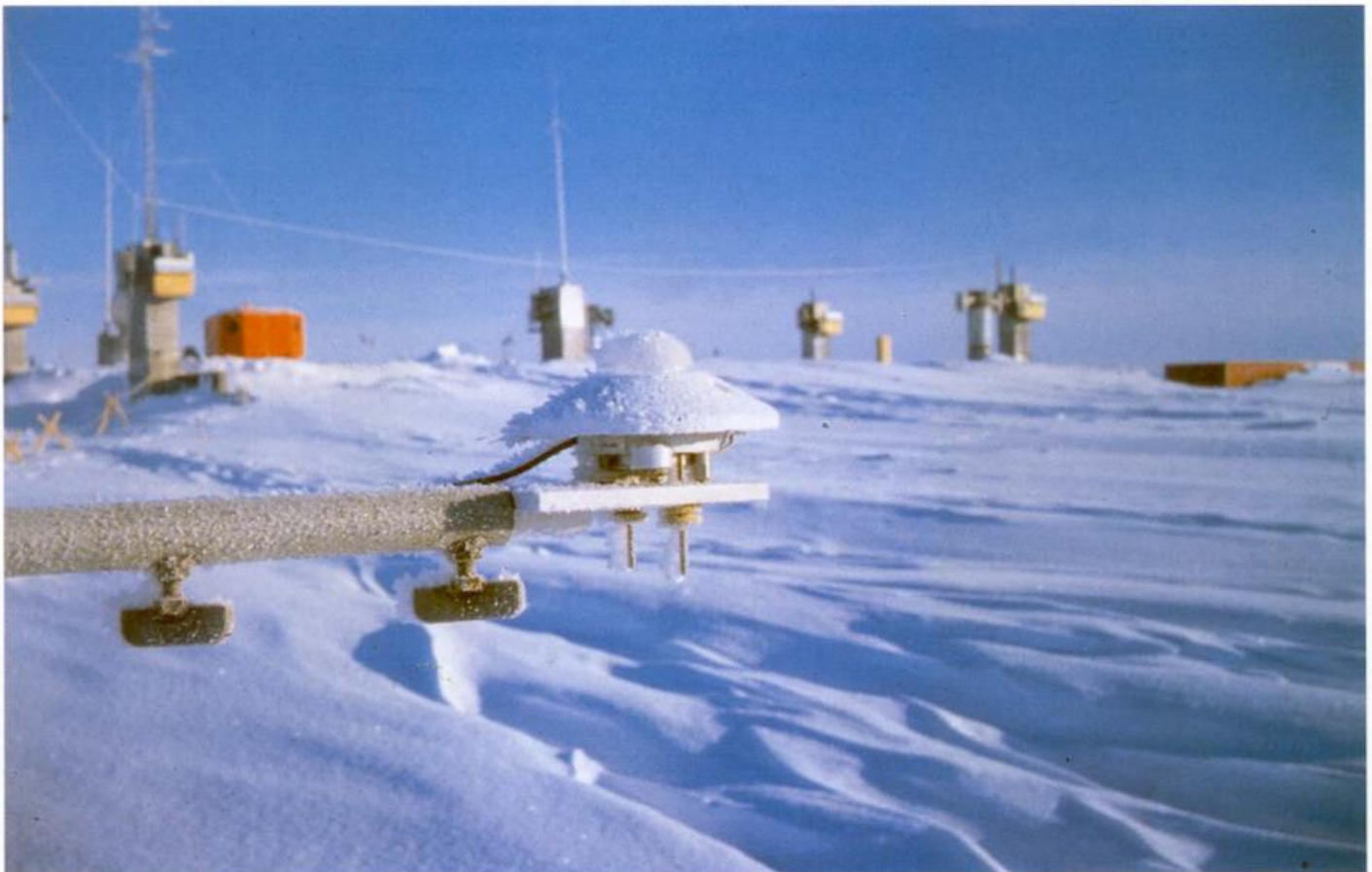


promet

4'88

meteorologische fortbildung

Meteorologie und Klimatologie der Antarktis I



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)

Prof. Dr. H. Graßl (Geesthacht)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)

Dr. H. Reiser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild:

An der Georg-von-Neumayer-Station wird mit Hilfe von Strahlungsmessungen, vertikalen Wind- und Temperaturprofilen an zwei Masten sowie vertikalen Temperaturprofilen in der Schnee- und Eisdecke ständig die Wärmebilanz der Eisoberfläche bestimmt. Die Abbildung zeigt eines der Strahlungsmeßgeräte vor der Reinigung mit den Schächten der Station im Hintergrund.

(Foto: König)

pro **met** erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes - Zentralamt - Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 36,-, Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-.

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

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,
8720 Schweinfurt,
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

18. Jahrgang, Heft 4, 1988

Thema des Heftes:

Meteorologie und Klimatologie der Antarktis I

(Fachliche Redaktion: E. Augstein, Bremerhaven)

Beiträge	Seite
E. AUGSTEIN	
1 Deutsche Forschungsarbeiten in der Antarktis - Einführende Anmerkungen	1
E. RASCHKE	
2 Der Strahlungshaushalt in der Antarktis	4
J. EGGER	
3 Die bodennahen Winde in der Antarktis	8
E. SCHALLER, L. ROSE	
4 Die Strömungsverhältnisse im Bereich der Filchner- Schelfeiskante unter sommerlichen Bedingungen	11
P. WINKLER	
5 Bodennahes Ozon in der Antarktis	17
P. J. CRUTZEN	
6 Ozonabnahmen in der antarktischen Stratosphäre	21
J. OERLEMANS	
7 Das antarktische Inlandeis im Klimasystem	25
Aus dem Deutschen Wetterdienst	
Globalstrahlung am Erdboden aus METEOSAT-Daten (W. BENESCH)	31
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West-Berlins im Jahre 1987	32
Buchbesprechungen - Neuerscheinungen	34
Vorausschau Tagungen	3. Umschlagseite

E. AUGSTEIN

1 Deutsche Forschungsarbeiten in der Antarktis – Einführende Anmerkungen

Der erste engagierte Advokat der deutschen Antarktisforschung war Georg von NEUMAYER – der spätere erste Direktor der Deutschen Seewarte – in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts (KERTZ 1983). Zeichen seines Einsatzes sind u. a. die Gründung eines meteorologischen und erdmagnetischen Observatoriums auf der Südhemisphäre in Melbourne, die Förderung zur Errichtung einer erdmagnetischen Station auf Südgeorgien und seine intensive Beteiligung an der Gestaltung des ersten Internationalen Polarjahres 1882/83.

Den ersten deutschen Vorstoß zum antarktischen Kontinent unternahm Erich von DRYGALSKI 1901/02 mit dem eigens für diesen Zwecke gebauten Forschungsschiff

„Gauss“. Diese Unternehmung war allerdings nur ein Teilerfolg, weil das Schiff etwa 200 km vor der Küste vom Packeis eingeschlossen und 375 Tage gefangen gehalten wurde (KERTZ 1984). Ähnlich erging es der „Deutschland“ unter Wilhelm FILCHNER 1911/13. Sein Schiff drang zwar bis in das südliche Weddellmeer vor, wurde dort aber ebenfalls vom Meereis eingekeilt und zu einer 264 Tage langen Drift mit dem Weddellwirbel nach Norden gezwungen. Das gleiche Schicksal widerfuhr drei Jahre später dem britischen Schiff „Endurance“ unter SHAKLETON im selben Seegebiet (Abb. 1). Während die „Gauss“ und die „Deutschland“ die Eisdrift überstanden, wurde die „Endurance“ vom Packeis zerstört und sank.

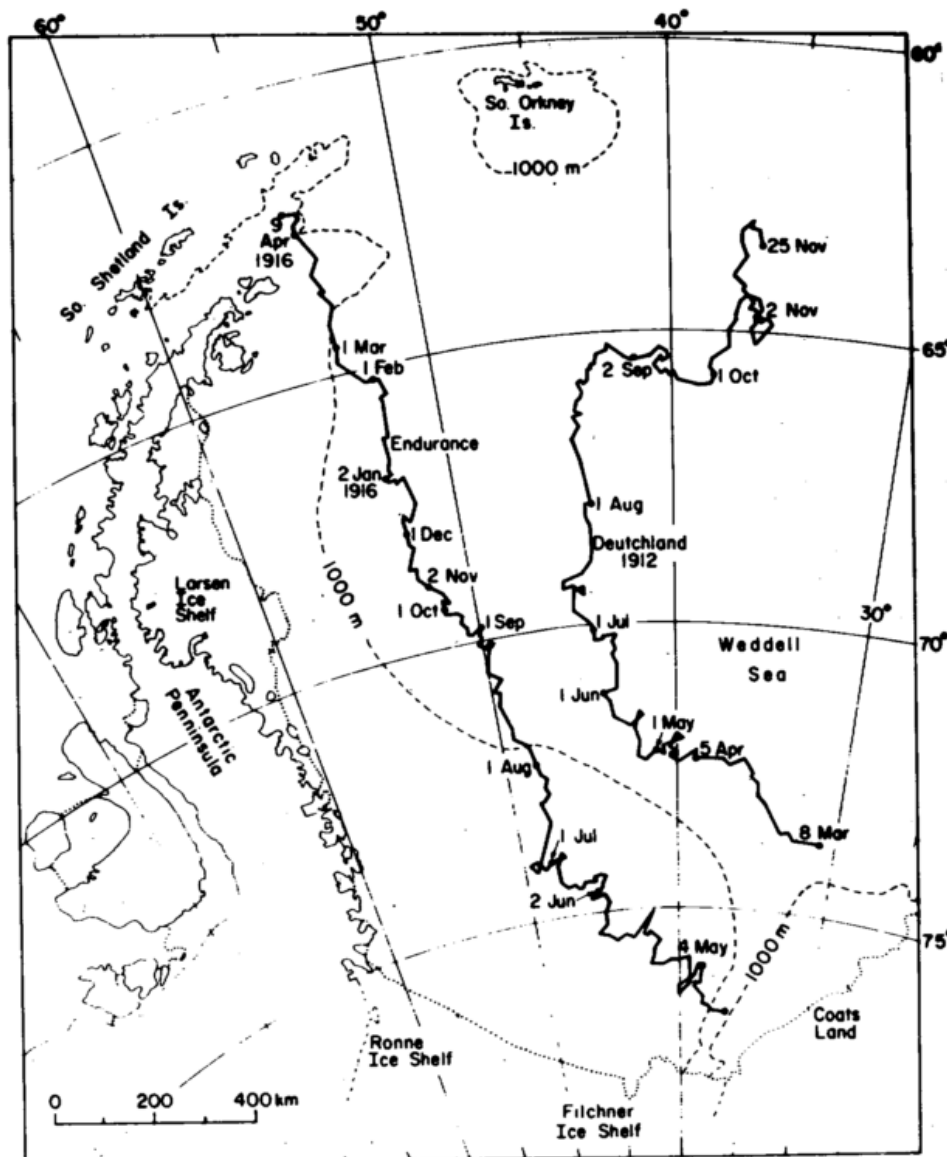


Abb. 1: Driftrouten der vom Eis eingeschlossenen Schiffe „Deutschland“ und „Endurance“ im Weddell-Wirbel (mit freundlicher Genehmigung von H. KOHNEN)

Bemerkenswert an den Expeditionen der „Gauss“ und der „Deutschland“ ist, daß beide vornehmlich auf wissenschaftliche Ziele und weniger – wie zu der Zeit üblich – auf Entdeckungen ausgerichtet waren (HEMPEL 1981). Zwischen den beiden Weltkriegen leistete nur die mit Flugzeugunterstützung durchgeführte „Schwabenland“-Expedition 1938/39 einen erwähnenswerten deutschen Beitrag zur Antarktisforschung. Ihre Hauptaufgabe war eine ausführliche Erkundung der Küstenzone in der Umgebung der heutigen Überwinterungsstation „Georg von Neumayer“. Dieses Gebiet wurde daraufhin mit „Neuschwabenland“ bezeichnet.

Weltweit wurde die Antarktisforschung durch das Internationale Geophysikalische Jahr 1957/58 eindrucksvoll vorangetrieben, so daß nicht zuletzt aufgrund dieses gelungenen internationalen Forschungsprogrammes zwölf Staaten 1959 den Antarktisvertrag abschlossen. Sein Kernpunkt ist die Verpflichtung, die Antarktis ausschließlich für friedliche Zwecke zu nutzen. Mittlerweile sind 38 Staaten diesem Vertrag beigetreten, 18 davon wurden in die Konsultativrunde aufgenommen. Zu diesem engeren Kreis der Vertragsstaaten gehören auch die Bundesrepublik Deutschland und die Deutsche Demokratische Republik.

Letztere beteiligte sich nach dem zweiten Weltkrieg bereits seit 1959 an der Antarktisforschung zunächst im Rahmen sowjetischer Expeditionen und seit 1976 durch Überwinterungen an einer selbständigen Station („Georg Forster“) in der sog. Schirmacher-Oase (SKEIB 1984). Dort werden neben anderem auch regelmäßig meteorologische Messungen vorgenommen. Am Aufbau dieses Programmes war der Meteorologe G. Skeib führend beteiligt. Er wurde für diesen Einsatz 1987 von der Alfred-Wegener-Stiftung mit dem erstmals vergebenen Preis für Polarmeteorologie ausgezeichnet.

Die Bundesrepublik hat die Antarktisforschung erst 1975 mit Schiffsexpeditionen zum Studium des Krills aufgenommen. Danach entwickelten sich die wissenschaftlichen Antarktisprojekte recht zügig, so daß heute sowohl alle daran mitwirkenden wissenschaftlichen Disziplinen als auch die logistisch-technische Ausstattung der Bundesrepublik Deutschland als international konkurrenzfähig anzusehen sind. Wichtige Grundlagen des schnellen Aufschließens zu den schon über mehrere Dekaden in der Antarktis forschenden anderen Nationen ist die auf längere Sicht angelegte solide Förderung durch den Bundesminister für Forschung und Technologie (BMFT) und durch

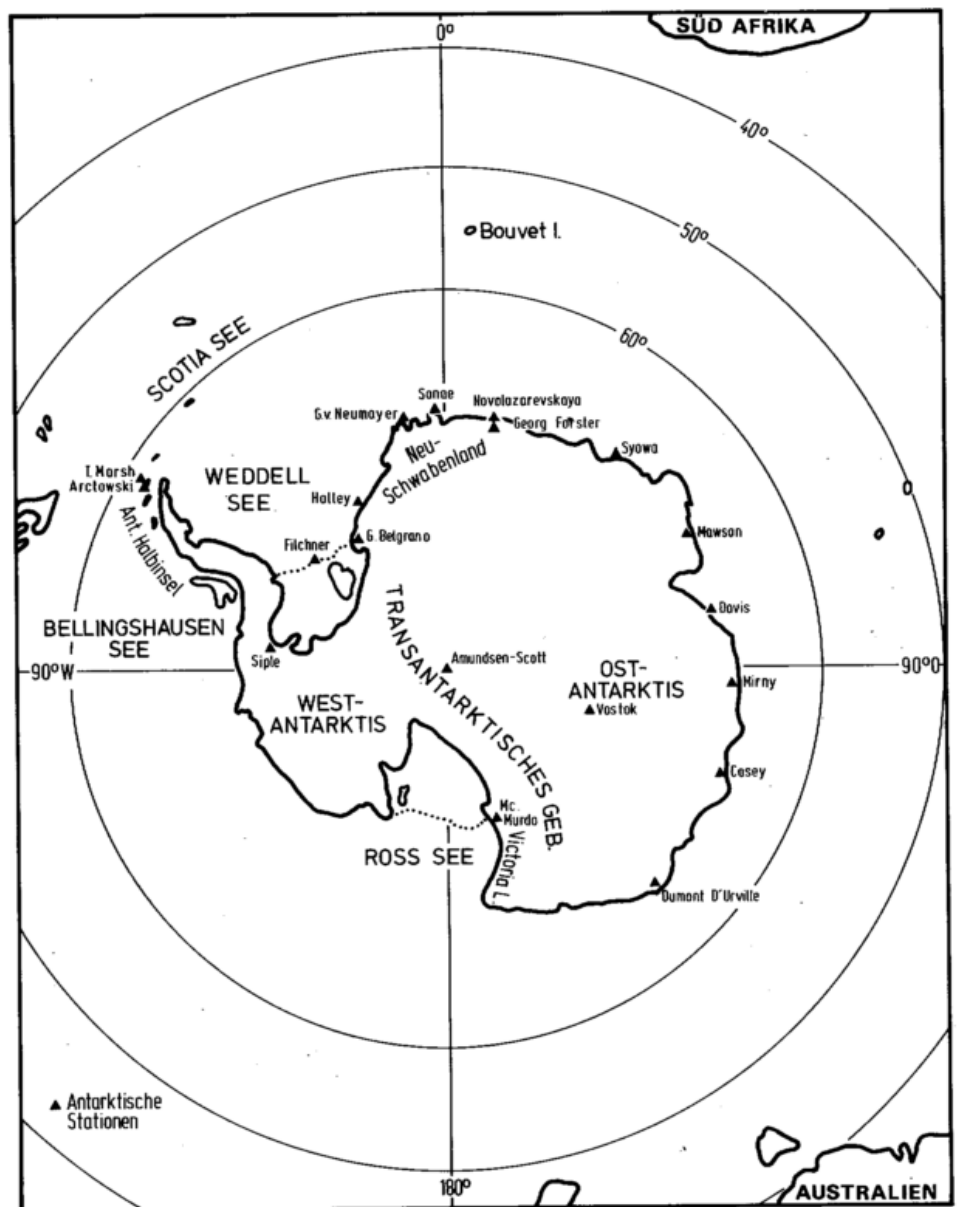


Abb. 2: Der antarktische Kontinent mit den zur Zeit arbeitenden Forschungsstationen. Die „Georg - von - Neumayer - Station“ ist ganzjährig besetzt, die „Filchner - Station“ dient als Sommerstützpunkt

das Schwerpunktprogramm „Antarktisforschung“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG). Der BMFT hat mit dem Aufbau der Stationen „Georg-von-Neumayer“ und „Filchner“ im Jahre 1981, (Titelbild, Abb. 2 u. Abb. 4), der Bereitstellung des außerordentlich leistungsfähigen Forschungseisbrechers „Polarstern“ 1982 (Abb. 3) sowie der mit Skifahrwerk ausgerüsteten Forschungsflugzeuge „Polar 2“ und „Polar 4“ (Abb. 4) und nicht zuletzt durch das zusammen mit dem Land Bremen 1980 gegründete *Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung** (AWI), die tragenden Säulen unserer Polarforschung aufgerichtet.

Das Schwerpunktprogramm „Antarktisforschung“ der DFG dient vor allem zur ergänzenden Unterstützung der von Universitäten getragenen Forschungsvorhaben. Auch hier leistet das AWI erhebliche logistische und technische Hilfe, die neben der eigenen Forschung eine der wichtigen satzungsgemäßen Aufgaben des Instituts darstellt.

Die vom AWI betreuten Forschungsstationen und Großgeräte sind so ausgelegt, daß sie multidisziplinär genutzt werden können. Dementsprechend werden seit 1981 in der Antarktis und seit 1983 auch in der Arktis geowissenschaftliche (Geophysik, Geologie, Geographie), glaziologische, biologische, ozeanographische und meteorologische Forschungsarbeiten meistens in interdisziplinärer und vielfach auch internationaler Zusammenarbeit durchgeführt. Die sachlich besonders engen Beziehungen in der Physik und Chemie des Ozeans, der Atmosphäre und des Eises werden dem Leser sicher durch die Darstellungen in den nachfolgenden Artikeln verdeutlicht.

Das Forschungsschiff „Polarstern“ war nach seiner Jungfernfahrt in die Antarktis (1982/83) mehrfach für internationale Programme eingesetzt. Unter diesen haben die beiden „Marginal Ice Zone Experiments“ (MIZEX) 1983 und 1984 und das 1987 begonnene „Greenland Sea Project“ (GSP) in der Arktis sowie das „Filchner Ronne Ice Shelf Programme“ und das „Winter Weddell Sea Project 1986“ (WWSP) in der Antarktis einen engen Bezug zur Atmosphären- und Klimaforschung. Das wachsende Gewicht der deutschen Polarforschung läßt sich auch daran ablesen, daß internationale Programme zunehmend unter der Federführung oder auf Anregung von Institutionen der Bundesrepublik entwickelt werden. Neben den beiden oben genannten Antarktisunternehmungen gehören die „European Polarstern Study“ 1988/89 (EPOS), ein biologisches Programm unter der Schirmherrschaft der European Science Foundation, ebenso dazu wie die für 1989 vorgesehene deutsch-sowjetische „Winter Weddell Gyre Study 1989“ (WWGS) mit den beiden Forschungsschiffen „Polarstern“ und „Akademik Fedorov“. An der WWGS 1989, die schon als ein Vorläuferbeitrag zum „World Ocean Circulation Experiment“ (WOCE) anzusehen ist, werden wie bei den anderen Expeditionen Wissenschaftler mehrerer deutscher und ausländischer Institutionen zusammenarbeiten. Das zentrale Anliegen ist – wie schon beim WWSP 1986 – die Erforschung der Wechselwirkungen zwischen Wasser, Meereis und Luft und deren Konse-



Abb. 3: Das Forschungsschiff „Polarstern“ im Packeis während des Winter-Weddell-See-Projekts 1986. Im Vordergrund eine meteorologische automatische Meßboje. (Foto: AUGSTEIN)



Abb. 4: Das Forschungsflugzeug „Polar 4“ vor der „Filchner-Station“. (Foto: KOHNEN)

quenzen auf die ozeanische und atmosphärische Zirkulation.

Neben diesem generellen Kernthema im Bereich „Physik des Ozeans und der Atmosphäre“ wurden in den vergangenen Jahren in der Atmosphäre insbesondere die Grenzschichtstrukturen im Küstenbereich, die Spurenstoffe an der Georg-von-Neumayer-Station und die Energiebilanz von Schelfeisoberflächen behandelt. Diese Arbeiten werden vervollständigt durch Abschätzungen des atmosphärischen Strahlungshaushaltes, Betrachtungen der Ozonveränderungen in der Stratosphäre und Modellrechnungen zum Einfluß des Landeises auf das Klima.

Leider konnte die thematische Bündelung der Einzelbeiträge in diesen Heften wegen Termenschwierigkeiten einiger Autoren nicht wie vorgesehen vorgenommen werden, dennoch hoffen wir, dem Leser durch die in diesem und im Heft 1/2 '89 zusammengefaßten Arbeiten einen nützlichen Überblick über die aktuellen meteorologischen und ozeanographischen Beiträge der Bundesrepublik Deutschland zur Erforschung der Südpolarregion zu bieten.

* Diesen Namen trägt das Institut nach der Übernahme des Instituts für Meeresforschung, Bremerhaven, seit 1986.

Literatur

- HEMPEL, G. (1981): Zum Aufbau des Alfred-Wegener-Instituts für Polarforschung. *Polarforschung* 51 (2), S. 239-249.
- KERTZ, W. (1983): Georg von Neumayer und die Polarforschung. *Polarforschung* 53 (1), S. 91-98.

- KERTZ, W. (1984): Die Geschichte der Antarktisforschung. *Naturwissenschaft* 71, S. 599-608.
- SKEIB, G. (1985): Meteorological Research Projects in the Antarctic from 1959 to 1984. *Geol. und Geophys. Veröff. Reihe I, Sonderheft*, S. 5-9.

2 E. RASCHKE Der Strahlungshaushalt in der Antarktis

1 Einleitung

Wie über nördlichen Polargebieten scheint auch über der Antarktis die Sonne nur während einer Jahreshälfte. Wegen der im antarktischen Sommer größeren Nähe zur Sonne ergeben sich jedoch einige signifikante Differenzen von mehr als 6% in der Energiezufuhr durch solare Strahlung. Resultiert daraus ein wärmerer Sommer über der Antarktis? Im Gegenteil – sie ist der größte Kühlschrank der Erde aufgrund der Höhenlage ihrer Oberfläche, die im Mittel etwa 2000 m beträgt und dadurch die Bildung von permanenten Schnee- und Eisdecken ermöglicht. Diese Sonderstellung hat auch direkte Auswirkungen auf den Antrieb der atmosphärischen Zirkulation.

Kennen wir eigentlich den Strahlungshaushalt der Antarktis, trotz der durch SCHWERDTFEGER (1973) erfolgten sehr gründlichen Zusammenführung aller früheren Ergebnisse und der sich daran anknüpfenden Fortschritte genau genug, um daraus Konsequenzen für die Diagnose und Modellierung der Energetik des Klimas über der südlichen Polarkappe ableiten zu können? Im folgenden wird ein kleiner Überblick über neuere Ergebnisse gegeben.

2 Strahlungshaushalt am Oberrand der Erde

Am besten dokumentiert sind derzeit der planetare Strahlungshaushalt bzw. die Komponenten des Strahlungsaustausches mit dem Weltraum. Das Referenzniveau für diese Betrachtungen liegt in einer Höhe von ca. 50-70 km über dem mittleren Meeresniveau, da die Beiträge aus der Atmosphäre darüber vernachlässigbar klein sind.

Entsprechend spektral breitbandige Strahldichtemessungen (solar: 0.3–3 μm ; terrestrische Wärmestrahlung: 4–40 μm) wurden in den vergangenen 20 Jahren von mehreren amerikanischen Satelliten aus durchgeführt. Erste Karten des Strahlungshaushaltes über der Antarktis zeigen über das ganze Jahr ein Strahlungsdefizit. Wegen der hohen Albedo des Eises und des Schnees von mehr als 70% ist trotz der stets tiefen Temperaturen die Ausstrahlung sogar bei Sonnenhöchststand größer als die Absorption einfallender Solarstrahlung. In der Arktis bilden sich dagegen im Nordsommer auf dem Eis weite Wasserlachen und verringern dann das Reflexionsvermögen auf Werte von weniger als 50%. In der Abbildung 1 zeigen wir den Jahresgang zonaler Mittelwerte der Nettostrahlung, nach RASCHKE et al. 1973. Integriert man diese Werte entlang eines Meridians, dann ergibt sich im Jahresmittel derjenige meridionale Transport von Energie,

der notwendig ist, um den Zustand des Klimasystems ständig aufrecht zu erhalten. Es wird hierbei angenommen, daß im Jahresmittel der globale planetare Strahlungshaushalt ausgeglichen ist. Dieser Transport erfolgt durch die Atmosphäre und Ozeane aus den äquatornahen Gebieten zu den Polen hin. Demnach versorgt die Advektion in der Atmosphäre und den Ozeanen die Antarktis mit genügend Wärme. SIMPSON (1929) war vermutlich einer der ersten, der dies für die Südhemisphäre bereits aus den damals sehr spärlichen Klimadaten zeigen konnte. SASAMORI et al. (1972) führten ähnliche Berechnungen mit vermutlich umfangreicheren Datensätzen aus.

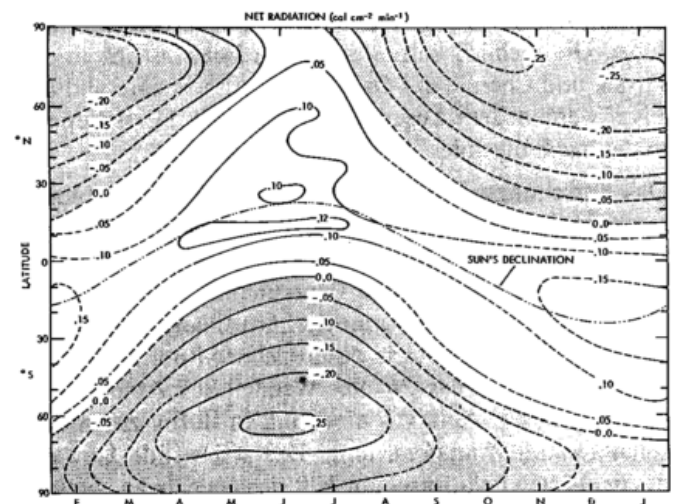


Abb. 1: Jahresgang der zonalen Mittelwerte des Strahlungshaushalts, berechnet aus den Daten des Satelliten Nimbus 3 (RASCHKE et al. 1973).

Nach den insgesamt zeitlich lückenhaften Messungen der planetaren Strahlungsfelder durch die Satelliten Nimbus 2 und 3, deren Ergebnisse hier gezeigt sind, fanden in den Jahren von 1978 bis 1982 weitere Messungen von den Satelliten Nimbus 6 und 7 aus statt, deren räumlich abtastende Radiometer allerdings ebenfalls nur relativ kurzzeitig funktionierten. Ergebnisse aus diesen Messungen weichen nur unwesentlich von den früheren Analysen über der Antarktis ab. Längere Zeitreihen könnten aus den Strahlungs-Indizes abgeleitet werden, welche die NOAA routinemäßig aus den abbildenden Daten der NOAA-Satelliten berechnet. Diese Indizes werden aus spektral engen und nur oberflächlich geeichten Daten mit zudem vereinfachenden Annahmen berechnet.

Die genauesten Angaben über die planetare Strahlungsbilanz der Südhemisphäre können jetzt wohl aus den

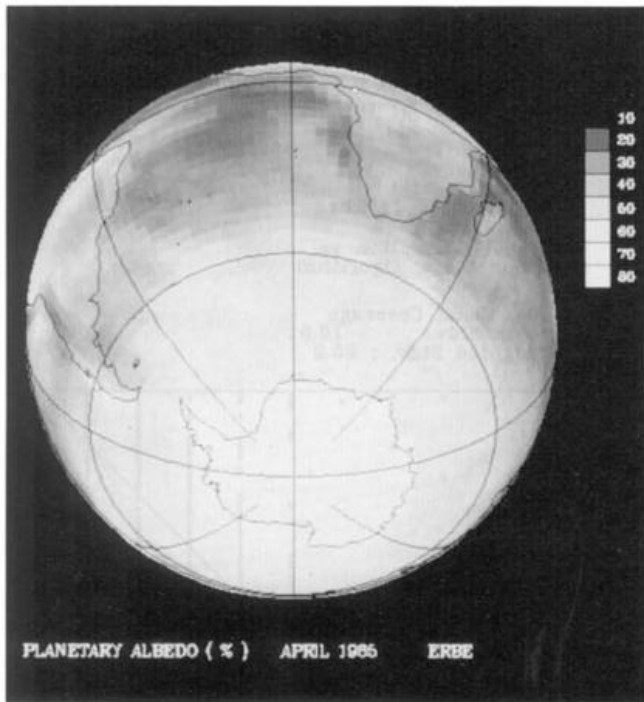


Abb. 2: Planetare Albedo im April 1985, berechnet aus Meßdaten des „Earth Radiation Budget Experiments (ERBE)“ auf den Satelliten ERBS und NOAA 9. Einheiten: Bruchteile der Einstrahlung; in Schrittweiten von 0.05 zwischen Werten 0 und 1.

