänge) simuliert. Die Modelle erfassen demnach nur die schneller veränderlichen Prozesse innerhalb des komplexen

Klimasystems direkt; für eine voll befriedigende Simulation des von der Sonne angetriebenen Jahreszyklus wäre zusätzlich die Modellierung zumindest der oberen durchmischten Schichten der Ozeane und ihrer Eisbedeckung, in denen eine ausgeprägte jahreszeitliche Variation beobachtet wird, erforderlich.

Auch mit den zur Zeit verfügbaren Modellen lassen sich schon sehr beachtliche Resultate in der Simulation monatlicher Mittelwerte und jahreszeitlicher Änderungen erzielen, wobei unterschiedliche Wege eingeschlagen werden.

Oft begnügt man sich mit der Vorgabe stationärer externer Bedingungen (Sonnenstrahlung; Meeresoberflächentemperaturen) für Januar bzw. Juli oder das Jahresmittel und berechnet die gesuchten Klimaparameter als zeitliche Mittel z.B. über die letzten 30 Tage.

Wesentlich aufwendiger ist dagegen die direkte Simulation des Jahreszyklus; diese liefert aber auch sehr viel umfassendere Ergebnisse, die eine genauere Beurteilung der Modellqualität zulassen. Am Geophysical Fluid Dynamics Laboratory in Princeton/USA ist mit einer globalen 11-Schichten-Version des dort entwickelten Zirkulationsmodells eine solche Simulation über etwa 3 1/2 Modelljahre durchgeführt und in einer Reihe von Arbeiten von MANABE und anderen Autoren veröffentlicht worden; die Grundzüge und einige Ergebnisse dieser umfassenden Studie sollen im folgenden wiedergegeben werden.

In diesem Modell ist die Sonnenstrahlung nach Breite und Jahreszeit veränderlich, wobei der tägliche Gang durch Mittelung eliminiert wurde. Der Strahlungsrechnung liegen die vom Modell errechnete Feuchteverteilung sowie vorgegebene Werte für CO₂ (konstantes Mischungsverhältnis), O₃ (von Jahreszeit, Breite und Höhe abhängig) und eine zeitlich und zonal gemittelte Bewölkung (nur breiten- und höhenabhängig) zugrunde. Die Bodentemperatur ergibt sich über Land aus der Forderung nach lokaler Kompensation der Flüsse von Strahlung, sensibler und latenter Wärme an der Oberfläche, zu denen ggf. noch die Wärmeleitung im Meeres eis berücksichtigt wird. Die Eisbedeckung und ihre Dicke

werden im wesentlichen vorgeschrieben. Über den eisfreien Ozeanen wird die Oberflächentemperatur aus beobachteten monatlichen Mittelwerten für Februar, Mai, August und November abgeleitet. Die Bodenfeuchte errechnet sich unter Berücksichtigung von Niederschlag, Schneeschmelze, Verdunstung und Abfluß.

Die Integration beginnt mit den Ergebnissen einer früheren Januarsimulation als Ausgangszustand; sie wird zunächst über 1,5 Modelljahre mit größerer Horizontalaufösung (~ 530 km Gitterabstand im Kurihara-Gitter) und über die anschließenden beiden Jahre mit voller Auflösung (~ 265 km) durchgeführt. Die letzten 1 3/4 Jahre werden für die Auswertung verwendet in der Annahme, daß störende Einschwingvorgänge hinreichend abgeklungen sind.

Abbildung 5.1 (aus MANABE und MAHLMAN, 1976) zeigt die zonal gemittelte Temperaturverteilung für Dezember bis Februar bzw. Juni bis August. Im allgemeinen ist die Übereinstimmung mit den Beobachtungen bemerkenswert gut; allerdings wird die winterliche obere Stratosphäre am Pol bis zu 25 K zu kalt (ein Fehler, der auch bei Rechnungen mit anderen Modellen zu beobachten ist). Die zonal gemittelte Windverteilung in Abbildung 5.2 (gleiche Quelle) zeigt ebenfalls recht gute Ergebnisse, wenn auch der Polar-nachtjet in der Hochstratosphäre viel zu intensiv, etwas nach niederen Breiten verschoben und nur unzureichend abgesetzt vom Subtropenjet an der Tropopause simuliert wird.

Die Ergebnisse dieser Klimasimulation lassen sich auf einfache Weise zusammenfassen, wenn man die errechneten mittleren Temperatur- und Niederschlagsverteilungen und ihre jahreszeitlichen Variationen benutzt, um daraus die unterschiedlichen Klimatypen nach der 1931 von KÖPPEN entwickelten Klimaklassifikation abzuleiten (Abb. 5.3, aus MANABE und HOLLOWAY, 1975). Der Vergleich mit den auf Beobachtungen basierenden Klimatypen in Abbildung 5.4 läßt erkennen, daß z.B. die tropischen Regenklimate und besonders die subtropischen Trockenklimate in Australien und Nordafrika gut simuliert werden, daß aber auch

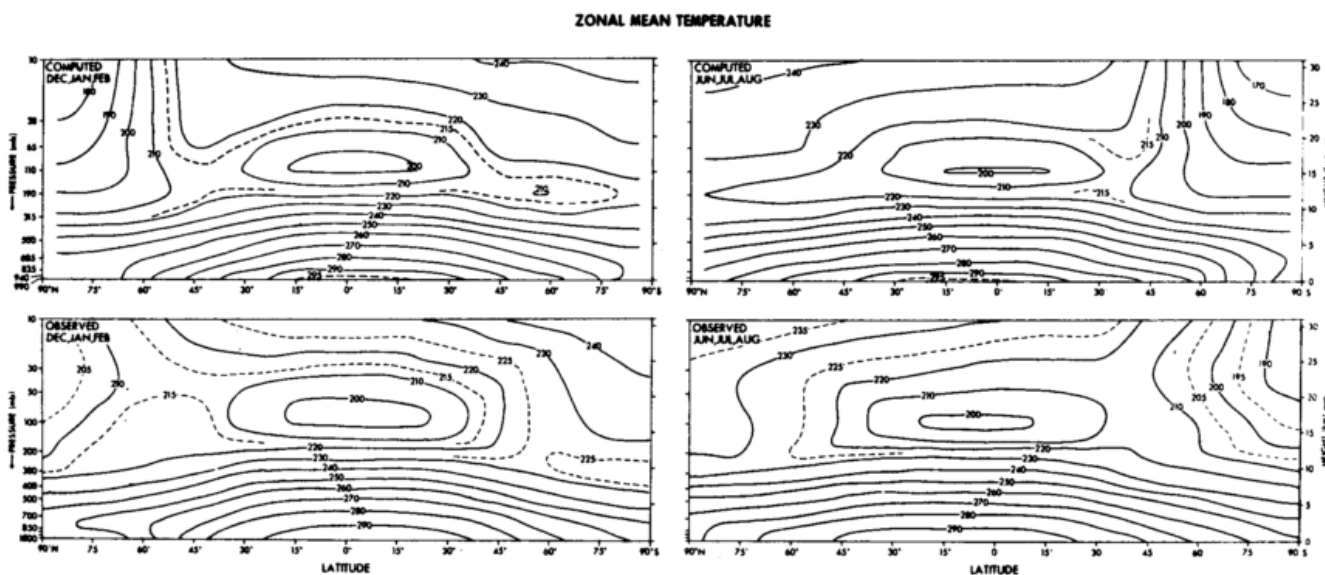


Abb. 5.1: [Aus MANABE und MAHLMAN (1976)]: Zonal gemittelte Temperatur in K. Links: Dezember –

Februar; rechts: Juni – August; oben: simuliert; unten: beobachtet.

MEAN ZONAL WIND

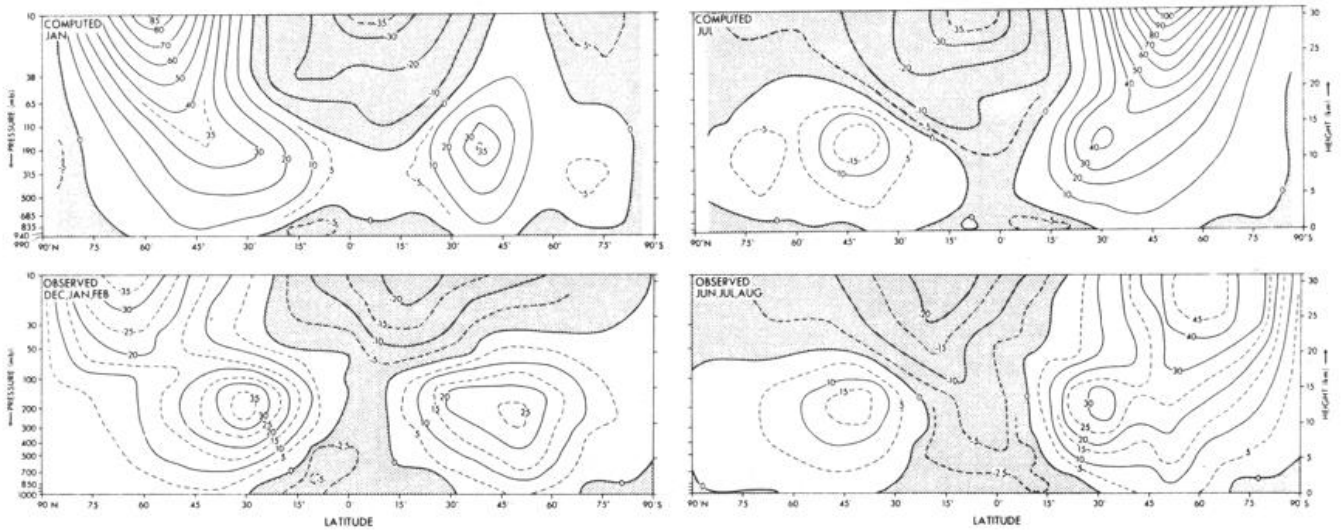


Abb. 5.2: [Aus MANABE und MAHLMAN (1976)]: Zonal gemittelter Zonalwind in ms^{-1} . Oben: Simulier-

te Verteilungen für Januar (links) und Juli (rechts); unten: Beobachtungen für Dezember – Februar (links) und Juni – August (rechts).

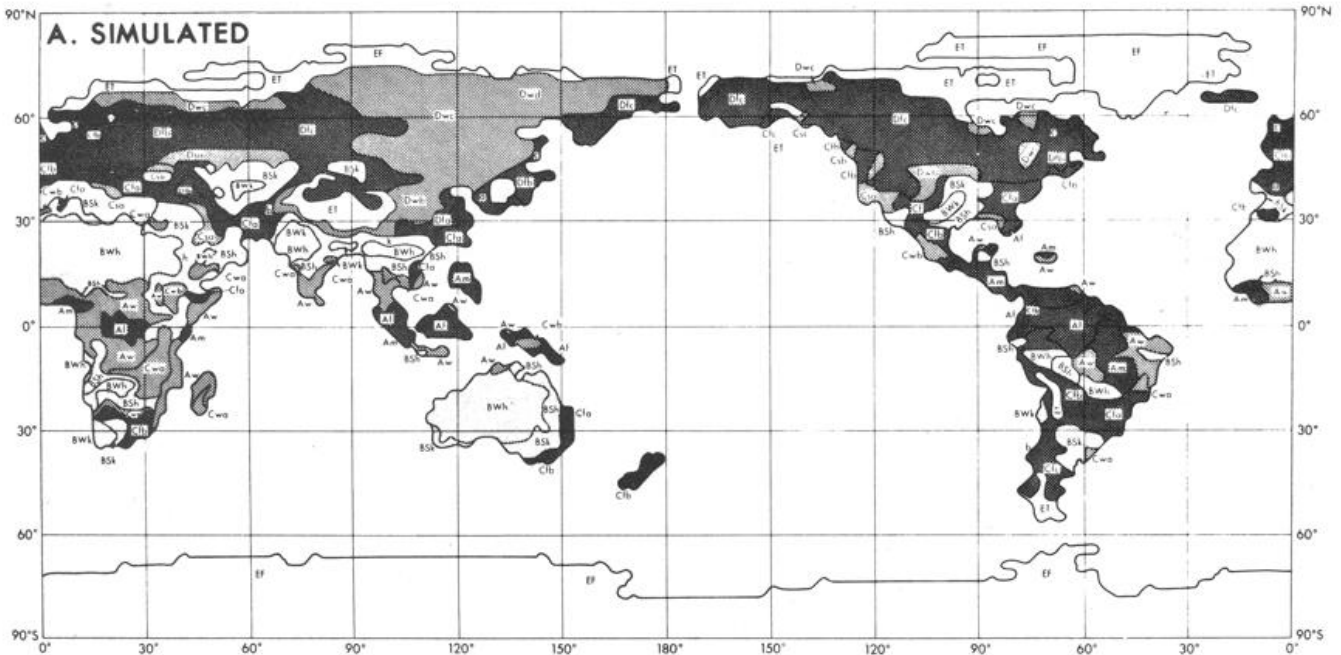


Abb. 5.3: [Aus MANABE und HOLLOWAY (1975)]: Simulierte Verteilung der Klimatypen von Köppen.

noch viele Diskrepanzen verbleiben. Die großzügige Struktur des gegenwärtigen Klimas und seiner jahreszeitlichen Variation wird bemerkenswert gut über den Kontinenten simuliert (wobei nicht übersehen werden darf, daß die Meeresoberflächentemperaturen und ihr zeitlicher Gang vorgeschrieben waren).

2 Sensitivitätsexperimente

Bei Sensitivitätsexperimenten ändert man einen dem Modell vorgegebenen Parameter – beispielsweise die Sonnenstrahlung, die Erdbodenbeschaffenheit oder die Zusammensetzung

der Atmosphäre – und untersucht, wie sich das nun vom Modell simulierte Klima gegenüber einem Kontroll-experiment mit ungeändertem Parameter unterscheidet. Man beabsichtigt damit, die Wirkungsmechanismen innerhalb des Klimasystems der Erde zu untersuchen, mögliche Ursachen für Klimaschwankungen aufzudecken bzw. eventuell bevorstehende – insbesondere vom Menschen selbst hervorgerufene – Klimaänderungen abzuschätzen. Dabei muß man jedoch bedenken, daß die Zirkulationsmodelle in ihrer heutzutage verwendeten Form immer nur Teilsysteme des gesamten Klimasystems simulieren und wichtige Wechselwirkungen außer acht lassen. Sie können daher

nur grobe Abschätzungen liefern für das, was bei einer entsprechenden Parameteränderung (z.B. einer verdoppelten CO₂-Konzentration) in der wirklichen Atmosphäre geschehen wird.

Ein besonderes Problem bei diesen Experimenten stellt die hohe interne Variabilität der Modellergebnisse auch bei konstanten Randbedingungen dar (s. hierzu PROMET 2/3 '79, S. 23). Sie zwingt bei einigen Untersuchungen dazu, unrealistisch große Änderungen der Parameter vorzuschreiben, um eindeutig aus dem Rauschen hervortretende Reaktionen des Modells zu erhalten.

Änderungen der Solarkonstanten (insbesondere in der oben betrachteten Größenordnung) wurden bisher nicht beobachtet. Dagegen kann man ausrechnen, daß die von der Erde empfangene Sonnenstrahlung aufgrund von Erdbahnänderungen im Zeitraum von Jahrzehntausenden deutlich schwankt (Milankovitch-Effekt). MASON (1976, 1979) berichtet über eine deutliche Änderung der vom BMO-Modell simulierten Junizirkulation, wenn statt der heutigen die vor 10.000 Jahren von der Erde empfangene (für Juni im globalen Mittel 7 % höhere) Sonnenstrahlung als Antriebsfunktion benutzt wird; dieses Experiment wurde bereits in PROMET 4'77 ausführlicher geschildert.

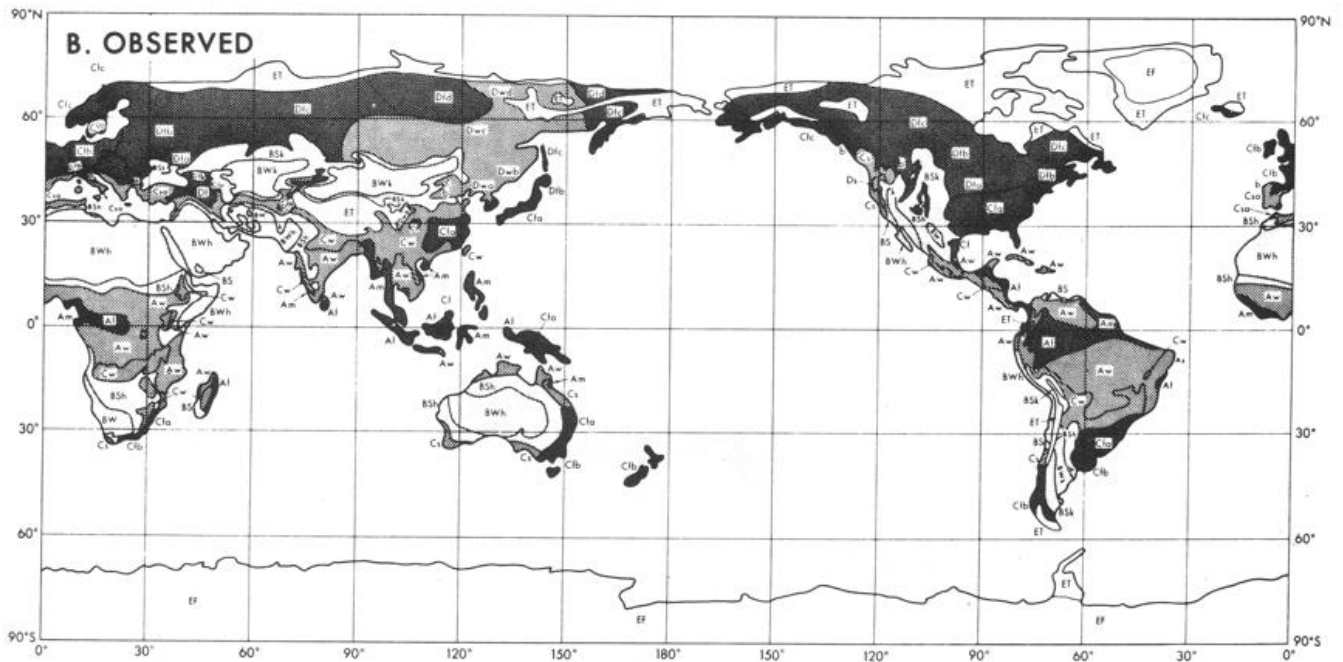


Abb. 5.4: Wie Abb. 5.3, jedoch beobachtete Verteilung.

2.1 Änderung der Sonneneinstrahlung

Da die gesamte atmosphärische Zirkulation von der Sonnenstrahlung angetrieben wird, liegt es nahe zu untersuchen, wie die Zirkulationsmodelle auf eine Änderung dieses fundamentalen Parameters reagieren. So simulieren WETHERALD und MANABE (1975) die Jahresmittelzirkulation mit unterschiedlichen Werten der Solarkonstanten (GFDL-Modell mit idealisierter Land-Meer-Verteilung, Ozean als nasse Fläche ohne Wärmespeicherung, Bewölkung vorgegeben). Abbildung 5.5 zeigt die erhaltenen Differenzen der zonal gemittelten Temperatur für eine Erhöhung der Solarkonstanten um 2 % gegenüber ihrem heutigen Wert. In der gesamten Troposphäre ergibt sich eine Erhöhung der Temperatur. Besonders stark ist der Effekt in hohen Breiten in Bodennähe, u.a. wegen des folgenden Selbstverstärkungsmechanismus: höhere Temperatur → Zurückweichen der Schneegrenze und dadurch Abnahme der Bodenalbedo → stärkere Absorption der Sonnenstrahlung → höhere Temperatur. Im Mittel erhöht sich die Bodentemperatur um 3 K. Bei einer Erniedrigung der Solarkonstanten um 2 % nimmt sie dagegen um mehr als 4 K ab. Besonders stark reagiert der Niederschlag auf die Änderung der Solarkonstanten: Er nimmt im Flächenmittel um gut ein Viertel zu, wenn die Konstante von 96 % auf 102 % ihres heutigen Wertes erhöht wird.

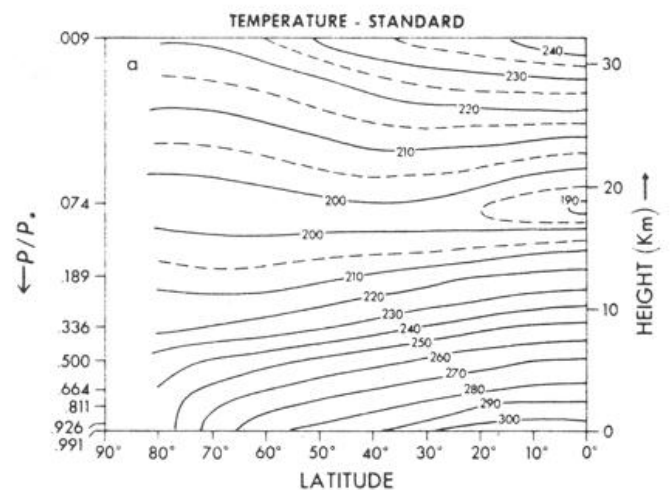


Abb. 5.5: [Aus WETHERALD und MANABE (1975)]: Änderung der zonal gemittelten Temperatur bei einer Erhöhung der Solarkonstanten um 2 % (in K).

2.2 Änderungen der Randbedingung am Boden

Eine große Anzahl von Experimenten untersucht den Einfluß geänderter unterer Randbedingungen auf die simulier-

te Zirkulation. Da in Zirkulationsmodellen meist die Ozeanoberflächentemperatur als externer Parameter behandelt wird, gehören hierher zunächst die Experimente, die die Reaktion der Modellatmosphäre auf Anomalien dieser Temperatur untersuchen. Eine Beschreibung dieser Experimente findet sich in dem Artikel von NIESEN in PROMET 2/3'79.

Verschiedentlich wird auf die Möglichkeit hingewiesen, daß innerhalb einiger Jahrzehnte das arktische Seeis geschmelzen könnte (s. z.B. FLOHN, 1978), entweder als unbeabsichtigter Nebeneffekt menschlicher Aktivitäten (CO_2 -Erhöhung, Reduzierung der Süßwasserlieferung der großen sibirischen Ströme) oder infolge bewußter Eingriffe mit dem Ziel, das Klima in hohen Breiten zu mildern. Die Reaktion eines Zirkulationsmodelles auf das Fehlen dieser Eismassen wurde von WARSHAW und RAPP (1973) mit dem RAND-Modell und von NEWSON (1973) mit dem BMO-Modell untersucht. In beiden Fällen wurde eine Winterzirkulation simuliert, einmal mit üblichen Randbedingungen, dann in einem Lauf, wo das arktische Seeis durch Wasser von -1°C bzw. 0°C ersetzt worden war. Neben der zu erwartenden drastischen Erwärmung der bodennahen Luft in Polnähe findet NEWSON überraschend eine deutliche Abkühlung über den Landgebieten in mittleren Breiten (s. Abb. 5.6). Er führt dies auf eine – auch im RAND-Modell beobachtete – Abschwächung der Westwindzirkulation in mittleren Breiten zurück, als deren Folge die Zufuhr milder ozeanischer Luftmassen über den Landgebieten abgeschwächt wird. Aufgrund der groben Beschränkungen des Modells, insbesondere dem Festhalten der Ozeanoberflächentemperaturen auch in den ehemals eisbedeckten Gebieten, ist diese Aussage mit großer Vorsicht zu interpretieren; das Ergebnis macht aber auf jeden Fall deutlich, daß komplizierte physikalische Systeme (wie insbesondere auch die Atmosphäre selbst) zu Reaktio-

nen fähig sind, die man wohl kaum durch einfache Überlegung vorhersagen könnte.

Experimente mit unterschiedlichen Werten der Erdbodenalbedo beschreiben CHARNEY et al. (1977). Sie gingen u.a. der Frage nach, ob eine (durch extensive Bodennutzung bedingte) Erhöhung der Albedo in Wüstenrandgebieten verantwortlich sein kann für eine Reduzierung der Niederschläge, wie sie besonders in der Sahelzone beobachtet wurde. Die mit dem GISS-Modell durchgeführten Julisimulationen bestätigen dies speziell für die Sahelzone recht eindrucksvoll. Die Autoren weisen aber selbst darauf hin, daß die vom Modell simulierte Niederschlagsverteilung in beiden Experimenten deutlich von der beobachteten abweicht und außerdem in Ermangelung verfügbarer Daten die Erhöhung der Albedo (von 0,14 auf 0,35) völlig willkürlich vorgegeben wurde.

Die mit verschiedenen Modellen durchgeführten Simulationen des Eiszeitklimas basieren ebenfalls im wesentlichen auf der Vorgabe geänderter unterer Randbedingungen. Es werden hier Werte der Ozeanoberflächentemperatur, Eisverteilung, Albedo und Topographie verwendet, wie sie für die Zeit vor etwa 18.000 Jahren rekonstruiert worden sind. MANABE und HAHN (1977) berücksichtigen im GFDL-Modell auch noch die aufgrund des schon genannten Milankovitch-Effektes geänderte Einstrahlung.

Die Eiszeitsimulationen stellen einen wichtigen Prüfstein für die Zirkulationsmodelle dar, da außer den genannten Randbedingungen auch andere Klimadaten für die betreffende Zeit bekannt sind. Es läßt sich daher für diesen Fall nachprüfen, ob die heutigen Verhältnissen angepaßten Modelle auch auf deutlich andere Randbedingungen realistisch reagieren. Dies konnte in engen Grenzen bereits gezeigt werden: Einer der wesentlichsten Unterschiede des eiszeitlichen Sommerklimas gegenüber dem heutigen be-



Abb. 5.6: [Aus NEWSON (1973)]: Unterschied der Lufttemperatur in Bodennähe zwischen einem Simulationsexperiment mit eisfreiem arktischen Ozean und einem Experiment mit mittlerer beobachteter Eisbedeckung (Einheit: K).

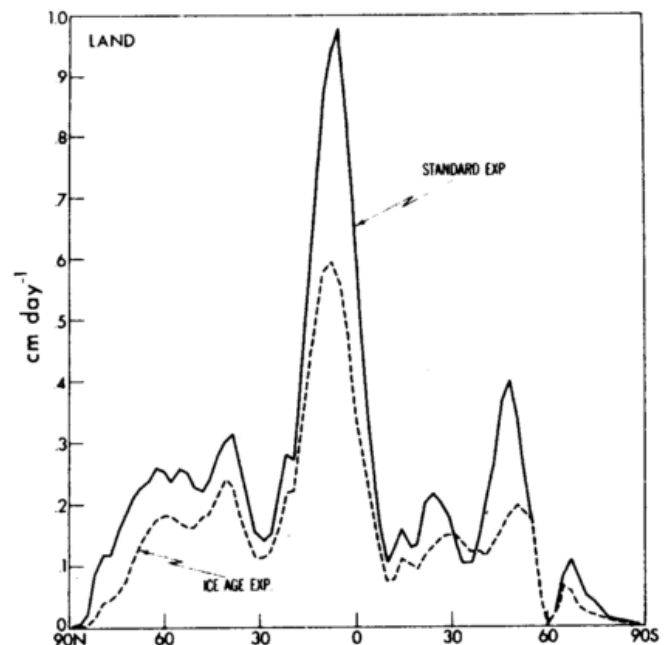


Abb. 5.7: [Aus MANABE und HAHN (1977)]: Zonales Mittel des Niederschlages über Land, zeitlich gemittelt über die Monate Juli und August (in cm/Tag). Durchgezogene Kurve: Simulationsexperiment mit heutigen Bedingungen; unterbrochene Kurve: Experiment mit Eiszeitbedingungen.

stand sowohl im GFDL- als auch im RAND-Modell (GATES, 1976) darin, daß auf der Nordhalbkugel die Lufttemperatur über den Kontinenten stärker erniedrigt wurde als über See, was eine Schwächung der monsonalen Zirkulationen und einen deutlich geringeren Niederschlag zur Folge hatte (s. Abb. 5.7). Das soll auch durch unabhängige geologische Daten bestätigt worden sein. Freilich treten im einzelnen auch deutliche Unterschiede zwischen den Simulationen mit unterschiedlichen Modellen auf.

2.3 Geänderte Zusammensetzung der Atmosphäre

Besonderes Interesse findet gegenwärtig die Frage, ob bei weiterem Anwachsen des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre eine merkliche Klimaänderung erwartet werden muß. Hierzu haben MANABE und WETHERALD (1975) ein Experiment mit der bereits unter 2.1 beschriebenen Version des GFDL-Modells durchgeführt. Sie finden bei einer Verdoppelung des CO₂-Gehaltes – die bei weiter wachsender Verwendung fossiler Brennstoffe in einigen Jahrzehnten eintreten kann – eine Erhöhung der Temperatur in Bodennähe um einige Grad Celsius, besonders stark in hohen Breiten (s. Abb. 7 in PROMET 2/3 '78, S. 10). Das Experiment wurde inzwischen wiederholt (WETHERALD und MANABE, 1979) mit einer verbesserten Modellversion, in der die Bewölkung vom Modell vorhergesagt wird; dabei ergab sich im wesentlichen dieselbe Temperaturänderung. Auch bei dieser Rechnung bleibt jedoch die Modellierung des Ozeans unzureichend, so daß die Ergebnisse nur qualitativ andeuten, was bei einer Verdoppelung des CO₂ in der Atmosphäre wirklich passieren könnte. Das gleiche gilt für Ergebnisse von MITCHELL (1979), der im BMO-Modell bei Simulationsexperimenten mit verdoppeltem CO₂ die Ozeantemperaturen einmal auf den heutigen Werten festhält, einmal überall um 2 K erhöht. Aussagekräftiger wird eine Wiederholung derartiger Experimente mit einem gekoppelten Ozeanmodell sein, wie sie speziell von WETHERALD und MANABE ins Auge gefaßt wird.

Auch andere vom Menschen in größerer Menge freigesetzte Gase könnten in Zukunft das Klima beeinflussen, indem sie – wie das CO₂ – direkt auf den Strahlungshaushalt einwirken oder möglicherweise die Ozonkonzentration ändern. In diesem Zusammenhang seien die beiden folgenden Zirkulationsexperimente erwähnt: DICKINSON et al. (1978) untersuchen im NCAR-Modell die direkte Wirkung

von Chlorfluormethanen auf die Januarzirkulation. Um eine aus der Variabilität deutlich hervortretende Reaktion des Modells zu erhalten, wird die Konzentration der Gase mit insgesamt 10 ppb sehr hoch angesetzt (3 ppb entsprechen einer Gleichgewichtskonzentration nach der heutigen Produktionsrate). Es ergibt sich dann in der oberen Troposphäre eine Erhöhung der zonal gemittelten Temperatur von einigen Grad Celsius. Der Einfluß einer Erniedrigung des Ozons um 50 % gegenüber seiner heutigen Konzentration wurde mit dem BMO-Modell untersucht (MURGATROYD et al., 1975). Die zonal gemittelte Temperatur wurde in der Stratosphäre um bis zu 20 K niedriger, dagegen zeigte das Modell in Bodennähe keinen sicher feststellbaren Effekt.

Verschiedentlich wurden Experimente durchgeführt mit stark erhöhter Aerosolkonzentration in der Stratosphäre, wie sie z.B. nach Vulkaneruptionen zeitweilig auftritt. Aufgrund unterschiedlicher Auslegung der Experimente und vereinfachender Modellannahmen sind die Ergebnisse nicht gut miteinander vergleichbar und bestätigen nur teilweise den aus Beobachtungen erschlossenen Sachverhalt, daß nach großen Vulkanausbrüchen die Temperaturen in der Stratosphäre um einige Grad Celsius ansteigen (NEWELL, 1970), am Boden dagegen leicht abzunehmen scheinen (MASS und SCHNEIDER, 1977). Ein Beispiel für diese Experimente wurde in Promet 4' 77 (S. 19) beschrieben. Weiter sei die Simulation des Krakatoa-Ausbruchs von HUNT (1977) mit dem GFDL-Modell erwähnt.

