

Annalen
der
Meteorologie
(Neue Folge)

Nr. 9

DK 551.5 : 061.3

**Die Meteorologen-Tagung
in Bad Homburg v.d.H.
vom 27. bis 29. März 1974**

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, 6050 Offenbach a. M., Frankfurter Straße 135

Mit der Annahme des Manuskriptes und seiner Veröffentlichung durch den Deutschen Wetterdienst geht das Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder einschließlich des Rechtes der photomechanischen Wiedergabe oder einer sonstigen Vervielfältigung an den Deutschen Wetterdienst über; für seinen Inhalt ist der Verfasser verantwortlich.

Inhalt

	Seite
Zur Einführung	5
WIPPERMANN, F.: Laudatio zur Verleihung der Alfred-Wegener-Medaille an H. Lettau	7
LETTAU, H.: Anthropogene Beeinflussung von Klima- und Witterungsparametern (Festvortrag)	9
GARP — Planungen und Zielsetzungen	
MÖLLER, F.: GARP (Global Atmospheric Research Programme) — Entwicklung eines internationalen Programms (Einleitungsvortrag)	15
HOEBER, H.: GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment) — Ein internationales Experiment (Zusammenfassung)	22
AUGSTEIN, E.: Der Beitrag der Bundesrepublik Deutschland zu GATE (Zusammenfassung)	22
FORTAK, H.: Simulationsprojekt der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation (SPAAZ) (Zusammenfassung)	23
ROTH, R.: Experimentelle Erfassung der Grenzschicht (EXPEG) (Zusammenfassung) ..	23
HINZPETER, H.: Strahlung (Zusammenfassung)	24
DEFANT, F.: Diagnose empirischer Felder der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation (DEFAAZ) (Zusammenfassung)	24
Anthropogene Klima- und Wetterbeeinflussung	
FLOHN, H.: Instabilität und anthropogene Modifikation des Klimas (Einleitungsvortrag)	25
WERGEN, W.: Spektrale Lösung zonal und zeitlich gemittelter Klimagleichungen	33
PEYINGHAUS, W.; KORFF, H. C.: Die diabatische Strahlungsantriebsfunktion für ein Klimamodell	37
THOMMES, W.: Die Bestimmung der zonal und zeitlich gemittelten Erwärmungsrate durch Kondensation aus dem 1. Hauptsatz	41
HANTEL, M.: Die Darstellung atmosphärischer Transporte mit Stromfunktionen für ein Klimamodell	45
SCHÖNWIESE, Ch.-D.: Menschliche Aktivität und Lufttemperaturreihen in Mitteleuropa aus der Sicht einer Schwankungs- und Trendanalyse	51
GRASSL, H.: Erwärmung und Abkühlung durch atmosphärisches Aerosol	55
MÜLLER, H. G.; REINHARDT, M. E.; WILLEKE, H.; KATHEDER, F.: Versuche zur Beseitigung unterkühlten Nebels in Oberpfaffenhofen	61
RUDOLF, B.; FRAEDRICH, K.: Konvektion über Kühltürmen	65
JUNGE, C.: Globale Änderungen der Zusammensetzung der Atmosphäre (Zusammenfassung)	69
WARNECK, P.: Spurengaschemie der Stratosphäre und ihre Beeinflussung durch den Überschallflugverkehr (Zusammenfassung)	70
NORDÖ, J.: Quantitative estimates of long range transport of sulphur pollutants in Europe	71
GEORGII, H. W.: Die lufthygienisch-meteorologische Modelluntersuchung im Untermaingebiet	79
WERNER, Ch.: Möglichkeit der Messung des Verschmutzungsgrades der Luft und der Unterscheidung von Warm- und Kaltluftmassen in Großstadtnähe mittels LIDAR	81
Probleme der numerischen Kurz- und Mittelfristvorhersage	
FISCHER, G.: Probleme der numerischen Kurz- und Mittelfristvorhersage (Einleitungsvortrag)	85
EMMRICH, P.: Numerische Vorhersagekarte und praktische Wettervorhersage — einige Aspekte bei der Interpretation von numerischen Vorhersagekarten	89
TIEDTKE, M.: Über die Entwicklung eines mittelfristigen Vorhersagemodells beim Deutschen Wetterdienst (Zusammenfassung)	102
ROECKNER, E.: Über die Entwicklung eines globalen numerischen Zirkulationsmodells ..	103

	Seite
EDELMANN, W.: Über den Einfluß von Gebirgen auf barokline Vorhersagen	107
HEISE, E.: Über den Einfluß von bodennahen Impuls- und Wärmeflüssen auf barokline Entwicklungen	115
KAESTNER, A.: Ein Verfahren zur numerischen Analyse der relativen Feuchte (Zusammenfassung)	120
ARPE, K.: Energetik der stratosphärischen Erwärmung 1967/68	121
SCHMITZ, H. P.: Zum Problem des Übergangs von Energie des mittleren Windfeldes auf Wasseroberflächen bei mäßigem und starkem Wind	125
 Objektivierung der Lokalvorhersagen	
MALBERG, H.: Probleme und Methoden der lokalen Wettervorhersage (Einleitungsvortrag)	129
RÖDER, W.: Vorteile und Grenzen statistischer Vorhersagemethoden, dargestellt am Beispiel Berlin	139
KAISER, H.: Zur Übertragbarkeit objektiver Verfahren für die Vorhersage von Minimum-Temperaturen	145
GEB, M.: Ein Beitrag zur lokalen Wettervorhersage mittels einer objektivierten Luftmassenklassifikation (Zusammenfassung)	148
JOST, D.: Zur Vorhersage austauscharmer Wetters	149
HASSE, L.: Über den Zusammenhang zwischen Bodenwind und geostrophischem Wind auf See und die Stabilitätsabhängigkeit des Widerstandsgesetzes (Zusammenfassung) ..	152
HANSEN, D. C.; MAZZELLA, E. J.: Eine objektive Vorhersagemethode für ausgewählte Flugplätze in der Bundesrepublik Deutschland (Zusammenfassung)	153
SCHNAPAUFF, W.: Die Abweichung des Bodenwindes vom geostrophischen Wind in der Deutschen Bucht	155
GROLL, A.: Objektive Methode zur lokalen Bodenwindvorhersage (Zusammenfassung) ..	161

Zur Einführung

Eröffnungsansprache des Vorsitzenden des VDMG, Prof. Dr. F. WIPPERMANN

Meine sehr verehrten Damen und Herren!

Als Vorsitzender des VDMG habe ich die Ehre, Sie hier zur Meteorologentagung 1974 zu begrüßen; es ist wieder eine der größeren Tagungen, wie sie der VDMG im Abstand von etwa drei Jahren veranstaltet.

Etlliche von Ihnen werden sich noch erinnern, daß bei der Ordentlichen Geschäftsversammlung, welche der VDMG anlässlich der Physiker- und Meteorologentagung in Essen abhielt, eine Kommission eingesetzt wurde, die Empfehlungen darüber ausarbeiten sollte, welche Tagungen in welchem Umfang und mit welcher Frequenz künftig durchzuführen seien.

Die Empfehlungen dieser Kommission, die unter dem Vorsitz von Herrn Prof. JUNGE stand, sind in der Fortbildungszeitschrift „promet“ abgedruckt worden und den meisten von Ihnen bekannt.

Danach sollen größere Tagungen, in der bisherigen Bezeichnung „Meteorologentagungen“, nur noch etwa alle drei Jahre abgehalten werden, sie sollen vornehmlich Vorträge in deutscher Sprache enthalten und sollen über den Austausch neuer wissenschaftlicher Ergebnisse hinaus zu einem Teil auch die Funktion haben, Informationen zu vermitteln. Damit soll die Veranstaltung auch den Bedürfnissen derjenigen Fachkollegen Rechnung tragen, die nicht unmittelbar in der Forschung tätig sind und die daher die kleineren, den Spezialisten vorbehaltenen Fachsymposien und Seminare auch nicht besuchen.

Als reine Informationsveranstaltung solcher Art ist die **1. Fachsitzung** gedacht, in der über die Planungen und Zielsetzungen des Global Atmospheric Research Programs unterrichtet werden soll. Hierbei handelt es sich um ein großartiges internationales Forschungsunternehmen, das sich mit mehreren Teilprogrammen über etwa eine Dekade erstreckt.

GARP bedeutet für unsere Wissenschaft sicher einen guten Schritt weiter, seine Experimente werden wertvolle neue Erkenntnisse liefern und das Gesamtprogramm verdient auch die Aufmerksamkeit derjenigen, die nicht unmittelbar daran beteiligt sind.

Leider bleibt den zwar interessierten aber unbeteiligten Fachkollegen der Zugang zu den Entwicklungen von GARP fast verschlossen, nicht zuletzt wohl schon deshalb, weil er die aus vielen Abkürzungen bestehende Sprache nicht mehr versteht. Was mag sich wohl der irgendwo im praktischen Dienst stehende Meteorologe denken, wenn er beispielsweise hört, daß das von ICSU und WMO eingesetzte JOC derzeit berät, ob im Rahmen von GARP nach Abschluß von GATE aber noch vor FGGE-Beginn POLEX durchgeführt werden soll und ob hierfür dem TEC, TEB und SMG ähnliche Einrichtungen zu schaffen seien?

Nun, ich hoffe, daß er am Ende der heutigen Nachmittagssitzung sich in der Tat etwas darunter vorzustellen vermag.

Alle vier Sitzungsthemen dieser Tagung gehen auf die Empfehlung der zuvor schon angesprochenen Junge-Kommission, wie ich sie nach ihrem Vorsitzenden abkürzend mal nennen darf, zurück. Das gilt ganz besonders auch für die **2. Fachsitzung**, deren Thematik ständig an Aktualität gewinnt.

Ganz gewiß ließe sich eine anthropogene Klimabeeinflussung am besten an einem Klimasimulationsmodell studieren, wenn man über ein solches verfügte. Unbestritten ist eine Entwicklung dahingehend festzustellen,

daß eine zunehmende Anzahl von Wissenschaftlern sich ernsthaft mit der Entwicklung von Klimasimulationsmodellen beschäftigt; es verwundert daher nicht, daß wir im ersten Teil dieser zweiten Fachsitzung eine Reihe von Kurzbeiträgen über Teilaspekte eines Klimasimulationsmodelles haben.

In der Diskussion zu diesen Fragen würde ich vorschlagen, vornehmlich auch die Frage zu erörtern, ob wir heute überhaupt schon in der Lage sind, ein auch nur einigermaßen realistisches Klimasimulationsmodell (darunter verstehe ich ein zwar zeitabhängiges, aber zonal gemittelt numerisches Langzeitprognosenmodell) zu entwickeln.

In der während der Fachsitzungen ohnehin sehr knappen Diskussionszeit ist vielleicht die Erörterung einer solchen grundsätzlichen Frage für das Auditorium gewinnbringender als diejenige von modellspezifischen Details, zu denen nur sehr wenige Spezialisten sofort Stellung nehmen können.

Auf keinen Fall aber – lassen Sie mich das bitte sagen – möchte ich diesen Vorschlag in irgendeiner Weise als Kritik an den vorher genannten Beiträgen verstanden wissen.

Der andere Teil dieser zweiten Fachsitzung beschäftigt sich dann mit konkreten Einzelphänomenen der Klima- oder Wetterbeeinflussung; diese Vorträge werden das unbedingte Interesse aller derjenigen Fachkollegen finden, die sich mit aktuellen Fragen des Umweltschutzes befassen.

Eine Änderung des Programmes gerade dieses Teiles wurde Ihren Tagungsunterlagen beigegeben.

Die **3. Fachsitzung**, also diejenige über numerische Kurz- und Mittelfristvorhersage, beschäftigt sich mit einem Themenkreis, der noch vor einigen Jahren nur das Interesse weniger Spezialisten fand, heute aber bei einer Meteorologentagung nicht mehr fehlen darf.

Gerade die Entwicklungen auf diesem Gebiet werden jetzt von den meisten Fachkollegen genau verfolgt; man ist sich dessen bewußt geworden, in welche Abhängigkeit von der numerischen Prognose man inzwischen geraten ist.

Das ist eine durchaus nicht negativ zu bewertende Feststellung, umschreibt sie doch eigentlich nur den Umstand, daß die numerische Prognose der bisherigen konventionellen überlegen ist. So ist das Interesse verständlich, welches der Weiterentwicklung der numerischen Prognosemethoden, vornehmlich der Ausweitung des Prognosezeitraumes, entgegengebracht wird.

Bei den Fachsymposien und Seminaren, etwa solchen wie dasjenige, das der VDMG im vergangenen Herbst über „The Atmospheric Boundary Layer“ in Mainz veranstaltet hat, kommen stets diejenigen Meteorologen zu kurz, die im Deutschen Wetterdienst oder im Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr Aufgaben im Routinedienst zu erledigen haben. Besonders an diese Fachkollegen dachte der Vorstand, als er den Themenkreis für die **4. Fachsitzung** mit „Objektivierung der Lokalvorhersage“ festlegte.

Noch von 10 bis 20 Jahren hatte der „praktizierende“ Meteorologe, so will ich ihn hier einmal nennen, die Möglichkeit, Anschluß an die Forschung zu halten und zu deren Fortschritt selbst beizutragen. Das Mittel war die klassische synoptische Studie eines Einzelfalles, den man zumeist nach einer erheblichen Fehlvorhersage auswählte. Doch auch von diesem Terrain wurde der Meteorologe durch die Entwicklung verdrängt, dank

derer der Computer mühelos die besseren, vollständigeren und konsistenteren Analysen liefert, zudem auch solche wie z. B. das Feld der Vertikalgeschwindigkeit, das mit konventionellen Analyseverfahren nicht erhalten werden kann.

So scheint es mir zwar verständlich, daß bei vielen Meteorologen des praktischen Dienstes eine gewisse Resignation eintrat, welche zu einer Beschränkung auf die Routinefragen führte. Und dennoch meine ich, daß eine solche Resignation nicht nötig und auch unbegründet ist.

Dem Meteorologen im praktischen Dienst bleibt doch die schwierige und vielfältige Aufgabe, aus den mit dem Computer vorhergesagten Feldern verschiedener atmosphärischer Variabler eine eigentliche Wettervorhersage zu machen. Natürlich versucht man auch hier mit den numerischen Verfahren weiterzukommen, man baut z. B. in das großräumige Gitternetz „Nester“ mit sehr geringer Maschenweite und dementsprechend hoher Auflösung ein u. a. mehr; ich habe aber die Überzeugung, daß dem Meteorologen diese Aufgabe noch auf viele Jahre hin nicht abgenommen werden kann.

Mit dieser 4. Fachsitzung „Objektivierung der Lokalvorhersage“ wollen wir bei dieser Tagung dem Meteorologen im praktischen Dienst deutlich machen, wo sein Betätigungsfeld hinsichtlich meteorologischer Forschung liegt.

Möglichkeiten und Methoden zur Erarbeitung eines objektiven Verfahrens für eine Lokalvorhersage sind so zahlreich, daß jeder das ihm Angepaßte hier zu finden vermag; und nicht zu unterschätzen ist dabei die Möglichkeit, mit der das Erfolgserlebnis zur Befriedigung beitragen kann.

Diese 4. Fachsitzung soll auch ein Anstoß und Appell an die Meteorologen im praktischen Dienst sein, nicht in einer Resignation zu verharren, sondern sich ein Problem vorzunehmen und mitbeizutragen zum Fortschritt der meteorologischen Wissenschaft.

Ich verkenne keineswegs die beträchtlichen Schwierigkeiten, die dem entgegenstehen, wenn Schicht- und Nachtdienst geleistet werden muß und wenn ein völlig schematisierter Arbeitsablauf ein intensives Nachdenken über ein wissenschaftliches Problem garnicht erlaubt.

Und dennoch: ich bin sicher, daß es vielen dieser Meteorologen mehr und mehr bewußt werden wird, einen wieviel größeren Gewinn ihnen ihr Beruf bringt und wieviel mehr Befriedigung sie in ihm finden, wenn sie selbst zur Lösung eines - vielleicht sogar sehr schwierigen - Problemes beigetragen haben.

Wenn ich mich nicht täusche, sind erste Anzeichen dafür zu bemerken, daß eine Entwicklung in dieser Richtung einsetzt. Im vergangenen Herbst hatte ich die Gelegenheit, bei einer Regionaltagung des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr die Beobachtung zu machen, daß eine Reihe positiver Ansätze in dieser Richtung vorhanden sind; ich bin eigentlich sicher, daß dem beim Deutschen Wetterdienst nicht anders ist.

Der Ausschuß für das wissenschaftliche Programm dieser Tagung hatte zunächst geplant, im Rahmen dieser 4. Fachsitzung eine Podiumsdiskussion durchzuführen, in deren zweiten Teil das Auditorium beteiligt werden sollte. Dabei hätte vor allem die Situation, die ich zuvor kurz und wahrscheinlich sehr unzulänglich charakterisiert habe, aber auch die vielen Möglichkeiten und Methoden, klarer herausgearbeitet und dargelegt werden müssen. Wegen der sehr knappen Zeit, die insgesamt zur Verfügung steht, mußte auf diese Diskussion verzichtet werden.

Dennoch hoffe ich, daß diese 4. Fachsitzung die Erwartungen erfüllen wird, die wir an die Aufnahme ihrer Thematik in das Programm geknüpft haben.

Es gibt sicher kein Tagungsprogramm, welches nicht noch besser sein könnte. Ich meine aber, daß das Ihnen vorliegende doch die Gewähr dafür bietet, daß jeder der Teilnehmer diese Tagung mit einem Gewinn verlassen kann.

So möchte ich für den VDMG dem Ausschuß für das wissenschaftliche Programm, insbesondere den Herren Professoren BAUMGARTNER, FISCHER, HINZPETER und MALBERG, für ihre Arbeit am Zustandekommen dieses Programmes vielmals danken.

Um den reibungsfreien technischen Ablauf der Tagung bemüht sich der vom Zweigverein Frankfurt eingesetzte Organisationsausschuß unter dem Vorsitz von Herrn WEICKMANN; auch diesen Kollegen schuldet der VDMG seinen Dank.

Das gilt nicht minder für den Kassenwart des Verbandes, Herrn Kollegen CAPPEL, und ganz besonders auch für den Schriftführer, Herrn Dr. BUSCHNER, die beide umfangreiche Vorarbeiten bei der Vorbereitung dieser Tagung geleistet haben. Der VDMG dankt ihnen herzlich.

Ihnen allen, meine Damen und Herren, wünsche ich einen erfolgreichen Verlauf der Tagung; mögen Ihnen die im Programm dargebotenen Vorträge, vielleicht aber mehr noch die Diskussionen und Unterhaltungen am Rande der Tagung einen Gewinn bringen.

Verleihung des Jugendpreises des VDMG

Im Anschluß an die Verleihung der Alfred-Wegener-Medaille an Prof. Dr. HEINZ LETTAU (siehe nachstehende Laudatio) wurden zwei Arbeiten jüngerer Wissenschaftler durch den Jugendpreis (Förderungspreis) des VDMG ausgezeichnet, welcher ebenfalls im Abstand von drei Jahren verliehen wird.

Der Vorsitzende des VDMG überreichte den Preis an
Herrn KARSTEN HINRICHSSEN

vom Meteorologischen Institut der Universität Hamburg für seine Arbeit

„Numerische Simulation von Scherströmungen in rotierenden Flüssigkeiten“, mit welcher er einen selbständigen, originellen und umfassenden Beitrag zur Interpretation einiger spezieller atmosphärischer Strömungsvorgänge geliefert hat, sowie an

Herrn ULLRICH SCHMIDT

vom Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz in Anerkennung seiner Arbeit

„Der molekulare Wasserstoff in der Atmosphäre“, in der erstmals ein globaler Überblick über die Verteilung und den Haushalt des molekularen Wasserstoffes in der Troposphäre und unteren Stratosphäre gegeben wird. Zu einem großen Teil stammen die hierbei verwendeten Daten aus eigenen Messungen, die mittels einer neuartigen, selbst entwickelten, hochempfindlichen Meßapparatur erhalten wurden, welche auch zu relativ leichtem Einsatz auf Expeditionen geeignet ist.

Die Arbeit von K. HINRICHSSEN ist in den „Hamburger Geophysikalischen Einzelschriften“ Heft 20, Teil 1, S. I-XI, 1-104 erschienen; die Arbeit von U. SCHMIDT ist zum Druck in der Zeitschrift „Tellus“ angenommen worden.

F. WIPPERMANN

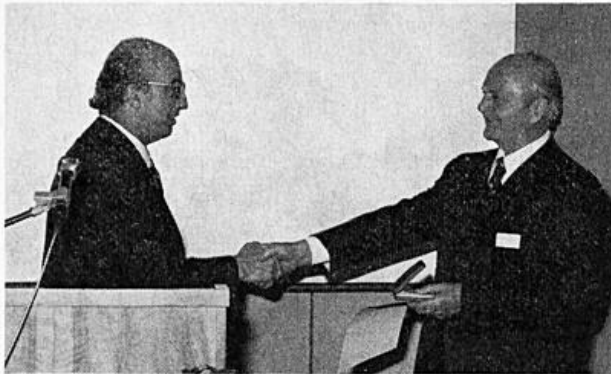
Laudatio zur Verleihung der A.-Wegener-Medaille an H. H. Lettau

Im Jahre 1966, anlässlich der Meteorologentagung in München, beschloß der VDMG, an Persönlichkeiten, die sich als Wissenschaftler hervorragende Verdienste in der Meteorologie erworben haben, die Alfred-Wegener-Medaille zu verleihen.

Diese wurde 1968 bei der Meteorologentagung in Hamburg erstmals verliehen, es wurden damit CHRISTIAN JUNGE und MARTIN RODEWALD ausgezeichnet. 1971 wurde die Alfred-Wegener-Medaille bei der Physiker- und Meteorologentagung in Essen an KARL-HEINZ HINKELMANN verliehen.

Nach den Statuten hat der VDMG für die Verleihung der Medaille eine Kommission eingesetzt, die ihre Entscheidungen einstimmig zu treffen hat. Gemäß der Entscheidung dieser Kommission verleiht der VDMG die Alfred-Wegener-Medaille in diesem Jahr an

Dr. HEINZ LETTAU, Professor für Meteorologie an der Universität von Wisconsin in Madison, USA.



In der der Medaille beigegebenen Verleihungsurkunde heißt es, daß die Alfred-Wegener-Medaille verliehen wird für

seine Verdienste in der meteorologischen Forschung, vornehmlich auf dem Gebiet der atmosphärischen Turbulenz. Besonders ausgezeichnet werden damit seine neuartigen und hervorragenden, sowohl experimentellen als auch theoretischen Arbeiten zur Erforschung der atmosphärischen Grenzschicht.

In der Tat machen diejenigen Arbeiten, die sich mit der atmosphärischen Turbulenz beschäftigen, den überwiegenden Anteil am Gesamtwerk von HEINZ LETTAU aus, und auch er selbst wird gewiß diesen Arbeiten nicht nur quantitativ sondern auch vom erzielten Erfolg her das größere Gewicht beimessen.

Das Gesamtwerk des durch die Alfred-Wegener-Medaille Ausgezeichneten umfaßt derzeit die stattliche Anzahl von 154 Veröffentlichungen, die sich mit den ver-

schiedensten Teilgebieten der Meteorologie befassen. So publizierte HEINZ LETTAU seine erste Arbeit schon als Zwanzigjähriger über ein Thema der atmosphärischen Optik.

Im Jahre 1931, also bereits vier Jahrzehnte bevor die Forschungen zum Umweltschutz „in“ wurden, wie man heute zu sagen pflegt, erschien in „Gerlands Beiträgen zur Geophysik“ seine Arbeit „Die Wirksamkeit einer Großstadt als Quelle der Luftverschmutzung“.

Es folgten Arbeiten über Luftdruckwellen, über freie Schwingungen von Wasseroberflächen, über Schwere-messungen, über optisch registrierende Seismographen, über erdmagnetische Meßverfahren und Vermessungen, über die Deformation der Erdkruste und über die Temperatur der Mondoberfläche; es gab jedoch auch Arbeiten über Kern- und Staubgehalt, über Land- und See-winde sowie über bioklimatologische und klimatologische Probleme.

Schon 1933 erschienen auch seine ersten Arbeiten über den Austausch in der Atmosphäre, und zwar sowohl den horizontalen Großaustausch wie auch den kleinräumigen Vertikalaustausch. Zum einen waren es Freiballon-fahrten, die er damals von Bitterfeld aus mit WERNER SCHWERDTFEGER durchführte, zum andern war es die Beschäftigung mit Verdunstungsfragen, welche ihn immer mehr mit der atmosphärischen Turbulenz konfrontierten; dieser widmete er nunmehr seine Forschungen fast ausschließlich.

Zu den Ergebnissen dieses Bemühens gehört unter anderm das Buch „Atmosphärische Turbulenz“, welches 1939 erschien; es ist die erste Monographie, die zu diesem Teilgebiet der Meteorologie überhaupt geschrieben wurde und blieb für anderthalb Jahrzehnte auch die einzige. 1944 wurde das Buch in den USA nachgedruckt.

Zu seinen wichtigen Arbeiten gleich nach dem Kriege gehört die 1949 als „Geophysical Research Paper No. 1“ erschienene Studie über isotrope und anisotrope Turbulenz. In dieser Arbeit wird nämlich eine aus turbulentem Wärmestrom und Schubspannungsgeschwindigkeit gebildete Länge eingeführt, die eine Maßzahl für die statische Stabilität ist.

Dies geschah völlig unabhängig von A. M. OBUCHOV, der die gleiche Länge zur Charakterisierung der Schichtungsverhältnisse bereits 1946 in einer russischen Arbeit eingeführt hatte, deren englische Version übrigens erst vor drei Jahren in der Zeitschrift „Boundary Layer Meteorology“ der Fachwelt zugänglich gemacht wurde. Es handelt sich dabei um jene Stabilitätslänge, die 1954 MONIN und OBUCHOV in ihrer Ähnlichkeitstheorie der bodennahen Grenzschicht verwendeten und die vermutlich unter dem Eindruck des Erfolges dieser Ähnlichkeitstheorie dann als MONIN-OBUCHOV-Stability-Length bekannt wurde.

Gerechterweise müßte sie Obuchov-Lettau-Stability-Length heißen, oder vielleicht auch Lettau-Monin-Obuchov-Stability-Length, wie sie J. NEUMANN in einer Arbeit 1964 nannte.

Zu HEINZ LETTAU meist zitierten Arbeiten unmittelbar nach dem Kriege gehört diejenige über die Neuauswertung des Leipziger Windprofiles, welche 1950 in „Tellus“ erschien.

Die von MILDNER fast 20 Jahre vorher in Leipzig durchgeführte Aufstiegsserie wurde zwar schon von ROSSBY und MONTGOMERY 1935 als Beobachtungsmaterial benutzt, aber erst durch die LETTAUSCHE Neuauswertung der Fachwelt bekannt, zugänglich und zugleich auch „berühmt“ gemacht; seitdem ist das Leipziger Windprofil das in der Grenzschichtforschung am häufigsten als Beobachtungsbeleg benutzte Profil.

Doch hiervon abgesehen: es war HEINZ LETTAU, der bei solchen Auswertungen gemessener Windprofile aus der sogenannten ageostrophischen Methode erstmals ein brauchbares Werkzeug machte und sie so einzusetzen verstand, daß vernünftige Werte für den geostrophischen Widerstandskoeffizienten und für den Ablenkungswinkel erhalten wurden.

In der Mitte der Fünfziger Jahre ergriff HEINZ LETTAU die Initiative zu einem ersten großen Meßprogramm in der atmosphärischen Grenzschicht und führte dieses dann als das bekannte „Great Plains Turbulence Field Program“ zusammen mit BEN DAVIDSON in einem besonders ebenen Gelände in Nebraska durch. Es nahmen daran zahlreiche Meßgruppen amerikanischer Universitäten und Forschungsinstitutionen teil.

Das Programm stellte die beiden Leiter vor die schwierigen Aufgaben der Planung, Organisation und vor allem Koordination, deren Erfüllung profunde Sachkenntnisse auf theoretischem wie auch auf experimentellem Gebiet verlangte.

Das 1957 erschienene zweibändige Buch „Exploring the Atmosphere's First Mile“ faßt die Ergebnisse dieses Meßprogrammes zusammen und dient auch heute noch als Datenquelle, auf die nicht verzichtet werden kann.

In der Zwischenzeit hat das Great-Plains-Projekt eine Reihe von Nachfolgern gehabt (z. B. Windy Acres, APEX, BOMEX, Wangara u. a.), natürlich teilweise vervollkommenet, in der Aufgabenstellung ausgeweitet und reicher ausgestattet; auch GATE ist zum Teil ein solches Projekt. Eingeleitet wurde die Entwicklung aber durch das Great-Plains-Projekt.

Im Sommer 1958 fand in Oxford, England, das 1. IUGG-IUTAM-Symposium über turbulente Diffusion statt. HEINZ LETTAU hielt einen Vortrag, in dem er u. a. eine empirische Formel für die Abhängigkeit des geostrophischen Widerstandskoeffizienten von der Boden-Rossby-Zahl angab. Damit führte er nicht nur den Begriff der Boden-Rossby-Zahl ein, sondern er tat auch einen Vorgriff auf das wichtige Widerstandsgesetz der

planetarischen Grenzschicht, welches drei Jahre später von KAZANSKIJ und MONIN abgeleitet wurde. Eine gewisse Anerkennung gerade dieser Leistung wurde HEINZ LETTAU 1972 dadurch zuteil, daß CSANADY einen etwas anders strukturierten dimensionslosen Grenzschichtparameter einführte und diesen als Surface-Lettau-Number bezeichnete.

Das Jahr 1962 gilt als der Beginn der zweiten Generation von Grenzschichtmodellen. Statt wie bisher das Gleichungssystem durch eine Hypothese für das Vertikalprofil des Diffusionskoeffizienten zu schließen, beginnt man nun Hypothesen für das Vertikalprofil des Mischungsweges zu machen. Die Grenzschichtgleichungen werden dadurch nichtlinear und lassen sich nur noch mit einem großen Computer numerisch integrieren.

Am Anfang dieser Entwicklung steht eine Arbeit von HEINZ LETTAU, die er in jenem Jahr in den „Beiträgen zur Physik der Atmosphäre“ veröffentlichte. Auch BLACKADAR wartete in diesem Jahr mit der Veröffentlichung eines ersten Modelles auf, welches auf einer Mischungsweghypothese beruhte; das LETTAUSCHE Modell war aber weitergehend, es berücksichtigte bereits Ähnlichkeitsgesetzmäßigkeiten und lieferte als erstes universelle Spiralen.

Die Sechziger Jahre sind ausgefüllt mit experimentellen und theoretischen Arbeiten. Viele von uns kennen die schönen Winterbilder jener Ansammlungen von Jungtannen oder Obstkörben, mit denen auf der ebenen Eisfläche des Mendota-Sees bei Madison die Bodenrauigkeit verändert und deren Einfluß auf das bodennahe Windprofil studiert wurde.

In zwei anderen Arbeiten 1964 und 1967 gibt HEINZ LETTAU eine Erklärung für den Low-Level-Jet als einen Effekt der Baroklinität über einem ebenen, jedoch geneigten Gelände; auch dies ist wieder neuartig, es konnte bald durch Messungen bestätigt werden.

In den letzten Jahren beginnen HEINZ LETTAUS Arbeiten zur Turbulenz, aber auch solche zur Strahlung eine Synthese zu finden in einer physikalischen Klimatonomie, wie er sie in bewußter Abgrenzung zur bisherigen Klimatologie nennt.

In diesem neuen Teilgebiet der Meteorologie, dessen Konturen sich gerade erst abzeichnen beginnen, sieht er derzeit die größten Chancen für einen wissenschaftlichen Fortschritt.

Der VDMG wünscht, daß ihm hierin noch mancher Erfolg vergönnt sein möge.

Nicht unerwähnt bleiben sollen schließlich noch sechs während der letzten Jahre entstandene Arbeiten über mikrometeorologische Probleme der Arktis und Antarktis.

Hier wird die engste Berührung zum Werke ALFRED WEGENERS gesehen, jenes unermüdlichen und mitreißenden Forschers, zu dessen Erinnerung der VDMG diese ehrenvolle Auszeichnung verleiht.

Anthropogene Beeinflussung von Klima und Witterungsparametern*)

1. Definition und Problemstellung

Durch menschliche Tätigkeit wird primär nicht das Klima selbst beeinflusst, sondern nur einige der physikalischen Parameter, die das Klima bestimmen. Um diese These zu begründen, ist es erforderlich, die Begriffe klarzustellen. Vielfach wird kurz gesagt: Klima ist das mehrjährig-zeitliche oder mehrwöchig-zeitliche Integral des Wetters. Damit erhebt sich jedoch die Frage nach den primären Faktoren, welche Wetter und Witterung bestimmen. Für meine heutige Diskussion mag folgende Arbeitshypothese dienen: wirklich primär ist unter den gegenwärtigen planetarischen Bedingungen nur die von der Erde aufgefangene Sonnenenergie und ihre mit Erdumlauf und Rotation wechselnde Verteilung innerhalb der Atmosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre. Sekundär werden durch die absorbierte Kurzwellenstrahlung der Sonne hauptsächlich drei physikalische Prozesse angefaßt, nämlich (1) terrestrische oder langwellige Strahlung, (2) Konvektion (einschließlich Advektion) und Leitung von fühlbarer Wärme, und (3) Erzeugung (einschließlich Konvektion und Advektion) von latenter Energie. Diese Prozesse bestimmen die allgemeine atmosphärische und hydro-sphärische Zirkulation mit ihren Zyklen und Störungen und damit die wichtigsten Wetter- und Klima-Eigenschaften, nämlich Wärme (oder Kälte) und Nässe (oder Trockenheit).

Um von dieser qualitativen zu einer quantitativen Aussage zu gelangen, betrachte man die Temperatur (T) der Erdoberfläche als Maß von Wärme und die variable Bodenfeuchtigkeit (m) über Land als Maß von Nässe oder Trockenheit, und gehe von Energiebilanzen für bestimmte Erdgebiete aus, mit der Zeit (t) als der wichtigsten unabhängigen Variablen.

In ihrer konventionellen Form besagt die Energiegleichung, Gl. [1], daß für jede horizontale Flächeneinheit die Strahlungsbilanz (SB) gleich sein muß der Summe aller Energietransformationen und Energiestromdichten mittels Konvektion und Leitung. Die Strahlungsbilanz ihrerseits ist die Netto-Differenz der Strahlungsstromdichten, die von oben einfallen (kurzwellige Globalstrahlung G , sowie langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre LWA) und denen die nach oben ausgehen (a^*G = reflektierte Globalstrahlung mit a^* = Oberflächenalbedo, und $\epsilon^*\sigma T^4$ = emittierte terrestrische Strahlung mit ϵ^* = Emissionsvermögen und σ = Stefan-Boltzmannsche Konstante),

$$SB = (1 - a^*) \cdot G + LWA - \epsilon^* \sigma T^4 \quad [1]$$

= Summe der Transformationen + Konvektion + Leitung.

In der Literatur finden sich zahlreiche Anwendungen dieser Gleichung auf Klimaprobleme, z. B. die allgemeine Diskussion aller Einzelglieder von MILLER (8),

ihrer weltweiten Kartierung in dem Atlas von BUDYKO (1), oder spezielle Anwendungen im SMIC Report (9), zu dessen Autoren mehrere der hier versammelten Mitglieder zählen, und die von FLOHN (3) vorgelegte Analyse natürlicher und anthropogener Beeinflussungsmöglichkeiten.

In Gl. [1] erscheinen nur zwei klimatische Parameter, nämlich a^* und ϵ^* . Da diese beiden nicht zur Aufstellung eines Klimamodells ausreichen, ist eine weitergehende Parameterisierung erforderlich unter Berücksichtigung folgender drei Punkte:

(I) Da nur die Globalstrahlung (G) direkt mit der extra-atmosphärischen Insolation (EI) verknüpft ist, müssen Parameter der atmosphärischen Absorption und Streuung von Sonnenstrahlung eingeführt werden, welche die primäre "Forcing Function" $EI(t)$ auf die an der Erdoberfläche wirksame Form $G(t)$ zu reduzieren gestatten.

(II) Erfahrung hat gezeigt, daß durch $G(t)$ an der Erdoberfläche im Durchschnitt mehr latente als fühlbare Wärme erzeugt wird, und daß erstere praktisch vollständig durch Energiestromdichten des Wasserkreislaufes bestritten werden. Dadurch wird die Bodenfeuchtigkeit (m) zu einem wichtigen Klimaelement, und der Verdunstungsprozeß muß unter Berücksichtigung der Wasserbilanzgleichung parameterisiert werden; die Verbindung mit Punkt (I) wird dadurch erzielt, daß als "Forcing Function" der Transformation in latente Wärme die am Boden absorbierte Sonnenenergie $(1 - a^*) \cdot G$ angesetzt wird.

(III) Die Oberflächentemperatur (T), die als Maß der Bodenwärme das wichtigste Klimaelement ist, tritt einmal in dem Emissionsterm der Strahlungsbilanz auf, zum anderen jedoch indirekt in den Ausdrücken für Konvektion und Leitung der fühlbaren Wärme, was eine Parameterisierung dieser Prozesse verlangt. Als "Forcing Function" tritt hier die zeitabhängige Größe $(1 - a^*) \cdot G - LEV$ auf, wobei LEV die latente Energie der Verdunstung ausdrückt, was die Verbindung mit Punkt (II) herstellt.

Eine diese drei Punkte gemeinsam berücksichtigende Behandlung des Problems wurde von LETTAU und LETTAU (7) gegeben. Die Klimaberechnung mittels der Festlegung einer "Forcing Function", der hinreichenden Parameterisierung der beteiligten physikalischen Prozesse, der Aufstellung einer mathematischen Gleichung als "Response Function" und ihrer Lösung durch direkte oder numerische Integration wird als „Klimatonomie“ bezeichnet. Dieses Vorgehen eignet sich auch dafür, das Problem der anthropogenen Klimabeeinflussung

*) Der Autor behält sich vor, die Diskussion des hier angeschnittenen Problems in einer späteren Veröffentlichung an anderer Stelle fortzuführen (vgl. Abschnitt 3, letzter Absatz).

sung auf eine rechnerische Grundlage zu bringen. Es ist zweckmäßig, dazu sowohl die anthropogen erzeugte Wärmestromdichte (AW) als auch die geothermische Wärmestromdichte (GW) in die „Forcing Function“ der fühlbaren Wärme aufzunehmen. Die klimatonomische Form der Energiegleichung ergibt sich somit als

$$(1-a^*)G + AW + GW - LEV = \epsilon^* \sigma T^4 - LWA + \text{Konvektion} + \text{Leitung} \quad [2]$$

Die linke Seite der Gl. [2] muß als die „Forcing Function“ der Bodenwärme angesehen werden, die nach einer geeigneten Parameterisierung der drei letzten Ausdrücke auf der rechten Seite einer Gleichung T als „Response Function“ ergibt, die sich lösen läßt. Um das wesentliche der klimatonomischen Methode aufzuweisen, beginnen wir mit der entsprechenden Umformung und Lösung der Wasserbilanzgleichung bevor wir Gl. [2] in eine Gleichung für Temperatur umformen.

2. Klimatonomische Form und Transform der Wasserbilanzgleichung

In ihrer Grundform lautet die Wasserbilanzgleichung einer Landfläche

$$N - A - V - S = 0, \quad [3]$$

mit N = Niederschlag, A = Abfluß, V = Verdunstung, und S = Speicherung. Alle vier Größen sind Stromdichten, die in mm Wassersäule pro Zeitintervall Δt ausgedrückt werden. Die Größe S läßt sich durch $\Delta m / \Delta t$ ersetzen. Wie vorher bedeutet m die klimatische Variable der Bodenfeuchtigkeit, daß heißt den wechselnden Stand (in mm) eines äquivalenten Bodenwasservolumens, das gleichmäßig über die betrachtete Landfläche verteilt ist. Der Wert m gilt für das Zeitintervall von t bis $t + \Delta t$ für welches die Stromdichten N , A und V repräsentativ sind. Das Wasseräquivalent einer jahreszeitlich wechselnden Schneedecke ist in m mit einzuschließen.

Zum Zweck der klimatonomischen Parameterisierung spalten wir jeden der A - und V -Werte in je zwei additive Anteile auf, $A = A' + A''$, und $V = V' + V''$. Diese Aufspaltung wird so getroffen, daß sowohl A' als auch V' während des Zeitintervalles Δt ausschließlich von dem während desselben Δt fallenden Niederschlages N bestimmt werden. Damit folgt, daß die Anteile $A'' = A - A'$ und $V'' = V - V'$ vom Niederschlag während des betreffenden Zeitintervalles Δt nicht abhängen und nur von gespeichertem Wasser gespeist werden, welches als Niederschlag in vorangegangenen Zeitintervallen gefallen war. Mathematisch ergibt sich daraus, daß die ersten Anteile A' (N) und V' (N) als Funktionen von N parameterisierbar sind, während die zweiten Anteile A'' (m) und V'' (m) Funktionen der verfügbaren Bodenfeuchtigkeit m sein müssen. Hieraus ergeben sich zwei Definitionen: Erstens bezeichnen wir als „reduzierten Niederschlag“ die Größe $N' = N - A' - V'$ und erhalten damit die „Forcing Function“, welche die zeitlichen Änderungen von $m(t)$, der „Response Function“ erzwingt; zweitens bestimmen wir den wichtigen Parameter des Retentionsintervalls oder der Verzögerungszeit („delay time“) als $t^* = m / (A'' + V'')$, welche als ein Vielfaches des Zeitintervalles Δt ausgedrückt wird. Mit diesen beiden Definitionen ergibt sich aus Gl. [3]:

$$\Delta m / \Delta t = N' - m / t^*. \quad [4a]$$

$$m = t^* \cdot \bar{N}' + (m_0 - t^* \cdot \bar{N}') \cdot e^{-\tau} + \frac{t^* \cdot \Delta \bar{N}'}{\sqrt{1 + (t^* n)^2}} \cdot \cos(nt - \arctan t^* n). \quad [6b]$$

Gl. [6b] veranschaulicht, wie unter dieser speziellen Vereinfachung der endgültige Mittelwert $\bar{m} = t^* \bar{N}'$ exponentiell und mit überlagerten harmonischen Schwingungen der Frequenz n angestrebt wird. Zusätzlich ist zu beachten, daß die Konstanten t^* und n dieses Spezialfalles nicht voneinander unabhängig sind. Ihre Kopp-

Wir definieren die „dimensionslose Zeitskala“ $d\tau = (dt) / t^*$ oder als Integralform $\tau = \int_0^t t^{*-1} dt$, und betrachten Gl. [4a] als Differentialform

$$dm = N' dt - m d\tau. \quad [4b]$$

Integration der Gl. [4b] liefert die „klimatonomische Transform“ der Wasserbilanzgleichung und damit die von $N'(t)$ erzwungene „Response Function“ $m(t)$, nämlich

$$m(t) = m_0 e^{-\tau} + e^{-\tau} \int_0^t e^{+\tau} N' dt, \quad [5a]$$

wobei m_0 der Initialwert von $m(t)$ zur Zeit $t = 0$ ist. Ein gleichwertiger Ausdruck derselben „Transform“ ist

$$m(t) = N' t^* - e^{-\tau} \int_0^{\tau} e^{+\tau} d(N' t^*) \quad [5b]$$

Der erste Summand auf der rechten Seite von Gl. [5a] drückt das zeitliche Abklingen eines beliebig vorgebaren Initialwertes m_0 aus. Wäre t^* eine Konstante, würde das Abklingen exponentiell verlaufen. Bisherige Analysenergebnisse haben gezeigt, daß t^* ein veränderlicher Parameter ist, der beispielsweise im tropischen Klima nach LETTAU u. BARADAS (6) mit m variiert und in boreal-arktischen Klimaten besonders stark mit Bodenfrost und Schneedecke; LETTAU und LETTAU (7). Da jedoch $t^* / \Delta t$ immer positiv und größer als 1 ist, muß

$m_0 \cdot e^{-\tau}$ kontinuierlich abnehmen, so daß nach einer gewissen Zeitspanne die „Response Function“ ausschließlich durch den zweiten Summanden in Gl. [5a] und damit allein durch die „Forcing Function“ bestimmt

wird. Da der reduzierte Niederschlag N' mit $e^{+\tau}$ multipliziert zu integrieren ist, worauf das Integral wiederum

durch den Faktor $e^{+\tau}$ dividiert wird, tritt diese Exponentialfunktion der dimensionslosen Zeitskala als ein einflußreicher Gewichtungsfaktor auf. Gl. [5b] ist insofern interessant, als sie veranschaulicht, daß die Größe $t^* \cdot N'$ einen ersten Anhaltspunkt für m und seinen Durchschnittswert liefert, da die Integration mit dem

Gewichtungsfaktor $e^{+\tau}$ hier über das mit wechselndem Vorzeichen variierende Differential $d(N' t^*)$ zu erstrecken ist, welches im speziellen Fall fehlender Variationen gleich Null ist. In anderen Worten: wäre N' als auch t^* konstant, würde die „Response Function“ exakt durch die Konstante $N' t^*$ gegeben sein. In Wirklichkeit variiert N' mit Tages- und Jahresperioden von Niederschlag und den vom Niederschlag abhängenden Anteilen von Abfluß und Verdunstung.

Wenn beispielsweise N' mit einer festen harmonischen Frequenz ($n = 2\pi / \text{Periode}$) und der festen Amplitude ($\Delta \bar{N}'$) um den Mittelwert \bar{N}' schwankt, und die Zeitvariable t von der Maximalphase von N' aus gerechnet wird, wäre die „Forcing Function“

$$N' = \bar{N}' + \Delta \bar{N}' \cos nt, \quad [6a]$$

worauf Gl. [5a] für konstantes t^* den folgenden geschlossenen Ausdruck für die „Response Function“ liefert:

lung hängt von der Natur der physikalischen Prozesse ab, mittels welcher das Einzugsgebiet seinen Bodenwassergehalt abgibt. Ist beispielsweise die Ursache der Verzögerungszeit eindeutig ein einfacher Diffusionsvorgang mit konstanten Koeffizienten, so folgt aus theoretischen Entwicklungen, daß $t^* n = 1$ sein muß, was in

Gl. [6b] eine Phasenverzögerung um $1/8$ der Periode, oder 45 Grad im Winkelmaß bedeutet; speziell für die Frequenz der Jahresperiode (2π pro 12 Monate) wäre danach $t^* = 6/\pi = 1.91$ Monate. Solche Zusammenhänge erklären, daß t^* als „Verzögerungszeit“ bezeichnet werden kann.

Unbedingt muß betont werden, daß Gl. [6a u. b] nur als Hilfsmittel zur Erleichterung des Verständnisses der klimatonomischen Betrachtungsweise anzusehen sind. In Wirklichkeit ist weder die erzwingende Funktion N' durch Gl. [6a] befriedigend beschrieben, noch kann die Verzögerungszeit als konstant angenommen werden. Bisherige Anwendungen der Evapo-Klimatonomie beruhen auf numerischer Integration der Gl. [5a] unter Berücksichtigung von Parametervariabilität. Der Initialwert m_0 kann dabei entweder unabhängig vorgegeben werden, oder mit Hilfe der vorgegebenen klimatischen Werte von N' und t^* für die 12 Monate des mittleren Jahresablaufs exakt berechnet werden. Die erste Methode kommt in Frage für fortlaufende Integration aller Monatswerte über eine Reihe von Jahren, die zweite für ein stabiles Klima unter Ausnutzung der Bedingung, daß im mittleren Jahresablauf $m_{(i+12)} = m_i$ für jeden Monat ($i = 1$ bis 12) sein muß.

Die t^* -Werte der Bodenfeuchtigkeit zeigen besonders große jahreszeitliche Schwankungen im arktischen Klima wegen des lang anhaltenden Frostes und der Schneedecke. Der Beginn der Schneeschmelze und die entsprechende Hochwasserführung der Flüsse kommt in unserem Modell deutlich in der raschen Abnahme von t^* zum Ausdruck. Für die Tundra, zum Beispiel, schwankt t^* zwischen einem Maximalwert von 72 Monaten im Januar und dem definitionsgemäß zugelassenen Minimalwert von einem Monat im Juli und August; LETTAU und LETTAU (7).

3. Die klimatonomische Transform der Wasserbilanzgleichung und die anthropogene Beeinflussung ihrer Parameter

In dem UNESCO-Werk "A history of land use in arid regions" schreibt WHYTE (12): "The major factor influencing human behaviour in relation to the environment has, of course, been desiccation". Die Ursache einer Gebietsaustrocknung mag eine Abnahme der jährlichen Niederschlagssumme sein, kann jedoch auch auf Zunahme der Verdunstung oder des Abflusses, oder beider, beruhen. Nach BUTZER (2) gibt es stichhaltige Gründe dafür, daß beispielsweise im Nahen Osten und in Arabien eine Verödung weiter Gebiete seit dem Altertum nicht durch Niederschlagsabnahme, sondern durch Abflußvermehrung erklärt werden muß. Die Austrocknung ist oftmals eine Folge anthropogener Einflüsse, wie Entwaldung von Berghängen, mangelnde Instandhaltung alter Terrasierungen, Umstellung von Feldwirtschaft zu Weidewirtschaft, und dergleichen mehr.

Diese kurzen Hinweise zeigen bereits, wie wichtig eine Berechnung der Bodenfeuchtigkeit $m(t)$, ein von Menschen beeinflussbarer Umweltfaktor, sein kann. Mit Hilfe der Konzepte der Klimatonomie sind nicht nur m -Werte, sondern auch die physikalischen Prozesse der Gebietsverdunstung V und des Abflusses A berechenbar. Die Voraussetzung dazu ist, daß Beträge der beiden "Forcing Functions" N und G sowie die Werte von insgesamt sieben physikalischen Parametern in jedem Teilintervall Δt eines für klimatische Mittelbildung ausreichendem Gesamtzeitraumes (gewöhnlich ein ganzzahliges Vielfaches von $12 \cdot \Delta t$, wenn $\Delta t = 1$ Monat) kennt. Die Parameter sind: Oberflächenalbedo a^* , Evaporivität e^* sowie Abflußquotient n^* und Schwellenwert N^* des Niederschlages, Evaporivität e^{**} und Schwellenwert m^* der gespeicherten Bodenfeuchtigkeit und ihre

Retentionszeit oder Verzögerungszeit t^* . Parameter und "Forcing Functions" müssen Repräsentativwerte für ein bestimmtes Gebiet der Erdoberfläche sein.

Mit Hilfe der in Abschnitt 2 eingeführten Zerlegungen $V = V' + V''$ und $A = A' + A''$ gelten für jedes Teilintervall Δt die folgenden Definitionsgleichungen:

$$F = (1 - a^*) G = \text{absorbierte Sonnenenergie,} \quad [7a]$$

$$V' = e^* N F / \bar{F}, \text{ wobei } \bar{F} = \text{klimatischer Mittelwert von } F, \quad [7b]$$

$$A' = n^* (N - N^*), \text{ jedoch } A' = 0, \text{ sofern } N \leq N^*, \quad [7c]$$

$$V'' = e^{**} (m - m^*) F / \bar{m}, \text{ jedoch } V'' = 0, \text{ sofern } m \leq m^*, \quad [7d]$$

$$A'' = -V'' + m / t^*. \quad [7e]$$

Abgesehen von einer Neuformulierung von e^{**} in Gl. [7d] stimmen die Formeln mit den von LETTAU und BARADAS (1973) gegebenen überein; auf die gleiche Arbeit sei verwiesen hinsichtlich praktischer Methoden zur empirischen Parameterbestimmung, die als „Kalibrierung“ des betrachteten Abflußgebietes bezeichnet werden kann. Aus Gl. [7b] und [7d] sowie [7c] und [7e] folgt für Verdunstung und Abfluß

$$V = V' + V'' = e^* N F / \bar{F} + e^{**} (m - m^*) F / \bar{m}, \quad [8a]$$

$$A = A' + A'' = n^* (N - N^*) - e^{**} (m - m^*) F / \bar{m} + m / t^*. \quad [8b]$$

Die beiden Beziehungen sind nicht nur miteinander koordiniert, sondern erfüllen in jedem Intervall Δt die Wasserbilanzgleichung, da sie auf deren Transform Gl. [5a] oder [5b] beruhen. Die Forderung nach Erfüllung dieser Bedingung bleibt unbeachtet in konventionellen Abschätzungsformeln für Verdunstung, besonders denen die auf dem Konzept der "potential evaporation" beruhen, aber auch solchen, die nur Niederschlag (und nicht zugleich Abfluß und Speicherung) berücksichtigen. Ein Beispiel für den letztgenannten Typ ist die Verdunstungsformel von TURC, die von LAMB (5, S. 349) referiert wurde.

An Kritiken des Konzeptes der "potential evaporation" fehlt es nicht in der Literatur. Nach STANHILL (10) hat sich am schärfsten wohl SWINBANK dagegen ausgesprochen, der wegen unklarer Definition des Begriffes und mangelnder Meßbarkeit die "potential evaporation" als völlig nutzlos ("useless") ansah. Die "potential evaporation" scheint auch zur Untersuchung anthropogener Einwirkungen auf den Wasserkreislauf nicht geeignet zu sein. Dies kann indirekt begründet werden mittels der Wertereihe, die WALES-SMITH (11) unter Verwendung der PENMANSCHEN Formel für das Stadtgebiet von London für die Jahre 1698 bis 1970 berechnete. Die langjährigen Mittelwerte der "potential evaporation" blieben erstaunlich gleichförmig, nämlich 549 mm/a zu Beginn des 18. Jahrhunderts, 536 mm/a zwischen 1811 und 1880, und 545 mm/a zwischen 1880 und 1950, obwohl doch zweifellos das Stadtklima von London sich beträchtlich veränderte.

Während des gleichen Zeitraumes und für das gleiche Gebiet zeigen nach WALES-SMITH die Jahressummen des Niederschlages langperiodische Undulationen zwischen 560 und 700 mm/a, die in keinem offensichtlichen Zusammenhang mit der berechneten "potential evaporation" stehen. Wahrscheinlich haben die der PENMANSCHEN Formel zugrundeliegenden vier Klimaelemente (Luftdruck, Dampfdruck, Sonnenscheindauer und Windweg) nicht gleichsinnig auf die von 1698 bis 1970 wirksam gewesenen anthropogenen Einflüsse reagiert. Die Parameter der wahren Gebietsverdunstung [8a] können in der Tat durch „Urbanisierung“ in verschiedener Richtung beeinflusst werden, wie aus Tab. 1 ersehen werden kann.

Tabelle 1. Ausgewählte Beispiele für physikalische Faktoren und Maßnahmen, durch welche die Parameter der Wasserbilanz eines Gebietes geändert werden können.

Gebietsparameter	Faktoren, welche den Repräsentativwert der Parameter	
	a) erhöhen:	b) herabmindern:
a^* = Oberflächenalbedo	Aufhellung durch Austrocknen oder Entfernung von Vegetationsdecken	Vermehrung von Wasserbedeckung (Seen); Bepflanzung
n^* = Abflußquotient des Niederschlages	Kanalisierung; Ausglätten von Rauigkeit	Bachverdämmungen; "contour ploughing"
N^* = Abflußschwelle des Niederschlages	Talsperren; Terrassierung von Berghängen	Kanalisation; Bodenverkrustung
e^* = Evaporivität des Niederschlages	Regenpfützen; Niederschlagsinterzeption durch hochwüchsige Vegetation	Bodenauflockerung; Einsickern von Niederschlag
e^{**} = Evaporivität der Bodenfeuchtigkeit	Bodendurchwurzelung	Oberflächenversiegelung oder „Filme“; Untergrundzisternen
m^* = Verdunstungsschwelle der Bodenfeuchtigkeit	Bodenfrost	Pumpanlagen
t^* = Retentionszeit oder Verzögerungsintervall der Bodenfeuchtigkeit	Hohe m -Werte unter Verminderung lokaler Gradienten von m ; Bodenfrost	Verschärfung lokaler Gradienten der Bodenfeuchtigkeit m ; Dränierung

So qualitativ und unvollständig die Angaben in Tab. 1 auch sind, so reichen sie doch aus, um zu zeigen, in welcher Richtung logischerweise ein Parametersatz quantitativ modifiziert werden muß, um anthropogen veränderte Umweltfaktoren modellieren zu können. Ein Beispiel ist in Tab. 2 gegeben. Hier gehen wir von einem Parametersatz aus, der einem nahezu geschlossenen Waldgebiet in gemäßigttem Klima von Mitteleuropa entsprechen könnte. Zwei weitere Parametersätze sind dann postuliert, von denen der erste einer Entwaldung und der zweite einer „Kulturlandschaft“ entsprechen könnte. Von den sieben Parametern der Tab. 1 wurde nur der Schwellenwert m^* nicht abgeändert. Die Parametersätze halten sich innerhalb koordinierter Wertebereiche, die der Literatur entnommen werden können.

Tabelle 2. Drei koordinierte Sätze von Parameterwerten für ein Gebiet der Größenordnung von 10^5 km².

Parameter	„Bewaldet“	„Entwaldet“	„Kultiviert“
a^*	0,12	0,18	0,15
n^*	0,2	0,4	0,3
N^* (mm/a)	870	570	970
e^*	0,167	0,417	0,333
e^{**}	0,161	0,022	0,142
m^* (mm)	0	0	0
t^* (Monate)	4,0	2,4	3,0

Tab. 3. Wasserbilanzposten berechnet unter der Annahme gleichbleibender Beträge der "Forcing Functions", und zwar $N' = 720$ mm/a und $G = 132$ Kly/a (= 2200 mm/a Äquivalent) unter Verwendung von Gl. [7a] bis [7c] und der in Tab. 2 festgelegten Parametersätze. Alle Werte sind in mm/a mit Ausnahme der für Bodenfeuchtigkeit (m), die in mm angegeben sind.

Wasserbilanzposten	„Bewaldet“	„Entwaldet“	„Kultiviert“
F	1936	1804	1870
V'	120	300	240
A'	0	60	0
$N' = N - V' - A'$	600	360	480
$m \approx t^* \cdot N'$	200	72	120
V''	312	40	265
A''	288	320	215
$A = A' + A''$	288	380	215
$V = V' + V''$	432	340	505

Anmerkung zu Tab. 3: Zwecks Abkürzung der Berechnung wurde vereinfachend angenommen, daß die Jahresamplituden aller Variablen ($G, N, a^*, e^*, \dots, t^*$) klein sind im Vergleich zu den entsprechenden Jahresmittelwerten ($\bar{G}, \bar{N}, \bar{a}^*, \bar{e}^*, \dots, \bar{t}^*$).

Um die klimatische Auswirkung der Parametermodifikationen nach Tab. 2 klarstens herauszubringen, lassen wir zunächst einmal die Beträge der beiden "Forcing Functions" N und G konstant und setzen sie gleich den repräsentativen Mittelwerten etwa für Mitteleuropa. Die Werte der Bodenfeuchtigkeit, der Verdunstung und des Abflusses (siehe Tab. 3) sind das Resultat von Modellrechnungen und stellen gewissermaßen ein Experiment dar. Besonders auffällig ist die theoretische

Abnahme der Bodenfeuchtigkeit durch eine „Entwaldung“. Wie realistisch die Ergebnisse sind, kann am ehesten für den Abfluß mit Hilfe hydrologischer Beobachtungen geprüft werden.

Nach FLOHN (4) hat die Waldbedeckung Mitteleuropas während der letzten Jahrtausende von ursprünglich etwa 90 % auf weniger als 25 % abgenommen, was eine Reduzierung der Gebietsverdunstung um mehr als 20 % bewirkte. Dies entspricht der Abnahme der V -Werte von „bewaldet“ zu „unbewaldet“ in Tab. 3. Während des letzten Jahrhunderts findet man, ebenfalls nach FLOHN (4), in Mitteleuropa jedoch eine systematische Abnahme

des Abflusses um 15 bis 20 %, was bei annähernd gleichgebliebener Niederschlagsmenge eine entsprechende Zunahme der Gebietsverdunstung verlangt. Dies mag in der Tat die Folge einer „Kultivierung“ sein, wenn man darunter alle Begleitumstände eines höheren Lebensstandards einschließt, wie zunehmender Wasserverbrauch in Haushalten, Industrie und Landwirtschaft, und Bestrebungen zur Wasserkonservierung.

Tab. 3 enthält Jahresmittel, die unter vereinfachenden Annahmen berechnet wurden. Der volle Wert der klimatonomischen Transform kommt erst dann zur Geltung, wenn die durch Gl. [5a u. b] vorgeschriebenen Integrationen numerisch über lange Reihen von Monatswerten der „Forcing Functions“ durchgeführt werden, welche deren Veränderungen von Monat zu Monat und Jahr zu Jahr ausdrücken. Parameterbeträge müssen entweder unabhängig vorgegeben sein oder mittels Iterationen unter Berücksichtigung von Rückkoppelungen (beispielsweise Albedo a^* , oder Retentionszeit t^* , als empirische Funktionen von m) bestimmt werden. Beispiele sind in der Arbeit von LETTAU und BARADAS (6) zu finden.

Wie stark der Mittelwert \bar{m} davon abhängt, ob bei gleicher Jahressumme der Niederschlag vorwiegend als Winterregen oder Sommerregen fällt, läßt sich mit Hilfe von Gl. [7b] und Gl. [5b] demonstrieren. Zur Vereinfachung können wir annehmen, daß weder e^* noch t^* Jahresgänge aufweisen und daß in allen Monaten $N = N^*$ ist. Wenn wie vorher der Querstrich das Jahresmittel andeutet, so ergibt sich in guter Näherung, unter Beachtung der Identitäten $N = \bar{N} + (N - \bar{N})$ sowie $F = \bar{F} + (F - \bar{F})$,

$$\bar{m} \approx t^* \bar{N}' - t^* e^* (N - \bar{N}) \cdot (F - \bar{F}) / \bar{F}. \quad [9]$$

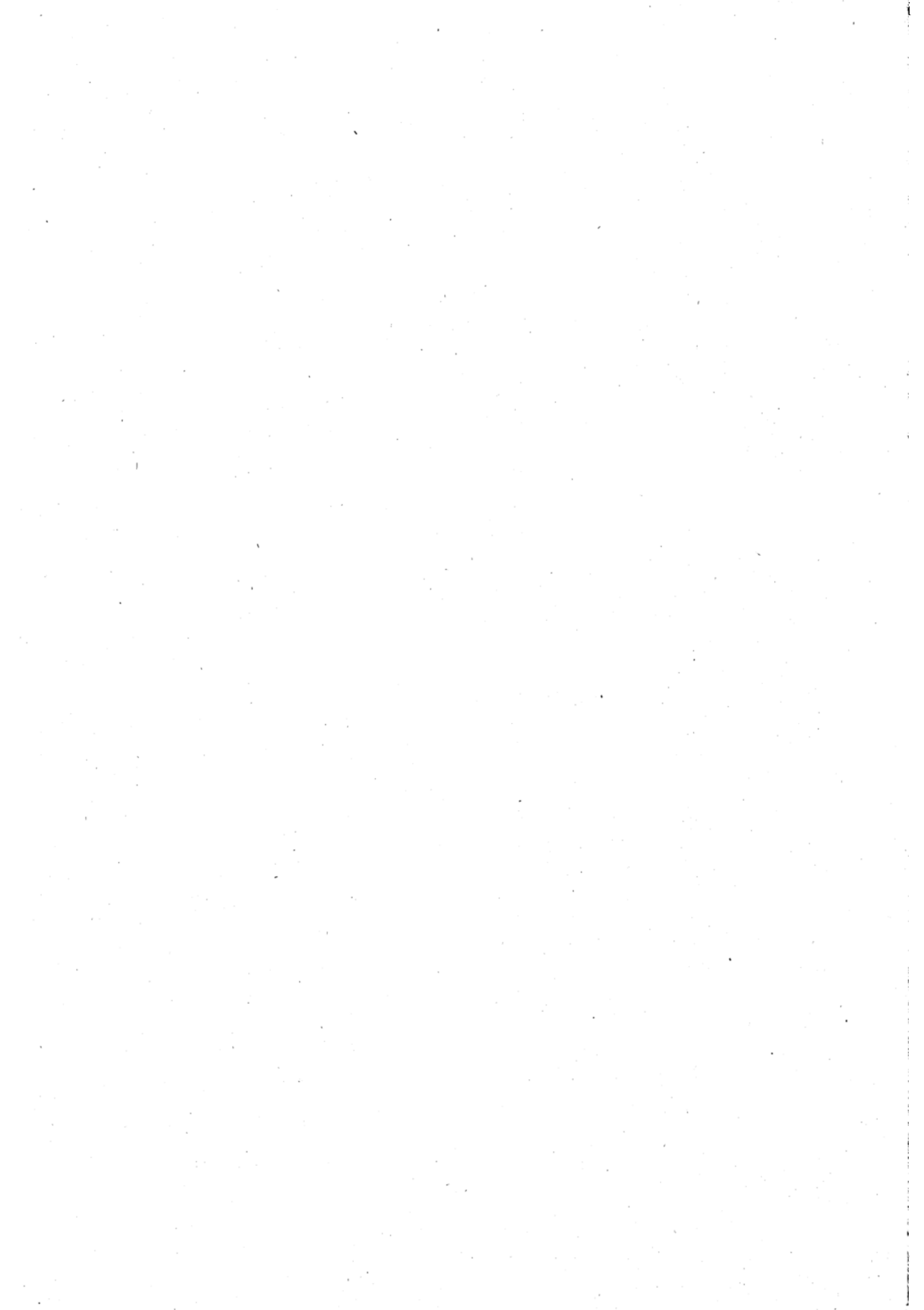
Der Mittelwert des Produktes im zweiten Glied muß positiv sein für Sommerregen und negativ für Winterregen, nach Maßgabe der Beträge der beiden Faktoren $N - \bar{N}$ und $F - \bar{F}$. Aus diesem Grunde wird \bar{m} entsprechend herabgesetzt oder erhöht, im Vergleich zu dem in Tab. 3 angenommenen Fall, daß N nicht wesentlich von \bar{N} abweicht. Entsprechende Schlußfolgerungen gelten auch für die Wirksamkeit zusätzlicher Bewässerung in Abhängigkeit von der Jahreszeit, d. h. nach Maßgabe des Faktors $F - \bar{F}$ in [9]. In Modellrechnungen wird nämlich die Auswirkung von Bewässerung auf das Bodenfeuchtigkeitsregime dadurch erhalten, daß ein entsprechender Zuschlag zu der „Forcing Function“ N in [5a] oder [5b] angesetzt wird.

Das nächste Problem ist die anthropogene Beeinflussung der Parameter, durch welche die effektive Einstrahlung und die Bodenwärme bestimmt werden. Da

die Energiebilanz Gl. [2] die latente Energie der Verdunstung als wichtigen Anteil enthält, ergeben sich unmittelbare Beziehungen zwischen Parametermodifikation der Wasserbilanz und denen der Bodenwärme.

Literatur

- (1) BUDYKO, M.: Atlas of the energy balance of the globe. Geophys. Com. Acad. Sci. USSR, Moskau 1963. 69 S.
- (2) BUTZER, K. W.: Climatic change in arid regions since the Pliocene, In: L. D. STAMP (Ed.), Arid Zone Research XVII; A history of land use in arid regions, S. 31–56. Paris: UNESCO 1961.
- (3) FLOHN, H.: Natürliche und anthropogene Klimamodifikation. Ann. Meteor. (N. F.) Nr. 6 (1973), S. 59–66.
- (4) FLOHN, H.: Der Wasserhaushalt der Erde, Schwankungen und Eingriffe. Naturwiss. 60 (1973), S. 340–348.
- (5) LAMB, H. H.: Climate: Present, past and future, Bd. 1; 613 S. London: Methuen & Co., 1972.
- (6) LETTAU, H. H.; BARADAS, M. W.: Evapotranspiration – Climatology II: Refinement of parameterization exemplified by application to the Mabcan River Watershed. Monthly Weather Rev. 101 (1973), S. 636–649.
- (7) LETTAU, H. H.; LETTAU, K.: Regional climatology of Tundra and boreal forests in Canada. Proc. Sympos. Climate of the Arctic, Fairbanks, Alaska, 1974.
- (8) MILLER, D.: The heat and water budget of the earth's surface. In: Adv. in Geophys. 11 (1965), New York.
- (9) SMIC-Report: Inadvertent climate modification. Report of the study of man's impact on climate (SMIC). Cambridge, Mass.: MIT-Press 1971.
- (10) STANHILL, G.: Evaporation, transpiration and evapotranspiration: A case for Ockham's Razor. In: Ecological Studies 4; Physical aspects of soil water and salts in ecosystems (Ed.: H. MADAS et al.). Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag 1973.
- (11) WALES-SMITH, B. G.: Evaporation in a London area from 1698–1970. Meteor. Mag. 102 (1973), S. 281–291.
- (12) WHYTE, R. O.: Evolution of land use in Southwestern Asia, In: L. D. STAMP (Ed.), Arid Zone Research XVII; A history of land use in arid regions, S. 57–118. Paris: UNESCO 1961.



GARP, Entwicklung eines internationalen Programmes

Zusammenfassung

Die Entstehung von GARP wird von der Idee bis zur Planung geschildert. Die Entstehung der Weltwetterwacht, des ICSU-Committee of Atmospheric Sciences und der Arbeitsgruppe 6 des Komitees für Weltraumforschung (COSPAR) werden beschrieben, sowie deren wissenschaftliche Pläne. Als Entwicklung in die Zukunft wird das Globale Experiment mit allen seinen Beobachtungs-Subsystemen geschildert.

Abstract

The origin of GARP is described from the idea to the planning. The formation of World Weather Watch, of ICSU - Committee of Atmospheric Sciences, and of COSPAR Working Group 6 are mentioned as well as their scientific plans. As development in future the Global Experiment is described with all of its observational sub-systems.

Als den Ursprung der Idee eines Globalen atmosphärischen Forschungsprogrammes muß man die technische Entwicklung auf verschiedenen Gebieten ansehen. Einesteils die Entwicklung der großen Computer, die es möglich machte, hochkomplizierte Rechenprozesse, auch solche mit nichtlinearen Differentialgleichungen, numerisch zu lösen; andernteils die Entwicklung der Satellitentechnik, durch die die Möglichkeit gegeben wurde, die ganze Welt umspannende Beobachtungen auszuführen, was wiederum ermöglichte, diese Beobachtungen in die Rechenmodelle einzuspeisen und dadurch aus den globalen Beobachtungen auch globale Berechnungen abzuleiten. Beide Möglichkeiten zusammengenommen zeigten, daß die Aussichten, die numerische Wettervorhersage weiter voranzutreiben und auf die Behandlung der allgemeinen Zirkulation auszudehnen, gut und erfolgversprechend waren, ja daß man hoffen konnte, diese auszudehnen auf eine Betrachtung der Schwankungen der Allgemeinen Zirkulation, auf eine Behandlung der Klimaschwankungen und auf ein verbessertes Verständnis der Mechanismen, die das Klima überhaupt zustandebringen.

Die Atmosphäre ist ein äußerst komplexes Gebilde mit vielen Freiheitsgraden. Man stelle sich die Situation vor etwa 25 Jahren vor. Man kannte für die Entstehung von Bewegungen eigentlich nur das sog. HANNsche Schema, das er für das Zustandekommen der Land- und Seewindzirkulation entwickelt hatte. Es zeigte, wie durch die Erwärmung oder Abkühlung eines Gebietes die Druckflächen in der Höhe gewölbt werden und daraus sich auch Druckunterschiede am Boden entwickeln, die zu Bewegungen, zu Zirkulationen führen. Es hatte nicht an Versuchen gefehlt, dieses Schema zu erweitern, so daß es auf Advektionsvorgänge jeder Art angewandt werden konnte, man denke an SUTCLIFFES erste Überlegungen oder an STÜVES Vorstellungen von der Zirkulationsleistung, die auf Wetterlagen jeder Art anwendbar waren. Der Durchbruch kam mit den Überlegungen und Rechnungen von JOHN VON NEUMANN, CHARNEY und SMAGORINSKY, die nicht irgend ein Modell, sondern die

Bewegungsgleichungen für zahlreiche Punkte direkt ansetzten und aus dem derzeitigen Zustand die Entwicklung ausrechneten. Es wurden aus den prognostischen Gleichungen, die ein Zeitdifferential enthielten, diese zeitlichen Änderungen bestimmt, wobei nur der augenblickliche Zustand der Parameter der Atmosphäre in die Bestimmungen einging. Ziel dieser Untersuchungen war die Wettervorhersage, also zunächst noch ein Problem von begrenzter räumlicher und zeitlicher Erstreckung. Man konnte hoffen, auf diesem Wege einmal fortschreiten zu können und Vorhersagen von größerer räumlicher Ausdehnung und längerer Zeitdauer zu wagen. Trotzdem war es für viele eine Überraschung, als es NORMAN PHILIPPS 1956 gelang, auf dieser Basis, also durch Ansetzen der Bewegungsgleichungen für eine große Zahl von Punkten auf einer Halbkugel, zusammen mit gewissen noch recht einfachen Ansätzen über die Erwärmung und Abkühlung der Atmosphäre die Entstehung der Allgemeinen Zirkulation auszudrücken. Aus einem Satz von Gleichungen, angesetzt für einige 100 Punkte, konnte er ableiten, wie sich ein Drucksystem entwickelte, das die Entstehung einer Hochdruckbrücke in etwa 30° Breite und einer Ostströmung äquatorwärts davon, die Passate, und einer Westdrift polwärts davon mit eingelagerten wandernden Hoch- und Tiefdrucksystemen zeigte. Dieses Ergebnis wurde ohne Zweifel von vielen als sensationell empfunden, denn es legte dar, daß es nur die bekannten Bewegungsgleichungen waren, die, in ihrem Zusammenwirken mit den gleichen Beziehungen an den Nachbarpunkten, die Entstehung der Drucksysteme der Allgemeinen Zirkulation bewirkte. Die Transporte von Rotationsmoment über die Breitenkreise hinweg, die man für die Entstehung der Subtropenhochs als unerlässlich empfunden hatte, die Transporte von potentieller Temperatur u. dergl. waren zweifellos in den Beziehungen noch enthalten, an denen und häufig aufgestellten Helmholtzschen Bedingungen war sicher nichts geändert, aber diese waren in den einfachen Gleichungen verborgen. Ob das neue System durchsichtiger geworden war, kann man bezweifeln, weil es die Verwendung komplexer Größen

ersetzte durch die maschenweise Verkoppelung der lokalen Gleichungen, deren Mechanismus sich dem ungeübten Blick entzog.

Hier war ein theoretisches Modell zugrunde gelegt, das von einer breitenkreisparallelen Verteilung der Zustandsgrößen ausging. Man mußte hoffen, daß bei der Einspeisung wirklicher Daten der globalen Verteilung, auch der Berücksichtigung der Land- und Meererteilung, zwar notwendigerweise gewisse Meßfehler hineinkommen würden, aber doch die Wirklichkeit korrekter nachgeahmt werden würde als durch ein so primitives Modell. Die Erwartungen, die sich daher auf ein globales Beobachtungssystem stützten, waren sehr groß, der Ruf nach solchen Beobachtungen unüberhörbar. Solche Erwartungen konnten von Satelliten, die die Erde umkreisten, gestillt werden, auch wenn diese zunächst nur Wolkenbilder lieferten, die für die numerische Vorhersage noch unverwertbar waren. Daneben gab es jedoch auch direkte Messungen aus der Atmosphäre, die es nur auszubauen galt. Die Kombination von einem vervollkommenen Beobachtungsnetz mit dem Einsatz der theoretischen Rechnungen mittels großer Computer mußte die Lösung des Vorhersageproblems bringen.

So etwa mögen, stark vereinfacht, die Überlegungen gewesen sein, die den wissenschaftlichen Hintergrund abgaben. Für die Inangasetzung des gewaltigen Apparates an Beobachtungen und Berechnungen, zusammen mit noch notwendigen wissenschaftlichen Entwicklungen, mußte die höchste Autorität eingesetzt werden, die überhaupt bestand, sei sie organisatorisch oder politisch, oder beides. Diese in Bewegung zu setzen bedurfte es der Initiative eines Mannes, den wir ruhig im besten Sinne des Wortes als Drahtzieher hinter den Kulissen bezeichnen dürfen.

Jedoch „Des Königs Namen meldet kein Lied, kein Heldenbuch“^{*)}, auch nicht die Protokolle der Vereinten Nationen oder ihrer Unterorganisationen. Ich glaube, es war HARRY WEXLER. Im August 1961 faßte der Ökonomische und Sozialrat der Vereinten Nationen (ECOSOC) den Beschluß, die Staaten aufzufordern, Meteorologische Stationen einzurichten, wo ernsthafte Lücken im Weltnetz bestünden. Einen Monat später, im September 1961, schlug Präsident KENNEDY der Generalversammlung der Vereinten Nationen ein Vierpunkteprogramm vor für die friedliche Nutzung des Weltraumes. Einer dieser Punkte betraf die Verbesserung des meteorologischen Dienstes durch die Datensammlung von Satelliten. Im Dezember des gleichen Jahres 1961 faßte die Generalversammlung der Vereinten Nationen die Resolution 1721, in der die Mitgliedstaaten und die WMO aufgefordert wurden, Maßnahmen zur Förderung der atmosphärischen Wissenschaften und Technologien zu erörtern, um die bestehenden Möglichkeiten der Wettervorhersage zu verbessern, die physikalischen Grundprozesse des Klimas und die großräumige Wetterbeeinflussung zu studieren. Auch wurde die WMO aufgefordert, in dieser Hinsicht mit UNESCO und ICSU zusammenzuarbeiten. Im Vordergrund des Interesses stand damals die Frage, ob durch die Abgase der Raketen die hohe Atmosphäre und der Weltraum so verschmutzt würden, daß sich eine Zerstörung des Ozons mit allen Folgerungen für Gesundheit und Biologie des Menschen ergäbe.

WMO war straff genug organisiert sofort zu reagieren, setzte ein Zweierkomitee, bestehend aus HARRY WEXLER und BUGAEV, ein, die den Plan eines verstärkten Beobachtungsdienstes entwickelten, die Welt-Wetterwacht. Der Plan wurde auf der nächsten Sitzung der Vereinten Nationen sehr begrüßt und die Resolution 1802 gefaßt, in der die Mitgliedstaaten außerdem aufgefordert wurden, nicht nur ihre Vorhersagedienste zu verstärken, sondern auch mit den wissenschaftlichen Gemeinschaf-

ten zusammenzuarbeiten, um die Forschung in den atmosphärischen Wissenschaften auszudehnen. Speziell UNESCO und ICSU wurden erneut apostrophiert, in der Forschung mitzuwirken. WMO gab auf dem 4. Congreß ihren ersten Bericht über den Fortschritt der Atmosphärischen Wissenschaften und ihre Anwendung im Lichte der Entwicklungen im Außenraum heraus. Außerdem gründete sie einen Beirat (Advisory Committee) aus wissenschaftlichen Fachleuten in Atmosphärenforschung, dessen Auftrag es war, die WMO allgemein in wissenschaftlichen Fragen zu beraten, speziell im Hinblick auf die neuen Daten, die man von der Weltwetterwacht erwartete. Die wesentlichen Elemente der Weltwetterwacht bestehen in 1. den Beobachtungsnetzen und ihren Beobachtungsmöglichkeiten, genannt das Globale Beobachtungs-System, 2. den Meteorologischen Zentren und ihren Einrichtungen für die Behandlung der Beobachtungsdaten, Speicherung und Zugriff, genannt das Globale Datenbehandlungssystem, 3. die Fernnachrichteneinrichtungen für den schnellen Austausch der Beobachtungen selbst und der behandelten Daten, genannt das Globale Fernmelde-System, 4. das Forschungsprogramm, 5. das Programm für Erziehung und Übung.

Die Reaktion des ICSU war wesentlich langsamer. Zunächst ist er weniger straff organisiert und weniger schlagkräftig. Dann sind zu viele verschiedenartige Unionen beteiligt, während bei der WMO nur Wetterdienste mitarbeiten, die die gleichen Interessen haben. Im wesentlichen war natürlich die Meteorologische Assoziation interessiert, jedoch stand sie zu tief unten in der Rangfolge. Besser wäre die IUGG gewesen, jedoch noch besser, weil noch höher angesiedelt, der ICSU. In diesem waren jedoch nicht nur die hauptbetroffenen Meteorologen vertreten, sondern durch die Formulierung der UN-Resolution 1721 fühlten sich auch Chemiker, Physiker und Biologen angesprochen und wollten beteiligt werden, weil aus einem Auftrag der UN Geld zu erhoffen war. So entstand auf der Versammlung der IUGG 1963 in Berkeley ein ziemliches Gerangel um die Mitgliedschaft in der neu zu gründenden Kommission und jeder erklärte sein alther überkommenes Interesse an der Meteorologie. Die Internationalen Unionen für reine und angewandte Chemie, für Physik, für Mathematik, die URSI, die Unionen für Biologische Wissenschaften, für Physiologische Wissenschaften, für Biochemie wollten beteiligt werden, obwohl Einsichtigere nicht verstehen konnten, wieso all diese plötzlich großes Interesse für numerische Wettervorhersage hatten. Sie entsandten jedoch ihre Vertreter in das neu gegründete IUGG Komitee für Atmosphärische Wissenschaften (IUGG-CAS).

Es mag den einen oder anderen frappieren, daß dieses Komitee den gleichen Namen trug wie die heutige Commission für Atmosphärische Wissenschaften der WMO, die sich aus der Commission für Aerologie entwickelt bzw. umgetauft hat. Der Name war frei geworden als das IUGG- oder ICSU-CAS im Joint GARP Organizing Committee aufging. Das IUGG-Committee for atmospheric Sciences konstituierte sich auf seiner ersten Tagung in Genf im Februar 1965, wo gleichzeitig und z. T. gemeinsam mit ihm der Wissenschaftliche Beirat der WMO tagte.

Diesem Komitee waren bereits ähnliche Bemühungen auf nicht-internationaler Grundlage vorausgegangen. So hatte beispielsweise die Nationale Akademie der Wissenschaften der USA eine Arbeitsgruppe unter dem Vorsitz von Charney gegründet, die 1963 eine Veröffentlichung herausbrachte mit dem Titel „Über die Durchführbarkeit eines globalen Beobachtungs- und Analysenexperimentes“, in der vor allem Constant level balloons, geortet und abgefragt von Satelliten, vorgeschlagen wurden. Das neue Komitee widmete seine Aufmerksamkeit vorwiegend der globalen allgemeinen Zirkulation in

^{*)} L. UHLAND, Des Sängers Fluch.

Troposphäre und Stratosphäre (unterhalb 30 km), die bereits früher als „eines der wichtigsten und schwierigsten wissenschaftlichen Probleme der Meteorologie“ bezeichnet worden war.

Es wurde gezeigt, daß die Atmosphäre zwar gegen kleinere Störungen instabil ist, aber doch ein physikalisches System von ausreichender Bestimmtheit darstellt, um Vorhersagen von 2 oder 3 Wochen zu rechtfertigen. Um dieses Ziel zu erreichen, braucht man weltweite Beobachtungen der Anfangs- und Grenzbedingungen und der inneren Energieumwandlungen, sowie verbesserte dynamische Modelle und schnellere Rechenmaschinen. All diese theoretischen und technischen Voraussetzungen schienen für die nächsten Jahre im Bereich des Möglichen zu liegen. Der Ausbau von Vorhersagen über 2 bis 3 Wochen würde Einblick in die physikalischen Grundlagen des Klimas gewähren und würde einen wesentlichen Schritt für die wissenschaftlichen Möglichkeiten und praktischen Begrenzungen der Vorhersage von großräumigen Klimaveränderungen bilden. Hierfür wurden Rechenmaschinen vorgeschlagen mit 2- bis 3-mal größeren Rechengeschwindigkeiten als die bisherigen und vor allem ein Ausbau des bestehenden meteorologischen Beobachtungsnetzes, wobei die technologischen Entwicklungen eine Vermehrung der konventionellen Beobachtungen durch inkonventionelle Methoden ermöglichen würden. Solche sind: Die Möglichkeit, die Temperatur der gesamten Atmosphäre und des Erdbodens direkt vom Satelliten aus im infraroten und Mikrowellenbereich zu messen; die gesamte Atmosphäre indirekt vom Satelliten aus zu vermessen, wobei der Satellit die automatische Übertragungsstation für Instrumentensysteme bildet, die von Druckballons getragen werden oder sich an weit abgelegenen Landstationen oder auf Meeresbojen befinden. Auch bemannte Satelliten und Mondobservatorien wurden bereits vorgeschlagen. Auf die Notwendigkeit, die turbulenten Flüsse von Bewegungsgröße, von Wärme und Masse zwischen Atmosphäre und Land oder Wasser abzuleiten und sie in geeigneter Form in die dynamischen Modelle einzusetzen, wurde verwiesen. Es wurde weiter vorgeschlagen, regionale Beobachtungsprogramme vorwiegend für tropisches Gebiet durchzuführen, um theoretische Studien, die sich mit der richtigen Darstellung der Turbulenzströme befassen, zu fördern, sowie ein volles Beobachtungsprogramm für begrenzte Zeit über mindestens einer Hemisphäre laufen zu lassen. So waren bei der ersten Sitzung dieses Vorläufers von GARP bereits sehr viele Ansätze in wissenschaftlicher und organisatorischer Hinsicht vorhanden, die heute immer noch in Vorbereitung sind. Das ist auf jeden Fall erstaunlich.

Auf der 2. Sitzung dieses IUGG-CAS wurde der Name GARP geprägt. Bis dahin hatte auch ein Mann wie Charney nur von einem Globalen Beobachtungs-System gesprochen. Aber auf der Sitzung Ende April 1966 wurden eine Reihe von Wort-Definitionen geprägt: Die Welt-Wetterwacht als ein Beobachtungssystem mit vielerlei Aspekten. Das Globale Atmosphärische Forschungs-Programm wurde empfohlen für ein rein forschungs-orientiertes meteorologisches und analytisches Programm mit dem Ziel eines umfassend verbesserten Verständnisses der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre — ein Ziel, das es sich mit der WWW teilt. Es wird erwartet, daß dieses globale atmosphärische Beobachtungs- und Forschungsprogramm sich über eine Periode von begrenzter Dauer erstreckt, aber ausgedehnt oder wiederholt werden kann, je nachdem wie es durch die Forschung gefordert wird. Der Name Globales Meteorologisches Experiment wurde absichtlich und bewußt vermieden, um Verwechslungen mit anderen Unternehmungen zu vermeiden.

Man freute sich, mit GARP ein Wort gefunden zu haben, das in keiner Sprache der Welt eine Bedeutung

hatte, wie etwa GATE. Jedoch wurde mir viele Jahre später bekannt, daß Garp oder Garb in Arabisch soviel bedeutet wie West. Damit GARP erfolgreich vollendet werden kann, wird es der vorherigen Durchführung verschiedener Sub-Programme bedürfen. Beispiele sind ein Tropisches Meteorologisches Projekt, ein Erde-Atmosphäre-Interaction-Projekt, ein Strahlungs-Erforschungs-Projekt. Der Name Projekt wurde empfohlen, um Verwechslungen mit GARP selbst zu vermeiden. Nur das Tropische Projekt ist unter dem Namen GATE erhalten geblieben, während die beiden anderen zum guten Teil hierin bereits einbegriffen sind. Sie sind nicht abtrennbar und man kann ohne sie auch nicht auskommen.

Auch COSPAR, ein Komitee von ICSU, war gebeten worden, den technischen Erfordernissen eines globalen Beobachtungssystems Aufmerksamkeit zu widmen, und antwortete durch die Gründung der Arbeitsgruppe 6 auf der COSPAR-Tagung 1965 in Mar del Plata, die zum ersten Male 1966 in Wien zusammentrat. Zum Teil gemeinsam mit dieser COSPAR-Arbeitsgruppe 6 hielt das ICSU-Komitee of atm. Sci. seine dritte Sitzung in den ersten Märztagen 1967 ab. Auf dieser wurde die Abhaltung einer GARP-Studienkonferenz noch im gleichen Jahre 1967 beschlossen. Diese Konferenz sollte Fachleute von verschiedenen Gebieten zusammenbringen, vor allem für Grenzschichtströme, für gegenseitige Luft-See-Einwirkungen, Konvektionsprozesse, mesoskalige Probleme, atmosphärische Strahlung und großräumige Dynamik der Atmosphäre. Diese Konferenz fand vom 28. Juni bis 11. Juli 1967 in Skepparholmen bei Stockholm statt, war von 53 Wissenschaftlern besucht und war ein voller Erfolg in der Formulierung der Probleme und Programme für GARP. Das Ergebnis war ein Buch, das weite Verbreitung gefunden hat. Ich will hier nicht auf seine Einzelheiten eingehen.

Anschließend an die Studienkonferenz hielt das CAS eine 4. Sitzung ab, auf der Entwürfe für Beschlüsse niedergeschrieben wurden, die später die Anerkennung von WMO und ICSU fanden. Darin wurde das Joint Organizing Committee (J. O. C.) als ein Komitee der WMO und des ICSU etabliert sowie ein Vereinter Planungsstab (J. P. S.) für das JOC. Für die weitere Tätigkeit wurde in Anlehnung an den GARP-Bericht ein Programm erstellt aber auch bereits Sub-Programme. Das tropische Experiment wurde ganz unter dem Gesichtspunkt der klein-räumigen und -zeitlichen Skala gesehen, für das nur ein begrenztes Gebiet für kurze Zeit untersucht zu werden brauchte. Wir werden noch in den Vorträgen des heutigen Tages sehen, was sich daraus entwickelt hat, nachdem man in Satellitenbildern die Vielgestaltigkeit der tropischen Wolkensysteme erkannt hatte. Während der 70er Jahre sollten wenigstens 2 organisierte Anstrengungen gemacht werden, den großskaligen Zustand und Bewegungen der gesamten Atmosphäre für eine begrenzte Zeitspanne zu messen. Die erste soll die Probleme der tropischen Meteorologie umfassen, aber durch ein möglichst breites globales Netz ergänzt werden. Für ein paar Jahre danach wurde ein mehr globales Experiment ins Auge gefaßt, das heute unter dem Namen FGGE (First Garp Global Experiment) bekannt ist. Numerische Simulationsexperimente werden erforderlich unter voller Einbeziehung der parametrisierten kleinskaligen Prozesse. Auch wenn jetzt noch manche Detailkenntnisse fehlen, so besitzen wir doch bereits genügend Erfahrungen in der numerischen Simulation, daß wir sagen können: Instrumentelle und Satelliten-Technologie rechtfertigen voll ein globales Experiment.

Im zweiten Teil meines Vortrages will ich von diesem globalen Experiment sprechen, denn wir müssen die historische Entwicklung auch in die Zukunft verfolgen. Es erscheint mir bemerkenswert, daß dieses bis zum Jahre 1973 unter dem Namen „Erstes globales GARP-Experiment“ lief, weil man erwartete, daß es auch ein

zweites oder mehrere Nachfolger dieser Art geben würde. In der letzten Publikation ist überall das Wort First herausgestrichen (mit Ausnahme im Titel). Ob das heißt, daß man überhaupt nicht mehr erwartet, daß ein zweites folgen wird, oder daß es sofort in Routine übergehen wird, weiß ich nicht. - Nach den Plänen soll das Globale Experiment 1977 beginnen. Es soll ein tieferes Verständnis der großräumigen Bewegungen der Atmosphäre bringen und dadurch die Gültigkeitsdauer für brauchbare Vorhersagen verlängern. Mit fortschreitender Verbesserung der numerischen Simulation wurde es immer klarer, daß vor allem Beobachtungsdaten fehlen und beschafft werden müssen, um die Lücke zwischen Beobachtungen und theoretischen Studien zu schließen. Dieses Ziel scheint heute in greifbare Nähe gerückt. Das JOC versucht, ein Gleichgewicht zwischen den 3 Faktoren herbeizuführen, nämlich der wissenschaftlichen Zielsetzung, der technologischen Durchführbarkeit und der Verfügbarkeit der Quellen. Das Gleichgewicht zwischen den beiden ersten kann jetzt vorhergesehen werden. Das dritte, die Verfügbarkeit der Daten, ist auch ein Programmpunkt der WWW unter dem Namen des Fernmeldesystems.

Genau genommen ist GARP ein Programm, das diejenigen Prozesse in der Troposphäre und der Stratosphäre studieren soll, die wesentlich sind für ein Verständnis des vorübergehenden Verhaltens der Atmosphäre, wie es sich in den großräumigen Schwankungen zeigt, die wiederum die Veränderungen des Wetters kontrollieren, und in den Faktoren, die die statistischen Eigenschaften der allgemeinen Zirkulation bestimmen und zu einem besseren Verständnis der physikalischen Grundlagen des Klimas führen. Eine Serie von Beobachtungs- und Forschungsprogrammen ist festgelegt worden, die unsere Kenntnis und Verständnis des Verhaltens der gesamten Atmosphäre oder von Teilen von ihr verbessern sollen. Hierzu gehören

1. das numerische Experimentierungsprogramm. Es wird als der Kern aller wissenschaftlichen Planung betrachtet. Es schließt 4 Problemgebiete in sich ein: a) das Datenproblem, wobei die Satellitentechnik durch die Notwendigkeit einer vierdimensionalen Datenanpassung eine wichtige Rolle spielt. Diese Daten nämlich sind keineswegs synoptisch, also zu gleichen Zeitpunkten, gewonnen und müssen deshalb in Raum und Zeit eingepaßt werden. b) Physikalische Prozesse. Dieses zielt darauf, innere dynamische Wirkungen und die der unteren Grenzfläche, sowie Energieerzeugung und Dissipation zu verstehen. Bekanntes Stichwort ist die Entwicklung von Parametrisierungstechniken zum Einbau der physikalischen Prozesse in die numerischen Modelle. c) Berechnungsbetrachtungen: dies betrifft Auflösungsanforderungen, Berechnungsschemata wie die der endlichen Differenzen, spektraler Methoden oder auch passender Gitter-Netzsysteme für die Erdkugel. d) Vorhersage und Simulation: Hier werden alle Anwendungen des Modells behandelt, einschließlich Wettervorhersage, Verifikation, Vorhersagbarkeit, Klima und allgemeine Zirkulationssimulation usw.

2. Das globale Subprogramm, das auch die Fragen kleinerer Räume einschließt, also mesoscale, microscale, Strahlungsprozesse als Energiequellen und -senken für die großräumigen Phänomene. Das globale Experiment ist der Hauptbeobachtungsteil dieses Subprogrammes.

3. Das tropische Subprogramm, dessen Gegenstand die Konvektionsprozesse in Skalen von 10 bis 100 km und ihre Einwirkungen auf die großräumigen Bewegungen sind. GATE ist das Hauptbeobachtungsprogramm hierfür.

4. Das Subprogramm für gegenseitige Einwirkungen von Luft und Unterlage mit Einschluß der

Grenzschicht und Luftmassenumwandlungsstudien. Hierher gehören eine ganze Anzahl von groß angelegten Experimenten.

A. Das Luftmassenumwandlungsexperiment AMTEX (Air Mass Transformation Experiment), das von Japan vorgeschlagen worden ist. Es wird stattfinden im Gebiet der südwestlichen Inseln von Japan in den Wintern 1974 und 1975. Es ist bekannt, daß die großen Ausbrüche extrem kalter sibirischer Luft über das warme Meer zu sehr heftigen Umwandlungen führen, wobei die Erwärmung und die Übertragung von Bewegungsgröße vom Meer an die Luft die wichtigsten Vorgänge sind, die man in den Begriff einer Luftmassenumwandlung zusammenfassen kann.

B. Das Polarexperiment POLEX, das von der Sowjetunion vorgeschlagen ist und vor allem den Energieaustausch zwischen gemäßigten Breiten und Polarregionen bestimmen soll. Es soll mehrere Jahre dauern und in das Globale Experiment einmünden. Es soll die Daten liefern für die Parametrisierung der klein- und mittelräumigen Prozesse in eisbedeckten Gebieten.

C. Das Monsunexperiment MONEX, vorgeschlagen von Indien. Es soll die Modellmöglichkeiten prüfen, den Einsatz des Südwestmonsuns über Asien zu simulieren. Es soll in den Monaten Mai und Juni gleichzeitig mit dem Einsatz des Monsuns stattfinden und einige mesoscale und air-sea-interaction-Probleme lösen helfen.

5. Das Strahlungs subprogramm schließt theoretische und experimentelle Forschungen ein und ist wichtig für die Parametrisierung in den dynamischen Modellen. Es wird auch bereits für GATE und für das Globale Experiment eingesetzt. Das Complete Atmospheric Energy Experiment (CAENEX) ist ein Vorläufer, der von der Sowjetunion ausgerüstet wird und nicht nur Energieproduktion vom Boden her, sondern auch Übertragungen und Wärme Flüsse und deren Divergenzen in der Atmosphäre untersucht.

Es ist bekannt, daß die kleinskaligen Bewegungen viel schneller unvorhersagbar werden als die größeren. Nach LORENZ scheinen die unvorhersagbaren, wachsenden Störungen von großer Skala durch die nichtlinearen Einwirkungen der kleinskaligen Bewegungen geschaffen worden zu sein. Man kann daher sagen, daß die Unvorhersagbarkeit langsam das ganze atmosphärische Bewegungsspektrum von den kleineren zu den größeren Skalen durchläuft. Dann existieren aber auch beträchtliche Lücken in unserem Verständnis der Bewegungen von planetarer Skala. Die Dynamik der ultralangen Wellen und das Blockierungsphänomen sind noch weit von einem vollen Verständnis entfernt und die gegenwärtigen Modelle können deren Entwicklung nicht recht beschreiben. Die größten Fehler der Wettervorhersagen sind zu einem beträchtlichen Grad durch unvollkommene Behandlungsweisen der allerniedrigsten Wellenzahlen verursacht. In dieser Feststellung liegt einer der Kernpunkte für die Notwendigkeit eines Unternehmens wie GARP. Das meteorologische Beobachtungsnetz auf der Nordhalbkugel dürfte ungefähr ausreichend dafür sein, das Verhalten dieser Wellen zu studieren, aber das Netz auf der Südhalbkugel ist vollkommen ungenügend. Die sehr langen Wellen sind zweifelsohne durch die Verteilung von Festländern und Ozeanen beeinflusst und diese sind auf den beiden Hemisphären ganz verschieden. Man könnte sicher Fortschritte durch vergleichende Studien zwischen den beiden Halbkugeln machen, wo die erzwingenden Funktionen so verschieden sind. Aber das Fehlen genügend dichter Beobachtungen auf der Südhalbkugel ist dafür hinderlich.

Es ist auch ein besseres Verständnis der klein- und mittelskaligen Phänomene und ihrer Rückkoppelungseffekte auf die großräumigen Strömungen erforderlich.

Man muß die Einwirkungen der verschiedenen Bewegungsskalen aufeinander und miteinander beobachten und analysieren und dadurch die Phänomene der subgrid-Skalen herausfinden, die einen großen Einfluß auf die großen Skalen haben. Man muß sich auch mit den Prozessen beschäftigen, die für die Simulation der langfristigen Veränderungen verantwortlich sind. Als Beispiel hierfür kann man die Einwirkung der oberen Schichten der Ozeane oder des Polareises auf die Atmosphäre nennen oder auch die verschiedenen Faktoren, die eine Veränderung der Strahlungsbilanz hervorrufen.

Die erforderlichen Beobachtungen sind nach Maschenetz und Genauigkeit zuerst versuchsweise von der Stockholmer GARP-Konferenz festgelegt worden, können aber auch heute noch Gültigkeit beanspruchen. In mittleren und hohen Breiten sollte vor allem die Temperatur bekannt sein in einem Netz von 500 km Maschenweite und mit einer vertikalen Auflösung von 4 Niveaus in der Troposphäre und 3 Niveaus in der Stratosphäre. Genauigkeit $\pm 1^\circ$. Der Wind rangiert erst an zweiter Stelle, weil er durch Verträglichkeitsbedingungen mit dem Temperaturfeld gekoppelt ist. Aber einige ergänzende Beobachtungen des Windes sind doch erforderlich, weil wichtige nicht-geostrophische Komponenten in niedrigen Höhen und in der Tropopausengegend existieren können. Für die relative Feuchte ist nur eine Genauigkeit von $\pm 30\%$ erforderlich, für die Meeresoberflächentemperatur von $\pm 1^\circ$ bei 500 km Maschenweite. Der Luftdruck soll in einem Referenzniveau (am Boden oder in der Höhe) mit einer Genauigkeit von $\pm 0.3\%$ bekannt sein, das sind im Meeresniveau ± 3 mb. Anders sehen die Bedingungen in den Tropen aus. Hier rangiert der Wind an erster Stelle, weil das Temperaturfeld mit einer sehr viel höheren Genauigkeit bekannt sein müßte als erzielbar. Für den Wind müßte hier die Anforderung einer Auflösung wie für die Temperatur in höheren Breiten, also 500 km Maschenweite, Genauigkeit ± 2 m/sec für 4 Niveaus in der Troposphäre und 3 Niveaus in der Stratosphäre aufgestellt werden. Eine volle vertikale Auflösung ist nahe dem Äquator besonders wichtig. An zweiter Stelle erst folgt die Temperatur und dann Feuchtigkeit und Oberflächentemperatur. Die Feuchtigkeit kann durch die berechneten Vertikalbewegungen im allgemeinen mit hinreichender Genauigkeit festgelegt werden wie Manabe gezeigt hat. Alle Beobachtungen sollten zweimal täglich durchgeführt werden, wenn irgend möglich. Wolkenbedeckung, Schnee- und Eisdicke, Niederschlagsgebiete, Abschätzung der Bodenfeuchtigkeit besonders in den Tropen und an ihren Rändern gegen die Subtropen hin, reflektierte und gestreute Sonnenstrahlung, Albedo und Strahlungsbilanz für das ganze System Erde + Atmosphäre, aber örtlich aufgeteilt, nicht für die gesamte Erdkugel, sind weitere erwünschte Beobachtungen.

Die Mittel, mit denen man diese Messungen erzielen will, sind die folgenden. An erster Stelle die Messungen im System der WWW: Radiosonden und Radiopiloten von den aerologischen Stationen, wobei die Windgeschwindigkeit auf ± 1 m/s, die Richtungen auf ± 5 bis 10° genau sein sollten. Die üblichen Bodenbeobachtungen, die in abgelegenen Orten und auf unbewohnten Inseln durch automatische Stationen ergänzt werden sollen. Messungen mit *Liniensflugzeugen*, die mit Dopplerradar oder anderen Navigationssystemen ausgerüstet sein sollen, um die Windgeschwindigkeit mit ± 3 m/s, die Richtung mit $\pm 15^\circ$ anzugeben. Weiter Messungen von *Handelsschiffen*, von denen zur Zeit etwa 40 mit Radiosonden ausgerüstet sind, und 14 darunter auch mit Windbeobachtungen.

Satelliten auf polarer Kreisbahn, die durch Messungen in der CO_2 -Bande das vertikale Temperaturprofil bestimmen. Diese Messungen sind natürlich unsicher oder unmöglich, wo dichte Wolken die Erdoberfläche verhül-

len, aber die Fortschritte in der Auswertung sind bereits beträchtlich und werden vielleicht in wenigen Jahren noch besser sein. Man benötigt dafür die Bodentemperatur, die für die Weltmeere, besonders für die von den heute üblichen Schifffahrtslinien abweichenden Kurse, aus den alten Schifffstagebüchern der Deutschen Seewarte ausgezogen werden. Entsprechende Messungen sind in der O_2 -Absorptionsbande im Mikrowellenbereich möglich und für die nächste Zukunft geplant. Die Genauigkeit wird mit $1-2^\circ$ absolut angegeben oder mit 0.6° für vertikale Differenzen der Temperatur. Auch die horizontalen Temperaturunterschiede sind in der Größenordnung $1/4^\circ$ je 100 km Genauigkeit zu erwarten. Die horizontale Auflösung wird vor allem durch Messungen unter verschiedenen Nadirwinkeln von Satelliten aus gewährleistet. Die Möglichkeit der Horizontalauflösung ist stark durch das Vorhandensein von Bewölkung beeinflusst; trotzdem besagt eine klimatologische Abschätzung, daß aus einem Bereich von 500×500 km wahrscheinlich 90% der Meßzeit für Messungen verwendet werden kann. Das vertikale Feuchtigkeitsprofil kann durch Messungen in der Wasserdampfbande bei $6.7 \mu\text{m}$ bestimmt werden. Wolkenbilder werden durch Aufnahmen mit Vidicon-Kameras im Sichtbaren oder durch scanning radiometers im Bereich des Sichtbaren und des Infraroten bei $11 \mu\text{m}$ erzielt; mit diesen Instrumenten kann man die Bewölkung bei Tage und bei Nacht kontrollieren. Für die kommenden Jahre ist ein 4-Kanal-Radiometer geplant mit Messungen im Sichtbaren, im nahen Infrarot ($0.8 \mu\text{m}$), im Fenster bei $11 \mu\text{m}$ und im Wasserdampfkanal bei $6.7 \mu\text{m}$. Die Daten der Bilder werden im Satelliten gespeichert und mit einer etwas verminderten Horizontalauflösung weitergegeben. Ähnliche Messungen gelten der Oberflächentemperatur des Erdbodens, der Wolkengipfel-Temperatur, der Bestimmung von Schnee- und Eisdicken. Dies wären Messungen, die man von Satelliten auf Kreisbahnen erwartet.

Geostationäre Satelliten, die über einem Punkt des Äquators stillstehen können, haben vor allem den großen Vorteil, daß sie ein Wolkenbild nahezu kontinuierlich aufnehmen können. Nahezu kontinuierlich heißt hier, daß ein einzelnes Bild der Erdoberfläche von den ATS-Satelliten aus 20 Minuten an Aufnahmezeit benötigt, dann 3 Minuten, um den Spiegel zu drehen, so daß nach 23 Minuten der Satellit das nächste Bild liefert. Der Satellit steht 40 000 km über einem Äquatorpunkt. Brauchbare Bilder, die man noch auswerten kann, werden im allgemeinen bis 50° Abstand vom Fußpunkt unter dem Satelliten erwartet; der Sichtbarkeitswinkel beträgt jedoch 83° , nach dem Horizont zu ist der Blickwinkel nur zu schlecht, um brauchbare Bildauswertungen zu erhalten. Die aufeinanderfolgenden Bilder können vor allem auf die Bewegung der Wolken hin untersucht werden. Es gibt verschiedene Methoden das zu tun, die ich jedoch hier nicht aufzählen will. Nur soviel sei gesagt, daß die Hauptschwierigkeit dabei in der Gewinnung eines Höhenmaßstabes liegt, den man braucht, um die relativen Winkelgeschwindigkeiten in wirkliche Windmessungen umrechnen zu können. Mit Infrarotkameras kann man die Höhe durch die Temperatur festlegen. Im allgemeinen gelingt es jedoch nur, zwei Niveaus deutlich zu unterscheiden: eines um 800 mb und eines bei 250 mb, wo Zirren durch ihre Struktur auf Wolkenbildern erkannt werden können. Gelegentlich können auch mittlere Wolken in etwa 400 mb identifiziert werden. Insgesamt werden 5 geostationäre Satelliten bis zum Beginn des FGGE in Betrieb erwartet: der Satellit *Meteosat* von ESRO bei 0° Länge, zwei USA-Satelliten in 70° und 140° W, einer von UdSSR in 70° Ost und ein japanischer in 140° Ost. Diese 5 Satelliten werden in ähnlicher Weise ausgerüstet werden (Abb. 1).