Messungen des EARTH RADIATION BUDGET EXPERIMENT (ERBE) an Bord der Satelliten NOAA 9, NOAA 10 und ERBS berechnet werden (weitere Details über ERBE: BARKSTROM u. SMITH 1986). Es handelt sich hierbei um Instrumentenpakete bestehend aus spektral breitbandig empfindlichen Radiometern, von denen jeweils eines

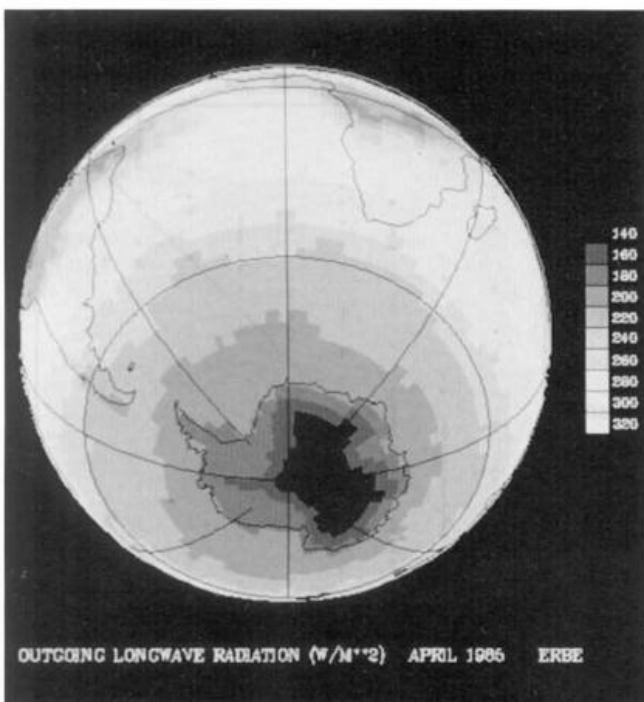


Abb. 3: Wärmestrahlung der Erde im April 1985, berechnet aus Meßdaten des „Earth Radiation Budget Experiments (ERBE)“ auf den Satelliten ERBS und NOAA. Einheiten: Tagesmittel in Wm^{-2} (140 Wm^{-2} bis 420 Wm^{-2}).

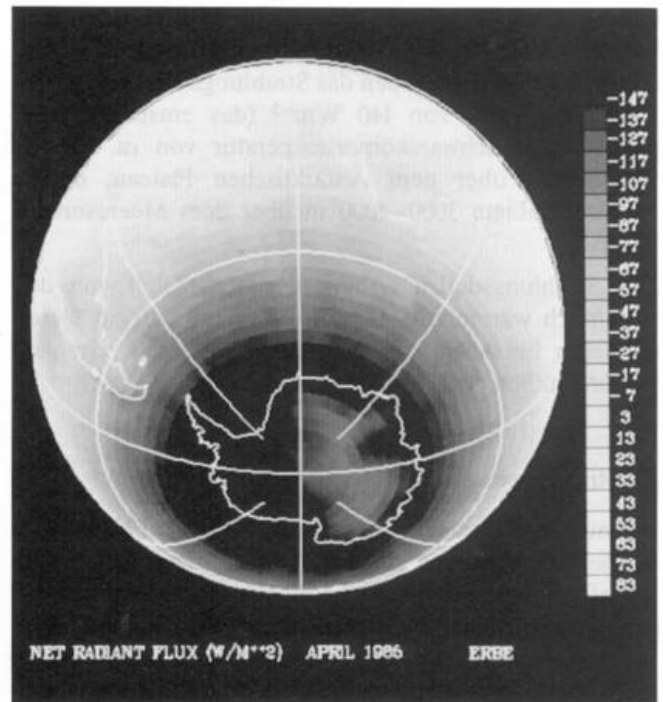


Abb. 4: Planetare Strahlungsbilanz der Erde im April 1985, berechnet aus Meßdaten des „Earth Radiation Budget Experiments (ERBE)“ auf den Satelliten ERBS und NOAA 9. Einheiten: Tagesmittel in Wm^{-2} ($-20 Wm^{-2}$ bis $+110 Wm^{-2}$).

die Erde unterhalb des Satelliten mit hoher räumlicher Auflösung quer zur Bahnebene abtastet.

Die beiden anderen „sehen“ jeweils die gesamte Erde, bzw. einen festen Ausschnitt, unterhalb des Satelliten. Diese letzten Messungen dienen im wesentlichen nur als Zusatzinformation für die Datenvalidation. Sie sind für detaillierte räumliche Analysen unbrauchbar.

Obleich die ersten Messungen des ERBE bereits im Nov. 1984 vom Satelliten ERBS (Earth Radiation Budget Satellite) aus, und danach auch im März 1985 von NOAA 9 aus begannen, liegen jetzt noch wenige Ergebnisse vor. Das „ERBE-Science Team“, dem auch der Autor angehört, hat zunächst größte Sorgfalt walten lassen, um die Genauigkeit der Meßdaten selbst sowie des umfangreichen Auswerteverfahren zu garantieren.

In den Abbildungen 2, 3 und 4 zeigen wir, in einer etwas ungewöhnlichen Projektion der Erde, die Ergebnisse für den Monat April 1985. Hier sind nördlich der geographischen Breite von 60° S die Messungen von ERBS und NOAA 9 verwendet worden, polwärts nur diejenigen des ersteren. Alle Werte sind über Gebiete von ca. $200 \times 200 km^2$ gemittelt, woraus sich die groben Strukturen in diesen Bild Darstellungen erklären.

Im April wird noch der größte Teil der Antarktis vom Sommerlicht erreicht. Wegen der Horizontnähe der Sonne und der Schnee- und Eisalbedo werden bis zu 80% der Einstrahlung wieder in den Weltraum reflektiert. In den Strukturen erkennt man auch deutlich die nördliche Grenze der in dieser Jahreszeit noch wachsenden Meer-eisdecke.

Die Darstellung der langwelligen Wärmestrahlung spiegelt deutlich die Dominanz der Oberflächentemperatur-

verteilung wieder, da es über der Antarktis kaum optisch sehr dichte und zudem hochreichende Bewölkung gibt, die z. B. wie in den Tropen das Strahlungsfeld bestimmen. Geringste Werte von 140 Wm^{-2} (das entspricht einer äquivalenten Schwarzkörpertemperatur von ca. 223 K) findet man über dem Antarktischen Plateau, dessen höchste Gebiete 3000–4000 m über dem Meeresniveau liegen.

Das Strahlungsdefizit (Abb. 4) nimmt daher von den wesentlich wärmeren Rändern des Kontinents zu diesen Gebieten hin leicht ab, was leider in diesem Graukeil nur undeutlich erkennbar ist.

3 Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche

An nur sehr wenigen der jetzt zahlreichen Polstationen werden durchgehend die lang- und kurzwelligigen Strahlungsflüsse am Erdboden mit hoher Genauigkeit gemessen. Zu diesen wenigen Stationen gehören auch die Georg-von-Neumayer-Station und die Polstation. Einige Ergebnisse wurden veröffentlicht von GUBE-LENHARDT und OBLEITNER (1982). Ihre Gewinnung erfordert große Sorgfalt bei der Gerätewartung unter den Witterungsbedingungen in der Antarktis. Diese wenigen Stichproben reichen keineswegs aus, um die gesamte Antarktis überdeckenden Strahlungsbilanzkarten zu berechnen. Werte der Nettostrahlungsbilanz am Boden werden aber dringend benötigt

- als Antriebsgröße bei der Modellierung der Meereisbildung und -auflösung, und
- für die Abschätzung der oberflächennahen Schneesublimation auf dem Kontinent.

Daher müssen Methoden entwickelt werden, um diese Größen möglichst genau aus Satellitenmessungen abzuleiten. Dies erscheint nicht unmöglich, denn analoge Ergebnisse hat man bereits für die Gebiete in niedrigen Breiten erzielt. Wir schildern kurz diese Möglichkeiten.

Die Globalstrahlung am Erdboden kann man aus Messungen der reflektierten Strahlung berechnen, denn das Transmissionsvermögen von Wolken ist bei Kenntnis der Bodenalbedo relativ leicht und zudem genau abschätzbar. Verfahren, die u. a. von MÖSER und RASCHKE (1984) bereits vor einigen und auf verschiedenen Datensätze angewandt worden sind, lieferten Ergebnisse, die im Monatsmittel mit zeit- und ortsgleichen Bodenmessungen innerhalb einer Unsicherheit von weniger als ca. 5–10% übereinstimmen. Entsprechend genau kann auch die Bodenalbedo aus den Messungen bei wolkenfreiem Himmel berechnet werden.

Wesentlich größere Schwierigkeiten sind bei der Berechnung des langwelligen Strahlungshaushalts am Boden zu erwarten. Das Temperaturprofil in den untersten 500 m der Atmosphäre und die Höhe der Wolkenbasis über Grund bestimmen die atmosphärische Gegenstrahlung. Da die kalte polare Atmosphäre sehr wasserdampfarm ist, dominiert der Wolkeneinfluß. Beide Einflußgrößen sind, wenn überhaupt, nur ungenau aus den derzeit verfügbaren Bild- und Sondierungsdaten der meteorologischen Satelliten zu berechnen. Die Wärmestrahlung des Erdbodens ist nur bei wolkenfreiem Himmel zu messen.

Bei tiefer Bewölkung muß nicht unbedingt, wie auf den Kontinenten in mittleren Breiten, die langwellige Bilanz vollständig ausgeglichen sein. Es sind also größere Fehler von vielleicht bis zu 50 Wm^{-2} zu erwarten.

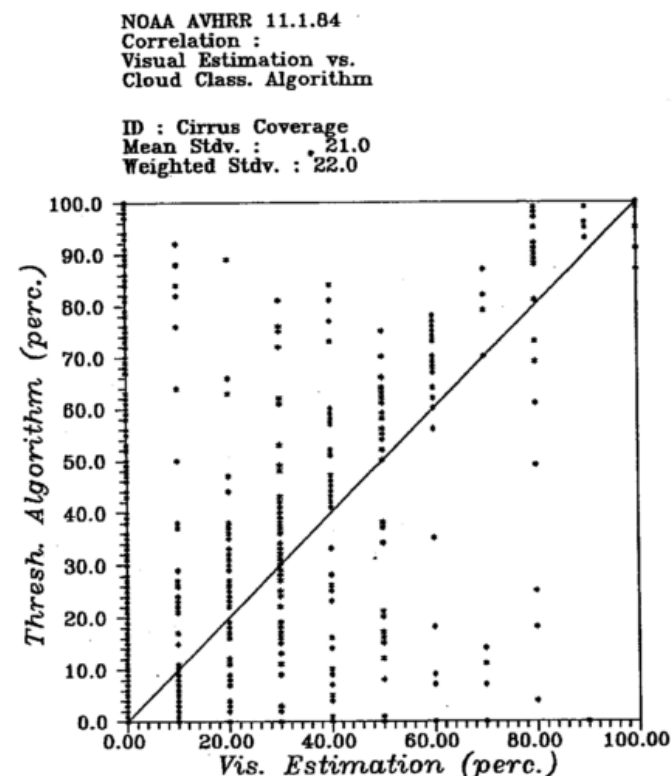
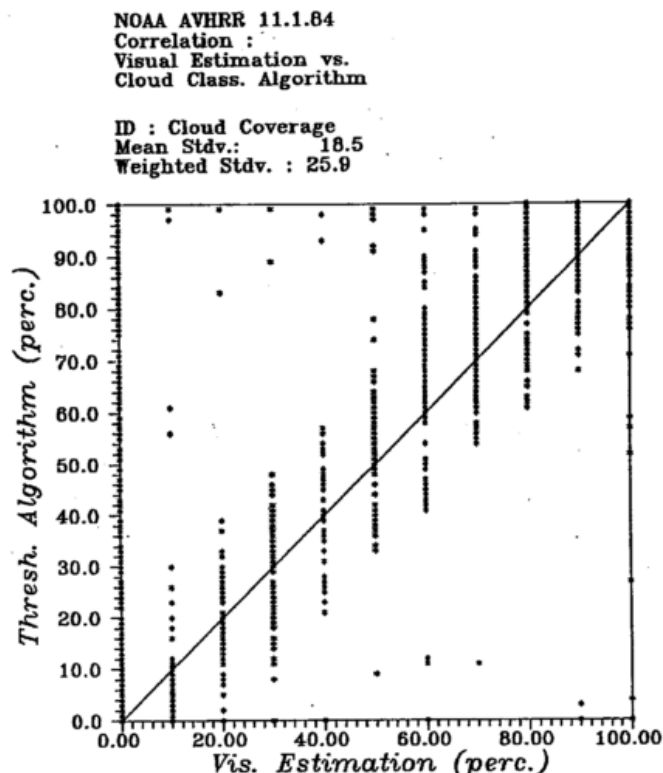


Abb. 5: Wolkenerkennung bei Nutzung der spektralen Daten aller 5 Kanäle des AVHRR an den NOAA-Satelliten; Vergleiche zwischen den Ergebnissen des Rechnercodes mit visuellen Analysen von speziell aufbereiteten Satellitenbildern.

Hier muß noch die Methodenentwicklung ansetzen! Die während der Expedition ARKTIS '88 vom Flugzeug aus flächendeckend gewonnenen Datensätze können eine wertvolle Datenbasis für diese Entwicklungsarbeit bieten. Noch wesentlich umfangreichere Messungen, insbesondere hochaufgelöste Spektren, sollen vom Flugzeug aus während des amerikanisch-norwegischen Experiments ARC (Arctic Radiation and Chemistry Experiment) im Jahr 1989 gewonnen werden.

4 Bewölkung

Die Bewölkung modifiziert nicht nur die Strahlungsfelder an den beiden Berandungen der Atmosphäre. Sie sorgt auch für eine entsprechende Umverteilung von Strahlungsenergie innerhalb der Atmosphäre. Unsere Kenntnisse von Bewölkungsparametern (Bedeckungsgrad, Höhenverteilung, vertikale optische Dicke, Eis- und Wassergehalt) über der Antarktis sind ebenfalls noch sehr lückenhaft. Die Ergebnisse der bisher genauesten Auswertungen von Bodenbeobachtungen, die HAHN et al. (1982) vorgenommen haben, zeigen naturgemäß große Lücken über dem Kontinent, denn sie beruhen alleine auf Bodenbeobachtungen.

Die Analyse von abbildenden Satellitendaten, koordiniert im ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project), hat gerade erst begonnen. Längere Zeitreihen wurden auch von einzelnen Arbeitsgruppen noch nicht ausgewertet, denn die Methodenentwicklung steht noch in den Anfängen. Nur BARRY et al. (1988) konnten durch visuelle Inspektion von Satellitenbildern eine Bewölkungsstatistik über der Arktis vorlegen.

Für die Erkennung von Bewölkung über Schnee- und Eisfeldern wurden von einigen Arbeitsgruppen inzwischen detaillierte Verfahren erarbeitet, die gezielt Gebrauch machen von den spektral unterschiedlichen Reflexions-, Emissions- und Transmissionsvermögen, die Eis- und Wasserwolken sowie die Schneeflächen in den fünf Spektralbereichen des AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) der NOAA-Satelliten besitzen. Von besonderer Bedeutung sind hier die Messungen des Kanal 3 (bei etwa 3,7 μm), in dessen zwar oft stark verrauschten Daten die Wasserwolken über Schnee wegen deren höherem Reflexionsvermögen deutlich erkennbar sind.

In einem ISCCP-Projekt (RASCHKE 1987) wurde von einigen Interessenten ein Pilotdatensatz von AVHRR-Daten ausgewertet. Dieser enthält Messungen aus den Perioden 6.-13. Januar 1984 sowie 1.-8. Juli 1984 und überdeckt beide Polarkappen. Die Abbildung 5 zeigt einen Vergleich zwischen Ergebnissen des gesamten Bedeckungsgrades, die mit einem Rechnercode mit solchen visuellen Analysen durch entsprechende Kombination der multispektralen AVHRR-Daten erzielt worden sind. Das ISCCP soll nunmehr solche Analysen routinemäßig vornehmen. Es bleibt aber natürlich trotzdem einzelnen Arbeitsgruppen vorbehalten, dessen Ergebnisse durch Detailanalysen zu verifizieren.

5 Was bleibt zu tun?

Da der Strahlungshaushalt am Oberrand der Atmosphäre derzeit und in den kommenden Jahren von Satelliten aus bereits genau gemessen wird, sollten alle Anstrengungen auf dessen Berechnung in allen Schichten der Atmosphäre und insbesondere an der Erdoberfläche konzentriert werden. Es müssen hierbei zwei wesentliche Aufgaben gelöst werden:

- a) Bereits existierende Methoden zur Bestimmung der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz am Erdboden aus den flächendeckenden abbildenden und sondierenden Satellitendaten müssen auf die Verhältnisse der Antarktis umgeändert werden. Gleichzeitige Angaben der Meereisverteilung und -bedeckung, die auch aus Mikrowellendaten abgeleitet werden können, und andere Hilfsinformationen werden sicher zur Ergebnisverbesserung beitragen. Allerdings fehlen genaueste Messungen zur Verifikation der aus Satellitendaten abgeleiteten Ergebnisse. Daher sollten wenigstens an den bemannten Stationen genaue, den höchsten Ansprüchen genügende Meßstellen eingerichtet und über einen Zeitraum von mehreren Jahren betrieben werden. Einzelne Flugzeugmeßkampagnen sollten diese Bemühungen unterstützen, um flächendeckende Angaben zu erhalten.
- b) Es müssen die Ergebnisse des ISCCP über die Bewölkungsverhältnisse durch gezielte Detailanalysen von Datensätzen, durch direkte Beobachtungen während der Expeditionen und schließlich auch durch gezielte Messungen an einigen Stationen (z. B. Wolkenhöhenmessungen) vollständig verifiziert werden. Darüberhinaus sind noch Methoden zur dreidimensionalen Analyse der Strahlungsdivergenzfelder innerhalb der Atmosphäre zu entwickeln.

6 Literatur

- BARKSTROM, B.; G. L. SMITH, 1976: The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE); Science and Implementation. Rev. Geoph. and Space Phys., 24, S. 379-320.
- BARRY, R.; R. G. CRANZ; A. SCHWERGER; J. NEWELL, 1987: Arctic cloudiness in spring from satellite imagery. J. Climat., 7, S. 423-451.
- GUBE-LENHARDT, M.; F. OBLEITNER, 1982: The Meteorological Data of the Georg von Neumayer-Station for 1981 and 1982. Ber. zur Polarforschung 30, 1986.
- HAHN, C. J.; S. G. WARREN; J. LONDON; R. M. CHERVIN; R. JENNE, 1982: Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over the ocean. NCAR Technical Note, 212 S. NCAR/TN-201+STR.
- MÖSER, W.; E. RASCHKE, 1983: Incident solar radiation over Europe estimated from METEOSAT data. JCAM, 23, S. 166-170.
- RASCHKE, E.; F. MÖLLER; W. R. BANDEEN, 1968: The radiation balance of the earth-atmosphere system over both polar regions obtained from radiation measurements of the Nimbus II meteorological satellite. Meddelanden, Serie 13, S. 42-57.
- RASCHKE, E.; T. H. Von der HAAR; M. PASTERNAK; W. R. BANDEEN, 1973: The Radiation Balance of the Earth-Atmosphere System from Nimbus 3 Radiation Measurements. NASA TN D-7249, Wash. D. C. .

RASCHKE, E. (ed.) 1987: ISCCP Workshop on Cloud Algorithm in the polar regions. WCP-131, WMO/TD-No. 170. World Organ. Meteor., Genf.

SASAMORI, T.; J. LONDON; D. V. HOYT, 1972: The radiation budget of the southern hemisphere. Meteor. Monographs, 13, S. 9-23.

SCHWERDTFEGGER, W., 1970: The Climate of the Antarctic (104 pp) in World Survey of Climatology, Vol. 14, ed. H. E. Landsberg, Elsevier Publishing Company.

3 Die bodennahen Winde in der Antarktis

J. EGGER

Der Verfasser muß gestehen, daß er die bodennahen Winde der Antarktis nur aus Büchern kennt. Dies möge das Überwiegen des theoretischen Teils im vorliegenden Aufsatz verständlich, vielleicht gar verzeihlich erscheinen lassen.

1 Beobachtungen

Eine mittlerweile nahezu klassische Zusammenfassung aller bis dahin bekannten Beobachtungen des Windes in Bodennähe haben MATHER und MILLER (1967) vorgelegt, wobei neben aktuellen Windmessungen auch die Richtungsbestimmung durch Vermessung von Windgangeln (Sastrugi) Eingang gefunden hat (Abb. 1). Es ist klar zu sehen, daß das Windfeld stark durch die Neigung des Terrains beeinflusst ist. Der Wind folgt allerdings nicht der Falllinie, sondern weicht im allgemeinen nach links von ihr ab, sodaß das gesamte Windfeld eine östliche Komponente hat. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten im Küstenbereich auf. Die Winde über dem inneren Eisschild zeichnen sich durch besonders große Persistenz aus, doch kommt es beim Durchzug von Störungen durchaus zu Wechseln in der Windrichtung und starken Abweichungen vom Mittel.

Die Struktur der Windfelder fern der Küste ist eng mit dem bodennahen Temperaturprofilen verknüpft. Man findet eine ausgeprägte Inversion, speziell im Südwinter, bei der Temperaturzunahmen um 20 K in den untersten 50-100 Metern keine Seltenheit sind. SCHWERDTFEGGER (1967) und andere haben darauf hingewiesen, daß die Existenz einer solchen Inversion bei geeigneten Gelände das Auftreten von horizontalen, nach Norden gerichteten Temperaturgradienten impliziert, die wiederum im Sinne der thermischen Windgleichung auf eine Drehung des Windes mit der Höhe in eine mehr westliche Richtung schließen lassen, wie sie auch beobachtet wird.

Einen recht dramatischen Anstrich kann das Windfeld in der Nähe der oft steilen Küstenregionen bekommen, wo sich katabatische Winde mit ihrer typischen Böigkeit bilden. Berühmt sind die Bereiche von MAWSON (1915), der am Beginn dieses Jahrhunderts im Rahmen einer australischen Expedition am Kap Denison ausgehalten hat. Die Aufnahme (Abb. 2) spricht für sich. Arbeiten in der Nähe der Station konnten nur mit Steigeisen durchgeführt werden, andernfalls konnte man sich nur kriechend bewegen. Eine Windklimatologie für Kap Denison wurde von MADIGAN (Tab. VI in SCHWERDT-

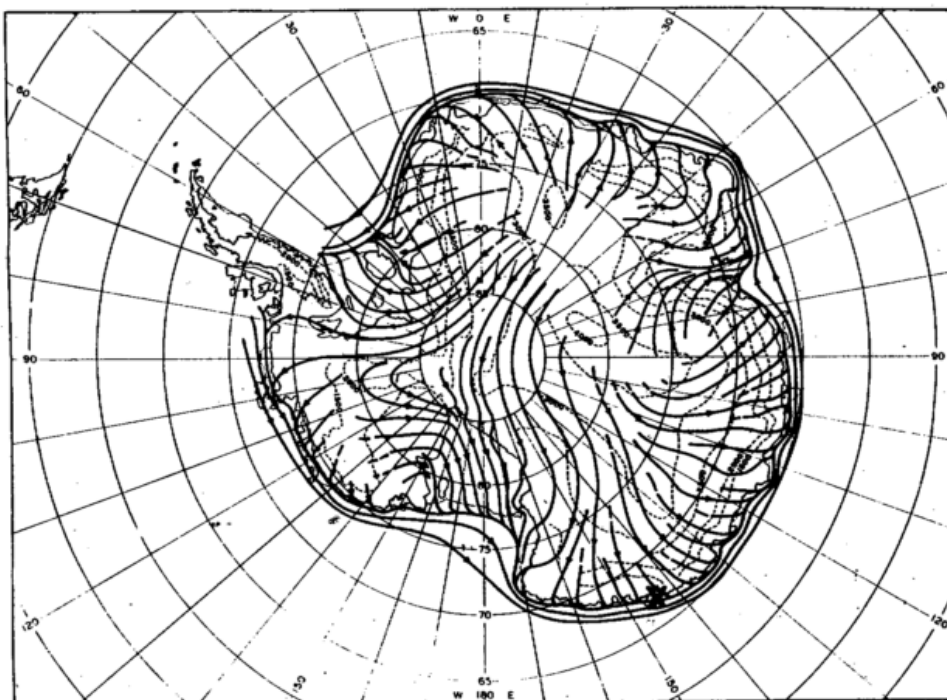


Abb. 1: Mittlere Richtung des bodennahen Windes nach MATHER and MILLER, 1967. Das Kreuz markiert die Lage des im Text mehrfach erwähnten Kaps Denison.

FEGGER 1970) erstellt, der für 212 Tage im Jahre einen Tagesschnitt der Windgeschwindigkeit von über 22.4 ms^{-1} angibt, zweifellos etwas ungewöhnliche Verhältnisse.



Abb. 2: Nachzeichnung einer Aufnahme in MAWSON (1969), die Mitglieder der australischen Antarktisexpedition im Sturm zeigt. Text der Originalabbildung: In the blizzard: getting ice for domestic purposes from the glacier adjacent to the hut.

2 Theorie

Es ist ratsam, auch bei der theoretischen Behandlung der bodennahen Winde in der Antarktis die Verhältnisse im Inneren gesondert zu betrachten von denen an der Küste.

Im Inneren liegt es zunächst nahe, ein Modell heranzuziehen, das sich als eine Erweiterung der eindimensionalen Prandtl'schen Hangwindtheorie auf ein rotierendes System versteht. Die Basisgleichungen sind hier angeschrieben für ein Koordinatensystem, das dem mit dem Winkel α zur Horizontalen geneigten Hang folgt,

$$-fv = k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$fu = -\frac{g\theta}{\theta_0} \sin \alpha + fu_g + K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$-\frac{N^2}{g} v \sin \alpha = \frac{K}{\theta_0} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} - \frac{\delta \theta}{\theta_0} \quad (3)$$

wobei Stationarität angenommen ist. In (1)-(3) ist (u, v) der bodenparallele Windvektor, θ die Abweichung der potentiellen Temperatur von einer Referenztemperatur θ_0 , N die Brunt-Väisälä-Frequenz, K ein turbulenter Diffusionskoeffizient und δ ein Koeffizient der Strahlungsdämpfung. Hangabwinde sind durch $v > 0$ gekennzeichnet. Die Randbedingungen sind $u=v=0, \theta=\theta_s < 0$ am Boden und $u=v=\theta=0$ für $z \rightarrow \infty$. Es wird also die Luft vom Boden aus durch turbulente Diffusion gekühlt (3), die entsprechende Dichteänderung führt zu einer Beschleunigung den Hang hinab (2). Dem wirkt die Bodenreibung entgegen. Die Corioliskraft führt zur Ablenkung der Hangabwinde nach Westen. Insbesondere ergibt sich $u=0$, wenn $f=0$

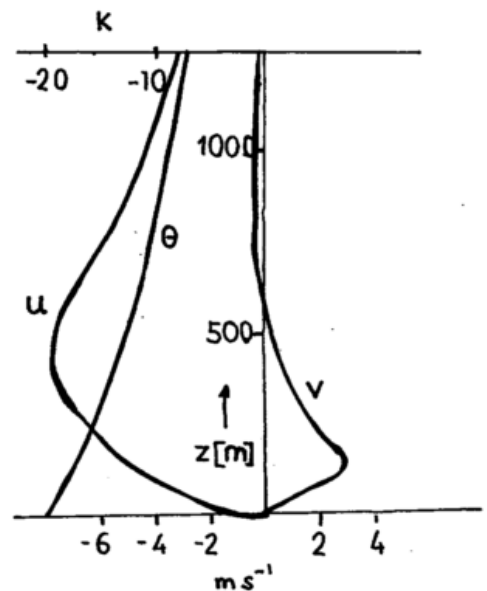


Abb. 3: Profile des hangabwärts gerichteten Windes v , des Zonalwindes u und der potentiellen Abweichungstemperatur θ als Lösung von (1)-(3) (EGGER 1985)

und der geostrophische Wind u_g verschwindet. Transporte von Impuls und Temperatur sind, sieht man vom Einfluß der mittleren Stabilität ab, in (1) - (3) vernachlässigt.

Eine Lösung dieses linearen Systems bereitet keine allzu großen Schwierigkeiten (LYKOSOV und GUTMAN 1972); (EGGER 1985), und in Abbildung 3 sind typische Lösungsprofile gegeben. Man sieht die bodennahen Winde den Hang hinab, die östliche, durch die Corioliskraft bedingte Komponente und eine Kaltluftschicht in Bodennähe. Das Modell ist allerdings nicht in der Lage, eine Temperaturinversion der beobachteten Struktur zu erzeugen. Dies läßt sich nur unter Zuziehung von Strahlungsrechnungen erreichen (CERNI u. PARISH 1984).

Das Modell hat weitere Schwächen: eine gravierende ist das Fehlen einer Massenbilanz. Es fließt dauernd Masse hangabwärts. Über die Quelle dieses Flusses kann

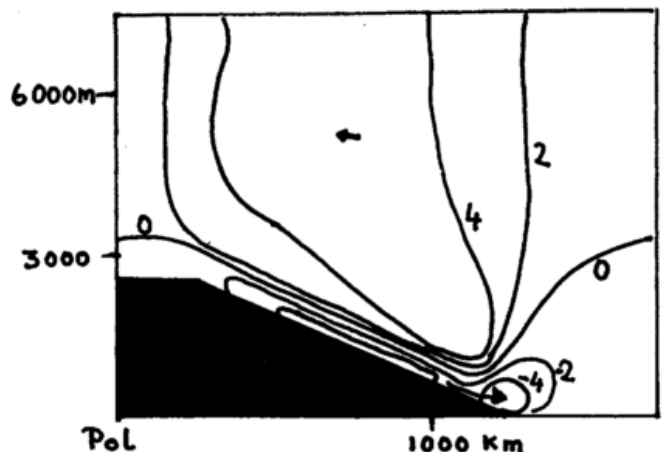


Abb. 4: Zonalgeschwindigkeit $u(\text{ms}^{-1})$, wie sie sich in einem achsensymmetrischen Modell der Antarktis mit konisch abfallenden Eisschild nach 55 Stunden Integrationszeit ergibt (EGGER 1985). Die Nulllinie der Meridionalgeschwindigkeit fällt fast exakt mit der angegebenen von u zusammen. Die Pfeile geben die Richtung, wobei die Hangabwinde Geschwindigkeiten um 5 ms^{-1} erreichen.

das Modell keine Auskunft geben. Will man die Massenbilanz schließen, so muß man zumindest zu einem achsensymmetrischen System übergehen, bei dem die ganze Antarktis mit einbezogen wird, bei dem aber Variationen längs Breitenkreisen vernachlässigt werden. Transporte von Masse, Impuls und Temperatur sollten mit einbezogen sein. Die Rechnungen für ein solches Problem können nur noch numerisch abgewickelt werden. Abbildung 4 zeigt das Windfeld nach einigen Tagen Laufzeit, wobei wieder der kalte Boden den Antrieb geliefert hat. Man sieht ein geschlossenes Zirkulationsrad mit bodennahen Hangwinden und einer Rückströmung in der Höhe. In der Hangwindenschicht ist $u < 0$, in der Höhe stellen sich Westwinde ein, dies alles in passabler qualitativer Übereinstimmung mit den Beobachtungen.

