

promet

1/2'89

meteorologische fortbildung

Meteorologie und Klimatologie der Antarktis II und III



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 (Hamburg)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)

Dr. H. Reiser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Langen/Hess.)

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zu den Titelbildern:

o. li.: Nebeneinander von Schelfeis (im Bild links) und Meereis (im Bild rechts).

o. re.: Gleicher Küstenabschnitt wie im linken Bild, 5 Tage später. Statt des Meereises sieht man nun eine Küstenpolynya. Höhe der Schelfeiskante über dem Meer in beiden Aufnahmen ca. 30 m.

u. li.: Vorbereitung eines Schwebeballons mit einer Radiosonde auf dem Hubschrauberdeck der Polarstern.

u. re.: Pinguinküken in ihrer Kolonie im Oktober.

(Aufnahmen: Chr. Kottmeier, Hannover)

promet 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

19. Jahrgang, Heft 1/2, 1989

Thema des Heftes:

Meteorologie und Klimatologie der Antarktis II und III

(Fachliche Redaktion: E. Augstein, Bremerhaven)

Beiträge	Seite
CHR. WAMSER, M. GUBE-LENHARDT	
8 Klimatische Bedingungen an der Georg-von-Neumayer-Station in der Antarktis	1
O. REINWARTH	
9 Isotopenanalysen von Eisbohrkernen	7
CHR. KOTTMEIER, E. FAHRBACH	
10 Wechselwirkungen zwischen Wasser, Eis und Luft in der antarktischen Küstenzone	15
P. SCHLOSSER, W. ROETHER	
11 Spurenstoffozeanographische Untersuchungen in der Weddell-See	22
P. LEMKE	
12 Modellierung des Meereises und der ozeanischen Deckschicht im Weddellmeer	28
P. SPETH	
13 Die allgemeine atmosphärische Zirkulation im Bereich der Antarktis	33
J.-S. XU, U. MIKOLAJEWICZ, H. v. STORCH	
14 Die Halbjahreswelle im Luftdruck auf der Südhalbkugel: Beobachtung und Simulation	42
K. O. MÜNNICH, R. JAENICKE	
15 Luftchemische Untersuchungen an der Georg-von-Neumayer-Station	48
Neue Instrumente und Methoden	
METEOPOD – ein flugzeuggestütztes Turbulenzmeßsystem (P. VÖRSMANN, B. FRIEDERICI, A. M. HOFF)	57

Vorausschau Tagungen

3. Umschlagseite

Thema des Heftes: Meteorologie und Klimatologie der Antarktis II und III

Zur Einführung

Mit diesem Heft wird das Thema „Meteorologie und Klimatologie der Antarktis“ fortgesetzt und abgeschlossen. Das Heft 4 '88 enthielt Beiträge mit den folgenden Titeln:

- 1 Deutsche Forschungsarbeiten in der Antarktis – Einführende Anmerkungen (E. AUGSTEIN)
- 2 Der Strahlungshaushalt in der Antarktis (E. RASCHKE)
- 3 Die bodennahen Winde in der Antarktis (J. EGGER)
- 4 Die Strömungsverhältnisse im Bereich der Filchner-Schelfeis-Kante unter sommerlichen Bedingungen (E. SCHALLER, L. ROSE)
- 5 Bodennahes Ozon in der Antarktis (P. WINKLER)
- 6 Ozonabnahmen in der antarktischen Stratosphäre (P. J. CRUTZEN)
- 7 Das antarktische Inlandeis im Klimasystem (J. OERLEMANS)

C. WAMSER und M. GUBE-LENHARDT

8 Klimatische Bedingungen an der Georg-von-Neumayer-Station in der Antarktis

1 Einleitung

Die Georg-von-Neumayer-Station (GvN) liegt im nordöstlichen Bereich der Weddellsee, 7 km entfernt von der Atka-Bucht auf dem Ekström-Schelfeis (Position: 70° 37' S; 8° 22' W). Die Station dient seit März 1981 als ganzjährige Basis für meteorologische, luftchemische und geophysikalische Beobachtungen (AUGSTEIN 1984). Während jeder Überwinterung sorgen zwei Meteorologen für den Betrieb des meteorologischen Observatoriums. Zu ihren Routineaufgaben gehören:

- Dreistündliche synoptische Beobachtungen
- Aerologische Messungen mit Hilfe von Ballonaufstiegen
- Betreuung der Energiehaushaltsstation und eines 40 m hohen Meßmastes
- Betreuung des Spurenstoffobservatoriums.

Daneben bearbeiten die Überwinterer spezielle wissenschaftliche Projekte und führen die Erprobung neuer Meßgeräte unter den extremen antarktischen Bedingungen durch.

Die synoptischen Beobachtungen sowie die aerologischen Messungen werden über den Satelliten Meteosat in das globale Telekommunikationsnetz (GTS) zur aktuellen synoptischen Wetteranalyse eingespeist.

Alle an der Station bisher registrierten Meßdaten dienen u. a. den Untersuchungen des Energie- und Massenhaushaltes des antarktischen Eisschildes. Zeitreihen solcher klimatologischen Daten über lange Zeiträume können Aufschluß geben über natürliche und antropogen bedingte Klimaveränderungen.

Die Meß- und Beobachtungsdaten werden am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in

Bremerhaven aufbereitet, überprüft und auf elektronischen Datenträgern archiviert (GUBE-LENHARDT 1987). Kopien der Datenbänder stehen Fachinteressenten auf Anfrage zur Verfügung.

2 Instrumentierung des meteorologischen Observatoriums

Meßträger, Meßsysteme und Datenaufbereitung wurden in den vergangenen Jahren mehrmals ergänzt und verbessert. Dementsprechend wird hier nur eine kurze Übersicht des derzeit an der Station eingesetzten Instrumentariums gegeben.

An einem ca. 40 m hohen Stahlgittermast werden Wind- und Temperaturprofile registriert. Das Temperaturprofil in den ersten ca. 6 m Tiefe des Schelfeises wird mit einer Thermistorkette bestimmt. Strahlungsgeräte zur Erfassung aller Komponenten der Strahlungsbilanz sind installiert. Zusammen mit Luftdruck- und Feuchtemessungen werden alle Daten von einer Erfassungsanlage aufbereitet und als 10 min-Mittelwerte gespeichert. Mit einem Netz von 4 Digiquarzdrucksensoren, die in 1-2 km Entfernung um die Station im Schelfeis vergraben sind, werden atmosphärische Schwerewellen registriert und untersucht. Während des Auftretens ausgeprägter sinusförmiger Druckvariationen wird das Datenerfassungssystem auf hohe zeitliche Auflösung (10 sec) umgestellt, damit die durch Schwerewellen hervorgerufenen Orbitalbewegungen auch in den Temperatur- und Windprofilen aufgezeichnet werden können.

Seit März 1983 läuft ein Routine-Radiosondenprogramm an der Station. Ein Vaisala-Radiosondensystem mit einer Omega-Windmeßeinrichtung liefert täglich ein Vertikalprofil der Temperatur, der Feuchte und des Windvektors bis

etwa 20 km Höhe. Wie bereits erwähnt, wird dieser Aufstieg um 1200 GMT als TEMP-Meldung in das GTS eingespeist. Die vollständigen Aufstiegsdaten werden ebenfalls am AWI archiviert. Bei speziellen Meßprojekten – wie z. B. während des Winter-Weddell-See-Projekts 1986 – werden die Messungen der GvN sinnvoll einbezogen, und die Meßfrequenz wird unter Umständen erhöht.

Die Darstellung der Langzeitmessungen atmosphärischer Spurengase an der Station wird an anderer Stelle dieses Heftes behandelt.

3 Klimatische Bedingungen an der GvN

Die GvN liegt im Übergangsbereich zwischen dem ganzjährig stationären Hochdruckgebiet über der Zentralantarktis und der zwischen 60° bis 50° S verlaufenden subpolaren Tiefdruckrinne. Ein Beispiel für die Druckverteilung sowie die Windverhältnisse im Januar wird in der Abbildung 1 gezeigt.

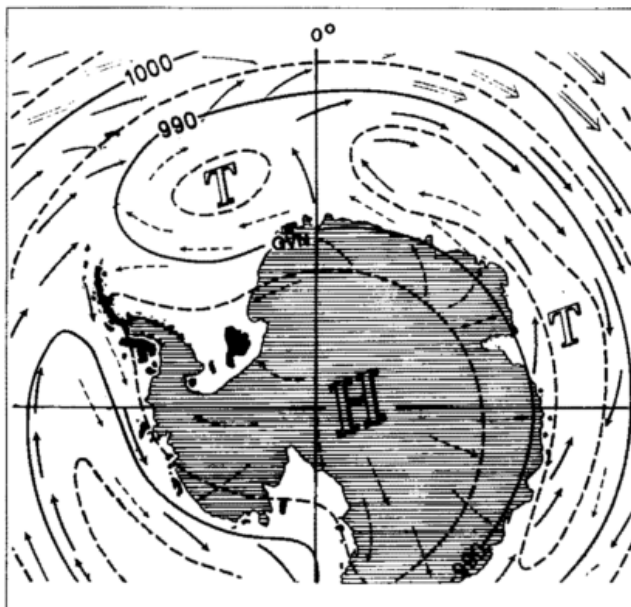


Abb. 1: Luftdruck in Meeresniveau und Winde im Monat Januar nach GEIGER (1974)
 → : $u > 5$ Bft
 → : \bar{u} mäßig
 → : \bar{u} schwach

Die maximale mittlere Ausdehnung des Packeisgürtels um die Antarktis beträgt im September etwa $18.8 \times 10^6 \text{ km}^2$; die minimale Ausdehnung im März beträgt mit etwa $2.6 \times 10^6 \text{ km}^2$ nur noch 15% des Septemberwertes (ORVIG 1970). Die ausgeprägten jahreszeitlichen Variationen begünstigen einerseits die Entwicklung antizyklonaler Wetterlagen im Südwinter, und sie führen andererseits in der Küstenzone zu gemäßigten maritimen Witterungsbedingungen in den drei Sommermonaten von Dezember bis Februar.

Im Südwinter hat der etwa 1.500 km breite, nördlich des Ekström-Schelfeises liegende Packeisgürtel eine mittlere Eisdicke von 60-70 cm (WADHAMS et al. 1987). In den Sommermonaten löst sich das Meereis bis auf geringe Reste auf, so daß der Ozean vor der Station eisfrei ist.

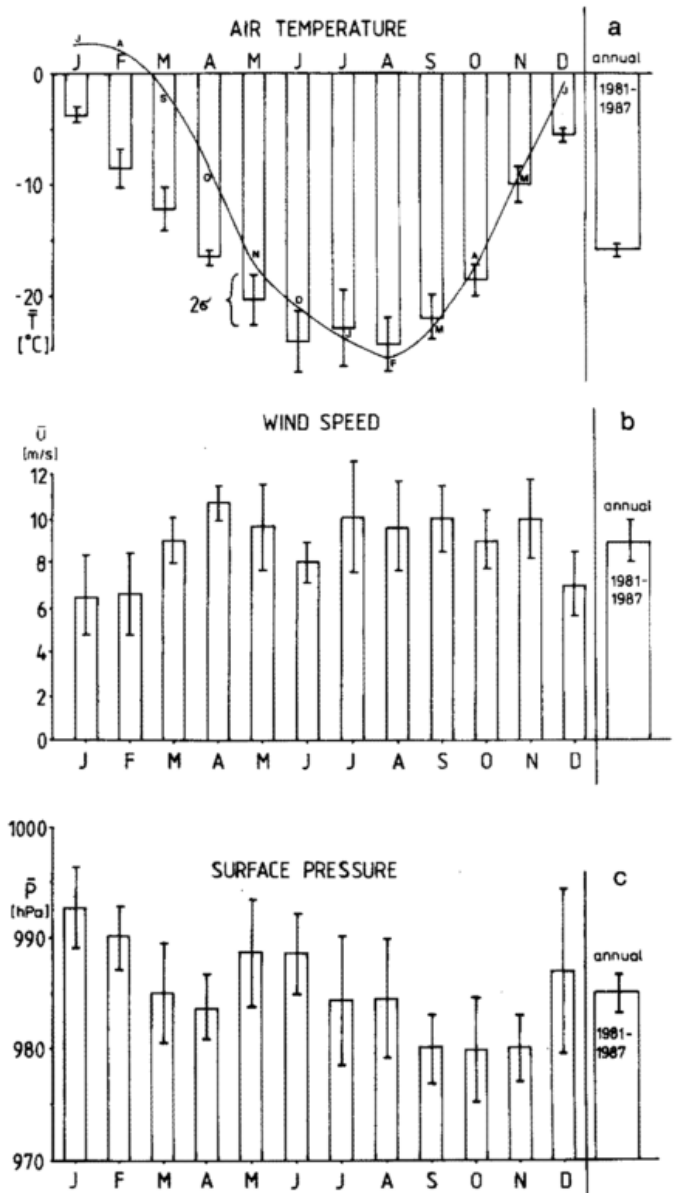


Abb. 2a-c: Histogramme der Lufttemperatur, der Windgeschwindigkeit und des Luftdrucks an der GvN, gültig für den Zeitraum 1981-1987. Die senkrechten Balken stellen die 2σ -Standardabweichungen der Jahresmittel für die einzelnen Monate dar. Weitere Erläuterungen s. Text.

Die wesentlichen Einflüsse auf das Klima- und Wettergeschehen an der Station werden ausgeübt von

- den astronomischen Bedingungen der hohen südlichen Breiten mit 71 Tagen ganztägiger Dunkelheit und 66 Tagen ununterbrochener Sonneneinstrahlung
- dem im Mittel 2.300 m dicken Eisschild über dem antarktischen Kontinent, der als große Wärmesenke und als mächtiges Süßwasserreservoir wirkt
- der Übergangslage zwischen polarem Hochdruck und subpolarer Tiefdruckrinne
- der starken jahreszeitlichen Variationen der Meereisbedeckung.

Im folgenden werden einige zusammenfassende Untersuchungen der wesentlichen Klimaelemente an der GvN dargestellt, die sich auf den Gesamtzeitraum der GvN-Beobachtungen 1981-1987 beziehen.

4 Klimaelemente an der GvN

4.1 Mehrjährige Mittelwerte

Mehrjährige Mittelwerte der wesentlichen Klimaelemente, bezogen auf den Untersuchungszeitraum 1981-1987, sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Zum Vergleich wurde die Tabelle durch die entsprechenden jährlichen Mittelwerte für Bremerhaven (rechte Spalte) ergänzt.

Tab. 1: Mittlere Klimaelemente an der GvN und in Bremerhaven, gültig für den Zeitraum 1981-1987. (*) BEYER 1988 - pers. Mitteilung.

Mittel 1981 bis 1987	GvH	B'haven (*)
Temperatur (°C)	-16.03	8.93
Windgeschwindigkeit (m/s)	9.00	6.10
Luftdruck (hPa)	985.20	1013.60
rel. Feuchte (%)	80	82
Anz. der wolkenfr. Tage: $N \leq 1$	36	28
Tage mit Schneedrift	137	-
Bedeckungsgrad (%)	58	70
Häufigste Windrichtung	OST	SÜDWEST

Ein Vergleich der Jahresmitteltemperatur an der GvN mit derjenigen der zentralantarktischen „Plateau-Station“ (79° 15'S; 40° 30' E), an der im Jahresmittel -56.4°C gemessen wurden, zeigt mit einer Differenz von etwa 40° C auch den ausgleichenden Einfluß des Meeres auf die Temperaturverhältnisse an der GvN.

Ein weiterer Vergleich mit einer anderen Station, die im Europäischen Nordmeer liegt, demonstriert den Gegensatz zum Weddellmeer. Die Insel Jan Mayen, nordöstlich von Island, liegt mit ihrer Position auf 71° nördlicher Breite etwa ebensoweit vom Pol entfernt wie die GvN. Auch Jan Mayen ist im Nordwinter zeitweise vom Packeis umgeben; jedoch beträgt hier die Jahresmitteltemperatur +1° C (PIRK 1959). Diese Zahlen machen die großen, globalen klimatischen Gegensätze zwischen dem Weddellmeer und dem europäischen Nordmeer deutlich.

Die Balkendiagramme in den Abbildungen 2a-c zeigen die monatlichen Mittelwerte der Lufttemperatur, der Windgeschwindigkeit und des Luftdrucks an der GvN zusammen mit den entsprechenden 2σ - Standardabweichungen (vertikale Balken) für den Zeitraum 1981-1987. Zum Vergleich mit arktischen Bedingungen wurde in die Abbildung 2a der um ein halbes Jahr verschobene Verlauf der mittleren monatlichen Temperatur auf der Wrangel-Insel (nordwestliche Beringstraße) als durchgezogene Linie eingetragen. Diese Station wurde gewählt, weil sie als Antipode der GvN ähnliche astronomische Bedingungen aufweist. In den Winter- und Frühjahrsmonaten zeigen beide Stationen vergleichbare monatliche Mitteltemperaturen. Im Sommer und Herbst treten dagegen erhebliche Unterschiede mit Temperaturdifferenzen bis zu 11° C auf. Eine Erklärung hierfür liegt in den sehr unterschiedlichen Oberflächenalbedowerten beider Orte. Während die Station auf der Wrangel-Insel ab Mitte Juni praktisch

schneefrei ist, sind die Schelfeisflächen an der GvN auch in den Südsommermonaten ganzjährig mit Schnee bedeckt. Die mittleren Albedowerte liegen hier zwischen 65 und 95% (GUBE-LENHARDT u. OBLEITNER 1986) und beeinflussen durch den entsprechend hohen Anteil kurzwelliger Reflexion am Boden den Strahlungshaushalt an der GvN nachhaltig.

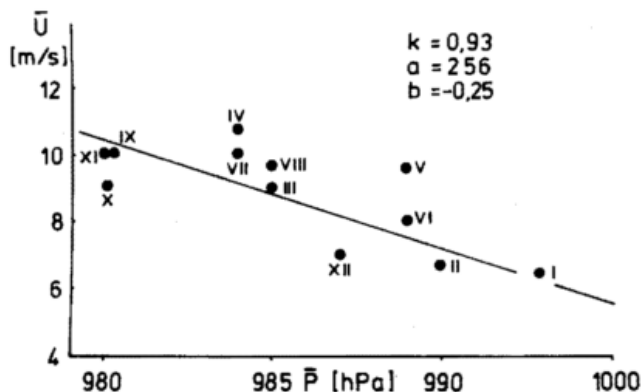


Abb. 3: Die mittlere monatliche Windgeschwindigkeit an der GvN in Abhängigkeit vom mittleren Luftdruck.

Der jährliche Gang der mittleren monatlichen Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe an der GvN (Abb. 2b) ist durch geringere Werte in den Südsommermonaten Dezember, Januar und Februar gekennzeichnet, die wiederum mit relativ hohen Luftdruckwerten zusammenfallen. Dieser Zusammenhang gilt allgemein, wie die Korrelation beider Werte in der Abbildung 3 belegt.

4.2 Beispiele mittlerer jährlicher Klimaelemente

Wie bereits aus den Abbildungen 2a-2c zu ersehen war, sind die jährlichen Streuungen der Temperatur, der Windgeschwindigkeit und des Druckes relativ gering. Ähnliches

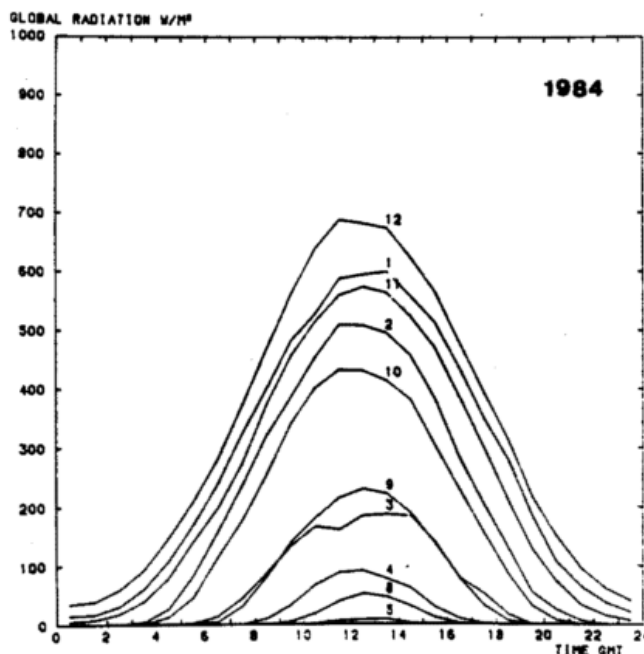


Abb. 4: Monatliche Mittelwerte des täglichen Ganges der Globalstrahlung für das Jahr 1984.

gilt auch für die meisten anderen Klimaelemente wie Globalstrahlung, Albedo, Bedeckungsgrad, Inversionshäufigkeit sowie troposphärische Temperaturen. Aus diesem Grund soll hier auf die Darstellung zusammenfassender Ergebnisse für den Gesamtmeßzeitraum verzichtet und lediglich Häufigkeitsverteilungen und jahreszeitliche Variationen für einzelne ausgesuchte Jahre beschrieben werden.

Der über die einzelnen Monate des Jahres 1984 gemittelte Gang der täglichen Globalstrahlung ist in der Abbildung 4 angegeben. Bedingt durch die Polarnacht im Juni und Juli verschwindet die kurzweilige Einstrahlung in diesem Zeitraum. Maximalwerte bis zu 700 W/m^2 treten in den Mittagsstunden im Dezember auf, wobei die mittlere Strahlungsbilanz der Schneeoberfläche in den Sommermonaten 50 W/m^2 erreichen kann (WAMSER u. KÖNIG 1986).

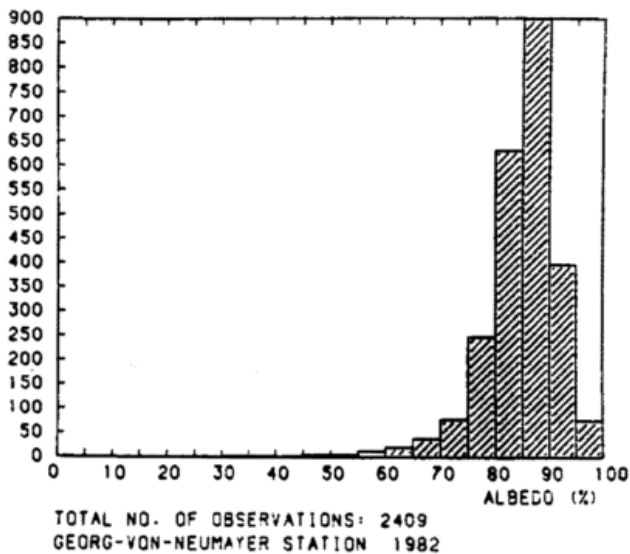


Abb. 5: Histogramm der Oberflächenalbedo an der GvN für das Jahr 1982.

Extrem hohe Werte der Oberflächenalbedo an der Station sind durch die Lage auf dem Schelfeis mit häufiger Schneedrift zu erklären. Das Histogramm der Abbildung 5 zeigt die Verteilung der Albedowerte in 5%-Klassen für das Jahr 1982. Bei mehr als 96% aller 2409 Meßfälle erreicht die Albedo Werte über 0.70 mit einem ausgeprägten Maximum in der Klasse 0.85-0.90.

Den Gang der monatlichen Mitteltemperaturen zusammen mit den in den einzelnen Monaten gemessenen Extremwerten für die Jahre 1983, 1984 enthält die Abbildung 6. Die Amplituden der Jahresschwankungen der Monatsmittelwerte variieren zwischen 20.7° C (1985) und 25.8° C (1982). Der größte Unterschied der Einzelwerte wurde 1982 mit 46.4° C erreicht, wobei in diesem Jahr am 15. August die niedrigste Temperatur mit -43.6° C und die höchste mit $+2.8^\circ \text{ C}$ am 18. Dezember gemessen wurde.

Der mittlere jährliche Bedeckungsgrad beträgt für den Zeitraum 1981-1987 an der GvN 58.4% mit einer sehr geringen Standardabweichung von nur 2.7%. Das Histogramm in Abbildung 7 zeigt eine für den gesamten Untersuchungszeitraum typische bimodale Verteilung mit Spitzen im Bereich geringer und hoher Wolkenbedeckung.

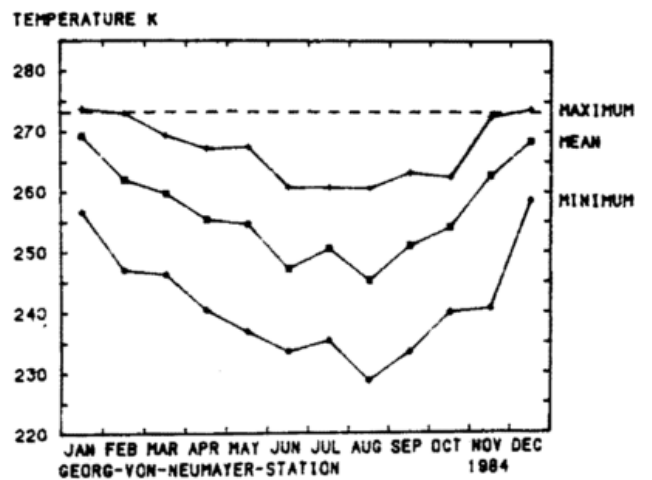
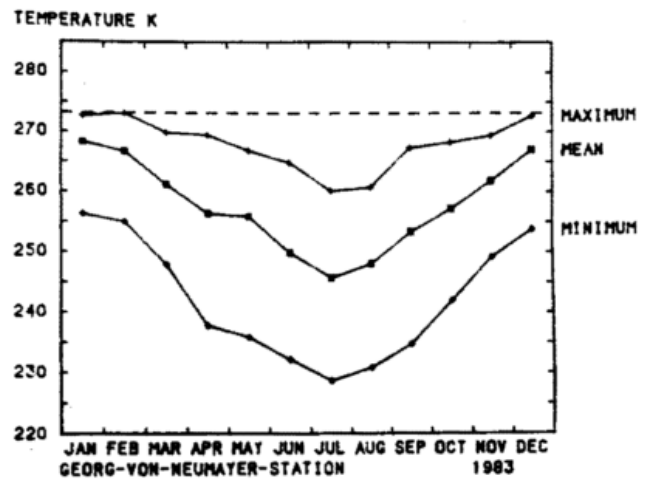


Abb. 6: Zeitreihen der mittleren monatlichen Lufttemperaturen an der GvN für das Jahr 1983 und 1984 sowie die in den einzelnen Monaten aufgetretenen Extremwerte.

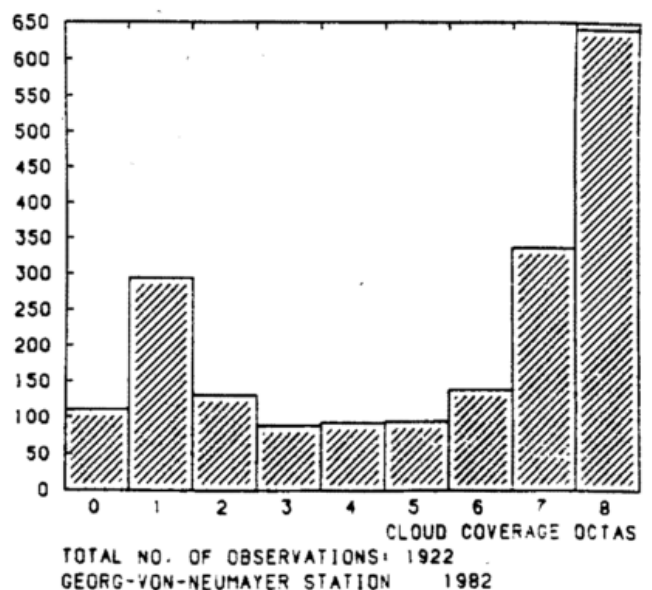


Abb. 7: Histogramm des Gesamtwolkenbedeckungsgrades an der GvN für 1984.

Ein Beispiel eines Zeit-Höhenschnitts der Lufttemperatur unterhalb 14 km Höhe für 1984, bestimmt aus den täglichen Radiosondenaufstiegen, findet man in der Abbildung 8. Während in den mittleren Höhenlagen zwischen 2 und 8 km nur eine geringe jahreszeitliche Variation der Temperaturen zu erkennen ist, zeigen die atmosphärische Grenzschicht sowie die untere Stratosphäre einen ausgeprägten Jahresgang. Als Erklärung für die starke Abkühlung der unteren Stratosphäre von mehr als 20° C zwischen März und Juni sind die Unterbrechung der horizontalen Advektion von Luftmassen in die polare Zirkulation und die geringe oder gar verschwindende solare Einstrahlung während der Wintermonate zu nennen. Eine verringerte Strahlungserwärmung im Spätwinter hängt auch mit dem zu dieser Zeit generell zu beobachtenden Ozonminimum über der Polkappe zusammen.

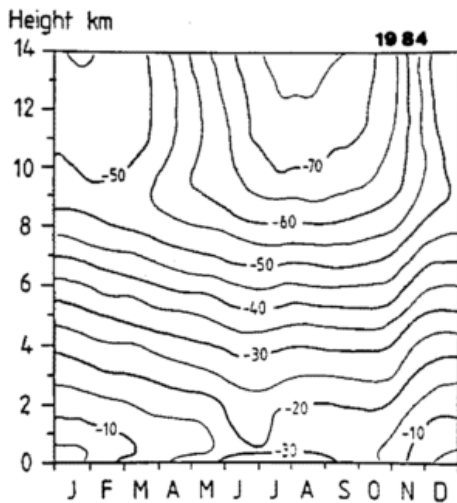


Abb. 8: Höhen-Zeitdiagramm der Lufttemperatur über der GvN, bestimmt aus den täglichen Radiosondenaufstiegen im Jahr 1984.

Die untere Troposphäre ist charakterisiert durch häufig auftretende Temperaturinversionen, die im Südwinter bis zu 2 km Mächtigkeit erreichen können. In den Monaten Mai bis August sind die bodennahen Luftschichten mit geringen Ausnahmen stabil geschichtet; nur bei zyklonalen Wetterlagen mit Warmluftadvektion aus nördlichen Richtungen können die kalten, stabilen Luftmassen über der Station kurzzeitig weggeräumt werden.

Temperaturinversionen sind demnach beständige Merkmale der atmosphärischen Grenzschicht an der GvN. Die Histogramme in der Abbildung 9 basieren auf Mastprofilmessungen in den Jahren 1982 bis 1984. Sie zeigen die in den bodennahen Luftschichten aufgetretenen Temperaturgradienten. Die linken Balken geben die absoluten Häufigkeiten der Meßfälle an, in denen in den einzelnen Jahren keine Inversionen vorgefunden wurden. Die von Jahr zu Jahr beträchtlich schwankenden relativen Häufigkeiten dieser Fälle wurden als Prozentangaben in die Abbildungen eingetragen.