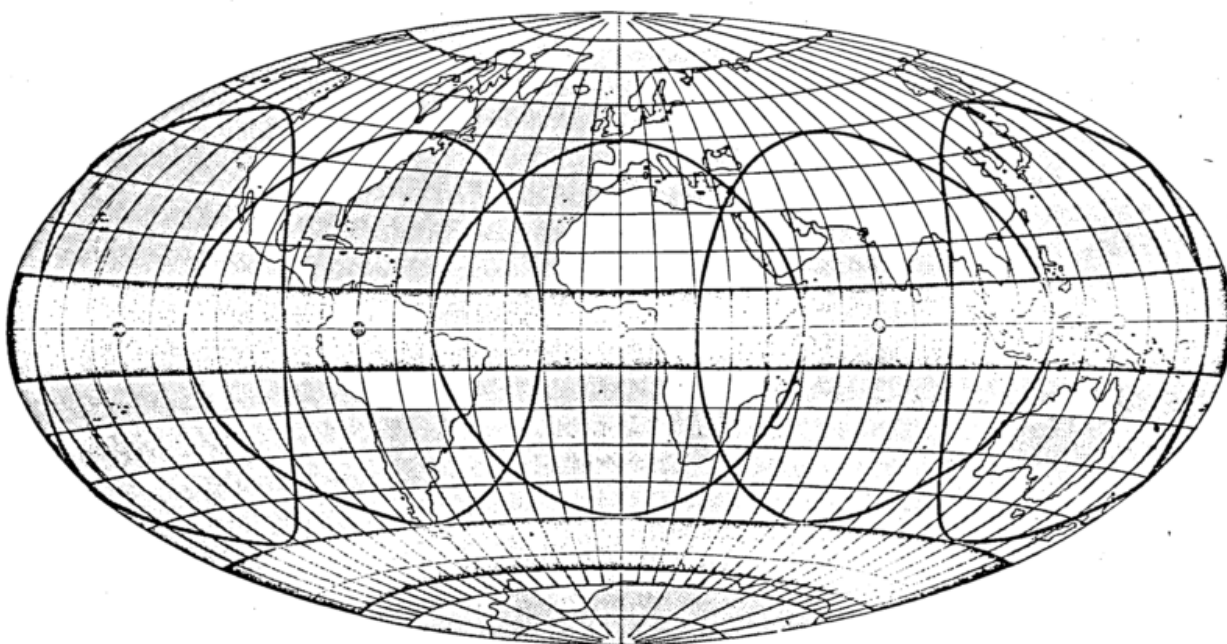


Abb. 1. Schematische Darstellung der horizontalen Überdeckung mit verschiedenen Beobachtungs-Subsystemen für das Globale Experiment (zusätzlich zum WWW-System an der Erdoberfläche)
 5 geostationäre Satelliten: Wind in zwei Niveaus in den Tropen und Subtropen.
 2 Satelliten auf polarer Kreisbahn: Globale Felder von Temperatur und Feuchtigkeit, außer in Gebieten mit beständiger Bedeckung (nicht eingezeichnet)
 Eine Kombination von Trägerballons und Spezialschiffen: Ver-

tikale Profile von allen spezifizierten Veränderlichen in der äquatorialen Zone, 10° N bis 10° S.
 Constant level balloons: Wind-, Temperatur- und Druckmessungen im 200-mb-Niveau in der Südhalbkugel, 20° bis 90° S.
 Bojen: Oberflächendruck und Wassertemperatur in den Gebieten mit beständiger Bedeckung, 50° S bis 65° S.
 Automatische Stationen: Oberflächen-Druck- und Temperaturmessungen in den Polargebieten.
 (Aus: GARP Publications Series No. 11, S. XV.)

Neben diesen 5 geostationären und den beiden Satelliten auf polarer Kreisbahn können noch experimentelle Satellitensysteme unterwegs sein, wie etwa die Nimbus-Satelliten. So bestehen Pläne für USA und UdSSR-Satelliten. Es werden vermutlich Mikrowellengeräte zur Lokalisierung von Niederschlagsgebieten geflogen werden, die man auch heute bereits kennt, und auf ähnlicher Basis Instrumente zur Feuchtigkeitsbestimmung der obersten Erdschichten.

Große Aufmerksamkeit wird der Bestimmung des vertikalen Windprofils in den Tropen gewidmet. Hier ist zunächst die Ortung von aufsteigenden oder fallenden Sonden durch niederfrequente Radiosignale ins Auge gefaßt, die unter dem Namen *Omegasystem* bekannt geworden sind. Wir werden voraussichtlich in den Vorträgen über GATE noch hierüber hören. Ich will hier nur erwähnen, daß eine Frequenz von 10 bis 13 kHz oder eine Wellenlänge von 30 km verwendet wird, und die Sonden von mehreren Stationen, die um die Erdkugel verteilt sind, geortet werden. Startpunkt für die Sonden sind Schiffe, von denen bis heute 14 verfügbar sind, aber bis Ende 1975 46 vorhanden sein sollen, die die Sonden starten können. Jedoch ist der Verkehr an Schiffslinien auf hoher See gerade in den Tropen sehr gering. Man denkt daran, auf speziellen Ozeanschiffen Stationen einzurichten, die dann keine sehr großen technischen Einrichtungen zu haben brauchen. Sie müssen nur groß genug sein, eine kleine Mannschaft und einen Ballonschutzraum unterzubringen. Ein weiteres Hilfsmittel, vertikale Windprofile zu messen, sind *Fallsonden*, die von Trägerballons, die in 24 km Höhe (30 mb) schwimmen, herabfallen. Auch sie arbeiten nach dem Omegaverfahren und sind so klein konstruiert, daß sie nur 400 g wiegen. Beim Fallen werden sie geortet, wobei für eine größere Genauigkeit eine Mittelung über 5 Minuten durchgeführt wird. Man kann dann den Wind auf 1 m/sec genau ableiten. Es ist geplant, eine Flotte von 20 Trägerballons für jede Meßperiode auszurüsten, von denen jeder 64 Fallsonden transportiert. Eine weitere Möglichkeit besteht darin, Omegafallsonden von Flugzeugen aus abwerfen zu las-

sen. Schließlich sind *constant-level-balloons* ein schon gelegentlich erprobtes Hilfsmittel, z. B. im französischen Éole- und im amerikanischen GHOST-Projekt, um über längere Zeit hinweg das Strömungsfeld in der oberen Troposphäre oder unteren Stratosphäre auszumessen. Die einzige Gefahr für diese Ballons besteht in der Vereisung, der sie in der unteren Troposphäre unterliegen können. In einem Flugniveau von 200 mb oder höher ist diese Gefahr jedoch weitgehend gebannt. Die Höhe dieser Ballons wird durch einen Präzisionshöhenmesser auf

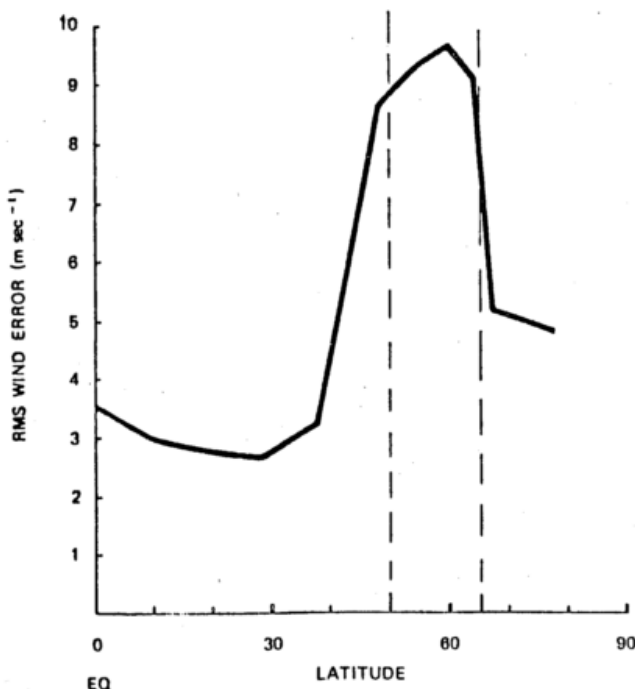


Abb. 2. Die Wirkung des Windfehlers in dem Gürtel mit beständiger Bedeckung (50° S bis 65° S).
 (Aus: GARP Publications Series No. 11, S. 35).

Radiogrundlage bestimmt. Als letztes aber nicht unwichtiges System muß noch der Einsatz von *Bojen* genannt werden, die entweder treiben oder verankert sind.

So sind eine Menge von Meßsystemen und Trägern erdacht und vorgesehen für das FGGE oder andere ähnlich große Unternehmungen. Wenn ich noch einmal zusammenfassen darf. Das Grundnetz von WWW-Stationen am Boden und in der freien Atmosphäre ist vorgesehen, ergänzt durch etwa 30 automatische Stationen auf Festland oder Eis. Zwei um 6 Stunden versetzte Satelliten auf polarer Kreisbahn in 1500 km Höhe sollen Temperaturen, Feuchtigkeit und Wind messen. Noch besser soll das Windprofil in den Tropen zwischen 40° N und S erfaßt werden durch 5 geostationäre Satelliten, die in der Lage sind, das Wolkenfeld bei Tage und in der Nacht abzubilden und die Auswertung des Windes wenigstens in zwei Niveaus zu ermöglichen. Windgewinnung in einem gemischten Windbeobachtungssystem mit Hilfe von Omegasonden ist vorgesehen von Handels- oder anderen

Schiffen und von Bojen, als Fallsonden von stratosphärischen Trägerballons und von Flugzeugen und constant level balloons. Man denkt an 70 Schiffe oder Inselstationen und 160 Trägerballons, 300 constant level balloons und zusätzlich 150 Bojen.

Ein besonders kritisches Gebiet ist dabei die Zone zwischen 50 und 65° S, wo das Netz der WWW dünn ist und die permanente dichte Wolkenbedeckung auch die Arbeit der kreisenden Satelliten verhindert. Wenn man nach dem gleichen Verfahren, wie es JASTROW und Mitarbeiter für die gesamte Erde angewandt haben, die Anfälligkeit dieser Zone untersucht, so ergibt sich, daß der Windfehler auf der Nordhalbkugel etwa 3 m/s beträgt, auf der Südhalbkugel jedoch eine charakteristische Verteilung besitzt, die in der Abb. 2 wiedergegeben ist. Der Fehler steigt in dieser Zone auf 10 m/s an. Constant level Balloons und ein ausgedehntes Bojen-Netz können am besten die hier bestehende Lücke schließen.

Anschrift: Prof. Dr. F. MÖLLER, 8000 München 71, Appenzeller Straße 107.

H. HOEBER

DK 551.5 : 06.05 (213) (261)

GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment) — ein internationales Experiment

Zusammenfassung

Das GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE) hat zum Ziel, die hochreichende Konvektion innerhalb der tropischen Konvergenzzone und ihre Wechselwirkung mit der allgemeinen Zirkulation zu untersuchen. Insbesondere soll der Massen-, Energie- und Impuls-Haushalt der Cloud Cluster erfaßt und möglichst parametrisiert werden, um einen Einbau dieser charakteristischen, mesoskaligen Gebilde in Modelle der allgemeinen Zirkulation zu ermöglichen. Das für diese Aufgabe notwendige Beobachtungsmaterial wird von 38 Schiffen auf 30 Stationen, 13 Flugzeugen und den Landstationen der World Weather Watch zwischen 45 E und 95 W, 20 N und 10 S, ergänzt durch Informationen von geostationären und polaren Satelliten, geliefert werden.

Anschrift: Dr. H. HOEBER, WMO - International Scientific & Management Group GATE, Bracknell, Berkshire, Great Britain, c/o Meteorological Office, John Scott House - Market Street.

E. AUGSTEIN

DK 551.5 : 06.05 (213) (261)

Der Beitrag der Bundesrepublik zu GATE

Zusammenfassung

An dem GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE) beteiligen sich 16 Institutionen der BRD. Sie leisten Beiträge zu den 5 Unterprogrammen (Synoptische Felder, Planetarische Grenzschicht der Atmosphäre, Konvektion, Strahlung und Ozeanographie) des sogenannten Kernexperiments. Die deutschen Experimente sind so angelegt, daß sie dem internationalen Gesamtplan dienen, aber auch für sich allein eine sinnvolle wissenschaftliche Auswertung gestatten. Die Zielsetzung der verschiedenen Teilprojekte wird diskutiert.

Anschrift: Dr. E. AUGSTEIN, Institut für Radiometeorologie und Maritime Meteorologie der Universität Hamburg, 2000 Hamburg 13, Rothenbaumchaussee 63.

H. FORTAK

DK 551.513.1

Simulationsprojekt der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation (SPA AZ)

Zusammenfassung

Es wird kurz auf die Bedeutung von Modellen für die globale atmosphärische Zirkulation eingegangen und auf die Entwicklung, die innerhalb der Bundesrepublik zur Gründung der Arbeitsgruppe SPA AZ geführt hatte. Hieran schließt sich eine Darstellung der Ergebnisse aus bisherigen SPA AZ-Beiträgen, die den Themengruppen „Planetarische Grenzschicht, Konvektion, Strahlung und großräumige Dynamik“ angehören.

Anschrift: Prof. Dr. H. FORTAK, DFVLR - Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Oberpfaffenhofen, Post Wessling / Obb.

R. ROTH

DK 551.510.522

Experimentelle Erfassung der Grenzschicht (EXPEG)

Zusammenfassung

Im Rahmen des DFG-Schwerpunktes „Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre“ werden an den Universitätsinstituten in Kiel, Hamburg, Berlin, Hannover, Köln, Mainz, Karlsruhe und München Arbeiten zur experimentellen Erfassung der planetarischen Grenzschicht unterstützt. Über die Zielsetzungen der einzelnen Arbeiten wird zusammenfassend berichtet. Gleichzeitig wird an einigen Beispielen aufgezeigt, welche Anforderungen heute an Messungen in der planetarischen Grenzschicht gestellt werden müssen, wenn man von diesen eine Erweiterung unseres heutigen Wissensstandes erwartet.

Anschrift: Prof. Dr. R. ROTH, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt, 6000 Frankfurt/M., Feldbergstraße 47.

H. HINZPETER

DK 551.521

Strahlung

Zusammenfassung

Im Rahmen der Arbeiten des Schwerpunktes wurde besonderer Wert darauf gelegt, Divergenzen des Gesamtstrahlungsflusses zu bestimmen. Ihre Berechnung erfordert die Kenntnis der Wechselwirkung zwischen Materie und Strahlungsfeld (Volumabsorption, Volumemission, Volumstreuung) und die Integration der Strahlungsübertragungsgleichung. Eine Gruppe von Arbeiten diente daher der Bestimmung der optischen Eigenschaften des Aerosols und der Absorptionseigenschaften der Atmosphäre im Bereich zwischen 8–14 μm . Andere dienten der Entwicklung von mathematischen Verfahren zur Bestimmung der Divergenz. Über einige Ergebnisse dieser Arbeiten wird berichtet.

Anschrift: Prof. Dr. H. HINZPETER, Institut für Meteorologie der Universität Mainz, 6500 Mainz, Anselm-F.-v.-Bentzel-Weg 12.

FR. DEFANT

DK 551.513.1

Diagnose empirischer Felder der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation (DEFAAZ)

Zusammenfassung

Die Arbeitsgruppe DEFAAZ hat die Aufgabe, unter Verwendung von verschiedenen Beobachtungssätzen den atmosphärischen Zustand, seine zeitliche und räumliche Veränderlichkeit und die Energetik der Atmosphäre möglichst objektiv zu erfassen. Ein wesentlicher Punkt ist dabei, das Zirkulationsgeschehen einschließlich seiner Anomalien besser zu verstehen und Vergleichsmöglichkeiten für Ergebnisse von numerischen Modellrechnungen anzubieten. In diesem Rahmen werden Arbeiten dazu an den Universitäten Berlin, Bonn, Hamburg, Kiel und Köln geleistet.

Anschrift: Prof. Dr. F. DEFANT, Institut für Meteorologie der Universität Kiel, 2300 Kiel, Düsternbrooker Weg 20.

Instabilität und anthropogene Modifikation des Klimas

I. Stabilität oder Instabilität des Klimas?

In den letzten Jahren hat einer der bedeutendsten meteorologischen Theoretiker, E. LORENZ (1, 2), eine sehr tiefgehende Frage aufgeworfen: Ist unser Klima eigentlich stabil? Diese Frage ist in der Tat eine ganz grundlegende, nachdem das Problem der Klimaschwankungen und der Klimamodifikation im Gefolge der Eingriffe des Menschen in den Haushalt der Natur, in das geophysikalische System: Atmosphäre + Ozean + Eis, höchst aktuell geworden sind.

LORENZ bezeichnet ein Klima als *transitiv*, wenn sich aus einem System von Gleichungen mit vorgegebenen (äußeren) Parametern eine und nur eine einzige Statistik von Klimadaten ableiten läßt. Dann hat das Problem der Simulation des Klimas eine eindeutige Lösung; ein Zustand geht (z. B. jahreszeitlich) allmählich in den anderen über. Es ist aber auch denkbar, daß aus diesem einen Gleichungssystem verschiedene gleichberechtigte Statistiken abgeleitet werden können; dann ist das Klima *intransitiv*, und die verschiedenen Zustände gehen diskontinuierlich ineinander über. In diesem Fall beantwortet die Atmosphäre die gegebenen geophysikalischen Bedingungen mit verschiedenen Lösungen: das Problem der Klimavorhersage wird mehrdeutig. LORENZ hält das tatsächliche Klima für „*semi-intransitiv*“; hierfür lassen sich verschiedene objektive Befunde anführen. Ein naheliegendes Beispiel ist die Zahl der langen Wellen der Westdrift, die auf der Erdkugel nur diskrete Werte (meist 4-6) annehmen kann: das Beispiel ist allerdings nicht ganz treffend, weil in dem realen geophysikalischen System diese Rossby-Wellen immer wieder an den gleichen Stellen durch die Gebirge bzw. die Land-Meer-Verteilung neu angeregt und dann gedämpft werden.

Die meisten langjährigen Schwankungen unseres Klimas haben, wenn wir zeitliche Mittelwerte betrachten, den Charakter unperiodischer Schwingungen. In einigen Fällen ergibt sich jedoch ein rasches Umschalten zwischen zwei extremen Zuständen, die jeweils quasi-stationär sein können (Kippschaltung oder Flip-Flop-Mechanismus).

Ein besonders interessantes Beispiel sind die extremen Schwankungen im Bereich des äquatorischen Pazifiks und Atlantiks; hinsichtlich Einzelheiten sei auf (3, 4) verwiesen. Sie entstehen durch einen Vorzeichenwechsel der (helikalen) Ekman-Drift beiderseits des Äquators im Ozean, wobei normalerweise aufquellendes Kaltwasser am Äquator - wie es auch in dem nahezu symmetrischen Zirkulationsmodell von WETHERALD-MANABE (5) auftritt - bei abgeschwächtem SE-Passat durch tropisches Warmwasser ersetzt wird. Das El Niño-Phänomen an der Küste von Peru-Ecuador tritt ganz analog und gleichzeitig auf; unmittelbar auslösend wirkt

in beiden Fällen offenbar die - in ihren Ursachen unbekannt - variable Intensität des pazifischen SE-Passats mit ihrem Minimum im Südsommer. In diesen Anomalieperioden (die in Abb. 1 zusammengestellt sind) steigt die Verdunstung um (mindestens) 20-30 % an, der Niederschlag aber um einen Faktor 5-20; das ergibt eine drastische Änderung des Energiehaushaltes der tropischen Hadley-Zirkulation, deren weiträumige Auswirkungen von ROWNTREE (6) mittels des Miyakoda-Smagorinsky-Vorhersagemodells simuliert worden sind.

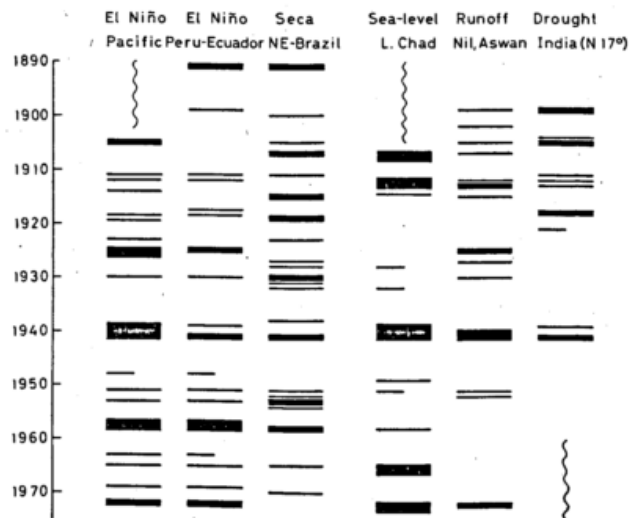


Abb. 1. Vergleich tropischer Klima-Anomalien: El Niño im äquatorialen Pazifik und an der Westküste Südamerikas, Dürren in NE-Brasilien, Dürren im Raum des Tschad-Sees, im Sudan und in Äthiopien (Nil) sowie in Nord- und Zentralindien.

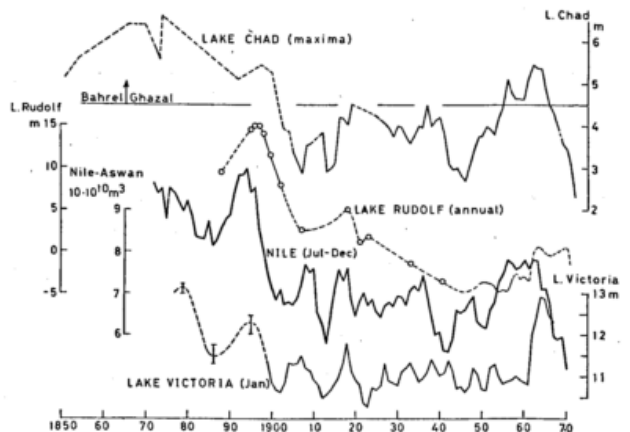


Abb. 2. Seespiegelschwankungen des Tschad-Sees, Rudolf-Sees und des Viktoria-Sees, sowie Abfluß des Nils (Juli-Dezember).

Neuere Untersuchungen (noch vorläufiger Art) wurden durch die weltweiten Anomalien von 1972/73 angeregt - sie zeigen höchst bemerkenswerte Telekonnektionen auf. Zwischen dem pazifischen und dem analogen atlantischen Gebiet äquatorialen Aufquellens - das sich auch noch in den Dürren NE-Brasilens auswirkt (7) - besteht eine negative Korrelation (8, 9); die typische Jahreszeit ist Januar-April. Andererseits treten die immer wiederkehrenden Dürren im indischen Monsunbereich gekoppelt auf mit Dürren im afrikanischen Sommerregengürtel; wiedergegeben z. B. durch die (positiv korrelierten) Schwankungen im Abfluß des Nils (Sommerregen in Äthiopien) und im Spiegel des Tschad-Sees oder des Rudolf-Sees (Abb. 2). Das wird verständlich, wenn man den Zusammenhang zwischen den Regen in Indien, ihrer Produktion latenter Wärme und der Intensität der tropischen Oststrahlströmung als Teil des großen afrikanisch-asiatischen Monsunsystems im Nord-sommer in Rechnung stellt. Daß aber diese beiden, jahreszeitlich und räumlich getrennten Anomalien offenbar in zeitlichem Zusammenhang auftreten, ist ein neuer und überraschender Befund, der weitere Untersuchungen anregen sollte. Die Dürren im asiatisch-afrikanischen Raum sind bisher nicht als intransitiv aufgefaßt worden; wenn ein genetischer Zusammenhang bestehen sollte, müßte dies überprüft werden.

Die Zeitskala dieser beiden Gruppen von Vorgängen liegt bei wenigen Jahren; dieser Bereich der Klimanomalien ist bisher nur selten untersucht worden, da er noch nicht im eigentlichen Sinn zu den Klimaschwankungen (Zeitskala > 10 Jahre) gehört, aber auch nicht mehr in das Gebiet der Langfristvorhersage (< 1 Jahr). Es existiert aber in den Tropen auch ein bisher - außer (10, 11) - wenig beachteter Typ von Klimaschwankungen, den LORENZ als „semiintransitiv“ im Auge hatte: die weitverbreitete Abnahme der Niederschläge und der Seespiegel im tropischen Afrika (Abb. 2) um 1899, sowie die Rückkehr zu dem höheren Niveau um 1960, die aber schon ab 1968 wieder unterbrochen wurde. Die Katastrophenregen von 1961/62 in Ostafrika, die z. B. in

Kenya für 600 000 km² in der fünfmonatigen Regenzeit volle 320 % des Normalwertes brachten - für die bisher immer noch keine überzeugende Interpretation gegeben werden konnte - sind eines der besten Beispiele für solche intransitiven Zustände. Hier stieg der Victoria-See (so groß wie Bayern) in 1 1/2 Jahren um über 2 m, und dieser Hochstand blieb mit nur untergeordneten Schwankungen bis Anfang 1972 bestehen (der größte Teil des Regens fällt auf dem See selbst), während die abflußlosen Endseen (Tschad, Rudolf) inzwischen wieder stark gesunken sind. Beim Nil (12) ist der Anstieg nur gering entwickelt; hier ist aber auch der anthropogene Einfluß - die Ausdehnung der Bewässerungsgebiete im Sudan - groß und die Abflußdaten sind daher inhomogen.¹⁾

Wenn wir unsere Zeitskala von den 200 bis 300 Jahren regelmäßiger Beobachtungen auf 10⁴-10⁵ Jahre erweitern, ergibt sich eine Gruppe von Befunden, die mit den Auswirkungen der Schwankungen der Eisbedeckung zusammenhängt. Diese reichen von den historischen Schwankungen des letzten Jahrtausends bis zu den riesigen Änderungen während und seit der jüngsten Eiszeit, deren Höhepunkt vor 18 000 Jahren lag, und deren Abbau erst vor 6 500 Jahren abgeschlossen war.

Nimmt man das eindimensionale Strahlungsmodell von MANABE-WETHERALD (15) als repräsentativ für die ganze Erde an, dann existiert für jeden Wert der Albedo der Erdoberfläche a_s eine Gleichgewichtstemperatur T_s ; ändert sich die Albedo um 0,01, dann ändert sich T_s an der Erdoberfläche im entgegengesetzten Sinn linear um 1,2 K. Hierbei ist ein mittlerer Gehalt an CO₂ und O₃ angenommen, während bei Wasserdampf die relative Feuchte konstant gesetzt wurde: damit wird der absolute H₂O-Gehalt eine Funktion der Temperatur. Die Bewölkung ist in einem für 40° N repräsentativen Modell angesetzt worden. Eine Abschätzung der Änderungen von T_s bei verschiedenen Annahmen von a_s auf Grund des Manabe-Wetherald-Modells gibt auszugsweise Tab. 1.

Tab. 1. Oberflächenalbedo (a_s) und Gleichgewichtstemperatur T_s . (Flächen in 10⁶ km²). Schätzungen nach dem Modell von MANABE-WETHERALD (1967).

Albedo	Ozeane		aper 0.12	Eis 0.75	Schnee 0.30	Mittlere Albedo a_s	Abweichung von T_s (K)	Bemerkungen
	offen 0.05	Eis 0.70						
N-Halbkugel	145	10	70	3	27	0.1294	.	} heutige Werte (1901-1950)
S-Halbkugel	190	16	33	13	3	0.1384	.	
Erde (E)	335	26	103	16	30	0.1339	.	
Modell NH O	142	13	70	3	27	0.1373	-0.95	N-Halbkugel 1890
Modell SH O	188	18	33	13	3	0.1434	-0.60	S-Halbkugel 1850
Modell E 4	317	30	108	49	6	0.1731	-4.6	} Eiszeit Meeres- spiegel - 100 m)
Modell E 5	307	40				0.1860	-6.2	
Model SH 3	165	41	33	13	3	0.2022	-7.6	Wilson-Ausbruch

Die beiden Modelle NH O und SH O geben die hemisphärischen T_s -Werte für rezente Schwankungen des subantarktischen und des arktischen Meereises (Abb. 3) wieder.²⁾ In beiden Fällen erscheinen die Änderungen von T_s realistisch; diejenige der Nordhalbkugel zwischen 1890 und 1945 beläuft sich auf etwa 0,6 K. Berechnet man

Zeiträumen davor und danach (13). Auch die Häufigkeit der (nur im Sommer beobachteten) leuchtenden Nachtwolken in Höhe der Mesopause (~82 km) zeigt Maxima vor 1890 und ab 1956, bleibt dagegen zwischen 1895 und 1950 sehr gering (14); eine vulkanische Komponente wird vermutet.

²⁾ In einer soeben erschienenen Arbeit (16) wird anhand von Satellitendaten gezeigt, daß mit der von Jahr zu Jahr variablen Ausdehnung der Schnee- und Eisbedeckung sich auch die reflektierte kurzweilige Strahlung R ändert. Von 1968-71 auf 1972-73 nahm das Jahresmittel der Schneebedeckung von 33 auf 37 · 10⁶ km² zu, ebenso R um 12%; vielleicht hängt hiermit die hemisphärische Abkühlung des Jahres 1972 zusammen.

¹⁾ Auf zwei auffällige Parallelen soll hier doch kurz hingewiesen werden: die Periode 1900-55 unterscheidet sich auch über den Britischen Inseln durch Vorwiegen der Westlagen von den

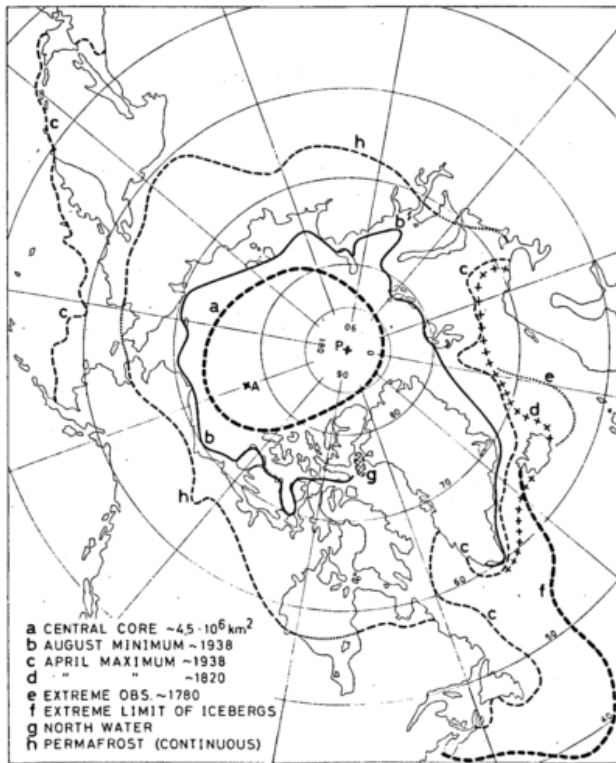


Abb. 3. Eisgrenzen in der Arktis.

die T_s -Änderungen für die letzte Eiszeit – wobei Modell E 5 die maximale Ausdehnung des arktischen Treibeises auf dem Nordatlantik bis etwa 43° Breite wiedergibt –, so ergibt sich für die ganze Erde mit -5 bis 6° wiederum eine ganz realistische Abkühlung. Die Rolle der Albedo-Änderung für die Erklärung der Eiszeiten hat schon 1938 WUNDT (siehe 18) hervorgehoben; sie wird in neueren Modellrechnungen der Rolle der Erdbahnelemente leider meist vernachlässigt, so daß zu geringe Änderungen resultieren.

Dieser Zusammenhang zwischen a_s und T_s eröffnet auch eine neue Interpretation der großskaligen Klimaschwankungen vom Typ Warmzeit-Eiszeit. Hierzu ist es nicht nötig, Schwankungen der Solarkonstante – die noch immer umstritten sind – oder der Erdbahnelemente – die allein zur Auslösung einer Eiszeit nicht ausreichen – heranzuziehen. Auch bei konstanter Einstrahlung ergibt sich die Möglichkeit einer Auslösung globaler Klimaschwankungen mit der Zeitskala 10^2 – 10^4 Jahre durch (geophysikalisch durchaus begründete) Ausbrüche des antarktischen Inlandeises im Sinne der Hypothese von A. T. WILSON (17).

Existiert ein Mechanismus, der in gewissen Zeitabständen solche Antarktisausbrüche von der Größenordnung 10^5 – 10^6 km³ hervorrufen kann, dann kann eine hemisphärische Abkühlung ebenso Folge wie Ursache von Eisvorstößen sein. Das ist eine neuartige Vorstellung, die die übliche Kausalbeziehung umkehrt. Sie spielt eine besondere Rolle bei der Diskussion des Eiszeitproblems, besonders seit eine Anzahl zeitlich koinzidierender Befunde bekannt geworden sind, nach denen der Übergang von einer Warmzeit (wie heute) in eine Eiszeit nicht ganz allmählich vor sich geht, sondern rasch, in einem Zeitraum von der Größenordnung 100 Jahre. Dieser Befund schließt die meisten existierenden Eiszeittheorien praktisch aus, die mit Zeitskalen von $\sim 10^4$ Jahren für diese Übergänge rechnen, und zwingen zu recht unorthodoxen, aber vom geophysikalischen Standpunkt aus konsistenten Vorstellungen (18), auf die hier nicht eingegangen werden kann. Jedenfalls muß festgestellt werden, daß in hemisphärisch-globaler Skala

mehrere Gleichgewichtszustände zwischen Albedo und Mitteltemperatur existieren, die bei einer Andauer von jeweils 10^4 Jahren in kurzer Zeit ($\sim 10^2$ a) ineinander übergehen können. Der Mechanismus solcher raschen Übergänge ist nicht leicht vorstellbar: die inzwischen entwickelten Modellvorstellungen (18) müssen erst noch diskutiert und geprüft werden. Dabei spielt eine besondere Rolle, daß derartige Katastrophen nicht in jedem Fall von einer Eiszeit gefolgt wurden, sondern als „unvollständige (abortive) Eiszeiten“ nur einige 100 Jahre andauerten.

Auch die klimatische Rolle der Arktis beruht größtenteils auf der Albedo des Meereises; in der historischen Zeitskala müssen wir den Zustand der Arktis ebenfalls als semi-intransitiv bezeichnen. Die mögliche anthropogene Modifikation ist in (3) im Detail diskutiert worden (vgl. Tabelle 1); das Modell von MAYKUT-UNTERSTEINER (19) stellt die engen physikalischen Voraussetzungen der Stabilität der heutigen Eisdecke dar (Abb. 4).

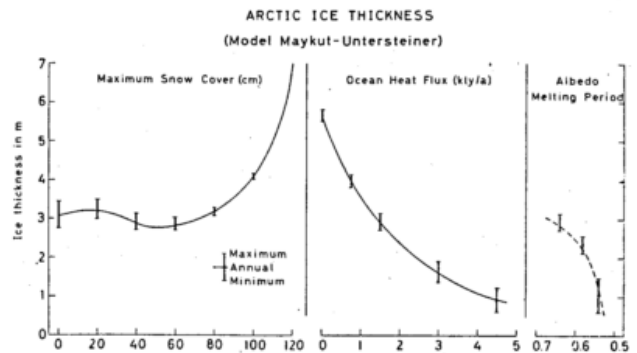


Abb. 4. Dicke des arktischen Meereises nach dem Modell von Maykut-Untersteiner (1971).

Verschiedene stark vereinfachte Klimamodelle von BUDYKO (20, 21), SELLERS (22, 23) und FAEGRE (24) liefern Hinweise auf eine „Sensitivität“ des geophysikalischen Systems gegenüber geringfügigen Änderungen der externen und internen Parameter.

Die von LORENZ vermutete Semi-Intransitivität unseres Klimas – die man auch als potentielle Instabilität bezeichnen könnte – stellt also keine vage Hypothese dar, sondern ein Faktum, das wir in allen Überlegungen und Modellrechnungen über die Zukunft unseres Klimas in Rechnung stellen müssen. Die quantitativen Klimadaten aus den letzten 100–200 Jahren liefern daher leider keine wirklich repräsentative Auswahl für die Klimageschichte. Dasselbe gilt auch für die indirekten semi-quantitativen Daten der letzten 1000–10000 Jahre: sie sind nicht repräsentativ für die letzten 100000 Jahre. Selbst dieser Zeitabschnitt entspricht, wenn wir die gesamte Erdgeschichte im Zeitraffer in 24 Stunden ablaufen lassen, kaum mehr als einer einzigen Minute.

Eine sehr bemerkenswerte Parallele zu diesem instabilen Verhältnis Eiszeit-Warmzeit scheint auf unserem Nachbarplaneten Mars zu existieren (25). Hier liefern die Mariner-Flüge zahlreiche einwandfreie Fotos über erosive Prozesse (Talmäander, verwilderte Flüsse und Schuttfächer), die mit der heutigen dünnen, praktisch wasserfreien CO₂-Atmosphäre nicht vereinbar sind und daher fossil sein müssen. Das nötige Wasser könnte im Untergrund als Permafrost vorhanden sein; bei einem Luftdruck von 6 mb (unter dem Tripelpunkt für Wasser) kann es weder an der Oberfläche noch in der Atmosphäre existieren. Hieraus ergibt sich eine interessante, wenn auch noch unbestätigte Spekulation über zwei gänzlich verschiedene Gleichgewichtszustände (Tab. 2), wonach sich der Mars heute in einer Eiszeit befindet, mit einer Winterpol-Temperatur von 145 K, die für CO₂ als Kältefalle wirkt. Der entgegengesetzte (noch ganz-

Tab. 2. Extreme Gleichgewichts-Klimazustände auf Erde und Mars (z. T. nach SAGAN, hypothetisch).

	Warm	Eiszeit
Erde: Mitteltemperatur Oberfläche	288 K	282 K
Oberflächenalbedo, Polarregion > 45°	0.31	~ 0.44
Oberflächenalbedo, global	0.13	~ 0.18
Absorbierte Sonnenstrahlung	162 W/m ²	152 W/m ²
Relative Eisbedeckung	8 %	17 %
Mittlerer Luftdruck	1013 mb	~ 1009 mb
Mars: Temperatur Winterpol	~ 190 K	145 K
Albedo Polarkappe	~ 0.72	0.77
Absorbierte Sonnenstrahlung	~ 23 W/m ²	19 W/m ²
Mittlerer Luftdruck	~ 800 mb	6 mb
	Wasser flüssig	Permafrost

lich hypothetische) Gleichgewichtszustand könnte durch eine relativ geringe Zunahme der im Polargebiet absorbierten Sonnenstrahlung (durch Orbitalschwankungen im Sinne von MILANKOVICH, oder durch eine Verringerung der Albedo infolge langjähriger Staubablagerung) hervorgerufen werden: wenn die vom Wüstenstaub bedeckten Massen von CO₂-Eis verdampfen und einen CO₂-Dampfdruck nahe 1 Bar hervorrufen, entstehen Bedingungen, die mit einem hydrologischen Zyklus verträglich sind. Diese faszinierende, spekulative Hypothese sagt über die Zeitskala nur aus, daß der Übergang > 100 Jahre in Anspruch nehmen muß. Natürlich muß sie weiteren Prüfungen unterzogen werden, bevor die möglichen Parallelen zur Geschichte unseres Erdklimas mehr sein können als ein zwar rationales, aber unverbindliches Denkmodell.

Von besonderem Interesse ist dabei, daß sich diese fossilen Flußtäler auf dem Mars bevorzugt in Äquatornähe befinden – nicht am Äquator selbst. Das könnte einer heute in der tropischen Meteorologie lebhaft diskutierten Theorie entsprechen – z. B. (26) –, nach der die innertropische Konvergenz – in teilweiser Übereinstimmung mit den Beobachtungen (27) – nicht am Äquator selbst liegen kann, sondern in einigem Breitengrad Abstand.

Das unser Klima erzeugende geophysikalische System enthält in Atmosphäre, Ozean und Eis (sowie in den obersten Bodenschichten) mit allen Phasenübergängen des Wassers Subsysteme mit soviel Freiheitsgraden, so vielen nichtlinearen Prozessen verschiedener Skalen, so vielen diffus verteilten Energiequellen und -senken: ein derart hoch-komplexes System kann eigentlich kaum transitiv und mathematisch eindeutig sein. Nach den erörterten Befunden ist es potentiell instabil – jedenfalls in gewissen Gebieten (Polarkappen und Äquatorzone), die den Schlüssel zum Verständnis der historischen Klimaschwankungen enthalten. Die globalen Instabilitäten laufen zwar rasch, aber doch nur in Zeitabständen von ~ 10⁴ Jahren ab – zum Glück für die heutige Menschheit, die nur mehr unklare, aber weitverbreitete Erinnerungen an klimatische Katastrophen (wie an die große Flut) aus dem Dämmer ihrer Frühgeschichte bewahrt hat. Damit aber stellt sich für die Klimatologie die zweifellos großartigste aller Aufgaben: Ablauf und geophysikalische Ursachen solcher Klimakatastrophen zu erfassen und Möglichkeiten der Vorhersage zu ergründen. Inzwischen ist das Klima und seine möglichen Änderungen als eine weitergreifende Zielsetzung mit in das GARP-Konzept aufgenommen worden – schwieriger, aber noch bedeutungsvoller als die Vorhersage für die nächsten 14 Tage.

II. Energetik natürlicher und anthropogener Klimaschwankungen

Die unter unseren Augen ablaufenden Klimaschwankungen sind – in der Zeitskala 5–50 Jahre – gerade jetzt wieder sehr eindrucksvoll: die rapide Abkühlung der inneren Arktis, die über die Zunahme der Baroklinität die Häufigkeit und Intensität atlantischer Sturmzyklonen steigert, die plötzliche Zunahme der Niederschläge in weiten Teilen Afrikas in der Zeit 1959–1964, die Dürrekatastrophe im afrikanischen Sahelgürtel in der Zeitspanne 1969–1973 zusammen mit einem massiven El Niño-Phänomen (simultanes Verschwinden des "coastal" und "equatorial upwelling" an der W-Küste Südamerikas und in den Weiten des Pazifiks). Von 13 schweren Sturmfluten in Hamburg (über 4.60 m NW) in der Zeit seit 1825 traten allein 5 im November/Dezember 1973 ein; diese Folge ist alarmierend genug, um weitere Untersuchungen in Gang zu setzen.

Eine der wichtigsten Aufgaben besteht – besonders im Hinblick auf die rasch wachsende Bevölkerung (Wachstumsrate heute bereits 2.2–2.3 pro Sekunde oder rund 75 Millionen/Jahr!), ihrem steigenden Energie- und Süßwasserbedarf – in einer quantitativen Abgrenzung natürlicher und anthropogener Faktoren der Klimaentwicklung. Sie ist umso dringlicher, als immer wieder übertrieben simplifizierte Vorstellungen selbst von seriösen Wissenschaftlern anderer Fachrichtungen in der Literatur (und erst recht über die Massenmedien) verbreitet werden. Da bisher (trotz der faszinierenden Fortschritte auf diesem Gebiet) noch keine genügend realistischen Klimamodelle existieren – über die Gründe siehe u. a. (28, 29) – bleibt zunächst nur der Weg, die Energetik der großräumigen, hemisphärisch oder global wirksamen Prozesse abzuschätzen.

In Tab. 3 ist der Versuch einer solchen Schätzung gegeben, mit einigen Ergänzungen und Revisionen. Eine ausführliche Diskussion findet sich in (3, S. 90–102). Die Strahlungsbilanz des Systems Erde + Atmosphäre mußte auf Grund der neuen Satellitendaten (30) revidiert werden; es ergaben sich für die Absorption des Systems sowohl auf der Erdoberfläche wie innerhalb der Atmosphäre etwas höhere Werte (31), mit denen auch die neueren, höheren Werte des Wasserhaushalts (32, 33) verträglich sind.

Der öfters angestellte Vergleich zwischen Solarkonstante oder auch Netto-Strahlungsbilanz der Erdoberfläche und der anthropogenen Energie ist aber insofern irreführend, als die Wetterprozesse selbst nur einen kleinen Teil der Strahlungsbilanz ausnützen. Seit den klassischen – von LORENZ neubelebten – Arbeiten von

Tab. 3. Energetik natürlicher und anthropogener großräumiger Klimaschwankungen

	Terawatt (10^{12} W)	W/m ²
A) Äußere Parameter		
Solarkonstante	173 000	340
Einnahme Erde + Atmosphäre	123 000	241
Strahlungsbilanz, Erdoberfläche	52 000	102
Geothermische Wärmezufuhr	+ 32	0.063
Vulkanstaub (Stratosphäre)	max. -200? (1-3 Jahre)	
Antarktische Eis-Ausbrüche	50-100 pro 10^6 km ²	
B) Innere Parameter (mit nicht-linearer Rückkopplung)		
Absorption innerhalb der Atmosphäre	45 000	88
Produktion verfügbarer pot. Energie	2 850	5.6
Änderung der mittleren Bewölkung (1 %)	350	0.67
Änderung der Verdunstung, äquat. Ozeane	300	0.59
Photosynthese	92	0.18
Änderung des arktischen Meereises	50 pro 10^6 km ²	
C) Anthropogene Parameter		
	1970	2000
Zunahme von CO ₂	+ 1.5 TW	+ 2.4 TW
Energie-Produktion	+ 8 TW	+ 40 TW
Wasserverbrauch (als Verdunstung)	+ 140 TW	+ 390 TW
Savannenbrände (Wärme allein)	+ 3 TW	?
Troposphärischer Dunst (insgesamt)	+ 40 TW (nördliche Hemisphäre)	
Troposphärischer Dunst (Industrie, Städte)	+ 1.7 TW	+ 2.5 TW
Troposphärischer Dunst (Vegetationszerstörung)	5 TW	6 TW
Umwandlung von tropischem Regenwald		- 17 TW pro 10^6 km ²

MARGULES kennen wir den Begriff der verfügbaren potentiellen Energie (VPE): das sind die im Wetterablauf tatsächlich umgesetzten Energiemengen, während der größte Teil der Summe aus potentieller und innerer Energie ungenutzt bleibt. Die klimaproduzierende kinetische Energie stellt wiederum nur einen Teil der VPE dar.

Der Vorrat an VPE beträgt nach (34) auf der Nordhalbkugel (nördlich 20° N) 398 Joule/cm², an kinetischer Energie 185 J/cm² (= 46 % von VPE). Nimmt man die Tropen hinzu, wird die kinetische Energie geringer: nach (35) 136 J/cm², nach den wohl zuverlässigsten Daten (36) 126 m²/s² entsprechend 126 J/cm²; in allen Fällen wurde die Stratosphäre nicht gesondert in die Rechnung einbezogen. Für unsere Betrachtung benötigen wir anstelle des Energievorrats die Arbeitsleistung, d. h. den Energiefluß pro Zeiteinheit. Nach (37) beträgt die diabatische Erzeugung von VPE etwa 5.6 W/m² - hiervon erzeugen die Divergenzen der solaren bzw. infraroten Strahlung 15 bzw. 29 %, die Ströme fühlbarer und latenter Energie 15 bzw. 41 %. Für die Dissipation der kinetischen Energie gibt es gut belegte Daten für Nordamerika allein (38) von 4.1 W/m², davon nur die Hälfte in der Bodenreibungsschicht³⁾.

Diese von DUTTON-JOHNSON (37) abgeleitete Erzeugungsrate entspricht für die gesamte Erdoberfläche einem Energiestrom von $5.6 \cdot 510 \cdot 10^{12}$ W oder rund 2850 Terawatt: das ist - auch wenn (worauf H. LETTAU in der Diskussion mit Recht hinwies) nur ein Teil der anthropogenen Energie auch tatsächlich als VPE auftritt - ein für die anthropogene Energiezufuhr geeigneter Vergleichswert. Im Vergleich zur vom System Erde + Atmosphäre absorbierten Energie von rund 97 000 TW (31) oder 56 % der Solarkonstanten ergibt sich ein Nutzeffekt der atmosphärischen Maschine von etwa 3 %. Wichtiger für uns ist, daß bei Anhalten des derzeitigen Trends noch vor Ende des Jahrhunderts etwa 1 % der in Wetterprozessen umgesetzten Energie zusätzlich in die Atmosphäre hineingepumpt wird. Niemand kann heute sagen - sicher nicht die verantwortlichen Ingenieure - welche Folgen das haben wird: hier liegt unsere wichtigste Herausforderung.

Die Energie der natürlichen Prozesse, die Klimaschwankungen hervorrufen können, läßt sich der Größenordnung nach zu 100-300 TW abschätzen; das sind also etwa 10 % der VPE. Der Wert für Vulkanaus-

brüche gilt nur für die allergrößten (z. B. Tambora 1815) und reduziert sich in wenigen Jahren auf einen Bruchteil, da die mittlere Verweilzeit der Partikel in der unteren Stratosphäre zu etwa 14 Monaten abgeschätzt worden ist (39). Übrigens liegt auch die Energie der großen Magnetfeld-Stürme - deren mögliche Wetterwirksamkeit neuerdings wieder Interesse findet - in der Größenordnung 100-200 TW. Die seit 1880 beobachtete mittlere globale Temperaturänderung von rund $\pm 0.01^\circ\text{C/a}$ benötigt (oder liefert) nur einen Bruchteil dieser Energie: eine Luftsäule von 1 kg/cm² benötigt zu einer so geringen Erwärmung 2.3 Ly/a = 3.05 Milliwatt/m²; umgerechnet auf die gesamte Erdoberfläche von $510 \cdot 10^{12}$ m² ergibt sich 1.55 TW.

**Anhang:
Zur Interpretation der rezenten Abkühlung der Arktis**

Der Befund einer isolierten Abkühlung der Arktis im letzten Jahrzehnt (28, Fig. 3.8 S. 44) ist durch neuere Untersuchungen (40) in vielen Details bestätigt worden. In der kanadischen Arktis trat 1971/72 eine an mehreren Stationen 18-24 Monate ohne Unterbrechung anhaltende Folge negativer Temperaturanomalien auf (so auch in Egedesminde, West-Grönland, 68.7° N), die von einer seit 1860 noch nicht erlebten Folge zweier sehr schwerer Eisjahre bei Neufundland (1972-73) gefolgt wurden (41). Mitten im Polarsommer (Ende Juli 1972) beobachtete Verf. auf einem Flug über dem kanadischen Archipel eine Bildung von Neueis (mit Schneedünen) über breiten Meeresarmen; 1973 waren Mitte August die Inseln zu 20-40 % von Schneeresten bedeckt, und die Schneedecke auf dem fast geschlossenen Meereis zeigte nördlich etwa 77° Breite nur geringe Schmelzspuren (siehe Fußnote ²⁾).

Da bisher keine physikalisch begründete Ursache für die (auch im Sommer deutliche) isolierte Abkühlung der Arktis angegeben worden ist, sollte hier eine durch eigene Beobachtungen auf vier Polarflügen angeregte Hypothese zur Diskussion gestellt werden. Im Juli 1964 wurde im Zentrum des Polarwirbels (damals über Baf-

³⁾ Ein Energievorrat von 136 Wattsekunden (= Joule) pro cm² würde von einer Dissipation von $4.1 \cdot 10^{-4}$ W/cm² in $33.2 \cdot 10^4$ Sekunden vernichtet. Könnte man die diabatischen Heizvorgänge in der Atmosphäre abschalten, so reicht dieser Vorrat aus, das Schwungrad bei unverminderter Geschwindigkeit noch knapp 4 Tage weiterlaufen zu lassen.

finland) eine auffällig starke stratosphärische Dunstschicht beobachtet, die nach unten scharf durch die polare Tropopause abgegrenzt wurde. Zieht man das von HESSTVEDT (siehe 14) entwickelte Modell der stratosphärischen Zirkulation heran, so besteht zwischen 12 und etwa 25 km Höhe in allen Jahreszeiten eine Konvergenz über dem Pol, die dort zu einer Konzentration der vulkanogenen Partikel in schwachen Spuren führen muß; über dem Südpol ist nach dem Agung-Ausbruch (März 1963) eine extrem hohe Trübung (β bis 0.30) gefunden worden (42). Da über den Polargebieten eine Tropopausenlücke (wie im Bereich der Strahlströme) nicht existiert, in der der isentrope Massenaustausch zwischen troposphärischer und stratosphärischer Luft erfolgt, ist die Verweilzeit der Aerosol-Partikel in der Stratosphäre hier erheblich größer als in mittleren Breiten: 1970 und 1972 wurde immer noch (im Sommer) eine (wenn auch schwächere) stratosphärische Dunstschicht über der inneren Arktis beobachtet, deren Reste in der unteren Stratosphäre noch 1973 erkennbar waren. Mit einer derartigen Hypothese ließe sich die arktische Erwärmung der Periode 1915–1940 auf das Fehlen größerer Vulkanerausbrüche nach dem Katmai (1912) in SW-Alaska zurückführen, und der darauffolgende Umschwung auf den Ausbruch des Hekla (Island) 1948, dessen Rauchwolke bis 28 km Höhe vermessen wurde. Ein Vergleich zwischen der Vulkanaktivität (43) und der Temperaturanomalie beider Polkappen wäre von größtem Interesse. Modellrechnungen zur stratosphärischen Trübung hat inzwischen PEYINGHAUS (44) vorgelegt, die den abkühlenden Effekt für die ganze Tropopause zeigen.

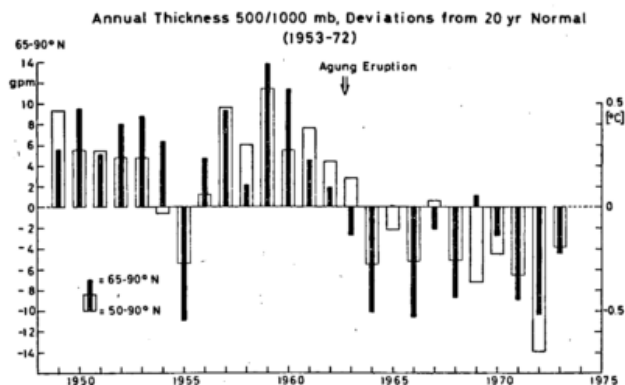


Abb. 5. Abweichungen des Flächenmittels der 500/1000-mb-Schicht für die Zonen 65–90° N und 50–90° N vom Mittelwert 1953–72 (Daten z. T. nach DRONIA (46)).

Die seit 1949 vorliegenden zirkumpolaren Karten der relativen Topographie 500/1000 mb (45) als Maß für die virtuelle Mitteltemperatur dieser Schicht erlauben eine über 25 Jahre ausgedehnte Auswertung. Leider sind die Karten nur bis 55° N wirklich vollständig, während der pazifische Sektor (südlich der Aleuten) bis 1966 nicht analysiert wurde. Abb. 5 zeigt den Gang der Jahresmittel dieses Parameters für die Polarkappen 65°–90° N und 50°–90° N (wegen des Flächenanteils gewichtet) in Abweichungen vom Mittelwert für 1953–1972, der sich aus den in (46) gegebenen Daten ergibt; im Anschluß hieran wurde die Reihe auf 25 Jahre (1949–1973) verlängert. Abgesehen von einzelnen Anomaliejahren (wie 1955) – die eine nähere Prüfung verdienen – fällt eine Abnahme von 1959 bis 1964 auf.

Dieser Verlauf zeigt, daß von einer allmählichen (möglicherweise anthropogenen) Abkühlung oder Erwärmung nicht die Rede ist. Ein Sprung um 1963 ist erkennbar; er liefert beim Vergleich der Teilreihen 1949–1962 und 1963–1973 eine Differenz von $-11.1 \text{ geop.m} = 0.56^\circ\text{C}$ für die eigentliche Polarkappe 65–90° N.

Für den erweiterten Bereich 50–90° N liegen die entsprechenden Werte mit $-9.4 \text{ gpm} = -0.47^\circ\text{C}$ kaum niedriger, trotz der mehr als doppelt so großen Fläche. Vor 1963 zeigt in der Polarkappe nur ein Jahr (1955) eine negative Abweichung, ab 1963 dagegen ein Jahr mit ganz geringer positiver Abweichung. Die relativ große interannuelle Änderung von im Mittel $6.7 \text{ gpm} = 0.34^\circ\text{C}$ – das entspricht für eine Fläche von rund $27 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ einer aufgenommenen oder abgegebenen Energie von knapp 2 Terawatt – spricht jedenfalls für die Beteiligung verschiedenartiger Prozesse, die man wohl kaum lediglich als statistisches Rauschen ("noise") interpretieren darf. Da die Abkühlung bereits ab 1960 einsetzt, kann die oben erwähnte Hypothese nur einen Teil der Abkühlung erklären; die variable Ausdehnung von Schnee und Eis ist wegen der Albedo besonders wichtig.

Literatur

- (1) LORENZ, E.: Climatic determinism. Amer. Meteor. Soc., Meteor. Monogr. 30 (1968) S. 1–3.
- (2) LORENZ, E.: Climatic Change as a mathematical Problem. J. appl. Meteor. 9 (1970) S. 325–329.
- (3) FLOHN, H.: Globale Energiebilanz und Klimaschwankungen. Vorträge Rhein. Westfäl. Akad. Wiss. N 234 (1973) S. 75–117; Bonner meteor. Abh. Sonderheft (19).
- (4) FLOHN, H.: Remarks on climatic intransitivity and the 1972 Pacific anomaly. Atmosphere, Toronto, 11 (1973) S. 134–140.
- (5) WETHERALD, R. T.; S. MANABE: Response of the joint ocean-atmosphere model to the seasonal variation of the solar radiation. Monthly Weather Rev. 100 (1972) S. 42–59.
- (6) ROWNTREE, P. R.: The influence of tropical east Pacific Ocean temperature on the atmosphere. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 98 (1972) S. 290–321.
- (7) EICKERMANN, W.; H. FLOHN: Witterungszusammenhänge über dem äquatorialen Südatlantik. Bonner meteor. Abh. 1 (1962). 62 S.
- (8) DOBERITZ, R.: Cross spectrum and filter analysis of monthly rainfall and wind data in the tropical Atlantic region. Bonner meteor. Abh. 11 (1968). 52 S.
- (9) CAVIEDES, C. N.: Secas and El Nino: Two simultaneous climatological hazards in South America. Proc. Assoc. Amer. Geogr. 5 (1973) S. 44–49.
- (10) KRAUS, E.: Secular changes of tropical rainfall regimes. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 81 (1955) S. 198–210.
- (11) LAMB, H. H.: Climate in the 1960's. Geogr. J. 132 (1966) S. 183–212.
- (12) BUTZER, K. W.: Recent history of an Ethiopian delta. The Omo River and the level of Lake Rudolf. Univ. Chicago, Dept. Geogr.: Res. Papers 136 (1971). 160 S.
- (13) LAMB, H. H.: British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns. Meteor. Office, London, Geophys. Mem. 116 (1972). 85 S.
- (14) FOGLE, B.; HAURWITZ, B.: Long-term variations in noctilucent cloud activity and their possible cause. Bonner meteor. Abh. 17 (1974) S. 263–276.
- (15) MANABE, S.; WETHERALD, R. T.: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. J. Atmosph. Sci. 24 (1967) S. 241–259.
- (16) KUKLA, G. J. and H.: Increased surface albedo in the northern hemisphere. Science 183 (1974) S. 709.

- (17) WILSON, A. T.: Origin of Ice Ages: An ice shelf theory for pleistocene glaciation. *Nature* 201 (1964) S. 147-149.
- (18) FLOHN, H.: Background of a geophysical model of the initiation of the next glaciation. In: *Climate of the Arctic, Conf. Proc. Fairbanks, Alaska, August 1973; Quaternary Research* 1974 (in print).
- (19) MAYKUT, G. A.; UNTERSTEINER, N.: Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea-ice. *J. Geophys. Res.* 76 (1971) S. 1550-1575.
- (20) BUDYKO, M.: The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus* 21 (1969) S. 611-619.
- (21) BUDYKO, M.: The future climate. *EOS, Transact. Amer. Geophys. Union* 1972 S. 868-874.
- (22) SELLERS, W. D.: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. appl. Meteor.* 8 (1969) S. 392-400.
- (23) SELLERS, W. D.: A new global climatic model. *J. appl. Meteor.* 12 (1973) S. 241-254.
- (24) FAEGRE, A.: An intransitive model of the earth-atmosphere-ocean system. *J. appl. Meteor.* 11 (1972) S. 4-6.
- (25) SAGAN, C.; TOOL, O. B.; GIERASCH, P. J.: Climatic change on Mars. *Science* 181 (1973) S. 1045-1049.
- (26) BATES, J. R.: Dynamic effects of disturbance on the Intertropical Convergence Zone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 96 (1970) S. 677-701.
- (27) FLOHN, H.: Tropische Zirkulationsformen im Lichte der Satellitenaufnahmen. (Im Druck).
- (28) SMIC-REPORT: Inadvertent climatic modification. Report of the study of man's impact on global climate. Cambridge/Mass., MIT Press 1971. 308 S.
- (29) FISCHER, G.: Über die Simulierung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre mit numerischen Modellen. *Bonner Meteor. Abh.* 17 (1973) S. 119-136.
- (30) RASCHKE, E.: Die Strahlungsbilanz des Systems Erde + Atmosphäre - neuere Ergebnisse von Satellitenmessungen. *Z. Geophys.* 38 (1972) S. 967-1000.
- (31) KASTEN, F.: Über den Energiehaushalt der Erdatmosphäre. *Phys. Bl.* (1974) H. 7, S. 53-63.
- (32) BAUMGARTNER, A.; REICHEL, E.: Eine neue Bilanz des globalen Wasserkreislaufs. *Umschau* 73 (1973) S. 631-632.
- (33) FLOHN, H.: Der Wasserhaushalt der Erde: Schwankungen und Eingriffe. *Naturwiss.* 60 (1973) S. 340-348.
- (34) WIJN-NIELSEN, A.: On the annual variation and spectral distribution of atmospheric energy. *Tellus* 19 (1967) S. 540-559.
- (35) AGI, M.: Globale Untersuchungen über die räumliche Verteilung der kinetischen Energie in der Atmosphäre. *Bonner meteor. Abh.* 12 (1970). 78 S.
- (36) OORT, A.; RASMUSSEN, E.: Atmospheric circulation statistics. NOAA Professional Paper 5 (1971).
- (37) DUTTON, J. A.; JOHNSON, D. R.: The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics. *Advances Geophys.* 12 (1967) S. 334-436.
- (38) KUNG, E.: Diurnal and long-term variations of kinetic energy. Generation and dissipation in the atmosphere. *Monthly Weather Rev.* 95 (1967) S. 593-606.
- (39) MITCHELL jr., J. M.: A preliminary evaluation of atmospheric pollution as a cause of the global temperature eluctuations of the past century. In: S. F. SINGER, *Global effects of environmental pollution.* Dordrecht, Holland, (1970) S. 139-155.
- (40) RODEWALD, M.: Einige hydroklimatische Besonderheiten des Jahrzehnts 1961-1970 im Nordatlantik und im Nordpolarmeer. *Dt. hydrogr. Z.* 25 (1972) S. 97-117.
- (41) RODEWALD, M.: Die jüngste Entwicklung der Eisberg-Drift bei Neufundland und ihre Vorhersage. *Beil. Berliner Wetterk.* 37/74 vom 7. 3. 1974.
- (42) VIEBROCK, H. J.; FLOWERS, E. G.: Comments on the recent decrease in solar radiation at the south pole. *Tellus* 20 (1968) S. 400-411.
- (43) LAMB, H. H.: Volcanic dust in the atmosphere. *Philos. Transact. Soc. London A* 266 (1970) S. 426-533.
- (44) PEYINGHAUS, W.: Eine numerische Berechnung der Strahlungsbilanz und die Strahlungserwärmung der Atmosphäre im Meridian-Vertikal-Schnitt. *Bonner meteor. Abh.* (Im Druck).
- (45) DEUTSCHER WETTERDIENST: Die Großwetterlagen Europas (Monatsbericht seit 1949).
- (46) DRONIA, H.: Über den Temperaturtrend der freien Atmosphäre auf der Nordhalbkugel in den letzten 20 Jahren. *Beil. Berliner Wetterk.* 90/73 vom 19. 7. 1973.

Anschrift: Prof. Dr. H. FLOHN, Meteorologisches Institut der Universität Bonn, 5300 Bonn, Auf dem Hügel 20.

Spektrale Lösung zonal und zeitlich gemittelter Klimagleichungen

Zusammenfassung

Für ein stationäres, zonal gemittelttes Klimamodell werden die Modellgleichungen zusammengestellt. In einem spektralen Lösungsverfahren müssen die Eigenfunktionen die meteorologisch und geographisch bedingten Randwerte erfüllen. Nach einer Diskussion der einzelnen Randbedingungen und der dazu passenden Funktionssysteme und Eigenwerte wird das System der nichtlinearen, inhomogenen partiellen Differentialgleichungen auf ein algebraisches System für die unbekanntten Entwicklungskoeffizienten reduziert, das dann nach dem NEWTONSchen Näherungsverfahren gelöst werden kann. Abschließend werden Ergebnisse dieser Rechnungen diskutiert.

Abstract

For a steady state, zonally averaged climatic model the model equations are presented. In a spectral solution procedure the eigenfunctions have to fullfill the meteorological and geographical boundary conditions. After a discussion of these conditions and of the matching functions and eigenvalues the system of the nonlinear, inhomogeneous partial differential equations is reduced to an algebraic system for the unknown amplitudes. This system is solved by NEWTONS method. Some results of these computations are discussed.

1. Einleitung

Die folgenden 4 Beiträge befassen sich mit einem zonal und zeitlich gemittelten Klimamodell, mit dem auch versucht werden soll, Fragen nach der anthropogenen Klimabeeinflussung zu beantworten. In diesem Modell soll von vorneherein von einem bereits eingetretenen klimatischen Gleichgewicht ausgegangen werden, so daß die zeitlichen Schwankungen der gemittelten Größen vernachlässigt werden können. Nach den Mittelungen hängt das System der Grundgleichungen für die 6 Modellvariablen - Wind mit seinen 3 Komponenten, Geopotential, Temperatur und spezifische Feuchte - nur noch von der geographischen Breite φ und vom Luftdruck p ab. Das bedeutet eine spürbare Reduzierung des Lösungsaufwandes, so daß es möglich ist, verschiedene, klimatologisch interessante Annahmen im Rahmen dieses Modells zu testen. Berechnet werden dann stets nur die stationären Endzustände, die die geforderten Balancen erfüllen, ohne den aufwendigen Weg der zeitabhängigen Rechnung und der anschließenden Mittelung gehen zu müssen.

Da die primitiven Gleichungen nichtlineare Terme enthalten, treten bei den Mittelungen Korrelationsglieder auf, die die Wechselwirkung aller kleinskaligeren Prozesse mit der globalen Skala beschreiben. Diese Wechselwirkungen zwischen den Skalen, die das eigentliche Problem jedes meteorologischen Modells sind, werden üblicherweise durch Parameterisierungen erfaßt.

Die Aussagen des Modells hängen dann entscheidend von einer physikalisch sinnvollen Formulierung dieser Ansätze ab. Für einige Terme existieren jedoch bereits bewährte Verfahren.

2. Die Modellgleichungen

Das zeitliche Mittel sei:

$$\bar{x} = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_0 - \frac{\Delta t}{2}}^{t_0 + \frac{\Delta t}{2}} x(t) dt = x - x' \quad [1]$$

Das zonale Mittel sei:

$$[x] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} x(\lambda) d(\lambda) = x - x^* \quad [2]$$

Das zonal-zeitliche Mittel über ein Produkt läßt sich dann aufspalten in

$$\overline{[x y]} = \overline{[x]} \overline{[y]} + \overline{[x^* y^*]} + \overline{[x' y']} \quad [3]$$

Terme der Form $\overline{[x]} \overline{[y]}$ beschreiben die mittlere Zirkulation, die Terme $\overline{[x^* y^*]}$ bzw. $\overline{[x' y']}$ beschreiben die ortsfesten bzw. wandernden Störungen. Das System der Grundgleichungen lautet nach den Mittelungen

$$\frac{\overline{[v]}}{a \cos \varphi} \frac{\partial \overline{[u]}}{\partial \varphi} \cos \varphi + \overline{[\omega]} \frac{\partial \overline{[u]}}{\partial p} - f \overline{[v]} = \overline{[R_\lambda]} - \left\{ \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\overline{[v^* u^*]} + \overline{[v' u']} \right) \cos^2 \varphi + \frac{\partial}{\partial p} \left(\overline{[\omega^* u^*]} + \overline{[\omega' u']} \right) \right\} \quad [4]$$

$$\begin{aligned} \frac{[\bar{v}]}{a} \frac{\partial [\bar{v}]}{\partial \varphi} + [\bar{\omega}] \frac{\partial [\bar{v}]}{\partial p} + f[\bar{u}] + [\bar{u}]^2 \frac{\tan \varphi}{a} + \frac{1}{a} \frac{\partial [\bar{\Phi}]}{\partial \varphi} = [\bar{R}_\varphi] - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left([\bar{v}^* \bar{v}^*] + [\bar{v}' \bar{v}'] \right) \cos \varphi + \right. \\ \left. + \left([\bar{u}^* \bar{u}^*] + [\bar{u}' \bar{u}'] \right) \tan \varphi + \frac{\partial}{\partial p} \left([\bar{\omega}^* \bar{v}^*] + [\bar{\omega}' \bar{v}'] \right) \right\} \end{aligned} \quad [5]$$

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial [\bar{v}] \cos \varphi}{\partial \varphi} + \frac{\partial [\bar{\omega}]}{\partial p} = 0 \quad [6]$$

$$\frac{\partial [\bar{\Phi}]}{\partial p} + \frac{R}{p} [T] = 0 \quad [7]$$

$$\begin{aligned} \frac{[\bar{v}]}{a} \frac{\partial [\bar{T}]}{\partial \varphi} + [\bar{\omega}] \frac{\partial [\bar{T}]}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} [\bar{\omega}] [T] = \frac{[\bar{Q}]}{c_p} - L [\bar{C}] + [\bar{D}_T] - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left([\bar{v}^* \bar{T}^*] + [\bar{v}' \bar{T}'] \right) \cos \varphi + \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial p} \left([\bar{\omega}^* \bar{T}^*] + [\bar{\omega}' \bar{T}'] \right) - \frac{\kappa}{p} \left([\bar{\omega}^* \bar{T}^*] + [\bar{\omega}' \bar{T}'] \right) \right\} \end{aligned} \quad [8]$$

$$\frac{[\bar{v}]}{a} \frac{\partial [\bar{q}]}{\partial \varphi} + [\bar{\omega}] \frac{\partial [\bar{q}]}{\partial p} = [\bar{C}] + [\bar{D}_q] - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left([\bar{v}^* \bar{q}^*] + [\bar{v}' \bar{q}'] \right) \cos \varphi + \frac{\partial}{\partial p} \left([\bar{\omega}^* \bar{q}^*] + [\bar{\omega}' \bar{q}'] \right) \right\} \quad [9]$$

Hier bedeuten:

$\begin{pmatrix} [\bar{u}] \\ [\bar{v}] \\ [\bar{\omega}] \end{pmatrix}$ Windvektor in m/s
mb/s

$[\bar{\Phi}]$ Geopotential in m²/s²

$[T]$ Temperatur in K

$[\bar{q}]$ spezifische Feuchte in g/kg

$[\bar{R}_\lambda]$ vertikaler Gradient der Schubspannung in φ -Richtung

$[\bar{R}_\varphi]$ vertikaler Gradient der Schubspannung in λ -Richtung

$[\bar{C}]$ Nettokondensationsrate

L Verdampfungswärme

$[\bar{D}]$ mikroturbulente Diffusion

$[\bar{Q}]$ diabatische Strahlungserwärmung

f Coriolisparameter

a Erdradius

R Gaskonstante

c_p spezifische Wärme bei konstantem Druck

In den geschweiften Klammern sind jeweils die turbulenten Transporte zusammengefaßt. $[\bar{Q}]$, die diabatische Strahlungserwärmung, ist die eigentliche physikalische Antriebsfunktion des Modells, so daß — mathematisch gesehen — das Gleichungssystem inhomogen ist.

3. Das spektrale Lösungsverfahren

Zur Lösung des Systems partieller nichtlinearer Differentialgleichungen soll auf ein spektrales Verfahren zurückgegriffen werden. Alle unbekannt Funktionen werden nach den Eigenfunktionen des Laplace Operators entwickelt, die ein vollständiges, orthogonales Funktionensystem bilden (1). Nach dem Entwicklungssatz müssen die Eigenwerte so gewählt werden, daß die jeweiligen Eigenfunktionen meteorologisch sinnvolle Randbedingungen erfüllen. In Tab. 1 sind für die einzelnen Variablen die möglichen Randbedingungen zusammengestellt und die entsprechenden Eigenfunktionen angegeben.

Die polaren Bedingungen für $[\bar{u}]$, $[\bar{v}]$, $[\bar{\Phi}]$, $[\bar{T}]$, $[\bar{q}]$ folgen aus der zonalen Mittelung und sind zwingend. Ebenso müssen die Geschwindigkeitskomponenten an der Obergrenze der Atmosphäre und — wenn p_0 der Oberflächenluftdruck ist — an der Untergrenze der Atmosphäre verschwinden. Die Bodenbedingung für die Temperatur ergibt sich aus der Annahme einer feuchtadiabatischen Schichtung in Bodennähe. Diese Bedingung, wie

auch die Randbedingung für die spezifische Feuchte in Bodennähe, die aus der Annahme eines exponentiellen Verlaufes folgt, führt auf negative Eigenwerte; die entsprechenden Eigenfunktionen sind dann Hyperbelfunktionen (3). Die übrigen Randbedingungen sind nicht zwingend vorgeschrieben, sie dürften im allgemeinen nur in erster Näherung erfüllt sein.

Zur Bestimmung der unbekannt Entwicklungskoeffizienten wird das System der Differentialgleichungen durch aufeinanderfolgende Multiplikationen mit allen Eigenfunktionen und anschließende Integration über den Modellbereich auf ein algebraisches nichtlineares Gleichungssystem reduziert. Dies bedeutet eine Annäherung aller Terme der Gleichungen nach der Methode der kleinsten Quadrate. Das so entstandene nichtlineare algebraische System kann dann etwa nach der Newtonschen Näherungsmethode gelöst werden. Die allgemeine Iterationsvorschrift lautet (4)

$$x^{t+1} = x^t - (f'(x^t))^{-1} \cdot f(x^t) \quad [10]$$

oder mit einer festen, geeigneten Stelle c

$$x^{t+1} = x^t - (f'(c))^{-1} \cdot f(x^t) \quad [11]$$

t ist die Nummer der Näherung, x der Vektor der unbekannt Entwicklungskoeffizienten. Die Existenz der inversen Matrix zu $f'(x^t)$ bzw. $f'(c)$ muß vorausgesetzt werden.

Tab. 1. Randbedingungen für die einzelnen Modellvariablen und die dazu passenden Orthogonalfunktionen

Variable	Randbedingungen			Eigenfunktionen
	$\varphi = \pm \frac{\pi}{2}$	$p = p_0$	$p = 0 \text{ mb}$	
$[\bar{u}]$	0	0	0	$\cos n\varphi \cdot \sin \left(\frac{m\pi}{p_0} \cdot p \right)$
$[\bar{v}]$	0	0	0	$\cos n\varphi \cdot \sin \left(\frac{m\pi}{p_0} \cdot p \right)$
$[\bar{\omega}]$	0	0	0	$\cos n\varphi \cdot \sin \left(\frac{m\pi}{p_0} \cdot p \right)$
$[\bar{\Phi}]$	$\frac{\partial [\bar{\Phi}]}{\partial \varphi} = 0$	0	const	$\cos \left(n \left(\varphi + \frac{\pi}{2} \right) \right) \cdot \sin \left(\frac{m\pi}{p_0} \cdot p \right)$
$[\bar{T}]$	$\frac{\partial [\bar{T}]}{\partial \varphi} = 0$	$[\bar{T}] - 5.3 \cdot 10^3 \text{ mb} \frac{\partial [\bar{T}]}{\partial p} = 0$	$\frac{\partial [\bar{T}]}{\partial p} = 0$	$\cos \left(n \left(\varphi + \frac{\pi}{2} \right) \right) \cdot \cos \sqrt{\lambda_m \cdot p}$
$[\bar{q}]$	$\frac{\partial [\bar{q}]}{\partial \varphi} = 0$	$[\bar{q}] - .5 \cdot 10^3 \text{ mb} \frac{\partial [\bar{q}]}{\partial p} = 0$	0	$\cos \left(n \left(\varphi + \frac{\pi}{2} \right) \right) \cdot \sin \sqrt{\lambda_m \cdot p}$

Das Verfahren konvergiert nach 3-4 Schritten.

Diese Lösungsmethode wurde an den Gleichungen [4] bis [6] getestet. Die rechten Seiten der Gleichungen [4] und [5] wurden aus den beobachteten Jahresmittelwerten des Windes (2) nach der Gittermethode berechnet und als nunmehr feste Antriebsfunktion interpretiert. $[\bar{\Phi}]$ wurde mit $[\bar{u}]$ geostrophisch balanciert, um eine Schließung des Gleichungssystems zu erreichen. Die folgenden Bilder zeigen jeweils einen Vergleich zwischen der bekannten Lösung (oben) und den nach dem eben

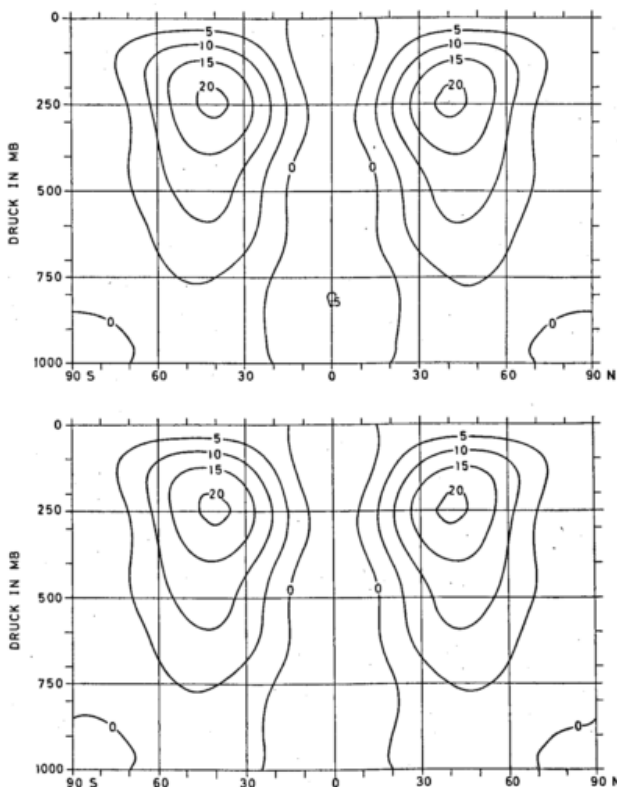


Abb. 1. Vergleich zwischen bekannter (oben) und spektral berechneter Zonalkomponente $[\bar{u}]$ in m/s.

skizzierten Verfahren berechneten Feldern. Für die zonale Komponente (Abb. 1) zeigt sich eine gute Übereinstimmung sowohl nach der Struktur als auch nach der

Größe; das Bild wird beherrscht durch die beiden Strahlströme. Bei der Meridional Komponente (Abb. 2) zeigt sich ebenfalls eine gute Übereinstimmung, wenn

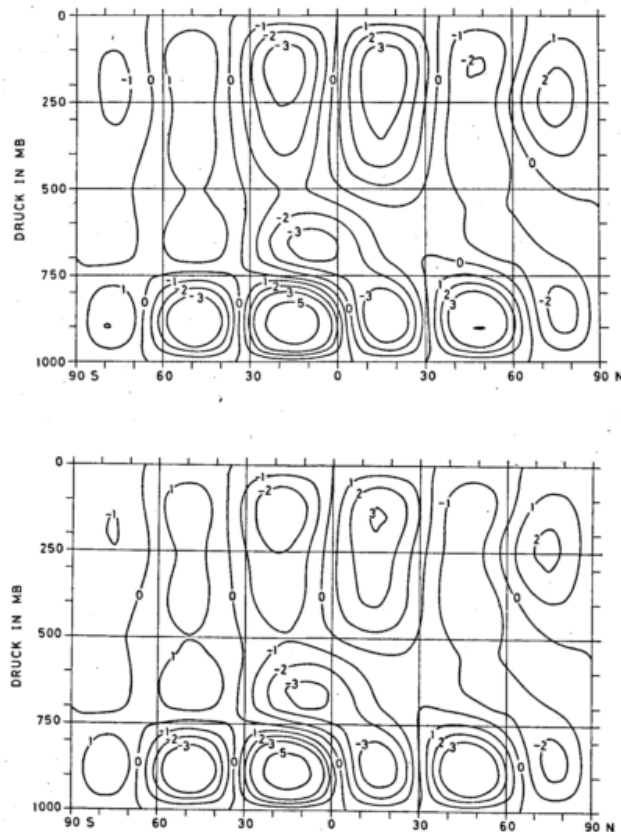


Abb. 2. Vergleich zwischen bekannter (oben) und spektral berechneter Meridional Komponente $[\bar{v}]$ in 10^{-1} m/s .

auch die Maxima nicht exakt wiedergegeben werden. Dies gilt in einem noch etwas größeren Maße für die Vertikalkomponente (Abb. 3). Alle Rechnungen wurden in meridionaler und vertikaler Richtung mit der Wellenzahl 6 durchgeführt. Die Rechenzeit für die Lösung betrug ca. 1,5 min. auf der IBM 370/168 der Gesellschaft für Mathematik und Datenverarbeitung in Bonn.

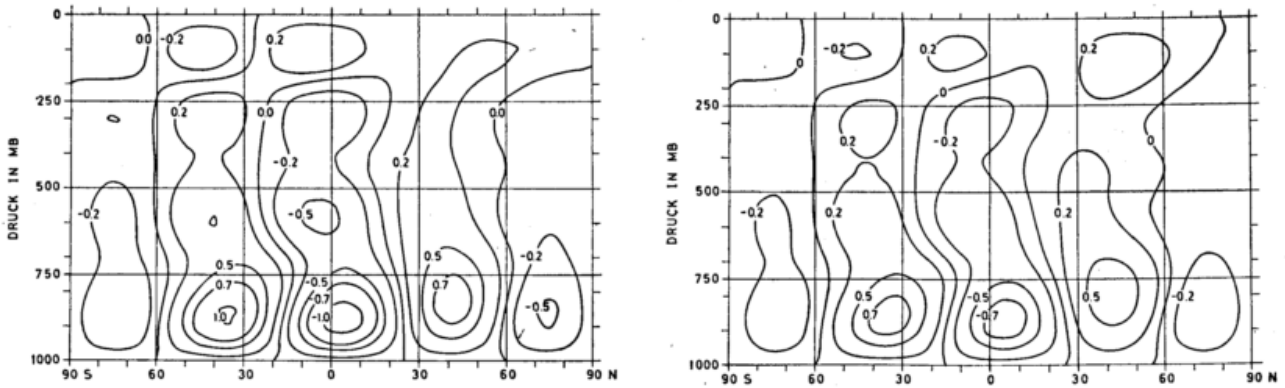


Abb. 3. Vergleich zwischen bekannter (links) und spektral berechneter Vertikalkomponente $[\omega]$ in 10^{-4} mb/s.

Literatur

- (1) COURANT, R.; HILBERT, B.: Methoden der mathematischen Physik I, Springer 1967.
- (2) OORT, A. H.; RASMUSSEN, E. M.: Atmospheric Circulation Statistics, NOAA Professional Paper 5 (1971).
- (3) SMIRNOW, W. P.: Lehrgang der höheren Mathematik, Bd. 4. Berlin: VEB 1968.
- (4) STUMMEL, F.; HAINER, K.: Praktische Mathematik. Stuttgart: Teubner Studienbücher 1971.

Anschrift: Dipl.-Met. W. WERGEN, Meteorologisches Institut der Universität Bonn, 5300 Bonn 1, Auf dem Hügel 20.

Die diabatische Strahlungsantriebsfunktion für ein Klimamodell

Zusammenfassung

Die Strahlungsübertragungsgleichungen im langwelligen Spektrum (20–3200 cm⁻¹) und das exponentielle BOUGUER-LAMBERTSCHE Schwächungsgesetz im Sonnenspektrum (0.3–8 μ) bilden die Grundlage zur Berechnung eines vertikalen Profils der Strahlungsbilanz. Deren Divergenz liefert die durch Strahlung verursachte Temperaturänderung der Atmosphäre.

Die strahlungswirksamen Parameter (H₂O, CO₂, O₃, Dunst, Albedo, Wolken) bleiben explizit in den Gleichungen erhalten und können durch Variation auf ihren Einfluß auf die Strahlungsbilanz überprüft werden. Damit steht die Strahlungsbilanzrechnung für eine Reihe meteorologischer Untersuchungen als Hilfsmittel zur Verfügung. In diesem Fall soll die Erwärmungsrate als Teil der Antriebsfunktion in einem stationären, zonal gemittelten Klimamodell verwendet werden. Hierzu werden die Felder der Strahlungsparameter im Jahresmittel und Meridional-Vertikalschnitt eingesetzt und das Feld der täglichen Temperaturänderung durch Strahlung berechnet.

Abstract

The equations of radiative transfer in the spectral range of 20–3200 cm⁻¹ and the exponential law of BOUGUER/LAMBERT in the short wave region (0.3–8 μ) are used to compute the vertical profile of the radiation balance Q. The divergence of Q leads to the radiative heating of the atmosphere.

In the equations mentioned above, the parameters determining the radiative transfer (H₂O, CO₂, O₃, dust, albedo, clouds) are used in explicit form. Their influence on the radiation balance can be proved by variation. Thus, the computation of the radiation balance is useful for many meteorological problems. One of these problems is the determination of the field of diabatic radiative heating in a climatic model. Those climatic models structured upon steady-state zonal averaging require the availability of radiative parameters in meridional and vertical cross-sections. Finally, the (φ-p)-cross-section of the daily radiative change of temperature is presented.

1. Eine Reihe von Parametern beeinflussen die Temperatur der Atmosphäre nur durch Einwirkung auf die Strahlung, wie etwa der CO₂-Gehalt oder der Dunst. Zudem stellt die Erwärmung durch Strahlungsflußdivergenz die primäre Energiequelle für das System Erde + Atmosphäre dar.

Aus diesen Gründen ist es also zweckmäßig, die Strahlungs-Erwärmungsrate und deren Abhängigkeit vom Zustand der Atmosphäre genauer zu analysieren. Nur dann kann man aus der Änderung der optischen Eigenschaften der Atmosphäre Rückschlüsse auf mögliche Folgen für das Klima ziehen.

Die Temperaturgleichung (1. Hauptsatz) im stationären, zonal gemittelten Fall lautet (vgl. (8)):

$$\begin{aligned} \frac{[\bar{v}]}{a} \frac{\partial [\bar{T}]}{\partial \varphi} + [\bar{\omega}] \frac{\partial [\bar{T}]}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} [\bar{\omega}] [\bar{T}] = \frac{[\bar{Q}]}{c_p} - L[\bar{C}] + [\bar{D}_T] - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left([\bar{v}^* \bar{T}^*] + [\bar{v}' T'] \right) \cos \varphi + \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial p} \left([\bar{\omega}^* \bar{T}^*] + [\bar{\omega}' T'] \right) - \frac{\kappa}{p} \left([\bar{\omega}^* \bar{T}^*] + [\bar{\omega}' T'] \right) \right\} \quad [1] \end{aligned}$$

Die rechte Seite von Gl. [1] enthält die Erwärmung durch die drei folgenden Prozesse:

- 1) Die Divergenz des Stromes fühlbarer Wärme (Korrelationsglieder und mikroturbulenter Term $[\bar{D}_T]$),
- 2) die Divergenz des Stromes latenter Wärme ($L \cdot [\bar{C}]$),
- 3) die Divergenz des Strahlungsflusses $\left(\frac{[\bar{Q}]}{c_p} \right)$

Die Erwärmung durch Strahlung ist von gleicher Größenordnung wie die beiden anderen erwähnten Prozesse. Zunächst wird die Strahlungsbilanz (direkte Sonnenstrahlung, Himmels-Streustrahlung, diffuse zurückgestreute und reflektierte Strahlung, langwellige atmosphärische Gegenstrahlung und Emission von Boden und Atmosphäre) in 21 Niveaus berechnet. Hieraus folgt

nach vertikaler Divergenzbildung die Erwärmung der Atmosphäre durch Strahlung. Das ist natürlich nur ein Baustein unter vielen in einer Klimamodellrechnung.

Daher sollte die Lösung mit Hilfe eines nicht zu aufwendigen Rechenmodells geschehen.

2. Im folgenden sei kurz der Rechenweg skizziert. Der Wellenzahlbereich des terrestrischen Spektrums zwischen 20 und 3200 cm^{-1} wird in 80 gleiche Teile geteilt. Mit Hilfe der Strahlungsübertragungsgleichung wird über die Emission in allen Wellenzahlbereichen und allen strahlenden Schichten der Atmosphäre integriert, um den langwelligen Strahlungsfluß in einem bestimmten Niveau zu erhalten. Diese numerische Integration bedeutet einen erheblichen Rechenaufwand, da besonders in den Bandenzentren die vertikale Schrittweite auf $1/100\text{ mb}$ sinken kann, bis das Integral nicht mehr von der Schrittweite abhängig ist. Berücksichtigt werden im Langwelligen die Absorber H_2O , CO_2 und Dunst. Bei H_2O und CO_2 werden die Absorptionskoeffizienten nach RASCHKE (5) benutzt, die Dunst-Transmission erfolgt nach einem Ansatz von JACOBOWITZ und COULSON (2).

Kurzweilig wird auf Gitterpunkten mit gleichbleibendem Abstand von 50 mb gerechnet. Die direkte Sonnenstrahlung wird mit Hilfe des BOUGUER-LAMBERTSchen Gesetzes berechnet. Es enthält im Exponenten einen Molekül-, Dunst- und Ozonschwächungsterm. Die Bandenabsorption von H_2O und CO_2 erfolgt mit Anwendung der von HOWARD u. a. (1) definierten Faktoren. Durch geeignete Differenzbildung läßt sich dann die Streustrahlung ermitteln, die innerhalb eines 50-mb-Intervalls aus der direkten Sonnenstrahlung herausgestreut wird. Dabei wird die Dunstabsorption zu 10% der Gesamt-Dunstextinktion angenommen. Das Verhältnis der vorwärts gestreuten Strahlung zur Rückstreuung bei Dunst und Molekülen wird aus der relativen Streufunktion, d. h. aus der Winkelabhängigkeit der Streustrahlung bestimmt, die von der Zenitdistanz der Sonne abhängig ist.

Bei der weiteren Ausbreitung der so ermittelten diffusen Himmels- bzw. Rückstreustrahlung fällt ein kleiner Betrag an zweifach gestreuter Strahlung an, der nach unten und oben abgeführt wird und nicht zur Erwärmung beiträgt. Diese Rechnung im Kurzweiligen wird für 192 Wellenlängenbereiche zwischen $0,3$ und $8\ \mu$ durchgeführt.

3. Um nun die Erwärmungsrate in dem zonal und zeitlich gemittelten Klimamodell als Antriebsfunktion verwenden zu können, müssen die entsprechenden Parameter ebenso gemittelt vorgegeben werden. Das sind H_2O , CO_2 , O_3 und Dunstteilchengehalt, ferner die Albedo von Boden und Wolken, Bedeckungsgrad und Solarkonstante. Diese Parameter können dann später durch Variation auf ihren Einfluß auf die Strahlungsbilanz überprüft werden. Bei den Wolken wird dazu der Bedeckungsgrad in fünf Niveaus festgelegt, deren Höhe von der geographischen Breite abhängt. Kurzweilig wird in ihrem Bereich vollständig diffus gestreut und reflektiert, also nichts zusätzlich zur normalen Wasserdampfabsorption absorbiert. Im terrestrischen Spektralbereich wird ein spektrales Absorptions-, Emissions- und Transmissionsvermögen eingeführt (3). Die Daten des Bedeckungsgrads werden aus den Arbeiten von LONDON (4) für die Nordhemisphäre, sonst von SASAMORI, LONDON, HOYT (7) übernommen.

Das Ergebnis ist in Abb. 1 zu sehen. Die beschriebene Rechnung wurde zwischen Süd- und Nordpol mit 10° Punktabstand durchgeführt und linear interpoliert. Das Bild zeigt zonal-zeitlich gemittelt die Temperaturänderung, die eintreten würde, wenn unter heutigen Verhältnissen einen Tag lang nur die Divergenz des Strahlungsflusses vorhanden wäre. Zwei kleine Gebiete in äquatorialen Breiten zeigen geringfügige Erwärmung (Tropopause und etwa 900 mb). Sonst herrscht - wie zu erwarten - überall Strahlungsabkühlung vor mit

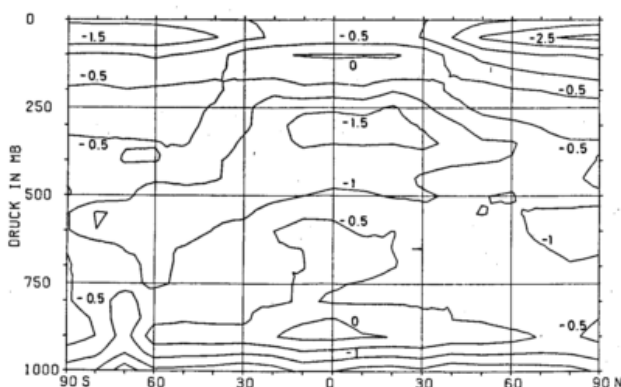


Abb. 1. Zonal-zeitliches Mittel der Temperaturänderung durch Strahlungsflußdivergenz in Grad/Tag.

einem Extremum in der oberen Troposphäre. Die stratosphärische Abkühlung ist nur sehr schlecht aufgelöst, die Schrittweite von 50 mb im Kurzweiligen läßt keine feinere Struktur zu. Das ist aber im Rahmen dieser Klimarechnung auch nicht erforderlich. Insgesamt gesehen ist das Integral über das Bild negativ ($-0,79\text{ grad/Tag}$), der Ausgleich erfolgt durch die beiden verbleibenden diabatischen Prozesse: die Freisetzung latenter und fühlbarer Wärme.

4. Zu interessanten Ergebnissen führt die Möglichkeit, einzelne Parameter zu variieren und die Auswirkungen auf das Feld der täglichen Temperaturänderungen zu ermitteln. Solche Versuche wurden für eine Reihe von Größen durchgeführt. Als Beispiel möchte ich hier die Auswirkung einer zehnfachen Erhöhung des CO_2 -Gehaltes in Abb. 2 wiedergeben. Es zeigt die Unterschiede der Abkühlungsrate in Grad/Tag, die in diesem Fall - verglichen mit Abb. 1 - auftreten. Außer der starken (nur qualitativ zu bewertenden) Abkühlung in der hohen Stratosphäre und kleinen bodennahen Gebieten in polaren Breiten verursacht eine CO_2 -Erhöhung durchweg eine Erwärmung der Atmosphäre mit Maximum in 750 mb und in niedrigen Breiten.

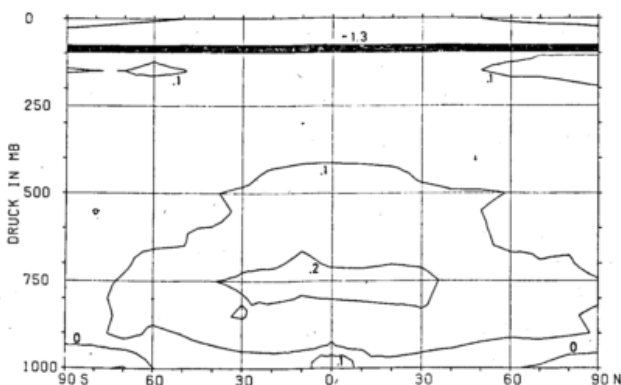


Abb. 2. Zonal-zeitliches Mittel der täglichen Temperaturänderung durch Strahlungsflußdivergenz bei 10fachem CO_2 -Gehalt, Differenz zu Abb. 1.

Dazu sei jedoch nochmals bemerkt, daß diese Rechnungen zunächst nur die primäre Änderung der Erwärmungsrate durch die Strahlung wiedergeben. Welche Änderung der Temperatur daraufhin zu erwarten ist, kann erst dann errechnet werden, wenn in geeigneter Weise auch die Konvektion und die anderen Energieaustauschvorgänge berücksichtigt werden können (8), (6). Das zu erreichen, wird die nächste Aufgabe im Rahmen dieses Klimamodells sein.

Die numerischen Rechnungen wurden auf der Rechenanlage IBM 370/165 der Gesellschaft für Mathematik und Datenverarbeitung in Bonn durchgeführt.

Literatur

- (1) HOWARD, J. N.; BURCH, D. E.; WILLIAMS, D. J.: Infrared transmission of synthetic atmospheres II. Absorption by carbon dioxide. *J. Opt. Soc. Amer.* 46 (1956) S. 237-241.
- (2) JACOBOWITZ, H.; COULSON, K. L.: The effects of aerosols on the outgoing terrestrial radiation. *Conf. on atmosph. radiation. Amer. Meteor. Soc. Ft. Collins, Color.* (1972).
- (3) KONDRATYEV, K. Y.: Radiation processes in the atmosphere. Geneva: WMO No. 309 (1972).
- (4) LONDON, J.: A study of the atmospheric heat balance. N. York Univ., Dpt. of Meteor. and Oceanography. Final Report. Contract No. AF 19 (122)-165 (1957).
- (5) RASCHKE, E.: Auswertungen von infraroten Strahlungsmessungen des meteor. Satelliten TIROS III, Teil 1: Generalisierte Transmissionsfunktionen für die Konstruktion von Strahlungsrechenogrammen. *Beitr. Phys. Atmosph.* 38 (1965) S. 97-120.
- (6) THOMMES, W.: Die Bestimmung der zonal und zeitlich gemittelten Erwärmungsrate durch Kondensation aus dem 1. Hauptsatz. Offenbach (M.): *Ann. Meteor. (N.F.)* Nr. 9 (1974) S. 41-43.
- (7) VAN LOON, H.; TALJAARD, J. J.; SASAMORI, T.; LONDON, J.; HOYT, D. V.; LABITZKE, K.; NEWTON, C. W.: Meteorology of the southern hemisphere. Chapter 2: Radiation budget of the southern hemisphere. *Meteor. Monogr.* 13 (1972) S. 9-23.
- (8) WERGEN, W.: Spektrale Lösungen zonal und zeitlich gemittelter Klimagleichungen. Offenbach (M.): *Ann. Meteor. (N.F.)* Nr. 9 (1974) S. 33-36.

Anschrift: Dr. W. PEYINGHAUS; Dr. C. KORFF, Meteorologisches Institut der Universität Bonn, 5300 Bonn 1, Auf dem Hügel 20.



Die Bestimmung der zonal und zeitlich gemittelten Erwärmungsrate durch Kondensation aus dem 1. Hauptsatz

Zusammenfassung

Im Rahmen eines zonal und zeitlich gemittelten Klimamodells, dessen Zielsetzungen und Gleichungssystem von WERGEN (1) vorgestellt wurden, wird die Bestimmung der aus Meßdaten nicht bekannten meteorologischen Transporte am Beispiel des 1. Hauptsatzes gezeigt. Die Summe der an Hand von zonal und zeitlich gemittelten Daten nicht belegbaren Terme besteht aus der Erwärmungsrate durch Kondensation, der Erwärmungsrate durch Strahlung, dem mikroturbulenten Wärmefluß und der Divergenz des vertikalen Wärmetransports durch die wandernden Störungen. Nach einer einfachen Parametrisierung des mikroturbulenten Wärmeflusses und der vertikalen "transient eddies" läßt sich die Erwärmungsrate durch Kondensation als Restglied bestimmen; das vertikale Integral dieser Erwärmungsrate ergibt den zonal und zeitlich gemittelten Niederschlag.

Abstract

Within the scope of a climatic model averaged in time and latitude, the intentions and the full set of thermo-hydrodynamic equations of which have been discussed by WERGEN (1), the determination of the meteorological transports not known from observations is presented in the case of the energy equation. The sum of the terms not available by means of data averaged in time and latitude consists of the release of latent heat by net condensation, the heating due to radiation, the vertical heat convergence due to microscale turbulent exchange processes and the divergence of the vertical heat transport by transient eddies. After a simple parameterization of the vertical flux of sensible heat due to microscale turbulence and the vertical transient eddies the release of latent heat by net condensation can be computed as residual. The result of vertical integration of the condensation rate yields the mean zonal precipitation.

1. Einleitung

In einem zonal und zeitlich gemittelten Klimamodell stellt sich die Beschreibung der Wechselwirkungen zwischen der globalen Skala und dem konvekten mesoskalaren Bereich einerseits und den kleinskaligen mikroturbulenten Austauschprozessen andererseits als ein bisher kaum gelöstes Problem dar.

Für ein eindimensionales (zusätzlich noch vertikal gemittelt) Klimamodell nach der Art von SELLERS (2), gibt STONE (3), (4) eine Parametrisierung der meridionalen und vertikalen Eddy-Flüsse an und vergleicht seine Ergebnisse mit denen von GREEN (5), der seine Parametrisierung allerdings auf die mittleren Breiten beschränkt. Diese Parametrisierungsansätze sind für ein zonal und zeitlich gemittelt Klimamodell nur bedingt brauchbar, da von vornherein auf eine Unterscheidung zwischen dem Transport durch die wandernden und ortsfesten Störungen und die mittlere Zirkulation verzichtet wird (3). Auf dieses Problem weist CLAPP (6) hin,

der für ein zweidimensionales Klimamodell, wie es hier verwendet wird, eine Parametrisierung des meridionalen transienten Eddy-Transportes nach dem Austauschkonzept testet.

In dem von WERGEN (1) vorgestellten Entwurf eines Klimamodells wird nun so vorgegangen, daß wir zunächst alle verfügbaren Daten in die Modellgleichungen einsetzen und so eine Summe der nicht aus Daten bekannten Transporte erhalten. Anschließend wird versucht, die einzelnen Glieder der Summe durch einfache Parametrisierungen zu berechnen.

Die im folgenden behandelte Temperaturgleichung (= 1. Hauptsatz) soll als Beispiel für unser Konzept dienen.

2. Die Modellgleichung

Der zonal und zeitlich gemittelte 1. Hauptsatz lautet in zonal und zeitlich gemittelter Form mit den üblichen Bezeichnungen in Druckkoordinaten

$$\begin{aligned} \frac{[\bar{v}]}{a} \frac{\partial [\bar{T}]}{\partial \varphi} + [\bar{\omega}] \frac{\partial [\bar{T}]}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} [\bar{\omega}] [\bar{T}] + \frac{1}{a \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial}{\partial \varphi} \left([\bar{v}' T'] \cos \varphi + [\bar{v}^* T^*] \cos \varphi \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial p} \left\{ [\bar{\omega}' T'] + [\bar{\omega}^* T^*] \right\} - \\ - \frac{\kappa}{p} \left\{ [\bar{\omega}' T'] + [\bar{\omega}^* T^*] \right\} = \frac{[\bar{D}_T]}{c_p} - \frac{L \cdot [\bar{C}]}{c_p} + \frac{[\bar{Q}]}{c_p} \end{aligned} \quad [1]$$

Die eckigen Klammern [] bedeuten die zonale, der Querbalken — die zeitliche Mittelung, die Striche ' beinhalten die zeitlichen, die Sternchen * die räumlichen Abweichungen (siehe auch (1)). $[\overline{D_T}]$ ist die Erwärmungsrate durch den mikroturbulenten Fluß fühlbarer Wärme, $L \cdot [\overline{C}]$ ist die Erwärmungsrate durch Kondensation, $[\overline{Q}]/c_p$ ist die Erwärmungsrate durch Strahlung. Mit $[\overline{v'T'}]$, $[\overline{\omega'T'}]$ ist der meridionale bzw. vertikale Transport durch die wandernden Störungen gemeint (transienter Eddy-Transport; $[\overline{v^*T^*}]$, $[\overline{\omega^*T^*}]$ bezeichnen den Wärmetransport durch die ortsfesten synoptischen Systeme (stehender Eddy-Transport).

3. Die Meßdaten

Von den in der Temperaturgleichung stehenden Gliedern sind uns bis auf die unterstrichenen alle Terme an Hand von Meßdaten gegeben. Von 10° S bis 75° N wurden die Daten von OORT und RASMUSSEN (7) herangezogen. Bei der Temperatur wurden ab 10° S und 75° N die Daten von NEWELL e. a. (8) verwendet. Bei den Eddy-Transporten wurden ab 10° S die jeweiligen Felder der Nordhalbkugel gespiegelt. Dies läßt sich in erster Annäherung für die hier eingesetzten Jahresmittel-Felder vertreten.

4. Die Restsumme der unbekanntnen Transporte

In Gleichung [1] ist die gesamte rechte Seite sowie der vertikale Transport durch die wandernden Störungen $[\overline{\omega'T'}]$ durch Meßdaten nicht belegbar. Die vertikale Verteilung der Kondensationsrate (genauer: Nettokondensationsrate) und des vertikalen transienten Transportes wird mit dem heutigen meteorologischen Meßnetz nicht erfaßt. Über den kleinskaligen Transport sensibler Wärme $[\overline{D_T}]$ liegen wenigstens aus der bodennahen Grenzschicht Messungen vor.

Es liegt deshalb nahe, als erstes die Summe dieser — in Gleichung [1] unterstrichenen — unbekanntnen Terme zu berechnen. Abb. 1 zeigt die Restsumme $[\overline{S_T}]$. Von den Tropen bis in die mittleren Breiten wird das Feld durch die mittlere Zirkulation bestimmt. Erst in höheren Breiten (ab 60°) bestimmt die Divergenz der Transporte durch die wandernden und ortsfesten Störungen das Feld.

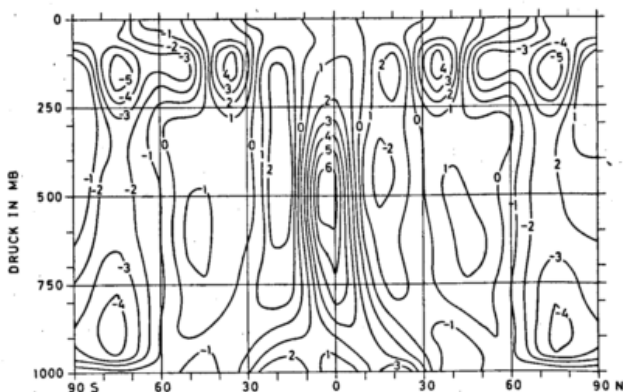


Abb. 1. Das Restglied $[\overline{S_T}]$ in $10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$

$$[\overline{S_T}] = \left\{ -L \cdot [\overline{C}] + [\overline{D_T}] + \frac{[\overline{Q}]}{c_p} - \frac{\partial}{\partial p} [\overline{\omega'T'}] + \frac{\kappa}{p} [\overline{\omega'T'}] \right\} \cdot \frac{c_p}{L}$$

5. Berechnung der unbekanntnen Eddy-Flüsse

Bei der Berechnung des transienten Eddy-Transportes $[\overline{\omega'T'}]$ wird ein Parametrisierungsvorschlag von SALTZMAN und VERNEKAR (8) verwendet. Sie linearisieren die transiente Feldgleichung für die potentielle Temperatur weitestgehend, multiplizieren diese vereinfachte Gleichung mit θ' und verbleiben mit der Gleichung

$$[\overline{v'\theta'}] \frac{\partial [\overline{\theta}]}{a \cdot \partial \varphi} + [\overline{\omega'\theta'}] \frac{\partial [\overline{\theta}]}{\partial p} = 0$$

Nach einer Umrechnung des aus Daten bekannten transienten Eddy-Transportes $[\overline{v'T'}]$ auf $[\overline{v'\theta'}]$ läßt sich $[\overline{\omega'\theta'}]$ und somit auch $[\overline{\omega'T'}]$ berechnen. Das Ergebnis ist in Abb. 2 zu sehen. Wir erkennen ein Maximum zwischen 40° und 50°, also dort, wo der stärkste polwärtige Transport von sensibler Wärme durch die Störungen stattfindet. Dieses Ergebnis stimmt zumindest für die Nordhalbkugel von 20° bis 80° mit den Berechnungen von SALTZMAN und FLEISHER (10), BERGGREN und NYBERG (11) überein; letztere berechnen den hemisphärischen Transport von $[\overline{\omega'T'}]$ durch die 700-mb-Fläche.

Die Ergebnisse von CLAPP (6), der das Datenmaterial von OORT und RASMUSSEN (7) benutzt und die vertikal integrierten transienten Eddy-Transporte berechnet hat, stimmen mit unseren berechneten $[\overline{\omega'T'}]$ -Feld recht gut überein.

Für die Berechnung des mikroturbulenten sensiblen Wärmeflusses wurde ein Austauschansatz angenommen:

$$[\overline{D_T}] = g \frac{\partial}{\partial p} [\overline{H_T}]; \text{ mit } [\overline{H_T}] = \varrho^2 \cdot g \cdot c_p \cdot K \cdot \left\{ \frac{\partial [\overline{\theta}]}{\partial p} - \gamma_{CG} \right\}$$

Der mikroturbulente Diffusionskoeffizient K ist an der unteren Modellgrenze ($p = 1000 \text{ mb}$) so gewählt, daß der Austauschansatz den aus Messungen bekannten Strom sensibler Wärme $[\overline{H_T}]$ richtig wiedergibt. Bei 800 mb soll K auf 1/10 seines Bodenwertes abgesunken sein ($K_{800} \approx 1 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$). Der Gegengradient γ_{CG} erlaubt

einen auch bei stabil geschichteter Atmosphäre $\left(\frac{\partial [\overline{\theta}]}{\partial p} < 0\right)$ aufwärts gerichteten Wärmetransport. Eine ausführliche Begründung sowie Angaben über die Größe von γ_{CG} liefert DEARDORFF (12). Ab 800 mb wird der mikroturbulente sensible Wärmestrom als vernachlässigbar klein angesehen, d. h. es wird $\frac{\partial [\overline{\theta}]}{\partial p} = \gamma_{CG}$ angesetzt.