Doch gibt es auch hier Probleme. Die Ostwinde in Bodennähe bewirken durch reibungsbedingten Impulsaustausch am Boden eine Zunahme des westwärts gerichteten positiven Drehimpulses in der Modellatmosphäre. Integriert man das Modell lange genug in die Zeit hinein, so verstärkt sich die westliche Strömungskomponente laufend. Entsprechend wächst im geostrophischen Sinn die Druckdifferenz zwischen Südpol und dem Rand der Antarktis. Diese wirkt den Hangwinden entgegen und schließlich kommt die Hangzirkulation im Modell zum Erliegen, ganz anders als in natura. Hier stößt die zweidimensionale Betrachtungsweise genauso an ihre Grenze wie vorher das eindimensionale Sehen. In der Atmosphäre transportieren dreidimensionale Wirbel den Drehimpuls aus der Antarktis, sodaß ein dreidimensionales Modell zu befragen sein wird.

Was die Modellierung der katabatischen Winde angeht, so ist mit zweidimensionalen Modellen nur die Grobstruktur zu erfassen. Doch konnte PARISH (1984) mit Hilfe eines dreidimensionalen mesoskaligen Modells zeigen, daß die extreme Persistenz und Intensität des katabatischen Winds beim Kap Denison mit der topographischen Struktur des Einzugsgebiets für Kaltluftabflüsse südlich von Kap Denison zusammenhängt. In Abbildung 5 ist der katabatische Wind gezeigt, wie er sich bei gleichmäßig ansteigendem Terrain an der Flanke eines Bergrückens ergibt. Ganz deutlich kommt die Verstärkung im letzteren Fall heraus, eben dem Fall auch von Kap Denison.

3 Ausblick

Die Grobstruktur der bodennahen Winde dürfte bereits durch die vorliegenden Beobachtungen erfaßt sein. Was jedoch die Veränderlichkeit und lokale Effekte betrifft, so ist unser Wissen noch einigermaßen lückenhaft. Die theoretische Durchdringung des Systems steht erst am Anfang. Die Schwierigkeit bietet hier vor allem die Verknüpfung des bodennahen Windsystems mit der gesamten antarktischen Zirkulation, ja der der Mittelbreiten.

Literatur

CERNI, T.; Th. PARISH, 1984: A radiative model of the stable nocturnal boundary layer with application to the polar night. *J. Clim. Appl. Met.* 23, S. 1563-1572.

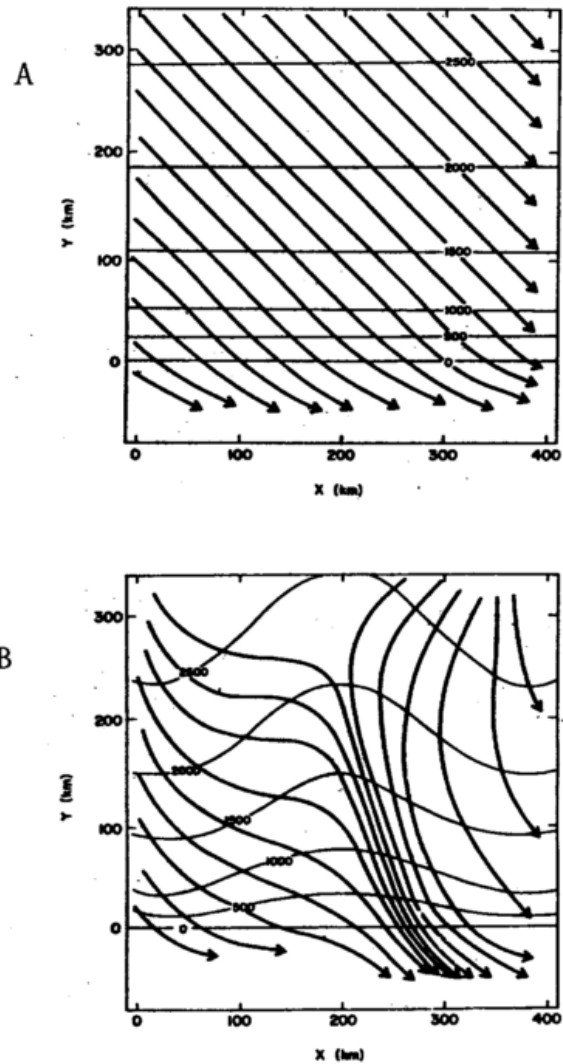


Abb. 5: Richtung des bodennahen Windes bei gleichmäßig ansteigendem Terrain (A) und bei Anwesenheit eines Bergrückens (B) (PARISH 1984).

- EGGER, J. 1985: Slope winds and the axisymmetric circulation over Antarctica. *J. Atmos. Sci.* 42, S. 1859-1867.
- LYKOSOV, V.; L. GUTMAN, 1972: Turbulent boundary layer above a sloping underlying surface. *Izu. Acad. Sci. USSR, Atmos. Oc. Phys.* 8, S. 799-809.
- MATHER, K.; MILLER, G. 1967: Notes on topographic factors affecting the surface wind in Antarctica, with special reference to Katabatic winds; and bibliography. Univ. Alaska, Tech. Rept. UAG-R-189. 125 S.
- MAWSON, D., 1969: The home of the blizzard being the story of the Australian Antarctic Expedition, 1911-1914. Vol. 1; Greenwood, New York; S. 111-134.
- PARISH, T. 1984: A numerical study of strong katabatic winds over Antarctica. *Mon. Wea. Rev.* 112, 545-554.
- SCHWERDTFEGER, W. 1970: The climate of the Antarctic. *World Survey of Climatology*; Vol. 14. Hrsgb. E. Landsberg. Elsevier, S. 253-255.

4 Die Strömungsverhältnisse im Bereich der Filchner-Schelfeiskante unter sommerlichen Bedingungen

1 Einleitung

Die Antarktis ist der höchste Kontinent der Erde. Fast 60 Prozent der gesamten Fläche liegen höher als 2000 Meter. Die Meteorologie der Antarktis wird deshalb immer wieder mit den katabatischen Winden in Verbindung gebracht, die sich über den stark geneigten Randgebieten des hochgelegenen antarktischen Plateaus bilden. Weit weniger bekannt ist, daß die Küste der Antarktis knapp zur Hälfte von (flachen) Schelfeis gebildet wird. Unter einem Schelfeis versteht man dabei gemäß WMO-Definition „schwimmendes Eis mit ebener oder leicht gewellter großer Oberfläche, das 2 bis 50 m aus dem Wasserspiegel ragt und an der Küste befestigt ist. Es wird durch die jährlichen Ablagerungen von Firnschnee und häufig durch die in die See vorspringenden Gletscher genährt. Teile des Schelfeises können auf dem Grund liegen.“

Viele kleine Schelfeise verteilen sich auf die verschiedenen Küstenregionen. Die beiden größten Schelfeise, Ross- und Filchner-Schelfeis, nehmen allein 6 Prozent der Gesamtfläche der Antarktis ein. Abbildung 1 zeigt deren Lage zwischen West- und Ostantarktis. In Tabelle 1 sind weiter die Fläche, die mittlere Eisdicke und das Eisvolumen einzelner antarktischer Teilgebiete zusammengestellt. Danach sind die Flächen des Ross- und des Filchner-Schelfeises etwa gleich groß, das Filchner-Schelfeis weist aber eine deutlich größere Eismächtigkeit auf.

Tab. 1: Teilgebiete der Antarktis im Vergleich (nach DREWRY, 1983).

Gebiet	Fläche in km ²	Mittlere Eis- dicke in m	Eisvolumen in km ³
Ostantarktis	10.353.800	2.565	26.039.200
Westantarktis	1.974.140	1.700	3.262.000
Antarktische Halbinsel	521.780	510	227.100
Ross-Schelfeis	536.070	430	229.600
Filchner- Schelfeis	532.200	660	351.900

Historisch gesehen stand das Ross-Schelfeis zuerst im Mittelpunkt des logistischen und wissenschaftlichen Interesses. Die Erforschung des Filchner-Schelfeises wurde erst später (beginnend mit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58) intensiviert. Dies gilt trotz der frühen Reise von Wilhelm Filchner mit der „Deutschland“, bei der das Schiff am 10. März 1911 im Packeis der Weddell-See (vgl. Abb. 1) eingeschlossen wurde und neun Monate mit diesem nach Norden driftete, ehe es im Dezember des gleichen Jahres wieder frei kam. Dies war eine der ersten Vermessungen der großräumigen Packeisdrift in diesem Teil des antarktischen Ozeans.

Erst im Südsommer 1979/80 erreichte wieder eine deutsche Expedition, deren primäre Aufgabe die Standortsuche für eine Überwinterungsstation war, das Filchner-Schelfeis; dabei wurden auch erste glazial-meteorologische Unter-

suchungen vorgenommen (REINWARTH 1981). Bestandteil der „Filchner-I-Expedition“ im Südsommer 1983/84 war dann ein meteorologisches Experiment im Kantenbereich (± 25 km von der Eiskante), das zum Ziel hatte, die atmosphärischen Eigenschaften und Strukturen über dem Schelfeis und deren Veränderungen im Nahbereich der Eisfront sowie der angrenzenden Küstenpolynia (während der Sommermonate) zu untersuchen. In diesem Beitrag werden Ergebnisse dieses Experimentes (mit dem Namen MEFIS, d. h. Mesoskaliges Experiment im Bereich der Filchner-Schelfeiskante) vorgestellt. Längere Meßreihen in den Übergangsjahreszeiten und im Polarwinter existieren bisher weder für den Kantenbereich noch für das Innere des Filchner-Schelfeises.

Das MEFIS-Experiment fand zwischen dem 22. 1. und dem 13. 2. 1984 statt. Von der „Filchner“-Sommerstation ausgehend wurde eine nahezu eiskantensenkrechte Meßlinie errichtet, wie sie in Abbildung 2 dargestellt ist. Der Koordinatenursprung in dieser Abbildung liegt bei der „Filchner“-Station. S1 und S2 sind die beiden Hauptstationen auf dem Schelfeis, an denen neben bodennahen Messungen auch Vertikalsondierungen mit gefesselten und freifliegenden Radiosonden durchgeführt wurden. A1 bis A6 bezeichnen die Lage von sechs automatischen Stationen, an denen Windgeber und Thermohygrographen eingesetzt wurden, um ein Bild der räumlichen Verteilung der bodennahen meteorologischen Parameter zu bekommen. Die Punkte P,11 bis P,14 markieren den Ort des Forschungsschiffes „Polarstern“ in der Polynia während der Intensivmeßphasen.

2 Antriebsmechanismen für die Strömung im Kantenbereich

Die Strömung im Schelfeis-Kantenbereich wird in einem Koordinatensystem beschrieben, dessen x-Achse senkrecht und dessen y-Achse parallel zur (etwa von WNW nach OSO verlaufenden) Schelfeiskante orientiert ist. Die zeitlich gemittelten Bewegungsgleichungen – die zeitliche Mittelung wird durch einen Querstrich über der Größe ausgedrückt – in kantensenkrechter Richtung,

$$\bar{\varrho} \frac{d\bar{u}}{dt} = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \bar{\varrho} F_{Cx} + \bar{\varrho} F_{Rx}, \quad (1a)$$

und in der Vertikalen,

$$\bar{\varrho} \frac{d\bar{w}}{dt} = -(\bar{\varrho} - \bar{\varrho}_u)g + \bar{\varrho} F_{Cz} + \bar{\varrho} F_{Rz}, \quad (1b)$$

dienen als Ausgangsgleichungen. Die Symbole in den beiden Gleichungen (1a, b) entsprechen der üblichen Notation, wobei $\bar{\varrho} = \bar{p}/(R_L \bar{T}_v)$ die Dichte eines Luftpakets und $\bar{\varrho}_u = \bar{p}/(R_L \bar{T}_{vu})$ diejenige seiner Umgebung bezeichnet. Die kantenparallele Windkomponente \bar{v} wird im folgenden nicht weiter diskutiert. Nach Gleichung (1a) werden Masse- teilchen aufgrund der aus Druckgradientkraft, Coriolis- kraft F_{Cx} und Reibungskraft F_{Rx} resultierenden Trägheits-

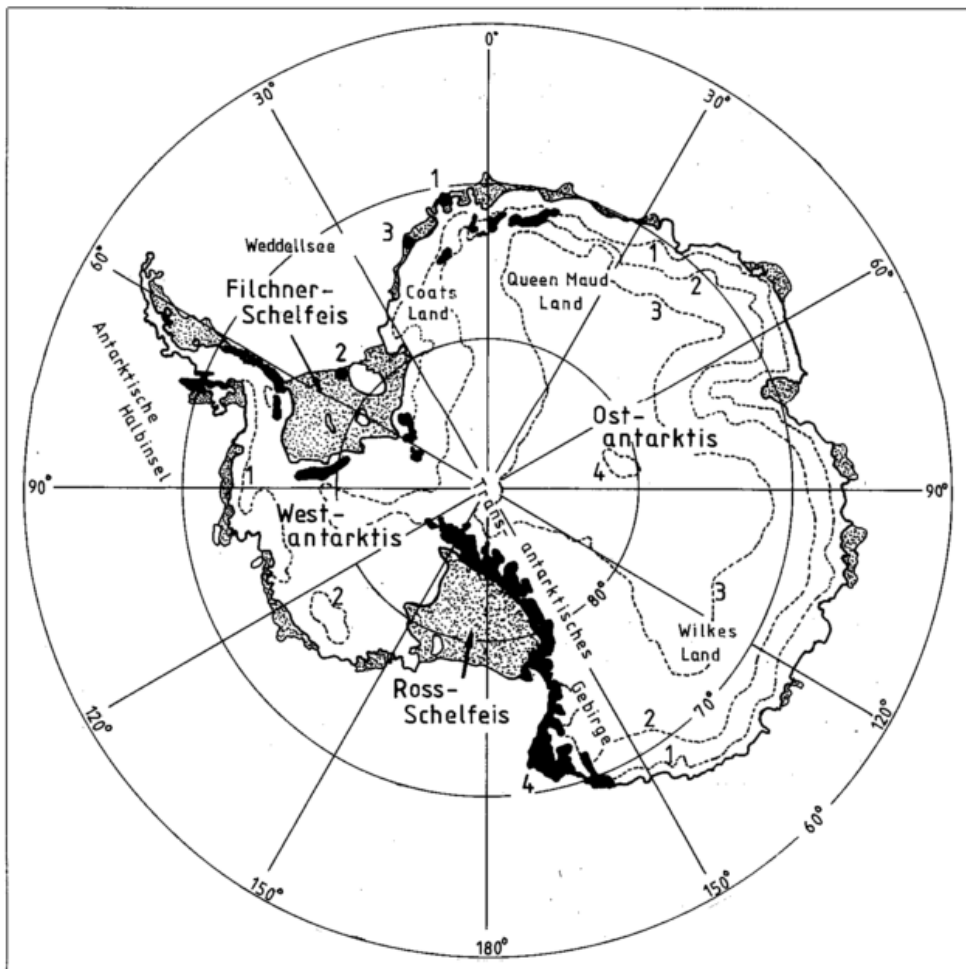


Abb. 1: Die Antarktis in der Übersicht. Die punktierten Flächen zeigen die Schelfeise. Außerdem sind grob die Höhenlinien in 1-km-Stufen eingezeichnet.

kraft beschleunigt. In der dritten Bewegungsgleichung (1b) sind Auftriebseffekte, Reibungs- und Corioliskraft zu addieren, um die Vertikalbeschleunigung zu erhalten.

Um Sekundärzirkulationen herausarbeiten zu können, wird zunächst in einem Gedankenexperiment das Temperaturfeld $\overline{T}_{vu}(x, z)$ (genau: die Verteilung der virtuellen Temperatur),

$$\overline{T}_{vu}(x, z) = \overline{T}_{vo}(x, z) + \overline{T}_{vm}(x, z), \quad (2)$$

in einen großskaligen Anteil $\overline{T}_{vo}(x, z)$ und einen mesoskaligen Beitrag $\overline{T}_{vm}(x, z)$ aufgeteilt. Ein solcher mesoskaliger Temperaturunterschied ist im Schelfeis-Kantenbereich dann ausgeprägt vorhanden, wenn vor der Eiskante offenes Wasser, z. B. eine Polynia, angetroffen wird. Weiter ist in Gleichung (2) vorausgesetzt, daß kein kantenparalleler Temperaturgradient existiert.

KOTTMEIER (1985) nimmt an, daß der gesamte horizontale Temperaturgradient in x-Richtung unverändert bleibt,

$$\frac{\partial \overline{T}_{vo}(x, z)}{\partial x} + \frac{\partial \overline{T}_{vm}(x, z)}{\partial x} = c_1 = \text{const.}, \quad (3a)$$

und daß die Isothermen einen konstanten Neigungswinkel ψ_T relativ zur Schelfeisoberfläche haben. In diesem Fall ergibt sich ein linearer Verlauf der virtuellen Temperatur mit der Höhe und die Konstante c_1 läßt sich gemäß

$$c_1 = \frac{\overline{T}_{vu}(x_{SE}, h) - \overline{T}_{vu}(x_{SE}, 0)}{h} \tan \psi_T \quad (3b)$$

bestimmen; h ist hier die Grenzschichthöhe an einem Referenzort (x_{SE}, y_{SE}) . Der Ansatz (3a, b) hat den Vorteil, daß damit die Berechnung des Temperaturfeldes gemäß Gleichung (2) aus den Messungen an einer einzigen Station erfolgen kann. Damit sind aber auch größere Nachteile verbunden. So kann der mesoskalige Temperaturunterschied nur bei Kenntnis des gröberskaligen Tempera-

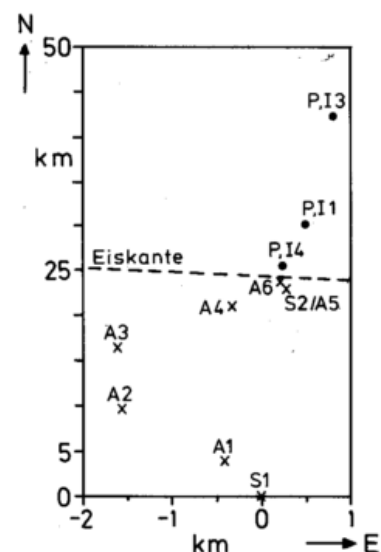


Abb. 2: Die Anordnung der Meßstationen (S1, S2 Hauptstationen, A1 bis A6 automatische Stationen, P.I1 bis P.I4 Position der „Polarstern“ während der Intensivmeßphasen) während des MEFIS-Experimentes (22. 1. bis 13. 2. 1984). Der Nullpunkt des Koordinatensystems liegt bei der „Filchner“-Sommerstation ($77^\circ 37' S, 8^\circ 22' W$).

turgredienten angegeben werden. Weiter kann man davon ausgehen, daß der mesoskalige Temperaturgradient (der zweite Summand auf der linken Seite von Gleichung (3a)) im allgemeinen mit der Höhe abnimmt und an der Obergrenze der Grenzschicht verschwindet. Um die Bedingung (3a) dennoch zu erfüllen, ist also eine ganz spezielle Höhenabhängigkeit der großräumigen Baroklinität erforderlich, die man wohl nur in ausgewählten Fällen beobachten wird. Deshalb ist für den mesoskaligen Beitrag ein Profil in der Form

$$\overline{T_{VM}}(x, z) = \begin{cases} \overline{T_{VM}}(x, 0) \left[1 - \frac{z}{h} \right], & z \leq h, \\ 0, & z > h, \end{cases} \quad (4)$$

für die weiteren Überlegungen besser geeignet; für den großräumigen Temperaturgradienten wird zunächst keine Festlegung getroffen. Allerdings ist mit Gleichung (4) gewährleistet, daß in der freien Atmosphäre höchstens ein großräumiger Temperaturgradient vorhanden ist.

Ein Temperaturfeld der Form (2) hat zur Folge, daß auch bei einem horizontal homogenen großräumigen Temperaturfeld $\overline{T_{v0}}(x, z) = \overline{T_{v0}}(z)$ im Kantenbereich eine mesoskalige Luftdruckverteilung mit geringfügig kleineren Werten über dem wärmeren offenen Wasser entsteht. Dies bedeutet eine Druckgradientkraft, was wiederum eine Beschleunigung der kantensenkrechten Windkomponente in Richtung zur Eiskante zur Folge hat. Es entsteht so eine auf den Schelfeis-Kantenbereich beschränkte (Sekundär-)Zirkulation, die aber - anders als z. B. die Land-See-Wind-Zirkulation - keinen tagesperiodischen Wechsel zeigt.

Die beiden Anteile des Temperaturfeldes erlauben im Druckfeld eine Unterscheidung des großskaligen und des mesoskaligen Druckgradienten. Es gilt nämlich

$$\left. \frac{\partial \overline{p}}{\partial x} \right|_z = \left. \frac{\partial \overline{p}}{\partial x} \right|_h - \frac{\partial}{\partial x} \int_z^h \frac{\partial \overline{p}}{\partial z'} dz' = \left. \frac{\partial \overline{p}}{\partial x} \right|_h - \int_z^h \frac{\partial^2 \overline{p}}{\partial z' \partial x} dz' \quad (5)$$

für den horizontalen, kantensenkrechten Druckgradienten in einer bestimmten Höhe z . Die unter dem Integral auftretende gemischte zweite Ableitung des Luftdrucks läßt sich mit Hilfe der Gleichung für den thermischen Wind (mit dem geostrophischen Wind $\overline{v_g} = (\overline{u_g}, \overline{v_g})$) als

$$\frac{\partial^2 \overline{p}}{\partial z \partial x} = f \frac{\partial \overline{\rho} \overline{v_g}}{\partial z} = - \frac{g}{R_L \overline{T_{vu}}} f \overline{\rho} \overline{v_g} + \frac{g \overline{\rho}}{\overline{T_{vu}}} \frac{\partial \overline{T_{v0}}}{\partial x} + \frac{g \overline{\rho}}{\overline{T_{vu}}} \frac{\partial \overline{T_{VM}}}{\partial x} \quad (6)$$

darstellen. Eine Abschätzung der einzelnen Terme auf der rechten Seite der letzten Gleichung mit $\overline{v_g} = 10 \text{ m/s}$, $\overline{\rho} = \overline{\rho_u} = 1.2 \text{ kg/m}^3$, $f = -10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $g = 10 \text{ m/s}^2$, $\overline{T_{vu}} = 260 \text{ K}$, $(\partial \overline{T_{v0}} / \partial x) = 10^{-6} \text{ K/m}$ zeigt rasch, daß der dritte Summand bei mesoskaligen Temperaturgradienten $(\partial \overline{T_{VM}} / \partial x) =$

$10^{-5} \dots 10^{-4} \text{ K/m}$ ein bis zwei Zehnerpotenzen größer als die beiden anderen ist, so daß diese im folgenden nicht weiter betrachtet werden müssen.

Damit erhält man nach Einsetzen in die Beziehung (5)

$$\left. \frac{\partial \overline{p}}{\partial x} \right|_z \approx f \overline{\rho} \overline{v_g}(h) - \int_z^h \frac{g \overline{\rho}}{\overline{T_{vu}}} \frac{\partial \overline{T_{VM}}}{\partial x} dz' = \left. \frac{\partial \overline{p_0}}{\partial x} \right|_z + \left. \frac{\partial \overline{p_M}}{\partial x} \right|_z, \quad (7)$$

d. h. der Druckgradient läßt sich in einen großskaligen Anteil $\partial \overline{p_0} / \partial x$ sowie einen mesoskaligen Zusatz $\partial \overline{p_M} / \partial x$ aufteilen. Verwendet man die oben angegebenen charakteristischen Werte noch einmal, um die beiden Druckgradientbeiträge für eine Schicht der Dicke $h-z = 260 \text{ m}$ abzuschätzen, so sieht man, daß beide die gleiche Größenordnung aufweisen. Der mesoskalige Druckgradient $\partial \overline{p_M} / \partial x$, der durch regionale Unterschiede in der Oberflächentemperatur hervorgerufen wird, ist also im allgemeinen nicht zu vernachlässigen.

Die Gleichung (7) lehrt auch, daß ein geostrophischer Wind mit einer Ostkomponente ($\overline{v_g} > 0$, aber $f < 0!$) beschleunigend auf die nach Norden gerichtete, vom Schelfeis abströmende Luft und bremsend auf eine Nordströmung wirkt. Das umgekehrte gilt selbstverständlich für eine Westkomponente des geostrophischen Windes.

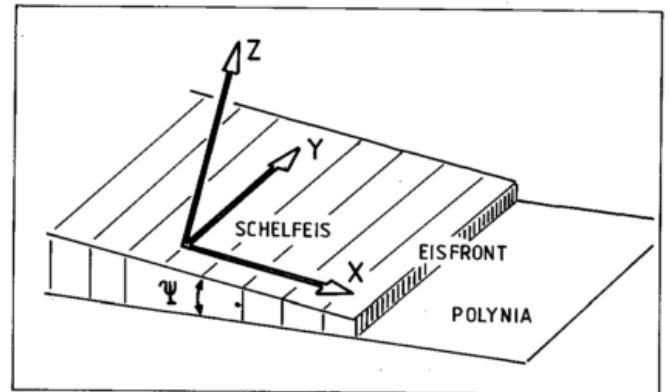


Abb. 3: Definition des verwendeten Koordinatensystems.

Nun ist das Filchner-Schelfeis nicht eben, sondern weist eine Neigung zur Kante hin auf. Es wird deshalb eine Drehung des Koordinatensystems in der x - z -Ebene um den Neigungswinkel ψ des Schelfeises durchgeführt, wie in Abbildung 3 gezeigt ist. Betrachtet wird im weiteren die kantensenkrechte Komponente des Windes, u_ψ , im transformierten Koordinatensystem. Für diese gilt

$$\overline{u_\psi} = \overline{u} \cos \psi - \overline{w} \sin \psi \quad (8a)$$

bzw.

$$\frac{d\overline{u_\psi}}{dt} = \frac{d\overline{u}}{dt} \cos \psi - \frac{d\overline{w}}{dt} \sin \psi, \quad (8b)$$

wobei die Beschleunigungen $d\overline{u}/dt$ und $d\overline{w}/dt$ aus den Gleichungen (1a, b) einzusetzen sind, was zu dem Ergebnis

$$\begin{aligned} \frac{d\bar{u}_\psi}{dt} &= -\frac{1}{\bar{\rho}} \left[\frac{\partial \bar{p}_0}{\partial x} + \frac{\partial \bar{p}_M}{\partial x} \right] \cos \psi + \frac{(\bar{\rho} - \bar{\rho}_u)g}{\bar{\rho}} \sin \psi + F_C + F_R = \\ &= \frac{\cos \psi}{\bar{\rho}} \left[\underbrace{-\frac{\partial \bar{p}_0}{\partial x}}_1 + \underbrace{\int_z^h \frac{g \bar{\rho}_u}{\bar{T}_{vu}} \frac{\partial \bar{T}_{vM}}{\partial x} dz'}_2 \right] + \underbrace{\frac{(\bar{\rho} - \bar{\rho}_u)g}{\bar{\rho}} \sin \psi}_3 + \underbrace{F_C}_4 + \underbrace{F_R}_5 \end{aligned} \quad (9)$$

führt. Nach dieser Gleichung kann das Abfließen der Luft vom Schelfeis entweder großräumig als Folge eines synoptisch aufgeprägten geostrophischen Ostwindes (Term 1) und/oder durch einen mesoskaligen Temperaturunterschied (Term 2) und/oder aufgrund der Gelände- neigung (Term 3) verursacht sein. Weiter sind die Coriolis-Terme in F_C und die turbulenten Impulstransporte in F_R zusammengefaßt.

An dieser Stelle sei kurz darauf verwiesen, daß sich F_R aufgrund von sich ändernden Oberflächeneigenschaften – sowohl in der Rauigkeitslänge als auch in der Oberflächentemperatur – ebenfalls verändert. Als Stichwort genüge hier der Begriff „interne Grenzschicht“; Modellvorstellungen hierzu findet man beispielsweise bei TAYLOR (1971) und bei CLAUSSEN (1987).

Im folgenden wird der Einfluß der Schelfeisneigung (Term 3) sowie der Effekt aufgrund eines mesoskaligen Druckgradienten (Term 2) ausführlicher diskutiert. Die bei diesem letzten Term notwendige Integration wird dadurch vereinfacht, daß $\bar{\rho}_u(z') \approx \bar{\rho}(z)$ und $\bar{T}_{vu}(z') \approx \bar{T}_{vu}(z)$ gesetzt wird, so daß sich für den mesoskaligen Druckgradienten

$$\begin{aligned} -\frac{\cos \psi}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}_M}{\partial x} \Big|_z &\approx \frac{g \cos \psi}{\bar{T}_{vu}} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^h \bar{T}_{vM} dz' = \\ &= \frac{g \cos \psi}{\bar{T}_{vu}} \frac{\partial}{\partial x} \left[z' \bar{T}_{vM} \Big|_z^h - \int_z^h z' \frac{\partial \bar{T}_{vM}}{\partial z'} dz' \right] \end{aligned} \quad (10)$$

ergibt. Verwendet man nun die Beziehung (4) für $\bar{T}_{vM}(x, z)$, so erhält man weiter

$$\begin{aligned} -\frac{\cos \psi}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}_M}{\partial x} \Big|_z &\approx \frac{g \cos \psi}{\bar{T}_{vu}} \left[\frac{h^2 - z^2}{2h} \frac{\partial \bar{T}_{vM}(x, 0)}{\partial x} \right. \\ &\left. - z \left[1 - \frac{z}{h} \right] \frac{\partial \bar{T}_{vM}(x, 0)}{\partial x} \right] = \frac{g \cos \psi}{\bar{T}_{vu}} \frac{(h-z)^2}{2h} \frac{\partial \bar{T}_{vM}(x, 0)}{\partial x}. \end{aligned} \quad (11)$$

Auch der dritte Term in der Bewegungsgleichung (9), der die Auftriebseffekte beschreibt, läßt sich weiter umformen. Dazu bildet man die Dichte $\bar{\rho}$ des Luftpakets mit der Temperatur $\bar{T}_{vu}(x_{SE}, z)$ an einem Referenzort. Dann gilt

$$\begin{aligned} \frac{(\bar{\rho} - \bar{\rho}_u)g}{\bar{\rho}} \sin \psi &\approx g \frac{[\bar{T}_{vu}(x, z) - \bar{T}_{vu}(x_{SE}, z)]}{\bar{T}_{vu}(x, z)} \sin \psi \\ &\approx \frac{g \sin \psi}{\bar{T}_{vu}} \frac{\partial \bar{T}_{vu}}{\partial x} \Big|_z (x - x_{SE}), \end{aligned} \quad (12)$$

d. h. nach Gleichung (2) wird oberhalb der Grenzschicht

der Auftrieb eines Luftpakets allein durch die großskaligen Temperaturunterschiede hervorgerufen, während in Bodennähe die mesoskalige Differenz in der Oberflächen- temperatur als eine zweite Ursache hinzukommt.