2.4 Wärmeezeugung

Nach WILLIAMS et al. (1979) betrug die anthropogene Wärmeezeugung 1975 etwa 8 TW und wird in 50 Jahren bei etwa 25–40 TW liegen; extreme Schätzungen gehen bis 400 TW. Da selbst die letztgenannte Größe nur etwa 0,5 % der auf der Erde absorbierten Sonnenenergie beträgt, wird verständlich, daß die Zirkulationsmodelle bei einigermaßen realitätsnahen Sensitivitätsexperimenten nicht ohne weiteres deutlich erkennbare Reaktionen zeigen. So erhielt WASHINGTON (1971, 1972) im NCAR-Modell zwar bei einer (gleichmäßig über alle Landflächen verteilten) Wärmeezeugung von 2.500 TW eine Erhöhung der global gemittelten Temperatur in Erdbodennähe von 1–2 K, bei nur 300 TW (die er diesmal entsprechend der heutigen Bevölkerungsdichte verteilte) konnte er jedoch

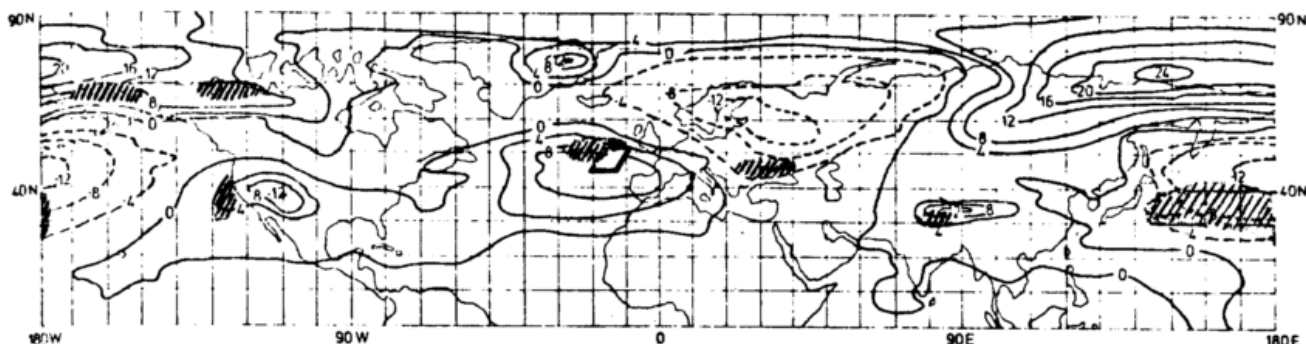


Abb. 5.8: [Aus WILLIAMS et al. (1979)]: Differenz des über 40 Tage gemittelten Bodendruckes zwischen einem Experiment mit zwei Wärmequellen von je 150 TW (in den eingerahmten Gebieten) ge-

genüber dem Mittel aus drei Kontrolleexperimenten ohne die Wärmequellen. Schraffierte Gebiete zeigen an, wo das Verhältnis dieser Differenz zur Streuung der Werte der Kontrolleexperimente größer als 5 ist.

keine aus der Modellvariabilität hervortretende Reaktion mehr erkennen.

Ein anderes Bild ergibt sich, wenn man annimmt, daß große Wärmemengen auf eng begrenztem Raum freigesetzt werden. So schrieben WASHINGTON und CHERVIN (1979) ebenfalls im NCAR-Modell eine Wärmefreisetzung von 90 W m^{-2} – wie sie gegenwärtig in Manhattan erreicht wird – für große Teile der östlichen USA vor (insgesamt knapp 400 TW). Das ergab deutliche regionale Klimaänderungen über dem betrachteten Gebiet selbst und seiner unmittelbaren Umgebung, z.B. eine Erhöhung der mittleren Bodentemperatur bis zu 3 K im Juli und bis zu 12 K im Januar. Jedoch konnten keine sicher feststellbaren Fernwirkungen oder Änderungen globaler Mittelwerte beobachtet werden.

Eine noch extremere Konzentration der Wärmequellen wurde im BMO-Modell simuliert (WILLIAMS et al., 1979), wo in zwei punktförmigen Energiezentren (s. Abb. 5.8) jeweils 150 TW Wärmeenergie an die Atmosphäre abgegeben wurden. Die simulierte mittlere Bodendruckverteilung für Januar weist gegenüber Kontrolleexperimenten nun nicht nur in der Nähe der Zentren selbst, sondern auch weit entfernt deutliche Unterschiede auf.

Literatur

Abkürzungen

JAS: Journal of Atmospheric Sciences

JAM: Journal of Applied Meteorology

JGR: Journal of Geophysical Research

CHARNEY, J. et al.

A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. JAS 34 (1977) S. 1366–1385.

DICKINSON, R. E.; LIU, S. C.; DONAHUE, T. M.

Effect of chlorofluoromethane infrared radiation on zonal atmospheric temperatures. JAS 35 (1978) S. 2142–2152.

FLOHN, H.

Die Zukunft unseres Klimas: Fakten und Probleme. Promet 2/3'78 (1978) S. 1–21.

GATES, W. L.

The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model. JAS 33 (1976) S. 1844–1873.

HUNT, B. G.

A simulation of the possible consequences of a volcanic eruption on the general circulation of the atmosphere. Mon. Wea. Rev. 105 (1977) S. 247–260.

MANABE, S.; HAHN, D. G.

Simulation of the tropical climate of an ice age. JGR 82 (1977) S. 3889–3911.

MANABE, S.; HOLLOWAY, Jr. J. L.

The seasonal variation of the hydrologic cycle as simulated by a global model of the atmosphere. JGR 80 (1975) S. 1617–1649

MANABE, S.; MAHLMAN, J. D.

Simulation of seasonal and interhemispheric variations in the stratospheric circulation. JAS 33 (1976) S. 2185–2217

MANABE, S.; WETHERALD, R. T.

The effects of doubling the CO_2 concentration on the climate of a general circulation model. JAS 32 (1975) S. 3–15.

MASON, B. J.

Towards the understanding and prediction of climatic variations. Quart. J. R. Met. Soc. 102 (1976) S. 473–498. (In Promet 4'77 abgedruckt.)

MASON, B. J.

Some results of climate experiments with numerical models. World Climate Conference, Geneva, 12–23 February 1979. WMO-No. 537 (1979) S. 210–242.

MASS, C.; SCHNEIDER, S. H.

Statistical evidence of the influence of sunspots and volcanic dust on long-term temperature records. JAS 34 (1977) S. 1995–2004.

MITCHELL, J. F. B.

Climate and increases in carbon dioxide. GARP-WGNE, Rep.-No. 19 (1979) S. 99–104.

MURGATROYD, R. J. et al.

Report of Committee of Meteorological Effects of Stratospheric Aircraft. Meteorological Office, Bracknell (1975) S. 485–506.

NEWELL, R. E.

Stratospheric temperature change from Mt. Agung volcanic eruption of 1963. JAS 27 (1970) S. 977–978.

NEWSON, R. L.

Response of a general circulation model of the atmosphere to removal of the Arctic ice-cap. Nature 241 (1973) No. 5384 S. 39–40.

WARSHAW, M.; RAPP, R. R.

An experiment on the sensitivity of a global circulation model. JAM 12 (1973) S. 43–49.

WASHINGTON, W. M.

On the possible uses of global atmospheric models for the study of air and thermal pollution. In: Man's Impact on the Climate. W. H. Matthews et al. (Eds.), Cambridge, Mass.: The MIT Press 1971.

WASHINGTON, W. M.

Numerical climatic-change experiments: The effect of man's production of thermal energy. JAM 11 (1972) S. 768–772.

WASHINGTON, W. M.; CHERVIN, R. M.

Regional climatic effects of large-scale thermal pollution: Simulation studies with the NCAR general circulation model. JAM 18 (1979) S. 3–16.

WETHERALD, R. T.; MANABE, S.

The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. JAS 32 (1975) S. 2044–2059.

WETHERALD, R. T.; MANABE, S.

Sensitivity studies of climate involving changes in CO_2 concentration. In: Bach et al. (Eds.): Man's impact on climate. Elsevier (1979) S. 57–64.

WILLIAMS, J.; HÄFELE, W.; SASSIN, W.

Energy and climate: A review with emphasis on global interactions. World Climate Conference, Geneva, 12–23 February 1979. WMO-No. 537 (1979) S. 267–289.

Für den Erfolg einer Klimavorhersage ist neben vielen anderen Voraussetzungen eine profunde Kenntnis der internen dynamischen Prozesse des Klimasystems von Nutzen. Hiermit sind zum einen Vorgänge gemeint, die wegen ihrer kurzen charakteristischen Zeitskalen üblicherweise nicht mehr dem Klima zugeordnet werden, aber deren zeitlich gemittelte Eigenschaften das Klima entscheidend beeinflussen. Man denke nur z.B. an die Bedeutung des mittleren Impulstransportes durch die rasch wandernden synoptischen Druckgebilde für das Windfeld im Jahresmittel. Zum anderen gilt das Interesse relativ isolierten Phänomenen mit charakteristischen Zeitskalen von Wochen bis Monaten, wie z.B. dem blockierenden Hoch, dem indischen Monsun oder auch den Anomalien der Meeresoberflächentemperatur.

Zum Studium solcher Prozesse können im Prinzip die hochentwickelten Modelle der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation Verwendung finden. Da sich hier jedoch Ursache und Wirkung schwer analysieren lassen, gibt man oft einfachen dynamischen Modellen den Vorzug, die speziell auf den interessierenden physikalischen Mechanismus zugeschnitten sind. Da diese Modelle, die sich mit Teilaspekten des Klimaproblems befassen, meist als stark abgehackte Spektralmodelle konzipiert sind, hat sich im Englischen hierfür die Bezeichnung "models with truncated wave representation" eingebürgert. Ein treffender deutscher Name existiert leider nicht.

Als einfachstes und wohlbekanntes Beispiel eines solchen Modelles sei an die Rossby-Haurwitz-Formel zur Bestimmung der Phasengeschwindigkeit von barotropen Wellen erinnert. Ausgehend von der Erhaltung der absoluten, geostrophischen Vorticity

$$\eta = \nabla^2 \Psi + f;$$

Ψ : Stromfunktion des geostrophischen Windes

in einem adiabatischen, barotropen Medium wird dabei die Verlagerung der Welle in einer konstanten Zonalströmung untersucht. Wie Datenstudien (z.B. ELIASSEN und MACHENHAUER 1965) gezeigt haben, stimmt die so vorhergesagte Phasengeschwindigkeit (mit Ausnahme der langen planetarischen Wellen) ziemlich gut mit den Beobachtungen überein. Der Erweiterung des Modells für den baroklinen Fall liegt die Erhaltung der quasigeostrophischen potentiellen Vorticity

$$q = \nabla^2 \Psi + f + f_0^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial \Psi}{\partial p} \right)$$

zugrunde (σ ist ein Maß für die statistische Stabilität). Die Ergebnisse dieses Modells, allgemein als "Lineare barokline Theorie" benannt, haben der Meteorologie zu neuen Einblicken in das Wesen der Zyklogenese in mittleren Breiten verholfen (z.B. EADY 1949, CHARNEY 1947).

Die hier vorgestellten Modelle basieren alle auf dem quasigeostrophischen Gleichungssystem, das bei adiabatischen Verhältnissen durch die Erhaltung der quasigeostrophischen potentiellen Vorticity q gekennzeichnet ist. Die vertikale Struktur der Atmosphäre wird durch Schichten appro-

ximiert, in der Horizontalen wird üblicherweise die Spektralmethode benutzt. Dabei geht man von der Vorstellung aus, daß die betrachteten Phänomene durch einige wenige Wellen angenähert werden können. Die Modelle geben damit in der Regel Auskunft über das Verhalten bestimmter Wellenkomponenten und der zonal gemittelten Strömung bei gegebenen äußeren Bedingungen (z.B. thermischer oder mechanischer Antrieb oder Orographie). Der Fehler, der durch die Vernachlässigung der nicht behandelten Wellen entsteht, wird bewußt in Kauf genommen, um die numerische oder analytische Lösbarkeit des Modells zu erleichtern.

Mit den folgenden Beispielen für Modelle bestimmter Klimamechanismen soll kein repräsentativer Überblick dieser Modellgruppe versucht werden. Sie sollen lediglich aufzeigen, auf welche unterschiedliche Untersuchungsgegenstände diese Modelle angewandt werden können.

1 Abschätzung der mittleren kinetischen Energie der Atmosphäre

Schließt man Klimaänderungen aus, so müssen sich im langfristigen Mittel die Produktion und die Vernichtung der gesamten atmosphärischen Energie die Waage halten. Die nichttriviale Frage nach den zugehörigen Gleichgewichtswerten der Gesamtenergie (oder auch von Teilenergien, wie z.B. verfügbarer potentieller Energie und kinetischer Energie) bei gegebenen äußeren Bedingungen (z.B. Solarstrahlung, CO_2 -Konzentration, etc.) können Klimamodelle – meist mit numerischen Methoden – ziemlich gut beantworten. Als schönes Beispiel dafür, wie eine solche Fragestellung von einem der hier interessierenden einfachen Modelle – wenn auch unter sehr restriktiven Modellannahmen – beantwortet wird, soll eine Arbeit von LORENZ (1966) kurz vorgestellt werden.

Ausgangspunkt ist eine barotrope, geostrophische Kanalströmung in der f -Ebene. Die dissipativen Prozesse parametrisieren wir in einem linearen, skalenunabhängigen Reibungsterm mit der Zeitkonstanten a . Zur Behandlung der gesamten nichtbarotropen Produktion von kinetischer Energie nehmen wir an, daß alle hierbei beteiligten Mechanismen im langzeitlichen Mittel als zeitkonstantes Antriebsfeld Ψ^* für unser Strömungssystem aufgefaßt werden können. Der Einfachheit halber soll dieser Antrieb auch noch dieselbe Zeitkonstante wie die Reibung besitzen. Damit lautet unsere Modellgleichung

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \Psi = -J(\Psi, \nabla^2 \Psi) - \alpha \nabla^2 \Psi + \alpha \nabla^2 \Psi^*. \quad [1]$$

Weiterhin soll der Antrieb Ψ^* auf eine einzige Eigenfunktion des Laplaceoperators beschränkt sein, der zugehörige Eigenwert sei k^2 ; also $\nabla^2 \Psi^* = -k^2 \Psi^*$. Führen wir einen Balken ($\bar{\quad}$) als langfristiges Mittel über die gesamte Kanalfläche ein, so lautet jetzt die konkrete Formulierung unseres Problems:

Welchen Einschränkungen ist unsere Modellströmung durch die Gleichung [1] unterworfen und wie wirken sich diese Einschränkungen auf die mittlere kinetische Energie $K = 1/2 (\nabla \Psi)^2$ aus?

Zunächst stellen wir fest, daß $\Psi = \Psi^*$ immer eine stationäre Lösung von [1] ist. Da aber die Anfangsbedingungen beliebig gewählt werden dürfen, existieren daneben auch immer noch andere Lösungen. Sollte sich nun herausstellen, daß bei gegebenen Modellparametern α, k, Ψ^* sich alle anderen Lösungen der bekannten Lösung Ψ^* asymptotisch nähern, so ist das Problem der Klimabestimmung gelöst. Im allgemeinen wird jedoch der realistischere Fall vorliegen, daß die Lösung $\Psi = \Psi^*$ instabil ist und es werden sich zeitabhängige Lösungen entwickeln, deren kinetische Energie K beträchtlich von der kinetischen Energie der stationären Lösung $K^* = 1/2 (\nabla \Psi^*)^2$ abweichen kann.

Für die allgemeine Lösung setzen wir daher

$$\Psi = b \overline{\Psi^*} + \Psi_1, \quad [2]$$

wobei $b \overline{\Psi^*}$ das Raum-Zeitmittel von Ψ ist und $\overline{\Psi_1 \Psi^*} = 0$ gelten soll. Die Vorticitygleichung für die transiente Strömung finden wir durch Einsetzen von [2] in [1] zu

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \Psi_1 = -J(\Psi_1, \nabla^2 \Psi_1) - bJ(\Psi_1, \nabla^2 \Psi^*) - \alpha \nabla^2 \Psi_1 + (1-b)\alpha \nabla^2 \Psi^*. \quad [3]$$

Durch Multiplikation von [3] mit Ψ_1 und anschließender Mittelung erhalten wir die Bilanzgleichung für die mittlere transiente kinetische Energie $K_1 = 1/2 (\nabla \Psi_1)^2$

$$-bB + \alpha K_1 = 0. \quad [4]$$

bB ist ein Quellterm für K_1 mit $B = -1/2 \nabla^2 \Psi_1 J(\Psi^*, \Psi_1)$. Eine Quelle von K_1 kann in unserem Modell aber nur die Antriebsströmung Ψ^* sein. Durch Multiplikation von [3] mit Ψ^* folgt

$$B - (1-b)\alpha K^* = 0. \quad [5]$$

Aus [4] und [5] erhält man $K_1 = b(1-b)K^*$ oder $0 \leq b \leq 1$. Berechnet man nun K unter Verwendung von [2] zu $K = b^2 K^* + K_1$ so zeigt sich

$$K = b K^*. \quad [6]$$

Die Konstante b gibt also genau das Verhältnis der gesamten kinetischen Energie unseres Systems zur (bekannten) Antriebsenergie an.

Über eine Reihe von Abschätzungen gelingt es B durch K_1 auszudrücken

$$B \leq k U^* K_1. \quad [7]$$

U^* ist die Maximalgeschwindigkeit des Antriebsfeldes. Mit [4] erhält man daraus die gesuchte Abschätzung für b und damit für die mittlere kinetische Energie

$$\frac{\alpha}{k U^*} \leq b \leq 1. \quad [8]$$

Man erkennt, daß sich K_1 umsoweniger von K unterscheidet, je größer die Längenskala ($\sim k^{-1}$) des Antriebs ist. Da stabile Lösungen $\Psi = \Psi^*$ durch $b = 1$ gekennzeichnet sind und $0 \leq b \leq 1$ gelten muß, folgt aus [8], daß sich erst dann transiente Störungen entwickeln können, wenn das Antriebsfeld U^* eine gewisse kritische Geschwindigkeit $U_c = k/a$ überschreitet. Dies kann als barotropes Äquivalent zur baroklinen Instabilität aufgefaßt werden.

2 Der Einfluß der großräumigen Orographie auf die globale Drehimpulsbilanz

Erde und Atmosphäre können Drehimpuls über die Bodenreibung und den Gebirgseffekt austauschen. Mit der üblichen Parameterisierung der Bodenschubspannung folgt die

bekannte Tatsache, daß Ostwinde am Boden als Impulsquelle, Westwinde am Boden als Impulsenke für die Atmosphäre fungieren. Der Drehimpuls der Atmosphäre wird auch erhöht, wenn der Bodendruck nach Osten zu über einen Gebirgszug hinweg zunimmt. Datenstudien (z.B. OORT und BOWMAN 1974) haben nun gezeigt, daß der mittlere globale Drehimpuls der Atmosphäre positiv ist. Außerdem verschwinden die Quellterme Reibung und Gebirgseffekt jeweils für sich im langfristigen Mittel annähernd.

EGGER und METZ (1980) verwenden ein einfaches Modell einer barotropen Kanalströmung um der Frage nachzugehen, warum der mittlere globale Drehimpuls gerade den beobachteten Wert annimmt und warum die Quellterme verschwinden. In einer (äquivalent-) barotropen Atmosphäre muß der Bodenwind proportional zum Wind in der Mitte der Troposphäre angesetzt werden, was sicherlich keine gute Approximation für die tatsächlich beobachteten Verhältnisse ist. Daher verzichten die Autoren auf eine Untersuchung des Reibungseinflusses. Die Wirkung der Orographie wird im äquivalent-barotropen Modell bekanntlich durch die beim Überströmen der Gebirge auftretenden Divergenzen dargestellt, die man mit Hilfe der kinematischen Grenzflächenbedingung zur Höhe der Orographie in Beziehung setzt. Es gilt die quasigeostrophische potentielle Vorticitygleichung für ein barotropes Medium:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \Psi = -J(\Psi, \nabla^2 \Psi + f) - J(\Psi, \frac{f_0 h}{H}). \quad [9]$$

Hierbei ist h die Orographie, H eine vertikale Skalenhöhe und f_0 ein repräsentativer Wert von f . Der mittlere globale Drehimpuls der Atmosphäre reduziert sich für eine barotrope Kanalströmung auf eine über die Gesamtfläche des Kanals gemittelte Windkomponente u_0 . Für u_0 wird die prognostische Gleichung

$$\frac{d}{dt} u_0 = \frac{f_0}{H} \langle h \frac{\partial \Psi}{\partial x} \rangle \quad [10]$$

mitgeführt; die spitzen Klammern sollen Flächenmittel darstellen. Der Term auf der rechten Seite von [10] ist die hier verwendete Approximation des Gebirgseffektes.

Betrachtet man jetzt nur eine einzige Wellenstörung

$$\Psi = \Psi_r \cos(mx) + i \Psi_i \sin(mx) \sin(ny)$$

mit $m = \frac{2\pi}{L}$, $n = \frac{2\pi}{B}$, L : Kanallänge, B : Kanalbreite

und verwendet denselben Ansatz für die Orographie, wobei o.B.d.A. $h_i = 0$ gesetzt werden kann, so besitzt das System [9], [10] bekanntlich analytische Lösungen (vergl. z.B. FISCHER 1980). Es hat jedoch auch noch andere angenehme Eigenschaften. Die Erhaltungsgrößen kinetische Energie und potentielle Enstrophie sind nämlich Flächen zweiter Ordnung in einem Phasenraum, der von den Koordinaten $u_0, k\Psi_r, k\Psi_i$ ($k^2 = m^2 + n^2$) aufgespannt wird. Die Energieflächen sind Kugeln, die Enstrophieflächen Rotationsparaboloide, die durch die Anfangs- und Randbedingungen eindeutig festgelegt sind. Der momentane Zustand des Strömungsfeldes läßt sich durch einen Punkt im Phasenraum beschreiben. Zustandsänderungen, d.h. Trajektorien des Systempunktes liegen daher auf der Schnittkurve von Energiefläche und Enstrophiefläche. Man kann leicht zeigen, daß in unserem Fall die Projektion dieser Schnittkurve in die $(u_0, k\Psi_r)$ -Ebene auf einer Parabel liegt.

Der Scheitel dieser Parabel liegt bei $u_o = \beta/k^2$, das ist die stationäre Rossbygeschwindigkeit der Welle; ihre $k\Psi_r$ -Koordinate ist umgekehrt proportional zu Höhe der Orographie h_c .

In Abbildung 6.1 sind die Trajektorien für zwei verschiedene Orographiehöhen bei gleicher Anfangsbedingung (I) dargestellt. Mit dem niedrigeren Gebirge kann sich der Systempunkt nur auf dem Parabelstück $I I_1$ bewegen, u_o bleibt in der Nähe seines Anfangswertes \tilde{u}_o . Da solche einfache Systeme im allgemeinen periodische Lösungen besitzen, ergibt sich als Zeitmittel $\tilde{u}_o \cong \tilde{u}_o$. Falls h jedoch einen bestimmten Grenzwert überschreitet, kann das System einen viel größeren Abschnitt der Parabel durchlaufen (Kurve $I I_2$). Als Schätzwert bietet sich hier an $\tilde{u}_o \leq \beta/k^2$. Für genügend hohe Orographie muß sich der mittlere Drehimpuls u_o also so einstellen, daß die Wellenstörung eine negative Phasengeschwindigkeit bekommt.

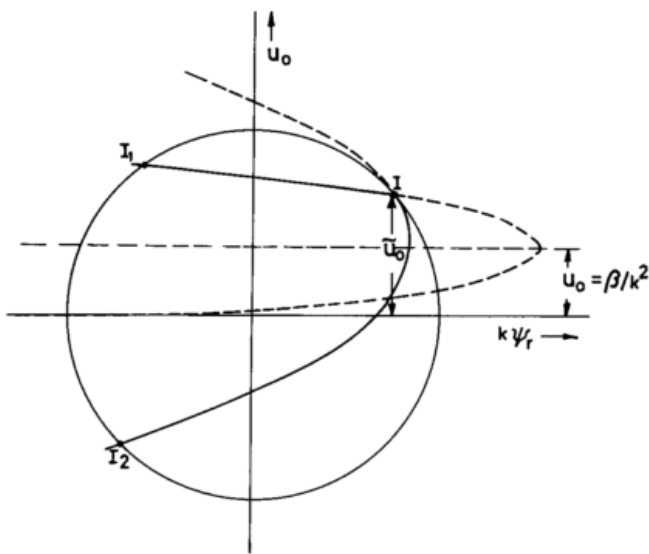


Abb. 6.1: Schema des Energiekreises und der Projektion der Trajektorien in die (u_o, k_r) -Ebene. Kurve $I I_1$: niedrige Orographie; Kurve $I I_2$: hohe Orographie. (Aus: EGGER und METZ 1980)

Als nächstes stellt sich die Frage, wie sich die Zulassung von mehreren Wellen auswirkt. Hier lassen sich keine analytischen Abschätzungen mehr machen. Mit Hilfe numerischer Integrationen stellen die Autoren fest, daß derselbe Mechanismus auch hier wirksam ist. Der Drehimpuls nimmt solange ab, bis alle Wellen eine nach Westen gerichtete Phasengeschwindigkeit besitzen. Der hier untersuchte Mechanismus sagt also einen sehr kleinen, positiven Wert für den langzeitliche gemittelten Drehimpuls voraus.

3 Das blockierende Hoch

Blockierende Hochs beobachtet man vor allem in mittleren bis hohen Breiten des NO-Atlantiks und NO-Pazifiks, aber auch über Westeuropa. Bei einer mittleren Lebensdauer von zwei Wochen treten sie in Jahresmittelkarten nicht mehr in Erscheinung. Es gibt jedoch Beobachtungen,

die andeuten, daß langsame Komponenten des atmosphärischen Strömungsfeldes mit Zeitskalen von zwei Wochen bis zwei Monaten eng mit dem Phänomen des blockierenden Hochs zusammenhängen (vgl. z.B. SAWYER 1970). Man vermutet, daß Gebirge und Meeresoberflächentemperaturanomalien beim Zustandekommen der blockierenden Hochs eine Rolle spielen. Beide Einflüsse sind relativ leicht in einfache Klimamodelle einzubauen und so liegt der Gedanke nahe, solche einfache Modelle für die Untersuchung des Blockierungsmechanismus zu benutzen.

In einer Reihe von Arbeiten (EGGER 1978, 1979; SCHILLING 1980) wurde gezeigt, daß der Prozeß des Aufbaus eines blockierenden Hoch-Tiefsystems, dessen Lebensdauer über 1 bis 2 Wochen und schließlich der Zusammenbruch mit Übergang zu einer Zirkulationsform mit hohem Zonalindex, mit einfachen Modellen hinreichend gut simuliert werden kann. Es stellte sich dabei heraus, daß das Auftreten einer Blockierung an eine längenabhängige Anregung (meist Orographie) gebunden ist. Als möglichen Mechanismus schlägt EGGER die Wechselwirkung zwischen einer orographisch angeregten stehenden Welle und einer freien planetarischen Welle mit hinreichend niedriger Phasengeschwindigkeit vor. Bei geeigneter Struktur des zonalen Grundstroms (Spaltung des Jets) ist dieser Mechanismus immer erfolgreich. Die so erzeugten Blocks erweisen sich auch als stabil gegenüber dem Einfluß von Reibung und zufälligen Störungen durch kürzere Wellen. SCHILLING (1980) weist darauf hin, daß bei der für eine Blockierung notwendigen Energieanhäufung in den langen planetarischen Wellen auch nichtlineare barokline Wechselwirkungen eine Rolle spielen.

EGGER (1979) und CHARNEY und DEVORE (1979) betrachten die Blockierung als möglichen metastabilen stationären Zustand der Atmosphäre, der nur für gewisse Zeiträume angenommen wird. Bei geeignet vorgeschriebener Zonalströmung findet EGGER eine gute Übereinstimmung zwischen der stationären Lösung der linearisierten barotropen Vorticitygleichung bei realistischer Orographie und beobachteten Januar-Topographien. CHARNEY und DEVORE untersuchen stationäre Lösungen der quasigeostrophischen potentiellen Vorticitygleichung für ein Minimalsystem (eine Welle bei räumlich konstanter Zonalströmung u_o) mit Reibung und Antrieb bei idealisierter Orographie. Sie erhalten im allgemeinen drei stationäre Lösungen, von denen zwei stabil gegenüber kleinen Störungen sind. Die beiden stabilen Lösungen sind durch hohes bzw. niedriges u_o charakterisiert. Abbildung 6.2 zeigt die zugehörigen Stromlinienbilder. Die Lösung mit niedrigem Zonalwind wird von den Autoren mit dem Blockierungszustand in Zusammenhang gebracht. Als Mechanismus für den Übergang der Atmosphäre vom geblockten Zustand zu einem mit hohem Zonalindex wird angenommen, daß das blockierende Hoch baroklin instabil gegenüber kleinskaligeren Störungen von endlicher Amplitude ist.

Eine andere Erklärung für diesen Übergang schlägt HART (1979) vor. Er behandelt ein ähnliches System wie CHARNEY und DEVORE, nur setzt er voraus, daß die Orographie aus langgestreckten Gebirgrücken quer zur Strömungsrichtung besteht. HART stellt fest, daß ein Übergang von einem quasi-stabilen Zustand in den anderen dann stattfinden kann, wenn ein Parameter des Modells (im wesentlichen das Verhältnis von Orographiehöhe zur Intensität der antreibenden Strömung) einen bestimmten kritischen Wert

über- bzw. unterschreitet. HART stützt seine Hypothese durch zahlreiche numerische Experimente. In Abbildung 6.3 ist das Zeitverhalten von u_0 für zwei Versuche wiedergegeben. Bei schwachem Antrieb, bzw. hohen Gebirgen strebt das System vom zonalisierten Zustand in den Blockierungszustand (Kurve a). Diesen kann es erst wieder verlassen, wenn der Antrieb erhöht wird (Kurve b). Letzteres scheint darauf hinzudeuten, daß beim Zusammenbruch der Blockierung barokline Prozesse eine wesentliche Rolle spielen.