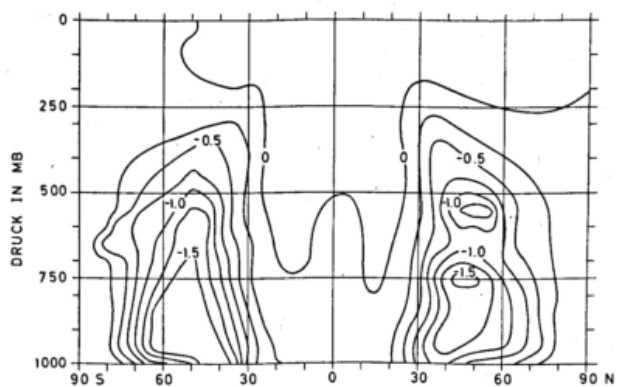


Abb. 2. Der vertikale Anteil der wandernden Störungen $[\overline{\omega'T'}]$ in $10^{-3} \text{ mb grad s}^{-1}$.

6. Ergebnisse

Setzt man nun das in Abb. 2 gezeigte $[\overline{\omega'T'}]$ -Feld sowie den sensiblen Wärmefluß $[\overline{D_T}]$ und die von PEYNGHAUS und KORFF (13) berechnete Erwärmungsrate durch Strahlung $[\overline{Q}]/c_p$ in die Restsumme $[\overline{S_T}]$ ein, dann bleibt die in Abb. 3 gezeigte Erwärmungsrate durch Kondensation $L \cdot [\overline{C}]$ als Restterm übrig. Das Maximum in den Tropen zwischen 700 und 250 mb ist verbunden mit dem Maximum des aufwärts gerichteten Feuchtetransportes durch die mittlere Zirkulation. Die Minima in den Subtropen sind verknüpft mit den absteigenden Ästen der

mittleren Meridionalzirkulation. In den mittleren und höheren Breiten bestimmt der Transport durch die wandernden und stationären Störungen das Feld der Kondensationsrate.

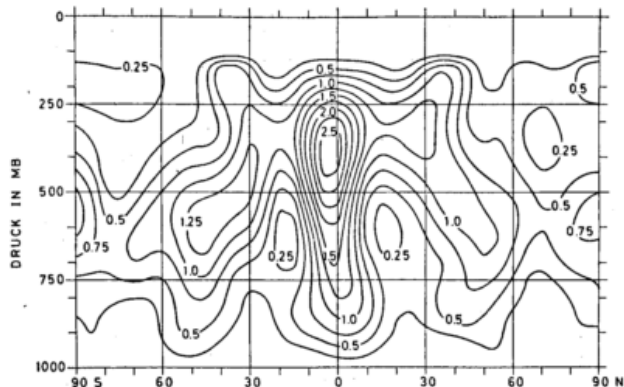


Abb. 3. Die Erwärmungsrate durch Kondensation $L \cdot [C]$ in $g \cdot d^{-1}$.

Integriert man die Erwärmungsrate durch Kondensation vertikal, so erhält man den zonal und zeitlich gemittelten Niederschlag $[P]$. (Abb. 4). Die gestrichelte Linie stellt zum Vergleich den Niederschlag von SELLERS (14) dar. Bedenkt man die Unterschiede in den Berechnungsmethoden und den Mittelungszeiträumen, dann ist die Übereinstimmung zwischen $75^\circ S$ und $75^\circ N$ recht gut. Die zu hohen Werte ab 75° sind auf die zumeist durch Extrapolation gewonnenen Werte zurückzuführen.

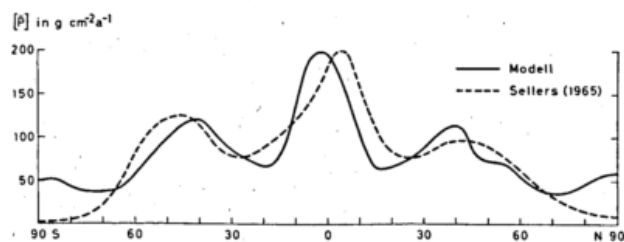


Abb. 4. Der zonal und zeitlich gemittelte Niederschlag $[P]$ in $g \cdot cm^{-2} \cdot a^{-1}$.

7. Schluß

Das hier beschriebene Verfahren, die unbekanntenen Wechselwirkungsglieder der Gleichungen als Restterme zu berechnen und dann in die zunächst als bekannt vorausgesetzten Antriebsfunktionen einzusetzen, ist ein naheliegender Weg, die Gleichungen zu schließen. Dieser bescheidene erste Schritt versetzt uns natürlich noch nicht in die Lage, etwas über die Physik der Wechsel-

wirkungen auszusagen. Dieses zentrale Problem eines jeden Modells der hier vorliegenden Art muß durch geeignete Parametrisierungen gelöst werden.

Die Berechnungen wurden auf der Großrechenanlage IBM 370/168 der Gesellschaft für Mathematik und Datenverarbeitung in Bonn durchgeführt.

Literatur

- (1) WERGEN, W.: Spektrale Lösung zonal und zeitlich gemittelter Klimagleichungen. *Ann. Meteor. (N.F.)* Nr. 9 (1974) S. 33-36.
- (2) SELLERS, W. D.: A new climatic model. *J. appl. Meteor.* 12 (1973) S. 241-254.
- (3) STONE, P. H.: A simplified radiative-dynamical model for the static stability of rotating atmospheres. *J. atmosph. Sci.* 29 (1972) S. 405-418.
- (4) STONE, P. H.: The effect of large-scale eddies on climatic change. *J. atmosph. Sci.* 30 (1973) S. 521-529.
- (5) GREEN, J. S. A.: Transfer properties of the large-scale eddies on the general circulation of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 96 (1970) S. 157-185.
- (6) CLAPP, P. F.: Parameterization of macroscale transient heat transport for use in a mean-motion model of the general circulation. *J. appl. Meteor.* 9 (1970) S. 554-563.
- (7) OORT, A. H.; RASMUSSEN, E. M.: Atmospheric circulation statistics, NOAA professional paper 5, U. S. Department of Commerce, (1971).
- (8) NEWELL, R. E.; KIDSON, J. W.; VINCENT, D. G.; BOER, G. J.: The general circulation of the tropical atmosphere. MIT Press, Vol. 1 (1972).
- (9) SALTZMAN, B.; VERNEKAR, A. D.: An equilibrium solution for the axially symmetric component of the earth's macroclimate. *J. geophys. Res.* 46 (1971) S. 1498-1524.
- (10) SALTZMAN, B.; VERNEKAR, A. D.: The modes of release of available potential energy in the atmosphere. *J. geophys. Res.* 65 (1960) S. 1215-1222.
- (11) BERGGREN, R.; NYBERG, A.: Eddy vertical transport of latent and sensible heat. *Tellus* 19 (1967) S. 18-23.
- (12) DEARDORFF, J. W.: The counter-gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory. *J. atmosph. Sci.* 23 (1966) S. 503-506.
- (13) PEYINGHAUS, W.; KORFF, H. C.: Die diabatische Strahlungsfunktion für ein Klimamodell. *Ann. Meteor. (N.F.)* Nr. 9 (1974) S. 37-39.
- (14) SELLERS, W. D.: Physical climatology. Univ. of Chicago Press (1965).

Anschrift: Dipl.-Met. W. THOMMES, Meteorologisches Institut der Universität Bonn, 5300 Bonn 1, Auf dem Hügel 20.

Die Darstellung atmosphärischer Transporte mit Stromfunktionen für ein Klimamodell

Zusammenfassung

Es wird ein zonal und zeitlich gemitteltes Klimamodell entworfen, das sich vertikal zwischen Erdoberfläche und Obergrenze der Atmosphäre und horizontal zwischen Südpol und Nordpol erstreckt. Grundgleichungen sind die 6 gemittelten Erhaltungsbeziehungen für Masse, Horizontalimpuls, Potential, fühlbare und latente Wärme. Sie haben bei geeigneter Interpretation die Form der Massenkontinuitätsgleichung. Daher lassen sich die entsprechenden Flüsse durch Stromfunktionen darstellen. Die Stromfunktion für den Massentransport ist in sehr guter Näherung quellenfrei, die zugehörigen Stromlinien sind geschlossen. Die anderen Eigenschaftstransporte sind nicht quellenfrei, ihre Stromlinien schneiden die Ränder der Atmosphäre. Der Austausch von Impuls und Wasser mit der Erdoberfläche wird sichtbar durch Stromlinien dieser Flüsse, deren Horizontalgradienten im Oberflächenniveau gerade dem vertikalen Impulsfluß zwischen Erde und Atmosphäre bzw. der Differenz von Verdunstung und Niederschlag entsprechen. Die Stromlinien der potentiellen Wärme ($gz + c_p T$) stehen zusätzlich über den Strahlungsfluß im Austausch mit dem Weltraum. Verteilungen der Stromfunktionen anhand mehrjährig gemittelter Daten zwischen $10^\circ \text{S} - 75^\circ \text{N}$ werden gezeigt. Sie sind die quantitative Grundlage für die Konsistenzprüfung des Klimamodells.

Abstract

On the representation of atmospheric transports in terms of stream functions for a climate model

A zonally and time-averaged climate model has been designed. It covers the atmosphere between its upper surface and the earth's surface in vertical direction and all latitudes between south and north pole in horizontal direction. Basic equations are the 6 averaged conservation relations for mass, horizontal momentum, potential energy, sensible and latent heat. If properly interpreted these have the form of the mass continuity equation. Thus the pertinent fluxes can be represented in terms of stream functions. The mass transport stream function is nearly source-free, the streamlines are closed. The other property transports are not source-free; their streamlines intersect the boundaries of the atmosphere. The momentum and water exchange with the earth's surface becomes visible by streamlines whose horizontal gradients at the surface correspond to the vertical momentum flux and the difference evaporation minus precipitation, respectively. The streamlines of potential heat ($gz + c_p T$) are also in exchange with space via the radiation flux across the atmosphere's upper surface. Patterns of the stream functions based on averaged data between $10^\circ \text{S} - 75^\circ \text{N}$ are shown. They are the quantitative basis for the consistency proof of the climate model.

In order to demonstrate the time changes of the zonally symmetric circulation a film was produced which is based entirely upon observed atmospheric data. The film was shown at the conference. It exhibits the annual march of the main stream functions and offers a look into the mechanisms of the general circulation on a global scale.

1. Einleitung

Neben den Problemen der Kurz- und Mittelfristprognose gewinnt heute ein Gebiet der theoretischen Meteorologie mehr und mehr an Bedeutung, das bisher weitgehend durch deskriptive und statistische Arbeitsmethoden, vielfach beschränkt auf die Erd-Meeressoberfläche, gekennzeichnet war: das Gebiet der theoretischen Klimatologie, charakterisiert durch den Entwurf von Klimamodellen. Auf ihre Bedeutung hat FLOHN (1) schon vor längerer Zeit hingewiesen, und zwar unter dem Aspekt einer Theorie der allgemeinen Zirkulation der Erdatmosphäre für Zeitskalen von Jahrzehnten. Heute tritt

das Problem der anthropogenen Klimamodifikation stärker in den Vordergrund und verschafft den Bemühungen der theoretischen wie angewandten Klimatologie eine ungewohnte und bedrängende Aktualität. Allein die Frage der Instabilität des globalen Klimas angesichts der zur Zeit (und noch auf Jahre hin) exponentiell wachsenden Energiezufuhr durch den Menschen macht ein umfassendes Verständnis des natürlichen Klimas von Planetenatmosphären und seiner Stabilitätszustände, Beeinflussbarkeit, Vorhersagbarkeit erforderlich. Da an eine gezielte Beeinflussung des globalen Klimas nicht zu denken ist, sind numerische Modellrechnungen (neben

physikalischen Modellexperimenten) die einzige Möglichkeit, Experimente mit der globalen Atmosphäre auszuführen. In diesem Zusammenhang ist das heute viel diskutierte Problem der Umwelteinflüsse als ein für den Menschen zwar wesentlicher, für das globale Klima jedoch eher untergeordneter Aspekt der atmosphärischen Zirkulation zu sehen. Die Aufmerksamkeit konzentriert sich auf die Frage, inwieweit die Eigenschaften von Zirkulationsmodellen die Eigenschaften der wirklichen globalen Atmosphäre darstellen.

Eine Klassifikation von Klimamodellen findet sich im 6. Kapitel des SMIC-Reports (2). Danach lassen sich 4 Kategorien von Modellen unterscheiden. Die einfachste ist die Klasse der global gemittelten Modelle. Durch Verfeinerung der Auflösung und des physikalischen Gehalts gelangt man über statistische und semi-empirische Ansätze hin zu den hochauflösenden numerischen Modellen der allgemeinen Zirkulation, in denen die großskaligen atmosphärischen Bewegungen explizit dargestellt werden. Die letztgenannten „großen“ Modelle enthalten mittlerweile aufwendige Parametrisierungen der planetarischen Grenzschicht, der mesoskalaren Konvektion sowie eine Mehrschichtendarstellung der Stratosphäre (SMAGORINSKY-MANABE; MINTZ-ARAKAWA; KASAHARA-WASHINGTON).

Es ist inzwischen erwiesen, daß das Konzept, Klimamodelle durch langzeitige Integrationen aus Kurz- oder Mittelfristmodellen aufzubauen, nicht zu den gewünschten Resultaten führt. Wie LORENZ (3) zeigte, ist die Vorhersagbarkeit der atmosphärischen Zustandsfelder begrenzt, bedingt durch die Nichtlinearität der fluid-dynamischen Gleichungen im Verein mit den nur ungenau bekannten Anfangsbedingungen der Integration. Dies führt dazu, daß das Energiespektrum der Fehler nach 2-4 Wochen Prognosezeitraum den Spektralbereich auch der großskaligen eigentlichen Vorhersagefelder „überschwemmt“, wodurch die Determiniertheit des Problems zerstört wird. Die Einbeziehung der Meßunsicherheiten in die prognostischen Gleichungen durch das Prinzip der stochastisch-dynamischen Vorhersage (EPSTEIN, TATARSKY, FLEMING) kann die Vorhersagbarkeit zwar verlängern, ihre grundsätzliche Begrenztheit (ca. 4 Wochen) jedoch nicht aufheben; man vergleiche die entsprechende Diskussion bei FORTAK (4).

Die Grenzen der Vorhersagbarkeit sind nicht nur theoretisch abgeleitet worden, sondern auch aus numerischen Rechnungen bekannt. Ein klares Beispiel dafür wurde kürzlich von SPAR (5) diskutiert. Bei einem Experiment mit dem MINTZ-ARAKAWA-Modell wurden zwei Vorhersageläufe gemacht, die sich nur durch einen schnelleren Algorithmus in der Berechnung von p^* unterschieden. Dieser Algorithmus lieferte zwischen 1050-50 mbar innerhalb von 4-6 Dezimalen übereinstimmende Ergebnisse. Trotzdem waren bei einem Zeitschritt von 6 Min. die Lösungen nach 2-3 Wochen Modellzeit praktisch unkorreliert. Dies konnte auch durch zeitliche Mittelbildung nicht behoben werden: die Monatsmittel der beiden Läufe zeigten bereits im zweiten Monat signifikante Unterschiede, während die mittleren Felder im dritten Monat praktisch unkorreliert waren; so zeigte der „schnelle“ Lauf eine kräftige großräumige Zyklone über dem Nordatlantik, der Kontroll-Lauf jedoch nicht. SPAR hebt hervor, daß durch diese Experimente die Glaubwürdigkeit von Monats- und Jahreszeitemvorhersagen mittels derzeitiger dynamischer Modelle ernsthaft angezweifelt werden muß. Für unsere Fragestellung ergibt sich daraus, daß zur Klimasimulation der naive Weg langzeitiger Integrationen der atmosphärischen Grundgleichungen ausscheidet. Dieser Weg liefert offenkundig keine Vorhersage im deterministischen Sinn, sondern bestenfalls die Realisierung eines möglichen Zirkulationszustandes. Die Frage jedoch, wie man aus vielen solchen möglichen Zirkulationszuständen der Atmo-

sphäre geeignete Statistiken des wahren oder des für andere Klimakonfigurationen zu erwartenden Klimas konstruieren soll, ist bisher nicht befriedigend beantwortet.

Das zonal-zeitlich gemittelte Klimamodell, an dem eine Gruppe des Meteorologischen Instituts der Universität Bonn arbeitet (vgl. die Arbeiten 6, 7, 8), vermeidet die geschilderten Schwierigkeiten. Dafür verzichtet es von vornherein auf die Darstellung wesentlicher Eigenschaften der Zirkulation, insbesondere die Modellierung von Wirbeln der synoptischen Skala. Es geht aus von den Erhaltungsbeziehungen für Masse, Horizontalimpuls, potentielle Energie, fühlbare und latente Wärme. Die Gleichungen werden bezüglich der geographischen Länge und der Zeit gemittelt. Die gemittelten nichtlinearen Transporte werden in die Summe aus mittlerem (Zell-) Transport, Transport durch stehende Störungen („standing eddies“) und Transport durch wandernde Störungen („transient eddies“) zerlegt. Berechnet werden sollen die unbekannt zonal-zeitlich gemittelten Felder $[\bar{u}]$, $[\bar{v}]$, $[\bar{\omega}]$, $[\bar{T}]$, $[\bar{\Phi}]$, $[q]$. Die eckigen Klammern bezeichnen die zonale, der Querstrich die zeitliche Mittelung. Diese Felder stellen die einfachste mögliche quantitative Beschreibung des atmosphärischen Zirkulationszustandes dar. Bei Vorgabe der Quellfunktionen in den Erhaltungsgleichungen (diabatische Strahlungsheizung, Wasserdampfkondensationsrate, Dissipationsterme) sowie der Störungsflüsse sind sie als Lösungen eines gekoppelten nichtlinearen Gleichungssystems erhältlich; zur Lösungsmethode mittels Orthogonalfunktionen vgl. WERGEN (6).

Dieses Klimamodell ist kein dynamisches Modell im Sinne der hochauflösenden Zirkulationsmodelle oder im Sinne des zonal gemittelten statistisch-dynamischer Zwischichtenmodells von KURIHARA (9). Es ist eher ein Bilanzmodell, das die mittleren Zustandsfelder anhand beobachteter Flüsse berechnen soll. Angesichts der Schwierigkeiten in der Bestimmung der Vertikaltransporte müssen die Bilanzrechnungen in engem Anschluß an die Beobachtungen durchgeführt werden. Einem solchen Vorgehen kommt die Tatsache zugute, daß das am weitesten entwickelte und mit den besten Daten belegte Schema der allgemeinen Zirkulation die zonal-zeitlich gemittelte Darstellung ist. Die erwähnte Zerlegung in mittlere Zirkulation, stehende Wirbel und wandernde Störungen liegt allen modernen Datenauswertungen zugrunde, insbesondere der Statistik von OORT und RASMUSSEN (10), auf der unsere Arbeiten aufbauen.

Neben den im Rahmen dieses Klimamodells bisher durchgeführten Arbeiten zur numerischen Lösung des gekoppelten Gleichungssystems (6), der Berechnung der diabatischen Strahlungsheizung (7) und der vorläufigen Erfassung der Vertikaltransporte von Wasser durch Niederschlagsfluß und wandernde Störungen (8) soll im vorliegenden Beitrag ein attraktiv erscheinender, obwohl ungewohnter Aspekt der zonal-zeitlich gemittelten Zirkulation hervorgehoben werden: Ihre Darstellbarkeit mittels Stromfunktionen.

2. Das Konzept der Stromfunktionen

Die im vorliegenden Beitrag verwendeten Grundgleichungen in p -Koordinaten sind bei WERGEN (6) angegeben. Die dort vorgenommene Zerlegung der nichtlinearen Transporte gemäß dem Formalismus $[\overline{ab}] = [\bar{a}][\bar{b}] + [\overline{a'b'}] + [\overline{a^*b^*}]$ wird hier jedoch nicht benötigt. Wir gehen aus von der zonal gemittelten Kontinuitätsgleichung

$$\frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial [v] \cos \varphi}{\partial y} + \frac{\partial [\omega]}{\partial p} = 0 \quad [1]$$

Ihre Gültigkeit wird durch ev. zeitliche Mittelung nicht verändert. Bekanntlich ist es möglich, [1] durch eine Massenstromfunktion Ψ identisch zu erfüllen. Ψ ist definiert durch:

$$[v] = \frac{g}{2\pi a \cos \varphi} \frac{\partial \Psi}{\partial p}; \quad [\omega] = -\frac{g}{2\pi a \cos \varphi} \frac{\partial \Psi}{\partial y} \quad [2]$$

Der auch in den folgenden Definitionen auftretende Faktor $g/2\pi a$ von der Dimension s^{-2} gibt der jeweiligen Stromfunktion eine vernünftige Dimension - im Falle der Massenstromfunktion ist dies die Einheit $kg\ s^{-1}$.

Durch geeignete Interpretation ist es nun möglich, auch die Erhaltungsgleichungen für andere konservative Eigenschaften wie die spezifische Feuchte q , den Drehimpuls $I = a \cos \varphi (u + a \Omega \cos \varphi)$, den Zonalwind u , die potentielle Wärme $c_p T + gz$ in einer der Kontinuitätsgleichung [1] analogen Form zu schreiben. Wenn wir die jeweilige transportierte Eigenschaft mit dem Buchstaben e bezeichnen ($e = q, e = I$ usw.), so schreibt sich die verallgemeinerte Erhaltungsgleichung für e :

$$\frac{1}{h_y} \frac{\partial (F_{ey} h_y)}{\partial y} + \frac{1}{h_p} \frac{\partial (F_{ep} h_p)}{\partial p} = 0 \quad [3]$$

Hier bezeichnen F_{ey}, F_{ep} den gesamten Fluß der Eigenschaft e in meridionaler bzw. vertikaler Richtung (F_{ey} positiv nach Norden, F_{ep} positiv abwärts). Die Größen h_y, h_p sind dimensionslose Strukturfunktionen, die nur von einer Koordinate abhängen dürfen:

$$h_y \equiv h_y(y); \quad h_p \equiv h_p(p) \quad [4]$$

In den meisten Fällen wird $h_y = \cos \varphi$ gewählt; eine Ausnahme ist der Impulstransport, vgl. Tab. 1. Für die vertikale Strukturfunktion wird ausnahmslos $h_p \equiv 1$ gesetzt.

Man kann nun in Analogie zu [2] eine verallgemeinerte Stromfunktion Ψ_e für die konservative Eigenschaft e definieren:

$$F_{ey} = \frac{g}{2\pi a} \frac{1}{h_y h_p} \frac{\partial \Psi_e}{\partial p}; \quad F_{ep} = -\frac{g}{2\pi a} \frac{1}{h_y h_p} \frac{\partial \Psi_e}{\partial y} \quad [5]$$

Das Vorzeichen von Ψ_e ist Sache der Konvention.

3. Die Erhaltungsgleichungen für Wasser, Impuls und Energie

Wir haben die atmosphärischen Feldgrößen $e = q, e = I$ usw. als konservativ bezeichnet. Dies ist nach VAN MIEGHEM (11) dann angebracht, wenn die Quellterme in der jeweiligen Erhaltungsgleichung als Divergenz eines Vektorfeldes dargestellt werden können. Wir stellen uns auf den Standpunkt, daß dies bei geeigneter Interpretation möglich ist.

Betrachten wir etwa die Quellfunktion für den Wasserdampf. Sie ist gegeben durch die Nettokondensationsrate sowie den mikroturbulenten Diffusionsfluß von Wasserdampf. Der letztere spielt voraussichtlich nur in der planetarischen Grenzschicht eine Rolle, während in der freien Troposphäre der Fluß von Wasserdampf durch organisierte Transporte, d. h. den Term $[\omega q]$, übernommen wird. Wir nehmen nun an (Abb. 1), daß die Nettokondensationsrate durch die vertikale Divergenz des Vertikalflusses H_C von Wasser in kondensierter Form (flüssiges oder gefrorenes Wasser) gegeben ist. Horizontaltransporte von Kondensat sind vernachlässigt. Für die Mikrostruktur einer einzelnen Wolke wäre dies sicher keine gute Näherung, während es im zonal gemittelten Fall und auf der hier betrachteten Skala annehmbar erscheint. H_C ist seiner Natur nach abwärts gerichtet (negativ). Umgekehrt ist der Diffu-

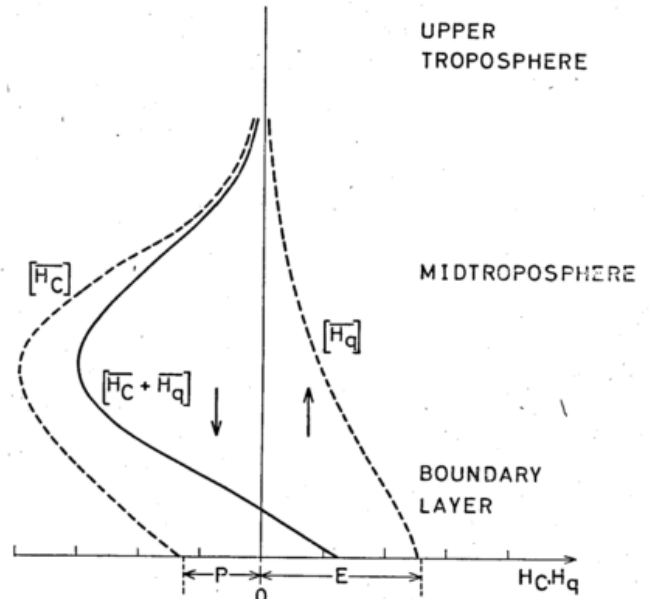


Abb. 1. Schema des zonal gemittelten Vertikaltransports von Wasser in Form von mikroturbulentem Diffusionsfluß H_q und „Kondensatfluß“ H_C . Physikalische Dimension beider Flüsse: $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$.

sionsfluß H_q stets aufwärts gerichtet, auch für diesen Transport wird nur die vertikale Komponente berücksichtigt. Der Bodenwert von H_C ist gleich dem Niederschlag P , der von H_q gleich der Verdunstung E . Die Vertikalprofile von H_C, H_q sind schematisch in Abb. 1 dargestellt. Die Wasserdampfquelle ist gleich der Vertikaldivergenz der Summe der beiden Flüsse und der Wasserdampf damit konservativ im Sinne von VAN MIEGHEM (11).

Entsprechend läßt sich für den Drehimpuls bzw. den Impulstransport die Vertikaldivergenz der Schubspannung als Quellfunktion definieren, auch hier werden die prinzipiell vorhandenen horizontalen Anteile der Schubspannungsdivergenz als klein vernachlässigt. Die Quellfunktion für die Energie enthält außer der Kondensationsheizung einen Anteil durch mikroturbulente Temperaturleitung sowie vor allem den Heizungsanteil durch die Strahlungsflußdivergenz, die wir ebenfalls als einen Vektor mit praktisch nur vertikaler Komponente H_R auffassen. Die jeweiligen Größen für die einzelnen Transporte sind in Tab. 1 zusammengestellt.

Diese Interpretation von Erhaltungsbeziehungen mit Quellen und Senken als dennoch konservativ hat zur Folge, daß der Vertikaltransport der jeweiligen Eigenschaft e nicht nur den gewöhnlichen Vertikalfluß $[\omega e]$ enthält, sondern außerdem Flußanteile von e auf einer anderen physikalischen Skala (H_q, τ_x, H_T) sowie in anderen Phasenzuständen (H_C, H_R). Während die horizontale Transportkomponente F_{ey} in [3] nach wie vor den aus synoptischen Daten gewinnbaren Fluß von e in meridionaler Richtung beschreibt, ist die Komponente F_{ep} ein verallgemeinerter Vertikalfluß von e , der teils meßbare, teils praktisch nicht meßbare Anteile verschiedener Skalen und Phasen umfaßt, wobei die nicht meßbaren vielfach die interessantesten sind. THOMMES (8) hat den Versuch gemacht, im Rahmen der vorliegenden Datenauswertungen den vertikalen Kondensatfluß H_C zu bestimmen.

4. Die Stromfunktionen für Wasser-, Impuls- und Energietransport

Für die atmosphärischen Horizontaltransporte F_{ey} liegt seit einiger Zeit das vorbildlich ausgewertete Material der MIT-Library vor (10). Damit ergibt sich aus [5] die Stromfunktion Ψ_e durch Vertikalintegration über

Tab. 1. Quasistationäre Meridional-Vertikaltransporte konservativer Eigenschaften.

Eigenschaft e	h_y	Meridionaler Fluß F_{ey}	Vertikaler Fluß F_{ep}	Dimension von Ψ_e	Bemerkungen
1	$\cos\phi$	$[\bar{v}]$	$[\bar{w}]$	kg sec^{-1}	
q	$\cos\phi$	$[\bar{v}q]$	$[\bar{w}q] - g[\bar{H}_C] - g[\bar{H}_q]$	kg sec^{-1}	H_C =Vertikaler Kondensatfluß H_q =Vertikaler q -Diffusionsfluß
$I = a\cos\phi(u+a\bar{v}\cos\phi)$	$\cos\phi$	$[\bar{v}I]$	$[\bar{w}I] + g\bar{a}\cos\phi[\bar{\tau}_x]$	Joule (J)	τ_x =Zonalkomponente der Schubspannung
u	$\cos^2\phi$	$[\bar{v}u]$	$[\bar{w}u] + g[\bar{\tau}_x] - \frac{fg\bar{v}}{2\pi a\cos\phi}$	Newton (N)	$\Psi =$ Massenstromfunktion
$H = c_p T + gz$	$\cos\phi$	$[\bar{v}H] - [\bar{v}]H_0$	$[\bar{w}H] - [\bar{w}]H_0 - g[\bar{H}_R + \bar{H}_T - L\bar{H}_C]$	J sec^{-1} =Watt	$H_0 = 317.4 \text{ J/g}$ ($\approx 44.2^\circ\text{C}$) H_R =Vertikaler Strahlungsfluß H_T =Vertikaler T -Diffusionsfluß

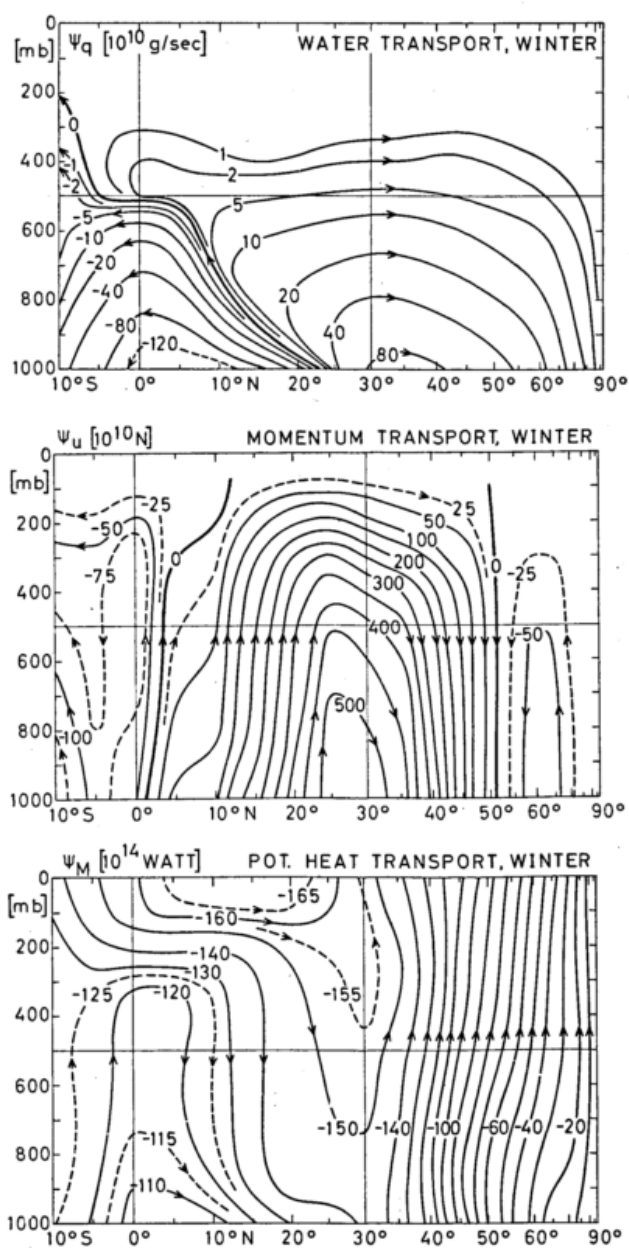


Abb. 2. Stromfunktionen für den Vertikal-Meridionaltransport von Wasser, linearem Impuls (= Zonalwind) und potentieller Wärme ($c_p T + gz$) für den Winter der Nordhalbkugel. Berechnet aus Daten von OORT und RASMUSSEN (10) für die Horizontalflüsse und NEWELL et al. (12) für die Strahlung.

den Druck p . Die Randbedingungen für Wasser- und Impulstransport werden an der Obergrenze der Atmosphäre gewählt, die zugehörigen Stromfunktionen sind dort identisch Null. Eine solche Wahl ist für die Energiestromfunktion, die über den Strahlungsfluß im Austausch mit dem Weltraum steht, nicht sinnvoll. Für Ψ_H wurde daher der Randwert an der Obergrenze durch das meridionale Integral über die Strahlungsbilanz vom Pol bis zu der betreffenden Breite definiert. Über weitere Einzelheiten ist an anderer Stelle (13) berichtet.

Abb. 2 zeigt die Stromfunktion der wichtigsten Transporte für den Winter, Abb. 3 für den Sommer. Die Stromlinien aller Transporte schneiden im allgemeinen die Erdoberfläche, bedingt durch den Austausch zwischen Erde und Atmosphäre. Wasserdampf und Impuls haben keinen Austausch mit dem Weltraum, wohl aber die Energie. Daher schneiden nur die Energiestromlinien die Obergrenze der Atmosphäre. Der Nordpol ist durch eine Stromlinie gekennzeichnet, da senkrecht zu ihm selbstverständlich kein Transport irgendeiner Eigenschaft möglich ist. Allgemein gilt, daß die Stromlinien von Transporten mit eingebauten Quellen und Senken irgendwo die Ränder des Gebietes, und zwar im allgemeinen die Erdoberfläche, schneiden müssen.

Wie Abb. 2, 3 zeigen, kommen geschlossene Stromlinien nicht vor (mit Ausnahme der Linie 150 bei Ψ_u im Sommer, was auf Datenmängel zurückzuführen ist). Sie würden einem meteorologisch unergiebigem Hin- und Hertransport der betreffenden Eigenschaft in der Atmosphäre entsprechen. Ein solcher Fall ist jedoch nicht von vornherein ausgeschlossen, wie die Untersuchung des Drehimpulshaushaltes zeigt. Der Transport der Eigenschaft I wird weitgehend durch den Anteil des Erddrehimpulses bestimmt; der Transport von linearem Impuls ist um mehr als eine Ordnung kleiner. Das hat zur Folge, daß die Stromlinien des I -Transportes weitgehend den meridional-vertikalen Massentransport, multipliziert mit dem Faktor $\cos^2\phi$, reproduzieren, und äußert sich in einem Überwiegen geschlossener Stromlinien (14). Beim Übergang zum Transport von Linearimpuls verschwinden die überflüssigen Hin- und Hertransporte. Der Effekt der Erdrotation bleibt in dem immer noch relativ großen Coriolisterm $fg\Psi/2\pi a\cos\phi$ erhalten (vgl. die beiden Formulierungen in Tab. 1).

Auch beim Transport der potentiellen Wärme H treten zunächst geschlossene Stromlinien auf. Der Grund ist hier der hohe Nullwert von H . Durch Linearkombination mit der Massenkontinuitätsgleichung, multipliziert mit dem hemisphärischen Jahresmittelwert H_0 (Tab. 1) läßt sich auch hier die meteorologisch überflüssige Information entfernen.

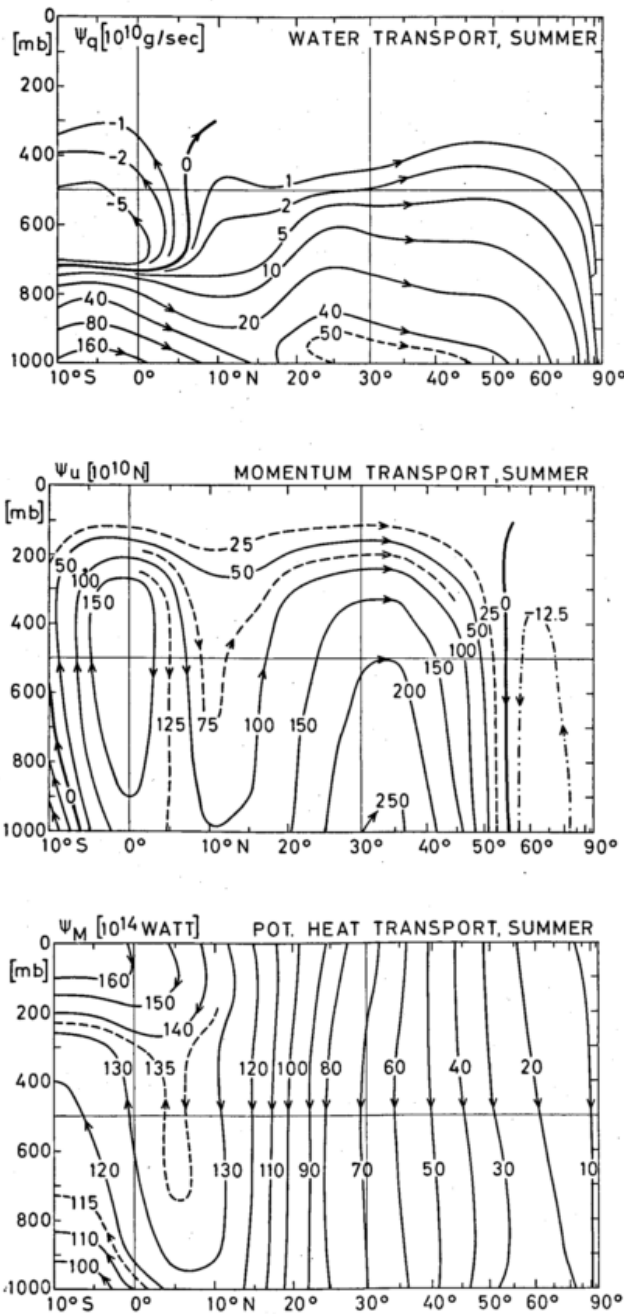


Abb. 3. Wie Abb. 2, jedoch für den Sommer der Nordhalbkugel.

Ein weiterer Aspekt betrifft den zunächst willkürlich anmutenden Formalismus in der Anschrift von [3] zusammen mit Tab. 1. Gleiche Strukturfunktionen vorausgesetzt, könnte man scheinbar beliebige Linearkombinationen von Erhaltungsgleichungen bilden und würde so zu immer neuen Erhaltungsgrößen, repräsentiert durch Stromfunktionen, kommen. Ein solcher Schritt ist jedoch allenfalls für die Kombination der Wasserdampf- mit der Energiegleichung zu einer Beziehung für die feuchte statische Energie $c_p T + gz + Lq$ sinnvoll (15). Wie das Beispiel der Energie zeigt, führt nur eine meteorologisch sinnvolle Reduktion der mittleren Zirkulation zu überzeugenden Resultaten.

Als besonders markante Eigenschaften der Meridional-Vertikaltransporte seien hervorgehoben:

a) Der Wasserdampf wird in den winterlichen Subtropen aufwärts transportiert und größtenteils südwärts über den Äquator, zu einem erheblichen Teil jedoch auch in mittlere und höhere Breiten verfrachtet. Im Sommer kehrt sich der Transport in den Tro-

pen um, der Großteil des Netto-Niederschlags der gemäßigten Breiten stammt dann von der Südhalbkugel.

- b) Der Impuls wird in den Tropen von der Erde an die Atmosphäre abgegeben, polwärts verfrachtet und in den mittleren Breiten wieder zur Erde transportiert. Bemerkenswert sind: die Umkehr der Transportrichtung am Äquator im Sommer, die starke Jahreschwankung der Transportintensität in 30° Breite (im Sommer um Faktor 2 schwächer) sowie die schwache, aber signifikante Zelle der hohen Breiten, bedingt durch die polaren Ostwinde.
- c) Der Energietransport ist im Winter über die halbe Nordhalbkugel aufwärts, im Sommer über praktisch die gesamte Nordhalbkugel abwärts gerichtet. Er kehrt seine Richtung also im Jahresgang vollständig um. Der in den Erdboden fließende Transport wird teilweise zur Speicherung von Wärme, teilweise zur Energieabfuhr durch die Meeresströmungen verbraucht. In beiden Jahreszeiten werden durch die Atmosphäre erhebliche Energiemengen über den Äquator transportiert, mit wechselnder Richtung.
- d) Die Transporte der verschiedenen Eigenschaften laufen keineswegs parallel, sondern vielfach entgegengesetzt oder in rechtem Winkel zueinander. Die außerordentliche Komplexität der atmosphärischen Transportvorgänge wird damit sichtbar, vor allem die miteinander konkurrierenden Flüsse verschiedener Mechanismen und Skalen.

5. Schlußbemerkungen

In dem vorliegenden Beitrag wird der Versuch gemacht, die zonal symmetrische atmosphärische Zirkulation in der Vertikal-Meridionalebene mittels des Konzeptes der Stromfunktion konservativer Transporte einheitlich darzustellen. Attraktiv an dieser Darstellung erscheint, daß damit alle Einzel Flüsse, die zum Transport der jeweiligen Eigenschaft (vor allem Wasser, Impuls und Energie) beitragen, im Prinzip erfaßt sind. Dies ist eine quantitative zweidimensionale Darstellung der allgemeinen Zirkulation. Selbstverständlich werden bestimmte wichtige Flüsse nur sehr pauschal erfaßt, insbesondere die Vertikaltransporte, die durch wandernde Störungen bedingt sind, und ferner der vertikale Kondensatfluß. Das Konzept der Stromfunktionen kann auch keine Aussage über die Verteilung der Flüsse auf die verschiedenen Transportmechanismen machen.

Andererseits ist es für die Entwicklung vereinfachter Klimamodelle, wie sie hier angestrebt wird, von Bedeutung, ein durch die zonale Mittelung reduziertes, jedoch quantitativ korrektes Bild der allgemeinen Zirkulation zur Verfügung zu haben. Eine der wichtigsten Konsistenzprüfungen für jedes Zirkulationsmodell ist die Reproduktion der beobachteten Zirkulation. Ebenso muß ein Klimamodell, das für die Modellierung anderer möglicher Klimate brauchbar sein soll, zunächst einmal das beobachtete Klima simulieren. Die hier diskutierte Darstellung der existierenden Zirkulationsstatistiken (10) dient der Bereitstellung der notwendigen Daten.

Der Jahresgang der Stromfunktionen unter Berücksichtigung auch der Übergangsjahreszeiten ist in einem 16-mm-Stummfilm (ca. 4,5 Min.) wiedergegeben, der in Zusammenarbeit mit der Kernforschungsanlage in Jülich hergestellt wurde. Der Film wurde anlässlich der Tagung vorgeführt und steht auf Anforderung leihweise und kostenlos zur Verfügung.

Den Herren cand. met. D. DEDENBACH und H. HÜSTER sei für die weitgehend selbständige Aufbereitung und Verarbeitung des Datenmaterials, der Kernforschungsanlage Jülich für uneigennützigte Hilfe bei der Herstellung des Films gedankt.

Literatur

- (1) FLOHN, H.: Probleme der theoretischen Klimatologie. Naturwiss. Rdsch. 18 (1965) S. 385-392.
- (2) SMIC-Report: "Inadvertent Climate Modification". Rept. of the Study of Man's Impact on Climate (SMIC). MIT-Press, 1971, 308 pp.
- (3) LORENZ, E. N.: The predictability of a flow which possesses many scales of motion. Tellus 21 (1969) S. 289-307.
- (4) FORTAK, H.: Prinzipielle Grenzen der deterministischen Vorhersagbarkeit atmosphärischer Prozesse. Ann. Meteor. (N. F.) Nr. 6 (1973) S. 111-120.
- (5) SPAR, J.: Supplementary notes on sea-surface temperature anomalies and model-generated meteorological histories. Monthly Weather Rev. 101 (1973) S. 767-773.
- (6) WERGEN, W.: Spektrale Lösung zonal und zeitlich gemittelter Klimagleichungen. Ann. Meteor. (N. F.) Nr. 9 (1974) S. 33-36.
- (7) PEYINGHAUS, W.; KORFF, H. C.: Die diabatische Strahlungsantriebsfunktion für ein Klimamodell. Ann. Meteor. (N.F.) Nr. 9 (1974) S. 37-39.
- (8) THOMMES, W.: Bestimmung der zonal und zeitlich gemittelten Erwärmungsrate durch Kondensation aus dem 1. Hauptsatz. Ann. Meteor. (N. F.) Nr. 9 (1974) S. 41-43.
- (9) KURIHARA, Y.: A statistical-dynamical model of the general circulation of the atmosphere. J. Atmosph. Sci. 27 (1970) S. 847-870.
- (10) OORT, A. H.; RASMUSSEN, E. M.: Atmospheric circulation statistics. NOAA Professional Paper No. 5, U. S. Dept. of Commerce, 323 pp.
- (11) VAN MIEGHEM, J.: Atmospheric Energetics. Oxford: Clarendon Press 1973. 306 pp.
- (12) NEWELL, R. E.; VINCENT, D. G.; DOPPLICK, T. G.; FERRUZZA, D.; KIDSON, J. W.: The energy balance of the global atmosphere. In: "The Global Circulation of the Atmosphere". Ed. G. A. CORBY, p. 42-90.
- (13) HANTEL, M.: On the display of the atmospheric circulation with stream functions. Monthly Weather Rev. (in print).
- (14) NEWELL, R. E.; KIDSON, J. W.; VINCENT, D. G.; BOER, G. J.: The General Circulation of the Tropical Atmosphere, Vol. 1. Cambridge, Mass.: The MIT-Press, 1972. 258 pp.
- (15) DEDENBACH, D.: Die atmosphärische Zirkulation, dargestellt mittels Stromfunktionen im Jahresgang. Diplomarbeit, Bonn 1974 (in Vorbereitung).

Anschrift:

Prof. Dr. Michael HANTEL, Meteorologisches Institut der Universität Bonn, 5300 Bonn 1, Auf dem Hügel 20.

Menschliche Aktivität und Lufttemperaturreihen in Mitteleuropa aus der Sicht einer Schwankungs- und Trendanalyse

Zusammenfassung

Anthropogene Richtwerte wie Industrieproduktion u. a. (direkt anthropogen) oder CO₂-Gehalt der Atmosphäre u. a. (indirekt anthropogen) zeigen deutliche Tendenzen, die durch sich ständig verstärkenden Anstieg gekennzeichnet sind.

Dagegen ergibt die Analyse einiger Lufttemperaturreihen Mitteleuropas (1781–1972) bzw. 1965) wechselnde Tendenzen während dieses Zeitraumes. Die Schwankungsanalyse mittels Varianzspektrum und numerischer Bandpaßfilterung zeigt die Existenz von Regionen einiger 100 km Durchmesser auf, in denen Schwankungen des Periodenbereiches $1 \text{ Jahr} < T < 10 \text{ Jahre}$ sehr ähnlich verlaufen und die sich ebenso deutlich hinsichtlich der Schwankungscharakteristik von benachbarten Regionen unterscheiden. Berechnet man getrennte Varianzspektren für die Zeiträume 1781–1870 und 1871–1960, so zeigen sich deutliche Unterschiede, jedoch in den Städten nicht anders als auf dem Hohenpeißenberg.

Abstract

Estimates of anthropogen quantities like industrial production etc. (directly anthropogen) or CO₂-content of the atmosphere etc. (indirectly anthropogen) show distinct tendencies characterized by permanent increasing rise.

The analyses of a few of Central European series of air temperature (1781–1972 resp. 1965) results changing tendencies within the regarded time. The variation analysis by means of power spectra and numerical band pass filtering enables to get hold of specified regions of some 100 km diameter characterized by very similar variations within the period range $1 \text{ year} < T < 10 \text{ years}$. On the other hand this variation characteristic clearly differs from one to another of these regions. The power spectrum estimates 1781–1870 confronted with 1871–1960 distinctly differ, but at cities as well as on the mountain Hohenpeißenberg.

1. Kenngrößen der menschlichen Aktivität

Die menschliche Aktivität läßt sich durch eine Reihe von Kenngrößen erfassen. Dabei kann zwischen direkt anthropogenen und indirekt anthropogenen Größen unterschieden werden.

Direkt anthropogene Größen sind die zeitlich veränderlichen Richtwerte für die Zahl der Menschen selbst (Weltbevölkerung) sowie für deren direkte Tätigkeit wie Veränderung der Erdoberfläche (z. B. Bebauung, Landwirtschaft), Industrieproduktion, Kraftverkehr, Heizung (u. a.). Indirekt anthropogene Größen sind die ebenfalls zeitlich veränderlichen Richtwerte für die durch den Menschen und seine Tätigkeit mittelbar entstehenden Folgen. Dies sind vor allem die Änderungen des Wärme- und Wasserhaushaltes der Erdoberfläche und der bodennahen Atmosphäre, die Produktion atmosphärischer Fremdgase, die quantitative Änderung natürlicher atmosphärischer Gase (z. B. CO₂-Anstieg (4,9)) sowie die Produktion künstlicher und die Vermehrung natürlicher Aerosole.

Diese Prozesse müssen das Verhalten meteorologischer Größen beeinflussen, wobei quantitatives Ausmaß und vor allem kausale Zusammenhänge weitgehend ungeklärt sind. Schränkt man die meteorologischen Größen auf die Lufttemperatur in Bodennähe und deren Verhalten auf die Zeitcharakteristik (zeitlicher Trend und zeitliche Schwankungen) ein, so fehlt es nicht an Versuchen,

den genannten Einfluß abzuschätzen. Als Beispiel sei die Untersuchung (12) genannt.

Bei solchen Ergebnissen und Überlegungen stellt sich die Frage, ob sich bei der Analyse klimatologischer Reihen nicht ein anthropogener Einfluß oder zumindest ein Hinweis darauf finden läßt. Die Beschäftigung des Verfassers mit solchen Reihen (13, 14) ließ es daher nahelegend erscheinen, zumindest die Lufttemperaturreihen Mitteleuropas auf solche Effekte hin zu durchleuchten.

2. Problemstellung der vorliegenden Analyse

Die weitaus überwiegende Zahl direkt und indirekt anthropogener Richtwerte zeigt ein einheitliches Verhalten hinsichtlich der Zeitcharakteristik, das sich durch die Tendenz stetigen und sich ständig verstärkenden Anstiegs bei geringen Schwankungen kennzeichnen läßt; vgl. z. B. (5, 6, 7, 8). Vom rein phänomenologischen Gesichtspunkt aus, von dem allein hier ausgegangen werden soll, und bei Beschränkung auf die langen (spätestens) 1781 beginnenden Lufttemperaturreihen (Bodennähe) Mitteleuropas lassen sich nun folgende Fragen stellen:

- a) Zeigen sich in den langen Temperaturreihen Mitteleuropas ähnliche Tendenzen wie bei den anthropogenen Richtwerten?

b) Hat sich das zeitliche Schwankungsverhalten der Lufttemperatur Mitteleuropas, wie es eine Analyse der genannten Reihen erbringt, während der Zeit ständig steigender Richtwerte menschlicher Aktivität markant verändert?

3. Lufttemperaturreihen in Mitteleuropa

3.1. Trendanalyse

Unterdrückt man die Schwankungen des Periodenbereiches $T < 10a$ ($a = \text{Jahr}$) durch Bildung übergreifender Zehnjahresmittel (vergl. Filterwirkung der übergreifenden Mittelung, z. B. (10)), so lassen sich die langjährigen Tendenzen der betreffenden Temperaturreihen betrachten. (Vom Bereich $T < 10a$ soll anschließend die Rede sein.) Die übergreifenden Zehnjahresmittel der

Lufttemperatur 1781/90 bis 1963/72 (oder unbedeutend geringere Reihenlänge) der Stationen Berlin, Prag, Budapest, Wien, München (nach (11)), Hohenpeißenberg und Basel zeigen während des betrachteten Zeitraumes stark wechselnde Tendenzen, siehe Abb. 1, die sich in keine Verbindung mit der Tendenz anthropogener Größen bringen läßt. Es stellt sich lediglich die Frage, ob der sich auch in der vorliegenden Trendanalyse zeigende Befund der seit ca. 1940–1950 fallenden Temperaturen (global vor allem in (9) behandelt) anthropogen verursacht ist oder nicht, vor allem wenn man an die zitierte Arbeit (12) denkt. Die Abb. 1 läßt jedoch erkennen, daß der zur Zeit beobachtete Temperaturabfall weder in seinem Auftreten noch in seinem quantitativen Ausmaß einmalig ist und daher durchaus Teil einer natürlichen Schwankung sein kann.

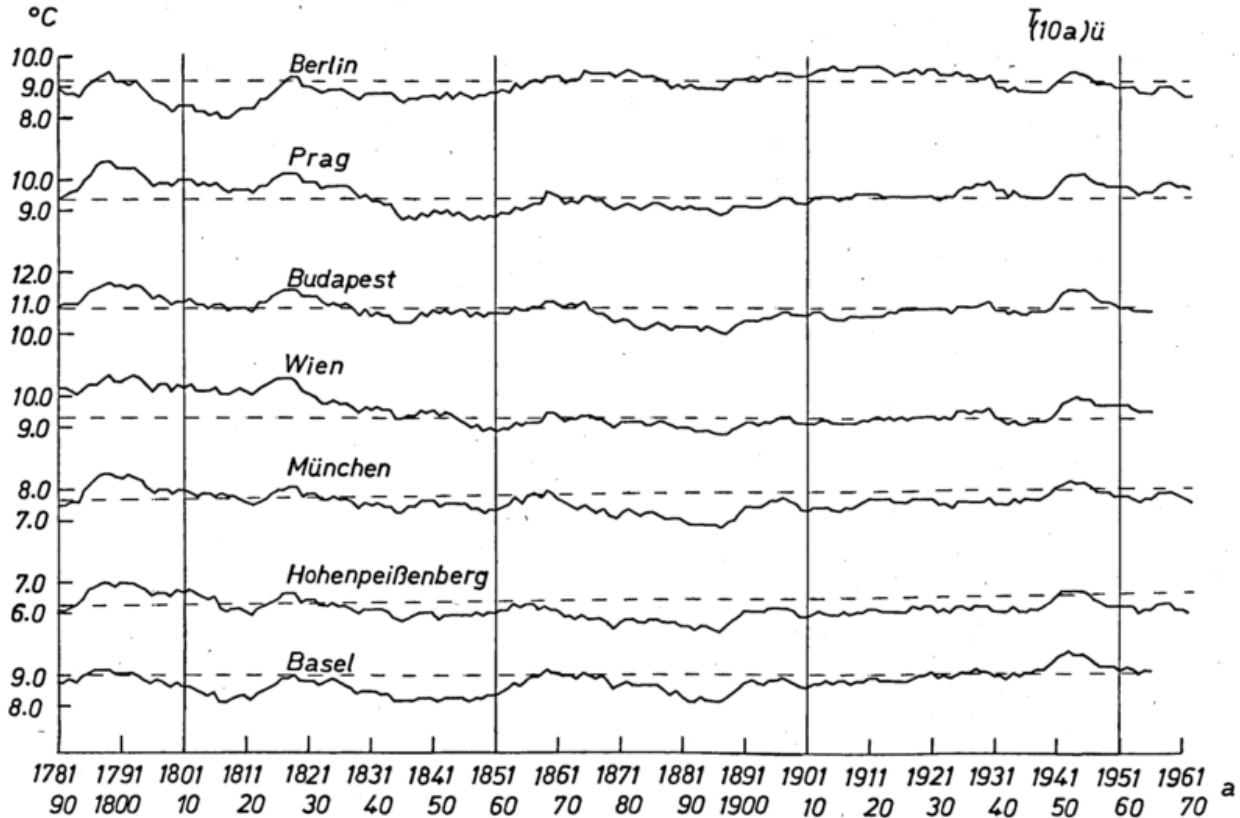


Abb. 1. Übergreifende Zehnjahresmittel der Lufttemperatur der angegebenen mitteleuropäischen Reihen; Jahresmittelwerte 1860–1960 gestrichelt.

3.2. Schwankungsanalyse

Bei der Schwankungsanalyse der Temperaturreihen Mitteleuropas soll nun der Periodenbereich $10a > T > 1a$ betrachtet werden. Dabei werden die Verfahren der spektralen Varianzanalyse und der numerischen Bandpaßfilterung angewendet. Die spektrale Varianzanalyse liefert ein Varianzspektrum (power spectrum), das die Verteilung der Varianz auf bestimmte Frequenz- bzw. Periodenintervalle angibt. Mit Hilfe der numerischen Bandpaßfilterung ist es möglich, aus einer viele Schwankungen beinhaltenden Zeitfunktion bestimmte Schwankungen eines mehr oder weniger engen Periodenbereiches herauszufiltern. (Näheres zu diesen Verfahren in (1, 2, 3, 10, 13, 14)).

Die Varianzspektren der in 3.1. genannten Temperaturreihen Mitteleuropas für den Zeitraum 1781–1965 (der Analyse lagen übergreifende Zwölfmonatsmittel zugrunde) zeigen eine auffallend einheitliche Verteilung der Varianz mit Maxima bei den Periodenbereichen um 2.2a und 3.3a. Vergleicht man diese Varianzspektren mit den entsprechenden Spektren (allerdings kürzerer Zeitraum) der

nordeuropäischen Stationen Uppsala und Helsinki, so zeigt sich dort eine ebenfalls übereinstimmende typische Varianzverteilung, die jedoch einerseits mit erheblich höheren Varianzanteilen und andererseits mit Maxima bei den Periodenbereichen um 2.2a und 5a von den zuvor genannten Spektren markant abweicht. Diese und weitergehende Befunde und Zusammenhänge (einschließlich Überprüfung durch numerische Bandpaßfilterung) sind in (14) ausführlich behandelt (dort finden sich auch die zugehörigen Abbildungen), so daß hier die Feststellung genügen mag, die in sich sehr ähnliche aber gegenseitig markant unterschiedliche Temperaturschwankungscharakteristik der angesprochenen (und anderer) europäischer Regionen ist sicherlich nicht anthropogen verursacht, weil sich andernfalls größere Einheitlichkeit zeigen müßte.

Zum Schluß soll versucht werden, auf die in 2b gestellte Frage einzugehen, ob sich die Schwankungscharakteristik der Lufttemperaturreihen Mitteleuropas markant geändert hat. Zu diesem Zweck wurden die in 3.1. genannten Reihen in die Zeitabschnitte 1781–1870 und 1871–1960 geteilt. Die betreffenden Varianzspek-

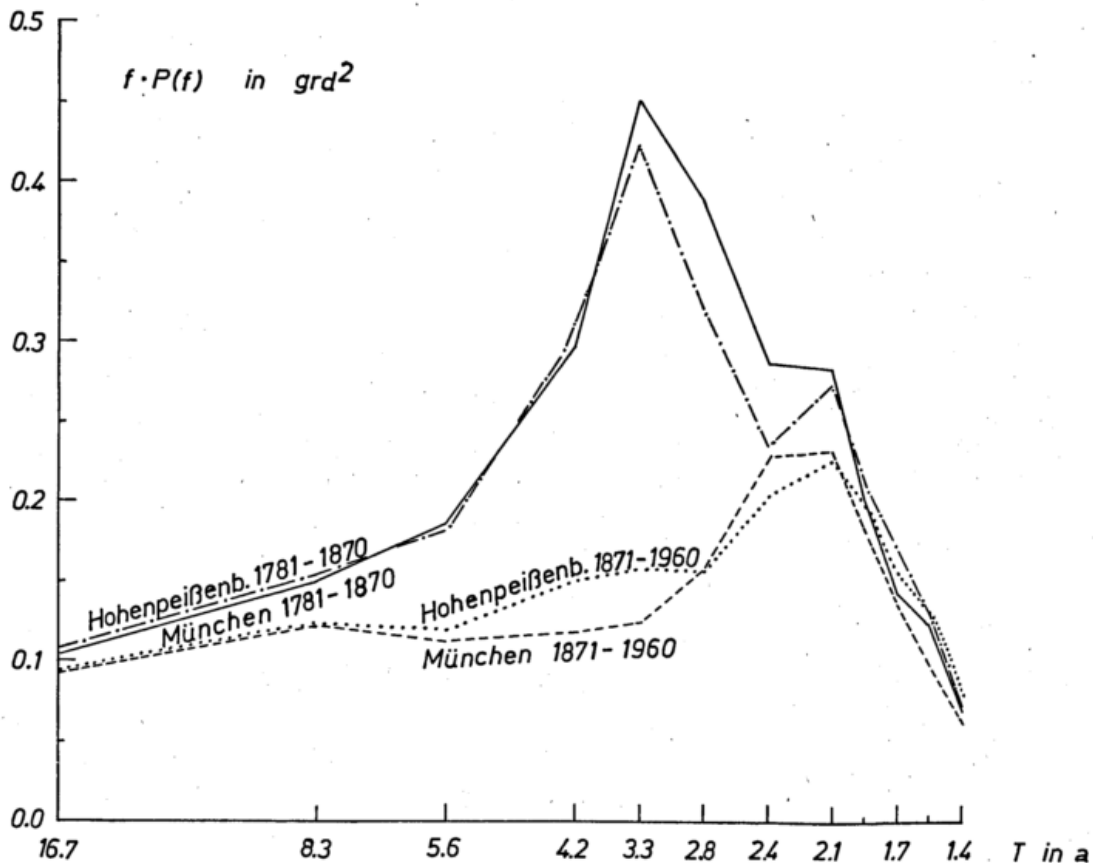


Abb. 2-4. Varianzspektren übergreifender Zwölfmonatsmittel der Lufttemperatur der angegebenen Stationen und Zeiträume.

Geht nun die Änderung der Varianzverteilung der Temperatur der Jahre 1781-1870 gegenüber 1871-1960 auf einen anthropogenen Einfluß zurück? In diesem Fall müßte sich dieser Einfluß auf dem Hohenpeißenberg weniger stark auswirken als in den Städten. Ein Vergleich der Spektren vom Hohenpeißenberg und von München (Abb. 4; ebenso ein Vergleich mit den anderen „Stadtspektren“) erbringt jedoch weitgehende Übereinstimmung. Dies spricht dafür, daß auch die Änderung der Schwankungscharakteristik in den genannten Jahren auf natürliche und nicht auf anthropogene Einflüsse zurückgeht.

*

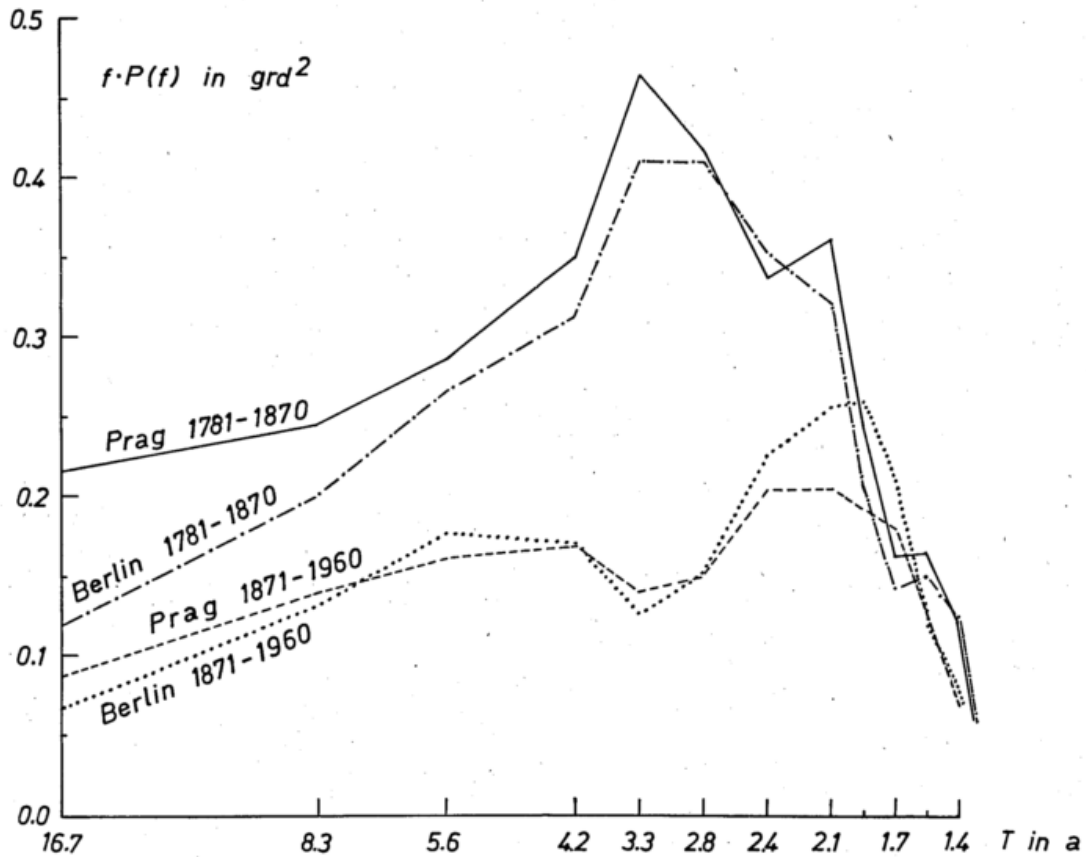
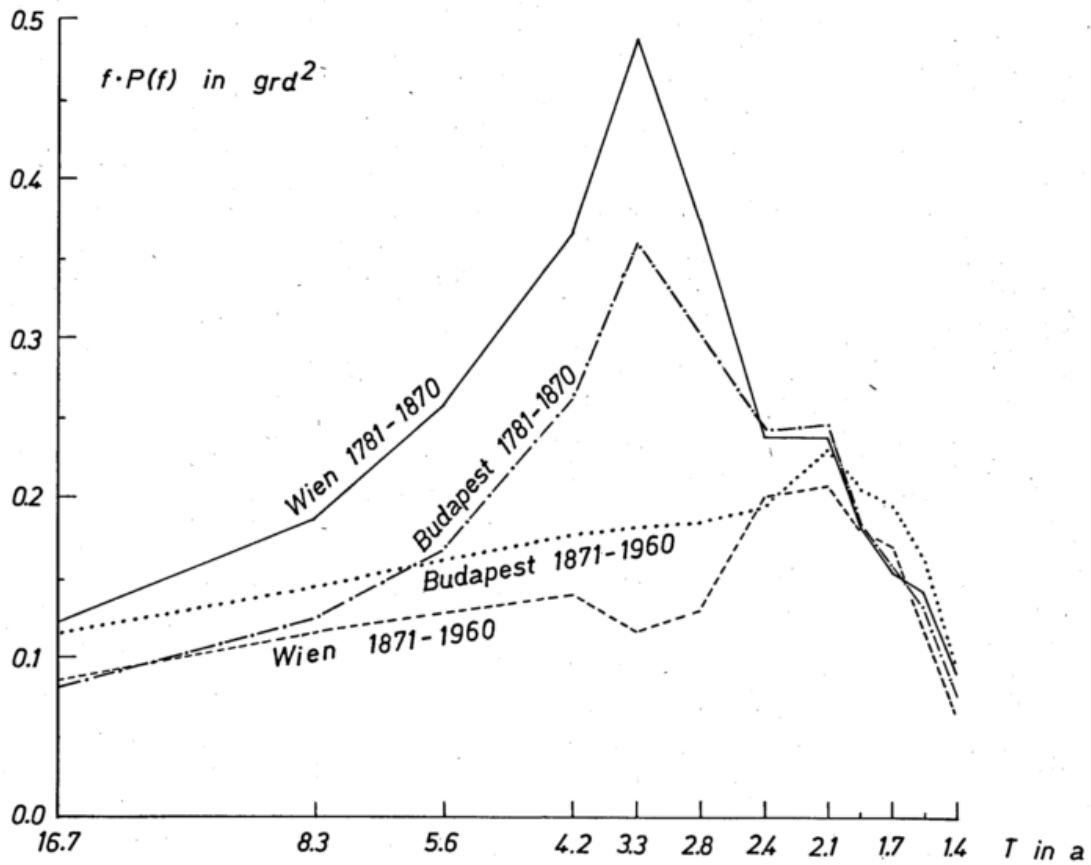
Für die Anregung zu dieser Arbeit danke ich Herrn Prof. Dr. BAUMGARTNER, Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie, München.

Literatur

- (1) BENDAT, J. S.; PIERSOL, A. G.: Measurement and analysis of random data. New York: John Wiley and Sons Inc. 1966.
- (2) BLACKMAN, R. B.; TUKEY, J. W.: The measurement of power spectra. New York: Dover Publications Inc. 1958.
- (3) BRIER, G. W.: Some statistical aspects of longterm fluctuations in solar and atmospheric phenomena. Ann. New York Acad. Sci., vol. 95 (1961) art. 1, S. 173-187.
- (4) CALLENDAR, G. S.: On the amount of carbon dioxide in the atmosphere. Tellus 10 (1958) S. 243-248.
- (5) FLOHN, H.: Produzieren wir unser eigenes Klima? Meteor. Rdsch. 23 (1970) S. 161-164.
- (6) MEADOWS, D. L.: The limits of growth. New York: Universe Books 1972.
- (7) Massachusetts Institute of Technology: Inadvertent climate modification. Cambridge: MIT Press 1971.
- (8) Massachusetts Institute of Technology: Man's impact on the global environment. Cambridge: MIT Press 1970.
- (9) MITCHELL, J. M.: Recent secular changes of global temperature. Ann. New York Acad. Sci. vol. 95, (1961) art. 1, S. 235-250.
- (10) MITCHELL, J. M. (chairman): Climatic change. WMO Techn. Note No. 79 (1966).
- (11) PAESLER, M.: Die Temperaturmessungen in München 1781-1968. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München Nr. 19 (1970).
- (12) RASOOL, S. I.; SCHNEIDER, S. H.: Atmospheric carbon dioxide and aerosols: effects of large increases on global climate. Science 173 (1971) S. 138-141.
- (13) SCHÖNWIESE, C. D.: Spektrale Varianzanalyse klimatologischer Reihen im langperiodischen Bereich. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München Nr. 15 (1969).
- (14) SCHÖNWIESE, C. D.: Schwankungsklimatologie im Frequenz- und Zeitbereich. Diss. Meteor. Inst. Univ. München, (in Vorbereitung).

tren, Abb. 2-4, zeigen nun tatsächlich eine markante Änderung: In den Jahren 1781-1870 dominiert weitgehend signifikant der hohe Varianzanteil bei 3.3a, während sich in den Jahren 1871-1960 kaum noch deutliche Varianzmaxima zeigen. (Mit vielen Einschränkungen sind vielfach Maxima bei 2.2a zu erkennen, bei den

Spektren von Berlin und Prag auch im Bereich um 5a. Die Spektren von Basel gleichen weitgehend denen von München und wurden hier nicht wiedergegeben.) Diese Ergebnisse sind auch in den in (14) wiedergegebenen Kurven der numerisch mit Bandpaßfiltern bearbeiteten Temperaturreihen ersichtlich.



Erwärmung und Abkühlung durch atmosphärisches Aerosol

Zusammenfassung

Die Einführung einer Aerosolabsorption in Rechenmodelle der Strahlungsübertragung ist erst in den letzten drei Jahren durch Messungen des Absorptionsindex von Aerosolpartikeln so untermauert worden, daß jetzt Aussagen über die Strahlungsstromdivergenz im solaren und terrestrischen Strahlungsbereich gemacht werden können. Die Erwärmungs- und Abkühlungsraten für verschiedene Atmosphären in allen Klimagebieten zeigen eine starke Abhängigkeit von der relativen Feuchte in beiden Strahlungsbereichen und eine zusätzliche Abhängigkeit von der Erdbodenalbedo im solaren Strahlungsbereich. Da die Abhängigkeit von der relativen Feuchte im solaren Bereich derjenigen im terrestrischen Strahlungsbereich entgegengesetzt ist, gibt es immer eine relative Feuchte für welche die Abkühlung gleich der Erwärmung ist. Bei geringen relativen Feuchten überwiegt jedoch die Erwärmung.

Die Absorption an Aerosolpartikeln kann zu einem Energieverlust oder -gewinn des Systems Erde - Atmosphäre in Abhängigkeit von der Stärke der Absorption und der Erdbodenalbedo führen. Alle bisherigen Meßwerte der Partikelabsorption lassen je nach Erdbodenalbedo eine Zunahme, Konstanz oder Abnahme der planetarischen Albedo bei Partikelzunahme zu.

Abstract

The measurement of absorption by atmospheric aerosol particles during the last three years gave confidence to computed values of the radiative flux divergence in the solar and terrestrial part of the spectrum. Heating and cooling rates for different atmospheres in all climates show a strong dependence on relative humidity in both spectral intervalls and an additional dependence on surface albedo in the solar part. Since the dependence on relative humidity in the solar part is opposite to the dependence in the terrestrial part of the spectrum, there is always a distinct relative humidity, where cooling balances heating. At low relative humidities heating dominates.

The aerosol absorption can lead to a loss or gain of energy of the earth-atmosphere system, depending on absorption strength and surface albedo. All measurements of particle absorption allow an increase or decrease of the planetary albedo depending on the surface albedo.

1. Einleitung

Während sich lange Zeit alle Betrachtungen über den Einfluß atmosphärischer Aerosolpartikel auf das Klima der Erde nur mit deren streuenden Eigenschaften befaßte, ist in den letzten Jahren eine mögliche Absorption immer stärker diskutiert und seit wenigen Jahren auch gemessen worden. Diese Absorption im solaren Wellenlängenbereich von 0.3 bis 3.0 μm Wellenlänge und im terrestrischen Wellenlängenbereich von 3-100 μm hat das Problem entscheidend erschwert, da je nach Stärke und Lage der Absorption innerhalb des Spektrums eine Netto-Abkühlung oder Netto-Erwärmung der Aerosolpartikel enthaltenen Schichten erfolgt, bei gleichzeitiger Erhöhung oder Erniedrigung der planetarischen Albedo.

Viele bisherige Arbeiten beziehen sich allein auf einen Teilaspekt (Albedovariation oder Strahlungsstromdivergenz in nur einem Teil des Spektrums) und kommen daher zu sich widersprechenden Ergebnissen. Je nach Wahl des Wellenlängenbereiches und des komplexen

Brechungsindex atmosphärischer Aerosolpartikel kann dann daraus Erwärmung, Abkühlung, Albedoerhöhung oder Albedoerniedrigung folgen.

2. Bisherige Arbeiten und Zielsetzung

In jüngster Zeit sind zwei Wirkungen der Aerosolpartikel - Albedovariation und Erwärmungsraten - im solaren Strahlungsbereich von ESCHELBACH (3) und YAMAMOTO und TANAKA (20) gezeigt worden. Jedoch nur das Rechenverfahren von ESCHELBACH läßt die Berechnung der Strahlungsstromdivergenz oder der Erwärmungsraten in verschiedenen Höhen zu. Da bei ESCHELBACH nur das Wellenlängenintervall von 0.45-0.85 μm betrachtet wurde, ist in dieser Arbeit eine Erweiterung des Intervalls auf die Grenzen 0.3 und 1.5 μm durchgeführt worden. Alle weiteren Berechnungen dieser Arbeit stützen sich auf die Ergebnisse von ESCHELBACH. Glücklicherweise verwenden die beiden genannten Autoren das gleiche Aerosolmodell mit fast gleicher Höhenabhängigkeit, so daß ein Vergleich für die Grenzflächen des Modells von YAMAMOTO und ESCHELBACH möglich ist. Damit

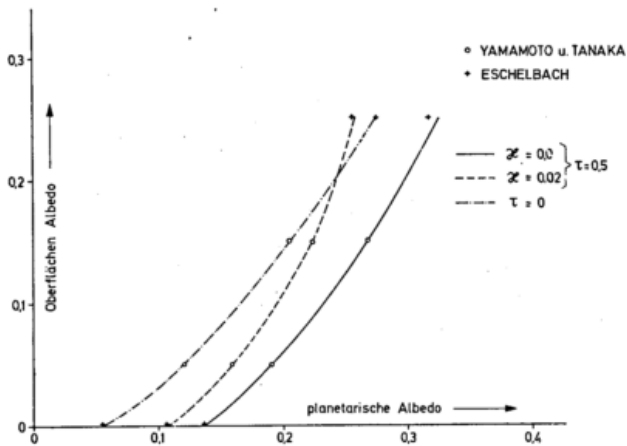


Abb. 1. Abhängigkeit der planetarischen Albedo von der Oberflächenalbedo für eine aerosolfreie (—) und eine aerosolhaltige Atmosphäre mit nicht absorbierenden Teilchen (---) und absorbierenden Teilchen (Imaginärteil $x = 0.02$) (---) bei der optischen Dicke τ von 0.5 bei $0.55 \mu\text{m}$ Wellenlänge, was einem Trübungsfaktor 6 entspricht. Man beachte den Schnittpunkt der beiden Kurven für die aerosolfreie und die aerosolhaltige absorbierende Atmosphäre.

kann z. B. an der Albedovariation in Abhängigkeit vom Imaginärteil des komplexen Brechungsindex die Übereinstimmung beider Modelle getestet werden (Abb. 1).

Bisher ist mir keine Arbeit bekannt geworden, die Effekte im solaren Bereich mit solchen im terrestrischen Bereich vergleicht. Außerdem wurde von den beiden erwähnten Arbeiten ein Einfluß der relativen Feuchte auf den Imaginärteil des komplexen Brechungsindex absorbierender Teilchen nicht berücksichtigt. Beides soll in dieser Arbeit versucht werden. Wie sich in den späteren Abschnitten zeigen wird, spielt die relative Feuchte eine sehr wichtige Rolle beim Vergleich der Effekte im Bereich solarer und terrestrischer Strahlung; denn die Abhängigkeit der Teilchenabsorption von der relativen Feuchte ist im solaren entgegengesetzt derjenigen im terrestrischen Strahlungsbereich. Daraus folgt, daß fast immer eine relative Feuchte gefunden werden kann, bei der die Erwärmung gleich der Abkühlung ist.

Alle Laborwerte des komplexen Brechungsindex sind an trockenen Teilchenproben gewonnen worden (4), (5), (18), (19). Da fast alle Aerosolteilchen mit der relativen Feuchte anwachsen, indem sie sich mit einer Wasserhaut umgeben oder in Lösung gehen (10), ist der wirkliche Absorptionsindex im solaren Bereich immer kleiner als die angegebenen Werte, weil der Imaginärteil des komplexen Brechungsindex flüssigen Wassers um Größenordnungen kleiner ist. Das führt wie Abb. 2 zeigt zu recht beachtlichen Reduktionen des Imaginärteils und damit bei festgehaltener optischer Dicke des Aerosols zu verminderter Absorption, was auch aus Abb. 3 folgt.

Der entgegengesetzte Vorgang läuft bei Zunahme der relativen Feuchte im größten Teil des infraroten Fensterbereiches ab, dem einzigen Bereich in dem Aerosolpartikel für die langwellige Strahlungsübertragung in der Erdatmosphäre wichtig sind. Die ab $10 \mu\text{m}$ immer höheren Imaginärteile flüssigen Wassers führen bei Quellung der Aerosolteilchen zu einer Zunahme der Absorption (8). Das wiederum bedeutet, daß auch Aerosolpartikel, die im trockenen Zustand im infraroten Bereich kaum absorbieren, dies sehr stark im Feuchte-

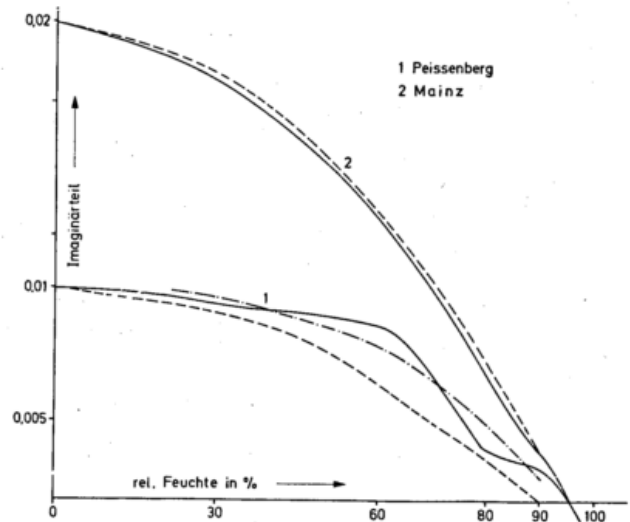


Abb. 2. Imaginärteil x des komplexen Brechungsindex als Funktion der relativen Feuchte für Mainz und Peissenberg zusammen mit den Näherungskurven (---) $x_0 = x_0 (1 - f^2)$ oder $x_0 = x_0 (1 - f^4)$ (---).

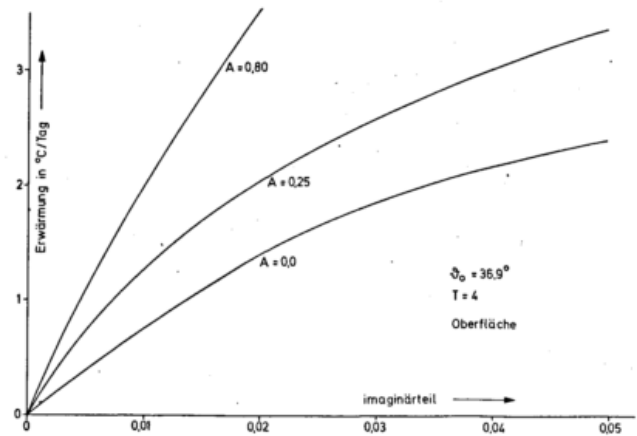


Abb. 3. Erwärmung der bodennahen Luftschicht als Funktion des Imaginärteils des komplexen Brechungsindex für 3 verschiedene Werte der Erdbodenalbedo, bei Sonnenhöhe 36.9° und Trübungsfaktor 4.

bereich über 60–70 % tun. In dieser Arbeit sind zum Vergleich mit dem solaren Bereich die von GRASSL (7) bestimmten optischen Dicken der Aerosolabsorption in den Rechenmodellen verwendet worden.

3. Ergebnisse

3.1. Kontinentales Aerosol

Zunächst werden die Erwärmungsraten im solaren Strahlungsbereich in der Abb. 4 gezeigt. Dabei wurde die Veränderlichkeit der folgenden Größen beachtet: Absorptionskoeffizient, Aerosolkonzentration, Erdbodenalbedo, Höhe, geographische Breite, Jahreszeit, relative Feuchte. Aus den verschiedenen Berechnungen wurde daraufhin versucht, eine einfache Formel für die Erwärmung zu finden. Die exponentielle Abhängigkeit der Aerosolkonzentration von der Höhe h , die Abhängigkeit von der mittleren Sonnenhöhe $\bar{\vartheta}$, vom Imaginärteil (Abb. 3), von der relativen Feuchte f (Abb. 2), von der Oberflächenalbedo A , vom Gesamtwasserdampfgehalt w , von der optischen Dicke τ oder der Trübung und vom Bedeckungsgrad N führt zu der folgenden Formel für die Erwärmung $\frac{dT}{dt}$ in $^\circ\text{C}$ pro Tag

$$\frac{dT}{dt} = C \cdot e^{-\frac{h}{H}} \cdot \sin 4 \bar{\vartheta} \cdot x/x_0 \cdot \tau/\tau_0 \cdot (1-f^2) \cdot (1 + 1.4 A) \cdot \left(\frac{w}{w_0}\right)^{1/4} \cdot (1-N)$$

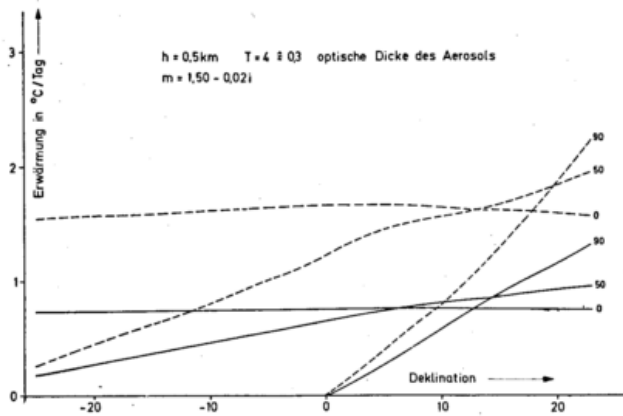


Abb. 4. Erwärmung durch atmosphärisches Aerosol mit dem komplexen Brechungsindex $1.50 - 0.02i$ in 0.5 km Höhe für 3 verschiedene an den Kurven angegebene geographische Breiten für alle Jahreszeiten und Erdbodenalbedo $A = 0$ (—) und $A = 0.8$ (---).

Der Koeffizient C gibt die Erwärmung in $^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$, wenn $A, \kappa, \tau, w, f = A_0, \kappa_0, \tau_0, w_0, f_0 = 0, 0, 0, 0.1, 4.0, 0.0$ und $\sin 4\vartheta = 1$, d. h. zur Zeit der Tag- und Nachtgleiche am Äquator bei wolkenlosem Himmel. Bei den Tests dieser Formel muß nur eine gewisse Konstanz von C erreicht werden, um die Verwendung zu gewährleisten. Wegen der großen Unsicherheit einiger Eingangsparameter wurde eine Fehlerschranke von $\pm 10\%$ zugelassen. Der Zahlenwert der Konstante C beträgt 0.34°C pro Tag.

Bei allen Rechnungen wird von einer festen relativen Feuchte ausgegangen, weil die in der Literatur angegebenen Trübungsmaße oder optischen Dicken des Aerosols niemals die gerade herrschende relative Feuchte in irgendwelche Umrechnungen einbeziehen. Es werden daher auch keine beim Quellen oder Schrumpfen von Aerosolteilchen freiwerdenden oder verbrauchten Energien beachtet, wie es von KNOLLENBERG (13) angeregt wurde. Alle in der Abb. 4 gezeigten Werte stellen eine Erweiterung der von ESCHELBACH (3) gegebenen Daten für den Bereich $0.45 - 0.85 \mu\text{m}$ dar. Die Zuschläge für den gesamten Bereich $0.3 \mu\text{m}$ bis $1.5 \mu\text{m}$ betragen nur $20 - 70\%$ je nach Sonnenstand, Wasserdampfgehalt und Ozonabsorption. Da in den Randbereichen $0.3 - 0.45$ und $0.85 - 1.5 \mu\text{m}$ jeweils die verfügbare Sonnenenergie abnimmt und die Absorption atmosphärischer Gase zunimmt, bei etwa gleichbleibender Aerosolabsorption, ist dies auch leicht einzusehen. Die Absorption in den Wasserdampfbanden des nahen Infrarot wurde nach Messungen von HOWARD, BURCH und WILLIAMS (11) berechnet. Die Ozonabsorption im Bereich $0.3 - 1.0 \mu\text{m}$ folgt tabellierten Werten aus LINKE (16) nach einer Zusammenstellung von DÜTSCH. Die von ESCHELBACH (3) und GRASSL (7) verwendeten Aerosolparameter sind: Skalenhöhe 1250 m , Teilchenzahl $n(r) \sim r^{-4}$ mit Radius r (nur ESCHELBACH), während die optische Dicke im Infraroten bei den Rechnungen von GRASSL (7), (8) nur mit der optischen Dicke im Sichtbaren bei $0.58 \mu\text{m}$ korreliert ist und somit unabhängig ist von Modellen der Größenverteilung und Rechnungen mit Mie-Theorie. Bei Rechnungen mit einer Verteilung $n(r) \sim r^{-4}$ ist ein Vergleich mit den von FISCHER (1974) im Labor im infraroten Fensterbereich gemessenen Werten sehr gut ausgefallen (6). Die Schwankungen für Meßwerte aus Mainz, Westdeutschland, betragen nur bis zu 30% . Da die Absorption im infraroten Fensterbereich nur schwach von der Größenverteilung abhängt (1), erscheinen die verwendeten Absorptionskoeffizienten verlässlich.

3.2. Maritimes Aerosol

Alle bisherigen Betrachtungen gelten nur für eine Aerosolgrößenverteilung, die einem Potenzgesetz $n(r) \sim r^{-4}$ gehorcht. Diese Verteilung ist, was optisch wirksame Radienbereiche $> 0.04 \mu\text{m}$ betrifft, immer wieder im Mittel für kontinentales Aerosol bestätigt worden. Für eine von JAENICKE et al. (12) gemessene maritime Aerosolgrößenverteilung sollen im folgenden die Veränderungen gegenüber kontinentalem Aerosol abgeschätzt werden. Dazu wird die Wellenlängenabhängigkeit der Absorption mit der für ein kontinentales Aerosol verglichen. Wie schon aus dem fast linearen Zusammenhang zwischen Strahlungsstromdivergenz und Imaginärteil für das kontinentale Aerosol bei geringer Erdbodenalbedo folgt, wird die Divergenz nur wenig von den streuenden Eigenschaften beeinflusst und daher wird allein der Vergleich der Absorptionskoeffizienten einen guten Überblick über mögliche Veränderungen geben. Der Imaginärteil des komplexen Brechungsindex κ reinen maritimen Aerosols im Gebiet $< 2.3 \mu\text{m}$ Wellenlänge ist fast immer ≤ 0.005 (5), so daß für maritime Verhältnisse eine Verkleinerung der Erwärmungsraten zu erwarten ist. Es sind jedoch im tropischen Atlantik auch Aerosolproben gesammelt worden, die sehr hohe Imaginärteile im trockenen Zustand bis zu 0.05 besaßen. Bei gleichen Extinktionskoeffizienten der beiden genannten Größenverteilungen bei $0.55 \mu\text{m}$ Wellenlänge beträgt das Verhältnis der Absorptionskoeffizienten bei 0% relative Feuchte $k_a \text{ kont.} / k_a \text{ marit.} = 1.04$. Deshalb können alle Ergebnisse für kontinentales Aerosol auch auf maritime Verhältnisse angewendet werden. Da der Imaginärteil für reines maritimes Aerosol den Wert 0.005 nicht überschreitet, wird die Erwärmungsrate stark verkleinert. Die Feuchtequellung verkleinert die Erwärmungsraten noch einmal. Bei den geringen optischen Dicken atmosphärischen Aerosols über den Ozeanen ist daher mit einer nur schwachen Erwärmungsrate zu rechnen.

3.3. Abkühlungsraten im Infrarotbereich

Während die Erwärmungsraten im solaren Strahlungsbereich von 0.3 bis $3.0 \mu\text{m}$ im wesentlichen von der Temperatur und Wasserdampfverteilung unabhängig sind, beeinflusst vor allem die Temperaturverteilung die Abkühlungsraten im terrestrischen Strahlungsbereich entscheidend. Je nach Klimazone ist erstens der Wellenlängenbereich mit Aerosoleinfluß und zweitens die Effektivität von Aerosolemission verschieden. Bei einer Gesamtabkühlungsrate von nahe $4^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ (9) in tropischen Gebieten ist ein Aerosoleinfluß von 0.08°C nahezu belanglos (2%), wogegen dieselbe Abkühlungsrate bei Gesamtabkühlung $= 0.4^{\circ}\text{C}$ in arktischen Atmosphären 20% erreicht. Die hier angeführten Werte wurden aus Absorptionskoeffizienten berechnet, die in stark verschmutzter Atmosphäre (7) abgeleitet wurden. Da jedoch im Infrarotbereich natürliche wie künstliche Aerosolpartikel starke Absorptionsbanden besitzen, ist eine grobe Verfälschung bei der Übertragung in Reinluftgebiete nicht zu befürchten. Die in (9) aufgeführten Rechenwerte sind daher höchstens um den Faktor 2 von solchen mit Absorptionskoeffizienten nach VOLZ (18) und FISCHER (5), (6) verschieden. Ganz anderes Gewicht bekommt der Aerosoleinfluß jedoch unterhalb von Inversion und bei hoher relativer Feuchte (8). Diese Einflußmöglichkeit sei jedoch hier ausgeklammert.

Den Nettoeffekt beider Spektralbereiche zeigt Abb. 5. Aus dieser Abbildung folgt, daß für viele Klimagebiete der Erde die Erwärmung im sichtbaren gleich der Abkühlung im infraroten Bereich ist.

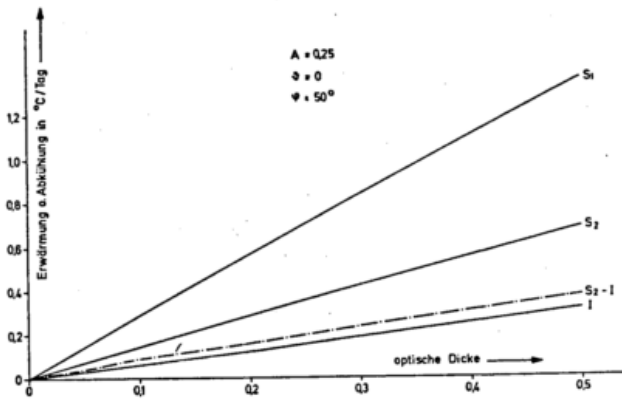


Abb. 5. Erwärmung (S_1 für $\kappa = 0.02$ und S_2 für $\kappa = 0.01$) und Abkühlung (I für US-Standardatmosphäre und Aerosolabsorptionskoeffizienten nach GRASSL (7)) als Funktion der optischen Dicke des Aerosols zur Tag- und Nachtgleiche in 50° geographischer Breite und Albedo $A = 0.25$. Die Kurve $S_2 - I$ gibt die Bilanz des Aerosolbeitrags.

4. Bestimmung des Imaginärteils des komplexen Brechungsindex aus gemessener Strahlungsstromdivergenz

Alle bisherigen Werte der Erwärmung durch Aerosolteilchen wurden aus Modellen der Strahlungsübertragung mit Werten der im Labor gemessenen Imaginärteile des komplexen Brechungsindex bestimmt. Die einzigen bisher bekanntgewordenen Messungen der Divergenz im solaren Bereich (14) lassen jedoch eine Synthese der Messungen im luftgetragenen (15) und im niedergeschlagenen Zustand (4), (5), (6) und (18), (19) zu. Als erste Frage ist zu beantworten: Stimmt denn überhaupt die Größenordnung beider Meßmethoden überein? Für die von KONDRATJEV vom 26. Oktober 1970 aus der Karakum Wüste berichteten spektralen Strahlungsstromdivergenzen soll der Vergleich versucht werden. Glücklicherweise war die relative Feuchte innerhalb der unteren 8 km der Atmosphäre stets < 0.35 , so daß ein Wachstum der Aerosolteilchen mit der relativen Feuchte unberücksichtigt bleiben kann. Außerdem herrschte wolkenloses Wetter und alle Zusatzparameter, wie Temperatur, Größenverteilung und Teilchenhöhenprofile, sind bekannt. Leider gibt es zwei veröffentlichte Kurven des Höhenprofils der Teilchenkonzentration für die gleiche Messung, so daß die folgenden Aussagen, die mit dem Profil nach KONDRATJEV (14) gerechnet wurden, wiederum einen zusätzlichen Fehler bedeuten können. Da die gemessene Größenverteilung durch eine Junge-Verteilung gut angenähert wird, können die Rechnungen mit Junge-Verteilung und exponentiellem Höhenprofil zum Vergleich herangezogen werden. Die Übereinstimmung aller bisher von FISCHER in „remote locations“ gemessenen Absorptionskoeffizienten mit denen aus den Messungen von KONDRATJEV (14), (15) bestimmten ist hervorragend. Man kann daher einen Wert des Imaginärteils von 0.02–0.03 für trockenes Aerosol als repräsentativ für viele kontinentale Aerosoltypen ansehen.

5. Albedovariation durch absorbierendes Aerosol

Die Zunahme der planetarischen Albedo bei Zunahme atmosphärischen Aerosolgehalts wird, wie schon aus Abb. 1 folgt, nicht mehr so groß wenn die Aerosolpartikel absorbieren, ja sie kann sogar in eine Abnahme der planetarischen Albedo umschlagen, wenn nur der Imaginärteil entsprechend groß wird. Dieses Umschlagen erfolgt z. B. bei $\kappa = 0.02$ schon bei Werten der Oberflächenalbedo von 0.20. Daraus folgt wiederum, daß über Eis und Schneeflächen generell schon bei recht niedrigen Werten des Absorptionsindex die planetarische Albedo abnimmt bei Zunahme der atmosphärischen Aerosolpartikel. Wenn man weltweit einen

Imaginärteil $\kappa = 0.02$ annimmt, dann wird über Wüsten, Schneeflächen und Eis die planetarische Albedo durch Aerosolpartikel reduziert, über den Ozeanen jedoch erhöht. Bei $\kappa = 0.01$ wird die Reduktion der planetarischen Albedo jedoch nur mehr über Schneeflächen mit einem Albedo $> 40\%$ eintreten, d. h. in der Summe über die gesamte Erde wird eine Zunahme der Partikelzahl zu einer schwachen Erhöhung der Albedo führen. Mit Sicherheit ist für $\kappa \leq 0.05$ eine Reduktion über allen Oberflächen zu erwarten, was einem Energiegewinn des Planeten Erde entspräche.

6. Der Einfluß absorbierenden Aerosols auf die Albedo von Wolken

Sehr häufig wird die Meinung vertreten, mit Einsetzen von Kondensation sei der Einfluß von Aerosolpartikeln auf den Strahlungshaushalt verschwunden, denn eine Veränderung des Bedeckungsgrades und die hohe Albedo von Wolken sei entschieden einflußreicher als die geringen Variationen, die durch Aerosole verursacht werden. Die Albedo von Wolken jedoch ist außer von der Tröpfchengrößenverteilung noch sehr stark vom Reflexionsvermögen bei Einfachstreuung (single scattering albedo w_0) abhängig. Im Sichtbaren gilt für Wasser $w_0 = 1$. Sehr geringe Abweichungen von diesem Wert reduzieren jedoch, wie Abb. 6 zeigt, die

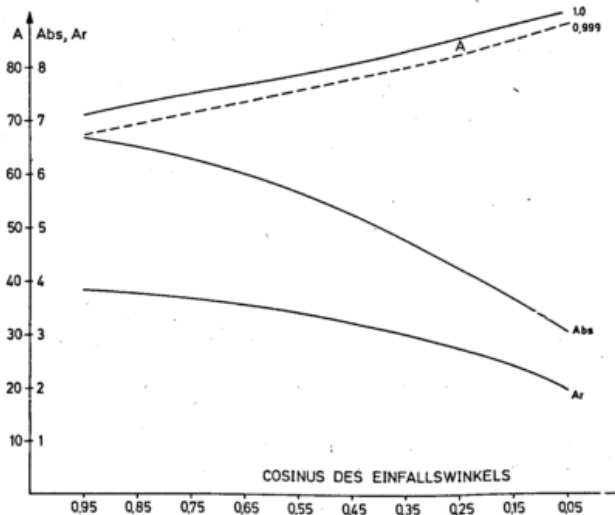


Abb. 6. Verkleinerung der Wolkenalbedo A , und Absorption Abs der einfallenden Strahlung sowie Wolkenalbedo als Funktion des Cosinus des Einfallswinkels. Alle Angaben sind in $\%$. Sie gelten für die Wolke C1 nach DEIRMENDJIAN bei $0.55 \mu\text{m}$ Wellenlänge und $w_0 = 0.999$.

Albedo von Wolken erheblich. Die Rechnungen zu Abb. 6 wurden mit der sogenannten Matrizenmethode zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung bei optisch dicken Medien gewonnen. Da jedoch nicht klar ist (2), (17), welches Größenintervall der Aerosolteilchen die gemessenen Absorptionen beherbergt und welches Größenintervall die Kondensationskeime liefert, ist vorerst nur eine Abschätzung möglich. Bei Annahme von mit dem Radius gleichverteilter Absorption und bei Benutzung aller vorkommenden Aerosolteilchen als Kondensationskeime folgt für die Wellenlänge $0.55 \mu\text{m}$ und $\kappa = 0.02$ für trockenes Aerosol mit mittlerem Radius $0.2 \mu\text{m}$ und mittlerem Wolkentropfenradius $\bar{r} = 3 \mu\text{m}$ ein $\kappa_{\text{tropfen}} \sim 10^{-5}$, woraus wiederum $w_0 \sim 0.999$ folgt.

Die Rechnungen werden von den Messungen gestützt, weil noch keine Wolkenalbedo ≤ 0.8 auch bei dicksten Wolken gemessen wurde. Die Divergenz der Strahlung konzentriert sich bei dicken Wolken auf die obersten

Schichten, d. h. absorbierendes Aerosol, das in Wolken-tröpfchen eingebaut ist, führt im solaren Strahlungsbereich zu einer Erwärmung der obersten Wolken-schichten.

7. Schlußfolgerung

In vielen Klimagebieten der Erde ist bei wolkenlosem Wetter der Einfluß von Aerosolpartikeln auf den Strahlungshaushalt und damit auf Erwärmung der partikel-beladenen Schichten von der gleichen Größenordnung wie die Erwärmung durch atmosphärische Gase. Wegen der starken Variation der Trübung und der Absorp-tionskoeffizienten mit Klimagebiet und Luftmassen-wechsel ist der Einbau dieser Quellen oder Senken von Energie in numerische Modelle sehr schwierig.

Bei bewölktem Himmel kann der Einfluß der Aerosol-teilchen durch Reduktion der Wolkenalbedo im sicht-baren Spektralbereich ebenfalls von großer Bedeutung sein. Um diesen Beitrag zu erfassen, muß jedoch der bisher fast gänzlich unbekannte Imaginärteil des Bre-chungsindex von Kondensationskeimen bekannt sein. Über den Einfluß auf die Albedo der Wolken und die Albedo des Planeten Erde erlangen die Aerosolteilchen einen entscheidenden Einfluß auf das Klima der Erde.

Literatur

- (1) BERGSTROM, R. W.: Extinktions- und Absorptionskoeffizienten des atmosphärischen Aerosols als Funktion der Teilchengröße. Beitr. Phys. Atmosph. 46 (1973) S. 223-234.
- (2) DANIELSON, R. E.; MOORE, D. R.; van de HULST, H. C.: The transfer of visible radiation through clouds. J. atmosph. Sci. 26 (1969) S. 1078.
- (3) ESCHELBACH, G.: Berechnungen des Strahlungsfeldes einer dunsthaltigen Atmosphäre im solaren Spektralbereich. Diss. Univ. Mainz (1972).
- (4) FISCHER, K.: Measurements of absorption of visible radiation by aerosol particles. Beitr. Phys. Atmosph. 43 (1970) S. 244-254.
- (5) FISCHER, K.: Mass absorption coefficient of natural aerosol particles in the 0.4-2.4 μm wavelength interval. Beitr. Phys. Atmosph. 46 (1973) S. 89-100.
- (6) FISCHER, K.; GRASSL, H.: DFG-Bericht (1974): Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre.
- (7) GRASSL, H.: Separation of atmospheric absorbers in the 8-13 micrometer region. Beitr. Phys. Atmosph. 46 (1973) S. 75-88.
- (8) GRASSL, H.: Aerosol influence on radiative cooling. Tellus 25 (1973) S. 386-395.
- (9) GRASSL, H.: Influence of different absorbers in the window region on radiative cooling and on surface temperature determination. Beitr. Phys. Atmosph. 47 (1947) Nr. 1, S. 1-13.
- (10) HÄNEL, G.: Computation of the extinction of visible radiation by atmospheric aerosol particles as a function of relative humidity, based upon measured properties. J. Aerosol Sci. 3 (1972) S. 377-386.
- (11) HOWARD, J. N.; BURCH, D. E.; WILLIAMS, D.: Infra-red transmission of synthetic atmosphere. III. Absorption by water vapour. J. O. S. A. 46 (1956) S. 242-
- (12) JAENICKE, R.; JUNGE, C.; KANTER, H. J.: Messungen der Aerosolgrößenverteilung über dem Atlantik. „Meteor“ Forsch.-Erg. B Nr. 7 (1971) S. 1-54.
- (13) KNOLLENBERG, R. G.: On radiational cooling computations in clouds. J. of atmosph. Sci. 29 (1972) S. 212-214.
- (14) KONDRATYEV, K. YA. u. a.: Spectral radiative flux divergence in the troposphere. Publishers Univ. Leningrad, Departm. Atmosph. Phys. (1972).
- (15) KONDRATYEV, K. YA.: The complete atmospheric energetics experiment. GARP-Publ. Ser. No. 12, June 1973.
- (16) LINKE, Meteorologisches Taschenbuch. Leipzig: Akad. Verlagsgesellschaft 1970.
- (17) TWOMEY, S.: On the possible absorption of visible light by clouds. J. atmosph. Sci. 27 (1970) S. 514-515.
- (18) VOLZ, F. E.: Infrared absorption by atmospheric aerosol substances. J. geophys. Res. 77 (1972) S. 1017-1031.
- (19) VOLZ, F. E.: Infrared refractive index of atmospheric aerosol substances. Appl. Opt. 11 (1972) S. 755-759.
- (20) YAMAMOTO, G.; TANAKA, M.: Increase of global albedo due to air pollution. J. atmosph. Sci. 29 (1972) S. 1405-1412.

Anschrift: Dr. H. GRASSL, Institut für Meteorologie der Joh.-Gutenberg-Universität, 6500 Mainz, Postfach 3980.

Versuche zur Beseitigung unterkühlten Nebels in Oberpfaffenhofen

Der Nebel bedeutet nach wie vor eine der bedeutendsten Behinderungen im modernen Verkehr.

Im Straßenverkehr hemmt er nicht nur den Verkehrsfluß, er stellt durch die Plötzlichkeit und Ortsgebundenheit seines Auftretens („Nebellöcher“) auch eine wesentliche Ursache für Auffahrunfälle. Im Seeverkehr ist trotz allgemeiner Einführung der Radarsicherung noch kein wesentlicher Rückgang der Anzahl der Kollisionen im Nebel zu verzeichnen.

In der Luftfahrt ist der Nebel trotz der ständigen Verbesserung der Landeverfahren und der Tatsache, daß die Aufgabe der automatischen Blindlandung technisch grundsätzlich gelöst ist, immer noch eine Gefahr, die Nebelbeseitigung immer noch eine interessante Aufgabe. Folgende Gesichtspunkte verdienen hierbei Beachtung:

1. Die vollautomatische Blindlandung setzt bordseitig wie flughafenseitig technisch komplizierte und kostenmäßig aufwendige Zusatzinstallation voraus, die im Flugzeug Raum und Gewicht kosten und damit die zahlende Last beeinträchtigen. Die Fluggesellschaften und die Flughäfen müssen prüfen, ob dieser Aufwand für Installation und Wartung vertretbar ist mit Rücksicht auf den Vorteil der Durchführbarkeit einer immerhin relativ kleinen Anzahl der Flüge, die dadurch zusätzlich ermöglicht werden.
2. Bei den sich dabei ergebenden hohen Kosten werden sich diesen Aufwand nicht alle Flughäfen leisten, ebenso wird es viele Flüge kleinerer Fluggesellschaften oder des allgemeinen Luftverkehrs geben, für die derartige Einrichtungen unwirtschaftlich sind.
3. Vom Standpunkt des Piloten, der die Verantwortung für die Durchführung des Fluges trägt, ist die in eigener Verantwortung durchgeführte Landung mit hinreichender Sicht vorzuziehen gegenüber einem Verfahren, bei dem eine Automatik die Landung allein durchführt.
4. Nicht nur die Landung selbst bietet bei dichtem Nebel Probleme, auch das An- und Abrollen der Flugzeuge auf den Taxiwegen kann erhebliche Schwierigkeiten bieten, ebenso der sonstige Verkehr an den Rampen, usw.

Physikalische Eigenschaften des Nebels

Nebel ist eine Dispersion von Wassertröpfchen oder Eisparkeln von etwa 10^{-4} bis 10^{-2} Durchmesser in Luft. Bei Konzentrationen von einigen 10^5 bis über 10^6 Tropfen im Liter Luft liegt die praktische Sichtweite im Nebel zwischen wenigen Metern und einem Kilometer.

*) Vortragender

Die Nebelluft enthält dabei neben ihrem Sättigungsgehalt an Wasserdampf insgesamt etwa 0,02 bis zur Größenordnung von 10 g Wasser pro Kubikmeter Luft in flüssiger Form.

Die kleinen Nebeltröpfchen schweben nicht in der Luft, sie fallen ganz langsam (Größenordnung der Fallgeschwindigkeit cm/s) aus dem Nebel heraus. Daß der Nebel auf diese Weise nicht von selbst verschwindet, liegt an der im Nebel stets vorhandenen Turbulenz, mit der eine laufende Neukondensation von Tröpfchen verbunden ist.

Wenn man sich die Frage nach der technischen Durchführbarkeit einer Nebelbeseitigung stellt, muß man sich zunächst klar darüber werden, welchen Umfang diese Aufgabe hat.