Setzt man die beiden Effekte zueinander in Beziehung, d. h. bildet man den Quotienten aus den Gleichungen (11) für den mesoskaligen Einfluß und (12) für den Neigungseffekt, so bekommt man eine allgemeine Beziehung

$$\begin{aligned} \left[\frac{(\bar{\rho} - \bar{\rho}_u)g \sin \psi}{\bar{\rho}} \right]^{-1} \left[-\frac{\cos \psi}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}_M}{\partial x} \Big|_z \right] &= Q = \\ &= \cot \psi \frac{(h-z)^2}{2h} \frac{\partial \bar{T}_{vM}(x, 0)}{\partial x} \left[\frac{\partial \bar{T}_{vu}}{\partial x} \Big|_z (x - x_{SE}) \right]^{-1}. \end{aligned} \quad (13)$$

Danach ist der Auftriebseffekt für die Strömung in Bodennähe ($z \rightarrow 0$) umso kleiner, je mächtiger die Grenzschicht ist. Führt man jetzt noch das Verhältnis des mesoskaligen Temperaturgradienten an der Oberfläche zum großskaligen Temperaturgradienten ein,

$$c_3(z) = \frac{\partial \bar{T}_{vM}(x, 0)}{\partial x} \left[\frac{\partial \bar{T}_{v0}}{\partial x} \Big|_z \right]^{-1}, \quad (14)$$

so bekommt die Beziehung (13) die Form

$$Q = \cot \psi \frac{(h-z)^2}{2h(x-x_{SE})} c_3(z) \left[1 + c_3(z) \left[1 - \frac{z}{h} \right] \right]^{-1}. \quad (15a)$$

Dabei ist zu beachten, daß der Quotient Q wegen der Näherung in der zweiten Zeile von Gleichung (12) nur für $\bar{T}_{vu}(x, z) + \bar{T}_{vu}(x_{SE}, z)$ einen Sinn ergibt, denn nur dann ist ein Auftrieb vorhanden. Dadurch ist insbesondere die Anwendung der Beziehung (15a) am Referenzpunkt (x_{SE}, y_{SE}) ausgeschlossen. Für typische Werte des großskaligen Temperaturgradienten (≈ 1 K pro 1000 km) und des mesoskaligen Temperaturgradienten an der Oberfläche (bis zu 1 K pro 10 km) gilt schließlich in guter Näherung anstelle von (15a)

$$Q = \cot \psi \frac{(h-z)^2}{2h(x-x_{SE})}, \quad (15b)$$

d. h. das Verhältnis der Beschleunigungen hängt primär vom Neigungswinkel bzw. vom Verhältnis der betrachteten Schichtdicke zur horizontalen Entfernung ab.

Abbildung 4 zeigt das Ergebnis der Gleichung (15b) für die Station S2 nahe der Eiskante und für $z=0$. Dabei ist ein senkrechter Abstand von der „Filchner“-Station (Referenzort (x_{SE}, y_{SE})) von 21 km zugrunde gelegt. Die drei

Punkte stellen die Mittelwerte für die zweite bis vierte MEFIS-Intensivmeßphase dar, die auf der Basis der Stundenmittelwerte der Grenzschichthöhe, deren Ermittlung bei ROSE (1988) ausführlich beschrieben ist, gewonnen worden sind. Man erkennt, daß am Rand des flachen Schelfeises ($\tan \psi = 3.33 \cdot 10^{-4}$) eine durch Unterschiede in der Oberflächentemperatur bedingte Sekundärzirkulation das Abfließen aufgrund der Geländeneigung deutlich überwiegt.

Das bedeutet weiter, daß nach Gleichung (9) nur ein synoptischer Wirbel und/oder eine mesoskalige Störung mit $\bar{v}_g < 0$ im Bereich der Filchner-Schelfeiskante zu einer Verminderung des Abströmens und weiter zu einem Nordwind von der Polynia zum Schelfeis führen kann. Während der dritten MEFIS-Intensivmeßphase ist eine solche Strömungsumstellung beobachtet und detailliert vermessen worden; sie ist bei SCHALLER (1985) und bei HEINEMANN (1988) ausführlich beschrieben.

In anderen Gebieten der Antarktis ist der Neigungseinfluß bedeutend größer. Das Ekström-Schelfeis weist in der Umgebung der „Georg-von-Neumayer“-Station Neigungswinkel bis zu $\psi = 5 \cdot 10^{-3}$ (KOTTMEIER 1986) auf. Im Bereich der westantarktischen Halbinsel findet man sogar Neigungen bis 1:150; hier dominiert eindeutig der dritte Term in der Bewegungsgleichung (9).

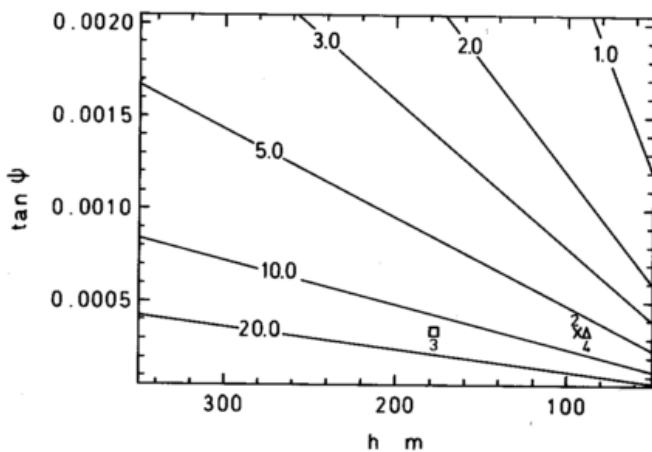


Abb. 4: Nomogramm zur Ermittlung des Quotienten Q nach Gleichung (15b). Die drei Punkte geben die Mittelwerte für die zweite bis vierte Intensivmeßphase des MEFIS-Experimentes.

3 Dimensionslose Kennzahlen für eine Sekundärzirkulation

Der Einfluß der einzelnen Kräfte in der Bewegungsgleichung (9) kann auch mit Hilfe einer Dimensionsanalyse untersucht werden. MAHRT (1982) kommt durch Anwendung dieses Hilfsmittels zu einer Klassifizierung von Grenzschichtströmungen über geneigten Oberflächen. Zwei dimensionslose Kenngrößen, die Froude-Zahl Fr und das Verhältnis

$$\hat{H} = \frac{H}{L \sin \psi}, \quad (16a)$$

charakterisieren dabei die verschiedenen „schwerkraftbedingten“ Strömungen. Dabei ist H eine charakteristische

Höhe und L eine typische horizontale Erstreckung des betrachteten Strömungstyps. Eine „nicht-schwerkraftbedingte“ Strömung liegt dabei dann vor, wenn

$$Fr \cdot \hat{H} \gg 1 \quad (16b)$$

gilt; in diese Kategorie fällt z. B. die Land-See-Wind-Zirkulation.

MAHRT faßt die Beschleunigungen aufgrund der großräumigen Baroklinität und der mesoskaligen Temperaturunterschiede zusammen. Er zeigt, daß das Verhältnis dieser Summe zum Neigungseffekt allein von \hat{H} abhängt. Dieser Befund wird durch die im vorherigen Abschnitt dargestellte Ableitung der Gleichung (15b) dahingehend ergänzt, daß dies auch für den Einfluß der mesoskaligen Temperaturunterschiede alleine gilt, wenn man die Grenzschichthöhe h als charakteristische Dicke der vom Schelfeis abfließenden Sekundärströmung ansieht und die triviale Näherung $\tan \psi \approx \sin \psi$ verwendet. Insofern stützt die Dimensionsanalyse von MAHRT die im vorherigen Abschnitt gemachten Annahmen.

BIGGS und GRAVES (1962) haben bereits früher herausgearbeitet, daß \hat{H} aufgrund des Buckingham-Theorems von insgesamt sieben dimensionslosen Parametern abhängt,

$$\frac{H}{L} = f \left[\frac{\Delta T}{T}, \frac{U^2}{c_p T}, \dots \right], \quad (16c)$$

wobei die beiden wichtigsten das Verhältnis einer charakteristischen Temperaturdifferenz ΔT zur Referenztemperatur T bzw. der Quotient aus kinetischer Energie und Enthalpie sind. U bezeichnet dabei eine typische Geschwindigkeit für die Sekundärzirkulation. Anhand eines Kollektivs von 369 Tagen aus dem Gebiet des Erie-Sees zeigen diese beiden Autoren weiter, daß ein Land-See-Windsystem beobachtet werden kann, wenn für das Verhältnis der beiden in Gleichung (16c) genannten dimensionslosen Kenngrößen die Bedingung

$$\frac{U^2}{c_p \Delta T} = \text{LBI} \leq 3 \cdot 10^{-3} \quad (17a)$$

gilt. Als Temperaturdifferenz ΔT ist dabei der maximale Unterschied während eines Tages zwischen der Lufttemperatur an einer von der Sekundärzirkulation unbeeinflussten Inland-Station und der Wassertemperatur, als Referenztemperatur das Tagesmaximum und als charakteristische Geschwindigkeit U die Windgeschwindigkeit in Bodennähe an der Inland-Station verwendet worden. BIGGS und GRAVES nennen diesen Quotienten den Land-See-Wind-Index („lake breeze index“ LBI). WALSH (1974) demonstriert den Zusammenhang dieser Kenngröße mit dem Land-See-Wind-Regime im Kontext eines linearisierten Strömungsmodells. Außerdem steht der LBI in Beziehung zu einer von MAHRT (1982) verwendeten Froude-Zahl,

$$Fr = \frac{U^2}{(g/T) \Delta T H} = \text{LBI} \frac{c_p}{(g/T) H}, \quad (17b)$$

die das Verhältnis von Trägheits- und Coriolis-Effekten zum Auf- bzw. Abtrieb angibt. Wie man leicht verifizieren

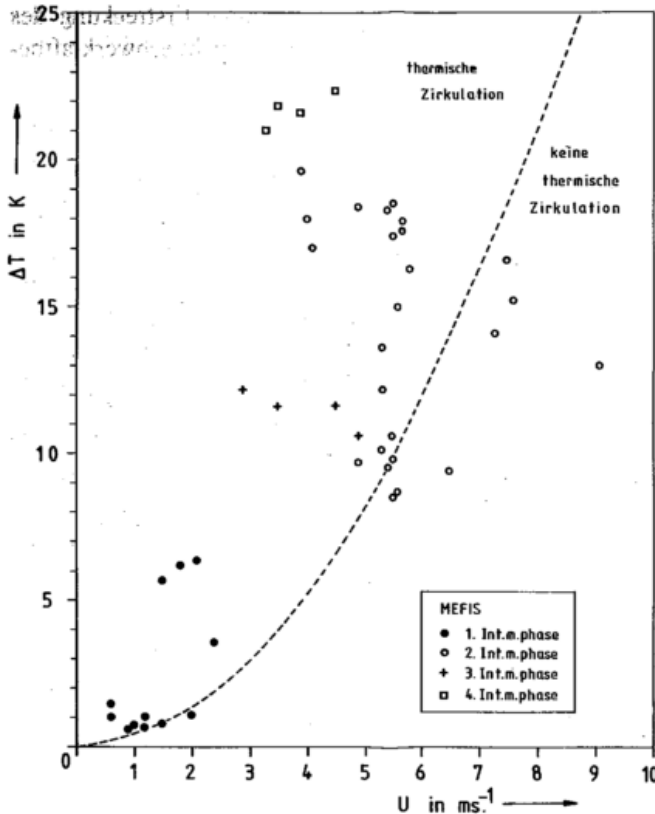


Abb. 5: Land-See-Wind-Index LBI nach BIGGS und GRAVES (1962). Die gestrichelte Linie gibt $LBI = 3 \cdot 10^{-3}$ (vgl. Gleichung (17a)). Die Werte für das MEFIS-Experiment, basierend auf Stundenmittelwerten, sind mit verschiedenen Symbolen eingetragen.

kann, entsprechen Land-See-Wind-Indices in der Größenordnung 10^{-3} typischen Froude-Zahlen von etwa 0.1.

Der LBI kann also anstelle der Bedingung (16b) herangezogen werden, um herauszuarbeiten, ob ein „schwerkraftbedingter“ Strömungstyp oder eine thermische Sekundärzirkulation während des MEFIS-Experimentes vorgelegen hat. Dazu werden – im Unterschied zur Originalarbeit – stündliche Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund an der Station S2 und des Temperaturunterschiedes zwischen der „Filchner“-Station und der Polynia herangezogen; Abbildung 5 zeigt das Ergebnis. In der weit überwiegenden Anzahl der Fälle klassifiziert der LBI die Strömung im Eiskantenbereich als thermisch induzierte, direkte Zirkulation. Dies legt den Schluß nahe, daß der aus den MEFIS-Daten nicht bestimmbare Effekt des geostrophischen Windes (Term 1 in der Gleichung (9)) möglicherweise klein war.

Zum Abschluß sei noch darauf hingewiesen, daß es in flachen Küstengebieten grundsätzlich auch ohne horizontale Temperaturunterschiede zu einer Modifikation der Strömung aufgrund einer unterschiedlichen Rauigkeit von Land und Meer kommen kann. Für das MEFIS-Experiment haben HEINEMANN (1987) und ROSE (1988) aber gezeigt, daß die Rauigkeitslänge z_0 für Schelfeis und Polynia nahezu gleich sind, eine dynamische Sekundärzirkulation mithin nicht aufgetreten ist.

4 Zusammenfassung

Abflußströmungen vom Filchner-Schelfeis können zwei Ursachen – einen geostrophischen Ostwind und/oder starke horizontale Temperaturunterschiede zwischen Schelfeis und Küstenpolynia – haben. Der Einfluß der (leichten) Schelfeisneigung und der Coriolis-Effekt treten demgegenüber eindeutig zurück. Legt man den empirischen Land-See-Wind-Index nach BIGGS und GRAVES (1962) zugrunde, so war die während des MEFIS-Experimentes häufig beobachtete Abflußströmung meist Teil einer Schelfeis-Polynia-Zirkulation. Deren genaue horizontale Erstreckung konnte während des Experimentes meßtechnisch nicht erfaßt werden; sie hängt im Einzelfall sicher auch von der Breite der Küstenpolynia ab.

Literatur

- BIGGS, W. G.; M. E. GRAVES, 1962: A lake breeze index. *J. Appl. Meteorol.* 1, S. 474-480.
- CLAUSSEN, M., 1987: The flow in a turbulent boundary layer upstream of a change in surface roughness. *Boundary-Layer Meteorol.* 40, S. 31-86.
- DREWRY, D. J., 1983: Antarctic ice sheet thickness and volume. Sheet 4 of Antarctica: Glaciological and geophysical folio. Scott Polar Research Institute, Cambridge, UK.
- HEINEMANN, G., 1987: Grenzschicht-Strukturen und -Haushalte im Bereich der Filchner-Schelfeiskante (Antarktis). Dissertation, Math.-Nat. Fakultät, Universität Bonn, 145 S.
- HEINEMANN, G., 1988: On the structure and energy budget of the boundary layer in the vicinity of the Filchner/Ronne ice shelf front (Antarctica). *Beitr. Phys. Atmosph.* 60, S. 244-258.
- KOTTMEIER, C., 1985: Strömungstypen bei katabatischem Wind. Filchner Ronne Ice Shelf Programme Report 2, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 86-95.
- KOTTMEIER, C., 1986: The influence of baroclinicity and stability on the wind and temperature conditions at the Georg von Neumayer Antarctic station. *Tellus* 38A, S. 263-276.
- MAHRT, L. J., 1982: Momentum balance of gravity flows. *J. Atmos. Sci.* 35, S. 2701-2711.
- REINWARTH, O., 1981: Glazialmeteorologische Arbeiten auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis während der Standorterkundungsexpedition 1979/80. *Polarforschung* 51, S. 61-75.
- ROSE, L., 1988: Der Abfluß antarktischer Kaltluft vom Filchner-Schelfeis und seine Veränderung im Bereich von Eisfront und Küstenpolynia. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie, Universität Hannover*, Band 30, 165 S.
- SCHALLER, E., 1985: Die Umstellung der atmosphärischen Grenzschicht beim Durchgang einer synoptischen Störung im Bereich der Filchner-Station. Filchner Ronne Ice Shelf Programme Report 2, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 72-77.
- TAYLOR, P. A., 1971: Airflow above changes in surface heat flux, temperature and roughness; an extension to include the stable case. *Boundary-Layer Meteorol.* 1, 474-497.
- WALSH, J. E., 1974: Sea breeze theory and applications. *J. Atmos. Sci.* 31, S. 2012-2026.

Bodennahes Ozon in der Antarktis

1 Einleitung

Ozon wird häufig benutzt, um atmosphärische Zirkulationsvorgänge zu studieren, was jedoch nur möglich ist, wenn Quellen und Senken bekannt sind und die Lebensdauer des Ozons lang gegen die Dauer der Mischungsvorgänge ist. Es ist bekannt (WMO 1985), daß Ozon von seiner Produktionsstätte in der tropischen Stratosphäre im Spätwinter zum jeweiligen Pol strömt. Von der unteren Stratosphäre wird es durch Tropopausenfaltungen oder andere Austauschvorgänge wie turbulente Mischung oder in cut-off lows in die Troposphäre gebracht. Mit einer Zeitverzögerung von einigen Monaten entsteht im Frühling ein Maximum in Bodennähe. Zu diesem natürlichen Vorgang kommt eine troposphärische photochemische Ozonproduktion durch natürliche Kohlenwasserstoffemissionen in Verbindung mit Stickoxiden und in stark besiedelten Gebieten eine photochemische Ozonproduktion durch die menschliche Aktivität.

Ozon wird am Boden zerstört, was über den Kontinenten zu einem ausgeprägten Tag-Nacht-Rhythmus führt. Unter der nächtlichen Inversion wird das vorhandene Ozon rasch abgebaut und erst am nächsten Morgen durch den neu angeregten Vertikalaustausch wieder nachgeliefert. Zur Zeit des Austauschmaximums am Nachmittag wird auch das Ozonmaximum beobachtet. Der Ozonabbau an Meeresoberflächen ist etwa 10mal geringer als an Landoberflächen (ALDAZ 1969) und über Schnee sogar noch geringer als über dem Ozean. In der von anthropogener Verschmutzung noch nahezu freien, schneebedeckten Antarktis, die im Sommer vom offenen Meer, im Winter von einem breiten Eisgürtel umgeben ist, kann damit ein grundsätzlich anderes Verhalten des oberflächennahen Ozons erwartet werden, als man es von den Kontinenten kennt.

Erste Messungen des bodennahen Ozons wurden an mehreren Stationen der Antarktis bereits im Geophysikalischen Jahr 1957 begonnen (WEXLER et al. 1960; WISSE u. MEERBURG 1978; KOLBIG u. WARMBT 1978). An der Georg-von-Neumayer-Station wurden die Ozonmessungen im Jahr 1982 angefangen und bisher kontinuierlich fortgeführt. Darüber hinaus liegen Messungen über den angrenzenden Ozeanen und vom gesamten Atlantik von den Versorgungsfahrten der Polarstern und anderen Forschungsschiffen vor, worüber bereits früher berichtet wurde (WINKLER 1987). Die Messungen an der GvN-Station dienen unter anderem dazu, die Messungen auf dem Atlantik, die nur zu bestimmten Jahreszeiten stattfinden, geeignet zu bewerten.

2 Jahresgang

In mittleren Breiten findet man das jährliche Ozonmaximum im Frühling. Der Jahresgang (1982-1986) des bodennahen Ozons der GvN-Station ist in der Abbildung 1 dargestellt. Man erkennt ein Ozonminimum von Dezember bis März, also im Südsommer, und ein breites Maximum

von Mai bis September. Dieser Verlauf hatte sich im Prinzip bereits aus früheren Messungen (WEXLER et al. 1960; WISSE u. MEERBURG 1978; KOLBIG u. WARMBT 1978) ergeben. Im Detail ergeben sich deutliche Schwankungen von Jahr zu Jahr. In WEXLER's et al. Messungen in Little America zeigt das Ozon 1958 erst einen deutlichen Abfall im Januar und erreicht das Minimum erst im März. An der GvN-Station liegt das Minimum im Mittel im Januar. Im Südwinter können ebenfalls Sekundärminima vorkommen (1982, 1984 und 1986). Auffallend ist, daß sie einen zweijährigen Abstand haben, es ist jedoch unklar, ob sie mit der quasi zweijährigen Welle des Gesamt-ozons in Zusammenhang stehen (z. B. TOLSON 1981).

In der Abbildung 1 sind die Messungen von Schiffen aus den Breiten 65°-75° S als Kreise eingetragen. Diese Messungen stimmen im großen und ganzen gut mit den Messungen an der GvN-Station überein. Abweichungen sind insofern verständlich, als die Schiffsmessungen keine Monatsmittel darstellen. Erstaunlich ist der im Jahr 1986 während der Überwinterung von Polarstern festgestellte Einbruch der Ozonkonzentration im August und teilweise im September. Dieser Einbruch war an der GvN-Station auf den Juli beschränkt.

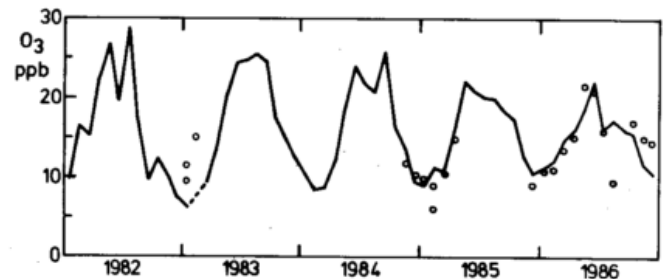


Abb. 1: Ozonjahresgänge von 1982 bis 1986 an der Georg-von-Neumayer-Station. Die Kreise stellen Meßwerte von den Schiffen Polarstern, Walther Herwig, Polarqueen, Polarbjörn und Agulhas dar.

Abbildung 2 zeigt den mittleren Jahresgang im Vergleich mit der in Nordalaska gelegenen Station Point Barrow (70°N). Um die Gegenläufigkeit der Jahreszeiten auszugleichen, wurde der Jahresgang von Point Barrow um 6 Monate verschoben. Im Prinzip wird in der Arktis ebenfalls ein Wintermaximum und ein Sommerminimum gefunden, allerdings taucht im Sommer ein ausgeprägtes Sekundärmaximum auf. Dieses Sekundärmaximum ist in der Antarktis im Februar, also deutlich später, nur schwach angedeutet und kommt auch nicht in jedem Jahr vor, so daß es zweifelhaft ist, ob es sich in der Antarktis um das gleiche Phänomen handelt. In der Nordhemisphäre tritt dieses Maximum auf dem Atlantik in Breiten bis 60°N im Mai, also im Frühling, auf und stellt das Jahresmaximum dar. Nördlich von 60°N, beim Übergang in die arktischen Zonen, ist es sehr viel schwächer ausgeprägt und verschiebt sich zum Mittsommer (WINKLER 1988). Dieses nordhemisphärische Frühjahrs- bzw. Sommermaximum wird auf stratosphärisch-troposphärischen Austausch zurückgeführt.

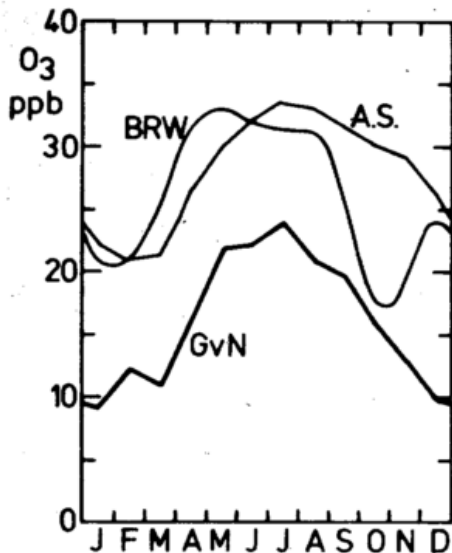


Abb. 2: Vergleich der mittleren Jahresgänge des Ozons an der Georg-von-Neumayer-Station (GvN), an der Südpolstation Amundsen-Scott (A.S.) und der auf 70°N gelegenen Arktisstation Point Barrow (BRW), beide nach OLTMANS (1986).

In der Antarktis ist die Gesamtkonzentration auffallend niedriger gegenüber der Arktis. Diese Beobachtung gilt sogar für die Gesamthemisphäre. Die Hauptgründe dafür dürften in Folgendem zu suchen sein (nach DÜTSCH 1974):

- Die jahreszeitliche Variation in Höhe des stratosphärischen Ozonmaximums (in polaren Breiten zwischen 15 und 20 km Höhe) ist in der Nordhemisphäre beträchtlich größer als in der Südhemisphäre.
- Im Süden ist der Anstieg des stratosphärischen Ozons im jahreszeitlichen Gang auf den Spätfrühling verzögert, während in Norden bereits im Frühwinter ein erster Schub stratosphärischen Ozons und im Verlauf des Winters ein weiterer Schub ankommt.
- In der Arktis ist die untere Stratosphäre, die für den Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre wichtig ist, bedeutend reicher an Ozon als in der Antarktis.
- Der Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre kann als proportional zur turbulenten kinetischen Energie angesehen werden. Nach ARPE et al. (1986) besitzt diese Größe im Januar in der Nordhemisphäre zwei Maxima bei 30° und 55° im 200 hPa-Niveau, in der Südhemisphäre dagegen nur ein einziges Maximum im August bei 45-50°, das zudem auch bedeutend schwächer ausgeprägt ist.

Somit ergibt sich die Gesamtvorstellung, daß der Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre auf der Südhalbkugel insgesamt schwächer ausgeprägt und näher zum Äquator hin verschoben ist als auf der Nordhalbkugel.

3 Diskussion

Die Meinungen, in welcher Breite der stratosphärisch-troposphärische Austausch stattfindet, gehen allerdings auseinander und damit auch die Deutung der Herkunft des bodennahen Ozons bzw. das Verständnis des Jahresganges.

WEXLER et al. (1960) vertreten die Auffassung, daß durch die Tiefdrucktätigkeit Ozon in der oberen Troposphäre zum Pol transportiert wird, dort mit der allgemeinen Zirkulation absinkt und in Bodennähe mit dem katabatischen Wind wieder ausströmt. Stratosphärisch-troposphärischer Austausch direkt über der Antarktis ist von untergeordneter Bedeutung. Diese Auffassung wird auch von anderen Autoren vertreten (z. B. OLTMANS u. KOMHYR 1976).

Demgegenüber vertreten GALBALLY (1981) und SANAK et al. (1985) die Meinung, daß der Meridionalaustausch vernachlässigbar gering ist und das Verhalten von Luftbeimengungen stratosphärischen Ursprungs nur durch stratosphärisch-troposphärischen Austausch direkt über der Antarktis zu verstehen sei. Solche Austauschvorgänge sind inzwischen auch direkt nachgewiesen worden und zwar infolge Leewellenbildung über dem Ellsworth Gebirge (ROBINSON et al. 1983). Es ist aber zu bezweifeln, ob diese Vorgänge häufig genug sind, um den antarktischen troposphärischen Ozonhaushalt zu erklären.

Falls das troposphärische Ozon durch Infiltration aus der Stratosphäre über dem antarktischen Kontinent gesteuert wird, würde man einen parallelen Verlauf zum stratosphärischen bzw. zum Gesamtozon erwarten, welches sein Maximum im November hat, also zu Beginn des troposphärischen Minimums.

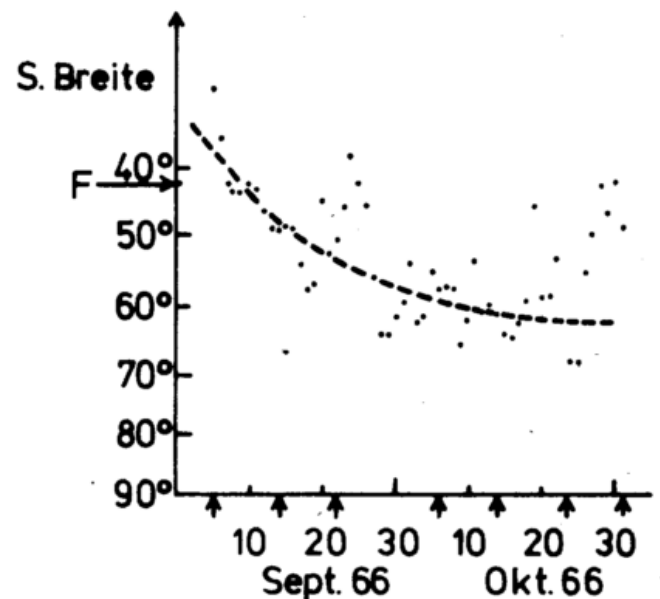


Abb. 3: Polabstand eines im 200-hPa-Niveau schwebenden GHOST-Balloons September bis Oktober 1966 (nach SOLOT 1967). F bedeutet die Freisetzungsbreite und die Pfeile unterhalb der Abszisse zeigen jedesmal eine komplette Umrundung der Antarktis an.