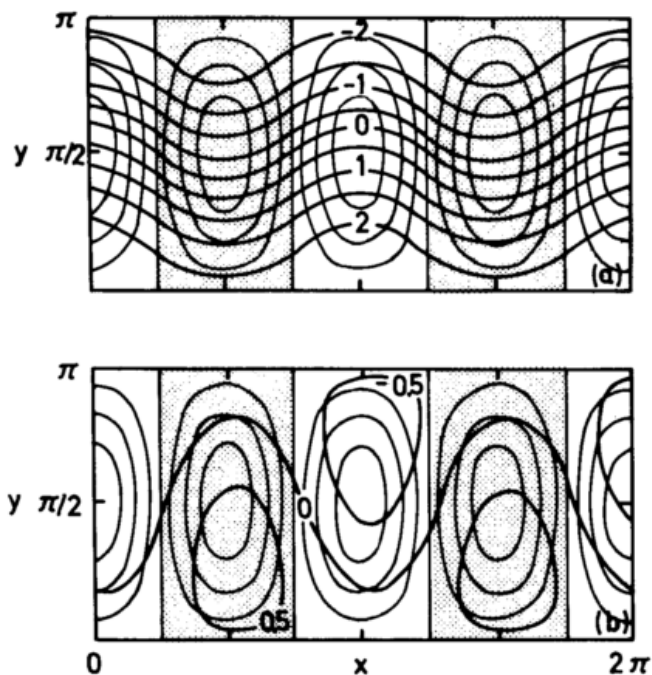


Abb. 6.2: Stromfunktionsfelder (dicke Linien) für Gleichgewichtszustände in dimensionslosen Einheiten. a: Zustand mit hohem Zonalindex; b: Blockierungszustand. Dünne Linien: Isolinien der Orographie. Täler sind schattiert. (Aus: CHARNEY und DEVORE 1979)

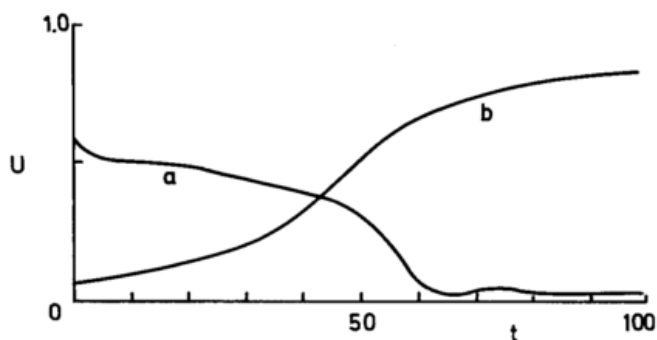


Abb. 6.3: Zeitverlauf des mittleren Drehimpulses für den Übergang von einem Zustand mit hohem Zonalindex in den Blockierungszustand (Kurve a) und umgekehrt (Kurve b). (Aus: HART 1979)

4 Großräumige Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre

Großräumige Abweichungen der Temperatur der Meeresoberfläche vom langfristigen Mittelwert, die eine mittlere Lebensdauer von einigen Monaten besitzen, sind schon seit langem bekannt (vgl. z.B. NAMIAS 1959). Wegen ihrer großen Zeitskala wird zwar ein Einfluß dieser Anomalien auf die Atmosphäre vermutet, wegen der Kleinheit der anomalen Wärme Flüsse im Vergleich zu den übrigen Flüssen in der Wärmebilanz einer Luftsäule ist es jedoch sehr schwierig, einen Effekt aus dem "Rauschen" der Beobachtungen herauszufiltern. Will man das Problem von der Modellseite her anpacken, so sind hierfür Langzeitintegrationen (einige Jahre Simulationszeit) mit einem ausgereiften Modell der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation und einem parallel geschalteten Ozeanmodell erforderlich. Aus ökonomischen Gründen und der einfacheren Handhabung wegen verwenden SALMON und HENDERSHOTT (1976) zur Untersuchung dieses Problems ein einfaches Klimamodell, das allerdings bereits als Miniausgabe eines Zirkulationsmodells angesehen werden kann.

Es handelt sich hier um ein quasigeostrophisches, baroklines 2-Schichtenmodell auf der Kugel, dem ein einfaches Ozeanmodell angekoppelt ist. Meeresströmungen sind nicht zugelassen. Vorhergesagt wird lediglich die Temperatur der Meeresoberfläche. Die Kopplung zwischen den Modellen erfolgt über eine einfache Parameterisierung des Austausches von fühlbarer und latenter Wärme. Die Variablen des 2-Schichten-Modells werden nach Kugelflächenfunktionen entwickelt, wobei die planetarischen Wellenzahlen $m = 0, 3, 6, 9, 12$ und pro planetarischer Wellenzahl jeweils drei meridionale Wellenzahlen zugelassen sind.

Zur Abschätzung eines möglichen Einflusses von Anomalien der Meerestemperatur auf die Atmosphäre führen die Autoren drei numerische Experimente durch. Einen Kontrolllauf, in dem die Meeresoberflächentemperatur konstant ist und nur von der geographischen Breite abhängt. Einen Lauf, in dem beobachtete Anomalien fest vorgegeben sind und einen Lauf, in dem der Ozean seine Temperatur durch Wärmeaustausch mit der Atmosphäre frei entwickeln kann. Im letzten Lauf bilden sich Anomalien aus, die in ihrer Ausdehnung und Intensität den Beobachtungen entsprechen. Diese Anomalien weisen eine gute Korrelation mit dem atmosphärischen Strömungsfeld im Bereich der langen, quasistationären Wellen ($m=3$) auf. Im Spektrum der Bodentemperatur (Abb. 6.4) treten Peaks auf, die sich den diskreten Wellenzahlen des Modells zuordnen lassen. Der Hauptanteil der Varianz liegt im Modell, wie auch in der wirklichen Atmosphäre, bei Perioden zwischen 1 und 30 Tagen; das Spektrum der Meeresoberflächentemperatur ist rot.

Die Autoren führen umfangreiche statistische Untersuchungen durch, um einen Unterschied in der atmosphärischen Zirkulation zwischen den Läufen mit und ohne Anomalien der Meeresoberflächentemperatur herauszufiltern. Sie müssen jedoch feststellen, daß der Rauschpegel der Atmosphäre so hoch ist, daß sich keine statistisch signifikanten Unterschiede finden lassen. Daher kommen sie zu dem Schluß, daß Anomalien der Meeresoberflächentemperatur eher das Ergebnis als die Ursache langperiodischer Vorgänge in der Atmosphäre zu sein scheinen.

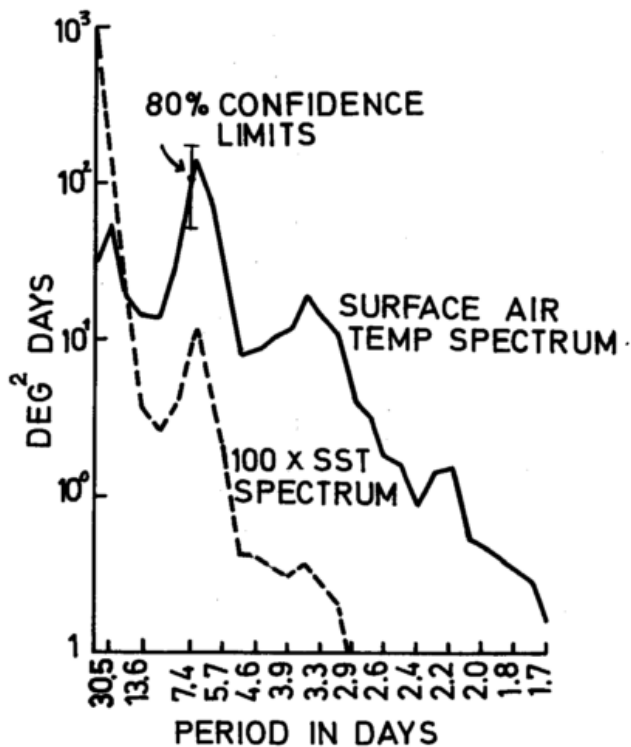


Abb. 6.4: Spektren der Bodentemperatur und der Meeresoberflächentemperatur in 45°N, berechnet aus Modelldaten. Die Spektren sind über fünf Frequenzen bandgemittelt.
(Aus: SALMON und HENDERSHOTT 1976)

Literatur

Abkürzungen

JAS: Journal of Atmospheric Sciences

QJRMS: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society

CHARNEY, J. G.

The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteorol.* 4 (1947) S. 135–162.

CHARNEY, J. G.; DEVORE, J. G.

Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *JAS* 36 (1979) S. 1205–1216.

EADY, E. J.

Long waves and cyclone waves. *Tellus* 1 (1949) S. 33–52.

EGGER, J.

Dynamics of blocking highs. *JAS* 35 (1978) S. 1788–1801.

Stability of blocking in barotropic channel flow. *Beitr. Phys. Atm.* 52 (1979) S. 27–43.

Orographically forced planetary flow. In: Workshop on Mountains and Numerical Weather Prediction. Reading: ECMRWF 1979, S. 89–108.

EGGER, J.; METZ, W.

On the mountain torque in a barotropic planetary flow. *Erscheint in QJRMS* (1980).

ELIASSEN, E.; MACHENHAUER, B.

A study of the fluctuations of the atmospheric planetary flow patterns represented by spherical harmonics. *Tellus* 17 (1965) S. 220–238.

FISCHER, G.

The effect of a planetary scale mountain on a barotropic flow treated in a simple low order system. *Beitr. Phys. Atm.* 53 (1980) S. 295–309.

HART, J. E.

Barotropic quasi-geostrophic flow over anisotropic mountains. *JAS* 36 (1979) S. 1736–1746.

LORENZ, E. N.

Nonlinearity, weather prediction and climate deduction. MIT Statistical Forecasting Project (1966).

NAMIAS, J.

Recent seasonal interactions between North Pacific waters and the overlying atmospheric circulation. *J. Geophys. Res.* 64 (1959) 631–646.

OORT, A. H.; BOWMAN, H. D.

A study of the mountain torque and its interannual variations in the Northern Hemisphere. *JAS* 31 (1974) S. 1974–1982.

SALMON, R.; HENDERSHOTT, M. C.

Large-scale air-sea interactions with a simple General Circulation model. *Tellus* 28 (1976) S. 228–242.

SAWYER, J. S.

Observational characteristics of atmospheric fluctuations with a timescale of a month. *QJRMS* 96 (1970) 610–625.

SCHILLING, D.

A numerical investigation of the dynamics of blocking waves in a simple two-level model. *Erscheint im JAS* (1980).

Institute stellen sich vor

European Centre for Medium Range Weather Forecasts

Shinfield Park, Reading

Introduction

The European Centre for Medium Range Weather Forecasts is an inter-governmental organisation to which 17 European Member States are cur-

rently party. The objectives of the Centre are to:

– Develop computerised simulation of the atmosphere with a view to preparing medium-range weather forecasts; that is, forecasts for up

to a week or 10 days ahead;

- Collect and store the appropriate meteorological data;
- Make available a proportion of its computing capacity to the Meteorological Offices of the Member States;
- Assist in advanced training for scientific staff of the Meteorological Offices of the Member States in the field of numerical weather forecasting.

The first priority has been given to the preparation on a routine basis of medium-range weather forecasts. The complexity of this task, the amount of scientific work and the computer resources required are beyond those generally available in meteorology at a national level. However, a wide geographical scale of benefits can be obtained by making reliable medium-range forecasts and therefore there are excellent reasons for tackling this problem on an international basis. It is satisfying to record that the Centre achieved its first objective of producing medium-range weather forecasts operationally in close accordance with the schedule planned when the Centre was established. Since the 1 August 1979, forecasts have been produced five days a week and results as far as seven days ahead have been available to Member States.

Historical Background

The development of the Centre took place over a period of years, having as its original basis the proposals for co-operation in scientific and technical research by the Council of Ministers of the European Communities in October 1967. Following this, in March 1969, an expert group in meteorology submitted a report proposing, inter alia, the idea of a joint meteorological computing and research centre equipped with sophisticated data processing equipment, and engaged in medium-range weather forecasts. In October, 1969, the concept of inviting European countries outside the European Community to participate was adopted. An expanded group then began work culminating, in August 1971, in a report considering all the aspects and advantages of establishing such a joint European meteorological project. The report highlighted the major benefits of having available forecasts of the weather for several days ahead, in particular:

- Agriculture;
- The construction industry;
- Transport;
- Electricity, gas, water and food supply, especially in estimation of demand;
- Forwarning of spells of extreme weather.

The cost-benefit for Europe of reliable medium-range forecasts was estimated at £100 million per annum at 1971 prices.

Establishment of the Centre

The report led to the writing of the "Convention establishing the European Centre for Medium Range Weather Forecasts". The Convention was signed in October 1973 and came into force in November 1975. There are currently 17 Member States: Belgium, Denmark, Federal Republic of Germany, Spain, France, Greece, Ireland, Italy, Yugoslavia, Netherlands, Austria, Portugal, Switzerland, Finland, Sweden, Turkey and the United Kingdom. In September 1973, the offer of the United Kingdom to be the host Member State and to provide the permanent headquarters and facilities for the Centre was accepted.

The development of the Centre

Prior to entry into force of the Convention in November 1975, a small planning staff had been established to formulate the scientific and technical plans for the first five years of the Centre, staffing levels, plans for the headquarters, and a plan of activities for five years to enable expenditure ceilings to be determined. The staff of the Centre has now increased to about 140, of whom about half are highly qualified scientific and computer personnel, coming from many of the Member States.

The permanent headquarters of the Centre (Fig. 1)

The site for the headquarters building of the Centre, provided by the Government of the United Kingdom as host State, is an attractive semi-rural wooded setting at Shinfield Park, about three miles south of Reading in the Royal County of Berkshire. A building of 6300 m², comprising an Office Block, Computer Hall and Conference Block, was completed in May 1979. The office accommodation and Computer Hall of the headquarters were occupied in November 1978, the Centre until then having occupied temporary premises in Bracknell, Berkshire. The official opening ceremony for the headquarters building took place on 15 June 1979, and was performed by His Royal Highness, the Prince of Wales, the ceremony being attended by the Directors of many European national meteorological services, and other national representatives.

Expenditure

The current expenditure of the Centre is about £6 million per annum, contributions being made by Member States in proportion to their Gross National Products; the contribution of the Federal Republic of Germany is about 25 % of the total budget.

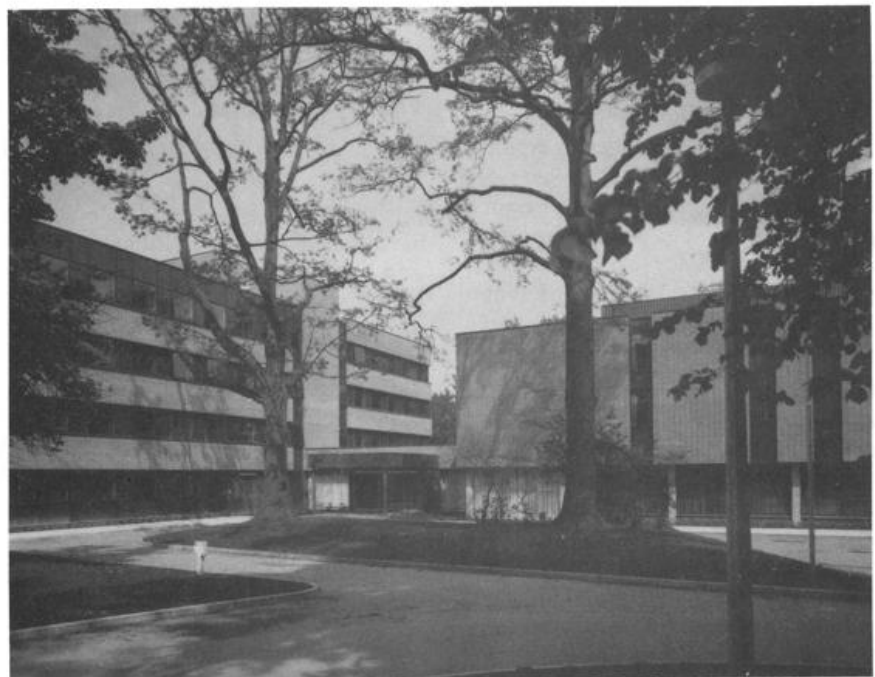


Fig. 1: ECMWF-Building

Computing System

To prepare medium-range weather forecasts, the complicated mathematical models are required to carry out numerical simulation of the atmosphere requiring very powerful computing capability. The appropriate meteorological data must also be collected, processed and stored. In addition, facilities are required to disseminate the results to Member States. The centre has therefore acquired a very fast "number-cruncher", a CRAY-1 computer of Cray Research Inc., capable of carrying out well over 50 million instructions per second. This computer is supported by a Control Data Corporation CYBER 170 Model 175 to carry out all the ancillary data handling and processing that is required. In turn, the CYBER computer is supported by a telecommunications processor controlling the broadcast of the Centre's forecasts over a private telecommunications network linking the Centre to Member States. It is ultimately planned that this network will be composed entirely of medium speed connections (i.e. 2400 or 4800 bps), but so far only Germany, Sweden and the United Kingdom have such links operational; other Member States have low speed links (50 or 100 bauds) (Fig. 2).

Operational forecasting at the Centre

A complex operational forecasting suite has been designed and set up. The suite includes all the logical steps normally involved in automatic meteorological data processing and forecast production. Meteorological observations are received as transmitted on the Global Telecommunications System via the Regional Telecommunication Hub at Bracknell. The data are decoded and checked for errors, quality control performed (such as checking consistency of various parameters, hydrostatic checks for radiosonde data), and then made available to the analysis system.

At the centre, data are assimilated in 6 hour intervals, using an optimum interpolation scheme. This has the advantage of effectively taking account of asynoptic data, and the different error structures of the various data types. After analysis, the fields obtained may contain unwanted small scale disturbances which are removed by a normal-mode initialization procedure. The forecast itself is carried out using a sophisticated numerical model,

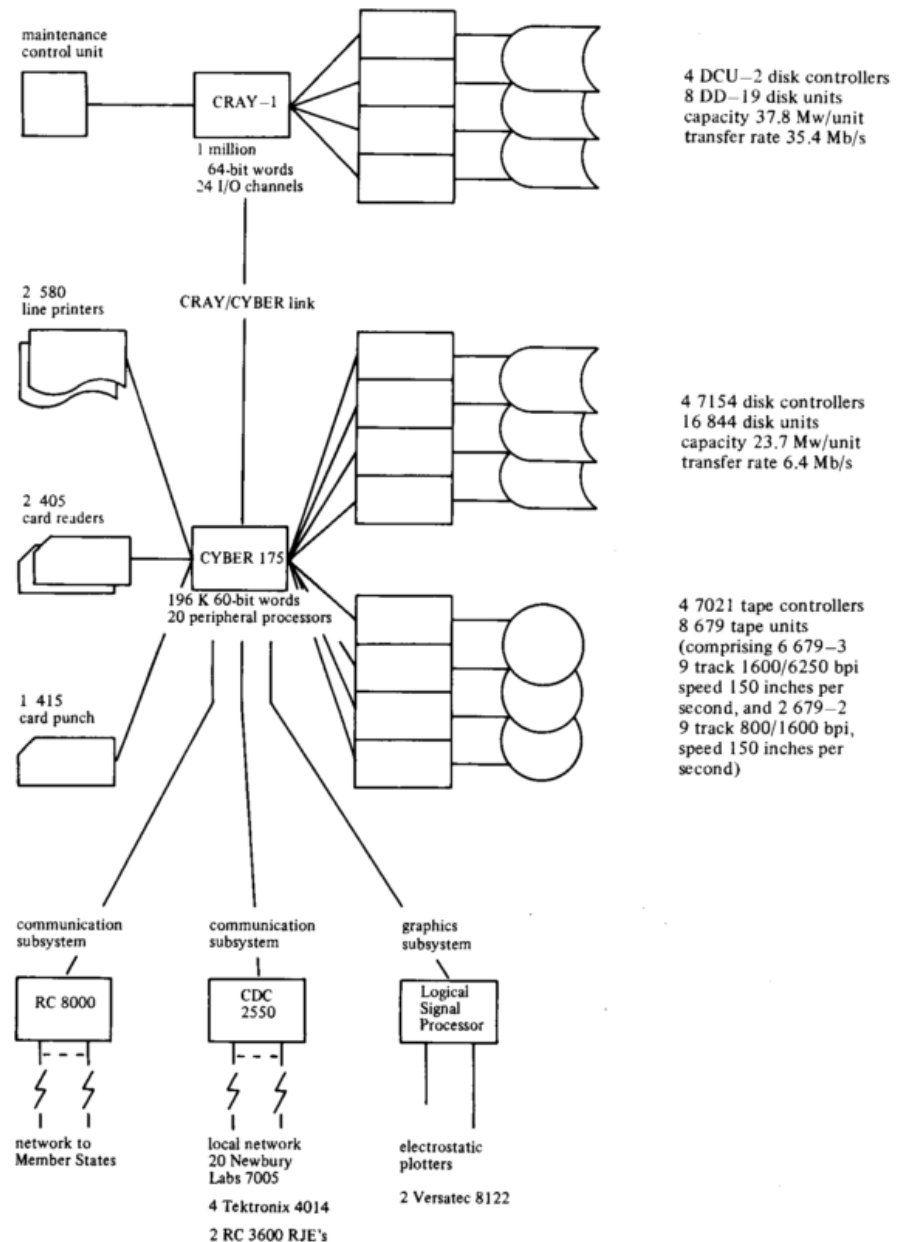


Fig. 2: Configuration diagram of ECMWF Computer System

based on a regular latitude-longitude grid or resolution 1.875° and 15 levels in the vertical. A thorough treatment of the various physical processes in the atmosphere is essential for medium-range forecasting. Thus detailed calculations of solar and long-wave radiation, absorption and reflection by clouds and aerosols, as well as ozone, water vapour and carbon dioxide are included in the model. The hydrological cycle is comprehensively treated, including convective and synoptic scale precipitation, snow-cover and run-off. With such a model, involving updating 2 million elements of data at each time step, major com-

puter resources are necessary. It is only with the advent of the generation of the very powerful computers such as the CRAY-1, capable of carrying out many tens of millions of instructions per second that use of such models and production of medium-range forecasts has become feasible operationally.

As mentioned in the introduction to this article, the first phase of operational forecasting started on the 1 August 1979, and since then medium-range forecasts have been run 5 days per week. It is planned to produce forecasts 7 days per week from 1 August 1980.

The dissemination of the Centre's products to Member States

The Centre's analyses and forecasts are prepared for a global domain. Predictions are made of geopotential heights, temperatures, winds, humidity mixing ratio, and vertical velocities, and are available to users on 12 stand-

art pressure levels from 1000 to 50 mb (in addition to certain surface fields), at 6 hour intervals, as far as 7 days ahead. Thus there are about 4000 global data fields produced by each forecast. Users in Member States can select from this range the data to suit their own particular forecasting requirements and needs. For convenience

in transmission and handling the data at the Centre and in Member States, a global field is broken down into a number of parts, each part covering a defined standard area. The data for this defined standard area is then transmitted over the link to the Member State in a coded digital form. Evidently a much greater range of

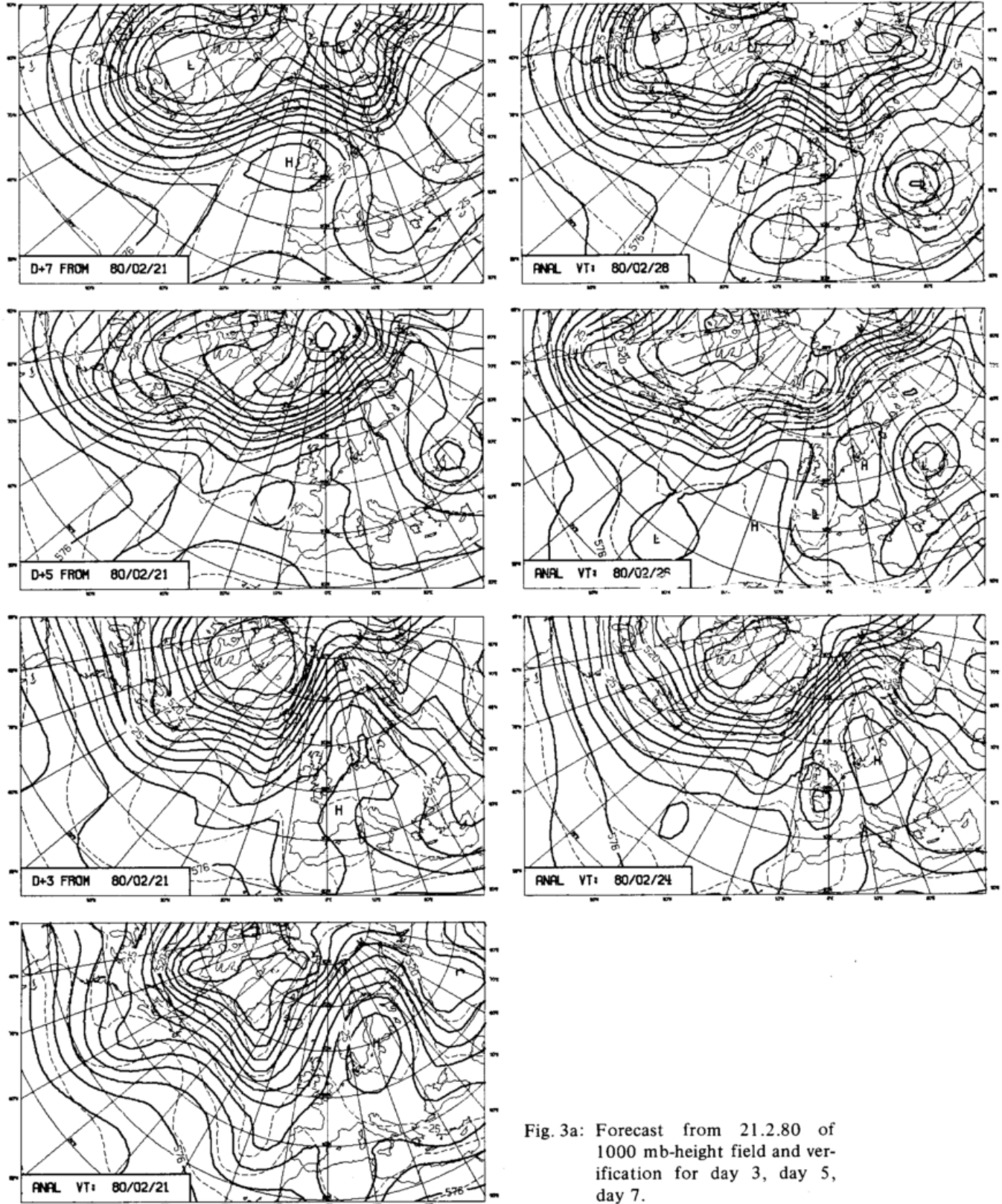


Fig. 3a: Forecast from 21.2.80 of 1000 mb-height field and verification for day 3, day 5, day 7.

products can be transmitted over medium-speed links (to countries such as Germany) than over the low speed links.

Quality of the forecasts

Within the Centre the forecasts are assessed objectively (using convention-

al verification methods such as root mean square error, or anomaly correlation coefficients) and from a "synoptic" point of view. Feedback from the users in Member States is also naturally taken very seriously into account. The overall view is that the Centre's forecasts are very good as far as 3 days and provide very useful

guidance as far as 5 or 6 days. Clearly there is much room for improvement, but it is stressed that this is the very first phase of operational medium-range forecasting at the Centre; a number of deficiencies have been identified in the operational suite and some already eliminated. Work is going on continuously to introduce

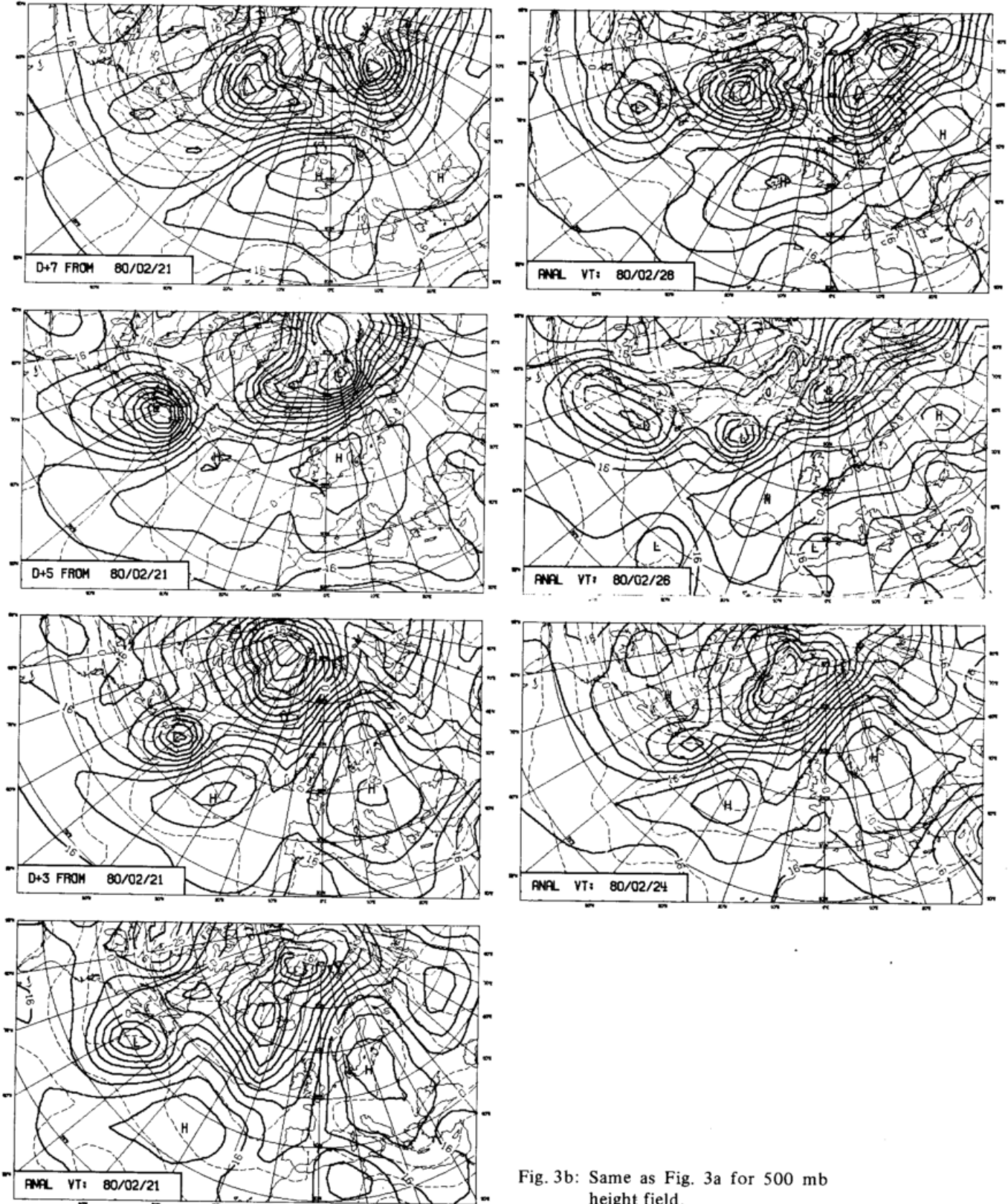


Fig. 3b: Same as Fig. 3a for 500 mb height field.

refinements especially to the analysis and forecast to overcome the various systematic and other errors noted. Improvements may also result from optimising the operational schedule currently employed by the Centre (i.e. by having a later cut-off time for inclusion of data in the analysis used as the basis for the forecast).

An example of a recent medium-range forecast produced at the Centre is illustrated in Fig. 3 (p. 37/38) which shows the 1000 mb and 500 mb analyses for 21 February 1980 for the European/Atlantic sector, and forecasts for 3 days, 5 days and 7 days together with the verifying analyses.

Other aspects of the Centre's work

Although the operational medium-

range forecasting at the Centre is the most important activity and has the highest priority, there are several other aspects of the Centre's work of considerable interest. Not all the Centre's computing resources are used by the operational activity, and the remainder is shared between the Centre's research in the area of numerical weather prediction). For Member States with medium-speed connections to the Centre, remote use in the Member State can be made of the Centre's computing system. Assistance is provided in the advanced training for scientific staff of the national meteorological services of the Member States in the field of numerical weather forecasting by provision of annual training courses at the Centre. Benefit is also derived from the fact that many

of the Centre staff are on leave from national meteorological services of the Member States. In this way there is a continual flow of meteorological expertise from and to national services as staff come to the Centre, and return in due course to their original service bringing with them the benefit of experience gained at the Centre. One of the important research projects at the Centre is the work as a FGGE Level IIIb analysis centre. Data collected during the FGGE observing year has been received from the Level IIb centres in accordance with the FGGE data management plan, and the preparation of the analyses for the year is well underway at the Centre.