Aufgaben der Entnebelung

Um die Landung eines Flugzeuges zu ermöglichen, muß eine Landebahn für eine Länge von 800 m bis zu einer Höhe von mindestens 30 m nebelfrei gemacht bzw. für eine gewisse Zeit nebelfrei gehalten werden. Der größte Teil der Nebelwetterlagen ist in den meisten Gebieten mit geringen Windstärken verbunden. Um Minimalbedingungen einzusetzen, soll mit einer Querwindkomponente von 2 m/s gerechnet werden. Diese Abmaße verlangen für eine praktisch brauchbare Methode eine Entnebelungsleistung von 48 000 m³/s. Ein praktisch verwendbares Verfahren müßte Leistungen dieser Größenordnung erbringen.

Geht man unter diesen Umständen von einer Sichtweite von 100 m im unbeeinflussten Nebel aus und errechnet den Energiebedarf für eine Nebelauflösung durch Aufheizen der Nebelluft bis zur Verdampfung der Nebeltropfen, so kommt man zu thermischen Leistungen von der Größenordnung von 10^5 kW. Solche Leistungen sind wirtschaftlich auch bei Großflughäfen mit starker Verkehrsbelegung kaum aufzubringen, es lohnt daher, nach anderen Verfahren Ausschau zu halten.

Während im allgemeinen Falle praktische Erfolge noch nicht überzeugen, ergibt der Fall unterkühlten Nebels vielversprechende Möglichkeiten.

Die im Nebel suspendierten Tröpfchen gefrieren im allgemeinen noch nicht bei Temperaturen dicht unterhalb 0° C. Unterkühltes Wasser tritt in Nebel und Wolken normalerweise bis -12° C, gelegentlich bei noch niedrigeren Temperaturen auf. Wie zur Kondensation im freien Luftraum Kondensationskerne erforderlich sind, so bedarf es für den Phasenübergang flüssig-fest sogenannter „Gefrierkerne“. Diese sind jedoch bei Temperaturen dicht unterhalb des Gefrierpunktes extrem selten. Auf 10^6 bis 10^7 Nebeltropfen (d. i. auf 1 bis 10

Liter Luft) kommt nur etwa ein Gefrierkern. Daher ist bei Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes in mittleren Breiten „unterkühlter Nebel“ eine normale Erscheinung. In Oberbayern liegt der Anteil unterkühlten Nebels am gesamten Nebelvorkommen bei 54 %, in Norddeutschland ist er etwas weniger häufig.

Der unterkühlte Nebel ist thermodynamisch instabil. Fügt man ihm künstlich feine natürliche Eispartikel in hinreichender Anzahl, oder sonstige wirksame Gefrierkerne hinzu, so treten zwei Effekte auf, die beide zum Ausfallen des Kondensats und damit zur Sichtverbesserung führen.

Erstens erniedrigen die Eispartikel den Dampfdruck in ihrer Umgebung, da der Gleichgewichtsdampfdruck über Eis als „Bodenkörper“ stets geringer ist als der über unterkühltem Wasser. Das Vorhandensein von Eis setzt den Dampfdruck herab. Das unterkühlte Wasser verdampft. Die Eispartikel wachsen auf Kosten der Wasserteilchen. Sie werden größer und fallen relativ rasch zu Boden, da ihr Gewicht etwa mit der dritten Potenz des Durchmessers wächst, die dem Luftwiderstand das Gleichgewicht haltende Oberfläche aber nur mit der zweiten.

Zweitens wachsen die Eispartikel, die die Nebelluft durchfallen, auch durch das Zusammenwachsen mit den auf ihrem Wege angetroffenen Nebeltropfen. Diese gefrieren bei der Vereinigung mit den Eisteilchen und werden mit ihnen aus der Nebelluft entfernt.

Mehrere Verfahren sind angegeben worden, um unterkühlten Nebel durch Einbringen von Gefrierkernen zum Verschwinden zu bringen. Die für die Beeinflussung unterkühlter Wolken bevorzugte Verwendung von Silberjodid (6) und ähnlich wirkender Gefrierkerne ist für unterkühlten Nebel zwar grundsätzlich verwendbar (2), besitzt aber den schwerwiegenden Nachteil, daß alle diese Substanzen erst einen guten Wirkungsgrad erreichen, wenn die Temperatur mehrere Grade unter dem Gefrierpunkt liegt. In Mitteleuropa treten unterkühlte Nebel aber meist dicht unterhalb 0°C auf.

Deshalb bieten sich eher Verfahren an, die echte Eispartikel erzeugen. Benutzt wurden hierzu flüssige oder feste Kohlendioxid (Trockeneis), die bei -79°C den Gleichgewichtsdampfdruck von 1 Atmosphäre hat und zur Verdampfung eine Wassermenge von 137 cal/g benötigt (4), (5), oder flüssiges Propan mit demselben Gleichgewichtsdampfdruck bei -44°C und einer Verdampfungswärme von 102 cal/g (3), (1). Die genannten Substanzen weisen gewisse technologische Unterschiede auf. Wesentlich für die Bevorzugung der einen oder anderen dürfte im Einzelfall der Preis und die schnelle Bereitstellbarkeit sein.

Die im Folgenden beschriebenen Versuche benützten feste und flüssige Kohlendioxid. Feste Kohlendioxid muß rasch verbraucht werden, andererseits wird stets eine gewisse Zeit für den Nachschub benötigt, daher wurden im Verlauf der Zeit die Versuche auf flüssige Kohlendioxid umgestellt. Die Versuchsergebnisse unterschieden sich nicht grundsätzlich.

Abb. 1 zeigt eine Apparatur zur Verteilung von Eispartikeln in die Nebelluft (Berechnung und Konstruktion Dipl.-Ing. H. A. MÜLLER, Inst. für Physik der Atmosphäre der DFVLR). Ein Radialgebläse drückt Atmosphärenluft durch eine auf einem Sieb aufgebrachte Packung von Trockeneiskügelchen (1–2 cm Durchmesser), was zur Bildung einer großen Anzahl von Eispartikeln führt. Die Apparatur bläst die mit Eispartikeln beladene Luft mit etwa 20 m/s in die Atmosphäre. Der Verbrauch von Trockeneis beträgt etwa 1 bis 5 kg pro Minute.

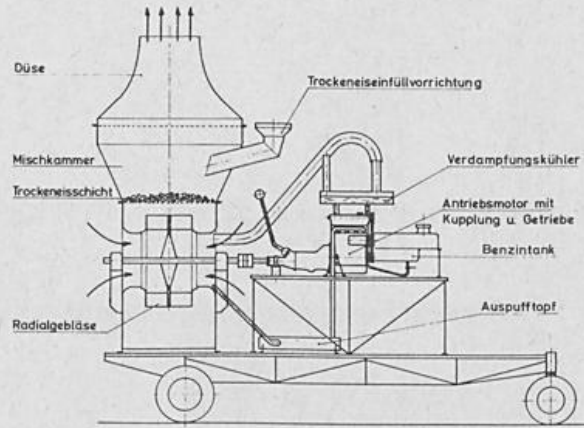


Abb. 1. Apparatur zur Beeinflussung unterkühlten Nebels mittels Trockeneis.

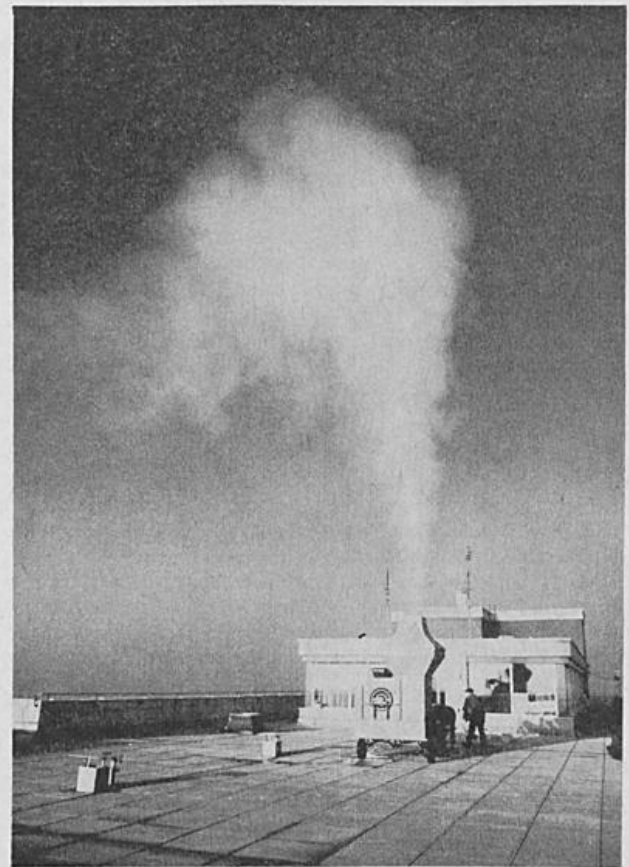


Abb. 2. Apparatur zur Beeinflussung unterkühlten Nebels in Betrieb.

Abb. 2 zeigt die Apparatur in Betrieb auf dem Institutsdach. Da die Versuche zeigten, daß für die wind-schwachen Wetterlagen eine größere Wurfweite wünschenswert war und darüber hinaus versucht werden sollte, einen vorgegebenen Platz (z. B. Flugfeld) nebelfrei zu halten, wurde eine zweite (mobile) Apparatur gebaut (Konstrukteur ebenfalls Dipl.-Ing. H. A. MÜLLER), die zum Einsatz flüssiger Kohlendioxid bestimmt war (Abb. 3). Welche Substanz vorzuziehen ist, hängt vom Preis und von der schnelleren Beschaffungsmöglichkeit ab. Während Trockeneis bei Lagen unterkühlten Nebels erst herangeschafft werden muß, kann flüssige Kohlendioxid in geeigneten Tanks über längere Zeit bequem bereitgehalten werden. Die abgebildete mobile Apparatur besitzt einen Tank für 2 000 kg flüssige Kohlendioxid, die bei -30°C und 13 Atü für 4 Stunden ununterbrochenen Betrieb ausreicht. Das Gebläse liefert bei einer

Motorleistung von 115 PS 6,6 m³ Luft pro Sekunde mit einer Anfangsgeschwindigkeit von 110 m/s.

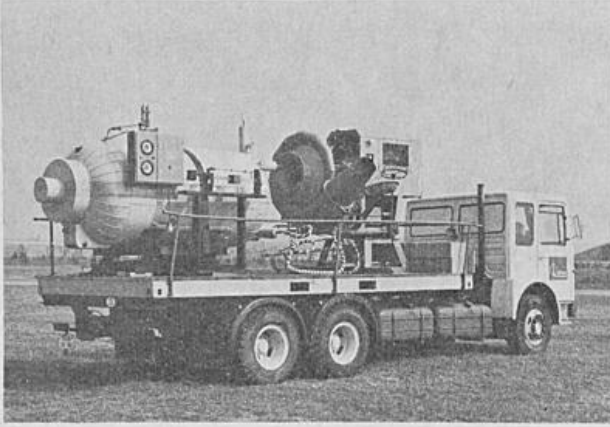


Abb. 3. Mobile Apparatur zur Nebelbeeinflussung mit Tank für flüssige Kohlensäure.

Die Entnebelungsversuche fanden morgens möglichst früh statt. Sie dauerten zwischen 9 und 93, im Mittel ca. 30 Minuten. Die Versuchsdauer wurde so bemessen, daß eine Wirkung auf den Nebel deutlich beobachtet werden konnte. Dann wurde der Versuch abgebrochen, um die Wiederherstellung der ursprünglichen Nebellage abzuwarten. Ein Versuch wurde nur dann als Erfolg gewertet, wenn sich der ursprüngliche Nebel wieder herstellte. Diese Forderung mag sehr hart erscheinen. Tatsächlich muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß bei Vernichtung des Nebels die Sonneneinstrahlung, die durch die Nebelbekämpfung erst ermöglicht wurde, eine spätere Wiederherstellung der Nebellage verhindert. Um Deutungsschwierigkeiten vorzubeugen, wurden jedoch nur solche Versuche als Erfolg gewertet, bei denen die Nebellage sich wieder herstellte. Die Einwirkung der Impfschubstanz benötigt einige Zeit (Größenordnung 10

bis 20 Minuten). Während dieser Zeit driftet die beeinflusste Nebelluft mit dem Wind. Die Beobachtung des Versuchserfolgs geschah daher durch Beobachter mit Kraftwagen, die teilweise über Funk mit dem Ort der Impffapparat in Verbindung standen und durch einen Meßbus (Abb. 4), der mit Registriergerät für Temperatur, Luftfeuchte, Wind und Sichtweite ausgerüstet war. Dieselben Größen wurden am Ort der Impffapparat registriert. Die Augenbeobachtungen wurden im großen Umfang photographisch dokumentiert. Das geschah im allgemeinen von 10 Minuten bis etwa 1½ Stunden nach der Impfung. Wenn am Impfort die Nebellage sich wieder hergestellt hatte, konnte ein neuer Versuch beginnen.



Abb. 5. Durch Impfung unterkühlten Nebels hervorgerufene Haloerscheinung (21°-Halo, Nebensonnen, Horizontalkreis und oberer Berührungsbogen).



Abb. 4. Meßbus zur Registrierung von Wind, Temperatur, Feuchte und Sichtweite.

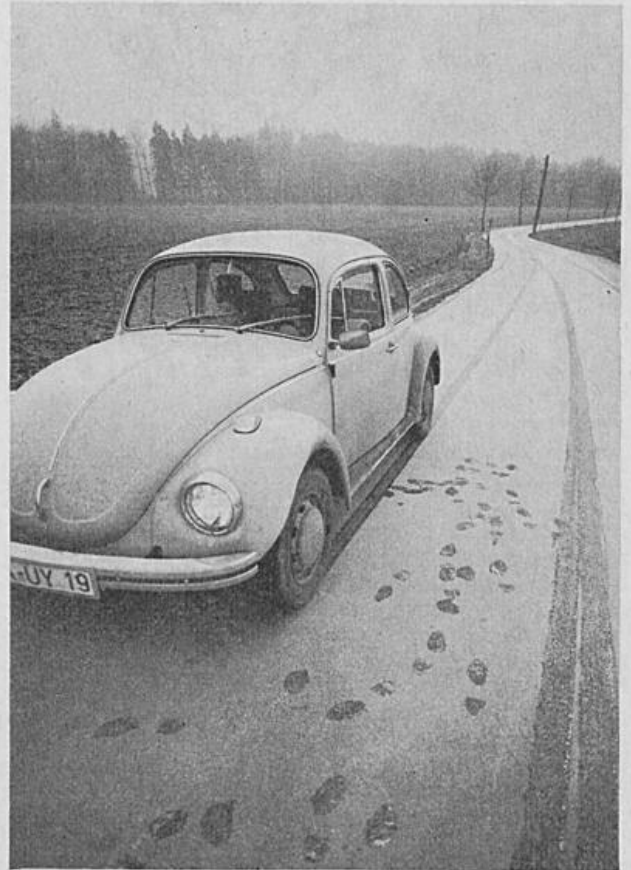


Abb. 6. Künstlich ausgelöster, frisch gefallener Grieselniederschlag aus unterkühltem Nebel.

Der Erfolg der Impfversuche zeigte sich in der Aufhellung des Himmels bis zum Durchbrechen der vorher nicht sichtbaren Sonne und Sichtbarwerden des blauen Himmels durch deutlich sichtbaren Eisnadelfall, der auch photographisch festgehalten werden konnte, durch das Auftreten zum Teil sehr eindrucksvoller Haloerscheinungen (Abb. 5), durch feinen (bei wenig mächtigem Nebel) oder groben Grieselniederschlag (Abb. 6), sowie durch die durch Streulichtschreiberregistrierung dokumentierte Sichtbesserung.

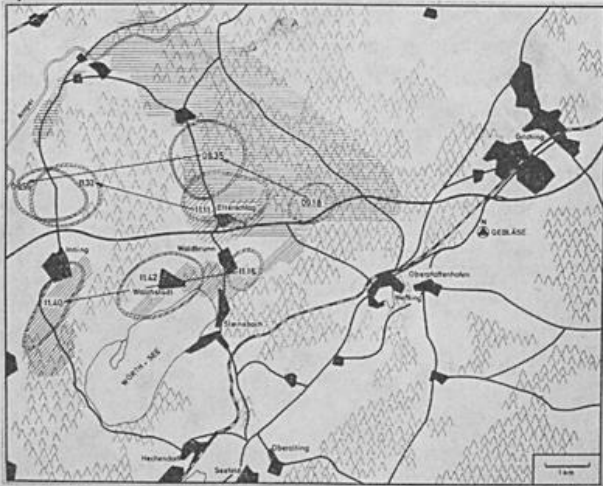


Abb. 7. Nebelbeeinflussungsversuch mit flüssiger Kohlensäure vom 16. 1. 1972. In den umrandeten Gebieten verschwand der Nebel. Die schraffierten Gebiete zeigten Schnee- oder Grieselniederschlag. Die angeschriebenen Zahlen geben die Beobachtungszeiten an. Die Impfapparatur war von 9.00 bis 9.45 Uhr und von 10.51 bis 11.20 Uhr in Betrieb.

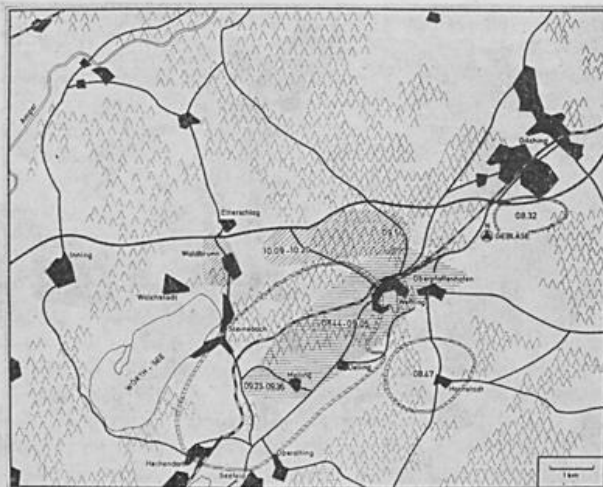


Abb. 8. Entnebelungsversuch (flüssiges CO₂) am 3. 2. 1972. Impfapparatur eingeschaltet von 8.15 bis 8.42 Uhr und von 9.15 bis 9.43 Uhr (sonst wie Abb. 7).

Die Beobachtungen wurden in Kartendarstellungen zusammengefaßt. Beispiele davon sind in den Abb. 7 bis 9 gezeigt. Jede der Abbildungen zeigt die Ergebnisse von Tagen, an denen je zwei Versuche von rund einer halben Stunde Dauer durchgeführt wurden. Die bei den einzelnen Versuchen erreichten Erfolge sind z. B. in Abb. 7 klar zu unterscheiden. Die umrandeten Gebiete stellen die von den Beobachtern während der angeschriebenen Zeiten festgestellten Sichtverbesserungen dar, die schraffierten Gebiete die, in denen frischer fester Niederschlag festgestellt wurde. Da die Gebiete mit Sichtverbesserung mit dem Wind ziehen, der Nie-

derschlag jedoch eine Weile liegenbleibt, sind die mit Niederschlag bedeckten Flächen dann größer, wenn die Windgeschwindigkeit höher ist. Ist diese gering, so be-

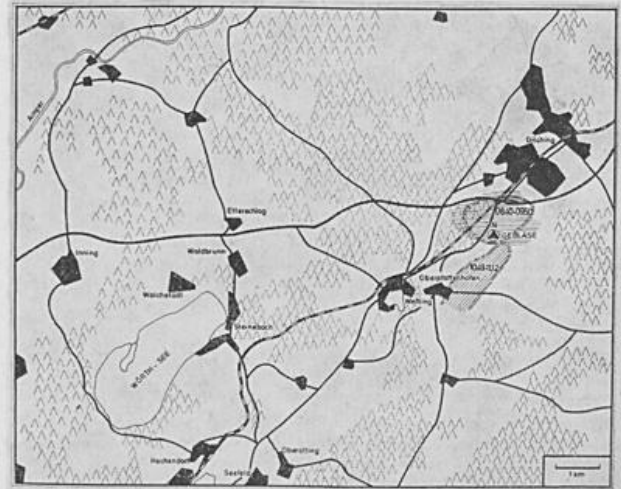


Abb. 9. Entnebelungsversuch (flüssiges CO₂) vom 25. 2. 1972. Impfapparatur in Betrieb von 8.15 bis 9.15 Uhr und von 9.45 bis 10.36 Uhr (sonst wie Abb. 7)

schränkt sich die Sichtbesserung auf die nächste Umgebung der Apparatur (Abb. 9). Je größer der Austausch und je mächtiger die beeinflusste Schicht unterkühlten Nebels ist, umso kräftiger sind die Effekte. Dies würde sich zweifellos noch stärker bei Dauerversuchen zeigen.

An 20 Nebeltagen in den Wintern 1970/71 bis 1972/73 wurden 53 Versuche durchgeführt. Bei 12 Versuchen wurde Trockeneis, bei 41 Versuchen flüssige Kohlensäure benutzt. Bei 10 Versuchen wurde die mobile Apparatur von Oberpfaffenhofen verlegt. 6 Versuche fanden bei Hochnebel statt, um festzustellen, ob die Eispartikel ihre Impffähigkeit über einen längeren Weg durch die Atmosphäre behalten würden. Nur zwei dieser Versuche lösten Niederschlag aus. Von den restlichen 35 Versuchen verlief einer negativ, bei 2 Versuchen war der Erfolg zweifelhaft. Die bei den Versuchen von kurzer Dauer entnebelten Flächen liegen zwischen 0,5 km² (bei schwachem Wind und wenig mächtigem Nebel) und 25 km² (bei mittlerer Nebelmächtigkeit und Wind von 5 m/s). Dauerversuche erscheinen noch notwendig. Eine Optimierung des Verbrauchs an Impfstoff und der Impfdauer wurde noch nicht versucht. Das Verfahren stellt für die Beseitigung unterkühlten Nebels auf beschränkten Flächen eine brauchbare und ökonomische Möglichkeit dar.

Literatur

- (1) FABRE, R.: Aéroport de Paris, Direction des Etudes, (1969).
- (2) MÜLLER, H. G.: Impfversuche mit Silberjodid in unterkühltem Nebel. Beitr. Phys. Atmosph. 33 (1960) S. 1-8.
- (3) OLIVIER, J.: Essais d'atténuation artificielle du brouillard. Bull. Obs. du Puy de Dome, No. 1 (1956) S. 4-6.
- (4) SCHAEFER, V. J.: Science 104 (1946) S. 457.
- (5) SCHAEFER, V. J.: The early history of weather modification. Bull. Amer. Meteor. Soc. 49 (1968) S. 337-342.
- (6) VONNEGUT, B.: J. appl. Phys. 18 (1947) S. 593.

Konvektion über Kühltürmen

Zusammenfassung

Ein Kühlturm stellt eine lokale Energiequelle in der Atmosphäre dar. Die dadurch bewirkte Konvektion wird durch ein einfaches eindimensionales Modell berechnet, das auf der vertikalen Bewegungsgleichung, dem Energie- und dem Massenerhaltungssatz beruht. Vorausgesetzt sind: quasi-hydrostatisches Gleichgewicht, Stationarität und "Top hat"-Profil. Bei vorgegebenem Zustand der Umgebungsluft (Wind, Temperatur, Feuchte) werden aus dem Modell die Zustandsgrößen der aufsteigenden Luft berechnet: Temperatur, Wassergehalt und Vertikalwind, die Flüsse von Masse, sensibler und latenter Wärme sowie die Kondensationsrate. Die Randbedingungen am Kühlturmaustritt ergeben sich aus einem Modell für die Vorgänge im Kühlturm. Das Verhalten der aufsteigenden Luft läßt sich in drei Klassen einteilen: 1) Es bildet sich keine Wolke, 2) eine begrenzte Wolke entsteht und 3) es wird eine nach oben nicht begrenzte Wolke erzeugt. Durch die Modellrechnung wird ermittelt, bei welchen Umgebungsverhältnissen welche der Klassen zu erwarten ist. Die Ergebnisse werden für einen Trocken- und einen Naßkühlturm gleicher Leistung in Feuchte-Stabilitätsdiagrammen bei variierendem Horizontalwind dargestellt.

Abstract

Cooling towers are local sources of heat and moisture. The convection above such a source is here computed by a simple one-dimensional model based upon the equation of motion in the vertical, the first law of thermodynamics, and the continuity equation. The following assumptions are introduced: quasi-hydrostatic equilibrium, steady state conditions and a top-hat profile. Temperature, vertical velocity, and water content of the ascending air above the cooling tower are calculated for given environmental conditions (wind, temperature, moisture). The net fluxes of sensible and latent heat and the rate of condensation are derived. The processes inside the cooling tower are computed by a separate model to obtain the boundary conditions at the base of the plume (i. e. the top of the cooling tower). The behaviour of the ascending air is classified as follows: 1) No cloud generation, 2) vertically limited cloud generation, and 3) a cloud which rises to an unlimited height. Through computation it is determined which of the above classes can be expected under different environmental conditions. The results are represented by stability-moisture diagrams for a dry and a wet cooling tower of the same heat generating magnitudes

1. Funktionsweise eines Kühlturmes

Bei dem Naßkühlturm wird das Kühlwasser im unteren Teil verrieselt, wobei etwa 1.5 Prozent des durchlaufenden Wassers verdunsten und der Luft als latente Wärme zugeführt werden. Durch die Berührung mit dem warmen Kühlwasser wird außerdem die Temperatur der Luft im Kühlturm erhöht, so daß diese einen Auftrieb erhält und feucht-adiabatisch aufsteigt. Am Kühlturmaustritt sieht man einen Flüssigwasserschwaden, der je nach Feuchte der Umgebungsluft eine unterschiedliche Länge erreicht oder in eine Wolke übergeht.

Bei dem Trockenkühlturm wird das Kühlwasser durch ein Rohrsystem geleitet, wobei nur sensible Wärme an die Luft abgegeben wird.

Die Ausmaße eines Naßkühlturmes mit einer Wärmeabgabe von 170 Mcal/s (das entspricht etwa der Abwärme eines Atomkraftwerkes mit 300 MW elektrischer Leistung) sind: Höhe ~ 110 m und Durchmesser im Austritt ~ 50 m. Ein Trockenkühlturm mit gleicher Wärmeabgabe ist größer: Höhe ~ 150 m, Durchmesser ~ 90 m.

*) Vortragender

2. Modell der Konvektion über einer stationären Wärmequelle

Die aus dem Kühlturm strömende erwärmte Luft steigt unter Vermischung mit Umgebungsluft auf, wobei sie mit dem Wind der Umgebung treibt. Wenn die Wärmeabgabe des Kühlturmes und die Umgebungsverhältnisse konstant bleiben, entsteht über dem Kühlturm ein stationärer, vom Umgebungswind geneigter Aufwind-schlauch (Plume), wie er in Abb. 1 skizziert ist.

Die Modellgleichungen für die Berechnung der Zustandsgrößen im Plume erhält man, indem die vertikale Bewegungsgleichung, der Energie- und der Massenerhaltungssatz über eine senkrecht zur Mittelachse s stehende Querschnittsfläche $F(s)$ des Plume integriert werden. Zur Vereinfachung ist dabei angenommen: Stationarität, quasi-hydrostatisches Gleichgewicht (Luftdrucke im Plume und außerhalb sind gleich) und das "Top hat"-Profil (alle Größen sind auf der Querschnittsfläche konstant und haben am Rand den zugehörigen Umgebungswert). Die Vertikalbewegung der Umgebungsluft wird vernachlässigt.

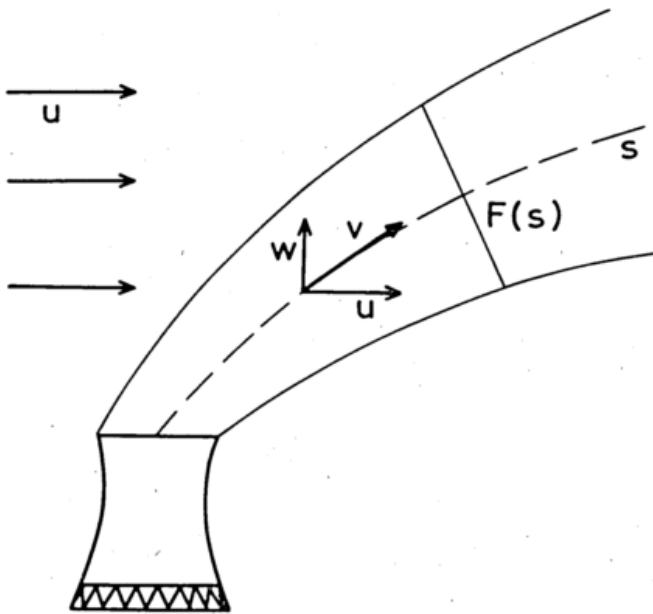


Abb. 1. Lage des Aufwindschlauches (Plume) über einem Kühlturm bei Horizontalwind in der Umgebung.

Die Änderung des Vertikalwindes längs der Plumeachse resultiert aus der Auftriebskraft und der Vermischung mit nur horizontal bewegter Umgebungsluft:

$$v \frac{dw}{ds} = g \left\{ \frac{\theta - \bar{\theta}}{\bar{\theta}} + 0.604 (q - \bar{q}) - l \right\} - \frac{1}{M} \frac{dM}{ds} v w \quad [1]$$

Gleichung [2] stellt den 1. Hauptsatz der Wärmelehre für feuchte Luft dar. Die potentielle Temperatur ändert sich durch Vermischung und durch das Freiwerden von latenter Wärme bei Kondensation:

$$\frac{d\theta}{ds} = - \frac{1}{M} \frac{dM}{ds} (\theta - \bar{\theta}) + \frac{L}{c_p T} \left\{ \frac{dl}{ds} + \frac{1}{M} \frac{dM}{ds} (l - \bar{l}) \right\} \quad [2]$$

Unter der Annahme, daß kein Wasser ausfällt und daß keine Eisbildung stattfindet, ändert sich der Gesamtwassergehalt $[q + l]$ nur durch Mischung mit Umgebungsluft:

$$\frac{d[q + l]}{ds} = - \frac{1}{M} \frac{dM}{ds} ([q + l] - [\bar{q} + \bar{l}]) \quad [3]$$

Die Änderung des Massenflusses M , die die Vermischung mit Umgebungsluft ausdrückt, läßt sich mit Hilfe von zwei Spezialfällen parametrisieren: Bei einem durch die Auftriebskraft bewirkten Plume ohne Horizontalwind gilt der übliche Entrainmentansatz nach TAYLOR (1):

$$\frac{dM}{dz} = 2 \pi R \rho \alpha w$$

d. h. der Massenfluß durch die Querschnittsfläche wird um das Einströmen von Masse durch den seitlichen Rand erhöht, wobei die Einströmgeschwindigkeit proportional dem Aufwind ist. Wenn dagegen Luft, ohne daß sie einer Auftriebskraft unterliegt, in horizontal bewegte Umgebungsluft hineinströmt, so gilt nach BRIGGS (5):

$$\frac{dM}{dx} = 2 \pi R \rho \gamma w$$

Die Werte für die Entrainmentkonstanten werden von mehreren Autoren nach Beobachtungen bzw. Laborversuchen angegeben: $\alpha \sim 0.1$ nach den Arbeiten (1, 2, 3, 4, 5), $\gamma \sim 0.5$ nach BRIGGS (5).

Da über einem Kühlturm im allgemeinen beide Prozesse auftreten, betrachtet man diese als Komponenten der Gesamtvermischung und faßt die Ansätze vektoriell zusammen:

$$\frac{1}{M} \frac{dM}{ds} = \frac{2\beta}{R} \quad \text{mit} \quad \beta = \left\{ \frac{\alpha^2 w^2 + \gamma^2 u^2}{w^2 + u^2} \right\}^{1/2} \cdot \frac{w}{v} \quad [4]$$

Der Radius R der Querschnittsfläche ergibt sich aus dem Massenfluß und dem Wind v längs der Plumeachse; die Entrainmentzahl β besteht aus dem windgewichteten Mittel der Entrainmentkonstanten α und γ , multipliziert mit einem Faktor, der die Neigung des Plumes darstellt.

Die Gleichungen [1] bis [4] beschreiben das Verhalten von w , θ , $[q + l]$ und M . Bei Sättigung wird die spezifische Feuchte q als Funktion von p und θ aus der CLAUDIUS-CLAUPEYRONschen Gleichung ermittelt, so daß sich der Flüssigwassergehalt l als Differenz aus Gesamtwassergehalt und Sättigungsfeuchte ergibt. Ist der Gesamtwassergehalt kleiner als die Sättigungsfeuchte, so ist kein Flüssigkeitswasser vorhanden ($l = 0$).

Zur Lösung des Gleichungssystems benötigt man die Umgebungswerte (Querbalken) und die Randbedingungen am Kühlturmaustritt.

3. Randwerte

Die Randwerte werden durch ein Kühlturmmodell berechnet. Im Kühlturm wird die Luft durch die Auftriebskraft b von $w = 0$ auf $w = w_0$ im Austritt beschleunigt. Es gilt:

$$w_0^2 = \frac{2b}{K} H, \quad \text{mit} \quad b = g \left\{ \frac{T - \bar{T}}{T} + 0.604 (q - \bar{q}) - l \right\} \quad [5]$$

Hierbei ist H die Höhe des Kühlturmes von der Mitte der Lufteintrittsöffnung bis zum Austritt. K stellt einen empirisch zu bestimmenden Widerstandsbeiwert des Kühlturmes dar und ist laut (6) nahezu konstant. Hier ist $K = 12$ angesetzt worden.

Die Enthalpiezunahme der Luft im Kühlturm ergibt sich aus der Wärmeabgabe Q und dem Massenfluß M_0 durch seinen Austritt:

$$\frac{Q}{M_0} = c_p T - \bar{c}_p \bar{T} + L q - \bar{L} \bar{q} \quad [6]$$

Die Gleichungen [5] und [6] werden iterativ nach w , T und q in Abhängigkeit von den Umgebungswerten aufgelöst, wobei unter Beachtung des feucht-adiabatischen Aufsteigens im Kühlturm eine mittlere Auftriebskraft angenommen wird. Im Naßkühlturm ist q die Sättigungsfeuchte und durch T und p (CLAUDIUS-CLAUPEYRON) gegeben; im Trockenkühlturm gilt $q = \bar{q}$. Der Flüssigwassergehalt entsteht durch die Kondensation beim Aufsteigen, da vorausgesetzt wird, daß die Luft oberhalb der Verrieselungsanlage gerade gesättigt ist.

4. Lösungen des Modells

Abb. 2 zeigt die Lösungen des Modells [1] bis [6] für den Plume über einem Naßkühlturm mit einer Wärmeabgabe von 170 Mcal/s bei einer vorgegebenen Umgebung. Die Wolke, die sich ab 920 m Höhe bildet, enthält 14 000 kg Flüssigwasser in einem Volumen von rund $3 \times 10^3 \text{ m}^3$, die Kondensationsrate beträgt 102 kg/s.

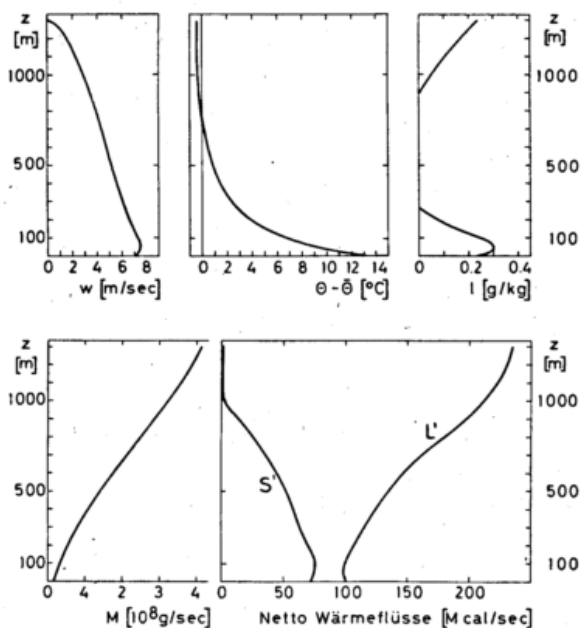


Abb. 2. Lösungen bei den Umgebungswerten Stabilität $\partial\theta/\partial z = 2.5 \text{ K/km}$, rel. Feuchte $RF = 70\%$ und Wind $u = 0 \text{ m/s}$.

Aus den Ergebnissen können weitere Größen kombiniert werden. Die vertikalen Nettoflüsse sensibler Wärme S' und latenter Wärme L' sind

$$S' = (c_p T - \overline{c_p T}) M$$

$$L' = (L q - \overline{L q}) M$$

Hierbei ist angenommen, daß die gleiche Luftmenge, die im Plume vertikal transportiert wird, in der Umgebung absinkt.

Wie die Lösungen von den Umgebungswerten abhängen, ist aus Abb. 3 ersichtlich. Dort ist der Vertikalwind im Aufwindschlauch gegen die Höhe über dem Austritt

für verschiedene Feuchten, Stabilitäten und Windgeschwindigkeiten der Umgebung aufgetragen. Dabei bleiben jeweils zwei dieser Eigenschaften unverändert.

Je größer die Feuchte und je schwächer Stabilität und Wind sind, desto höher reicht der Plume. Als ein besonders charakteristischer Parameter erscheint das Kondensationsniveau (durch einen Pfeil gekennzeichnet): Wird es genügend weit überschritten, so bildet sich bei feucht-labiler Schichtung eine nach oben unbegrenzte Wolke, während bei stabiler Schichtung die Luft nicht beliebig aufsteigen kann. Da der Umgebungswind großen Einfluß auf die Vermischung hat (siehe Gleichung [4]), kann er selbst bei hoher Umgebungsfeuchte verhindern, daß das Kondensationsniveau erreicht wird.

5. Klassifizierung der erzeugten Wolken

Es können drei Verhaltensweisen der aufsteigenden Luft eindeutig unterschieden werden. Deshalb werden folgende Klassen festgelegt:

- 1) Bei trockener, stabiler Umgebung wird das Kondensationsniveau nicht erreicht; der aus dem Kühlturm tretende Schwaden löst sich in kurzer Entfernung auf.
- 2) Bei feuchter, stabiler Umgebung überschreitet die Luft das Kondensationsniveau und die Gleichgewichtshöhe, oberhalb deren sie kälter als die Umgebungsluft ist und dadurch gebremst wird; es bildet sich eine begrenzte Wolke.
- 3) Bei feuchter, feucht-labiler Umgebung überschreitet die Luft das Kondensationsniveau, ohne die Gleichgewichtshöhe zu erreichen, so daß eine konvektive Wolke erzeugt wird, die nach oben nicht begrenzt ist.

Die Klassen 2) und 3) lassen sich noch unterteilen. a) der Austrittsschwaden löst sich auf; b) der Austrittsschwaden geht direkt in die Wolke über. Bei einem Trockenkühlturm entsteht kein Schwaden, womit diese Unterteilung entfällt. Abb. 4 gibt die Klassen anschaulich wieder. Durch die Berechnung von rund 500 Beispielen wurden die genauen Grenzen der Klassen in Abhängigkeit von Feuchte und Stabilität bei verschiedenen Winden bestimmt. In Abb. 5 sind diese für einen Naß- und

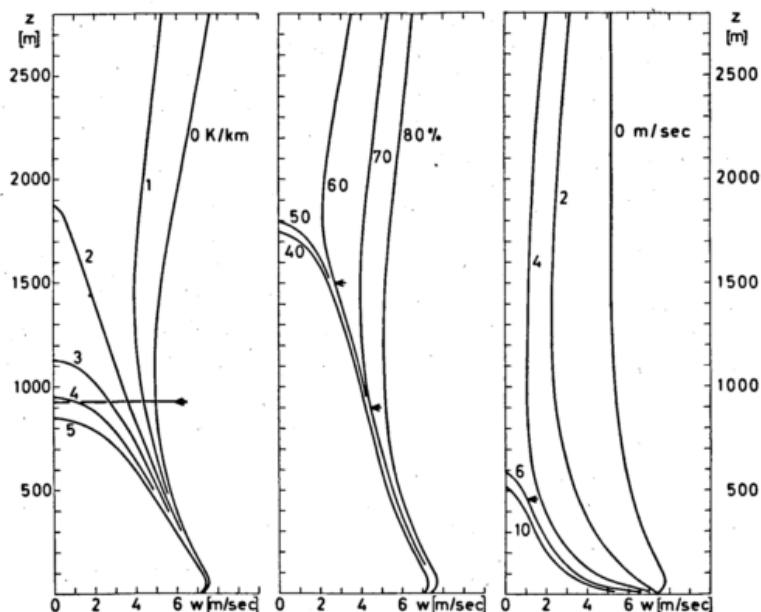


Abb. 3. Vertikalwind bei verschiedenen Umgebungswerten.
 a) $RF = 70\%$, $u = 0 \text{ m/s}$
 b) $\partial\theta/\partial z = 1 \text{ K/km}$, $u = 0 \text{ m/s}$
 c) $\partial\theta/\partial z = 2 \text{ K/km}$, $RF = 90\%$
 (\leftarrow = Kondensationsniveau)

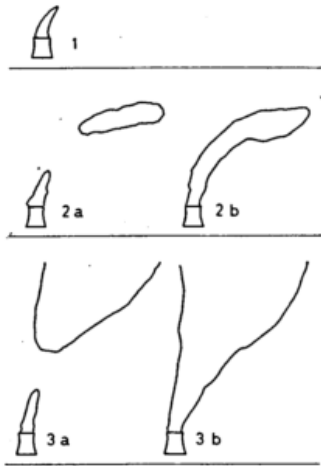


Abb. 4. Wolken-Klassen über einem Naßkühlturm.

einen Trockenkühlturm mit der Wärmeabgabe von jeweils 170 Mcal/s dargestellt.

Diese Diagramme gelten nur für Kühltürme mit den o. a. Auslegungsdaten. So nimmt z. B. bei einer größeren Wärmeabgabe der konvektive Bereich 3) zu. Um die Wolkenerzeugung eines speziellen Kühlturmes zu untersuchen, müssen dessen Auslegungsdaten der Berechnung zugrunde liegen.

6. Ausblick

Es steht noch aus, das Modell zu überprüfen und die Entrainmentkonstanten exakter festzulegen. Dazu bestehen zwei Möglichkeiten: Die Zustandsgrößen in Plume und Umgebung werden höhenabhängig in einem einmaligen und aufwendigen Experiment genau gemessen und mit der Berechnung verglichen. Oder man kann einen Kühlturm nahe einer aerologischen Station über einen längeren Zeitraum beobachten, um eine statistische Klassifizierung der konvektiven Prozesse zu erhalten. Daraus werden Diagramme wie in Abb. 5 erstellt und mit den berechneten verglichen.

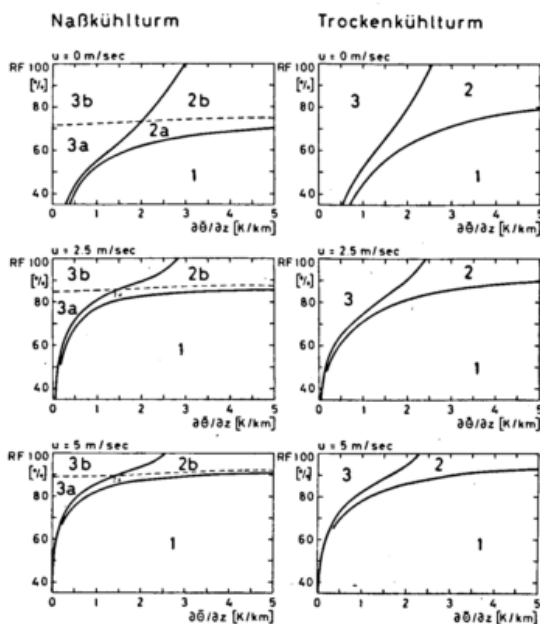


Abb. 5. Verteilung der Wolken-Klassen in Abhängigkeit von Stabilität und Feuchte der Umgebungsluft bei verschiedenen Horizontalwinden für einen Naß- und einen Trockenkühlturm (Wärmeabgabe 170 Mcal/s).

Weiterhin sollen in die Modellrechnung mit einbezogen werden: die diffusive Ausbreitung von Wärme und Feuchte, die Auswirkung der vertikalen Energieflüsse auf die Schichtung der Umgebung (besonders bedeutsam bei Klasse 3) und die Mikrophysik der Wolke (Tropfenspektrum, Niederschlag).

Die Rechnungen wurden auf einer IBM 370-168 der Universität Bonn durchgeführt. Die Rechenzeit für ein Beispiel beträgt bei 1-m-Schritten durchschnittlich 5 s.

Danksagung

Dank der Unterstützung der Herren Dr. KROLEWSKI, SCHMITT-WITTRICK und P. FRAEDRICH (VEW) konnte der Widerstandsbeiwert eines Kühlturmes des Gersteinwerkes bestimmt werden.

Symbolliste

c_p	spez. Wärme feuchter Luft
g	Schwerebeschleunigung
l	spez. Flüssigwassergehalt
q	spez. Feuchte
$M =$	Fqv Massenfluß längs der Plume-Achse
$L(T)$	Kondensationswärme
Q	Wärmeabgabe des Kühlturmes
R	Radius der Querschnittsfläche
$F =$	πR^2
T	Temperatur
α, β, γ	Entrainmentfaktoren
$s(x, z)$	Achsenlänge
u	Horizontalwind der Umgebung
w	Vertikalwind im Plume
$v =$	$(u^2 + w^2)^{1/2}$ Wind längs der Plume-Achse
x	Koordinate in Richtung u
z	Vertikalkoordinate
ρ	Dichte
Θ	potentielle Temperatur
L'	Nettofluß latenter Wärme
S'	Nettofluß fühlbarer Wärme
RF	relative Feuchte

Umgebungswerte haben einen Querbalken, die Größen am Kühlturmaustritt sind mit 0 indiziert.

Literatur

- (1) MORTON, B. R.; G. TAYLOR; J. S. TURNER: Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources. Proc. Roy. Soc. A, 234 (1956) S. 1-23.
- (2) MORTON, B. R.: Forced Plumes. J. Fluid Mech. 5 (1959) S. 151-163.
- (3) WARNER, J.: On steady-state one-dimensional models of cumulus convection. J. atmosph. Sci., 27 (1970) S. 1035-1040.
- (4) SIMPSON, J.: On cumulus entrainment and one-dimensional models. J. atmosph. Sci. 28 (1971) S. 449-455.
- (5) BRIGGS, G. A.: Plume rise. A.E.C. Crit. Rec. Ser. Oak Ridge, Tenn.: Div. Techn. Inf. 1969.
- (6) Eidgenössische Kühlturmkommission, Bericht der Arbeitsgruppe über die meteorologischen Auswirkungen der Kühltürme. Payerne: 1972. S. A1-A7.

Anschrift: Dr. K. FRAEDRICH; Dipl.-Met. B. RUDOLF, Meteorologisches Institut der Universität 5300 Bonn, Auf dem Hügel 20.

Globale Änderungen der Zusammensetzung der Atmosphäre

Zusammenfassung*)

Dieser Vortrag beschränkt sich auf die Troposphäre, da die Frage einer möglichen Beeinflussung der Stratosphäre durch den Überschallflug in einem anderen Vortrag behandelt wird.

Die am besten dokumentierte globale Veränderung in der Zusammensetzung der Atmosphäre ist der Anstieg des Kohlendioxids. Nach Darstellung der jetzt vorliegenden Beobachtungen wird der CO₂-Kreislauf diskutiert und die daraus abgeleiteten Prognosen für den in Zukunft zu erwartenden Anstieg und seine eventuellen Folgen für unser Klima und die Umwelt.

Neben CO₂ gibt es andere Gase, für die eine globale Beeinflussung anzunehmen ist, wie z. B. CO oder SO₂. Der letztere Fall ist deshalb von besonderer Bedeutung, da das Oxidationsprodukt von SO₂, das Sulfat, eine wesentliche, weltweite Rolle für die atmosphärischen Aerosole spielt. Es wird dann auf die mögliche globale Zunahme der Aerosole durch menschliche Tätigkeit eingegangen sowie auf die daraus eventuell resultierenden klimatischen Auswirkungen.

*) Ausführliche Darstellung des Vortragsthemas in folgenden Arbeiten:

C. JUNGE: Important problems of global pollution. In: IAMAP-Proc., Keynote paper, IAMAP-Meeting Melbourne, Jan. 1974.

U. SCHMIDT; W. SEILER: H₂-Kreislauf in der Atmosphäre. Umschau 74 (1974) S. 284-285.

U. SCHMIDT; W. SEILER: New aspects on CO and H₂ cycles in the atmosphere. In: IAMAP-Proc., IAMAP-Meeting Melbourne, Jan. 1974.

Anschrift: Prof. Dr. C. JUNGE, Max-Planck-Institut für Chemie (Otto-Hahn-Institut), 6500 Mainz, Saarstraße 23, Postfach 3060.

Spurengaschemie der Stratosphäre und ihre Beeinflussung durch den Überschallflugverkehr

Zusammenfassung

Seit etwa 40 Jahren kennen wir den grundlegenden chemischen Mechanismus für die Bildung der stratosphärischen Ozonschicht. Ebenso lange werden Routine-Beobachtungen an atmosphärischem Ozon durchgeführt. Das nunmehr vorliegende umfangreiche Beobachtungsmaterial, neuere Messungen von Reaktions-Konstanten sowie verbesserte Modelle, die den stratosphärischen Ozontransport berücksichtigen, haben gezeigt, daß der simple Chapman-Mechanismus die Beobachtungen an Ozon nicht befriedigend wiedergibt. Gleichzeitig hat sich in den letzten Jahren die Erkenntnis durchgesetzt, daß andere Spurengase in der Stratosphäre die Ozonchemie beeinflussen. Zwei wichtige Spurengase dieser Art sind Methan (CH_4) und Distickstoffoxyd (N_2O), die an der Erdoberfläche bakteriell erzeugt werden. Ein Teil des troposphärischen CH_4 und N_2O gelangt durch turbulente Diffusion in die Stratosphäre und wird dort oxidiert, wobei eine größere Anzahl von Folgeprodukten entsteht, die ihrerseits weitere Reaktionen auslösen. Die Kompliziertheit der Situation wird am Beispiel der Stickoxyde erläutert, die als Folgeprodukte der N_2O -Oxydation entstehen. Sie reagieren mit Ozon und führen teilweise zu dessen Vernichtung. Dieser Umstand veranlaßte kürzlich den US-Kongreß dazu, Mittel zur Entwicklung von zivilen Überschallflugzeugen zurückzustellen, bis klargestellt ist, inwieweit die Abgase dieser in der Stratosphäre operierenden Flugzeuge die Ozonschicht beeinflussen. Schon eine prozentual geringe Verminderung des Gesamt Ozons würde zu einer Verstärkung der ultravioletten Strahlungsintensität an der Erdoberfläche führen. Es wird befürchtet, daß damit eine Zunahme des Hautkrebses verbunden ist. Diese Probleme gaben den Anstoß für eine gründliche Erforschung der Spurengaschemie der Stratosphäre. Wegen der Unsicherheit der Vorhersagen auf Grund theoretischer Modelle betonen wir die Bedeutung von Messungen der wichtigsten Spurengaskonzentrationen.

Quantitative estimates of long range transport of sulphur pollutants in Europe*)

Abstract

Knowing the regional emission of sulphur and the instantaneous wind field, long range transport of sulphur pollutants can be estimated from the equation of continuity. Along this line of approach model studies have been carried out in Scandinavia during the past two years. Both Eulerian and Lagrangian integration schemes have been used, and applications will be demonstrated. Experience indicates that the dry deposition rate, as well as the conversion rate of SO_2 to SO_4 , are critical parameters. The computed concentrations are in most cases within a factor of two of the measured concentrations at representative stations.

1.1. The rocks and soil in southern Scandinavia are rather acid. During the past two decades Swedes and Norwegians have observed an increased acidification of the precipitation. Many lakes and some rivers have recently become extinct of trout and salmon. Research workers claim also a reduced growth rate in the extended spruce forests, which are of large economic interest to both countries.

1.2. It was suggested already 8-10 years ago that part of this acidification was caused by long range transport of sulphur pollutants. This problem was put forward in OECD, and in 1972 ten western and central European nations launched a three years study to estimate the size of this long range transport. More than fifty surface stations measure daily the air concentrations of SO_2 and SO_4 (on filter). If precipitation has occurred, daily measurements are carried out of pH, H^+ , SO_4 , and some other constituents. The Norwegian Institute for Air Research was selected as Central Coordinating Unit.

1.3. In modeling the long range transport we learned much from aeroplane measurements and chemical transformation studies carried out at the universities of Frankfurt and Mainz. The deposition of SO_2 to the ground is an important sink. Studies by CHAMBERLAIN (1) suggest certain bounds to the rate of this "dry" deposition, which is considered by all models. The wet deposition of sulphur is more complicated. The wet removal rate of SO_2 depends on the acidity of the water in the droplets. This acidity depends not only on the partial pressure of SO_2 , but also on the NH_3 and sulphate contents, etc. This complicated problem may possibly best be tackled in a region with a pronounced orographic intensification of the precipitation. Southern Norway is such a region, being exposed to orographic precipitation for winds between SW and SE. There is a distance of approximately 1000 km between southern Norway and the large European emission sources of anthropogenic sulphur. The typical synoptic scale is between 3000 km and 6000 km. Orographic precipitation on the southern slopes of Norway will therefore, in

most cases, result in an intensified scavenging of the pollutants originating in the industrialized belt across Europe.

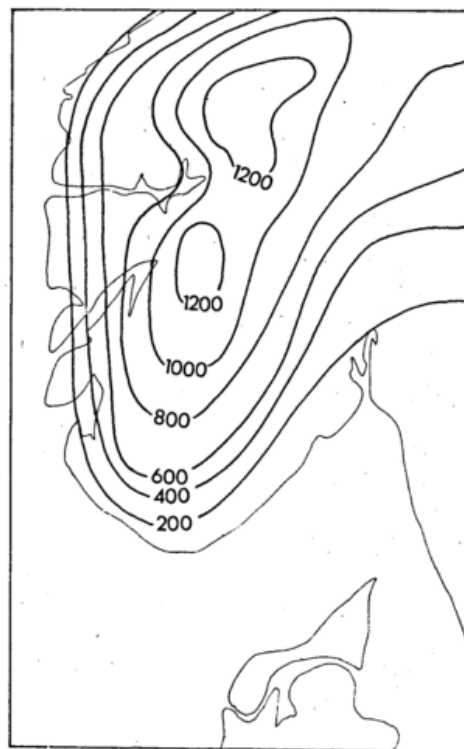


Fig. 1. Topography of southern Norway. Height in m.

2.1. The precipitated sulphate during the following two periods of January 1974, may serve as examples of scavenging of air pollutants. Fig. 1 gives a much simplified topographic map of southern Norway. (This topography is used in some dynamical computations of the orographic precipitation.) The 850 mb winds were in general southerly to southeasterly in the period January 5-13, 1974. The accumulated precipitation is given in Fig. 2, and the orographic influence is pronounced. From

*) The views expressed in this paper are those of the author only.

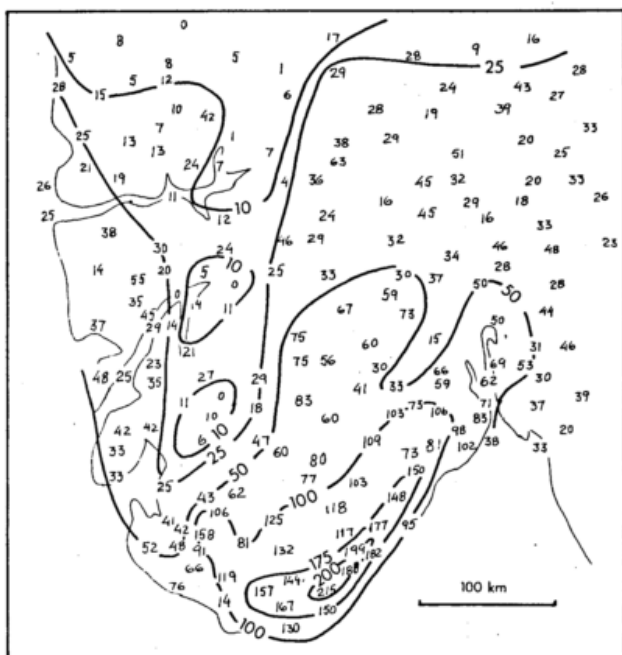


Fig. 2. Precipitation (in mm) in the period January 5-13, 1974.

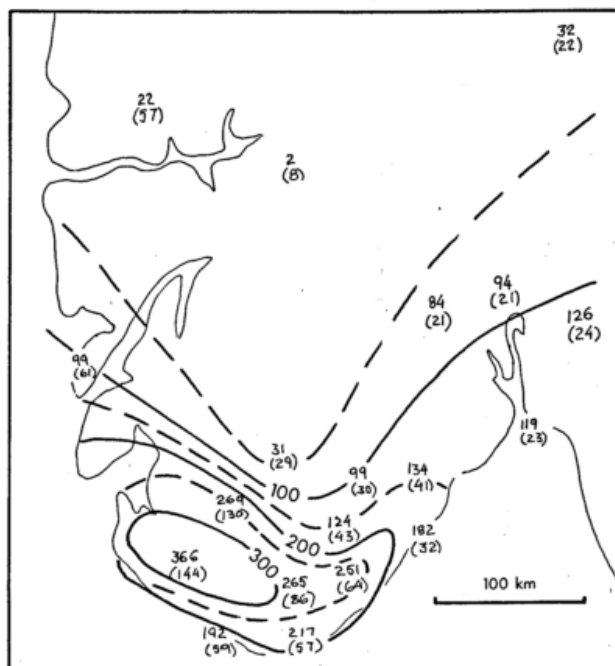


Fig. 4. Precipitated SO_4 (mg/m^3) during a period of SSW-SW winds (January 23-31, 1974). Precipitation amounts in brackets.

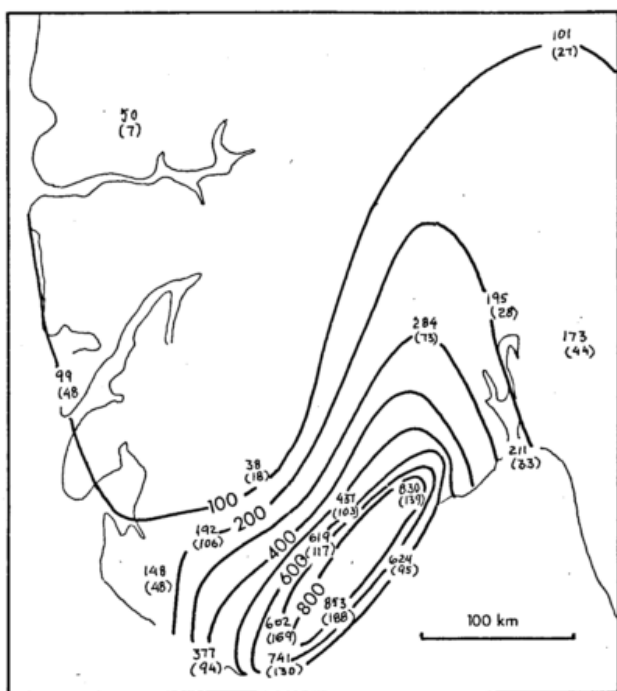


Fig. 3. Precipitated SO_4 (mg/m^3) during a period of S-SE winds (January 5-13, 1974). Precipitation amounts in brackets.

a maximum zone with about 200 mm near the coast, the precipitation decreases rapidly towards NW. Some stations on the lee side report no precipitation at all. Fig. 3 shows in mg/m^3 the SO_4 amounts which were precipitated to the ground. The corresponding precipitation values in mm are given in brackets. (Since 1971 this network has been operated by the Norwegian Institute for Air Research, in order to study the size of long range transport of air pollutants.) There is a remarkable drop of the scavenging from the maximum zone towards the divide. As the precipitation is reduced to about ten percent, the scavenging has become less than five percent of the values in the maximum zone. These values, amounting to more than 800 mg/m^3 in 9 days, correspond to the total annual wet deposition estimated

by BOLIN and PERSSON (2) over level country. The H^+ concentrations are measured at several stations. As some of the sulphate ions may be neutralized because of chemical reactions with ammonia etc, it may be pertinent to use the H^+ concentrations to estimate the percentage of the SO_4 ions which may be considered as sulphuric acid ions. The percentage is close to 80 near the coast and rises to almost 100 inland.

2.2. Another interesting 9 days period occurred at the end of January 1974. The 850 mb winds were SSW to SW, and the zone of maximum precipitation is now inland of the southwestern shore of Norway, compare Fig. 4. The precipitation is almost 150 mm in the maximum zone and drops to about 30 mm near the divide. The precipitated sulphate is measured to 366 mg/m^3 in the maximum zone and only 31 mg/m^3 near the divide. Both episodes show higher concentrations of SO_4 in precipitation near the coast (line of inflow of air pollutants). Consequently the scavenging of pollutants show an increased topographic gradient. The H^+ concentrations were rather high during the days of January 23-31, indicating that in addition to all SO_4 ions as sulphuric acid, other ions must have been present, e. g. nitric acid.

3.1. All transport calculations are based on knowledge of the actual wind distribution in time and space. A dense network of radiosonde stations and pilot stations covers the wind distribution over most of Europe every six hours. Spectral studies indicate that there is little energy (a spectral gap) on scales between a few hundred km and a few tens of km. Because of the data density it was found possible to analyse the winds every six hours in a grid with 127 km mesh size. As background fields are used 6 and 18 hours prognostic wind fields computed every 12 hours at the Norwegian Meteorological Institute. Most transport calculations of air pollutants have so far been calculated on the NORDIC computer at the same institute. From the winds every six hours the intermediate winds are estimated by interpolation.

4.1. Knowing the wind distribution in time and space it is possible to estimate the air pollution concentrations from the equation of continuity. The mass of pollutants

is then conserved as the air parcel moves along. Sources, sinks and transformations must be simulated during the transport. Neglecting variation of air density when

averaging between surface and a mixing height H , the equations for the mixing ratios of SO_2 (denoted by q) and SO_4 (denoted by r) may be written as follows:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -(k_0 H^{-1} + k_1 + k_2 q) q + \dot{Q} H^{-1} - \nabla_h \cdot (q \vec{v}_h) - \nabla_h \cdot (\widetilde{q' v'_h}) - q_H w_H H^{-1}$$

$$\frac{\partial r}{\partial t} = -K H^{-1} r + 1.5 (k_1 + k_2 q) q - \nabla_h \cdot (r \vec{v}_h) - \nabla_h \cdot (\widetilde{r' v'_h}) - r_H w_H H^{-1}$$

$k_0 H^{-1}$ is a measure of the dry deposition rate, $k_1 + k_2 q$ model the transformation of SO_2 to SO_4 . k_1 is the usual term proportional to concentration. The second term implies reactions due to other components emitted in the same source region and assumed proportional to q . When H is 1000 m, the term $k_0 H^{-1} + k_1$ has been varied between $3 \times 10^{-6} s^{-1}$ and $3 \times 10^{-5} s^{-1}$. \dot{Q} is the emission of SO_2 , and is quantified as a function of time within each grid cell. The relative distribution of the emission \dot{Q} is reproduced in Fig. 5. The main emission sources are lying in a belt across Europe, from the United Kingdom in the west to Poland in the east. Most of the USSR emission is outside the region presented in Fig. 5. The terms $\nabla_h \cdot (q \vec{v}_h)$ and $\nabla_h \cdot (r \vec{v}_h)$ are the transports by the vertically averaged winds, and give a deterministic dispersion of the sulphur pollutants. The terms $\nabla_h \cdot (\widetilde{q' v'_h})$ and $\nabla_h \cdot (\widetilde{r' v'_h})$ are the covariances of q , r and \vec{v}_h within the layer of thickness H . These terms signify transports on scales less than those described by the given grid. There is rather sparse information on how to model such terms as a function of the large scale fields, and they are neglected in the following computations. The terms $q_H w_H H^{-1}$ and $r_H w_H H^{-1}$ give the transports through the top of the layer. There exist appreciable uncertainties in modelling the vertical distribution of q and r , and the terms have so far been neglected.

5.1. The equations must be written in a finite difference form before a numerical integration can be done. Satellite pictures show that the plumes from volcanos,

ships, etc, are often visible as narrow smoke trails for distances up to 500 km (compare the APT pictures of plumes from the volcano of Jan Mayen in 1970). Such observations indicate that the lateral diffusion, on a large mesoscale, is usually slow, and also that most of the large scale dispersion may be caused by the deformation fields of synoptic scale eddies. By using the most common Cartesian finite difference schemes when solving the equation of continuity, the false lateral dispersion becomes rather pronounced. Fig. 6 shows the computed concentration fields arising from a single emission cell near London. The winds are southwesterly, and the method is the Eulerian upstream approach.

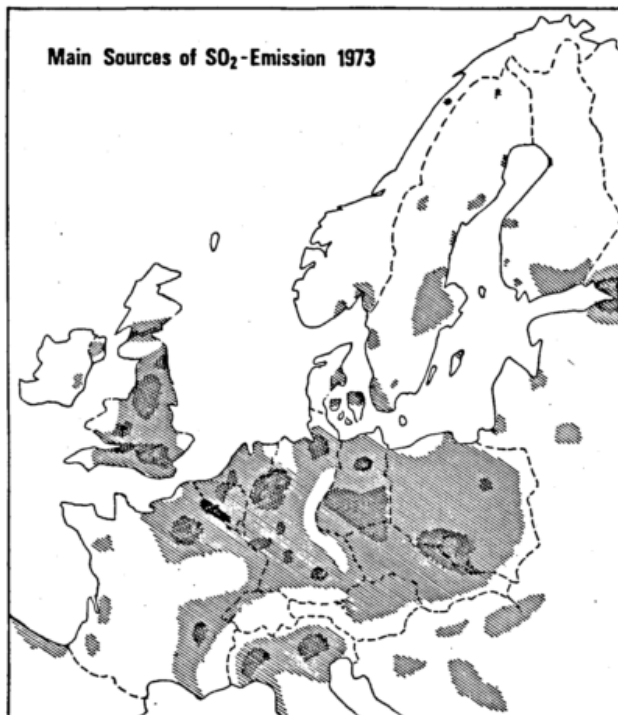


Fig. 5. Relative distribution of SO_2 sources.

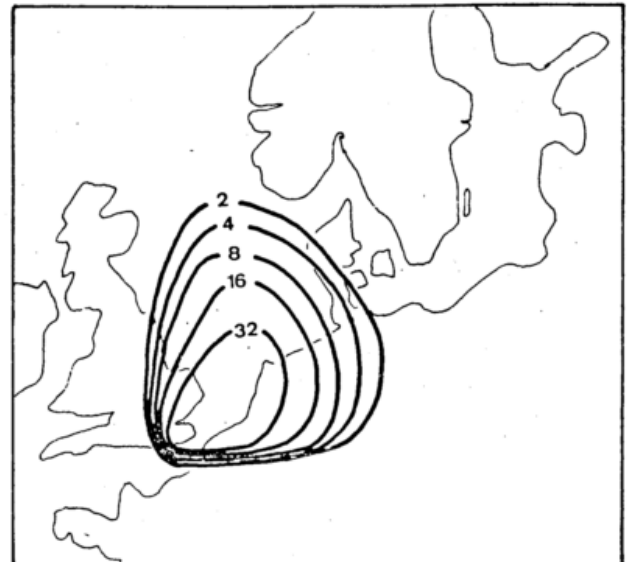


Fig. 6. Concentrations estimated by the Eulerian upstream approach for SW winds.

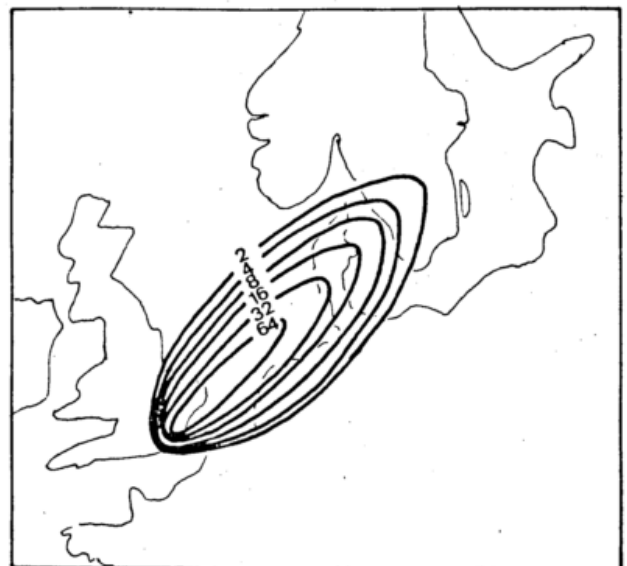


Fig. 7. Concentrations estimated by the sector model approach for SW winds.

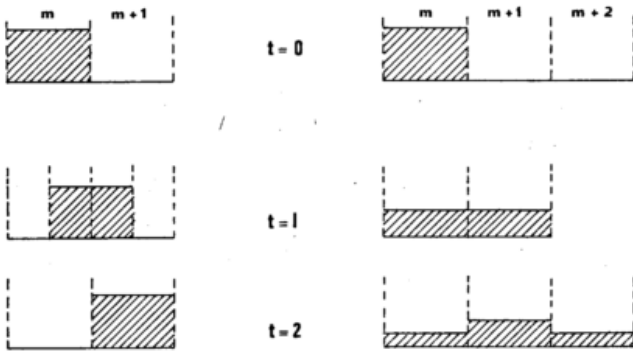


Fig. 8. Left column shows the moment (and analytical) advection. Right column gives the Eulerian upstream advection.

5.2. In order to remedy some of the artificial dispersion, SALTBONES (3) introduced the sector model approach. This method is based on the principle that the flow out of one grid cell should pass into as few neighbouring grid cells as possible, conserving the mass. Dividing the space around a cell into 8 sectors, the scheme specifies only one receiving grid cell to each delivery cell. Fig. 7 gives the sector model solution to the case presented in Fig. 6. The lateral diffusion has decreased appreciably, but it is not eliminated.

5.3. EGAN and MAHONEY (4) have introduced the moment method, which in addition to mass conservation, conserves the first and second order moments of each cell during advection. Fig. 8 may serve as an illustration of the method in the one dimensional case. The lefthand column gives the correct advection of a rectangular puff

by the moment method. The Eulerian upstream model deforms the puff rapidly, see righthand column. PEDERSEN and PRAHM (5) have adapted the moment approach to two dimensions in space, and a comparison between this approach and the sector approach will be presented later.

5.4. ELIASSEN and SALTBONES (6) have developed a more direct Lagrangian model. The model advects 1184 reference particles, originally starting from the corners of regular grid elements. During a transport the deformation will change the shape of the cell considerably, as demonstrated by Fig. 9. Trajectories are drawn for reference particles in the corners of triangles over England, and Fig. 9 shows the positions of the corners 18 hours later. To avoid complications an analysis is performed every 12 hours. This analysis produces new reference particles in the regular grid by interpolation between the old reference particles. A case study will be given later.

5.5. NORDLUND (7) has developed a Lagrangian model, using also the conservation principles of EGAN and MAHONEY. He has introduced a Fickian dispersion to account for mesoscale transport. Scavenging of SO_2 proportional to concentration is taken into account. This model is programmed in ALGOL, the preceding models are all in FORTRAN.

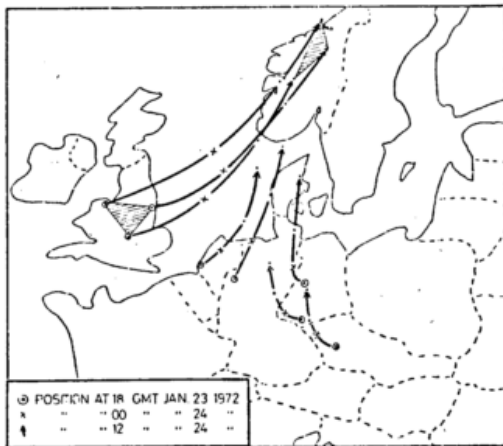


Fig. 9. Deformation of triangles during 18 hours transport.

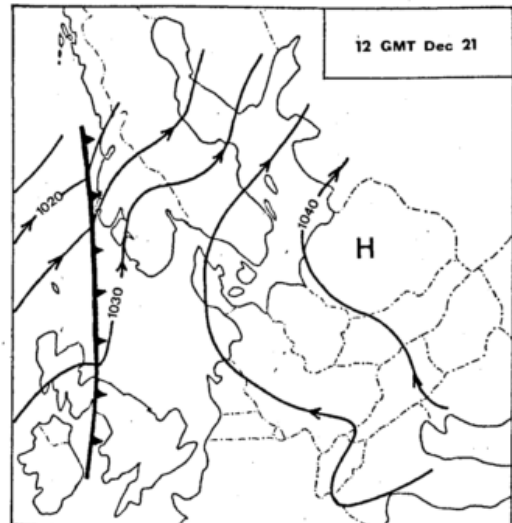


Fig. 10. Weather situation at 12 GMT on December 21, 1972 (Täglicher Wetterbericht).

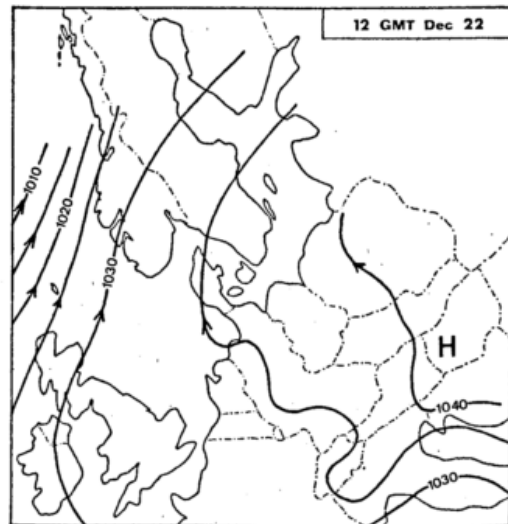


Fig. 11. Weather situation at 12 GMT on December 22, 1972 (Täglicher Wetterbericht).

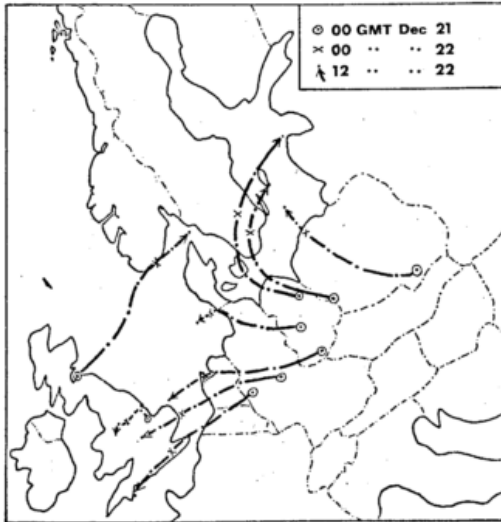


Fig. 12. 850 mb trajectories, December 21-22, 1974.

6.1. The various model calculations will now be compared for an episode which occurred before Christmas 1972. Fig. 10 and 11 show the general weather situation. A high pressure is situated over eastern Europe. Southwesterly winds dominate the northwestern parts of the map. Using the observed 850 mb winds, trajectories on Fig. 12 show easterly winds over southern DDR, BRD, the Netherlands, and England. Over Great Britain there is a sharp transition zone between easterlies in the south and westerlies in the north. Air parcels from DDR and Poland are displaced northwards during the next two days. Radiosonde data showed an inversion height which varied between 500 m and 1100 m. The average height was close to 700 m, which was selected

as the mixing height. The parameters $k_0 H^{-1} + k_1$ were put equal to 10^{-5} s^{-1} , and $k_2 = 0$. Vertical wind observations indicated no large differences between the 1000 mb winds and the 850 mb winds, and the latter ones were used as estimates of the vertical average winds. All model calculations start with zero concentration fields. The winds were weak during this episode, and it took about 2 days integration to build up a realistic SO_2 field, and another 2 days to develop the SO_2 patterns. The time step is about half an hour.

6.2. Fig. 13 shows the SO_2 concentrations at 00 GMT December 22, 1972, according to the sector model. One plume stretches from Poland and DDR into Denmark and southern Sweden. Another plume goes from northwestern BRD across the Netherlands into Great Britain. This plume is somewhat weakened over the Channel, but is intensified again over England due to local emission sources. Daily SO_2 observations (07 GMT December 21 to 07 GMT December 22) are plotted inside small squares. The correspondence is reasonably good, and the sharp gradient across Denmark is well established. The concentrations are underestimated in central Sweden. Over northeastern Netherlands the model estimate is too high. Fig. 14 gives the SO_2 concentrations estimated by the moment model. The patterns agree rather well with those of the sector model, but some minor differences may be seen, e. g. over northern France. Fig. 15 shows the solution when using the Lagrange model of ELIASSEN and SALTONES (6). The general patterns agree well with the two preceding models, but the plumes are less intensive.

6.3. The Lagrange model of NORDLUND (7) is written in ALGOL, a language which is not accepted by the computer at the Norwegian Meteorological Institute. The model was therefore run at the Finnish Meteorological Institute on the wind data derived from the daily routine. These data are balanced winds originally in a

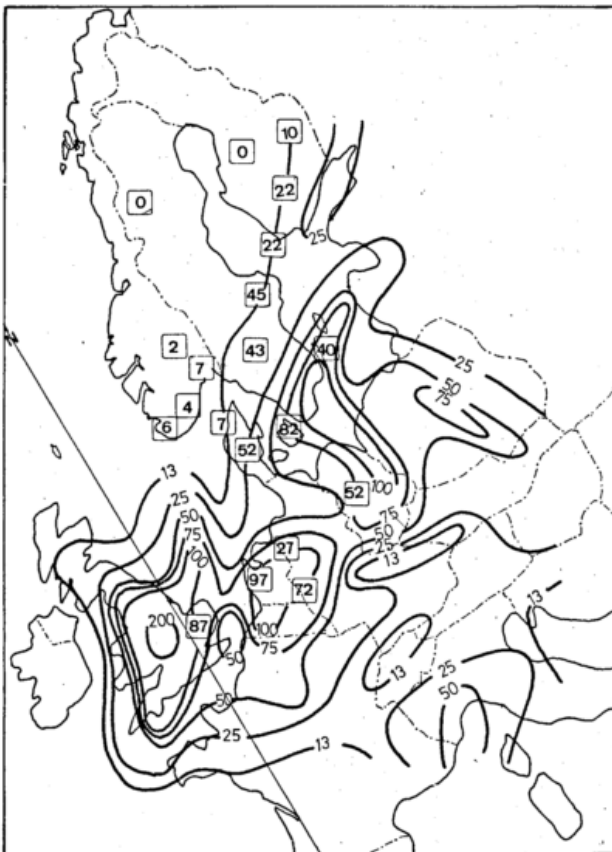


Fig. 13. SO_2 concentrations in microgrammes/ m^3 at 00 GMT December 22, 1972, according to sector model estimates.

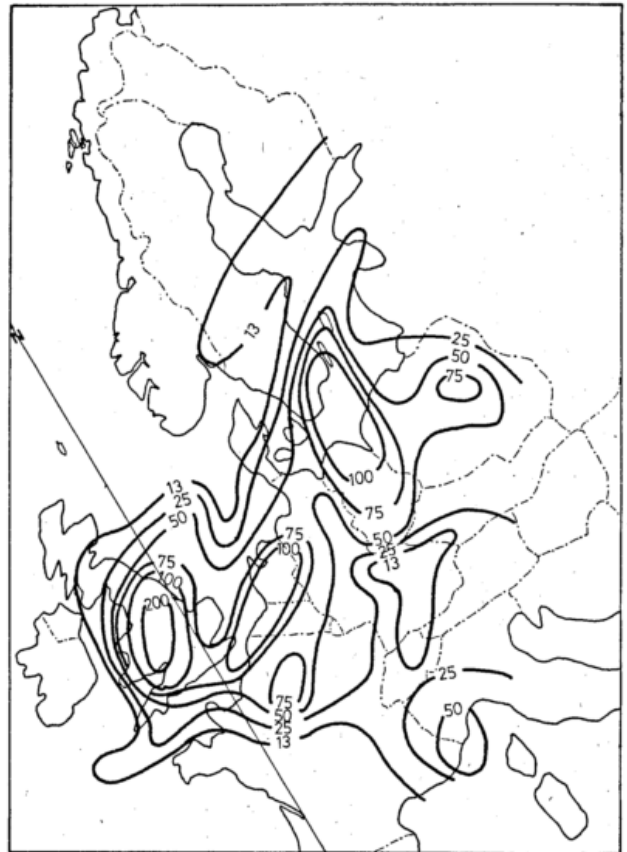


Fig. 14. SO_2 concentrations in microgrammes/ m^3 at 00 GMT December 22, 1972, according to moment model estimates.

grid mesh of 300 km. Most large mesoscale patterns will therefore be filtered, and features like the transition zone over Great Britain, will be smoothed out. The estimated SO_2 concentrations are reproduced in Fig. 16. The sharp gradients over Denmark are displaced northwards to Norway, and the air over most of the North Sea should have relatively high concentrations. The plumes are less intense than those of the preceding models, but this result is partly due to the fact that a

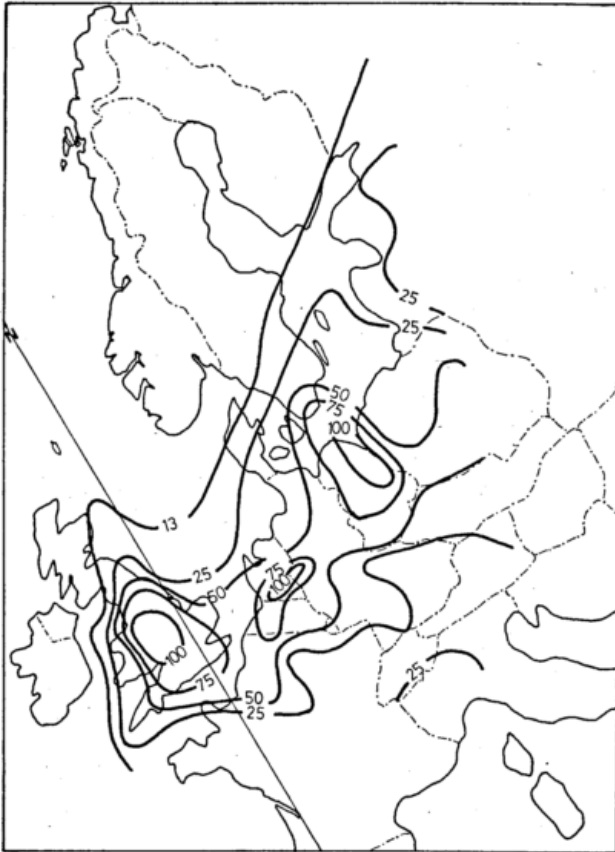


Fig. 15. SO_2 concentrations in microgrammes/ m^3 at 00 GMT December 22, 1972, according to moment model estimates.

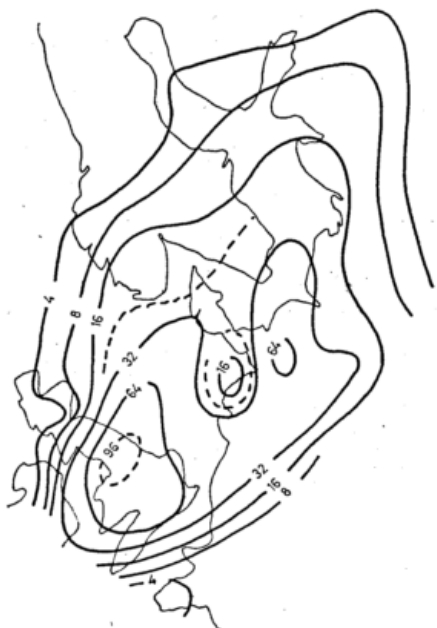


Fig. 16. SO_2 concentrations in microgrammes/ m^3 at 00 GMT December 22, 1972, using a Lagrange model.

mixing height of 1000 m was used in the computations. The deviation of these model estimates from the preceding ones, is in this case mainly due to the use of different wind fields. In large scale transport cases all models give more similar results. This latter case may therefore serve as a demonstration of the importance of transport due to scales less than 1000 km.

6.4. The verification of the computed SO_4 concentration is an important check on all the assumptions made concerning winds, dry deposition, and chemical transformation rates. Fig. 17 shows the computed daily means of SO_4 , using hourly estimates from the Lagrangian model of ELIASSEN and SALTBONES (6). In brackets are given the corresponding observed values. The agreement is rather good, but the observations over the Netherlands, France, and north of London are significantly higher. This finding indicates that the modelled sulphate production is underestimated near the large sources. A time series for each station may also give interesting information when verified. Fig. 18 gives the computed and observed daily means for three stations along the southwest of Norway, N 01, N 03 and N 09. The fourth station, N 22, is situated in the Oslofjord region where most of the Norwegian emission takes place. The model estimates are again those of ELIASSEN and SALTBONES (6). There is a remarkable correspondence day by day for the southern Norwegian stations. The estimates for the station in the Oslofjord show values significantly lower than those being measured, indicating also that the model production of SO_4 is too slow near the sources.

It may be mentioned that in this comparison the second term of the sulphate production was put equal to zero. In other cases the term has been included, which will increase the production of sulphate.

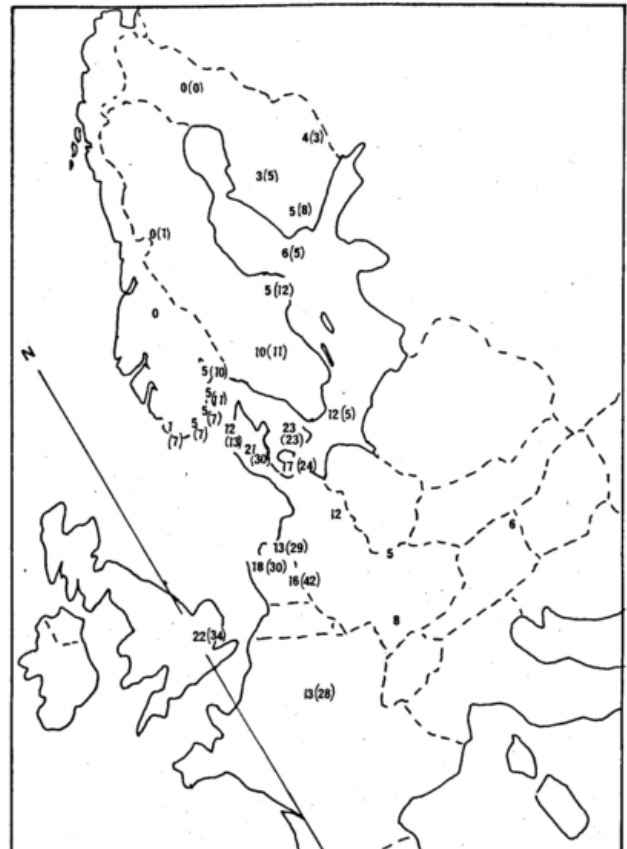


Fig. 17. Computed SO_4 concentrations in microgrammes/ m^3 for the day 07 GMT December 21 to 07 GMT December 22, 1972. Observed values are given in brackets.

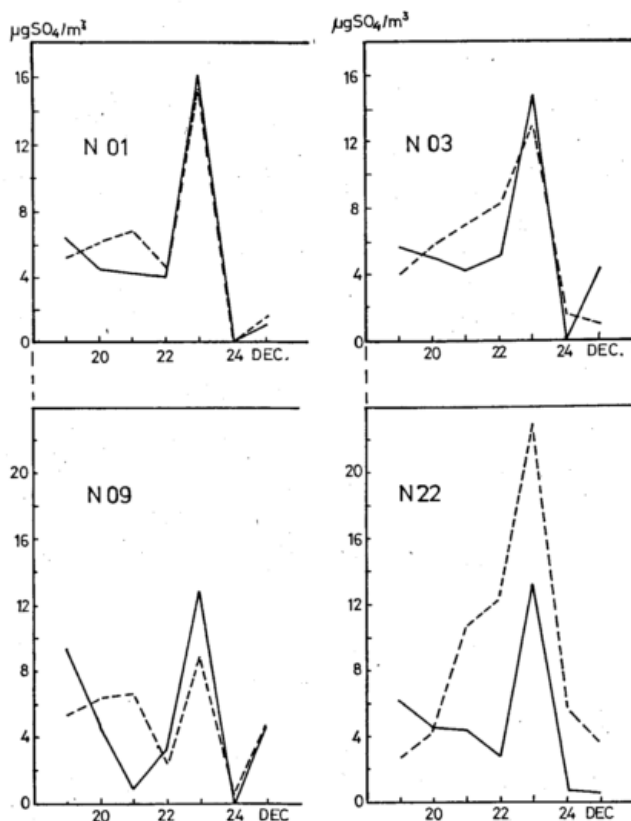


Fig. 18. Verification of computed daily means of SO_2 at the Norwegian stations N 01, N 03, N 09, and N 22, during the days of December 19-25, 1972. The broken curve is based on observations.

7.1. The model estimates have, so far, mostly been verified by surface observations. Aircraft measurements are required in order to tune the models and to give data for trying out two layer models. Such models may possibly simulate the distant effects of low and high emission sources, respectively. If properly coordinated the aircraft measurements will give significant information regarding the dispersion and the chemical transformations. 9 of the European OECD countries will participate in such coordinated flights during 1974.

7.2. Professor ELIASSEN, University of Oslo, and associates are investigating isentropic models. Although it is quite uncertain at the moment, it is hoped that we may formulate an isentropic dispersion model during the next year. Such a model would probably give realistic vertical velocities during a long range transport.

7.3. At present ELIASSEN and SALTBONES are carrying out a very long-termed integration of their Lagrangian model. The daily values will be correlated with observations in order to establish significant statistics. Another approach is made recently by computing back trajectories every six hours during 14 months for 30

OECD stations. As the air parcel moves along the trajectory it absorbs pollutants proportional to the underlying emission sources. The parcel loses pollutants proportional to the concentration. Several loss functions are computed, varying k_0 (dry deposition) and k_1 (chemical transformation). Separate budgets are established for distant sources (more than 300 km away), intermediate sources (between 300 km and 150 km away), and local sources (less than 150 km away). Using optimal regression technique to relate observed values to computed ones, it is hoped to establish "best" values of k_0 and k_1 for various distances. Relationships will also be established between the computed concentrations of the air parcels and the observed wet deposition of strong acid and sulphate. In this way it may be possible to suggest guidelines in choosing wet and dry deposition rates when modelling.

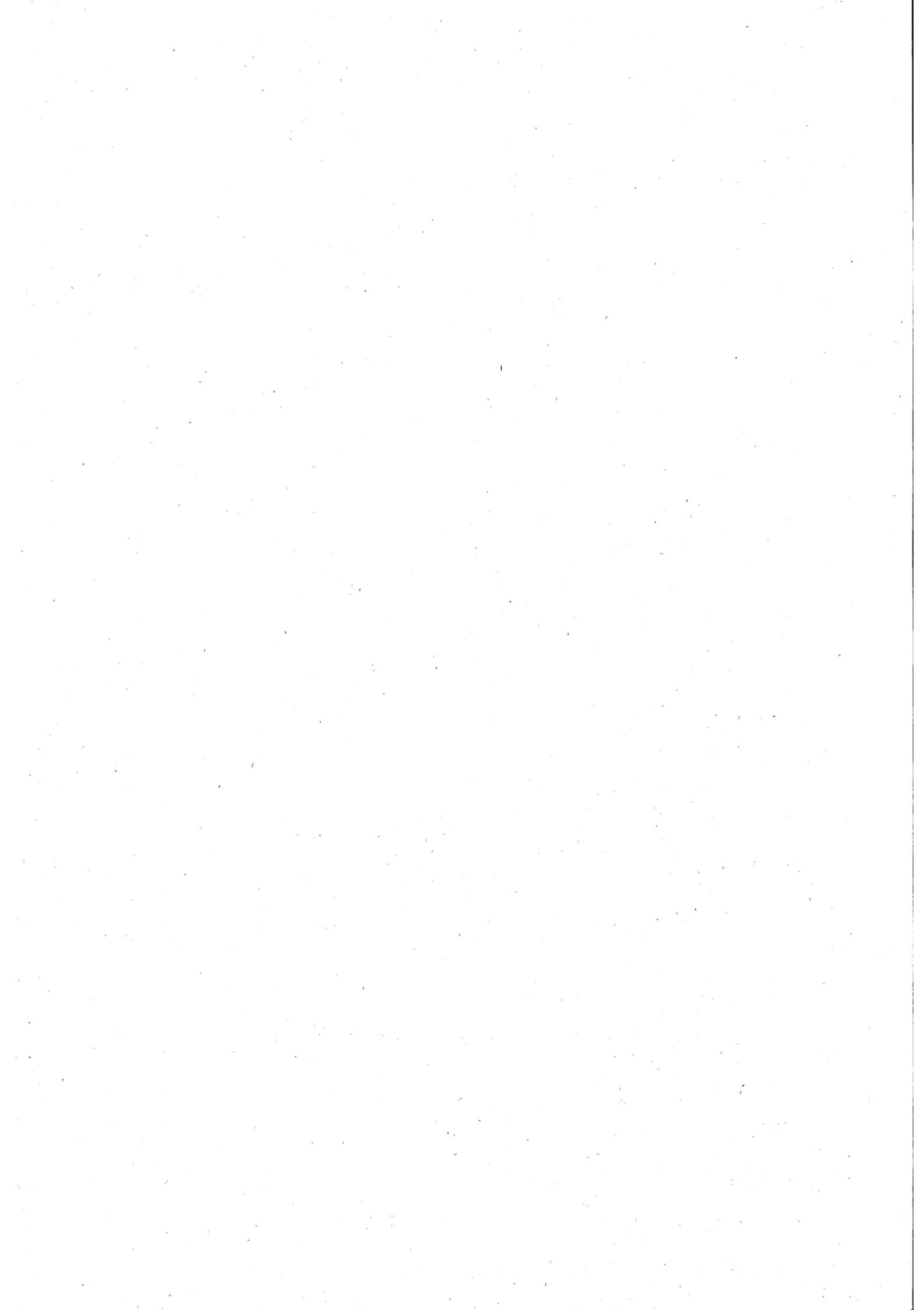
Acknowledgement

Most of this research has been sponsored by the Scandinavian Council for Applied Research and by the OECD project "Long Range Transport of Air Pollutants".

The author is also indebted to the staff of the Norwegian Institute for Air Research for assistance in preparing manuscript and drawings.

References

- (1) CHAMBERLAIN, A. C.: Transport of gases to and from grasslike surfaces. Proc. Roy. Soc., 1966, Series A, pp 236-265.
- (2) BOLIN, B.; ASPLING, G.; PERSSON, C.: Residence time of atmospheric pollutants as dependent on source characteristics, atmospheric diffusion processes and sink mechanisms. Report AC-25 Inst. Meteor., Univ. Stockholm, 1973.
- (3) SALTBONES, J.: A description of the sector model. Expert meeting on Long Range Transport of Air Pollutants, Gausdal 1973, Norwegian Institute for Air Research.
- (4) EGAN, B. A.; MAHONEY, J. R.: Numerical modeling of advection and diffusion of urban air source pollutants. J. appl. Meteor. 11 (1972) pp 312-322.
- (5) PEDERSEN, L. B.; PRAHM, L. P.: A method for numerical solution of the advection equation $\frac{\partial c}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla c$ Report June 1973, Air Pollution Group, Danish Meteor. Inst.
- (6) ELIASSEN, A.; SALTBONES, J.: A one-layer Lagrangian model for the description of air pollution transport on a large scale. Expert Meeting on Long Range Transport of Air Pollutants, Gausdal 1973, Norwegian Institute for Air Research.
- (7) NORDLUND, G.: A particle-in-cell method for calculating Long Range Transport of Air Pollutants. Techn. Rep. No 7, Finnish Meteor. Instr., 1973.



Die lufthygienisch-meteorologische Modelluntersuchung im Untermaingebiet

Zusammenfassung

Es wird eine kurze Übersicht über Art und Umfang der Untersuchungen gegeben, die seit einigen Jahren und von mehreren Organisationen interdisziplinär getragen, im Untermaingebiet durchgeführt werden. Es handelt sich dabei um die erste großangelegte regionalklimatische Studie im Bundesgebiet, deren Ergebnisse den für die Planung verantwortlichen Behörden Unterlagen für die weitere Entwicklung dieses Ballungsgebietes liefern sollen.

Abstract

A short survey on the type and frame of investigations in the lower Main valley is presented. These investigations are carried out in a interdisciplinary manner by different organisations. They are laid out to be the first great endeavour of a regional climatic study in the Federal Republic of Germany. The results of this study will assist the state authorities in planning the further development of the region.

Die bisherige Erfahrung lehrte, daß sich Smog-Katastrophen vorwiegend in Gebieten ereignet haben, in denen mehrere begünstigende Faktoren zusammentrafen, nämlich

1. die orographische Situation
2. die starke Industrialisierung
3. die hohe Bevölkerungsdichte und
4. als auslösender Faktor die austauscharme Wetterlage mit Inversionsbildung.

Das Untermaingebiet ist glücklicherweise bisher von solch gefährlichen Akkumulationen luftverunreinigender Schadstoffe verschont geblieben, obwohl es nach dem Ruhrgebiet der zweitgrößte Verdichtungsraum der Bundesrepublik ist. In diese Region sind in den letzten fünf Jahren 150 000 Menschen zugewandert, die 30 000 zusätzliche Kraftfahrzeuge als weitere Emissionsquellen mit in dieses Gebiet brachten. Bis zum Jahr 2000 wird ein weiteres Bevölkerungswachstum von 600 000 Menschen prognostiziert, die wenigstens 200 000 Wohnungen und 300 000 Arbeitsplätze benötigen. In den letzten fünf Jahren sind durch die Bautätigkeit 3400 ha Wald- und Grünland zu Siedlungsflächen umgewandelt worden, der weitere Zuzug wird noch größere Grünflächen, die jetzt zur Luftverbesserung beitragen, in Bauland verwandeln mit einer weiteren unerfreulichen Zunahme der Emissionen (1).

Die Regionalplanung muß sich daher in verstärktem Maße der Erkenntnisse lufthygienisch-meteorologischer Untersuchungen bedienen und diese berücksichtigen.

Diese Forderung setzt allerdings die Schaffung wissenschaftlich gesicherter Unterlagen voraus.

Die vom Bund und Land Hessen zu gleichen Teilen geförderte Untersuchung im Untermaingebiet wird unter Federführung der Regionalen Planungsgemeinschaft Untermain von mehreren Arbeitsgruppen getragen, die interdisziplinär ein die Regionalklimatologie, die Botanik und die Lufthygiene umfassendes Programm bearbeiten, für das ein Zeitraum von etwa 5 Jahren vorge-

sehen ist. Das Projekt ist in eine internationale Studie der NATO integriert, die neben dem Frankfurter Raum die Städte St. Louis und Ankara einschließt, wo ähnliche Programme durchgeführt werden. Es ist hier nicht der Raum, um auf das Programm als Ganzes einzugehen. Nur eine Skizzierung und einige Teilergebnisse in Form von Einzelbeispielen sollen einen Eindruck vom Umfang der Arbeiten vermitteln.

Die starke orographische Gliederung des Geländes, die Unterschiede im Pflanzenbewuchs und die stark differenzierte Bebauung begünstigen die Ausbildung von Lokalzirkulationen. Berg- und Talwinde treten in tageszeitlichem Rhythmus auf, Flurwinde wechseln in Richtung und Stärke, die Luftzirkulation in und in der Umgebung von Städten hat gerade bei den häufigen wind-schwachen Wetterlagen nur wenig gemeinsam mit der übergeordneten Strömung oberhalb der Reibungsschicht. Die meteorologische Untersuchung, die vom Deutschen Wetterdienst durchgeführt wird, basiert auf drei sich ergänzenden Meßsystemen (2).

1. Einrichtung eines engmaschigen meteorologischen Stationsnetzes mit 50 zusätzlichen Temporärstationen, die kontinuierlich Windrichtung und Geschwindigkeit, Temperatur und relative Feuchte registrieren.
2. Erfassung der Oberflächentemperaturen des Gebietes mittels Bolometermessungen vom Flugzeug.
3. Einsatz eines mobilen Meßzuges für Sondermessungen an kleinklimatisch besonders interessanten Orten.

Aus den gewonnenen Daten lassen sich Aussagen über die lokale Luftzirkulation ableiten. Nach Kenntnis der Existenz und Lage der Frischluftschneisen gilt es, diese durch Grüngürtel zu erhalten und vor Bebauung zu schützen. Die meteorologischen Daten dienen aber nicht nur zur unmittelbaren Beurteilung der Luftzirkulation, sondern finden auch als statistische Kenngrößen zusammengefaßt Eingang in ein mathematisches Diffusionsmodell.

Nach den Städten Bremen und Düsseldorf ist der Frankfurter Raum das dritte Gebiet in der Bundesrepublik, für das eine Immissionsklimatologie mit einem mathematisch-meteorologischen Vielquellendifusionsmodell auf der Basis der Statistik meteorologischer Parameter einerseits und eines Emissionskatasters andererseits erstellt wird (3). Infolge der Häufigkeit windschwacher und austauscharmer Wetterlagen und der komplizierten Topographie des Mainbeckens ist die Modellierung im Untermaingebiet unvergleichlich schwieriger, als dies bei dem Bremer Modell der Fall war. Es ist hier nicht die Möglichkeit gegeben, auf das Frankfurter Modell näher einzugehen. Es sei nur erwähnt, daß die ersten Ergebnisse gewonnen mit einer verbesserten Version des Modells für räumlich homogene meteorologische Bedingungen auf das Hauptgebiet der Region angewandt, jetzt vorliegen, und zwar als Mittelwerte der Immissionskonzentration sowohl für das Gesamtjahr, als auch für Heizperiode und Sommer getrennt und als J_2 -Werte nach Stratmann, d. h. als mittlere Maximalwerte der Immissionskonzentration, schließlich auch in Form von Summenhäufigkeitsverteilungen an ausgewählten Meßstellen des Immissionsnetzes, die einen Vergleich zwischen berechneter und gemessener Immissionskonzentration erlauben. Während an der Weststation des Probemeßnetzes für Luftverunreinigungen berechnete und gemessene Verteilung recht gut übereinstimmen, wurde an der Zentralstation und der Oststation der Anteil der hohen Konzentrationswerte überschätzt. Hier wird eine „Modell-Kalibrierung“ Verbesserungen bringen, die dann ermöglicht wird, wenn auch für die lufthygienischen Meßstationen im Frankfurter Umland die gemessenen SO_2 -Häufigkeitsverteilungen vorliegen.

Neben der Meteorologie nimmt die Untersuchung der Luftqualität im Untermaingebiet einen breiten Raum ein. Im Rahmen des vom Bundesminister des Innern eingerichteten Pilotstation für Luftreinhaltung am Universitätsinstitut für Meteorologie und Geophysik wurde ein Meßnetz aufgebaut, das zunächst aus einer Zentralstation und zwei Außenstationen im engeren Stadtbereich von Frankfurt/M. bestand, inzwischen durch vier weitere automatische Stationen im Umland um Frankfurt/M. und eine Sonderstation zur Erfassung der Kfz-Immissionen in der Innenstadt erweitert wurde.

Ein Prozeßrechner erleichtert den Betrieb und die Verarbeitung der im Meßnetz anfallenden Daten durch

1. Prüfung der Meßwerte auf ihre Güte,
2. die sofortige statistische Aufbereitung zu Mittelwerten und Varianzen und
3. die automatische und regelmäßige Eichung der kontinuierlich registrierenden Gasanalysengeräte.

Die kontinuierlichen Messungen werden ergänzt durch diskontinuierliche Messungen von SO_2 und Staubbiederschlag der Meß- und Prüfstelle der Hessischen Gewerbeaufsicht (4) und durch mobile Messung einer Vielzahl luftchemischer Komponenten des Instituts für Wasser-, Boden- und Lufthygiene, Berlin-Dahlem.

Erhöhte Konzentration luftverunreinigender Stoffe führt zu schädlichen Wirkungen auf Lebewesen und Material. Niedere aber auch höhere Pflanzen sind infolge ihrer Empfindlichkeit gegenüber bestimmten Verunreinigungen vorzügliche Indikatoren für die luftchemische Belastung ihres Standortes. Dies zeigen die im Untermaingebiet durch L. STREUBING und Mitarbeiter angeleg-

ten Flechtenkartierungen zur Erfassung des Grades der Luftverunreinigung(5). Die Grenze der Flechtenwüste wird durch eine mittlere SO_2 -Belastung von 0.1 mg/m^3 SO_2 dargestellt. Es ist interessant, daß dieser Wert nur wenig über dem in den USA festgelegten Langzeitstandard für SO_2 liegt. An die totalen Flechtenwüsten schließen sich im Bereich einer niedrigeren SO_2 -Dosis die sogenannten „Kampfbereiche“ der Flechten an, die sich als günstigere Wohngebiete ausweisen.

Maintal und Umland stehen durch ein kompliziertes regionales Zirkulationssystem in Verbindung, das besonders bei den nicht seltenen Schwachwindlagen gut ausgebildet ist. Die bevorzugte Windrichtung bei diesen windschwachen Wetterlagen ist NE-Wind im Gegensatz zu dem allgemein vorherrschenden SW-Wind. Wenn bei einer derartigen Witterung der Vertikalaustausch zusätzlich durch eine Inversion behindert wird, treten überdurchschnittlich hohe Konzentrationen der Luftverunreinigung auf, wobei das Konzentrationsmaximum durch die vorherrschende Advektionsrichtung in den westlichen Vororten Frankfurts auftritt. Wenn man von dem 97.5%-Wert der Summenhäufigkeitsverteilung für SO_2 als mittlerer maximaler Belastung der Luft mit verunreinigenden Komponenten ausgeht, so wird dieser Wert um den Faktor 2-3 überschritten.

Bei den vorherrschenden SW-Lagen zeigt die SO_2 -Konzentrationsverteilung ein sehr differenziertes Bild. Die Konzentrationsmaxima sind in Einzelkerne aufgespalten, die unter Berücksichtigung der Orographie in NW-SE-Richtung gedehnt sind und dem Verlauf des Main- und Niddatales sowie der kleineren in das Maintal einmündenden Fluß- und Bachtäler folgen. Der starke Einfluß der Orographie auf die Ausbreitung von Spurenstoffen in dieser orografisch stark gegliederten Landschaft kam auch in einem kürzlich im Urselbachtal, Eschbachtal und Erlenbachtal durchgeführten Tracer-Experiment zum Ausdruck, bei dem ein Schwefelhexafluorid-Tracer abgeblasen wurde und durch Einrichtung von 40 Sammelstellen sein Transport mit der Bodenströmung zeitlich und örtlich genau verfolgt werden konnte.

Diese sehr knappen Ausführungen können nur einen sehr oberflächlichen Eindruck vom Stand und Umfang der Untersuchungen in der Region Untermain vermitteln, deren Ergebnisse hoffentlich zu einer Verbesserung und Objektivierung des Planungskonzeptes beitragen werden.

Literatur

- (1) Regionale Planungsgemeinschaft Untermain, Frankfurt/M. (Hrsg.): Lufthygienisch-meteorologische Modelluntersuchung in der Region Untermain Arbeitsberichte 1/1970, 2/1971, 3/1972, 4/1972.
- (2) CASPAR, J. W.: Entwicklung und Stand der meteorologischen Untersuchungen. Arbeitsbericht 2/1971 der RPU Frankfurt/M., S. 21-33.
- (3) FORTAK, H.: Mathematische Modelle zur Immissionsermittlung in industriellen Ballungsgebieten. VDI-Bericht Nr. 149, Düsseldorf 1970.
- (4) KÖRNER, H. J.: Staubbekämpfung einzelner Teilgebiete des Landes Hessen. Gesundh.-Ing. 89 (1968) S. 81-83.
- (5) STEUBING, L.; KLEE, R.: Flechten-Explantate. Arbeitsbericht 4/1972 der RPU Frankfurt/M., S. 81.

Möglichkeit der Messung des Verschmutzungsgrades der Luft und der Unterscheidung von Warm- und Kaltluftmassen in Großstadtnähe mittels LIDAR

Zusammenfassung

Mit einem mobilen Laser-Radar-System ist es möglich, die vertikale Aerosolverteilung und die Höhe der Inversionsschicht über Stadt- und Landgebieten zu messen. Mit diesem System ist es auch möglich, für das Auge unsichtbare Partikel aus Schornsteinen zu erfassen und deren Ausbreitung höhen- und flächenmäßig zu bestimmen. Weiterhin ist mit einer Modifizierung des Systems die Messung und Unterscheidung von Warm- und Kaltluftströmungen in Ballungsgebieten möglich.

Abstract

The possibilities of an Lidar-system to measure the vertical aerosol distribution and the inversion height in different regions are reported. It is also possible to measure invisible smoke stack emission and to calculate the distribution. With a modified system using the Raman scattering the detection of different air masses could be made.

In diesem Beitrag werden die Möglichkeiten eines Fernerkundungsverfahrens vorgestellt, die es gestatten, die anthropogene Komponente der Luftverschmutzung zu messen.