Die erste Auffassung wird durch eine Reihe weiterer Indizien bestätigt. So läßt sich das Einströmen der Luft in der Höhe gut an constant-level-Balloons verfolgen, die von Neuseeland aus gestartet wurden (SOLOT 1967). In der Abbildung 3 ist der Polabstand eines solchen im 200-hPa-Niveau schwebenden Ballons aufgetragen und man erkennt deutlich das spiralige Nähern an den Pol über einen Zeitraum von 2 Monaten hinweg. Aus Untersuchungen zum meridionalen Wasserdampftransport (BROMWICH 1978) geht ebenfalls hervor, daß über Mirny oberhalb von 850 hPa

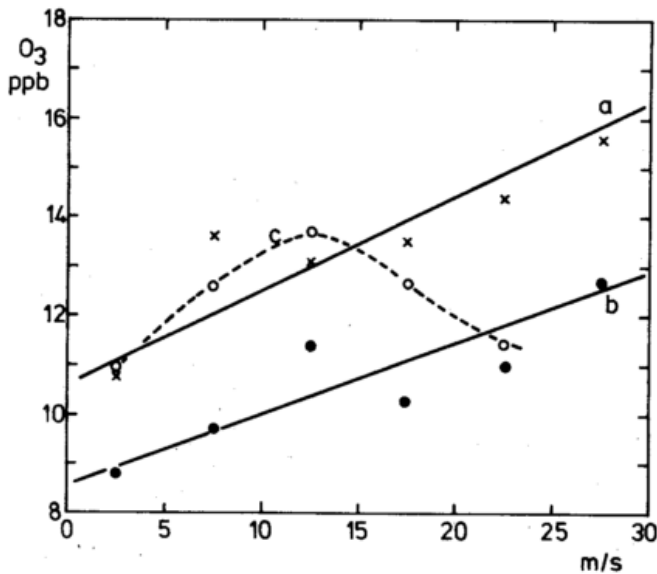


Abb. 4: Ozonkonzentration als Funktion der Windgeschwindigkeit an der Georg-von-Neumayer-Station. a: Windrichtung 70-90° für die Monate 10, 11, 12; Windrichtung 70-90° für die Monate 1, 2, 3; c: Windrichtung 90-110° für die Monate 10-3.

ein zum Pol gerichteter und vom Boden bis 850 hPa ein äquatorwärts gerichteter Transport stattfindet. Wärmehaushaltsuntersuchungen (RUBIN u. WEYANT 1963) bestätigen dieses Ergebnis.

Wenn somit die Vorstellung, daß wir hochtroposphärisches Einströmen von Luft und damit auch von Ozon und niedertroposphärisches Ausströmen aus dem Kontinent haben, gut belegt ist, so bleiben einige Fragen unbeantwortet. Die Südpolstation zeigt zwar einen ähnlichen Jahresgang (OLTMANS 1981) wie die GvN-Station, doch ist die Konzentration am Pol höher (s. Abb. 1). Da das Mischungsverhältnis eines Spurengases gegenüber Vertikalbewegungen invariant ist, sollte aber zum mindesten im Winter an beiden Stationen gleiches Mischungsverhältnis gemessen werden, falls die über dem Pol absinkende Luft im untersten km über Grund wieder ausfließt und somit nach 2-3 Tagen zur GvN-Station käme. Denn an der Schneeoberfläche wird praktisch kein Ozon zerstört und photochemische Vorgänge können wegen fehlender Sonnenstrahlung ebenfalls ausgeschlossen werden. Wegen der Eisbedeckung des Ozeans fällt ein Einfluß des Meeres ebenfalls flach. Wenn an der GvN-Station dennoch ein geringeres Mischungsverhältnis gemessen wird, so läßt sich dies nur so deuten, daß die Zirkulation nicht nach einem einfachen Zweischichtenmodell verläuft, sondern die aus dem Innern des Kontinents ausströmende relativ ozonreiche Luft sich auf ihrem Weg durch Einbeziehen (entrainment) ozonärmerer Luft aus niedrigeren Höhen vermischt. Dieses Zumischen von Luft in die bodennahe ausfließende Schicht wird bei der Modellierung des katabatischen Windes gefordert, da eine allmähliche Zunahme des Massentransports zur Küste hin beobachtet wird (PARISH et al. 1987).

Ein befriedigende Deutung des Sommerminimums kann derzeit noch nicht gegeben werden. Man darf annehmen, daß der stratosphärisch-troposphärische Austausch einen solchen Jahresgang besitzt und somit die oberflächennahe Ozonkonzentration steuert. Als Prüfstein einer solchen

Vorstellung kann das $^7\text{Be}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnis genommen werden, welches als Tracer für stratosphärische Luft angesehen werden kann. Dieses Verhältnis steigt bereits ab Mitte Dezember an (MÜNNICH u. WAGENBACH, pers. Mitt.), was auf sich verstärkenden Zustrom von Luft stratosphärischen Ursprungs hindeutet. Das Ozon beginnt jedoch erst im März wieder anzusteigen und folgt daher nicht streng dem troposphärisch-stratosphärischen Austausch.

4 Ozon und meteorologische Größen

Da Ozon ein reaktives Gas ist, muß auch die Frage untersucht werden, ob es Hinweise darauf gibt, daß das Meer die Konzentration beeinflusst.

Das Meer stellt eine, wenn auch sehr schwache Ozonsenke dar (ALDAZ 1969). In diesem Fall sollte sich bei schwachem Wind eher ein Vertikalgradient zeigen, als bei starkem Wind mit intensiver Vertikalvermischung. In der Tat nimmt mit steigender Windgeschwindigkeit bei einer Windrichtung zwischen 70° und 90° die Konzentration zu (Abb. 4). Diese Zunahme ist in den Monaten Januar bis März (Kurve b), also bei überwiegend offenem Meer, schwächer als in den Monaten Oktober bis Dezember (Kurve a) bei überwiegend eisbedecktem Meer. Kommt der Wind aus Richtungen 90°-110° (Kurve c), so zeigt sich anfangs auch eine Zunahme, bei starkem Wind aber wieder eine Abnahme der Ozonkonzentration. In den Wintermonaten fehlt im Sektor 70°-90° ebenfalls die Windgeschwindigkeitsabhängigkeit. Diese Untersuchungen müssen jedoch noch fortgeführt werden, ehe endgültige Schlüsse gezogen werden können, doch scheint ein Ozonabbau über offenem Wasser angedeutet zu sein. Diese Vermutung wird durch eine weitere Beobachtung vom Schiff bestätigt: In der Nähe der antarktischen Halbinsel traten am 9.2.78 für einen längeren Zeitraum etwa halbstündige Schwingungen der Ozonkonzentration auf (Abb. 5). Die meteorologische Situation war vor dem Frontendurchgang durch arktischen Stratus geprägt, der über schneefreiem Felsenuntergrund durch Wolkenstraßen aufgebrochen war. Die dort aktiven Cumuli sorgten zeitweise für eine stärkere Vertikaldurchmischung der oberflächennahen stabil geschichteten Luft, wobei sich höhere Ozonkonzentrationen in Oberflächennähe einstellten. Ein Kaltfrontdurchgang um 18° beendete die Situation. Ob Vertikalgradienten mit geringen Konzentrationen unter Stratus in Oberflächennähe im Sommer ausgeprägter sind als im Winter, läßt sich an Hand des vorliegenden Meßmaterials nicht entscheiden.

Die Sonnenstrahlung könnte ebenfalls von Bedeutung sein, da wegen der hohen Albedo die Strahlung sehr intensiv ist und deshalb praktisch wenigstens zweimal, bei Reflexion an der Wolkenunterseite sogar mehrfach die untere Luftschicht durchquert. Es ergibt sich zwar eine Abnahme der Ozonkonzentration mit zunehmender Strahlung, jedoch ist ein solcher Zusammenhang allein noch nicht aussagekräftig. ITO (1983) hat bereits aus Messungen in Syowa auf einen Zusammenhang zwischen der Bildung von Aitkenpartikeln und Sonnenstrahlung hingewiesen. Ob Ozon hierbei eine Rolle spielt, ist unbekannt. Hier sind ebenfalls weitergehende Untersuchungen notwendig, um eventuelle Zusammenhänge nachzuweisen.

5 Tägliche Variationen

Tagesgänge können Aufschluß über chemische Umsetzungen des Ozons liefern und sind daher interessant, weil die meteorologischen Bedingungen festgelegt werden können, unter denen solche Reaktionen bevorzugt ablaufen.

Die bisher vorliegenden mittleren monatlichen Tagesgänge sind nur schwach ausgeprägt. Die Unterschiede zwischen Tagesmaximum und -minimum betragen im Mittel nur 1-2 ppb. Die Lage des Tagesmaximums ist uneinheitlich, jedoch liegen bevorzugte Eintrittsstunden zwischen 7⁰⁰ und 10⁰⁰ vormittags und mit etwas geringerer Häufigkeit um etwa 22⁰⁰ Ortszeit. Diese mittleren monatlichen Tagesgänge sind jedoch wenig aussagekräftig. Auch hier können erst weitergehende Untersuchungen zu einem besseren Verständnis führen, denn offenbar sind die Einflüsse der verschiedenen Parameter auf den Tagesgang von ähnlicher Größenordnung, so daß je nach Kombination dieser Parameter ein uneinheitliches Bild zustande kommt. Die Tagesgänge können außerdem durch eine an frisch gefallenem Schnee vermutete Absorption von Ozon und späterer Desorption beeinflusst werden. GALBALLY und

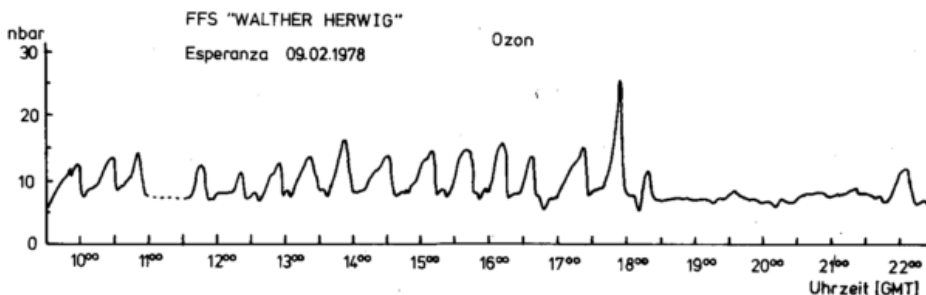


Abb. 5: Originalregistrierung der Ozonkonzentration am 9.2. 1978 in der Weddellsee in der Nähe von Esperanza. Erläuterung siehe Text.

ALLISON (1972) beobachteten bei Messungen der Ozonkonzentration in zwei Höhen über Neuschnee höhere Konzentrationen im unteren Niveau. Die zwischen den zwei Höhen gefundene Differenz war größer als der Instrumentenfehler, weshalb auf eine Desorption geschlossen wurde. Bei insgesamt nur schwach ausgeprägten Tagesgängen können die Verläufe durch solche Effekte durchaus beeinflusst werden.

Interessant sind aber auch die Schwankungen von Tag zu Tag, da hieran abgelesen werden kann, zu welcher Jahreszeit Umstellungen in der Atmosphäre vorgehen. Betrachten wir als Maß die mittlere Streuung der Ozonkonzentration, so liegen diese Werte meist zwischen 2 und 2,5 ppb. Im August und September tritt ein klares Maximum auf (August 3.8 ppb, September 3.3 ppb), was bedeutet, daß zu dieser Zeit meteorologische Prozesse ablaufen, die zu einer stärkeren Unruhe der Ozonkonzentration führen als dies sonst im Jahresverlauf der Fall ist. Über die Ursache gibt es aber noch nicht einmal Vermutungen.

6 Ausblick

Der Jahresgang des Ozons in der Antarktis ist bisher noch nicht befriedigend zu deuten. Insbesondere die Entstehung des Sommerminimums und der Grund für die Phasenverschiebung zwischen Luftbeimengungen stratosphärischen Ursprungs und Ozon in der Größenordnung mehrerer Mo-

nate ist unverstanden. Es gibt einige Hinweise, daß verstärkter Abbau an der Meeresoberfläche im Sommer nach dem Schmelzen des Eises beitragen kann, jedoch erfordert ein überzeugender Nachweis längere Meßreihen, damit für bestimmte meteorologische Situationen genügend Fallbeispiele zusammenkommen.

Danksagung

An dieser Stelle sei allen Überwinterern, die die Ozonmessung betreut haben, herzlich gedankt.

Literatur

- ALDAZ, L.: Flux measurements of atmospheric ozone over land and water. *J. Geophys. Res.* 74 (1969) S. 6943-6946.
- ARPE, K.; C. BRANKOVIC; E. ORIOL; P. SPETH: Variability in time and space of energetics from a long series of atmospheric data produced by ECMWF. *Beitr. Phys. Atm.* 59 (1986) S. 321-355.
- BROMWICH, D. H.: Some considerations in deriving poleward water vapor transport values for coastal east Antarctica. *A.J.U.S.* 13 (1978) S. 196-197.
- DÜTSCH, H. U.: The ozone distribution in the atmosphere. *Can. J. Chem.* 52 (1974) S. 1491-1504.
- GALBALLY, I. E.; I. ALLISON: Ozon fluxes over snow surfaces. *J. Geophys. Res.* 77 (1972) S. 3946-3949.
- GALBALLY, I. E.: The origin of ozone in the troposphere over Antarctica, in: *Antarctica: Weather and Climate*, ed. N. W. Young, Univ. of Melbourne, Parkville, Australia 1981, S. 75-79.
- ITO, T.: Study on properties and origins of aerosol particles in the Antarctic atmosphere. *Papers in Met. and Geophys.* 34 (1983) S. 151-219.
- KOLBIG, J.; W. WARMBT: Messungen des bodennahen Ozons in Mirny - Antarktika. *Z. Meteor.* 28 (1978) S. 274-277.
- OLTMANS, S. J.; W. D. KOMHYR: Surface ozone in Antarctica. *J. Geophys. Res.* 81 (1976) S. 5359-5364.
- OLTMANS, S. J.; W. D. KOMHYR: Surface ozone distributions and variations from 1973-1984. Measurements at the NOAA geophysical monitoring for climatic change baseline observatories. *J. Geophys. Res.* 81 (1986) S. 5229-5236.
- PARISH, T. R.; K. T. WAIGHT III: The forcing of Antarctic katabatic winds. *Mon. Weath. Rev.* 115 (1987) S. 2214-2226.
- ROBINSON, E.; D. CLARC; D. R. CROWN; W. L. BAMESBERGER; A. W. HOGAN: Stratospheric-tropospheric ozone exchange in Antarctica caused by mountain waves. *J. Geophys. Res.* 88 (1983) S. 10.708-10.720.
- RUBIN, M. J.; W. S. WEYANT: The mass and heat budget of the Antarctic atmosphere. *Mon. Weath. Rev.* 91 (1963) S. 487-493.

- SANAK, J.; G. LAMBERT; B. ARDONIN: Measurements of stratosphere-to-troposphere exchange in Antarctica by using short-lived cosmonuclides. *Tellus* 37B (1985) S. 109-115.
- SOLOT, S. B.: GHOST atlas of the southern hemisphere. NCAR Publ. (1967) cit. in W. SCHWERDTFEGER: *Weather and Climate of the Antarctic*. Elsevier, Amsterdam 1984.
- TOLSON, R. H.: Spatial and temporal variations of monthly mean total columnar ozone derived from 7 years of BUV data. *J. Geophys. Res.* 86 (1981) S. 7312-7330.
- WEXLER, H.; W. B. MORELAND; W. S. WEYANT: A preliminary report on ozone observations at Little America, Antarctica. *Mon. Weath. Rev.* 88 (1960) S. 43-54.

- WISSE, J. A.; A. J. MEERBURG: Ozone observations at Base King Boudouin in 1976 and 1966. *Arch. Met. Geophys. Bioklim. Ser. A*, 18 (1969) S. 41-54.
- WINKLER, P.: Ozonmessungen über See. *Promet* 17 (1987) S. 36-40.
- WINKLER, P.: Surface ozone over the Atlantic ocean. *J. Atmosph. Chem.* 7 (1988) 73-91.
- WMO: Atmospheric ozone, 1985, WMO Report No. 16 I-III, Genf 1987.

6 P. J. CRUTZEN

Ozonabnahmen in der antarktischen Stratosphäre

1 Einleitung

Seit Beginn des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1958-1959 werden nun schon seit fast 30 Jahren Messungen des Gesamt Ozons an mehreren Bodenstationen in der Antarktis durchgeführt. Als besonders wichtig haben sich die Langzeitmessungen an zwei Stationen erwiesen, an der britischen Station Halley Bay (76°S, 27°W) und an der japanischen Station Syowa (69°S, 40°W). Wie Abbildung 1 zeigt, sind im antarktischen Frühlingsmonat Oktober seit Ende der 70er Jahre deutliche Abnahmen des Gesamt ozons eingetreten, wie sie innerhalb der letzten 30 Jahre noch nie beobachtet worden waren (FARMAN et al. 1985; CHUBACHI u. KAJIWARA 1986). Messungen von Satelliten aus haben gezeigt, daß die starken Ozonabnahmen über dem ganzen antarktischen Kontinent auftreten (STOLARSKI et al. 1986). Weitere wichtige Informationen lieferten Messungen des Ozonprofils, die über der Station Syowa ausgeführt wurden. Sie zeigten Abnahmen der Ozonkonzentration in den Monaten August-September (Abb. 2a, CHUBACHI 1985), besonders in der unteren Stratosphäre (50-100 mb). Es ist klar, daß an Stelle des gewöhnlichen Ozonmaximums in diesem Höhenbereich (15-20 km) innerhalb von zwei Monaten ein Minimum der Ozonkonzentration entstanden ist, das sogenannte *Ozonloch*. Selbstverständlich hat die Ursache für diese ungewöhnlich drastische Entwicklung die Stratosphärenwissenschaftler in den vergangenen Jahren stark beschäftigt. Im folgenden Text geben wir eine kurze Darstellung und Beurteilung verschiedener Hypothesen, die in den letzten Jahren für dieses Phänomen aufgestellt wurden.

2 Geänderte stratosphärische Dynamik

Obwohl das stratosphärische Ozon durch photochemische Prozesse erzeugt wird, wurde schon vor etwa 60 Jahren erkannt, daß die Abhängigkeit des Gesamt ozons von Breite und Jahreszeit nur durch dynamische Prozesse in der unteren Stratosphäre erklärt werden kann (DOBSON et al. 1929). Es lag deshalb nahe, als Hauptursache für die drastischen Ozonabnahmen in der Antarktis eine geänderte Dynamik der unteren Stratosphäre anzunehmen. Dabei

wurden die beobachteten Abnahmen der Ozonkonzentration auf eine Abnahme des Ozontransports aus äquatorialen Breiten und vor allem auf einen Aufwärtstransport aus der Troposphäre in die Stratosphäre zurückgeführt. Da auch das Monatsmittel der gemessenen Temperaturen für Oktober zwischen 1979 und 1985 einen Abwärtstrend zeigte, meinte man, einen Hinweis auf eine solche Entwicklung entdeckt zu haben (NEWMAN u. SCHOEBERL 1986). Die gemessenen Ozonabnahmen lassen sich aber mindestens zum Teil auch durch eine Abnahme der Ozonkonzentrationen in der unteren Stratosphäre erklären,

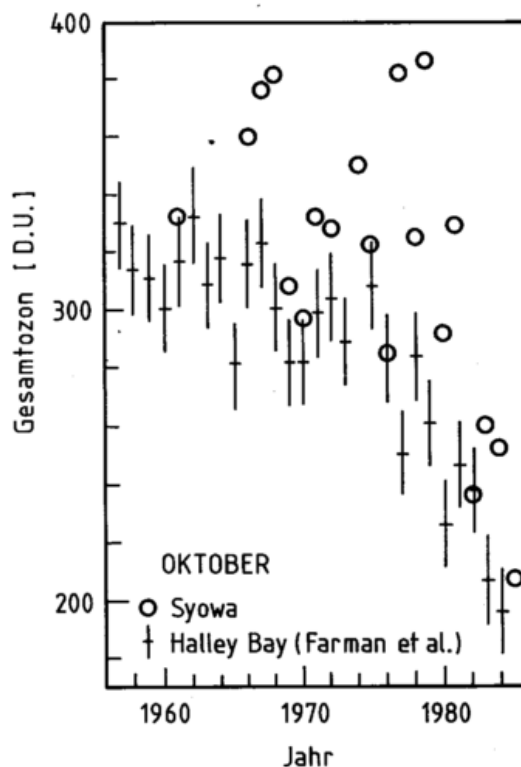
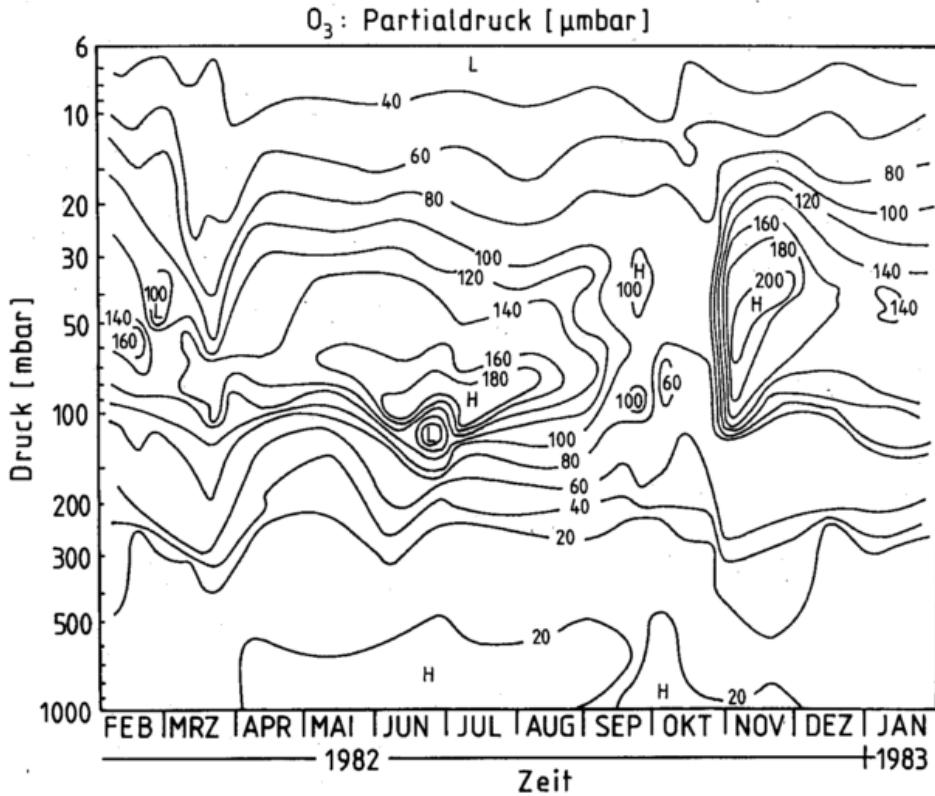


Abb. 1: Monatliche Mittelwerte des Gesamt ozons in der Atmosphäre im Oktober, gemessen seit Ende der 50er Jahre über Syowa und Halley Bay (n. CHUBACHI und KAJIWARA 1986) (300 DÜ entspricht 3 mm Ozon bei Normaldruck und -temperatur).

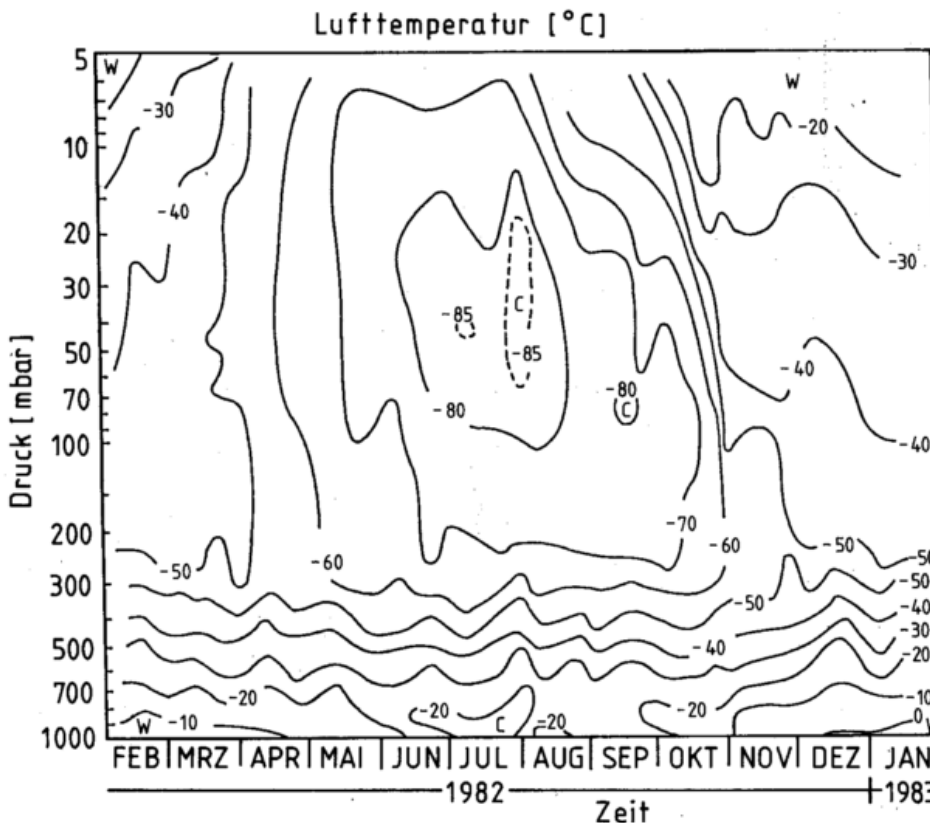
die dann zu einer geringeren solaren Erwärmung führen würden.

Messungen einiger Spurenstoffe troposphärischen Ursprungs in der unteren Stratosphäre schließen jedoch eine geänderte Dynamik der unteren Stratosphäre als Hauptursache für das Ozonloch aus. Falls nämlich eine durchschnittliche Aufwärtsbewegung aus der Troposphäre in die Stratosphäre stattfände, müßte man auch eine Zunahme charakteristischer troposphärischer Gase beobachten. Dies

war aber nicht der Fall. Beobachtungen von N_2O zeigen stattdessen ungewöhnlich niedrige Konzentrationen dieses Spurenstoffs in der unteren Stratosphäre. Dies läßt eindeutig auf Abwärtstransport aus der mittleren und oberen Stratosphäre schließen (PARISH et al. 1988). Da ein solcher Transport eigentlich zu einer erhöhten Gesamtsäulendichte des Ozons führen müßte, ergibt sich eindeutig, daß in den letzten Jahren in den Monaten September und Oktober über der Antarktis ein starker chemischer Abbau des Ozons stattgefunden haben muß.



a



b

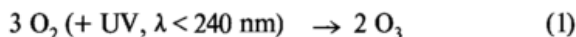
Abb. 2: Vertikalprofile gemessener Ozon-Partialdrucke (in μmb) (2a) und Temperaturen (in $^{\circ}\text{C}$) (2b) über der Station Syowa zwischen Februar 1982 und Januar 1983 (n. CHUBACHI 1985).

3 Chemische Erklärungen für das Ozonloch

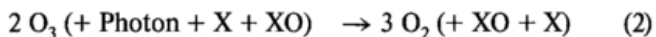
Es sind hauptsächlich zwei Klassen von reaktiven gasförmigen Substanzen, die für den Ozonabbau in der Stratosphäre in Frage kommen, die Stickoxide ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$) und die Chloroxide ($\text{ClO}_x = \text{Cl} + \text{ClO}$). Von CALLIS und NATARAJAN (1986) wurde als Mechanismus vorgeschlagen, daß durch die zunehmende Sonnenaktivität zwischen 1979 und 1985 größere Mengen von NO_x aus größeren Höhen in die Stratosphäre transportiert wurden. Diese Theorie steht aber in krassem Widerspruch zu den Beobachtungen, die gerade zur Zeit der stärksten Ozonabnahme ein Minimum in der Gesamtsäule von NO_2 (s. Abb. 3) in der Stratosphäre feststellen (SHIBASAKI et al. 1986; KEYS u. JOHNSTON 1986).

Es bleibt also die Möglichkeit, daß die Ozonabnahmen auf die stark ansteigenden Konzentrationen von ClO_x -Radikalen in der Stratosphäre zurückzuführen sind, die dort pro Jahr um etwa 4% zunehmen. Um diese Möglichkeit zu diskutieren, geben wir zunächst eine kurze Übersicht über die wichtigsten Prozesse, die die Bildung und den Abbau des stratosphärischen Ozons bestimmen.

Das stratosphärische Ozon entsteht bei der Spaltung von O_2 durch Absorption ultravioletter Strahlung mit Wellenlängen durch 240 nm und durch Rekombination der beiden gebildeten O-Atome mit O_2 :



Das in der Stratosphäre gebildete Ozon wird zum größten Teil dort auch wieder abgebaut, und nur etwa 1% wird nach unten in die Troposphäre transportiert. Für den effektiven Abbau des stratosphärischen Ozons sind hauptsächlich katalytische Prozesse verantwortlich, die folgendermaßen zusammengefaßt werden können:



Das Ozongleichgewicht in der Stratosphäre beruht hauptsächlich auf der katalytischen Wirkung der Stickoxide NO_x ($\text{X} = \text{NO}$, $\text{XO} = \text{NO}_2$) (CRUTZEN 1970). Diese werden in der Stratosphäre bei der Oxydation von Lachgas (N_2O) gebildet, das beim biologischen Stickstoffkreislauf in Böden und Ozeanen freigesetzt wird. Deshalb nimmt der globale N_2O -Gehalt der Atmosphäre mit 0.2-0.3% pro Jahr zu (WMO 1985).