R. NEWSON, Reading

Fortbildungsveranstaltungen – Tagungen

Kurs über „Numerische Wettervorhersage“ des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW)

1 Einleitung

Das Europäische Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW) veranstaltete vom 8.5. 79 bis 20.7.79 gemäß Artikel 2, Absatz 1 (h) seiner Konvention zum ersten Mal einen Kurs über „Numerische Wettervorhersage.“ Diese Kurse sollen die Wetterdienste der Mitgliedsstaaten bei der Fortbildung ihrer Wissenschaftler in fortgeschrittener numerischer Wettervorhersage unterstützen.

Inhaltlich war der Kurs in 4 Abschnitte unterteilt. Nach einer einwöchigen Einführung in das Computersystem folgte der Kurs über „Numerische Wettervorhersage“. Anschließend wurde das Modell des EZMW vorgestellt. Die letzten 3 Wochen waren für eigene numerische Untersuchungen vorgesehen.

2 Der Computerkurs

Mitglieder der Gruppe „User Support“ stellten zunächst das Computersystem vor. Danach wurden die wichtigsten Steuerkarten für die beiden Rechner besprochen. Es folgten Hinweise für

die Fehlersuche, die auf der CYBER durch einen speziellen Compiler (MANTRAP) sehr erleichtert wird. Die wesentlichsten Unterschiede zwischen FORTRAN für die CYBER (ANSI 66) und für die CRAY (ANSI 77) wurden ebenso erläutert wie die verschiedenen Möglichkeiten der Datenübertragung zwischen den beiden Rechnern. Abgeschlossen wurde der Kurs mit Hinweisen für die Handhabung der Zeichengeräte und mit einem Überblick über die zahlreichen Hilfsprogramme in den verschiedenen Bibliotheken.

3 Kurs über Numerische Wettervorhersage

Dieser Kurs bestand aus Vorlesungen, Übungen und numerischen Experimenten.

Im folgenden wurden die verschiedensten Teile des Kurses kurz besprochen.

3.1 Meteorologische Daten (K. ARPE)

In dieser einführenden Vorlesung wurden die verschiedenen Arten meteorolo-

gischer Daten, ihre räumliche und zeitliche Verteilung sowie ihre Genauigkeit und Repräsentanz besprochen.

3.2 Numerische Analyse (A. LORENC)

Nach einer kurzen Diskussion der Zwecke einer numerischen Analyse wurden folgende Methoden erläutert:

- Korrektionsmethode
- Interpolation mit analytischen Funktionen
- Optimale Interpolation.

Während die beiden ersten Verfahren relativ kurz abgehandelt wurden, nahm die Darstellung der optimalen Interpolation einen breiten Raum ein. Näheres zu diesem im EZMW angewandten Verfahren ist in Abschnitt 4 angegeben.

Um mit den einzelnen Analyseverfahren vertraut zu werden, wurde ein Programm zur Verfügung gestellt, welches Beobachtungen, die nur von einer unabhängigen Variablen abhängen, nach den verschiedenen Verfahren analysierte und die Ergebnisse graphisch

darstellte. Durch Änderung der Eingabewerte (Zahl der Beobachtungen, Genauigkeit, Anzahl der Interpolationsfunktionen, Einflusradius) ließen sich Vor- und Nachteile der Verfahren erkennen.

3.3 Initialisierung (A. C. WIIN-NIELSEN)

Zunächst wurde der Zweck der Initialisierung diskutiert. Danach wurde das Konzept der Initialisierung mit Eigenschwingungen („normal modes“) eingeführt. Für verschiedene Modelle wurde der Unterschied zwischen geostrophischer, quasigeostrophischer und „normal mode“-Initialisierung herausgearbeitet. Den Anfang machte ein eindimensionales, barotropes Modell auf der β -Fläche; es folgten 2-Flächenmodelle mit und ohne externe Schwerequellen. Ein spezielles Kapitel war der Initialisierung in äquatorialen Breiten gewidmet. Den Abschluß bildete ein globales, lineares, barotropes Modell in Kugelkoordinaten.

3.4 Dynamische Meteorologie (A. HOLLINGSWORTH)

Ausgehend von den Eulerschen Gleichungen in rotierenden Bezugssystemen wurden zunächst die primitiven Gleichungen in Kugelkoordinaten hergeleitet. Diese dienten dann als Basis für weitere Vereinfachungen, mit denen die verschiedenen Wellentypen (Schall-, Schwere- und Rossbywellen) erläutert wurden. Abgeschlossen wurde diese Reihe mit der Herleitung einiger Erhaltungssätze für verschiedene Gleichungssysteme.

3.5 Numerische Methoden (D. BURRIDGE)

Diese Reihe war der Lösung partieller Differentialgleichungen gewidmet. Nach einer Klassifikation der auftretenden Gleichungssysteme wurden zunächst numerische Methoden zur Lösung von Anfangswertproblemen diskutiert. Anhand der linearisierten Advektionsgleichung wurden die Begriffe Konsistenz, Stabilität, Konvergenz und Dispersion eines Gitterverfahrens erläutert. Danach wurde die Anwendung dieser Begriffe auf allgemeine Anfangswertprobleme dargestellt. Eine spezielle Vorlesung beschäftigte sich mit der Lösung von Randwertproblemen. Anschließend wurde eine Stabilitätsanalyse eines Differenzschemas für ein barotropes Modell durchgeführt. Nach der Erläuterung der nichtlinearen numerischen Instabilität wurde die

Reihe mit der Diskussion eines numerischen Algorithmus für ein zweidimensionales, baroklines Modell (x, p) abgeschlossen. Interessenten hatten die Möglichkeit, dieses Modell in den 3 letzten Wochen des Kurses zu programmieren und zu testen.

Für die Lösung einfacher partieller Differentialgleichungen nach verschiedenen Methoden wurde ein Programmpaket angeboten. Dies erlaubte es, eigene Erfahrungen mit den einzelnen Verfahren zu gewinnen.

3.6 Dynamik großskaliger atmosphärischer Prozesse (A. J. SIMMONS)

Ausgangspunkt war das quasigeostrophische Gleichungssystem. Als weitere Vereinfachung wurde die barotrope Vorticity-Gleichung und deren lineare Lösung hergeleitet. Phasen- und Gruppengeschwindigkeit der Rossby-Wellen wurden ausführlich diskutiert. Mit Hilfe der quasigeostrophischen Omega-Gleichung wurden Beziehungen für die Abschätzung von synoptischen Vertikalbewegungen angegeben.

Breiten Raum nahm die Behandlung der baroklinen Instabilität ein, die speziell mit einem Modell von EADY (1949) untersucht wurde. Mehrere Erweiterungen dieses einfachen Modells wurden diskutiert (Berücksichtigung des β -Effektes, Änderung der statischen Stabilität, Grundzustand mit meridionaler Struktur). Außerdem wurde der Mechanismus der makroturbulenten Transporte erläutert. Der letzte Teil dieser Vorlesungsreihe beschäftigte sich mit Wellenerscheinungen, die durch die Orographie oder durch diabatische Heizung angeregt werden. Dabei wurde sowohl der Einfluß der erzwingenden Funktion am Ort der Anregung als auch die vertikale und horizontale Ausbreitung diskutiert.

3.7 Strahlung (J. F. GELEYN)

Einer kurzen Einführung über die Bedeutung des Strahlungshaushaltes für die atmosphärische Zirkulation folgte eine detaillierte Theorie der Strahlungsübertragung (monochromatisch). Diese allgemeinen Beziehungen wurden dann für die meteorologischen Anwendungen durch Einführung der „Zweistrom“-Methode und des Additionsverfahrens vereinfacht. Es folgte eine Diskussion der spektralen Abhängigkeit der einzelnen Prozesse. Dieser mehr mathematische Teil wurde ergänzt durch eine qualitative Beschrei-

bung von Absorption, Emission und Streuung für die wichtigsten Beimengungen in den verschiedenen Wellenlängen. Den Schluß dieser Vorlesung bildeten einfache Modelle zur Abschätzung des Strahlungseinflusses auf das vertikale Temperaturprofil, auf den Tagesgang der Temperatur und auf stationäre Wolken.

3.8 Kondensation und Niederschlag (M. TIEDTKE)

Diese Reihe begann mit allgemeinen Betrachtungen über das Problem der Parametrisierung. Als Grundlage für die Beschreibung von Kondensations- und Niederschlagsprozessen wurden die Thermodynamik feuchter Luft und die physikalischen Prinzipien der Niederschlagsbildung kurz wiederholt. Es folgten Schemata für die Beschreibung großskaliger Niederschlagsprozesse ohne und mit Wolkenphase. Für die Parametrisierung der Konvektion wurden das „Adjustment“- , das KUO- und das ARAKAWA-SCHUBERT-Schema besprochen.

3.9 Grenzschicht (J. F. LOUIS)

Zunächst wurde die Rolle der turbulenten Vertikaltransporte diskutiert. Eine einfache Formulierung mit Hilfe eines konstanten Schubspannungskoeffizienten wurde durch die Berücksichtigung einer variablen Höhe der Grenzschicht erweitert. Für Modelle mit mehreren Flächen innerhalb der Grenzschicht wurden die Grundzüge der Mischungsweg-Theorie angegeben. Die folgenden Betrachtungen konzentrierten sich auf die Prandtl-Schicht. Mit Hilfe der Ähnlichkeitstheorie wurden Flußprofil-Beziehungen hergeleitet, die die Berücksichtigung thermischer Effekte gestatten. Abschließend wurde die Ausdehnung der Ähnlichkeitstheorie auf die gesamte Grenzschicht diskutiert.

3.10 Energiebilanz der Atmosphäre (L. BENGTSSON)

Zunächst wurde eine quantitative Abschätzung der einzelnen Energieflüsse der Atmosphäre gegeben. Der näheren Untersuchung der einzelnen Prozesse diente ein linearisiertes, quasigeostrophisches Zweiflächenmodell auf der β -Ebene, wie es von CHARNEY (1959) angegeben wurde. Strahlung und Dissipation wurden durch sehr einfache Ansätze erfaßt. Nachdem gezeigt worden war, daß eine mittlere Meridionalzirkulation nicht wesentlich zum Abbau der Temperaturdifferenz

zwischen Äquator und Pol beiträgt, wurde bewiesen, daß diese Zirkulation außerdem instabil wäre. Für die instabilste Welle wurden die turbulenten Energie- und Impulstransporte berechnet. Die Amplituden ergaben sich aus der Energiebilanz. Der zweite Teil dieser Reihe, der sich mit dem Einfluß der Ströme fühlbarer und latenter Wärme befaßt, soll, wie folgt, beschrieben werden.

4 Das Vorhersagesystem des EZMW

Alle Programme zur Erstellung einer 10-Tage-Vorhersage sind im EMOS-System zusammengefaßt (EMOS: ECMWF Meteorological Operational System). Der automatische Ablauf wird durch einen „Supervisor“ auf der CYBER gesteuert. Die wesentlichen Programmteile seien im folgenden kurz beschrieben.

4.1 Datensammlung

Hauptdatenquelle sind die im GTS (Global Telecommunication System) weltweit ausgetauschten Daten, die im Zentrum über die Regionalzentrale Bracknell eingehen. Einige zusätzliche Beobachtungen stehen aus den Regionen Europa, Nordamerika und Afrika zur Verfügung. Da besonders von der Südhalbkugel nur wenige Messungen eintreffen, ist man zur Zeit bemüht, über das NMC Washington zusätzliche Daten aus Südamerika zu erhalten. Auf längere Sicht will man versuchen, Informationen aus den Analysen von Melbourne und Washington zu nutzen.

4.2 Entschlüsselung und Datenprüfung

Zum Entschlüsseln werden Programme des Französischen Wetterdienstes benutzt, die auch die übermittelten Bulletins auf formale Richtigkeit überprüfen und bei Problemen die Meldungen auf dem Sichtgerät eines Meteorologen wiedergeben. Die Qualitätskontrolle basiert auf Programmen des Schwedischen Wetterdienstes. Die Meldungen werden einzeln auf interne Konsistenz und auf klimatologische Grenzen geprüft. Bei zweifelhaften Beobachtungen hat der Meteorologe verschiedene Korrekturmöglichkeiten. Zur Überwachung des Datenstromes werden für verschiedene Termine, Gebiete und Datenarten umfangreiche Statistiken erstellt. Als Abschluß der Vorarbeiten werden alle Meldungen in einer Datenbank zusammengestellt.

4.3 Numerische Analyse

Die Analyse des Massen- und Windfeldes beruht auf dem von GANDIN an-

gegebenen Verfahren der optimalen Interpolation. Dabei wird angenommen, daß die Abweichung der Analyse von einer ersten Näherung an einem Gitterpunkt als Linearkombination der Differenzen zwischen Messung und erster Näherung am Beobachtungsort ausgedrückt werden kann. Die entsprechenden Gewichte ergeben sich als Funktion der Fehler der ersten Näherung und deren Korrelationen sowie der Fehler der Beobachtungen mit den entsprechenden Korrelationen. Durch die gekoppelte Analyse mehrerer Variablen (z. B. Stromfunktion-Geschwindigkeitspotential, Wind-Potentialgradient) können näherungsweise erfüllte Gesetzmäßigkeiten (Divergenzfreiheit, geostrophischer Wind) berücksichtigt werden. Vertikale Konsistenz wird durch die Ausdehnung des Verfahrens auf 3 Dimensionen erreicht. Dies ermöglicht auch die widerspruchsfreie Berücksichtigung isolierter Beobachtungen sowohl auf als auch zwischen den Analysenflächen.

Die Vorgabe der Fehler und ihrer Korrelationen ist ein zentrales Problem des Verfahrens. Als erste Näherung für die Analyse wird im allgemeinen eine Vorhersage benutzt. Entsprechende Erfahrungen über die Fehler des Modells und deren Korrelationen liegen jedoch noch nicht vor, so daß die einzelnen Größen mit vielen Annahmen theoretisch modelliert werden. Die Korrelationen werden grundsätzlich als homogen und isotrop (unabhängig von Ort und Richtung) angenommen, so daß sie nur noch von der Entfernung abhängen. Entsprechendes gilt für die Beobachtungsfehler und deren Korrelationen.

In dem Analysenstadium spielt der überwachende Meteorologe eine wichtige Rolle. Er kontrolliert die Datenbedeckung einzelner Gebiete und die Qualitätsprüfung der Beobachtungen innerhalb der Analyse. Durch Änderungen der Fehler der ersten Näherung und der Beobachtungen kann er die Analyse beeinflussen. Außerdem hat er die Möglichkeit, „Pseudo“-Beobachtungen (Bogus-Daten) anzugeben.

Das Analysegebiet ist in eine Reihe von Teilbereichen eingeteilt, die vertikal die gesamte Atmosphäre und horizontal eine Fläche von ungefähr 700 km x 700 km umfassen. Die Analyse erfolgt dann für jeden dieser Bereiche getrennt, wobei sehr dicht beieinander liegende Messungen zu „Superbeobachtungen“ zusammengefaßt werden und in datenarmen Gebieten auch die

Werte aus benachbarten Bereichen benutzt werden. Wegen der gekoppelten Analyse der Modellvariablen in 3 Dimensionen können die Matrizen zur Berechnung der Gewichte sehr groß werden (etwa der Ordnung 150).

Das bisher beschriebene Verfahren wird nur zur Analyse des Massen- und Windfeldes benutzt. Alle übrigen Variablen (Feuchte, Oberflächentemperatur des Meeres, Eis- und Schneebedeckung usw.) werden nach der Korrekturmethode analysiert. Als Feuchtemaß wird der Gehalt an Niederschlagswasser in einer Säule benutzt. Analysiert werden wiederum die Abweichungen von einer ersten Näherung.

Um auch asynoptische Daten (Satelliten, Flugzeuge) verarbeiten zu können, werden die Analysenverfahren in einem Analysen-Vorhersage-Zyklus mehrmals angewandt. Damit wird innerhalb eines Anpassungszeitraums (24 Stunden) eine Angleichung von Vorhersage und Analyse erreicht. Ausgehend von einer Erst-Analyse mit z. B. klimatologischen Werten für die erste Näherung wird eine 6-Stunden-Vorhersage erstellt. Diese Vorhersage wird dann als erste Näherung für eine neue Analyse benutzt, die alle Beobachtungen innerhalb eines ± 3 Stunden-Intervalls um den Analysetermin berücksichtigt. Dieser Prozeß wird noch 3-mal wiederholt. Von der letzten Analyse wird dann die eigentliche mittelfristige Vorhersage gestartet.

Da die Analyse auf Druckflächen durchgeführt wird, das Vorhersagemodell jedoch in σ -Koordinaten rechnet, müssen vor und nach jeder 6-Stunden-Vorhersage die Felder in das jeweilige Koordinatensystem transformiert werden. Wegen der vielen Inversionen großer Matrizen ist das Analyseverfahren sehr aufwendig. Es beansprucht für einen vollen 24-Stunden-Zyklus 4 Stunden Rechenzeit auf der CRAY. Davon entfallen insgesamt 25 Minuten auf die Vorhersagen und 5 Minuten auf die Initialisierungen. Ob sich dieser Aufwand lohnt, kann wegen mangelnder Erfahrungen mit dem Verfahren z. Z. noch nicht beurteilt werden.

Verbesserungen sind vor allem bei den Vorgaben der Beobachtungs- und Vorhersagefehler möglich. Systematische Fehler des Modells müssen erfaßt und im Analysenverfahren berücksichtigt werden. Die Annahme isotroper Korrelationen ist für synoptische Systeme mit Bandenstruktur (Fronten, Jet, ITC) sicherlich nur eine erste Näherung. Schließlich würde durch eine

Analyse auf σ -Flächen die Interpolation von σ - zu p-Flächen entfallen.

4.4 Initialisierung

Die gegenseitige Anpassung von Massen- und Windfeld zur Unterdrückung von hochfrequenten Schwerewellen geschieht im EZMW nach dem „normal mode“-Verfahren. Dabei werden alle Felder nach den Eigenfunktionen eines linearisierten Modells dargestellt. Dies erlaubt eine Aufteilung der Amplituden in Rossby- und Schwerewellenanteile. Die analysierten Felder werden dann so modifiziert, daß die Amplituden der Schwerewellen verschwinden. Die als zeitlich konstant betrachteten nichtlinearen Terme werden iterativ berücksichtigt.

Dieses Verfahren ist in seiner mathematischen Formulierung relativ aufwendig, erlaubt jedoch in der Praxis eine sehr effektive Initialisierung, da die Eigenschwingungen nur einmal berechnet werden müssen und dann für alle Anwendungen auf Datenträgern bereitstehen. Dadurch reduziert sich das Verfahren auf einige Matrixmultiplikationen.

Probleme sind noch bei dem Interaktionsverfahren zur Berücksichtigung der nichtlinearen Terme vorhanden. Es konvergiert im allgemeinen nur für die ersten 5 vertikalen Eigenschwingungen. Daher können Bereiche mit starken vertikalen Gradienten (Grenzschicht, Jetniveau), die nur mit einem vollständigen Satz von Eigenfunktionen dargestellt werden können, nicht initialisiert werden. Weiterhin ist die Einbeziehung der Konvektion, der turbulenten Diffusion und der Niederschlagsprozesse in die nichtlinearen Terme nicht möglich. Glücklicherweise genügt die Initialisierung der ersten 5 vertikalen „modes“ in der adiabatischen Formulierung, um in der Vorhersage hochfrequente Lärmprozesse zu unterdrücken. Diese Filterung ist speziell für die Verwendung einer 6-stündigen Vorhersage als erste Näherung der nächsten Analyse unverzichtbar.

4.5 Vorhersage

Die operationellen Modelle des EZMW benutzen σ (Luftdruck/Bodendruck) als vertikale Koordinate. Dies erlaubt eine einfache Formulierung der unteren Randbedingung über Gebirgen. Zur Zeit wird noch eine stark geglättete Orographie benutzt, in der die Alpen z. B. nur 500 m erreichen. Vertikal werden die Variablen auf 15 Flächen

berechnet; die Auflösung ist nicht gleichmäßig. Zur Behandlung der horizontalen Abhängigkeiten ist sowohl ein *Gitterpunkt-* als auch ein *Spektralmodell* vorhanden. Die *Parametrisierung* physikalischer Prozesse ist für beide Versionen identisch.

Gitterpunktmodell

Zur Diskretisierung dient ein geographisches Gitternetz mit 1,875 Grad Gitterabstand über dem gesamten Globus. Die horizontale Verteilung der Variablen entspricht dem ARAKAWA „C“-Gitter. Die Impulsgleichungen werden in einer speziellen Formulierung mit potentieller und kinetischer Energie sowie Vorticity benutzt. Die ursprüngliche energie- und enstrophieerhaltende Formulierung des Rotationsterms ergab in der hoch auflösenden Version numerische Instabilität, so daß auf die Forderung der Energieerhaltung verzichtet wurde. Um Probleme mit dem linearen Stabilitätskriterium in Polnähe zu vermeiden, wird eine Fourier-Filterung der zeitlichen Tendenzen der Modellvariablen durchgeführt.

Ein semi-implizites Differenzverfahren erlaubt es, den Zeitschritt gegenüber einem expliziten Schema um den Faktor 5 zu vergrößern (15 Minuten). Um den gleichen Faktor reduziert sich die Rechenzeit, da die zusätzlich anfallende Lösung einer Helmholtz-Gleichung auf der CRAY kaum ins Gewicht fällt. Eine 10-Tage-Vorhersage dauert etwa 4 Stunden.

Spektrales Modell

Wegen grundsätzlicher Vorteile spektraler Modelle (exaktes Differenzieren, sauber definiertes Abhacken in den nichtlinearen Termen, keine Probleme an den Polen, sehr einfache Lösung elliptischer Gleichungen) wird z. Z. die Entwicklung eines spektralen Modells stark vorangetrieben. Horizontal werden alle Variablen nach Kugelflächenfunktionen dargestellt. Zur Berechnung der nichtlinearen Terme wird mit entsprechender Auflösung auf ein Gitter transformiert. Alle Parametrisierungen werden ebenfalls in diesem Stadium durchgeführt. Danach wird in den spektralen Bereich zurücktransformiert. Das Modell benötigt dieselbe Rechenzeit wie das Gittermodell. Dies wurde vor allem durch die Verwendung einer äußerst schnellen Fourier-Transformation erreicht, die es erlaubt, bis zu 64 Transformationen gleichzeitig durchzuführen. Es ist geplant, beide Modelle während einer Testphase parallel zu rechnen.

Parametrisierungen

Bei der *Strahlung* liegt das Hauptgewicht auf Prozessen, die die Atmosphäre in einem 10-Tage-Zeitraum beeinflussen können. Daher werden Wechselwirkungen mit Wolken und Aerosolen genauer berücksichtigt als z. B. die Absorption durch Gase. Die Kohlendioxidverteilung ist als Konstante fest vorgegeben. Die Aerosolkonzentration ist nur von der Höhe abhängig. Das Mischungsverhältnis für Ozon hängt von Länge, Breite, Höhe und Jahreszeit ab. Die Oberflächen-Albedo wird vorgegeben, kann aber während der Vorhersage durch eine Schneedecke verändert werden. Die Wolkenbedeckung und der Gehalt an Wolkenwasser wird im Strahlungsschema mit der relativen Feuchte parametrisiert. Alle übrigen Größen werden direkt vom Modell übernommen. Um Probleme mit den übrigen Parametrisierungen zu vermeiden, wird z. Z. der Einfluß der Strahlung nur 2 mal pro Modelltag mit einem mittleren Sonnenstand berechnet.

Die *turbulenten Vertikaltransporte* von Impuls, Enthalpie und Feuchte werden durch ein explizites Modell der Grenzschicht beschrieben. In der Prandtl-Schicht hängen die Flüsse von der Rauigkeit und der thermischen Schichtung ab. Es werden aus der Ähnlichkeitstheorie abgeleitete Flußprofile benutzt, die für verschiedene Stabilitäten von der Höhe und der MONIN-OBUKHOV-Länge abhängen. Die Rauigkeitslänge hängt über See von der Schubspannungsgeschwindigkeit und über Land von der Vegetation und der Streuung der Höhe der Modellorographie ab. In der Ekman-Schicht werden die Flüsse in Analogie zur Prandtl-Schicht definiert. Die Diffusionskoeffizienten hängen vom Mischungsweg, der vertikalen Windscherung und der Stabilität ab. Der Mischungsweg ist eine reine Funktion der Höhe.

Die *horizontale Diffusion* wird durch ein Schema vierter Ordnung mit einem nichtlinearen Diffusionskoeffizienten parametrisiert.

Großskaliger Niederschlag wird sofort freigesetzt, sobald die Feuchte den Sättigungswert übersteigt. Die Verdunstung des fallenden Niederschlags wird durch einen Ansatz von KESSLER berücksichtigt. Neu entwickelt worden ist ein Schema, das eine Wolkenphase berücksichtigt. Wolken, deren Temperatur an der Obergrenze kleiner als -15°C ist, verlieren dabei sofort ihr gesamtes Wolkenwasser, während bei

Überschreiten der Temperaturgrenze nur das Wasser oberhalb einer kritischen Grenze als Niederschlag ausfällt. Der Gehalt an Wolkenwasser muß als zusätzliche Modellvariable mitgeführt werden.

Die *Konvektion* wird mit Hilfe des KUO-Schemas beschrieben. In bedingt instabilen Bereichen wird sie durch eine Feuchtekonvergenz und durch die Verdunstung an der Oberfläche ange-regt. Die Wolkenbedeckung ergibt sich aus der Produktionsrate der Wolken-luft und dem Energieüberschuß der Wolke gegenüber der Umgebung. Die entstandenen Wolken werden durch Vermischung mit der Umgebung sofort aufgelöst. Wegen einiger systema-tischer Mängel dieses Schemas (mangelhafte Beschreibung der Feuchte-transporte, Erwärmung der Umgebung nur durch freiwerdende Kondensa-tionswärme und nicht durch kompensierendes Absinken), soll auch das von ARAKAWA und SCHUBERT angegebene Verfahren getestet werden. Es beschreibt die Beeinflussung der Umge-bung durch eine Gruppe von Wolken mit verschiedener horizontaler und vertikaler Mächtigkeit, die in niedrigen Schichten Umgebungsluft einsaugen und in der Höhe Wolkenluft ausblasen. Als grundlegender physikalischer Prozeß wird dabei die Stabilisierung der Umgebung durch die Konvektion angesehen.

Die Änderung der *Bodentemperatur* wird aus einer Wärmehaushaltsglei-chung abgeleitet, die die Strahlungsbilanz, die Ströme fühlbarer und latenter Wärme, den Bodenwärmestrom und die Schmelzwärme berücksichtigt.

Die *Bodenfeuchte* ergibt sich aus Nie-derschlag und Verdunstung (unter Ber-ücksichtigung einer eventuell vorhan-denen Schneedecke) sowie aus einfa-chen Ansätzen für den Abfluß und die Versickerung.

4.6 Verarbeitung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der Analyse und Vorhersage sollen den Mitgliedsstaaten über Standleitungen zur Verfügung ge-stellt werden. Um die äußere Form dieser Produkte von internen Änderun-gen unabhängig zu machen, werden abschließend eine Reihe von Transforma-tionen durchgeführt. Zunächst werden die Werte auf den σ -Flächen in hori-zontale Felder auf Druckflächen umge-rechnet. Diese Felder werden dann spektral in ein $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ -Netz trans-formiert (Dreiecksabhackung bei Wel-lenzahl 80). Außerdem werden die Er-

gebnisse in verschiedenen Ausschnitten und Formaten in einer Datenbank ge-speichert.

4.7 Erste Erfahrungen mit dem Vorhersagesystem

Zur offiziellen Eröffnung des Zen-trums am 15. Juni gelang die erste ak-tuelle 10-Tage-Vorhersage. Danach lief das System in einer internen Test-phase.

Zur Zeit werden die Daten noch auf Magnetbändern vom Britischen Wet-terdienst geliefert. Die Vorhersage wird im allgemeinen gegen 22 Uhr ge-startet. In der Datenassimilation wer-den alle Beobachtungen vom 12-Uhr-Termin des Vortages an erfasst.

In der internen Testphase erwies sich die automatische Steuerung des Sys-tems als verbesserungsbedürftig. Schwierigkeiten ergaben sich beson-ders bei der Koordinierung der Daten-ströme. Aus den einzelnen bisher er-zielten Ergebnissen läßt sich die Forde-rung nach einer Verbesserung der Ana-lyse herleiten, was jedoch eine detail-lierte Kenntnis der Fehler des Vorher-sagemodells voraussetzt. Die Untersu-chung des Verhaltens der langen Wel-len ist dabei entscheidend.

Generell bedarf es noch weiterer Un-tersuchungen zur Herausarbeitung der verwertbaren Informationen im 2. Teil des Prognosezeitraumes. Kleinräumige Strukturen wie z. B. Fronten werden dann sicher nicht mehr richtig vorher-gesagt.

5 Erfahrungen mit dem Computer-system

In den 3 letzten Wochen des Kurses setzte der Berichterstatter seine Un-tersuchungen zur iterativen Berücksichti-gung der nichtlinearen Terme in einer „normal mode“-Initialisierung fort. Dabei konnten einige Erfahrungen mit Teilen des Computersystems gemacht werden.

5.1 Allgemeines

Das Rechnersystem des EZMW besteht aus einer CYBER 175-300 mit einem 196 k Worte-Speicher, die mit dem Be-triebssystem NOS/BE arbeitet. Ein großer Kernspeicher (ECS) ist nicht vorhanden. Zur Datenspeicherung die-nen 16 Plattenlaufwerke. Es können nur 9-Spur-Bänder verarbeitet werden, die, soweit möglich, die Schreiddichte 6250 bpi haben sollten. Für interakti-ven Betrieb über INTERCOM 5 stehen 2 Datenendgeräte sowie eine große An-

zahl alphanumerischer und graphischer Sichtgeräte zur Verfügung. Zwei auto-matische Zeichengeräte gestatten die on-line Ausgabe von graphischen Pro-dukten. Der CYBER-Rechner dient hauptsächlich der Datenspeicherung, der Ein- und Ausgabe sowie der Steu-erung des Hauptrechners, der CRAY 1.

Die CRAY 1 verfügt über einen Spei-cher mit 10^6 Worten zu 64 bit. Durch eine sehr dichte räumliche Anordnung aller Komponenten wurde eine Takt-zeit von 12,5 Nanosekunden erreicht. Hauptmerkmal dieses Rechners sind die Vektorregister, die im günstigsten Fall Anweisungen 50mal schneller ausführen als entsprechende skalare Versionen. Als Massenspeicher verfügt die CRAY über 8 Plattenlaufwerke, auf denen jedoch keine permanenten Dateien gespeichert werden können, da der gesamte Platz für das Vorher-sagemodell benötigt wird.

Der gesamte Rechnerbereich ist frei zugänglich, so daß man die Ein- und Ausgabegeräte selbst bedienen kann. Die Maschinen sind an allen Arbeits-tagen verfügbar; die vorbeugende Wartung wird am Wochenende durch-geführt.

Eine bedeutende Hilfe sind die um-fangreichen Programmbibliotheken. Ein gut dokumentiertes Programm zum Zeichnen von Isolinien deckt einen weiten Bereich von Kundenwün-schen ab. Ein anderes Paket gestattet eine sehr allgemeine Kurvendarstel-lung. Für oft auftretende mathemati-sche und statistische Probleme stehen mehrere Bibliotheken bereit. In der Praxis erlauben diese Programme ein äußerst effizientes Arbeiten. Entspre-chende Programmsammlungen wären auch im DWD eine große Hilfe.