Über den Einsatz von LIDAR-Geräten, Laser-Radar-Systemen, ist auf den letzten Meteorologentagungen schon einiges gesagt worden. Dies war meist mit einem negativen Unterton verbunden, was die Beherrschung

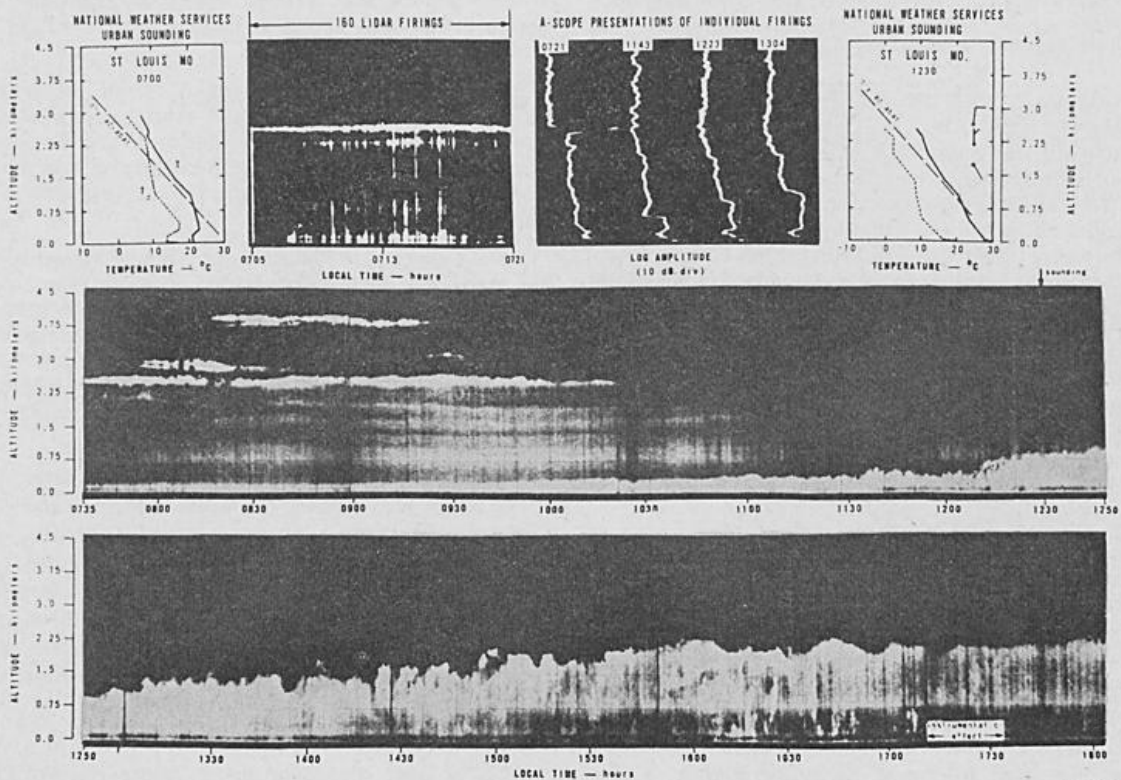


Abb. 1. Lidar-Messung der vertikalen Aerosolverteilung nach UTHE (1).

dieser für die Meteorologie neuen Technik anbelangt. In der Zwischenzeit kann man z. B. die Temperatur bis in 40 km Höhe mit dem großen Lidar-System auf Jamaica messen. Feuchteprofile in der Troposphäre konnten auch an unserem Institut gemessen werden. Der Trend dieser Fernerkundungsverfahren geht dahin, auch Schadgaskonzentrationen zu messen.

Diese neuen Möglichkeiten sind hier nicht Gegenstand der Erörterung - hier sind noch einige Kinderkrankheiten zu überwinden - sondern die ursprüngliche Laser-Radar-Technik, nämlich die Bestimmung des Aerosolgehaltes der Atmosphäre. Sie soll auf dem heutigen Stand der Technik dargestellt werden.

UTHE (1) vom Stanford Research Institute hat 1972 eine Darstellung von LIDAR-Messungen gegeben, die die Grundlage der folgenden Ausführungen sein wird (Abb. 1).

Aufgetragen sind hier vertikale Aerosolprofile. Durch eine besondere elektronische Schaltung werden die kurzzeitig hintereinander aufgenommenen Signale als Hell-Dunkel-Töne auf einem Oszillographenschirm sichtbar gemacht und können so im Zeitverlauf studiert werden. Die Inversionsgrenze ist deutlich sichtbar. Diese Art der Technik wurde nur durch die seit wenigen Jahren auf dem Markt befindlichen schnellen Datenspeicher möglich.

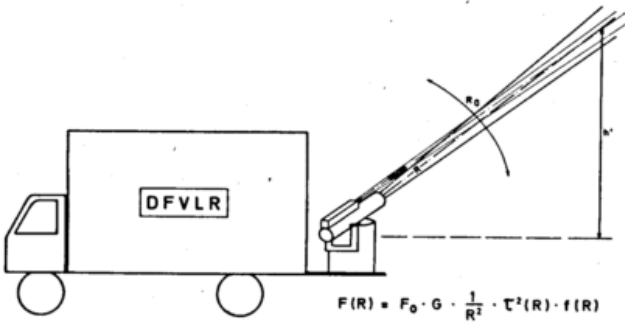


Abb. 2. Lidar-System (Prinzip).

Dazu nun das LIDAR-Prinzip und die bei uns im Bau befindliche Anlage (Abb. 2). Das LIDAR-System befindet sich auf der Plattform eines Containers. Es besteht aus einem Rubin-Riesenimpuls laser als Sender und einem Newton-Spiegelteleskop als Empfänger. Der Laser sendet einen kurzen Lichtimpuls hoher Energie in die Atmosphäre (etwa 6 m Lichtbündel bei 1 Joule Energie). Dieses Licht wird durch die Atmosphäre an Molekülen und Aerosolpartikeln gestreut. Ein Teil, der nach rückwärts zum Empfängerteleskop hin gestreut wird, wird von diesem über einen Photovervielfacher empfangen und über eine entsprechende Elektronik zur Anzeige gebracht. Eingezeichnet ist in dieser Abb. 2 noch die Minimalentfernung R_0 , ab der beide Öffnungswinkel vom Empfänger und Laser voll überlappen und ab der gemessen werden kann. Sie liegt in der Größenordnung von 150 bis 200 m.

Es ist geplant, dieses System dreh- und neigbar auszuführen, analog einem Radar-System. Die LIDAR-Gleichung ist unter der Abb. 2 dargestellt. Der empfangene Strahlungsstrom ist proportional zum ausgesandten Strahlungsstrom F_0 , proportional zur Geometriefunktion G des Systems, und zum Rückstreuwert f , und umgekehrt proportional zur Entfernung R zum Quadrat. Ein Verlustterm τ^2 beinhaltet die Extinktionsverluste auf dem Hin- und Rückweg. Da außer f und τ^2 alles Konstante sind, mißt man mit diesem System also direkt den Einfluß des Aerosols.

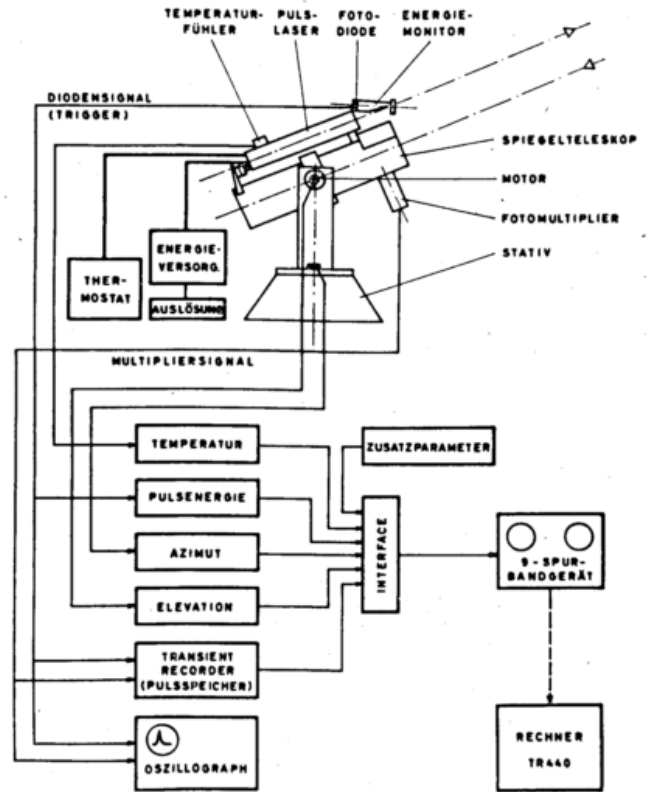


Abb. 3. Blockdiagramm des Lidar-Systems.

Abb. 3 zeigt den Laufplan der Datenerfassung des Systems: Beim Laser werden Temperatur und Ausgangsenergie gemessen. Der ausgehende Laserpuls steuert als Triggerimpuls die Elektronik. Das System ist dreh- und neigbar, also werden die Winkel ausgegeben. Das Empfängersignal wird auf einem schnellen Speicher zwischengespeichert. Zusatzdaten wie Zeit, Datum und andere Kennungen werden ebenfalls gespeichert. Alle Daten zusammen gehen auf ein Magnetbandgerät und von dort zum Rechner.

Bei der NASA in Hampton, Virginia, ist man noch einen Schritt weitergegangen: man hat einen eigenen Prozessorrechner angeschlossen, der die Ausgabe der Werte analog zu der in Abb. 1 gezeigten Darstellung von UTHE direkt in 7 Farben auf einem Farbfernseherschirm sichtbar macht.

Abb. 4 zeigt eine Darstellung eigener Messungen, wie sie nach der althergebrachten Handauswertung von Oszillografenfotos entstand. Sie zeigt die gemessene Rückstreuung als Linien gleicher Rückstreuung im zeitlichen Verlauf gegen die Schräg Entfernung R . Dies ist eine Meßreihe vom Frühjahr bei leichtem Regen. Man erkennt die im Zeitverlauf durch das Gesichtsfeld triftenden Wolken- und Regengebilde.

Was kann man nun mit einem solchen System tun?

Da bietet sich einmal die Messung von Abgasfahnen von Schornsteinen an, wie sie z. B. von der Landesanstalt für Immissions- und Bodennutzungsschutz des Landes NRW schon durchgeführt wird. Eine Weiterentwicklung stellt die voriges Jahr vorgestellte Methode von TANIZAKI (2) dar. Er verwendet in Japan ein ähnlich mobiles System wie wir es bauen zur Messung von für das Auge unsichtbarer Aerosolpartikel aus Erdölraffinerieschornsteinen.

Abb. 5 zeigt die Messungen. Links ist die Projektion der Meßergebnisse auf das Raffineriegebiet zu sehen, sowie rechts die vertikale Auflösung der einzel-

14-02-74

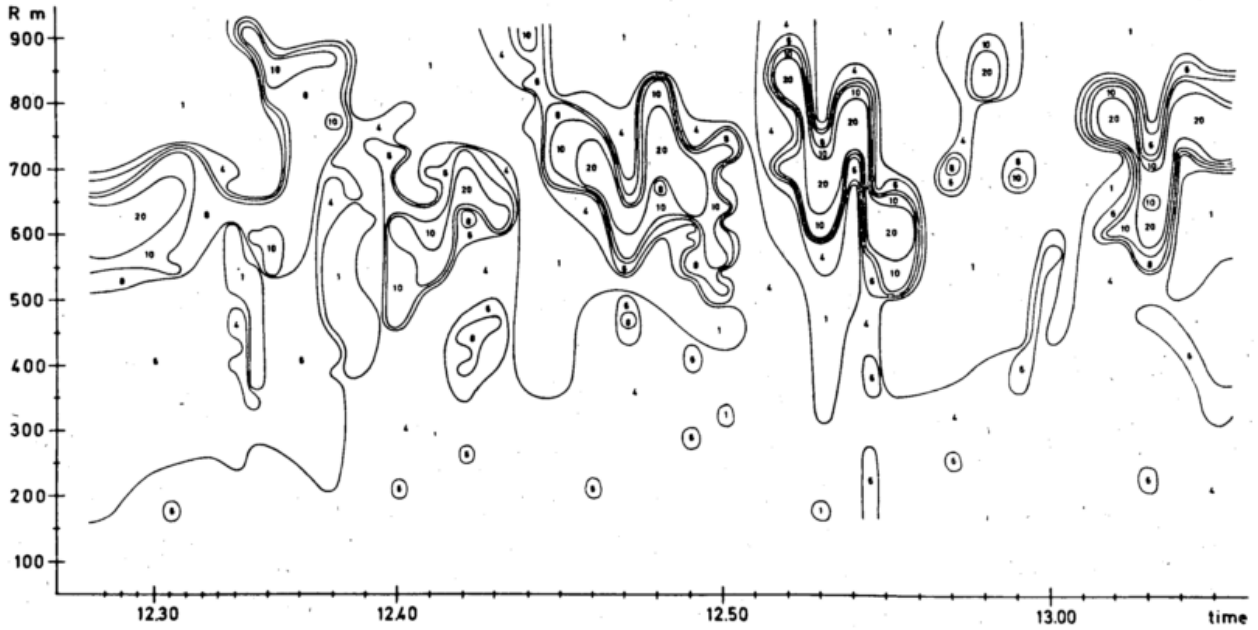


Abb. 4. Lidar-Messung bei Regen. Die Werte der Rückstreuung sind mit Isolinien gegen die Schrägentfernung R im Zeitverlauf aufgetragen.

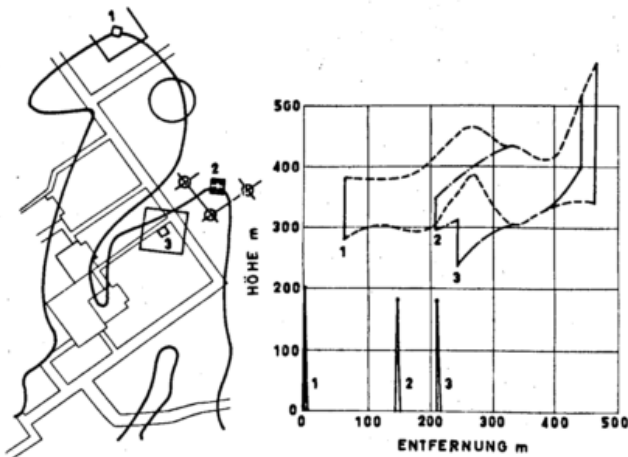


Abb. 5. Lidar PPI/RHI-Messung von TANIZAKI (2) über einem Raffineriegebiet.

nen Abgaswolken auf die 3 Schornsteine. Eine weitere Verfolgung dieser Abgaswolke könnte mit einem mobilen System erreicht werden.

Eine Messung unter verschiedenen Wetterbedingungen, einmal an speziellen Objekten wie Raffinerien oder Kraftwerken, zum anderen die Messung der vertikalen Aerosolverteilung in und um Großstädte herum, bietet sich also für dieses System an bzw. es wurde dafür geplant.

Als weiterer Punkt sei hier noch dargestellt, was man zur Zeit zur Unterscheidung von Warm- und Kaltluftmassen tun kann. Die hierfür benutzte Meßart ist die Messung der Raman-Streuung. Die Raman-Streuung

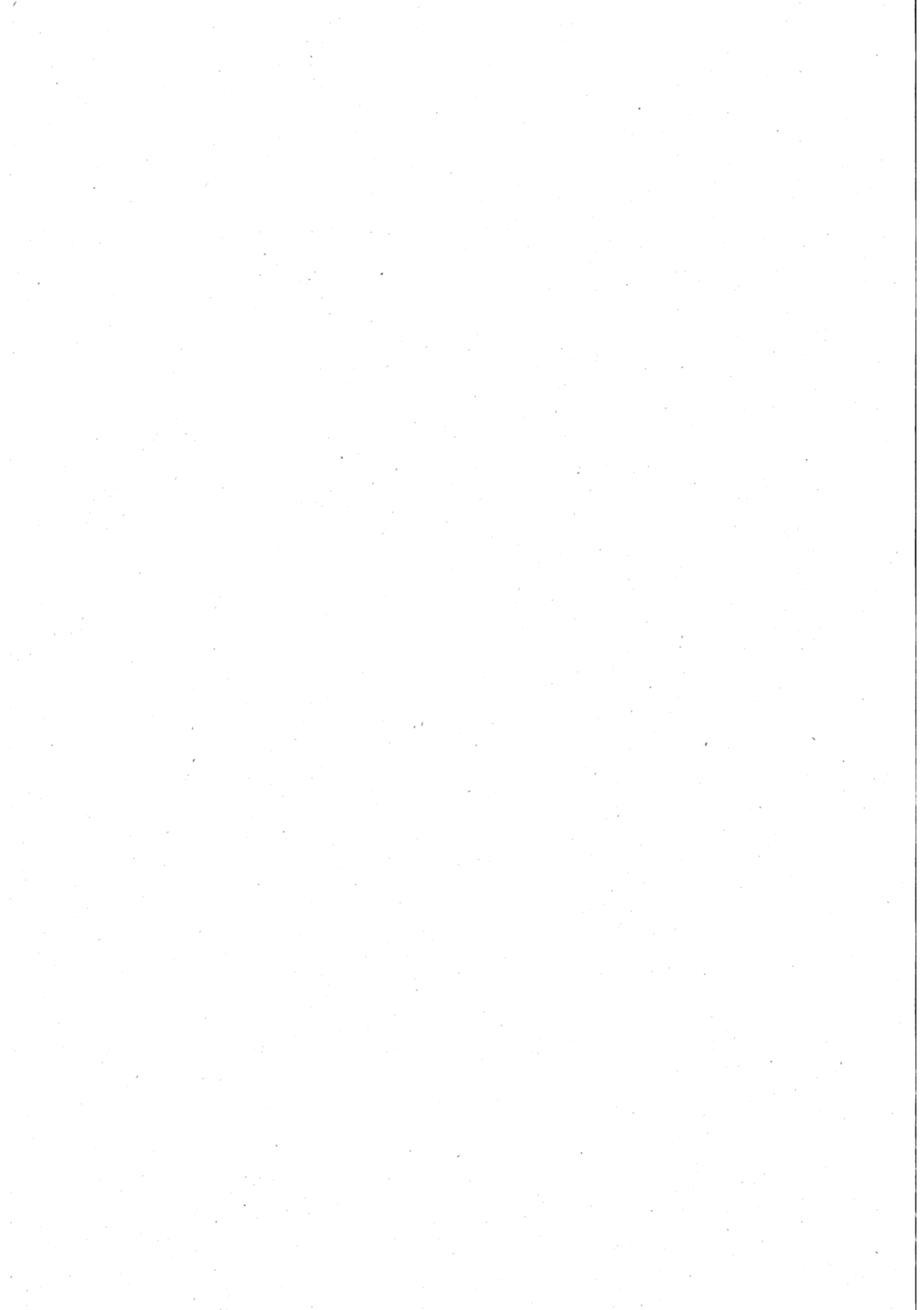
ist für jede untersuchte Molekularart verschieden und zur Laser-Ausgangswellenlänge verschoben. Sie ist um etwa 2 Zehnerpotenzen niedriger als die Rayleigh-Streuung und daher nur mit großem Aufwand zu messen. Trotzdem wird zur Zeit eifrig an der Möglichkeit der Erfassung von Schadgaskonzentrationen gearbeitet unter Benutzung der Raman-Streuung. Stickstoff ist gegenüber den Schadgasen in der Atmosphäre reichlich vorhanden, die Raman-Rückstreuung ist proportional zur Zahl der Moleküle. Dies bedeutet bei der gleichzeitigen Erfassung der Höhe, daß man bei vertikaler Messung Aussagen über die Temperaturstruktur machen kann. Bei nahezu horizontaler Messung kann man relativ zwischen Warm- und Kaltluft unterscheiden.

Diese Messung würde für Großstädte insofern interessant sein, als die Anlage von Grüngürteln, der Hineinfluß von frischer Kaltluft in die Ballungsgebiete mit dieser Methode und einem mobilen System studiert werden könnte. Dies ist ein weiteres Ziel der im Bau befindlichen Anlage.

Literatur

- (1) UTHE, E. E.: Lidar study of the St. Louis pollution layer dynamics. Vortrag auf der 4. Conf. on Laser Radar Studies of the Atmosphere, January 1973, Tucson, Ariz., USA.
- (2) TANIZAKI, H.: Observation of invisible plume by SHGED YAG Laser. Vortrag auf der 5. Conf. on Laser Radar Studies of the Atmosphere, June 1973, Williamsburg, Virginia, USA.

Anschrift: Dipl.-Phys. CH. WERNER, DFVLR-Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Oberpfaffenhofen, Post: Wessling/Obb.



Probleme der numerischen Kurz- und Mittelfristvorhersage

Zusammenfassung

Die vorliegende Untersuchung beschäftigt sich besonders – unter Nennung der wesentlichen Arbeiten auf diesem Gebiet – mit den Unzulänglichkeiten der heutigen numerischen Wettervorhersage und gibt Hinweise, wie diese Methode verbessert werden kann.

1. Einleitung

Wohl kein Meteorologe wird heutzutage den großen Wert der numerischen Wettervorhersage in Frage stellen; sie hat gegenüber den früheren konventionellen Verfahren zu einer merkbaren Verbesserung der Prognosen geführt, wie entsprechende Statistiken beweisen (siehe z. B. (10), (24)), wenn diese Tatsache auch wenig in das Bewußtsein der Öffentlichkeit gedrungen ist.

Als gutes Beispiel sei der Umschwung der Zirkulation Mitte Dezember vorigen Jahres angeführt; dieser zeichnete sich auf den numerischen Vorhersagekarten des DWD bereits drei Tage im voraus deutlich ab.

Auf der anderen Seite ist nicht zu verkennen, daß auch diese Methode noch substantielle Mängel besitzt, die sich besonders dann bemerkbar machen, wenn man etwas mehr ins Detail geht (vergleiche z. B. die 48stündige Vorhersage des DWD für den 29. 1. 72 mit der eingetretenen Bodendruckverteilung im Mittelmeerraum). Es bleibt also noch vieles zu tun übrig, um die numerische Wettervorhersage zu verbessern; im internationalen Projekt GARP wird dieses Ziel mit Nachdruck verfolgt (siehe (8), (12)).

2. Fehler-Charakteristika

Wenden wir uns zunächst den Tatsachen der routinemäßig erstellten Kurz- und Mittelfristvorhersage zu; welche Erfahrungen liegen dort vor? Erstaunlicherweise gibt es nur wenige Untersuchungen (1), (4), (5), (9), (10), (14), (15), (21), welche sich mit den beobachteten Prognosefehlern auseinandersetzen; sie führen jedoch sämtlich zu dem Resultat, daß die Verlagerung von Zyklonenwellen zu langsam, ihre Entwicklung zu schwach vorausberechnet wird. Hiervon sind die untersten Schichten am meisten betroffen.

Eine weitere Komponente des Vorhersagefehlers, der ebenfalls allen Modellen eigen ist, tritt in enger Beziehung zur Kontinent/Ozean-Verteilung auf und macht sich somit bei den langen planetarischen Wellen (Wellenzahl 2–3) bemerkbar; wir wollen ihn als geographischen Fehler bezeichnen (siehe besonders (5), (9) und (19)).

Insgesamt ergibt sich am Beispiel des DWD-Modells folgendes Bild. Aufgetragen ist in Abb. 1 der relative Windfehler $(\frac{\delta v_g}{v_g}) / (\frac{\delta v_g}{v_g})^{1/2}$ als Funktion der Vorhersagezeit und der Höhe (v_g = geostrophischer Wind, δv_g Dif-

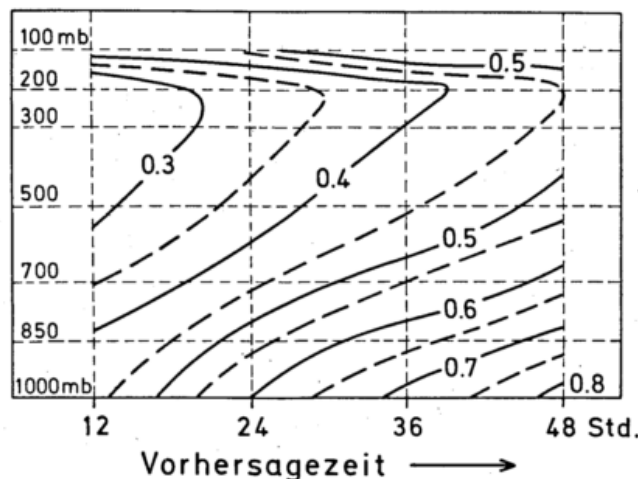


Abb. 1. Relativer Windfehler in Abhängigkeit von der Vorhersagezeit und der Höhe im DWD-Modell.

ferenz zwischen vorhergesagtem und eingetretenem Wind, der Querstrich bezeichnet eine Mittelung über sämtliche Werte einer Druckfläche). Der Abbildung liegen die von BUSCHNER et al. in (5) Tab. 1 veröffentlichten Daten zugrunde, sie umfassen den Dreijahreszeitraum 1970–1972. Ein qualitativ sehr ähnliches Bild wurde von MIYAKODA et al. (19) (siehe dortige Abb. 9) für den Temperaturfehler erhalten. Charakteristisch sind die relativ großen Abweichungen in den unteren Schichten und das Minimum in der oberen Troposphäre.

3. Fehlerquellen

Um diese eben genannten Defekte zu mildern, stehen prinzipiell zwei Möglichkeiten offen. Der eine Weg hierzu, welcher hauptsächlich in den Wetterdienst-Zentralen eingeschlagen wird, läuft darauf hinaus, an die Maschinenvorhersage Korrekturen anzubringen, welche auf statistischen Unterlagen der Modellfehler und auf Erfahrungswerten basieren. Das Produkt, die Mensch-Maschinen-Prognose, ist der reinen Computer-Vorhersage überlegen (4), (5), (24).

Der andere, weit schwierigere und langwierigere Weg führt dahin, die Unterlagen des Vorhersagemodells selbst zu verbessern; diese setzen sich aus folgenden Teilen zusammen:

I. Eingangsdaten

Dichte des Beobachtungsnetzes
Genauigkeit der Beobachtungen
Synoptische Analyse der Beobachtungen

II. Mathematische Behandlung

Anfängliche Balancierung
Lösungsverfahren (Genauigkeit und Stabilität des Verfahrens)
Räumliche Auflösung meteorologischer Felder
Koordinatensystem

III. Physikalische Grundlagen

Kenntnis der physikalischen Gesetzmäßigkeiten
Umfang der einbezogenen Physik
Darstellung der großräumigen Physik
Darstellung der kleinräumigen physikalischen Prozesse (Parameterisation)

Wie groß ist nun der Einfluß der einzelnen Defekte und Unzulänglichkeiten auf die Vorhersagen, wie kann man die Mängel abstellen, und welcher Aufwand ist damit verbunden? Um diese Fragen beantworten zu können, ist in den vergangenen fünf Jahren neben den Routinevorhersagen eine Anzahl von numerischen Experimenten mit aufwendigen Zirkulationsmodellen in Angriff genommen worden. Zum anderen wurden isolierte Phänomene in speziellen numerischen und analytischen Modellen gezielt behandelt.

Die weitaus umfangreichsten Untersuchungen auf der Grundlage von Beobachtungsdaten gehen auf das Zirkulationsmodell des Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) in Princeton zurück. Hier liegen fünf Arbeiten vor (16), (17), (18), (19), (23), in denen mit jeweils leicht abgeänderten Modellbedingungen 14tägige Vorhersagen von Januar-Wetterlagen nachvollzogen wurden. In ähnlicher, wenn auch nicht in so umfassender Weise, ist das Modell des National Center for Atmospheric Research (NCAR) in Boulder benutzt worden (2). Wir werden noch auf einige Ergebnisse, soweit sie die Kurz- und Mittelfristprognose betreffen, zu sprechen kommen.

4. Hauptsächliche mathematische Fehler

Behandeln wir zunächst einige Eigenheiten in Verbindung mit der mathematischen Behandlung. Es ist einleuchtend, daß die Form eines Gebildes, dessen Verhalten man simulieren möchte, auch möglichst gut dargestellt, d. h. durch das Rechensystem aufgelöst werden muß. Das DWD-Modell z. B. besitzt zur Zeit einen horizontalen Abstand der Gitterpunkte, an denen die Variablen fixiert werden, von ca. 350 km; dieser ist schon zu groß, um kleinere Zyklogen richtig zu erfassen, ganz abgesehen von allen sub-synoptischen Prozessen. Man kann deshalb in diesem Bereich keine gute Vorhersage erwarten. Entsprechendes gilt für die vertikale Auflösung, die im Grenzfall einer einzigen Schicht nur barotrope Vorhersagen erlaubt, und somit auch die zugrundeliegende Physik vereinfacht.

Theoretische Überlegungen zeigen, daß sich die unzureichende Auflösung in den gängigen Integrationsverfahren in einer zu langsamen Verlagerung der Störungen niederschlägt. Es besteht deshalb die Auffassung, daß der beobachtete Phasenfehler hauptsächlich mathematischen Ursprungs ist und daß zu seiner Behebung das Gitternetz verfeinert werden muß. Entsprechende numerische Experimente bestätigen diese Ansicht (siehe (17), (26)); sie zeigen darüber hinaus die erstaunliche Tatsache (siehe (17) Abb. 6, 7, 8), daß sich dadurch auch die Vorhersage der langen planetarischen Wellen wesentlich verbessert, somit der geographische Fehler vermindert.

Eine Verstärkung der Auflösung ist im Prinzip leicht zu bewerkstelligen, stößt in der Praxis jedoch auf große

technische Schwierigkeiten. Man bedenke, eine Halbierung des horizontalen Gitterpunktabstandes steigert die Rechenzeit auf das Achtfache. Die von MIYAKODA et al (17) mit dem hemisphärischen Zirkulationsmodell durchgeführten Rechnungen benötigten bei einer Maschenweite von ca. 140 km auf der IBM 360-91 eine Rechenzeit von 16 Stunden pro Vorhersagezeit. Um den Aufwand zu vermindern, bietet sich die Verfeinerung des Netzes nur in der Umgebung des Vorhersagegebietes (6), (7) an. Weitere Möglichkeiten, Zeit zu sparen, scheinen sich durch Benutzung impliziter oder semi-impliziter Integrationsmethoden oder Differenzenformulierungen höherer Ordnung anzubahnen. Last not least, auch eine gute Programmierung kann hier hilfreich sein.

Bleiben wir bei der Auflösung als zweifellos wichtigstem Element, da es auch die Quantität und Qualität der einbezogenen Physik berührt. In der Vergangenheit ist hauptsächlich die vertikale Unterteilung der Atmosphäre verbessert worden - der Zeitaufwand wächst hier linear - das hat sich besonders auf die Bodenvorhersage günstig ausgewirkt, während z. B. im 500-mb-Niveau die Güte weniger stark gesteigert werden konnte, wie hier überhaupt die Veränderung gegenüber dem einfachen barotropen Modell keine großen Fortschritte gezeitigt hat. In diesem Zusammenhang sind die Vorhersagevergleiche des 6-Schichten-Modells des National Meteorological Center (NMC), Washington, mit dem 3-Schichten-Vorticity-Modell des Meteorological Office Bracknell von Interesse (9).

Der Punkt „Stabilität“ des Rechenverfahrens besitzt größere Bedeutung als man gemeinhin annimmt. Sämtliche gängigen Differenzenmethoden sind natürlich stabil, jedoch nur, weil eine größere Viskosität als in der Natur wirksam eingeführt wird (siehe hierzu (17)). Der Effekt ist eine Glättung und Ausgleichung der großräumigen Strukturen im Modell, welche sich als Zonalisierungstendenz manifestiert (siehe Abb. 19 in (16)) und damit zum Entwicklungsfehler beiträgt; keines der heutigen Standardmodelle ist frei davon. In gewisser Hinsicht könnten die spektralen Verfahren Abhilfe schaffen, wenn auch dort eine künstliche Glättung über die Zeit unvermeidbar ist; leider sind diese Verfahren sehr rechenintensiv.

Interessant ist, zu bemerken, daß mit der Zonalisierung eine stärkere Steuerung der Störungen verbunden ist, welche dem durch die Differenzen-Approximation bedingten Phasenfehler entgegenwirkt. Hier erkennen wir die Möglichkeit, daß Fehler sich gegenseitig kompensieren; das erhöht die Schwierigkeit, den einzelnen Defekten auf den Grund zu gehen.

5. Hauptsächliche physikalische Fehler

Behandeln wir die Physik! Auch wenn die Differentialgleichungen exakt lösbar wären, bliebe die Frage offen, inwieweit ihr Inhalt die Natur wirklich beschreibt; es ist eine Tatsache, daß wir z. B. über Austauschvorgänge wenig wissen. Wenn wir die numerischen Prozeduren betrachten, so sehen wir, daß eine Reihe physikalischer Prozesse, von den Fronten bis hinab zur Kleinturbulenz durch die Maschen des Rechnernetzes fallen, daß sie aber zweifellos über die nichtlinearen Wechselwirkungen auch die synoptischen Felder beeinflussen. Um diesen Einfluß wenigstens näherungsweise zu erfassen, bedient man sich der Methode der Parameterisierung. Hierbei werden die subsynoptischen Prozesse mit dem jeweiligen synoptischen Zustand der Atmosphäre in Beziehung gesetzt. Eindeutige Aussagen sind hierbei schwierig zu erhalten, man ist zu einem großen Teil auf Plausibilitätsbetrachtungen angewiesen.

Für Kurz- und Mittelfristvorhersagen sind in dieser Hinsicht von größerer Bedeutung die konvektiven Vorgänge, sowie die Bodenreibung. Die explosive Entwick-

lung von Zyklonen wird durch das Freiwerden latenter Wärme infolge Konvektion in der Umgebung des Tiefkerns nachhaltig gesteuert, wie von TRACTON (25) aus Beobachtungen abgeleitet werden konnte. Numerische Experimente haben diese Aussage bestätigt (22). Das Vorhersagemodell sollte also einen möglichst guten hydrologischen Zyklus besitzen, was nebenbei der Niederschlagsvorhersage zugute kommt. Die Bodenreibung ist eng mit der Entwicklung der Bodendruckgebilde verknüpft, wobei numerische Experimente (11) den Schluß zulassen, daß ihre Wirkung in einer Intensivierung entstehender und einem rascheren Abbau okkludierter Zyklonen besteht. Dieses Ergebnis entspricht damit nicht der landläufigen Auffassung, daß Reibung die Entwicklung von Wellen allgemein hemmt.

Durch eine adäquate Berücksichtigung der Konvektion und der bodennahen Impulsflüsse läßt sich der Entwicklungsfehler reduzieren; die meisten Modelle berücksichtigen deshalb auch diese Effekte. Das größte Problem besteht jedoch darin, die entsprechenden Parameterisierungen möglichst vollkommen durchzuführen. Will man z. B. die Bodenreibung besonders genau darstellen, so besagt die Theorie, daß außer dem Wind und der Rauigkeit der Unterlage auch die Stabilität der Schichtung bekannt sein sollte. Letztere hängt wiederum von den vertikalen Wärmeflüssen ab - und umgekehrt -, die tägliche Ein- und Ausstrahlung müßte dann ebenfalls Berücksichtigung finden.

Auf der anderen Seite zeigen numerische Experimente (14), daß die Einbeziehung der bodennahen Strahlungstransporte, des Wärme- und Feuchteaustausches mit der Erdoberfläche die Güte der Vorhersage nur wenig steigert, weniger zumindest als nach dem erhöhten Aufwand zu erhoffen gewesen wäre. Die Frage ist nun, ob dieses Resultat die natürlichen Gegebenheiten widerspiegelt - andere Effekte also, die Fehler verursachen -, oder ob hier Mängel der Parameterisierung in Erscheinung treten. Das letztere scheint der Fall zu sein, denn der geographische Vorhersagefehler deutet an, daß es die Verbindung der Atmosphäre mit ihrer Unterlage ist, welche über die turbulenten Flüsse von Impuls und Energie die großräumige Zirkulation beeinflusst. In den diesbezüglichen Parameterisierungen scheint den Inhomogenitäten des Untergrundes zu wenig Rechnung getragen zu werden. Natürlich ist in diesem Zusammenhang der großräumige dynamische Einfluß der Gebirge nicht zu vergessen (13). So hat z. B. ihre Einbeziehung in das NMC-Modell zu wesentlichen Verbesserungen der Vorhersage in einigen Gebieten geführt (10) und dadurch den geographischen Fehler reduziert. Es darf aber auch nicht vergessen werden, daß die Beobachtungen in Zahl und Güte starke Unterschiede zwischen Kontinenten und Ozeanen aufweisen und daher Mitverursacher des geographischen Fehlers sein können. Hier werden hoffentlich die von den Satelliten zu liefernden Wind- und Temperaturdaten zu einer Verbesserung beitragen.

6. Beobachtungsfehler

Die Eingangsdaten für das Modell bilden ein Problem für sich (23). Hierbei schlagen nicht nur die Meßfehler im eigentlichen Sinne zu Buch, sondern auch die Tatsache, daß die Beobachtungen nicht dem scale des Rechenmodells angepaßt sind, der wegen der Bindung von Zeit und Raum Mittelwerte über ca. 1 Stunde fordert. Die dadurch notwendig werdende gegenseitige Angleichung der einzelnen Variablen zur Herabsetzung der Schockwirkung (Lärmfilterung) trägt zur Verfälschung des wahren Anfangszustandes der Atmosphäre bei. Der beobachtete Wind wird durch einen divergenzfreien Wind ersetzt, welcher aus der Konfiguration des Druckfeldes aus Balancegleichungen abgeleitet werden muß. In Zukunft werden die Satellitendaten eine fortlaufende Anpassung der Daten ermöglichen und damit eine

lärmarme Ausgangsbasis für eine Vorhersage liefern. Hierbei treten neue Probleme auf, wie Satellitenbeobachtungen und synoptische Terminbeobachtungen in einem gemischten Analyse-Vorhersagesystem am besten zu verwerten sind.

7. Vorhersagegebiet

Gewöhnlich umfassen die Modelle für Mittelfristvorhersagen die nördliche Hemisphäre. Die Frage ist, wann machen sich Fehler bemerkbar, die von den künstlichen Grenzen am Äquator ihren Ausgang nehmen. Ein numerisches Experiment von MIYAKODA und UMSCHIEDT (20) gibt darüber Auskunft. Hierbei fand ein globales Modell Verwendung, in das bei einer Vergleichsrechnung eine Wand am Äquator eingesetzt wurde, um hemisphärische Rechnungen zu simulieren. Die Unterschiede zwischen beiden Experimenten lassen den Schluß zu, daß für Vorhersagen, welche eine Woche überschreiten, die gesamte Erde berücksichtigt werden sollte. Etwas verwirrend ist die Tatsache, daß entsprechende Experimente der NCAR-Gruppe (3) einen weitaus geringeren Einfluß einer künstlichen Äquatorwand angezeigt haben.

8. Schlußbemerkung

Den besten Eindruck, mit welchem Erfolg numerische Wettervorhersagen heutzutage überhaupt zu erstellen sind, vermittelt die Arbeit von MIYAKODA et al. (19). Gemessen am Aufwand enttäuschen die Ergebnisse.

Erstaunlich ist die Tatsache, daß keine Studien vorliegen wie (9), in denen die Vorhersagen einzelner Modelle miteinander verglichen werden. Es wäre zweifellos für eine Verbesserung der numerischen Prognosen sehr wertvoll, wenn auf der Grundlage einiger ausgewählter Wetterlagen die Leistungsfähigkeit der existierenden Modelle objektiv überprüft und ihre Vorzüge und Schwächen gegeneinander abgewägt werden könnten.

Literatur

- (1) ANDREWS, J. F.: Evaluation of 500-millibar daily and 5-day mean numerical prediction. *Monthly Weather Rev.* 58 (1970) S. 385-398.
- (2) BAUMHEFNER, D. P.: Global real data forecasts with the NCAR two-layer general circulation model. *Monthly Weather Rev.* 98 (1970) S. 92-99.
- (3) BAUMHEFNER, D. P.: On the effects of an imposed southern boundary on numerical weather prediction in the northern hemisphere. *J. atm. Sc.* 28 (1971) S. 42-54.
- (4) BROWN, H. E.; E. B. FAWCETT: Use of numerical guidance at the National Weather Services National Meteorological Center. *J. appl. Met.* 11 (1972) S. 1175-1182.
- (5) BUSCHNER, W.; H. OECKEL; J.-U. SCHWIRNER; K. O. WEGNER: Über den Leistungsstand des baroklinen Modells des Deutschen Wetterdienstes. *Ber. Dt. Wetterd. Nr. 132* (1973). 38 S.
- (6) BUSHBY, F. H.: Further developments of a model for forecasting rain and weather. *Proc. WMO/IUGG Sympos. Numerical Weather Prediction Tokyo 1968*, Japan Meteor. Agency, Tokyo, No. 67 (1968) II 75-II 84.
- (7) BUSHBY, F. H.; M. S. TIMPSON: A 10-level atmospheric model and frontal rain. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 93 (1967) S. 1-17.
- (8) DÖÖS, B.: Numerical experimentation related to GARP. *GARP Publ. Ser. No. 6*, WMO/ICSU, Geneva (1970) 68 pp.

- (9) DUTTON, J.: Errors in 48-hour movement and development of computer forecasts 500 mb throughs and ridges, American and British models compared. *Meteor. Mag.* 102, No. 1209 (1973) S. 97-109.
- (10) FAWCETT, E. B.: Systematic error in operational baroclinic prognosis at the National Meteorological Center. *Monthly Weather Rev.* 97 (1969) S. 670-682.
- (11) FISCHER, G.; HEISE, E.; RENNER, V.: The effect of surface friction on the development of cyclone-waves in a numerical model. *Beitr. Phys. Atmosp.* 46 (1973) S. 157-181.
- (12) GARCJA, R. V.: The GARP programme on numerical experimentation. GARP publ. Ser. No. 7, WMO/ICSU, Geneva (1971), 31 pp.
- (13) KASAHARA, A.; SASAMORI, T.; WASHINGTON, W. M.: Simulation experiments with a 12-layer stratospheric global circulation model. I. Dynamical effects of the earth's orography and thermal influence of continuity. *J. atm. Sci.* 30 (1973) S. 1229-1251.
- (14) KIRK, T. H.: The use of numerical forecasts. *Meteor. Mag.* 109 (1974) S. 14-20.
- (15) MEYER, H. K.: Konstruktion und Güte von 24stündigen Höhenvorhersagekarten unter Verwendung barotroper Vorhersagen. *Ber. Dt. Wetterd. Nr.* 103 (1967) 18 S.
- (16) MIYAKODA, K.; SMAGORINSKY, J.; STRICKLER, R. F.; HEMBREE, G. D.: Experimental extended predictions with a ninelevel hemispheric model. *Monthly Weather Rev.* 97 (1969) S. 1-76.
- (17) MIYAKODA, K.; STRICKLER, R. F.; NAPPO, C. J.; BAKER, P. L.; HEMBREE, G. D.: The effect of horizontal grid resolution in an atmospheric circulation model. *J. atm. Sci.* 28 (1971) S. 481-499.
- (18) MIYAKODA, K.; MOYER, R. W.; STAMBLER, H.; CLARKE, R. H.; STRICKLER, R. F.: A prediction experiment with a global model of the Kurihara grid. *J. Meteor. Soc. Japan, Ser. II*, 49 (1971) S. 521-536.
- (19) MIYAKODA, K.; HEMBREE, G. D.; STRICKLER, R. F.; STUTMAN, J.: Cumulative results of extended forecast experiments. I. Model performance for winter cases. *Monthly Weather Rev.* 100 (1972) S. 836-855.
- (20) MIYAKODA, K.; UMSCHIEDT, L.: Effects of an equatorial "Wall" on an atmospheric model. *Monthly Weather Rev.* 101 (1973) S. 603-610.
- (21) REISER, H.: On short-range forecasting with a baroclinic unfiltered model. *Proc. WMO/IUGG Sympos. Numerical Weather Prediction Tokyo 1968*, Japan Met. Agency, Tokyo, No. 67, II (1969) 99-115.
- (22) RENNER, V.: Der Einfluß des hydrologischen Zyklus auf eine Tiefdruckentwicklung im numerischen Modell. *Meteor. Inst. Univ. Hamburg, persönliche Mitteilung* (1974).
- (23) SMAGORINSKY, J.; MIYAKODA, K.; STRICKLER, R. F.: The relative importance of variables in initial conditions for dynamical weather prediction. *Tellus* 22 (1970) S. 141-157.
- (24) SNELLMAN, LEONARD, W.: A collection of technical attachments on the 1966 NMC primitive-equation model. Manuscript of U.S. Weather Bureau Western Region, Techn. Memorandum No. 13 (1966).
- (25) TRACTON, M. S.: The role of cumulus convection in the development of extratropical cyclones. *Monthly Weather Rev.* 101 (1973) S. 573-593.
- (26) WELCK, R. E.; KASAHARA, A.; WASHINGTON, W. M.; DE SANTO, G.: Effect on horizontal resolution in a finite difference model of the general circulation. *Monthly Weather Rev.* 99 (1971) S. 673-693.
- (27) WILLIAMSON, D. B.; WASHINGTON, W. M.: On the importance of precision for short-range forecasting and climate simulation. *J. appl. Meteor.* 12 (1973) S. 1254-1258.

Anschrift: Prof. Dr. G. FISCHER, Meteorologisches Institut der Universität, 2000 Hamburg 13, Von-Melle-Park 6.

Numerische Vorhersagekarte und praktische Wettervorhersage — einige Aspekte bei der Interpretation von numerischen Vorhersagekarten

Zusammenfassung

Numerische Vorhersagekarten zählen heute in großem Umfang zum Arbeitsmaterial des Synoptikers. Ihre nutzbringende Interpretation wird im Hinblick auf einige typische Eigenschaften des baroklinen 6-Flächenmodells des Deutschen Wetterdienstes an Einzelbeispielen erläutert. Diese betreffen die numerische Bodendruckvorhersage hinsichtlich kurzweiliger, heftiger Entwicklungen, die numerische Boden- und Höhendruckvorhersage bei Umstellung der Großwetterlage sowie die numerische Isotachenvorhersage.

Abstract

Numerical forecast charts score in widespread range to the synoptic working material. Examples are shown for profitable interpretation of these numerical forecasts in operational method with regard to any typical attributes of the 6-level-prediction model of the Deutscher Wetterdienst.

1. Über den Umfang der numerischen Modellprodukte im synoptischen Routinedienst

Seit der Nutzbarmachung großer elektronischer Rechenanlagen für die Belange der Wettervorhersage ist die Zahl numerischer Produkte, die dem Routinedienst zur Verfügung steht, ständig größer geworden. Damit ergab sich zwangsläufig das Problem der Interpretation des numerischen Befundes als eine neue wichtige Aufgabe des synoptischen Routinedienstes.

Die Gesamtzahl der in der Analysen- und Vorhersagezentrale des DWD täglich bereitstehenden numerischen Produkte beläuft sich derzeit auf 292. Es stehen täglich allein 160 wichtige, numerisch hergestellte Karten zur Verfügung. Diese sind vor allem synoptische Eintragungskarten, 3std. Drucktendenzkarten, Analysen des Geopotentials der Hauptdruckflächen, Vorhersagen des Bodendruckes sowie solche der Temperatur, der Windgeschwindigkeit und des Geopotentials der Hauptdruckflächen.

Dem stehen lediglich noch 3 vollständig konventionell hergestellte Bodendruckanalysen gegenüber. Auch die endgültige Bodendruckvorhersagekarte darf heute weitestgehend als manuell überarbeitete numerische Vorhersagekarte angesehen werden.

2. Die Auswirkungen der numerischen Produkte auf den synoptischen Routinedienst

Dieser große numerische Datenfluß hat selbstverständlich bedeutende Auswirkungen für die Synoptik. Als positive Auswirkungen dürfen vorrangig die Arbeitserleichterung, der erhöhte Datenfluß bei gleichzeitiger Verringerung der Zugriffszeit und besonders die Verbesserung der Güte mittelfristiger Prognosen genannt werden. Aber es sind auch negative Auswirkungen festzustellen, nämlich z. B.: Die Verkümmern technischer Fertigkeiten, oder daß bewährte empirisch-synoptische Befunde in Vergessenheit geraten, und daß synoptisch-aerologische Fallstudien kaum noch vorgenommen werden.

Der entscheidende Faktor für die Synoptik ist jedoch,

daß sich die Arbeitsweise wandelt, indem die Interpretation der numerischen Vorhersagekarte immer breiteren Raum einnimmt. Freilich handelt es sich dabei nach wie vor um eine subjektive Methode, die aber auch unbedingt beibehalten und gepflegt werden sollte. Parallel dazu müssen Methoden zur objektiven Interpretation entwickelt und getestet werden.

3. Aspekte bei der Verwendung der numerischen Vorhersagekarten im praktischen Routinedienst.

Unabhängig von der Methode hat der Synoptiker die Aufgabe, den Nutzeffekt des teuren Produktes „numerische Vorhersagekarte“ zu erhöhen, nämlich seine Unzulänglichkeiten nach Möglichkeit zu beseitigen. Dabei kann selbstverständlich ein vager subjektiver Eindruck von der gegebenen synoptischen Situation nicht die Basis für die Modifikation des numerischen Ergebnisses sein. Es müssen dafür in erster Linie die Modelleigenschaften Berücksichtigung finden. Hier wird klar, daß der Routinedienst durchaus als eine wissenschaftliche Tätigkeit anzusehen ist, jedoch als solche unter den besonders erschwerten Bedingungen des Termindruckes.

Bekanntlich hängt die Güte des numerischen Modellergebnisses hauptsächlich von den physikalischen Modelleigenschaften, der Genauigkeit der numerischen Ausgangsanalyse und von mathematisch bedingten Verstümmelungsfehlern ab (1).

Zum Beispiel gibt es kein numerisches Modell, das all die verschiedenartigen Möglichkeiten der Entwicklung in gleichem Maße realistisch zu simulieren vermag. Eine bedeutende Rolle spielt die Einbeziehung der Feuchte in das Modell, weil letztere das ω -Feld wesentlich mitbestimmt. Weiters gibt es systematische regionale und saisonbedingte Abweichungen von der Realität, je nachdem, ob die dynamische Hinderniswirkung und die Wärmeflüsse vom Untergrund her in das Modell Eingang finden.

Die wichtigsten Eigenschaften des baroklinen 6-Flächenmodells des DWD (2) können durch 2 Kategorien wie folgt umrissen werden (3):

- a) allgemeine Modellbefunde (die allen numerischen Modellen eigen sind)
- zu geringe Kernintensitäten der Druckgebilde
 - Glättung kurzer Wellen
 - zu geringe Verlagerungsgeschwindigkeit kurzer Wellen
 - zu langsame (zyklogenetische/antizyklogenetische) Entwicklung
 - realistische Verlagerungsgeschwindigkeit langer Wellen

b) spezifische Modellbefunde

- Die mittelfristige Umstellung der Großwetterlage wird erstaunlich gut simuliert. Dieser Befund könnte aber zugleich auch unter der Kategorie a) stehen, weil er sich unmittelbar aus der realistischen Veränderung und Fortbewegung der langen Wellen im Modell ableitet.
- Das Modellergebnis ist vielfach unbefriedigend bei kurzweiligen, heftigen Entwicklungen an der Flanke der großen Höhenträger.
- Alle Entwicklungen, für die die Freisetzung latenter Wärme bedeutsam ist, werden vom Modell unrealistisch behandelt (z. B. bei jungen Frontalwellen, Warmsektorzyklonen).
So sind zwar die Wärmeflüsse vom Untergrund her im Modell eingebaut, aber die damit in Erscheinung tretenden Entwicklungen werden dennoch sehr unterdrückt, weil das Modell nur mit der trockenen Konvektion arbeitet. Betroffen sind davon am häufigsten Entwicklungen bei Polarluftausbrüchen im Golfstromgebiet vor der amerikanischen Küste und über dem europäischen Nordmeer.

Mit 3 Beispielen sollen anschließend eine allgemeine und zwei spezifische Eigenschaften des baroklinen 6-Flächenmodells des DWD herausgestellt und auf die mögliche bzw. nötige Korrektur des Modellergebnisses durch den Synoptiker hingewiesen werden.

3.1. Strukturverwaschung bei numerischen Darstellungen

Die numerische Isotachenvorhersage ist für die Luftfahrt von großem Nutzen. Sie möge als Beispiel für die Strukturglättung bei numerischen Darstellungen infolge der zur Anwendung kommenden Rechenverfahren (Differenzenmethode mit charakteristischem Gitterpunkt-Abstand) dienen.

Der Jetstream besitzt in unseren Breiten in der Regel nur eine Quererstreckung von 600 bis 1000 km. Das sind im Modell 2 bis 3 Gitterpunktabstände. Deshalb kann die charakteristische Scherungsstruktur am Strahlstrom nicht befriedigend vom Modell dargestellt werden. Es muß besonders die straffe Bündelung der Isotachen auf der kalten Seite des Strahlstroms verlorengehen. Außerdem erfolgt damit in der Regel eine unrealistische relative Südverlagerung des Strahlstromkerns und eine Geschwindigkeitsnivellierung im Kernbereich um 20 bis 40 Knoten.

In Abb. 1a ist an dem Strahlstrom bei den Britischen Inseln zu erkennen, daß das Modell kaum Scherungsunterschiede zwischen dessen Nord- und Südflanke macht. Es kommt aber immerhin einigermaßen deutlich eine Doppelstruktur des Jets zum Ausdruck.

Der Vergleich mit der Abb. 1b macht die charakteristischen Merkmale der numerischen Karte sichtbar:

- Die Kerngeschwindigkeit ist um 20 bis 40 Knoten zu gering,
- die Achse des Strahlstroms liegt im Gebiet Island-Schottland-Dänemark um 200 bis 400 km zu weit im Süden,
- die starke Scherung auf der kalten Strahlstromseite fehlt.

Das Beispiel macht deutlich, wie und wo der Praktiker eine Korrektur der numerischen Isotachenvorhersage vorzunehmen hat.

3.2. Beispiele für spezifische Eigenschaften des baroklinen 6-Flächenmodells des Deutschen Wetterdienstes

3.2.1. Die Umstellung der Zirkulation vom 17. bis 20. 12. 1973

Mit diesem Beispiel soll die Fähigkeit des baroklinen Modells demonstriert werden, Umstellungen der Großzirkulation, die sich im Laufe von einigen Tagen abspielen, gut zu simulieren. Gerade deshalb stellt das Modellergebnis für die Mittelfristprognose eine sehr bedeutsame Hilfe dar. Dies ist umso wichtiger, als bekanntlich rein synoptische Überlegungen zur mittelfristigen Entwicklung sehr schwierig sind. In Abb. 2a, b ist die Boden- und Höhendruckverteilung am 17. 12. 1973 dargestellt.

Es handelt sich um eine zonale Strömungsanordnung, die besonders in der Höhe gut zu erkennen ist. Die Frontalzone verläuft von Labrador über den nördlichen Atlantik nach Mitteleuropa. Sie besitzt südlich Grönlands mit dem okkludierten Tief auf $45^{\circ}\text{N}/40^{\circ}\text{W}$ eine brüchige Stelle. Allerdings sind damit synoptische Argumente für eine völlige Umstellung dieser Lage nicht vorhanden. Das barokline Modell gibt dagegen einen deutlichen Hinweis für die Meridionalisierung der Zirkulation. Das ist in der Abb. 3a, b, der 48std. numerischen Boden- und 500-mb-Vorhersage, zu sehen. Bei Neufundland ist nun eine starke Aufwölbung der Topographie festzustellen, und gleichzeitig vergrößert der vorgelegte, ehemals schwache Höhentrog seine Amplitude vor Westeuropa beträchtlich. Damit ist die Beendigung der Westlage für Mitteleuropa angezeigt. Aber wie die weiterführenden numerischen Vorhersagekarten in Abb. 4a, b zeigen, gelangt Europa nach 3 bis 4 Tagen sogar an der Vorderseite eines mächtigen ostatlantischen Höhentrogens in eine starke Südströmung.

Schließlich ist in Abb. 5a, b noch die nach 72 Stunden eingetretene Situation, die mit dem Bild 4a, b zu vergleichen ist, wiedergegeben. Es ist zu erkennen, daß die tatsächlichen Wellenamplituden zwar stärker geworden sind als die vorhergesagten (infolge der numerischen Differenzenapproximation), aber die Achsenlage von Trögen und Keilen der langen Wellen ist vom Modell richtig getroffen worden.

So konnte der totale Witterungsumschwung in Mitteleuropa vom 17. bis 20. 12. 1973 mit Hilfe der numerischen Vorhersagekarten recht exakt und vor allem frühzeitig erfaßt werden.

Auf die Darstellung der manuell hergestellten 48std. Bodendruckvorhersagekarte wird hier verzichtet, weil diese nahezu ganz auf der entsprechenden numerischen Vorhersage basiert und regelmäßig deren Bild weitestgehend wiedergibt.

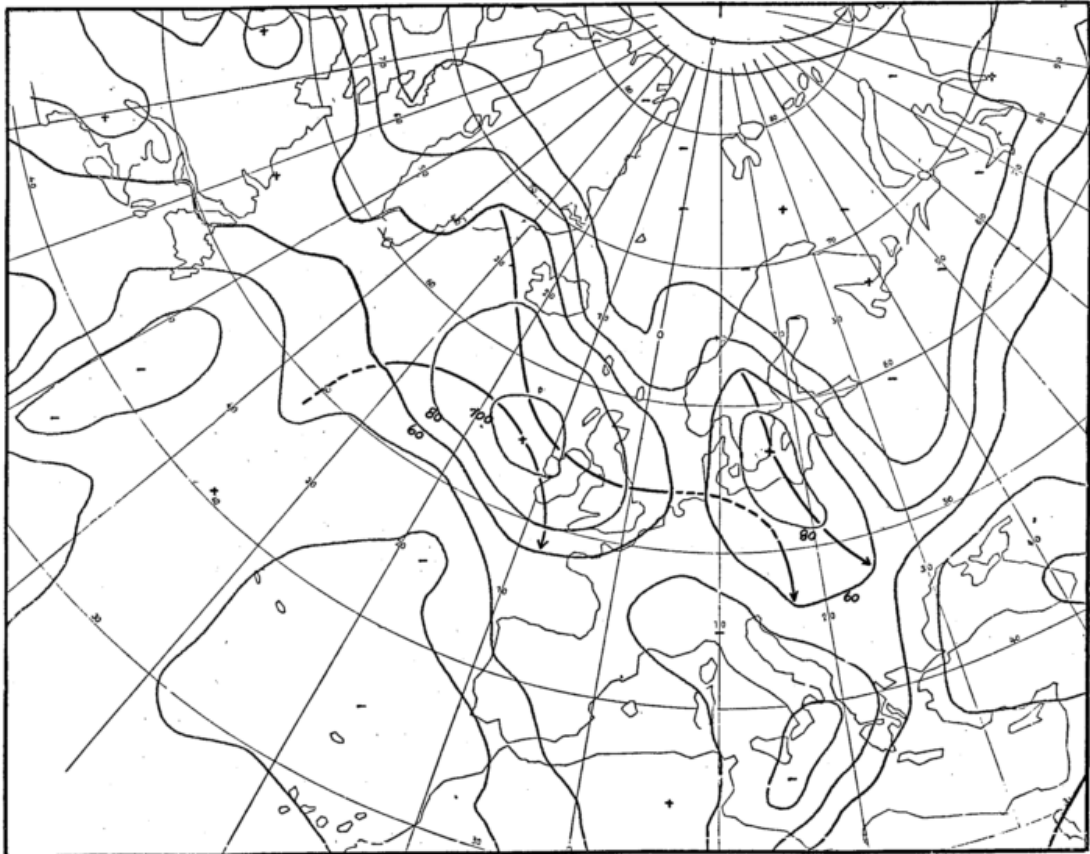


Abb. 1a. 24std. numerische Isotachenvorhersage 300 mbar (kn) für
6. 12. 1973 00 MGZ

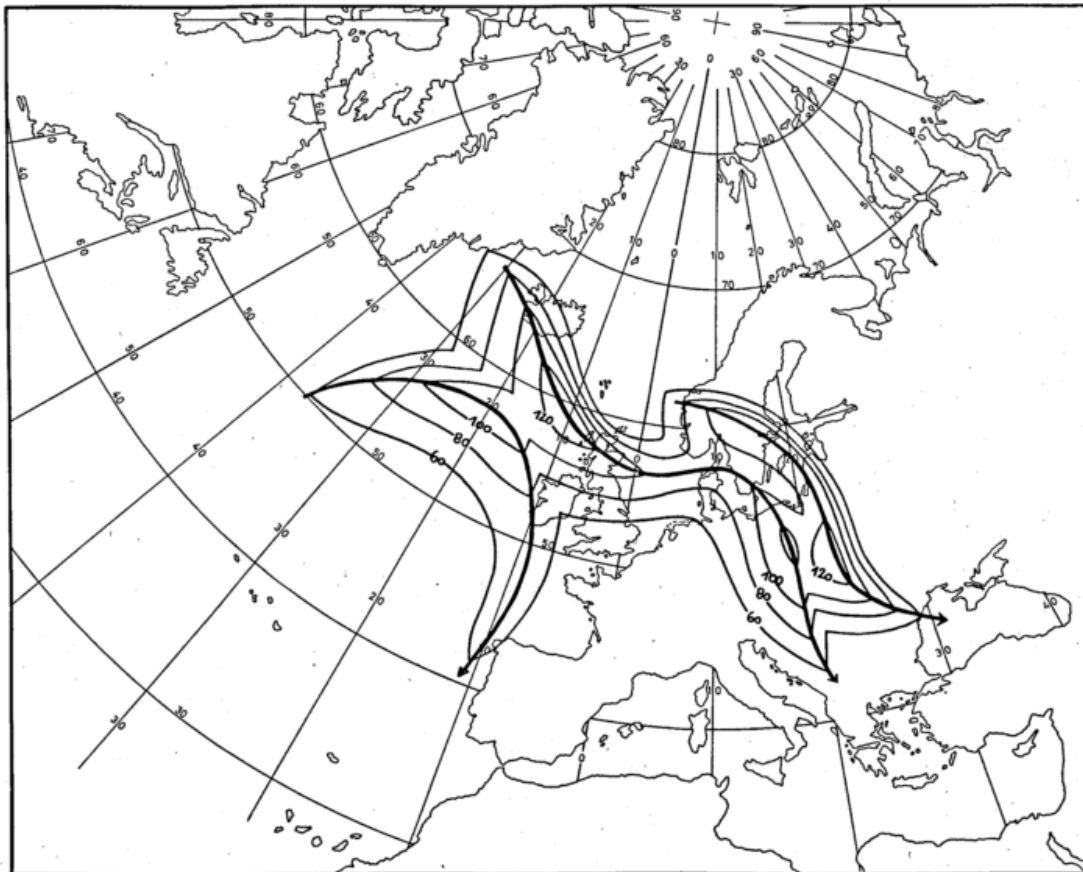


Abb. 1b. Isotachenanalyse 300 mbar (kn) am 6. 12. 1973 00 MGZ

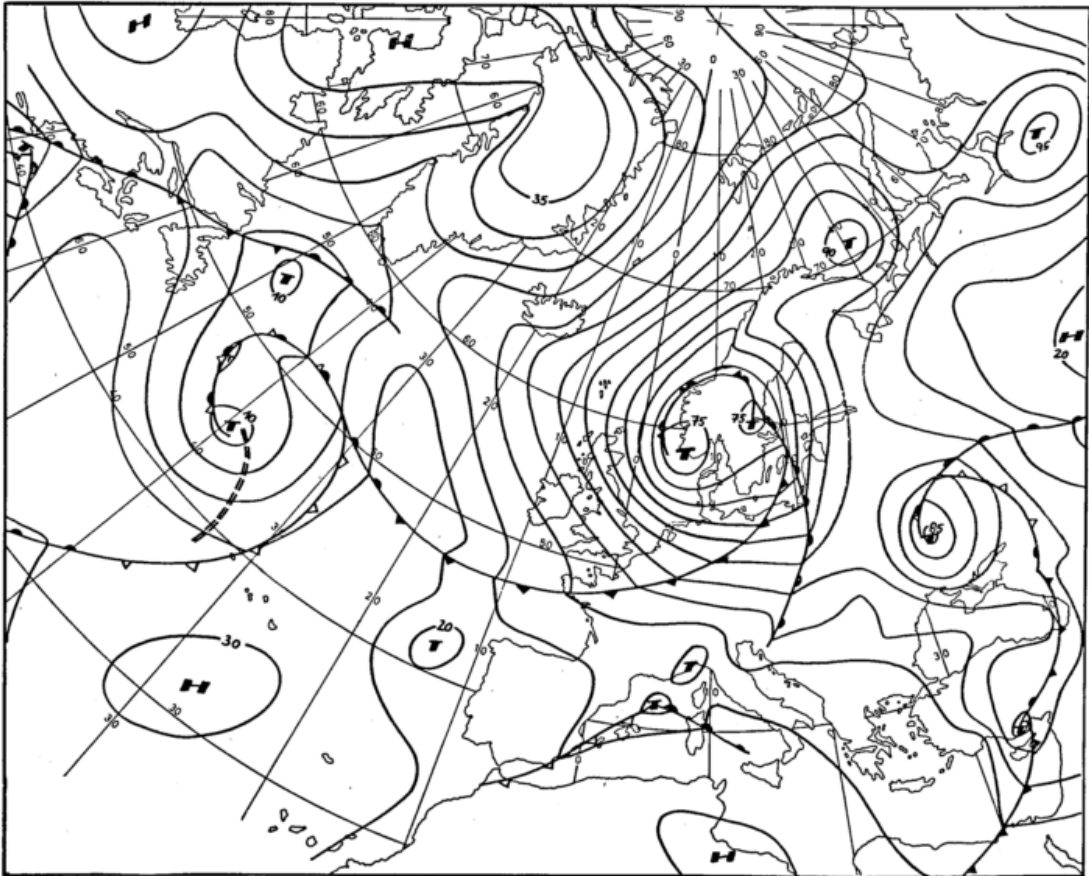


Abb. 2a. Bodendruck am 17. 12. 1973 00 MGZ

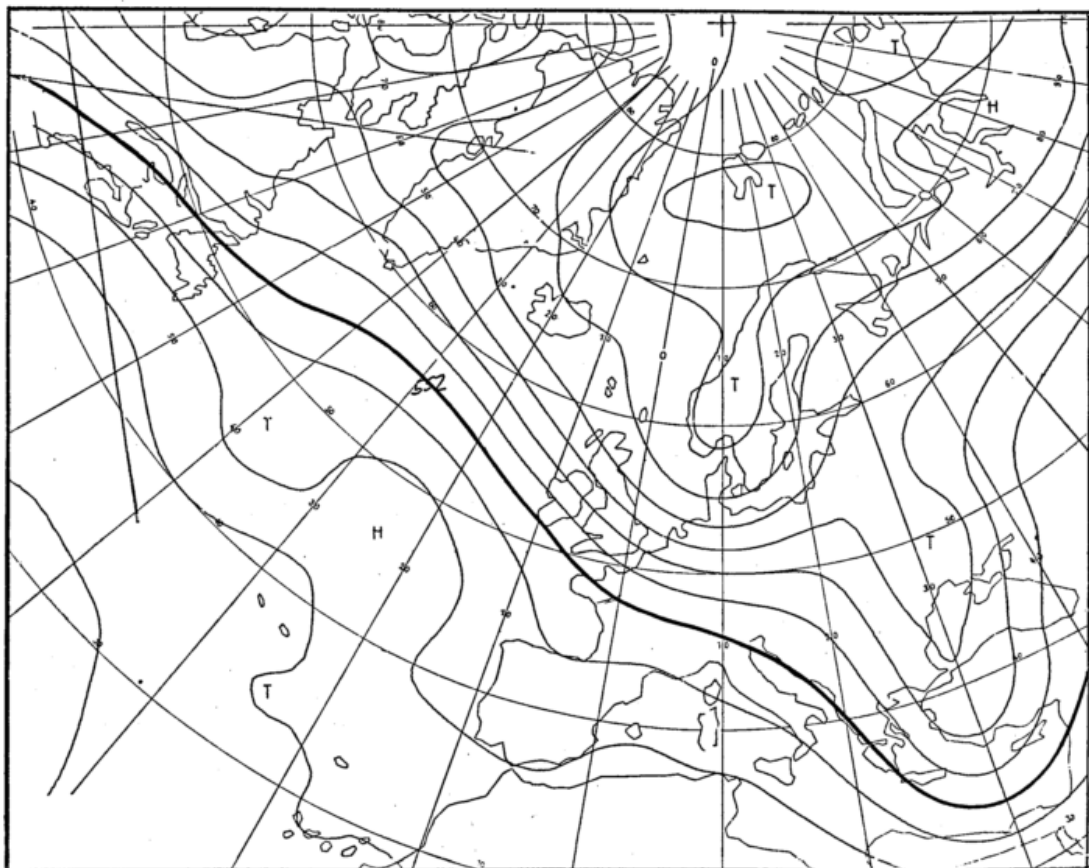


Abb. 2b. 500-mbar-Fläche (gpdam) am 17. 12. 1973 00 MGZ

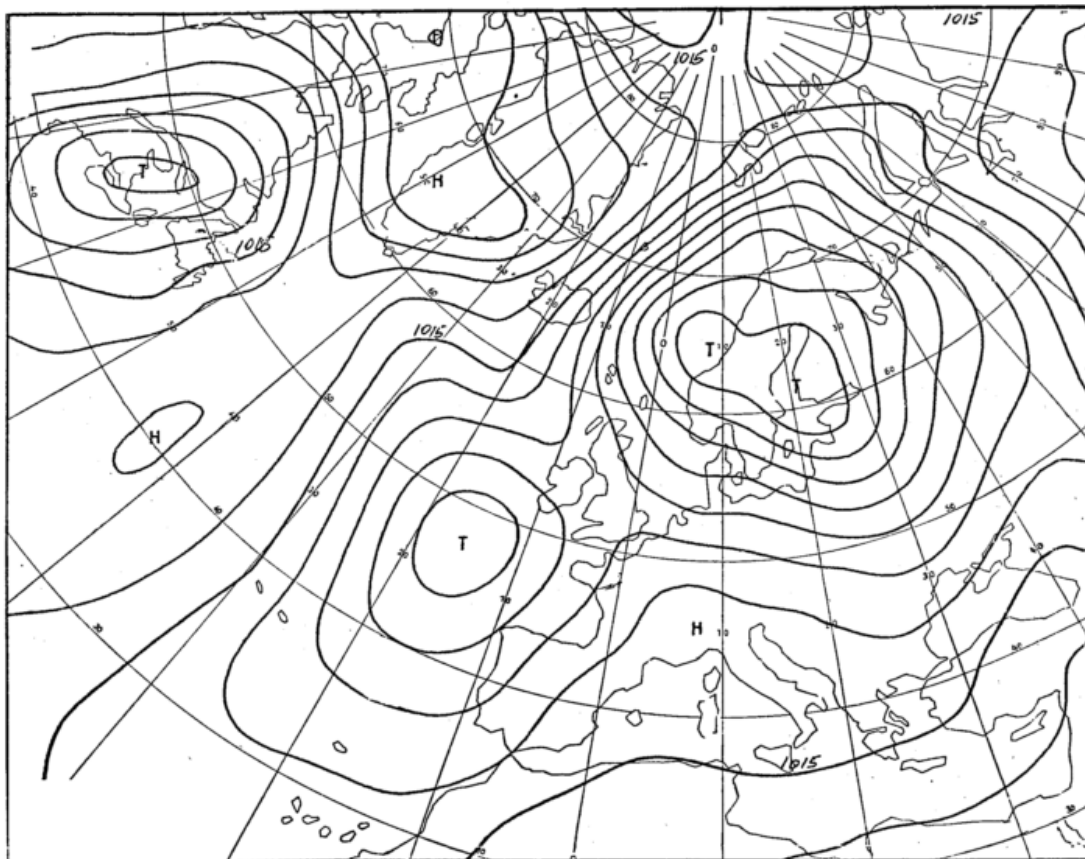


Abb. 3a. 48std. numerische Bodendruckvorhersage (baroklin) für 19. 12. 1973 00 MGZ

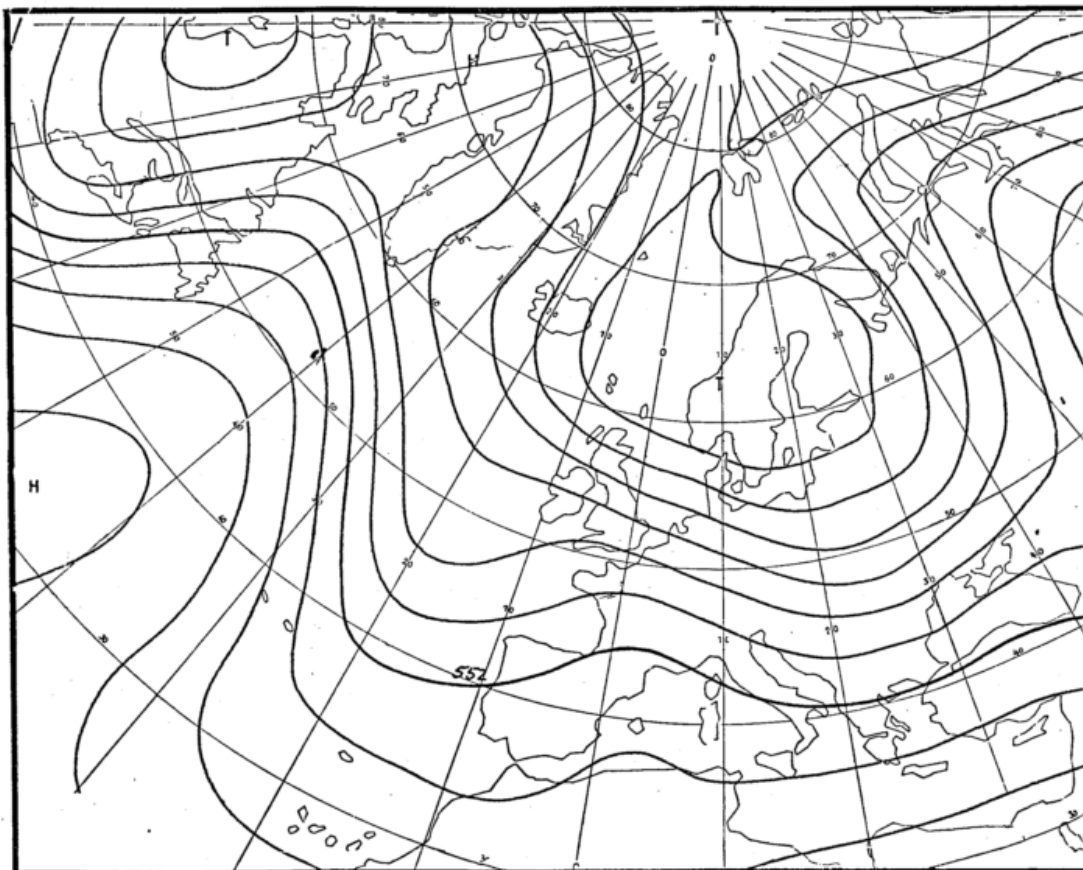


Abb. 3b. 48std. numerische Vorhersage 500 mbar (baroklin) für 19. 12. 1973 00 MGZ

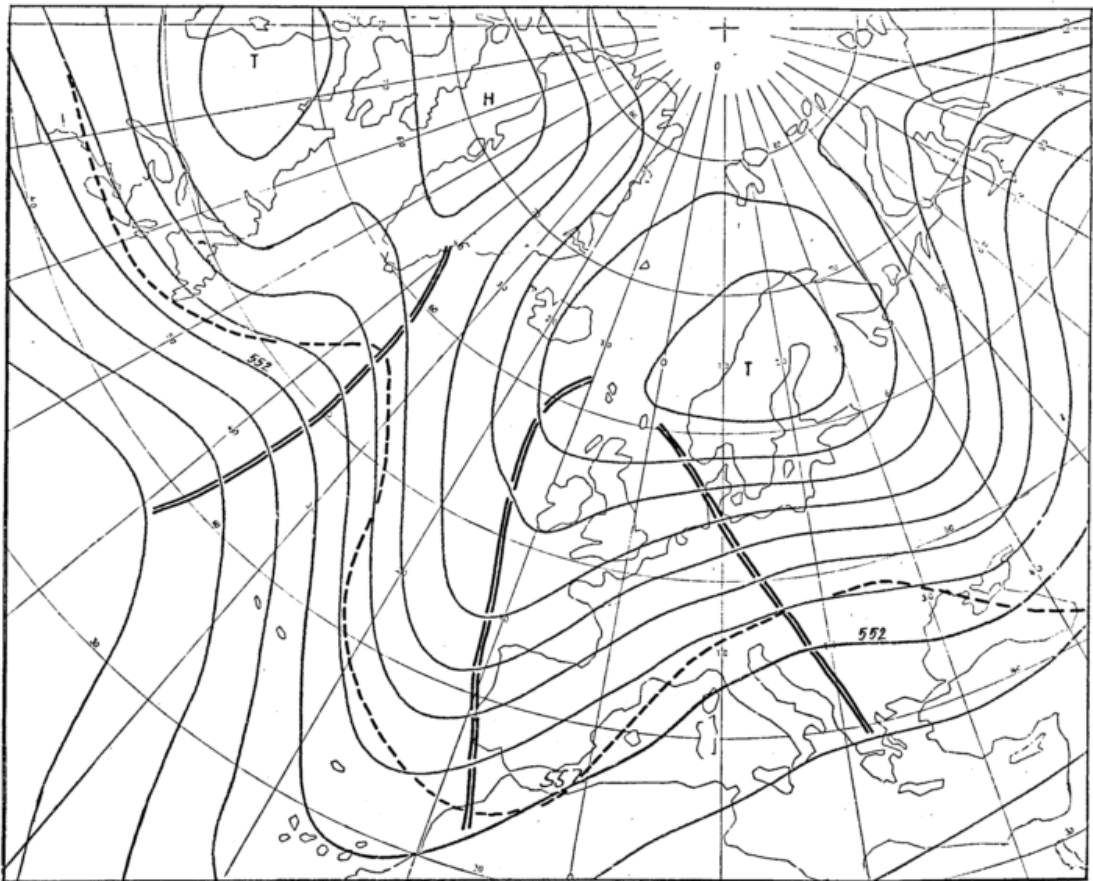


Abb. 4a. 72std. numerische Vorhersage 500 mbar (baroklin/barotrop) für 20. 12. 1973 00 MGZ und tatsächliche Lage der Keil- und Trogachsen (—) und der Isohypse 552 gpdam (-----)

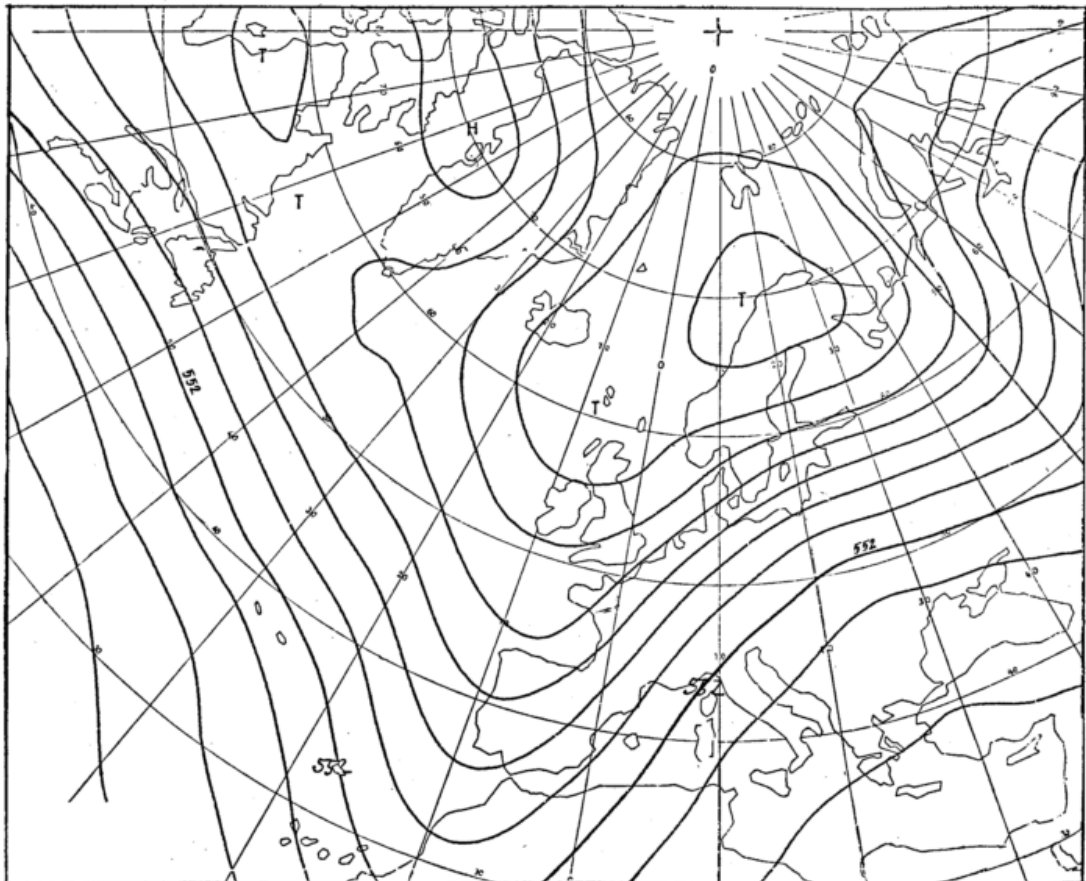


Abb. 4b. 96std. numerische Vorhersage 500 mbar (baroklin/barotrop) für 21. 12. 1973 00 MGZ

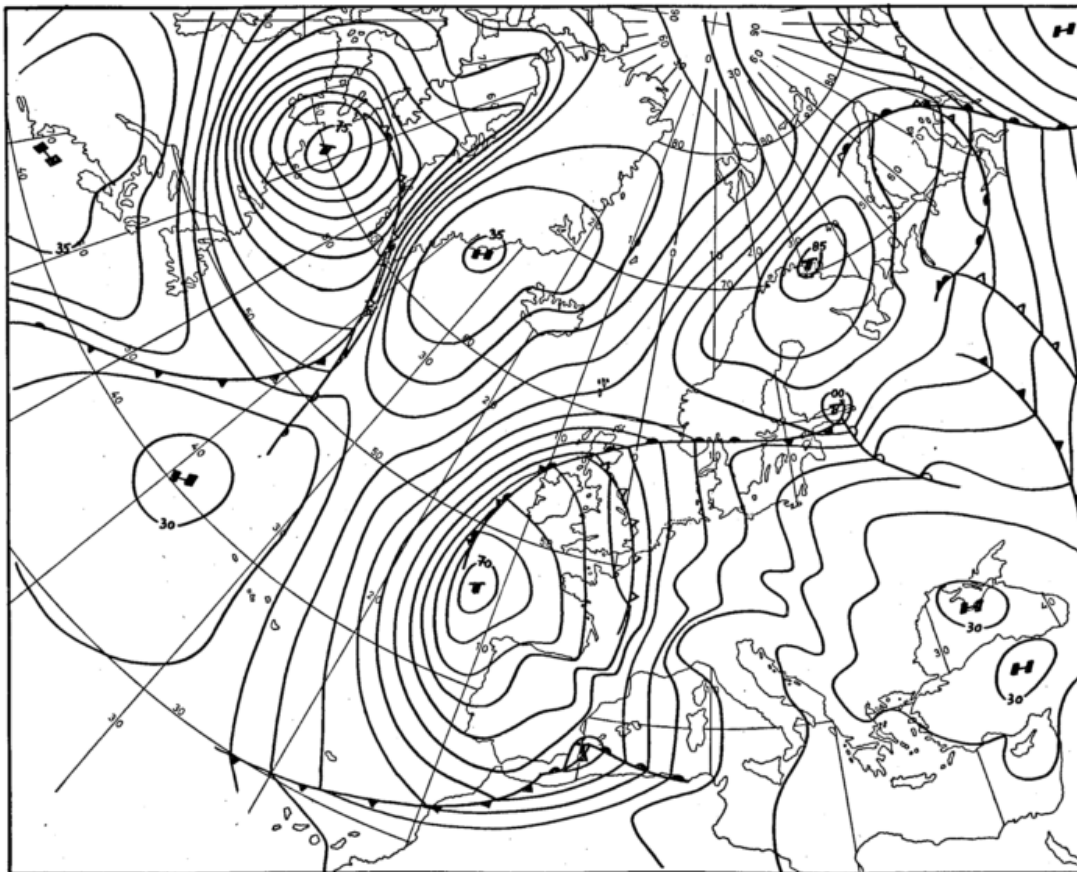


Abb. 5a. Bodendruck am 20. 12. 1973 00 MGZ

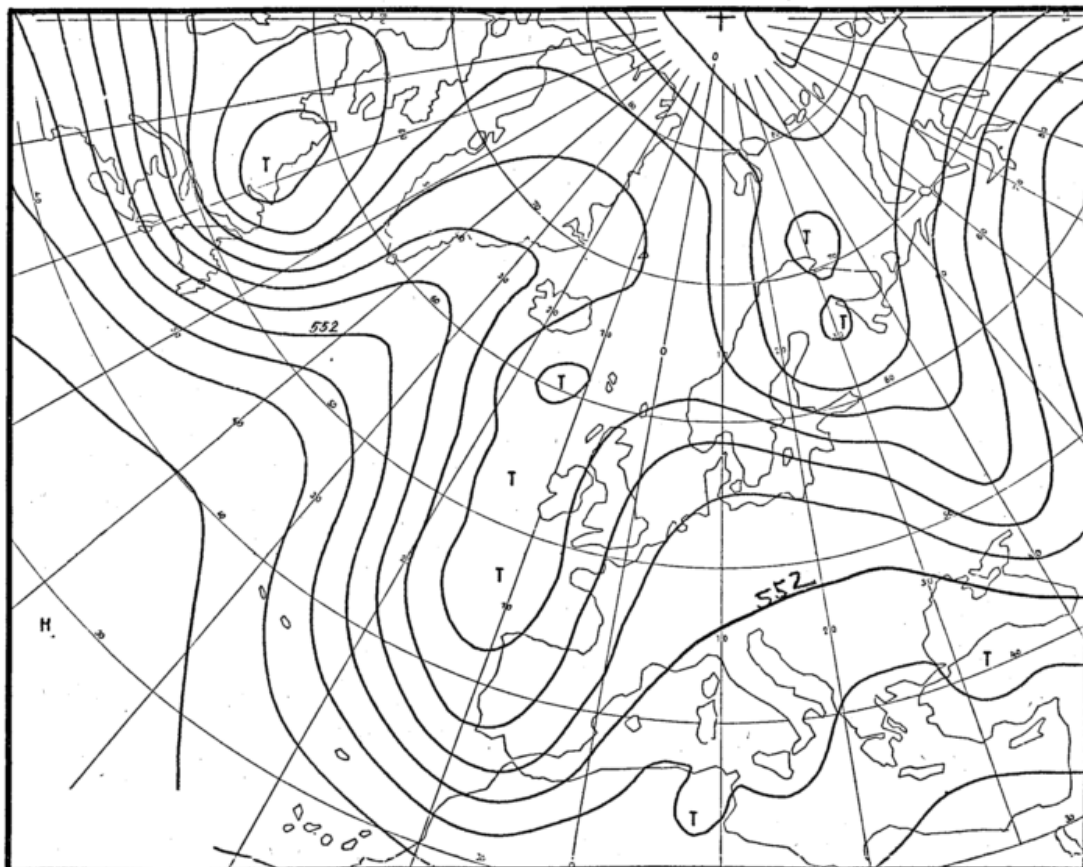


Abb. 5b. 500-mbar-Fläche (gpdam) am 20. 12. 1973 00 MGZ

3.2.2. Die Sturmtiefentwicklung vom 27. auf 28. 9. 1973

Zuletzt wird ein Beispiel für das Versagen des baroklinen Modells bei heftigen kurzweiligen Entwicklungen betrachtet. Dieser Fall ist durchaus häufig, und deshalb kommt der Überarbeitung der numerischen Vorhersagekarte durch den Meteorologen eine große Bedeutung zu. Mit Hinblick auf die allgemeinen und spezifischen Modelleigenschaften ist bei der Beurteilung der numerischen Vorhersage mit Vorrang zu prüfen:

- die Güte der numerischen Ausgangsanalyse,
- die numerische Wellenlänge der für die Vorhersage wichtigen Druckgebilde, weil diese dafür ausschlaggebend ist, ob im Modell Entwicklung stattfindet. Außerdem hängt davon die numerische Verlagerungsgeschwindigkeit ab.
- Die Möglichkeit der Freisetzung latenter Wärme besonders an Warmfronten. (Feuchteanalyse auf bestimmten Druckflächen und Auswertung der Satellitenphotos)

Die Ausgangssituation für die heftige Sturmtiefbildung ist in der Abb. 6a, b zu sehen. An der Flanke des großen atlantischen Höhentrogens ist westlich von Irland eine junge Frontalwelle vorhanden. Wie die Feldverteilung der spezifischen Feuchte in 850 mb (gestrichelt) zeigt, ist der Warmsektor von einer feuchten subtropischen Luftmasse erfüllt. Die Zufuhr latenter Wärme entlang der Warmfront wird deshalb für die Zyklogenese, die aus dieser Situation heraus erfolgte, bedeutsam gewesen sein. (Dies trifft in der Regel für alle Warmsektorzyklonen zu.)

Das Feld der Schichtdickenadvektion für 500/1000 mb im Bezug zum Wellenprofil der 500-mb-Fläche ergibt das Bild einer entwicklungsfähigen baroklinen Welle (4). Positives (negatives) Feld bedeutet Warmluftadvektion (Kaltluftadvektion). Ebenso signalisiert das Feld der Schichtdickenadvektion im Bezug zum Strahlstrom eine optimale zyklonenetische Situation, denn unter der Strahlstromachse und unmittelbar über dem Wellenzentrum befindet sich der stärkste Gradient der Temperaturadvektion, so daß gerade dort eine starke Zunahme des thermischen Windes bzw. der verfügbar potentiellen Energie zu erwarten ist (4), (5). Zugleich werden am Jetstream die geeigneten Vertikalbewegungen existieren, die die Umwandlung der verfügbar potentiellen in kinetische Energie der Störung bewerkstelligen. Damit ist die zyklonenetische Situation vom synoptischen Blickpunkt deutlich ausgeprägt. Bleibt zu klären, ob die Frontalwelle im Modell entwicklungsfähig ist. Die Antwort ist: nein.

In Abb. 7a ist die numerische Analyse zum Ausgangszeitpunkt zu sehen. Man erkennt, daß die Wellenstörung vom Modell hinreichend gut erfaßt ist, denn die numerische Wellenlänge entspricht ungefähr der tatsächlichen, und sie darf grob mit 4 Gitterpunktabständen beziffert werden. Erfahrungsgemäß werden aber alle Wellen mit einer Wellenlänge, die kleiner oder gleich 4 Gitterpunktabstände ist, nicht entwickelt. Es kommt in diesem Falle hinzu, daß die Rolle der feuchten Warmsektormasse für die Zyklonenetose vom Modell sehr geschmälert wird. So vermögen weder ein quasi-geostrophisches Ein-

schichtenmodell (siehe Abb. 7b) noch das barokline Mehrschichtenmodell (Abb. 9b) diese Frontalwelle zu entwickeln. Sie wird lediglich bis zu den Britischen Inseln verlagert, wobei die numerische Verlagerungsgeschwindigkeit der numerischen Wellenlänge gemäß kleiner als die tatsächliche sein mußte. Leider sieht die manuell hergestellte 24std. Bodendruckvorhersage (Abb. 8a) der entsprechenden numerischen (Abb. 7b) sehr ähnlich, weil zu dem Zeitpunkt die zyklonenetische Situation vom Meteorologen noch nicht im vollen Umfang erkannt wurde (denn das ist im Nachtdienst in hohem Maße eine Zeitfrage). Er hatte sich also offenbar vom Modellergebnis beeindrucken und irreführen lassen. Aber bis zur Fertigstellung der 06-Uhr-Analyse (Abb. 9a), die bereits die Vertiefung der Welle anzeigt, befaßt sich der Meteorologe eingehend mit der Diagnose, und so konnte in diesem Falle die zyklonenetische Situation erkannt und gefolgert werden, daß das numerische Modellergebnis hinsichtlich dieser Frontalwelle falsch sein mußte. Deshalb entsteht für den 06-Uhr-Termin eine 24std. Vorhersagekarte (Abb. 8b) mit einem Sturmtief bei Schottland.

Im Bild sind die 06-Uhr-Analyse mit der wohlformierten Frontalwelle vor Irland und die 30std. Vorhersagekarte (Abb. 9b) nach dem baroklinen 6-Flächenmodell, die auf 00 Uhr basiert und für den Folgetag 06 Uhr gilt, zu sehen. Auf die Tatsache, daß auch das barokline Mehrschichtenmodell die Welle nicht zu entwickeln vermochte, wurde bereits hingewiesen.

Der Vergleich der numerischen (Abb. 9b) mit der manuell hergestellten Vorhersagekarte (Abb. 8b) für den 06-Uhr-Termin zeigt, daß eine bedeutende Verbesserung infolge der Überarbeitung des numerischen Produktes erzielt werden konnte, denn es entsteht tatsächlich bei Schottland ein Sturmtief mit einem Kerndruck von 975 mb. Diese abschließende Situation ist in der Abb. 10a, b dargestellt.

Es ist noch darauf aufmerksam zu machen, daß sich bei Labrador eine nahezu analoge Entwicklung vollzogen hatte, die vom numerischen Modell ebenfalls unterdrückt wurde, aber auch vom Meteorologen unerkannt blieb. Sie unterstreicht die Aussage, daß eine derartige Fehlleistung des Modells verhältnismäßig häufig ist.

Literatur

- (1) HALTNER, G. J.: Numerical Weather Prediction. London, New York; John Wiley and Sons, Inc. 1971.
- (2) EDELMANN, W.: Vom Analysenausgleich bis zur baroklinen Vorhersage. Methoden und Organisation der Routine-Programme des Deutschen Wetterdienstes (unveröff. Arbeitspapier DWD, Offenbach/M., 1968).
- (3) BUSCHNER, W.; OECKEL, H.; SCHWIRNER, J.-U.; WEGNER, K. O.: Über den Leistungsstand des baroklinen Modells des Deutschen Wetterdienstes. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 132 (1973).
- (4) PALMEN, E.; NEWTON, C. W.: Atmospheric circulation systems. New York: Academic Press 1969.
- (5) HOLTON, J. R.: An Introduction to Dynamic Meteorology. New York: Academic Press 1972.