Die Bodenwindverhältnisse an der GvN sind geprägt durch die Lage der Station am antarktischen Kontinent zwischen tiefem Druck im Norden und hohem Druck über der zentralen Antarktis. Östliche Winde sind somit charakte-

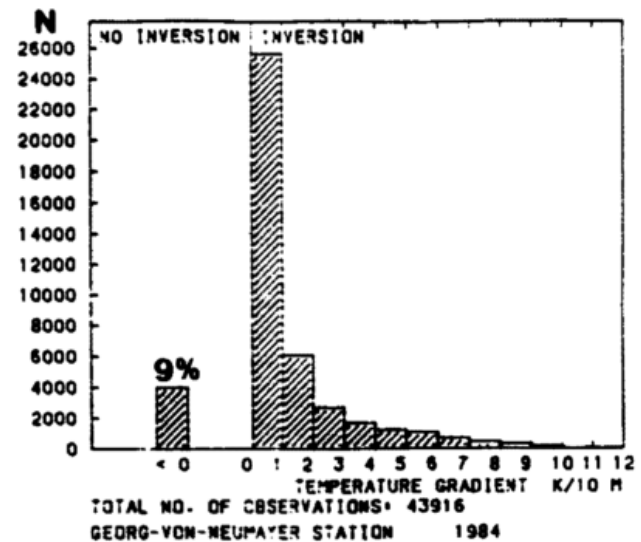
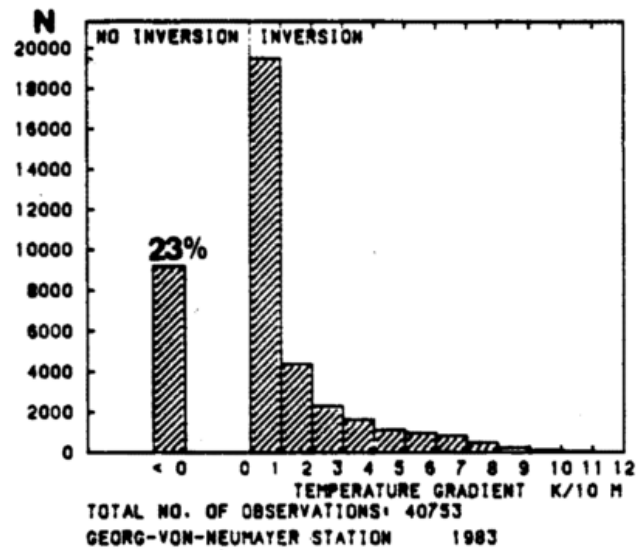
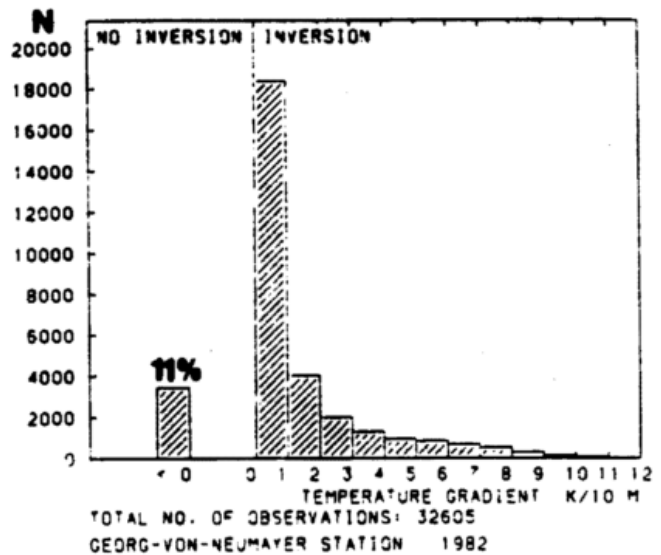


Abb. 9: Histogramme der mittleren vertikalen Temperaturgradienten in der bodennahen Luftschicht für die Jahre 1982 bis 1984.

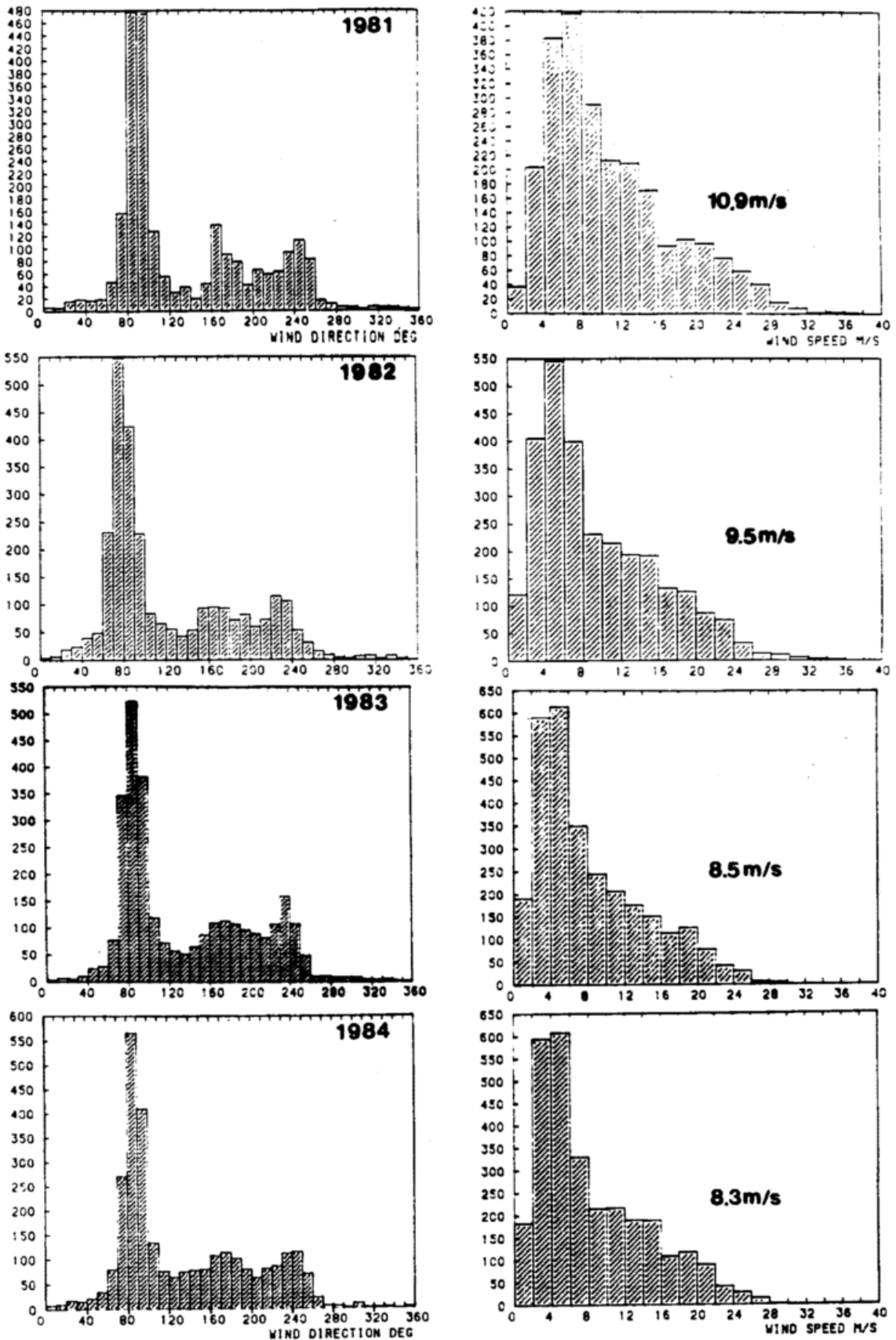


Abb. 10: Histogramme der Windrichtung (links) und der Windgeschwindigkeit (rechts) in 10 m Höhe an der GvN, gültig für die Jahre 1981 bis 1984.

ristisch für antarktische Küstenstationen, an denen je nach den speziellen orographischen Bedingungen katabatische – oder Inversionswinde vorherrschen (KOTTMEIER et al. 1982). An der GvN sind diese durch geneigte Oberflächen und starke Auskühlung der bodennahen Luftmassen hervorgerufenen Effekte wegen der geringen Neigung des Schelfeises nur noch schwach ausgeprägt.

In der Abbildung 10 (links) haben die Histogramme der Windrichtungen für die Jahre 1981 bis 1984 das erwartungsgemäß deutliche Maximum bei Ostwinden. Nördliche Windrichtungen zwischen 280° und 40° sind äußerst selten und treten nur sporadisch für kurze Zeitabschnitte auf. Die Balkendiagramme der Windgeschwindigkeit (rechte Abbildungen) zeigen für die hier dargestellten Jahre jeweils ähnliche, schiefe Verteilungen mit einem Maximum zwischen 5–7 m/s. Die mittleren jährlichen Windgeschwindigkeiten sind in die Diagramme eingetragen, wobei eine stetige Abnahme von 1981 bis 1984 auffällt.

5 Abschließende Bemerkungen

Die hier gezeigten Ergebnisse bilden einen kleinen Auszug aus dem vorliegenden Datenmaterial. Die seit 1981 durchgeführten Messungen und Beobachtungen reichen noch nicht aus, um eventuell vorhandene Trends abzuleiten. Selbst die gemessenen Jahresgänge können noch nicht als repräsentativ gelten. Mit jedem weiteren Jahr wird jedoch die Basis des klimatischen Datenmaterials der GvN, einer typischen antarktischen Küstenstation, erweitert und für die Klimamodellierung von wachsendem Wert sein.

Trotz der mittlerweile guten technischen Hilfsmittel hängt die Gewinnung und Qualität der Meßdaten an der GvN

von dem großen engagierten Einsatz der dort arbeitenden Wissenschaftler und des Betriebspersonals ab. Diese Leistung soll auch hier mit Dank erwähnt werden.

Literatur

- AUGSTEIN, E. (1984): The Observatories of the Georg-von-Neumayer-Station. Ber. zur Polarforschung des Alfred-Wegener-Instituts, Sonderheft 5
- GUBE-LENHARDT, M. (1987): The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984. Ber. zur Polarforschung; Nr. 38. Alfred-Wegener-Institut
- ORVIG, S. (1970). Climates of the Polar Regions. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam – London – New York
- WADHAMS, P; LANGE, M; ACKLEY, S. F. (1987): The Ice Thickness Distribution Across the Atlantic Sector of the Antarctic Ocean in Midwinter. Journ. Geophys. Res. 92, 14535-14552.
- PIRK, Z. M. (1959): Mean Position of Surface Pressure and Temperature Distribution in the Arctic. Tr. Arkticheskogo Nauchn.-Issled. Inst. 217, S. 5-34.
- WAMSER, C.; KÖNIG, G. (1986): Die solare und terrestrische Strahlung in der Antarktis und ihre Parameterisierung mit Hilfe von synoptischen Beobachtungen. Meteorol. Rdsch. 39, S. 25-31.
- KOTTMAIER, C; HARTIG, R; PREUSS, J. (1982): Zusammenstellung zu den klimatischen Gegebenheiten der Georg-von-Neumayer-Station, Interner Bericht.
- GEIGER, R. (1974): Klima von Australien und Antarktis. Perthes Transparent Atlas. TA 701.
- GUBE-LENHARDT, M; OBLEITNER, F. (1986): The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1981 and 1982. Ber. zur Polarforschung, Nr. 30. Alfred-Wegener-Institut.

9 O. REINWARTH Isotopenanalysen von Eisbohrkernen

1 Einleitung

Isotopenmethoden haben sich in der Glaziologie besonders bei der Erforschung der großen Inlandeis Grönlands und der Antarktis als außerordentlich wertvolles Hilfsmittel erwiesen.

Die Bedeutung der Isotopenmethoden folgt vorrangig daraus, daß die durch ihren Isotopengehalt markierten Niederschläge bei der Deposition auf den Eiskörpern in ihrer Abfolge weitgehend erhalten bleiben. Die mit den Isotopengehalten der Niederschläge verknüpfte meteorologische Information, – im wesentlichen deren Temperaturabhängigkeit, – kann in der Folge für verschiedene glaziologisch-klimatologische Untersuchungen genutzt werden. Dies gilt insbesondere, seit die Entwicklung geeigneter Eisbohrtechniken die Gewinnung von Bohrkernen auch aus größeren Tiefen ermöglicht und damit über große Zeiträume akkumuliertes Material in kontinuierlicher Abfolge erschließt.

Als Anwendungsbereiche kommen dabei vorrangig in Betracht:

- Ermittlung der Akkumulation auf den Schelf- und Inlandeisflächen, vornehmlich durch Analyse der Kerne von Flachbohrungen,
- Erfassung von dynamischen Prozessen und klimatischen Veränderungen in Verbindung mit der Untersuchung von Kernen mitteltiefer und tiefer Bohrungen,
- Analyse langfristiger Klimaschwankungen anhand der Auswertung tiefer Bohrungen.

Diese verschiedenen Anwendungsbereiche sollen in der Folge vorgestellt werden. Zuvor seien einige wichtige Fakten zusammengefaßt. Ausführliche Darstellungen der physikalischen Grundlagen finden sich bei DANSGAARD (1961), MOSER und RAUERT (1980), speziell auf die glaziologische Problematik abgestimmt bei DANSGAARD et al. (1973) sowie bei ROBIN (1983).

Geht man von den Ozeanen aus, die 98% unseres globalen Wasservorrates repräsentieren und zugleich die wichtigste

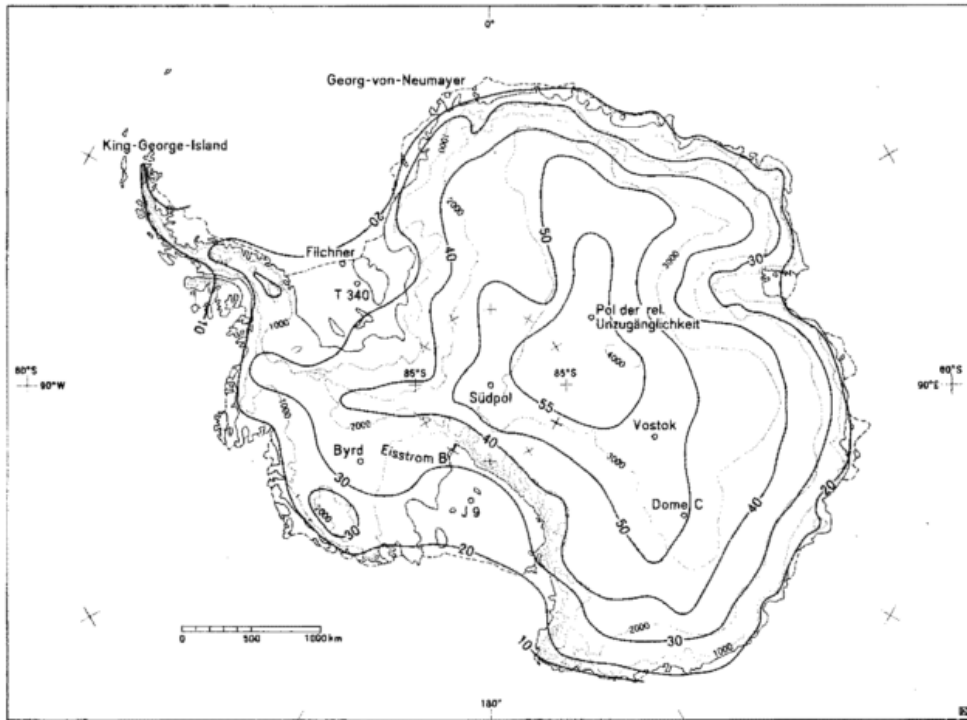


Abb. 1:
Verteilung der mittleren ^{18}O -Gehalte der Oberflächenschichten, dargestellt durch Isolinien der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in ‰ (n. MORGAN 1982). Alle δ -Werte sind negativ. Zusätzlich eingetragen sind 1000-m-Höhenlinien und im Text vorkommende Orts- bzw. Stationsbezeichnungen.

Quelle für den atmosphärischen Wasserdampf darstellen, so werden etwa 99,7% dieser Wassermasse von normalem Wasser $^1\text{H}_2\ ^{16}\text{O}$ gebildet, 0,20% des Wassers enthält das stabile schwere Sauerstoffisotop ^{18}O und 0,03% das ebenfalls stabile schwere Wasserstoffisotop ^2H (Deuterium).

Während im Ozean diese Komponenten eine nahezu homogene Mischung bilden, variieren im atmosphärischen Wasserdampf und im Niederschlag die Isotopengehalte in meßbaren Beträgen. Als Folge der unterschiedlichen Sättigungsdampfdrucke von normalem Wasser und isotopisch angereichertem Wasser, - er ist bei 10°C für $^1\text{H}_2\ ^{18}\text{O}$ ca. 1% niedriger und für $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ 10% niedriger als für $^1\text{H}_2\ ^{16}\text{O}$, - treten bei allen Verdunstungs- und Kondensationsvorgängen Isotopenfraktionierungen auf mit der Folge, daß der Wasserdampf gegenüber dem Reservoir, von dem er verdunstet ist, isotopisch abgereichert ist, während bei der Kondensation das Kondensat gegenüber dem verbleibenden Wasserdampf isotopisch angereichert ist. Analoge Fraktionierungseffekte treten auch beim Wechsel von fester und flüssiger Phase auf. Insgesamt nimmt die Isotopenfraktionierung bei den Phasenumwandlungen unter sonst gleichbleibenden Bedingungen mit abnehmender Temperatur zu.

Der massenspektrometrisch bestimmte Gehalt an ^2H und ^{18}O einer Wasserprobe wird als relative Abweichung in ‰ des Isotopenverhältnisses R_{Probe} von $^2\text{H}/^1\text{H}$ bzw. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ zu den entsprechenden Verhältnissen eines Standards $R_{\text{V-SMOW}}$ (V-SMOW = Vienna-Standard Mean Ocean Water) ausgedrückt und in δ -Werten angegeben:

$$\delta = \frac{R_{\text{Probe}} \cdot R_{\text{V-SMOW}}}{R_{\text{V-SMOW}}} \cdot 10^3 \text{ ‰}$$

Die Werte haben allgemein ein negatives Vorzeichen, d. h. die Wasserproben sind normalerweise gegenüber dem

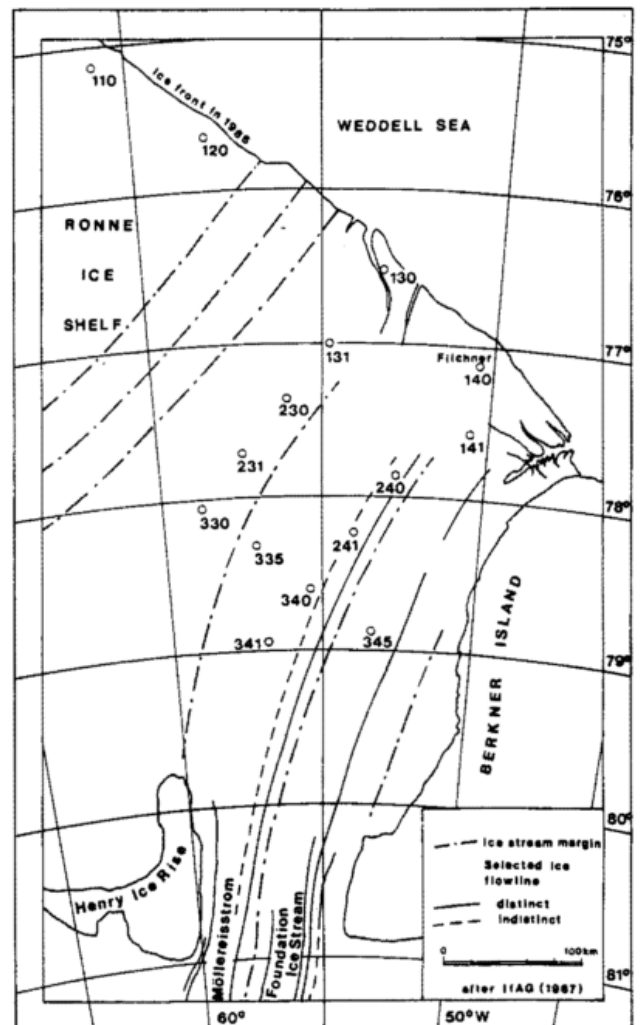


Abb 2: Östlicher Teil des Ronne-Schelfeises mit Eintragung der Arbeitspositionen der Filchner-Traversenunternehmungen einschließlich des Bohrpunktes T 340 (1983/84).

Standard V-SMOW abgereichert. Zwischen den Werten $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ besteht im Mittel eine lineare Beziehung der Form:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \pm 2\text{‰}$$

Letztlich hängt die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags in sehr komplexer Weise vom Quellgebiet des Wasserdampfes, den Mischungs- und Austauschvorgängen beim Transport des Wasserdampfes sowie wiederholten Verdunstungs- und Kondensationsprozessen und speziell von der Kondensationstemperatur bei der Niederschlagsbildung ab. Als qualitative Merkmale lassen sich dabei folgende Effekte hervorheben:

- Mit dem ausfallenden Niederschlag tritt wegen der bevorzugten Eliminierung der schweren Isotope eine fortschreitende Abreicherung des verbleibenden Niederschlagswassers an ^2H und ^{18}O ein. So werden mit zunehmendem Abstand von den Küstenregionen und in der Folge von Hebungsvorgängen an Gebirgen abnehmende δ -Werte beobachtet und entsprechend als *Kontinental- bzw. Höheneffekt* bezeichnet.
- Ebenso resultiert aus dem mittleren meridionalen Temperaturgefälle ein entsprechender *Breiteneffekt*.
- Das niedrigere Temperaturniveau führt im Winter zu kleineren δ -Werten des Niederschlags als im Sommer und induziert so ein jahreszeitliches Signal. In analoger Weise gilt dies auch für längerperiodische klimatische Schwankungen.

2 Die räumliche Verteilung der Isotopengehalte in der Antarktis

2.1 Isotopengehalte der Oberflächenschichten

Mit den inzwischen vorliegenden umfangreichen Daten zu den ^{18}O -Gehalten der oberflächennahen Schnee- und Firnschichten konnte die flächenhafte Verteilung dieses Parameters für die gesamte Antarktis analysiert und dargestellt werden (MORGAN 1982). Die entsprechende Auswertung zeigt Abbildung 1.

Die Verteilung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bildet in grober Näherung die Temperatur- bzw. Höhenverteilung des antarktischen Inlandeises ab mit den geringsten ^{18}O -Gehalten im höchsten und zugleich kältesten Teil der Ostantarktis. Die gemessenen Einzelwerte der ^{18}O -Gehalte überdecken dabei einen Bereich von $-9,5\text{‰}$ an der Station Bellingshausen (King George Island) bis -57‰ am Pol der relativen Unzugänglichkeit, dem eisrandfernsten Punkt der Antarktis (vgl. Abb. 1). Die Höhenabhängigkeit der δ -Werte wird dabei in einigen Gebieten durch die Ablagerung von windverdriftetem Schnee weitgehend kompensiert (LORJUS und MERLIVAT 1975).

2.2 Akkumulationsermittlung mit Isotopenstratigraphie

Die Kenntnis der Verteilung des mittleren jährlichen Schneeauftrags bildet eine der Voraussetzungen bei der Ermittlung der Massenbilanz für die als Einzugsgebiete abgrenzbaren Teilbereiche des antarktischen Inlandeises

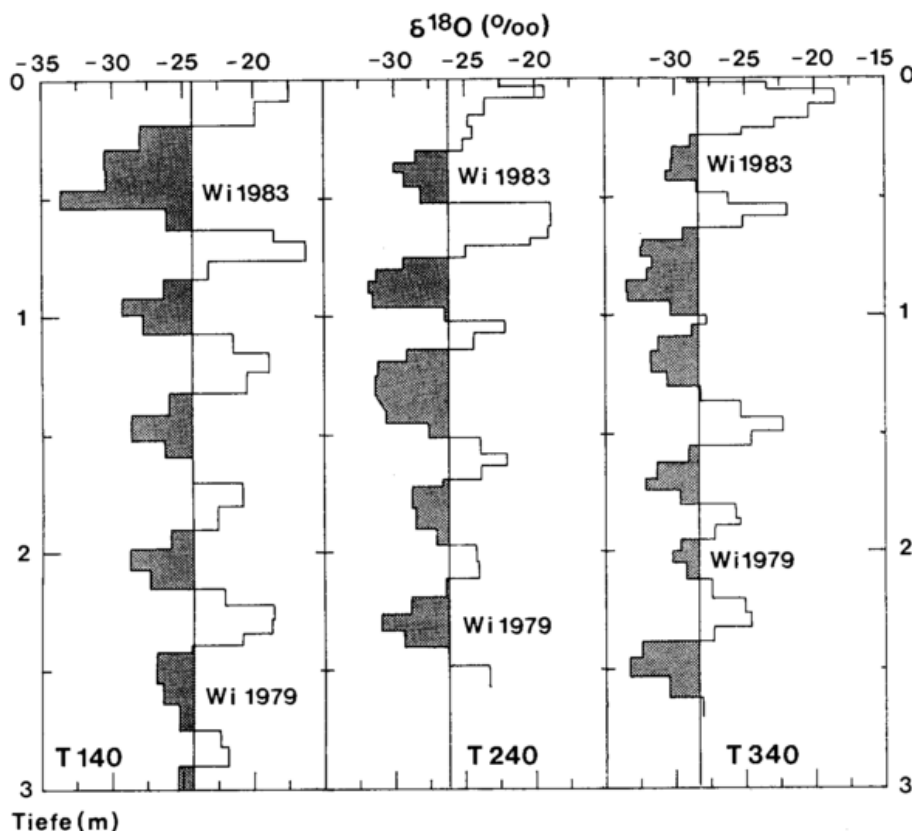


Abb. 3: Tiefenprofile der ^{18}O -Gehalte für Schneeschächte der Filchner-Traversenhauptpunkte 1983/84 (Ronne-Schelfeis). Die mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind jeweils durch eine Linie markiert.

und der Schelfeise (DREWRY 1983). Entsprechende Messungen wurden auch bei den Traversenunternehmungen auf dem Filchner/Ronne-Schelfeis im Rahmen des deutschen Beitrages zum Filchner-Projekt durchgeführt. Das Arbeitsgebiet und die Lage der Meßpunkte sind in Abbildung 2 wiedergegeben.

Die bei der konventionellen Akkumulationsbestimmung zur Identifizierung von Jahresschichten herangezogenen sichtbaren stratigraphischen Merkmale mit der bekannten Wechsellagerung von grobkörnig lockeren Sommerschichten und feinkörnig harten Winterschichten wurden inzwischen weitgehend durch isotopestratigraphische Kriterien ersetzt. Der allgemein deutlich ausgeprägte Jahresgang der ^2H - und ^{18}O -Gehalte ermöglicht eine wesentlich objektivere Abgrenzung der Jahresschichten. Als Beispiel dienen die in Abbildung 3 dargestellten Auswertungen von Schneeprofilen vom Ronne-Schelfeis in ca. 20, 120 und 220 km Abstand vom Eisrand (REINWARTH et al. 1985). Die Abbildung zeigt deutlich die gut ausgebildete jahresperiodische Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, wobei sich die sommerlichen Maxima meist schärfer abzeichnen als die winterlichen Minimalbereiche, was darauf schließen läßt, daß hier die Akkumulation vornehmlich während der Wintermonate erfolgt. Klar erkennbar ist auch die Abnahme der mittleren Akkumulationsbeträge mit zunehmendem Abstand vom Eisrand ebenso wie die Verschiebung der mittleren δ -Werte, wobei sich ein Horizontalgradient von $1\text{‰}/50\text{ km}$ bzw. ein vergleichsweise sehr hoher Wert des Temperaturgradienten von $2\text{‰}/\text{K}$ im Sinne eines *Kontinentaleffektes* ergibt, der wohl nicht allein klimatisch erklärt werden kann.

Die Anwendbarkeit der isotopestratigraphischen Methode erreicht ihre Grenze, wenn die Akkumulationsbeträge so klein werden, daß sie keinen vollen Jahreszyklus mehr nachzuweisen ermöglichen, wie dies für große Bereiche der zentralen Ostantarktis der Fall ist. Ihre Anwendung wird andererseits auch problematisch, wenn bei hohen jährlichen Akkumulationsbeträgen ausgeprägte witterungsbedingte Schwankungen der δ -Werte das jahresperiodische Signal überlagern, wie etwa auf dem Ekström-Schelfeis im Gebiet der Georg-von-Neumayer-Station.

3 Einfluß der Lage- und Höhenabhängigkeit der Isotopenwerte auf die Auswertung von Bohrkernen

Wegen der Fließbewegung des Eises erfaßt man bei einer Bohrung mit wachsender Tiefe Material, das zunehmend weiter landeinwärts und damit zumeist in größerer Höhe deponiert wurde. Die δ -Werte müssen sich demnach mit zunehmender Bohrtiefe zu stärker negativen Beträgen verschieben. Erst wenn die Änderungen der δ -Werte eine mit den Fließgeschwindigkeiten und den lokalen Änderungen der δ -Werte entlang der Fließlinie nicht mehr erklärbare Variation zeigen, kann auf die Auswirkung klimatischer Vorgänge geschlossen werden.

3.1 Bohrung T340 auf dem Ronne-Schelfeis

Für die im Rahmen der Filchner II-Traverse 1983/84 niedergebrachte 100-m-Bohrung an Punkt 340 des Ronne-

Schelfeises (vgl. Abbildung 2) läßt sich zeigen, daß das gesamte erbohrte Material auf dem Schelfeis selbst akkumuliert wurde. Die jahresperiodische Variation des Isotopengehaltes ist über die gesamte Kernlänge erkennbar. Abbildung 4 gibt als Ausschnitt den Verlauf des Isotopensignals zwischen 80–90 m Bohrtiefe wieder. Eine Datierung des Kerns ist hier anhand der Isotopestratigraphie gut möglich, wobei die Auszählung der sommerlichen Maxima (490) mit Ergänzungen für fehlende Kernteile (41) auf ein Relativalter der untersten Schicht von 520 Jahren führt, d. h. dem Jahr 1461 zuzuordnen ist (GRAF et al. 1988).

Die mit einem einfachen zweidimensionalen Fließmodell aus der Extrapolation der Geschwindigkeits- und Verformungsraten des Schelfeises abgeleiteten Teilchenbahnen zum Bohrpunkt hin sind im unteren Teil der Abbildung 5 dargestellt. Sie ergeben ein Depositionsgebiet der untersten Jahresschicht ca. 250 km stromaufwärts von der Bohrung. Im oberen Teil der Abbildung 5 sind die aus der Isotopestratigraphie abgeleiteten Akkumulationsraten dargestellt. Die Werte sind entsprechend der Datierung und der Zuordnung des Depositionsgebietes auf eine Entfernungs- und eine Zeitskala bezogen. Die Darstellung läßt eine annähernd konstante Akkumulation von ca.

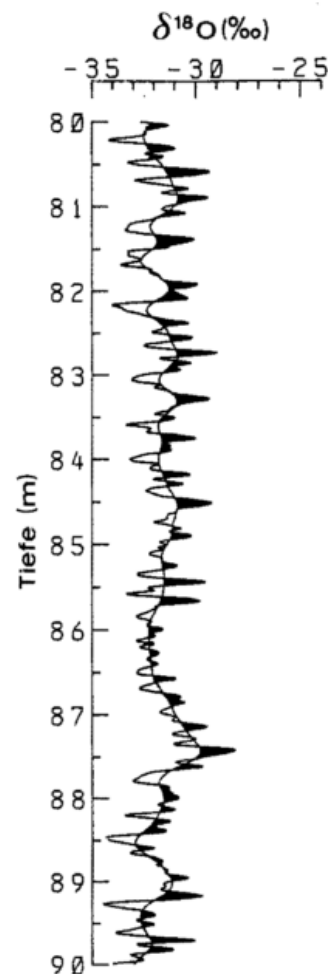
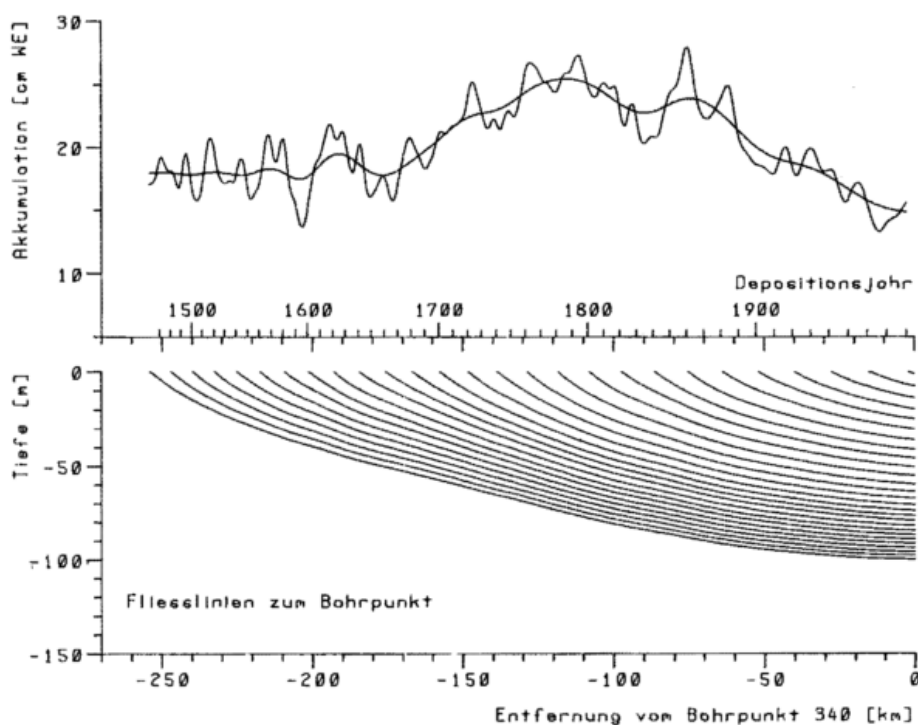


Abb. 4: ^{18}O -Profil des Bohrkerns von Position T 340 des Ronne-Schelfeises im Tiefenbereich 80–90 m. Die eingezeichnete Basislinie gibt die Variation des mittleren ^{18}O -Gehaltes der einzelnen Jahresschichten wieder.