5.2 Vektorprogrammierung auf der CRAY

Obwohl die CRAY auch ein skalares Programm mindestens doppelt so schnell ausführt wie die CYBER 7600, ergeben vektorisierte Programme unter Umständen den Faktor 15. Vektorisie-rung bedeutet in diesem Zusammen-hang die gleichzeitige Ausführung der Anweisungen in einer inneren Schleife für alle Werte der Schleifenvariablen. Dies ist jedoch nur möglich, wenn sich *alle* Operationen auf dimen-sionierte Größen beziehen. Die Defini-tion einer einfachen Variablen innerhalb einer Schleife verhindert im allge-meinen die Vektorisierung. Dies gilt auch für Verzweigungen und Aufrufe von Unterprogrammen.

Der Compiler untersucht alle inneren Schleifen und meldet eine eventuell durchgeführte Vektorisierung; leider aber nicht die Gründe für einen Mißerfolg. Außer den angeführten Beispielen gibt es nämlich noch kompliziertere Strukturen, die eine Vektorisierung verhindern. Eine davon ist die vermutete Abhängigkeit von Vektorelementen, wie sie z. B. bei der Definition eines Elements mit einem bereits vorher berechneten aus demselben Vektor auftreten kann. Der Compiler neigt dazu, diese Abhängigkeiten zu vermuten, auch wenn sie in Wirklichkeit gar nicht auftreten. Einzige Möglichkeit ist dann, die Vektorisierung durch eine spezielle Direktive zu erzwingen und die Ergebnisse mit einer skalaren Version zu vergleichen. Eine Vektorisierung hat außerdem nur Sinn, falls die innere Schleife über einen großen Bereich läuft. Andernfalls kann die kürzere Ausführungszeit durch die längere Vorbereitungszeit für den Start einer Vektorschleife wieder wettgemacht werden.

Um die Vektorregister der CRAY optimal auszunutzen, ist meistens eine völlige Umstrukturierung der Programme erforderlich. In gewissem Sinne ist dies ein Rückschritt auf dem Weg zu einer universellen Programmiersprache. Um die erreichte Transportfähigkeit der Programme zu erhalten, werden bereits „Vektorizer“ angeboten. Das sind große und langsame „Pre-Compiler“, die die Programme vor der Übersetzung für eine spezielle Maschine umstrukturieren.

5.3 Datenübertragung zwischen CYBER und CRAY

Die Ein- und Ausgabe von Daten sowie deren Speicherung ist nur auf der CYBER-Anlage möglich. Dies bedingt eine umfangreiche Datenübertragung zwischen beiden Maschinen. Hinderlich sind dabei die unterschiedlichen Wortlängen und Kodierungen auf beiden Maschinen. Die formatierte Ausgabe erfolgt auf der CRAY im ASCII-Code, der in der Zentraleinheit der CYBER in den DISPLAY-Code umgewandelt werden muß, bevor er ausgegeben werden kann. Das kann zu einer erheblichen Belastung der Zentraleinheit führen. Für binäre Ausgaben stehen Konversionsprogramme auf der CRAY zur Verfügung. Beim Aufruf müssen sehr detaillierte Angaben über die Struktur der umzuwandelnden Datensätze gemacht werden.

Grundsätzlich können auf der CRAY keine permanenten Dateien gespeichert werden, da von Zeit zu Zeit alle Platten für die Routine gelöscht werden. Um jedoch die Verbindung zwischen den Maschinen nicht zu sehr zu belasten, werden die übertragenen Dateien zunächst auf der CRAY katalogisiert und stehen für Folgeäufe eine gewisse Zeit zur Verfügung. Bei Änderung der ursprünglichen Daten auf der CYBER ist daher eine sehr sorgfältige Beobachtung des Datenbestandes auf der CRAY erforderlich, da zunächst deren Katalog nach der geforderten Datei durchsucht wird, die dann – falls vorhanden – evtl. noch auf dem alten Stande ist.

Die Vortragsmanuskripte zu diesem Kurs sind im November 1979 vom EZMW als „Lecture Notes“ herausgegeben worden:

- Nr. 1: WIIN-NIELSEN, A. C.: Normal mode initialisation: a comparative study.
- Nr. 2: ARPE, K.; BENGTTSSON, L.: Meteorological data: kind, distribution, accuracy and representativeness.
- Nr. 3: LORENC, A.: Meteorological data analysis.
- Nr. 4: HOLLINGSWORTH, A.: Introductory dynamic meteorology.
- Nr. 5: BURRIDGE, D.: Numerical solution of partial differential equations used in numerical forecasting systems.
- Nr. 6: SIMMONS, A. J.: Dynamics of large-scale atmospheric motion.
- Nr. 7: GELEYN, J.-F.: Radiation in numerical weather prediction.
- Nr. 8: BENGTTSSON, L.: The energy balance in the atmosphere and its role in the general circulation.
- Nr. 9: LOUIS, J.-F.: The parameterization of the planetary boundary layer.
- Nr. 10: TIEDTKE, M.: Parameterization in numerical models.
- Nr. 11: NEWSON, R.; TEMPERTON, C.; TIBALDI, S.: The ECMWF forecasting system.

W. WERGEN, Offenbach

Fortbildungsveranstaltung "Climatic Variations and Variability – Facts and Theories" vom 09.03.–21.03. 1980 in Erice/Sizilien an der "International School of Climatology" des "Centre For Scientific Culture"

Allgemeines

Die Einladung erfolgte durch den Direktor der "International School of Climatology", Prof. Dr. A. LONGHETTO (Italien). Die Schule hielt den ersten Kursus nach ihrer Gründung ab und bestimmte Prof. A. BERGER (Belgien) zum Leiter dieser Veranstaltung.

Die Vorlesungen wurden von 27 Professoren aus 10 Ländern abgehalten.

Zeitweise hörten bis zu 100 Teilnehmer aus 20 Ländern den Vorträgen zu.

Während des zweiwöchigen Kursus wurden mehr als 55 Vorlesungsstunden und diverse Diskussionsrunden angeboten.

Vorträge

Die Vorträge waren nach 5 Gesichtspunkten untergliedert:

1) Mathematische und physikalische Grundlagen

Hier wurden die Komponenten des Klimasystems und deren Beteiligung am Wärmeumsatz diskutiert. So wurde z.B. gezeigt, daß eine Erwärmung der Ozeane um $\Delta T = 0,1^\circ\text{C}$ einer mittleren Zunahme der Lufttemperatur der Troposphäre von ca. $4,5^\circ\text{C}$ entspricht, wenn diese Energie an die Atmosphäre abgegeben wird. Untersuchungen von saisonalen Unterschieden der Strahlungsbilanz zeigen z.B. den Energiefluß über dem Äquator und, bedingt durch die ungleiche Land-See-Verteilung, die Verschie-

bung des meteorologischen Äquators nach Norden. Seitens der Ozeanographie wurden die großräumigen Meeresströmungen und der damit verbundene Wärme flu ß diskutiert, der sich in der Größenordnung von 1000 Jahren abspielt und damit keinen direkten Bezug zu klimatologischen Veränderungen beinhaltet. Von besonderem Interesse für Unterschiede im Klima ist offensichtlich die Verteilung des Salzes, jedoch liegen bisher nur wenige Me ßergebnisse vor.

2) Rekonstruktion vergangener Klimate

Die Vorträge zu diesem Themenkreis lassen sich unterteilen in solche für die vorinstrumentellen Phasen (Eiszeiten, Zwischeneiszeiten) und die instrumentellen Phasen.

Vorinstrumentelle Phase

In verschiedenen Vorträgen wurde gezeigt, daß aufgrund von Untersuchungen an Bohrkernen aus Eispanzern: Grönland-Antarktis und vom Meeresboden: Atlantik-Pazifik die klimatischen Bedingungen während vergangener Jahrhunderte und Jahrtausende als sog. "low-time-resolution" rekonstruiert werden können, d.h. daß das Klima von ca. 20–100jährigen Zeiträumen angegeben wird. Untersuchungen des Isotopenverhältnisses von O^{16} und O^{18} lassen einen Rückschluß auf den Wärmegehalt der Ozeane zu, der in der Vorzeit auf kühlere Ozeane hindeutet.

Die Problematik der Rekonstruktion besteht in der Zuordnung meteorologischer Daten zu den Zeitreihen aus derartigen Kenngrößen. Prof. FRITTS hat in seinem Vortrag über die Untersuchung von Baumringen (der älteste Baum ist übrigens über 4000 Jahre alt) den Ausdruck "Proxy-Data" als Schätzungen für Klimawerte diskutiert, der offenbar allgemein Anerkennung gefunden hat. Weitere Untersuchungen widmen sich den Klimazeugen aus den Eiszeiten (z.B. Moränen), den Gletscheränderungen und den Pollenanalysen.

Instrumentelle Phase

Aus der Sicht des Wetterdienstes sind die Rekonstruktionen möglichst langer Beobachtungs-

reihen wichtig. Meist beschränkt man sich dabei auf Temperaturreihen, über die noch am ehesten Dokumente in alten Archiven vorhanden sind (z.B. Delfter Reihe). Lücken werden über Regressionsanalysen geschlossen. In Studien wurden vorhandene Reihen auf ihr Variationsspektrum untersucht, wobei Prof. FLOHN auf die Probleme der Inhomogenitäten im Datenmaterial anhand der Baur'schen und Kirch'schen Reihen einging.

Zukünftige Untersuchungen sollen vor allem die Verhältnisse während der "Kleinen Eiszeit" von etwa 1750 bis 1850 rekonstruieren.

3) Theorie der Klimaschwankungen

Um eine Theorie über mögliche Klimaschwankungen zu entwickeln, ist es notwendig, das System in seinen Wechselwirkungen genauer zu untersuchen. Berechnungen zeigen, daß allein die natürliche Änderung der Erdbahnelemente Schwankungen bewirkt, die z.B. das Auftreten der Eiszeit vor ca. 18 000 Jahren erklären (Milankovitch-Theorie), aber auch Zyklen von 40 000, 95 000 und 120 000 Jahren verursachen müssen.

Weitere Untersuchungen widmeten sich der Zeitreihenanalyse, um das Spektrum charakteristischer Perioden aus langen Reihen zu erarbeiten. Während Tages- und Jahreschwankungen sehr deutliche "peaks" ergeben, sind aus den vorhandenen Proxy-Daten nur wenige Zyklen zu erkennen, die über das vorhandene Rauschen herausragen. So zeigen Bohrkern aus der Tiefsee keinen Zyklus von 95 000 Jahren, wie es die astronomische Theorie fordert. Auch die hartnäckigen Behauptungen, daß ein Zusammenhang mit dem 11jährigen Zyklus der Sonnenfleckenrelativzahlen besteht konnte durch die Spektralanalysen nicht bestätigt werden. Einige Fallstudien der Professoren NAMIAS, FLOHN und RATCLIFFE beschäftigten sich mit kurzzeitigen Variationen und Anomalien im Wettergeschehen, wie z.B. die Dürreperioden 1975/76 in Mittelengland.

4) Klimamodelle

Die Vorträge waren nach verschie-

den Gesichtspunkten geordnet, um den Zuhörern neben einer allgemeinen Einführung die Palette der möglichen Modellberechnungen zu präsentieren.

Generell sollen die physikalischen, chemischen und biologischen Veränderungen der Bestandteile des Klimasystems abgeschätzt werden (z.B. Erklärung des El-Niño Phänomens, Eiszeiten usw.), um letztendlich auch Klimavorhersagen zu ermöglichen.

Neben Zirkulationsmodellen (z.B. SMAGORINSKI-Modell, das inzwischen eine Vorhersage der 500-mbar-Strömung für einen Zeitraum von 30 Tagen mit zufriedenstellenden Ergebnissen liefert) wurden Energiebilanzmodelle vorgestellt, die den Strahlungshaushalt beschreiben.

Grenzschichtmodelle versuchen die Wechselwirkungen zwischen Ozean, Atmosphäre und Kryosphäre mathematisch zu beschreiben. Nach HASSELMANN sollte dabei die Güte der Modellergebnisse durch eine hohe Korrelation zwischen Input und Output nachgewiesen werden. So konnten z.B. die Auswirkungen des Golf-Stromes auf die atmosphärische Zirkulation mit einfachen stochastischen Modellen nicht nachgewiesen werden.

5) Menschliche Aktivitäten und Einflüsse

Der aus der Sicht der Nutzenwendung für den Deutschen Wetterdienst wohl interessanteste Teil kam im Rahmen der gesamten Vorträge zu kurz weg. Während der Übersichtsvortrag von Prof. KELLOG eine umfassende Bestandsaufnahme über großräumige Auswirkungen von Luftverunreinigungen, Veränderungen der Erdoberfläche und deren zukünftige Entwicklungen brachte, beschäftigten sich ergänzende Vorträge vor allem mit dem CO_2 -Effekt in der Atmosphäre und der Vorhersage der Quellen und Senken. In Modellrechnungen ergibt sich nach den bisher vorliegenden Erkenntnissen bei einer Verdoppelung des CO_2 -Gehaltes in der Atmosphäre eine Erwärmung um 2 bis 3 °C.

Schwierigkeiten bereiten bei allen diesen Abschätzungen die mangelnden Kenntnisse über die Entwicklung der Bevölkerung und des Wirtschaftswachstums.

Durch einen Vertreter der UNEP wurden die neuesten "Desertification Studies" vorgestellt und gezeigt, daß heute ca. 80 Mio. Menschen von Dürreproblemen betroffen und ca. 700 Mio. bedroht sind.

Modelle zeigen, daß falsche Landnutzung infolge eines feedback-Effektes über Albedoveränderungen, Veränderung der Erdfeuchte, Evaporation, Winderosion letztendlich die verbleibende Vegetation zerstören und damit u.U. unabsehbare Folgen (vor allem in den Tropen) für den CO₂-Haushalt hervorrufen kann.

Panel-Diskussion

Eine fast vierstündige Diskussionsrun-

de beschäftigte sich mit der Frage der Abgrenzung der verschiedenen Begriffe Klimavariation, -variabilität, -schwankung, -veränderung gegeneinander. Nach der Überzeugung anerkannter Wissenschaftler ist das Klima wenigstens für die nächsten 50–100 Jahre als stabil anzusehen. Einhellig wurde die Ansicht vertreten, daß das Grundlagenmaterial noch nicht ausreicht und daß die räumliche Verteilung der Variabilität besser untersucht werden muß.

Letztlich lief die Diskussion auf die Frage hinaus: "How well can we predict the climate change?" Dabei wurden das "Albedo- und das Scale-Problem" zu zentralen Besprechungspunkten. Für regionale Modelle sind

in den nächsten 5–10 Jahren erhebliche Verbesserungen möglich. Global gesehen sind die Wechselwirkungen zwischen Ozean (Meeresströmungen), Kryosphäre (See- und Landeis) und Atmosphäre (Bewölkungsproblem) noch viel zu wenig erforscht.

Für Politiker und Gesellschaft ist eine seriöse Aufklärung notwendig, denn das Gerede über Eis- und Warmzeiten hat zu Anfragen geführt, die die Wissenschaftler nicht beantworten können, weil dazu eine viel bessere Kenntnis der lokalen und regionalen Variabilität der Klimatelemente notwendig ist.

(Gekürzte Fassung eines von V. VENT-SCHMIDT/Offenbach verfaßten Berichtes.)

Internationales Alfred-Wegener-Symposium Deutsche-Meteorologen-Tagung vom 25.–29. 2. 1980 in Berlin

Im Jahre 1980 jährte sich der 100. Geburtstag und der 50. Todestag ALFRED WEGENERS, der als Geowissenschaftler – mit seiner genialen Hypothese von der Kontinentalverschiebung – aber auch als bedeutender Meteorologe und Polarforscher in die Geschichte der Wissenschaft einging. WEGENERS Idee von der "kontinentalen Drift", lange Zeit wegen ihrer Begründung heftig umstritten und bekämpft, erfuhr hinsichtlich ihres Endergebnisses, daß Teile der Erdkruste wandern, in der modernen Theorie der "Plattentektonik", die seit 20 Jahren die Diskussion über Kontinente und Ozeane, die Bildung der großen Kettengebirge, über Erdbeben und Vulkane beherrscht (3), ihre Bestätigung. Diese Tatsache war wohl auch mit ein Grund, daß in diesem Jahr zu Ehren ALFRED WEGENERS eine Gedächtnisveranstaltung im Internationalen Congress Centrum in Berlin stattfand. Das Internationale Alfred-Wegener-Symposium wurde von 16 geowissenschaftlichen Gesellschaften und Institutionen organisiert, darunter auch die Deutsche Meteorologische Gesellschaft e.V., die im Rahmen dieses Symposiums gleichzeitig eine Tagung abhielt. Über 1700 Wissenschaftler (Geologen, Geophysiker, Geographen, Meteorologen u.a.), darunter zahlreiche Studenten, nahmen an den Veranstaltungen teil.

Verleihung der Alfred-Wegener-Medaille

Zu Beginn der Meteorologen-Tagung verlieh die Deutsche Meteorologische Gesellschaft e.V. durch ihren derzeitigen Vorsitzenden, Prof. Dr. J. van EIMERN, die Alfred-Wegener-Medaille an Herrn Professor Dr. Helmut E. LANDSBERG (University of Maryland, USA) "für seine Verdienste um die meteorologische Wissenschaft, besonders für seine richtungsweisenden Arbeiten auf den Gebieten des atmosphärischen Aerosols, der physikalischen und angewandten Klimatologie sowie der Bioklimatologie, gleichzeitig dem Mahner für die Reinhaltung der Luft als einer wichtigen Resource des Menschen".

Im Folgenden wird über einige fachliche Schwerpunkte des umfangreichen Tagungsprogramms der **Deutschen Meteorologen-Tagung 1980** berichtet, das insgesamt 44 Vorträge und 60 Poster enthielt. Einzelheiten können den gedruckt vorliegenden Tagungsberichten (1) (2) entnommen werden.

Behandelt wurden die Themenkreise:

- Fernerkundung meteorologischer Parameter
- Strahlung und Wolken
- Klima und Klimamodelle
- Hohe Atmosphäre und solarerterrestrische Beziehungen
- Maritime Meteorologie und Ozeanographie.

Fernerkundung meteorologischer Parameter

Diesem Themenkreis widmeten sich die meisten Vorträge und Poster. Der Übersichtsvortrag von BOLLE (Innsbruck) "Ableitung klimatologischer Informationen aus Meteosat-Daten" stellte die flächenmäßige Auswertung der aus Satellitenbildern abgeleiteten Klimagrößen: Wolkenverteilung, Tages- und Jahresgang der Bewölkung, Wasseroberflächentemperaturen, Veränderungen der Albedo, Wasserdampftransport in der oberen Troposphäre, in den Mittelpunkt. Sie ermöglicht die Darstellung der horizontalen Varianz und führt somit zu einer neuen Dimension in der Klimavariablen. Dabei müssen allerdings Maschenweite und geographische Anordnung des Auswertungsnetzes abgestimmt werden.

N. EIGENWILLIG und H. FISCHER (München) zeigten, daß mit Hilfe von Meteosat-Bildern im Spektralbereich von 5,7–7,1 μm die Bestimmung von Windvektoren in wolkenfreien Gebieten aus den Verlagerungen von „reinen“ Wasserdampfstrukturen möglich ist. Die mittlere quadratische Abweichung gegenüber Radiosondenwinden betrug bei ihren Untersuchungen ca. 5 m/s, bez. Windrichtung ca. 16°. Mit der Auswertung von Satellitenbildern beschäftigten sich u. a. auch die Poster von H. BILLING, I. HAUPT und D. KOSLOWSKY (Berlin) „Wolkenklassifikation aufgrund von Satellitenbildern“, M. ECKARD (Berlin) „Meteorologische Erscheinungen im synop-

tischen Scale von Satellitenaufnahmen“, G. HAIZL (Wien) „Beispiele zur Anwendung von Satellitenbildern in der Synoptik“, P. KÖPKE (Hamburg) „Wassertemperatur und Lufttrübung mittels Meteosat“, D. LORENZ und E. SCHMIDT (Oberpfaffenhofen) „Kombinierte Stereo-Zeilenabtastung und Laser-Höhenmessung zu Windbestimmung und Wolkenanalyse von einem polaren Wettersatelliten aus“, H. QUECK (Oberpfaffenhofen) „Zur Auswahl von Wolken als Tracer für die Windbestimmung mit Hilfe geostationärer Satelliten“, G. STEINHORST (Offenbach) „Ergebnisse der Verifikation von Satellitendaten durch Vergleich mit Radiosondendaten“, C. ZICK, B. CLARUS, D. DIMANSKI (Berlin) „Analyse von Zyklonenentwicklung mit Hilfe von Satelliten-Bildsequenzen und daraus abgeleiteten Windfeldern“, K. ZIMMERMANN (Wien) „Aufbereitung von Wettersatellitendaten“, V. ZWATZMEISE (Wien) „Beispiele zur Anwendung von Satellitenbildern in der Synoptik“ und von J. GREDEL, T. KÖNIG und W. RATTEI (Oberpfaffenhofen) „Interaktives System für meteorologische Bilddatenverarbeitung“. W. ATTMANNSPACHER und J. RIEDL (Hohenpeissenberg) gaben einen Überblick über die Möglichkeiten eines Radarverbundsystems zur besseren Erfassung von Flächenniederschlägen in der Bundesrepublik Deutschland, die für hydrologische Zwecke (z. B. für Hochwasservorhersagen) besonders wichtig ist. G. PETERS (Hamburg) berichtete über ein kombiniertes, nach den SODAR (Sonic Detection And Ranging) und RASS (Radio Acoustic Sounding System) Verfahren arbeitendes System, mit dem das Wind- und Temperaturfeld in der atmosphärischen Grenzschicht bis zu einigen hundert Meter Höhe bestimmt werden kann.

Strahlung und Wolken

Nach dem Übersichtsvortrag von B. FEDERER (Zürich) „Aktuelle Probleme der Wolkenphysik“ beschäftigten sich mehrere Vorträge mit den atmosphärischen Aerosolteilchen in Beziehung zu wolkenphysikalischen Vorgängen: G. HÄNEL und M. LEHMANN (Frankfurt) zeigten den Einfluß der chemischen Zusammensetzung der Aerosolteilchen auf die Feuchteabhängigkeit des Teilchenradius, die Normsichtweite, die Sedimentationsgeschwindigkeit und die

Anzahl der aktivierten Wolkentropfen; G. GRASSL (Hamburg) behandelte den Aerosolteilcheneinfluß auf die optischen Wolkeneigenschaften und die globale Albedo, und L. GROSCH (Offenbach) untersuchte die Zusammensetzung von Aerosolteilchen und eisbildenden Kernen als Fraktion des Gesamtaerosols, wobei sich Aufschlüsse über Struktur, Größe, Zusammensetzung und Quellen der Eiskerne ergeben. Mit einem eindimensionalen stationären Wolkenmodell auf der Grundlage stochastischer Wachstumsgleichungen wurde von H. HÖLLER (Köln) die Entstehung von Wolkenpartikeln, die zu Niederschlagsteilchen anwachsen, simuliert. F. KASTEN und G. CZEPLAK (Hamburg) erweiterten ihre früheren Untersuchungen über den Einfluß der Bewölkung auf die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse am Boden und gaben einige quantitative Beziehungen an. In der Arbeit von W. MOSER, H. J. PREUSS und E. RASCHKE (Köln) wurden zwei Verfahren dargestellt, die eine Abschätzung der Strahlungsbilanz im globalen Maßstab (mit relativ geringer Auflösung) bzw. für den europäischen Raum (mit höherer Auflösung) aus Satellitendaten unter Verwendung von Strahlungstransportrechnungen erlauben. Besonderer Wert wurde dabei auf eine geeignete Parametrisierung der Bewölkung gelegt. W. G. ZDUNKOWSKI, R. M. WELCH und G. KORB (Mainz) untersuchten eine geeignete Brechungsmethode für Strahlungsflüsse und Erwärmungsraten in Wolken im solaren Spektralbereich. „Die Rolle der Strahlungsdivergenz in einer Grenzschicht mit Bewölkung“ behandelte E. SCHALLER (Bonn). K. KOHLSCHE (Hamburg) zeigte anhand theoretischer Ableitungen, wie statistische Ergebnisse von Strahlungsnebelbeobachtungen in Quickborn zustandekommen. Für Modellrechnungen ergibt sich, daß vor allem der geostrophische Wind und die Gegenstrahlung wichtig sind.

Unter den Postern zu diesem Themenkreis sollten diejenigen von H. FORTAK (Berlin) „Über Grundlagen der meteorologischen Strahlungs-Hydrodynamik“, U. CUBASCH (Reading) „Der Einfluß simulierter Wolkenbildung auf eine mittelfristige numerische Wettervorhersage“ und von W. G. PANHANS (Mainz) „Langwellige Strahlungsflüsse in der Atmosphäre unter Berücksichtigung von partieller Bewölkung“ besonders erwähnt werden.

Klima und Klimamodelle

Immer mehr rückt dieser Fragenkomplex wegen der großen Bedeutung der Klimaschwankungen für die Menschheit in den Vordergrund. H. G. GOLCHERT und F. KASTEN (Hamburg) stellten in einem Poster Ergebnisse aus dem vom Met. Obs. Hamburg bearbeiteten Globalstrahlungs-Atlas für das Gebiet der Europäischen Gemeinschaft dar. C. D. SCHÖNWIESE (München) untersuchte die Varianzspektren der säkularen Temperatur- und Niederschlagsreihen in Europa. Einige Schwankungsanteile treten statistisch signifikant hervor. Langjährige Schwankungsanteile ($T > 30$ Jahre) wurden mit Hilfe numerischer Tiefpaßfilter untersucht. Sie zeigen derzeit einen ansteigenden Temperaturtrend an. Den Übersichtsvortrag über Klimamodelle hielt K. HASSELMANN (Hamburg). Im Mittelpunkt standen dabei die statistischen Schwankungseigenschaften von gekoppelten Systemen unterschiedlicher Zeitskalen. Eingegangen wurde auch auf das Problem der Konstruktion und Eichung von Klimamodellen anhand von Beobachtungsdaten. Ein neues einfaches Klimamodell für die globale Atmosphäre stellten M. HANTEL und D. MAJEWSKI (Bonn) vor. H. M. van den DOOL (De Bilt) untersuchte mit einem Energiebilanzmodell den Einfluß der Bewölkung auf das Klima. Die Technik der Inversen Modellierung wurde von K. HERTERICH (Hamburg) am Beispiel von NORPAX-Daten der Variation der Meeresoberflächentemperaturen des Nordpazifik demonstriert. Mit Klimamodellen beschäftigten sich schließlich auch die Vorträge von H.-D. HENZ und G. WARNECKE (Berlin) „Überprüfung eines einfachen Modells für die ozeanische Druckdifferenz im äquatorialen Pazifik“ und das Poster von W. NIESEN (Berlin) „Sensitivitätstests mit einem globalen spektralen Zirkulationsmodell der Atmosphäre“.

Hohe Atmosphäre und solarerterrestrische Beziehungen

Hier sei nur hingewiesen auf den Übersichtsvortrag von H. VOLLAND (Bonn) „Der Einfluß der Sonnenaktivität auf die Hochatmosphäre“ und auf die Vorträge von E. ROBINSON „Observations of tropospheric-stratospheric exchange in the polar regions“, von A. EBEL/K. LABITZKE (Köln/Berlin) „Oszillationen der solaren Aktivität durch die Sonnen-

rotation und ihr Einfluß auf die mittlere Stratosphäre", sowie auf das Poster von M. DREIER und F. WIPPERMANN (Darmstadt) "Versuch eines Nachweises längerer Zyklen der Sonnenaktivität in langjährigen Temperaturreihen".

Maritime Meteorologie und Ozeanographie

In mehreren Vorträgen dieses Themenkreises wurden Ergebnisse des JASIN (Joint Air-Sea Interaction)-Projekts 1977/1978 und des vorhergehenden GATE-Experiments 1974 (R. T. POLLARD, Wormley; G. SIEDLER, Kiel; F. FIEDLER und T. HAUF, Karlsruhe; E. CLAUS und P. SPETH, Kiel) dargestellt, die einen Einblick in die Durchmischungsvorgänge in der Grenzschicht Ozean-Atmosphäre und in die Struktur, Wärmebilanz und Dynamik der ozeanischen Deckschicht vermittelten. Die Untersuchungen gewinnen zunehmende Bedeutung für die Klimamodellierung. D. DUENSING und H. SCHMIDT (Hamburg) berichteten über Extremalgeschwindigkeiten und

Überschreitungswahrscheinlichkeiten der Windgeschwindigkeit im deutschen Küstenbereich, wobei sie die Methode der Approximation und Extrapolation empirischer Verteilungen anwendeten. K. ARPE (Reading) zeigte, daß bei der numerischen Berechnung von 10-Tage-Vorhersagen die Berücksichtigung von Meeresoberflächentemperaturanomalien für den Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre angebracht ist. Bei den Postern sei schließlich auf L. KAUFELD (Hamburg) "Die Erstellung einer neuen Beaufort-Äquivalenzskala", G. GRÜNEWALD und R. ZÖLLNER (Hamburg) "Mikroklimatische Besonderheiten in modernen Transportträgern" und S. HASTENRATH (Madison) "Wärmehaushalt von Ozean und Atmosphäre der Tropen" hingewiesen.

Literatur

- (1) Deutsche Meteorologen-Tagung 1980. *Annalen der Meteorologie* N.F. Nr. 15 (1980). 253 S. (Der Tagungsbericht enthält die

erweiterten Zusammenfassungen der Vorträge und Poster.)

- (2) Internationales Alfred-Wegener-Symposium. Kurzfassungen der Beiträge. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen R.A.* Bd. 19 (1980). 263 S. (Die darin abgedruckten Vorträge haben zu einem großen Teil interdisziplinären Charakter. Auf meteorologischer Seite fand der Themenkreis "Paläoklima und Klimamodelle" besonderes Interesse.)
- (3) SCHWARZBACH, M.: Alfred Wegener und die Drift der Kontinente. Stuttgart: Wiss. Verlagsges. 1980. 160 S. (= Große Naturforscher. Bd. 42) (Das zur Berliner Tagung vorgelegte Buch stellt nicht nur eine Biographie Alfred Wegeners dar, sondern vermittelt gleichzeitig ein Stück interdisziplinärer Wissenschaftsgeschichte. Alfred Wegener wird darin auch als Meteorologe gewürdigt.)

M. SCHLEGEL, Offenbach

Das interessante Satellitenbild

METEOSAT-Bilder in drei Spektralbereichen

Der Nordteil des Bildes (Abb. 1) wird durch drei Tröge über dem Westatlantik, Westeuropa und Osteuropa beherrscht. Sie sind an den frontalen Wolkenbändern an ihrer Vorderseite und den cumuliformen Wolkenfeldern in ihren Zentren und Rückseiten zu erkennen, wobei der osteuropäische Trog wegen seines fortgeschrittenen Entwicklungsstadiums nicht mehr so gut ausgeprägt ist.

Wie im *Infrarot-Bild* (Abb. 2) deutlich wird, sind die frontalen Wolkenbänder hochreichend (weiß), während die cumuliforme Bewölkung in den Trögen aufgrund ihrer geringen vertikalen Mächtigkeit nur grau erscheint.

Am Südrand des westeuropäischen Troges geht dessen offene zelluläre Bewölkung in geschlossene Zellen über (Abb. 1, westlich von Marokko). In diesem Wolkenfeld, das nach oben durch die Passatinversion begrenzt ist, haben sich im Lee der Insel Madeira bei nordöstlicher Anströmungsrichtung Karman-Wirbel ausgebildet.

Westlich der Kanarischen Inseln ist im *Wasserdampfkanal* (Abb. 3) eine Wirbelstruktur erkennbar mit einer scharfen Grenze in der Feuchtigkeitsverteilung. Da der Wasserdampfkanal nur die Feuchte der mittleren und oberen Troposphäre erfaßt, ist diese Wirbelstruktur in der flachen stratiformen Bewölkung (Abb. 1 und 2) nicht zu erkennen.