In zunehmendem Maße wird das Ozongleichgewicht in der Stratosphäre durch wachsende Konzentration von ClO_x -Radikalen ($\text{X} = \text{Cl}$, $\text{XO} = \text{ClO}$) beeinflusst. Unter natürlichen Bedingungen entstehen anorganische gasförmige Chlorverbindungen nur aus Methylchlorid (CH_3Cl), das mit einem Mischungsverhältnis von etwa 0.6 ppb in der ungestörten Atmosphäre vorkommt und wohl hauptsächlich durch Meeresalgen gebildet wird. Durch industrielle Aktivitäten sind der Atmosphäre in den letzten 30 Jahren so viele organische Chlorverbindungen, wie CCl_4 , CH_2Cl_2 , CCl_3 und die FCKW-Gase CFCl_3 , CF_2Cl_2 und $\text{C}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$, zugeführt worden, daß der atmosphärische Gehalt an anorganischen Chlorgasen (HCl , ClO_x , ClONO_2), in der Stratosphäre auf das vier- bis fünffache gestiegen ist. 1974 hatten MOLINA und ROWLAND als erste davor gewarnt, daß in Zukunft der weitere Ausstoß von FCKW-Gasen zu starken Ozonabnahmen führen würde. Heute wachsen die

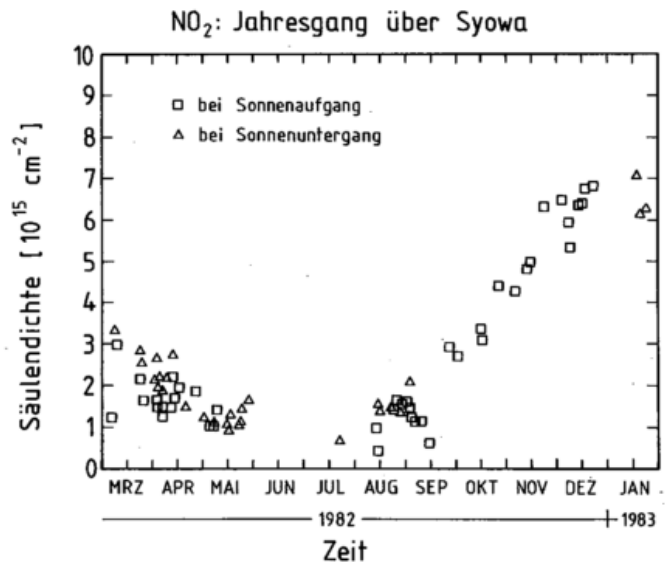
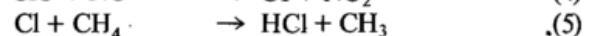
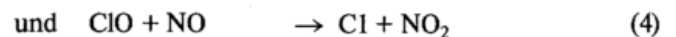


Abb. 3: Gesamtsäule des atmosphärischen NO_2 über der Station Syowa (in 10^{15} Moloküle/ cm^2 (n. SHIBASAKI et al. 1986).

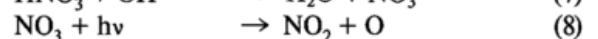
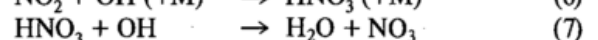
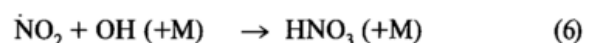
Konzentrationen der FCKW-Gase in der Stratosphäre jährlich um etwa 4%, obwohl die Emissionsrate weltweit kaum mehr zunehmen.

Die Ozonzerstörung durch die wachsende Konzentrationen der Katalysatoren NO_x ($\sim 0.2\text{-}3\%$ /Jahr) und vor allem ClO_x ($\sim 4\%$ /Jahr) ist nicht nur eine einfache Addition der individuellen Effekte von NO_x und ClO_x . Es finden vielmehr wichtige Rückkopplungen statt, die das Ozon teilweise vor Zerstörung schützen, insbesondere durch die Reaktionen:



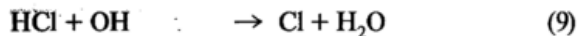
Durch Reaktion (3) werden die katalytischen ClO - und NO_2 -Radikale in Chlornitrat umgewandelt und durch die Reaktionen (4) und (5) wird HCl gebildet. Sowohl ClONO_2 und auch HCl reagieren nicht mit Ozon. Reaktion (5) zeigt, daß Methan eine positive Auswirkung auf die stratosphärische Ozonkonzentration hat.

Insgesamt zeigt sich, daß die beschriebene Wechselwirkung mit den NO_x -Radikalen dazu beiträgt, den katalytischen Abbau des Ozons durch die stark zunehmenden Konzentrationen von ClO_x -Radikalen zu bremsen, obwohl auch die NO_x -Radikale zum Ozonabbau beitragen und in der natürlichen Atmosphäre sogar die Ozonbilanz bestimmen. Der Effekt wird außerdem noch dadurch verstärkt, daß NO_2 und HNO_3 über die Reaktionen

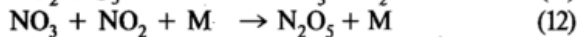
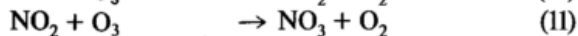


gemeinsam die katalytischen OH -Radikale abbauen und dadurch eine entscheidende Bildungsreaktion für die ozon-

abbauenden ClO_x - (= Cl + ClO) Radikale bremsen, nämlich

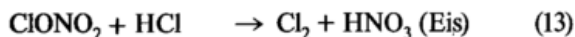


Das Auftreten des antarktischen Ozonlochs wird nun folgendermaßen erklärt: Während der langen Polarnacht werden zunächst NO und NO_2 in N_2O_5 umgewandelt:

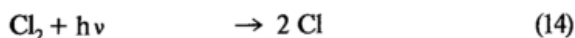


N_2O_5 wird dann bei den vorherrschenden tiefen Temperaturen auf Nitrat-Aerosol oder Eiskristallwolken, den sogenannten *polar stratospheric clouds* (PSCs) ausgefroren (CRUTZEN u. ARNOLD 1986; TOON et al. 1986). Dadurch werden die NO_x -Radikale aus der Gasphase entfernt, welches die Beobachtungen erklärt (Abb. 3). Dabei wird Salpetersäure gebildet, die ein wichtiger Bestandteil der PSC ist. Das ausgedehnte Vorkommen von PSCs wurde besonders für die Antarktis durch Satellitenbeobachtungen gezeigt (McCORMICK u. TREPTE 1986).

Außerdem haben MOLINA et al. (1987) und TOLBERT et al. (1987) entdeckt, daß bei sehr tiefen Temperaturen auch HCl in den Eisparkeln ausgefroren werden kann. Dadurch können sich durch die Reaktion

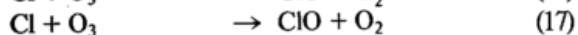
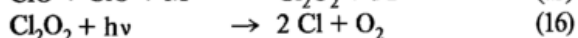
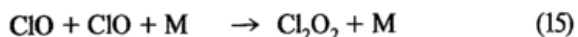


und durch die Photolyse von Cl_2 durch ultraviolette Sonnenstrahlung



im arktischen Frühjahr hohe Konzentrationen an ClO_x -Radikalen bilden.

Die Kombination der oben erwähnten Prozesse führt während des antarktischen Frühjahrs zu einer außergewöhnlich starken Anreicherung von ClO-Radikalen, die das Ozon der unteren Stratosphäre durch die katalytische Reaktionskette



sehr effektiv abbauen können. Optische Messungen vom Boden aus, die über der amerikanischen Station McMurdo gemacht wurden, haben in der Tat gezeigt, daß ungewöhnlich hohe Konzentrationen von ClO (De ZAFRA et al. 1987) und vom Folgeprodukt OClO (SOLOMON et al. 1987) vorkommen. Auch Messungen von Jim Anderson und seinen Mitarbeitern von der Harvard University im vergangenen September in der antarktischen Stratosphäre haben dort sehr hohe Konzentrationen des ClO-Radikals genau im Ozonloch nachgewiesen, wie sie die beschriebenen photochemischen Prozesse erwarten lassen. Alles spricht also dafür, daß das *Ozonloch*, das während der

letzten 10 Jahre im antarktischen Frühjahr aufgetreten ist, auf den stark gestiegenen Ausstoß von FCKW-Gasen (CFCl_3 , CF_2Cl_2 , CCl_4 , $\text{C}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$) zurückzuführen ist. Wegen der langen Verweilzeit der FCKW-Gase in der Atmosphäre muß man leider erwarten, daß es sich erst in etwa 100 Jahren wieder schließen dürfte. Glücklicherweise gibt es keine Hinweise dafür, daß sich eine derart drastische Ozonabnahme auch im Nordpolargebiet entwickelt. Dies ist damit zu erklären, daß hier die Temperaturen viel seltener so tief sinken, daß PSCs gebildet werden. Vorsicht ist allerdings geboten. Eine umfassende und kritische Analyse des Ozontrends auf der Nordhalbkugel zeigte für die Breitengürtel $30^\circ\text{-}39^\circ\text{N}$, $40^\circ\text{-}52^\circ\text{N}$ und $53^\circ\text{-}64^\circ\text{N}$ Abnahmen des Gesamt Ozons. Zwischen 1969 und 1986 sank hier das Jahresmittel um 1,7%, 3,0% bzw. 2,3%. Die stärksten Abnahme in diesem Zeitraum traten in den Wintermonaten auf und betragen 2,3%, 4,7% bzw. 6,2%. Diese Abnahmen, vor allem die im Winter, sind größer, als es die Modellrechnungen vorhersagen; möglicherweise finden zusätzliche, bisher noch unbekannte chemische Reaktionen statt. Eine starke Einschränkung der weltweiten FCKW-Emissionen, die deutlich über die international vereinbarte Rate von 50% bis zum Ende des Jahrhunderts hinausgeht, scheint deshalb dringend geboten.

Literatur

- CALLIS, L. B.; NATARAJAN (1986): The Antarctic ozone minimum: Relationship to odd nitrogen, odd chlorine, the final warming, and the 11-year solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 91, S. 10.771-10.769.
- CHUBACHI, S., (1985): A special ozone observation at Syowa station, Antarctica from February, 1982 to January, 1983, in *Handbook for MAP*, Band 18 (S. Kato, Hrsg.), S. 453-457 (SCOSTEP, Universität Illinois, Urbana).
- CHUBACHI, S.; R. KAJIWARA (1986): Total ozone variations at Syowa, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 13, S. 1197-1198.
- CRUTZEN, P. J. (1970): The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content, *Quart. J. Roy. Soc.*, 96, S. 320-325.
- CRUTZEN, P. J.; F. ARNOLD (1986): Nitric acid cloud formation in the cold, Antarctic, stratosphere: a major cause for the springtime ozone hole, *Nature*, 324, S. 651-655.
- DeZAFRA, R. L.; M. JARAMILLO; A. PARRISH; P. SOLOMON; B. CONNOR; J. BARNETT (1987): High concentrations of chlorine monoxide at low altitudes in the Antarctic spring stratosphere: diurnal variation, *Nature*, 328, S. 408-411.
- DOBSON, G. M. B.; D. N. HARRISON; J. LAWRENCE (1929): Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions, *Proc. Roy. Soc.*, A122, S. 456-486.
- FARMAN, J. C.; B. G. GARDINER; J. D. SHANKLIN (1985): Large losses of total ozone reveal seasonal ClO_x/NO_x interactions, *Nature*, 315, S. 207-210.
- KEYS, J. G.; P. V. JOHNSTON (1986): Stratospheric NO_2 und O_3 in Antarctica: Dynamic and chemically controlled variations, *Geophys. Res. Lett.*, 13, S. 1260-1263.
- McCORMICK, M. P.; C. R. TREPTE (1986): SAM II measurements of antarctic PSC's and aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 13, S. 1276-1279.
- MOLINA, M. J.; F. S. ROWLAND (1974): Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalysed destruction of ozone, *Nature*, 249, S. 810-814.

- MOLINA, M. J.; T. L. TSO; L. T. MOLINA; F. C. Y WANG (1987): Antarctic stratospheric chemistry of chlorine nitrate, hydrogen chloride, and ice: Realease of active chlorine, *Science*, 238, S. 1253-1258.
- NEWMAN, P. A.; M. R. SCHOEBERL (1986): October Antarctic temperature and total ozone trends form 1979-1985, *Geophys. Res. Lett.*, 13, S. 1206-1209.
- Ozone Trends Panel. NASA Headquarters, Pressekonferenz, 15. März 1988.
- PARISH, A.; R. L. DeZAFRA; M. JARAMILLO; B. CONNOR; P. M. SOLOMON; J. W. BARRETT (1987): Extremely low N_2O concentrations in the springtime stratosphere at McMurdo Station, Antarctica, *Nature*, 332, S. 53.
- SHIBASAKI, K.; N. IWAGAMI; T. OGAWA (1986): Stratospheric nitrogen dioxide observed by ground-based and balloon-borne techniques at Syowa Station 69.0°S, 39.6°E, *Geophys. Res. Lett.*, 13, S. 1268-1271.
- SOLOMON, S.; G. H. MOUNT; R. W. SANDERS; A. L. SCHMELTEKOPF (1987): Visible spectroscopy at McMurdo station, Antarctica, 2. Observations of OCLO, *J. Geophys. Res.*, 92, 8329-8338.
- STOLARSKI, R. S.; A. J. KRUEGER; M. R. SCHOEBERL; R. D. McPETERS; P. A. NEWMAN; J. C. ALPERT (1986): Nimbus 7 satellite measurements of the springtime Antarctic ozone decrease, *Nature*, 322, S. 808-811.
- TOLBERT, M. J.; M. J. ROSSI; R. MALHOTRA; D. M. GOLDEN (1987): Reaction of chlorine nitrate with hydrogen chloride and water at antarctic stratospheric temperatures, *Science*, 238, S. 1258-1259.
- TOON, O. B.; P. HAMILL; R. P. TURCO; J. PINTO (1986): Condensation of HNO_3 and HCl in the winter polar stratospheres, *Geophys. Res. Lett.*, 13, S. 1284-1287.
- WMO (1985): Atmospheric Ozone 1985, Global ozone research and monitoring project, report Nr. 16, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

7 J. OERLEMANS Das antarktische Inlandeis im Klimasystem

1 Einführung

Der Antarktische Eisschild bildet ein sehr großes Süßwasserreservoir; dort liegen etwa 30 Millionen km^3 Wasser in gefrorenem Zustand auf dem Kontinent. Im Vergleich dazu ist das Grönlandeis mit 2.6 Millionen km^3 nur eine kleine Menge. Der Anteil von Gebirgsgletschern und kleinen Eiskappen am totalen Landeisvolumen ist noch viel unbedeutender, denn es handelt sich dabei um nur 180 Tausend km^3 .

Die Oberfläche der Antarktis beträgt 14 Millionen km^2 . Das ist ungefähr 2.5% der gesamten Erdoberfläche oder 3.6% der irdischen Wasseroberfläche. Der letzte Wert ist wichtig, wenn man Änderungen des Meeresspiegels berechnen will.

Obwohl von der ersten Vergletscherung des antarktischen Kontinentes nicht sehr viel bekannt ist, nimmt man doch an, daß der Eisschild vor etwa 30 bis 40 Millionen Jahren seinen heutigen Umfang erreichte. Dies kann aus Tiefseesedimentkernen der südlichen Ozeane abgeleitet werden. Die Änderungen der relativen Konzentrationen der Sauerstoffisotope O^{18} und O^{16} zeigen, daß in jener Zeit die Wassertemperaturen stark abgesunken waren (PITTOCK et al. 1978). Es ist wahrscheinlich, daß diese Abkühlung mit einer beträchtlichen Zunahme der Eisbedeckung einherging. Allgemein ist aber anzunehmen, daß die wesentliche Ursache der Vergletscherung der Antarktis in der Kontinentaldrift liegt.

Der momentane Zustand des Eisschildes ist ziemlich stabil. Selbst Änderungen der Lufttemperatur von 5 oder 10 K werden das Eisvolumen um höchstens 10 oder 20% ändern, dennoch haben solche Änderungen einen großen Einfluß auf die Lebensbedingungen, da eine Verringerung des Eisvolumens um 1% den Meeresspiegel um 70 cm ansteigen läßt.

Der antarktische Eisschild beeinflusst das Klima auf ver-

schiedene Weise, und eine Klimaänderung führt wiederum zu Variationen der Landeisausdehnung. Eine Zunahme der Vergletscherung erhöht die Bodenabdo der Sonnenstrahlung und verursacht ein Absinken des Meeresspiegels. Fließen die Eismassen schließlich über die Schelfeise ins Meer, wirken sie sich auf die Wassermassen der Ozeane, insbesondere die Tiefen- und Bodenwassererzeugung aus.

2 Das antarktische Eis und der Energiehaushalt des Klimasystems

Es ist lehrreich, zunächst einige Daten des Energiehaushaltes zu vergleichen. Zum Abschmelzen des auf dem antarktischen Kontinent gespeicherten Eises würde eine Energie von 9.3×10^{24} J notwendig sein. Zum Vergleich zeigt die Tabelle 1 einige charakteristische Energiegrößen des Klimasystems.

Tabelle 1: Globaler Energiehaushalt des Klimasystems

Schmelzen des antarktischen Eisschildes:	9.3×10^{24} J
Erhöhung der Ozeantemperatur um 1 K	5.8×10^{24} J
Erhöhung der Atmosphärentemperatur um 1 K	5.1×10^{21} J
von der Erde absorbierte Sonnenstrahlung pro Jahr	3.8×10^{24} J
latente Energie des Niederschlages in der Antarktis pro Jahr	8.6×10^{20} J

Die Größenordnung der genannten Schmelzwärme ist sowohl vergleichbar mit der gesamten jährlich durch Erdoberfläche und Atmosphäre absorbierten Sonnenstrahlung, als auch mit der Energiemenge, die zur Erwärmung der Ozeane um ein Grad benötigt wird. Demnach wird der totale Energiehaushalt des irdischen Klimasystems durch Änderungen des antarktischen Eises nicht wesentlich verändert. Bei einem Abschmelzen der Eiskappe in 1000 Jahren, was unvermutet schnell wäre, betrüge die Störung der Energiebilanz etwa 0.5 W/m^2 . Im Vergleich zur mittleren Absorption der Sonnenstrahlung (239 W/m^2) ist dieser Betrag unbedeutend.

Die globale Abkühlung der Luft, die ein derartiges Abschmelzen der Eiskappe verursachen würde, folgt aus der Strahlungsbilanz:

$$Q(1 - \alpha) = F = a + bT \quad (1)$$

Hier ist Q die mittlere eintreffende Sonnenstrahlung (342 W/m^2) und α die planetare Albedo. Auf der rechten Seite findet man, in linearisierter Form die ausgehende terrestrische Strahlung. Die Koeffizienten a und b können für trockene Luft aus dem Strahlungsgesetz von Stefan-Boltzmann abgeleitet werden. Aus Satellitenmessungen von ELLES und VON DER HAAR (1976) weiß man, daß in der Atmosphäre zusätzlich die Temperatur-Wasserdampf-Rückkopplung zu berücksichtigen ist. Mit steigender Temperatur nimmt auch der Wasserdampfgehalt zu, was zu einem höheren Absorptionskoeffizienten führt und einen kleineren effektiven Wert von b impliziert. Wenn man jetzt die Strahlungsbilanz für den heutigen Zustand linearisiert, findet man: $a = 239.4 \text{ W/m}^2$ und $b = 2.04 \text{ W/m}^2\text{K}$. Die planetare Albedo liegt bei 0.3.

Bei der Berechnung der Klimareaktion auf eine Störung in der Strahlungsbilanz δS (-0.5 W/m^2 in diesem Fall) muß auch die Albedo-Temperatur-Rückkopplung berücksichtigt werden. Eine sinkende Temperatur, zum Beispiel, ermöglicht eine Zunahme der Schnee- und Eisbedeckung. Die Beziehung lautet: $\delta\alpha/\delta T = \beta$ ($<0!$). Es ist nun sehr einfach zu sehen, daß gilt:

$$\delta T = \delta S / (\beta + \beta_0) \quad (2)$$

Numerische Experimente mit detaillierten Klimamodellen haben ergeben, daß ein reeller Wert von β bei etwa -0.002 K^{-1} liegt. Aus der Beziehung folgt dann, daß das Abschmelzen des antarktischen Landeises in 1000 Jahren die Temperatur weltweit um 0.37 K absinken ließe, also nur eine kleine Wirkung hätte. Weiter ist von Bedeutung, in welchem Maße sich das starke Reflexionsvermögen des Eisschildes auf die weltweite Strahlungsbilanz auswirkt.

Im Vergleich mit einem nicht vergletscherten Kontinent ist die Albedo der Antarktis natürlich sehr groß. Man schätzt leicht ab, daß bei einer eisfreien Erde die absorbierte Sonnenstrahlung um 4% (fast 14 W/m^2) zunehmen würde. Dieser Wert ergibt sich für Verhältnisse auch ohne Meereis unter der Annahme, daß die Albedo des eisfreien antarktischen Kontinentes gleich der eines mittleren Kontinentes wäre. Aus der Gleichung (2) folgt dann, daß die Oberflächentemperatur um etwa 10 K ansteigen müßte, um den Strahlungshaushalt auszugleichen. Demnach könnte die bodennahe Temperatur in Zeiten minimaler Vergletscherung um fast 10 K wärmer gewesen sein, wenn alle übrigen Bedingungen als unverändert angenommen werden, was sicher nicht zutrifft.

Dennoch taugen derart einfache Überlegungen, um z. B. die Hypothese von WILSON (1969) zu betrachten, die besagt, daß die quartären Eiszeiten durch *Surges* des antarktischen Eisschildes initiiert wurden. Bedenkt man, daß ein *Eisurge*, der z. B. 10% der antarktischen Eismasse in etwa einhundert Jahren ins Meer schiebt, nur eine Abkühlung von 0.37 K nach sich zieht, so spricht nichts für dieses Konzept. Auch das unterstellte Anwachsen der

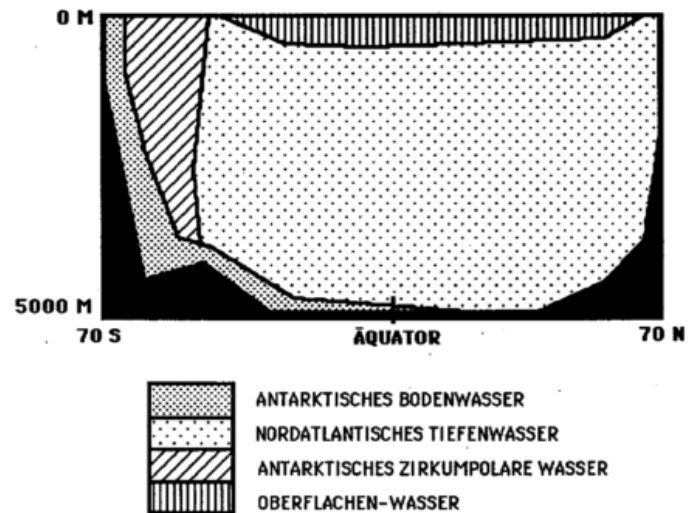


Abb. 1: Wassermassen im Querschnitt durch den Atlantischen Ozean. Das Oberflächenwasser umfaßt noch mehrere Komponenten, die hier nicht gezeigt werden.

Eismengen im südlichen Ozean erscheint als ziemlich unrealistisch, denn die planetare Albedo ist im Bereich des südlichen Ozeans auch jetzt schon ziemlich hoch, weil dort der Bedeckungsgrad der Atmosphäre meistens sehr hoch ist (Wolken haben eine hohe Albedo). Insgesamt ist eine weltweite Abkühlung von mehr als 1 K durch Abschmelzen nicht wahrscheinlich, so daß dieser Prozeß eine großskalige Vergletscherung auf der Nordhalbkugel kaum einleiten kann. Diese globalen Betrachtungen sind sicher recht schematisch und bedeuten nicht, daß das regionale Klima z. B. im antarktischen Raum viel ausgeprägter durch die Eiskappe beeinflusst werden kann. So spielt die Eismasse die Rolle eines thermischen Puffers, in dem u. a. die Wassertemperatur am Rande des Kontinents stets nahe des Gefrierpunktes gehalten wird. Außerdem entspricht das Abschmelzen von im Wasser driftenden Eisbergen einem vom Ozean zur Atmosphäre gerichteten Wärmestrom, wenn die Schmelzwärme dem Wasser entzogen wird. Beim Grönländischen Eisschild ist das nur in geringerem Maße der Fall, weil dort etwa die Hälfte der verflüssigten Eismasse durch Abschmelzen an der Oberfläche abgetaut wird. Ein weiterer klimawirksamer Effekt resultiert aus der Wechselwirkung zwischen dem Eisschild (insbesondere dem Schelfeis) und der ozeanischen Tiefenzirkulation. Abbildung 1 zeigt in einem schematisierten Querschnitt des Atlantischen Ozeans verschiedene charakteristische Wassermassen. Das Antarktische Bodenwasser ist das dichteste Wasser. Es wird wahrscheinlich unter den Schelfeisen des Ross- und besonders des Weddellmeeres gebildet. Die relativ große Salinität dieser Wassermasse kann mit dem Anfriern von Meerwasser am unteren Rand der Schelfeise erklärt werden. Das Antarktische Bodenwasser bewegt sich sehr langsam entlang des Ozeanbodens nordwärts, es wird auch auf der Nordhalbkugel noch angetroffen. Das Antarktische Zirkumpolare Wasser entsteht durch direkte Abkühlung an der Meeresoberfläche. Da die Verdunstung die Salinität nicht so stark anhebt wie die Eisbildung, ist das Zirkumpolare Wasser leichter als das Antarktische Bodenwasser.

Auf der Nordhalbkugel im Bereich der Grönlandsee findet

ein ähnlicher Prozess statt. In diesem Gebiet wird das nordatlantische Tiefenwasser in relativ großen Mengen erzeugt, so daß diese Wassermasse sich weit nach Süden ausbreitet und den großen Transport warmer subtropischer Wassermengen in den Nordatlantik kompensiert. Der Wärmestrom vom Wasser zur Atmosphäre ist im eisfreien Teil der Grönlandsee so beträchtlich, daß dort trotz der kleinen Oberfläche mehr Tiefenwasser entsteht, als in den an den antarktischen Kontinent angrenzenden Meeren. Hier verhindert die ausgedehnte Meereisbedeckung im Winter eine effektive Abkühlung der oberen Wasserschichten.

Der antarktische Eisschild hält die Wassertemperatur zwar nahe am Gefrierpunkt, durch die ungehemmte Meereisbildung wird aber die Entstehung größerer kalter Wassermassen behindert. Wir vermuten demzufolge, daß die Ventilation der Tiefsee u. U. sogar zunehmen kann, wenn die Meereisdecke sich verkleinert.

hat das Material bei 2000 m Tiefe ein Alter von etwa 150.000 Jahren.

Auf dem antarktischen Kontinent ist Abschmelzen an der Oberfläche bei den heutigen Klimabedingungen außergewöhnlich. Selbst in den wärmeren Gebieten an der Küste werden immer noch Jahresmitteltemperaturen von etwa -15°C gemessen. Trotzdem gibt es verschiedene Stellen, wo die Senken die Quellen überwiegen. Der Grund dafür liegt meistens in der Einwirkung des Windes. Erosion und ständige Verdunstung können in Gebieten mit aufwärts gerichteter Eisbewegung Blaueis bilden. Hier werden relativ viele Meteoriten gefunden. Auch die sogenannten *dry valleys* (zum Beispiel in der MacMurdo Region) werden durch Wind- und orografische Effekte geprägt. Geringe Niederschläge und relativ große Verdunstung durch Föhn-effekte halten hier Täler teilweise eisfrei.

Die Reaktion des Eisschildes auf Klimaschwankungen kann man erst dann untersuchen, wenn der Zusammenhang

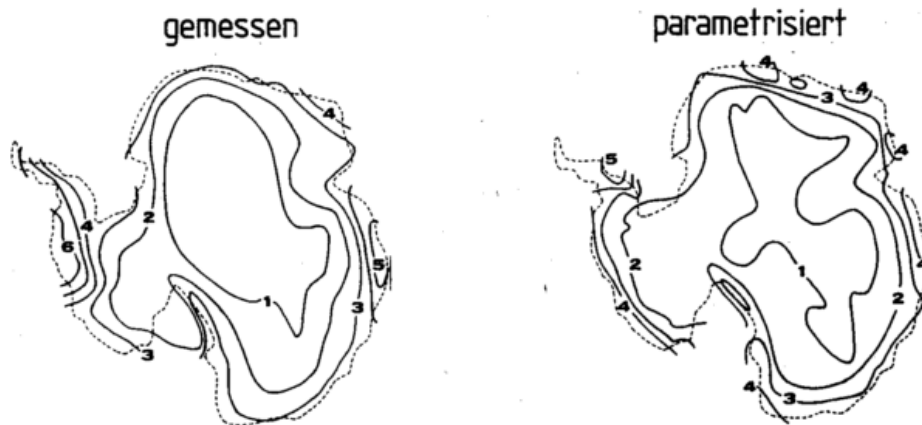


Abb. 2: Die Massenbilanz des antarktischen Eisschildes. Links die gemessenen Niederschläge (stark geglättet), rechts das Resultat der Parametrisierung (in 0.1 m Eis pro Jahr).

3 Die Massenbilanz des Eisschildes

Verschiedene Prozesse, wie Schneefall, gefrierender Regen, Reifbildung, Abschmelzen, Verdunstung usw. liefern Beiträge zur Massenbilanz des Eises, die meistens in Wasseräquivalenten ausgedrückt werden. Eine mit der Eisströmung zusammenhängende Massenkonvergenz spielt hier noch keine Rolle, sie ist aber zu berücksichtigen, wenn Höhenänderungen des Eisschildes berechnet werden. Betrachtet man das Eis als inkompressibel, werden lokale Änderungen in der Eismächtigkeit H durch eine einfache, vertikal integrierte Kontinuitätsgleichung beschrieben

$$\frac{\delta H}{\delta t} = -\nabla \cdot (HU) + M. \quad (3)$$

M bezeichnet die Quellen und Senken, und die mittlere Eisgeschwindigkeit (über ein Vertikalprofil) ist mit U angegeben. HU ist also der horizontale Massenfluß.

Wie in der Abbildung 2 dargestellt, ist die Massenänderung durch Quellen und Senken stark variabel. Am Rande des Kontinents werden Höhenänderungen von über 0.5 m pro Jahr beobachtet, während im inneren Teil nur einige Zentimeter pro Jahr auftreten. Reifbildung ist hier der wichtigste Prozeß im inneren Kontinent. Diese kleinen Niederschlagsmengen bedingen, daß schon in geringen Tiefen sehr altes Eis angetroffen wird. Im Vostok-Eiskern

zwischen der Massenbilanz des Eises und den meteorologischen Größen bekannt ist. Eine bewährte empirische Beziehung wurde inzwischen für die Abhängigkeit der Akkumulation (P , in m Eis pro Jahr) von der Höhe (h), der Neigung der Oberfläche (S) und der Kontinentalität (C) gefunden, die Oerlemans (1982) folgendermaßen angibt:

$$P > = f(\Theta) \max(0.05; (0.3 + 14.5 - 4.10^{-5} h)/C) \quad (4)$$

Die Kontinentalität C ist eine normierte Größe, die vom mittleren Abstand zur Küste bestimmt wird und Werte von 1 in küstennahen zu 2 von kontinentalen Gebieten annimmt. Die Funktion $f(\Theta)$, in der Θ die Jahrestemperatur auf Meereisniveau ist (Mittelwert für die Antarktis), beschreibt, wie die Akkumulation von der Temperatur abhängt. Definitionsweise nimmt $f(\Theta)$ für das heutige Klima den Wert 1 an.