Abb. 5: Kernbohrung auf dem Ronne-Schelfeis bei Position T 340. Oben: Akkumulationsraten südlich des Bohrpunktes zur Zeit der Ablagerung des mit dem Kern erbohrten Materials, geglättet mit Gaußscher Tiefpaßfilterung über 3 Jahre bzw. über 10 Jahre. Unten: Mit dem Fließmodell berechnete Teilchenbahnen zum Bohrprofil.



18 g/cm² im südlichen Abschnitt des Profils bzw. ältesten Teil des Kerns, einen Maximalbereich ca. 100 km entfernt bzw. im 18. und 19. Jahrhundert und in der Folge wieder abnehmende Beträge erkennen. Da die völlig gleichförmige Fläche des Schelfeises keinerlei Anhalt für eine lokale Änderung der Akkumulationsbeträge gibt, ist die festgestellte Erhöhung der Akkumulationsraten als klimatischer Vorgang zu interpretieren. Zudem wurden bei analogen Untersuchungen an der im Einzugsbereich des Ronne-Schelfeises gelegenen Amundsen-Scott-Südpolstation ähnliche Ergebnisse mit hohen Akkumulationsraten in den Jahren um 1900 mit seither abnehmenden Werten festgestellt. Allerdings zeigt sich hier eine markante Umkehr dieses Trends seit 1970 (JOUZEL et al. 1983).

3.2 Bohrung durch das Ross-Schelfeis

Erheblich weitergehende Aufschlüsse gestattet die 1978/79 von einer amerikanisch-russischen Unternehmung erfolgreich abgeschlossene Durchbohrung des Ross-Schelfeises an der Position J-9 (vgl. Abb. 1). Das Isotopenprofil des 416 m langen Bohrkernes läßt den Aufbau des Schelfeises nahe seiner Wurzel im Einzugsgebiet des vom Mary-Byrd-Land herabkommenden Eisstromes B gut erkennen (GROOTES und STUIVER 1983). Der Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, jeweils gemittelt über 1 m Kernlänge, ist in Abbildung 6 wiedergegeben.

Die starke Streuung der 1-m-Werte, besonders im oberen Teil des Kerns, sind als reelle, weitgehend klima-induzierte Variationen der ^{18}O -Werte anzusehen und resultieren keineswegs aus der Meßgenauigkeit des Isotopengehalts, die für ^{18}O mit etwa 0,1% angegeben wird. Sieht man von diesen Schwankungen der Werte ab, so lassen sich vier Bereiche mit unterschiedlichem Trend der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte abgrenzen:

- Der Bereich 35–150 m Tiefe mit δ -Werten von $-28,5$ bis $-30,5\%$ umfaßt das auf dem Schelfeis und dem angrenzenden Bereich bis zu einer Höhe von ca. 500 m NN akkumulierte Material.
- Das Eis im Tiefenbereich 150–274 m mit δ -Werten von -31 bis -36% repräsentiert Material, welches mit dem Eisstrom B vom Mary-Byrd-Land abfließt. Das Einzugsgebiet dieses Eisstroms erstreckt sich bis über 2100 m NN.
- Die δ -Werte des Tiefenbereichs 274–281 m mit einem Abfall von -36 auf -43% können nicht mehr mit der Verteilung der Isotopengehalte im Einzugsgebiet des Eisstromes B erklärt werden. Die sprunghafte Änderung ist vielmehr dem Übergang vom gegenwärtigen Interglazial (Holozän) zur letzten Glazialperiode zuzuordnen. Die Isotopengehaltsänderung entspricht dabei dem auch bei anderen Bohrungen für diesen Übergang festgestellten Betrag (JOHNSEN et al. 1972).
- Der Bereich 281–410 m Tiefe mit δ -Werten zwischen -40 und -43% stimmt mit den für die Westantarktis anzunehmenden Bedingungen während der letzten pleistozänen Vereisungsphase, wie sie durch den Bohrkern der Byrd-Station (vgl. Abb. 1) belegt werden, überein (JOHNSEN et al. 1972).

Räumlich erfaßt der Bohrkern von J-9 also die Akkumulation vom Ross-Schelfeis bis in die hochgelegenen Teile der Westantarktis, zeitlich überdeckt er das gesamte Holozän mit dem Übergang zur letzten Eiszeit und reicht noch weit in diese hinein. Die nur 7 m mächtige Schicht für den Übergangsbereich läßt annehmen, daß sich diese Veränderung in weniger als 1000 Jahren vollzog, wie dies auch Auswertungen grönländischer Bohrkern nahelegen (DANSGAARD et al. 1982). Eine detailliertere räumlich-zeitliche Einordnung des Materials ist für diese Bohrung indessen nicht möglich.

4 Klima-Interpretation der Isotopenprofile von Eisbohrkernen

Durch eine geeignete Positionierung des Bohrpunktes, etwa auf einer Kuppe (z. B. Dome C, Antarktis) oder einer Scheitellinie (z. B. Crete, Grönland), läßt sich der Anteil der *advektiven* Änderungen eliminieren, oder in einem Bereich geringer Fließraten (z. B. Vostok, zentrale Ostantarktis, vgl. Abb. 1) zumindest hinreichend genau erfassen, so daß die im Isotopenprofil des Bohrkernes festgestellten Änderungen der δ -Werte weitgehend dem zeitlichen Gang der Isotopengehalte entsprechen. Die daraus ableitbaren klimatischen, vor allem paläoklimatischen Informationen stellen wohl den bekanntesten Anwendungsbereich der Isotopenmethoden in der Glaziologie dar. Die geringen Akkumulationsraten der zentralen Inlandeisbereiche, vor allem der Ostantarktis mit Beträgen von < 50 mm, ermöglichen es zudem, mit einer Kernbohrung diese Änderungen über sehr große Zeiträume zu erschließen. Erstmals demonstriert wurde diese Möglichkeit an dem 1966 gewonnenen Bohrkern von Camp Century in NW-Grönland (DANSGAARD 1973), dessen ca. 120 000 Jahre überdeckendes Isotopenprofil heute mit zu den Standarddokumenten der Klimageschichte zählt. Inzwischen liegen die Analysen von sechs weiteren tiefreichenden Bohrkernen vor; neue Bohrungen sind in Grönland im Rahmen des Euro-Core und GRIP Projektes geplant. Das aktuelle Interesse konzentriert sich vor allem auf die 2202 m tiefe Bohrung an der Vostok-Station. Diese in 3488 m Höhe gelegene Station (vgl. Abb. 1) weist eine Jahresmitteltemperatur von $-55,5^{\circ}\text{C}$ und Akkumulationsraten zwischen 22–25 mm Wasserwert auf. Der hier gewonnene Kern überdeckt den bisher maximalen, mit einer Eisbohrung erfaßten Zeitraum von 160 000 Jahren (= 160 ka). Die weiteren Ausführungen beziehen sich weitgehend auf die Analyse dieses Kernes, dessen Isotopenprofil in $\delta^2\text{H}$ -Werten angegeben und diskutiert wird, nachdem gezeigt werden konnte, daß die Deuterium-Gehalte einen geeigneteren Temperaturindikator darstellen als die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (JOUZEL et al. 1987).

4.1 Relation von Temperatur- und δ -Werten

Um die Auswertung der an den Kernproben gemessenen δ -Werte nicht auf die qualitative Interpretation als Abweichungen von einem aktuellen oder mittleren Temperaturniveau beschränken zu müssen, sondern quantitativ als Temperaturänderungen analysieren zu können, wird eine Relation der Isotopengehalte zu den jeweiligen Oberflächentemperaturen benötigt.

Die Zeitreihen paralleler Messungen von Isotopengehalten und Temperaturen an Stationen in Grönland und der Antarktis, – Untersuchungen der Abhängigkeit der Isotopengehalte des Niederschlags von den meteorologischen Bedingungen zählen auch zum Aufgabenbereich der Georg-von-Neumayer-Station, – sowie die zahlreichen Punktmessungen von δ -Werten oberflächennaher Schneeproben mit gleichzeitig bestimmter mittlerer Umgebungstemperatur zeigen eine lineare Beziehung der Größen, wobei die Zahlenwerte der Koeffizienten regional zwar schwanken, aber mit $0,7\text{‰} \pm 0,3\text{‰}/\text{K}$ für $\delta^{18}\text{O}$ einen repräsentativen Mittelwert aufweisen. Für die Auswertung des Vostok-Kernes wird der aus zahlreichen Traversenmessungen in der Ostantarktis erhaltene Gradient von $6\text{‰}/\text{K}$ für $\delta^2\text{H}$ ($\triangleq 0,65$ für $\delta^{18}\text{O}$) angewandt. Er ist für den Temperaturbereich -20 bis -55°C sehr gut belegt.

Bei der Analyse sind eine Reihe von Korrekturen zu berücksichtigen, so die isotopische Anreicherung des Ozeanwassers während der letzten Eiszeit als Folge der Speicherung großer Mengen abgereicherten Niederschlags in den kontinentalen Eisschilden der Nord- und Südhemisphäre sowie die Änderung der Eisdicke und damit der Höhe der Eisoberfläche in den verschiedenen Phasen als Folge veränderter Akkumulationsbedingungen.

4.2 Datierung der Bohrkern

Die aus den Isotopenprofilen der Bohrkern ableitbaren Temperatur- und Akkumulationsschwankungen erlangen ihren Wert als klimatische Information erst durch eine zeitliche Einordnung dieser Ereignisse.

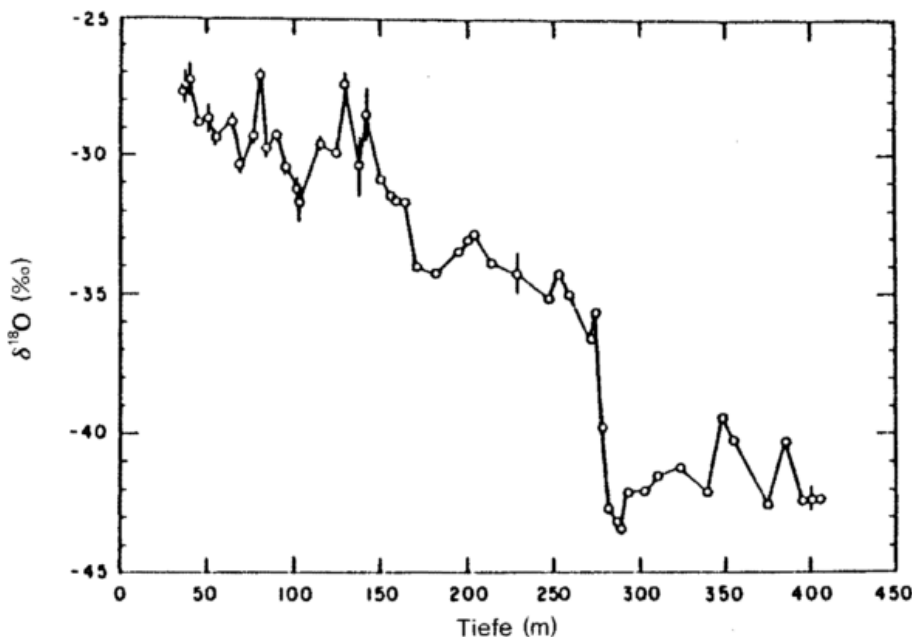


Abb. 6: Tiefenprofil des ^{18}O -Gehalts für den J-9 Bohrkern, Ross-Schelfeis (n. GROOTES u. STUIVER 1983). Die eingetragenen Punkte repräsentieren Mittelwerte über 1-m-Kernabschnitte, die Striche stellen ein Maß für den Schwankungsbereich der δ -Werte in den betreffenden Kernabschnitten dar.

Für flache bis mitteltiefe Bohrungen mit sehr hoher zeitlicher Auflösung des Isotopensignals läßt sich die Zeitskala aus der Abzählung der Jahresschichten ableiten. Als Beispiel für diese Möglichkeit wurde die Datierung des Kernes vom Ronne-Schelfeis am Punkt 340 (vgl. Abb. 4) vorgestellt. Eine weitere Möglichkeit bildet die Identifizierung markierter Schichten bekannten Alters. Datierbare Referenzhorizonte ergaben die in der Folge therm nuklearer Bombentestserien deponierten Spaltprodukte, die in der Antarktis mit einer durch den interhemisphärischen Transport bedingten Verzögerung abgelagert wurden. Als Markierung sind z. B. an der Südpolstation wie auch an der Filchner-Station deutliche Spitzen des Tritiumgehaltes in den Winterschichten der Jahre 1965 und 1966 als Folge der Testserien von 1962 und 1963 festgestellt worden. Weiter zurückliegende Markierungen stehen im Zusammenhang mit Vulkanausbrüchen, welche die chemischen Eigenschaften der entsprechenden Schichten durch Anreicherung von Mineralsäuren nachweisbar verändert haben. So konnten an 11 untersuchten Bohrkernen vom grönländischen Inlandeis die den Ausbrüchen des Tambora (1815) und des Laki (1783) zugeordneten Horizonte eindeutig identifiziert werden (CLAUSEN und HAMMER 1988).

Im allgemeinen wird die Zeitskala für weit zurückreichende Bohrkern mit Hilfe von Fließmodellen des Eiskörpers abgeleitet, die eine Zuordnung von Depositionsgebiet, Tiefe und Alter einer Kernprobe ermöglichen. Im einfachsten Fall einer Bohrung auf dem Zentralpunkt eines kuppelförmigen Inlandeises folgt das Alter unter Annahme stationärer Bedingungen und konstanter Akkumulationsraten aus der Ausdünnungsrate der Jahresschichten und der Tiefe. Normalerweise ist ein zweidimensionales Fließmodell zur Beschreibung der aus dem Fließvorgang und der Deformation resultierenden Bewegung ausreichend. Für eine genauere Datierung ist zu berücksichtigen, daß die Akkumulationsbeträge als zeitabhängig angenommen werden müssen. Im Falle des Vostok-Kernes wurden die Schwankungen der Akkumulationsbeträge an die im Isotopenprofil enthaltenen Temperaturschwankungen gekoppelt, wobei, bezogen auf den aktuellen Zutragswert, die früheren Beträge dem jeweiligen Sättigungsdampfdruck als Maß für den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre angepaßt wurden. Ausgehend von einem plausiblen Datierungsansatz wurden zunächst die Depositionsgebiete der Kernabschnitte und in der Folge die Ausdünnungs(=Deformations)raten der jeweiligen Schichten ermittelt. Mit den aus dem Fließmodell folgenden verbesserten Deformationsraten wird dann die Datierung neu berechnet, bis die iterativ erhaltenen Zeitskalen hinreichend konvergieren. Als Kriterium für die Zuverlässigkeit dieser Zeitangaben kann der Vergleich der Datierung bestimmter Merkmale für verschiedene Bohrkern herangezogen werden. Das Ende der letzten Eiszeit mit dem Übergang zum Holozän ergibt sich aus der Datierung des Vostok-Kernes zu 10000 Jahren vor heute (= 10 ka vh) und nach dem zweiten Bohrkern aus der Ostantarktis (Dome C) zu 10,5 ka vh. Diese Abweichung von 5% wird als untere Fehlergrenze für die Datierung des gesamten Vostok-Kernes angenommen.

4.3 Temperatur-Information, abgeleitet aus dem Isotopenprofil des Vostok-Kernes

Die von JOUZEL et al. (1987) vorgestellte neue kontinuierliche Auswertung des Vostok-Kernes in Bezug auf Schwankungen des Deuteriumgehaltes, welche die frühere diskontinuierliche Analyse der ^{18}O -Gehalte (LORIUS 1985) ersetzt, zeigt Abbildung 7. Die Tiefenangabe ist darin durch die mit dem Fließmodell berechnete Zeitskala ersetzt. Den $\delta^2\text{H}$ -Werten ist eine Temperaturskala so zugeordnet, daß die auftretenden Schwankungen als Abweichung vom aktuellen Mittelwert ($-55,5^\circ\text{C}$) angezeigt werden.

An erster Stelle wird bei der vorliegenden *Isotopen-Temperatur-Information* stets hervorgehoben, daß sie den vollen Zyklus der Würm-Eiszeit über die Eem-Zwischeneiszeit bis in die vorangehende Riss-Eiszeit kontinuierlich erfaßt. Die Autoren übernehmen dabei nach LORIUS (1985) die Gliederung des gesamten Komplexes in eine Reihe markanter Abschnitte, die mit A - H bezeichnet sind, wobei die Zeitangaben (ka) für deren Grenzen der Abbildung 7 entnommen werden können:

- Die letzte Eiszeit weist drei ausgeprägte Kaltzeiten (Stadiale) B, D und F auf, von denen die jüngste B das tiefste Temperaturniveau erreicht mit insgesamt abnehmenden mittleren Temperaturwerten von F nach B.
- Die Perioden tiefer Temperaturen werden durch zwei wärmere Abschnitte (Interstadiale) C und E getrennt, die eine größere zeitliche Ausdehnung als die kalten Perioden aufweisen und deutlich eine interne Strukturierung erkennen lassen.
- Markant heben sich die beiden Zwischeneiszeiten ab,

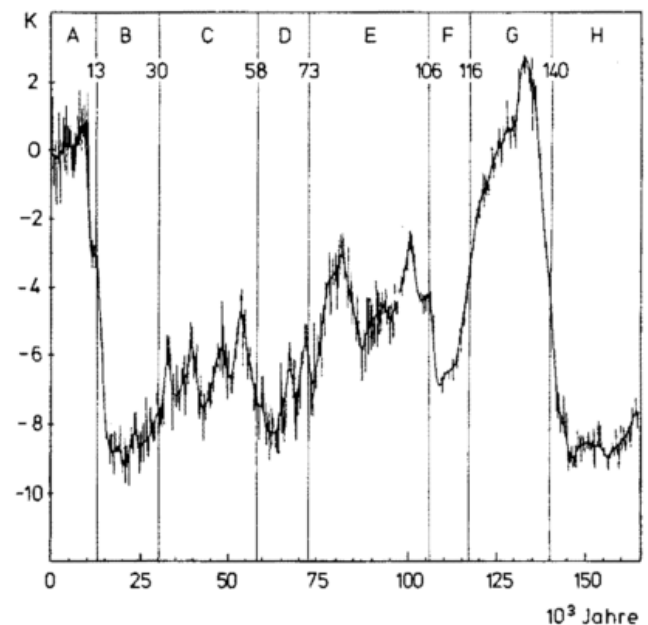


Abb. 7: Zeitlicher Verlauf der aus dem Isotopenprofil des Vostok-Bohrkernes abgeleiteten Temperaturschwankungen, angegeben als Abweichung vom aktuellen Mittelwert der Temperatur ($-55,5^\circ\text{C}$) (modif. n. JOUZEL et al. 1987). Die dünne Linie verbindet Werte im gleichmäßigen Abstand von 100 Jahren, die dicke Linie gibt einen geglätteten Verlauf wieder.

wobei das Eem-Interglazial G signifikant wärmer ist als das Holozän A.

- Die in die Riss-Eiszeit reichenden Kernabschnitte weisen die Periode H als der kältesten Phase B der Würmzeit vergleichbar aus.

Bezogen auf den aktuellen Mittelwert überwiegen die negativen Temperaturabweichungen nahezu im gesamten erfaßten Zeitraum von 160 ka, wobei für die Phasen B, H und „kurzzeitig“ auch für D Differenzbeträge von -8 K überschritten werden. Nur in den Zwischeneiszeiten treten während insgesamt 15 ka, also knapp 10% des Gesamtzeitraumes, positive Temperaturabweichungen auf, wobei im Eem-Interglazial G der Betrag $+3$ K erreicht, im Holozän jedoch $+1$ K nicht überschreitet.

Der Übergang vom Ende der letzten Kaltzeit B zum Holozän ist mit einer Erwärmung um 9 K verbunden, mit dem wärmsten Abschnitt unmittelbar am Beginn des Holozäns. Beim Übergang vom Riss-Glazial zum Eem-Interglazial betrug die Erwärmung 11 K. Während sich dieser Übergang offensichtlich kontinuierlich vollzog, wies die Erwärmung am Ende der letzten Eiszeit eine deutliche Unterbrechung auf, die als *Jüngere Dryas* bekannt ist und in allen analysierten Eisbohrkernen nachgewiesen werden konnte. Sie ist aber auch durch andere paläoklimatische Indikatoren, vor allem durch pollenstratigraphische Untersuchungen nahezu global belegt und wird zeitlich zwischen 11-10 ka vh eingeordnet. Die Vostok-Auswertung ergibt 12-11 ka vh als Datierung und eine Abkühlung von 2 K für diese Phase.

4.4 Vergleich mit den Ergebnissen anderer Bohrungen

Für die sich überdeckenden Zeiträume ergibt der Vergleich der Isotopenprofile der 3 tiefen antarktischen Bohrungen Vostok, Dome C und Byrd-Station eine gute Übereinstimmung der charakteristischen Strukturen und erweist damit die Repräsentativität der abgeleiteten Aussagen, zumindest für den antarktischen Bereich. Im Gegensatz dazu zeigt der Kern von der grönländischen Station Dye 3 wesentlich stärkere Schwankungen der Isotopengehalte in relativ kurzen Zeitintervallen.

Besonders bedeutsam ist die gute Korrelation der Merkmale der Vostok-Temperaturen mit den aus marinen Sedimentbohrungen abgeleiteten Temperaturschwankungen. Hier reicht die Übereinstimmung z. T. bis in Details der Temperaturgänge in den Interstadialen. Allerdings endet diese Korrespondenz etwa 110 ka vh. Für das Eem-Interglazial ergibt der Vostok-Kern eine doppelt so lange Dauer wie die Tiefsee-Sedimentkerne. Die Klärung dieser Diskrepanz ist indessen mehr ein Datierungsproblem und eines der Abschätzung der Akkumulations- bzw. Sedimentationsraten als ein Problem des Nachweises der klimatischen Signifikanz.

Die spektrale Varianzanalyse der mit dem Vostok-Kern aufgezeigten Temperaturschwankungen ergibt Varianzmaxima bei 25, 45 und 107 ka. Dies wird als Nachweis für den dominierenden Einfluß der Erdbahnparameter auf die Klimaschwankungen angesehen.

5 Schlußbemerkung

Die Erschließung weiterer Parameter über die Temperaturinformation hinaus läßt der Analyse tiefreichender Eisbohrkerne ein weit größeres Gewicht zukommen, als lange Zeit angenommen wurde. So konnte, wenn auch mit aufwendigen experimentellen Methoden, der CO_2 -Gehalt der aus den Porenvolumina des Vostok-Kernes extrahierten Luft bestimmt werden und damit eine 160 ka überdeckende Reihe des CO_2 -Gehalts der Luft abgeleitet werden. Sie zeigt eine gute Parallelität zu den nachgewiesenen Temperaturschwankungen, insbesondere für die Übergangphasen der Eiszeiten zu den Interglazialen (BARNOLA et al. 1987). Weitere wichtige Aufschlüsse erbrachte die Analyse des im Eis eingeschlossenen Aerosols, das jeweils höhere Konzentrationen in den ausgehenden Kaltphasen zeigt (DE ANGELIS et al. 1987).

Die außerordentliche Bedeutung der Analyse von Eisbohrkernen für die paläoklimatologische Forschung war Anlaß, ein Bohrprogramm zu etablieren, bei welchem die Bohrlokation nicht an die Logistik vorhandener Stationseinrichtungen gekoppelt ist, sondern nach optimalen Bedingungen für die wissenschaftliche Interpretierbarkeit der zu erwartenden Ergebnisse, insbesondere nach definierten Voraussetzungen für die dynamische Modellierung des Eiskörpers im Bereich des Bohrpunktes ausgewählt wird (CLAUSEN et al. 1988). Diese als europäisches Gemeinschaftsprojekt geplante Tiefbohrung soll in den Jahren 1990-1992 im zentralen Teil des grönländischen Inlandeseis niedergebracht werden. Dabei wird angestrebt, mit dem Kern einen Zeitraum von 200-300 ka zu überdecken. Den beteiligten Wissenschaftlern und Institutionen ist eine erfolgreiche Durchführung des Projektes zu wünschen, schon im Hinblick darauf, eine der Vostok-Bohrung zumindest gleichwertige paläoklimatische Information für die Nordhemisphäre zu erschließen.

Literatur

- BARNOLA, J. M.; D. RAYNAUD; Y. S. KOROTKEVICH; C. LORIUS: Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . *Nature*, Vol. 329 (1987), S. 408-414.
- CLAUSEN, H. B.; N. S. GUNDESTRUP; S. J. JOHNSEN; R. BINDSCHADLER; J. ZWALLY: Glaciological investigations in the Crete area, central Greenland: a search for a new deep-drilling site. *Annals of Glaciology*, Vol. 10 (1988), S. 10-15.
- CLAUSEN, H. B.; C. U. HAMMER: The Laki and Tambora eruptions as revealed in Greenland ice cores from 11 locations. *Annals of Glaciology*, Vol. 10 (1988), S. 16-22.
- DANSGAARD, W.: The isotopic composition of natural waters. *Meddelelser om Groenland*, Bd. 165 (1961) Nr. 2, 120 S.
- DANSGAARD, W.; H. B. CLAUSEN; N. GUNDESTRUP; C. U. HAMMER; S. J. JOHNSEN; P. M. KRISTINSDOTTIR; N. REEH: A new Greenland deep ice core. *Science* 218 (1982), S. 1273-1277.
- DANSGAARD, W.; S. J. JOHNSEN; H. B. CLAUSEN; N. GUNDESTRUP: Stable isotope glaciology. *Meddelelser om Groenland*, Bd. 197 (1973) Nr. 2, 53 S.
- DE ANGELIS, M.; N. I. BARKOV; V. N. PETROV: Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160 kyr) from an Antarctic ice core. *Nature*, Vol. 325 (1987), S. 318-321.

- DREWRY, D. J. (Ed.): *Antarctica: Glaciological and geophysical folio*. Scott Polar Research Institute University of Cambridge 1983.
- GRAF, W.; O. REINWARTH; H. MOSER; W. STICHLER: Investigation of the ^{18}O content of a 100 m ice core from the Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology*, Vol. 10 (1988), S. 43-47.
- GROOTES, P. M.; M. STUIVER: Ross Ice Shelf oxygen isotope profile at J-9. *Antarctic Journal*, Vol. XVIII, No. 5 (1983), S. 107-109.
- JOHNSEN, S. J.; W. DANSGAARD; H. B. CLAUSEN; C. C. LANGWAY, Jr.: Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets. *Nature*, Vol. 235 (1972), S. 429-434.
- JOUZEL, J.; L. MERLIVAT; J. R. PETIT; C. LORIOUS: Climatic information over the last century deduced from a detailed isotopic record in the South Pole snow. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88 (1983) No. C4, S. 2693-2703.
- JOUZEL, J.; C. LORIOUS; J. R. PETIT; C. GENTHON; N. I. BARKOV, V. M. KOTLYAKOV; V. M. PETROV: Vostoc ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, Vol. 329 (1987), S. 403-408.
- LORIOUS, C.; L. MERLIVAT: Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area. *IAHS-Publ.* 118 (1975), S. 125-136.
- LORIOUS, C.; J. JOUZEL; C. RITZ; L. MERLIVAT; N. I. BARKOV, Y. S. KOROTKEVICH; V. M. KOTLYAKOV: A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, Vol. 316 (1985), S. 591-596.
- MORGAN, V. I.: Antarctic ice sheet surface oxygen isotope values. *Journal of Glaciology*, Vol. 28 (99) (1982), S. 315-323.
- MOSER, H.; W. RAUERT: *Isotopenmethoden in der Hydrologie*. Lehrbuch der Hydrogeologie Bd. 8. Berlin, Stuttgart: Gebr. Borntraeger 1980.
- REINWARTH, O.; W. GRAF; W. STICHLER; H. MOSER; H. OERTER: Investigations of the oxygen-18 content of samples from snow pits and ice cores from the Filchner-Ronne Ice Shelves and Ekström Ice Shelf. *Annals of Glaciology* 7 (1985), S. 49-53.
- ROBIN, G. de Q. (Ed.): *The climatic record in polar ice sheets*. Cambridge University Press 1983.

CHR. KOTTMEIER und E. FAHRBACH

10 Wechselwirkung zwischen Wasser, Eis und Luft in der antarktischen Küstenzone

Die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre wird in der antarktischen Küstenzone in besonderer Weise durch die Gegenwart des Eises bestimmt. Dabei spielen sowohl das auf dem antarktischen Kontinent gebildete Inlandeis als auch das Meereis eine Rolle.

Das vom antarktischen Kontinent abfließende Gletschereis steuert vor allem durch seine Neigung das Windsystem in der Küstenzone und trägt im Kontakt mit dem Meerwasser durch Schmelzvorgänge zum Dichtefeld im Ozean bei, das den Antarktischen Küstenstrom hervorruft. Entsprechend der Neigung des Untergrundes verhält sich das abfließende Inlandeis an der Küste unterschiedlich. Bei großen Neigungen von 1:1000 bis 5:1000 bricht der Gletscher direkt an der Küste ab. Bei geringerer Neigung von etwa 1:2000 schwimmt das Inlandeis vor der Küste auf, und es bilden sich Schelfeisgebiete. Dies geschieht an 45% der antarktischen Küstenlinie. Die Mächtigkeit des Schelfeises nimmt von der Grundberührungslinie bis zur Schelfeiskante von etwa 1000 m auf 200 m ab. Durch den Vorschub des Gletschereises mit maximal 1-2 km/Jahr und die sporadisch auftretenden Abbrüche an der Schelfeiskante unterliegt die Küstenlinie einer ständigen Veränderung. Weil das Schelfeis vom Meer unterströmt wird, treten Schmelz- und Gefriervorgänge auch an der Unterkante auf. Für das Filchner-Schelfeis rechnet man im vorderen Bereich mit einem Abschmelzen von 3 m Jahr.

Von der Neigung der Eisfläche hängt die Entwicklung katabatischer Winde ab. Diese sind über den gering geneigten Schelfeisgebieten wie im Weddellmeer seltener und weni-

ger stark ausgebildet als in der Ostantarktis, z. B. bei den Stationen Mawson und Dumont D'Urville.

Das Meereis steuert durch seinen Bedeckungsgrad, seine Dicke und seine Rauigkeit dem Austausch von Wärme, Wasserdampf und Impuls zwischen Ozean und Atmosphäre. Beim Gefrieren und Schmelzen verursacht es durch Salzanreicherung bzw. Süßwasserzufuhr ebenfalls Dichteveränderungen in der Wassersäule.