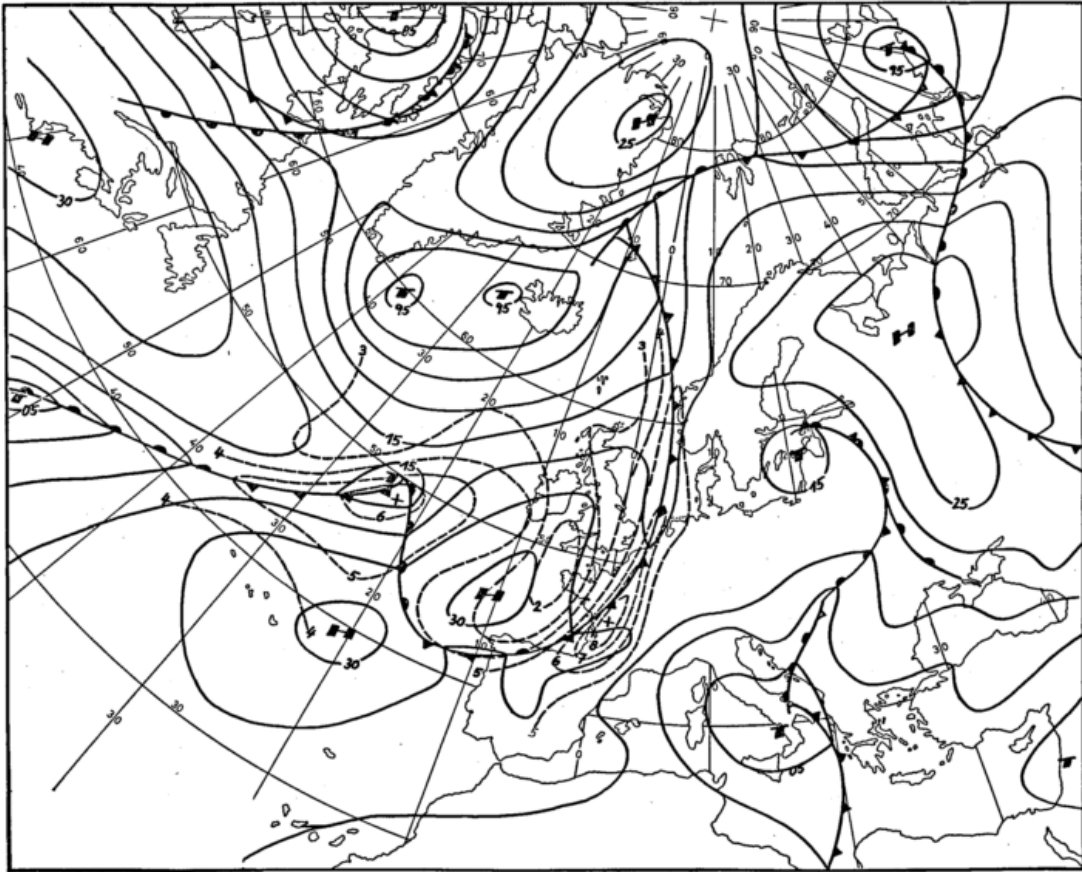


Abb. 6a. Bodendruck (mbar) und spezifische Feuchte in 850 mbar (g/kg) — — am 27. 9. 1973 00 MGZ

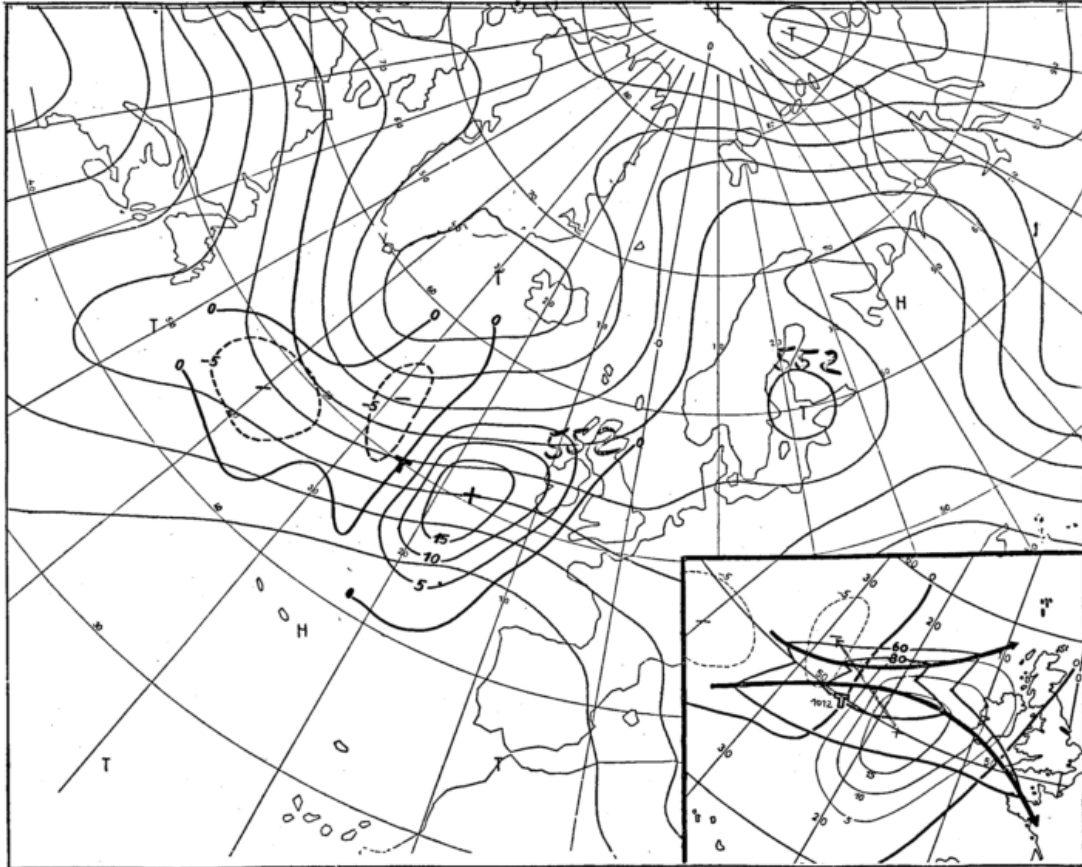


Abb. 6b. 500-mbar-Fläche (gpdam) und Schichtdickenadvektion 500/100 mbar (gpm/h) am 27. 9. 1973
Ausschnitt: Strahlstrom 500 mbar (kn) und Schichtdickenadvektion (gpm/h)

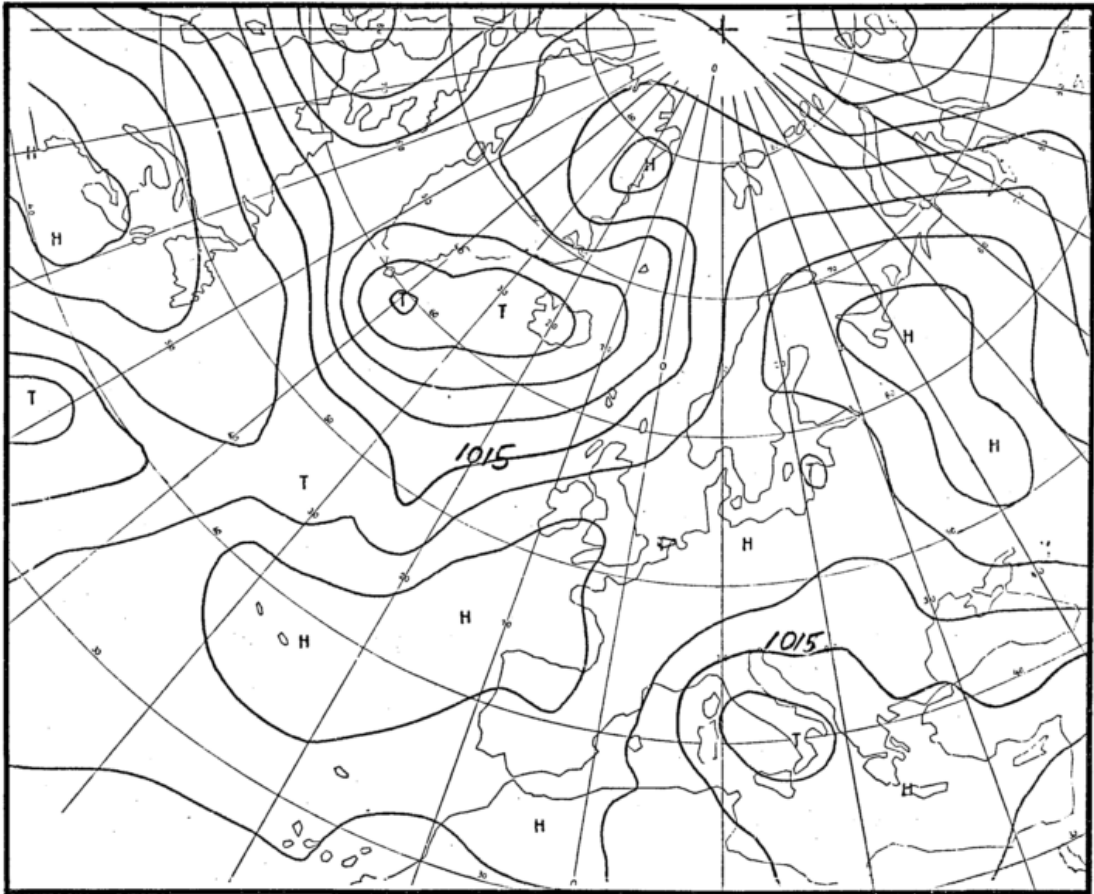


Abb. 7a. Numerische Bodendruckanalyse 27. 9. 1973 00 MGZ

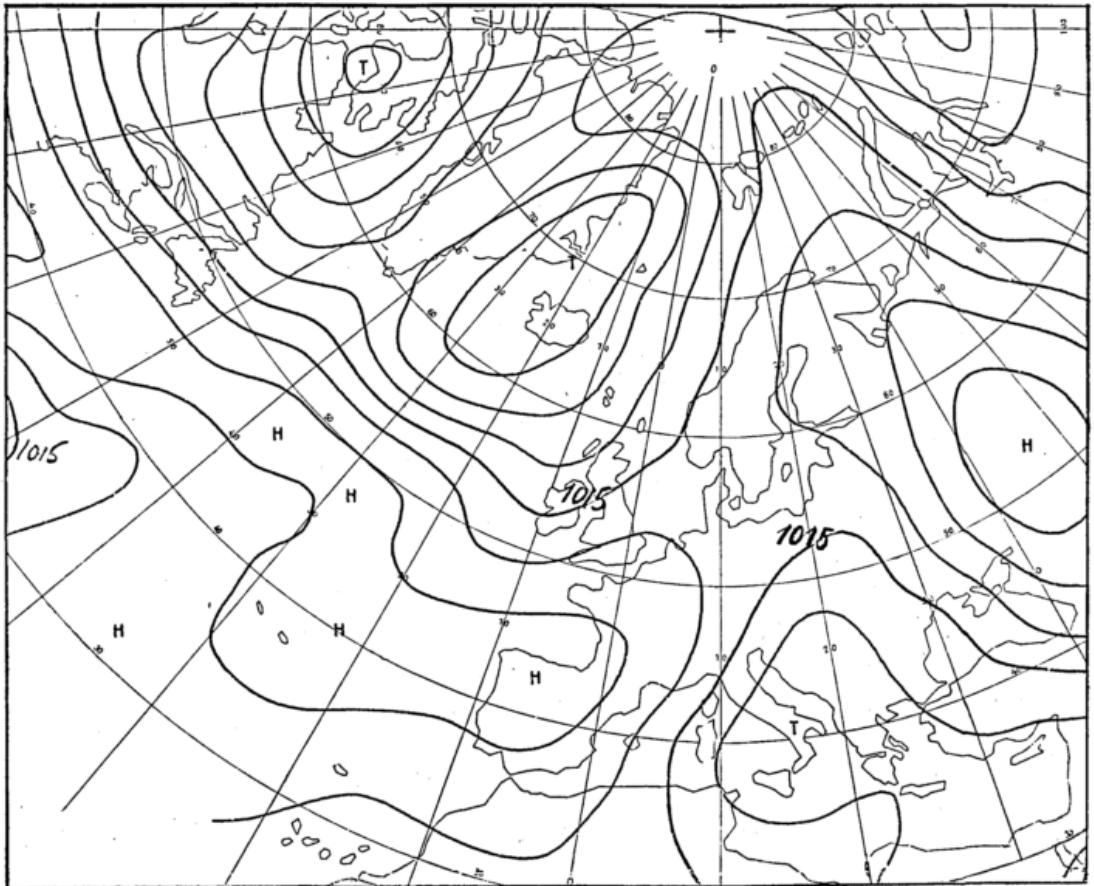


Abb. 7b. 24std, numerische Bodendruckvorhersage für 28. 9. 1973 00 MGZ

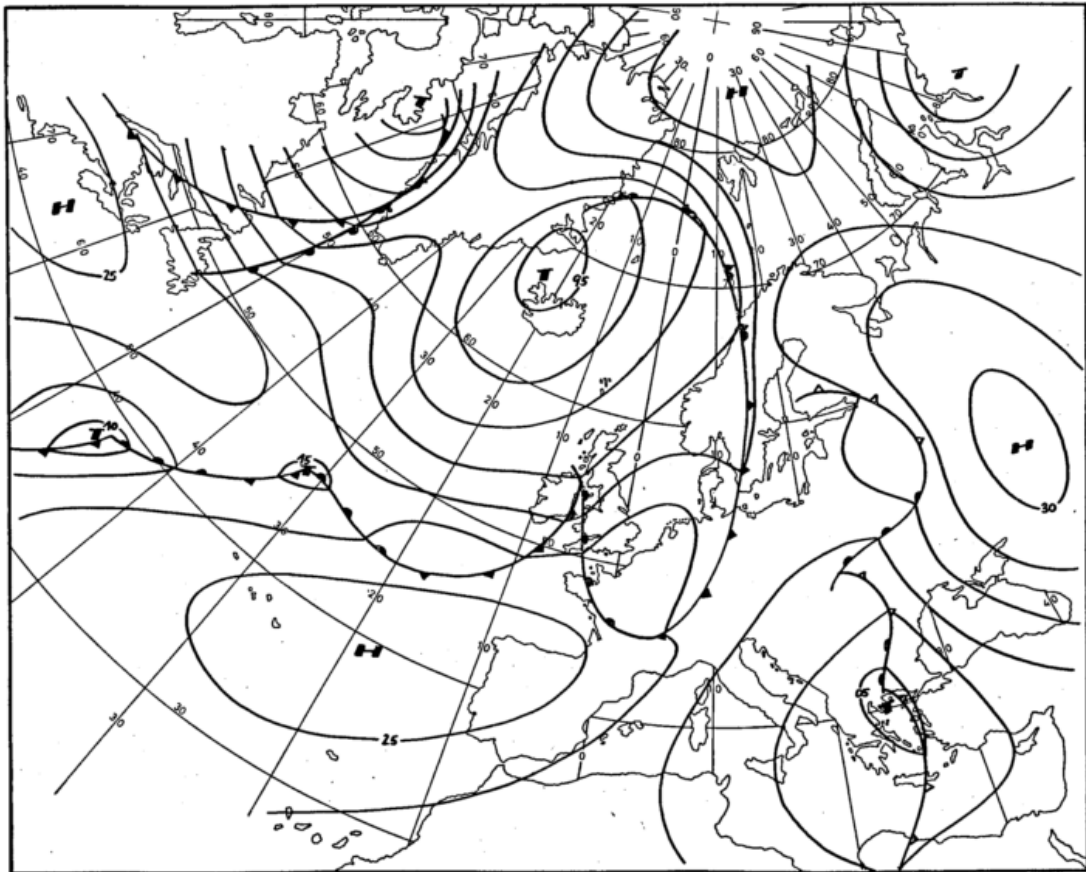


Abb. 8a. 24std. Bodendruckvorhersage (manuell hergestellt) für 28. 9. 1973 00 MGZ

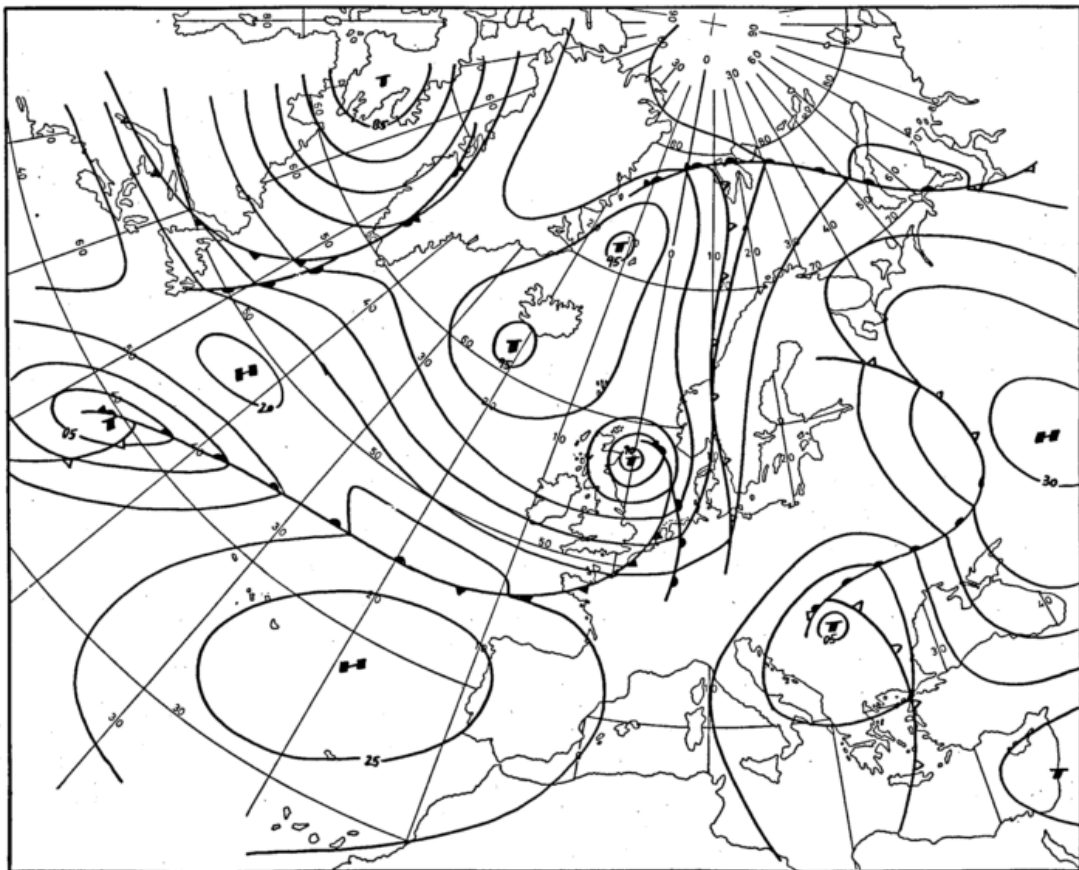


Abb. 8b. 24std. Bodendruckvorhersage (manuell hergestellt) für 28. 9. 1973 06 MGZ

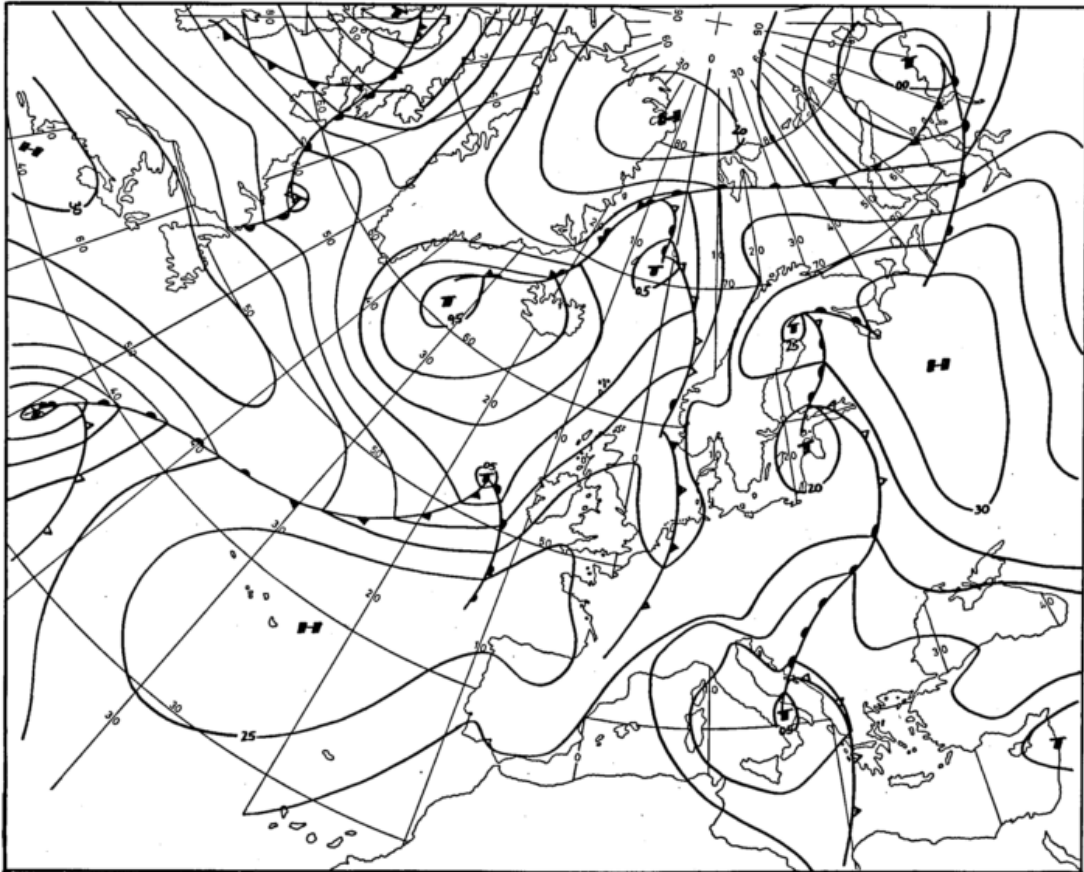


Abb. 9a. Bodendruck am 28. 9. 1973 06 MGZ

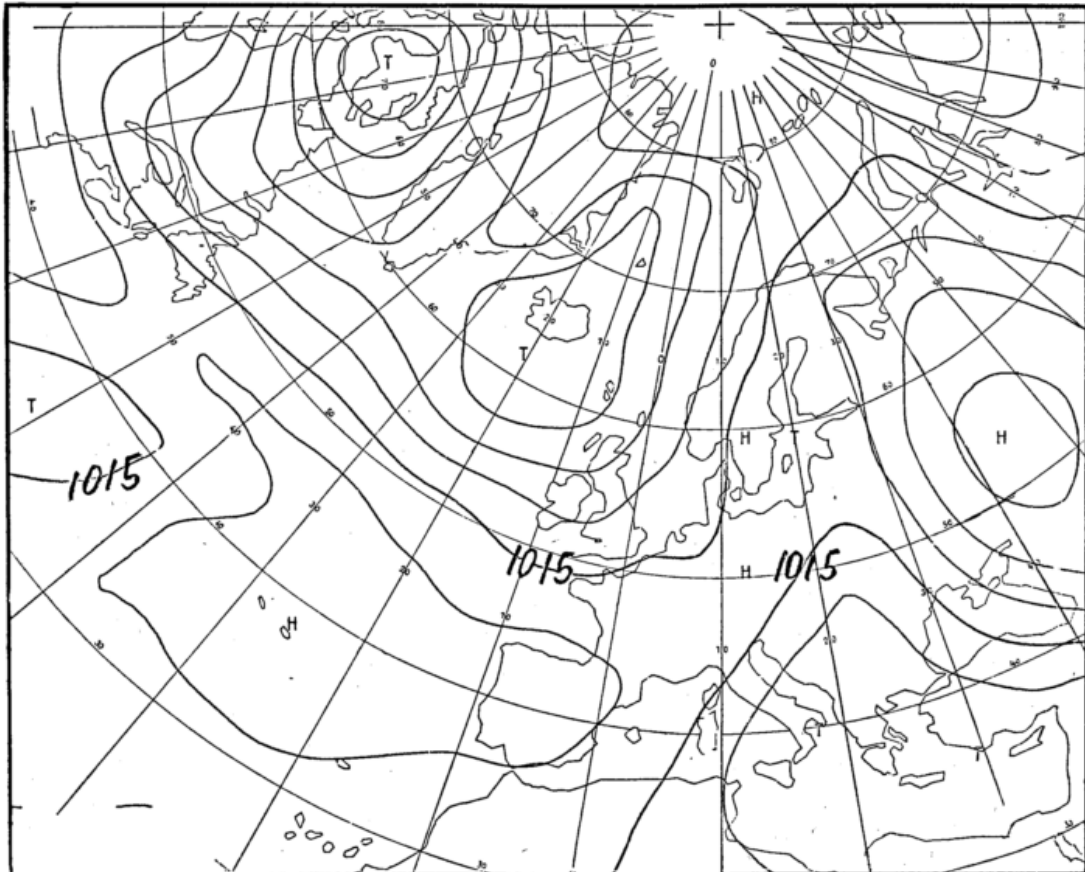


Abb. 9b. 30std. numerische Bodendruckvorhersage für 28. 9. 1973 06 MGZ

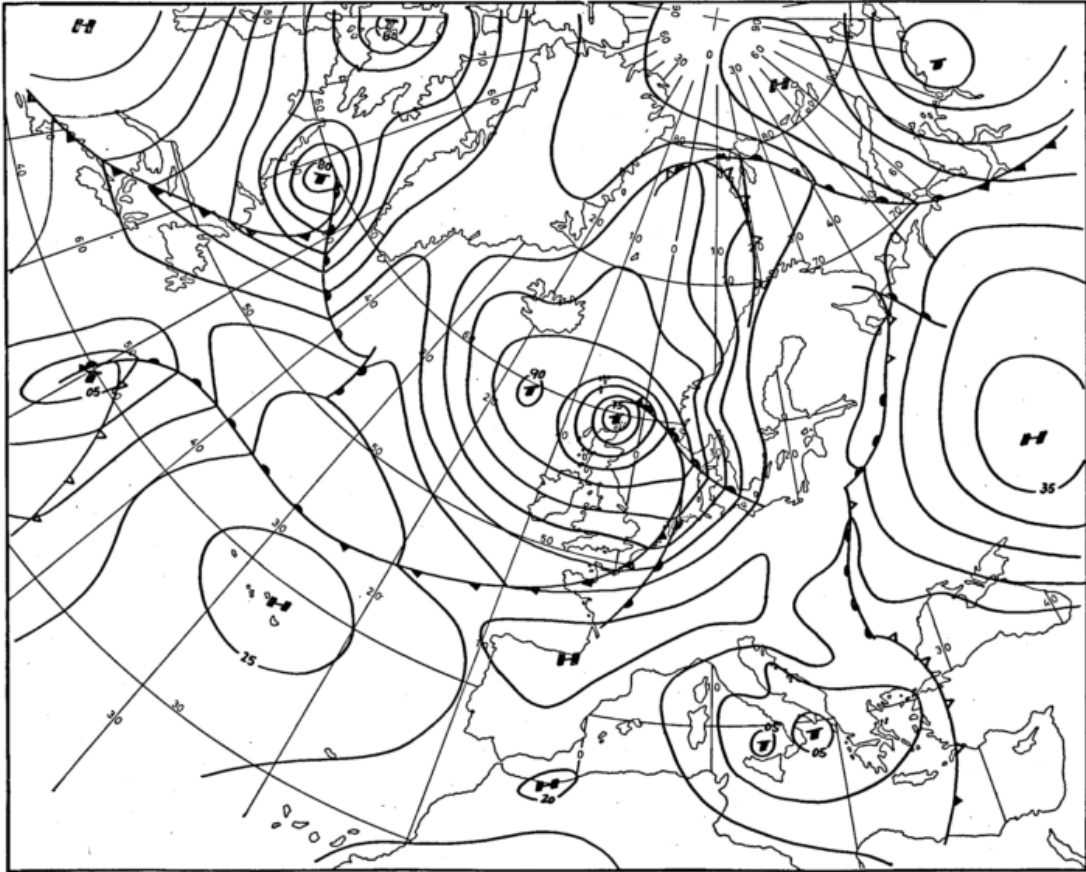


Abb. 10a. Bodendruck am 28. 9. 1973 06 MGZ

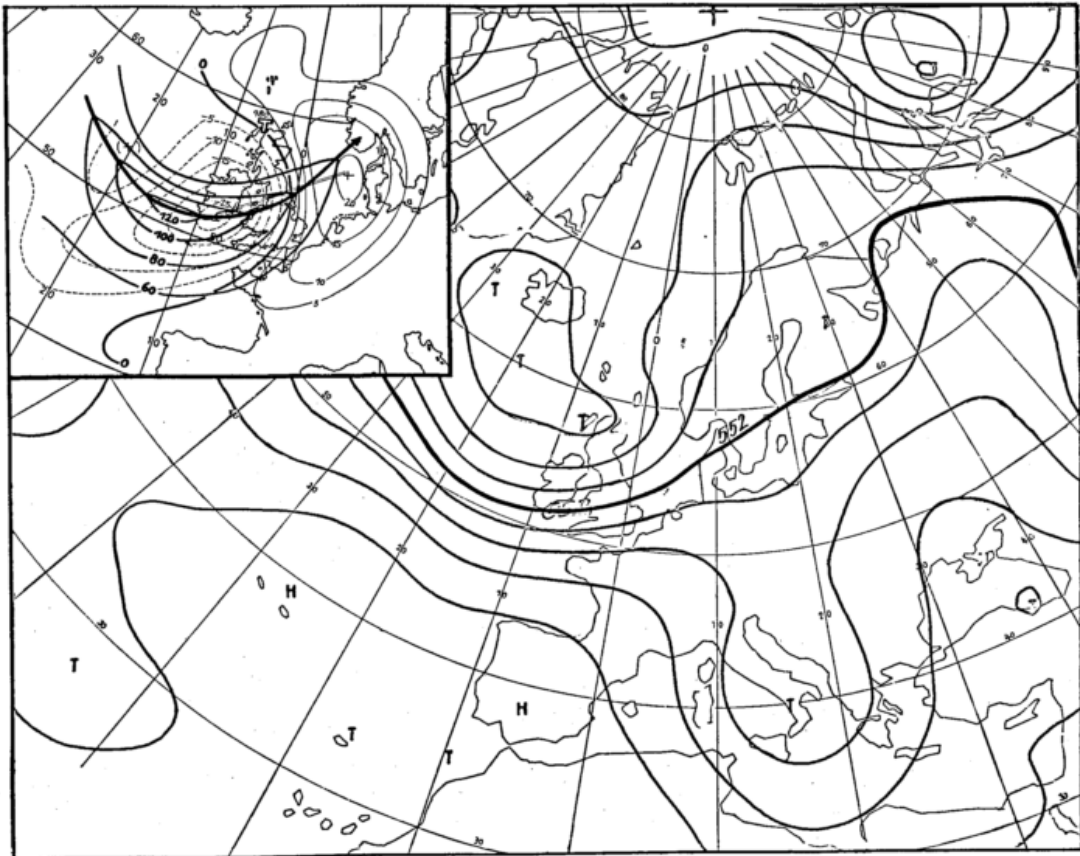


Abb. 10b. 500-mbar-Fläche (gpdam) am 28. 9. 1973 00 MGZ
Ausschnitt: Strahlstrom 500 mbar (kn) und Schichtdickenadvektion (gpm/h)

Über die Entwicklung eines mittelfristigen Vorhersagemodells beim Deutschen Wetterdienst

Zusammenfassung

Das beim DWD routinemäßig eingesetzte barokline Modell ist ein typisches Kurzfristvorhersagemodell, mit dem Vorhersagen bis zu einem Zeitraum von maximal 3 Tagen erstellt werden können. Mit der Installation einer neuen leistungsfähigeren EDV-Anlage beim DWD ist beabsichtigt,

- a) die Kurzfristvorhersagen zu verbessern und
- b) den Vorhersagezeitraum durch Verwendung eines Mittelfristvorhersagemodells zu erweitern.

Dieses Modell wird z. Z. beim DWD entwickelt und soll im endgültigen Stadium u. a. folgende physikalische Prozesse enthalten:

1. Strahlungsprozesse
2. Hydrologischen Zyklus
3. Parametrisierung subsynoptischer Prozesse
4. Wechselwirkung von niederen und höheren Breiten (hemisphärisches Integrationsgebiet).

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt werden aktuelle hemisphärische Vorhersagen mit einem 3-Schichtenmodell unter Berücksichtigung der Orographie und der großräumigen Kondensationsprozesse durchgeführt.

Über die Entwicklung eines globalen numerischen Zirkulationsmodells

Zusammenfassung

Konzept und vorläufige Ergebnisse eines in der Entwicklung befindlichen globalen Modells werden vorgestellt. Die Testrechnungen beziehen sich auf den mathematischen Teil des Modells: Gitternetz und Differenzenverfahren, getestet mit analytischen Anfangsfeldern in einer barotropen Modellatmosphäre mit freier Oberfläche sowie in einem baroklinen 2-Schichten-Modell.

1. Einleitung

Im Sommer 1973 wurde am Meteorologischen Institut der Universität Hamburg mit der Entwicklung eines globalen Zirkulationsmodells begonnen. Die Vervollkommnung des Modells vollzieht sich im Rahmen des nationalen Forschungsprojekts SPAAZ, das sich u. a. zur Aufgabe gemacht hat, Möglichkeiten der Parametrisierung subsynoptischer Prozesse in Zirkulationsmodellen zu erörtern.

Neben dem Studium der allgemeinen Zirkulation ist vor allem an die Untersuchung der Wechselwirkung Atmosphäre—Ozean gedacht. Da eine Kopplung zwischen dem atmosphärischen Modell und einem Ozeanmodell auf globaler Basis wegen fehlender Rechenkapazität z. Z. nicht möglich ist, wird zunächst eine Kopplung in kleineren Gebieten — der Nordsee z. B. zur Sturmflutvorhersage etwa — ins Auge gefaßt.

2. Modellkonzeption

Das atmosphärische Modell besteht z. Z. nur aus einem Rumpfmmodell, welches das Verhalten der großräumigen Bewegungsvorgänge ohne Energiequellen beschreibt — physikalisch enthält es die Kontinuitätsgleichung für die Dichte, das Newtonsche Bewegungsgesetz sowie den 1. Hauptsatz der Thermodynamik, also die Erhaltungssätze für Masse, Impuls und Energie. Hinzu kommen noch einige unproblematische Zusatzannahmen wie die, daß sich die Atmosphäre im hydrostatischen Gleichgewicht befindet und als ideales Gas zu behandeln sei.

Der andere — etwas komplexere — Modellteil soll die Energiequellen und -senken beschreiben, hervorgerufen durch Strahlungsprozesse, Kondensation, Verdunstung und Reibung sowie die subsynoptischen Bewegungsvorgänge wie Konvektion und Turbulenz, die vor allem für den vertikalen Austausch von Eigenschaften wie Wärme, Wasserdampf, Impuls usw. sorgen. Die Formulierung dieses Modellteils erfordert wegen der Nichtauflösung im Gitter eine approximative Darstellung der genannten physikalischen Prozesse. Die Ansätze sollten

- a) physikalisch plausibel sein,
- b) untereinander verträglich,
- c) auch unter extremen atmosphärischen Bedingungen zumindest qualitativ richtige Ergebnisse liefern und
- d) nicht allzu rechenzeitintensiv sein.

Die Entwicklung der Parametrisierungsansätze sowie der Einbau ins Modell sind noch nicht abgeschlossen. Testrechnungen wurden bisher nur mit dem Rumpfmmodell gemacht. Hier liegen die Probleme etwas anders als bei den Parametrisierungen: Während der physikalische Inhalt sowie dessen Darstellung wohl unumstritten sind, ergeben sich Schwierigkeiten vor allem aus der Lösungsmethode, speziell aus der Diskretisierung des Raum-Zeit-Kontinuums.

2.1. Sphärisches Gitternetz

Für Vorhersagen über längere Zeit — 10 Tage oder mehr — muß die gesamte Erde betrachtet werden, eine Kugel also. Es liegt daher nahe, die Gleichungen für ein sphärisches Polarkoordinatensystem zu formulieren. Damit beginnt das Problem, wie das Gitternetz auszulegen sei. Die Verwendung eines regulären Gitters mit konstanten Winkelinkrementen $\Delta\lambda$, $\Delta\varphi$ in der geographischen Länge bzw. Breite führt in Polnähe wegen der Konvergenz der Meridiane zu einer Gitterpunktdichte, die aus Gründen der Rechenstabilität einen extrem kleinen Zeitschritt verlangt — etwa 10 s für ein 2.5° -Gitter. Versuche, durch systematisches Eliminieren von Gitterpunkten die Rechenökonomie zu erhöhen (5), haben sich wegen mangelnder Genauigkeit dieser Gitter nicht bewährt (3), (4).

Es werden zwei von der Genauigkeit her gleichwertige Verfahren praktiziert, das λ , φ -Gitter schneller zu machen. Die Gitterpunktdichte in Polnähe wird beibehalten, um in diesen Gebieten starker Breitenkreiskrümmung, in denen sich die Richtung der Einheitsvektoren von Punkt zu Punkt stark ändert, möglichst gute Differenzenapproximationen zu erreichen. Eine Manipulation wird mit dem Zeitschritt vorgenommen: Beim Verfahren I ist er eine Funktion der geographischen Breite — klein in Polnähe, groß am Äquator, benutzt u. a. im Zirkulationsmodell von CORBY u. a. (2).

Beim Verfahren II, benutzt im vorliegenden Fall, wird ein einheitlicher Zeitschritt verwendet, der etwa 15mal größer gewählt werden kann als aufgrund der Gitterpunktdichte zu fordern wäre. Diese Erhöhung des Zeitschritts wird ermöglicht durch eine Herausfilterung der kürzesten Wellen, die nur durch die verschwenderische Gitterpunktdichte in Polnähe in das System gelangen. Die kürzeste Welle, die in zonaler Richtung zugelassen

wird, ist durch die Auflösung in meridionaler Richtung gegeben bzw. durch den zweifachen Gitterpunktabstand am Äquator. Die Filterung der prognostischen Variablen wurde bei jedem Zeitschritt mit Hilfe der Fouriertransformation durchgeführt. Rechnungen mit und ohne Filterung, zunächst für ein homogenes, inkompressibles Medium mit freier Oberfläche, zeigen die Brauchbarkeit der Methode, in Abb. 1 dargestellt am Beispiel des zonalen Windes.

Als Anfangsfeld wurde eine Lösung der barotropen, divergenzfreien Vorticitygleichung auf der Kugel benutzt: als Grundstrom eine Superrotation der Atmosphäre (Abb. 1), überlagert von einer Rossby-Haurwitz-Welle nach PHILLIPS (7).

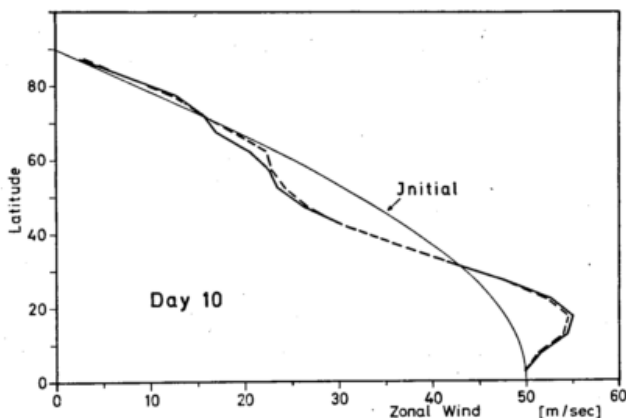


Abb. 1. Profile des zonal gemittelten Windes ohne (—) und mit Filterung (---).

2.2. Vertikalkoordinate

In der Vertikalen wurde der Druck als Koordinate gewählt, genauer: der mit dem Bodendruck normierte Druck, allgemein als σ -System bezeichnet. Die gesamte Atmosphäre wird damit zwischen zwei Koordinatenflächen eingeschlossen: $\sigma = 1$ (der Erdoberfläche) und $\sigma = 0$ (dem Außenrand der Atmosphäre). Das σ -System hat den großen Vorteil sehr einfacher vertikaler Randbedingungen — die Vertikalgeschwindigkeit verschwindet am oberen und unteren Rand, es hat aber auch Nachteile, die sich z. B. aus der Schwierigkeit ergeben, den Druckgradientterm in Gebieten steiler Gebirge zu approximieren (2), (6).

2.3. Differenzenverfahren

Eine der Hauptschwierigkeiten bei der Konstruktion eines globalen Modells für Langzeitrechnungen bereitet die Wahl eines geeigneten Differenzenoperators. Eine unbedachte Ersetzung jedes Differentialquotienten durch einen Differenzenquotienten führt sehr schnell zur Instabilität. Speziell die Approximation der nichtlinearen Terme muß sorgfältig vorgenommen werden.

Der Übergang vom Kontinuum zum Gitter bedeutet, daß das Wellenspektrum bei einer gewissen höheren Wellenzahl enden muß; die aller kürzesten Wellen können vom Gitter nicht mehr identifiziert werden. Daher muß auch der spektrale Energieaustausch, der durch die nichtlinearen Terme beschrieben wird, an einer gewissen maximalen Wellenzahl enden. Der dissipative Energiefluß, der von den niedrigen zu den hohen Wellenzahlen geht, wird an dieser Stelle praktisch aufgestaut. Das führt, wenn man keine Vorsorge trifft, nach kurzer Vorhersagezeit zu einer Instabilität der Rechnung, die man auch als nichtlineare Instabilität bezeichnet. Das Problem ist jedoch lösbar entweder

a) durch Einführung künstlicher Reibung (im Reibungsterm oder über Differenzenverfahren mit selektiver Dissipation wie LAX-WENDROFF oder Euler-backward z. B.) oder

b) durch Differenzenapproximation der nichtlinearen Terme derart, daß bei Summation über das Gesamtgebiet sowohl die betrachtete Größe selbst (Geschwindigkeitskomponente, Temperatur usw.) als auch deren Quadrat erhalten bleibt, wenn man von Trunkationsfehlern absieht, die durch die Diskretisierung der Zeit entstehen.

Physikalisch heißt das z. B. in den Bewegungsgleichungen: Auch im diskreten Falle stellen die advektiven Terme keine Quelle kinetischer Energie dar. Man spricht daher auch etwas vereinfachend von energieerhaltenden Differenzenverfahren. Die Erfahrung hat gezeigt, daß damit die nichtlineare Instabilität vermieden wird, wenn auch die Fehler bleiben, die durch das Abschneiden des Wellenspektrums verursacht werden.

Für das vorliegende Modell wurde diese zweite Möglichkeit gewählt, die bei Langzeitrechnungen den Vorteil hat, den statistischen Zustand der Atmosphäre besser zu repräsentieren als die dissipativen Verfahren.

Ein weitergehendes Verfahren, das z. Z. untersucht wird, besteht darin, außer der kinetischen Energie auch die Enstrophy — das Quadrat der Vorticity — zu konservieren. Diese Methode führt zu extrem stabilen Rechnungen, so daß die Diffusionskoeffizienten auf ein physikalisch vertretbares Maß reduziert werden können. Außerdem scheint damit die spektrale Energieverteilung im synoptischen Bereich besser wiedergegeben zu werden als mit den bisher erprobten Verfahren (1).

3. Anfangsfelder

Für das Austesten von Zirkulationsmodellen gibt es 2 Möglichkeiten der Wahl des Anfangszustands:

- a) Es werden analytische Ausdrücke vorgegeben, deren Lösung möglichst bekannt sein sollte.
- b) Es wird eine Vorhersage eines beobachteten Zustands gemacht.

In der jetzigen Phase der Modellentwicklung ist es nur sinnvoll, einen analytischen Anfangszustand zu wählen. Es wurde zunächst eine adiabatische Atmosphäre betrachtet, repräsentiert durch 2 Schichten, mit einer Horizontalauflösung von 5° . Da zudem nur adiabatische Zustandsänderungen zugelassen werden, ist die Modellatmosphäre autobarotrop, abgesehen von Trunkationsfehlern. Vorgegeben wurde das oben erwähnte Anfangsfeld von PHILLIPS (7), und zwar als Geopotential einer Druckfläche, woraus durch Integration der hydrostatischen Beziehung das Bodendruckfeld errechnet wurde. Aus dem Bodendruckfeld und der konstanten potentiellen Temperatur Θ ergeben sich Geopotential Φ und Temperatur T auf den σ -Flächen:

$$T(\sigma) = \Theta \cdot \left(\frac{\pi}{p_0}\right)^\kappa \cdot \sigma^\kappa \quad [1]$$

$$\Phi(\sigma) = \frac{c_p \Theta}{p_0^\kappa} \pi^\kappa \cdot (1 - \sigma^\kappa) \quad [2]$$

π = Bodendruck, $p_0 = 1000$ mb, $\kappa = R/c_p$, R = Gaskonstante.

Der Horizontalwind ist höhenunabhängig und mit dem Geopotential der Druckfläche anfangs balanciert.

4. Testrechnungen

Physikalisch ist das adiabatische 2-Schichten-Modell identisch mit dem oben erwähnten barotropen 1-Schichten-Modell. Abweichungen in den Ergebnissen kommen durch Trunkationsfehler in der thermodynamischen Gleichung zustande sowie durch vertikale Interpolationen, die bei der numerischen Integration der hydrostatischen Beziehung notwendig werden. Tatsächlich sind die Ergebnisse bezüglich der Feldentwicklung praktisch identisch. Sichtbar werden kleinere Unterschiede in den mittleren Größen.

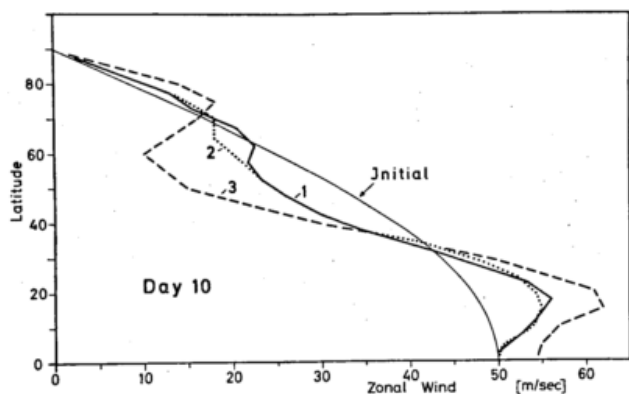


Abb. 2. Profile des zonal gemittelten Windes.
1. 2-Schichten-Modell (vertikal gemittelt)
2. 1-Schichten-Modell nach TIEDTKE (9)
3. 2-Schichten-Modell nach UMSCHIED u. RAO (10)

Abb. 2 zeigt einen Vergleich zwischen dem 2-Schichten-Modell und einem 1-Schichten-Modell nach TIEDTKE (9) sowie UMSCHIED, RAO (10). Die stärkere Abweichung der gestrichelten Kurve erklärt sich aus bekannten systematischen Fehlern, welche das hierbei verwendete Kurihara-Gitter produziert (8).

Abb. 3 zeigt den nahezu parallelen Verlauf der kinetischen Energie in beiden Modellen. Die Gesamtenergie (nicht gezeichnet) bleibt nahezu konstant - Abweichung maximal $10^{-3}\%$. Eine Rechnung mit gröberer Auflösung - 12 Gitterpunkte (GP) pro Welle wird nach etwa 5 Tagen unbrauchbar.

Die untere Hälfte der Abb. 3 zeigt die allmähliche Abweichung vom barotropen Anfangszustand im 2-Schichten-Modell. Nach [1] und [2] scheint es sinnvoll zu sein, T und $\bar{\phi}$ linear in σ^x zu interpolieren (gestrichelt) statt

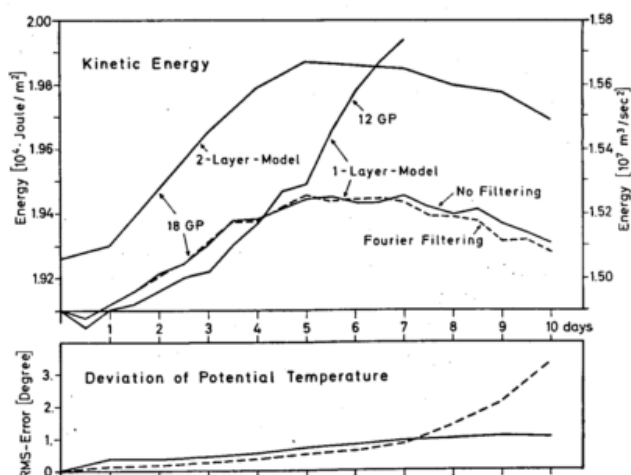


Abb. 3. Oben: Zeitlicher Verlauf der kinetischen Energie für 2-Schichten-Modell (linke Skala) und 1-Schichten-Modell (rechte Skala). GP: Zahl der Gitterpunkte pro Wellenlänge. Unten: Zeitlicher Verlauf der Abweichung der potentiellen Temperatur vom Anfangswert (Root Mean Square Error).

linear in σ (ausgezogen). Tatsächlich wird anfangs die Abweichung von der Barotropie damit kleiner gehalten. Hat sich die Modellatmosphäre jedoch ein gewisses Stück vom barotropen Zustand entfernt, so ist eine weitere lineare Interpolation in σ^x nicht mehr sinnvoll.

Die Abb. 4-6 zeigen jeweils auf einem Quadranten der Hemisphäre die Entwicklung der Wellenzahl 4 im Bodendruckfeld (links unten jeweils der Nordpol): eine fast konstante West-Ost-Verlagerung ohne nennenswerte Amplitudenänderung während der ersten 10 Tage. Die Phasengeschwindigkeit beträgt im Mittel $11.1^\circ/\text{Tag}$ gegenüber $12.2^\circ/\text{Tag}$ der exakten, allerdings divergenzfreien Lösung.

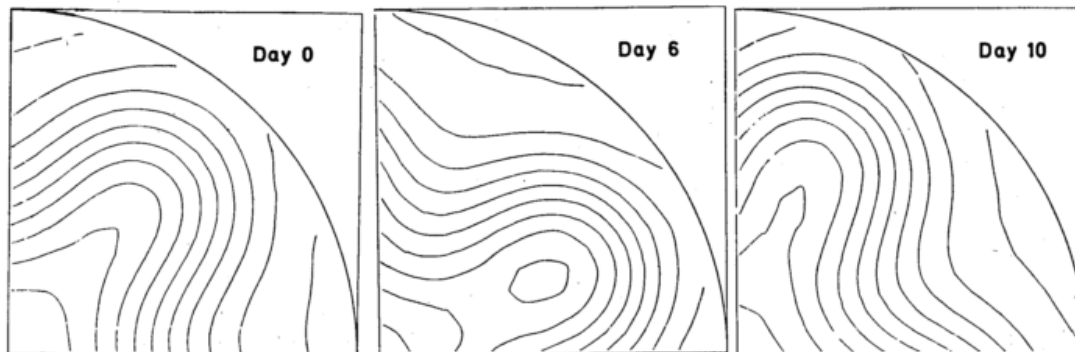
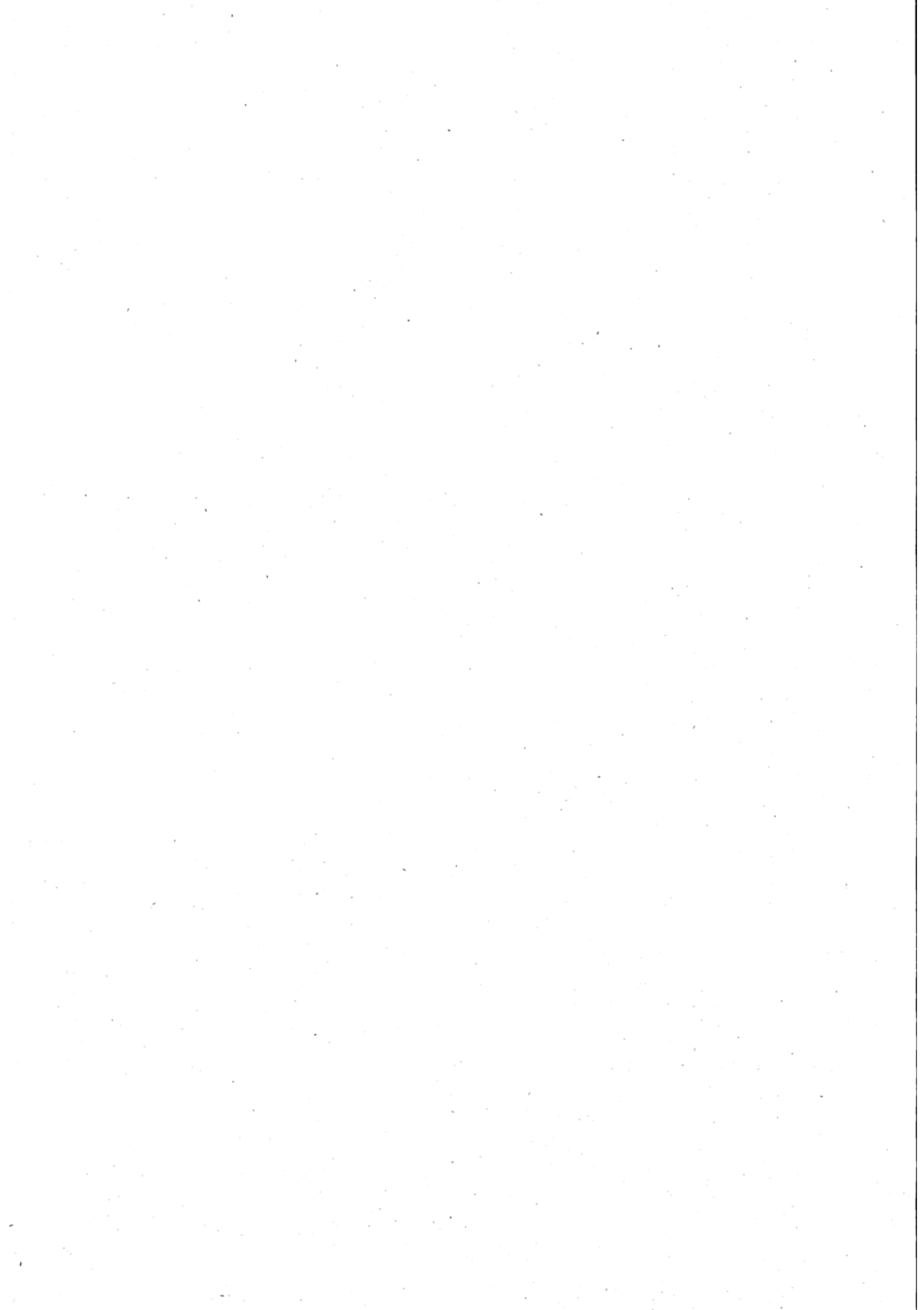


Abb. 4-6. Anfangsfeld des Bodendruckes und zeitliche Entwicklung.

Literatur

- (1) ARAKAWA, A.: Design of the UCLA General Circulation Model. Technical Report No. 7, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles (1972).
- (2) CORBY, G. A.; A. GILCHRIST; R. L. NEWSON: A General Circulation Model of the Atmosphere suitable for Long Period Integrations. Quart. J. Roy. Met. Soc. 98 (1972) S. 809-832.
- (3) DEY, C.: A Note on Global Forecasting with the Kurihara Grid. Monthly Weather Rev. 97 (1969) S. 597-601.
- (4) HOLLOWAY, J. L.; SPELMAN, M.; MANABE, S.: Latitude-Longitude Grid suitable for Numerical Time Integration of a Global Atmospheric Model. Monthly Weather Rev. 101 (1973) S. 69-78.
- (5) KURIHARA, Y.: Numerical Integration of the Primitive Equations on a Spherical Grid. Monthly Weather Rev. 93 (1965) S. 399-415.
- (6) KURIHARA, Y.: Note on Finite Difference Expressions for the Hydrostatic Relation and Pressure Gradient Force. Monthly Weather Rev. 96 (1968) S. 654-656.
- (7) PHILLIPS, N.: Numerical Integration of the Primitive Equations on the Hemisphere. Monthly Weather Rev. 87 (1959) S. 333-345.
- (8) SHUMAN, F.: On certain Truncation Errors associated with Spherical Coordinates. J. appl. Met. 9 (1970) S. 564-570.
- (9) TIEDTKE, M.: Numerische Integration der primitiven Gleichungen auf der Kugel. Beitr. Phys. Atmosph. 45 (1972) S. 43-57.
- (10) UMSCHIED, L.; M. SANKAR-RAO: Further Tests of a Grid System for Global Numerical Prediction. Monthly Weather Rev. 99 (1971) S. 686-690.



Über den Einfluß von Gebirgen auf barokline Vorhersagen

Zusammenfassung

Bei Berücksichtigung des dynamischen Gebirgseinflusses in baroklinen Vorhersagen ergeben sich einige Probleme. Zunächst gelingt keine ausreichende Balancierung der Anfangsfelder; kurzperiodische Gravitationswellen können jedoch durch zeitliche Mittelung über die ersten Vorhersagestunden eliminiert werden. Steile Gebirge erzeugen eine Neigung zu numerischer Instabilität; diese kann durch eine orographieabhängige Erhöhung der Horizontal-diffusion unterdrückt werden. Die Vorhersagen erweisen sich unempfindlich gegen die Wahl der vertikalen Modellkoordinate und den Verstümmelungsfehler im Druckgradienten oder in der unteren Randbedingung. Mit grobmaschigen Gittern können schmale Gebirge wie die Alpen nicht aufgelöst werden und daher kaum Einfluß auf die Vorhersagen gewinnen. Die Einführung der Orographie in das Routine-Modell des Deutschen Wetterdienstes führte dagegen zu erheblich besseren Vorhersagen im Raum der asiatischen Hochgebirge, der Rocky Mountains und bei Grönland.

Abstract

When the dynamical influence of mountains in a baroclinic forecast model is to be considered, some problems arise. At first the usual balancing of the initial fields is insufficient; however, short-periodical gravity waves can be eliminated by time averaging the first forecast hours. Steep mountains favour the development of numerical instability which may be suppressed by an increase of the horizontal diffusion depending on the steepness of the orography. The forecasts prove to be insensible to the choice of the vertical coordinate, to the truncation error of the geopotential gradient and the lower boundary condition. Narrow mountains like the Alps cannot be resolved by coarse grids; hence they will scarcely have an influence on the prediction. However, by installation of the orography in the routine-model of the German Weather Service, considerably better forecasts were obtained in the surroundings of the Asiatic Highland, the Rocky Mountains and Greenland.

1. Einleitung

In dieser Arbeit beschränken wir uns auf die Betrachtung einer trockenen Atmosphäre. Auf den ersten Blick scheint die Berücksichtigung von Gebirgen in baroklinen Vorhersagemodellen ganz einfach zu sein. Es handelt sich dabei nur um die kinematische untere Randbedingung für den Windvektor v :

$$v \cdot n = 0 \quad \text{bei } z = z_*(x, y) \quad [1]$$

Sie besagt, daß die unebene Erdoberfläche z_* für Luft undurchdringlich ist. Dennoch stehen der praktischen Berechnung von Vorhersagen eine Reihe von Schwierigkeiten numerischer Art entgegen, welche in der Beschreibung von Vorhersagemodellen häufig übergangen werden.

2. Die Modell-Orographie

Das erste Problem ergibt sich bereits bei der Darstellung der Gebirge z_* im Modell (Abb. 1). Da aus Gründen des Rechenaufwandes gewöhnlich weitmaschige Gitternetze benutzt werden, kann die Darstellung nur sehr arm an Details sein. Bei der gebräuchlichen Maschenweite von rund 400 km können sich schmalere Gebirge wie z. B. die Alpen leicht zwischen den Maschen verstecken. Um Abhilfe zu schaffen, könnte man nach EGGER (1) solche Gebirge auf die benachbarten Gitter-

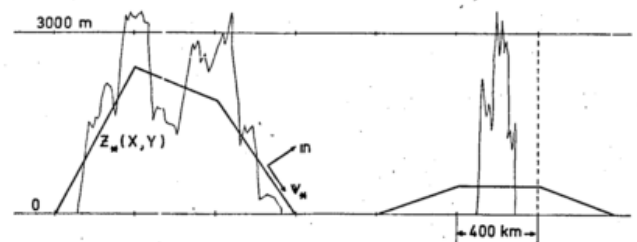


Abb. 1. Wahre Orographie (dünne Linie) und Modell-Orographie z_* (dicke bzw. unterbrochene Linie).

punkte verschieben und dort als senkrechte Mauer modellieren. Wir folgen hier jedoch einer anderen Möglichkeit, die ebenfalls nicht sehr befriedigt: Die Masse der Gebirge wird gleichmäßig auf die zugehörigen Gitterquadrate verteilt. So erhalten die Modell-Alpen eine Höhe von nur einigen hundert Metern. Ihr Einfluß auf die Vorhersagen fällt entsprechend viel zu klein aus. Eine vernünftige Darstellung der Alpen ist nur in wesentlich feineren Gitternetzen möglich. Realistische Ergebnisse können wir mit einem groben Gitternetz nur bei Gebirgen wie Grönland oder den Rocky Mountains erwarten, deren Dimensionen groß im Vergleich zur Maschenweite sind.

3. Die Vertikalkoordinate

Das nächste Problem tritt bei der Wahl der vertikalen Koordinate des Modells auf. Wählt man die geometrische Höhe z oder den Luftdruck p , so werden die unteren Modellflächen von Gebirgen durchlöchert (Abb. 2). Etliche Gitterpunkte liegen unter der Erde. Das ist ein außerordentliches Hindernis für die numerische Rechnung, welches sich jedoch mit einiger Mühe und Sorgfalt überwinden läßt. Ein Beispiel hierfür ist das Zirkulationsmodell von KASAHARA (2).

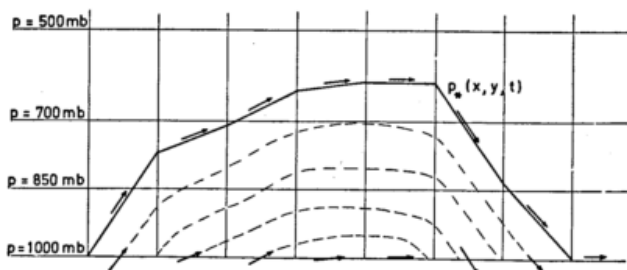


Abb. 2. Gebirge im p -System mit angenäherter Randbedingung [3].

Man kann dieses Hindernis auch durch eine einfache, aber gewagte Annahme umgehen, welche indessen recht brauchbare Ergebnisse liefert: Das Modell führt nicht-existente Luftmassen unter den Bergmassiven bis hinab zum Meeresspiegel oder der 1000-mb-Fläche mit. Diese imaginären Luftmassen tauchen aus dem tieferen Untergrund auf oder verschwinden wieder in ihm mit genau derjenigen Vertikalgeschwindigkeit, welche die kinematische Randbedingung [1] am Berghang erzwingen würde. Die Randbedingung, welche sich auch in der Form

$$w_* = v_* \cdot \nabla z_* \quad [2]$$

für die Vertikalgeschwindigkeit w und die horizontale Windkomponente v schreiben läßt, wird demnach umgedeutet in

$$w_{1000 \text{ mb}} = v_{1000 \text{ mb}} \cdot \nabla z_* \quad [3]$$

Beispiele für diese Randbedingung sind das britische und das schwedische Vorhersagemodell (3, 4), sowie die jüngste Modellversion des Deutschen Wetterdienstes.

Korrekt und zugleich einfacher läßt sich die untere Randbedingung behandeln, wenn man die Größe $\sigma = \frac{p}{p_*}$ als Vertikalkoordinate benutzt (Abb. 3). Hier bedeutet p_* den unreduzierten Luftdruck am Modell-Erdboden. Dieser fällt mit der Fläche $\sigma = 1$ zusammen. Die Undurchdringlichkeit des Erdbodens ist gleichbedeutend mit der sehr einfachen Randbedingung $\dot{\sigma} = 0$.

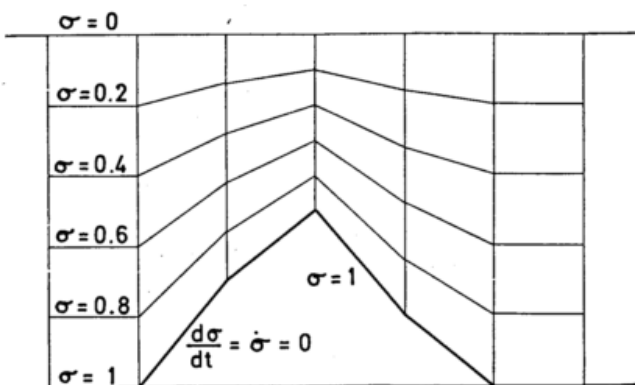


Abb. 3. Gebirge im σ -System.

Leider hat dieses dem Gebirge so gut angepaßte System auch seine Nachteile. So müssen alle Anfangsanalysen vom p - ins σ -System interpoliert werden. Die fertigen Vorhersagen sind wieder ins p -System umzurechnen. Dabei entstehen unvermeidliche Interpolationsfehler. Die Kontinuitätsgleichung, im p -System ein einfacher zeitfreier Ausdruck

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\nabla \cdot v \quad [4]$$

wird im σ -System komplizierter und zeitabhängig:

$$\frac{\partial p_*}{\partial t} = - \int_0^1 \nabla \cdot (p_* v) d\sigma \quad [5]$$

Der horizontale Geopotentialgradient spaltet sich im σ -System in zwei Terme auf:

$$\nabla \Phi |_{p = \text{const}} = \nabla \Phi |_{\sigma = \text{const}} - \frac{\sigma}{p_*} \frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} \nabla p_* \quad [6]$$

Hierdurch erhöht sich der Aufwand für numerische Rechnungen merklich.

4. Die Approximation des Geopotentialgradienten

Den Geopotentialgradienten kann man auf sehr unterschiedliche Weise in Differenzenform annähern, indem man etwa mittels der hydrostatischen Gleichung die potentielle Temperatur ϑ in die Beziehung [6] einführt. Einige Beispiele für die x -Komponente des letzten Terms von [6] in gebräuchlicher Differenzenschreibweise sollen die Fülle der Möglichkeiten andeuten:

$-\frac{\sigma}{p_*} \frac{\partial \vartheta}{\partial x} \frac{\partial p_*}{\partial \sigma} \delta_x p_* \quad [7a]$	$c_p \bar{\vartheta}^x \delta_x \left(\frac{\sigma p_*}{p_o} \right) R/c_p \quad [7d]$
$\frac{R \bar{\vartheta}^x}{p_*} \left(\frac{\sigma p_*}{p_o} \right) R/c_p \delta_x p_* \quad [7b]$	$\frac{R \bar{\vartheta}^x}{p_*} \left(\frac{\sigma p_*}{p_o} \right) R/c_p \delta_x p_* \quad [7e]$
$\frac{R \bar{\vartheta}}{p_*} \left(\frac{\sigma p_*}{p_o} \right) R/c_p \delta_x p_* \quad [7c]$	$\frac{1}{\Delta x} \left[\frac{R \bar{\vartheta}}{p_*} \left(\frac{\sigma p_*}{p_o} \right) R/c_p dp_* \right] \quad [7f]$

Glücklicherweise wirken sich solche Unterschiede in der Approximation hauptsächlich auf die uninteressanten Gravitationswellen aus, welche (vgl. Abschnitt 5) weggefiltert werden. Die Vorhersage des synoptischen Trends erweist sich als erfreulich unempfindlich, was durch einige Experimente in einem Kanal belegt werden soll (Abb. 4). Der Kanal ist im Norden und Süden durch feste Wände begrenzt, in der x -Richtung periodisch geschlossen, und zwischen den Wänden erstreckt sich ein idealisierter, meridionaler Gebirgskamm von rund 3400 m Höhe. Das Modell besitzt 8 Flächen, ist adiabatisch und benutzt das σ -System. Aus einer anfangs ungestörten zonalen baroklinen Strömung entwickeln sich Störungen, hier am Beispiel des Geopotentials in 700 mb nach 96 Stunden dargestellt. Die beiden Vorhersagen – oben mit Näherung [7f], unten mit Näherung [7b] – zeigen nur im Bereich des Gebirgskammes geringfügige Abweichungen; sonst sind sie praktisch gleich.

Bei Gebrauch des p -Systems mit der unkorrekten unteren Randbedingung [3] erhält man ebenfalls sehr ähnliche Ergebnisse, spart jedoch einige Rechenzeit ein. Allein aus diesem Grund ist das Routine-Modell des Deutschen Wetterdienstes am 1. 1. 1974 vom σ -System auf das p -System umgestellt worden. Die so gewonnene Rechenzeit wird benötigt, um ein anderes Problem, die Anfangsbilanzierung, besser als bisher zu lösen.

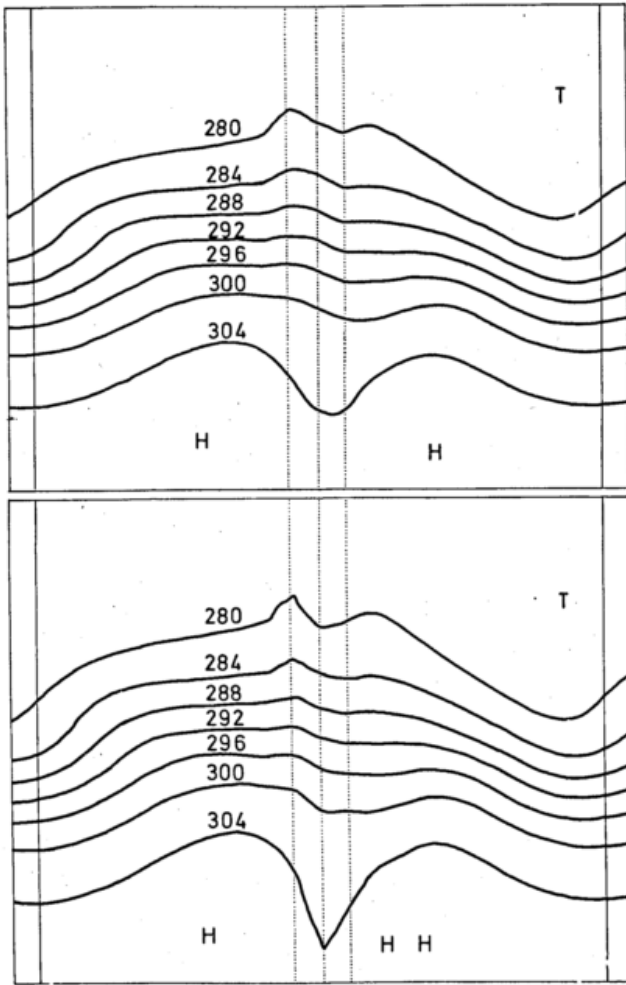


Abb. 4. Kanal-Experiment mit 8-Flächen-Modell, σ -System und meridionalen Gebirge. 96-h-Vorhersage des 700-mb-Geopotentials. Approximation des Geopotentialgradienten oben nach [7f], unten nach [7b].

5. Die Anfangsbalancierung

Aus dem analysierten Druck- oder Geopotentialfeld muß ein zugehöriges Windfeld so bestimmt werden, daß die damit berechneten Vorhersagen möglichst frei von störenden Gravitationswellen sind. Gäbe es keine Gebirge, so würde die Lösung der bekannten Balancegleichung im p -System für die Stromfunktion Ψ eines divergenzfreien Anfangswindes ausreichen:

$$2(\Psi_{xx}\Psi_{yy} - \Psi_{xy}^2) + \nabla \cdot (f \nabla \Psi) = \nabla^2 \Phi \quad [8]$$

Wie ungenügend die Balancegleichung [8] jedoch ihre Aufgabe bei Anwesenheit von Gebirgen löst, zeigt ein weiteres Kanalexperiment mit meridionalen Gebirgskamm (Abb. 5, links). Aus einer anfangs geradlinigen, ungestörten Zonalströmung haben sich nach 12 Stunden kräftige Gravitationswellen entwickelt. Sie eilen mit einer Geschwindigkeit von rund 300 m/sec sowohl mit der Strömung als auch gegen die Strömung vom Gebirge weg. Im Geopotentialfeld (oben) machen sie sich sehr störend bemerkbar, und in der Vertikalgeschwindigkeit ω (unten) zeigen sie entsprechende, zeitlich sehr rasch veränderliche meridionale Strukturen, die das synoptische Geschehen überdecken und verfälschen.

Man könnte dieses Übel mildern, indem man bessere, wesentlich kompliziertere Balancebeziehungen löst. Der Rechenaufwand hierfür wäre aber enorm oder der Erfolg nur partiell (5). Es hat sich jedoch als sehr vorteilhaft erwiesen, diese „Krankheit“ durch eine ganz einfache Radikalkur zu heilen: Ohne Rücksicht auf die Gravitationswellen werden die Modellgleichungen zu-

nächst über einige Stunden integriert. Gleichzeitig wird für jede prognostische Variable an jedem Gitterpunkt ihr zeitlicher Mittelwert berechnet. Dabei genügt es sogar, die Werte von jedem zweiten oder dritten Zeitschritt aufzusummieren. Mit dem zeitlichen Mittelwert als neuem Anfangsfeld wird dann die Integration fortgesetzt (Abb. 6). Die Methode zielt darauf, alle kurzperiodischen Schwingungen einfach wegzumitteln. Zwei hintereinandergeschaltete Mittelungsperioden von 6 bzw. 4 Stunden Dauer haben sich praktisch bewährt. Wie ausgezeichnet dieses ursprünglich am barotropen Modell entwickelte Verfahren (5, 6) auch im baroklinen Fall funktioniert, ist am gleichen Beispiel (Abb. 5, rechts) zu sehen. Die störenden Wellen im Geopotential und der Vertikalgeschwindigkeit sind praktisch verschwunden. Es bleibt nur eine orographiebedingte synoptische Störung übrig.

6. Numerische Instabilität

Ein weiteres Problem ergibt sich aus der Neigung des Modells, numerisch instabil zu werden, wenn eine starke Strömung auf ein „steiles“ Gebirge trifft. Ein Beispiel hierfür (Abb. 7, oben) ist die 7-Tagevorhersage der Temperatur in 950 mb nach einer heftigen baroklinen Entwicklung in der Umgebung eines napfkuchenförmigen, kreisrunden, 3400 m hohen Berges. Bereits ganz ohne Gebirge würde sich kurzwellige Instabilität entwickeln, wenn sie nicht durch einen kleinen, glättend wirkenden Horizontaldiffusionsterm unterdrückt würde. Offensichtlich reicht die Glättung in der Nachbarschaft des Berges nicht aus.

Um nicht an dieser Instabilität zu scheitern, war es bisher allgemein üblich, die Modell-Orographie zusätzlich zu glätten und so ihre zu große Steilheit zu beseitigen. Dies ist gewiß nicht die beste Lösung des Problems, da die Modell-Orographie ohnehin sehr arm an Details ist.

Vernünftiger scheint es zu sein, an Stelle der Orographie lieber die atmosphärischen Felder zu glätten. Dies kann durch einen kräftigen Zuschlag zum Diffusionskoeffizienten, z. B. proportional zur Steilheit der Gebirge geschehen. So läßt sich die numerische Unruhe der Felder weitgehend beseitigen (Abb. 7, unten).

Übrigens sind die Horizontaldiffusionsterme in den Modellgleichungen ziemlich klein und langsam veränderlich. Man erhält daher praktisch das gleiche Ergebnis, wenn man sie nur zu jedem dritten oder fünften Zeitschritt berechnet und dafür dann mit dem Faktor 3 oder 5 multipliziert. Auf diese Weise kann einige Rechenzeit eingespart werden.

7. Der Einfluß der Richtung von Gebirgskämmen

Einige Experimente in einem periodischen Kanal sollen nun zeigen, wie verschieden sich eine idealisierte Wetterlage je nach der Richtung von Gebirgskämmen entwickeln kann. Das Anfangsfeld des Bodendruckes (Abb. 8) besteht aus einem Hoch und einem Tief, getrennt durch gradientenschwache Gebiete. Bei anfangs geradlinigen Isothermen herrschen starke Temperaturgegensätze zwischen Norden und Süden, woraus sich eine kräftige zonale Höhenströmung ergibt.

Für Experimente ohne Gebirge (Abb. 9), mit 3400 m hohem meridionalen Gebirgswall (Abb. 10) und eben so hohem zonalen Gebirgswall über die halbe Länge des Kanals (Abb. 11) ist die Entwicklung des Bodendruckes nach 24, 48, 72 Stunden (von oben nach unten) dargestellt. Schon nach einem einzigen Tag ergeben sich ganz erhebliche Unterschiede in der Entwicklung, welche ständig weiter zunehmen. Nach 5 bis 7 Tagen sind kaum noch Ähnlichkeiten zwischen den drei verschiedenen Vorhersagen zu erkennen.

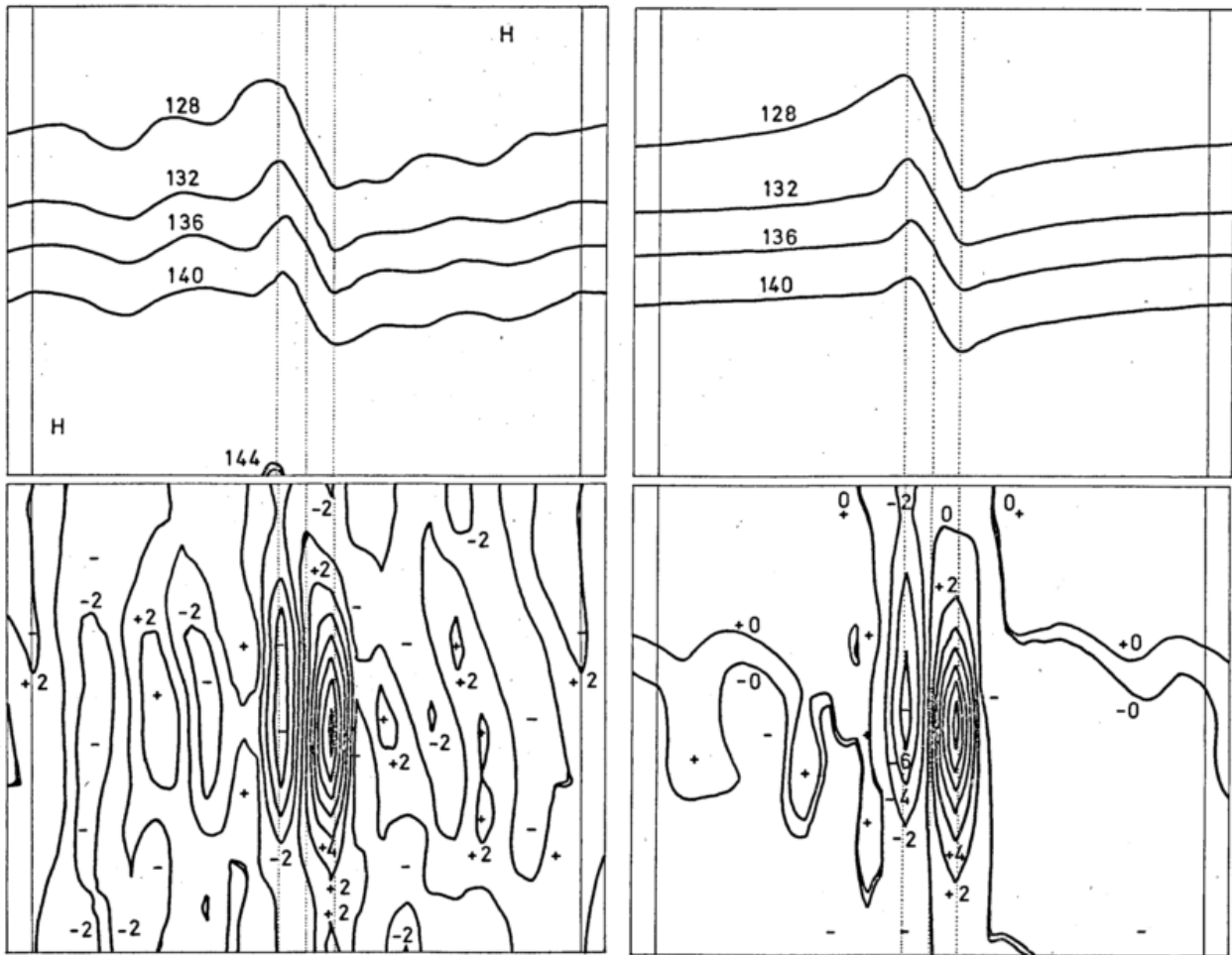


Abb. 5. Kanal-Experiment mit meridionalen Gebirge und anfangs ungestörter Zonalströmung, 12-h-Vorhersagen des 850-mb-Geopotentials (oben) und der Vertikalgeschwindigkeit im Niveau $\sigma = 0.95$ (unten). Links wurde nur mit Hilfe von [8] balanciert, rechts zusätzlich über 2 Perioden von 6 und 4 Stunden zeitlich gemittelt.

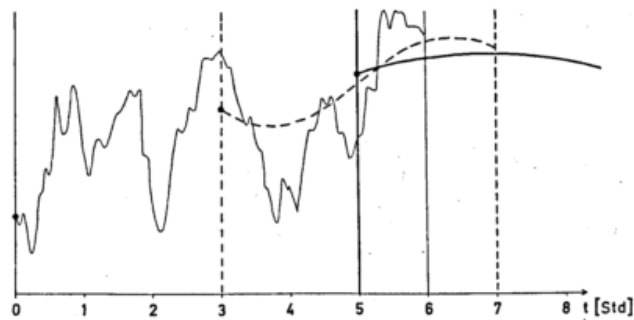


Abb. 6. Zur Elimination kurzperiodischer Gravitationswellen durch zeitliche Mittelungen.

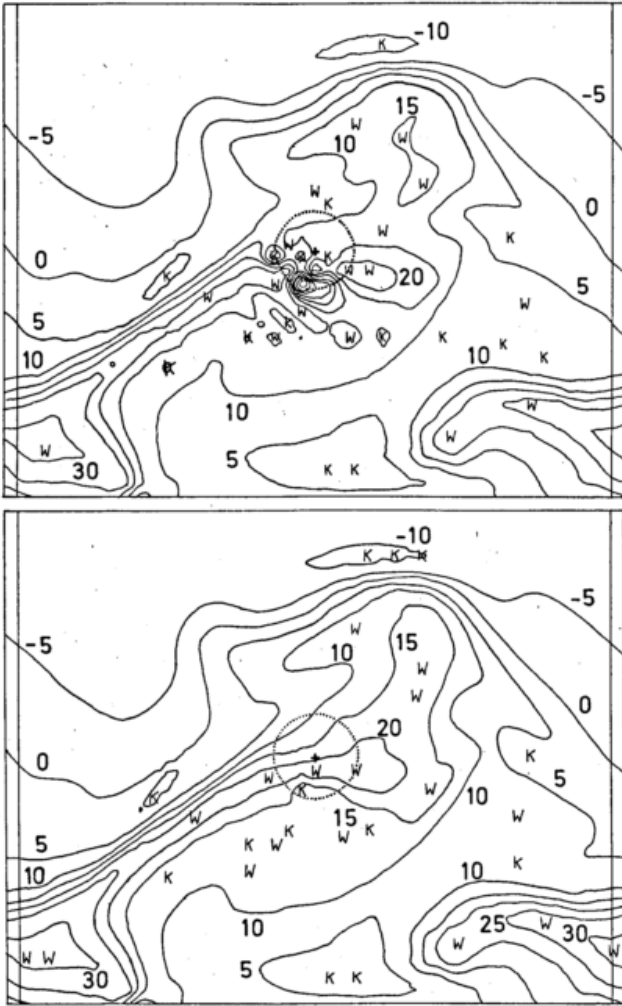


Abb. 7. Kanalexperiment mit 8-Flächen-Modell, σ -System und steilem, kreisrunden Berg. 7-Tage-Vorhersage der 950-mb-Temperatur. Horizontaldiffusion oben konstant, unten mit Zuschlag proportional zur Steilheit der Orographie.

Aus dem sehr umfangreichen Material, welches hier nicht gezeigt werden kann, lassen sich folgende allgemeine Aussagen ableiten: Wird ein Gebirge angeströmt, so baut sich vor und über ihm durch Stau ein stationärer Hochdruckkeil oder eine Antizyklone auf. Im Lee bildet sich ein Trog oder eine Zyklone, welche je nach den Verhältnissen liegen bleibt oder mit der Strömung abwandert, vgl. hierzu (7, 8). An meridionalen Gebirgen entwickeln sich bevorzugt meridionale Zirkulationsformen und an zonalen Gebirgen zonale Formen. Wandert eine Zyklone auf ein hinreichend mächtiges Gebirge zu, so wird sie auf der Nordhalbkugel nach links abgelenkt, aufgefüllt und kann das Gebirge nicht überqueren. Dafür bildet sich oft gleichzeitig jenseits des Gebirges im Lee eine neue Zyklone.

8. Beispiel einer aktuellen Wetterlage

Wir wollen die neue Version des 6-Flächen-Routine-Modells des Deutschen Wetterdienstes (im p -System, mit Orographie) mit der vorhergehenden Version (im σ -System, ohne Orographie) vergleichen. Während der Testphase im Spätherbst 1973 wurden 10 zufällig ausgewählte Wetterlagen parallel gerechnet. Ein besonders eindrucksvolles Beispiel entwickelte sich aus der Anfangssituation vom 14. Dezember 1973, 00 z (Abb. 12). Sie ist gekennzeichnet durch eine lebhaft nördliche Strömung, die gerade im Begriff ist, auf die Alpen zu treffen. Besondere Aufmerksamkeit richten wir auf die Zyklone zwischen Labrador und Südgrönland. Die tatsächliche Wetterentwicklung nach 24 Stunden (Abb. 13)

zeigt einen Stau-Hochkeil über Süddeutschland und den Alpen, sowie ein kleines Lee-Tief bei Genua. Das Tief vor Südgrönland hat sich in zwei Teile aufgespalten; der eine ist nach Nordwestgrönland, der andere in das Seegebiet südwestlich von Island gezogen. Die alte Modellversion ohne Orographie (Abb. 14) bringt diese Aufspaltung nicht zustande; sie liefert einen einzigen länglichen Tiefkern etwa quer über Südgrönland hinweg bis zum A-Schiff. Vom Alpenkeil und vom Genua-Tief ist nicht die geringste Spur nachweisbar. In der neuen Version mit Berücksichtigung der Gebirge (Abb. 15) ist der Alpen-Hochkeil als ganz minimale Isobarenkrümmung gerade eben noch zu erkennen. Doch die Aufspaltung des Grönland-Tiefs in zwei Teile wird von dem Modell mit Orographie erstaunlich schön wiedergegeben.

9. Prognosenprüfung

Die Qualität der aktuellen Vorhersagen wurde vom Prognosenprüfprogramm berechnet. In der Tab. S. 114 sind die Mittelwerte für die 10 ausgewählten Fälle dargestellt. Das Gebiet der Prüfung entspricht dem Ausschnitt der Europa-Atlantik-Faksimilekarten. Es bedeutet R den Korrelationskoeffizienten der Bodendruck- bzw. Höhenänderung; RT ist die Korrelation der Temperaturänderung. Q und QT sind die mittleren quadratischen Fehler in Millibar bzw. Dekametern und Grad Celsius. C ist der Fehler des geostrophischen Windvektors in Knoten, und C/A bedeutet den relativen Windfehler. Alle diese Spalten beziehen sich auf die Vorhersagen ohne Orographie. Die Spalten ΔR , ΔRT , ΔQ , ΔQT , ΔC , $\Delta C/A$ zeigen dagegen die entsprechenden Änderungen bei Berücksichtigung der Gebirge. Diese Änderungen sind bei den Bodendruckvorhersagen am stärksten und bedeuten ganz ansehnliche Verbesserungen. Noch größer sind die Verbesserungen für die hier nicht gezeigten Kartenausschnitte mit Amerika und Asien, wo sich die größten Hochländer befinden. Allerdings waren dort die Vorhersagen bisher von geringerer Qualität. Die Verbesserungen nehmen nach oben ziemlich gleichmäßig ab und sind im 500-mbar-Niveau nur noch rund halb so groß.

Die Temperaturvorhersagen werden durch die Gebirge im gegenwärtigen trockenen Modell nur unwesentlich modifiziert. Dennoch zeigen diese wenigen Beispiele, wie entscheidend der Einfluß der Gebirge auf die Entwicklung und Verlagerung von Tiefs und Hochs schon in einer trockenen Atmosphäre ist. Dies wird in noch viel höherem Maße für eine feuchte Atmosphäre gelten, welche in dem nächsten, für die Zukunft geplanten Modell behandelt werden soll.

Literatur

- (1) EGGER, J.: On the simulation of subgrid orographic effects in numerical forecasting. *J. atm. Sci.* 27 (1970) Nr. 6, S. 896-902.
- (2) KASAHARA, A.; WASHINGTON, W. M.: Thermal and dynamical effects of orography on the general circulation of the atmosphere. *Proc. WMO/IUGG Sympos. Numer. Weather Prediction Tokyo (1968)* S. IV 47-56.
- (3) BENWELL, G. R. R.; GADD, A. J.; KEERS, J. F.; TIMPSON, M. S.; WHITE, P. W.: The Bushby-Timpson 10-level model on a fine mesh. *Scientific Paper No. 32, London: Meteorological Office 1971.*
- (4) BENGTSSON, L.; MOEN, L.: An operational system for numerical weather prediction. *Proc. 5th Conf. Synopt. Meteor., WMO (1971)* S. 65-88.
- (5) EDELMANN, W.: Initial balancing and damping of gravitational oscillations for forecast models including the orography. *Beitr. Phys. Atmosph. 45 (1972)* S. 94-120.

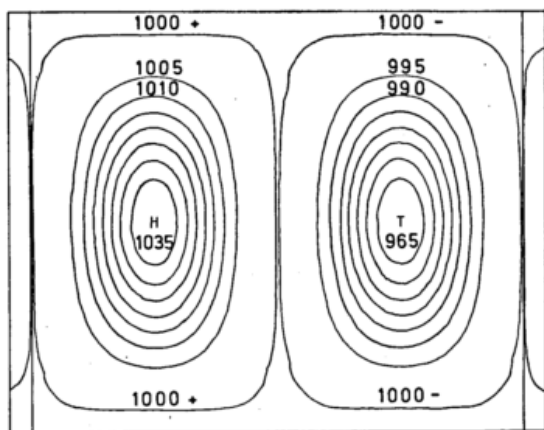


Abb. 8. Anfangsfeld des reduzierten Bodendruckes für die Kanalexperimente (Abb. 9, 10, 11) mit verschiedenen Orographien.

- (6) EDELMANN, W.: Zur Behandlung der Orographie in numerischen Vorhersagemodellen. Ann. Meteor. (N. F.) No. 5 (1971) S. 45-51.
- (7) EDELMANN, W.: An analytical solution for stationary barotropic flow crossing a meridional mountain barrier. Beitr. Phys. Atmosph. 45 (1972) S. 87-93.
- (8) EDELMANN, W.: Numerical experiments with a barotropic current across mountains. Beitr. Phys. Atmosph. 45 (1972), S. 196-229.

Anschrift:

Dr. W. EDELMANN, Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, 6050 Offenbach (M.), Frankfurter Straße 135.

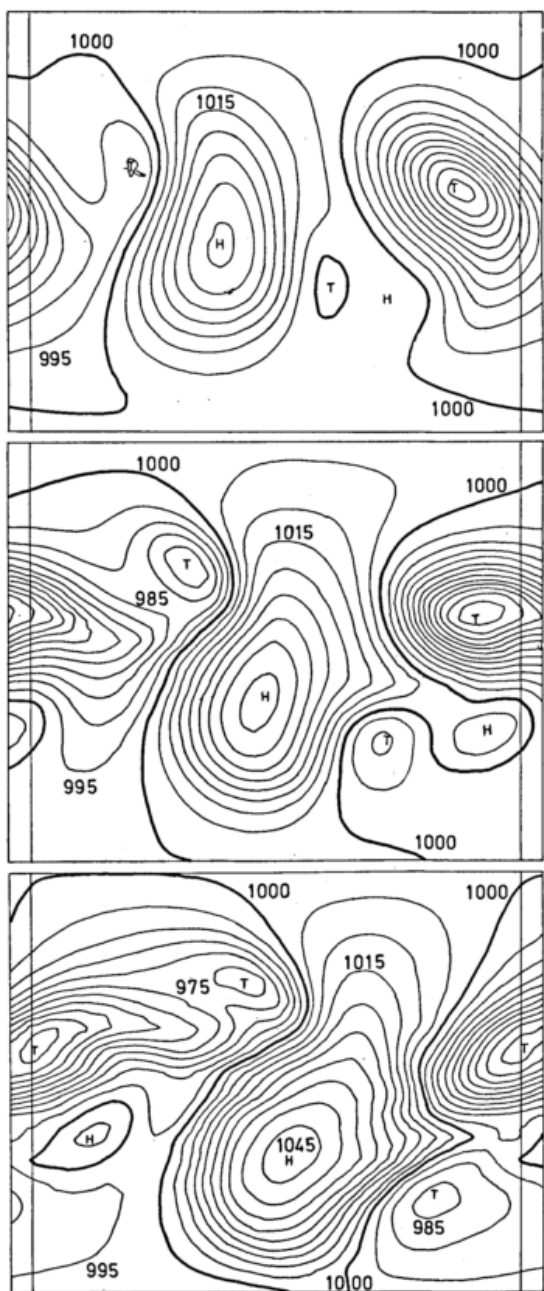


Abb. 9. Vorhersagen des reduzierten Bodendruckes (von oben nach unten für 24, 48, 72 Stunden) ohne Gebirge.

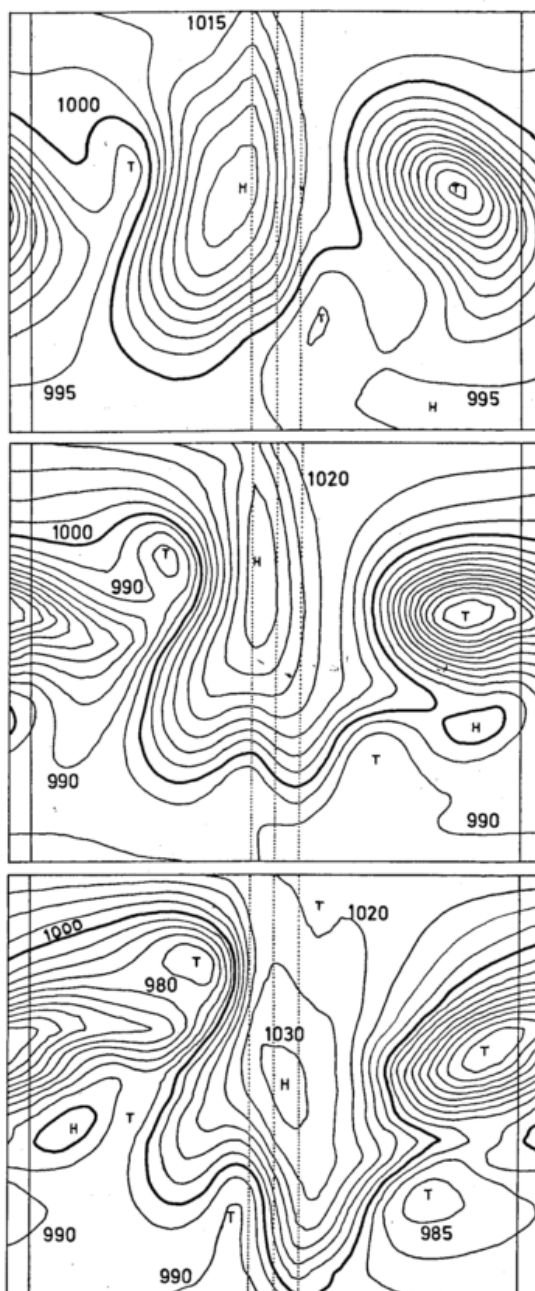


Abb. 10. Wie Abb. 9, aber mit meridionalem Gebirgskamm.

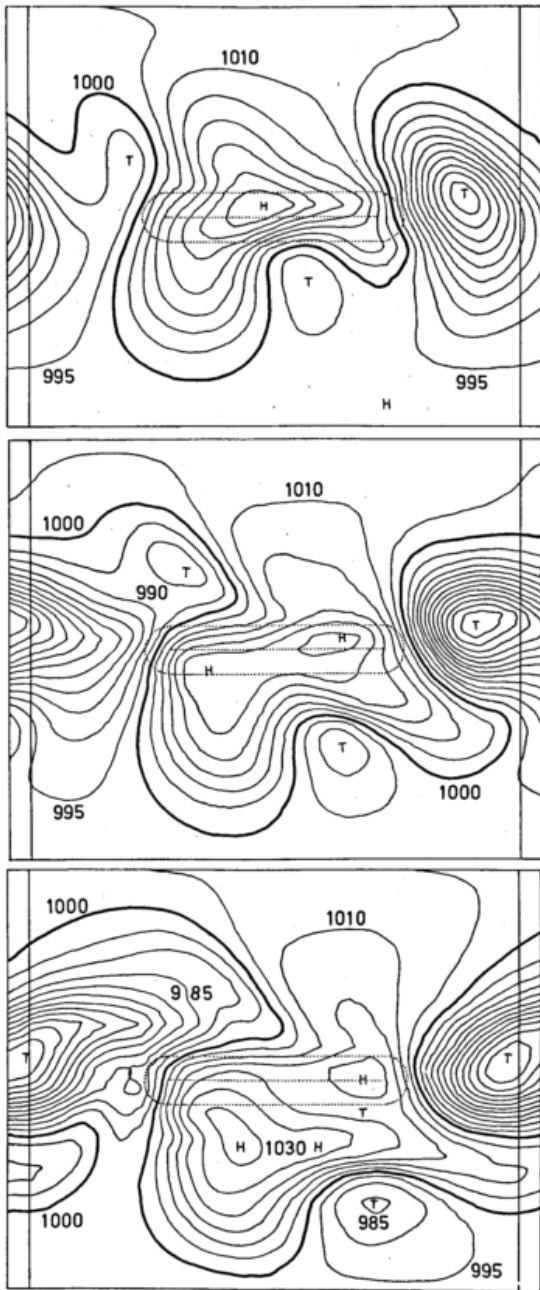


Abb. 11. Wie Abb 9, aber mit zonalem Gebirgskamm.

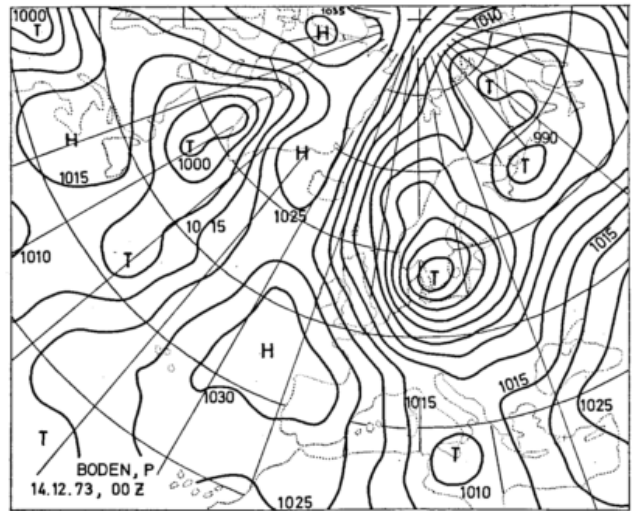


Abb. 12. Bodendruck-Analyse vom 14. Dez. 1973, 00 z.

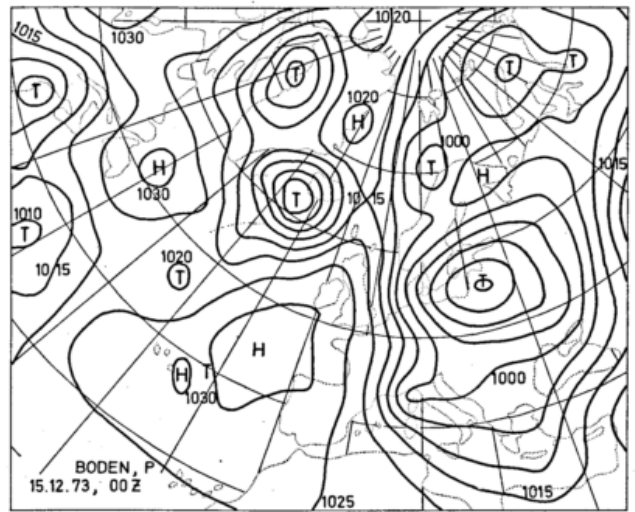


Abb. 13. Bodendruck-Analyse vom 15. Dez. 1973, 00 z.

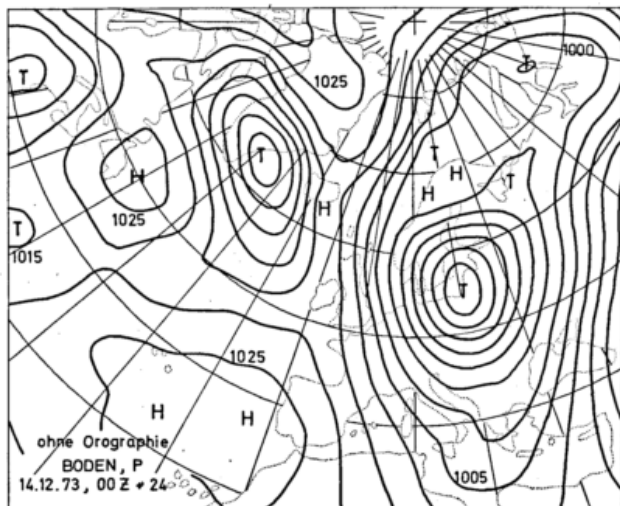


Abb. 14. 24-h-Vorhersage des Bodendruckes vom 14. zum 15. Dez. 1973, 00 z mit 6-Flächen-Modell, σ -System, ohne Orographie.

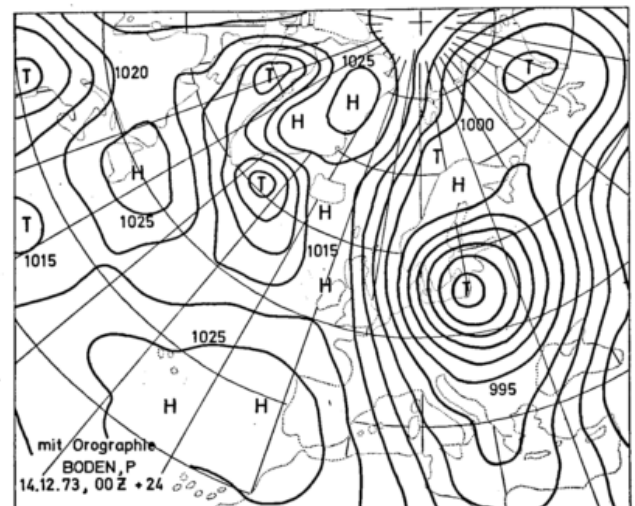


Abb. 15. 24-h-Vorhersage des Bodendruckes vom 14. zum 15. Dez. 1973, 00 z mit 6-Flächen-Modell, p -System, mit Orographie.

Tab. Mittelwerte der Prognosenprüfung für 10 barokline Vorhersagen. Gebiet Europa - Atlantik. Jeweils linke Spalten: ohne Orographie, rechte Spalten: Änderung bei Berücksichtigung der Orographie.

	R	ΔR	Q	ΔQ	C	ΔC	$\frac{C}{A}$	$\Delta \frac{A}{C}$	RT	ΔRT	QT	ΔQT
24-h-Vorhersagen												
NN	0.783	+0.049	4.56	-0.54	11.76	-0.67	0.616	-0.035	-	-	-	-
850	0.768	+0.046	3.35	-0.38	10.39	-0.58	0.553	-0.030	0.755	+0.009	2.51	-0.05
700	0.789	+0.038	3.30	-0.34	10.23	-0.47	0.445	-0.020	0.818	-0.001	2.20	+0.02
500	0.834	+0.022	3.97	-0.29	12.59	-0.40	0.363	-0.013	0.821	+0.008	2.15	-0.04
300	0.851	+0.013	4.95	-0.25	16.28	-0.34	0.323	-0.006	0.695	+0.016	1.83	-0.04
200	0.816	+0.015	4.97	-0.23	16.02	-0.25	0.303	-0.004	0.801	-0.001	2.22	-0.02
100	0.634	+0.009	5.35	-0.08	16.97	-0.22	0.390	-0.003	0.589	+0.008	2.50	-0.07
48-h-Vorhersagen												
NN	0.736	+0.058	7.05	-0.91	15.55	-0.86	0.821	-0.049	-	-	-	-
850	0.723	+0.047	5.34	-0.61	13.77	-0.62	0.737	-0.036	0.788	+0.010	2.90	-0.08
700	0.748	+0.040	5.48	-0.58	13.77	-0.56	0.596	-0.024	0.791	+0.004	3.03	+0.01
500	0.787	+0.022	6.71	-0.47	17.42	-0.50	0.502	-0.015	0.766	+0.011	3.02	-0.06
300	0.787	+0.016	8.59	-0.41	23.70	-0.47	0.468	-0.007	0.635	+0.018	2.52	-0.06
200	0.751	+0.018	8.70	-0.38	24.09	-0.41	0.448	-0.006	0.771	-0.003	2.86	+0.02
100	0.636	+0.009	7.99	+0.12	21.12	-0.29	0.477	-0.007	0.571	+0.007	3.46	-0.08

Über den Einfluß von bodennahen Impuls- und Wärmeflüssen auf barokline Entwicklungen

Zusammenfassung

Als untere Grenzfläche eines numerischen Modells wird eine Meeresoberfläche mit nur von der Nord-Süd Koordinate abhängiger, zeitlich konstanter Temperatur vorgeschrieben. Die Rauheitslänge z_0 ist variabel und errechnet sich aus der Schubspannungsgeschwindigkeit. Die turbulenten Flüsse von Impuls und sensibler Wärme werden mit Hilfe von Widerstandsgesetzen parameterisiert, in denen der Einfluß der Baroklinität z. Z. noch vernachlässigt wird. Die Flüsse sensibler Wärme schwächen durch den schnellen Abbau zonaler Temperaturunterschiede die Entwicklung sehr stark. In der Natur kann dieser Effekt durch das Freiwerden latenter Wärme im Bereich von Warmluftvorstößen kompensiert werden.

Abstract

A sea surface is assumed as the lower boundary of a numerical model. The water temperature depends on the north to south coordinate only and is constant in time. The variable roughness length z_0 is computed from the friction velocity. The turbulent fluxes of momentum and sensible heat are parameterized by means of resistance-laws, in which the influence of baroclinicity is not yet included. The wave development is weakened remarkably due to the action of the fluxes of sensible heat which cause a rapid reduction of the zonal temperature contrasts. In the real atmosphere this effect may be compensated by the release of latent heat in the warm-sector region.

1. Einleitung und Beschreibung der Parameterisierungen

In numerischen Modellen, die eine Wettervorhersage nur über einen Zeitraum von zwei bis drei Tagen liefern sollen, kann man subskalige Prozesse, wie z. B. Flüsse am Boden und Konvektion, entweder ganz vernachlässigen oder nur in einfachster Art berücksichtigen. In Modellen zur mittelfristigen Wettervorhersage oder zur Simulation der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation dagegen müssen diese Effekte in einer qualitativ und quantitativ befriedigenden Weise parameterisiert werden. Über längere Zeiträume hinweg sind es ja gerade diese Prozesse zusammen mit der Strahlung und der Kondensation, die ganz entscheidend den Wetterablauf beeinflussen und die Zirkulation aufrecht erhalten.

In dieser Arbeit soll gezeigt werden, wie die Einführung von Impuls- und Wärmeflüssen am Erdboden in die Entwicklungen in einem baroklinen Modell eingreift.

Als numerisches Modell wird ein zwischen zwei Breitenkreisen eingespannter Bereich der Atmosphäre mit zyklischen Randbedingungen in West-Ost-Richtung auf der β -Ebene benutzt. Vertikal ist dieses Kanalmodell in fünf Schichten unterteilt, die im σ -System ($\sigma = p/p_B$, $p_B =$ unreduzierter Bodendruck) gleiche Mächtigkeit haben. Die unterste Rechenfläche des Modells - hier werden Geopotential, Temperatur und horizontale Windgeschwindigkeit vorhergesagt (Feuchte wird nicht berücksichtigt) - liegt in etwa 850 m Höhe. Das Modell liefert außerdem den Bodendruck, damit ist der geostrophische Wind am Boden bekannt. Bei dieser Anordnung der Variablen besteht natürlich keine Wahl zwischen den beiden Methoden der Grenzschichtbe-

handlung: a) Modellierung der Grenzschicht durch Auflösung in mehrere Schichten, b) Parameterisierung der gesamten Grenzschicht. Es muß Methode b) verwendet werden. Als wesentliche Vereinfachung soll dabei angenommen werden, daß die Obergrenze der Grenzschicht ständig durch die unterste Rechenfläche des numerischen Modells gegeben ist.

Für die Parameterisierung der Impuls- und Wärmeflüsse am Boden stehen also zur Verfügung: Die Temperatur und der aktuelle Wind an der Obergrenze sowie der geostrophische Wind an der Ober- und Untergrenze der Grenzschicht. Am Erdboden müssen die Temperatur und ein Maß für seine Rauigkeit vorgeschrieben werden oder sich aus den Parameterisierungen errechnen lassen. Geht man davon aus, daß die Vorgänge im numerischen Modell als quasi stationär und homogen angesehen werden dürfen, dann können die Flüsse am Boden durch Widerstandsgesetze berechnet werden. Diese Gesetze wurden für eine diabatische, barokline Grenzschicht von YORDANOV und WIPPERMANN (7) sowie von HINKELMANN (4) abgeleitet. Vernachlässigt man im ersten Schritt zur Grenzschichtparameterisierung die Baroklinität, dann lauten die Widerstandsgesetze für Impuls und Wärme

$$\ln(Ro C_D) - M_m(\mu) = [\kappa^2 / C_D^2 - N^2(\mu)]^{1/2}$$

$$N(\mu) = \kappa \sin(|a_0|) / C_D \quad [1]$$

$$\ln(Ro C_D) - M_h(\mu) = (k_h/k_m) / C_\theta$$

Die einzelnen Größen haben folgende Bedeutung:

$Ro = |v_g| / (fz_0)$ Rossby Zahl

$C_D = u_* / |v_g|$ geostrophischer Widerstandskoeffizient
 $C_\theta = \Theta_* / \Delta \theta$ thermischer Widerstandskoeffizient
 $\mu = \kappa^2 g \Theta_* / (f \tilde{\theta} u_*)$ interner Stabilitätsparameter

u_* und Θ_* sind durch die Bodenschubspannung $\vec{\tau}_0$ und den Fluß sensibler Wärme am Boden q_0 definiert:

$$u_*^2 = |\vec{\tau}_0| / \rho$$

$$\Theta_* = -q_0 / (c_p \rho \kappa u_*)$$

α_0 ist der Winkel zwischen dem geostrophischen Wind v_g und der Bodenschubspannung, $\Delta \theta$ die Differenz zwischen der potentiellen Temperatur an der Obergrenze und der an der Untergrenze der Grenzschicht und $\tilde{\theta}$ ein Mittelwert der potentiellen Temperatur in der Grenzschicht; k_h und k_m sind die turbulenten Diffusionskoeffizienten für Wärme und Impuls. Weiter bedeutet f den Coriolisparameter, z_0 die Rauigkeitslänge und $\kappa = 0.4$ die Kármán-Konstante.

Für die universellen Funktionen $M_m(\mu)$ und $N(\mu)$ wurden von WIPPERMANN (5) folgende empirische Formeln angegeben:

$$M_m(\mu) = 3.67 - 2.77 e^{\mu/20}$$

$$N(\mu) = 1.83 + 2.77 e^{\mu/20}$$

Setzt man $M_h(\mu) = M_m(\mu)$ (WIPPERMANN (6)) und außerdem $k_h/k_m = 1$, dann ist das System [1] geschlossen. Es liefert die Bodenflüsse in Abhängigkeit von der Rossby-Zahl und dem internen Stabilitätsparameter.

Im numerischen Modell ist der interne Stabilitätsparameter nicht bekannt, da er die gesuchten Größen u_* und Θ_* enthält, im Modell tritt der externe Stabilitätsparameter

$$S = g \Delta \theta / (f \tilde{\theta} |v_g|) = (\mu / \kappa^3) (C_D / C_\theta)$$

auf. Sollen die Flüsse $\vec{\tau}_0$ und q_0 aus der Rossby-Zahl und dem externen Stabilitätsparameter berechnet werden, dann ist eine doppelte Iteration zur Bestimmung des internen Stabilitätsparameters und zur Lösung der Widerstandsgesetze notwendig. Im Rahmen der Genauigkeit eines numerischen Modells ist es jedoch ausreichend, für sinnvolle Bereiche der Rossby-Zahl und des externen Stabilitätsparameters die Größen C_D , α_0 und C_θ einmal zu bestimmen und dann in einer Tabelle in Abhängigkeit von $lg(Ro)$ und S zu speichern. Die iterative Lösung der Widerstandsgesetze wird damit im Modell vermieden.

Im folgenden soll als untere Grenzfläche des numerischen Modells eine Meeresoberfläche angenommen werden. Das bedeutet, daß die Bodentemperatur – im Gegensatz zu den Verhältnissen über Land – vorgeschrieben werden kann. Sie ist als zeitlich konstant anzusehen, solange kein an das Atmosphärenmodell gekoppeltes Ozeanmodell gerechnet wird. Die Rauigkeitslänge z_0 dagegen ist variabel. Sie wird aus der Charnock-Formel in der von CLARKE (1) vorgeschlagenen Form berechnet:

$$z_0 = 0.032 u_*^2 / g \quad z_0 \geq 0.015 \text{ mm}$$

2. Wahl der Anfangsfelder und Ergebnisse der Modellrechnungen

Als Anfangszustand werden in einem Kanal der Länge $L = 8400$ km und der Breite $B = 6000$ km einem von der geographischen Breite y und dem Druck p abhängenden baroklinen Grundstrom

$$\bar{u}(y, p) = U_1 (1 - p/p_0) (1 - \cos(2\pi y/B))$$

$$U_1 = 19.308 \text{ m/s} \quad [2]$$

vier barotrope Wellen

$$\Psi'(x, y) = \sum_{n=1}^4 L \tilde{v}_n / (4\pi n) (1 - \cos(2\pi y/B)) \sin(2\pi nx/L) (-1)^n \quad [3]$$

$$u' = -\partial \Psi' / \partial y \quad v' = \partial \Psi' / \partial x$$

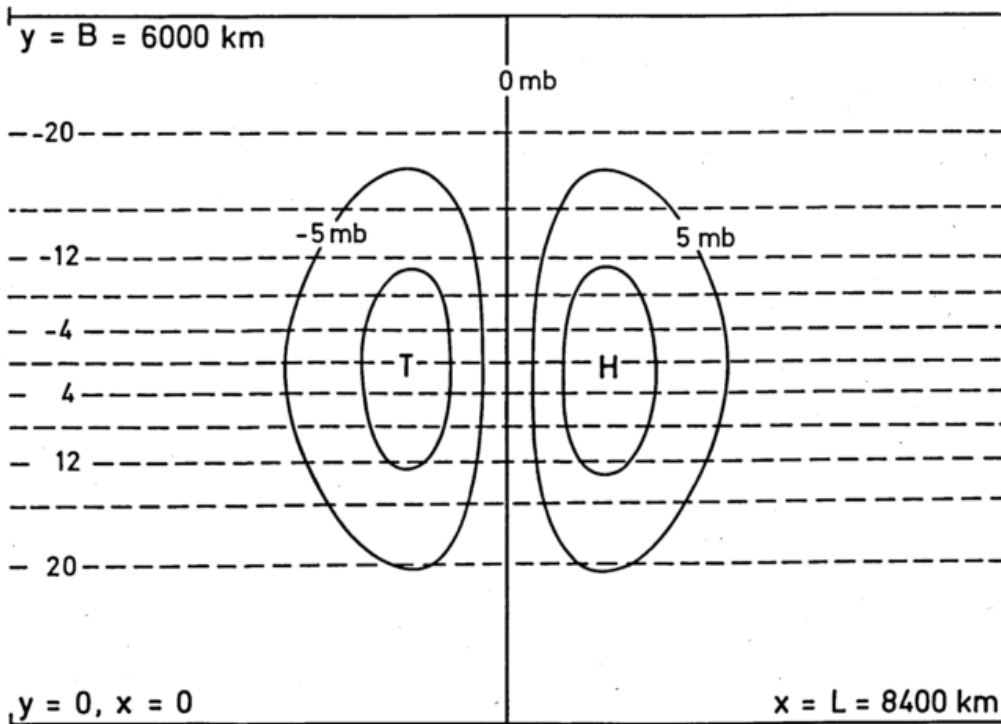


Abb. 1. Abweichung des Bodendrucks von 1000 mbar (—) in mb und Temperatur in 900 mbar (---) in °C für $t = 0$ h.

mit den Wellenlängen 8400 km, 4200 km, 2800 km und 2100 km überlagert (Abb. 1). Ihre Amplituden \tilde{v}_n sind so gewählt, daß alle Wellen anfangs die gleiche kinetische Energie besitzen. Instabil ist jedoch nur die zweite Welle (Einzelheiten dazu siehe (2)). Hinsichtlich ihrer Wellenlänge von 4200 km ist sie gut mit den Zyklonenwellen der Erdatmosphäre vergleichbar, die fehlende Abhängigkeit der Anfangsstörung [3] von der Höhe dagegen ist unrealistisch.

Zusätzlich zu den atmosphärischen Feldern muß die Temperatur der Wasseroberfläche spezifiziert werden. Der einfachste Weg, bei dem im Anfangsfeld neutrale Schichtung der Grenzschicht vorgeschrieben wird, erzeugt einen zu hohen Gradienten der Wassertemperatur von $40^\circ\text{C}/6000\text{ km}$ in Nord-Süd-Richtung. In der Atmosphäre ist dieser Gradient notwendig, um eine kräftige barokline Entwicklung zu bewirken. Im Wasser wird stattdessen eine von der Nord-Süd-Koordinate linear abhängige Verteilung der Wassertemperatur mit einem Gradienten von $20^\circ\text{C}/6000\text{ km}$ angenommen, wobei für die Kanalmitte neutrale Schichtung vorgeschrieben wird.

Ausgehend von dem beschriebenen Anfangszustand wurden zwei Vorhersageexperimente ausgeführt, jeweils über einen Zeitraum von 300 h Modellzeit. Dabei wurden im ersten Fall (Exp. I) die Bodenflüsse gleich Null gesetzt, im zweiten Fall (Exp. II) wurden Impuls- und Wärme-flüsse berücksichtigt. Abb 2 (S. 118) zeigt für beide Experimente das Bodendruckfeld und das Temperaturfeld in 900 mb nach 100 h Modellzeit. Erwartungsgemäß dominiert die zweite Welle. Durch ihr Anwachsen ist im westlichen Bereich des Kanals zwischen 50 h und 100 h Modellzeit ein neues Tief entstanden. Es besitzt noch einen ausgeprägten Warmsektor, während das ältere Tief in der östlichen Kanalhälfte bereits teilweise okkludiert ist. Da der Warmsektor des neuen Tiefs sehr schnell entstanden ist (in etwa 30 h Modellzeit), haben in Exp. II (Abb. 2b) die Bodenflüsse noch keine wesentliche Auswirkung auf seine Entwicklung gehabt. Der Kaltluftvorstoß auf der Rückseite dieses Tiefs ist in seinem Nordteil bereits abgeschwächt, weil die Flüsse sensibler Wärme in der nördlichen Kanalhälfte die Temperatur schon um etwa 4°C erhöht haben. Beim älteren Tief im Osten des Kanals ist der Unterschied zum Exp. I durch die Einwirkung der Bodenflüsse schon wesentlich größer. Hier ist nur ein kleiner Warmsektor entstanden, eine Okklusion hat sich nicht ausgebildet. Bedingt dadurch, daß in der Nordhälfte des Kanals das Wasser wärmer ist als die Luft, erfolgte ein weiterer Warmluftvorstoß im Nordosten dieses Tiefs in Richtung Westen.

Der Abbau der Temperaturunterschiede in Exp. II bewirkt, daß hier die Entwicklung bis 200 h Modellzeit wesentlich schwächer verläuft als in Exp. I. In Exp. I (Abb. 3a, S. 119) sind an der Kaltfront des neuen Tiefs (es ist inzwischen in die westliche Kanalhälfte gezogen) mehrere Wellenstörungen entstanden und anschließend unter Verstärkung in den Kernbereich der Zyklone gewandert. Beim okkludierten Tief ist eine entsprechende Entwicklung nicht eingetreten, es füllt sich inzwischen bereits auf. In Exp. II (Abb. 3b) sind zwischen 100 h und 200 h Modellzeit ebenfalls Ansätze für eine Wellenbildung zu erkennen gewesen, eine Entwicklung dieser Wellen wurde hier aber durch die gegenüber Exp. I wesentlich geringeren Temperaturunterschiede verhindert. Die Bodenreibung allein hätte diese Wirkung

nicht gehabt, da sie bei der hier angewendeten Parameterisierungsmethode die Instabilität der kurzen Wellen erhöht (siehe (3)).

Insgesamt gesehen simuliert Exp. I (ohne Bodenflüsse) das Verhalten der Atmosphäre realistischer als Exp. II. Einige zusätzliche Testrechnungen haben gezeigt, daß dies auch dann gilt, wenn die sehr willkürliche Verteilung der Wassertemperatur geändert wird. Der Grund für dieses Verhalten ist darin zu sehen, daß in der Natur wenigstens zum Teil die Wirkung der Flüsse sensibler Wärme durch das Freiwerden latenter Wärme ausgeglichen werden kann. Das gilt sowohl für lange andauernde Warmluftvorstöße, wie hier bei der Entwicklung des Tiefs aus dem Anfangsfeld, als auch für die Wellenbildung an der Kaltfront. In beiden Fällen werden normalerweise die Flüsse sensibler Wärme die Temperatur im Warmsektor erniedrigen. Das Freiwerden latenter Wärme kann diesen Effekt vermutlich voll kompensieren. Im Bereich von Kaltluftvorstößen liegen die Verhältnisse anders. Hier bewirken beide Effekte eine Temperaturerhöhung und damit einen Abbau der zonalen Temperaturunterschiede. Dabei ist allerdings zu bedenken, daß kräftige Kaltluftausbrüche im Winter aus einem Reservoir extrem kalter Kontinentalluft gespeist werden. Dieses Kaltluftreservoir wird in seinem Ursprungsgebiet ständig durch Ausstrahlung regeneriert und steht deshalb auch bei Entwicklungen über mehrere Tage hinweg unverändert zur Verfügung. Ein solcher Vorgang wurde in diesem Modell bisher jedoch noch nicht simuliert.

Herrn Dipl.-Math. W. PASCHEN danke ich für die Ausführung eines großen Teils der Programmierarbeiten, Frau I. Voss für die Anfertigung der Abbildungen.