Bemerkenswert ist der relativ hohe Feuchtigkeitsgehalt höherer Luftschichten über der westlichen Sahara (Abb. 3) bei fast wolkenfreiem Himmel (Abb. 1).

Die intertropische Konvergenzzone ist im vorliegenden Beispiel (Abb. 1) nur teilweise ausgeprägt. Sie verläuft von Zentralafrika über den Golf von Guinea und den mittleren Atlantik bis zum nördlichen Südamerika. Das Bild im Wasserdampfkanal (Abb. 3) läßt ebenfalls den Verlauf der intertropischen Konvergenzzone als Gürtel erhöhter Feuchtigkeit in der oberen Troposphäre erkennen, welcher

über dem nördlichen Südamerika und über Zentralafrika in zwei ausgedehnte Gebiete starker hochreichender Konvektion mündet.

Von dem Konvektionsgebiet über Südamerika verläuft eine in allen drei Abbildungen sehr gut ausgeprägte Frontalzone in südöstlicher Richtung über dem Südatlantik bis in den südlichen Indischen Ozean. Das Bild im Wasserdampfkanal vermittelt den Eindruck eines Feuchtetransports aus dem Konvektionsgebiet über Südamerika in die Frontalzone hinein. Die Frontalzone selbst zeigt über dem Südatlantik auf ihrer antizyklonalen Seite eine ausgeprägte transversale Faserstruktur, wie sie an Frontalzone der Nordhalbkugel in dieser Deutlichkeit selten zu finden ist. Nach Kenntnis der Autoren gibt es für dieses Phänomen noch keine wissenschaftlich fundierte Deutung; als Ursache könnten Gravitationswellen oder horizontale Trägheitsbewegung in Frage kommen.

Über der Arabischen Halbinsel und dem Iran ist das S-förmig geschwungene Wolkenband eines subtropischen

Strahlstroms zu erkennen. Zwischen diesem und dem Konvektionsgebiet über Zentralafrika besteht in der oberen Troposphäre eine Verbindung in Form einer langgestreckten Zone hoher Feuchte (Abb. 3), welche auf großräumigen Transport latenter Wär-

me aus den Tropen in die Subtropen hindeutet. Die Strahlstromachse wird durch die dünnen, langgestreckten Cirruswolkenstreifen (s. Abb. 2) auf der kalten Seite des Strahlstroms angezeigt.

Bei genauem Hinsehen lassen sich aufgrund der Helligkeit der Meeresgebiete im Infrarotbild (Abb. 2) Rückschlüsse auf deren Oberflächentemperaturen ziehen. Im Arabischen Meer beispielsweise wurden Temperaturen von ca. 27°C gemessen, während im Mittel-



Abb. 1: METEOSAT-Bild vom 24. April 1979, 11.55 GMT, im sichtbaren Spektralbereich ($0,4 - 1,1 \mu\text{m}$).

Der Satellit steht in 35 800 km Höhe über dem Äquator bei 0°E , das erfaßte Gebiet reicht von 82°N bis 82°S und von 82°W bis 82°E .

Der erfahrene Beobachter erkennt am Bildrand noch die folgenden geographischen Ziele: bolivianische und chilenische Anden einschließlich Titicacasee, außerdem dahinter noch einen kleinen Teil des Südpazifiks. Ferner: Grönland, Weißes Meer, Aralsee, Iran, Pakistan.

meer Werte in der Größenordnung von ca. 16°C gemessen wurden. Dementsprechend erscheint das Arabische Meer dunkler als das Mittelmeer. Auch das durch den Nordostpassat verursachte kalte Auftriebswasser an der

westafrikanischen Küste (etwa nördlich des Kap Verde) ist auf diesem Bild durch seine hellere Tönung zu erkennen. Die Landoberflächen im Bereich von Nord- und Südafrika sowie Nahost erscheinen dagegen schwarz, da

ihre Temperatur durch die Tageserwärmung auf Werte über 30°C angestiegen ist.

Die in den drei vorliegenden Satellitenbildern enthaltene Information ist sehr umfangreich und kann hier nur

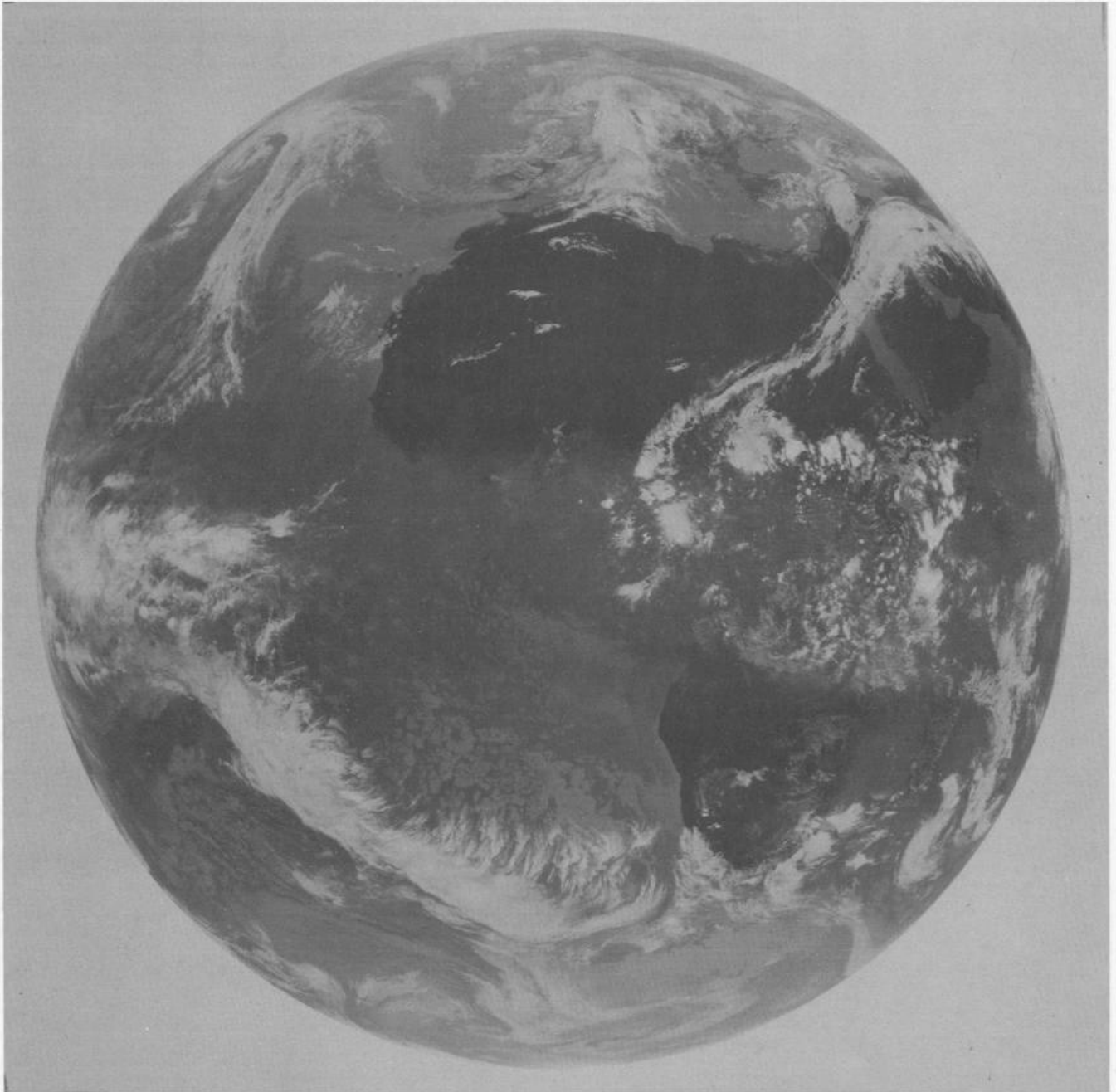


Abb. 2: METEOSAT-Bild vom 24. April 1979, 11.55 GMT, im infraroten Spektralbereich ($10,5 - 12,5 \mu\text{m}$).

Das Bild zeigt emittierte Wärmestrahlung der Erdoberfläche und Wolkenobergrenzen, die Atmosphäre ist in diesem Spektralbereich nahezu transparent. Daher kann das Bild in erster Näherung als "Temperaturbild" interpretiert werden, wobei hochliegende kalte Wolkenobergrenzen (Cirrus, Cumulonimbus) weiß und warme Landoberflächen schwarz wiedergegeben sind (s. zum Beispiel Afrika, Arabische Halbinsel, Kapverdische Inseln, Kanarische Inseln). Südamerika ist in diesem Bild nicht zu erkennen, da hier die Tageserwärmung noch nicht eingesetzt hat; lediglich der Kamm der Anden ist als graues Band schwach erkennbar.

sehr unvollständig wiedergegeben werden. Es sei dem interessierten Leser überlassen, die vorstehende kurze Be-

schreibung der Bilder als Anregung zu werten, um selbst weitere Informationen aus den Bildern herauszulesen.

G. STEINHORST und H. WOICK,
Offenbach a.M.



Abb. 3: METEOSAT-Bild vom 24. April 1979, 11.55 GMT, im Wasserdampf-Absorptionsband bei $5,7 - 7,1 \mu\text{m}$.

In diesem Spektralbereich emittiert und absorbiert der atmosphärische Wasserdampf sehr stark. Nur die in der mittleren und oberen Troposphäre (etwa zwischen 500 mbar und 200 mbar) emittierte Strahlung gelangt bis zum Satelliten, wobei die Höhe der maximal beitragenden Schicht vom Wasserdampfgehalt und der Temperaturverteilung der Atmosphäre abhängt: je höher der Wasserdampfgehalt, desto höher die beitragende Schicht. Dabei stellt die Tropopause eine natürliche obere Grenze dar.

Da die Temperatur bis zur Tropopause mit der Höhe abnimmt, führt hohe Feuchte zu thermischer Emission bei niedrigen Temperaturen.

Das vorliegende Bild läßt sich daher in erster Näherung so interpretieren, daß helle Gebiete hohe Feuchte aufweisen und umgekehrt. Sehr helle, scharf begrenzte Flecken sind in den Tropen und Subtropen auf Wolkenobergrenzen in Troposnennähe zurückzuführen.

Blick zurück

Phänologische Beobachtungen der Societas Meteorologica Palatina

Vom 13. bis 15. Oktober 1980 findet in Mannheim aus Anlaß der 200. Wiederkehr der Gründung der Pfälzischen Meteorologischen Gesellschaft ein Symposium statt, bei dem die Themenkreise „Meteorologische Meßnetze“ und „Mesoskalige Meteorologie (Phänomene)“ behandelt werden.

Der nachfolgende Aufsatz von A. CAPPEL lenkt die Aufmerksamkeit auf eine der im allgemeinen wenig beachteten Aktivitäten der Societas Meteorologica Palatina.

Unter den wenigen Archivalien der Societas Meteorologica Palatina, die im Generallandesarchiv in Karlsruhe aufbewahrt werden, befindet sich ein Originalschreiben des Sekretärs der Gesellschaft, Johann Jakob Hemmer, das in vielerlei Hinsicht bemerkenswert ist. Zunächst beeindruckt die klaren, gleichmäßigen und sauberen Schriftzüge. Der im Lesen alter Schriften Ungeübte wird bei manchen Wörtern allerdings einige Anfangsschwierigkeiten haben. Hemmer wandte nämlich eine eigene Rechtschreibung an, die er auch in mehreren Publikationen propagierte. Bereits im Jahre 1769 trat er mit einer „Sprachlehre“ für eine bessere Ausbildung in der Deutschen Sprache und eine bessere Rechtschreibung ein. In gleicher Weise führte er einen Kampf gegen die vielen Fremdwörter, die besonders unter französischem Einfluß sich an Fürstenthöfen, aber auch in den Amtssprachen der Behörden ausbreiteten. Nach Hemmers Auffassung sollten alle Wörter so geschrieben werden, wie man sie spricht (z.B. Kwell für Quelle). Alle Buchstaben, die nicht gesprochen werden, können entfallen. Demzufolge sollen keine Doppellaute sowie keine dehrenden „e“ oder „h“ angewendet werden. Außer bei Eigennamen beginnt er alle Hauptwörter mit kleinen Buchstaben. Er berührte damit ein Problem, das noch in unserer Zeit bei den Sprachwissenschaftlern der deutschsprachigen Länder zur Diskussion steht. Seine geistige Vielseitigkeit zeigte sich auch darin, daß er zu den Gründern und Mitgliedern der „Deutschen Gesellschaft in Mannheim“ zählt, deren Ziel „die Reinigung der Sprache und des Geschmacks in allen deutschen Landen“ wurde. Hier fand er Kontakt mit Lessing, Klopstock, Wieland und Schiller und hatte so Anteil an der Gestaltung des Theaters in Mannheim.

Sein Einsatz für die deutsche Sprache trübte jedoch nicht seinen Blick für die Notwendigkeit, im internationalen Gespräch sich des Lateinischen als der Sprache der Gelehrten bedienen zu müssen. Als „Redakteur“ der Ephemeriden forderte er daher, daß wissenschaftliche Beiträge in Latein vorgelegt werden sollten. Wer in der Ausbildung tätig ist, bemängelt oft die unzureichende Übung im Gebrauch der deutschen Sprache, so daß auch heute eine Verbesserung der schulischen Ausbildung gefordert werden muß. Andererseits besteht für die Meteorologen wie vor 200 Jahren die Notwendigkeit, zum besseren internationalen Gedankenaustausch sich einer Fremdsprache zu bedienen. Allerdings ist heute anstelle des Latein die englische Sprache getreten.

Wenden wir uns aber nun dem Inhalt des Briefes zu, der an die Oberämter der Kurpfalz gerichtet und nachstehend im genauen Wortlaut abgedruckt ist:

Di fon seiner Kurfürstlichen Durchleucht neu errichtete witterungsgesellschaft wünschet sich für das jar 1781, und so für di folgenden jare, nachsteende stüke, um si jährlich bekant zu machen.

1) Fon den fornemsten stätten und fleken eines jeden ober- und unteramtes der Kurpfalz ein richtiges befolkungsferzeichnis jeder daselbst befindlichen religionsgemeinde ins besondere, di Juden und Widertäufer nicht ausgenommen, welches folgender gestait eingerichtet ist:

geborne söne

töchter

Zur ehe geschrittene pare

Ferstorbene männer

weiber

söne über 12 jaren

töchter über 12 jaren

*söne unter 12 jaren
töchter unter 12 jaren
Fremde *)*

2) Ein ferzeichnis der krankheiten, di daselbst jeden monat unter menschen und tiren geherschet haben.

3) Folgende beobachtungen:

a) zu welcher zeit di ferschiedenen hauptgattungen der wilden und zamen bäüme und des getreides geblütet, wann si zeitige fruchte getragen haben, oder reif geworden sind;

b) wi di häü-obst-und fruchtärten, desgleichen di weinlese, so wol in anseung der menge als güte, ausgefallen sind;

c) was für krankheiten und ungeziifer diser oder jener frucht geschadet haben;

d) wann di zugvögel, als storchen, schwalben, gukguke, nachtigallen u.s.w. erschienen und ferschwunden sind.

Wenn dise beobachtungen auch auf einigen der fruchtbarsten dörfer jedes ober- und unteramtes gemacht werden könnten, desto bäßer.

Jeder beobachter und sammler wird in unsern werken mit rume genant werden.

*Mannheim den 10 wintermonat 1781
Hemmer*

Danach sollen von allen Städten und Flecken Bevölkerungsverzeichnisse vorgelegt werden. Die Ephemeriden (1781–92) enthalten für die Stadt Mannheim ein solches Verzeichnis in der angegebenen Gliederung.

Unter Punkt 2 wird ein Verzeichnis der Krankheiten gefordert, untergliedert nach Monaten. Die Zusammenstellung für Mannheim wurde ebenfalls in den Ephemeriden veröffentlicht. Darüberhinaus ließ Kurfürst Karl Theodor von Hemmer ein physikalisches Kabinett einrichten, das u.a. eine Elektriziermaschine enthielt, die ausdrücklich „dem Wohle der kranken Menschheit gewidmet“ worden war. Es zeichnen sich hier bemerkenswerte Anfänge für eine Medizin-Meteorologie ab.

Unter Punkt 3) des Briefes wird ein phänologisches Programm vorgelegt, das beispielhaft bis in unsere Tage geblieben ist. Für die Hauptgattungen der „wilden und zahmen Bäume“ und des Getreides sollen Blühbeginn, Fruchtansatz und Reifetermin beob-

**) di keine einwoner sind.*

achtet werden. Die Heu-, Obst- und Fruchternte sowie die Weinlese sollen nach Menge und Güte beurteilt werden. Außerdem sollen Pflanzenkrankheiten und schädliches Ungeziefer sowie das Erscheinen und Verschwinden der Zugvögel mitgeteilt werden.

Die Mitarbeit bei diesen phänologischen, nosologischen und ornithologischen Beobachtungen war ehrenamtlich, die Beobachter aber wurden "mit

Ruhme genannt". Wir finden die Namen von 94 Personen im 1. Band der Ephemeriden, die sich auf alle Oberämter der Kurpfalz verteilen. Dem Beruf nach waren die Beobachter Pfarrer aller Konfessionen, Beamte, Ärzte, Apotheker, Schullehrer, Förster, Bürgermeister u.a. Einige Ergebnisse sind ebenfalls in den Ephemeriden veröffentlicht, aber offenbar fehlte es *Hemmer* in der "Zentrale" an Mitarbeitern,

um die anfallenden Beobachtungen aufarbeiten zu können. Jedenfalls erlitt dieses erste auf Landesebene großzügig angelegte Beobachtungsnetz das gleiche Schicksal wie das Weltnetz der Societas Meteorologica Palatina. Mit dem Tod *Hemmers* (1790) und unter den Wirren der französischen Revolution erlosch seine Tätigkeit.

A. CAPPEL, Neustadt/Weinstr.

Aus dem Deutschen Wetterdienst

Bericht über Aufgaben und Tätigkeiten der Zentralen Agrarmeteorologischen Forschungsstelle des Deutschen Wetterdienstes in Braunschweig

Die historische Entwicklung der ZAMF Braunschweig ist eng verknüpft mit derjenigen der beiden größten landwirtschaftlichen Forschungsanstalten des Bundes, nämlich der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft (FAL) und der Biologischen Bundesanstalt für Land- und Forstwirtschaft (BBA).

Bei der Gründung der FAL 1947 war auch an ein meteorologisches Institut gedacht worden, doch scheiterte dies am Einspruch der britischen Militärregierung. Noch während ihrer ersten Aufbauphase nahm daher die FAL Kontakt mit dem DWD auf, um die ihr unverzichtbar erscheinende Verbindung zwischen Agrarwissenschaft und Meteorologie herzustellen.

In der Erkenntnis, daß nur durch eine enge Zusammenarbeit mit einer möglichst viele Bereiche der Landwirtschaft umfassenden Institution der Agrarforschung eine effektive agrarmeteorologische Forschung sinnvoll und möglich ist, beschloß der DWD 1954 den Aufbau einer Agrarmeteorologischen Forschungsstelle in Braunschweig, zumal nach Kriegsende auch die Nachfolgerin der ehemaligen Biologischen Reichsanstalt Berlin-Dahlem, die heutige Biologische Bundesanstalt für Land- und Forstwirtschaft, – als die für Pflanzenkrankheiten und Pflanzenschutz zuständige Forschungseinrichtung des Bundes –, ihren Hauptsitz nach Braunschweig verlegt hatte.

Mit der Entwicklung der FAL und der BBA zu Hauptträgern der Bundesforschung auf dem Gebiet der Landwirtschaft und mit der dadurch bedingten weitgehenden Konzentration der For-

schungskapazitäten des Agrarbereichs auf Braunschweig hat sich die Richtigkeit der damaligen Entscheidung des DWD erwiesen und Anlaß gegeben, dieses Institut zu einem Schwerpunkt der agrarmeteorologischen Forschung, d. h. zur Zentralen Agrarmeteorologischen Forschungsstelle auszubauen.

1972 konnte der Neubau des Instituts hier auf dem Gelände der FAL bezogen werden, und Schritt für Schritt wurde die personelle und technische Ausstattung verbessert, was nicht zuletzt dazu beigetragen hat, daß sich die ZAMF in relativ kurzer Zeit mit einer Reihe wichtiger Forschungsarbeiten allseitige wissenschaftliche Anerkennung auch in der internationalen Fachwelt erarbeiten konnte.

Heute sind 5 wissenschaftliche, 12 technische und 6 sonstige Mitarbeiter an der ZAMF tätig. Hinzu kommen 5 außerplanmäßige wissenschaftliche bzw. technische Mitarbeiter, die aus Mitteln der DFG und anderer Träger der Forschungsförderung finanziert werden, ferner z. Z. noch 2 Lehramtskandidaten, die nach einer Vereinbarung mit dem Institut für Geophysik und Meteorologie der TU Braunschweig im Rahmen ihrer Examensarbeiten nach von uns gestellten Themen Untersuchungen durchführen, deren Ergebnisse wir für unsere Forschungsaufgaben verwerten können.

Die Aufgabenstellung der ZAMF ergibt sich zwangsläufig aus der Funktion agrarmeteorologischer Forschung als Bindeglied zwischen Meteorologie und Agrarforschung. Aus dieser Funktion heraus resultiert die oft gestellte Frage, ob nicht agrarmeteorologische For-

schung mehr Teil der Agrarforschung als Teil der Meteorologie ist. Wir hier sehen sie jedoch vorrangig als Teil der Meteorologie, da sie in erster Linie physikalischen und mathematischen Denkweisen verhaftet ist. Demgemäß beruht die wissenschaftliche Konzeption der ZAMF vor allem darauf, diese Denkweisen in Anwendung experimenteller und begrifflicher Methoden der Physik und Mathematik in eine interdisziplinäre Zusammenarbeit einzubringen und damit befruchtend auf die Zielvorstellungen der agrarwissenschaftlichen Nachbardisziplinen einzuwirken. Von daher aber läßt sich das Kernstück der wissenschaftlichen Konzeption der ZAMF wohl am besten definieren durch den Begriff „Biophysik des Systemkomplexes Boden – Pflanze (bzw. Tier) – Atmosphäre“ als Teil einer biophysikalisch orientierten Ökologie mit dem Ziel, agrarmeteorologische Erkenntnisse als ein steuerndes Element in die landwirtschaftliche Prozeßführung einzufügen, um Entscheidungshilfen anzubieten sowohl für den betrieblichen Produktionsprozeß an sich, als auch für agrarwirtschaftliche, agrarstrukturelle und damit letztlich auch agrarpolitische Entscheidungsprozesse.

Die überwiegende Mehrzahl unserer Forschungsarbeiten wird daher auch gemeinsam mit Institutionen der Nachbardisziplinen durchgeführt, wobei sich das Feld der Partner in den letzten Jahren erheblich ausgeweitet hat, und zwar sowohl auf nationaler wie internationaler Ebene.

An der Finanzierung der Forschungsvorhaben sind – außerhalb des Etats

des DWD – verschiedene Institutionen der Forschungsförderung beteiligt, allen voran die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), die vor allem in den letzten 6 Jahren die Arbeiten mit ganz erheblichen Mitteln gefördert hat.

In der Aufgabenstellung besteht ein ausgewogenes Verhältnis zwischen grundlagenorientierten und praxisbezogenen Arbeiten, das sich aus den verschiedenen Anforderungen sowohl von meteorologischer als auch von landwirtschaftlicher Seite ergibt. Hieraus resultieren folgende wissenschaftliche und technische Sach- und Arbeitsgebiete:

- Mikrometeorologische Grundlagen
- Biophysik pflanzlicher Systeme
- Angewandte agrarmeteorologische Forschung für den Bereich pflanzliche Produktion und Pflanzenschutz
- Entwicklung und Erprobung von Beratungsverfahren, ferner in der Konzeption bzw. im Aufbau hegriffen
- Agrarmeteorologische Forschung für den Bereich der tierischen Produktion
- Agrarmeteorologische Probleme der Produktionskonzeptionen in der Land- und Forstwirtschaft.

Zu diesen Forschungsrichtungen gehören die technischen Arbeitsgebiete und Einrichtungen

- Meßtechnik und Entwicklung
- Datenverarbeitung und Programmierung
- Feldversuchswesen und Biometrie
- Phytotechnische Anlagen und biophysikalisches Labor
- Landwirtschaftlicher Versuchsbetrieb
- Zentrales bodenphysikalisches Laboratorium
- Agrarmeteorologischer, synoptischer und klimatologischer Beobachtungs- und Meldedienst.

Zu erwähnen ist hierbei die gute technische Ausstattung unseres Instituts, die wir nicht nur der Förderung unserer Arbeiten durch die DFG zu verdanken haben, sondern auch dem Verständnis, das die Leitung des DWD unseren oft sehr speziellen und nicht gerade wetterdienstüblichen Anliegen entgegengebracht hat.

Zur Zeit werden 14 Themen größerer und kleinerer Art aus den verschiedensten Bereichen bearbeitet, die in mehrere größere Projekte integriert sind, welche wiederum unter sich in einem Zusammenhang stehen, der sich aus

der Grundkonzeption unserer Arbeit im Hinblick nicht nur auf die Gegenwart ergibt, sondern auch im Hinblick auf die ökonomischen und ökologischen Zwänge, denen sich die Landwirtschaft in der Zukunft gegenübersehen wird.

Es würde zu weit führen, alle Vorhaben aufzuzählen und einzeln zu erläutern. Daher sei hier nur auf die Problematik und Zielsetzung der wesentlichsten Arbeitsrichtungen eingegangen, insbesondere auf die Problemkomplexe Wasserhaushalt, Energiehaushalt und Pflanzenschutz im Hinblick auf ihre ökonomische und ökologische Relevanz.

Der stetig steigende Wasserverbrauch von Industrie, Wirtschaft und privaten Haushalten läßt auch unter unseren humiden Bedingungen das Wasser allmählich zu einem Rohstoff werden, mit dem äußerst sparsam umgegangen werden muß. In ihrem Bemühen um Ertragsstabilisierung unter möglichst weitgehender Ausschaltung des Wetterrisikos setzt auch die Landwirtschaft in zunehmendem Maße das Wasser als Produktionsmittel ein. Allein hier im östlichen Niedersachsen stehen bei rund 2000 landwirtschaftlichen Betrieben mehr als 130.000 ha Nutzfläche unter künstlicher Zusatzbewässerung.

Bewässerung ist aber nicht nur eines der teuersten Verfahren zur Produktion von Nahrungsmitteln, sondern auch die wohl schwierigste Form des Pflanzenbaus. Bisher ist es nicht gelungen, eine dem tatsächlichen Bedarf der Pflanze, d. h. den pflanzenphysiologischen Bedürfnissen angepaßte Bewässerungsform zu erarbeiten, weil die Kenntnisse über die Wechselwirkungen zwischen Pflanzenwasserhaushalt und exogenen und endogenen Faktoren noch ungenügend sind. Daher befassen wir uns in einem von der DFG geförderten Projekt gemeinsam mit dem Institut für Pflanzenbau und Pflanzenzüchtung mit dem Problem der Ermittlung meteorologischer, bodenphysikalischer und pflanzenphysiologischer Kennwerte für die Steuerung der Wasserversorgung von Kulturpflanzen. Ziel ist die Optimierung des Verhältnisses von Wasseraufwand zu Ertrag und damit nicht nur Einsparung von Wasser, sondern auch Einsparung von Energie für Wasserbereitstellung und Wasserverteilung.

Zugleich greift dieses Projekt hinein in die Problematik der Steigerung der Nahrungsmittelproduktion der Ent-

wicklungsländer in den ariden und semiariden Gebieten der Erde. Denn wir stehen vor der bedauerlichen Tatsache, wie es auch das hier kürzlich stattgefundene DFG-Rundgespräch zum Problem der Bewässerungswirtschaft ergeben hat, daß viele der mit hohem Aufwand an Mitteln der Entwicklungshilfe durchgeführten landwirtschaftlichen Bewässerungsprojekte nicht den erhofften Erfolg brachten, da die Bewässerungssysteme nur mit geringem Wirkungsgrad arbeiten. Die von uns erarbeiteten Erkenntnisse sollen daher helfen, die Basisinformationen nicht nur für die Einsatzsteuerung von Bewässerungsanlagen, sondern auch für die Projektierung von Bewässerungssystemen in ariden und semiariden Gebieten zu verbessern.

Hier hinein gehört auch das ebenfalls von der DFG geförderte und gemeinsam mit dem Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig und dem Agricultural Research Centre Hofuf/Al Hassa, Saudi Arabien, durchgeführte Projekt zum Problem des Einflusses von Windschutzmaßnahmen auf die Effizienz der Wassernutzung unter extrem ariden Bedingungen. Gerade unter solchen Bedingungen läßt sich Windschutz oftmals durchaus als Mittel zur Wassereinsparung bei gleichzeitiger Ertragssteigerung einsetzen, sofern das komplizierte Wechselspiel zwischen Wasserstress einerseits und Hitze stress andererseits in seiner Wirkung auf die pflanzenphysiologischen Vorgänge und den Ertragsbildungsprozeß hinreichend geklärt ist. Und eben dies ist das Ziel des Vorhabens.

Die wissenschaftliche und praktische Bedeutung dieser beiden Vorhaben drückt sich darin aus, daß die DFG hierfür bisher rund 2 Mill. DM an Förderungsmitteln zur Verfügung gestellt hat.

Das Wasserhaushaltsproblem spielt aber, wie gesagt, nicht nur in ariden Gebieten, sondern zunehmend auch in unseren humiden Regionen eine wesentliche Rolle. Dies vor allem dann, wenn man berücksichtigt, – und dies müssen wir tun im Interesse einer Erhaltung des ökosystemaren Gleichgewichts –, daß menschliche Eingriffe in Agro-Ökosysteme (und in die Landnutzung überhaupt) erhebliche Folgen auch für den Wasserhaushalt haben können, Folgen, die wir heute noch kaum übersehen, geschweige denn vorherzusagen vermögen.

Hier zu einer Verbesserung des Kenntnisstandes zu gelangen ist das Ziel

einer ebenfalls von der DFG geförder- ten Forschergruppe, an der Mitarbeiter der ZAMF, der TU Braunschweig und der FAL beteiligt sind. Behandelt wird hier das Problem des Wasser- und Stoffhaushalts landwirtschaftlich ge- nutzter Einzugsgebiete unter Berück- sichtigung von Substrat, Relief und Nutzungsform mit dem Ziel, übertrag- bare Modellsysteme zu entwickeln, die als Grundlage dienen können für die Voraussage der Folgewirkungen der sich durch menschliche Eingriffe ver- ändernden ökologischen Bedingungen auf Bodenwasserbewegung, Verdun- stungsprozeß, Abflußverhalten, Stoff- transporte usw. unter Berücksichtigung insbesondere der landwirtschaftlichen Nutzungsformen. Für die ersten beiden Anlaufjahre dieses als Teil des Gesamt- konzepts der Umweltschutzforschung in der Bundesrepublik anzusehenden Projekts wurden von der DFG Mittel in Höhe von 1,8 Mill. DM bereitge- stellt, von denen rund ein Viertel für das von uns zu bearbeitende Teilpro- jekt „Gebietsverdunstung“ bestimmt ist.