Das Meereis unterliegt einem starken jahreszeitlichen Gang mit einer maximalen Eisbedeckung von ca. 20 Mio. km² im September und einem Minimum von ca. 2,5 Mio. km² im Februar. Das östliche Weddellmeer ist im Sommer nahezu eisfrei (STRÜBING 1984), während der westliche Teil ganzjährig mit Eis bedeckt ist.

Auch im Winter und in den Übergangsjahreszeiten werden bei sonst eisbedecktem Meer in der Küstenzone offene Wassergebiete, sogenannte Küstenpolynyen, beobachtet. Sie entstehen durch die Einwirkung einer ablandigen Windschubspannung auf die Eisoberfläche. Das Meereis wird dadurch großräumig seewärts versetzt, und es verbleibt ein Streifen offenen Wassers an der Küste.

Abbildung 1 zeigt schematisch eine typische Situation dieser Art mit den wichtigsten Strukturen des Ozeans und der Atmosphäre. Weil die Oberflächentemperatur des Wassers nahe dem Gefrierpunkt liegt (-1,8°C), kann die Temperaturdifferenz zwischen der Luft und der Wasseroberfläche vor allem im Winter 20-30 K erreichen. In Küstenpolynyen tritt deshalb ein großer Strom fühlbarer Wärme vom Ozean zur Atmosphäre auf, der mehrere hundert W/m² erreichen

kann (GUBE-LENHARDT u. HOEBER 1985). Auch der latente Wärmetransport infolge Verdunstung wird wesentlich größer als über Schelfeis- und Meereisoberflächen. Er liegt aufgrund des geringen Sättigungsdampfdrucks der kalten Luft meistens unterhalb des Stromes fühlbarer Wärme. Häufig kommt es über Polynyen infolge der Sublimation des zugeführten Wasserdampfes zur Ausbildung von Seerauch. Breitet sich die Kaltluft über eine längere Strecke offenen Wassers aus, kann sich eine flache konvektive Grenzschicht entwickeln. Die Sublimation erfolgt dann in Cumulus- und Stratocumulus-Eiswolken an der Obergrenze der konvektiven Grenzschicht.

Der Wärmeentzug an der Ozeanoberfläche kühlt das Wasser bis zur Gefrierpunkttemperatur ab und führt dann zur Neueisbildung. Das neue Eis wird bei ablandigem Wind ständig auf die seewärtige Seite der Polynya verfrachtet, wodurch das offene Wasser im Kontakt mit der Atmosphäre bleibt. Dadurch kann in Polynyen eine wesentlich höhere Eisbildungsrate als auf der offenen See erreicht werden. Erst bei Änderung der Windrichtung oder der Abnahme der Windgeschwindigkeit kann die Polynya wieder zufrieren und damit der Wärmeübergang an die Atmosphäre reduziert oder gar unterbunden werden. Somit erfolgt die Polynyenentwicklung in Schüben, die an die synoptische Wettersituation, speziell die Windverhältnisse gebunden sind.

Durch die Polynyenbildung wird auch der Antarktische Küstenstrom beeinflusst. Der Windantrieb der oberflächennahen Wasserströmung unterliegt nicht nur den Fluktuationen des Windfeldes, sondern auch Veränderungen der Meeresoberflächenbedingungen. Letztere werden von der unterschiedlichen Rauigkeit der Wasser- oder Eisoberflächen beeinflusst, wobei die Rauigkeit des Eises u. a. an unterschiedliche Eisarten gebunden ist. Die thermohaline Vermischung im Wasser verändert sich ebenfalls in Polynyen, weil die Salzfreisetzung mit der Intensität der Eisbildung variiert.

Die antarktische Küstenzone ist ein Gebiet mit intensivem Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre, mit

hoher Produktion von Meereis und mit steuernden Einflüssen auf die ozeanische Zirkulation. Alle diese Vorgänge sind eng miteinander gekoppelt.

Im folgenden werden die in Ozean und Atmosphäre ablaufenden Prozesse im südöstlichen Weddellmeer beispielhaft dargestellt, wo im Rahmen des Winter-Weddell-See-Projektes 1986 (WWSP '89) ein detaillierter Datensatz gewonnen wurde.

2 Die Atmosphäre der antarktischen Küstenzone

2.1 Großräumiger Aufbau der Atmosphäre

Der Küstenbereich ist in mehrfacher Hinsicht eine Übergangszone. Dort grenzen die geneigten kontinentalen Eismassen an die Wasser- oder Meereisoberflächen. Gleichermaßen treffen sich dort zwei großräumige atmosphärische Zirkulationssysteme. Die polare Antizyklone mit Absinken über dem Plateau und katabatischem Abfließen über der Kontinentalflanke ist von 3-6 subantarktischen Tiefdruckzellen umgeben. Die Tiefdruckgebiete verlagern sich im Mittel ostwärts und führen zu zeitlich veränderlichen Windverhältnissen in der Küstenzone.

Die Asymmetrie des antarktischen Kontinents, hervorgerufen durch das Weddellmeer, das Rossmeer und die Antarktische Halbinsel, führt zu regional unterschiedlicher Häufigkeit von Tiefdruckgebieten in der Westwindzone. Außerdem bewirkt die erhöhte Baroklinität am Meereisrand und an der Antarktisküste zyklonenetische Vorgänge. Die Häufigkeit und Ausprägung von Tiefdruckgebieten unterscheidet sich deshalb zwischen verschiedenen Küstenabschnitten. Beispielsweise wurden für das erste GARP-Experiment (1979) Maxima der Zyklonenhäufigkeit westlich der Antarktischen Halbinsel und zwischen 30 °E und 40 °E festgestellt (GARP: Global Atmospheric Research Programme). In Übereinstimmung mit Ergebnissen des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1958 erstreckte sich ein Gürtel mit erhöhter Zyklonen-Frequenz von Südamerika mit südöstlicher Orientierung bis an den Antarktisrand bei ca.

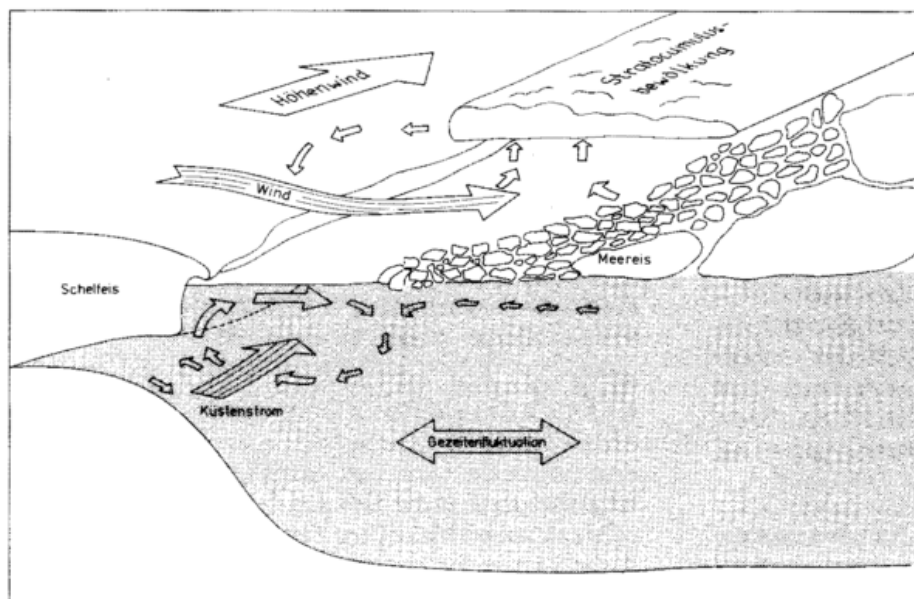


Abb. 1: Schematisierter Querschnitt durch die antarktische Küstenzone mit Schelfeis, Küstenpolynya und Meereis sowie ozeanischen und atmosphärischen Vorgängen.

30 °E. Der Gürtel verlagert sich offenbar jahreszeitlich mit dem Rand des Meereises im Sommer nach Süden und im Winter nach Norden.

Der flache kontinentale Hochdruckkern verändert seine Lage und Intensität in Abhängigkeit von der Position der Tiefdruckgebiete am Antarktisorand. Zwischen zwei Tiefdruckgebieten erstreckt sich häufig ein Keil des polaren Hochs bis in die Meereisregion. Weil sich die 500 hPa-Geopotentialwellen unterschiedlich schnell verlagern, können an der antarktischen Küste Perioden mit rascher Abfolge von Tiefdruckgebieten durch solche mit längerem Hochdruckeinfluß unterbrochen werden. Über dem zentralen Weddellmeer polwärts von 70 °S überwiegt im Mittel tiefer Luftdruck. Tiefdruckgebiete mit geschlossenen Isobaren treten hier jedoch seltener als nördlich von 70 °S auf.

2.2 Das Temperaturfeld am Antarktisorand

Das Temperaturfeld der Küstenzone wird sowohl durch die Temperaturadvektion als auch durch den Energieaustausch mit der Erdoberfläche bestimmt.

Die jeweils höchsten Temperaturen innerhalb einzelner Monate werden auf der Vorderseite von Zyklogen gemessen, die aus nördlichen Bereichen heranwandern. Die höchsten Temperaturen liegen im südlichen Weddellmeer sowie an der Georg-von-Neumayer-Station bei nahe 0 °C im Sommer und -12 °C im Juli. Bei Durchzug eines Tiefdruckgebietes an einem Ort an der Küste bleibt das schon erreichte Temperaturniveau i. a. konstant relativ hoch. Setzt dann auf der Rückseite des Tiefs die Drehung auf ablandige Winde ein, so fällt die Temperatur durch den Zustrom kontinentaler Kaltluft rasch auf die jahreszeitlichen Niedrigwerte. An der Georg-von-Neumayer-Station betragen die minimalen Juli-Temperaturen -43 °C und auf dem geschlossenen Meereis des Weddellmeeres (Bojenmessungen bei 68 °S, 47 °W) -30 °C. In den Wintermonaten werden Temperaturvariationen fast ausschließlich von den synoptischen Vorgängen

beeinflusst. Für die Wechselwirkung zwischen Meereis, Ozean und Atmosphäre ist das kombinierte Auftreten von extrem tiefen Temperaturen und ablandigen Luftströmungen wichtig. Die ablandig wirkende Windschubspannung schafft die Voraussetzung, um vor der Küste Polynyen entstehen zu lassen. Weil solche Windrichtungen üblicherweise mit Kaltluftadvektion verknüpft sind, erreicht auch die Temperaturdifferenz zwischen der Wasseroberfläche und der Luftmasse maximale Werte.

Die vertikalen Wärmetransporte in der atmosphärischen Grenzschicht haben in Küstennähe einen deutlichen Einfluß auf das bodennahe Temperaturfeld, denn trotz der hohen Albedo von Eisoberflächen von 0,8-0,85 erreicht dort der Tagesgang der Temperatur im Sommer mehr als 5 K. Dazu tragen die unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften von Schelfeis-, Meereis- und Wasseroberflächen bei. Der Tagesgang der Lufttemperatur ist über Wasseroberflächen mit geringen Temperaturschwankungen aufgrund des effektiven turbulenten Wärmeaustauschs in der Wassersäule am geringsten. Über Meereis wächst die tägliche Schwankungsamplitude der Temperatur signifikant an und erreicht über dem Schelfeis mit ausschließlich molekularer Wärmeleitung maximale Werte (im Sommer Tagesamplituden bis über 10 K). Aus dem gleichen Grund bildet sich über Inland- und Schelfeisgebieten bodennahe Kaltluft, wenn die Strahlungsbilanz der Eis- oder Schneeoberfläche negativ wird.

Über dem Ozean kontrolliert der Eisbedeckungsgrad entscheidend den Wärme- und Wasserdampftransport zwischen Wasser und Luft. Diese Transporte werden besonders groß, wenn unmittelbar an der Küste kontinentale wasserdampfarme Kaltluft abfließt, so daß große Differenzen der Temperatur- und Wasserdampfdruckwerte zwischen Wasser und Luft entstehen. Beim Winter-Weddell-See-Projekt 1986 wurden die meteorologischen Felder im Einflußbereich einer dort häufig auftretenden Küstenpolynya vermessen. Neben der meteorologischen Ausrüstung der *Polarstern*, die an ver-

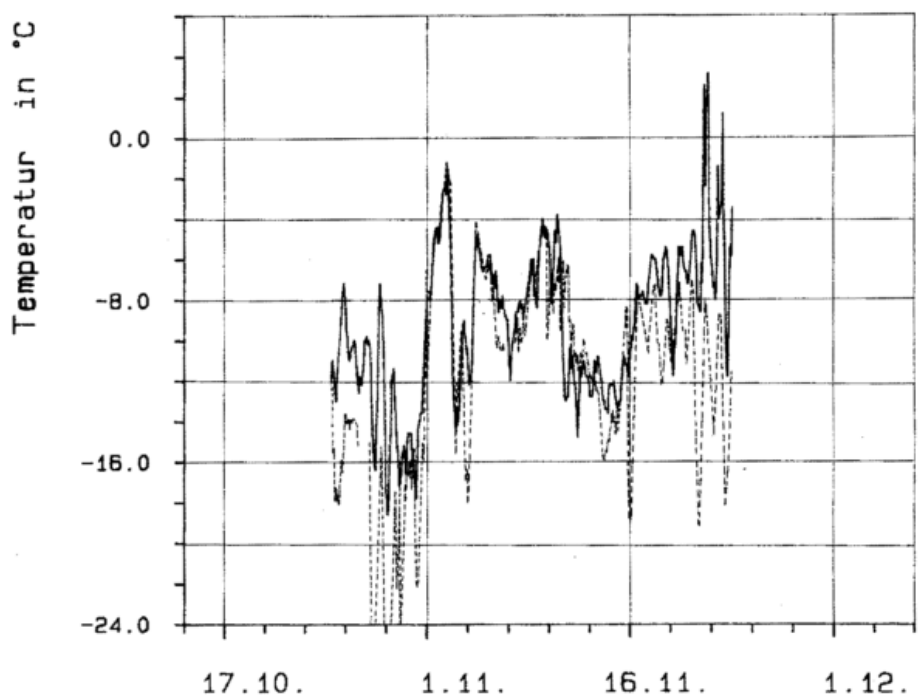


Abb. 2: Zeitreihen der Temperatur von der Drescher-Station auf dem Schelfeis (2 m Höhe, strichlierte Linien) und von einer Meßboje auf dem vorgelegerten Meereis (1 m Höhe, ausgezogene Linie). Die Messungen wurden beim Polarstern-Fahrtabschnitt V/3 1986 gemessen.

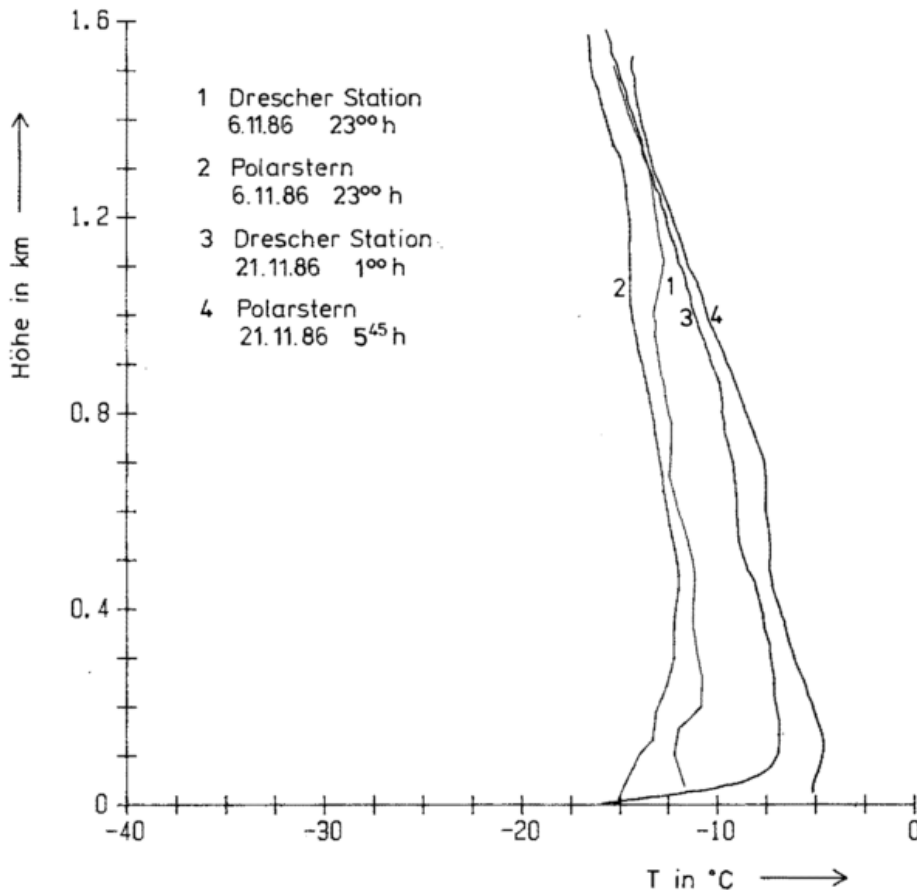


Abb. 3: Vergleichsprofile der Temperatur an der Drescher-Station und von der Polarstern, die sich im küstennahen Meereisgebiet befand. Horizontalfestfernung bei den Aufstiegen 1 und 2 ca. 6 km, bei den Aufstiegen 3 und 4 ca. 5 km.

schiedenen Positionen im Abstand bis zu 70 km vor der Küste arbeitete, wurden die eigens für diesen Zweck errichtete Drescher-Station auf dem Schelfeis bei 72° 52'S, 19° 25'W und meteorologisch-ozeanographische Meßbojen auf treibenden Eisschollen zur Datenerhebung genutzt.

Die Meßwerte zeigen über längere Zeiträume einen deutlichen Temperaturkontrast zwischen Schelfeis und Ozean. Die Zeitreihen der Temperaturmessungen an der Drescher-Station (2 m Höhe) und an einer Meßboje (1 m Höhe) auf der Abbildung 2, die im Mittel 150 km voneinander entfernt lagen, repräsentieren einen küstensenkrechten Abstand von 80 km. Die Temperatur an der Drescher-Station ist grundsätzlich tiefer als an der Boje. An Strahlungstagen mit großen Temperaturamplituden in der zweiten Novemberhälfte lag selbst die Tiefsttemperatur über dem teilweise eisbedeckten Wasser über der Tageshöchsttemperatur auf dem Schelfeis. Für eine 21-tägige Periode ergab sich zwischen der Meßboje und der Drescher-Station ein mittlerer Temperaturunterschied von 2,0 K.

Der mit unterschiedlichen Untergrundeigenschaften verbundene Temperaturgegensatz liegt in abgeschwächter Form auch noch in größeren Höhen vor. Abbildung 3 zeigt zwei Beispiele für gleichzeitig gemessene Temperaturprofile von der Drescher-Station und von der Polarstern. Die Temperaturdifferenzen wurden bei geostrophischen Windgeschwindigkeiten von 5 m/s bzw. 20 m/s festgestellt.

2.3 Das Windfeld in der antarktischen Küstenzone

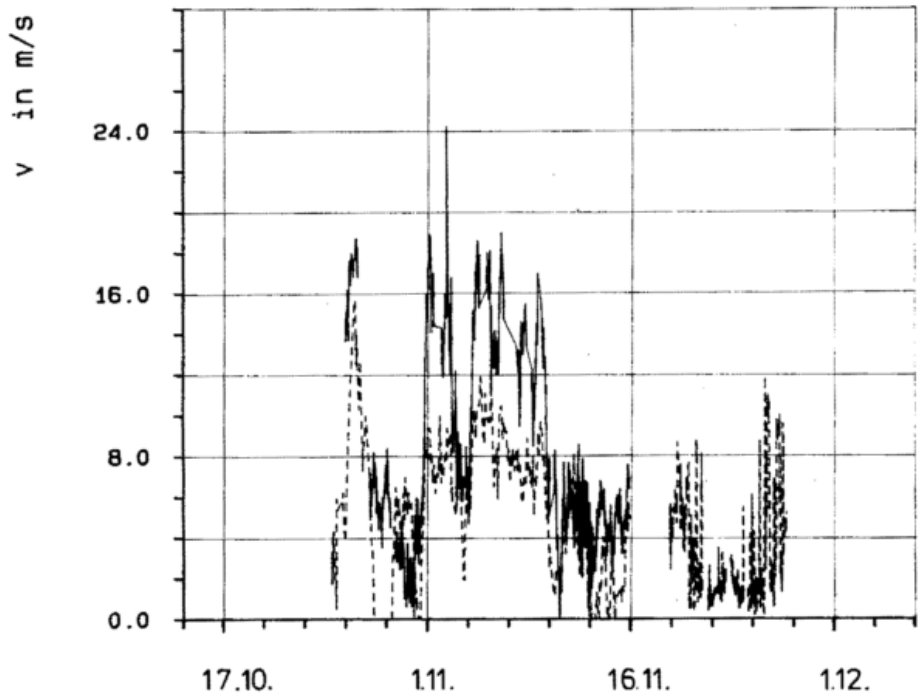
Bedingt durch die variablen synoptischen Verhältnisse an

Küstenstandorten wechseln dort mehrtägige Abschnitte mit hohen und niedrigen Windgeschwindigkeiten häufig ab.

Abbildung 4 zeigt die den Temperaturen der Abbildung 2 entsprechenden Windgeschwindigkeitsmessungen an der Drescher-Station (9 m Höhe) und an der Meßboje (3 m Höhe). Die Werte über dem Meereis sind meistens deutlich niedriger als über dem Schelfeis. Im ersten Novemberdrittel war die Differenz bei hohen Windgeschwindigkeiten besonders deutlich. Die Unterschiede beruhen nur zu einem kleineren Teil auf den verschiedenen Meßhöhen, sie dokumentieren vielmehr Rauigkeitsunterschiede von Schelf- und Meereis. Die Ergebnisse des Winter-Weddel-See-Projekts 1986 lassen für Zeiträume mit hohen geostrophischen Winden auf Rauigkeitslängen von 10^{-4} m für das Schelfeis und 10^{-2} m für verschiedene Meereisstandorte schließen.

Neben der Rauigkeit müssen allerdings auch Änderungen der Druckgradientkraft erwogen werden. Diese Annahme wird durch den Vergleich der Windrichtungsverteilungen gestützt (Abb. 5). An der Drescher-Station traten bevorzugt nordöstliche Winde auf, die auch an der britischen Station Halley (350 km südwestlich der Drescher-Station) am häufigsten beobachtet werden und durch den Führungseffekt der Antarktisküste erklärbar sind. Mehr als 90% der Winde wehen aus Richtungen zwischen Nord und Südost. Die Windrichtungen an der Meßboje streuen stärker und haben ein sekundäres Maximum im südwestlichen Sektor. Besonders der letzte Befund beruht auf der Tatsache, daß trotz des relativ geringen Abstandes der Meßorte mehrfach Tief-

Abb. 4: Zeitreihen der Windgeschwindigkeit an der Drescher-Station (9 m Höhe, ausgezogene Linie) und an einer Meßboje auf dem davorgelagerten Meereis (3 m Höhe, strichlierte Linie).



druckkerne zwischen ihnen hindurchwanderten. Dies bedeutete für die Bojenposition südwestliche und für die Drescher-Station nordöstliche Windrichtungen.

Der Impulsaustausch zwischen der Atmosphäre und dem Meereis oder dem Ozean hängt vom Betrag und von der Richtung der Windschubspannung ab. Der Schubspannungsvektor τ_0 an der Erdoberfläche wird häufig durch die folgende Beziehung berechnet,

$$\tau_0 = \rho_l c_D |\mathbf{u}| \cdot \mathbf{u}$$

wobei ρ_l die Luftdichte, c_D der empirisch bestimmte Widerstandsbeiwert für die Grenzschicht Luft - Eis und \mathbf{u} der Windvektor in einer festen Höhe in der sogenannten Prandtl-Schicht sind.

Der Widerstandsbeiwert c_D wächst mit der Rauigkeitslänge des Untergrundes und nimmt mit zunehmender thermischer Stabilität in der Grenzschicht ab. Die Richtung der Windschubspannung entspricht dabei der Windrichtung. Nach CHARNOCK (1955) nimmt die Rauigkeitslänge über Wasseroberflächen durch die anwachsende Wellenhöhe mit der Windgeschwindigkeit zu. Die Charnock-Beziehung ist in der antarktischen Küstenzone nicht gültig, weil der Windweg über den offenen Wasserflächen zu kurz ist, um ein Gleichgewicht zwischen Windschubspannung und Seegang herzustellen.

CHAMBERLAIN (1983) erhielt durch einen Vergleich von Rauigkeitslängen über Sand-, Schnee- und Wasseroberflächen jeweils der Charnock-Beziehung sehr ähnliche Abhängigkeiten der Schubspannung von der Windgeschwindigkeit. Die beim Winter-Weddell-See-Projekt 1986 ermittelten Rauigkeitslängen von $1 \cdot 10^{-2}$ m bis $4 \cdot 10^{-2}$ m für küstennahes Meereis entsprechen bei neutraler Schichtung Widerstandsbeiwerten von $3,4 \cdot 10^{-3}$ - $5,2 \cdot 10^{-3}$. Diese Werte liegen deutlich höher als über arktischem Eis bestimmte Werte (OVERLAND 1985), was auf stärkere Verwerfungen des Eises in Küstennähe hinweist.

Ebenso werden die von BROCKS und KRÜGERMEYER (1972) ermittelten Widerstandsbeiwerte über dem Ozean ($1,88 \cdot 10^{-3}$ bei 12 m/s Wind in 10 m Höhe) über küstennahem Meereis des Weddellmeeres übertroffen. Andererseits wird die Oberflächenrauigkeit in Gebieten mit Neueisbildung erheblich reduziert. Über Eisbrei und sehr dünnem Eis (Nilas) werden c_D -Werte von weniger als $1 \cdot 10^{-3}$ gemessen.

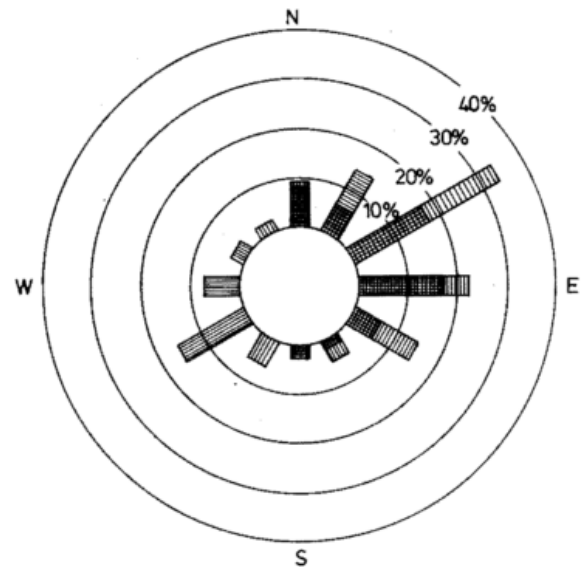


Abb. 5: Windrichtungsverteilungen von der Drescher-Station (quergestreifte Balken) und von einer Meßboje im vorgelegerten Meereis (längsgestreifte Balken) im Zeitraum 19. 10. 1986 bis 23. 11. 1986.

3 Der Antarktische Küstenstrom

3.1 Kinematik

Die ozeanographischen Bedingungen in der antarktischen Küstenzone werden von einem nach Westen gerichteten Strömungssystem, dem Antarktischen Küstenstrom (auch Ostwinddrift genannt), beherrscht. Im Weddellmeer bildet dieser den Randstrom eines Wirbels, der dieses Becken ausfüllt. Im Rahmen des Winter-Weddell-See-Projektes 1986 war es möglich, den Küstenstrom vor der Südostküste des Weddellmeeres mit Schichtungs- und Strömungsmessungen zu untersuchen. Auf der Grundlage berechneter geostrophischer Scherungen und an drei Positionen mit verankerten Geräten direkt gemessener Strömungen ergibt sich ein Stromkern mit Geschwindigkeiten von mehr als 20 cm/s über dem oberen Teil des Kontinentalabhanges (Abbildung 6). Dieser Kern erstreckt sich horizontal etwa über 20 km und reicht bis zur 2000 m Tiefenlinie. Direkte Strömungsmessungen ergaben, daß 50 km vor der Schelfkante in den oberen 70 m der Wassersäule immer noch Geschwindigkeiten von 8 cm/s als Mittelwerte über 4 Monate herrschen. Innerhalb der oberen 700 m nimmt der Strom auf 5 cm/s, darunter auf 2 cm/s ab. Die Kombination von geostrophischem Strom mit den direkten Strömungsmessungen ergibt über eine küstensenkrechte Entfernung von 65 km einen nach Südwesten gerichteten Volumentransport von $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Die Strömungsdaten zeigen, daß der Küstenstrom überaus richtungsstabil ist. Er folgt mit geringfügigen Abweichungen den Strukturen der Meeresbodentopographie.

3.2 Dynamik

Beim Antrieb des Küstenstromes ist ein wind- und ein schichtungsbedingter Anteil zu unterscheiden. Der wind-erzeugte Strom beruht auf küstenparallelen östlichen Winden, die in der Küstenzone überwiegen, wenn auch zeitweilig und lokal ablandige Winde auftreten. Die küstenparallelen Winde bewirken einen auflandigen Ekmantransport, der einen Anstieg der Meeresoberfläche zur Küste hin verursacht. Dies steht nicht im Gegensatz zum ablandigen Eistransport, für den nicht die Richtung des Ekmantransportes, sondern nur die Bewegungen des Eises und der obersten Wasserschicht von Bedeutung sind. Der aus dem Ekmantransport resultierende Druckgradient steht mit dem westwärts gerichteten Küstenstrom im geostrophischen Gleichgewicht. Infolge der im Vergleich zu den mittleren Breiten schwachen Schichtung dominiert der barotrope Anteil des Stromes. Daher wird das Strömungsfeld außerhalb des Stromkernes stark durch die Neigung der Meeresoberfläche bestimmt.

Neben dem windgetriebenen besteht noch ein vom Dichtegradienten gesteuerter Anteil des Bewegungsfeldes. Das Schelfeis wird vom Meer unterströmt. Dies kann durch Gezeitenströme (Abb. 1) oder eine küstennormale Komponente des Küstenstromes bedingt sein. Weil die Temperatur des Meerwassers unterhalb von 200 m Tiefe über dem Gefrierpunkt liegt, führt sein Kontakt mit dem Schelfeis dort zum Abschmelzen. Durch das Schmelzen kühlt das Wasser ab und verringert seinen Salzgehalt. Fließt das ausgesüßte und damit leichtere Wasser wieder unter dem

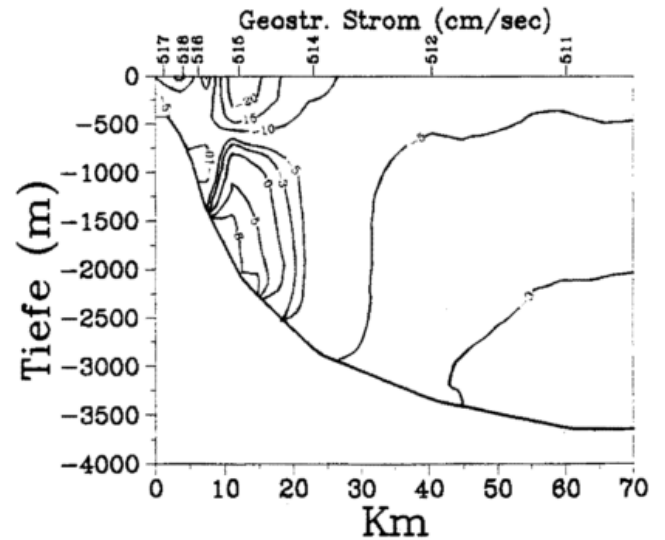


Abb. 6: Geostrophischer Strom parallel zur Küste im östlichen Weddellmeer in einer küstensenkrechten Schnittebene, berechnet aus Daten des Winter-Weddell-See-Projektes 1986

Schelfeis hervor, so steigt es auf. Die damit einhergehende Druckentlastung kann reichen, um die Temperatur wieder unter den Gefrierpunkt abzusenken und Meereisbildung zu ermöglichen. Das Eis, das häufig die Form von Eisplättchen hat, steigt wegen seiner geringeren Dichte als das Meerwasser zur Meeresoberfläche auf. Reicht der Wärmeentzug beim Schmelzen nicht zur Abkühlung auf den Gefrierpunkt, dann bildet sich eine Zunge salzärmeren Wassers vor dem Schelfeis (Abb. 7). Diese Zunge bedingt einen horizontalen Dichtegradienten, der wiederum mit einem küstenparallelen Weststrom im geostrophischen Gleichgewicht steht. Er stellt die thermohaline Komponente des Küstenstromes dar.