Diese Untersuchung wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt.

Literatur

- (1) CLARKE, R. H.: Recommended methods for the treatment of the boundary layer in numerical models. Austral. Meteor. Mag. 18 (1970) S. 51-73.
- (2) FISCHER, G.; HEISE, E.; RENNER, V.: Studies on barotropic and baroclinic energy conversions in wave number regime. Beitr. Phys. Atmosph. 46 (1973) S. 1-21.
- (3) FISCHER, G.; HEISE, E.; RENNER, V.: The effect of surface friction on the development of cyclone-waves in a numerical model. Beitr. Phys. Atmosph. 46 (1973) S. 157-181.
- (4) HINKELMANN, K.: Die Widerstandsgesetze in der planetarischen Grenzschicht bei beliebiger Schichtung. Bonner meteor. Abh. 17 (1974) S. 1-10. Meteor. Inst. Univ. Bonn. Bonn: Ferd. Dümmler 1974.
- (5) WIPPERMANN, F.: Empirical formulae for the universal functions $M_m(\mu)$ and $N(\mu)$ in the resistance law for a barotropic and diabatic planetary boundary layer. Beitr. Phys. Atmosph. 45 (1973) S. 305-311.
- (6) WIPPERMANN, F.: The planetary boundary layer of the atmosphere. Ann. Meteor. (N. F.) Nr. 7 (1973).
- (7) YORDANOV, D.; WIPPERMANN, F.: The parameterization of the turbulent fluxes of momentum, heat and moisture at the ground in a baroclinic planetary boundary layer. Beitr. Phys. Atmosph. 45 (1973) S. 58-65.

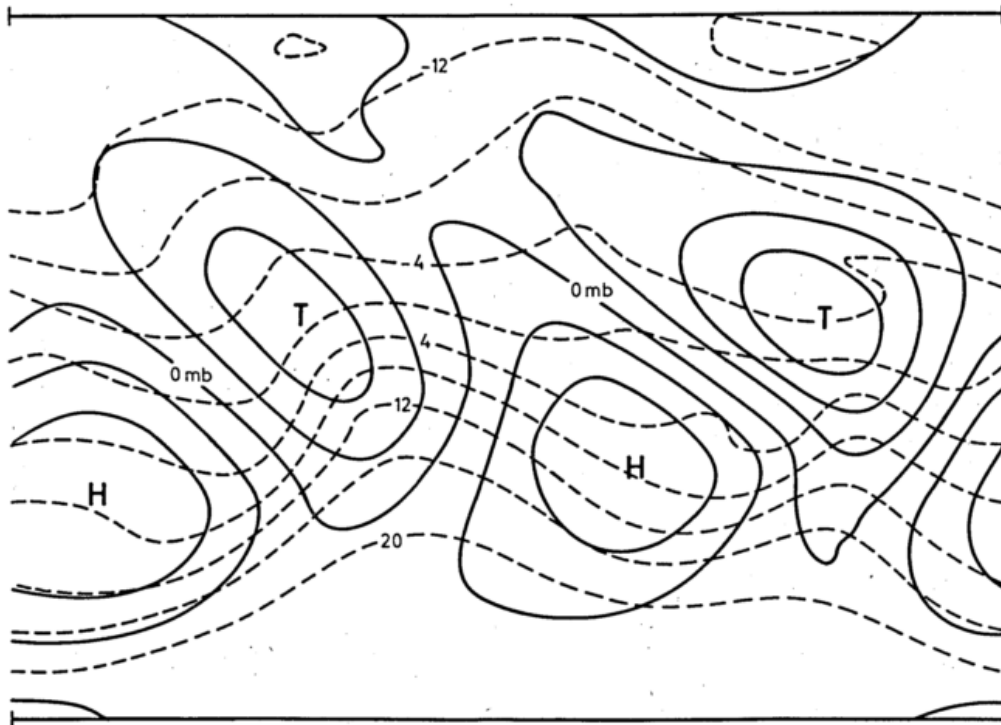
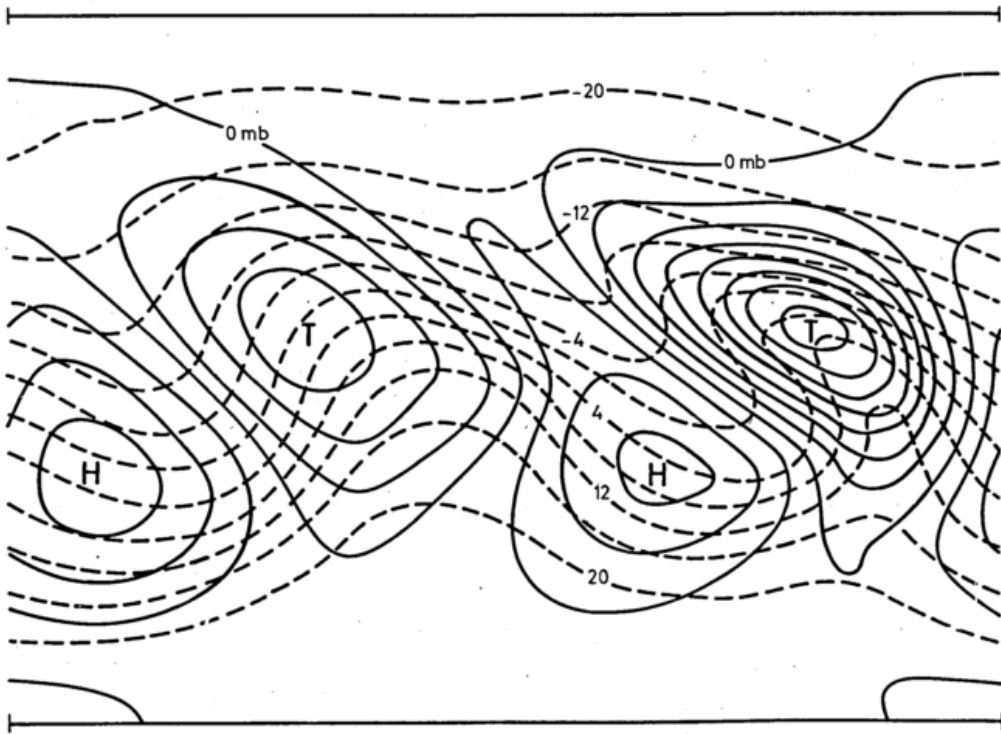


Abb. 2. Wie Abb. 1 für $t = 100$ h Modellzeit, a) (oben): Exp. I (ohne Bodenflüsse), b) (unten): Exp. II (mit Bodenflüssen).

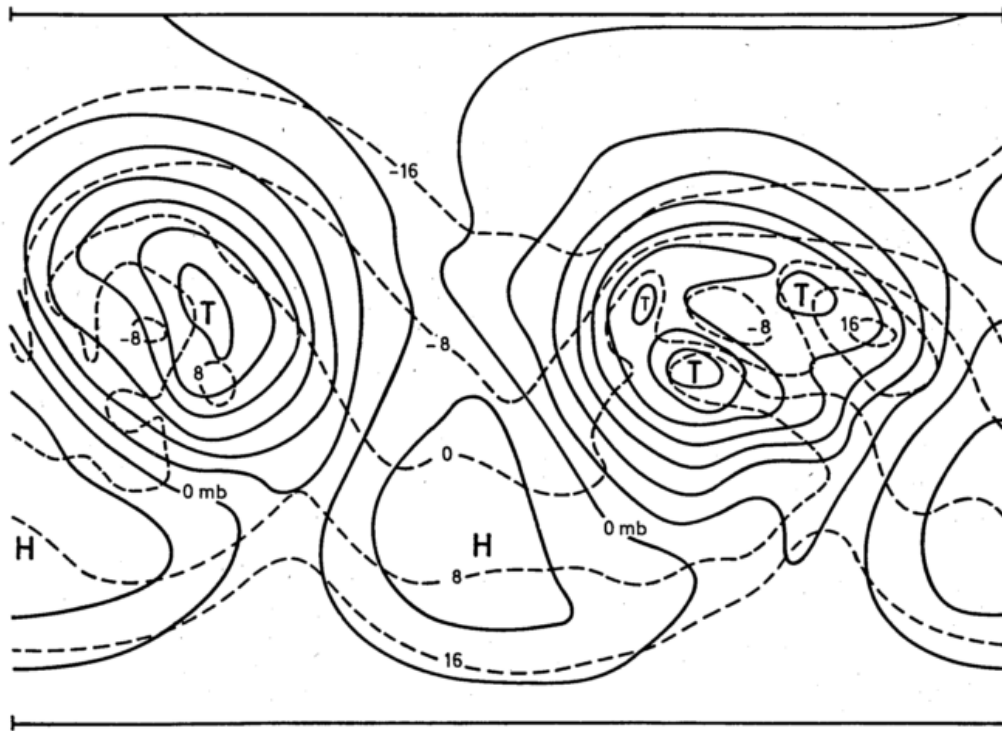


Abb. 3a. Wie Abb. 2a, jedoch für $t = 200$ h Modellzeit.

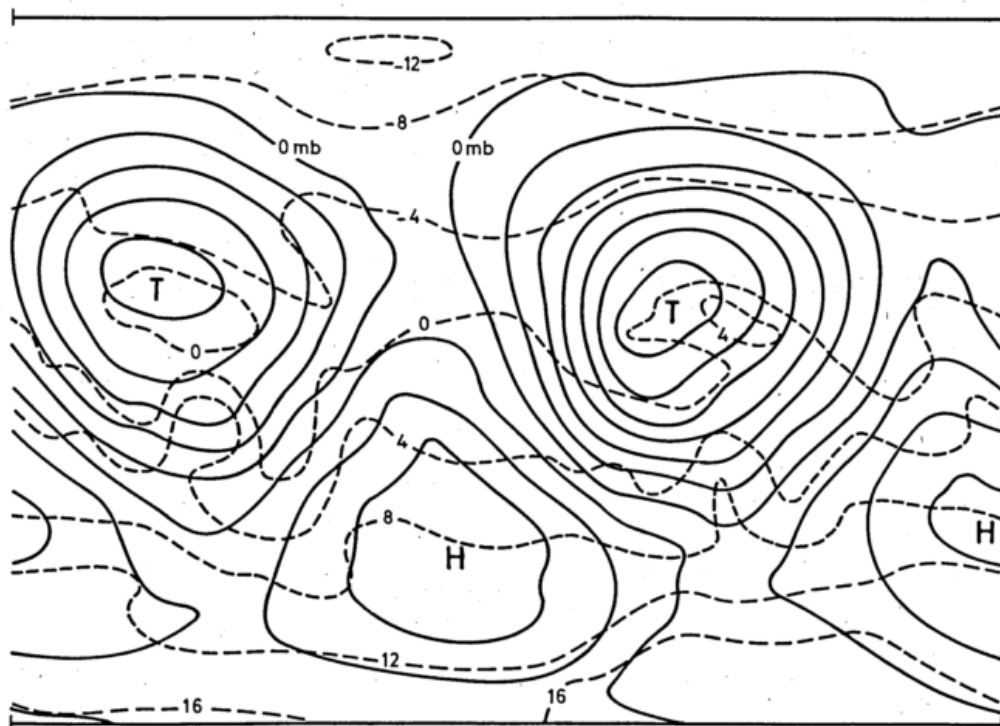


Abb. 3b. Wie Abb. 2b, jedoch für $t = 200$ h Modellzeit.

Ein Verfahren zur numerischen Analyse der relativen Feuchte*)

Es wird eine im DWD entwickelte Methode zur numerischen Analyse der relativen Feuchte beschrieben. Außer den Radiosondenmeßergebnissen werden simulierte Feuchtemessungen verwendet, die mittels Regressionsbeziehungen aus synoptischen Bodenbeobachtungen abgeleitet werden. In Gebieten ohne jegliche Beobachtungen werden Regressionsbeziehungen benutzt, um Feuchtwerte aus der Vertikalbewegung zu berechnen. Letztere wird durch Integration der Omega-Gleichung erhalten.

*) Eine ausführliche Darstellung des Vortragsinhalts erschien im Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. A, 23 (1974) Nr. 2, S. 137—148.

Energetik der stratosphärischen Erwärmung 1967/68

Zusammenfassung

Berechnungen des Haushaltes der kinetischen Energie der großturbulenten Bewegung für den Zeitraum zwischen dem 15. Oktober 1967 bis zum 31. Januar 1968 zeigen folgende für die stratosphärische Erwärmung wichtige Prozesse. In der Zeit vor der Erwärmung wird laufend aus der Troposphäre durch den Fluß mechanischer Wellenenergie (geopotential flux) Energie in die Stratosphäre transportiert und dort als zonale kinetische Energie und als zonale verfügbare potentielle Energie gespeichert. Dadurch wurde die Stratosphäre in einen instabilen Zustand versetzt, der sich dadurch äußert, daß während der Erwärmung durch barokline und barotrope Umsetzungen kinetische Energie der Turbulenzbewegung erzeugt wird. Der Fluß von mechanischer Wellenenergie wirkt während der Erwärmung in unnormaler Weise als Senke für die turbulente kinetische Energie der Stratosphäre, indem mehr Energie an die Mesosphäre abgegeben wird, als von der Troposphäre in die Stratosphäre hineintransportiert wird.

1. Einleitung

Nachdem SCHERHAG (6) zum ersten Mal das Phänomen der winterlichen stratosphärischen Erwärmung erkannt hat, wurde von vielen Meteorologen versucht, dieses Phänomen zu erklären. Einzelne Erwärmungen wurden von JULIAN und LABITZKE (3), PERRY (5), JOHNSON (2), MILLER, BROWN, CAMPANA (4) und anderen beschrieben. Allen Arbeiten gemeinsam fehlt es an ausreichendem Datenmaterial, so daß entweder nur wenige einzelne Tage oder nur eine stratosphärische Schicht bearbeitet werden konnten. Intensive synoptische Studien am Institut für Meteorologie, Zentraleinrichtung 2 der Freien Universität Berlin, stellen jetzt ein umfangreiches Datenmaterial zur Verfügung, die eine Bearbeitung mehrerer unterschiedlicher Winter mit täglichen Daten ermöglichen. Die vorliegende Untersuchung stellt eine Vorstudie dar, mit der verschiedene Untersuchungsmethoden an einem Winter erprobt werden sollen, um sie später auf die anderen Winter anzuwenden. Die mathematischen Grundlagen werden in (1) ausführlich diskutiert und hier nicht wiederholt.

2. Synoptische Beschreibung

Anhand der täglichen Analysen der 10-mb-Flächen (7) können die Besonderheiten der stratosphärischen Erwärmung gut erkannt werden. Im November und Anfang Dezember liegt das Tiefdruckzentrum noch nahe beim Nordpol und auch das Kältezentrum fällt annähernd mit dem Tiefdruckzentrum zusammen. Im Bereich des subtropischen Hochdruckgürtels entstehen immer wieder Inseln mit warmer Luft. Um den 15. Dezember beginnen zwei solcher Warmluftinseln über den Azoren und über dem Pazifik sich auszudehnen und zu verstärken und wandern dabei zunächst in Richtung Europa. Bis zum 28. Dezember bildet sich dadurch zwischen 50° und 60° N ein breiter Gürtel mit Warmluft, der von Amerika über Europa bis Japan reicht. Das Kältezentrum wird dabei nach Alaska verschoben. Trotz der starken Veränderungen im Temperaturfeld bleibt das Höhenfeld der 10-mb-Fläche bis zum 28. Dezember wenig verändert. In den

nächsten Tagen zerfällt dann der zirkumpolare Wirbel in zwei eigenständige Teile über Amerika und Sibirien. Dadurch erfolgt eine abschließende Erwärmung der polaren Regionen und das Kältezentrum wird noch weiter nach Süden verlagert. Das damit verbundene Zusammenbrechen des Polarnachtjets bedeutet eine plötzliche Abnahme der kinetischen Energie der mittleren Zonalströmung. Da gleichzeitig zwei eigenständige Wirbel entstehen, ergibt sich eine Zunahme der kinetischen Energie der großturbulenten Bewegung. Im folgenden Abschnitt soll untersucht werden, welche energetischen Prozesse zum Zusammenbruch des Polarnachtjets und zum Aufbau der großen Werte bei der kinetischen Energie der Turbulenzbewegung geführt haben.

3. Energetische Untersuchungen

Für die atmosphärische Schicht zwischen 50 mb und 10 mb wurden alle wichtigen Energiegrößen und deren Quellen und Senken berechnet. Dabei ergaben sich drei prinzipiell unterschiedliche Zeitperioden. Die Zeit vor dem 5. Dezember kann als normale Winterszeit ohne Erwärmungseinflüsse bezeichnet werden; die zugehörigen energetischen Prozesse sind in Abb. 1 in einem schematisierten Energieflußdiagramm dargestellt. Die Zeit zwischen dem 20. Dezember und dem 30. Dezember ist typisch für die Erwärmungsperiode; ihre Energetik zeigt Abb. 2. Die Zwischenzeit kann aufgrund der energetischen Daten zu keiner der beiden Zeitperioden gezählt werden, weil sich die Erwärmung anfangs nur in den obersten Niveaus und kleinräumig bemerkbar macht. Die Zeit nach dem Zusammenbruch des Polarnachtjets weist wieder andere Verhältnisse auf, die hier aber nicht dargestellt werden.

Aus der Abb. 1 kann man folgendes erkennen: Vor der Erwärmung wird laufend Energie aus der Troposphäre in die Stratosphäre durch den Fluß von mechanischer Wellenenergie (geopotential flux) transportiert und stellt dort eine Quelle

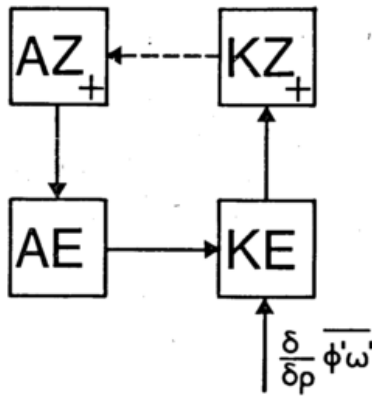


Abb. 1. Schematisches Energieflußdiagramm für die Zeit ohne Einfluß der stratosphärischen Erwärmung (15. Okt.—5. Dez. 1967).

$$\left(\frac{\partial}{\partial p} \overline{\phi' \omega'} \right)$$

großturbulenter Bewegung KE dar. Diese Energie wird weiter in kinetische Energie der mittleren Zonalströmung KZ transferiert (barotrope Umsetzung) und wird zum Teil als kinetische Energie der Zonalströmung gespeichert. Diese Speicherung wird in Abb. 1 durch ein Pluszeichen symbolisiert. In den synoptischen Analysen äußerst sie sich durch eine Zunahme des mittleren zonalen Windes. Ein anderer Teil der kinetischen Energie der Zonalströmung wird in zonale verfügbare potentielle Energie AZ umgesetzt. Dieser Pfeil wurde gestrichelt gezeichnet, weil diese Umsetzung nur abgeschätzt werden konnte. Eine weitere Quelle für die zonale verfügbare potentielle Energie stellt sicherlich die Verstärkung des Temperaturgegensatzes zwischen Nordpol und Äquator durch Strahlung dar. Es ist eine Zunahme der zonalen verfügbaren potentiellen Energie festzustellen. Danach geht der Energiezyklus weiter über die turbulente verfügbare potentielle Energie AE in die turbulente kinetische Energie KE. Wichtig ist noch die Dissipation durch Reibungskräfte.

Die Zunahme der beiden zonalen Energiearten ist durch das Pluszeichen in den beiden Kästchen gekennzeichnet. Durch diese Anreicherung der Stratosphäre mit Energie wird die Zirkulation instabil, welches in Abb. 2

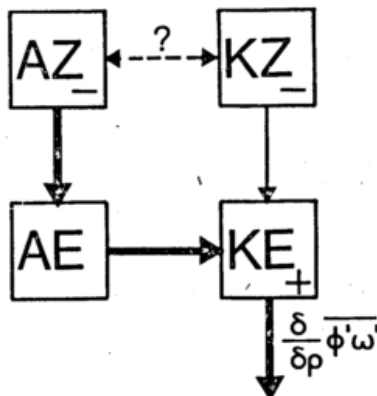


Abb. 2. Schematisches Energieflußdiagramm für die Zeit der stratosphärischen Erwärmung (20. Dez.—30. Dez. 1967).

deutlich wird. Der Transfer zwischen der turbulenten und der zonalen kinetischen Energie kehrt sein Vorzeichen um, das bedeutet eine barotrope Instabilität des Polarjets. Gleichzeitig verstärkt sich die Umsetzung zwischen der verfügbaren potentiellen Energie und der turbulenten kinetischen Energie auf etwa dreifache Wer-

te, das bedeutet eine barokline Instabilität. Es gibt Instabilitätskriterien wie z. B. die horizontale und vertikale Scherung des mittleren zonalen Windes, die angeben, wann die Strömung zu mäandrieren beginnt. Beide oben erwähnten Instabilitätskriterien werden während dieser stratosphärischen Erwärmung nicht erfüllt, so daß weitere Kriterien untersucht werden müssen.

Weiterhin ist an Abb. 2 zu erkennen, daß die Energiemengen, die von der zonalen kinetischen Energie und von der verfügbaren potentiellen Energie kommen, teilweise zur Vermehrung der turbulenten kinetischen Energie dienen und teilweise über die Grenzen des betrachteten Volumens heraustransportiert werden $\left(\frac{\partial}{\partial p} \overline{\phi' \omega'} \right)$.

Genauere Betrachtungen zeigen, daß der Energiefluß von der Troposphäre in die Stratosphäre auch während der Erwärmung beträchtlich ist und die Werte vor der Erwärmung weit übertrifft. Die Divergenz dieses Flusses kommt dadurch zustande, daß während der Erwärmung an der Obergrenze des betrachteten Volumens in 5 mb oder 10 mb mehr Energie in die Mesosphäre hineintransportiert wird, als unten von der Troposphäre hereinkommt. Diese Erkenntnis schließt aus, daß der Zusammenbruch des Polarnachtjets unmittelbar durch Ereignisse in der Troposphäre verursacht wird.

4. Schlußbemerkungen

Die Fortführung dieser Untersuchung besteht darin, weitere Instabilitätskriterien zu untersuchen, die für den Zusammenbruch des Polarnachtjets verantwortlich sein könnten. Um das Typische der energetischen Prozesse während der Erwärmung zu erkennen, sollen weitere Winter mit und ohne Erwärmung bearbeitet werden. In Detailuntersuchungen sollen Zusammenhänge zwischen der stratosphärischen Zirkulation und troposphärischen Ereignisse gesucht werden.

Danksagung

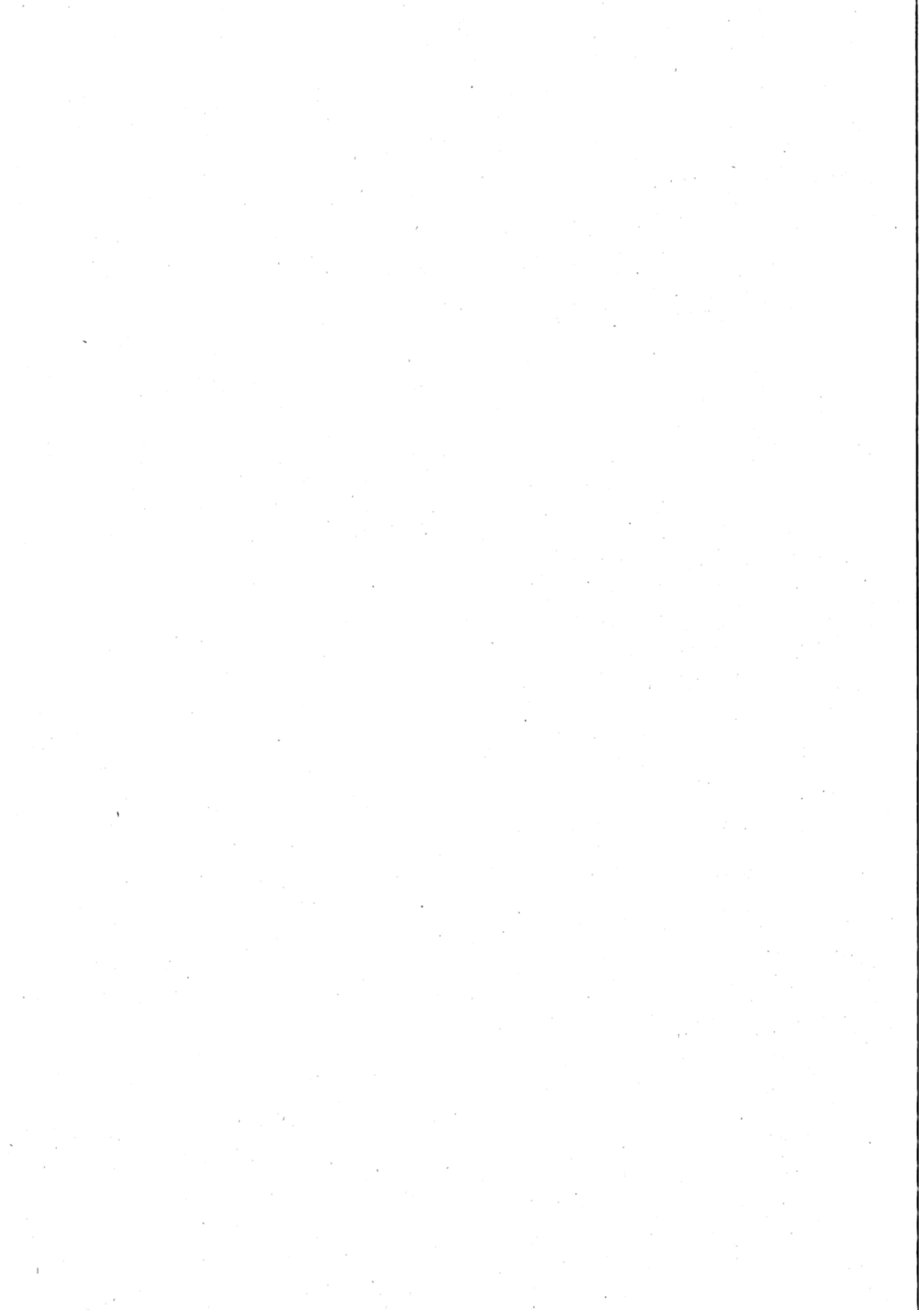
Ich danke Prof. Dr. K. LABITZKE und Prof. Dr. FR. DEFANT für ihre Unterstützung bei der Durchführung der Untersuchung. Die Daten stellte das Institut für Meteorologie, Zentraleinrichtung 2 der Freien Universität Berlin zur Verfügung. Die Berechnungen erfolgten am Rechenzentrum der Universität Kiel. Die Untersuchung wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell gefördert.

Literatur

- (1) ARPE, K.: Der Haushalt der kinetischen Energie der großskaligen Turbulenzbewegung in der Tropo- und unteren Stratosphäre für eine ausgewählte Sommerperiode mit einer starken Variation im Zirkulationsverhalten. Beitr. Phys. Atmosph. 47 (1974) S. 67—89.
- (2) JOHNSON, K. W.: A preliminary study of the stratospheric warming of Dec. 1967—January 1968. Monthly weather Rev. 97 (1969) S. 553—564.
- (3) JULIAN, P. R.; LABITZKE, K.: A study of atmospheric energetics during the January—February 1963 stratospheric warming. J. atmosph. Sci. 22 (1965) S. 597—610.
- (4) MILLER, A. J.; BROWN, J. A.; CAMPANA, K. A.: A study of the energetics of an upper stratospheric warming (1969—1970). Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 98 (1972) S. 730—744.
- (5) PERRY, J. S.: Long-wave energy processes in the 1963 sudden stratospheric warming. J. atmosph. Sci. 24 (1967) S. 539—550.
- (6) SCHERHAG, R.: Die explosionsartige Stratosphären-erwärmung des Spätwinters 1951—1952. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone 38 (1952) S. 51—63.

- (7) JUST, D., u. a.: Daily and monthly northern hemisphere 10-millibar-synoptic weather maps of the year 1967. Part IV, Oct.-Dec. Meteor. Abh. Inst. Meteor. Geophys. Freie Univ. Berlin, Bd. 82 (1968) H. 4.

*) Anschrift: Dr. K. ARPE, Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, 2300 Kiel, Düsternbrooker Weg 20.



Zum Problem des Übergangs von Energie des mittleren Windfeldes auf Wasseroberflächen bei mäßigem und starkem Wind

Zusammenfassung

Die Arbeitsleistung des Tangentialschubs des mittleren Windfeldes an der Wasseroberfläche kann im allgemeinen nur zu einem geringen Teil von dem mittleren Strömungsfeld des Wassers aufgenommen werden, weil dessen Geschwindigkeit - bereits in der Richtung - höchst selten mit der des mittleren Windfeldes übereinstimmt. Für die Differenz zwischen angebotener und aufgenommener Bewegungsenergie besteht die Möglichkeit, in Turbulenzenergie der Luft (und des Wassers) überzugehen und damit die Austauschströme von Impuls, sensibler und latenter Wärme über dem Wasser in Abhängigkeit von der mittleren Geschwindigkeitsdifferenz zu erhöhen.

Abstract

Only a little part of the work exerted by the stress of the mean wind field to the surface of the water may be transferred to the average field of motion of the water because the vectors of the average velocities of wind and water usually do not coincide, especially not in their direction. The difference between the offered energy of mean motion and that part accepted by the water may be transferred into kinetic energy of the turbulent fields of air (and water). In this way the turbulent fluxes of momentum, of sensible and latent heat at water surfaces will vary with the difference vector of the average velocities.

1. Ausgangsgleichungen

1.1. Wir betrachten die dynamischen Vorgänge an der schwankenden Wasseroberfläche mit der Höhenlage $s = s(x, y, t)$ und dem augenblicklichen Einheitsnormalenvektor n von der Luft (+) zum Wasser (-). Die innerhalb des mikroturbulenten Scales durch Geschwindigkeitsfluktuationen verursachten augenblicklichen Spannungstensoren T^+ und T^- in Luft und Wasser bedingen an $s(x, y, t)$ die augenblicklichen Spannungsvektoren $\tau^+ = n \cdot T^+$ und $\tau^- = n \cdot T^-$. Aufgrund der dynamischen Grenzflächenbedingung muß an s in jedem Augenblick die Flächendivergenz von T verschwinden:

$$\begin{aligned} n \cdot (T^+ - T^-) = \tau^+ - \tau^- = 0 \text{ oder} \\ \tau^+ = \tau^- = \tau \end{aligned} \quad [1]$$

(Zwecks anschaulicherer Darstellung siehe z. B. (1)!)

Wir verwenden v und V als augenblickliche (mikroturbulente) Geschwindigkeitsvektoren an der Luft- und Wasserseite der Wasseroberfläche $s(x, y, t)$. Die Kontinuität des Übergangs von mechanischer Energie erfordert, daß die Summe der Arbeitsleistungen obiger Spannungsvektoren τ^+ und τ^- an s

$$\tau^+ \cdot v - \tau^- \cdot V = D \text{ oder mit [1] } \tau \cdot (v - V) = D \quad [2]$$

Dabei sind D die augenblicklich infolge molekularer Reibung in Luft und Wasser bei s dissipierte kinetische Energie und $v - V$ der augenblickliche Differenzvektor der Geschwindigkeiten bei s .

Haben wir an der Wasseroberfläche s eine laminare Grenzschicht, welche die Bewegungen von s völlig mitmacht, stellen τ^+ den Spannungsvektor, v die Geschwindigkeit an ihrer luftseitigen Grenze, τ^- und V die

entsprechenden Größen an ihrer wasserseitigen Begrenzung, D die Dissipation von kinetischer Energie durch molekulare Reibung innerhalb der Laminarschicht dar.

1.2. Wegen der kinematischen Grenzflächenbedingung

$$n \cdot (v - V) = v_n - V_n = 0 \quad [3]$$

reduziert sich das skalare Produkt [2] auf

$$\tau_t \cdot (v_t - V_t) = \tau_t \cdot u = D \quad [4]$$

Dabei haben wir τ zusammengesetzt aus seiner Tangentialkomponente τ_t und der Normalkomponente $n\tau_n$, ebenso $v - V$ aus $v_t - V_t = u$ und $n(v_n - V_n) = 0$.

Die Arbeitsleistung $\tau_n v_n$ der Normalspannung auf der Luftseite von s kommt wegen [3] vollständig dem Wasser zugute und liefert diesem den größten Teil seiner Fluktuationsenergie E' in Form von Wellenenergie. $\tau_n v_n$ bildet hier kein Problem der Betrachtung.

Bei Bestehen einer Laminarschicht, in welcher $\partial\tau_t/\partial n = 0$ vorausgesetzt werden darf, und an deren Begrenzungen dann v_t und V_t die augenblicklichen Tangentialgeschwindigkeiten sind, ist D die Dissipationsrate in dieser Schicht; D wird dann wesentlich durch den Differenzvektor $v_t - V_t = u$ beeinflusst.

1.3. Wir betrachten nun diesen Energietransport $\tau_t \cdot u$ nach und von s im zeitlichen Mittel über z. B. 10 min, also vom Standpunkt eines höheren Scales, dem Mesoscale oder dem synoptischen Scale, mit dem mittleren (ausgeglichenen) Tangentialspannungsvektor $\bar{\tau}_t$ und dem mittleren Differenzvektor der Geschwindigkeiten $\bar{u} = \bar{v}_t - \bar{V}_t$ in einer Vertikalen x, y und an der Wasser-

oberfläche $s(x, y, t)$. Wir verwenden u', v', V_t' als Abweichungen der augenblicklichen u, v_t und V_t von \bar{u}, \bar{v}_t und \bar{V}_t . Derartige Mittelung von [4] liefert

$$\overline{\tau_t \cdot (u + u')} = \overline{\tau_t \cdot u} + \overline{\tau_t \cdot u'} = \bar{D} \quad [5]$$

mit $\overline{\tau_t \cdot u} > 0$ als Arbeitsleistung der mittleren Felder e_s und E_s von Wind und Strömung an der Wasseroberfläche, $\overline{\tau_t \cdot u'}$ als Arbeitsleistung der fluktuativen Zusatzfelder e' und E' der Luft und des Wassers an s .

2. Problemstellung

2.1. Wenn wir die Windstauereffekte sowie die Strömungsgeschwindigkeiten an Wasseroberflächen und den Wind darüber beobachten, finden wir, daß neben $\bar{\tau}_t$ auch der Differenzvektor \bar{u} zwischen mittlerem Wind und Strom an der Oberfläche beachtliche Größen annehmen kann, allein schon, weil die Richtungen von \bar{v}_t und \bar{V}_t sehr verschieden sein können. Man denke nur an einen mäßigen Wind, der über einen kräftigen Gezeitenstrom – und äußerst selten genau in dessen Richtung – weht, oder an Wind quer zu einem Fluß. In diesen Fällen erreicht \bar{u} die Größenordnung von z. B. 1 m/s und große Winkel gegenüber \bar{v}_t und \bar{V}_t . Und da zugleich z. B. magn. $\bar{\tau}_t = 1$ dyn/cm² werden kann, muß in [5] entweder die molekulare Dissipationsrate \bar{D} entsprechend groß werden, was man gemeinhin annimmt, oder es muß $\overline{\tau_t \cdot u'} < 0$ sein und hierbei die Arbeitsleistung durch das ausgeglichene Strömungsfeld $\overline{\tau_t \cdot u}$ weitgehend verwertet werden.

$$\overline{\tau_t \cdot u'} = \overline{\tau_t \cdot v_t'} - \overline{\tau_t \cdot V_t'} < 0$$

stellt aber dar einen Transport von Turbulenzenergie von der Grenzfläche in die Luft innerhalb der Luft, soweit $\overline{\tau_t \cdot v_t'} < 0$, und von der Grenzfläche in das Wasser innerhalb des Wassers, soweit $\overline{\tau_t \cdot V_t'} < 0$. Im letzteren Fall trägt $\overline{\tau_t \cdot u'}$ zur Fluktuationsenergie E' (= Wellen- + Turbulenzenergie) des Wassers bei, die überwiegend durch die Arbeitsleistung $\tau_n v_n$ der Normalspannungen auf der Oberfläche erzeugt wird.

2.2. Die übliche Erklärung über das Zustandekommen von Windstauereffekten setzt die Möglichkeit einer beträchtlichen Arbeitsleistung $\overline{\tau_t \cdot v_t}$ der Tangentialspannung des mittleren Windfeldes an der Wasseroberfläche voraus. Eine Neue, von der modernen Seegangsforschung

initiierte, ermöglicht zwar einen Übergang von Energie der Wellen E' zu Energie des mittleren Bewegungsfeldes des Wassers infolge nichtlinearer Wechselwirkungseffekte. Doch daß diese ausreichen, um Sturmflutwasserstände, z. B. in der deutschen Bucht, zu erklären, wurde wohl noch nicht gezeigt. Sicher ist allerdings, daß sie einen Beitrag liefern, zumindest in Küstennähe, wo der mit Überbrechen der Wellenkämme verbundene (echte) Wassertransport besonders groß ist (Folgen: Küstenlängsströme und Rippströmungen in jeder Brandung, Abb. 1).

3. Lösungsansätze

3.1. Man geht gern davon aus, daß zwischen Luft und Wasser stets eine laminare Grenzschicht der Mächtigkeit d existiere, und setzt voraus, daß in dieser auch große, aus Beobachtungen ableitbare $\overline{\tau_t \cdot u}$ von z. B. 200 erg cm⁻²s⁻¹ durch molekulare Reibung vernichtet werden. Dann hat man pro cm² zwischen Ober- und Untergrenze der Laminarschicht $\bar{D} = \overline{\tau_t \cdot u}$ und zugleich $\overline{\tau_t \cdot u'} = 0$, da $\overline{\tau_t \cdot u'} > 0$ eine Zufuhr von Turbulenzenergie darstellt, die den laminaren Strömungscharakter aufheben würde.

Nach üblichem Ansatz für $\bar{\tau}_t$ infolge molekularer Reibung wäre $\bar{\tau}_t = -\mu \partial v_t / \partial n$. Verlegen wir d ganz in die Luft, gilt für diese Laminarschicht $\bar{\tau}_t \approx \mu_L \bar{u} / d$ oder $\bar{u} \approx \bar{\tau}_t d / \mu_L$, d. h. mit $\bar{D} = \overline{\tau_t \cdot u}$: $\bar{D} / d \approx \tau_t^2 / \mu_L$ (= Dissipation pro sec und cm³ der Laminarschicht).

Tab. 1

	I	II	III	
$ \bar{v}_{10} - \bar{V}_t $	1.4	4.0	8.6	m/sec
$ \bar{\tau}_t $	0.031	0.208	1.2	dyn/cm ²
\bar{D}/d	5.14	231	7700	erg cm ⁻³ sec ⁻¹
W_L	0.025	1.1	36.1	°K/min
$ \partial v_t / \partial n _{\text{laminar}}$	166	1120	6420	sec ⁻¹

Mit einer molekularen Zähigkeit der Luft von $\mu_L = 1,87 \cdot 10^{-4}$ g cm⁻¹ sec⁻¹ resultieren die in Tab. 1 gegebenen Werte für die Dissipationsrate \bar{D}/d , sowie zugehörige Erwärmungsraten der Luft W_L unter der Voraussetzung, daß die Reibungswärme in der Laminarschicht verbleibt, und daß man $\bar{\tau}_t$ gemäß $\bar{\tau}_t = C_{10} \rho_L |\bar{v}_{10} - \bar{V}_t| (v_{10} - \bar{V}_t)$ mit $C_{10} \approx 1,3 \cdot 10^{-3}$ [6] aus der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{v}_{10} in 10 m Höhe minus \bar{V}_t bestimmen kann (2). Dabei sind \bar{v}_{10} und \bar{v}_t gleichgerichtet in der Horizontalen, Prandtl-Schicht-Physik vorausgesetzt, d. h. $\overline{\tau_t \cdot u} \geq 0$.

In der letzten Zeile von Tab. 1 findet man die zu \bar{v}_t gehörigen, in den Fällen II und III recht beträchtlichen $\partial v_t / \partial n$ (siehe auch (3)!) in der Laminarschicht, die Anlaß zur Wirbelentstehung geben müßten.

Im Falle I von Tab. 1 haben wir gewiß eine Laminarschicht an der Wasseroberfläche (4), aber bereits im Fall II scheint sie nach den Beobachtungen (5) nicht mehr zu bestehen. R. ROHN (6) schließt allerdings auch noch im Fall III auf das Bestehen einer Laminarschicht. Aber die dort im Fall II und III dissipierten Energieraten erscheinen relativ groß und dürften Instabilität der somit höchstens zeitweilig bestehenden Laminarschicht bewirken.

3.2. Eine Modifikation von 3.1. besteht darin, eine turbulente Grenzschicht der Mächtigkeit $d_{\text{turb}} > d$ (2 cm) anzunehmen, in der $\overline{\tau_t \cdot u} > 0$ in Turbulenzenergie und sodann innerhalb d_{turb} durch molekulare Reibung in Wärme übergeführt wird. Hinsichtlich des Verbleibs von $\overline{\tau_t \cdot u}$

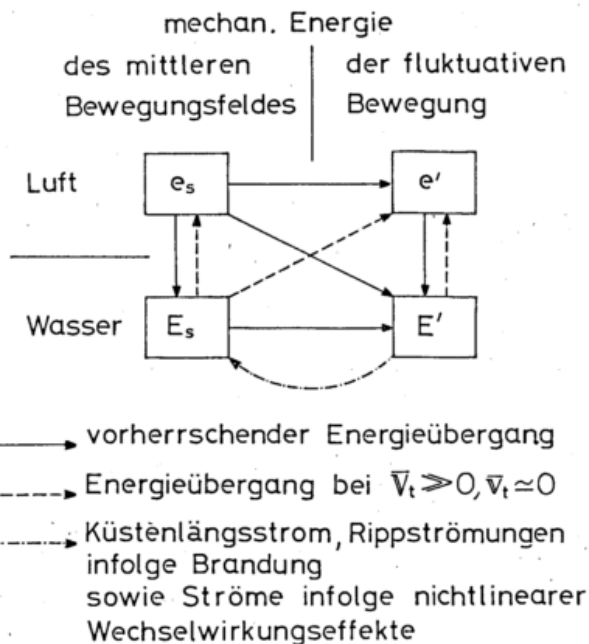


Abb. 1.

unterscheidet sich diese Vorstellung aber nicht von 3.1, denn die Turbulenzenergie, die hier aus $\overline{\tau_t \cdot u} > 0$ entsteht, soll diese turbulente Grenzschicht nicht verlassen und die in Tab. 1 gegebenen Abschätzungen werden dadurch prinzipiell nicht modifiziert; die Energie \overline{D}/d von Tab. 1 muß pro sec und cm^3 der Grenzschicht in Wärme verwandelt werden.

3.3. Eine wesentliche Modifikation von 3.1 und 3.2 liefert offenbar die Vorstellung, daß im Falle größerer u die Arbeitsleistung $\overline{\tau_t \cdot u}$ des mittleren Wind- und Strömungsfeldes an den Unebenheiten der Wasseroberfläche - abhängig von ihrer möglichen Bedeckung mit einer (dünnen) Laminarschicht - in Turbulenzenergie verwandelt wird, daß dieselbe durch ein $\overline{\tau_t \cdot u'} < 0$ in die Atmosphäre und ggf. durch $\overline{\tau_t \cdot V_t'} > 0$ in das Wasser abfließen kann und dort die Fluktuationsenergie e' bzw. E' vergrößert. Die Wasseroberfläche wird damit ebenso ein Bereich der Erzeugung von Turbulenzenergie aus Energie des mittleren Windfeldes wie die rauhe Erdoberfläche (siehe z.B. auch (7)!). Schreiben wir [5] mit $\overline{u} = \overline{v_t} - \overline{V_t}$, $\overline{u'} = \overline{v_t'} - \overline{V_t'}$ in der Form

$$\overline{\tau_t \cdot v_t} = \overline{\tau_t \cdot V_t} - \overline{\tau_t \cdot v_t'} + \overline{\tau_t \cdot V_t'} + \overline{D}$$

und sind alle Terme positiv, bedeutet das, daß die Arbeitsleistung $\overline{\tau_t \cdot v_t}$ aus der kinet. Energie e_s des mittleren Windfeldes an der Wasseroberfläche übergeht 1. in kinet. Energie E_s des mittleren Strömungsfeldes an der Oberfläche infolge $\overline{\tau_t \cdot V_t} > 0$, 2. in Turbulenzenergie e' des Windfeldes infolge $\overline{\tau_t \cdot v_t'} < 0$, 3. in Turbulenz- und Wellenenergie des Wassers E' infolge $\overline{\tau_t \cdot V_t'} > 0$ sowie 4. zum geringen Teil in Wärme \overline{D} wegen der molekularen Reibung in Luft und Wasser (ausgezogene Pfeile in Abb. 1, \overline{D} wurde weggelassen). Weitere Möglichkeiten des Energietransfers zeigt Abb. 1, darunter auch den Fall, daß $\overline{\tau_t \cdot V_t} < 0$, also die mittlere Oberflächenströmung Energie an e_s und e' der Luft abgibt (gestrichelte Pfeile in Abb. 1).

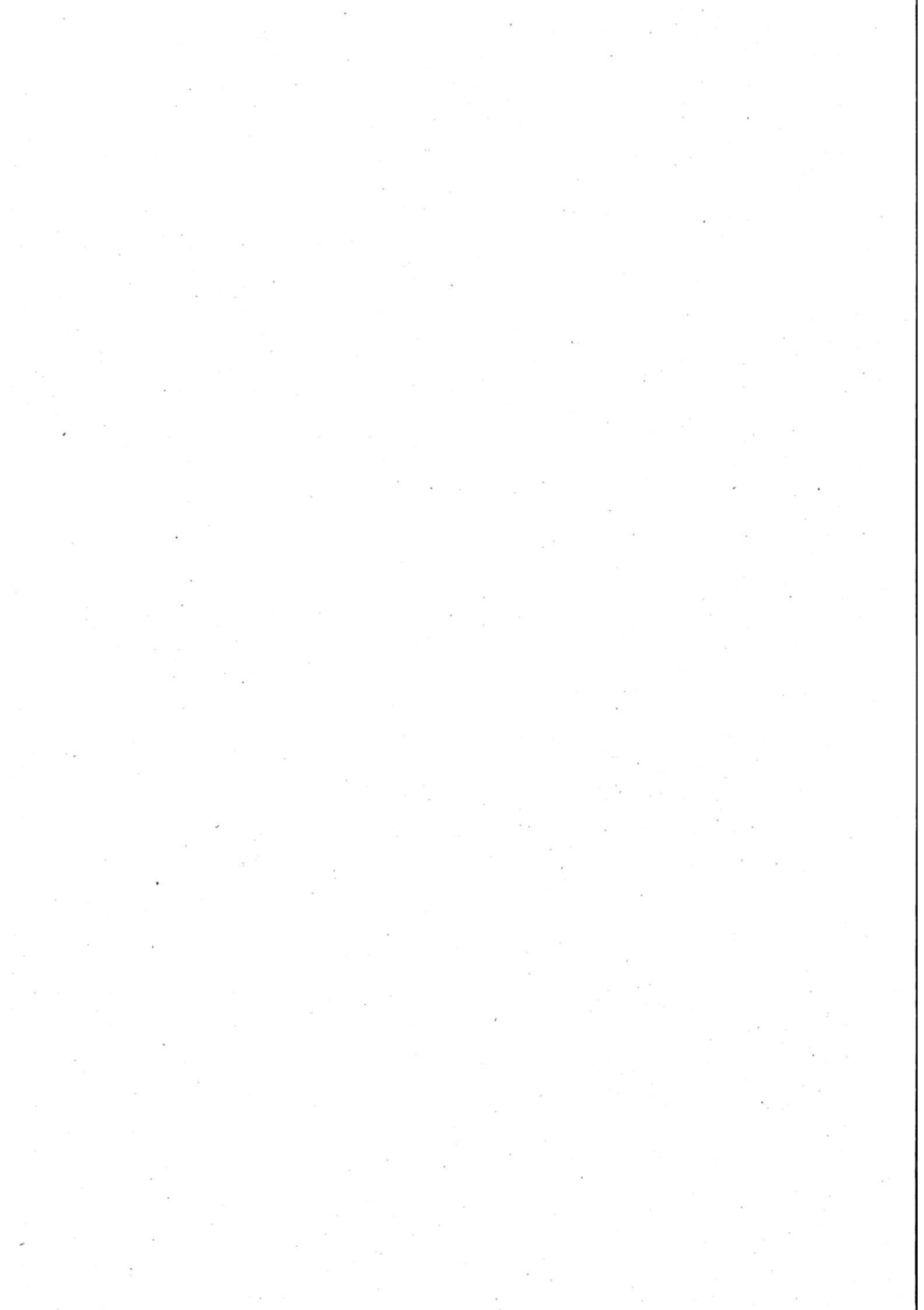
4. Folgerung von 3.3

Je größer die Differenz $\overline{u} = \overline{v_t} - \overline{V_t}$ der mittleren tangentialen Geschwindigkeitsvektoren von Luft und Was-

ser, desto mehr Turbulenzenergie wird an der Wasseroberfläche über $\overline{\tau_t \cdot u} \neq 0$ erzeugt, zumal nach [6] $\sim \overline{\tau_t} // \overline{u}$, da $\sim v_{10} / v_t$. In Bereichen mit großem \overline{u} ist außer mit größerem Bodenreibungseffekt für die Luft mit größerem Vertikalaustausch von fühlbarer und latenter Wärme zu rechnen als in Bereichen mit kleinem oder fast verschwindendem \overline{u} . Der Vertikalaustausch über Wasser hängt somit nicht nur von Wind und Schichtung über der Wasseroberfläche, sondern u. a. auch von der Geschwindigkeit $\overline{V_t}$ der Oberflächenströmung ab. Wasseroberflächen mit großem/kleinem \overline{u} wirken unter sonst gleichen Bedingungen wie Gebiete mit großer/kleiner Bodenrauigkeit auf der festen Erdoberfläche.

Literatur

- (1) SCHMITZ, H. P.: A relation between the vectors of stress, wind, and current at water surfaces and between the shearing stress and velocities at solid boundaries. Dt. hydrogr. Z. 15 (1962) S. 23-36.
- (2) BROCKS, K.; KRÜGERMEYER, L.: Die hydrodynamische Rauigkeit der Meeresoberfläche. Ber. Inst. Radiometeor. u. Marit. Meteor. Univ. Hamburg Nr. 17 (1970).
- (3) KRAUSS, W.: Strömungen und lange Wellen. S. 25-37 in: DIETRICH, G., Erforschung des Meeres. Frankfurt/M.: Umschau-Verlag 1970.
- (4) HINZPETER, H.; LOBEMEIER, P.: Versuche zum Nachweis laminarer Grenzschichten über dem Meer. Ann. Meteor. (N. F.) Nr. 4 (1969) S. 15-18.
- (5) DORN, W. VAN: Wind tides on an artificial pond. J. Marine Res. 12 (1953) S. 249-277.
- (6) ROTH, R.: Modelle für das Windprofil über einer rauhen und einer glatten Oberfläche. Beitr. Phys. Atmosph. 45 (1972) S. 227-304.
- (7) DIETRICH, G.: Einfluß der Gezeitenstromturbulenz auf die hydrographische Schichtung der Nordsee. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. A, 7 (1954) S. 391-405.



Probleme und Methoden der lokalen Wettervorhersage

Zusammenfassung

In den vergangenen 20 Jahren ist die objektive numerische Vorhersage des großräumigen atmosphärischen Bewegungsfeldes zu einem wichtigen Bestandteil der Meteorologie entwickelt worden. Infolge ständig verbesserter physikalisch-mathematischer Modelle und des Einsatzes von kapazitätsstarken und schnellen Rechenanlagen stehen heute den Meteorologen befriedigende numerische Vorhersagekarten des Druck- und Strömungsfeldes bis zu mehreren Tagen zur Verfügung.

Aber, so muß man sich fragen, hat diese Entwicklung auch zu einer Verbesserung der lokalen Wettervorhersage geführt? Die Beantwortung dieser Frage läßt sich aufgrund einer Bestandsaufnahme bezüglich der Güte der Punktprognose und ihres Trends während eines längeren Zeitraumes geben. Dabei werden zwangsläufig die Probleme der lokalen Wettervorhersage deutlich. Abschließend sollen noch Methoden aufgezeigt werden, mit denen heute schrittweise eine Verbesserung dieser schwierigen Aufgabe angestrebt wird.

Abstract

During the last 20 years the objective numerical forecast of large-scale atmospheric circulation has become one of the main components of meteorology. With the help of improved physical-mathematical models and efficient high-speed computers it has become possible to produce satisfying numerical forecastmaps of circulation and pressure conditions for a period of several days.

The question remains, whether this development has led to an improvement of the local weather-forecast. An answer can be given by regarding the results and the quality of point prognoses and their trend for a longer period. In this connexion the problems of local weather-forecast become evident. Finally we intend to demonstrate possibilities which gradually could lead to a better realization of this complicated task.

Seit den dreißiger Jahren ist die Meteorologie in der Lage, Vorhersagekarten des großräumigen atmosphärischen Bewegungsfeldes zu erstellen. Dabei ist die Entwicklung der graphischen Methode in Deutschland eng mit dem Namen R. SCHERHAG verbunden.

Nach und nach entwickelten sich dann in den verschiedenen Ländern teils ähnliche, teils abweichende Verfahren. In England führte SUTCLIFFE eine Methode

ein, die auf der thermischen Steuerung basierte und die sehr erfolgreich angewandt wurde. In den USA war es S. PETERSEN, der mit Hilfe der Grundsätze der Kinematik eine Extrapolation der Druckverteilung durchführte. Ausgehend von der Theorie der barotropen Atmosphäre gelang es der Chicagoer Schule unter C. ROSSBY Vorhersagekarten der Höhenstömung zu erstellen, und zwar unabhängig vom Bodendruckfeld.

Prüfung der 36-std Vorhersagen für Berlin-Dahlem vom : 4. 2. 74 Ni 13 ^h											
Da- tum	Ter- min	Bedeckungs- grad		12-std. Niederschlag		Min und Max. Temperatur		mittlere Windgeschwindigkeit		Punkte	
		v	e P	v	e P	v	e P	v	e P		
I	5.2.	01	c ^a c ^a 20					a	a	10	
	07	c ^a c ^a 20	a	a	40	-1	-2	30	a	a	10
	13	b c ^a 5 ^{*)}							a	a	10
	19	b a 10	a	a	40	6	1	10	a	a	10
Mittel I			13.8		40.0			20.0		10.0	83.8
II	6.2.	01	b c 10						a	a	10
	07	b c 10	a	b	20	2	-1	20	a	a	10
Mittel I und II			12.5		33.3			20.0		10	75.8
Punktabzüge		*) Nebelfehlprognose									

Prüfung der 36-std Vorhersagen für Berlin-Dahlem vom : 5. 2. 74 Ni 13 ^h											
Da- tum	Ter- min	Bedeckungs- grad		12-std. Niederschlag		Min und Max. Temperatur		mittlere Windgeschwindigkeit		Punkte	
		v	e P	v	e P	v	e P	v	e P		
I	6.2.	01	c c 20						a	a	10
	07	c c 20	a	b	20	0	-1	30	a	a	10
	13	c c 20							a	a	10
	19	c c 20	b	b	40	3	4	30	a	a	10
Mittel I			20.0		30.0			30.0		10.0	90.0
II	7.2.	01	c c 20						a	a	10
	07	c c 20	b	c ^k 15 ^{*)}		1	0	30	a	a	10
Mittel I und II			20.0		25.0			30.0		10.0	85.0
Punktabzüge		*) Gewitterfehlprognose									

Abb.1 Prognosenprüfung für den 4. und 5. Februar 1974

In jahrzehntelanger Arbeit wurden die Kenntnisse von den physikalischen Vorgängen in der Atmosphäre erweitert, wurden die mathematisch-physikalischen Modelle verbessert. Auf dieser Basis und mit Hilfe von Hochleistungsrechnern stehen heute für die verschiedenen Schichten befriedigende objektive numerische Vorhersagen der großräumigen Druck- und Strömungsverhältnisse zur Verfügung.

Aber, so muß man fragen, hat - und wenn ja in welchem Maße - die Verbesserung der numerischen Vorhersagekarten zu einer Verbesserung der Vorhersage des lokalen, des tatsächlichen Wetters geführt? Diese Frage, die vielleicht auf den ersten Blick etwas überrascht, läßt sich am besten mittels einer Bestandsaufnahme beantworten.

Beginnen wir mit der täglichen Prognosenprüfung in der Berliner Wetterkarte. Sie basiert auf der im Deutschen Wetterdienst entwickelten Konzeption und wird seit dem 1. Mai 1971 in Berlin durchgeführt, wobei sie alle Elemente einer regulären Punktvorhersage umfaßt.

In Abb. 1 ist z. B. die Prognosenprüfung für den 4. und 5. Februar 1974 wiedergegeben. Überprüft werden Bedeckungsgrad und Windgeschwindigkeit alle 6 Stunden, der Niederschlag für 12stündige Intervalle sowie die Höchst- und Tiefsttemperatur. Dazu kommt die Vorhersage spezieller Wettererscheinungen.

Tab. 1 zeigt die einzelnen Klassen, für die die drei erstgenannten Elemente vorhergesagt werden. Die Temperaturprognose erfolgt auf ganze Gradwerte.

Tab. 1

Bewölkung	Niederschlag	Windgeschwindigkeit
a: 0/8-3/8	a: 0- 0.3 mm	a: 0-10 kn
b: 4/8-6/8	b: 0.4- 2.0 mm	b: 11-21 kn
c: 7/8-8/8	c: > 2.0 mm	c: \geq 22 kn
	d: 0.4- 5.0 mm	
	e: > 5.0 mm	

Entsprechend der Wichtung der einzelnen Elemente kann eine maximale Punktzahl erreicht werden; Bewölkung 20 Punkte, Temperatur 30 Punkte, Niederschlag 40 Punkte, Wind 10 Punkte, d. h. eine völlig richtige Vorhersage erhält 100 Punkte:

Je größer die Differenz zwischen vorhergesagtem und eingetroffenem Wert oder Intervall ist, um so größer ist der Punktabzug. Punktabzüge erfolgen z. B. auch bei Gewitter- oder Nebelfehlvorhersagen, bei einer Phasenfehlvorhersage des Niederschlags im Winter oder bei Temperaturfehlvorhersagen in bezug auf den Gefrierpunkt.

Es erhebt sich nun die Frage, ob die alle Einzelelemente der Vorhersage erfassende Prognosegüte in den Jahren seit Beginn der Prognosenprüfung eine signifikante Verbesserung aufweist gegenüber dem seit langem genannten Güterwert von 85 %. Wichtig ist auch die Frage, ob sich in den Werten ein Trend zu besseren Vorhersagen abzeichnet.

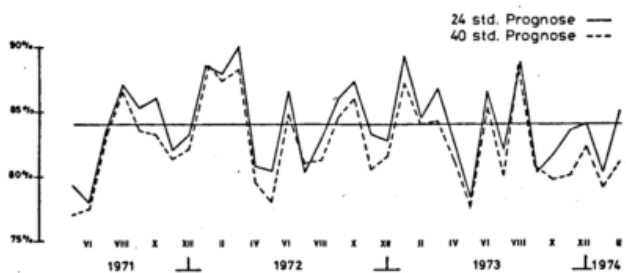


Abb. 2 Verlauf der 24 std. und 40 std. Prognosegüte von 1971-1974

Abb. 2 gibt den Verlauf der mittleren monatlichen Prognosegüte in Berlin seit Mai 1971 wieder. Die ausgezogene Kurve stellt die Werte für die 24stündige, die gestrichelte jene für die 40stündige Vorhersage dar. Wie zu erwarten, nimmt die Prognosegüte mit zunehmendem Vorhersagezeitraum ab.

Mittelt man die Eintreffgenauigkeit über den Gesamtzeitraum, so folgt für die 24stündige Vorhersage ein Wert von 84 %, für die 40stündige Vorhersage ein Wert von 82.5 %. Das heißt einmal, bei der Ausdehnung vom 24stündigen auf das 40stündige Intervall reduziert sich die Prognosegüte um rund 1.5 %. Zum anderen liegt der ermittelte 24stündige Wert von 84 % sogar etwas unter dem seit langem genannten Wert.

Die Frage, ob ein Trend zu besseren Prognosen seit 1971 festzustellen ist, muß nach Abb. 2 eindeutig verneint werden. Die Kurven schwanken lediglich um den Mittelwert. Allerdings scheint sich dabei ein signifikantes Verhalten im Zusammenhang mit der Jahreszeit anzudeuten.

Als erste Regel läßt sich feststellen, daß die niedrigsten Prognosegüten in den Monaten April, Mai, Juni auftreten. So wurden im Juni 1971 und im Mai 1973 24stündige Werte von nur 78 % erreicht. Sekundäre Minima finden sich im November und Dezember.

Überdurchschnittliche Prognosegüten sind dagegen in der Regel in den Monaten August, September oder Oktober sowie Januar, Februar und März festzustellen. So wurde im März 1972 sogar eine mittlere Eintreffgenauigkeit von 90 % erreicht.

Bei der Frage nach den Ursachen der Schwankungen in der Prognosegüte ist es naheliegend, die allgemeinen Zirkulationsverhältnisse bzw. ihre Anomalien zu betrachten.

In Abb. 3 ist daher für den gleichen Zeitraum wie für die Prognosegüte der Verlauf der monatlichen Bodendruckabweichung vom Normalwert für Berlin dargestellt. Offensichtlich besteht zwischen beiden Parametern ein bestimmter qualitativer Zusammenhang. So ist der Zeitraum April, Mai, Juni mit seiner geringen Prognosegüte mit negativen Druckanomalien gekoppelt, während übernormale Vorhersagegüten in der Regel mit positiven Druckabweichungen verbunden sind.

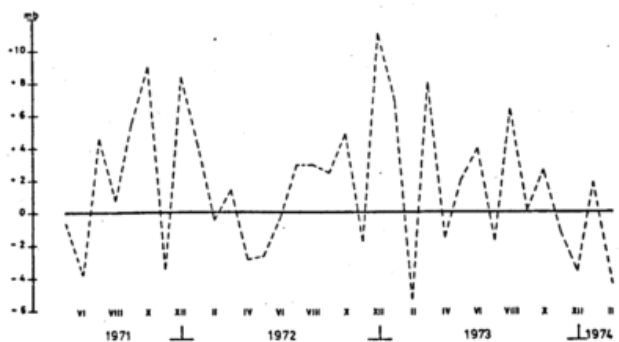


Abb. 3 Bodendruckabweichung vom Normalwert in der Zeit von 1971-1974

Jedoch ist bekanntlich für die lokale Wettervorhersage die Kenntnis der Druckverteilung zwar eine notwendige, aber nicht ausreichende Bedingung. So ist es nicht verwunderlich, wenn z. B. der März 1972 eine hohe Prognosegüte bei nur geringer positiver Druckabweichung aufweist, während wir im Dezember 1972 bei einer positiven Druckanomalie von 11 mb sogar eine leicht unternormale Prognosegüte feststellen.

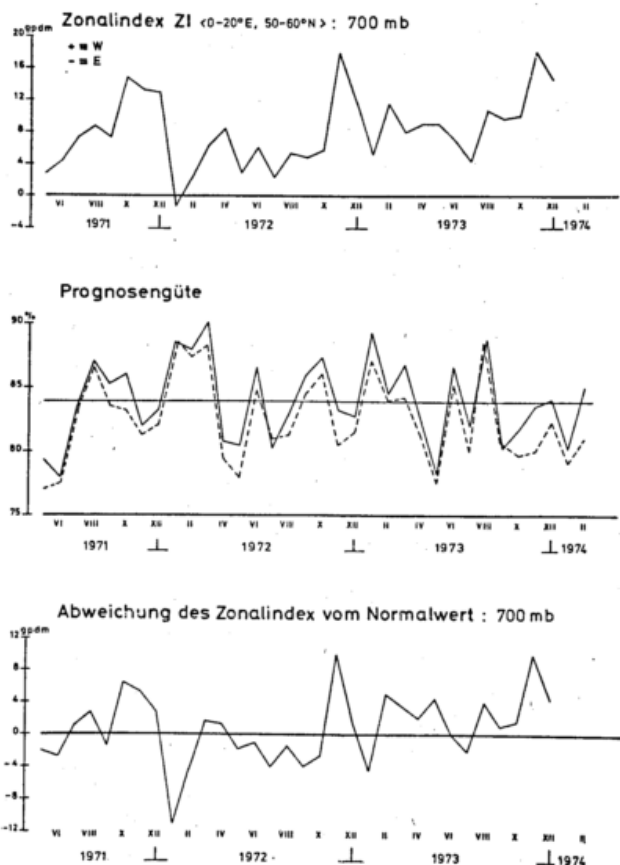


Abb. 4 Zonalindex und Abweichung des Zonalindex vom Normalwert (1971-74)

In Abb. 4 ist neben dem zeitlichen Verlauf der Prognosengüte noch der monatliche Zonalindex für den Bereich 0° - 20° E und 50° - 60° N sowie die Abweichung des Zonalindex vom Normalwert dargestellt. Über die Zusammenhänge zwischen diesen Faktoren läßt sich feststellen:

- 1) Bei großem positiven Zonalindex bzw. verstärkter Ausprägung der Westdrift ist die Prognosengüte in der Regel unternormal (z. B. November/Dezember 1971/72/73).
- 2) Bei negativem Zonalindex (Ostströmung) bzw. gering ausgeprägter Westdrift ist die Prognosengüte in der Regel hoch (z. B. Januar 1972/73).
- 3) Bei normaler Ausprägung der Westdrift, d. h. geringer Anomalie des Zonalindex sind sowohl übernormale wie unternormale Prognosengütwerte zu erkennen (z. B. Juni-August 1971, März-April 1972).

Während die Bestandsaufnahme in bezug auf die Gesamtprognose sich auf drei Jahre beschränken mußte, ist eine isolierte Betrachtung der 24stündigen und 40stündigen Temperaturvorhersage für einen weitaus größeren Zeitraum möglich. Daher wurde für den 20-jährigen Zeitraum 1953-1972 der Zusammenhang von vorhergesagter zur eingetroffenen Höchst- und Tiefsttemperatur in Berlin untersucht. Zu beantworten galt es zwei Fragen. Erstens: Gibt es signifikante Unterschiede in der Eintreffgenauigkeit in den verschiedenen Monaten bzw. Jahreszeiten? Zweitens: Hat sich die Güte der Temperaturvorhersage in den vergangenen 20 Jahren verbessert?

In Abb. 5 ist der Gang der mittleren monatlichen Differenz zwischen vorhergesagter und eingetretener Höchsttemperatur (24stündige Vorhersage) für den Zeitraum 1953-1972 dargestellt. Dabei liegen die mittleren

Abweichungen in der Regel bei oder etwas unter 2° . Nur in den Monaten April, Mai, Juni werden mittlere Differenzbeträge zwischen 2° und 3° angetroffen.

Was sagen nun die Kurven über eine Verbesserung der Prognosengüte seit 1953 hinsichtlich der 24stündigen Höchsttemperaturvorhersage aus? Zur Beantwortung dieser Frage sind in der Abb. 5 noch die Fünfjahresmittel dargestellt. Während im Januar keine Verbesserung festzustellen ist, folgt für die übrigen Monate eine Zunahme der Prognosengüte in den letzten 20 Jahren, wobei allerdings bei einigen Monaten der Betrag innerhalb der normalen Schwankungsbreite liegt.

In Abb. 6 ist der Gang der mittleren monatlichen Differenz zwischen vorhergesagter und eingetretener Tiefsttemperatur (40stündige Vorhersage) dargestellt. Wie man erkennt, sind die Schwankungen von Jahr zu Jahr stärker ausgeprägt als bei der Höchsttemperatur. Ferner werden Differenzbeträge von 2° oder weniger nur im Sommer erreicht. In den übrigen Monaten liegen die Werte zwischen 2° und 3° , in Einzelfällen noch darüber.

Hinsichtlich eines säkularen Trends läßt sich feststellen, daß die Kurven bzw. die eingezeichneten Fünfjahresmittel im Prinzip keine Verbesserung der Prognosengüte der 40stündigen Tiefsttemperatur seit 1953 erkennen lassen. Im März, April, Mai, Juni, September und Oktober deutet sich zwar eine Zunahme an, doch verhalten sich die übrigen Monate entweder neutral oder zeigen sogar einen gegenteiligen Effekt.

Zusammenfassend läßt sich daher sagen, daß die Vorhersage der 40stündigen Tiefsttemperatur weniger genau ist als die der 24stündigen Höchsttemperatur. Ein Trend zu besseren Temperaturprognosen in den letzten 20 Jahren ist bei der 24stündigen Höchsttemperaturvorhersage offensichtlich vorhanden, während der Nachweis bei der 40stündigen Tiefsttemperaturvorhersage nicht zu erbringen ist.

Einen interessanten Beitrag zur Frage, wie sich die lokale Wettervorhersage in den letzten Jahren entwickelt hat, wird von F. SANDERS vom Massachusetts Institute of Technology gegeben. Von 1966-1972 wurden von ihm und seinen Mitarbeitern 24-96stündige Vorhersagen für Logan International Airport in Boston erstellt. Vorherzusagen waren von jedem Teilnehmer: die Tiefsttemperatur T und ihre Abweichung vom Normalwert TP sowie das Auftreten von Niederschlag P (≤ 0.01 inch) und die voraussichtliche Menge PP , aufgeteilt in 6 Klassen.

Den Teilnehmern standen für ihre Vorhersage alle vom US-Wetterdienst verbreiteten Informationen zur Verfügung, d. h. insbesondere die numerischen Vorhersagekarten.

In Abb. 7 sind die Auswertungsergebnisse für die Tiefsttemperatur dargestellt. Die Abszisse gibt den zeitlichen Verlauf wieder, die Ordinate die Verbesserung der subjektiven Vorhersagen gegenüber einer Vorhersage des klimatologischen Durchschnittswertes.

Wie bei den Ergebnissen für Berlin ist auch bei der amerikanischen Untersuchung eine ausgeprägte Schwankung der Prognosengüte zu erkennen, wobei Minima im Sommer und Maxima im Herbst auftreten. Übereinstimmend ist auch die Tatsache, daß die Kurven keinen säkularen Trend aufweisen, d. h. in dem sechsjährigen Zeitraum von 1966-1972 ist keine signifikante Verbesserung der Temperaturvorhersage festzustellen.

Interessant ist ferner, in welchem Maße die Vorhersagegüte der Tiefsttemperatur mit zunehmendem Prognosezeitraum zurückgeht. So beträgt die Verbesserung gegenüber dem klimatologischen Wert bei der 24stündigen

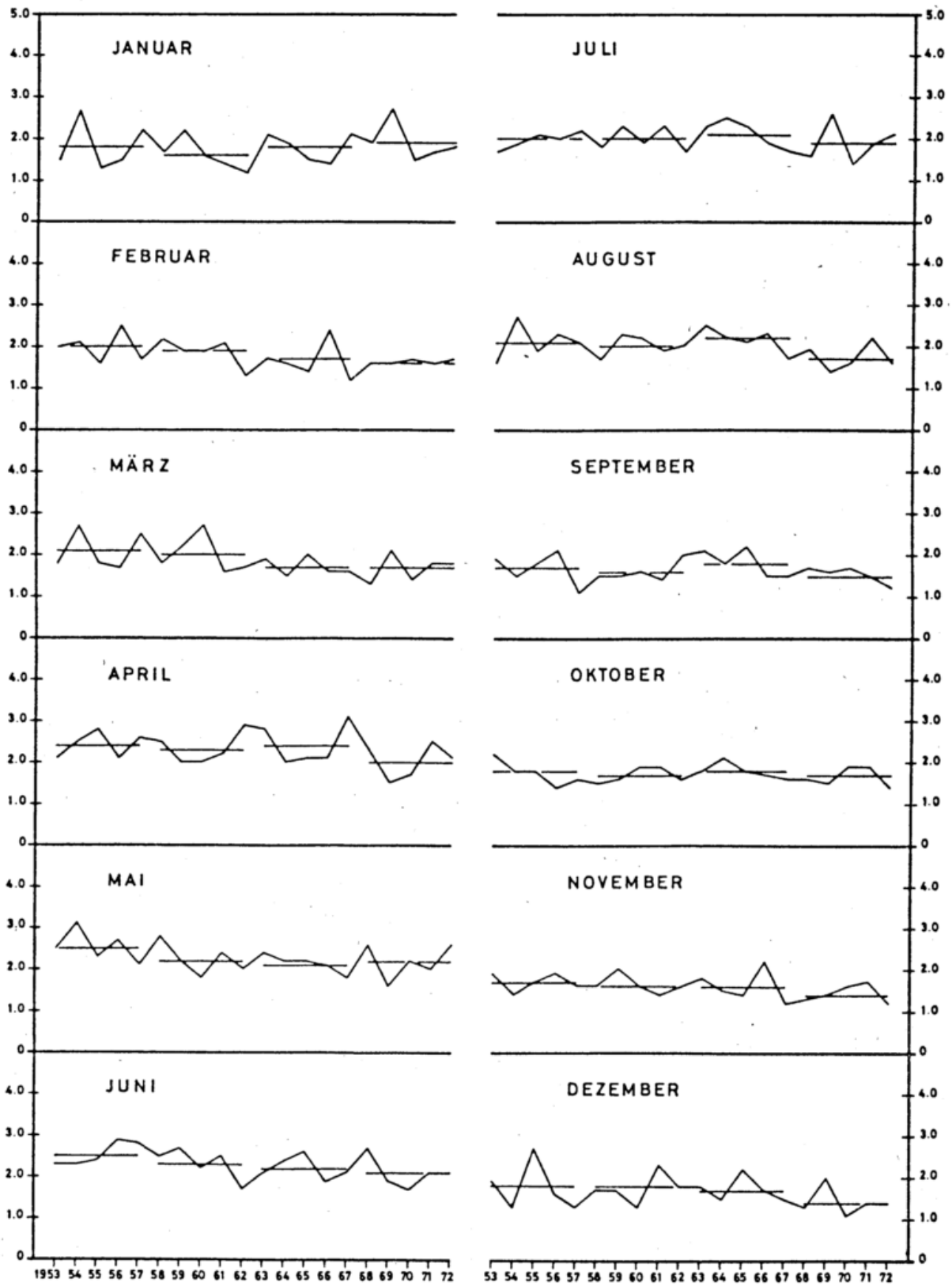


Abb.5 Mittlere monatliche Differenz zwischen vorhergesagter und eingetretener Höchsttemperatur (—Fünfjahresmittel)

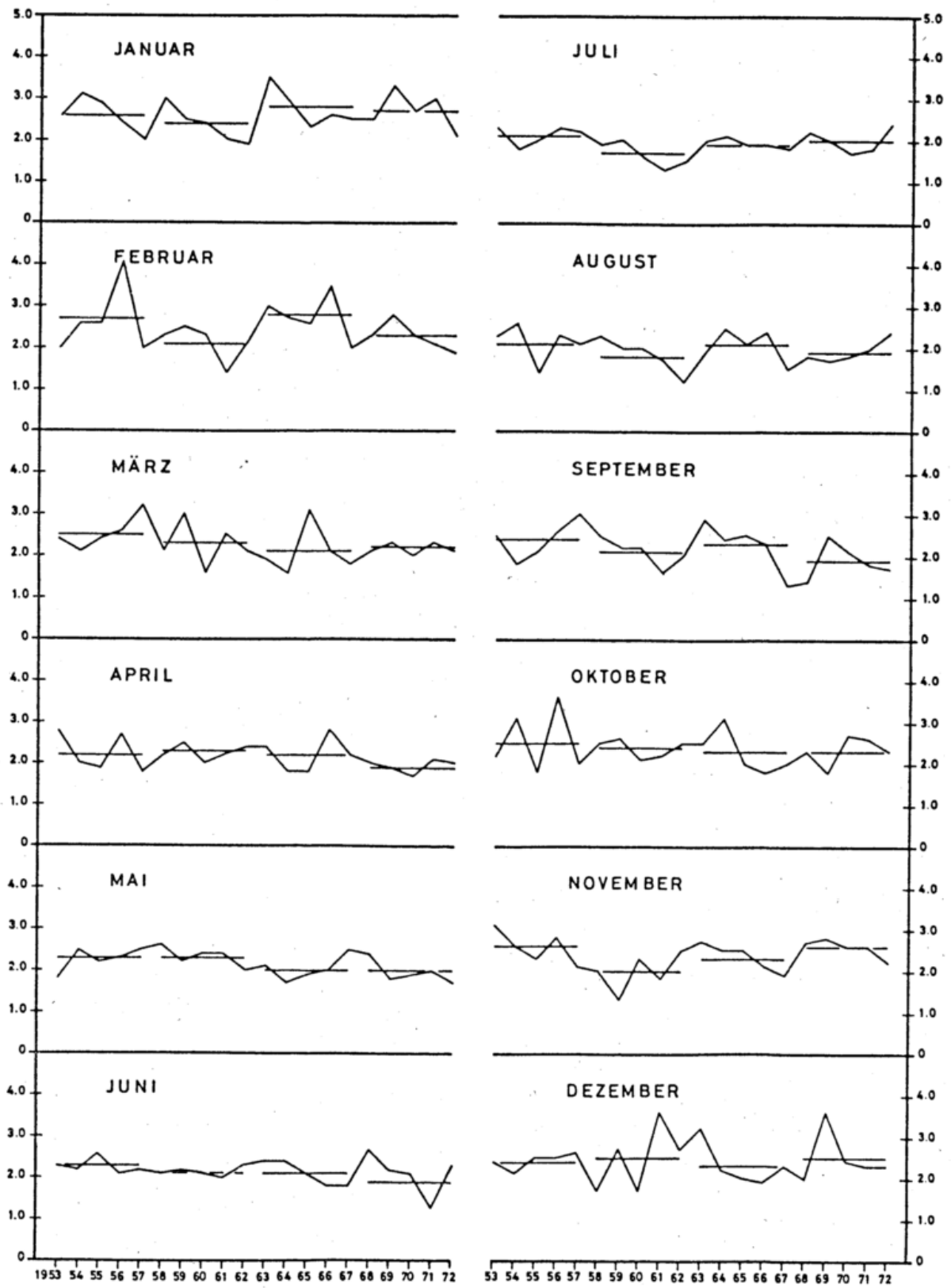


Abb.6 Mittlere monatliche Differenz zwischen vorhergesagter und eingetretener Tiefsttemperatur (— Fünfjahresmittel)

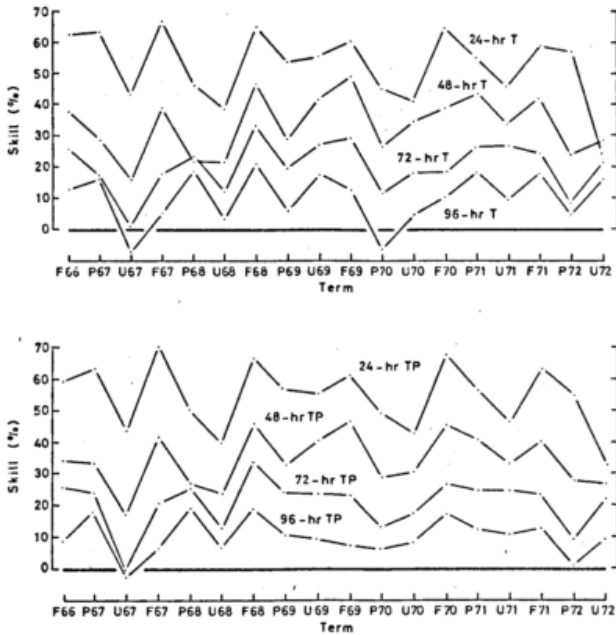


Abb. 7 Verbesserung der subjektiven Tiefsttemperaturvorhersage T bzw TP gegenüber einer klimatologischen Vorhersage

gen Vorhersage 50–60 %, bei der 48stündigen Prognose 35% und bei der 72stündigen rund 20 %. Die 96stündige Vorhersage ist schließlich nur noch wenig besser als der klimatologische Ansatz.

In Abb. 8 sind die Ergebnisse für den Niederschlag dargestellt. Wie man erkennt, ist auch dort eine Verbesserung der Vorhersagegüte in den sechs Jahren ausgeblieben. Die Tatsache, daß die Niederschlagsprognose schwieriger ist als die Temperaturvorhersage wird daran deutlich, daß nach 48 Stunden die Vorhersage nur noch rund 20 % besser ist als eine klimatologische Vorhersage und nach 72 Stunden sich von dieser praktisch nicht mehr abhebt.

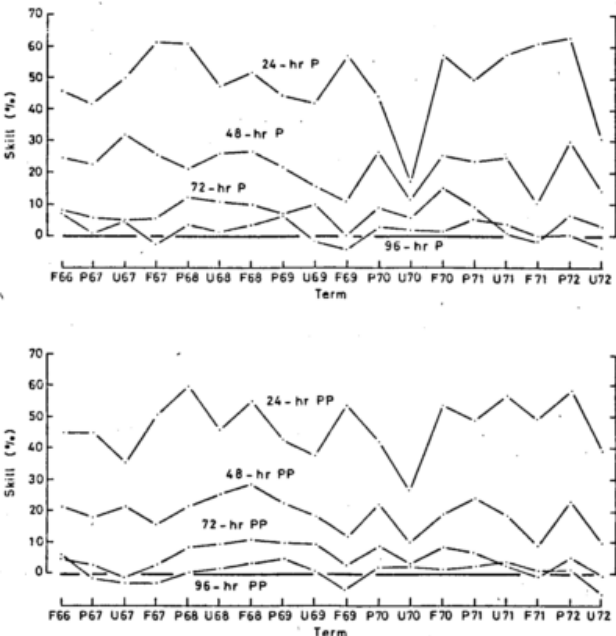


Abb. 8 Verbesserung der subjektiven Niederschlagsvorhersage P bzw. PP gegenüber einer klimatologischen Vorhersage

Die Frage, in welchem Maße sich in den letzten Jahren die Güte der numerischen 500-mb-Vorhersage des National Meteorological Center (NMC) geändert hat, wird in

Abb. 9 beantwortet. Dort ist der Korrelationskoeffizient zwischen vorhergesagtem und beobachtetem Geopotentialwert in 500 mb aufgetragen. Auch wenn ein derartiger Vergleich nicht unproblematisch ist – man bedenke, daß bei gleichem Geopotential die Strömung bis 180° verschieden sein kann –, spiegeln sich in dem Kurvenverlauf doch die ständigen Verbesserungsarbeiten am numerischen Large-Scale-Modell wider. Die Kurve weist zwischen 1966 und 1972 einen leichten Anstieg auf.

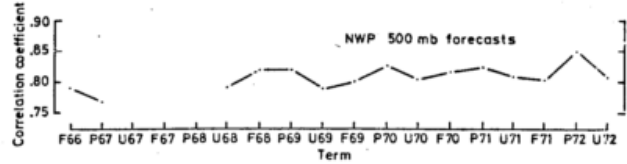


Abb. 9 Verbesserung der numerischen 500-mb-Vorhersage des US-amerikanischen Wetterdienstes zwischen 1966–72

Fassen wir nun die Ergebnisse dieser Bestandsaufnahme über die lokale Wettervorhersage zusammen: Wie wir gesehen haben, sind die numerischen Vorhersagekarten auch in den letzten Jahren weiter verbessert worden. Nicht wesentlich verbessert hat sich dagegen, und zwar seit 20 Jahren, die Vorhersage des lokalen Wetters. (Nicht betrachtet sind hierbei Verbesserungen für Vorhersagezeiträume von wenigen Stunden, wie sie z. B. durch den Einsatz von Radar erreicht worden sind.) So findet man zwar Perioden hoher Prognosegüte, aber auch solche geringer Eintreffgenauigkeit. Ein säkularer Trend zur Verbesserung hat nicht stattgefunden. Anders ausgedrückt bedeutet das: Eine Verbesserung der numerischen Vorhersage der großräumigen Zirkulation ist noch keine Garantie für eine Verbesserung der lokalen Wettervorhersage!

Um diese Verbindung zu vollziehen, bedarf es intensiver Untersuchungen mit dem Ziel, die vorausberechneten Verhältnisse des großräumigen Scales in die Vorhersage des lokalen Wetters umzusetzen. Dabei ist konsequenter als bisher der Weg der Objektivierung der Lokalvorhersage zu beschreiten, d. h. die lokale Wettervorhersage muß mehr und mehr in eine objektive Form überführt werden.

Es ist dabei unbestritten, daß die subjektive Vorhersage seit Jahrzehnten mit recht gutem Erfolg angewendet wird. Aber, und das haben die Ausführungen deutlich gezeigt, ist bei einer Prognosegüte von etwa 85 % eine Art „Schallmauer“ der subjektiven Methode erreicht. Will man die Eintreffgenauigkeit steigern, muß man dieses auf neuen bzw. modifizierten Wegen versuchen.

Dabei darf es kein Einwand sein, daß sich bisher die subjektive Vorhersage den Objektivierungsversuchen durchweg als überlegen erwiesen hat. Die jüngsten Ergebnisse in den USA zeigen in ermutigender Weise, daß sich die Differenz in den letzten Jahren schon verringert hat. In Abb. 10 ist dies anschaulich wiedergegeben. Dort ist nach SANDERS für die Tiefsttemperatur die Verbesserung der (über alle Teilnehmer gemittelten) subjektiven Vorhersage gegenüber der objektiven Vorhersage des US-Wetterdienstes für Boston dargestellt. Wie man erkennt, kommt es zu einer Annäherung zwischen objektiver und subjektiver Vorhersage.

Als objektiv definiert man bekanntlich eine Lokalvorhersage, wenn das Verfahren unabhängig vom Bearbeiter vom gleichen Ausgangsmaterial zum selben Vorhersageergebnis führt.

Bei den Untersuchungen zur Objektivierung der lokalen Wettervorhersage hat man folgende Grundsätze zu beachten:

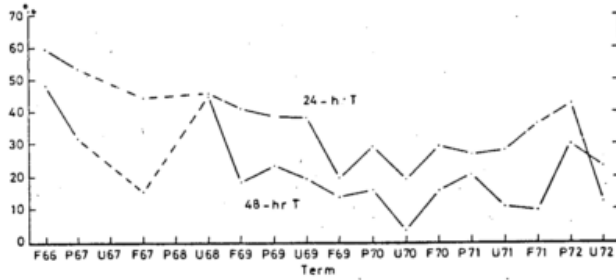


Abb.10 Verbesserung der 24 std. bzw. 48 std. subjektiven Prognose gegenüber der objektiven Tiefsttemperaturvorhersage (in %)

1. Die gesuchten Beziehungen zwischen dem vorherzusagenden Element und den betrachteten Parametern müssen einen festen physikalischen Hintergrund besitzen.
2. Das meteorologische Problem ist so scharf wie möglich zu definieren. Prozesse, z. B. Sichtminderung durch Trübung oder Niederschlag, sind durch unterschiedliche physikalische Ansätze zu erfassen. Eine undifferenzierte Betrachtung wird zwangsläufig zu unscharfen Ergebnissen führen.
3. Man bestimme realistische Vorhersagegrenzen bzw. Intervalle. Sowohl Vernachlässigungen physikalischer Einflußfaktoren wie ein vorhandenes Beobachtungsmaterial wirken sich auf ein sinnvolles Auflösungsvermögen aus. Auch die Anforderungen der Konsumenten können u. U. eine Rolle spielen. So sind z. B. in ein und derselben Stadt durchaus Temperaturunterschiede von 2° anzutreffen. In der Regel wird eine Genauigkeit von 2° auch für den Konsumenten voll ausreichen. Von Bedeutung ist dagegen eine präzise Aussage in Gefrierpunktnähe.
4. Es sind die zyklischen Schwankungen, d. h. die tages- und jahreszeitlichen Änderungen der Einflußfaktoren zu berücksichtigen. In Abb. 11 (S. 136) z. B. ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von heiterem, wolkeigem und stark bewölktem Himmel für Berlin dargestellt, und zwar in Abhängigkeit von der Windrichtung. Dabei wurden aufgrund des konvektiven Bewölkungseinflusses die synoptischen Terminbeobachtungen 21 h - 06 h GMT und 09 h - 18 h GMT zusammengefaßt.

Wie man erkennt, weichen bei starker Bewölkung die Tages- und Nachtkurve kaum voneinander ab. Mit Ausnahme des Winters sind dagegen in den übrigen Jahreszeiten bei ein und derselben Windrichtung unterschiedliche Wahrscheinlichkeitswerte für heiteres und wolkeiges Wetter zu finden.

Für die Objektivierung der Lokalvorhersage kommt zwei Methoden eine grundsätzliche Bedeutung zu. Diese sind:

1. die Methode der klassischen Dynamik
2. die statistische Methode.

Die Methode der klassischen Dynamik basiert auf den Eulerschen Bewegungsgleichungen, der Kontinuitätsgleichung, dem 1. Hauptsatz der Wärmelehre und bedarf der Ergänzung durch Gleichungen für den Wasserdampf, für Strahlungs- und wolkenphysikalische Vorgänge, für turbulente Reibungsprozesse usw. Sie ist ihrem Wesen nach deterministisch, d. h. sie liefert Aussagen für den Einzelfall.

Für die Vorhersage des lokalen Wetters sind spezielle physikalisch-mathematische Modelle zu entwickeln, die den Prozessen in diesem Scale Rechnung tragen und somit auch die lokalen Meßdaten einbeziehen. Hierbei handelt es sich um sog. eindimensionale (vertikale) numerische Vorhersagemodelle.

Eine wichtige Voraussetzung für das Funktionieren dieser Modelle sind gute Ergebnisse der numerischen Vorhersagen für den Large- und Mesoscale, da diese als Anfangs- und Randbedingungen in das lokale Modell eingehen. Dies ist z. B. notwendig, um die wichtigen advektiven Einflüsse bei der Lokalvorhersage zu erfassen.

In Abb. 12 sind in Form eines Flußdiagramms die einzelnen Schritte schematisch dargestellt.

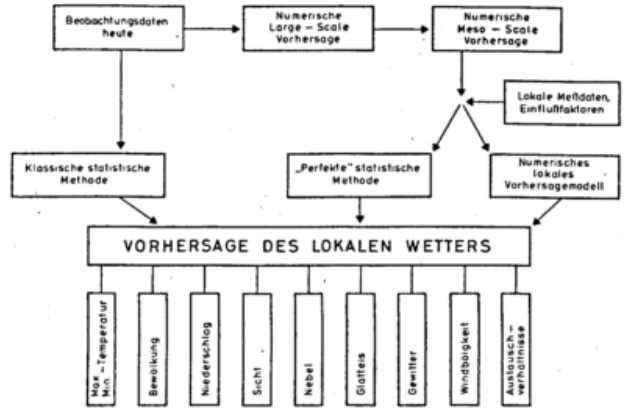


Abb.12 Schematische Darstellung für eine Objektivierung der lokalen Wettervorhersage

Zu erwähnen ist, daß es auf diesem Wege zwar schon einige Ansätze gibt, z. B. über nächtliche Abkühlung und über Nebelbildung, doch befinden sich die Modelle noch durchweg im Experimentierstadium.

Die zweite, die statistische Methode, arbeitet statt mit funktionellen Beziehungen mit stochastischen Zusammenhängen. Im Gegensatz zur Methode der klassischen Dynamik macht sie keine Angaben für den Einzelfall, sondern liefert Wahrscheinlichkeitsaussagen. Da die Atmosphäre der beste Integrator der vollständigen atmosphärischen Gleichungssysteme ist, sind bei dieser Methode sämtliche Einflußfaktoren meist schon implizit eingearbeitet.

Ihre Aussagen, d. h. die abgeleiteten Beziehungen, basieren auf langen Beobachtungsreihen.

In der Vergangenheit sind die objektiven statistischen Entscheidungshilfen im allgemeinen in graphischer Form gegeben worden. Heute empfiehlt es sich jedoch, auch bei der statistischen lokalen Wettervorhersage die Kapazität elektronischer Rechner auszunutzen, so daß eine weitaus größere Anzahl von Einflußfaktoren berücksichtigt werden kann.

Grundsätzlich lassen sich bei der statistischen Methode zwei Wege unterscheiden (Abb. 12).

1. Die klassische Vorhersagemethode geht aus von den Beobachtungen zur Zeit t_0 und liefert über die abgeleiteten Beziehungen Wahrscheinlichkeitsaussagen bei der Prognose des betrachteten Elementes. Das Vorhersageintervall Δt liegt in der Regel zwischen 3 und 24 Stunden.
2. Die perfekte statistische Vorhersagemethode, wie sie W. H. KLEIN genannt hat, leitet die Prognosenbeziehungen ebenfalls aus langjährigen Beobachtungsreihen ab. Sie berücksichtigt jedoch die Tatsache, daß die numerischen Vorhersagekarten vorausberechnete Werte atmosphärischer Parameter liefern, die in den Vorhersagebeziehungen benutzt werden können. Dieser Methode kommt eine große Bedeutung zu. Sie verknüpft abgeleitete diagnostische Beziehungen mit den Ergebnissen der numerischen Vorhersagekarten, d. h. sie erlaubt die Umsetzung des großräumigen atmosphärischen Bewegungsfeldes in lokales Wetter.

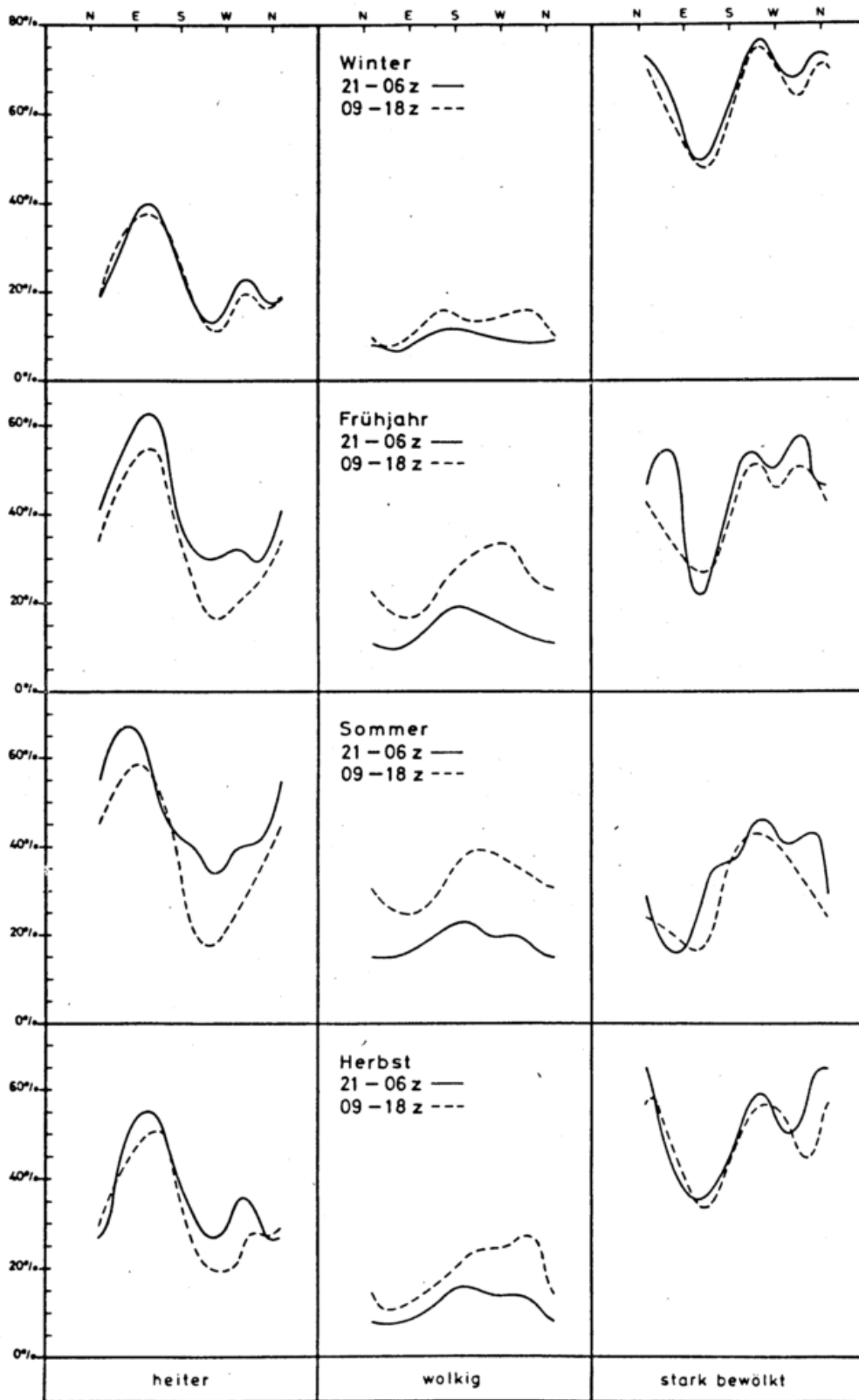


Abb. 11 Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von heiterem, wolzigem und stark bewölkttem Wetter in Abhängigkeit von der Windrichtung

Der Vorhersagezeitraum für die lokalen Wettererscheinungen läßt sich dabei folglich in dem Maße vergrößern, wie die numerische Wettervorhersage in der Lage ist, hinreichend genaue Vorhersagen des Large- bzw. Mesoscale-Feldes zu liefern.

Zwei Beispiele sollen die geschilderten statistischen Methoden veranschaulichen. Die nachfolgende Beziehung ist eine Regressionsgleichung der 3stündigen Sichtvorhersage für Baltimore.

$$P = 0.02 - 0.01 x_1 + 0.41 x_2 + 0.01 x_3 - 0.03 x_4 + 0.01 x_5 + 0.01 x_6 + \dots - 0.01 x_{36}$$

P ist dabei die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer Sicht unter 3/8 Meilen und einer Wolkenuntergrenze unter 100 ft. Die Prediktoren x_n sind Beobachtungen der Sicht und der relativen Feuchte von Baltimore und umliegender Stationen. Mit Ausnahme der Erhaltungstendenz x_2 trägt kein Term mehr als 10 % zur Wahrscheinlichkeit bei.

Da das Verfahren allein von aktuellen Beobachtungen ausgeht, ist es ein Beispiel für die klassische statistische Vorhersagemethode.

In der folgenden Beziehung ist die Regressionsgleichung für die 24stündige Vorhersage der winterlichen Höchsttemperatur von Columbus/Ohio angegeben.

$$T_{\max} = -129.2 + 0.180 H (40.80) + 0.1934 T_{\max} (Cu) + 0.112 H (40.90) - 0.0062 Z (45.95) + 0.2486 T_{\min} (Da)$$

Dabei ist H die der numerischen Vorhersagekarte entnommene Schichtdicke 700/1000 mbar, Z die Höhe der 700-mbar-Fläche an den genannten Koordinatenpunkten. An Beobachtungsdaten enthält die Gleichung die Höchsttemperatur des Vortages vom Columbus und die Tiefsttemperatur des Vortages in Dayton/Ohio. Da hierbei Werte der numerischen Vorhersagekarten Verwendung finden, ist die Gleichung ein Beispiel für die sog. perfekte statistische Methode.

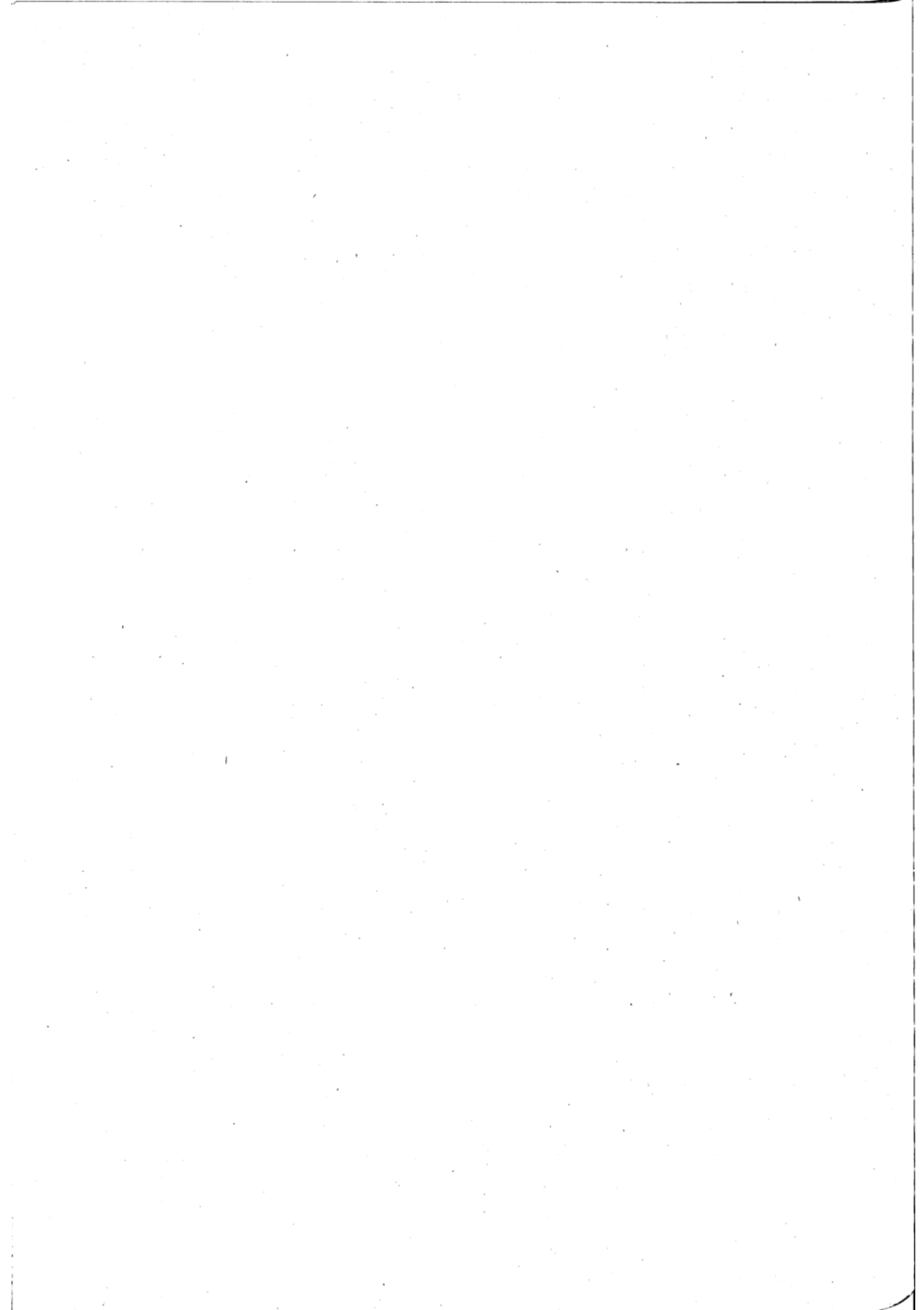
Fassen wir abschließend die Ausführungen kurz zusammen, so läßt sich also sagen:

1. In den vergangenen Jahren ist es nicht gelungen, die Ergebnisse der numerischen Large-Scale-Vorhersagemodelle in eine signifikante Verbesserung der lokalen Wettervorhersage umzusetzen.
2. Die subjektive Form der Lokalvorhersage stößt bei einer mittleren Prognosegüte von 85 % offensichtlich an ihre obere Grenze.
3. Eine Objektivierung der lokalen Wettervorhersage bei gleichzeitiger Steigerung der Prognosegüte ist sowohl mit der Methode der klassischen Dynamik wie auf statistischem Wege zu verfolgen. Dabei ist nicht auszuschließen, daß erst die Kombination der Vorteile beider Methoden den größten Erfolg verspricht.

Charakterisieren läßt sich das Problem der lokalen Wettervorhersage am treffendsten durch HERAKLIT, der vor mehr als zwei Jahrtausenden schon feststellte: „Die Ordnung der Natur verbirgt sich gern.“

Literatur

- (1) BÖHME, W.: Stand und Entwicklungstendenzen der Wettervorhersage. Z. Meteor. 22 (1971) S. 5-10.
- (2) BÖHME, W.: Statistische Methoden in der Atmosphärischen Dynamik und der Wettervorhersage. Z. Meteor. 17 (1965) Suppl. H. S. 53-62.
- (3) FREEMAN, M. H.: A graphical method of objective forecasting derived by statistical techniques. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 87 (1961) S. 393-400.
- (4) GLEESON, T. A.: Statistical - dynamical predictions. J. appl. Meteor. 9 (1970) Nr. 3, S. 333-344.
- (5) KLEIN, W. H.: The computer's role in weather forecasting. Weatherwise 22 (1969) Nr. 5, S. 195-201, 218-219.
- (6) KLEIN, W. H.; LEWIS, F.; CASELY, G. P.: Automated nationwide forecasts of maximum and minimum temperature. J. appl. Meteor. 6 (1967) Nr. 2, S. 216-228.
- (7) LAMP, E.: Objektive Verfahren zur Vorhersage der Temperaturminima in Strahlungsnächten. Meteor. Rdsch. 24 (1971) H. 4.
- (8) MALBERG, H.; RÖDER, W.: Ein Beitrag zur Bewölkungsvorhersage für Berlin. Berliner Wetterkt. 1974 Beil. SO 12/74.
- (9) PANOFKY, H. A.; BRIER, G. W.: Some applications of statistics to meteorology. The Pennsylvania State University 1958.
- (10) REUTER, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Wien: Springer-Verlag 1954.
- (11) SANDERS, F.: Skill in forecasting daily temperature and precipitation: some experimental results. Bull. Amer. Soc. 54 (1973) No. 11.
- (12) SARTOR, J. D.: A systematic approach to local objective forecast studies. Bull. Amer. Soc. 39 (1958) No. 1.
- (13) SCHERHAG, R.: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin, Göttingen, Heidelberg: Springer-Verlag 1948.



Vorteile und Grenzen statistischer Vorhersagemethoden, dargestellt am Beispiel Berlin

Zusammenfassung

Neben Betrachtungen über die derzeitigen Vor- und Nachteile statistischer Wetterprognose wird das psychologische Problem bei der Erstellung subjektiver Vorhersagen und die Bedeutung der Persistenz behandelt. Am Beispiel der Vorhersage von Extremtemperaturen wird die Brauchbarkeit verschiedener meteorologischer Elemente als Prediktoren aufgezeigt und in Korrelogrammen dargestellt. Ein Beispiel zeigt, daß gegenwärtig auch mit statistischen Methoden erhebliche Fehlprognosen eintreten können.

Abstract

Beginning with remarks about the advantage and limits of statistical weather prognosis, the psychological problem in connection with subjective forecasting and the importance of persistence is discussed. The usefulness of different meteorological elements as predictors is shown by the example of maximum and minimum temperature forecasts and is presented in diagrams. An other example demonstrates that in the present state statistical methods too may lead to erroneous forecasts.

Jeder, der sich in der derzeitigen Praxis der Wettervorsage, speziell der Lokal- und Regionalvorhersage auskennt, weiß, wie weit man hierzulande oft noch von wissenschaftlich einwandfreier Diagnose und Prognose entfernt ist. Daß dies so ist, liegt aber meist weniger an den diensthabenden Meteorologen oder Forecastern als vielmehr an den zur Verfügung gestellten Hilfsmitteln. Die Probleme sind oft zu vielschichtig, um unter Zeitdruck bei unzureichender Ausstattung eine treffende Interpretation zu erzielen. Wie oft mangelt es an Unterlagen, die die wichtigsten Zusammenhänge verdeutlichen, die entsprechenden Schlußfolgerungen nahelegen und die benötigten Werte liefern. Die Interpretation numerischer Höhenvorhersagekarten ist auch nicht immer einfach.

Allgemein gesagt gibt es aber viele Wechselbeziehungen in der Atmosphäre, die sich für die statistische Ausbeute geradezu anbieten und auch schon oft für prognostische Zwecke verwendet wurden. Wenn derartige Untersuchungen vorgenommen werden und nicht mit willkürlichen, physikalisch unbegründeten Schranken gearbeitet wird, ist die Statistik auch oder gerade in der lokalen Wettervorhersage ein willkommenes Hilfsmittel, um die mannigfaltigen Zusammenhänge überschaubar zu machen, den Blick für gewisse Ereignisfolgen zu schärfen und quantitative, wenn auch nicht deterministische, aber innerhalb gewisser Grenzen zuverlässige Aussagen zu liefern.