Bei einer allgemeinen Formulierung der Massenbilanz muß auch damit gerechnet werden, daß Abschmelzen auftreten kann. Global gesehen, kann Abschmelzen erwartet werden, wenn die mittlere Jahrestemperatur an der Oberfläche (T) über -12°C ansteigt (das gilt jedoch nicht in niedrigen Breiten, wo der Jahresgang klein ist). Auf Grönland durch-

geführte Messungen können hier helfen (AMBACH 1980). Für die Abschmelzrate A erhält man:

$$T < -12 \text{ C: } A = 0 \quad (5)$$

$$T > -12 \text{ C: } A = 0.028 (12 + T)^2$$

A wird in m Eis pro Jahr angegeben. Die gesamte Massenbilanz lautet jetzt: $M = P - A$.

A und $f(\Theta)$ werden durch die Temperatur bestimmt. Für schematische Experimente mit numerischen Eisstrommodellen lohnt es sich M mit nur einem „externen“ Parameter auszudrücken. Hier wird für Θ , die mittlere Temperatur in Meereshöhe angenommen. Die Jahrestemperatur an der Oberfläche (T) kann dann einfach mit einem konstanten vertikalen Temperaturgradienten berechnet werden ($T = \Theta - \Gamma h$; Γ hat in der Antarktis einen Mittelwert von etwa 10 K pro Kilometer). Abbildung 3 illustriert die Parametrisierung der hergeleiteten Massenbilanz.

4 Ein numerisches Modell des antarktischen Eisschildes

Es ist allgemein bekannt, daß das Klima auf der Erde gelegentlich kälter (die quartären Eiszeiten), aber meistens wärmer war als jetzt. Wie sah der antarktische Eisschild unter anderen Klimabedingungen aus? Um diese Frage zu beantworten, kann ein numerisches Modell des Eisschildes hilfreich sein.

Dabei ist es wichtig, zuerst den Eisfluß zu modellieren. Ein solches Modell wird durch die Massenbilanz angetrieben. Außerdem sind die Bewegungen der Erdkruste, die durch den auflastenden Eisdruck verursacht werden (isostatisches Absinken oder Aufsteigen), zu berücksichtigen. Zum Beispiel drückt eine 1000 m mächtige Eisschicht den Boden etwa 300 m nach unten.

Um ein derartiges Modell zu konstruieren, machen wir eine wesentliche Vereinfachung, indem das Temperaturfeld im Eis nicht berechnet wird. Weiter wird angenommen, daß die Eisbewegung völlig durch die „treibende Spannung“ τ bestimmt wird, und daß deviatorische Normalspannungen eine unbedeutende Rolle spielen. Die mittlere Eisschwindigkeit wird dann berechnet nach OERLEMANS und VAN DER VEEN (1984) mit Hilfe der Beziehungen:

$$\tau = \rho g H v h \quad (6)$$

$$U = K H \tau^{n-1} \tau$$

In diesen Gleichungen bedeuten g die Erdbeschleunigung, K den Fließparameter des Eises und n einen Exponenten, der meistens gleich 3 gesetzt wird. Hier zeigt sich der nicht-lineare Charakter der Eisdeformation, denn für eine konstant zunehmende Spannung wächst die Deformationsrate mit der dritten Potenz.

Die Depression der Erdkruste wird mit einem einfachen Modell beschrieben, wobei angenommen wird, daß sich schließlich immer ein isostatisches Gleichgewicht einstellt. Die Zeit, die dafür gebraucht wird, ist gleich R (etwa 5000 Jahre).

$$\frac{\partial b}{\partial t} = -\frac{1}{R} \left[b - b_0 + \frac{H}{3.2} \right] \quad (7)$$

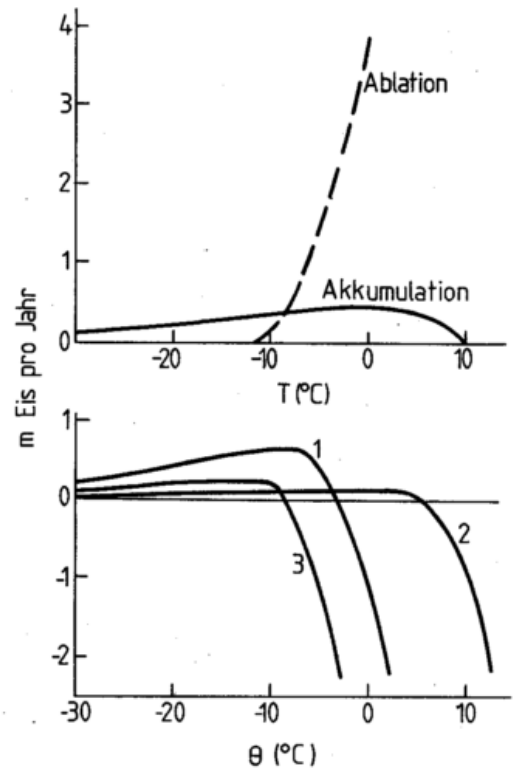


Abb. 3: Oben: Akkumulation und Ablation in Abhängigkeit von der Temperatur T an der Oberfläche.

Unten: Beispiele für verschiedene Neigung und Kontinentalität (1) $S=0.02$, $h=500$ m, $C=1.5$ (Randzone der Eiskappe); (2) $S=0$, $H=2000$ m, $C=2$ (ein flaches kontinentales Gebiet); (3) $S=0$, $h=0$, $C=1$ (ein niedriges Gebiet an der Küste).

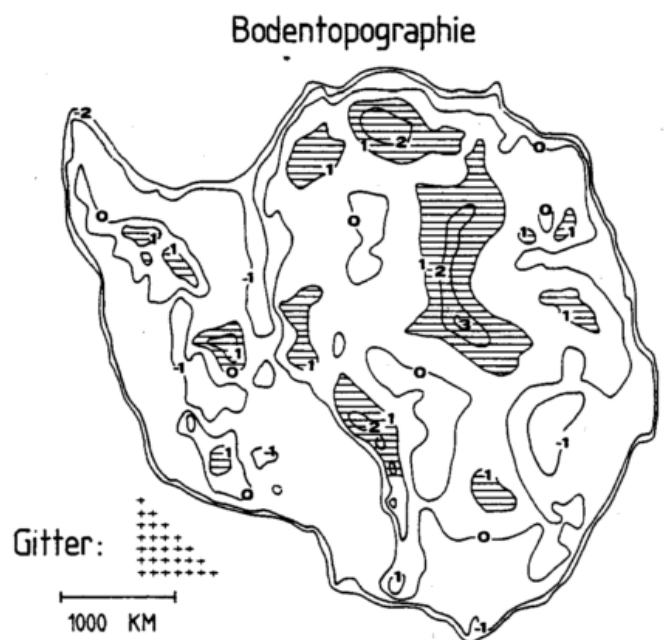


Abb. 4: Bodentopographie (km) des antarktischen Kontinentes (auf Meereshöhe bezogen). Gebiete über 1000 m sind gestrichelt. Links unten ist ein Teil des Rengitters gezeigt, um einen Eindruck von der Auflösung zu vermitteln.

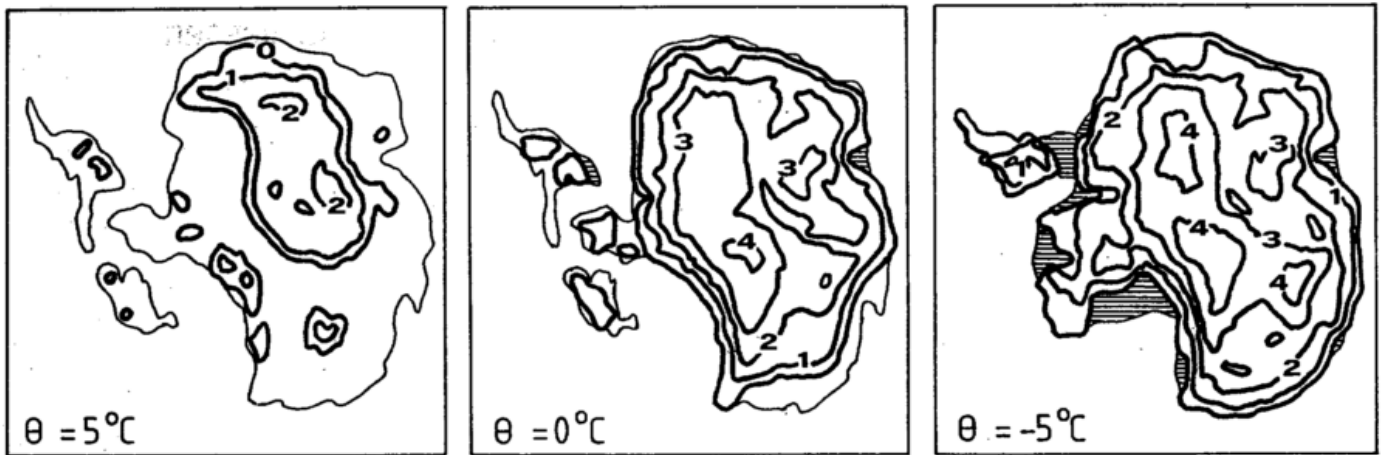


Abb. 5: Der antarktische Eisschild in wärmeren Zeiten. Isolinien repräsentieren Eismächtigkeit (in km). Schelfeise sind gestrichelt. Zum Vergleich der heutige Wert von Θ ist etwa -15°C .

In der Gleichung (7) ist b die Bodentopographie (bezogen auf die Meereshöhe), und b_0 die ungestörte Bodentopographie (kein Eis).

Zur Berechnung der Ausdehnung der Schelfeise wird ein diagnostisches Verfahren benutzt. Die Mächtigkeit der Schelfeise wird durch den Abstand zur Aufsetzlinie und die Eisdicke an der Aufsetzlinie bestimmt. Man wählt die Parameter so, daß die heutigen Schelfeise mit dem Modell gut simuliert werden (OERLEMANS 1982). Die Gleichungen (3), (6) und (7) können numerisch auf einem Gitter gelöst werden, wie in Abbildung 4 angegeben. Die Abstände zwischen den Gitterpunkten betragen 100 km. Trotz dieser groben Auflösung werden immer noch einige Tausend Gitterpunkte benötigt. Abbildung 4 kennzeichnet die Bodentopographie, wie sie heutzutage erscheint (VAN DER VEEN 1987). Bei bekannten Eismächtigkeiten kann man die ungestörte Bodentopographie berechnen, sofern ein isostatisches Gleichgewicht vorliegt. Mit dem abgeglichenen Modell können jetzt Klimaexperimente ausgeführt werden.

5 Der antarktische Eisschild in wärmeren Zeiten

Das oben beschriebene Modell ist einfach, so daß wichtige Vorgänge wie Änderungen am Übergang Eiskappe-Schelfeis, die möglicherweise als Folge von Schwankungen des Meeresspiegels eintreten, nicht simuliert werden können. Bezüglich kräftiger Klimaschwankungen (Größenordnung 10 K) können aber eine Reihe interessanter Rechenexperimente vorgenommen werden.

Wie oben beschrieben, wird das Klima im Modell von nur einem Parameter bestimmt, nämlich der mittleren Temperatur in Meereshöhe Θ . Abbildung 5 zeigt einige Modellösungen für Werte von Θ , die wesentlich höher sind als die heutigen. Die Resultate beschreiben Gleichgewichte, für deren Einstellung etwa 50 Tausend Jahre benötigt werden.

Auch in Abbildung 5 wird der Eisschild für ein Klima gezeigt, das 20 K wärmer als heute ist. Man sieht, daß selbst dann noch immer ein Teil des Kontinentes vergletschert ist

mit maximalen Eismächtigkeiten von etwa 2000 m. Die Eisbedeckung beschränkt sich dann auf die höher gelegenen Gebiete.

Reduziert man im Vergleich dazu die Temperatur um 5 K (also $\Theta = 0^\circ\text{C}$), so ist die Ostantarktis bereits vollständig mit Eis bedeckt. An verschiedenen Stellen reicht das Eis sogar bis an die Küste, so daß sich Schelfeise bilden. In der Westantarktis hingegen wird Landeis nur auf den Inseln angetroffen. Ein weiteres Absinken der Temperatur läßt auch in der Westantarktis ausgedehnte Schelfeise entstehen. Im zentralen Teil der Westantarktis, wo der Boden weit unter der Meereshöhe liegt, trifft man dann auch eine zusammenhängende Eiskappe mit einer Mächtigkeit von 2000 m, welche die Schelfeise speist. Gleichzeitig fallen die großen Eismächtigkeiten in der Ostantarktis auf (an vielen Stellen über 4000 m). Die Ursache liegt in den, im Vergleich zu heute, wesentlich höheren Niederschlagsmengen (siehe auch Abbildung 3).

Das rechte Bild in Abbildung 5 repräsentiert immer noch ein Klima, das um etwa 10 K wärmer ist als heute. Was also passiert in der Modellrechnung bei $\Theta = -15^\circ\text{C}$? Die Eisbedeckung, die schließlich in diesem Fall entsteht, ist in Abbildung 6 dargestellt. Der größte Unterschied zwischen berechneter und tatsächlicher Eismächtigkeit wird im Weddellmeer gefunden. Das Modell zeigt hier eine mächtige Eiskappe, während dort in der Realität das ausgedehnte Ronne-Filchner Schelfeis angetroffen wird.

Diese Diskrepanz kann verschiedene Gründe haben. Erstens wird bei der Berechnung der ungestörten Bodentopographie angenommen, daß der augenblickliche Zustand ein Gleichgewicht darstellt. Das ist aber unwahrscheinlich, da der Meeresboden und auch der Eisschild sich noch im Übergang Glazial - Interglazial befinden. Darum gibt es Fehler in der Bodentopographie und der Vergleich in Abbildung 6 ist nicht völlig „rein“. Zweitens ist das Modell sehr schematisch. Die Auflösung ist recht grob (100 km) und die Schelfeise werden sehr einfach beschrieben. In Wirklichkeit ist nach THOMAS (1979) und VAN DER VEEN (1987) die Dynamik mariner Eisschilde (Boden unter Meeresspiegel) sehr kompliziert. Die

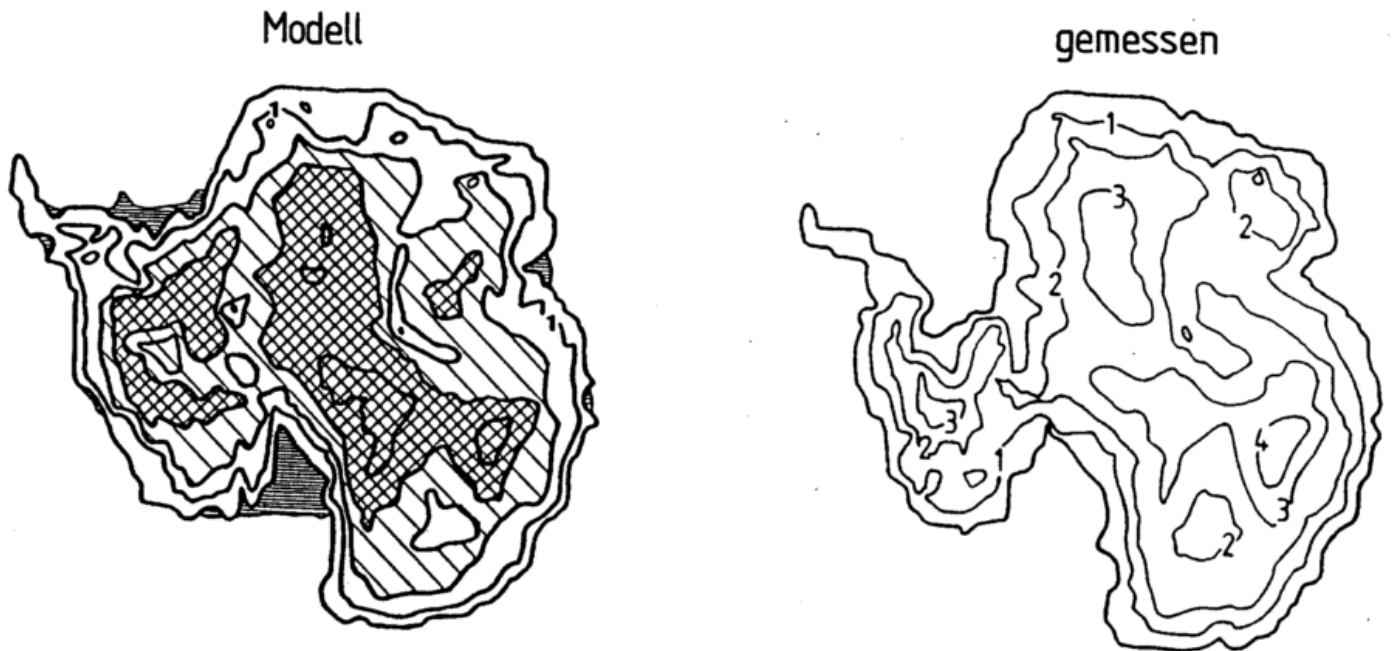


Abb. 6: Simulation des antarktischen Eisschildes für das heutige Klima (links). Eismächtigkeit in km; doppelt gestrichelt über 3 km. Rechts wird die gemessene Verteilung gezeigt.

Zonen, in denen die Schelfeise aufliegen ("ice rises") können die Spannungsverteilung weiträumig beeinflussen, so daß z. B. der Eisabfluß stromaufwärts abgebremst wird. Solche Effekte sind in unserem Modell nicht betrachtet und die Fließgeschwindigkeit des Eises wird ausschließlich durch die lokale Mächtigkeit und Neigung der Oberfläche bestimmt, somit haben Schwankungen des Meeresspiegels einen zu kleinen Einfluß.

6 Epilog

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der antarktische Eisschild eine signifikante Rolle im Klimasystem der Erde spielt. Die Tatsache, daß am Südpol ein vergletschertes Kontinent existiert, reduziert die globale Temperatur um etwa 10 K. In welchem Maße die Tiefseeventilation durch Änderungen des Eisschildes beeinflusst wird, ist noch nicht sicher abzuschätzen. Klar ist, daß an der Unterkante der Schelfeise das schwere Bodenwasser gebildet wird, das aber nur einen kleinen Anteil an der gesamten Wassermasse des Ozeans hat. Die Entstehung von etwas weniger dichtem Wasser erfolgt nach heutigem Verständnis in weit größeren Mengen in den eisfreien Bereichen der polaren Meere.

Die hier beschriebenen Modellergebnisse vermitteln einen Eindruck davon, wie der antarktische Eisschild unter anderen klimatologischen Bedingungen aussehen könnte. Danach müßte es auch bei viel wärmerem Klima noch eine wesentliche Vergletscherung gegeben haben, weil die höhere Abschmelzrate kompensiert wurde. Allerdings sei

daran erinnert, daß hier nur starke Klimaschwankungen betrachtet werden konnten. Derartige Modellexperimente sind nicht geeignet, die Auswirkungen sogenannter Treibhauseffekte zu untersuchen. Dafür bedarf es wesentlich detaillierter Modelle, wie man der Darstellung von VAN DER VEEN (1987) entnehmen kann.

Herrn Jürgen DETERMANN danke ich für seine Hilfe bei der Abfassung dieses Artikels.

Literatur

- AMBACH, W. (1980): Zur Schätzung der Eis-Nettoablation im Randgebiet des Grönländischen Inlandeises. *Polarforschung* 42, S. 18-23.
- ELLIS, J. S.; T. H. VON DER HAAR (1976): Zonal average earth radiation budget measurements from satellites for climate studies. *Atmos. Sci. Paper No. 240*, Colorado State University.
- OERLEMANS, J.; C. L. VAN DER VEEN (1984): *Ice Sheets and Climate*. Reidel, 217 S.
- OERLEMANS, J. (1982): A model of the Antarctic Ice Sheet. *Nature* 297, S. 550-553.
- PITTOCK, A. B.; FRAKES, L. A.; JENSSEN, D.; PETERSON, J. A.; ZILLMAN, J. W., editors (1978): *Climatic Change and Variability, a Southern Perspective*, 455 S.
- THOMAS, R. H. (1979): The dynamics of marine ice sheets. *J. of Glaciology* 24, S. 167-177.
- VEEN, C. J. VAN DER (1987): Ice sheets and the CO₂ problem. *Surveys in Geophysics* 9, S. 1-42.
- WILSON, A. T. (1964): Origin of ice ages: an ice shelf theory for pleistocene glaciation. *Natur* 201, S. 147-149.

Globalstrahlung am Erdboden aus METEOSAT - Daten

1 Einleitung

An der Universität Köln wurde ein Verfahren zur Bestimmung der Globalstrahlung am Erdboden aus Satellitendaten entwickelt. Der Deutsche Wetterdienst hat es übernommen und in der Satellitenbildaufbereitungsanlage im Zentralamt implementiert.

Vorteil der Benutzung von Satellitendaten für eine Kartierung der Globalstrahlung ist die hohe räumliche Auflösung der abgeleiteten Strahlungsdaten.

2 Methode

Aus den Satellitendaten läßt sich ein effektiver Bedeckungsgrad C_{eff} bestimmen, welcher eine komplexe Variable aus aktueller Wolkenmenge und optischer Wolken-dicke ist.

Mit Hilfe von Strahlungstransportrechnungen kann aus C_{eff} die atmosphärische Transmission t_c bestimmt werden, die eine Funktion des effektiven Bedeckungsgrades und des Sonnenzenitdistanzwinkels ist. Die aktuelle Globalstrahlung M_G ergibt sich aus $M_G = t_c \cdot M_{GO}$, mit M_{GO} = Globalstrahlung für wolkenlosen Himmel, welche

unter Berücksichtigung verschiedener Parameter wie Aerosolgehalt, Höhe des Landschaftsreliefs, Trübung und Boden-albedo berechnet werden kann.

Bei der Anwendung des Verfahrens werden die in Offenbach direkt empfangenen digitalen Bilddaten von METEOSAT des solaren Spektralbereichs von 0,4-1,1 μm benutzt. Es werden Tagessummen und Monatsmittel der Globalstrahlung mit der Auflösung der einzelnen Bildpunkte von ca. 8x8 km abgeleitet.

3 Verifikation

Die Ergebnisse werden unter Mitwirkung des Meteorologischen Observatoriums Hamburg regelmäßig mit Messungen von 16 Stationen des nationalen Strahlungsmeßnetzes verglichen. Inzwischen liegen Erfahrungen aus einem Zeitraum von mehr als 2 Jahren vor. Im Mittel über mehrere Monate und mehrere Stationen beträgt der Korrelationskoeffizient für die Tagessummen ca 0,93. Die Differenz der Monatsmittel beträgt durchschnittlich 5 Prozent des Mittels aus dem Meßnetz. Im Winter

sind die Ergebnisse etwas schlechter, da bei dem Verfahren nicht immer korrekt zwischen Wolken und schneebedecktem wolkenfreiem Untergrund unterschieden werden kann.

4 Ergebnisbeispiele

In Abbildung 1 ist die Kartierung des Monatsmittels für den Oktober 1986 dargestellt. Hell bedeutet hohe Werte der Globalstrahlung, dunkel niedrige Werte. Man erkennt einerseits ein Nord-Süd-Gefälle in der Verteilung der am Boden verfügbaren Sonnenenergie, andererseits orographische Einflüsse. So werden z. B. über dem Schwarzwald und der Alb höhere Globalstrahlungswerte angetroffen als in der Oberrheinischen Tiefebene.

Eine völlig andere Verteilung ist für das Monatsmittel Juni 1987 in Abbildung 2 zu sehen: die solare Einstrahlung ist im Bergland im Vergleich zu benachbarten Tiefebene auf Grund verstärkter Konvektionsbewölkung deutlich reduziert. Die größten Globalstrahlungswerte findet man in diesem Monat über der Nordsee.

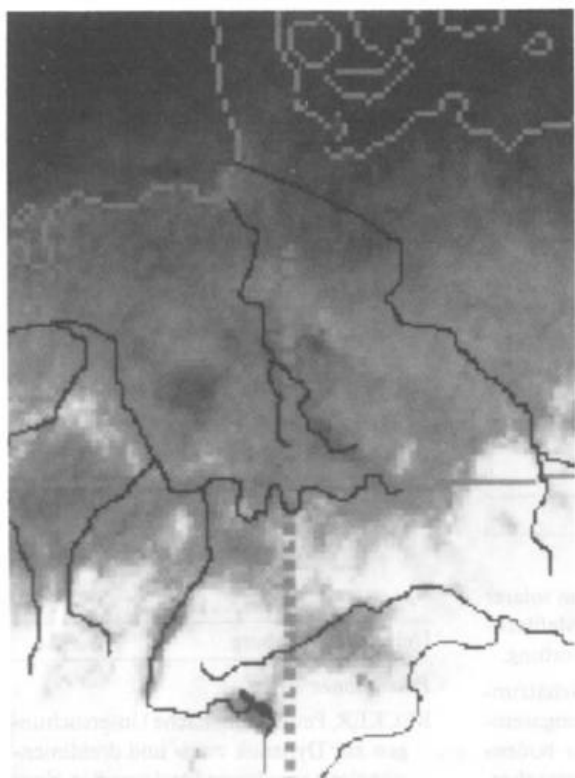


Abb. 1: Monatsmittel der Globalstrahlung, Oktober 1986 (aus METEOSAT-Daten).

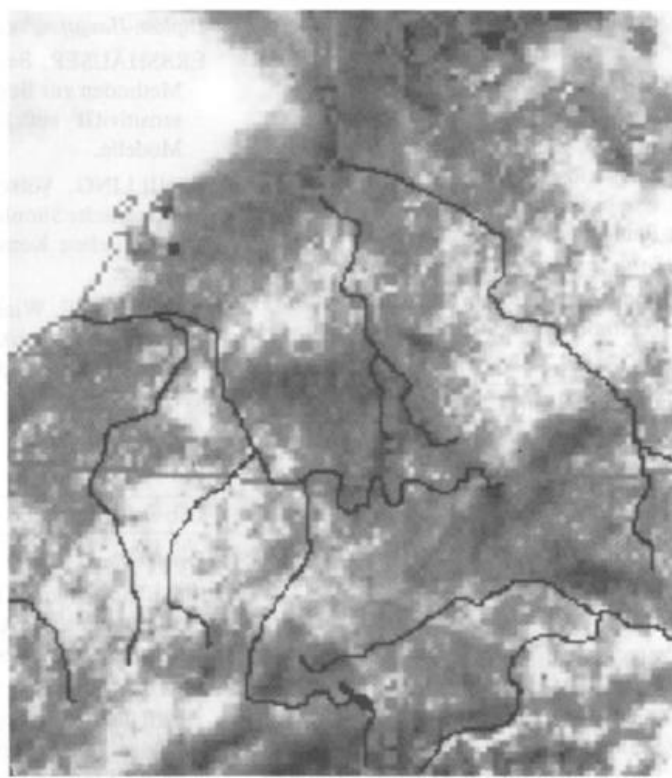


Abb. 2: Monatsmittel der Globalstrahlung, Juni 1987 (aus METEOSAT-Daten).

Die abgeleiteten Ergebnisse liegen nicht nur qualitativ, wie hier gezeigt, sondern auch als quantitative Daten vor und werden beim Referat Satellitenmeteorologie des Zentralamtes archiviert.

5 Literatur

MÖSER, W.; RASCHKE, E. (1984): Incident solar radiation over Europe estimated from METEOSAT data. *J. Clim. Appl. Met.*, 23, S. 166-170.

DIEKMANN, F. J.; RASCHKE, E.; WOIK, H. (1986): Operational mapping of global radiation over Central Europe. *Met. Rundschau*, 39, 2, S. 59-63.

W. BENESCH, Offenbach a.M

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West-Berlins im Jahre 1987

Freie Universität Berlin

Promotion

MOYZES, Roman: Meteorologische, palynologische und Immissionseinflüsse auf obstruktive/spastische Atemwegserkrankungen bei Berliner Kindern.

Diplom-Hauptprüfungen

BECK, Alexander: Eine numerische Untersuchung der frontogenetischen Funktion als diagnostische Variable zur Beschreibung von Zonen starker Gradienten in der Stratosphäre.

BECKER-FLÜGEL, Norbert: Messung der Strahlungstemperaturen im Grunewald, sowie von Gebäude- und Straßenoberflächen in verschiedenen Stadtstrukturen von Berlin (West).

ERIKSSON, Anke: Qualität von Winden aus manipulierten METEOSAT-Bildfolgen zwischen 52° N und 75° N.

GRAFF, Arno: Die Wechselwirkung eines dynamisch erzeugten Talquerwindes mit einer thermisch angeregten Zirkulation im Tal - Untersuchung eines analytischen Modells.

MASSET, Richard: Strukturuntersuchungen atmosphärischer Inversionen - Analyse basierend auf mehrjährigen Berliner Radiosondenmessungen.

VÖLLGER, Claudia: Interaktive Bewegungsanalysen von Karman'schen Wirbelstraßen im Nachlauf von Madeira.

Universität Bonn

Habilitationen

KERSCHGENS, Michael Jörg: Die Energetik der Stadt.

STEPPELER, Jürgen: Galerkin and finite element methods in numerical weather prediction.

Promotionen

GLOWIENKA-HENSE, Rita: Statistische Analyse der Nordatlantik Oszillation im Bodendruck: Beobachtung (1881-1984) und Simulation im Zirkulationsmodell T21, sowie die Rolle der Temperatur der Meeresoberflächen.

HEINEMANN, Günther: Grenzschicht-Strukturen und -Haushalte im Bereich der Filchner-Schelfeiskante (Antarktis).

Diplom-Hauptprüfungen

MÜNZENBERG, Annette: Meso- und mikroskalige Eigenschaften von Drucksprüngen.

PIEKORZ, Georg: Die Energiebilanz einer städtischen Struktur.

Technische Hochschule Darmstadt

Promotionen

BISCHOFF-GAUSS, Ingeborg: Vertikale mesoturbulente Impuls- und Energietransporte unter dem Einfluß der Orographie - Numerische Simulationen.

VOGEL, Bernhard: Numerische Untersuchungen zur Kanalisierung der Luftströmungen in Tälern.

Diplom-Hauptprüfungen

ERBSHÄUSER, Bernd: Anwendung von Methoden zur Bestimmung der Modellsensitivität auf zwei meteorologische Modelle.

SCHILLING, Volker: Zweidimensionale numerische Simulationsexperimente zur thermischen Konvektion in der Atmosphäre.

VANDERSEE, Winfried: Anomalien des turbulenten vertikalen Enthalpieflusses nahe der Oberfläche des tropischen Pazifiks.