Die Meereisbildung führt in der Polynya zur Zunahme des Salzgehaltes im Wasser, da der überwiegende Teil der Salzlauge aus dem Eis in das Wasser diffundiert. Dieser Salzgewinn wirkt dem Salzverlust durch Schmelzen des Schelfeises entgegen. Die Messungen während des Winter-Weddell-See-Projektes 1986 zeigten, daß der Salzgewinn durch Eisbildung zu keinem Zeitpunkt die Aussüßung des Schmelzwassers vollständig aufheben konnte.

Diese Bedingungen sind offenbar typisch für das östliche Weddellmeer mit seinem schmalen Schelf. Im südlichen Weddellmeer erreicht das Schelfgebiet eine Breite von mehreren hundert km. Hier steigt der Salzgehalt des Wassers bis auf 34.8‰ im Gegensatz zu 34.4‰ im Osten. Dies läßt sich durch die unterschiedliche Wassertiefe im Bereich der Meereisbildung erklären. Bei der Eisbildung erhöht das Wasser durch die Salzfreisetzung seine Dichte und sinkt ab. Beim Absinken vermischt es sich mit dem darunterliegenden, weniger salzhaltigen Wasser. Im östlichen Weddellmeer liegt ein erheblicher Teil der Polynya über tiefem Wasser. Die tiefe vertikale Vermischung ist durch die Absenkung der Isolinien der Temperatur, des Salzgehaltes und der Dichte über dem oberen Kontinentalabhang zu beobachten (Abb. 7).

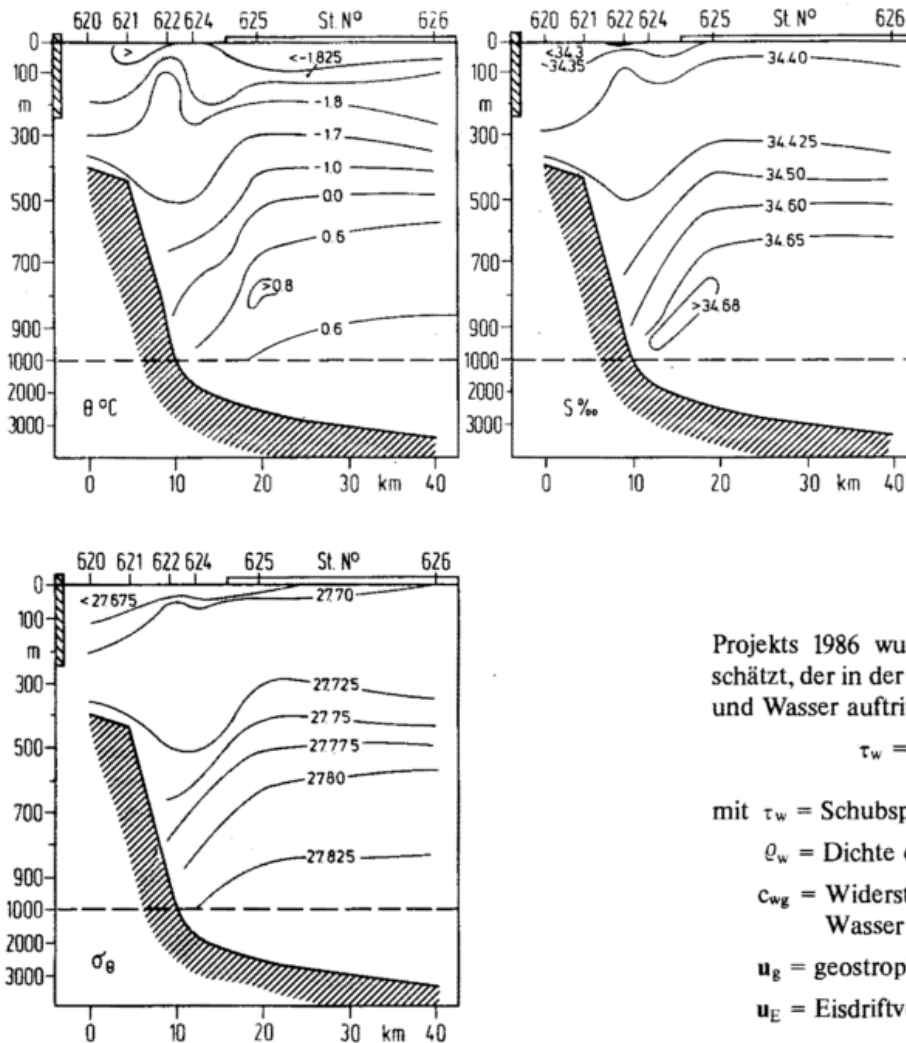


Abb. 7: Küstensenkrechte Vertikal-schnitte der potentiellen Temperatur (oben links), des Salzgehaltes (oben rechts) und des Dichtemaßes σ_θ (unten) im östlichen Weddellmeer, gemessen während des Winter-Weddell-See-Projekts 1986.

3.3 Die Fluktuationen

Dem mittleren Meeresstrom sind Fluktuationen über einen weiten Periodenbereich überlagert. Ein Teil der Fluktuationen wird lokal durch die antreibenden Kräfte hervorgerufen, ein weiterer Teil erreicht das Untersuchungsgebiet durch vorüberziehende Wellen oder Wirbel. Eine direkte Wirkung der Fluktuationen des Windes auf die Strömung im Wasser ist schwer nachweisbar, da der Impulstransport vom Wind zum Ozean eine Kette nichtlinearer Prozesse durchläuft, die bei offenem Wasser, Scholleneis und dichter Eisdecke unterschiedlich aussieht. In den viermonatigen Zeitreihen von Strömung und Temperatur fällt auf, daß im Winter, wenn das Gebiet vollständig unter einer geschlossenen Eisdecke liegt, nur Stromfluktuationen mit geringerer Intensität auftreten. Mit dem Aufbrechen der Eisdecke und der Ausbildung der sommerlichen Deckschicht Mitte Dezember nimmt die Intensität der Fluktuationen zu und übersteigt die Werte, die im Bereich der Polynya im Winter zu beobachten waren. Es scheint, als ob eine geschlossene Eisdecke oder das Fehlen der sommerlichen Deckschicht das Eindringen der Fluktuationen behindert.

Aus Bojendaten und ozeanographischen Messungen in tieferen Wasserschichten während des Winter-Weddell-See-

Projekts 1986 wurde der Widerstandsbeiwert c_{wg} abgeschätzt, der in der Formel für den Impulsfluß zwischen Eis und Wasser auftritt:

$$\tau_w = \rho_w c_{wg} |\mathbf{u}_g - \mathbf{u}_E| (\mathbf{u}_g - \mathbf{u}_E)$$

mit τ_w = Schubspannungsvektor an der Eisunterseite

ρ_w = Dichte des Wassers

c_{wg} = Widerstandsbeiwert für die Grenzschicht Eis - Wasser

\mathbf{u}_g = geostrophischer Stromvektor

\mathbf{u}_E = Eisdriftvektor

Unter der Annahme freier Drift der Schollen (Eisbewegung ohne interne Spannungen) ergab sich der Widerstandsbeiwert zu $8 \cdot 10^{-3}$. Das Verhältnis zwischen dem Widerstandsbeiwert c_D der Luft und c_{wg} wurde in Übereinstimmung mit arktischen Messungen zu 0,55 ermittelt. Entsprechend dem vergleichsweise großen Widerstandsbeiwert in der Luft ist auch der Widerstandsbeiwert der Schollenunterseite und der Impulsstrom in den Ozean recht groß.

Weitere Störungen erfährt der Küstenstrom durch die Variabilität des Schmelzwasserzuflusses in seinem thermalinen Anteil. Dies kann sowohl durch die Veränderlichkeit der Eisbildung als auch durch Variationen in der Schmelzwasserzufuhr vom Schelfeis bedingt sein. Unterschiedliche Gezeitenamplituden bei der Unterströmung des Schelfeises können sich auf die Bereitstellung von Schmelzwasser auswirken. Schließlich ist noch der Einfluß von Wirbeln und langen Wellen mit Perioden von mehreren Tagen zu nennen. Die Wellen können sich, vom Kontinentalabhang geführt, entlang der Küste ausbreiten und Beiträge zum lokalen Strömungsspektrum liefern.

4 Schlußbemerkungen

In der antarktischen Küstenzone entwickeln sich im gekoppelten System Atmosphäre, Ozean, Land- und Meereis komplizierte Wechselwirkungsmechanismen deren zufriedenstellende Modellierung noch aussteht. Um brauchbare, möglichst lineare Ansätze zu ihrer Beschreibung zu liefern,

muß vor allem ihre gemeinsame Wirkung besser verstanden werden. Dementsprechend sollte der Schwerpunkt zukünftiger Meßprogramme in der gleichzeitigen Erfassung möglichst vieler Prozesse liegen.

Literatur

- BROCKS, K.; KRÜGERMEYER, L., 1972: The hydrodynamic roughness of the sea surface. In: Gordon: Studies in Physical Oceanography Vol. 1, S. 75-92, Gordon and Breach New York.
- CHAMBERLAIN, A. C., 1983: Roughness length of sea, sand and snow, Bound. Layer Meteorol., 25, S. 405-409.

- CHARNOCK, H., 1955: Windstress on a water surface. Quart. J. R. Meteorol. Soc., 81, S. 639.
- GUBE-LENHARDT, M.; HOEBER, H., 1985: The development of the atmospheric boundary layer over the coastal region of the Weddell-sea during offshore winds. J. Rech. Atmos., 19, S. 47-59.
- OVERLAND, J. E., 1985: Atmospheric boundary layer structure and drag coefficients over sea ice. J. Geophys. Res., 90, Ser. C5, S. 9029-9049.
- TRESHNIKOV, A. F., 1964: Surface water circulation in the Antarctic Ocean. Soviet Antarctic Expedition 2 (45), S. 81-83 (engl. Übersetzung).

11 P. SCHLOSSER und W. ROETHER Spurenstoffozeanographische Untersuchungen in der Weddell-See

1 Einleitung

Im Rahmen von Untersuchungen zur Bildung und Ausbreitung von Wassermassen im Ozean sowie von Austauschprozessen über die Grenzschicht Atmosphäre/Ozean wurde in den letzten Jahren neben den Methoden der physikalischen Ozeanographie in zunehmendem Maße die Messung und Auswertung ozeanischer Spurenstoffverteilungen herangezogen, um hieraus zusätzliche Informationen über die jeweils betrachteten Systeme zu erhalten. Ein wichtiger Anwendungsaspekt der Spurenstoff-Ozeanographie ist die Untersuchung von vertikalen Wasserbewegungen und der Zeitskalen, auf denen sie ablaufen, da diese Prozesse der direkten Beobachtung mit der klassischen Methodik oft nur indirekt zugänglich sind. Tiefreichende vertikale Austauschprozesse finden vor allem in polaren Regionen der Ozeane (Europäisches Nordmeer, Weddell-See) statt, in denen ein wesentlicher Teil des weltweit gebildeten Tiefenwassers seinen Ursprung hat. Trotz der hierdurch bedingten großen Bedeutung der polaren Gebiete für die Kaltwassersphäre der Ozeane, die bei weitem den größten Teil ihres Gesamtvolumens einnimmt, gab es aufgrund der schweren Zugänglichkeit lange Zeit nur wenige ozeanographische Expeditionen in diese Meeresgebiete, und vor allem von der Antarktis lagen bis Mitte der 80er Jahre noch keine detaillierten Spurenstoff-Datensätze vor.

Mit Indienstellung des deutschen Forschungseisbrechers 'Polarstern' 1982 wurde eine hervorragende Plattform für Untersuchungen der polaren Ozeane geschaffen. Im Rahmen der deutschen Antarktisaktivitäten wurde daher ein Projekt aufgebaut, das darauf ausgerichtet ist, für die Weddell-See, dem Hauptbildungsgebiet für Tiefenwasser im südlichen Ozean, einen umfangreichen Spurenstoff-Datensatz zu schaffen und auszuwerten. Die Aktivitäten wurden schon bald nach Beginn in ein internationales Programm eingebettet, um möglichst viele der ozeanographisch erfolgversprechenden Spurenstoffe zur Verfügung zu haben. Ziel des vorliegenden Beitrages ist es, ohne

Anspruch auf Vollständigkeit und anhand unserer eigenen Arbeiten, einen Einblick in die Methoden der Spurenstoff-Ozeanographie und ihre Möglichkeiten im Rahmen ozeanographischer Untersuchungen der Weddell-See zu vermitteln.

2 Prinzipien der Spurenstoffozeanographie

Zum Verständnis der weiteren Ausführungen sollen hier die Grundprinzipien der Spurenstoffmethodik kurz zusammengefaßt werden. Ausführliche Darstellungen können z. B. einem Buch von BROECKER und PENG (1982) und einem Artikel von ROETHER und RHEIN entnommen werden.

Die Spurenstoffozeanographie hat zum Ziel, aus im Ozean gemessenen Verteilungen von Substanzen geringer Konzentration (Spurenstoffe, engl.: tracer) Informationen über die Bildung und Zirkulation von Wassermassen sowie über die zugehörigen Zeitskalen abzuleiten. Die hierzu verwendeten Spurenstoffe können sowohl natürlicher Herkunft als auch anthropogen sein. Natürlich vorkommende Spurenstoffe, die in ozeanographischen Studien zur Anwendung kommen, sind radioaktive oder stabile Isotope mit einer Häufigkeit (bezogen auf das Hauptisotop) von einigen Promille bis zu größenordnungsmäßig 10^{-18} . An anthropogenen Spurenstoffen finden Radionuklide, die von oberirdischen Kernwaffentests und aus nuklear-technischen Anlagen stammen, sowie chemische Verbindungen wie u. a. Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffen (FCKW's oder Freone) Verwendung. Auch hier liegen typische Konzentrationen im ppt-Bereich (ppt: part per trillion = 10^{-12}) oder darunter.

Der ozeanographischen Nutzung von Spurenstoffen liegen im wesentlichen zwei Prinzipien zugrunde:

- Zeitinformatio n vermittelt s radioaktiven Zerfalls. Hierbei macht man sich die durch den radioaktiven Zerfall bedingten Konzentrationsunterschiede zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser oder innerhalb des

Tiefenwassers zunutze, um mittels des radioaktiven Zerfallsgesetzes Transferzeiten bzw. mittlere Alter von Wassermassen zu erhalten. Bei dieser Anwendung ist die Kenntnis der Ausgangskonzentrationen, also letztlich der Oberflächenkonzentrationen, eine wichtige Voraussetzung für eine erfolgreiche Anwendung, da an der Oberfläche die 'radioaktive Uhr' gestartet wird.

- Kennzeichnung einer Wassermasse durch den Spurenstoff ähnlich wie dies ein Farbstoff leisten würde. Damit werden die klassischen Markierungen durch Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff und Nährstoffe ergänzt. Wie diese werden Spurenstoffe ebenfalls auf zwei Weisen verwendet, nämlich zum einen zur Wassermassenanalyse, d. h. zur Zerlegung eines vorgefundenen Wasserkörpers in seine beitragenden Komponenten. Zum anderen dienen die Markierungen dazu, Zirkulationspfade der jeweiligen Wassermassen im Inneren des Ozeans aufzuzeigen. Die zusätzlichen Parameter sind nützlich, da sie unabhängige Informationen liefern, die sogar klarer als die traditionellen ausfallen können. Die verwendeten Tracer sind zudem biogeochemischen Vorgängen weniger unterworfen, als dies z. B. bei Sauerstoff und Nährstoffen der Fall ist. Anthropogene Spurenstoffe mit zeitabhängiger Verteilung im Ozean (transient tracers) können zudem verwendet werden, um über die Beobachtung ihres 'Eindringprozesses' in den tiefen Ozean Zeitskalen für die Tiefenwasserbildungsprozesse bzw. die Tiefenwassererneuerung der ozeanischen Becken abzuschätzen. Um die Zeitinformation zu gewinnen, müssen in der Regel ozeanische Zirkulationsmodelle herangezogen werden, die von einfachen zeitabhängigen Bilanzüberlegungen (Boxmodelle) bis zu komplexen dynamischen Modellen reichen. Auch hier ist Kenntnis der Oberflächenwasserkonzentrationen notwendig.

Die genannten Kriterien sowie praktische Gründe wie angemessener Meßaufwand oder erforderliche Wasserprobengröße schränken die Anzahl der theoretisch einsetzbaren Spurenstoffe ein. Tracer, die in größerem Maßstab angewendet und für die globale Datensätze angestrebt werden, sind vor allem Tritium (^3H , radioaktiver Wasserstoff), ^3He (tritiogene Komponente aus dem radioaktiven Zerfall von Tritium; primordiale Komponente aus Entgasung des Erdmantels), FCKW's (Freon 11: CCl_3F und Freon 12: CCl_2F_2), ^{14}C (Radiokohlenstoff) und ^{39}Ar . Die Isotope ^{226}Ra und ^{228}Ra werden dazu verwendet, die Rolle der Schelfregionen bei der Tiefenwasserbildung abzuklären. Die stabilen Isotope ^{18}O und Deuterium erlauben die Untersuchung der Wechselwirkung Wasser/Eis und sind damit besonders für die Polarregionen von Interesse. Tritium, tritiogenes ^3He , die Freone sowie auch ^{85}Kr gehören zur Gruppe der transienten Spurenstoffe, deren Informationsgehalt vor allem in der expliziten Zeitabhängigkeit ihrer ozeanischen Verteilungen begründet ist. Bei gleichzeitiger Messung von Tritium und ^3He läßt sich eine Datierung des Wassers durchführen; im antarktischen Bereich verbietet allerdings die geringe Menge an tritiogenem ^3He im Vergleich zur primordialen Komponente eine sinnvolle Auswertung dieser Altersinformation, und die beiden Spurenstoffe müssen einzeln ausgewertet wer-

den. ^{14}C und ^{39}Ar sind Radioisotope mit Halbwertzeiten, die zum Studium der Tiefenwassererneuerung geeignet sind.

3 Spurenstoffuntersuchungen in der Weddell-See: Konzepte und erste Ergebnisse

Der Wassermassenaufbau der Weddell-See ist durch eine Schicht relativ warmen und salzreichen Wassers (WDW: $T > 0^\circ\text{C}$, $34.64 < S < 34.72$; FOSTER u. CARMACK 1976) gekennzeichnet, das aus dem Zirkumpolarstrom in die Weddell-See aufsteigt, wo es im Tiefenbereich zwischen ca. 200 und 600 m zu finden ist. Diese Wassermasse bildet den wesentlichen Wasserzustrom in die Weddell-See und stellt dabei eine potentielle Wärmequelle dar. Die WDW-Schicht ist überlagert vom sogenannten Winter Water (WW: Temperatur nahe dem Gefrierpunkt, $34.36 < S < 34.52$), das im Winter durch Konvektionsprozesse unter der Meereisdecke gebildet wird, und dessen Kern im Südsommer in einer mittleren Tiefe von ca. 100 m liegt (GORDON und HUBER 1984). Im Sommer findet man über dem WW eine durch die Sonneneinstrahlung um einige Grad erwärmte und durch den Einfluß von schmelzendem Eis im Salzgehalt erniedrigte Oberflächenschicht (SW). Das Bodenwasser der Weddell-See (WSBW, $T_{\text{pot}} < -0.7^\circ\text{C}$; CARMACK u. FOSTER 1975) wird vermutlich aus einer Mischung von WDW und Schelfwassermassen der südlichen und westlichen Weddell-See gebildet. Das WSBW ist eine wesentliche Quelle des Antarktischen Bodenwassers (AABW), das über weite Bereiche des Weltozeans nachweisbar ist. Das Wasser im Tiefenbereich zwischen dem WDW und dem WSBW wird als Tiefenwasser (DW) bezeichnet. Die Tiefenwasserbildung in der südlichen Weddell-See ist noch nicht geklärt, sowohl was die beteiligten Bildungsprozesse, als auch die Bildungsraten angeht.

Im Rahmen der hier skizzierten Situation sind, und dies gilt auch allgemein, immer dann ozeanographische Aussagen aus Spurenstoffmessungen möglich, wenn die spezifischen Randbedingungen für diese Stoffe zu auswertbaren Effekten in ihren ozeanischen Verteilungen führen. Dies soll im folgenden an drei Beispielen erläutert werden.

^{18}O und ^4He als Indikatoren von Wasser/Eis-Wechselwirkung

Arbeiten von FOLDVIK et al. (1985 a, b, c) haben gezeigt, daß eine der Quellen für Bodenwasser im Bereich des Filchner-Grabens (Abb. 1) zu finden ist. Hier wird durch Wechselwirkung von Wasser, das auf dem weiter westlich gelegenen Schelf entsteht (WSW), mit den aufschwimmenden Eismassen eine Wassermasse gebildet (sog. Ice Shelf Water, ISW), die dann durch Mischung mit WDW zur Bildung von Bodenwasser führt. ISW entsteht durch Wechselwirkung des WSW mit dem Schelfeis, wobei netto Eis abgeschmolzen wird. Zur Untersuchung dieses Abschmelzvorgangs können Messungen von ^{18}O (s. a. Beitr. 9) und Helium Beiträge leisten.

Das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des Niederschlags ist im Bildungsgebiet der Eismassen des Filchner/Ronne-Eisschelfs gegenüber Meerwasser stark abgereichert. Infolgedessen wird durch Zumischung von geschmolzenem Eis das

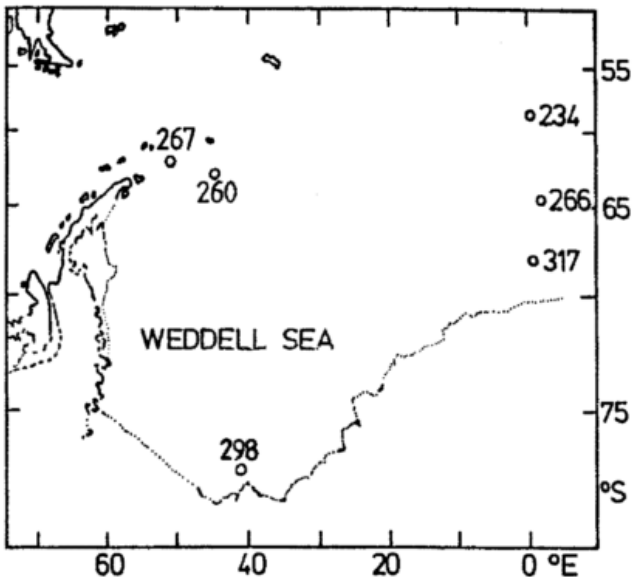


Abb. 1: Geographische Lage der im Text verwendeten Stationen. Der Filchner-Graben befindet sich südlich von Station 298.

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des Meerwassers erniedrigt (WEISS et al 1979). In Abbildung 2a ist diese Erniedrigung bei einer direkt vor dem Filchner-Eisschelf gelegenen Station (Abb. 1) unterhalb ca. 300 m Tiefe deutlich erkennbar. Aus Abbildung 2b geht hervor, daß das maximale Isotopensignal in der gleichen Tiefe (500 m) zu finden ist wie das ebenfalls durch die Wechselwirkung mit dem Eis erzeugte Temperaturminimum. Im Gegensatz zum Temperatureffekt kann nun das Isotopensignal dazu dienen, den Schmelzwasseranteil mittels einer einfachen Bilanzüberlegung zu bestimmen, da dessen Isotopengehalt

näherungsweise bekannt ist (ca. -50‰). In Anbetracht einer ^{18}O - Meßgenauigkeit von 0.05‰ bei 50‰ Unterschied zwischen Schelfeis und Meerwasser kann dieser Anteil sehr empfindlich nachgewiesen werden. Entsprechend kann auch die isotopische Markierung des ISW gemessen werden, so daß ^{18}O -Daten dazu beitragen können, die Bedeutung dieser Wassermasse für das in der Weddell-See insgesamt gebildete Bodenwasser festzustellen.

Wie ^{18}O verleiht auch Helium dem Wasser beim Abschmelzen von Schelfeis eine Markierung, jedoch durch einen gänzlich anderen Mechanismus. Ausgangspunkt hierfür ist der Einschluß von Luft in die kontinentalen Eismassen beim Übergang von Firn zu Eis (Luftgehalt ca. 10 Vol. %). Beim Abschmelzvorgang wird diese Luft in ca. 500 m Tiefe, d. h. unter hohem Druck, freigesetzt und folglich vollständig im Wasser gelöst. Dies verursacht besonders für Luftbestandteile mit geringer Löslichkeit hohe Überschüsse über die Normalwerte, die in etwa einem Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre entsprechen. Helium ist wegen seiner sehr niedrigen Löslichkeit ($\alpha_{\text{Helium}} \approx 7.5 \cdot 10^{-3}$) günstig, und es zeigt sich, daß die Überhöhung ähnlich empfindlich meßbar ist, wie dies bei ^{18}O der Fall ist (SCHLOSSER 1986). Aus Abbildung 2c, dem zu Abbildung 2a gehörigen Helium-Profil, ist in der Tat zu erkennen, daß in der Tiefe des ^{18}O -Minimums auch ein Helium-Maximum zu finden ist, das ebenfalls die Lage des ISW-Kerns markiert. Die Heliummarkierung kann in der gleichen Weise wie die des ^{18}O zur Untersuchung des ISW verwendet werden. Geochemische Unterschiede zwischen den beiden Stoffen, z. B. Entgasen des Heliumüberschusses an der Meeresoberfläche oder Unterschiede des ^{18}O -Gehaltes zwischen verschiedenen Eisschelfmassen können möglicherweise zusätzliche Information ergeben.

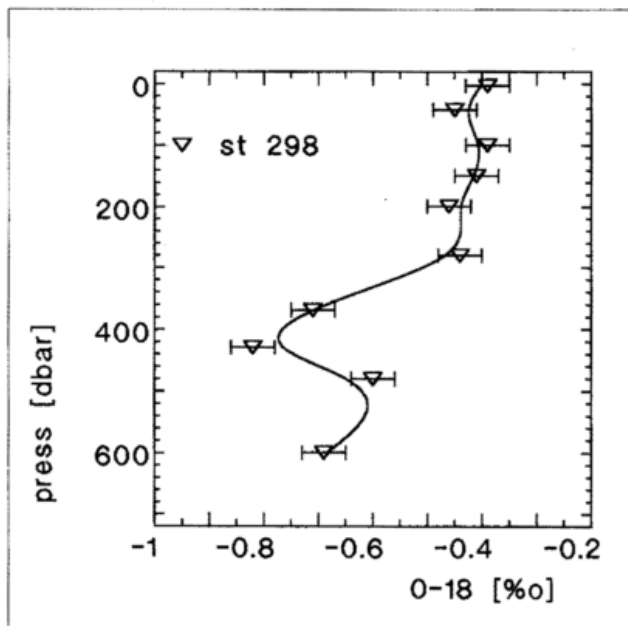


Abb. 2a: $\delta^{18}\text{O}$ Tiefenprofil von Station 298 (ANT III, Januar-März 1985). Das Minimum in ca. 450 m Tiefe spiegelt die Zumischung von ISW wieder (s. Text).

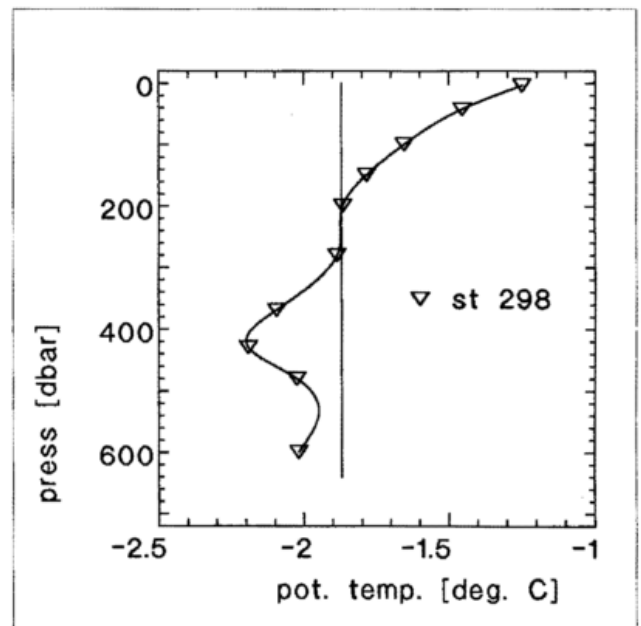


Abb. 2b: Zugehöriges Profil der potentiellen Temperatur. Der Gefrierpunkt bei Atmosphärendruck (ca. -1.9°C) ist markiert. Temperaturen unter dem Gefrierpunkt werden durch Wasser/Eis-Wechselwirkung unter dem Filchner/Ronne Eisschelf erzeugt (Eisschelfwasser ISW).

³He als Parameter zur Abschätzung der Transferrate von WDW in die Deckschicht

Ein wesentlicher Term in der Wärme- und Wasserbilanz der Weddell-See ist der Transfer von relativ warmem WDW in das Oberflächenwasser und die daraus resultierende Abgabe von Wärme an die Atmosphäre beim Auskühlen der Deckschicht. Dieser Transfer findet im Winter in Form von konvektiver Zumischung statt. Die Transferrate kann sowohl auf der Basis von Stoffbilanzen (z. B. Sauerstoff; GORDON et al 1984) als auch durch dynamische Überlegungen (GORDON et al 1977) bestimmt werden. ³He besitzt für Bilanzbetrachtungen der oberflächennahen Schichten in der Weddell-See günstige Eigenschaften, da der ³He-Gehalt der Quelle recht gut bekannt ist und der Edelgascharakter im Vergleich zum Sauerstoff keine Probleme mit möglicher Zehrung mit sich bringt.

Grundlage der Methode ist der Aufbau eines ³He-Überschusses in der winterlichen Deckschicht durch Zumischung von WDW mit hoher ³He-Konzentration (SCHLOSSER et al 1987). Austausch mit der Atmosphäre, der normalerweise den Aufbau des Überschusses verhindern würde, wird nämlich durch die Eisbedeckung unterdrückt. Das zu Ende des Winters vorhandene Signal bleibt im Winterwasser im wesentlichen erhalten, da sich beim Abschmelzen der Meereisdecke durch Zumischung des Schmelzwassers und durch Erwärmung der obersten Wasserschichten rasch eine stabile Schichtung einstellt, die vertikale Austauschprozesse unterdrückt. Danach werden die Charakteristika dieser Wassermasse nur noch unwesentlich durch diffuse Prozesse verändert.