Gewisse Voraussetzungen hierfür sind bereits geschaffen mit Untersuchungen über den Einfluß von Brache und Wald auf die Gebietsverdunstung und zum Problem der unproduktiven Verdun- stung, zwei von uns zusammen mit ver- schiedenen Instituten bearbeitete und vom DVKW finanziell unterstützte Projekte. Hierbei sind wir u. a. be- müht um die Entwicklung ver- besserter Methoden zur Bestimmung der Gebietsverdunstung. In diesem Sinne haben wir uns daher auch im vergangenen Jahr am sogen. Tellus- Projekt des Joint Research Centre der Europäischen Gemeinschaft beteiligt, bei dem versucht wird, multispektrale Satellitenbilder für die Abschätzung der Boden- und Pflanzenwasserversor- gung nutzbar zu machen. Und wir hal- ten in diesem Sinne auch Kontakt zum DFG-Schwerpunktprogramm „Ferner- kundung“ und stehen in Verbindung mit dem Institut für Geophysik und Meteorologie der TU Braunschweig und dessen Arbeiten zur Bestimmung von Bodenwassergehalt und Oberflä- chenrauigkeit aus Mikrowellen- signalen, die wir mit Parallelmessungen in situ unterstützen.

Für den Verdunstungsprozeß wird Energie benötigt, die bekanntlich aus der Strahlung kommt. Wasserhaushalt und Energiehaushalt unserer Pflanzen- bestände sind daher eng miteinander verknüpft. Und so dürfte es verständ-

lich sein, daß wir uns in einem weite- ren Projektbereich mit dem Problem des Energiehaushalts befassen, der für den pflanzlichen Produktionsprozeß wesentlich mitbestimmend ist. Tat- sache ist, daß das genetisch bedingte Ertragspotential unter den gegenwärtigen Anbaubedingungen oft nur zu einem Drittel genutzt wird. Grund hierfür ist die intraspezifische Konkur- renz innerhalb eines Pflanzenbestan- des, wodurch z. B. die volle Nutzung der verfügbaren Energie durch die ge- genseitige Beschattung der Blätter ver- hindert und ihre Beteiligung an der Photosynthese eingeschränkt wird.

Ziel ist es nun, die mikrometeorolo- gischen Bedingungen insbesondere im Hinblick auf die Interception der pho- tosynthetisch aktiven Strahlung in einer Weise zu verändern, die eine bes- sere Nutzung des schließlich ja kosten- losen Produktionsmittels Strahlung garantiert. Dies kann sowohl durch pflanzenbauliche Maßnahmen, z. B. Standraumveränderung, als auch durch züchterische Maßnahmen geschehen, die auf eine Veränderung der Morpho- logie der Pflanze (z. B. Verminderung des Blattapparates, Veränderung der Blattstellung usw.) abzielen, Versuche, mit denen sich hier insbesondere das Institut für Pflanzenbau und Pflanzen- züchtung intensiv beschäftigt.

Von unserer Seite sind hierzu inzwi- schen Simulationsmodelle entwickelt worden, mit denen z. B. abgeschätzt werden kann, welche Veränderungen Blattfläche und Blattstellung erfahren müßten, um die Absorption photosyn- thetisch aktiver Strahlung zu optimie- ren, d. h. Produktivitätsverluste durch intraspezifische Konkurrenz zu ver- mindern. Für die praktische Landwirt- schaft bedeutet dies die Chance, hö- here Erträge ohne zusätzlichen Auf- wand an Produktionsmitteln zu erzie- len, oder aber den gleichen Ertrag auf kleinerer Fläche mit geringerem Pro- duktionsmitteleinsatz zu erreichen und damit zugleich einen Teil derjenigen Energie einzusparen, die für die Her- stellung und Einsatz der Produktions- mittel aufgewendet werden muß.

Die Frage steuernder Eingriffe in die Struktur unserer Kulturpflanzenbe- stände und damit in die Gestaltung der mikrometeorologischen Bedingungen spielt aber noch in anderer Hinsicht eine Rolle, was auf einen weiteren unserer Arbeitsbereiche hinführt, näm- lich im Zusammenhang mit dem Pflanzenschutz.

Im Sinne eines umfassenden Konzepts

des Umweltschutzes ist es zwingend notwendig, die Anstrengungen der Forschung stärker als bisher darauf zu richten, wirtschaftlich tragbare Alter- nativen zum chemischen Pflanzen- schutz zu suchen, auch wenn sie diesen nicht vollständig ersetzen können. Von der BBA ist ein Forschungsprogramm in Angriff genommen worden, dessen Schwerpunkt auf der Entwicklung von Systemen des integrierten Pflanzen- schutzes liegt. Integrierter Pflanzen- schutz aber heißt Einsatz aller Mittel und Methoden, um Schadorganismen unter der wirtschaftlichen Schadens- schwelle zu halten, wobei die bewußte Ausnutzung natürlicher Begrenzung- faktoren im Vordergrund steht.

Auf Anregung der BBA und in Zusam- menarbeit mit dieser haben wir daher Untersuchungen aufgenommen über die Bedeutung des Mikroklimas als Komponente des integrierten Pflanzen- schutzes. Dies ist die konsequente Er- weiterung der vorhin genannten mikro- meteorologischen Untersuchungen zum Energiehaushalt insofern, als näm- lich im Rahmen der Entwicklung von Systemen des integrierten Pflanzen- schutzes von agrarmeteorologischer Seite die Frage zu klären ist, wie weit durch anbautechnische und züchte- rische Maßnahmen die mikrometeoro- logischen Bedingungen in einer Weise verändert werden können, welche die Entwicklung und Ausbreitung von Schadorganismen wenigstens so weit hemmt, – natürlich in Abhängigkeit von der allgemeinen Witterung als der nicht beeinflußbaren Randbedingung –, daß eine wirtschaftliche Schadens- schwelle möglichst selten überschritten wird und damit im Interesse des Um- weltschutzes die Frequenz chemischer Behandlungen auf ein Mindestmaß re- duziert werden kann, was dann auch gleichzeitig wieder Einsparungen bei dem für Pflanzenschutz erforderlichen Energieaufwand nach sich ziehen würde.

Dieser kurze Überblick über unsere der- zeitige Arbeit, mit dem ich versucht ha- be, auch die Vernetzungen innerhalb des Systems unserer Forschungskonzeption darzustellen, sollte nicht abgeschlossen werden ohne einen Hinweis auf die vor uns liegenden Aufgaben. Ich denke hier an agrarmeteorologische Probleme im Bereich der tierischen Produktion und im Bereich der tierischen Schäd- linge. Neue Aufgaben werden sich auch stellen aus den jetzt in der FAL gebildeten institutsübergreifenden For- schungsschwerpunkten wie z. B. „Um-

weltrelevante Agrarforschung“ und „Energierelevante Agrarforschung“ u. a. bei Fragen der langfristigen Stabilisierung agrarischer Ökosysteme, bei Fragen des Einsatzes der Solarenergie und anderer alternativer Energieträger sowie im Zusammenhang mit dem Problem der nachwachsenden Rohstoffe und Industriepflanzen. Auch aus den Schwerpunkten „Tierschutz in der landwirtschaftlichen Nutztierhaltung“ und „Humanisierung der Arbeit in der Landwirtschaft“ und aus dem Bereich der Ökotoxikologie werden

sich Aufgaben stellen. Schließlich sind noch die agrarmeteorologischen Probleme der Produktionskonzeptionen zu nennen, d. h. die meteorologischen Aspekte der Anpassung land- und forstwirtschaftlicher Produktionssysteme an die möglichen Veränderungen nicht nur der ökonomischen und ökologischen, sondern auch der klimatologischen Bedingungen, was auf die im nationalen und im Weltklimaprogramm anstehenden Fragen hinführt.

Wir werden weiterhin bemüht sein, in Zusammenarbeit mit der Agrarfor-

schung unseren Teil zur Lösung der vielfältigen Probleme beizutragen. Und ich weiß, daß ich mich hierbei wie bisher verlassen kann auf das oft weit über das zu fordernde Maß hinausgehende persönliche Engagement eines gut eingespielten Teams ausgezeichneter Mitarbeiter.

H. SCHRÖDER, Braunschweig
(Wiedergabe eines Vortrags aus Anlaß der Sitzung des Verwaltungsbeirates des DWD am 18. März 1980 in Braunschweig.)

Das BKF-Modell als Basis zur Erstellung maschinell-manueller Vorhersagekarten in der Analysen- und Vorhersagezentrale des Deutschen Wetterdienstes

1 Allgemeines

Im Herbst 1978 wurde das neue numerische Vorhersagemodell „BKF“ der Analysen- und Vorhersagezentrale vorgestellt. Es dient seitdem als Grundlage für die vom synoptischen Dienst in Kartenform erstellten Bodendruck- und Frontenvorhersagen. Als Nachfolger des zuvor benutzten „BKL“-Modells prognostiziert das neue Modell auf einem von 381 auf 254 km Punkt- abstand verringerten Gitternetz mit größerer Vertikalauflösung (9 Schichten). Es enthält eine beachtlich erweiterte Modellphysik; durch das Einführen der Feuchtetransportgleichung wird die Berechnung der Kondensationseffekte möglich, durch das Berücksichtigen der Kondensationsenergie und die Berechnung der Strahlungsbilanz am Erdboden als weitere Energiequelle kann die Zyklogenese auf dem engeren Gitternetz realistischer simuliert werden. Außerdem tragen eine Reihe zusätzlicher Änderungen (Orographie, Grenzschicht, Konvektion) zur Verbesserung der Modellergebnisse bei.

2 Problematik

Seit der Einführung des BKF-Modells sind nur auf wenigen Teilgebieten statistische Auswertungen über die Qualität der numerischen Prognosen verfügbar. Es ist vielmehr vom einzelnen Meteorologen in der Analysenzentrale abhängig, wie die Eintreffwahrscheinlichkeit der Modellvorhersage am je-

weiligen Tage beurteilt wird. Zwischen genereller Skepsis gegenüber allen numerischen Produkten und weitgehender Anerkennung der Ergebnisse sind alle Meinungen vertreten. Allgemein ist eine Qualitätsverbesserung gegenüber den BKL-Modellergebnissen feststellbar. Es fehlen jedoch klare Interpretationshilfen, die über systematische Fehler Auskunft geben und damit erst die geforderte optimale Vorhersage als Kombination von Rechnerprodukt und manueller Überarbeitung ermöglichen. Das BKF-Modell liefert außerdem wesentlich mehr Informationen, als in den zur Zeit üblichen Vorhersagekarten schließlich verwertet werden. Es stellt sich daher die Frage nach einer möglichen Erweiterung der vorhergesagten Wetterinformation im Sinne einer verbraucherorientierten Vorhersage.

3 Diskussion des BKF-Modells

Nach nun fast zweijährigen Erfahrungen mit den Stärken und Schwächen des BKF-Modells im täglichen Vorhersagedienst soll zunächst versucht werden, im Vorgriff auf nötige objektive statistische Untersuchungen, die voraussichtlich erst in Jahren verfügbar sein werden, einen Überblick über häufig beobachtete Fehler und Leistungen des Modells zu geben.

3.1 Schwächen des Modells

Das BKF-Modell hat einige Eigenschaften, die bei der Erstellung einer

Vorhersagekarte unangenehm in Erscheinung treten und gelegentlich zu Interpretationsschwierigkeiten führen. Zu den BKF-spezifischen Modellschwächen gehört – ähnlich wie interessanterweise auch beim Modell des Europäischen Zentrums für Mittelfristvorhersagen – eine auffällige, besonders im Winter manchmal über viele Tage hinweg großräumig zu niedrige Druckvorhersage vor allem im Azoren- und Mittelmeerraum, aber auch über Mitteleuropa von bis zu fünf Millibar in 24 Stunden. Das Phänomen tritt spontan auf und läßt bisher keine Systematik erkennen. Die Folgen unter Wechschichtbedingungen sind Diskontinuitäten in den Vorhersagen, je nachdem, ob diese Erniedrigung als real oder nicht angesehen wird.

Zu Interpretationsschwierigkeiten führt auch die überall und sehr häufig zu hohe Temperaturvorhersage in der unteren und mittleren Troposphäre von im Mittel zwei bis drei Grad, manchmal auch über fünf Grad in 48 Stunden. Dabei ist einerseits eine allgemeine Anhebung des Temperaturniveaus zu beobachten, andererseits treten besonders auf den Vorderseiten der großen Höhenträge unrealistisch starke Amplituden der Temperaturwellen in Erscheinung mit allen Folgen für z.B. Lage und Stärke von Strahlströmen. Die Prüfung derartiger Prognosen auf ihre Glaubwürdigkeit bereitet im Einzelfall enorme Schwierigkeiten. Den pro-

gnostizierten Isothermenfeldern werden die Fronten gemäß der bei der Analyse angetroffenen Lage zugeordnet; dies wird naturgemäß durch eine unrealistische Erwärmung nicht erleichtert.

Im übrigen sind natürlich die bei allen Gitterpunktmodellen vorhandenen Schwächen, die auf numerische Verfahren (Balancierung, Differenzverfahren) und den ungenügenden Gitterpunktabstand zurückzuführen sind, im BKF- wie schon im BKL-Modell enthalten, wenn auch in geringerem Ausmaß. So werden kleinräumige aber entwicklungsfähige Tiefs fast immer und manchmal ganz erheblich (über 20 Millibar) zu flach prognostiziert im Gegensatz zu schon in der Analyse unübersehbar vorhandenen alten, okkludierten Tiefs, die in der Vorhersage eine Tendenz zu übergroßer Langlebigkeit aufweisen. Auch die Verlagerungsgeschwindigkeit etwa von Randstörungen bei zonalen Wetterlagen ist zu gering, wie schon beim BKL-Modell (Faustregel: Bei zügigen Westlagen tritt die 30-stündige Vorhersage bereits nach 24 Stunden ein). Dagegen tritt die im BKL-Modell berüchtigte Tendenz zur Zonalisierung bei den BKF-Prognosen nicht mehr als auffällig systematisch in Erscheinung. Auch das Abtropfen von zum Teil recht kleinräumigen Höhenkaltluftgebieten und die damit verbundenen Hebungsprozesse werden im Vergleich zu den auf diesem Gebiet allerdings extrem unzuverlässigen BKL-Prognosen besser erfaßt.

3.2 Stärken des Modells

Als wesentliche Stärke des BKF-Modells kann die Berücksichtigung der atmosphärischen Feuchte bei der Modellvorhersage bezeichnet werden. Zu jedem Vorhersagetermin liegt das prognostizierte Feld der relativen Feuchte vor. Hohe Feuchte kennzeichnet dabei die nicht-konvektiven Hebungsgebiete. Beim BKL-Modell war man bei der Festlegung der vorherzusagenden Fronten auf die Zuordnung und Anpassung an die numerisch prognostizierten Höhenträge angewiesen, wobei letztere modellbedingt zum Teil erheblich abgeflacht wurden und vor allem die genaue Lage der Höhendivergenzgebiete auf ihrer Vorderseite nach Augenmaß kaum und auch mit Hilfskarten nur schwer erkennbar war. Auch die BKF-Geopotentialvorhersagen in 500 bzw. 300 Millibar haben diesbezüglich keine wesentlich größere Aussagekraft. Weiter helfen hier gele-

entlich die im Temperaturfeld gut ausgeprägten Frontalzonen als Anhaltspunkt für die Festlegung der Fronten. Oft setzt jedoch die Advektion höherkalter Luft im Modell wie in der Wirklichkeit erst in einem gewissen Abstand hinter der Bodenfront merklich ein und läßt die Vorhersage einer Front daher nur ungenau zu.

Dagegen ordnen sich die Felder hoher relativer Feuchte aus einem oft chaotischen Anfangsfeld im Modell meist schon innerhalb von 24 Stunden zu langgestreckten Bändern, die die Hebungsgebiete auf den Trogvorderseiten (z. B. aktive Fronten mit stabiler Hebung) und die Trogachsen wiedergeben. Auch nicht-frontale Hebungszo- nen wie Kaltlufttropfen und rein advektiv verlagerte Gebiete hoher Feuchte sind vorhanden; letztere unterliegen natürlich den prognostizierten dynamischen Entwicklungen und schwächen sich meist schnell ab, wenn sie in der Analyse nicht reell waren. Vor allem flache, weder im vorhergesagten Geopotential- noch im Temperaturfeld gut erkennbare Prozesse (z. B. Warmfrontwellen) treten im zugehörigen Feuchtefeld deutlicher in Erscheinung. Fronten mit geringer großräumiger Hebung (Katafronten, auch mit kräftigen Schauern und Gewittern) erscheinen auf Grund der Mittelung über das große Gitterquadrat nicht auffällig im Feuchtefeld, hier kann jedoch die zusätzliche Information über erwartete Niederschläge oder Schauer hilfreich sein.

Auf einen Nenner gebracht, kann man feststellen, daß im Vergleich zur Situation vor Einführung des BKF-Modells die Fronten mit Hilfe der Feuchteprognose sicherer und zuverlässiger vorhergesagt werden können. Es wäre sogar möglich, die Vorhersage der Frontenlage zu ergänzen – etwa durch die vom Modell erwarteten Wolken- und Niederschlagszonen. So könnte die Vorhersage auch eine Aussage über die Intensität der Hebungsprozesse an den Fronten und auch an nicht-frontgebundenen Systemen enthalten.

3.3 Problem der Anfangsanalyse

Zu große Erwartungen sind dennoch nicht angebracht. Denn die Qualität der numerischen Vorhersage steht und fällt mit der numerischen Analyse. Dabei ist nicht an kleine Strukturen im mesoskaligen Bereich gedacht, die durch das Modellgitter nicht gut erfaßt werden, sondern an großräumige Fehl-

analysen in Gebieten mit nicht ausreichender Meldungsdichte. Das Modell verschafft sich auf allen Gitterpunkten die Anfangsdaten durch räumliche und zeitliche Inter- und Extrapolation. Dabei stützt es sich z. B. über dem Atlantik auf wenige Temps und Aireps, Gebiete mit dem Durchmesser von mehreren Tausend Kilometern sind unter Umständen völlig meldungsfrei. Bei spärlichen zwei Bodenmeldungen benachbarter Schiffe kann die richtige eliminiert und die falsche verarbeitet werden. Eine isolierte falsche Meldung, z. B. eine Windrichtung, kann vom Rechner nur sehr schwer ohne Vergleichsmöglichkeit mit Nachbarmeldungen als fehlerhaft erkannt werden. So kommt es dann gelegentlich zur Analyse von nicht existenten Tiefs, zu großen Lagefehlern von Druckzentren und Phasenfehlern von Wellen, zumal die Informationen aus Satellitenbildern dem Rechner nicht zur Verfügung stehen.

Daher ist zur Beurteilung der Glaubwürdigkeit der Vorhersage als erstes die Überprüfung der numerischen Analyse, insbesondere der Höhenanalyse nötig. Ist sie nicht überprüfbar (z. B. über dem Atlantik) oder gar falsch, so muß auch das aus dieser Analyse prognostizierte Geopotentialfeld mit Vorbehalt betrachtet werden. Gefährlich suggestiv wirkt sich dabei die Anschaulichkeit und Konsequenz in der Übereinstimmung der vorhergesagten Modellparameter aus. So ordnen sich dann auch die an das Geopotentialfeld gebundenen Hebungsgebiete und Feuchtebänder zu Strukturen mit reinem Fantasiegehalt. Das kommt leider gelegentlich vor, gerade bei Entwicklungen über dem mittleren und östlichen Nordatlantik. Die im Kerndruck nicht richtig erkannten Tiefs und die in Phase und Amplitude nicht richtig erfaßten Wellen einer Frontalzone bewirken nicht selten auch in der Vorhersage Phasenfehler und eine zu schwache Deformation der Höhenströmung und damit ein zu geringes „Eindrehen“ der Bodentiefs nach Norden oder Abweichungen in der Verlagerungsgeschwindigkeit. Betrachtet man dagegen die oft erstaunliche Leistungsfähigkeit des BKF-Modells über dem Westatlantik, wo die Entwicklungen aus dem gut belegten nordamerikanischen Kontinent heraus stattfinden, so kann man die Behauptung wagen, daß bei zusätzlicher Stationierung von ca. zehn Wetterschiffen auf dem mittleren und östlichen Nordatlantik die numerischen Pro-

gnosen über Europa im Mittel qualitativ fühlbar gesteigert werden könnten.

4 Schlußfolgerungen

Der Einsatz neuer Wetterschiffe ist nicht zu erwarten; dennoch ist eine gewisse Verbesserung der diskutierten Mängel zu erhoffen. Einerseits wird an der Entwicklung neuer numerischer Analysemethoden gearbeitet, andererseits können die aus Analysefehlern resultierenden Modellmängel zumindest teilweise korrigiert werden, wenn es möglich wird, die manuelle Analyse als Anfangsfeld zur numerischen Vorhersage dem Rechner zu übermitteln. Diese Analyse enthält nämlich eine Reihe von Informationen, die der Rechner bisher nicht verarbeiten kann: etwa Frontenlagen aus dem Satellitenbild (Anfangs-Feuchtefeld) oder bessere (tiefere) Druckwerte und korrektere Positionen von sich entwickelnden Zyklonen. Auch die Einschätzung richtiger oder falscher Schiffsmeldungen geschieht wesentlich sicherer mit Hilfe von Analysen der vorangegangenen Termine. Wahrscheinlich ist zur realistischen Entwicklung der Modelldynamik zusätzlich noch die Eingabe eines aktuellen Temperatur- oder Geopotentialfeldes erforderlich. Zur Übergabe ganzer Felder in digitalisierter Form in den Rechner fehlen heute aber leider noch die technischen Möglichkeiten.

Die Erzeugung fiktiver Daten zur Korrektur der Maschinenanalyse muß allerdings recht vorsichtig betrieben und zunächst einmal auf ihre Wirkung hin untersucht werden. Einzelne Korrekturdaten (etwa der Kerndruck eines Tiefs) ohne Bezug zum übrigen Feld werden voraussichtlich bei der erneut

notwendigen Balancierung als Lärm erscheinen und weggeglättet werden. Auch ist z. B. durch künstliche Positionsänderung eines Bodentiefs in der Maschinenanalyse keineswegs eine bessere Vorhersage gewährleistet, wenn dieser Eingriff ohne Rücksicht etwa auf die vertikale Achsenneigung und die Beziehung zur Phase im Temperaturfeld geschieht. In diesem Fall wird vom Meteorologen (mit zum Teil zwangsweise geringer synoptischer Erfahrung) unsystematisch und in der Auswirkung unkontrollierbar die numerische Vorhersage verändert und nicht unbedingt verbessert.

Die systematischen Prognosefehler sind dagegen nur mit statistischen Auswertungen in den Griff zu bekommen, sofern sie nicht durch weitere Verbesserung des Vorhersagemodells ausgeschaltet werden können. Das Ziel ist hier die auch quantitative Erfassung signifikanter Modellschwächen z. B. in Abhängigkeit von der Großwetterlage, Jahreszeit oder geographischen Breite. Die Ergebnisse müssen dem Meteorologen im Routinedienst in praktischer Form (Wahrscheinlichkeitsregeln) zur Verfügung stehen und bei hoher Wahrscheinlichkeit auch verbindlich angewendet werden, sofern nicht sachliche Argumente auch andere Entscheidungen zulassen. Erstrebenswert ist eine in dieser Weise gezielte und sinnvolle manuelle Überarbeitung der numerischen Prognose, mit der nach aller Erfahrung eine optimale Vorhersage erzielt werden kann.

Im übrigen ist zu prüfen, ob die derzeitigen Vorhersagekarten nicht mehr und für den Verbraucher nützlichere Informationen enthalten könnten. Nur wenige interessieren sich für den Luft-

druck oder für die Fronten, sehr viele aber für handfeste Elemente wie den Niederschlag oder die Bewölkung. Das umfangreiche BKF-Material, das eine Reihe diesbezüglicher Aussagen erlaubt, wird zur Zeit nur zu einem geringen Teil in den Vorhersagekarten verarbeitet. Eine sinnvolle Auswertung könnte z. B. zu einer Erweiterung des Informationsgehalts der Karten führen. In Anlehnung an die bekannten signifikanten Wetterkarten für den Flugwetterdienst ist hier an eine signifikante Vorhersagekarte für die untere Atmosphäre gedacht: Unter Beibehaltung der Frontensymbolik könnten etwa zusätzlich die Gebiete mit geschlossener Bewölkung und die Regengebiete sowie andere wichtige Informationen (Gewitter, Sturm usw.) eingezeichnet werden. Damit würden vor allem die nichtfrontgebundenen Hebunggebiete, aber auch die Intensität der frontalen Wettererscheinungen gekennzeichnet und die Interpretation der Vorhersagekarten erleichtert.

Sicherlich, je mehr man vorhersagt, je mehr kann man auch falsch machen. Aber wem nützt schon eine Vorhersage, die wenig aussagt oder einen weiten Interpretationsspielraum zuläßt? Es soll betont werden: Natürlich bringt eine neue Vorhersagekarte nicht auch gleich eine höhere Eintreffwahrscheinlichkeit mit sich – wie man aus den geschilderten Modellschwächen wohl deutlich sehen kann. Die Überprüfung der BKF-Modellprodukte auf ihre Brauchbarkeit im Hinblick auf eine informativere Vorhersagekarte kann zumindest – ohne ein Ergebnis vorwegnehmen zu wollen – als recht erfolversprechend angesehen werden.

W. PEYINGHAUS, Offenbach

Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr

Geophysikalische Probleme der RADAR-Ortung

1 Einleitung

Im August 1964 hielten sich zwei amerikanische Zerstörer im Krisengebiet Golf von Tonking auf. Eines Nachts meldeten die RADAR-Beobachter auf beiden Fahrzeugen übereinstimmend RADAR-Echos, die von unbekanntem, möglicherweise angreifenden Schiffen stammten. Diese Seeziele nahmen überraschend Kurs auf die Zerstörer und man überlegte, wie man reagieren

sollte. Die vermeintlichen Feindechos erwiesen sich zum Glück wenig später als Überreichweitenechos, deren Ursache in ungewöhnlichen atmosphärischen Bedingungen lag. Im letzten Augenblick konnte die Auslösung von Abwehrmaßnahmen gestoppt werden.

In einem anderen Fall wurde ein unbetteiltes Seefahrzeug während einer Schießübung mit scharfer Munition

getroffen. Der Schuß wurde ausgelöst, nachdem die RADAR-Peilung in der fraglichen Richtung keinerlei gefährdete Objekte anzeigte. Eine spätere Analyse des Vorfalles ergab, daß sich das versehentlich beschossene Fahrzeug in einem "RADAR-Loch" befand, d.h. in einer Zone, in der aufgrund besonderer atmosphärischer Gegebenheiten keine RADAR-Ortung möglich ist, obgleich sie innerhalb des Erfassungsbereiches des RADAR-Gerätes liegt. Die RADAR-Anlage war technisch einwandfrei.

Beide Beispiele zeigen, daß der RADAR-Offizier eines Seefahrzeuges unbedingt wissen muß, welche aktuellen Ausbreitungsbedingungen für RADAR gerade vorherrschen bzw. zu erwarten sind, und ob anomale Verhältnisse auftreten können, welche die Erfüllung des eigenen Auftrages gefährden oder aber — auch das ist möglich — bei geschickter Nutzung sogar einen taktischen Vorteil bieten können.

2 Die Ausbreitung von UHF/SHF-Wellen über See

Die Ausbreitung von elektromagnetischen Wellen des UHF/SHF-Bandes — also des Bereiches, in dem üblicherweise die Radargeräte der Marine arbeiten — wird über See von ganz anderen atmosphärisch-physikalischen Gegebenheiten gesteuert als über Land. Das liegt an den unterschiedlichen Eigenschaften der jeweiligen unteren Begrenzung der Atmosphäre sowie an den daraus resultierenden turbulenten Austauschprozessen und den von ihnen abhängigen seetypischen Vertikalprofilen meteorologischer Parameter, die ihrerseits die Wellenausbreitung beeinflussen.

Die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen kann man mit Hilfe der Strahlbahngleichung beschreiben, wenn man das Vertikalprofil des Brechungsindex kennt. Horizontale Gradienten des Brechungsindex werden in der Praxis meist vernachlässigt. Der atmosphärische Brechungsindex N für elektromagnetische Wellen des UHF/SHF-Bereiches läßt sich mit Hilfe folgender Gleichung bestimmen:

$$N = \frac{77,6 \cdot p}{T} + \frac{373256 \cdot e}{T^2}$$

mit p = Luftdruck (mbar)
 e = Dampfdruck (mbar)
 T = Lufttemperatur (K).

Danach hängt der Brechungsindex in erster Linie von der Luftfeuchte ab. Außerdem gehen die Temperatur und — in geringerem Maße — der Luftdruck ein. Kennt man die vertikale Verteilung der Luftfeuchte und der Lufttemperatur in der maritimen Grenzschicht, so kann man sich mit Hilfe der oben stehenden Gleichung das Brechungsindexprofil, das für eine Integration der Strahlbahngleichung erforderlich ist, verschaffen. Für Betrachtungen in Höhenbereichen von 50–150 m spielt die Druckabhängigkeit des Brechungsindex eine untergeordnete Rolle.

Um das vorgenannte Ziel zu erreichen, erscheint eine direkte Messung der Luftfeuchte und -temperatur als der einfachste Weg. In der maritimen Grenzschicht erfordert ein solches Vorgehen aber aufwendige und kostspielige Spezialapparaturen, deren routinemäßiger Einsatz ausgeschlossen ist. Da auch herkömmliche Radiosonden für Grenzschichtmessungen auf Grund ihrer dafür zu geringen Genauigkeit ausscheiden, muß man auf "Parametrisierungsansätze" zurückgreifen, d.h. "schlecht meßbare" Größen werden durch "gut meßbare" Größen ausgedrückt.

Ansätze über die turbulenten Flüsse von Impuls, Feuchte und fühlbarer Wärme zwischen Seeoberfläche und Atmosphäre führen zur Festlegung der vertikalen Brechungsindexverteilung in der maritimen Grenzschicht. Die Theorie ermöglicht es außerdem, das aktuelle Brechungsindexprofil anzugeben, wenn man die Wassertemperatur sowie die Lufttemperatur, die Luftfeuchte und die Windgeschwindigkeit in einer einzigen festen Meßhöhe, dem sog. Anemometerniveau, kennt. Genau diese Daten können auf Schiffen routinemäßig mit dem herkömmlichen Instrumentarium ermittelt werden.

Die üblichen grenzschichttheoretischen Ansätze führen bei nicht zu starken Abweichungen von der neutralen Dichteschichtung auf logarithmische Höhenfunktionen in der maritimen Grenzschicht. Auch der Brechungsindex befolgt diese Gesetzmäßigkeit. Eine strahlentheoretische Interpretation dieses Profiltyps zeigt, daß es sich um einen Wellenleiter handelt, dessen untere Begrenzung die Wasseroberfläche ist und dessen Obergrenze sich in der Atmosphäre befindet. Die mittlere Schichtdicke liegt für Nord- und Ostsee bei etwa 5–6 m; sie schwankt stark in Abhängigkeit von der Jahreszeit und von der Wetterlage. Langjährige Messungen haben gezeigt, daß dieser durch turbulente Austauschprozesse verursachte Wellenleiter in etwa 85 % der Zeit vorhanden ist und sich auf die Ausbreitung von RADAR-Impulsen auswirkt.

Der eben beschriebene "Verdunstungswellenleiter" (Duct) ist imstande, elektromagnetische Wellen ähnlich wie in einem technischen Hohlleiter zu führen. Damit kann elektromagnetische Energie bis weit hinter den unter "Normalbedingungen" vorhandenen radio-optischen Horizont geführt werden. Im Radarfall werden dann weit

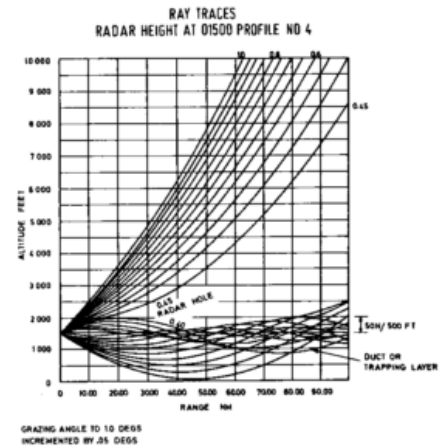


Abb. 1: Strahlbahnverlauf bei Zugrundelegung eines gemessenen N-Profiles; Höhe der Radarantenne 1500 Fuß.