Universität Frankfurt am Main

Promotionen

BUSEN, Reinhold: Die Absorption solarer Strahlung in der Atmosphäre: Meßtechnik und meteorologische Auswertung.

MALCHER, Jürgen: Statistische Schätzungen des anthropogenen Spurengaseinflusses auf die Temperatur der bodennahen Luftschicht und der Meeresoberfläche sowie Vergleiche mit numerischen Modellergebnissen.

SCHMITT, Günther: Methoden und Ergebnisse der Nebelanalyse.

Diplom-Hauptprüfungen

CRESS, Alexander: Statistische Analyse des Zusammenhangs zwischen Vulkanismus und Klima seit 1100 n. Chr.

WEIDERT, Detlev Ralf: Experimentelle Bestimmung vollständiger Datensätze der optischen Teilchenparameter.

WEIGL, Elmar: Statistische Auswertung historischer Klimadaten der Schweiz von 1525-1863.

WOLZ, Guido: Untersuchung der Filtereffizienz eines Fichtenbestandes für Chlorid-, Nitrat- und Sulfataerosole in Abhängigkeit von der Partikelgröße.

Universität Freiburg

Promotion

KÜNZEL, Friedhelm: Zeitreihenanalyse südamerikanischer Klimadaten.

Diplom-Hauptprüfung

MÜLLER, Roland: Interzeption in einem Kiefernforst der Oberrheinebene.

Universität Göttingen

Diplom-Hauptprüfungen

KREILEIN, Heinrich: Energie- und Impulsaustausch in der atmosphärischen Grenzschicht über einem Waldbestand.

SCHULZE, Gerd: Bau einer Apparatur zur kontinuierlichen Messung des luftelektrischen Feldes nach dem Prinzip der passiven Antenne und erste Registrierungen.

Universität Hamburg

Promotionen

BECKER, Paul: Numerische Untersuchungen zur Dynamik zwei- und dreidimensionaler konvektiver Strukturen in einer durch eine Inversion abgeschlossenen atmosphärischen Grenzschicht.

BIERCAMP, Joachim: Untersuchung eines gekoppelten Systems, bestehend aus einem Modell der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation und einem Modell des oberen Ozeans.

BRÜNING, Claus: Untersuchung der Abbildung von Ozeanoberflächenwellen durch ein Synthetic Aperture Radar.

FISCHER-BRUNS, Irene: Untersuchung zur Ausbreitung spontan freigesetzter schwerer Gase.

KAPITZA, Hartmut: Das dynamische Gerüst eines nicht-hydrostatischen Mesoskalen Modells der atmosphärischen Zirkulation.

KÖNIG, Gert: Windkanalmodellierung der Ausbreitung störfallartig freigesetzter Gase schwerer als Luft.

LATIF, Mojib: Modelltheoretische Untersuchung der niederfrequenten Variabilität der äquatorialen pazifischen Ozeanzirkulation.

LUTHARDT, Hans: Analyse der wasser-nahen Druck- und Windfelder über der Nordsee aus Routinebeobachtungen.

STÖSSEL, Rolf-P.: Untersuchung zur Naß- und Trockendeposition von Schwermetallen auf der Insel Pellworm.

Diplom-Hauptprüfungen

HEDRICH, Dirk: Die Reaktion des äquatorialen Ozeans auf Windanomalien über dem Westpazifik.

MAROTZKE, Klaus: Untersuchung der Turbulenzstruktur in neutral geschichteten Windkanal-Grenzschichten.

SHEN, Chen: Bestimmung horizontaler und vertikaler Austauschkoefizienten mit Hilfe der Flugzeugmessungen während des KONTUR-Experiments.

STARKE, Sabine: Wolkenstrahlungs-Rückkopplung in einem eindimensionalen Strahlungs-Konvektionsmodell mit interaktiver Wolkenbildung.

STELLING, Ulrike: Fallstudie einer Nebel-episode über der Deutschen Bucht während des Experimentes KONTROL 1984.

XU, Jin-S.: Klimatologie der Südhalbkugel.

Universität Hannover

Promotionen

ADAMS, Leonhard J.: Ein Wasser- und Energiebilanz-Modell von abflußlosen Seen und seine Anwendung in der Paläoklimatologie von Nordwest-Afrika.

HOFF, Axel Michael: Ein analytisches Verfahren zur Bestimmung der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeiten über zweidimensionalen Hügeln.

ROSE, Lutz: Der Abfluß antarktischer Kaltluft vom Filchner-Schelfeis und seine Veränderung im Bereich von Eisfront und Küstenpolynia.

Diplom-Hauptprüfungen

BACHMANN, York von: Numerische Simulation zum Verhalten von Wirbelschleppen in der bodennahen Grenzschicht.

BIGALKE, Klaus: Ein Eulersch-Lagrange-sches Modell zur Simulation von atmosphärischen Transportprozessen.

FISCHER, Helga: Der Quotient U/G aus Meßwerten und den Widerstandsgesetzen bei verschiedener Stabilität.

SIEMER, Andreas: Ein eindimensionales Energie-Massenbilanzmodell einer Schneedecke unter Berücksichtigung der Flüssigwassertransmission.

WINTERMEYER, Dirk: Kinematisch-dynamische Fallstudie einer Warmfront über Norddeutschland.

Universität (TH) Karlsruhe

Promotionen

CORSMEIER, Ulrich: Analyse turbulenter Bewegungsvorgänge in der maritimen atmosphärischen Grenzschicht.

HAFNER, Thomas A.: Experimentelle Untersuchungen zum Druckwiderstand der Alpen.

Diplom-Hauptprüfungen

HUMPERT, Corinna: Untersuchung und flächenhafte Darstellung des Topoklimas in stark gegliedertem Gelände.

RÜTH, Wolfgang: Deformation von Turbulenzwirbeln beim Überströmen von Hügeln.

Universität Kiel

Promotionen

ISEMER, Hans-Jörg: Optimierte Parametrisierungen der klimatologischen Energie- und Impulsflüsse an der Oberfläche des Nordatlantik.

SCHLÜSSEL, Peter: Infraroterkennung von Oberflächentemperaturen sowie Temperatur- und Wasserdampfstrukturen.

Diplom-Hauptprüfung

BEHRENS, Klaus: Meteorologische Einflüsse auf die kinetische Energie im maritimen mesoskaligen Minimum.

Universität Köln

Promotionen

EBERZ, Bernhard: Westwärts wandernde atmosphärische Wellenstörungen der afrikanischen Tropen: Ihre Dynamik und Energetik.

KÖNIG, Winfried: Dynamische Wechselwirkung der Cumuluskonvektion mit ihrer großskaligen Umgebung.

Diplom-Hauptprüfungen

ELBERN, Hendrik: Energieverteilung und Energieaustausch atmosphärischer Eigenschwingungen.

LUTZ, Hans-Joachim: Ableitung von Informationen über troposphärische Massen- und Geschwindigkeitsfelder über der Weddell-See aus Satellitenmessungen.

MÖLDERS, Nicole: Wolkenerkennung in AVHRR-Daten mit besonderer Berücksichtigung der Gebiete über der Arktis.

WEBER, Michael: Der Umwandlungsterm CA aus dem Lorenzzyklus und seine Beziehung zur synoptischen Wetterlage.

Universität Mainz

Promotionen

BRÜHL, Christoph: Ein effizientes Modell für globale Klima- und Luftzusammensetzungsänderungen durch menschliche Aktivitäten.

FLOSSMANN, Andrea: A Theoretical Investigation of the Removal of Atmospheric Trace Constituents by Means of a Dynamic Model.

HELMES, Leni: Klimatologie der atmosphärischen Trübung der letzten 100 Jahre basierend auf Langzeitreihen der Sonnenscheindauer und des Bedeckungsgrades.

Diplom-Hauptprüfungen

KRÄMER, Martina: Analysen von atmosphärischen Niederschlägen einschließlich der unlöslichen Bestandteile in Mainz.

MATTHIAS, Sabine: Ein Beitrag zur biogenen Komponente des atmosphärischen Aerosols in Mainz.

MÜLLER, Rolf: Großräumige Strömungen in der Atmosphäre - Untersuchungen an einem linearen Modell.

Universität München

Habilitation

SCHILLING, Heinz-Dieter: On the baroclinic activity of ultralong waves in the Troposphere with special emphasis on baroclinic outbreaks.

Promotionen

GERZ, Thomas: Direkte Simulation stabiler geschichteter, homogener-turbulenter Scherströmungen.

SOMIESKI, Franz: Numerische Simulation der thermisch angeregten Zirkulation zwischen Gebirge und Vorland.

Diplom-Hauptprüfungen

LUDES, Georg: Modellierung von Ausbreitungsprozessen in topographisch gegliedertem Gelände.

MATTERSTOCK, Ute: Ausbreitung und Niederschlag von Schadstoffen an bergförmigen Erhöhungen in turbulenten Strömungen.

TRAUP, Stephan: Bestimmung der Energiebilanzterme in der bodennahen

Grenzschicht sowie des Wärmeleitkoeffizienten im Boden.

WEBER, Markus: LUZIVER - Untersuchungen zum Gletscherwindregime am Vernagtferner in den Ötztaler Alpen.

Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

VDI - KOMM. Reinhaltung d. Luft (Hrsg.): Stadtklima und Luftreinhaltung. Ein wissenschaftliches Handbuch für die Praxis in der Umweltplanung. Berlin u. a.: Springer-Verlag 1988, 426 S., 152 Abb., 47 Tab. DM 98,- ISBN 3-540-18880-0.

Die von Mitarbeitern des VDI-Ausschusses Stadtklima (Obmann H. Schirmer) verfaßten Beiträge stellen einen Querschnitt der vielfältigen Probleme des Stadtklimas und der Lufthygiene in ihren Auswirkungen auf die Stadt-, Regional- und Landesplanung dar. Das Handbuch füllt eine Lücke aus, weil meteorologische Fragen und Planungsaspekte zusammen noch nicht in umfassender Weise dargestellt worden sind. In den ersten vier Kapiteln werden die Grundlagen des Stadtklimas behandelt: Definitionen - Klimatologische Wirkungsfaktoren - Veränderungen des Klimas im Stadtbereich - Klimatische Phänomene. Weitere sechs Kapitel beschäftigen sich mit: Emission - Umwandlung - Immissionsmeßnetze - Feldexperimente - Verfahren - Modellierungen - Wirkungen von Luftverunreinigungen auf Mensch, Tier, Pflanzen und Materialien (Überblick) - Gebäudeklima - Bioklima. Jedes Kapitel enthält Hinweise für die Umsetzung gewonnener Erkenntnisse in planerisches Handeln. Die zahlreichen Diagramme und Tabellen sowie ergänzende Literaturangaben heben den Wert des Handbuchs, das insbesondere Meteorologen, Geographen, Ökologen und Stadtplanern eine schnelle Orientierung ermöglicht. M. Schlegel

BAO, Ch. (Ed.): Synoptic meteorology in China. Berlin . . . : Springer 1988, 317 S., 242 Abb., ISBN 3-540-16715-3, DM 128,-.

Wie der Autor in seinem Vorwort selbst ausführte, basiert das Buch auf dem umfangreichen Wissen, das chinesische Meteorologen in den zurückliegenden 35 Jahren über die synoptischen Systeme und meteorologischen Prozesse in China erarbeitet haben.

Eine komprimierte Darstellung dieser Forschungsarbeit wird in 10 Kapiteln präsentiert. Sie bietet dem Leser die Gelegenheit, die durch Orographie und geographische Lage bedingten Ausprägungen des chinesischen Wetters kennenzulernen. Dabei zeigt bereits der Umfang der jeweiligen Kapitel, welche Bedeutung die einzelnen Wetterereignisse für China haben. Allein die Darstellung der sommerlichen Regensaison (Monsun, Mei-yu-Regenzeit) und das Thema Taifune beanspruchen fast die Hälfte des Textteils.

Das Buch hat insgesamt beschreibenden Charakter. Neben einer allgemeinen systematischen Einführung in die synoptischen Wettersysteme und den jahreszeitlich bedingten Gang der Wetterprozesse bietet es auch eine Reihe von klimatologischen Fakten, wobei immer die regionalen Unterschiede betont werden. Angesprochen werden auch erprobte Vorhersageeregeln und -methoden. Der Text wird durch zahlreiche Abbildungen illustriert. Mathematisch-physikalische Formeln werden sparsam eingesetzt und vertiefen die beschreibenden Darstellungen wie z. B. ein Kapitel über die Wellenentwicklung und ihre Diagnose (S. 59).

Das Buch folgt in seinem Aufbau den Jahreszeiten. Nach einer kurzen Einführung in die Grundlagen der Allgemeinen Zirkulation folgen die Kapitel - Kaltluftausbrüche und Winter-Zyklonen und Frühlingswetter - Regensaison in China (I und II) - Das subtropische Hoch - Wettersysteme auf dem Tibetischen Plateau - Taifun - Andere Tropische Wettersysteme - und zum Abschluß ein kurzes Kapitel über den Herbst. Er wird vom Autor für den größten Teil Chinas als die schönste Zeit bewertet - vergleichbar dem „Indian Summer“ in Nordamerika und dem „Old-Women-Weather“ in Westeuropa.

Jedem Kapitel sind Literaturhinweise angefügt, die vor allem auf chinesische Autoren verweisen. Der Textteil wird durch einen sehr umfangreichen Satellitenbild-Anhang ergänzt.

Dem Buch fehlt leider ein Register, wodurch das Aufspüren von ausgewählten Themen erschwert wird.

W. Kusch, Offenbach a. M.

JAENICKE, R.: Atmosphärische Spurenstoffe. Weinheim: VCH Verlagsges. 1987, 443 S. ISBN 3-527-27703-X. Sonderforschungsbereiche.

MATSUNO, T. (Ed.): Short- and medium-range numerical weather prediction. Collect. of pap. pres. at the WMO/IUGG NWP symposium, Tokyo: Meteorol. Soc. of Japan 1987, 831 S. ISBN 4-946443-02-9. Spec. Vol. of the J. of the Meteorol. Soc. of Japan.

ANDREWS, D. G.; HOLTON, J. R.; LEOVY, C. B.: Middle atmosphere dynamics. Orlando . . . : Academic Press 1987, 489 S. ISBN 0-12-058575-8. Internat. Geophys. Ser. Vol. 40.

SZEPESI, D. J.: Applications of meteorology to atmospheric pollution problems. Genf: WMO 1987, 51 S. ISBN 92-63-10680-0. Techn. Note No. 188. WMO-No. 672.

ISEMER, H.-J.; HASSE, L.: The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2. Air-sea-interactions. Berlin . . . : Springer 1987, 252 S. ISBN 3-540-17594-6.

WOODWARD, F. I.: Climate and plant distribution. Cambridge Univ. Press 1987, 174 S. ISBN 0-521-23766-1. Cambridge studies in ecology.

INST. f. WASSER-, BODEN-, LUFTHYG. (Hrsg.): Indoor air '87. Proc. of the 4th intern. conf. on indoor air quality and climate. Berlin, 17.-21. Aug. 1987, Bd. 1-4. Berlin: Inst. f. Wasser-, Boden-, Lufthyg. 1987.

- DEUTSCH. HYDR. INST. (Hrsg.): Die Auswirkungen des Kernkraftwerkunfalls von Tschernobyl auf Nord- und Ostsee. Hamburg 1987. Meereskundl. Beobachtungen und Ergebnisse Nr. 62.
- BOEHM, G.; LEUSCHNER, R. M. (Ed.): Advances in aerobiology. Proc. of the 3rd Intern. Conf. on Aerobiol. Aug. 6-9, 1986 Basel. Basel . . . Birkhäuser 1987, 437 S. *Experientia Supplementum* Vol. 51. ISBN 3-7643-1803-1.
- CEHAK, K. (Hrsg.): Third international conference on statistical climatology. Wien, 23.-27. Juni 1986. Wien: Österr. Meteorol. Ges. 1987, 547 S.
- FLEER, F. (Hrsg.): Möglichkeiten der Niederschlagsvorhersage für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Erg. e. Rundgespr. 12. und 13. Jan. 1984 in Darmstadt. Weinheim: VCH 1987, 178 S. ISBN 3-527-27355-7.
- THIEBAUX, H. J.; PEDDER, M. A.: Spatial objective analysis: with applications in atmospheric science. London . . . Academic Press 1987, 299 S. ISBN 0-12-686930-8.
- ANGELETTI, G.; RESTELLI, G. (Ed.): Physico-chemical behaviour of atmospheric pollutants. Proc. of the 4th Europ. Symp. Stresa 23-25 Sept. 1986. Dordrecht . . . Reidel 1987, 809 S. ISBN 90-277-2464-4.
- ZUEV, V. E.; KOMAROV, V. S.: Statistical models of the temperature and gaseous components of the atmosphere. Dordrecht . . . Reidel 1987, 306 S. ISBN 90-277-2466-0. *Atmospheric Sciences Library* Nr. 11.
- COLLINGE, V. K.; KIRBY, C. (Ed.): Weather Radar and flood forecasting. Chichester . . . Wiley 1987, 296 S. ISBN 0 471 91296 4.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (Hrsg.): Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst Nr. 1, Allgemeine Meteorologie. Offenbach a. M. 1987. ISBN 3-88148-236-9. 3. völlig neu bearb. Aufl., 182 S.
- BORTKOVSKIJ, R. S.: Air-sea exchange of heat and moisture during storms. Dordrecht . . . Reidel 1987, 194 S. ISBN 90-277-2346-X, *Atmospheric Sciences Library* Nr. 10.
- WORLD METEOROL. ORGANIZATION (Ed.): Proc. of the international symposium on integrated global monitoring of the state of the biosphere. Taschkent 14.-19. Okt. 1985. Vol. 1-4. Genf 1987. *Env. poll. monit. and res. progr.* Nr. 45, WMO/TD No. 151.
- GHIL, M.; CHILDRESS, S.: Topics in geophysical fluid dynamics: atmospheric dynamics, dynamo theorie, and climate dynamics. Berlin . . . Springer 1987, 485 S. ISBN 0-540-96475-4. *Applied mathematical sciences* 60.
- BITAN, A. (Ed.): Climate, building, housing. Proc. of the 3rd Intern. Symp. at Karlsruhe, Sept. 22-26, 1986. Lausanne: Elsevier 1988, 321 S. ISBN 0-444-75069-X.
- STUDIES of the middle atmosphere. Proc. of a Royal Society discussion meeting, 4 and 5 Dec 1986. London: Royal Society 1987, 186 S. ISBN 0 85403 334 3.
- VAUGHAN, R. A. (Ed.): Remote sensing applications in meteorology and climatology. Proc. of . . . Dundee. Scotland, August 17-Sept. 6, 1986. Dordrecht . . . Reidel 1987, 480 S. ISBN 90-277-2502-0. NATO ASI Ser., Ser. C, vol. 201.
- VDI-Komm. Reinh. d. Luft (Hrsg.): Globales Klima. Mögliche Klimaänderungen durch anthropogene Spurenstoffe. Düsseldorf: VDI 1987, 185 S. *Schriftenreihe* Bd. 7.
- KINGTON, J.: The weather of the 1780s over Europe. Cambridge . . . Cambr. Univ. Press 1988, 166 S. ISBN 0 521 26079 5.
- JENDRITZKY, G.: Das Bioklima in der Bundesrepublik Deutschland. Gütersloh: Flöttmann 1988. 1 Karte 1:1,5 Mio u. 19. S. Text. DM 12,80. Best.-Nr. 50 900 3.
- OKE, T. R.: Boundary layer climates. 2. überarb. Aufl. London . . . Methuen 1987, 435 S. ISBN 0-416-04422-0.
- CHANG, C.-P.; KRISHNAMURTI, T. N. (Ed.): Monsoon Meteorology. New York: Oxford University u. a. 1987, 544 S. ISBN 0-19-504254-9. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics* No. 7.
- GRÉFEN, K.; LOEBEL, J. (Ed.): Environmental Meteorology. Proc. of an Internat. Symp. Wuerzburg 29 Sept.-1 Oct. 1987. Dordrecht . . . Kluwer 1988, 661 S. ISBN 90-277-2697-3.
- YE, D.; FU, C. et al. (Ed.): The climate of China and global climate. Proc. of the Intern. Symp. on Climate, Okt. 30-Nov. 3 1984 Beijing. Berlin . . . Springer 1987, 442 S. ISBN 3-540-16718-8.
- RADOK, U. (Ed.): Toward understanding climate change. The J. O. Fletcher lectures on problems and prospects of climate analysis and forecasting. Boulder . . . Westview 1987, 200 S. ISBN 0-8133-7405-7.
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J.: Atmosphere, weather and climate. London: Methuen 1987, 460 S, 5. ed. ISBN 0-416-07152-X.
- ISAKSEN, I.S.A. (Ed.): Tropospheric ozone. Regional and global scale interactions. Dordrecht . . . Reidel 1988, 425 S. NATO Advanced Workshop Lillehammer June 1-5, 1987. ISBN 90-277-2676-0.
- SIMPSON, J. E.: Gravity currents: in the environment and the laboratory. New York . . . Wiley 1987, 244 S. ISBN 0-85312-972-X. *Ellis Harwood Series in Environmental Science*.
- WANNER, H.; SIEGENTHALER, U.: Long and short term variability of climate. Berlin . . . Springer 1988, 175 S. ISBN 3-540-18843-6. *Lecture Notes in Earth Sciences* Vol. 16.
- WARNECK, P.: Chemistry of the natural atmosphere. New York . . . Academic Press 1988, 753 S. ISBN 0-12-735630-4. *Internat. Geophys. Ser.* Vol. 41.
- KEPPLER, E.: Die Luft, in der wir leben. Physik der Atmosphäre. München . . . Piper 1988, 334 S. ISBN 3-492-03191-9.
- NICOLIS, C. and D. (Ed's): Irreversible phenomena and dynamical systems analysis in geoscience. Proc. of a congress in Crete/Greece July 14-24, 1985. Dordrecht . . . Reidel 1987, 578 S. ISBN 90-277-2363-X.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (Hrsg.): 10th International Cloud Physics Conference. Preprints, 2 Vols. Offenbach a. M. 1988, 724 S. ISBN 3-88148-240-7. *Annalen der Meteorologie* Nr. 25.
- PEDLOSKY, J.: Geophysical fluid dynamics. 2nd ed. New York . . . Springer 1987, 710 S. ISBN 0-387-96388-X.
- HENDERSON-SELLERS, A.; MCGUFFIE, K.: A climate modelling primer. Chichester . . . Wiley 1987, 217 S. ISBN 0 471 91462 2.
- GREGORY, St. (Ed.): Recent climatic change. London . . . Belhaven 1988, 326 S. ISBN 1-85293-010-1.
- VENKATRAM, A.; WYNGAARD, J. C. (Ed.): Lectures on air pollution modelling. Boston: AMS 1988, 390 S. ISBN 0-933876-67-X.
- LIU, K.-N.; XIUJI, Z. (Ed.): Atmospheric radiation, progress and prospects. Proc. of the Beijing Internat. Radiation Symp. Beijing, China, August 26-30, 1986. Beijing: Science Press, Boston: AMS 1987, 699 S. ISBN 7-03-000208-3/P-34.

Forts. S. 36

Neue Zeitschriften und Schriftenreihen

- Large Scale Atmospheric Modelling. Report. Hamburg: Meteorol. Inst. Nr. 1 1987. *Acta Meteorologica Sinica*. Beijing: China Meteorol. Press. Oxford: Pergamon Press. Vol. 1 1987. ISSN 0894-0525.
- Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten. Ser. B: Meteorologie und Geophysik. Frankfurt a. M.: Fachbereich Geowissenschaften der Universität. Bd. 1 1987.

- BUDYKO, M. I.; GOLITSYN, G. S.; IZRAEL, Y. A.: Global climatic catastrophes. Berlin . . . : Springer 1988, 99 S. ISBN 3-540-18647-6.
- LAMB, H. H.: Weather, climate and human affairs. A book of essays and other papers. London . . . : Routledge 1988, 364 S. ISBN 0-415-00674-0.
- The past three million years: evolution of climatic variability in the North Atlantic Region. Proc. of a Royal Soc. Discussion Meeting, 25 and 26 Febr. 1987. London: The Royal Soc. 1988, 278 S. ISBN 0-85403-348-3. Phil. Transact. of the Royal Soc. Ser. B, Vol. 318 (No. 1191), p. 409-688.
- Exploiting remotely sensed imagery. Proc. of a Royal Soc. Discussion Meeting, 11 and 12 March 1987. London: The Royal Soc. 1988, 176 S. ISBN 0-85403-349-1. Phil. Transact. of the Royal Soc. Ser. A, Vol. 324 (No. 1579), P. 295-472.
- GUZZI, R.; JUSTUS, C. G. (Ed.): Physical climatology for solar and wind energy. Singapore: World Scientific 1988, 1086 S. ISBN 9971-50-551-7. Rep. einer Tagung in Miramare-Triest (Italien) 21. Apr. - 16. Mai 1986.
- DOMRÖS, M.; PENG, G.: The climate of China. Berlin . . . : Springer 1988, 361 S. ISBN 3-540-18768-5.
- STARR, J. R.: Weather, climate and animal performance. Genf: WMO 1988, 121 S. ISBN 92-63-10684-3. WMO-Nr. 684, Techn. Note Nr. 190.
- PREISSENDORFER, R. W.; MOBLEY, C. D.: Principal component analysis in meteorology and oceanography. Amsterdam . . . : Elsevier 1988, 425 S. ISBN 0-444-43014-8. Devel. in Atmosph. Sci. 17.
- Grenzschichtmodellierung und Klimaforschung. Berlin: Akademie-Verl. 1988, 128 S. ISBN 3-05-500448-5. Abh. Meteorol. Dienst DDR Nr. 140.
- RODHE, H.; HERRERA, R. (Ed.): Acidification in tropical countries. Chichester . . . : Wiley 1988, 405 S. ISBN 0 471 91870 9. SCOPE 36.
- PARRY, M. L.; CARTER, T. R.; KONIJN, N. T. (Ed.): The impact of climatic variations on agriculture. Vol. 1: Assessment in cool temperate and cold regions. Dordrecht . . . : Kluwer 1988, 876 S. ISBN 90-277-2701-5 (pbk).
- STULL, R. B.: An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht . . . : Kluwer 1988, 666 S. ISBN 90-277-2768-6. Atmospheric Sciences Library.

Anschriften der Autoren

(Thema des Heftes)

Prof. Dr. E. AUGSTEIN

Dr. J. OERLEMANS

Dr. L. ROSE

Alfred-Wegener-Institut für

Polar- u. Meeresforschung

Columbusstr.

2850 Bremerhaven

Prof. Dr. J. EGGER

Meteorologisches Institut d. Universität

Arbeitsgruppe Theoretische Meteorologie

Theresienstr. 37

8000 München 40

Dr. P. WINKLER

Deutscher Wetterdienst

Meteorologisches Observatorium

Frahredder 95

2000 Hamburg 65

Prof. Dr. E. RASCHKE

Institut für Geophysik und

Meteorologie der Universität

Kerpener Str. 13

5000 Köln 41

Dr. E. SCHALLER

Fraunhofer-Institut

f. Atmosph. Umweltforschung

P.F. 1341

8100 Garmisch-Partenkirchen

Prof. Dr. P. J. CRUTZEN

Max-Planck-Institut für Chemie

Saarstr. 23

6500 Mainz

Konferenzen und Tagungen:

Deutsche Meteorologen-Tagung 1989, Atmosphäre, Ozeane, Kontinente. 16. - 19. Mai 1989, Kiel. Informationen: Inst. f. Meereskunde, Düsternbrooker Weg 20, D-2300 Kiel 1.

OSTIV-Konferenz. 18. - 26. Mai 1989, Wien. Informationen: Dr. M. E. Reinhardt, the President of OSTIV. c/o DFVLR, D-8031 Oberpfaffenhofen, P. Wessling.

International Conference of Mountain Meteorology and ALPEX. 5. - 9. Juni 1989, Garmisch-Partenkirchen. Informationen: Dr. M. E. Reinhardt, Inst. f. Physik d. Atmosphäre d. DFVLR. D-8031 Oberpfaffenhofen, P. Wessling.

International Conference on Modelling of Global Climate Change and Variability. 11.-15. Sept. 1989, Hamburg. Informationen: Dr. L. Dümenil, Meteorol. Institut d. Universität, Bundesstr. 55, 2000 Hamburg 13.

1. Fachtagung BIOMET der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft am 9. und 10. Oktober 1989, München, Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität, Amalienstraße 52, 8000 München 40.

Korrektur zu Heft 1/2/3 '88:

S. 94: Die Zahl i. d. Überschrift lautet 150.000

Redaktionelle Hinweise für Autoren

1 Allgemeines

Promet dient der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern. Die Beiträge zum „Thema des Heftes“ sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis, jedoch in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

2 Äußere Form des Manuskriptes

2.1 Text

Einseitig auf durchnummerierten DIN-A4 Blättern (links 4 cm, oben 2 cm als freier Rand), Maschinenschrift, 1 1/2zeilig, ca. 60 Anschläge/Zeile und 30 Zeilen/Seite.

2.2 Gliederung

Numerierung der Haupt- und Unterabschnitte nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2 ..., 2, 2.1, 2.2 usw.).

2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige Vorlagen (Fotos mit Hochglanz,

Strichzeichnungen mit schwarzer Tusche und klarer Beschriftung). Legenden zu den Abbildungen auf besonderem Blatt beifügen.

2.4 Formeln, Gleichungen

Auf das Notwendige beschränken, deutlich lesbar mit fortlaufender Numerierung in runden Klammern am rechten Textrand.

2.5 Tabellen

Nur im notwendigen Umfang, klar und übersichtlich, ggf. auch als Abbildungen.

2.6 Literaturzitate

Literaturhinweise im Text: ... MÜLLER (1980) ... oder ...(MÜLLER 1980) ...

Literaturverzeichnis:

— Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber werden durch den Zusatz: „Hrsg.“ gekennzeichnet.

— Zeitschriftenaufsatz:

KURZ, M.: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch. 35 (1982) Nr. 1, S. 21—30.

— Buch:

SCHÖNWIESE, C.-D.: Klimaschwankungen. Berlin: Springer-Verlag 1980.

3 Korrekturen

Autoren, die das „Thema des Heftes“ behandeln, erhalten Fahnenabzüge ihres Beitrages zur Korrektur. Die Umbruchkorrekturen werden von der Hauptschriftleitung durchgeführt.

4 Belegexemplare, Fortdrucke

Autoren des Hauptthemas erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes, Autoren von Kurzmitteilungen (3spaltige Texte) je 1 Heft. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst, Hauptschriftleitung „Promet“
Frankfurter Straße 135, D-6050 Offenbach a. M.