Beispiele der resultierenden Temperatur- und ³He-Profile sind in Abbildung 3 dargestellt. Der ³He-Überschuß im Bereich des WW tritt deutlich hervor. In Abbildung 4

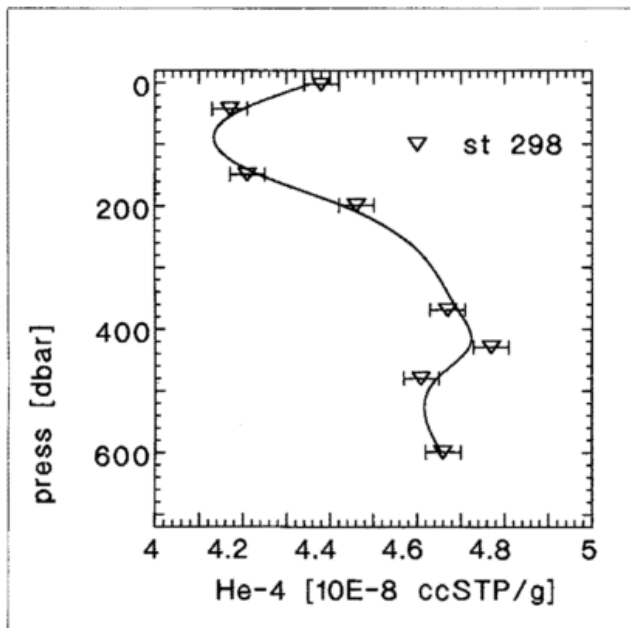


Abb. 2c: He-Tiefenprofil (es ist das Hauptisotop ⁴He aufgetragen, ³He trägt nur zu ca. 1 ppm bei). Das ⁴He-Maximum wird durch Lösung der im abschmelzenden Eis enthaltenen Luft unter hohem Druck (ca. 40-60 bar entsprechend einer Wassertiefe von ca. 400-600 m) erzeugt.

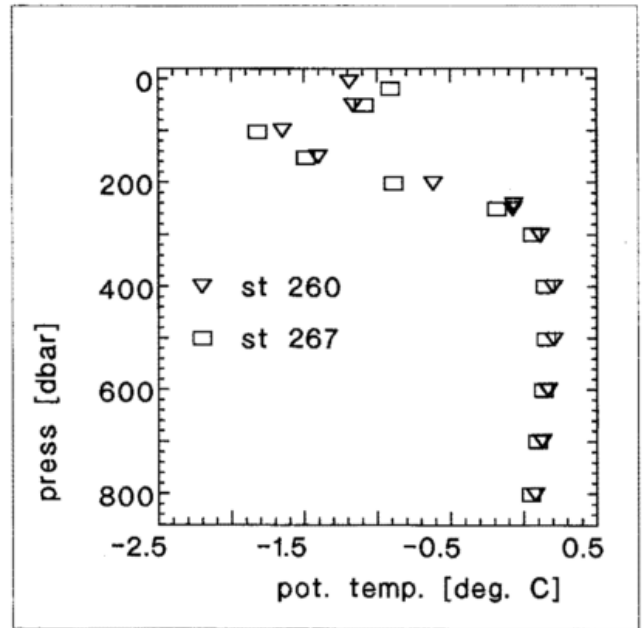


Abb. 3a: Temperaturprofile (Südsommer) von Stationen aus der nordwestlichen Weddell-See (geogr. Lage s. Abb. 1). Das Temperaturminimum bei ca. 100 m Tiefe (WW) ist der Rest der unter der Meereisdecke gebildeten winterlichen Deckschicht. Die T/S Charakteristika des Temperaturminimums sind gegenüber denen der winterlichen Deckschicht nur wenig verändert und vermitteln somit auch unter Sommerbedingungen ein gutes Bild von der Struktur der oberflächennahen Wassermassen am Ende der Eisbedeckung.

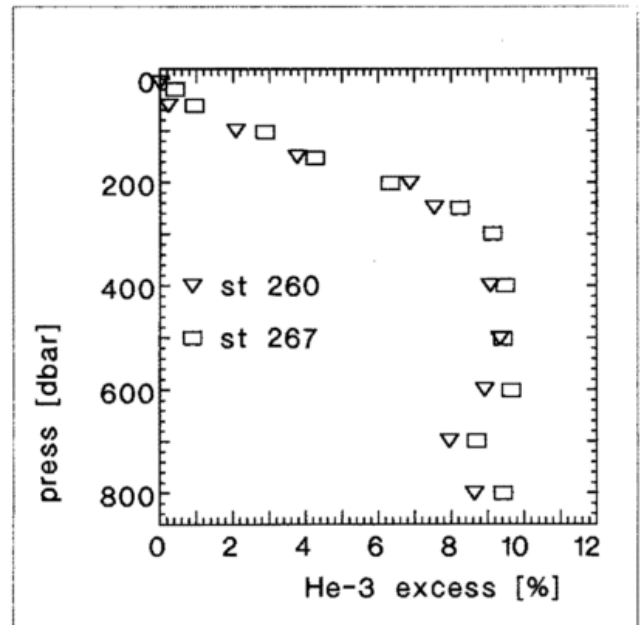


Abb. 3b: Zugehörige ³He-Profile. Die ³He-Konzentrationen sind als %-Abweichung vom Lösungsgleichgewicht angegeben ($\Delta\delta^3\text{He} = (\delta^3\text{He} - \delta^3\text{He}_{\text{eq}})$; $\delta^3\text{He}$: Prozentabweichung des gemessenen ³He/⁴He-Verhältnisses der Probe von dem eines Luftstandards; $\delta^3\text{He}_{\text{eq}}$: $\delta^3\text{He}$ -Wert von Wasser im Lösungsgleichgewicht mit Luft: ca. -1.8%). Im Gegensatz zu den Temperaturprofilen ist im Bereich des WW kein Minimum zu erkennen. Der ³He-Überschuß im WW (ca. 3%) wird durch die Zumischung von WDW unter der winterlichen Meereisdecke erzeugt und kann zur Abschätzung der Transferrate von WDW in die Deckschicht herangezogen werden.

ist für die gleichen Stationen der ^3He -Überschuß als Funktion der potentiellen Temperatur aufgetragen. Aus dieser Abbildung sind klar zwei Mischungsregime zu erkennen, und zwar zwischen SW und WW bzw. zwischen WW und WDW. Die Mischungslinien schneiden sich bei Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt. Da dies die Temperatur der winterlichen Deckschicht ist, kann gefolgert werden, daß an dieser Stelle die Charakteristika der winterlichen Deckschicht im WW in der Tat gut konserviert sind. Der im WW beobachtete ^3He -Überschuß kann nun mittels Inventarüberlegungen in den in die winterliche Deckschicht transferierten WDW-Anteil umgerechnet werden. Hierzu muß das ^3He -Inventar sowohl vor als auch nach der Bildung der Meereisdecke abgeschätzt werden. Unter Berücksichtigung der zusätzlichen – allerdings geringen – Transferrate von WDW durch diffusive Prozesse über das WW im Südsommer kann die Transferrate von WDW aus den ^3He -Daten bestimmt werden (SCHLOSSER et al 1987).

Bei der Anwendung der Methode ergaben sich Raten (15-35 m/Jahr), die gut mit den aus Sauerstoffbilanzen erhaltenen Werten übereinstimmen. Dies weist darauf hin, daß Sauerstoff in der oberen Wassersäule ein annähernd konservatives Verhalten zeigt. Neben ^3He und Sauerstoff können zur Abschätzung der Transferrate von WDW in das Oberflächenwasser auch noch weitere Spurengase wie z. B. die Freone oder ^{14}C Verwendung finden. Durch Vergleich und Konsistenzbetrachtungen lassen sich dann auch mögliche systematische Fehler wie eine Gasdurchlässigkeit der winterlichen Eisdecke, die für die verschiedenen Gase unterschiedlich stark eingeht, feststellen und eliminieren. Der wesentliche Wert der Gasbilanzmethodik liegt wohl darin, daß sie die Winterverhältnisse in den Südsommer hinein konserviert und daß sie es gestattet, mit relativ geringem Stations- und Meßaufwand über die

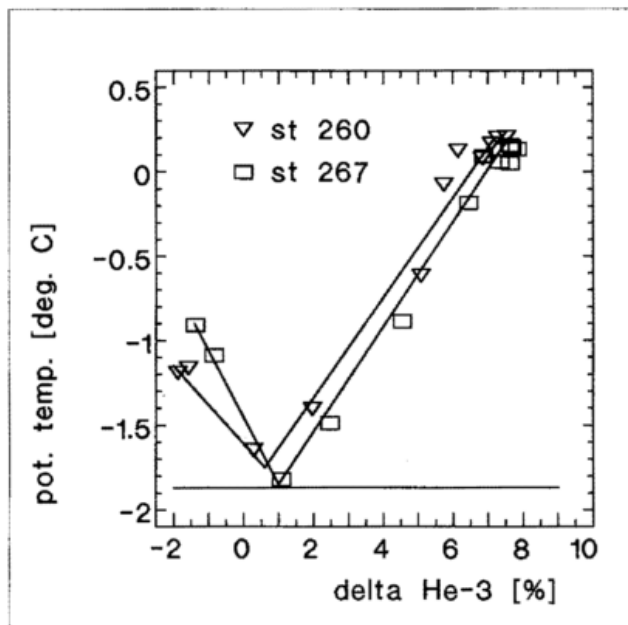


Abb. 4: $\delta^3\text{He}$ /Temperatur-Plot. Aus der Extrapolation der Mischungslinien kann der ^3He -Überschuß der winterlichen Deckschicht (ca. 3%) abgeschätzt werden (siehe Text). Der Gefrierpunkt bei Atmosphärendruck ist markiert.

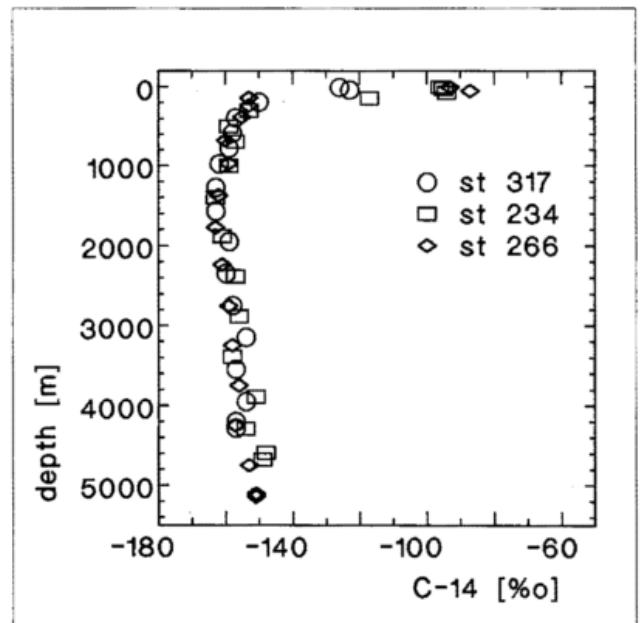


Abb. 5: ^{14}C -Tiefenprofile von Stationen aus der zentralen Weddell-See. Wesentliche Merkmale der ^{14}C -Verteilung sind sehr niedrige $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte im Oberflächenwasser (atmosphärisches ^{14}C lag zum Zeitpunkt der Probenahme bei Werten von ca. +200‰), ein schwaches intermediäres Maximum in Tiefen von ca. 1500 m und ein nur geringfügiges Ansteigen der ^{14}C -Konzentrationen im Bodenwasser. Diese Verteilung zeigt, daß die Weddell-See nur eine untergeordnete Rolle für die Aufnahme von ^{14}C in das Tiefenwasser des Weltmeeres spielt (s. Text).

sicherlich erhebliche regionale Variabilität der Transferrate zu mitteln, wenn nur das Gebiet angemessen mit Stationen überdeckt werden kann. Es stehen inzwischen Datensätze zur Verfügung, mit denen eine solche Mittelung zumindest im Ansatz möglich sein wird.

^{14}C -Messungen in der Weddell-See: globale und regionale Aspekte

^{14}C -Messungen in der Weddell-See sind sowohl von regionaler als auch von globaler Bedeutung. Regional können ^{14}C -Messungen zum Studium der obengenannten ozeanographischen Prozesse und des Austauschs Atmosphäre/Ozean herangezogen werden. Globale Bedeutung besitzen die ^{14}C -Messungen durch die Tatsache, daß die Weddell-See eines der wichtigsten Quellgebiete für die Tiefenwassererneuerung des Weltozeans darstellt, und ^{14}C der Spurenstoff ist, der bisher die meisten Informationen über die Zeitskalen der Tiefenwasserzirkulation erbracht hat (siehe z. B. BROECKER, 1981; BROECKER u. PENG 1982; STUIVER et al. 1983; SCHLITZER 1987). Um jedoch die im tiefen Ozean gemessenen ^{14}C -Verteilungen richtig interpretieren zu können, muß die ^{14}C -Konzentration im jeweiligen Bildungsgebiet, in dem die ^{14}C -Uhr gestellt wird, bekannt sein. Zu diesem Punkt gibt es für das Gebiet der Weddell-See noch eine Datenlücke, die wir mit unseren Untersuchungen schließen wollen.

Erste Messungen aus der zentralen und nordwestlichen Weddell-See zeigen insbesondere zwei auffallende Strukturen in der ^{14}C -Verteilung: Im Vergleich zu anderen

Gebieten des Ozeans sind die ^{14}C -Konzentrationen in der Oberfläche ($\approx -80\text{‰}$ im $\Delta^{14}\text{C}$ bei einem atmosphärischen Pegel von ca. 200 ‰) extrem niedrig und ihre Verteilung ist in Tiefen unterhalb von ca. 300 m, bis auf ein schwach ausgeprägtes Minimum bei ca. 1500 m (Abb. 5), fast homogen. Die niedrige Oberflächenkonzentration ist durch den im Südwinter unterdrückten Austausch mit der Atmosphäre und die kurze mittlere Verweilzeit des Oberflächenwassers bedingt. Beide Faktoren zusammen verhindern eine Einstellung des Gleichgewichtes, was selbst beim Fehlen einer Eisbedeckung eine Einstellzeit von größenordnungsmäßig 5 Jahren beanspruchen würde. Die gemessenen Werte können verwendet werden, um Modellvorstellungen über die Zirkulation der oberflächennahen Wassersäule und deren Austausch mit der Atmosphäre zu überprüfen (SCHLOSSER et al. 1989). Die Homogenität in der Tiefe ist eine Folge der relativ hohen Bodenwasserbildungsrate und des entsprechend hohen Wasserdurchsatzes dieser Schichten. Die Tatsache, daß ein schwaches Minimum in 1500 m Tiefe auftritt, scheint darauf hinzuweisen, daß unterhalb dieser Tiefe im wesentlichen nur der Bodenwasserbereich durch die Tiefenwasserbildung gespeist wird. Eine erhebliche Zufuhr von Wasser in dazwischenliegende Schichten sollte sich nämlich durch veränderte ^{14}C -Konzentrationen bemerkbar machen, falls solches Wasser nicht zufällig in seinem ^{14}C -Gehalt genau auf das gemessene Tiefenprofil paßt. Wenn die hier gegebene Interpretation zutrifft, ließe sich der ^{14}C -Konzentrationsabfall zwischen Boden und 1500 m als radioaktiver Zerfall deuten, so daß wiederum eine Abschätzung des mittleren Alters auf der Basis eines Vergleichs mit den Verteilungen anderer Parameter (u. a. Salzgehalt, Temperatur, ^{39}Ar , Tritium, ^3He) möglich wäre.

Die genannten niedrigen ^{14}C -Konzentrationen im WSBW bedeuten, daß die ^{14}C -Uhr der südlichen Komponente des Tiefenwassers des Weltmeeres nicht mit dem Alter Null, sondern mit einem erheblichen Anfangsalter (formales Alter: $\approx 1200\text{--}1300$ Jahre) gestartet wird. Dies muß bei der Umsetzung von gemessenen ^{14}C -Verteilungen in Alter von Wassermassen berücksichtigt werden, um nicht zu völlig falschen Vorstellungen über die Zeitskalen der Tiefenwassererneuerung des Weltmeeres zu gelangen (BROECKER u. PENG 1982). Die quantitative Auswertung der ^{14}C -Daten sollte auch Aussagen über die Rolle der Weddell-See bei der Aufnahme von anthropogenem CO_2 durch die Ozeane erlauben.

4 Ausblick

Die vorgestellten Ergebnisse stammen aus laufenden Untersuchungen, bei denen noch nicht einmal die Datenakkumulationsphase abgeschlossen ist. Schon jetzt zeichnen sich aber klare Aussagen ab, welche die Ergebnisse der klassischen Ozeanographie ergänzen. Erweiterte Aussagen können von unseren noch zu bearbeitenden Tritiummessungen, von Freonmessungen (US-Arbeitsgruppen), sowie von den ^{39}Ar -Messungen (Universität Bern) erhofft werden. Eine Verfeinerung der Aussagen erwarten wir außerdem von der Modellauswertung der Spurenstoffdaten, die ebenfalls erst begonnen hat. Die bisherigen

Ergebnisse zeigen auch Datenlücken auf; insbesondere im Bereich der Schelfgebiete, die zur Bodenwasserbildung der Weddell-See beitragen, ist eine gezielte Beprobung noch dringend erforderlich.

Literatur

- BROECKER, W. S., 1981: Geochemical Tracers and Ocean Circulation. In: Evolution in Physical Oceanography (Scientific Surveys in Honor of Henry Stommel), Editors: Bruce A. Warren and Carl Wunsch S. 434–460, MIT Press, Cambridge, Massachusetts.
- BROECKER, W. S. u. T. H. PENG, 1982: Tracers in the Sea. Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, New York, 690 S.
- CARMACK, E. C. u. T. D. FOSTER, 1975: On the flow of water out of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, 22, S. 711–724.
- FOLDVIK, A.; T. GAMMELSROD u. T. TORRESEN, 1985 a: Physical oceanography studies in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1978/79. *Polar Research*, 3, S. 195–207.
- FOLDVIK, A.; T. GAMMELSROD u. T. TORRESEN, 1985 b: Hydrographic observations from the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1976/77. *Polar Research*, 3, S. 177–193.
- FOLDVIK, A.; T. TORRESEN; N. SLOTSVIK, 1985 c: Oceanographic conditions on the Weddell Sea Shelf during the German Antarctic Expedition 1979/80. *Polar Research*, 3, S. 209–226.
- FOSTER, T. D. u. E. C. CARMACK, 1976: Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, 23, S. 301–317.
- GORDON, A. L. u. B. HUBER, 1984: Thermohaline stratification below the Southern Ocean sea ice. *J. Geophys. Res.*, 89, S. 641–648.
- GORDON, A. L.; C. T. A. CHEN u. W. G. METCALF, 1984: Winter mixed layer entrainment of Weddell Deep Water. *J. Geophys. Res.*, 89, S. 637–640.
- GORDON, A. L.; H. W. TAYLOR u. D. T. GEORGI, 1977: Antarctic oceanographic zonation. In: *Polar Oceans – Proceedings of Polar Oceans Conference, May 1974, Montreal, Canada*, Editor: M. J. Dunbar, Arctic Institute of North America, 1977.
- ROETHER W. u. M. RHEIN, im Druck: Chemical tracers in the ocean, in: *Landolt-Börnstein, Neue Serie, Gruppe V, Band 3 b* (Herausg. J. Sündermann), Kap. 4.3.
- SCHLITZER, R., 1987: Renewal rates of East Atlantic deep water estimated by inversion of ^{14}C data. *J. Geophys. Res.*, 92, S. 2953–2969.
- SCHLOSSER, P., 1986: Helium: a new tracer in antarctic Oceanography. *Nature*, 321, S. 233–235.
- SCHLOSSER, P.; W. ROETHER u. G. ROHARDT, 1987. ^3He balance of the upper layers of the northwestern Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, 34, S. 365–377.
- SCHLOSSER, P.; B. KROMER; R. BAYER u. K. O. Münnich, 1988. ^{14}C profiles in the Weddell Sea, submitted to *Radio-carbon*.
- STUIVER, M.; P. D. QUAY and H. G. ÖSTLUND, 1983: Abyssal water carbon-14 distribution and the age of the worlds oceans. *Science*, 219, S. 849–851,
- WEISS, R.; G. ÖSTLUND u. H. CRAIG, 1979. Geochemical studies of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, 26, S. 1093–1120.

Modellierung des Meereises und der ozeanischen Deckschicht im Weddellmeer

1 Einleitung

Meereis spielt im Klimageschehen eine wichtige Rolle. Die Verteilung von Meereis und offenem Wasser in polaren Breiten und das saisonal produzierte oder geschmolzene Meereis haben einen bedeutenden Einfluß nicht nur auf die atmosphärische sondern auch auf die ozeanische Zirkulation. Der Grund für diesen Einfluß ist die Tatsache, daß das Meereis durch seine hohe Albedo und seine isolierenden Eigenschaften die Strahlungsbilanz und den Austausch von Wärme und Impuls zwischen Ozean und Atmosphäre modifiziert. Die Veränderungen dieser Flüsse an der Meeresoberfläche haben eine große Wirkung auf die Dynamik der ozeanischen Deckschicht. In den Regionen, in denen die ozeanische Schichtung nur schwach stabil ist, wie z. B. im südlichen Weddellmeer, wird durch Abkühlung und den Salzausstoß beim Gefrieren des Meereises (Meereis hat nur einen Salzgehalt von etwa 5‰) Tiefen- und Bodenwasser gebildet, das die Zirkulation des tiefen Ozeans beeinflusst.

Die Treibeisgrenze wird durch zwei wesentliche Prozesse bestimmt: die Thermodynamik, die das Anwachsen und das Abschmelzen steuert, und die Dynamik, die die Bewegung der Eisschollen bestimmt. Die Meereisbewegung (-trift) wird durch den Windschub, die Meeresströmungen, die Corioliskraft, die Neigung der Meeresoberfläche und durch die Deformation des Meereises als plastischer Festkörper kontrolliert. Schmelzen und Gefrieren hingegen hängen von der Strahlungsbilanz der Meeresoberfläche und dem Wärmeaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean ab, wobei die Oberflächeneigenschaften wiederum durch die sich bewegende Treibeisgrenze verändert werden.

Zu Beginn der Klimamodellierung berücksichtigte man bezüglich des Meereises nur thermodynamische Prozesse, laterale Bewegungen wurden nicht zugelassen. In einem thermodynamischen Modell ziehen folglich Veränderung des Treibeises nur vertikale Salz- oder Süßwasserflüsse im Ozean nach sich.

In der Natur bewegt sich das Meereis im allgemeinen: Es entsteht an einem Ort und schmilzt meistens an einer anderen Stelle. Diese Meereistrift ist insofern von Bedeutung, als mit der Eisbewegung eine laterale Umverteilung von Salz, Süßwasser und Wärme verbunden ist. Die Bewegung des Meereises läßt sich aus der Impulsbilanz bestimmen, in der die Deformationskräfte des Treibeises neben den Scherkräften am Ober- und Unterrand und der Corioliskraft eine bedeutende Rolle spielen können. Die Art und Weise wie das Meereis auf die von außen angreifenden Kräfte durch Deformation reagiert, und wie man diesen Vorgang mit Hilfe von Rheologiekonzepten passend beschreibt, wird zur Zeit empirisch und theoretisch untersucht.

Das am weitesten entwickelte dynamische Meereismodell, das zur Zeit für Klimauntersuchungen zur Verfügung steht, hat HIBLER (1979) vorgestellt. Es behandelt das Meereis als

plastischen Festkörper. Rechnungen wurden mit diesem Ansatz u. a. für den Arktischen Ozean mit vorgeschriebener Deckschichttiefe (HIBLER 1979) und gekoppelt mit einem ozeanischen Zirkulationsmodell (HIBLER u. BRYAN 1987) vorgenommen. Das antarktische Meereis wurde bisher in einer Version mit konstanter Deckschichttiefe im Bereich des Weddellmeeres (HIBLER u. ACKLEY 1983; HIBLER 1984) behandelt. Im folgenden sollen darüber hinausgehende Untersuchungen diskutiert werden, die bei einer Kopplung des Hibler-Modells mit einem prognostischen Deckschicht-Sprungschicht-Ansatz unter verschiedenen Randbedingungen im Weddellmeer vorgenommen wurden. Dabei soll u. a. erkundet werden, wie die Ergebnisse von der internen Dynamik des Meereises und von einer Schneedecke abhängen. Eine ausführliche Darstellung dieser Studien findet man bei LEMKE et al. (1989) und OWENS und LEMKE (1989).

2 Das Modell

2.1 Meereis

Das HIBLER-Modell beruht auf den Bilanzen der thermischen Energie, des Impulses und der Meereismasse. Es erlaubt die Berechnung der Meereiskonzentration (Bedeckungsgrad), der Geschwindigkeit und der Dicke. Der thermodynamische Teil des Modells wurde von SEMTNER (1976) übernommen und, ähnlich wie von PARKINSON und WASHINGTON (1979), leicht modifiziert. Die Impulsbilanz berücksichtigt lokale zeitliche Änderungen, die Coriolis-Kraft, die Schubspannungen von Meeresströmung und Wind an der Eisunter- bzw. -oberseite, die Neigung der Meeresoberfläche und die inneren Spannungen des Meereises, die durch einen Spannungstensor dargestellt werden.

Der Spannungstensor ist über eine Rheologiefunktion mit der zeitlichen Ableitung des Deformationstensors verbunden, die wiederum durch die horizontalen Gradienten des Geschwindigkeitsfeldes gegeben ist. Die von HIBLER (1979) benutzte Rheologie betrachtet das Meereis als zweidimensionales plastisches Kontinuum, das durch zwei wesentliche Parameter bestimmt wird: die *Bruch-Grenze*, bei der das Meereis plastisch wird und sich komprimieren läßt (d. h. das Eis wird durch Übereinanderschieben dicker), und das Verhältnis von Volumen- zu Scherviskosität (bulk and shear viscosity). Die Bruchgrenze hängt dabei linear von der Dicke und exponentiell von der Konzentration des Meereises ab. Aufgrund dieses Konzeptes wird die zeitliche Entwicklung der Eisbedeckung (Dicke und Konzentration) nicht nur durch thermodynamische Prozesse sondern auch durch die Dynamik des Meereises (Advektion und Deformation) bestimmt.

Für die nachfolgenden numerischen Experimente, die den Bereich des Weddellmeeres betreffen, wurden die atmo-

sphärischen und ozeanischen Randbedingungen (Lufttemperatur, Wind, Ozeanströmungen) von HIBLER und ACKLEY (1983) übernommen. Die atmosphärischen Daten bestehen im wesentlichen aus den australischen Analysen der FGGE-Beobachtungen von 1979. Das Modell-Gitter ist in Abbildung 1 gezeigt, während wir hinsichtlich weiterer Einzelheiten des Modells auf HIBLER (1979) verweisen.

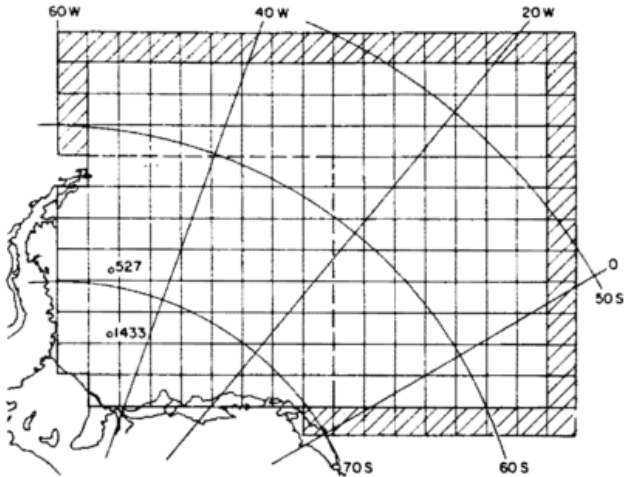


Abb. 1: Modellgitter für das Weddellmeer (aus HIBLER und ACKLEY 1983).

2.2 Deckschicht - Sprungschicht-Modell

In den Arbeiten von HIBLER und ACKLEY (1983) und HIBLER (1984) über das Treibeis im Weddellmeer wurde der Ozean durch eine Deckschicht mit konstanter Tiefe dargestellt, die vom tiefen Ozean einen vorgeschriebenen Wärmefluß erhält. Hier soll nun das eindimensionale Deckschicht - Sprungschicht - Modell von LEMKE (1987, 1988) an das HIBLER - Meereismodell gekoppelt und der vertikale ozeanische Wärmefluß prognostisch bestimmt werden.

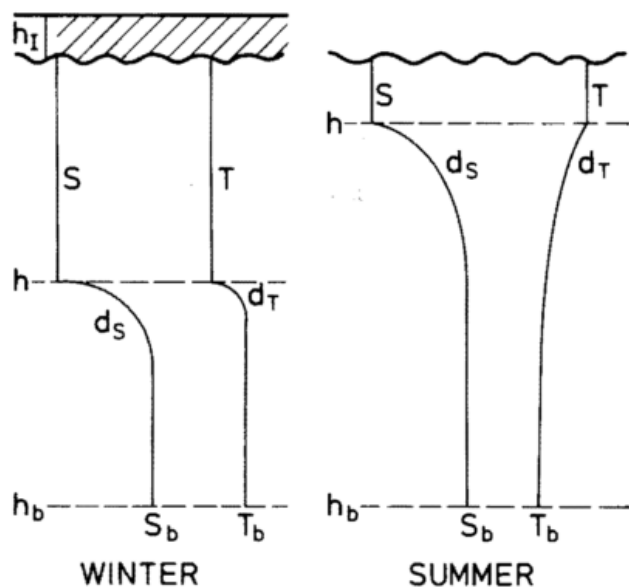


Abb. 2: Vertikale Struktur des Deckschicht-Sprungschicht-Modells.

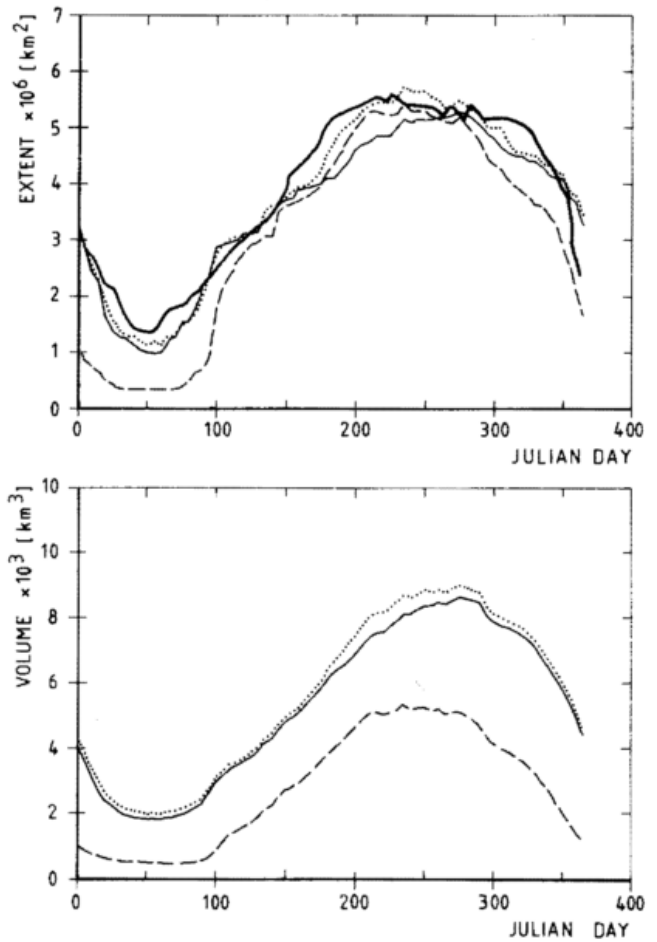


Abb. 3: Meereisausdehnung und -volumen für den Standardlauf (dünne durchgezogene Linien) und das Experiment mit konstanter Deckschichttiefe für einen ozeanischen Wärmefluß von 20 W/m² (gestrichelt) und 2 W/m² (gepunktet). Ebenfalls gezeigt sind die Beobachtungen der Eisbedeckung (dicke durchgezogene Linie).