Auch dort, wo spezielle lagebedingte, klimatische oder orographische Gegebenheiten vorliegen, die Abweichungen vom Gewohnten bedingen, sind statistische Untersuchungen von großem Wert. Wer immer statistische Verfahren bei der Vorhersage anwenden will, wird sich darüber im klaren sein, daß man mit Statistik nicht alles simulieren kann; jedenfalls nicht ohne entsprechenden Aufwand. Abgesehen davon ist die Skepsis mancher Wis-

senschaftler bezüglich statistischer Wettervorhersage auch wieder unbegründet. Nicht jeder kann so objektiv, so frei von Wünschen, Vorstellungen und Stimmungen sein, daß er auf andere Hilfsmittel verzichten kann. Wie oft kommt es wohl vor, daß ein Meteorologe, weil er ein- oder zweimal mit seiner Vorhersage kräftig daneben gehauen hat, sich eines anderen besinnt und wieder hereinfällt. Die psychologische Seite der subjektiven Vorhersage ist wohl einer der entscheidenden Faktoren, die bewirken, daß statistische Methoden zunehmend an Bedeutung gewinnen werden.

Statistische Vorhersage, besonders über mehr als einen Tag hinaus, hat beispielsweise den entscheidenden Vorteil, die Bereitschaft zu ausschweifenden Vorstellungen, die schon durch die numerischen Vorhersagekarten gedämpft wurden, weiter einzuschränken.

Neben den Vorteilen sollte man natürlich auch die Grenzen kennen. Diese wiederum sind abhängig von der jeweiligen Vorhersagetechnik; denn statistische Vorhersagen gewinnen umso größere Bedeutung, je mehr dynamische Vorhersagemodelle entwickelt werden, die als Lieferanten statistischen Ausgangsmaterials in Frage kommen. In den angelsächsischen Ländern ist die Entwicklung weit vorangeschritten, wie ein Blick in die meteorologische Literatur zeigt, (1) - (8).

Dabei wird aber auch deutlich, daß einige Elemente, die nur durch hochkomplizierte Mechanismen erklärt werden können, auch heute noch beträchtliche Schwierigkeiten bereiten. Andererseits werden Größen, die auch durch subjektive Methoden am ehesten genau vorhergesagt werden, wie Temperaturen und im kurzfristigen Zeitraum bis 24 Stunden Sichtweiten an Flughäfen, recht oft behandelt. Auch in naher Zukunft werden sich Bewölkung und Niederschlag in Menge, Art und Dauer, wenn auch nicht so kraß wie früher, den statistischen

Möglichkeiten weitgehend entziehen. Ausnahmen bilden nur Vorhersagen, die dynamisch berechnete Parameter oder Feuchtigkeitsgrößen als Ausgangsmaterial verwenden, (9), (10).

Wenn man einiges über die Leistungsfähigkeit der jeweils verwendeten statistischen Vorhersagemethoden, meist Regressionstechniken, auf die im Folgenden hauptsächlich eingegangen wird, wissen will, muß man die Beurteilungsverfahren zuvor etwas in Augenschein nehmen. Bei der Erstellung von Beziehungsgleichungen, heute meist Regressionsgleichungen genannt, wird die optimale Auswahl der Prediktoren getroffen und mit Hilfe des Gaußschen Algorithmus die Koeffizienten bestimmt, (11) - (15).

Ob und inwieweit das Verfahren eine Verbesserung über die Streuung des Prediktanden oder zusätzliche Prediktoren eine weitere Verminderung der Varianz erbringen, erfährt der Anwender durch Signifikanztests, multiple Korrelationskoeffizienten usw. (16). Bei der Verifizierung des Systems, d. h. der praktischen Anwendung kann die Persistenz des Prediktanden zum Vergleich herangezogen werden, wenn diese nicht schon in die Gleichung eingebaut ist. Ein Vorhersageverfahren, das im Mittel nicht bessere Ergebnisse erbringt als die Erhaltungsneigung, kann man sich wohl ersparen; es sei denn, man erwartet zusätzliche Information oder es erzielt gerade dann Erfolge, wenn die Persistenz versagt.

Die Persistenz als untere Grenze für Vorhersageverfahren allein reicht jedoch nicht aus; denn es ist anzunehmen, daß infolge des Wissensstandes und der Erfahrung eines Routinemeteorologen in den meisten Fällen bessere Ergebnisse erzielt werden als mit der Persistenz. Spezielles Wissen und gutes Erinnerungsvermögen können sogar zu erheblicher Verbesserung synoptischer, subjektiver Vorhersagen führen. Viele Prozesse, die von einigen Modellen zwar erfaßt, aber in ihrer Tragweite oft nicht richtig erkannt werden, können bei guten Fachkenntnissen rechtzeitig in die Überlegungen zur Prognose einbezogen werden. Ich erinnere hier an die Entwicklung vom 28. November 1973 - es fand gerade das VDMG-Prognoseturnier statt - als allgemein nicht berücksichtigt wurde, daß Vorticityadvektion an Warmfronten zu sehr intensiven Wettererscheinungen und Tiefentwicklungen führt. Als Beispiel sei auch das Wissen um Ereignisse bei Annäherung und Abzug von Kaltlufttropfen genannt.

An vielen Flughäfen wurden in der Vergangenheit Prognosenhilfen geschaffen, die auf statistischen Untersuchungen aufbauend objektive Kurzfristvorhersagen von Sicht und Bewölkung zuließen (12), (17). Dazu wurden und werden im wesentlichen aktuelle Beobachtungen aus der Umgebung verwendet. Natürlich ist es möglich, allein mit den Beobachtungen an einem Punkt statistisch vorherzusagen, wobei über mehrere Stunden hinweg gute Treffer zu erzielen sind (12), (17), (18), besonders im Fall der Stationarität der Verhältnisse usw. In unseren Breiten wird ein solcher Zustand selten erreicht. Sobald Bewegung herrscht, geben auch Messungen aus der freien Atmosphäre nur unzureichend Aufschluß über die Eigenschaften der herangeführten Luftmassen. Das bedeutet, je größer die Veränderlichkeit, desto geringer die Wahrscheinlichkeit mit Persistenz Erfolg zu haben, ausgenommen der Fall rhythmischer Wiederholungen. Sobald mehr Information über den Zustand der Atmosphäre, also auch im Umkreis des Vorhersagepunktes oder gar in Teilen der Atmosphäre vorliegt, steigert sich auch die statistische Vorhersagbarkeit, (19), (20).

In den USA steht dank des über dem nordamerikanischen Bereich verwendeten feinmaschigen Gitternetzes für das SLPE-modell, das seit einigen Jahren auch die numerische Vorhersage im sog. subsynoptischen Bereich erlaubt, genügend Information zur Verfügung, um eine

Automatisierung des Vorhersageprozesses zu ermöglichen, (1) - (8). In Europa ist die Entwicklung noch lange nicht so weit vorangeschritten. Trotzdem lassen sich mit dem vorhandenen Beobachtungsmaterial Voruntersuchungen über die Aussagekraft einzelner Parameter anstellen, vor allem um später Vorhersagen über mehr als 24 Stunden hinaus vornehmen zu können. Zu diesem Zweck sucht man sich zunächst Prediktanden aus, die am ehesten durch statistische Verfahren zu beherrschen sind.

Wenn man sich die prognostische Gleichung der Temperatur ansieht und sich fragt, was statistisch simulierbar ist, um die Wechselbeziehungen der Elemente einseitig auszunutzen, dann kommt man zu folgendem Schluß: Die lokale zeitliche Änderung der Temperatur: $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - V_h \cdot \nabla_h T$ setzt sich zusammen aus individueller Änderung und dem Advektionsterm, wenn nur Änderungen in Bodennähe betrachtet werden.

In der individuellen Änderung machen sich vor allem Strahlungseinflüsse, Turbulenz und Luftdruckänderungen bemerkbar. Ein Blick auf die durch Beobachtung zur Verfügung stehende Größen erlaubt folgende Feststellungen:

Der Jahresgang der Temperaturen ist auch durch relativ kurze Beobachtungsreihen leicht feststellbar, wenn übergreifende Mittelwerte verwendet werden.

Die Bewölkung als Indikator der Einstrahlungsverhältnisse ist als Prediktor ungeeignet, kann aber in Einzelfällen mitverwendet werden, wenn Prognosen der Luftdruckverteilung vorliegen. Der Luftdruck selbst oder dessen Änderungen spielen eine untergeordnete Rolle und kommen nur bei starkem Anstieg oder Fall zur Geltung (13 mbar $\sim 1^\circ$). Die Windgeschwindigkeit ist von Bedeutung als Turbulenzindikator. Der Taupunkt ist besonders im Winter eng mit der Temperatur gekoppelt, steht jedoch in absehbarer Zeit als Prediktor nicht zur Verfügung. Die Schneedecke als zusätzliches Abkühlungselement kann jedoch hinzugezogen werden.

Die Temperaturverhältnisse der freien Atmosphäre können repräsentiert werden durch die Schichtdicken 850/1000, 700/1000 oder 500/1000 mbar. Da den zur Zeit oder in naher Zukunft zur Verfügung stehenden numerischen Vorhersagekarten zuverlässig fast nur die Höhe der 500-mbar-Fläche entnommen werden kann und mit Einschränkungen auf die Schicht 500/1000 schließbar ist, wurde diese als Prediktor unter die Lupe genommen.

Die Strömungsverhältnisse am Boden sind den numerischen Höhenkarten nur näherungsweise anzusehen. Der Bodenwind wurde aber trotzdem in die Betrachtungen einbezogen, da auch er Auskunft über die zu erwartenden Temperaturen geben kann.

Um einen Überblick zu gewinnen, wurden Korrelogramme der oben angeführten Prediktoren und der Höchst- und Tiefsttemperaturen errechnet und dargestellt. Ausschnitte davon zeigen die Abbildungen 2-6.

Die Weiterverarbeitung der Daten zu Beziehungsgleichungen bereitete noch Schwierigkeiten, so daß die endgültigen Ergebnisse erst in einer späteren Veröffentlichung präsentiert werden können.

Der jahreszeitliche Gang der Prediktorenkurven macht aber schon deutlich, daß universelle Gleichungen nicht angebracht sind. Das Minimum der Amplituden im Spätherbst bringt natürlich gewisse Probleme mit sich. Andererseits wird das vom prognostischen Standpunkt gesehen durch gute Persistenz teilweise wieder wettgemacht. Die Schwäche dieser Prediktoren wird sich auch durch Größen aus tieferen Schichten vorerst kaum beiseiten lassen.

Aus Abb. 5c-e läßt sich ablesen, daß im Frühjahr und Sommer die Aussagekraft der Schicht 500/1000 mbar umso besser ist, je mehr sich der vertikale Temperaturgradient dem adiabatischen Zustand nähert: Bei geringen Schichtdicken ist schon die ankommende Luft labil geschichtet.

Mit Hilfe von Beziehungsgleichungen mittels der o. g. Prediktoren lassen sich auch extreme Temperaturabweichungen bei Kenntnis der erwarteten Druckverteilung und des Zustands der freien Atmosphäre vorhersagen, wenn nämlich sämtliche Größen in die entsprechende Richtung deuten. Dies ist besonders wichtig in den Übergangsjahreszeiten, wenn das richtige Augenmaß durch ständig steigende oder fallende Temperaturmittel verlorengeht.

Andererseits kann es, wie bei den subjektiven Methoden, zu bedeutenden Fehlvorhersagen kommen, wenn beispielsweise alle numerischen Vorhersagekarten falsche Schlüsse zulassen oder nahelegen. Die Ursache liegt aber auch dann nicht darin begründet, daß das Verfahren nichts taugt, sondern daß fehlerhafte Eingabe dank dem Mechanismus der Fehlerfortpflanzung falsche Ergebnisse verursacht.

Im Sommer sind Prognosen gelegentlich riskant, wenn sich nach starker Erhitzung des Festlandes vom Westen Kaltfronten nähern. Besonders im Frühsommer kommt es dann tagsüber zu besonders starker Drängung der Isothermen in Bodennähe, oft verstärkt durch postfrontale Niederschläge in der baroklinen Zone. Die Erhaltungsneigung spricht für weiterhin übernormale Temperaturen. Die Schichtdicken sind ebenfalls noch sehr hoch vorhergesagt, Westwind wird von den Bodenprognosen auch nicht angenommen, von Bewölkung und Niederschlag ganz zu schweigen. D. h. alle möglichen Prediktoren sprechen für die Fortdauer der warmen Witterung. Im Fall vom 10. 7. 1972 war es nur dem glücklichen Umstand zuzuschreiben, daß die Kaltfront im Laufe des frühen Vormittags durchzog und erst 100 km westlich Berlins Höchstwerte von nur 18 statt der erwarteten 30 Grad erreicht wurden (s. „Berliner Wetterkarte“ vom 8.-11. 7. 1972).

Daß auch manche winterliche Wetterlagen Schwierigkeiten bereiten, besonders bei raschem Wechsel von durchziehenden Keilen und Trögen oder bei quasistationären Lagen mit starken Temperaturgegensätzen, wird wohl jeder bestätigen wollen. Es ließen sich etliche Beispiele anführen. Nur soviel sei angemerkt: Die Erhaltungsneigung der Temperaturen spielt im Winter eine größere Rolle, auch wenn die Streuung um den Normalwert stärker ausgeprägt ist als im Sommer; denn beides hat miteinander wenig zu tun.

Im Winter, wenn Austausch bei geringer Luftbewegung eine untergeordnete Rolle spielt, könnte man die Persistenz umgekehrt proportional der erwarteten Windgeschwindigkeit ansetzen, um noch bessere Ergebnisse zu erzielen. Im Sommer ist die Windrichtung von ausschlaggebender Bedeutung. Sie dürfte mit der Erhaltungsneigung gekoppelt ebenfalls zu besseren Resultaten führen. Leider ist aber auch der voraussichtliche Wind in mehr als 36 Stunden mit erheblichen Fehlern behaftet, die eine quantitative Aussage beschränken.

Auch der Einfluß der Wassertemperaturen der angrenzenden Randmeere ist, wie Voruntersuchungen zeigen, meßbar groß. Es können aber noch keine Beispiele gezeigt werden, da nicht von allen Monaten Ergebnisse vorliegen und der wirkliche Einfluß schwer herauszufiltern ist. Ähnliche Betrachtungen lassen sich auch für andere meteorologische Elemente anstellen. Die Untersuchungen über Extremtemperaturen in Berlin waren aber am weitesten fortgeschritten.

Zusammengefaßt kann man folgendes ausführen:

Der Vorteil der klassischen statistischen Vorhersagemethoden liegt besonders darin, daß unter Einbeziehung klimatischer, orographischer oder sonstiger lagebedingter Gegebenheiten (Stadteinfluß) quantitative Aussagen einschließlich der zu erwartenden Grenzen gemacht werden können. Die statistische Vorhersage ist eine wichtige Orientierungshilfe, die Erhaltungsneigung einschließt und auch Extremfälle vorhersagbar werden läßt. Die Schwierigkeit der statistischen Temperaturvorhersage zu bestimmten Zeiten muß vorläufig hingenommen werden. Die Grenze der statistischen Vorhersagbarkeit ist hier gegeben durch geringe Kenntnis der Vorgänge in den untersten Schichten der Atmosphäre. Wichtige Strahlungsfaktoren können vorerst nur indirekt in die Vorhersage einbezogen werden.

Die Grenze statistischer Vorhersagbarkeit zeigt sich immer dann, wenn quasistationäre Grenzfälle eintreten, sehr rasche oder starke Änderungen vor sich gehen.

Im Rahmen dieser Abhandlung konnten nur Teilaspekte des Problems beleuchtet und allgemeinverständlich dargestellt werden. Sie sollten anregen, an anderen Stellen die Möglichkeiten statistischer Vorhersagemethoden zu durchdenken.

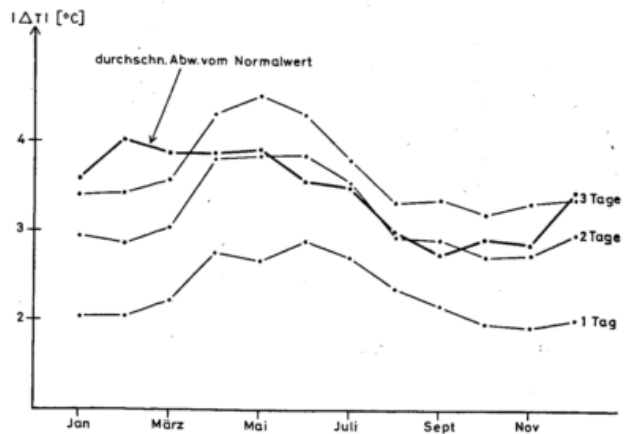


Abb. 1a Jährlicher Gang der Erhaltungsneigung der Höchsttemperatur in Berlin-Dahlem

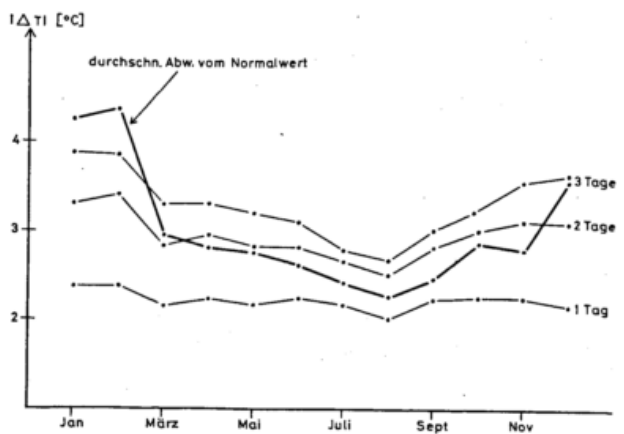


Abb. 1b Jährlicher Gang der Erhaltungsneigung der Tiefsttemperatur in Berlin-Dahlem

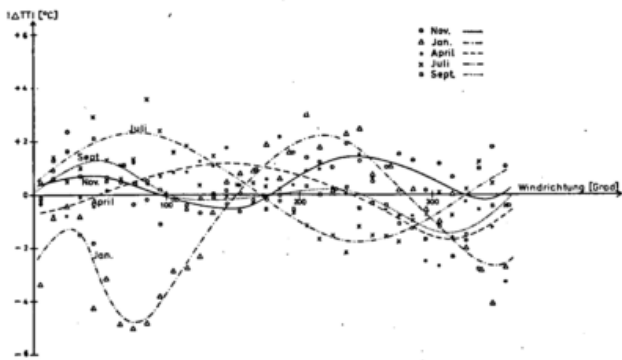


Abb. 2a Beziehung zwischen Windrichtung und Tiefsttemperatur in Berlin-Dahlem

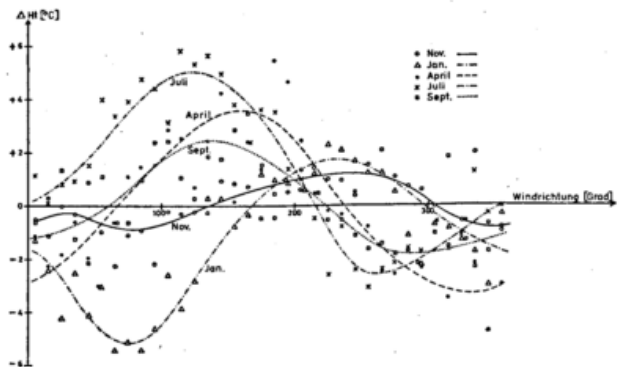


Abb. 2b Beziehung zwischen Windrichtung und Höchsttemperatur in Berlin-Dahlem

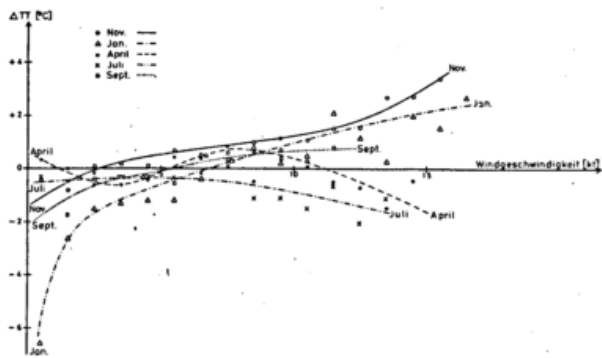


Abb. 3a Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Tiefsttemperatur in Berlin-Dahlem

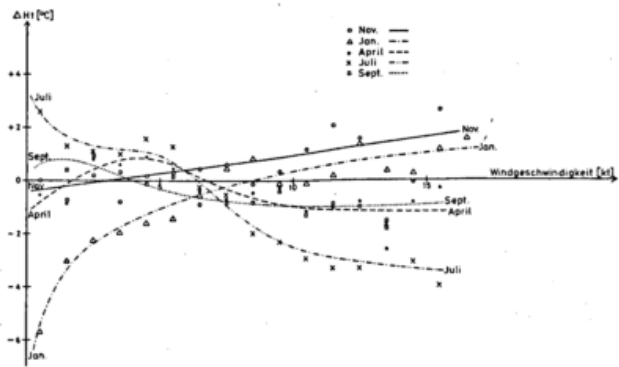


Abb. 3b Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Höchsttemperatur in Berlin-Dahlem

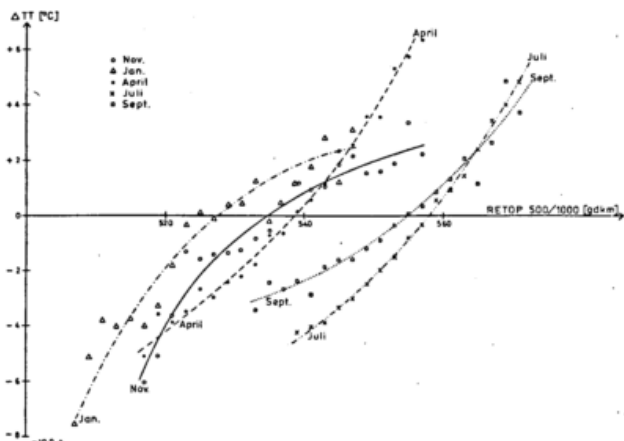


Abb. 4a Beziehung zwischen Relativer Topographie 500/1000 und Tiefsttemperatur

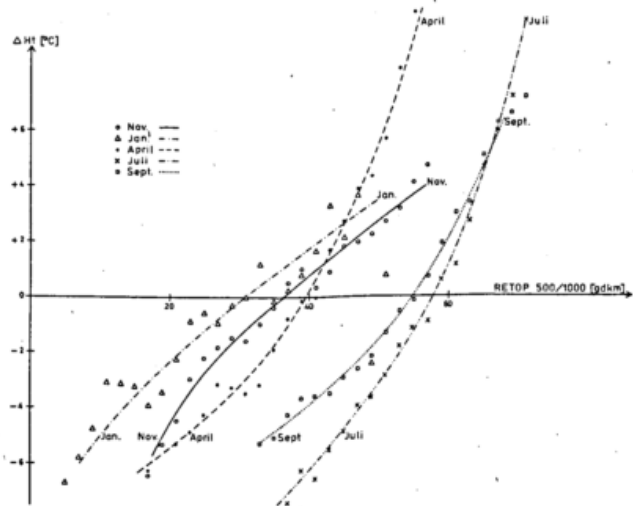


Abb. 4b Beziehung zwischen Relativer Topographie 500/1000 und Höchsttemperatur

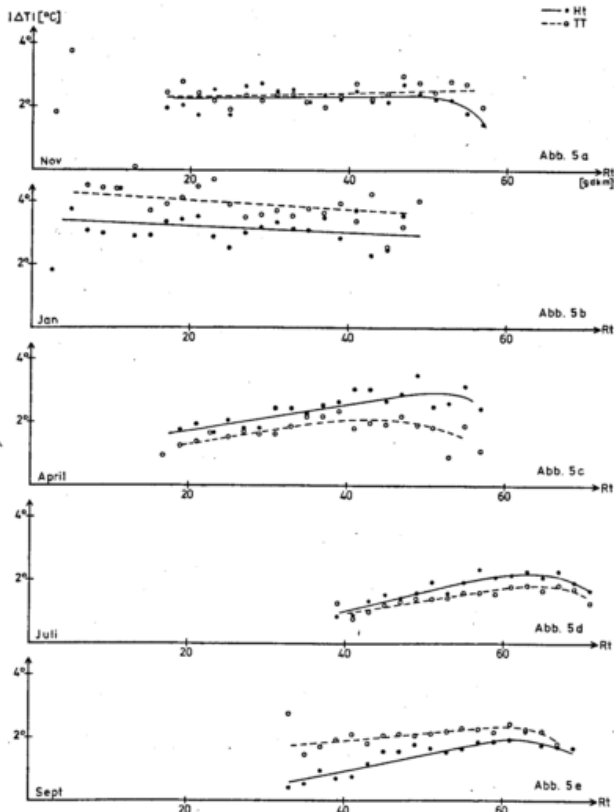


Abb. 5a-e. Beziehung zwischen der Relativen Topographie 500/1000 mbar und den durchschnittlichen Abweichungen der Temperatur vom Klassenmittel.

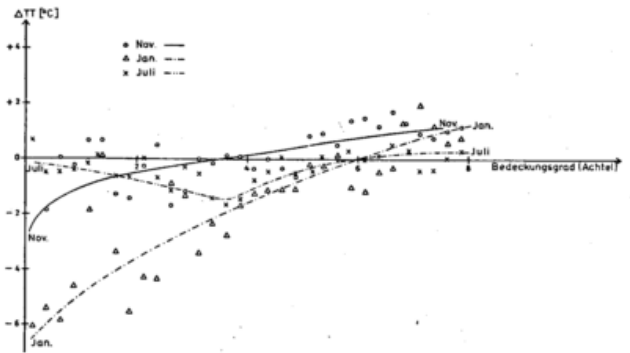


Abb. 6a Beziehung zwischen Bedeckungsgrad und Tiefsttemperatur

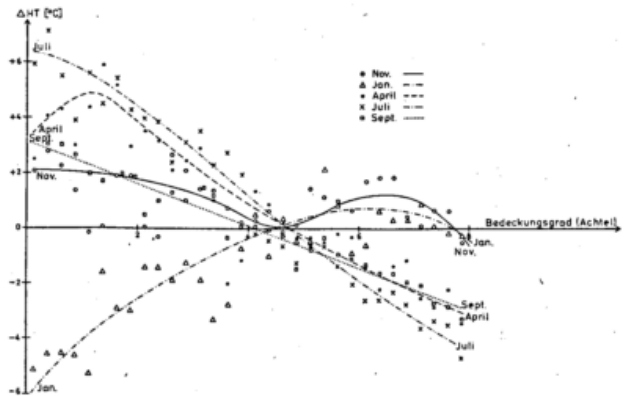


Abb. 6b Beziehung zwischen Bedeckungsgrad und Höchsttemperatur

Literatur

- (1) GLAHN, H. R.: An operational subsynoptic advection model. Weather Bureau Techn. Memor. TDL 23.
- (2) GLAHN, H. R.; LOWRY, D. A.: Short range subsynoptic weather prediction. ESSA Techn. Memor. WBTM TDL 11.
- (3) KLEIN, W. H.: The forecast research program of the Techniques Development Laboratory. Bull. Amer. Meteor. Soc. 51 (1970) No. 2.
- (4) KLEIN, W. H.: Computer prediction of precipitation probability in the united States. J. appl. Meteor. 10 (1971) S. 903-915.
- (5) KLEIN, W. H.; LEWIS, F.; HAMMONS, G. A.: Recent developments in automated max/min-temperature forecasting. J. appl. Meteor. 10 (1971) S. 916-920.
- (6) GLAHN, H. R.; LOWRY, D. A.: The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting. J. appl. Meteor. 11 (1972) S. 1203-1211.
- (7) KLEIN, W. H.: On the accuracy of automated max/min-temperature forecasts. J. appl. Meteor. 11 (1972) S. 1381-1384.
- (8) KLEIN, W. H.; MARSHALL, F.: Screening improved predictors for automated max/min-temperature forecasting. Internat. Sympos. on probability and statistics in the atm. Sciences, 1973, S. 36-43.
- (9) SKODA, G.: Eine quantitative Niederschlagsprognose mittels dynamischer Prädiktoren. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. A, 18 (1969) S. 313-330; 19 (1970) S. 93-110.
- (10) BALZER, K.: Aufbau eines Algorithmus zur objektiven Hochnebelprognose. Z. Meteor. 22 (1971) S. 62-66.
- (11) BAUR, F.: LINKES Meteorologisches Taschenbuch II, S. 171-177. Leipzig: Akad. Verlagsges. Geest & Portig KG 1970.
- (12) FREEMAN, J.: A graphical method of objective forecasting derived by statistical techniques. J. Roy. Meteor. Soc. 87 (1961) S. 393-400.
- (13) HASELBERG, Kl. v.: Gewinnung prognostischer Beziehungen aus meteorologischen Daten. Meteor. Rdsch. 25 (1972) S. 146-153.
- (14) ZURMÜHL, R.: Praktische Mathematik für Ingenieure und Physiker. Berlin/Göttingen/Heidelberg: Springer-Verlag 1965.
- (15) ZURMÜHL, R.: Matrizen und ihre technischen Anwendungen. Berlin/Göttingen/Heidelberg: Springer-Verlag 1964.
- (16) TAUBENHEIM, J.: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig: Akad. Verlagsges. Geest & Portig KG 1969.
- (17) ALLEN, R. A.: Single station prediction of ceiling and visibility. U. S. Federal Aviation Admin., Rep. FAA-RD-70-26, Apr. 1970.
- (18) LAMP, R.: Objektive Verfahren zur Vorhersage der Temperaturminima in Strahlungs Nächten. Meteor. Rdsch. 24 (1971) S. 103-112.
- (19) BÖHME, W.: Stand und Entwicklungstendenzen der Wettervorhersage. Z. Meteor. 22 (1971) S. 5-10.
- (20) BÖHME, W.: Statistische Methoden in der atmosphärischen Dynamik und in der Wettervorhersage. Z. Meteor. 17 (1965) S. 53-62.

Zur Übertragbarkeit objektiver Verfahren für die Vorhersage von Minimum-Temperaturen

Zusammenfassung

Lokale Vorhersagen mit Hilfe physikalischer Modelle machen im allgemeinen große Schwierigkeiten. Daher ist es in der Regel vorteilhafter, mit Regressionsgleichungen zu arbeiten, welche die aus den Modellgleichungen erkennbaren physikalischen Zusammenhänge berücksichtigen. Eine erfolgreiche Anwendung dieser Methodik ist die Vorhersage der nächtlichen Minimumtemperatur nach dem Verfahren von SAUNDERS. Stichprobenartige Vergleiche der damit in England und in Deutschland erzielten Ergebnisse lassen erkennen, daß derartige objektive Vorhersageverfahren nicht unbesehen auf andere Gegenden übertragen werden dürfen. Dort ist es vielmehr erforderlich, durch lokale statistische Untersuchungen ihre Brauchbarkeit und gleichzeitig auch ihre Verbesserungsmöglichkeit zu überprüfen. Damit erhält man eine optimale Anpassung dieser Vorhersageverfahren an die jeweiligen Platzverhältnisse.

Abstract

On transferring objective methods of forecasting minimum temperatures

Preparing local forecasts with the help of physical models usually meets with difficulties. Often the use of regression equations is advisable, stressing the physical interrelations apparent in the model equations. A good example of the efficacy of this procedure is the prediction of night minimum temperatures according to SAUNDERS. A comparison of random samples of results achieved this way in England and Germany shows that objective forecast methods such as the one by SAUNDERS may not be transferred to other areas without reservations. It is necessary to verify their skill by local statistical investigations with a view towards possible improvement. The result will be the optimum adaption of these forecast methods to local conditions.

1. Problemstellung

Eine wichtige Aufgabe des Beratungsmeteorologen ist die Erstellung lokaler Vorhersagen. Letztere erfordern für den extremsten Fall der sog. „Punktvorhersagen“ die Prognosen einzelner Wetterelemente für bestimmte Orte und zu bestimmten Zeiten. Hierfür werden dringend objektive Verfahren benötigt, deren Entwicklung aber arbeitsaufwendig und zeitraubend ist. Daher hält der Beratungsmeteorologe zunächst nach andernorts entwickelten objektiven Vorhersagetechniken Ausschau, um diese dann so weit als möglich auf sein Beratungsgebiet zu übertragen.

Eine solche Übertragung ist aber problematisch, weil die derzeit benutzten objektiven Vorhersageverfahren generell statistisch fundiert sind und bei dem derzeitigen Stand unserer Wissenschaft nur sehr bedingt durch dynamische Methoden ersetzt werden können. Die für einen bestimmten Ort ermittelten statistischen Vorhersagegleichungen brauchen nun aber bekanntlich für einen anderen Ort keine Gültigkeit zu haben.

Im folgenden soll an Hand der von SAUNDERS entwickelten Methode zur Vorhersage des nächtlichen Temperaturminimums gezeigt werden, wie gefährlich es sein kann, objektive Vorhersageverfahren ungeprüft auf andere Gebiete zu übertragen und auf welche Weise es möglich ist, derartige Verfahren den neuen lokalen Verhältnissen anzupassen.

2. Vorhersage der nächtlichen Minimumtemperatur nach SAUNDERS

SAUNDERS (1), (2) (3) bestimmt die Minimumtemperatur T_{\min} der kommenden Nacht aus dem arithmetischen Mittel der vorausgehenden Maximumtemperatur T_{\max} und der gleichzeitig auftretenden Taupunkttemperatur T_d , vermindert um zwei Abzugsglieder C und D , welche den unterschiedlichen Austauschverhältnissen in der bodennahen Luftschicht am Nachmittag (C) und in der Nacht (D) Rechnung tragen. Er erhält damit die Vorhersagegleichung:

$$T_{\min} = 1/2 (T_{\max} + T_d) - C - D$$

Die Gleichung wird getrennt für das Sommerhalbjahr und das Winterhalbjahr berechnet, einmal um die unterschiedliche Nachtlänge zu berücksichtigen und zum anderen, um dem empirisch festgestellten Einfluß des Jahresganges der Bodenfeuchte auf die Minimumtemperatur Rechnung zu tragen.

Die Regressionsgleichung von SAUNDERS berücksichtigt in einfacher und zugleich wirkungsvoller Weise die wichtigsten am nächtlichen Temperaturgang beteiligten physikalischen Prozesse, wie sie z. B. in den Abkühlungsformeln von BRUNT (4) und PHILIPPS (5) zum Ausdruck kommen.

3. Übertragbarkeit der Methode SAUNDERS innerhalb Englands

Der vorgenannten Formel von PHILIPPS kann man vor allem entnehmen, daß die Abkühlung am Boden vom Wert des Austauschkoeffizienten der Luft nur eine geringe Abhängigkeit besitzt, während sie bei verschiedenen Bodenarten enorm schwankt. Daher hat schon SAUNDERS davor gewarnt, die für einen bestimmten Flugplatz aufgestellten Regressionsgleichungen ungeprüft auf andere Flugplätze zu übertragen, besonders wenn dort unterschiedliche Bodenverhältnisse herrschen.

Gemäß dem Rat von SAUNDERS wurde seine Gleichung an mehreren südostenglischen Flugplätzen systematisch überprüft. Dabei ergab sich überraschenderweise eine erstaunliche Übereinstimmung der einzelnen Regressionsgleichungen. Hierüber gibt Tab. 1 Aufschluß. Dieser kann man entnehmen, daß die Konstanten C und D der Regressionsgleichungen für die einzelnen Flugplätze nur wenige Zehntelgrade um ihre jeweiligen Mittelwerte streuen. Diesen Umstand wertete BARTHAM (8) aus, indem er aus dem Ansatz von SAUNDERS ein für ganz Südostengland gültiges graphisches Vorhersageverfahren für die Minimumtemperatur entwickelte.

Tab. 1. Die Konstanten C und D der Vorhersagegleichung für die Minimumtemperatur $T_{min} = \frac{1}{2} \cdot (T_{max} + T_d) - C - D$ für eine Auswahl ostenglischer Flugplätze nach SAUNDERS (2), (3), PARRY (6) und ROBERTS (7).

Flugplatz	C	D	
		Winter	Sommer
Northolt	a)	9,0	9,0
	b)		
Shawbury	a)	7,8	7,2
	b)		
Mildenhall	a)	7,2	9,4
	b)		
Exeter	a)	8,3	8,3
	b)		
Mittelwerte	a)	8,1	8,5
	b)		
a) ohne Inversion		b) mit Inversion	

Aus der großen Übereinstimmung der für Südostengland abgeleiteten Regressionsgleichungen muß geschlossen werden, daß sich die damit erfaßten Flugplätze weitgehend durch einheitliche Bodenverhältnisse auszeichnen. Festgestellte geringe örtliche Unterschiede werden von den Autoren durch das Auftreten lokaler Zirkulationen, insbesondere durch Land- und Seewinde und katabatische Winde erklärt. Der in Südostengland nur geringe Einfluß lokaler Zirkulationen kann aber in anderen Gebieten so groß werden, daß die Vorhersage der Minimumtemperatur nach dem Verfahren von SAUNDERS nicht mehr möglich ist. Z. B. hat BELHOUSE (9) festgestellt, daß in Vancouver, British Columbia, ein starker Seewindeinfluß es nicht gestattet, aus den mit täglichen Temperatur- und Taupunktswerten auf die Minimumtemperatur der kommenden Nacht zu schließen. Er sah sich deshalb gezwungen, für den Flugplatz von Vancouver ein anderes objektives Vorhersageverfahren für die Minimumtemperatur zu entwickeln.

4. Übertragbarkeit der Minimumtemperatur-Vorhersagen von England nach Deutschland

Um festzustellen, inwieweit die für Südostengland abgeleiteten Vorhersagegleichungen auch in Deutschland Gültigkeit haben, werden für England zwei von

McKENZIE (10) benützte Regressionsgleichungen herangezogen. Gemäß Tab. 2 ist die eine für das Winterhalbjahr ($n = 362$) und die andere für das Sommerhalbjahr ($n = 502$) anzuwenden. Beide Gleichungen gelten für Inversionslagen. Für Deutschland steht Material zur Verfügung, welches bei der Schule für Wehrgeophysik in Fürstfeldbruck anlässlich anderer Bearbeitungen angefallen ist. Es handelt sich einmal um eine kurze Beobachtungsreihe ($n = 10$) aus Lechfeld vom Oktober 1962, die einen Korrelationskoeffizienten von $r = 0,70$ mit einer Signifikanz von $S = 95\%$ besitzt. Die mit ihr durchgeführte Regressionsrechnung ist so, daß sie mit der von McKENZIE identisch ist. Unter der Annahme, daß in Lechfeld wegen seiner kontinentalen Lage im Oktober die Inversionslagen überwiegen, kann die für diesen Ort abgeleitete Vorhersagegleichung mit derjenigen für England im Winterhalbjahr verglichen werden. Tab. 2 läßt eine erstaunlich gute Übereinstimmung beider Gleichungen erkennen.

Tab. 2. Vorhersage der Minimumtemperatur T_{min} für Ostengland nach TINNEY und MENMUIR (11) und für zwei Plätze in Deutschland nach KAISER und SANDERS (12). In den Klammern hinter den Vorhersagegleichungen steht die Standardabweichung.

<u>Winter</u>	
England (Okt - März)	$T_{min} = 0,46 (T_{max} + T_d) - 7,1 (\pm 2,0)^{\circ}C$
Lechfeld (Oktober)	$T_{min} = 0,47 (T_{max} + T_d) - 8,6 (\pm 2,8)^{\circ}C$
<u>Sommer</u>	
England (Apr. - Sept.)	$T_{min} = 0,60 (T_{max} + T_d) - 7,9 (\pm 1,7)^{\circ}C$
F'bruck (Juli - Sept.)	$T_{min} = 0,43 T_{max} + 0,51 T_d - 4,1 (\pm 2,6)^{\circ}C$

Eine zweite, längere Reihe ($n = 50$) aus Fürstfeldbruck erfaßt die Zeitspanne Juli, August und September der Jahre 1969 und 1970. Sie wurde in Abänderung des Ansatzes von McKENZIE einer multiplen Regressionsanalyse unterzogen, bei welcher sich ein multipler Korrelationskoeffizient von $R = 0,90$ mit einer Signifikanz von $S = 99,9\%$ ergab. Dadurch sollte noch festgestellt werden, inwieweit der Ansatz von SAUNDERS, in die Vorhersage der T_{min} die Größen T_{max} und T_d mit dem gleichen Gewicht eingehen zu lassen, auch für Deutschland zutrifft. Es ergab sich, daß in Fürstfeldbruck T_d offensichtlich ein etwas größeres Gewicht besitzt als T_{max} . Darüber hinaus läßt in Tab. 2 der Vergleich der deutschen Vorhersagegleichung mit der entsprechenden englischen erstmalig größere Unterschiede erkennen.

5. Ergebnisse einer Regressionsanalyse des Temperaturminus für Nürnberg

Weitere Einblicke in das Problem der Übertragbarkeit objektiver Vorhersageverfahren vermitteln Untersuchungen von MÜLDNER (13). Letzterer hat für Nürnberg Formeln zur Bestimmung von T_{min} aus Temperatur und Taupunkt um 14.30 Uhr MEZ ($T_{14,30}$ und $T_{d14,30}$) entwickelt, und zwar mit dem linearen Ansatz einer multiplen Regressionsanalyse:

$$T_{min} = m_1 \cdot T_{14,30} + m_2 \cdot T_{d14,30} + a$$

Im einzelnen wurden die Konstanten m_1 , m_2 und a für jeden Monat des Jahres aus einem dreijährigen Beobachtungsmaterial ($n = 199$) berechnet. Die Regressionsgleichungen haben multiple Korrelationskoeffizienten zwischen $R = 0,87$ und $R = 0,95$ und lassen die Minimumtemperatur (bei Strahlungswetter) mit einer Standardabweichung von rund $1,0^{\circ}C$ vorhersagen.

Tab. 3. Bestimmung des Temperaturminimums in Nürnberg nach der multiplen Regressionsgleichung $T_{\min} = m_1 \cdot T_{11.30} + m_2 \cdot T_{0.30} + a$ für die einzelnen Monate des Jahres nach MÜLDNER (13).

Monat	m_1	m_2	- a	Standard-abweichung °C	n
Januar	0,45	0,30	7,8	0,7	5
Februar	0,45	0,30	7,9	1,5	9
März	0,40	0,20	7,5	1,2	16
April	0,50	0,20	7,1	0,9	22
Mai	0,50	0,30	6,6	1,1	27
Juni	0,50	0,40	5,7	0,9	19
Juli	0,50	0,40	5,9	0,9	18
August	0,50	0,35	6,5	1,1	22
September	0,50	0,30	6,8	1,0	18
Oktober	0,40	0,30	7,3	0,8	22
November	0,45	0,30	7,6	1,3	11
Dezember	0,45	0,30	7,8	1,3	10

Die Ergebnisse der Regressionsanalyse sind in vereinfachter Form in Tab. 3 dargestellt worden. Man kann ihr folgendes entnehmen: m_1 , der Faktor von T , unterliegt im Jahrgang nur geringen Schwankungen, gleichzeitig weicht er von den entsprechenden Werten in Lechfeld (0,47) und Fürstenfeldbruck (0,43) nur geringfügig ab. Dagegen zeigt m_2 , der Faktor von T_0 , große Unterschiede sowohl im Jahrgang als auch zu den korrespondierenden Werten in Lechfeld und Fürstenfeldbruck. Ähnlich große Abweichungen findet man beim additiven Glied a . Demnach scheinen sich zeitliche und räumliche Unterschiede von Klima und Boden primär beim Faktor m_2 von T_0 und beim Summanden a der multiplen Regressionsgleichung bemerkbar zu machen.

In welcher Größenordnung der Bodeneinfluß zeitlich schwanken kann, läßt schließlich noch Tab. 4 erkennen, welche empirische Korrekturwerte für das vorhergesagte Temperaturminimum in Nürnberg bei extrem trockenem Boden angibt.

Tab. 4. Korrekturwerte für das Temperaturminimum in Nürnberg bei extrem trockenem Boden nach MÜLDNER (13).

Andauerzeit der Trockenperiode	Korrekturwerte
1. - 10. Tag	keine
10. - 20. Tag	-1 °C
20. - 40. Tag	-3 °C
40. - 60. Tag	-3 bis -4 °C

6. Zusammenfassung

Die Untersuchungen lassen erkennen, daß das von SAUNDERS angewendete Verfahren, aus mittäglichen Temperatur- und Taupunktwerten mit Hilfe von Regressionsgleichungen eine Vorhersage des nachfolgenden nächtlichen Temperaturminimums zu geben, grundsätzlich auch in Deutschland anwendbar ist. Jedoch können

sich die in den Regressionsgleichungen auftretenden Konstanten wesentlich von denen in England unterscheiden. Entsprechendes gilt auch innerhalb von Deutschland.

Allgemein kann festgestellt werden, daß bekannt gewordene objektive Vorhersageverfahren nie unbesehen auf fremde Gebiete übertragen werden dürfen. In diesen können sie zwar unverändert brauchbar sein, andererseits sind dort aber auch völlig falsche Ergebnisse möglich. Es ist daher erforderlich, in jedem Fall durch lokale statistische Untersuchungen unter Berücksichtigung aller physikalisch-meteorologischen Aspekte die Brauchbarkeit und gegebenenfalls auch die Verbesserungsmöglichkeit solcher Methoden zu überprüfen. Als Ergebnis erhält man dann die optimale Anpassung der fremden Vorhersageverfahren an die örtlichen Platzverhältnisse.

Literatur

- SAUNDERS, W. E.: Night cooling under clear skies. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 75 (1949) S. 154-160.
- SAUNDERS, W. E.: Some further aspects of night cooling under clear skies. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 78 (1952) S. 603-612.
- SAUNDERS, W. E.: Night cooling under clear skies, Exeter Airport. Meteor. Mag. 83 (1955) S. 9-11.
- BRUNT, D.: Physical and Dynamical Meteorology. Cambridge: University Press 1934.
- PHILIPPS, H.: Die nächtliche Abkühlung des Erdbodens durch Strahlung und Wärmeleitung und der Bodenschicht durch Turbulenz. Gerl. Beitr. Geophys. 56 (1940) S. 296-319.
- PARRY, T. H.: Night cooling under clear skies at Shawbury. Meteor. Mag. 82 (1953) S. 368-371.
- ROBERTS, E. D.: Night cooling under clear skies at Mildenhall. Meteor. Mag. 84 (1955) S. 48-51.
- BARTHAM, J. A.: A method of forecasting a radiation night cooling curve. Meteor. Mag. 93 (1964) S. 246-251.
- BELHOUSE, H. C.: An empirical method of forecasting radiation fog and clear-sky minimum temperatures at Vancouver, British Columbia. Bull. Amer. Meteor. Soc. 42 (1961) S. 349-358.
- GORDON, J.; VIRGO, S. E.: Comparison of methods of forecasting night minimum temperatures. Meteor. Mag. 97 (1968) S. 161-164.
- TINNEY, E. B.; MENMUIR, P.: Results of an investigation into forecasting night minimum screen temperatures. Meteor. Mag. 97 (1968) S. 165-172.
- KAISER, H.; SANDERS, E.: Über die statistische Bearbeitung geophysikalischer Probleme. Unveröffentlichtes Manuskript: Fürstenfeldbruck 1972.
- MÜLDNER, W.: Die Vorhersage des nächtlichen Temperaturminimums mit Hilfe der Ausgleichsrechnung. Meteor. Rdsch. 14 (1961) S. 170-175.

Ein Beitrag zur lokalen Wettervorhersage mittels einer objektivierten Luftmassenklassifikation

Zusammenfassung

Auf der Grundlage der vom Verfasser erarbeiteten objektivierten Luftmassenklassifikation werden zwei Beispiele zu deren Anwendbarkeit in der lokalen Wettervorhersage gegeben:

1. Im Strahlungssommer (15. April bis 31. August) besteht eine sehr enge Beziehung zwischen der 850-mbar-Temperatur und der täglichen Maximumtemperatur in Berlin. Da die o. g. Luftmassenklassifikation direkt an charakteristische Temperaturintervalle in 850 mbar gebunden ist, ergibt sich aus der 1–4tägigen Prognose der zu erwartenden Luftmasse eine entsprechende Prognose der *Maximum-Temperatur*.

2. In entsprechender Weise kann für die Zeit vom 1. November bis 31. März mit Hilfe der pseudopotentiellen Temperatur eine 1–4tägige Prognose des *Aggregatzustandes* prognostizierbarer Niederschläge ermöglicht werden.

Anschrift: Prof. Dr. M. GEB, 1000 Berlin, Sametkystraße 13a.

Zur Vorhersage austauscharmen Wetters

Zusammenfassung

Das Problem der Vorhersage austauscharmen Wetters stellt sich im Zusammenhang mit Warnplänen, die emissionsmindernde Maßnahmen beim Auftreten extrem hoher Konzentrationen von Luftverunreinigungen vorsehen. Unsicherheiten treten auf sowohl bei der Zuordnung von meteorologischen Parametern zu den seltenen Fällen extrem hoher Konzentrationen, als auch bei der terminierten Vorhersage dieser Parameter. Anhand eines Stagnationsindex werden Möglichkeiten der Vorhersage austauscharmen Wetters diskutiert.

Résumé

Les programmes d'alerte pour diminuer les émissions en cas de contaminations dangereuses ont besoin de prédire la situation atmosphérique particulière. Non seulement la corrélation des paramètres météorologiques avec les concentrations augmentées mais encore la prévision exacte sont très difficiles. Fondé sur un index de stagnation les possibilités d'une prévision à courte échéance vont être discutées.

Die Luftverunreinigung tritt besonders während austauscharmen Wetters in das Bewußtsein der Öffentlichkeit. Sobald die Verunreinigung der Luft extreme Konzentrationswerte erreicht, müssen Maßnahmen zum Schutz der Bevölkerung getroffen werden. Die rechtzeitige Einleitung solcher Maßnahmen sowie die Notwendigkeit der Kenntnis deren voraussichtlicher Dauer erfordert die lokale und regionale Vorhersage der atmosphärischen Bedingungen, die zu extrem hohen Konzentrationswerten der Luftverunreinigungen führen. In industrialisierten Staaten stellt sich somit für Meteorologen die Aufgabe, die Fähigkeit der Atmosphäre, Luftverunreinigungen aufzunehmen, zu kennzeichnen und vorherzusagen. Die wichtigsten meteorologischen Größen, die die Verdünnung der Luftverunreinigung in der Atmosphäre über Ballungsgebieten kennzeichnen, sind die Mächtigkeit der vertikalen Schicht, in die die Verdünnung geschieht und der mittlere horizontale Transport in dieser Schicht. Über Ballungsgebieten mit einer großräumigen Ansammlung von Quellen der Luftverunreinigung spielt die horizontale turbulente Durchmischung dagegen eine relativ geringe Rolle. Der einfache Zusammenhang zwischen fehlendem horizontalem Transport, d. h. Stagnation der Atmosphäre, Beschränkung des vertikalen Austauschs und der Zunahme der Konzentration von Luftverunreinigungen wird kompliziert durch die lokale Verteilung der Emittenten und den damit bedingten Einfluß der Windrichtung auf das Konzentrationsverhalten (z. B. 1). Die Selbstreinigung der Atmosphäre durch "washout" und "rainout" bleibe zunächst unberücksichtigt. Die Entstehung von Luftverunreinigungen in der Atmosphäre, z. B. Oxidantien (2) und Schwefelsäure (3) erfordert gesonderte Beachtung beim Schutz der Bevölkerung, soll jedoch im Folgenden unberücksichtigt bleiben. Dem Einfluß der Lufttemperatur auf die Emission von Schwefeldioxid (4) und damit die Anreicherung von SO_2 (5) wird grob dadurch Rechnung getragen, daß zunächst nur die Monate Dezember, Januar und Februar getestet werden. Damit ist praktisch eine

Beschränkung auf Maßnahmen zur Verhütung extrem hoher SO_2 -Konzentrationen in Kauf genommen.

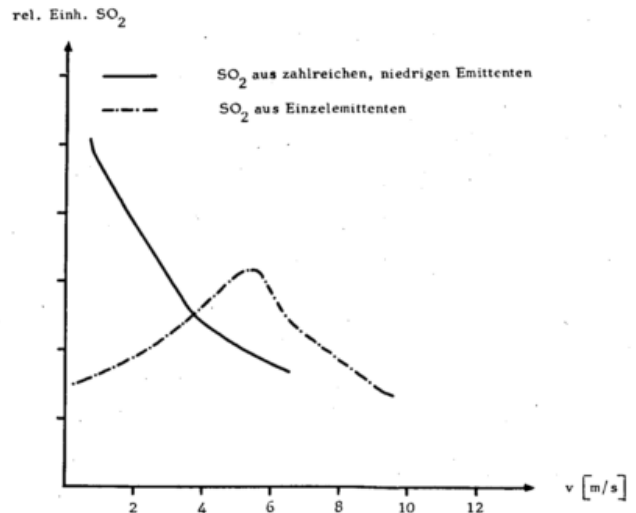


Abb. 1. SO_2 -Konzentration als Funktion der Windgeschwindigkeit.

Da eine vollkommene Stagnation der Atmosphäre nicht eintritt, sind immissionsrelevante Kriterien der Stagnation und des Mischungsraumes zu bestimmen. Einen qualitativen Eindruck des Einflusses der horizontalen Windgeschwindigkeit auf die SO_2 -Immissionskonzentration vermittelt die erste Abbildung. Besonders hinzuweisen ist auf den raschen Abfall der Konzentration mit zunehmender Windgeschwindigkeit im Bereich von $v = 0$ bis 3 m/s, d. h. geringe Änderungen der Windgeschwindigkeiten bewirken große Änderungen der Konzentration; damit bedeuten geringe Unsicherheiten der vorhergesagten Windgeschwindigkeit eine relativ große Unsicherheit der zu erwartenden Konzentration.

Zahlreiche Arbeiten (z. B. 6) haben den beherrschenden Einfluß der thermischen Schichtung der Atmosphäre als meßbarer Parameter auf die Anreicherung von Luftverunreinigungen in der bodennahen Luftschicht erwiesen. Eine Kennzeichnung austauscharmen Wetters muß folgende Punkte beachten. Den Zusammenhang von Stabilität und Konzentration von Luftverunreinigungen, von Windgeschwindigkeit und Konzentration, Sonderregelungen für Windrichtung, Lufttemperatur und Entstehung von Luftverunreinigungen in der Atmosphäre. Die Kennzeichnung muß objektiv feststellbar, vorhersagbar und von zuständigen Behörden beurteilbar und schließlich neuen Erkenntnissen anpaßbar sein.

Eine Arbeitsgruppe des Unterausschusses Emissions- und Immissionsüberwachung des Länderausschusses für Immissionsschutz (7, 15) entwickelte aus diesen Bedingungen einen Stagnationsindex I.

$$I = \sqrt{\frac{10^6}{H [m] v [m/s]}}$$

Mit H = maximale Mischungsschichthöhe (m), v = mittlere (24 h) Windgeschwindigkeit in Anemometerhöhe (m/s).

Die zur Kennzeichnung der zur Verdünnung von Luftverunreinigungen zur Verfügung stehenden atmosphärischen Schicht verwendete Größe H erwies sich bei Tests mittels einfachen Ausbreitungsmodellen (8) als geeignet. H wird bestimmt als die Höhe, in der die Trockenadiabate des mittäglichen Temperaturmaximums in Bodennähe die Zustandskurve der Atmosphäre schneidet. Ein Temperaturmaximum, das außerhalb der dicht bebauten Städte gemessen wird, ist mit einem Zuschlag von etwa 2° C (0,5° C bis 3° C) (9) zu versehen, um den Wärmeinstelleffekt der Städte zu berücksichtigen.

Um sinnlose Werte des Index zu vermeiden, kann für Werte von $H < 100$ m $H = 100$ m und für $H > 1000$ m $H = 1000$ m sowie für $v < 1$ m/s $v = 1$ m/s und für $v > 10$ m/s $v = 10$ m/s gesetzt werden.

Zur weiteren Beurteilung der Vorhersagbarkeit des Indexes I sollen Bereiche, in denen die den Index bildenden Faktoren v und H vorkommen, abgesteckt werden, wobei, wie erwähnt, eine Beschränkung auf die Wintermonate Dezember, Januar und Februar zu beachten ist.

Das mittägliche Temperaturmaximum dient als eine Ausgangsgröße bei der Bestimmung von H . Für Frankfurt ergeben sich aus einer 90jährigen Meßreihe die in Tab. 1 wiedergegebenen Bereiche für das mittägliche Temperaturmaximum (10).

Tab. 1. Streubereiche (68 % und 95 % aller Werte) des mittäglichen Temperaturmaximums in Frankfurt.

	68 %	95 %
Dezember	- 0,0 bis + 8,3	- 5,7 bis + 11,9° C
Januar	- 1,4 bis + 7,7	- 6,2 bis + 11,0° C
Februar	- 0,9 bis + 9,6	- 4,4 bis + 13,1° C

Darin deutet sich an, daß sich das tägliche Temperaturmaximum für Persistenz-Vorhersagen eignet, der mittlere, absolute Fehler einer Persistenzvorhersage beträgt für Flughafen Rhein/Main 2,1 bis 2,6° C (11).

Zur Beurteilung des Streubereichs der Windgeschwindigkeit im Bezug zum Stagnationsindex ergeben sich die in Tab. 2 aufgeführten Werte, getrennt für mittags und nachts (10) im Winter.

Tab. 2. Streubereiche (68 % und 95 % aller Werte) der mittäglichen (12-15 h) und nächtlichen (0-3 h) Windgeschwindigkeit in Frankfurt.

	68 %	95 %	Mittelwert
mittags	1,1 bis 4,4	0,5 bis 6,0	2,6 m/s
nachts	0,7 bis 3,7	0,5 bis 5,0	2,1 m/s

Zur Beurteilung der Variabilität der atmosphärischen Stabilität liegen kaum Untersuchungen vor, die Aussagen über die bodennahe Luftschicht gestatten. Eine Häufigkeitsverteilung der Stabilitätsklassen nach KLUG (12, 13) zeigt, daß ca. 30 % des Jahres in den Bereich stabil einzuordnen sind. Entsprechende Auszählungen für den Winter 1972/73 ergeben für Frankfurt in 51 % aller Fälle eine stabile Ausbreitungsklasse. In etwa 12 % aller Fälle (Beispiel Dezember 1969 - Februar 1970) tritt während des Winters eine Temperaturinversion zwischen Frankfurt und dem Taunusobservatorium derart auf, daß die Temperatur am Taunusobservatorium größer oder gleich der Temperatur am Flughafen Frankfurt ist. Erfahrungen mit der Bestimmung der täglichen maximalen Mischungsschichthöhe im Winter liegen für das Gebiet der Bundesrepublik und insbesondere für Frankfurt seither nicht vor. Sehr grobe Schätzungen anhand der Temperaturmessungen am Flughafen Rhein/Main, am Taunusobservatorium und aus den Aufstiegen des DWD in Stuttgart, Essen und Hannover sind H -Werte unterhalb von 500 m und zwischen 500 und 1000 m über Boden mit folgenden Wahrscheinlichkeiten zu erwarten (Tab. 3), hierbei bleiben Tage mit mehr als 0,2 mm Niederschlag unberücksichtigt.

Tab. 3. Ungefähre Häufigkeit von maximalen Mischungsschichthöhen bis 500 m und bis 1000 m über Boden während der Monate Dezember bis Februar im Gebiet von Frankfurt/Main.

	Prozent aller Fälle
$H \leq 500$ m	60 %
$H \leq 1000$ m	90 %

Aus diesen Angaben läßt sich der Bereich für die in Frankfurt zu erwartenden Werte des Stagnationsindex abschätzen. Etwa 90 % aller I -Werte sind während der Wintermonate zwischen 14 und 80 zu erwarten. Ein Vergleich der I -Werte mit den in Frankfurt gemessenen Werten der SO_2 -Immissionskonzentration zeigt, daß für $I \leq 30$ keine Anreicherung der SO_2 -Konzentration auftritt (die SO_2 -Konzentration überschreitet $1/2$ -Stundenmittelwerte von $450 \mu g SO_2/m^3$ nicht für die Dauer von 2 h). Für einen Indexwert ≤ 45 ist erfüllt, daß alle Anreicherungen, die über mindestens 24 Stunden andauern, bei Indexwerten $I > 45$ auftreten.

Eingehendere Tests des geschilderten Indexes an Ergebnissen aus Meßreihen von Luftverunreinigungen werden differenziertere Angaben ermöglichen.

Die praktische Durchführung von Warnplänen im Falle von austauscharmem Wetter erfordert eine 24-stündige Vorhersage, mit einer Aussicht auf die weitere Entwicklung, wobei 24-Stundenmittelwerte vorherzusagen sind, was schon aus der Definition des Stagnationsindex folgt.

Bei der Vorhersage der den Stagnationsindex bestimmenden Größen bringt lediglich die maximale Mischungshöhe zusätzliche Probleme, die die Aufgaben der routinemäßigen Wettervorhersage ausweiten würden.

Zur Vorhersage von H bieten sich zwei einfache Modalitäten an: 1. Ausgehend vom aktuellen H -Wert und dem vorhergesagten Temperaturmaximum des nächsten

Tages schätzt man die Entwicklung von H in 50-m-Stufen ab, wobei Frontdurchgänge während des Vorhersagezeitraumes, sofern sie nicht wegen Niederschlag der Definition des Indexes widersprechen, generell den Index um den Wert 20 senken. Als Orientierungshilfe zur Abschätzung der Entwicklung von H kann die relative Topographie 850 mbar/1000 mbar herangezogen werden, als Maßgabe hierzu ist noch ein empirischer Zusammenhang dieser relativen Topographie mit aktuellen H -Werten zu erstellen. Dieses Vorgehen bietet sich deshalb an, da schon die Vorhersage der maximalen Temperatur mit Hilfe der relativen Topographie 850 mbar/1000 mbar verbessert wird (11).

In den USA hat sich folgender empirischer Zusammenhang für Mischungsschichthöhen unterhalb der 850-mb-Fläche mit der Differenz aus Maximum der Temperatur in Bodennähe - virtuelle Temperatur T' der Schicht 1000 mbar/850 mbar bewährt (14).

Dieser empirische Zusammenhang ist:

$$H = -230 + 208 (T_{\text{Max}} - T'_{1000-850\text{mb}})$$

Somit ergibt sich H aus objektiv vorhergesagten Größen, allerdings mit einer relativ großen Streuung der H -Werte. Für einen Termin, zu dem H z. B. mit 700 m Höhe vorhergesagt wird, ist H nur mit 90 % Sicherheit im Bereich von 400 bis 1000 m zu erwarten.

Damit sind lediglich erste Versuche zur Vorhersagbarkeit des vorgeschlagenen Stagnationsindex gemacht, die zeigen, daß die Faktoren, die zu diesem Index führen, mit relativ einfachen Mitteln vorhersagbar sind. Die Erprobung der Berechnung und der Vorhersage des Indexes sowie eine Prüfung an Konzentrationswerten der Luftverunreinigung werden Grundlagen für Verbesserungen liefern. Entsprechend der Erfahrung langjähriger Immissionsmessungen sind Korrekturen bezüglich der Lufttemperatur, Feuchte, Windrichtung, Windrichtung und Modifikationen zur Anwendbarkeit während des Sommers zu erwägen.

Literatur

- (1) Universitätsinstitut für Meteorologie, Pilotstation, Frankfurt a. M. Wissenschaftliche Arbeiten zur Luftreinhaltung (1972).
- (2) DEMERJIAN, K. L.; KERR, J. A.; VALVERT, J. G.: The Mechanism of Photochemical Smog Formation. Chemistry Department. The Ohio State University Columbus, Report (1973).

- (3) CRAXFORD, S. R.; BAILEY, D. L.: The acidity of rain and the sulphur dioxide in air. Warren Spring Lab. Report LR 72 (1968).
- (4) GEORGII, H. W.; DOMMERMUTH, H.; WEBER, E.: Untersuchung der SO_2 -Konzentrationsverteilung einer Großstadt in Abhängigkeit von meteorologischen Einflußgrößen. Ber. Inst. Meteor. Geophys. Univ. Frankfurt/M. Nr. 14 (1968).
- (5) JOST, D.: Eine austauscharme Wetterlage im Gebiet von Frankfurt/Main. Z. Staub 30 (1967) S. 296-297.
- (6) GEORGII, H. W.; HOFFMANN, L.: Beurteilung von SO_2 -Anreicherungen in Abhängigkeit von meteorologischen Einflußgrößen. Z. Staub 26 (1966) S. 511-513.
- (7) Arbeitsgruppe-Kennzeichnung „Austauscharmes Wetter“: Bartels, Fett, Gräfe, Haarländer, Heß, Jost, Külske, Strauß, Velds.
- (8) MILLER, M. E.; HOLZWORTH, G. C.: An atmospheric diffusion model for metropolitan areas. J. Air Poll. Control Assoc. 17 (1967), S. 46-50.
- (9) EAST, C.: Pollution atmosphérique et île de chaleur. Rapport final du projet 604-7-593. Université de Montréal (1971).
- (10) WACHTER, H.: Häufigkeitsverteilung klimatologischer Größen. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 107 (1968).
- (11) LAMP, R.: Methoden lokaler Vorhersage und ihre Anwendung. Meteor. Rdsch. 25 (1972) S. 110-116.
- (12) KLUG, W.: Ein Verfahren zur Bestimmung der Ausbreitungsbedingungen aus synoptischen Beobachtungen. Z. Staub (29) (1969) S. 143-147.
- (13) MANIER, G.: Untersuchungen über meteorologische Einflüsse auf die Ausbreitung von Schadgasen. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 124 (1971).
- (14) MILLER, M. E.; NIEMEYER, L. E.: Air pollution potential forecasts - a year's experience. J. Air Poll. Control Assoc. 13 (1963) S. 205-209.
- (15) FETT, W.: Ein Index für das Stagnieren der bodennahen Luft. Beilage zur Berliner Wetterkarte 41/74, SO 8/74 (v. 14. 3. 1974).

Anschrift: Dr. D. JOST, Bundesstelle für Umweltangelegenheiten, 1 Berlin, Bismarckplatz 1.

L. HASSE

DK 551.554 : 551.46

Über den Zusammenhang zwischen Bodenwind und geostrophischem Wind auf See und die Stabilitätsabhängigkeit des Widerstandsgesetzes*)

Zusammenfassung

Der Zusammenhang zwischen Bodenwind und geostrophischem Wind wird mit Hilfe von synoptischen Beobachtungen aus der Deutschen Bucht untersucht. Der Zusammenhang ist in guter Näherung linear. Dies entspricht der Beobachtung, daß die Oberflächen-Rosby-Zahl (für neutrale Schichtung, auf See) unabhängig von der Windgeschwindigkeit ist wegen einer leichten Variation von z_0 . Die Koeffizienten der linearen Beziehung zwischen Bodenwind und geostrophischem Wind werden als Funktion der Stabilität gegeben. Der Abweichungswinkel des Bodenwindes von der Isobarenrichtung variierte zwischen 22° für labile und stabile Schichtung und 8° für nahezu neutrale Schichtung. Mit der gewonnenen Beziehung können aus bodennahen Reibungskoeffizienten geostrophische Reibungskoeffizienten und der entsprechende Koeffizient des Widerstandsgesetzes als Funktion der Planetarischen Richardson'schen Zahl bestimmt werden.

On the relation between the surface wind and the geostrophic wind at sea and the stability dependence of the resistance law*)

Abstract

The relation between surface and geostrophic wind speed and direction at sea has been investigated using weather service network observations. This relationship is found to be fairly linear, corresponding to the observation that the surface Rossby-Number (under neutral conditions, at sea) is independent of wind speed due to a slight variation of z_0 . The coefficients of the surface to geostrophic wind relationship are given as a function of stability. The angular deviation between surface and geostrophic wind direction varies between 22° for unstable and stable, and 8° for nearly neutral conditions. The dependence of the geostrophic drag coefficient and of the corresponding coefficient of the resistance law upon the Planetary Richardson number is determined.

*) Veröffentlicht in: Beitr. Phys. Atmosph. 47 (1974) S. 45—55.
Published in: Contr. Atmosph. Physics 47 (1974) p. 45—55.

Eine objektive Vorhersagemethode für ausgewählte Flugplätze in der Bundesrepublik Deutschland

Zusammenfassung

Meteorologen stimmen im allgemeinen darin überein, daß der Schlüssel zur Vorhersage des spürbaren Wetters im Verstehen und der Anwendung synoptischer und dynamischer Prinzipien liegt. Wir nehmen jedoch zur Kenntnis, daß es noch einige Zeit dauern wird, bis wir dieses meteorologisch vernünftige Konzept voll anwenden können. In der Zwischenzeit müssen wir systematische Verfahren auf die Wettervorhersage anwenden.

Wir glauben, daß systematische Verfahren ausschlaggebend sind, wenn der Meteorologe ein bedeutendes meteorologisches Problem zu lösen hat: Den Zusammenhang der großräumigen Zirkulation mit der angewandten Wettervorhersage. In der 2nd Weather Wing ist unsere Aerospace Sciences Division mit der Entwicklung von Verfahren beschäftigt, um real-time-synoptische Parameter für die Vorhersage der Sicht, die die Flugtätigkeit ausgewählter Flugplätze beeinträchtigen kann, zu finden.

Unsere erste Stufe zur Entwicklung von objektiven Sichtstudien an ausgewählten Flugplätzen in der BRD ist in der 2nd Weather Wing Techn. Note 74-2, "The Application of Systematic Procedures to Fog Forecasting in the Federal Republic of Germany" beschrieben. Dieser Bericht ist von der 2nd WW/DN Wiesbaden-Erbenheim, Flugplatz, zu erhalten.

Abstract

Meteorologists generally agree that the key to forecasting sensible weather lies in greater understanding and application of synoptic and dynamic principles. However, we recognize that it will be some time before we can fully implement this meteorologically sound concept. In the interim, we must emphasize the application of systematic procedures to weather forecasting.

We believe that systematic procedures are essential if the forecaster is to solve a most important meteorological problem: the relationship of large-scale circulation to operational weather forecasts. In the 2nd Weather Wing, our Aerospace Sciences Division is concerned with the development and implementation of procedures for relating standard real-time synoptic-scale parameters to the prediction of visibilities which may impede flying activities at selected airfields.

In addition to the purely technical reasons for the implementation of these procedures, we have found they also provide an added operational benefit: they permit the introduction of better methods for presenting forecasts. Objective procedures enable us to provide meaningful probabilities to our forecasters. We want to avoid categorical (yes/no) forecasts because they are not accurate and certainly do not tell the customer all we know in a given meteorological situation.

Our approach to the development of objective visibility studies for selected airfields in the FRG is described in 2nd Weather Wing Technical Note 74-2 "The Application of Systematic Procedures to Fog Forecasting in the Federal Republic of Germany". This report can be obtained from 2nd Weather Wing/DN, Wiesbaden-Erbenheim, Wiesbaden Air Base.



Die Abweichung des Bodenwindes vom geostrophischen Wind in der Deutschen Bucht

Zusammenfassung

Für einen fünfjährigen Zeitraum wurde aus den dreistündigen Druckbeobachtungen der Stationen Borkumriff (10002), P 8 (10004) und Sengwarden (10128) der geostrophische Wind berechnet und mit dem vektoriellen Mittel der Windbeobachtungen der Feuerschiffe Borkumriff, P 8 und Weser (10003) verglichen.

Das Ergebnis wurde für die Windstärke in der Form eines Gradientwind-Lineals dargestellt, das neben der mittleren Windstärke über See auch die prozentuale Häufigkeitsverteilung der Windstärken enthält.

Für die einzelnen Monate des Jahres wurde der Ablenkungswinkel von der Gradientrichtung und die Abweichung von der mittleren Windstärke über See in Abhängigkeit von Richtung und Stärke des geostrophischen Windes berechnet.

Als Spezialfall eines ageostrophischen Windes wird der zeitliche Ablauf und die räumliche Ausdehnung des Seewindes an der Südküste der Deutschen Bucht behandelt.

Abstract

Differences between the surface- and geostrophic wind in the German Bight

For a period of five years the geostrophic wind was calculated with the 3-hourly observations from the stations Borkumriff (10002), P 8 (10004) and Sengwarden (10128) and compared with the mean vectorwind from the wind - observations of the lightvessels Borkumriff, P 8 and Weser (10003). The result for the mean wind velocity is given in the format of a gradientwind - ruler. It includes the frequency-distribution of the windforce. For the individual months of the year the deviation between surface- and geostrophic wind direction angle and of the mean strength (in knots) was calculated as function of the geostrophic wind direction and strength. As a special case of an ageostrophic wind the spatial and temporal extent of the "Sea-breeze" on the southern coast of the German Bight is described.

1. Einleitung

Für die tägliche Beratungspraxis und Vorhersage-tätigkeit werden verlässliche Werte für die Beziehung zwischen dem geostrophischen und dem aktuellen Wind über See benötigt, um für die Seegebiete, aus denen meist nur spärliche Beobachtungen vorliegen, Angaben über die Windstärke zu bekommen, und um die Vorhersagekarten hinsichtlich der zu erwartenden Windverhältnisse auswerten zu können. Eine Untersuchung (1) für den Zeitraum eines Jahres zeigte, daß sich die ageostrophischen Windkomponenten im Jahresmittel nicht gegenseitig aufheben, und daß in den einzelnen Quartalen deutliche Unterschiede in der Beziehung zwischen dem geostrophischen und dem aktuellen Wind auftreten. Die Untersuchung wurde nun auf einen Zeitraum von fünf Jahren ausgedehnt. Dadurch war es möglich, Unterschiede für die einzelnen Monate zu betrachten.

2. Methode

Der geostrophische Wind wurde seit November 1968 aus den dreistündigen Druck-Beobachtungen der Feuerschiffe Borkumriff (10002), P 8 (10004) und der Station Sengwarden (10128) berechnet, und mit dem vektoriellen Mittelwind der Feuerschiffe Borkumriff (1002), Weser

(10003) und P 8 (10004) verglichen. Die durch den Tidenhub bei den Druckwerten der Feuerschiffe auftretenden Fehler von ± 0.1 mbar können gegenüber den unsystematischen Fehlern, die zeitweise bis zu 1.5 mbar betragen, vernachlässigt werden. Seit November 1972 werden wegen Veränderung der Feuerschiff-Position P 8 / TW-Ems (10004) die Druckwerte der Stationen TW-Ems (10004), List (10020) und Sengwarden (10128) und die Windbeobachtungen der Feuerschiffe TW-Ems (10004), Deutsche Bucht (10007) und Elbe 1 (10005) benutzt. Um die Fehler auszugleichen, werden die Monatsmittelwerte des Luftdrucks mit den Isobaren der in der Berliner Wetterkarte regelmäßig veröffentlichten mittleren Druckverteilung verglichen, und so Korrekturen für die drei Stationen bestimmt. Um Änderungen dieser Korrekturwerte während des Monats zu erfassen, werden für jeweils vier Tage der mittlere Wind über See dem sich aus den Druckbeobachtungen ergebenden geostrophischen Wind gegenübergestellt und unter der Annahme eines mittleren Wertes für den Ablenkungswinkel und die Windabschwächung, kontrolliert und gegebenenfalls in Ansatz gebracht.

Der mittlere Wind über See zu jedem 3stündigen Termin wurde Sektoren der geostrophischen Windrichtung

von 30 Grad und Geschwindigkeitsabschnitten von 10 zu 10 Knoten zugeordnet und Monatsmittelwerte des Ablenkungswinkels und der prozentualen Stärke berechnet. Bis einschließlich Oktober 1973 wurden bisher 14 512 Termine ausgewertet. Ausfälle traten nur bei gelegentlichem Einzug oder Auswechseln der Feuerschiffe auf.

3. Ergebnisse

3.1. Gradientlineal

Für die praktische Anwendung der Untersuchungsergebnisse wurde, im Anschluß an das Orkantief vom 13. 12. 1972, ein Gradientwindlineal entworfen, das den schnellen Schluß vom Isobarenabstand auf die Windstärke über See erlaubt. In diesem Fall wurde der höchste Windstärke-Wert der drei Feuerschiffe dem geostrophischen Wind, unabhängig von der Richtung, zugeordnet und vier Jahrgänge verarbeitet (XI/68-X/72).

Das Gradientlineal ist für alle Wetterkarten-Maßstäbe verwendbar. Es enthält auf der Ordinate die Skala für den Gradientwind, in die man mit dem Isobaren-

abstand eingeht. Die Skala auf der Abszisse gibt die Windgeschwindigkeit an und liefert gleichzeitig den Weg, den der Wind in einem vom Kartenmaßstab abhängigen Zeitintervall zurücklegt. Die für das Gradientlineal verwendeten Werte enthält die Tabelle 1. Das Gradientwindlineal enthält drei Kurven. Die Kurve für den Gradientwind (berechnet bei 55° Breite) liefert die Beziehung zwischen dem geostrophischen Wind und dem Windweg. Sie kann für die Verlagerung von Kaltfronten benutzt werden. Die Kurve für die mittlere, maximale Windstärke über See liefert den Zusammenhang mit dem geostrophischen Wind. Sie entspricht nach (1) gleichzeitig der mittleren Stärke der über Land (10128) beobachteten Böen. Zusätzlich wurde für die Abschnitte der geostrophischen Windstärken die Häufigkeitsverteilung der Windstärke über See aufgenommen. Die Kurve für die maximalen Böen in Sengwarden wurde in konstantem Geschwindigkeitsabstand von 31 Knoten zur mittleren Windstärke über See gezogen. Über diese Geschwindigkeit hinaus wurden im untersuchten Zeitraum in Sengwarden keine Böen registriert.

Tab. 1. Mittlerer maximaler Wind über See, maximale Böen über Land und Häufigkeitsverteilung der Windstärken (Bf).
(XI/68-X/72)

v _{Geostr.} 55° Kn	v _{See} Kn	Max. Böen Land Kn	Häufigkeitsverteilung der Windstärken (Bf)										Anzahl d. Beob. %		
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			
31. 11. 1972 146	55	86													
80-100	41.9	73									33	42	25		0.1
70-80	38.0	69							9	30	48	13			0.2
60-70	34.9	66							13	31	35	19	1		0.7
50-60	31.5	63						2	22	41	30	5			1.8
45-50	28.7	60						7	35	37	20	4			2.4
40-45	26.8	58				1	12	38	32	15	1				3.4
35-40	24.7	56				4	21	41	28	6	0.6				6.1
30-35	22.4	54					7	32	40	16	4	0.4			8.7
25-30	20.0	51			0.4	3	12	42	32	10	1				12.3
20-25	17.5	49			1	7	24	41	21	5	0.7	0.1			14.8
15-20	15.0	46		0.1	2	11	33	38	13	2	0.4				15.4
				0.03 %	0.7 %	4.6 %	17 %	33 %	27 %	13 %	4.5 %	0.7 %	0.01 %		65.9 %

Über 100 Knoten Gradientwind wurden nur einmal, am 13. 12. 1972, berechnet. Die Endpunkte der Kurven stellen die Verhältnisse um 09 Z dieses Tages dar, mit einem Gradienten von 146 Knoten, maximaler Windstärke über See von 55 Knoten und Spitzenböen über Land von 86 Knoten. Über NW-Deutschland konnte zu diesem Termin ein maximaler Gradient von ca. 200 Knoten festgestellt werden.

Das Verhältnis vom beobachteten Wind zum Gradientwind ist nicht konstant. Bei Gradienten von 15 Knoten beträgt der Wind über See 90 %. Er nimmt bei Gradienten von 80 Knoten auf 50 % ab und liegt bei 150

Knoten bei 38 %. Es ist also nicht angebracht, mit einem festen Reduktionsfaktor zu rechnen, wenn man die zyklotropische und andere ageostrophische Windkomponenten nicht berücksichtigt.

3.2. Jahrgang des Verhältnisses Wind über See zum geostrophischen Wind

Untersucht man den jährlichen Gang des Verhältnisses Wind über See/Geostrophischer Wind für den fünfjährigen Zeitraum bis Oktober 1973, so findet man in den einzelnen Monaten deutliche Unterschiede (Tab. 2). Die größte Windschwächung ist im Mai zu beobachten.

Tab. 2. Monatliche Abweichung des Windes über See in Prozent des geostrophischen Windes, Temperatur Differenz Land-See (10 128-Wassertemperatur, D. B.) mittlerer Windvektor.

V _{Geostr.}	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr %
- 9 Kn	136	108	106	104	90	114	102	94	100	124	140	138	100 %
10 -	74	81	87	72	66	69	67	78	76	76	90	92	76 %
20 -	67	69	69	60	55	62	55	69	68	70	81	71	67 %
30 -	59	61	60	60	54	53	54	62	64	69	72	71	62 %
40 -	55	58	66	52	48	-	54	51	59	56	65	60	57 %
50 -	53	55	51	53	44	-	-	48	55	58	64	51	56 %
$\Delta T^{\circ}C$ Land-See	-3.5	-2.3	-1.1	+0.6	+1.6	+1.4	+0.2	-1.0	-2.0	-3.8	-4.5	-4.4	-1.56° C
Mittlerer Windvektor	160°	223°	096°	307°	065°	334°	300°	311°	231°	252°	243°	179°	248°
Grad/Kn	9.0	1.4	0.2	4.4	2.1	3.2	5.2	2.4	4.3	5.4	9.1	5.0	2.12.

Der mittlere Windvektor dieses Monats beträgt 65 Grad und 2.1 Knoten. Der Temperaturunterschied Land-See weist mit +1.6° C ein Maximum auf. Die geringste Schwächung des Windes findet man im November. Der mittlere Windvektor beträgt 243° und 9.1 Knoten. Die Wassertemperatur der Deutschen Bucht liegt 4.5° C über der Lufttemperatur in Sengwarden. Einem geostrophischen Wind von über 50 Knoten entspricht im Mai eine mittlere Windstärke von 6 Beaufort, im November aber von 8 Beaufort.

Die Ursachen für diese monatlichen Unterschiede sind vermutlich lokal, durch den verschiedenen Gang der Temperatur über Land und über dem Wasser, bedingt. Teilweise sind sie wohl auch auf die unterschiedlichen Stabilitätsverhältnisse zurückzuführen, wie sie von HASSE (2) dargelegt wurden.

In Abb. 1 sind die bisherigen Ergebnisse zusammengefaßt dargestellt. Die für das Gradientlineal verwendeten Werte liegen um etwa 3 Knoten über den Mittelwerten für 5 Jahre, bei denen alle Richtungen mit dem gleichen Gewicht eingingen. Der mittlere Ablenkungswinkel nimmt von 10 Grad bei geringen Gradienten auf 18 Grad bei großen Gradienten zu. Als Mittelwert kann 15 Grad angenommen werden.

3.3. Richtungsabhängigkeit

Auch von der Gradientwindrichtung ist die Beziehung zwischen dem Wind über See und dem geostrophischen Wind, sowohl in der Stärke als auch im Ablenkungswinkel, abhängig. Auch hierbei zeigt sich, daß die Windverhältnisse an den Feuerschiffen noch durch die Orographie der Deutschen Bucht beeinflusst werden und noch nicht die ungestörten Verhältnisse eines freien Seeraumes wiedergeben. Die unterschiedlichen thermischen Einflüsse des Untergrundes Land/See heben sich im Jahresmittel nicht auf.

3.3.1. Jahresmittel

Im Jahresmittel (Abb. 2) findet man Ablenkungswinkel unter 10 Grad bei Winden aus dem NW-Quadranten, Ablenkungswinkel über 20 Grad bei ablandigen Winden. Der mittlere Ablenkungswinkel liegt bei 15 Grad. Bei Gradienten unter 10 Knoten überschreitet die prozentuale Stärke bei östlichen Winden 100 Prozent.

Bei mittleren und starken Gradienten zeigen sich Maxima bei südöstlichen, westsüdwestlichen und nördlichen Gradient. Die stärksten Schwächungen werden bei ENE-, S-SSW und WNW-Gradienten beobachtet.

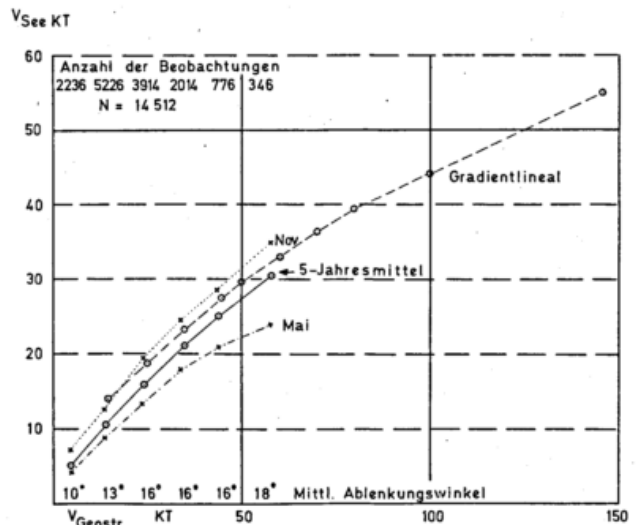


Abb. 1. Verhältnis Geostrophischer Wind zur Windstärke über See. (KT = Kn, Knoten).

3.3.2. Monatsmittel

Um die monatlichen Abweichungen in der täglichen Vorhersagepraxis berücksichtigen zu können, wurden sie für die einzelnen Monate in Diagrammen für die Abweichung des Windes von der Gradientrichtung und von der mittleren Windstärke über See dargestellt. Für die Windstärke wurde als Basis die Mittelkurve des Gradientlineals gewählt.

Als Beispiele sollen hier nur die beiden extremen Monate, Mai und November, gezeigt werden (Abb. 3). Im Mai, dem Monat mit der größten Abweichung vom Gradientwind, finden wir Ablenkungswinkel über 40 Grad bei SSE-Gradienten, die geringsten Ablenkungswinkel bei WNW-Gradienten. Die Geschwindigkeit liegt bei allen Richtungen unter den mittleren Verhältnissen.

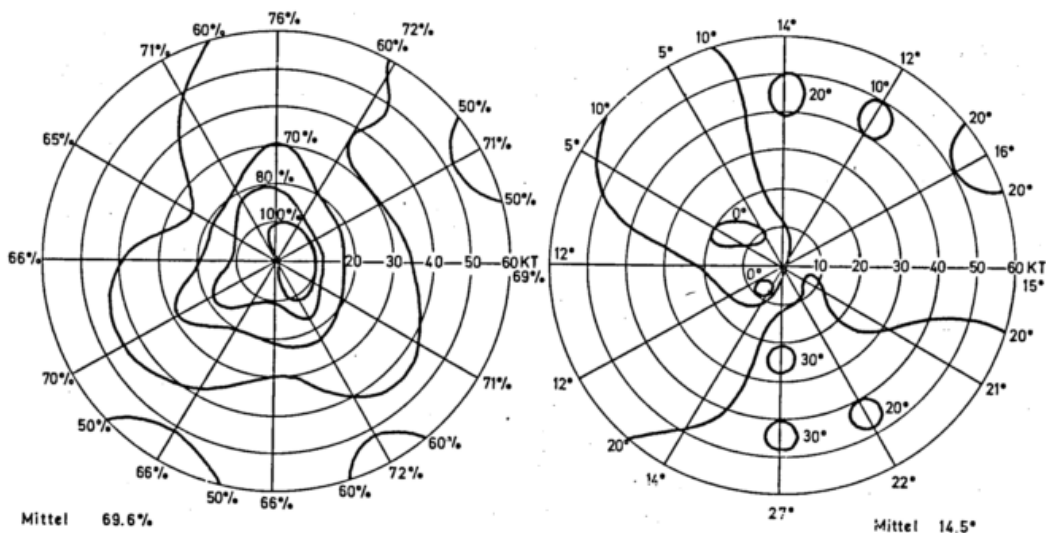


Abb. 2. Prozentuale Stärke und Ablenkungswinkel des Windes über See in Abhängigkeit vom geostrophischen Wind (Jahresmittel 1969—1972).

Abweichungen über 10 Knoten werden bei starken östlichen Gradienten gefunden.

Im November, dem Monat mit den geringsten Abweichungen vom Gradientwind, ist bei NNE die geringste Richtungsabweichung vorhanden. Die Windstärke über See liegt bei starken Gradienten aus NW-N, ENE und S-SSE 5 Knoten über den mittleren Verhältnissen.

Mit Hilfe des Gradientlineals und der monatlichen Korrektionsdiagramme kann man so die lokale Windvorhersage aus den Vorhersagekarten präzisieren. Gradientlineal und die Korrektionsdiagramme für alle Monate werden in einer „Fachlichen Mitteilung“ des Geophys BDBw veröffentlicht werden.

3.4. Seewind in der Deutschen Bucht

Große Abweichungen vom Gradientwind treten, wie an allen Küsten, an Tagen mit Seewind auf. Um auch diese Fälle bei der Windvorhersage zu erfassen, wurde die räumliche Ausdehnung, der zeitliche Ablauf des Seewindes und die Temperaturverhältnisse, die zu seiner Ausbildung führen, untersucht.

Aus den Jahren 1969—1972 wurden die Fälle herausgesucht, bei denen der Wind in Sengewarden entgegen dem Gradienten tagsüber auf Nordost drehte. Es wurden also die Fälle nicht berücksichtigt, bei denen sich der Seewind bei Gradienten aus dem NE-Quadranten nur in der Verstärkung des NE-Windes bemerkbar machte.

Es fanden sich 77 Fälle, die sich ungleichmäßig auf die vier Jahre verteilen. „Gute“ Sommer, wie 1969 und 1971, bringen viele Fälle von Seewind. In den Monaten April—Juni ist der Seewind am häufigsten. Nach kalten Wintern und sehr niedriger Wassertemperatur, wie 1968/69, treten schon im März die ersten Fälle von Seewind auf. Von Juli bis September nimmt die Häufigkeit dann ab. Der Zusammenhang mit dem unterschiedlichen Gang der Temperaturen über Land und der Wasseroberfläche ist deutlich zu erkennen (Abb. 4). Im klimatologischen Mittel erreicht der Unterschied Ende Mai/Anfang Juni 2° C.

3.4.1. Räumliche Ausdehnung

Die räumliche Ausdehnung des Seewindes wurde mit den synoptischen Meldungen der Feuerschiffe und den stündlichen Windbeobachtungen von 06—21 Z der Stationen des Deutschen Wetterdienstes und des Geophys BDBw untersucht, die mir freundlicherweise durch die Dienststellen zur Verfügung gestellt wurden. Die Ausdehnung des Seewindes in der Deutschen Bucht beträgt sowohl nach Land als auch nach See über 70 km. In der Abb. 5 ist der mittlere Tagesgang des geostrophischen Windes und des Bodenwindes zwischen 06 und 21 Z an den 77 Tagen mit Seewind in Sengewarden für die Stationen in NW-Deutschland dargestellt. Die Richtung ist westlich der Weser recht einheitlich zwischen 30 und 60 Grad. Östlich der Weser und an der Schleswig-Holsteinischen Westküste erfolgt eine Drehung nach Nord-Nordwest. Die Häufigkeit nimmt landeinwärts bis Ahlhorn auf 53 % der Fälle ab. Seewärts nimmt die Häufigkeit auf 65 % beim Feuerschiff P 8 in 66 km Entfernung von der Küste ab. Die geringe Stärke des mittleren Windes in Husum ist dadurch zu erklären, daß sich in 30 %

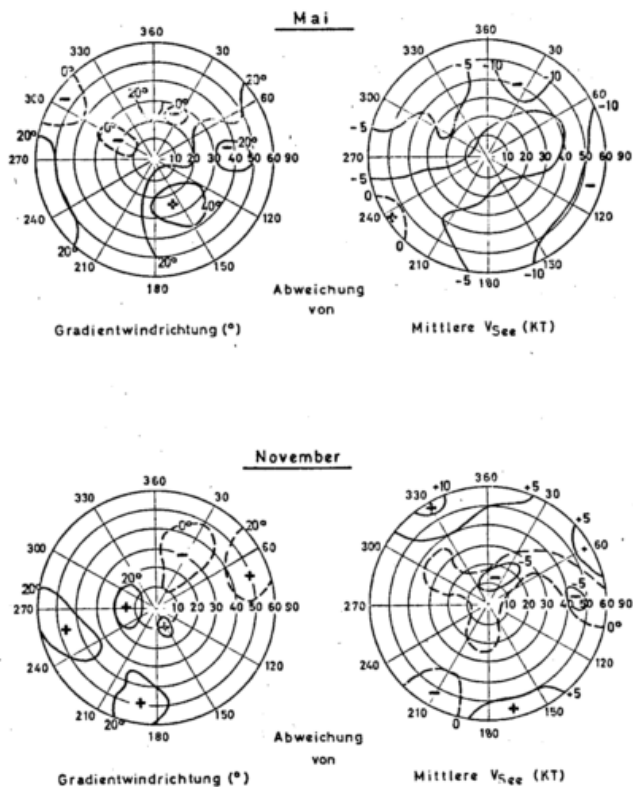
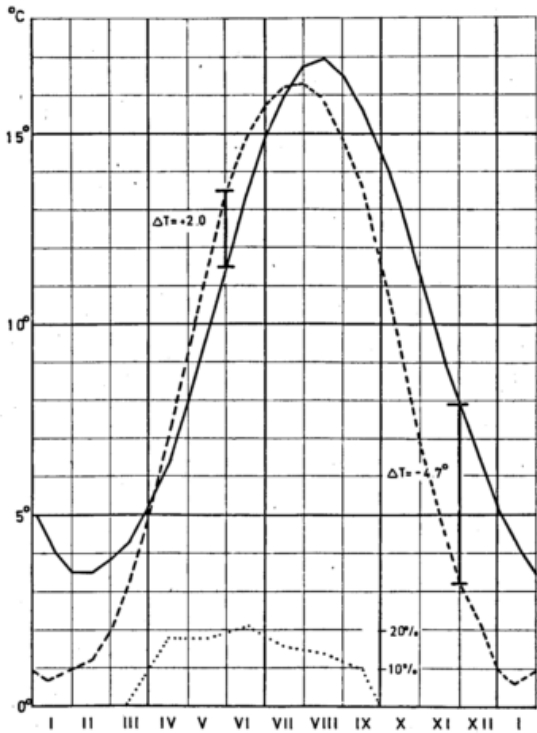


Abb. 3. Abweichung des Windes über See von der Gradientwindrichtung und von der mittleren Windstärke in den Monaten Mai und November.



Wassertemperatur Deutsche Bucht ———
 Lufttemperatur Wilhelmshaven - - - - -
 Relative Häufigkeit des Seewindes ······

Abb. 4. Jahresgang der Wassertemperatur in der Deutschen Bucht, der Lufttemperatur in Wilhelmshaven und der relativen Häufigkeit des Seewindes.

der Fälle kein Seewind von der Nordsee her durchsetzt, sondern tagsüber sich verstärkende östliche Winde beobachtet werden.

3.4.2. Zeitlicher Ablauf und mittlere Stärke

Das mittlere Einsetzen des Seewindes zeigt die Abb. 6. Die Stationen Husum und List konnten in diesem Zusammenhang nicht verwendet werden, da die Auswahl der Tage sich nach dem NE-Seewind in Sengwarden gerichtet hat.

Der Seewind wird im Mittel zuerst in Cuxhaven um 0845 Z beobachtet. Er breitet sich dann beiderseits einer Linie, die in etwa der mittleren Grenze zwischen Land und See entspricht, und die südlich der ostfriesischen Inseln verläuft, nach Norden und Süden aus. Norderney und Weser-FS werden um 0930 z erfaßt, Borkumriff um 1000 z, Helgoland um 1100 z, FS- P 8 um 13 Uhr. Der zeitliche Ablauf an der Westküste Schleswig-Holsteins ist hypothetisch.

Nach Süden setzt der Seewind im Mittel um 0930 z in Bremerhaven, 1000 z in Nordholz, 1030 z in Sengwarden, 1115 z in Jever, 1145 z in Wittmund ein. Er erreicht Oldenburg um 1300 z, Bremen um 1330 z und Ahlhorn um 1400 z. Die mittlere Stärke des Seewindes (Abb. 7) zum Zeitpunkt des Häufigkeitsmaximums beträgt über See 8-10 Knoten. Das Maximum wird um 1700-1800 z erreicht. Über Land und an den Insel- und Küstenstationen werden im Mittel 6-8 Knoten beobachtet. Das Häufigkeitsmaximum liegt zwischen 1500 und 1700 z.

3.4.3. Bedingungen für das Auftreten von Seewind

Die hier untersuchten Fälle von Seewind entwickelten sich abweichend vom vorherrschenden Luftdruckgradienten. Es handelt sich daher um einen thermischen Wind, der nur bei absinkender Luftbewegung vom kal-

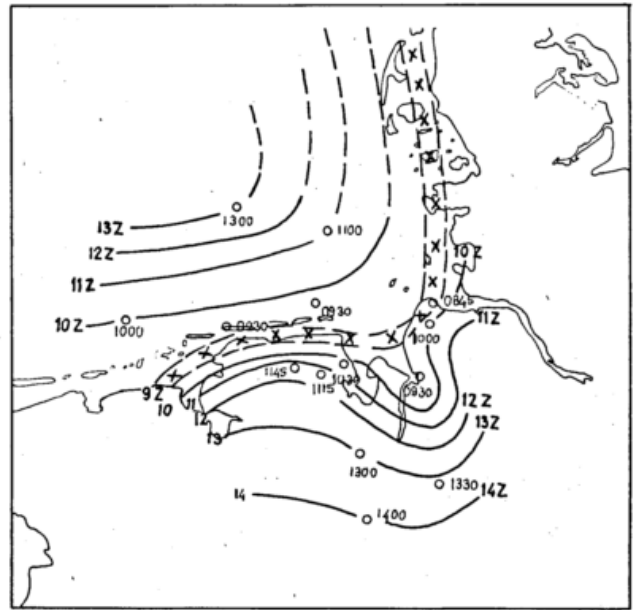


Abb. 6. Mittleres Einsetzen des Seewindes (GMT).

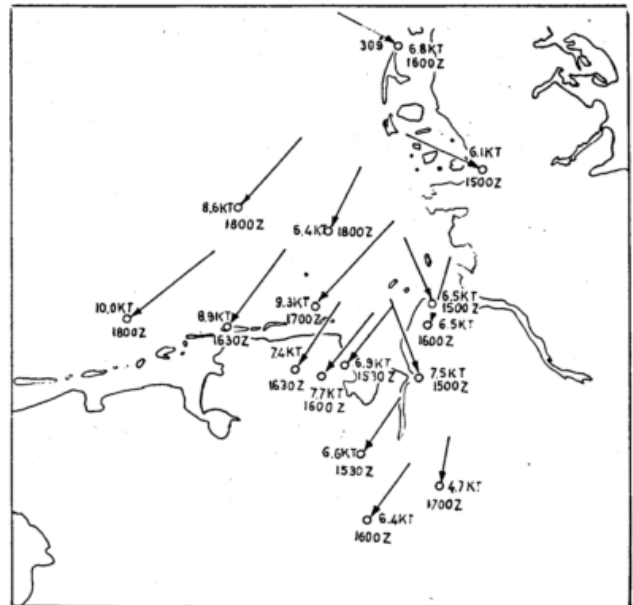


Abb. 7. Mittlere Richtung und Stärke des Seewindes zum Zeitpunkt des Häufigkeitsmaximums (Länge der Pfeile gleich Windweg in drei Stunden).

ten zum warmen Gebiet weht. Eine Vorbedingung ist damit in antizyklonaler Isobarenkrümmung zu sehen. Bei geringen Luftdruckgegensätzen kann sich die antizyklonale Lage durch den unterschiedlichen Luftdruckgang über Land und über Wasser bei der Tageseinstrahlung entwickeln. Die zweite Vorbedingung ist ein Temperaturgradient, der von Land nach See abnimmt. Der Temperaturgradient und/oder das Absinken müssen umso größer sein, je stärker der Luftdruckgradient von dem nord-südlichen Temperaturgradienten abweicht. Da die Stärke des Absinkens nur schwer prognostisch zu erfassen ist, kann zur Vorhersage des Seewindes nur das zu erwartende Temperaturgefälle herangezogen werden.

Es wurden daher die vor dem Einsetzen des Seewindes in Sengwarden beobachtete Temperaturdifferenz (Lufttemperatur Sengwarden - mittlere Wassertemperatur der 5 Feuerschiffe der Deutschen Bucht, Entfernung etwa 60 km) dem geostrophischen Wind von 06 z nach

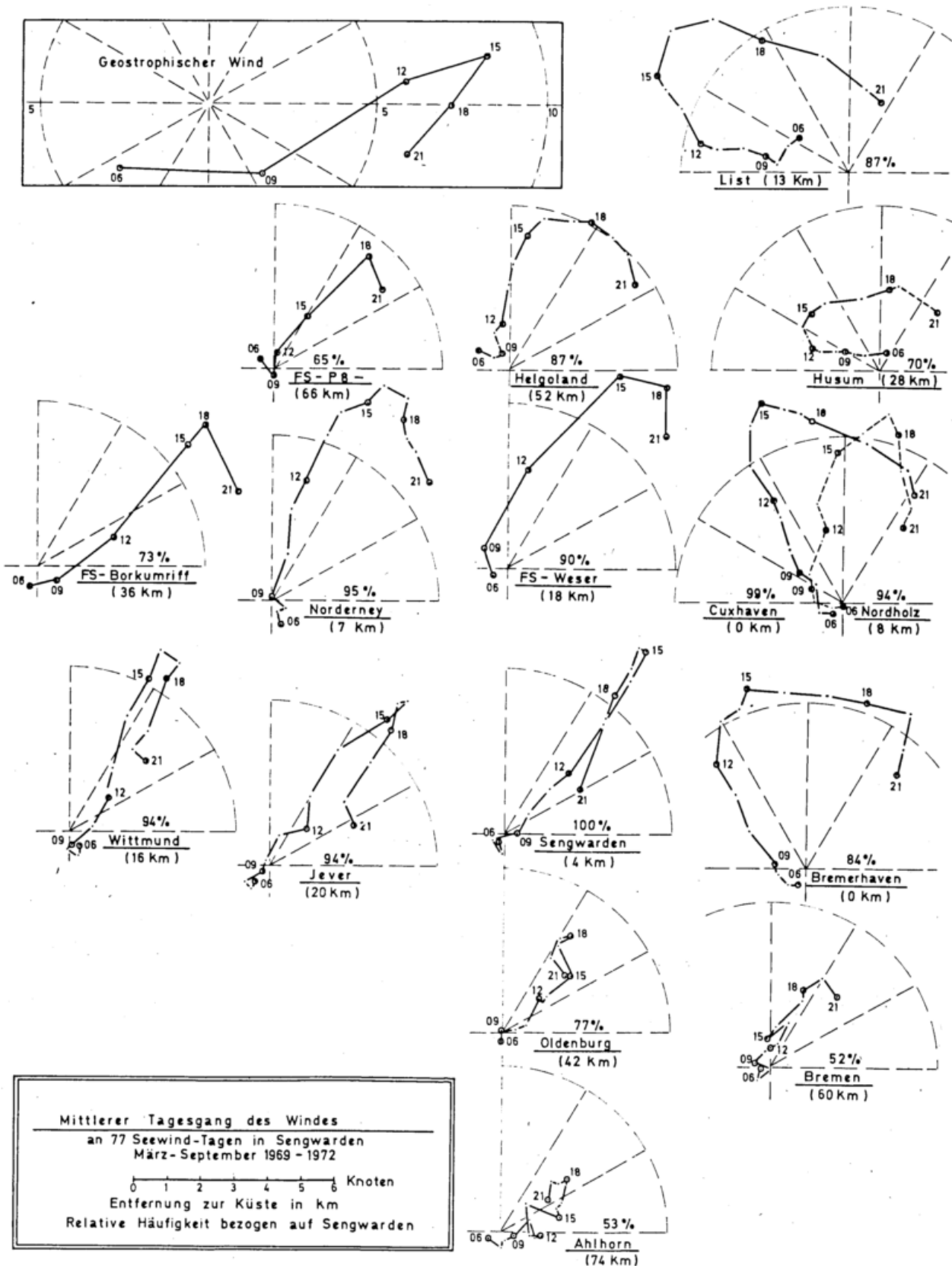


Abb. 5. Mittlerer Tagesgang des Windes an 77 Seewind-Tagen. März-September 1969-1972.

Richtung und Stärke zugeordnet (Abb. 8). Die Temperatur wurde für Sektoren der Windrichtung und Abschnitte des geostrophischen Windes von 10 zu 10 Knoten gemittelt. Die prozentuale Häufigkeit der Fälle wurde in den einzelnen Feldern vermerkt.

Wir finden 45 % der Fälle bei Gradienten unter 10 Knoten, 36 % bei 10-20 Knoten und noch 13 % bei Gradienten von 20-30 Knoten. Die Temperaturdifferenzen (Land-See) weisen zwar trotz Mittelung noch eine große Streuung auf, doch lassen sich die Größen-

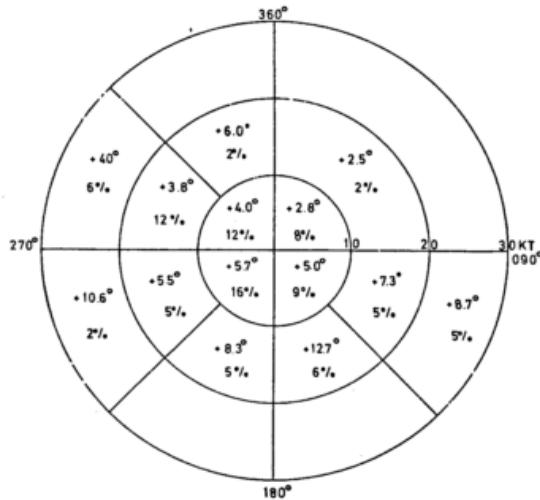


Abb. 8. Temperaturdifferenz (Sengwarden — Wassertemperatur Deutsche Bucht) vor Beginn des Seewindes in Abhängigkeit vom geostrophischen Wind 06 Z und relative Häufigkeit der Fälle.

ordnungen, die zum Einsetzen des Seewindes erforderlich sind, einigermaßen abschätzen. Sie sind bei auflandigen Gradienten geringer als bei ablandigen. Bei Gradienten aus dem NE-Quadranten liegen die Werte

mit 2–3°C am niedrigsten und betragen bei Winden aus dem NW-Quadranten 4–6°C. Bei ablandigen Winden steigen die Temperatur-Differenzen mit zunehmender Gradientwindstärke von 5° auf über 10°C an.

Die große Streuung der Temperatur-Differenz-Werte weist darauf hin, daß neben der thermischen Windkomponente noch weitere ageostrophische Windkomponenten beteiligt sind, wie z. B. die allobarische und die zyklostrophische Komponente. Nach Einsetzen des Seewindes trägt, etwa ab Mittag, auch der Luftdruckgradient zur Stärke des Seewindes bei. Für die Beständigkeit des Seewindes und seine lange Dauer ist in der Deutschen Bucht sicher auch das verstärkte Absinken verantwortlich, das sich aus der divergenten Strömung: — Ostkomponente im ostfriesischen Raum, Westkomponente von der Wesermündung bis zum nordfriesischen Raum — ergibt.

Literatur

- (1) SCHNAPPAUF, W.: Die Windverhältnisse im Seegebiet vor den ostfriesischen Inseln im Jahr 1968/69 im Vergleich zum geostrophischen Wind. *Fachl. Mitt. GeophysBDBw* Nr. 149 (1970) S. 87–97.
- (2) HASSE, L.: On the surface to geostrophic wind relationship at sea and the stability dependence of the resistance law. Accepted for publication in *Beitr. Phys. Atmosph. (Contr. Atmosph. Phys.)*

Anschrift: Dr. W. SCHNAPPAUF, 2940 Wilhelmshaven, Holtermannstraße 62.

A. GROLL

DK 551.509.322 : 551.509.34 : 551.509.314

Objektive Methode zur lokalen Bodenwindvorhersage*)

Zusammenfassung

Durch Auswertung langjähriger Beobachtungsreihen mit Hilfe statistischer Methoden wird für den Frankfurter Flughafen eine Beziehung zwischen dem an der Station gemessenen Bodenwind und den Daten der Boden- und Höhenanalysen des Deutschen Wetterdienstes ermittelt. Die Beziehung wird angewendet auf die 12stündigen baroklinen Vorhersagen. Dadurch ist die Möglichkeit der lokalen Bodenwindvorhersage aus den Ergebnissen dynamischer Vorhersagemodelle gegeben. Die Güte der Prognose wird durch Vergleich mit dem gemessenen Wind festgestellt.

Die vorliegende Auswertung basiert auf dem Datenmaterial aus knapp fünf Jahren. Das Verfahren ist auf beliebige Stationen anwendbar, wenn genügend lange Meßreihen für eine statistische Auswertung vorhanden sind.

Abstract

Longterm observations at Frankfurt Airport are statistically evaluated to find an analytical relation between surface wind and the numerical weather analysis of the German Weather Service. This relation is employed for the 12 hour prediction from the P.E. Model. This results in the possibility of forecasting local surface winds by using wind prediction models. The validity of the prediction is ascertained by comparison with wind measurements.

This evaluation is based on five years data. The method can be applied to any station where sufficient longterm observations exist for statistical evaluation.

*) Veröffentlicht in: *Fachl. Mitt. Amt f. Wehrgeophysik* Nr. 175 (1973).

Anschrift: Dipl.-Met. A. GROLL, 5000 Köln 1, Mathiasstraße 24.