Altitude feet = Höhe in Fuß
 Radar hole = Radarloch
 Duct = Wellenleiter
 Grazing angle to 1,0 degs.
 = Abstrahlwinkel bis 1,0°
 Incremented by 0,5 degs.
 = Erhöhung um jeweils 0,05°
 Range NM
 = Entfernung in Seemeilen

entfernte Ziele sichtbar, die "normalerweise" nicht mehr aufgefaßt werden können (Abb. 1). Ein solcher Effekt kann — je nach technischer Ausführung des Radargerätes — zu Fehlinterpretationen des Schirmbildes sowie zu Störungen durch andere Radargeräte, die das gleiche Frequenzband benutzen, führen.

Eine Wellenleiterschicht kann auch das Gegenteil von Überreichweiten verursachen, nämlich Gebiete, in die keine oder nur geringe elektromagnetische Energie eintritt, so daß eine RADAR-Ortung nicht mehr möglich ist. Man spricht dann von "RADAR-Löchern" (Abb. 1). Sie treten auf, wenn sich die RADAR-Antenne noch innerhalb des Wellenleiters befindet, das zu ortende Objekt aber dicht oberhalb davon. Diese Situation ist zum Beispiel bei der Ortung von niedrig operierenden Luftfahrzeugen oder Flugkörpern von Schiffen aus gegeben, wie dies Abbildung 1 veranschaulicht.

Eine Analyse bzw. Vorhersage der RADAR-Ausbreitungsbedingungen über See läßt sich zunächst auf eine Erfassung der Auswirkungen des maritimen Verdunstungswellenleiters zurückführen, was in 85 % der Zeit auf Grund der experimentellen Befunde sicher als gerechtfertigt erscheint. In der übrigen Zeit müssen andere Ausbreitungsmechanismen mit betrachtet werden.

3 Verfahren zur Analyse/Prognose von RADAR-Reichweiten über See

Die aufgezeigte Abhängigkeit der RADAR-Ortung von den meteorologischen Ausbreitungsbedingungen für elektromagnetische Wellen über See führte zu dem Auftrag an das Amt für Wehrgeophysik, die RADAR-Ausbreitung speziell im maritimen Verdunstungswellenleiter zu studieren und vorhandene Verfahren zur quantitativen Erfassung und zur Vorhersage von RADAR-Reichweiten über See zu erproben.

Eine solche Erprobung gliedert sich in zwei Hauptteile:

- Im ersten Teil wird die Dicke des maritimen Wellenleiters bestimmt, und zwar auf Grund von meteorologischen Messungen, die an Bord von Schiffen vorgenommen werden. Dabei finden die bereits erwähnten Parametrisierungsansätze eine Anwendung. Die entsprechenden Aussagen werden in Tabellenform oder als Rekursionsformeln ausgedrückt.
- Im zweiten Teil werden auf Grund der "Mode-Theorie" (diese folgt – wie die Strahlentheorie – aus der Lösung der Wellengleichung, ist aber eine allgemeine Näherung) die Radarreichweiten berechnet, wenn man neben den eingangs berechneten Wellenleiterdaten auch Antennen- und Targethöhen sowie die Betriebswellenlänge des Radargerätes zugrundelegt.

Wesentlicher Bestandteil einer Erprobung von Methoden zur Erfassung von Reichweiten ist demnach eine Verifikation der berechneten Daten durch Messungen der Auffaßentfernung auf See. Dazu sind erforderlich:

- ein Seefahrzeug, von dem aus systematisch Radarreichweiten gemessen werden können,
- Targets von verschiedenen Größen und
- aerologische Feindosierungen der unteren 500 m über der Wasseroberfläche zur Analyse des Brechungsindexfeldes oberhalb der maritimen Grenzschicht.

Alle drei Forderungen sind bei den GEOMAR-Experimenten in der Nordsee, die von der Bundeswehr mit Unterstützung des Deutschen Wetterdienstes und anderer Interessenten durchgeführt wurden, in guter Näherung verwirklicht. Bis jetzt haben drei GEOMAR-Experimente (1978/79)

stattgefunden; das dabei gewonnene Datenmaterial gab nicht nur wertvolle Hinweise zur Brauchbarkeit von RADAR-Reichweitenprognosen, sondern es ließ auch Rückschlüsse auf die praktische Anwendbarkeit von grenzschichttheoretischen Ansätzen im Zusammenhang mit der RADAR-Ausbreitung über See im allgemeinen zu.

4 Bisherige Erkenntnisse

Die bisherige Erprobung eines Verfahrens zur Vorhersage von RADAR-Reichweiten ergab folgende Zusammenhänge zwischen dem Wetter und den Abweichungen der gemessenen von den berechneten Werten.

Westwind-Wetterlage

Lebhafter Wind, gute Durchmischung der Luft. Nach Abzug der verfahren-internen systematischen Abweichungen relativ befriedigende Übereinstimmung. Diese war darauf zurückzuführen, daß der maritime Verdunstungswellenleiter – wie die GEOMAR-Analyse zeigte – der dominierende Ausbreitungsmechanismus war.

Labile Luftschichtung

Hochreichende Kaltluft über einer bis zu 3 Grad wärmeren Wasseroberfläche; verbreitet Schauer und Gewitter. In der maritimen Grenzschicht konnten sich keine quasi-stationären Verhältnisse ausbilden. Die Abweichungen von der neutralen Dichteschichtung der Luft waren zeitweise so groß, daß die üblichen einfachen grenzschicht-theoretischen Betrachtungen, auf denen das Verfahren aufbaut, nicht mehr zulässig waren. Das Rechenverfahren lieferte Reichweiten von 20 bis 35 km, während tatsächliche Reichweiten zwischen 30 und 110 km gemessen wurden. Bei einer solchen Wetterlage versagt das erprobte Rechenverfahren.

Hochdruckwetterlage

Advektion trocken-warmer kontinentaler Luft zur See. Markante Überreichweiten; es wurden Landziele auf Entfernungen von 100 km und mehr ausgemacht, und selbst die PLANET war noch in 85 km Entfernung auf See eindeutig zu erkennen, obgleich die "normalen" Reichweiten bei 30–40 km lagen. Das testende Verfahren war nicht imstande, diesen experimentellen Befund wiederzugeben. Die Dicke des Verdunstungswellenleiters erreichte keine so großen Werte, wel-

che die genannten Überreichweiten hätten erklären können. Erst eine Strahlbahnberechnung unter Einbeziehung der im Meßgebiet von der PLANET aus vorgenommenen Kleinaerologie zeigte, daß neben dem Verdunstungswellenleiter noch ein weiterer Wellenleiter mit einer Vertikalerstreckung von 100 m und mehr über der Seeoberfläche wirksam war. Er wurde verursacht durch die eingangs erwähnte Zufuhr von trocken-warmer Luft über die feucht-kühle maritime Grundsicht. Das entscheidende Indiz für den Ausbau dieses "Advektionswellenleiters" gaben die an den temporären Küstenstationen im Rahmen von GEOMAR durchgeführten Höhenwindmessungen.

Wenn also außer dem maritimen Verdunstungsdücht noch weitere Ausbreitungsmechanismen im Spiel sind, liefert das getestete Verfahren falsche Informationen, da es auf Grund seiner Konzeption nur die Einflüsse der maritimen Grenzschicht berücksichtigt und die Existenz von anderen Vorgängen, die die Wellenausbreitung beeinflussen, ignoriert. Beispielsweise werden bei Existenz von hochreichenden Wellenleitern zu geringe Reichweiten vorgetäuscht, die etwa bei der Abschätzung der passiven Ortbarkeit von in Betrieb befindlichen Radaranlagen zu gravierenden taktischen Fehlern führen können.

5 Schlußbetrachtung

Die vorstehenden Ausführungen haben deutlich gemacht, daß das Problem einer praktisch nutzbaren Diagnose bzw. Prognose von Radarreichweiten über See noch keinesfalls vollständig gelöst ist. Die bisher vorliegenden Methoden gehen im allgemeinen nur von den turbulenten Prozessen in der maritimen Grenzschicht aus und berücksichtigen das Geschehen in der freien Atmosphäre höchstens in einer groben qualitativen Weise. Gerade in Nord- und Ostsee sind nach den bisherigen Erkenntnissen in ca. 10–15 % der Zeit neben dem maritimen Duct noch weitere Ausbreitungsmechanismen wie z.B. Advektionswellenleiter oder durch Absinkprozesse in Hochdruckgebieten verursachte wellenleiterartige Schichten wirksam. Bei der Erarbeitung praktikabler Reichweitenvorhersageverfahren – speziell für küstennahe Gewässer – muß gerade diesen Prozessen besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden.

Eine weitere Tatsache, die sich bei den GEOMAR-Untersuchungen klar herausgestellt hat, ist die Empfindlichkeit grenzschichttheoretischer Ansätze gegenüber auch nur geringen Fehlern in den meteorologischen Eingangsdaten. Selbst die heute erreichbare

Genauigkeit von maritim-meteorologischen Messungen scheint dafür in manchen Fällen noch nicht auszureichen. Zu überlegen ist, ob sich die Qualität der an Bord vorgenommenen Messungen mit vertretbarem Aufwand noch verbessern läßt. Andererseits

könnte man "Glättungsoperationen" in die entsprechenden Methoden einbauen, jedoch werden dadurch die Vorzüge der beschriebenen Parametrisierungsansätze mit Sicherheit herabgewertet.

K. E. FISCHER, Traben-Trarbach

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West-Berlins im Jahre 1979

Freie Universität Berlin

Promotion

BÖTTGER, H.

Spektrale Auswertungen des Geopotentials entlang 50°N für Winter und Sommer.

Diplom-Hauptprüfungen

BETTAC, D.

Entstehung von meteorologisch bedingten Wasserstandsänderungen im Meer unter Berücksichtigung der Topographie.

BÖHM, Th.

Eichung eines einfachen Kühlturmschwadenmodells sowie dessen Anwendung auf Standorte.

DÜMMEL, Th.

Erweiterung eines eindimensionalen Energiebilanzmodells und sein Verhalten bei Parametervariationen.

FISCHER, J.

Eine Diskussion zur numerischen Modellierung inhomogener planetarischer Grenzschichten.

GÖMER, D.

Der gegenwärtige Stand der Forschung auf dem Gebiet der Auswirkung chemischer und meteorologischer Einflüsse auf die Ozonschicht.

KLEWER, M.

Auswertung von Kühlturmfahnen-Flugvermessungen. Teil I: Methoden und Probleme der Datenaufbereitung und der Ergebnisinterpretation vorgestellt und diskutiert am Beispiel des Datenmaterials der Vermessungskampagne Meppen I (1975).

LÜCKEFEDT, W.

Charakteristische Merkmale tropischer Niederschläge im Mesoscale.

OSSING, F.-J.

CUNIMB – ein einfaches numerisches Modell hochreichender Konvektion.

SELLIN, J.

Auswertung von Kühlturmfahnen-Flugvermessungen. Teil II: Vorstellung von Auswertungsprogrammen für einen Taschenrechner und exemplarische Anwendung auf das Datenmaterial der Meßkampagne Meppen I.

SPITZY, A.

Untersuchungen zur Dispersion in porösen Medien

Universität Bonn

Promotion

ERDOGMUS, F.

Synoptisch-klimatologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den großräumigen Zirkulationsanomalien (1949–1975) und den Niederschlagsanomalien im Raum der Türkei.

Diplom-Hauptprüfungen

AMBS, A.

Statistische Analyse von Zeitreihen monatlicher Niederschlagssummen im Oberrheingebiet und Bildung von Gebietsmitteln.

BRUMME, B.

Klimadaten 1683–1774 von Mitteldeutschland und Berlin nach einer Bearbeitung der Beobachtungstagebücher der Familie Kirch (Teil I).

GÄRTNER, V.

Ein Verfahren zur Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Struktur der Strahlungsbilanz der Nordhalbkugel und ein Vergleich der erzielten Ergebnisse mit Beobachtungsdaten.

GERECHT, G.

Übertragbarkeit von Wasserhaushaltsuntersuchungen in kleinräumigen Einzugsgebieten in der Bundesrepublik Deutschland.

HINTZE, R.

Bestimmung des Wasserdampfgehaltes mit einem Spektralhygrometer auf einer Bergstation in Südspeanien und Analyse seiner Fluktuationen.

LAMSFUSS, J.

Ausgewählte Niederschlagsereignisse und Abflußverhalten im Einzugsgebiet der oberen Swist – Eine Voruntersuchung –.

MAJEWSKI, D.

Ein spektrales, zonal symmetrisches Klimamodell zur Berechnung der Empfindlichkeit der mittleren atmosphärischen Zirkulation.

MEMMESHEIMER, M.

Die Verzweigungsstruktur stationärer Lösungen bei einfachen nicht linearen spektralen Modellen und ihre Bedeutung für die Theorie der Klimaschwankungen.

SCHWENZOW, A.

Der Wasserhaushalt im Gebiet des Rio Baba-Toachi in Ecuador, nach dem Rechenverfahren der Evapotranspirations-Klimatonomie.

WACKER, U.

Untersuchung langfristiger Schwankungen der Sonnenscheindauer und Abschätzung der Globalstrahlung im Südwestdeutschen Raum.

Technische Hochschule Darmstadt

Promotion

HERRMANN, K.

Zur Simulation interregionaler Transportvorgänge in der Atmosphäre.

Diplom-Hauptprüfungen

BAUER, H.

Abschätzung der bodennahen turbulenten Wärmeströme in ihrer Abhängigkeit von synoptischen Größen und Standortparametern.

SCHERG, I.

Statistische Analyse des Niederschlags für die Bundesrepublik Deutschland.

WEBS, M.

Statistische Untersuchungen zur Ermittlung des vertikalen Feuchteprofils aus synoptischen Beobachtungsgrößen.

Universität Frankfurt am Main

Diplom-Hauptprüfungen

AUGTER, G.

Schallsondierungen der Mischungsschicht und ihre Anwendung im Hinblick auf die Ausbreitung von Schadgasen.

BAUM, B.

Untersuchungen zum Potenzprofilansatz für die Windgeschwindigkeit.

KOCH, Chr.

Experimentelle Untersuchung der trockenen und nassen Ablagerung der atmosphärischen Schwefelverbindungen SO₂ und Sulfat.

LUX, G.

Zusammenhänge zwischen Nebelbildung und geostrophischem Wind aufgezeigt am Stationspaar Köln/Bonn und Frankfurt a.M.

ROSS, N.

Mikroklimatologische Untersuchungen am Schusterwörther Altrhein.

RUTH, Th.

Klimatologische Untersuchung der Gewittertätigkeit in Hessen.

STEIN, D.

Untersuchungen über die vertikale Verteilung der Gefrierkerne.

STEINBACH, G.

Optisches Multireflexionssystem zur Messung kleiner Konzentrationen von OH- und SO₂-Molekülen.

Universität Göttingen

Promotion

WEILER, K.-H.

Entwicklung einer Ballonradiosonde zur Messung extrem kleiner Stickoxid-Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre bis 40 km Höhe und erste gemessene Vertikalprofile in der Stratosphäre.

Universität Hamburg

Habilitation

GRASSL, H.

Strahlung in getrüben Atmosphären und Wolken.

Promotionen

HOFFMANN, L.

Möglichkeit einer Klimaklassifikation mit Hilfe der zweimaligen Anwendung der Faktorenanalyse.

KRUSE, B.

Theoretische und numerische Untersuchungen zur Turbulenz eines spektral dargestellten zweidimensionalen Strömungssystems.

PASCHEN, W.

Das Nestling-Problem in meteorologischen Modellen (Probleme sprunghafter Gitternetzverfeinerung).

REUTER, U.

Numerische Untersuchungen über Auftriebsselemente in der instabilen, bodennahen Atmosphäre.

STORCH, H. v.

Numerische Filter zur Dämpfung meteorologischen Lärms in hemisphärischen Modellen.

Diplom-Hauptprüfungen

ASMUS, S.

Vergleich zwischen Wolkenzugsvektor und Bodenwind im GATE-Gebiet.

BÄHNKE, K.

Der Einfluß endlicher Geometrie auf die drei-dimensionale Strahlungsübertragung in Wolken.

CHRISTOFFER, J.

Über die Approximierung von Transmissionsfunktionen durch Reihen von Exponentialfunktionen.

HÜTTICHE, M.

Teil A: Untersuchung der Böigkeit bei hohen Windgeschwindigkeiten; Teil B: Bestimmung des Impulsflusses nach der sog. Dissipationsmethode.

KLÖPPEL, K.-L.

Das Bodendruckfeld tropischer Cloud Cluster über dem Atlantik.

LUTHARD, H.

Die Beziehung zwischen Bodenwind und geostrophischem Wind über See.

NEWIGER, M.

Strahlungseigenschaften von Wolken mit Niederschlagsselementen.

OFFENBORN, W.

Einfluß von Änderungen des Kohlendioxid-Gehaltes in der Atmosphäre auf die Oberflächentemperatur des Ozeans.

RICHTER, B.

Emission und Extinktion von Wolken und Niederschlägen im Mikrowellenbereich elektromagnetischer Strahlung unter besonderer Berücksichtigung der Streuung.

SUCKOW, J. G.

Die Struktur der unteren Atmosphäre während des Experimentes GREIV I 1974.

TIMMERMANN, H.

Eine Untersuchung über die Energiespektren und Energieumwandlungen in der Atmosphäre während eines Blockierungszeitraumes.

ULBRICHT, M.

Ein Beitrag zur Struktur der Grenzschicht – Theoretische Modelle und ihre Anwendung auf inhomogenes Gelände.

WUNDERLICH, W.

Mitteilungszeit und Verhalten von Profilen und turbulenten Größen bei stationären und instationären Bedingungen.

Technische Universität Hannover

Promotionen

COPPIN, P. A.

Turbulent fluxes over a uniform urban surface.

VOELZ, E.

Einsatz der "Particle-in-Cell"-Methode für Ausbreitungsrechnungen.

Diplom-Hauptprüfungen

BRÜGGEMANN, G.

Der Oberflächenwärmehaushalt für die Sahara im Winter.

KÖRBER, G.

Struktur und Häufigkeit barokliner Störungen über der Sahara.

LINDNER, S.

Initialisierungsverfahren und Versuch der Anwendung auf ein spektrales primitiv-baroklines Modell.

LÖPMEIER, E.

Zum Klima von Hannover, Auswertung langjähriger Reihen, sowie Ergebnisse eines Vergleichs von Langenhagen und Herrenhausen.

SCHUPPE, D.

Untersuchungen zum Bodenwärmestrom in drei verschiedenen Straßenkonstruktionen und einer Wiese während der Sommermonate unter besonderer Berücksichtigung von Strahlung und Niederschlag.

SCHMIDT-WEINBERGER, M.

Abschätzung der Häufigkeit, der maximalen Größe und der auftretenden Windgeschwindigkeits- und Richtungsänderung von Schauer- und Gewitterböen mit Anwendung auf Norddeutschland.

SONSALLA, L.

Filtermethoden und Untersuchung der Filtereigenschaften bei Beispielen variabler Auflösung.

THEUNERT, F.

Zur Strahlungsparametrisierung und den Folgen ihrer Einpassung in ein spektrales Modell der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation.

WILHELM, M.

Berechnung des geostrophischen Windes aus Routinebodendruckwerten (Bodenanalyse- und Bodenvorhersagekarten).

Universität (TH) Karlsruhe

Diplom-Hauptprüfungen

DORWATH, G. U.

Die Parametrisierung der Niederschlagsbildung in mesoskaligen Modellen.

SAUTTER, C.

Vertikalprofile von Wind, Temperatur und Feuchte im Rheintal.

SONNABEND, H.-R.

Untersuchung der lokalen Windverhältnisse am Ostrand des Oberrheintales im Bereich des einmündenden Pfingstales bei Grötzingen.

Universität Kiel

Promotion

MENGELKAMP, H.-Th.

Eine Untersuchung über den Wärmehaushalt der Ostsee im Bereich der Kieler Bucht.

Diplom-Hauptprüfungen

EWERTSEN, H.-P.

Eintägige Windperioden an drei ausgewählten Stationen im küstennahen Bereich der Kieler Bucht mit dem Schwerpunkt Land-Seewind-Zirkulation.

HERRMANNSEN, U.

Energiespektren von Temperatur, Geopotential und Wind an ausgewählten Gitterpunkten des DWD-Gitternetzes der Nordhalbkugel.

MANGELSEN, K.

Verfahren zur Berechnung des Horizontalwindes für die freie Atmosphäre aus hemisphärisch gegebenen Geopotentialfeldern und Vergleich der Ergebnisse mit Meßwerten aus Radiosondenmeldungen.

PERKUHN, J.

Spektrale Betrachtung der großskaligen Transporte von sensibler Energie

und Drehimpuls an ausgewählten Gitterpunkten des DWD-Gitternetzes der Nordhemisphäre.

VOGL, Chr.

Die Struktur der stehenden Temperatur- und Geopotentialwellen im April und Oktober und die durch sie hervorgerufenen Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls.

Universität Köln

Promotion

JUNG, H.-J.

Niederschlagsraten aus Satellitenmessungen der Wärmestrahlung bei 19.35 und 37 GHz.

Diplom-Hauptprüfungen

BÖTTGER, A.

Atmosphärische Kreisläufe für Stickoxide und Ammoniak.

GOMOLKA, K.

Identifizierung von Cumulonimben in Infrarot-Bildern Geostationärer Satelliten.

GUBE, M.

Einfluß der Bewölkungsstruktur auf die Komponenten der Strahlungsbilanz.

HENSE, A.

Ein ökonomisches Verfahren zur Bestimmung von solaren Erwärmungsraten in Modellatmosphären.

MASSMEYER, K.

Einflüsse meteorologischer Parameter auf die Stillstandstemperatur von thermischen Flachkollektoren.

Universität Mainz

Habilitation

HERBERT, F.

Dynamik und Parametrisierung kleinräumiger atmosphärischer Prozesse.

Promotion

HAAF, W.

Entwicklung eines doppelt differenzierenden elektrostatischen Beweglichkeitsanalysators zur Untersuchung von atmosphärischem Reinluft-Aerosol.

Diplom-Hauptprüfungen

D'ALMEIDA, G.

Die vollständige mineralische Größenverteilung und Diskussion möglicher Quellgebiete von Sandstürmen der zentralen, westlichen und südwestlichen Sahara.

HASSEMER, H.

Barokline und konvektive Instabilität.

STAEGE, S.

Die Darstellung der Bewegungsgleichungen in Koordinatensystemen.

STENGLER, U.

Turbulente Systeme und ihre Schließung.

WROBEL, B.

Experimentelle Untersuchung der Kleinionenkonzentration und der elektrischen Feldstärke in Abhängigkeit von der Aerosolpartikel-Konzentration.

Universität München

Meteorologisches Institut

Diplom-Hauptprüfungen

BÖLLMANN, U.

Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean in einem einfachen Zirkulationsmodell.

DALL'ARMI, E.

Die Inversion simulierter Streufunktionswerte bei kleinen Streuwinkeln bezüglich der Aerosolgrößenverteilung.

EIGENWILLIG, N.

Bestimmung von Windvektoren aus METEOSAT-Daten im Wasserdampfkanal.

MUNZERT, K.

Ein Modell zur Berechnung von Flußvereisungen.

OBERMEIER, A.

Numerische Temperatursimulation eines Wohnhauses unter Verwendung meteorologischer Meßdaten bei besonderer Berücksichtigung energiesparender Maßnahmen.

OELHAF, H.

Untersuchungen zur Bestimmung des vertikalen Wasserdampfprofils aus Horizontsondierungsmessungen.

Universität München

Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie

Diplom-Hauptprüfungen

HÖPPE, P.

Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen den Umgebungsluftbedingungen und thermo-hygrischen Vorgängen bei der menschlichen Atmung.

NOACK, E.-M.

Witterung und Klima im Nationalpark Bayerischer Wald. Dargestellt anhand der Klimastation Waldhäuser (1974–1976).

Neuerscheinungen

- HOLTON, J. R.**
An introduction to dynamic meteorology. 2nd ed.
New York u.a.: Academic Press 1979. XII, 391 S. (= International Geophysics Series. 23).
- BATTON, L. J.**
Fundamentals of meteorology.
Toronto: Prentice-Hall 1979. 321 S.
- DOBBINS, R. A.**
Atmospheric motion and air pollution. An introduction for students and science.
New York u.a.: John Wiley & Sons 1979. XI, 323 S.
- MATHER, J. R.**
The climatic water budget in environmental analysis.
Lexington/Mass.: D. C. Heath & Co. 1979. XXI, 239 S.
- OKE, T. R.**
Review of urban climatology 1973–1976.
Geneva: WMO 1979. 100 S. (= WMO-No. 539. T.N. No. 169).
- RIDLEY, B. K.**
The physical environment.
Chichester: Ellis Horwood Ltd. 1979. 236 S.
- RIEHL, H.**
Climate and weather in the tropics.
London u.a.: Academic Press 1979. XII, 611 S.
- STANEK, B.**
Planetenlexikon.
Bern, Stuttgart: Hallwag 1979. 320 S.
- STEINERT, H.**
Erdbeben.
Bern, Stuttgart: Hallwag 1979. 72 S. DM 6,80. (= Hallwag-Taschenbücher. 142).
- MUNTER, W.**
Lawinkunde für Skifahrer und Bergsteiger.
Bern, Stuttgart: Hallwag 1979. 72 S. DM 6,90. (= Hallwag-Taschenbücher. 11).
- FLEMMING, G.**
Klima – Umwelt – Mensch.
Jena: VEB Gustav Fischer 1979. 160 S.
- LOCKWOOD, J. G.**
Causes of climate.
London: Edward Arnold 1979. X, 260 S.
- BUTLER, J. D.**
Air pollution chemistry.
London, New York, San Francisco: Academic Pr. 1979. VIII, 408 S.
- LUTGENS, F. K.; TARBUCK, E. J.**
The atmosphere: an introduction to meteorology.
Englewood Cliffs/NJ: Prentice-Hall, Inc. 1979. XV, 413 S.
- BATTON, L. J.**
Wetter.
Stuttgart: Enke 1979. VIII, 160 S. (= Geowissen kompakt. Bd. 4) (Übers. aus d. Amer.)
- DEVUYST, P.**
Météorologie et prévision du temps.
Paris: Eyrolles 1979. 96 S., 16 S. Bildtaf.
- NAVARRA, J. G.**
Atmosphere, weather and climate: An introduction to meteorology.
Philadelphia, London, Toronto: W. B. Saunders Co. 1979. IX, 570 S.
- WEISCHET, W.**
Einführung in die Allgemeine Klimatologie. Physikalische und meteorologische Grundlagen. 2., durchges. Aufl.
Stuttgart: B. G. Teubner 1979. 256 S. (= Teubner Studienbücher der Geographie).
- FRITSCHEN, L. J.; GAY, L. W.**
Environmental instrumentation.
New York u.a.: Springer 1979. VI, 216 S.
- SCHÖNWIESTE, Chr.**
Klimaschwankungen.
Berlin, Heidelberg, New York 1979. XII, 181 S. (= Verständliche Wissenschaft. Bd. 115).
- BODIN, S.; MALBERG, H.**
Das Wetter und wir.
Berlin: Universitas Verl. 1979. 223 S. (Übers. aus d. Schwed.)
- PEDLOSKY, J.**
Geophysical fluid dynamics.
New York, Heidelberg, Berlin: Springer-Verl. 1979. XII, 626 S.
- RAUDKIVI, A. J.**
Hydrology. An advanced introduction to hydrological processes and modelling.
Oxford u.a.: Pergamon Pr. 1979. IX, 479 S., 2 S. Bildtaf.
- SEIDL, W.**
Umweltbelastungen im natürlichen Kreislauf.
Göttingen: Otto Schwartz & Co. 1979. 410 S.
- Deutscher Wetterdienst**
Klimadaten von Europa. Tl. 1: Nord-, West- und Mitteleuropa. Bearb. v. M. Kalb u. H. Noll.
Offenbach a.M.: DWD 1979. 28 S., 173 Tab. DM 31,-.
- Deutscher Wetterdienst**
Das Klima der Bundesrepublik Deutschland. Lfg. 1: Mittlere Niederschlagshöhen für Monate und Jahr. Zeitraum: 1931–1960. Von H. Schirmer und V. Vent-Schmidt.
Offenbach a.M.: Selbstverlag des DWD 1979. 24 S. Text, 46 S. Abb. u. Tab. sowie 16 mehrfarb. Karten (M. 1:2 Mill.) DM 134,50.
- KEIDEL, C. G.**
Wolkenbilder – Wettervorhersage. Mit 103 Farbfotos v. typ. Wettererscheinungen.
München, Wien, Zürich: BLV Verlagsgesellschaft 1980. 126 S. (= BLV Naturführer).
- DENNIS, A. S.**
Weather modification by cloud seeding.
New York u.a.: Academic Press 1980. X, 267 S. (= Internat. Geophys. Ser. Vol. 24).
- MCINTYRE, D. A.**
Indoor climate. London: Applied Science Publ. Ltd. 1980 XIX, 443 S.

Ankündigung

Die „Third Scientific Assembly“ der IAMAP findet vom 17. bis 28. August 1981 im Congress Centrum Hamburg statt. Folgende Themenkreise sollen in Vorträgen und Posterdarbietungen behandelt werden:

- The role of the oceans and volcanoes in atmospheric chemistry
- Special Symposium on nucleation
- Nowcasting: Mesoscale observations and short range predictions
- Dynamics of the general circulation, Part II: The Tropics
Hinweis: Part I: Mid-Latitudes wird in einem speziellen Symposium vom 3. bis 7. August 1981 in Reading, England, behandelt
- Boundary layer dynamics and air-sea interaction
- Radiation transfer in the oceans and remote sensing of ocean properties
- Use of lasers for studies in the stratosphere and troposphere
- The solar constant and the spectral distribution of the solar energy
- The evolution of the atmospheres of the terrestrial planets
- Climatic fluctuations and relations to the tropical Atlantic
- Climatic variations of the past 1.000 years
- Urban and regional climates
- Status of data bases and techniques for one- and three-month forecast
- Field experiments on convective storms
- Middle Atmospheric Sciences Symposium

Die Tagungssprache ist englisch.

Der Vorsitzende des örtlichen Organisationskomitees ist:

Prof. Dr. H. Hinzpeter
Meteorologisches Institut der Universität
Hamburg
Bundesstr. 55
2000 Hamburg 13.

Einzelheiten zum Tagungsablauf und zur Anmeldung von Vorträgen und Posterbeiträgen werden im Oktober 1980 durch ein Rundschreiben mitgeteilt, das Interessenten vom örtlichen Organisationskomitee anfordern können.

Anschriften der Autoren des Hauptthemas:

Prof. Dr. J. Egger
Meteorologisches Institut der Universität München
Theresienstr. 37
8000 München 2

Prof. Dr. K. Fraedrich
Institut für Meteorologie
Freie Universität Berlin
Podbielskiallee 62
1000 Berlin 33

Dr. H. Grassl
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg
Bundesstr. 55
2000 Hamburg 13

Prof. Dr. M. Hantel
Meteorologisches Institut der Universität Bonn
Auf dem Hügel 20
5300 Bonn 1

Dr. K. Herterich
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstr. 55
2000 Hamburg 13

Dr. H. Reiser
Deutscher Wetterdienst – Zentralamt –
Frankfurter Straße 135
6050 Offenbach a. M.

Dr. V. Renner
(Anschrift wie Dr. Reiser)

Dr. W. Metz
(Anschrift wie Prof. Dr. J. Egger)

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst
Hauptschriftleitung "promet"
Frankfurter Straße 135
6050 Offenbach a. M.