Die vertikale Struktur des Deckschicht-Sprungschicht-Modells ist in Abbildung 2 dargestellt. Temperatur und Salzgehalt sind in der Deckschicht konstant und haben in der darunterliegenden Sprungschicht einen exponentiellen Verlauf. Diese Profile verändern sich mit der Zeit. Die prognostischen Variablen sind Deckschichttemperatur T und -salzgehalt S , die Deckschichttiefe h und die exponentiellen Skalentiefen der Thermokline d_T und der Halokline d_S . Die Temperatur T_b und der Salzgehalt S_b des tiefen Ozeans werden als vorgegebene konstante Randbedingungen betrachtet.

Die prognostischen Gleichungen für diese Variablen folgen aus der Erhaltung von Wärme und Salz, aus der Bilanz der potentiellen Energie und aus einer Parameterisierung der Salz- und Wärmeflüsse am unteren Rand der Deckschicht. Weil durch die Meereisbewegung horizontale Salz- bzw. Süßwassertransporte stattfinden, wird in der Salzbilanzgleichung ein zusätzlicher Term eingeführt, der den oberflächensalzgehalt mit einer Zeitkonstanten von einem Jahr an die Beobachtungen koppelt. Dieser Term stellt eine grobe Näherung der horizontalen Advektion dar, die im Deckschichtmodell nicht enthalten ist.

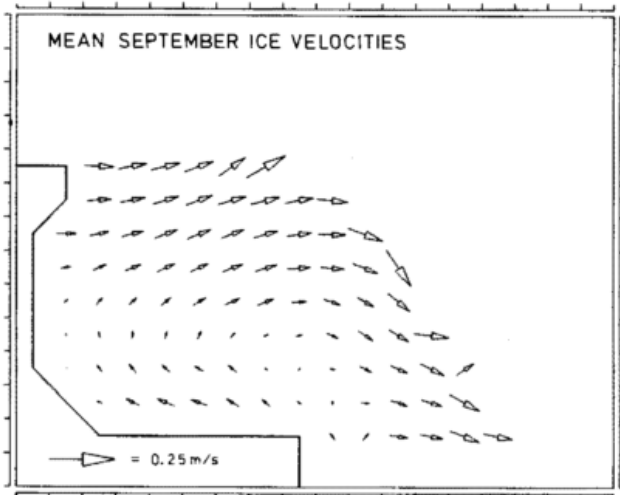


Abb. 4: Mittlere Triebeisgeschwindigkeit im September (Standardlauf).

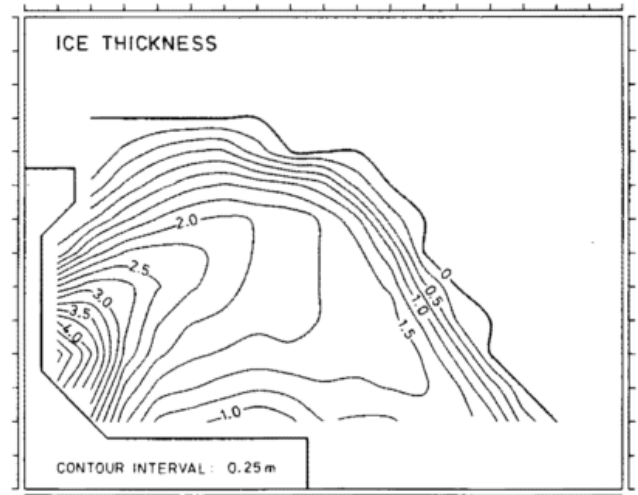


Abb. 5: Meereisdicke am 6. Oktober (Standardlauf).

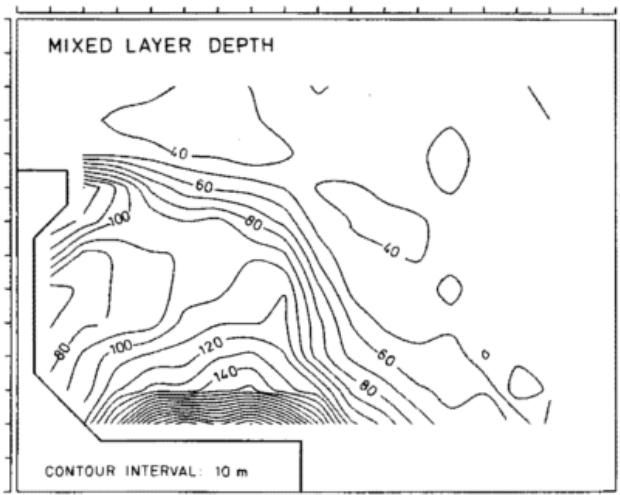


Abb. 6: Deckschichttiefe am 6. Oktober (Standardlauf).

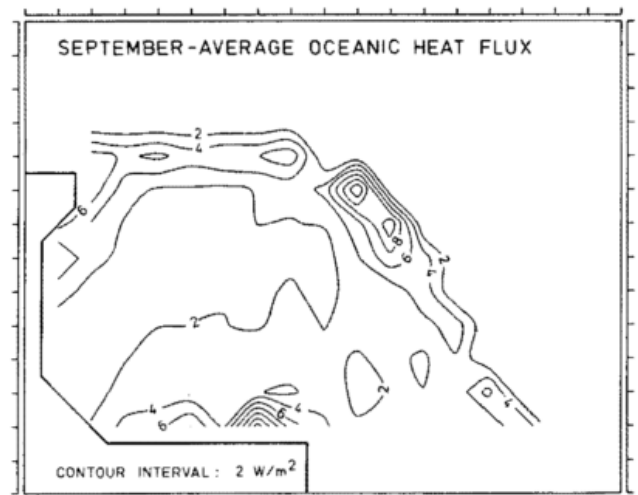


Abb. 7: Mittlerer vertikaler ozeanischer Wärmefluß im September (Standardlauf).

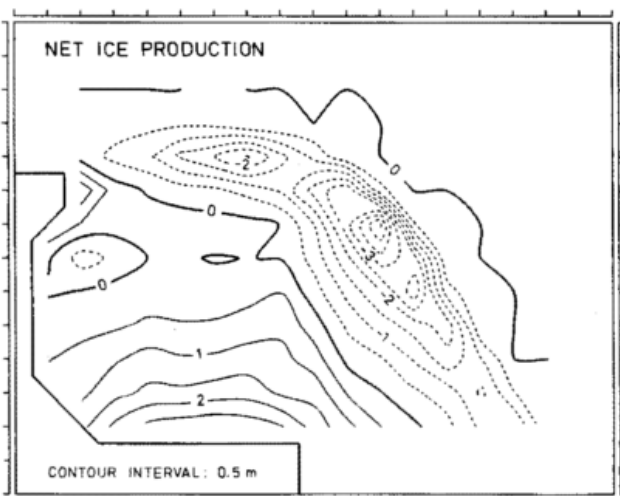


Abb. 8: Netto-Gefriertrate (Standardlauf). Positive Werte bedeuten, daß über ein Jahr gemittelt mehr Eis produziert als geschmolzen wird.

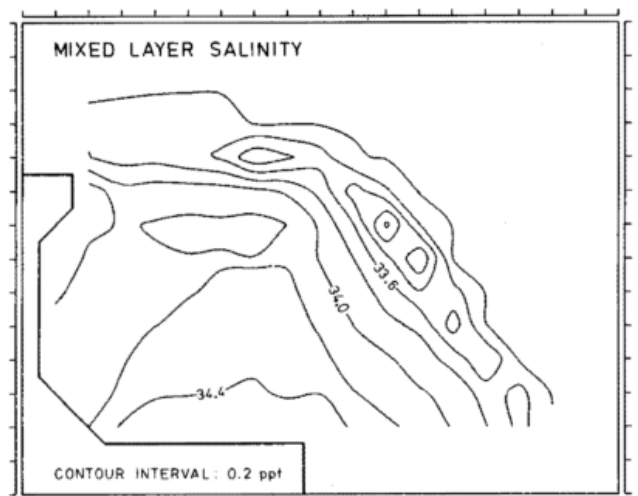


Abb. 9: Oberflächen-Salzgehalt am 6. Oktober (Standardlauf).

3 Ergebnisse

3.1 Standard Experiment

Initialisiert wurde das Modell mit typischen Bedingungen des Spätwinters. Die Integrationszeiten betragen für jeden Lauf 5 Jahre.

Die Ergebnisse des fünften Jahres werden im folgenden diskutiert. Der modellierte Jahresgang der eisbedeckten Fläche im Weddellmeer für den Standard-Lauf ist in Abbildung 3 (oben, dünne durchgezogene Linie) zusammen mit den Beobachtungen (dicke Linie) des Jahres 1979 dargestellt. Die Übereinstimmung ist recht gut, sie hätte durch Optimierung der Modellparameter noch verbessert werden können. Eine derartige Maßnahme erscheint aber ohne ein Schneemodell und ohne die ozeanische Zirkulation nicht sinnvoll. Das gesamte Eisvolumen im Modellgitter (Abb. 3 unten) ist im Winter etwa viermal so groß wie im Sommer.

Die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und dem Ozean wird wesentlich von dem vertikalen *Entrainment-Wärmefluß* durch den unteren Rand der Deckschicht geprägt. Eine Analyse des zeitlichen Verlaufs ergibt für den ozeanischen Wärmefluß im Gegensatz zum atmosphärischen Antrieb der Eisbildung keinen ausgeprägten Jahresgang. Nähere Betrachtungen zeigen, daß die Entrainment-Flüsse im Sommer vornehmlich durch die zeitlichen Schwankungen der Meereisstrift (= kinetischer Energieeintrag) und im Winter durch saline Konvektion hervorgerufen werden.

Die Meereisgeschwindigkeit im Winter (Abb. 4) zeigt den wohlbekannten Weddell-Wirbel, der das im Süden gebildete Eis erst nach Norden und dann nach Osten transportiert, so daß es schließlich an der Treibeisgrenze im Nordosten des Weddellmeeres geschmolzen wird. Gemäß diesem Geschwindigkeitsfeld ist die Meereisdicke (Abb. 5) im Süden gering (divergente Strömung) und an der westlichen Begrenzung (Antarktische Halbinsel) groß. Im divergenten Strömungsbereich insbesondere in der Küstenzone sind die Gefrierarten besonders hoch, und durch den Salzausstoß findet dort eine starke ozeanische Konvektion statt. Daher

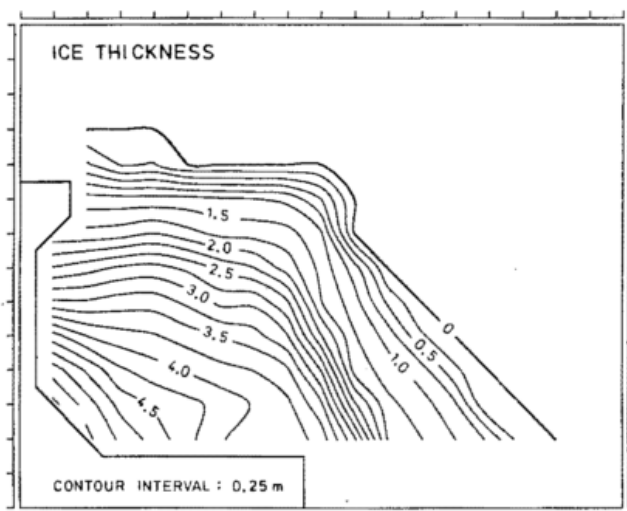


Abb.10: Meereisdicke am 6. Oktober (thermodynamisches Modell).

zeigt die Deckschicht im Winter in dieser Region die größten Tiefen (bis zu 270 m, Abb. 6).

Die geographische Verteilung des vertikalen ozeanischen Wärmeflusses im Winter (gemittelt über den Monat September) ist in Abbildung 7 gezeigt. Im größten Bereich des Gitters liegen die Werte bei 2 W/m^2 , aber an der Treibeisgrenze und im Süden des Weddellmeeres, wo die Entrainment-Raten am größten sind, reichen sie bis zu 14 W/m^2 .

Die charakteristischen Eigenschaften des Geschwindigkeitsfeldes findet man auch in der geographischen Verteilung der jährlichen Netto-Gefrierarten wieder (Abb. 8). Im südlichen Teil des Weddellmeeres werden pro Jahr bis zu 3 m Eis mehr produziert als geschmolzen. Dieser Überschuss wird durch den Weddell Wirbel nach Nordosten an die Treibeisgrenze transportiert, wo er schmilzt. Dieser Eistransport stellt einen horizontalen Süßwassertransport dar, der sich auch im Oberflächen-Salzgehalt (Abb. 9) durch ein ausgeprägtes Minimum an der Winter-Treibeisgrenze im Nordosten des Weddellmeeres und ein Maximum im Süden widerspiegelt.

3.2 Vergleich mit konstanter Deckschichttiefe

In einem Experiment mit konstanter Deckschichttiefe ($h = 30 \text{ m}$) bleiben Temperatur und Salzgehalt weiterhin prognostische Größen. Diese Rechnungen entsprechen denen von HIBLER und ACKLEY (1983). Da es kein Entrainment gibt, wird der vertikale ozeanische Wärmefluß durch eine konstante Zufuhr von 2 oder 20 W/m^2 dargestellt. Diese Zahlen entsprechen dem Bereich der in der Literatur bisher benutzten Werte.

Die Ergebnisse zeigen, daß die geographischen Muster der Eis- und Ozeanvariablen (bis auf die Deckschichttiefe) den Mustern des Standardlaufs ähneln. Aber die Jahresgänge der Ausdehnung und des Volumens sind unterschiedlich (gestrichelte und gepunktete Linien in Abb. 3). Es ist ersichtlich, daß ein ozeanischer Wärmefluß von 20 W/m^2 zu wenig Eis im Sommer zur Folge hat. Auch das Eisvolumen ist drastisch reduziert verglichen mit dem Standard-Experiment. Ein Wert von 2 W/m^2 kommt dem Standard-Lauf und den Beobachtungen am nächsten. Tatsächlich liegt der jährlich gemittelte *Entrainment-Wärmefluß* des Standardmodells bei 3.26 W/m^2 . Aus Abbildung 3 wird weiterhin deutlich, daß das Maximum der Eisausdehnung, aber auch des Volumens, bei konstanter Deckschichttiefe etwa 30 Tage früher erreicht wird als im Standard-Lauf. Diese Phasenverzögerung ist typisch für das prognostische Modell mit der exponentiellen Pyknokline.

3.3 Vernachlässigung der Meereisdynamik

In einem weiteren Experiment werden die Meereisgeschwindigkeit in den Bilanzgleichungen der Meereismasse und -konzentration vernachlässigt und nur thermodynamische Prozesse berücksichtigt. Die Erzeugung turbulenter kinetischer Energie in der Deckschicht wird durch eine Konstante dargestellt, die einer Meereisgeschwindigkeit von 0.1 m/s entspricht.

Die Resultate zeigen, daß die Jahresgangsamplituden der Ausdehnung und des Volumens im thermodynamischen

Modell nur etwa halb so groß wie im Standardlauf sind. Im thermodynamischen Modell ist die Sommer-Meereisausdehnung größer, die Winter-Ausdehnung dagegen kleiner. Das Volumen zeigt eine deutliche Vergrößerung während des ganzen Jahres. Das geographische Muster der Meereisdicke im thermodynamischen Lauf (Abb. 10) gleicht dem der thermodynamischen Anregung durch die Atmosphäre (Lufttemperatur), d. h. die größten Dicken erscheinen im Süden des Weddellmeeres. Im allgemeinen ist die Dicke etwa 1 m größer als im Standardexperiment. Die Deckschichttiefe ist durch die geringeren Gefrierenraten – das dickere Eis wirkt als Isolator – im Süden des Weddellmeeres deutlich kleiner und erreicht dort im Winter nur eine Tiefe von 80 m. Durch die geringeren Vertiefungsraten reduziert sich der vertikale ozeanische Wärmefluß auf ein Drittel des Standardwertes. Die Netto-Gefrierenrate ist vernachlässigbar, wie es für ein thermodynamisches Modell, das einen zyklischen Zustand erreicht hat, auch sein sollte. Der Salzgehalt hat demzufolge auch kein ausgeprägtes Minimum an der Treibeisgrenze.

3.4 Paläoklima-Experimente

In diesem Kapitel sollen die von LEMKE (1987) vorgenommenen Experimente diskutiert werden, um den Effekt der Meereisdynamik zu untersuchen. Folgende Experimente wurden durchgeführt:

1. Die Temperatur des tiefen Ozeans T_b wurde überall gleich 0°C gesetzt.
2. Die solare Einstrahlung wurde um 10% reduziert.
3. Die Lufttemperatur wurde überall um 2°C verringert.
4. Alle drei Änderungen der Randbedingungen wurden gleichzeitig eingeführt.

Die Ergebnisse machen deutlich, daß der Unterschied zum Standardlauf von Experiment 1 bis Experiment 4 stetig zunimmt. Eine 10%ige Reduktion der solaren Einstrahlung erzeugt mehr Meereis als ein kalter tiefer Ozean, und eine Reduktion der Lufttemperatur um 2°C führt zu noch mehr Eis. Ein weiteres Experiment mit einem erhöhten Süßwasserfluß (schmelzende Eisschilde) zeigt ähnliche Resultate wie das Experiment 1 mit dem kalten, tiefen Ozean. Das Experiment 4 ergibt eine um 20% vergrößerte Treibeisfläche verglichen mit dem Standardlauf.

Im allgemeinen reagiert das dynamische Meereismodell weniger empfindlich auf veränderte Randbedingungen als das einfache thermodynamische Modell von LEMKE (1987). Diese geringere Sensitivität des dynamischen Meereismodells kann durch die spezifische Wechselwirkung der Dynamik mit der Thermodynamik erklärt werden. In einer Region, wo die Thermodynamik durch Abschmelzen die Meereisdicke verringert, kann das Eis einer Kompression weniger Widerstand entgegensetzen und leichter zusammengeschoben werden. Folglich sorgt die Dynamik bei günstigen Bedingungen für eine Vergrößerung der Eisdicke. In einer Region, wo die Dynamik – durch divergente Meeresströmung – eine Verringerung der Eisbedeckung bewirkt, kann die Thermodynamik unter günstigen Bedingungen durch größere Gefrierenraten (die isolierende Wirkung der Eisdecke wird ja geringer) die Meereisdicke wieder vergrößern. Diese negative Rückkopplung erhöht die Stabilität des dynamischen Modells.

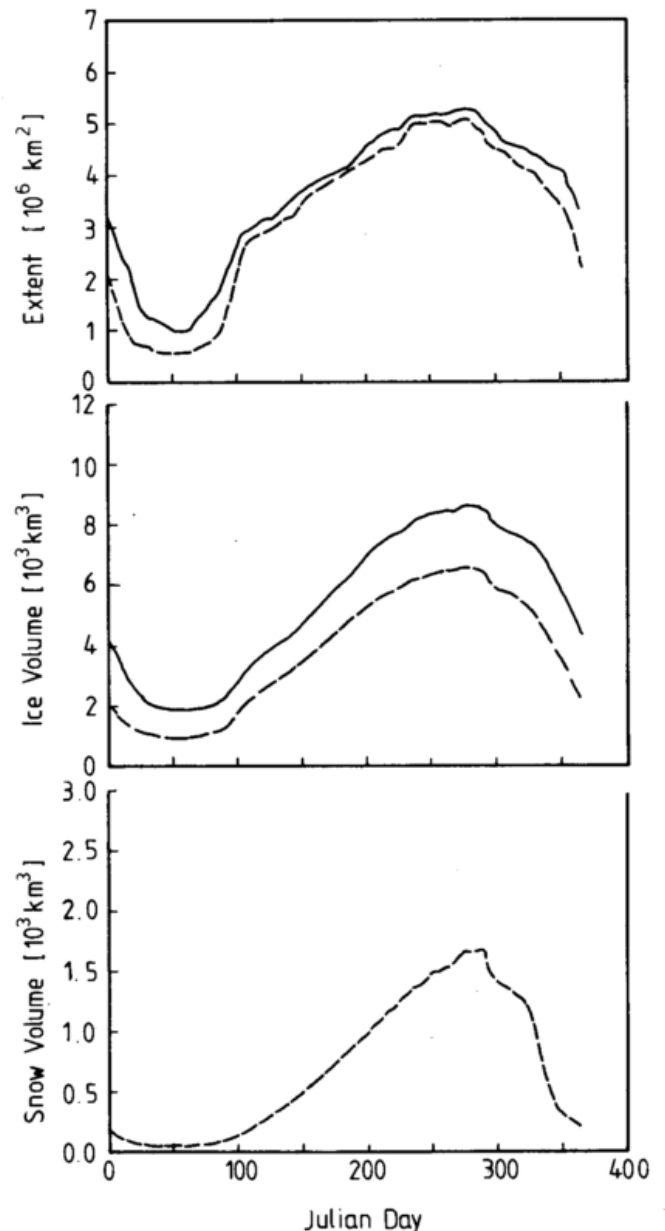


Abb. 11: Meereisausdehnung und -volumen für den Standardlauf (durchgezogene Linie) und das Experiment mit der prognostischen Schneeschicht (gestrichelt). Gezeigt ist außerdem das Schneevolumen im Modellgitter (unten).

3.5 Schnee-Experiment

Im Hibler-Meereismodell wird Schnee nicht explizit berücksichtigt. Daher wurde für das Schnee-Experiment eine prognostische Schneeschicht nach PARKINSON und WASHINGTON (1979) in das Modell eingebaut (OWENS u. LEMKE 1989). Der Schnee wird mit dem Eis transportiert, er wird bei Wärmeüberschuß geschmolzen und durch den Niederschlag (gewichtet mit der Treibeiskonzentration – der Rest fällt als Regen in den eisfreien Teil des Gitters) aufgebaut, wenn die Lufttemperatur unter dem Gefrierpunkt liegt.

Die Jahresgänge der Meereisausdehnung und des Volumens des Schnee-Experiments sind in Abbildung 11 (gestri-

chelt) zusammen mit dem Standardlauf (durchgezogen) gezeigt. Die Phasen der Jahrgänge werden durch den Schnee nicht modifiziert. Die Ausdehnung des Eises ist im Winter nur wenig reduziert, aber im Sommer ist sie deutlich geringer. Das Eisvolumen verringert sich im Winter um 25% und im Sommer um 50%. Die isolierenden Eigenschaften des Schnees setzen also die Gefrierdaten erheblich herab, sodaß die Meereismasse deutlich geringer als im Standardlauf ist. Der Jahresgang des Schneevolumens ist auch in Abbildung 11 dargestellt.

Die Geschwindigkeit des Meereises wird durch die Anwesenheit der Schneedecke nicht modifiziert. Die Eisdicke wird aber um etwa 0.5 m reduziert. Die Deckschichttiefe ändert sich nur unwesentlich, und der jährliche über die Eisfläche gemittelte ozeanische Wärmefluß wird von 3.26 W/m² auf 2.84 W/m² reduziert. Die Netto-Gefrierdaten im Süden des Gitters ist um 0.8 m/Jahr (25%) kleiner als der Standardwert. Dadurch sind im Schnee-Experiment auch die horizontalen Salzgehaltsunterschiede geringer.

4 Zusammenfassung

Experimente mit einem gekoppelten Meereis-Deckschicht-Modell im Weddellmeer zeigen den bekannten Weddell-Wirbel in der Meereis-Trift mit einer divergenten Strömung und daher dünnem Eis, großen Gefrierdaten, einem hohen Salzgehalt und einer tiefen Deckschicht im Süden in der Nähe der Schelfeiskante.

Die Resultate zeigen, daß der ozeanische Wärmefluß in die Deckschicht nicht konstant ist, sondern ausgeprägte zeitliche und räumliche Variationen aufweist. Die größten Werte findet man an der Treibeiskante und im Bereich der divergenten Meereistrift, wo auch die Vertiefungsrate der Deckschicht im Winter am größten sind. Im Sommer werden relativ große Entrainmentflüsse durch kurzzeitige Variationen der Schubspannung durch Wind und Eistrift erzeugt.

Experimente mit einem zusätzlichen Schneemodell erga-

ben, das eine Schneedecke die Gefrierdaten durch ihre isolierende Wirkung deutlich reduziert und daher dünneres Meereis zur Folge hat.

Die Untersuchungen zeigten eine deutliche Modifikation der vertikalen Wärme- und Salzflüsse durch die Meereisdynamik. Das dynamische Modell reagiert durch das spezifische Verhalten des Meereises als plastischer Festkörper und durch die Wechselwirkung zwischen Dynamik und Thermodynamik weniger empfindlich auf Änderungen der ozeanischen und atmosphärischen Randbedingungen als das rein thermodynamische Modell.

Literatur

- HIBLER, W. D.: A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, S. 815-846, 1979.
- HIBLER, W. D.: The role of sea ice dynamics in modelling CO₂ increases. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing Volume 5, American Geophysical Union, S. 238-253, 1984.
- HIBLER, W. D. u. S. F. ACKLEY: Numerical simulation of the Weddell Sea pack ice, *J. Geophys. Res.*, 88, S. 2873-2887, 1983.
- HIBLER, W. D. u. K. BRYAN: A diagnostic ice-ocean model. *J. Phys. Oceanogr.* 17, S. 987-1015, 1987.
- LEMKE, P.: A coupled one-dimensional sea ice-ocean model, *J. Geophys. Res.* 92, S. 13164-13172, 1987.
- LEMKE, P.: Über die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und der ozeanischen Deckschicht, *Promet* 1/2/3, S. 42-49, 1988.
- LEMKE, P., W. B. OWENS u. W. D. HIBLER: A coupled sea ice - mixed layer - pycnocline model for the Weddell Sea, eingereicht bei *J. Geophys. Res.*, 1989.
- OWENS, W. B. u. P. LEMKE: Sensitivity studies with a sea ice-mixed layer-pycnocline model in the Weddell-Sea, eingereicht bei *J. Geophys. Res.*, 1989.
- PARKINSON, C. L. u. W. M. WASHINGTON: A large-scale numerical model of sea ice. *J. Geophys. Res.* 84, S. 311-337, 1979.
- SEMTNER, A. J.: A model of the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate, *J. Phys. Oceanogr.*, 6, S. 379-389, 1976.

13 Die Allgemeine Atmosphärische Zirkulation im Bereich der Antarktis

P. SPETH

1 Einleitung

Die Sonne stellt den Hauptantriebsmotor für atmosphärische und ozeanische Bewegungen dar. Durch kurzwellige Einstrahlung wird im System Erde-Atmosphäre in niedrigen Breiten mehr Energie absorbiert als in mittleren und höheren Breiten. Durch langwellige Ausstrahlung in den Weltraum geht dem System jedoch wieder Energie verloren, so daß im Jahresmittel zwischen ca. 32°N und ca. 32°S das System Erde-Atmosphäre insgesamt Energie gewinnt und polwärts davon Energie verliert. Ein Ausgleich zwischen den Gebieten mit Energieüberschuß und mit Energiedefi-

zit wird durch meridionale Energietransporte hervorgerufen, wodurch man im langjährigen Mittel weder eine Erwärmung noch eine Abkühlung im System Erde-Atmosphäre findet. Arktis und Antarktis üben in diesem grundlegenden thermodynamischen Sinne dieselben Funktionen aus: beide Regionen wirken als Energiesenken. Unter diesem Gesichtspunkt würde man also in der Antarktis ähnliche Klimabedingungen erwarten wie in der Arktis. Offensichtlich ist dies jedoch nicht der Fall, denn die Lufttemperaturen der Antarktis sind zu jeder Jahreszeit wesentlich tiefer als zur entsprechenden Jahreszeit in der Arktis. Dies ist der Fall, obwohl die Erde während des

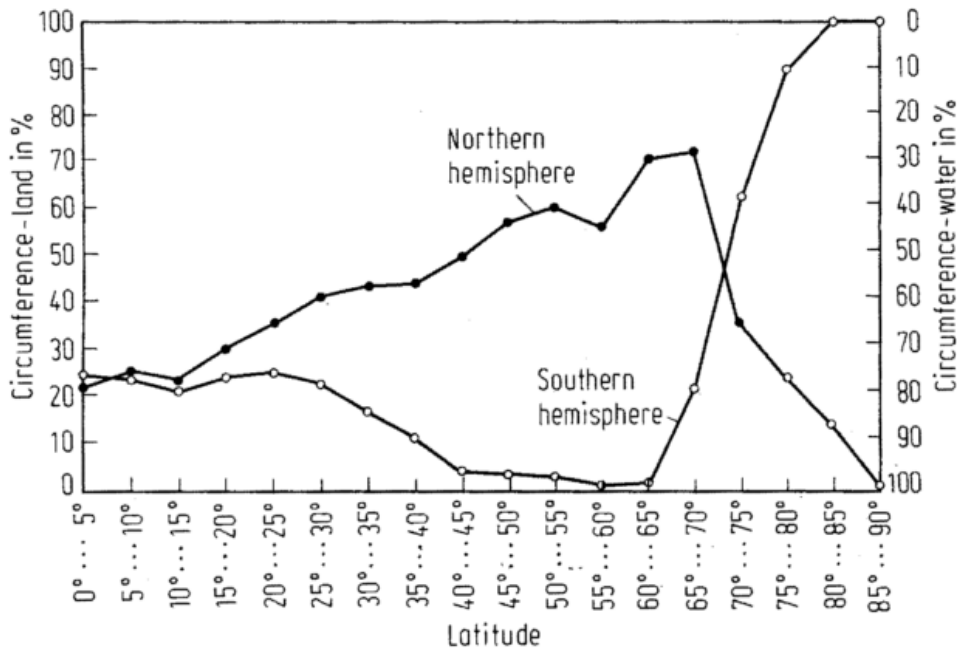


Abb. 1: Prozentuale Verteilung von Land und Ozean für 5°-Breitenkreiszonen in der Süd- und Nordhalbkugel. Aus: TAALJARD 1972.

antarktischen Sommers der Sonne näher ist als im arktischen Sommer. Folglich erhält die antarktische Atmosphäre im südlichen Hochsommer ca. 7% mehr Sonnenenergie als die arktische Atmosphäre während des nördlichen Hochsommers. Dennoch ist das Klima der Antarktis zweifellos das unwirtlichste der ganzen Erde. Der Grund liegt hauptsächlich darin, daß Nord- und Südhalbkugel unterschiedliche Bedeckungen von Land, Ozean und Eis haben. Daraus ergeben sich nicht nur unterschiedliche Strahlungsbilanzen für die höheren Breiten der beiden Hemisphären, sondern es resultieren daraus auch unterschiedliche – zum Abbau der meridionalen Energiegegensätze notwendige – Energietransporte von niedrigen in höhere Breiten. Diesen komplexen Zusammenhang soll im folgenden von der Wirkungsweise her vereinfachend geschildert werden.

Abbildung 1 zeigt, daß der Landanteil zwischen 40°S und 65°S sehr klein ist; abgesehen von einigen kleinen Inseln findet man zwischen 56°S und 63°S nur den Ozean. Dies ist anders auf der Nordhalbkugel, wo in mittleren Breiten die Hauptlandmassen zu finden sind. Zu höheren Breiten hin ändert sich das Verhältnis von Land zu Ozean zwischen den beiden Hemisphären: auf der Nordhalbkugel vermindert sich der Landanteil. Die Arktis besteht aus einem von Land umgebenen Ozeanbecken, während die Antarktis aus einem von der See umgebenen Kontinent besteht. Abbildung 2 zeigt weiterhin, daß die Antarktis recht hoch ist: die mittlere Höhe beträgt ca. 3.000 m. Wegen der fehlenden Landmassen bildet sich in mittleren Breiten der Südhalbkugel im Vergleich zur Nordhalbkugel eine wesentlich stärkere Westströmung in der Atmosphäre ('roaring forties' und 'howling fifties') und als Folge davon auch eine starke Westwinddrift in den südlichen Ozeanen aus. Durch die fehlenden Gebirgsbarrieren in mittleren Breiten der Südhalbkugel ist die atmosphärische Strömung im wesentlichen zonal ausgerichtet, und dadurch ist der Energietransport von niedrigen Breiten in die Antarktis herabgesetzt. Durch den Golfstrom wird warmes Wasser in das arktische Ozeanbecken zwischen Norwegen und Grönland transportiert, wohingegen kein warmer Ozeanstrom

durch die Westwinddrift der südlichen Ozeane hindurch in den antarktischen Ozean eindringt. Hauptsächlich bedingt durch diese beiden Prozesse wird also weniger Wärme in die Antarktis als in die Arktis transportiert. Der arktische Ozean bleibt unter seiner dünnen Eisschicht relativ warm (ca. -2°C) und wirkt dabei als Wärmereservoir im Winter. Dadurch strömt im Hochwinter am Nordpol mehr als fünfmal soviel Wärme vom Untergrund in die Atmosphäre als am Südpol.

Die bisher genannten Prozesse sind also ein Grund dafür, daß die antarktische Atmosphäre kälter ist als die arktische. Ein anderer Grund hängt mit der Effizienz zusammen, mit der Sonnenstrahlung reflektiert wird. Das Ausmaß

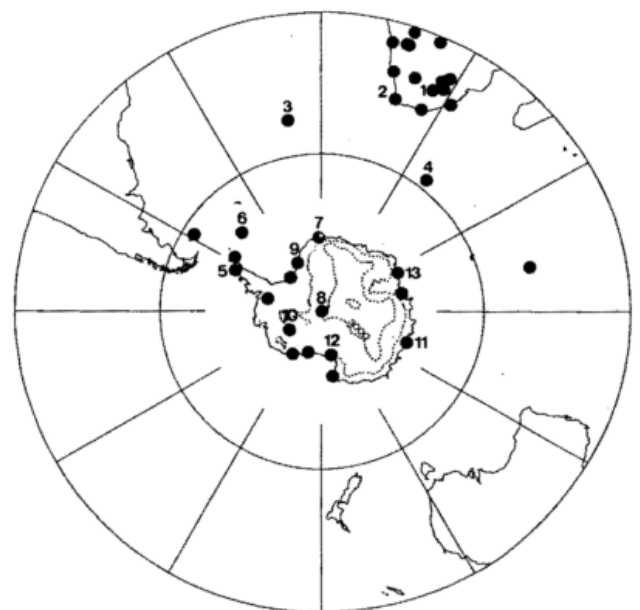


Abb. 2: Verteilung der Radiosondenstationen in der Südhalbkugel. Die (teilweise numerierten) Punkte gegen Radiosondenstationen, die im Zeitraum 1951 bis 1980 gemessen haben. Für den Antarktischen Kontinent sind Höhenlinien für 2.000, 3.000 und 4.000 m dargestellt.

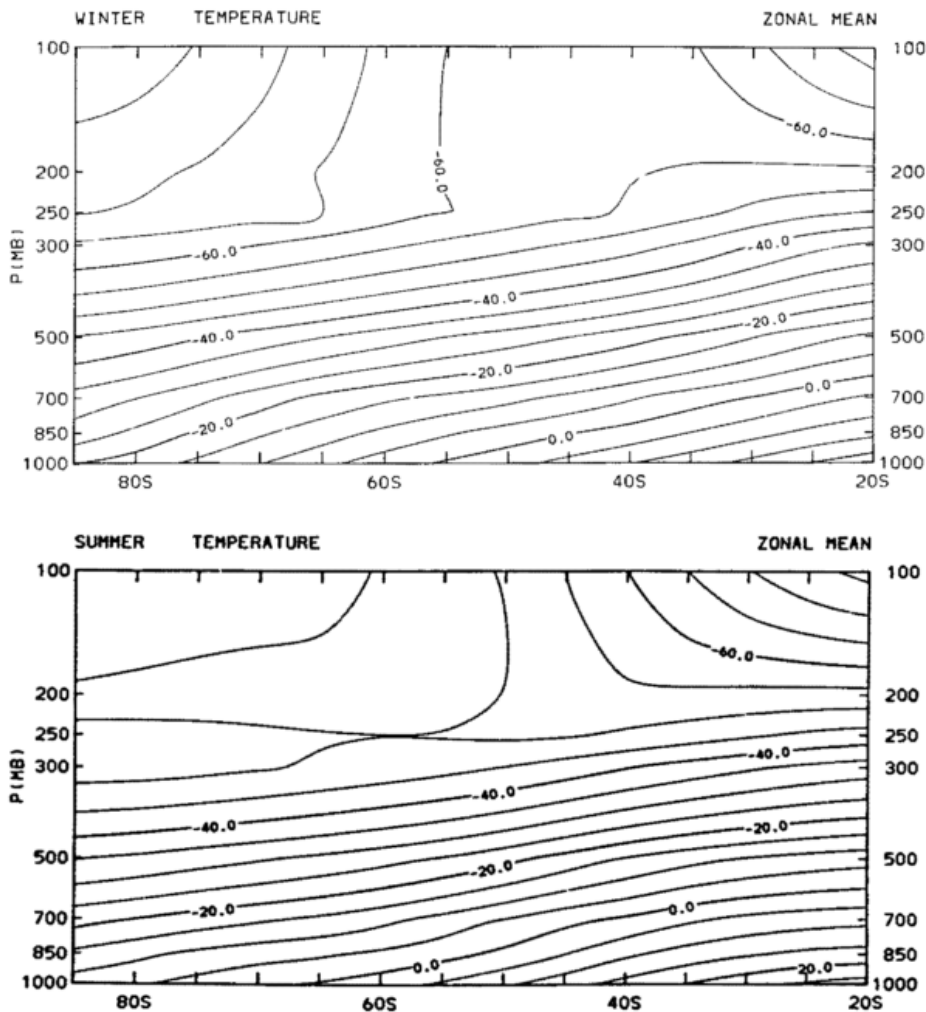


Abb. 3: Mittlere meridionale Querschnitte der Temperatur [°C] für Winter (oben) und Sommer (unten). Mittelwerte des Zeitraumes 1972 bis 1980. Der Abstand der Isolinien beträgt 5°C.

der Reflektion hängt von den spezifischen Eigenschaften der reflektierenden Oberflächen ab und wird als Albedo bezeichnet (ein Wert der Albedo von eins bedeutet, daß die gesamte einfallende Strahlung wieder reflektiert wird; der Wert null heißt, daß die gesamte Strahlung absorbiert wird). Die Meeresoberfläche hat eine Albedo von weniger als 0.1, ist also ein guter Absorber. Die Wärme, die durch die Sonneneinstrahlung zunächst der Ozeanoberfläche zugute kommt, wird durch Vermischung schnell in tiefere Schichten transportiert. Die Ozeane speichern somit im Sommer Wärme, die sie im Winter wieder an die Atmosphäre abgeben. Dadurch üben die südlichen Ozeane hinsichtlich des Jahresganges der Temperatur der bodennahen Luftschichten in mittleren Breiten eine dämpfende Wirkung aus. Die Albedo von Schnee und Eis hängt von der Temperatur ab, sie weist höhere Werte für tiefere Temperaturen auf. Das Eis in der Arktis ist wärmer als in der Antarktis und hat im Sommer typische Albedo-Werte von 0.65 in der Arktis und von 0.90 in der Antarktis. Die nördlichen Eismassen absorbieren also mehr von der einfallenden Sonneneinstrahlung als die südlichen, was ein weiterer Grund für die tiefen Temperaturen über der Antarktis ist. Unterstützt wird dieser Effekt dadurch, daß die antarktische Atmosphäre wegen ihrer niedrigen Temperaturen einen geringeren Wasserdampfgehalt hat und dadurch die effektive langwellige Ausstrahlung des Untergrundes größer ist als in der Arktis.

Aufgrund der bisherigen Schilderungen wird deutlich, daß die atmosphärische Zirkulation über der Antarktis als ein Teil der Allgemeinen Atmosphären Zirkulation der Südhalbkugel angesehen werden muß und nicht isoliert betrachtet werden kann. Deshalb befaßt sich dieser Beitrag teilweise mit einer Beschreibung der Zirkulationsverhältnisse der Südhalbkugel südlich von 20°S. Dabei werden Vergleiche mit der Nordhalbkugel angestellt; aus Platzgründen werden jedoch in diesem Beitrag Abbildungen für die Nordhalbkugel nicht wiedergegeben, sondern es wird auf die entsprechende Literatur verwiesen. Neben den zitierten Arbeiten ist für ein vertieftes Studium die folgende Literatur zu nennen: SCHWERDTFEGER (1970, 1984), DUDENEY (1987), TYSON (1986: Chapter 5).

2 Verhältnisse in der freien Atmosphäre

2.1 Temperatur und geopotentielle Höhe

In Abbildung 3 sind mittlere Querschnitte der Temperatur für Winter und Sommer dargestellt (entsprechende Darstellungen für die Nordhalbkugel: s. SPETH u. MADDEN 1987). Die jahreszeitlichen Änderungen der Temperaturen in der polaren unteren Stratosphäre sind wesentlich größer als in vergleichbaren Gebieten der Nordhalbkugel, z. B. beträgt die Temperaturdifferenz Sommer minus Winter

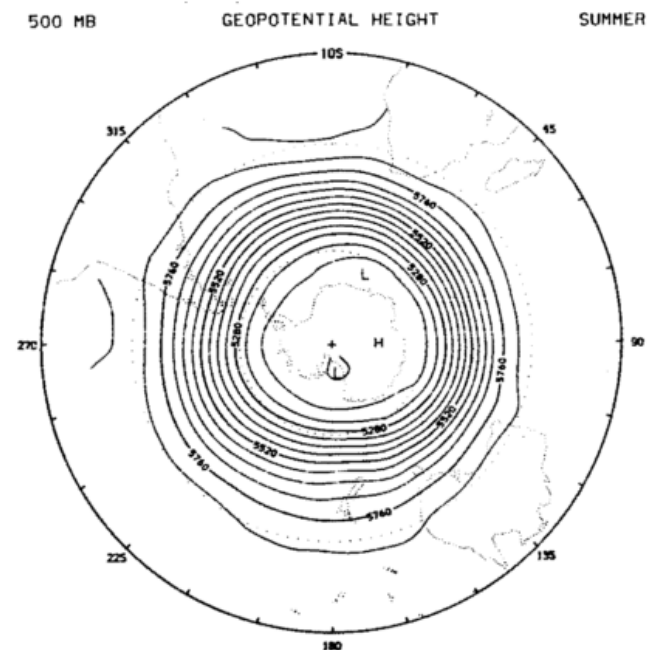
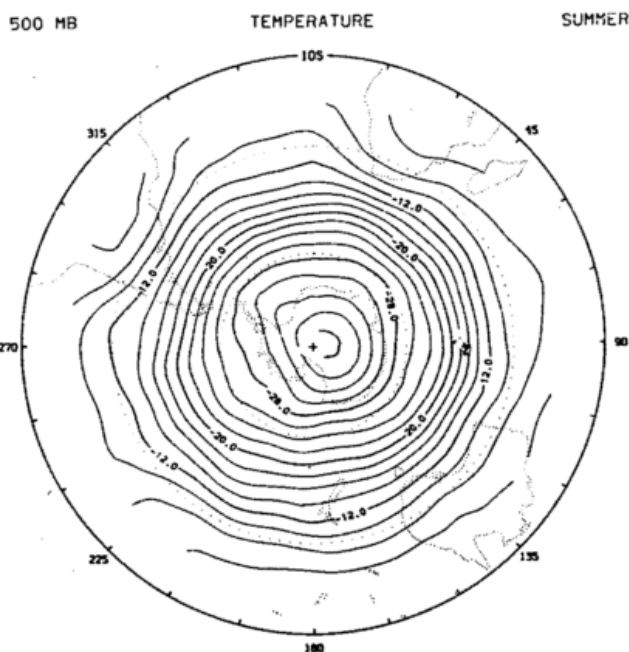
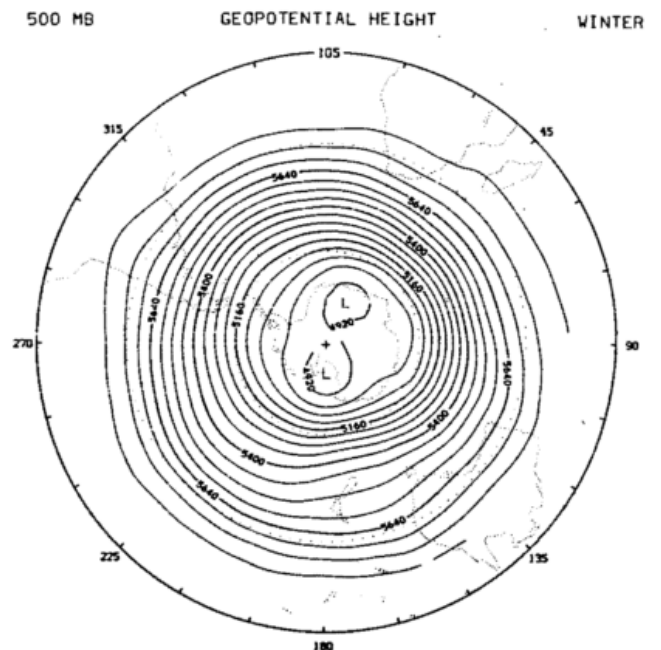


Abb. 4: Mittlere Horizontalverteilungen der Temperatur [°C] in 500 mb für Winter (oben) und Sommer (unten). Mittelwerte des Zeitraumes 1972 bis 1980. Der Abstand der Isolinien beträgt 2°C.

Abb. 5: Mittlere Horizontalverteilungen der geopotentiellen Höhe [gpm] in 500 mb für Winter (oben) und Sommer (unten). Mittelwerte des Zeitraumes 1972 bis 1980. Der Abstand der Isolinien beträgt 60 gpm.

in 100 mb 36.8°C für 85°S, aber nur 19.8°C für 85°N. Polwärts von 45° Breite sind die Temperaturen in 100 mb tiefer im antarktischen Winter als im arktischen. Dies ist auch im Sommer der Fall, aber in einem wesentlich geringeren Ausmaß. Der Grund dafür sind die bereits erwähnten tiefen Temperaturen an der Erdoberfläche der Antarktis; durch eine daraus resultierende geringe langwellige Ausstrahlung steht für die Absorption in der unteren Stratosphäre auch nur wenig Energie zur Verfügung.

Während in der Stratosphäre die jahreszeitlichen Variationen auf der Südhalbkugel größer als auf der Nordhalb-

kugel sind, ist das Gegenteil in der unteren und mittleren Troposphäre der Fall, wo der Jahresgang auf der Südhalbkugel im allgemeinen geringer als auf der Nordhalbkugel ist. Dies gilt hauptsächlich für die unteren Schichten der mittleren und höheren Breiten und wird durch die bereits weiter oben erwähnte Tatsache erklärt, daß zwischen 40° und 65° Breite die Südhalbkugel hauptsächlich mit Wasser bedeckt ist, während der Landanteil für die Nordhalbkugel mehr als die Hälfte beträgt. Daraus folgt, daß unterhalb 500 mb die Südhalbkugel wärmer im Winter und kälter im Sommer ist als die Nordhalbkugel. Ebenfalls in Verbindung mit der Wärmebilanz der Ozeanoberfläche steht die Beobachtung, daß der Jahresgang der Temperatur der

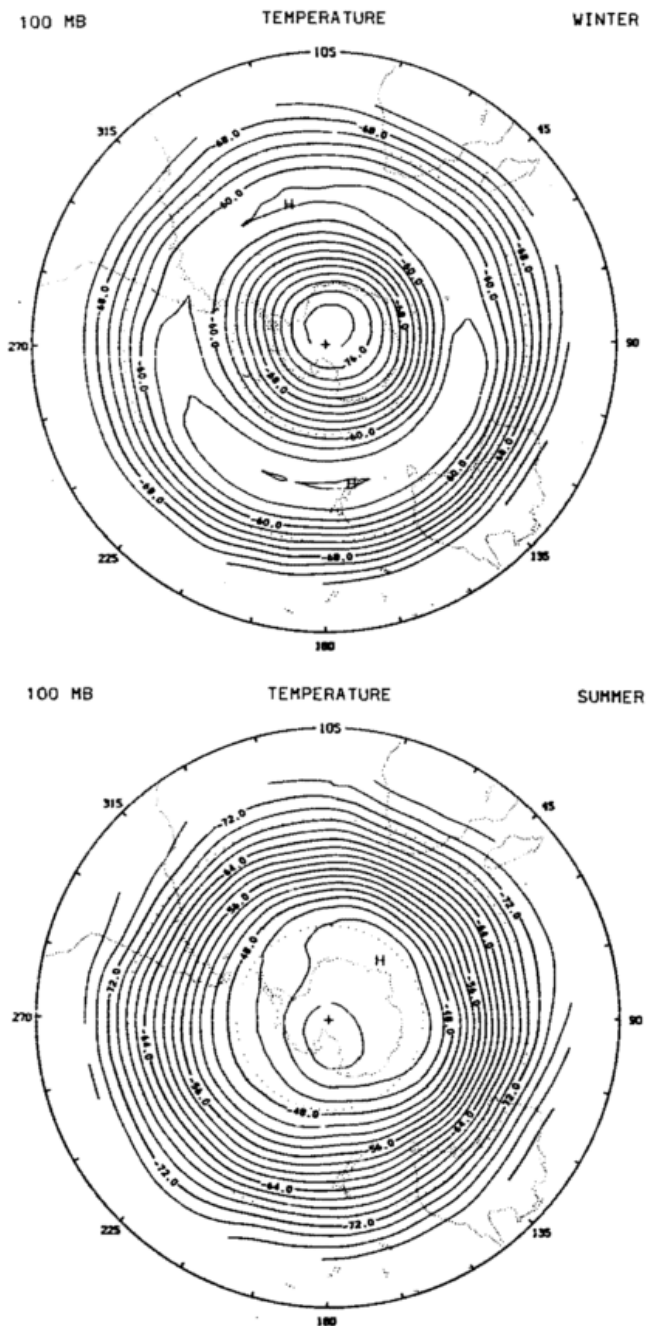


Abb. 6: Mittlere Horizontalverteilungen der Temperatur [°C] in 100 mb für Winter (oben) und Sommer (unten). Mittelwerte des Zeitraumes 1972 bis 1980. Der Abstand der Isolinien beträgt 2°C.

Südhalbkugel in fast der gesamten Troposphäre mit zunehmender Breite von 35°S bis 55°/60°S abnimmt; dies weicht von der Nordhalbkugel ab, wo der Jahresgang stetig nach Norden anwächst. Hinsichtlich der Baroklinität ist der Jahresgang auf der Südhalbkugel ebenfalls viel kleiner als auf der Nordhalbkugel. Dies wird zum Beispiel durch die Temperaturdifferenz in 500 mb zwischen 30° und 50° Breite ausgedrückt, die auf der Südhalbkugel (Nordhalbkugel) im Winter 12.4°C (15.0°C) und im Sommer 11.8°C (8.6°C) beträgt.

Die in den Abbildungen 4 und 5 dargestellten mittleren Verteilungen der Temperatur und des Geopotentials in

500 mb in der Südhalbkugel sind wesentlich zonaler als die entsprechenden Verteilungen für die Nordhalbkugel. Der Grund liegt hauptsächlich im geringen Landanteil in mittleren Breiten der Südhalbkugel und in der begrenzten longitudinalen Erstreckung von Gebirgen. Die durch die Abbildungen 4 und 5 dargestellten stationären Wellen (zonale Wellenzahlen 1 bis 3) haben im allgemeinen eine geringere Amplitude als auf der Nordhalbkugel und weisen eine barotrope Struktur auf. Die wandernden Wellen (zonale Wellenzahlen größer als 4) sind dagegen baroklin und haben im Gegensatz zur Nordhalbkugel eine wesentlich wichtigere Bedeutung: Der durch diese Wellen hervorgerufene Energietransport übertrifft zum Teil den entsprechenden der Nordhalbkugel (Abschn. 3.1.6.5 bei SPETH u. MADDEN, 1987). Bei den in Abbildung 6 dargestellten Temperaturen in 100 mb fällt im Winter in mittleren Breiten der fast geschlossene Gürtel von hohen Temperaturen auf, der auch im zonalen Querschnitt (Abb. 3) gut zu erkennen ist. Dieses sogenannte *polar limit* ist nördlich des Gebietes mit tiefstem Bodenluftdruck zu finden (vgl. Abb. 10). Ein entsprechendes Gegenstück tritt zwar auch auf der Nordhalbkugel auf, dort jedoch mit geringerer Zonalität und nur über dem nördlichen Pazifik und dem Bering-Meer.

2.2 Wind

Die mittleren Querschnitte des zonalen Windes in Abbildung 7 (für die Nordhalbkugel s. SPETH u. MADDEN 1987) zeigen den Subtropenstrahlstrom, der im Winter in 200 mb und 30° Breite eine ähnliche Lage wie auf der Nordhalbkugel hat. Polwärts von 40° Breite weichen die Zonalwinde der beiden Hemisphären jedoch beträchtlich voneinander ab: Nahe 55°S ist der Polarstrahlstrom zu erkennen, der sich bis in die Stratosphäre erstreckt. Dagegen sind die jahreszeitlichen Schwankungen der Südhalbkugel wesentlich schwächer als auf der Nordhalbkugel. Während die Maxima der zonalen Windkomponente im Winter auf beiden Hemisphären vergleichbar sind, ist das der sommerlichen Südhemisphäre fast 50% stärker als das des nordhemisphärischen Sommers.

Die in Abbildung 8 dargestellten mittleren horizontalen Verteilungen der zonalen Windkomponente in 200 mb sind wie die Temperatur- und Geopotentialfelder wesentlich einfacher als die entsprechenden Felder der Nordhalbkugel. Mit Ausnahme des Sommers findet man in allen Jahreszeiten (Frühjahr und Herbst sind hier nicht dargestellt) einen Gürtel starker Westwinde über Australien und dem westlichen Pazifik nahe 30°S. Dieses Band ist dem Kern des subtropischen Strahlstromes zuzuordnen. Das Maximum nahe 45°S im Sommer in der Osthälfte der Hemisphäre hängt dagegen mit dem polaren Strahlstrom zusammen. Ein anderes Band von maximalen Westwinden zieht sich spiralförmig von 40°S/45°S über den Südatlantik, den Indischen Ozean bis 55°S/60°S zum Pazifik hin, es tritt zu allen Jahreszeiten mit Ausnahme des Sommers auf. Dieses Band hängt mit dem polaren Strahlstrom zusammen, der hier weniger mäandriert als der entsprechende in der Nordhalbkugel. Im Gebiet mit schwachen Westwinden über dem Pazifik und Neuseeland, das die zwei

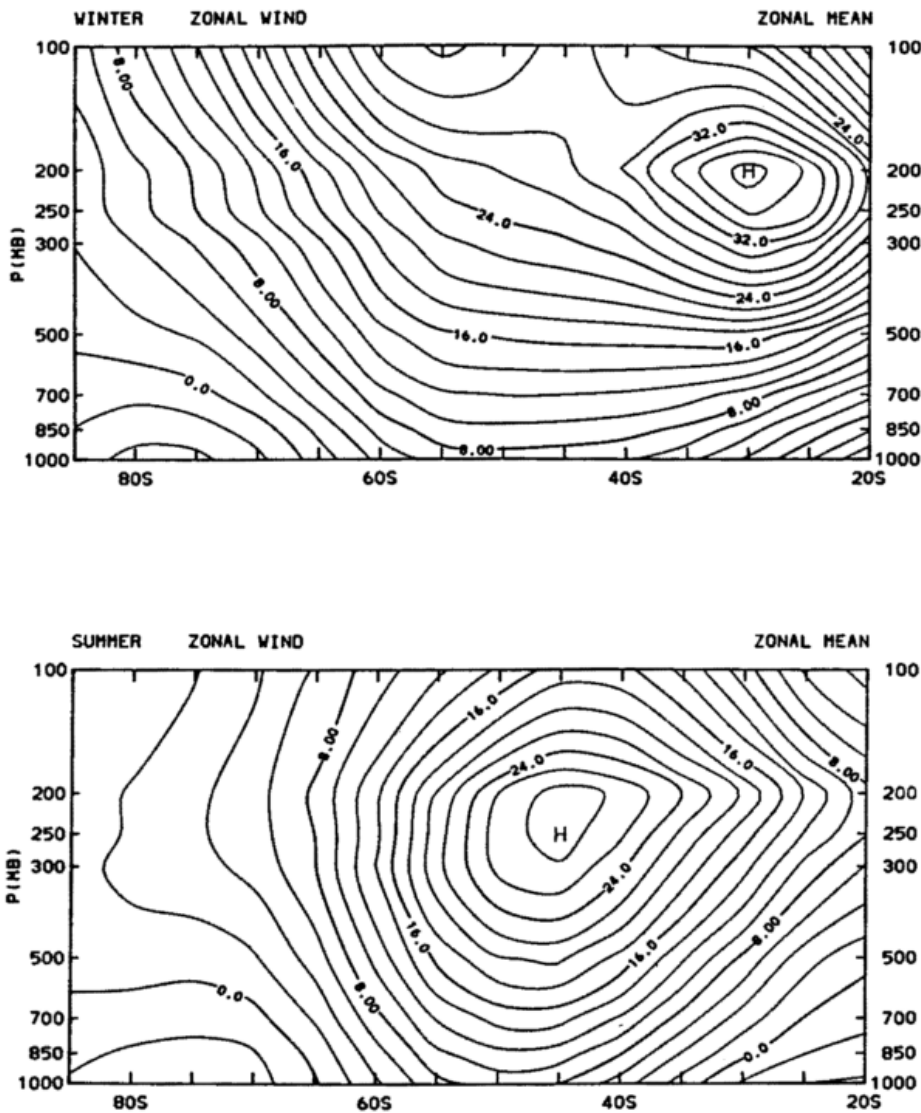


Abb. 7: Mittlere meridionale Querschnitte des zonalen Windes [m s^{-1}] für Winter (oben) und Sommer (unten). Mittelwerte des Zeitraumes 1972 bis 1980. Der Abstand der Isolinien beträgt 2 m s^{-1} .

Maxima trennt, findet man häufig blockierende Antizyklogen (VAN LOON 1972c).

Letztere bilden sich in Breiten südlich des subtropischen Hochdruckrückens, sie haben auf der Südhalbkugel eine geringere Lebensdauer als auf der Nordhalbkugel. Abbildung 9 zeigt eine Analyse der Antizyklogen-Häufigkeit aus dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1967 (TALJAARD 1967). Die mittlere Breite der größten Häufigkeit liegt zwischen 27°S und 38°S und ist jahreszeitlich relativ schwach veränderlich. Eine herausragende Eigenschaft der in Abbildung 9 außerdem dargestellten Zentren von Zyklonen ist eine Zone großer Häufigkeit, von der die Antarktis sowohl im Sommer als auch im Winter umgeben wird. Im Winter sind zwei spiralenförmige Gebiete mit großer Häufigkeit zu erkennen, wobei ein Gebiet mit dem in Zusammenhang mit Abbildung 8 diskutierten übereinstimmt.

3 Oberflächennahe Verhältnisse

Die mittleren horizontalen Verteilungen der bodennahen Lufttemperatur und des auf Meeresniveau reduzierten Luftdrucks für die Südhalbkugel sind eine Approximation einer nahezu zonalen Zirkulation, die existieren würde, wenn die Erde eine einheitliche Oberfläche hätte. Einige Abweichungen treten jedoch von dieser idealisierten Verteilung auf. Der meridionale Temperaturgradient an der Grenze zwischen Eis und Wasser im Bereich der antarktischen Küste ist im Winter viel stärker als während anderer Jahreszeiten. Dies resultiert aus der starken Abkühlung im Winter über der Antarktis; TALJAARD et al. (1969) geben für das antarktische Plateau für jeden Wintermonat mittlere Werte der oberflächennahen Lufttemperatur von unter -70°C an (s. a. VAN LOON 1972a). Die Gründe für die starke Abkühlung sind bereits in der Einleitung genannt worden.

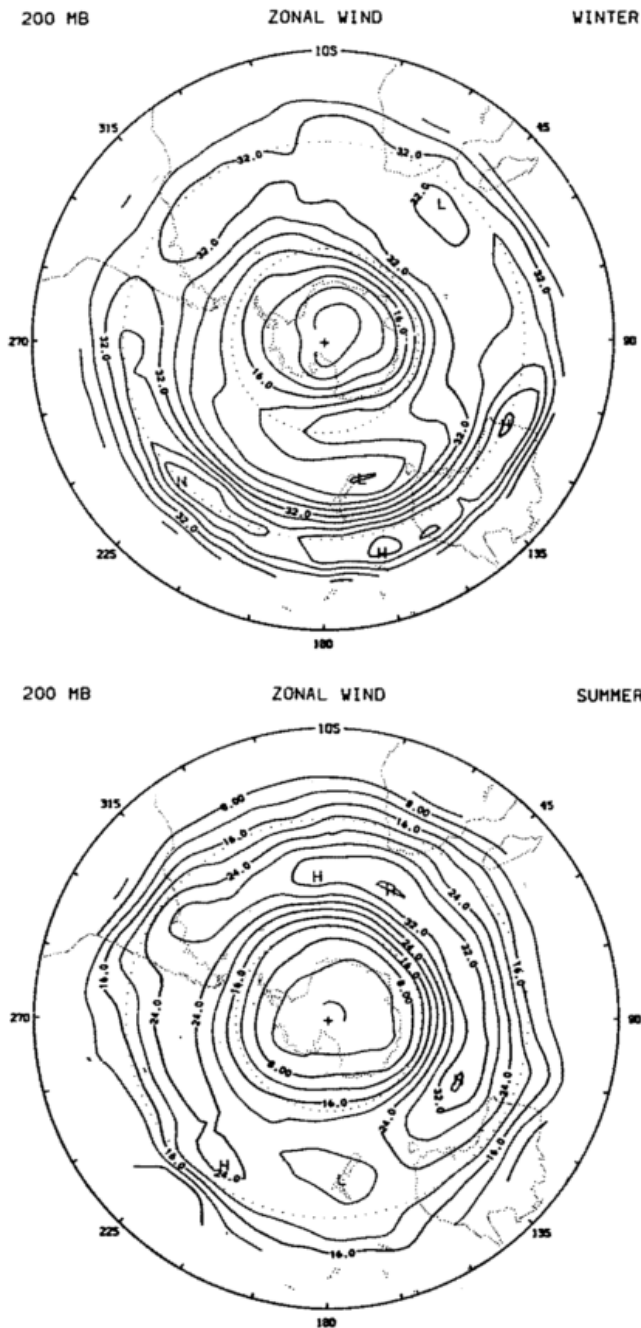


Abb. 8: Mittlere Horizontalverteilungen des zonalen Windes [m s^{-1}] in 200 mb für Winter (oben) und Sommer (unten). Mittelwerte des Zeitraumes 1972 bis 1980. Der Abstand der Isolinien beträgt 4 m s^{-1} .

Der in Abbildung 10 dargestellte auf Meeressniveau reduzierte Bodenluftdruck wird zu allen Jahreszeiten durch große, semipermanente Hochdruckzellen in den Subtropen charakterisiert: die Antizyklogen über dem Südatlantik, dem Südindischen Ozean und über dem Südpazifik. Die jahreszeitlichen Änderungen in der ganzen Südhalbkugel sind geringer als in der Nordhalbkugel, lediglich die Effekte der Oberflächenerwärmung bewirken über Australien im Sommer einen geringeren Luftdruck als im Winter. Süd-

lich der Hochdruckzellen fällt der Druck bis zum Minimum mit einem fast geschlossenen Gürtel in subpolaren Breiten. Der Druck in diesem zirkumpolaren Trog ist wesentlich tiefer als in dem entsprechenden der Nordhalbkugel (vgl. VAN LOON 1972b). Die mittlere Wolkenbedeckung des subpolaren Tiefdruckgürtels gehört mit 6/8 bis 8/8 zu den höchsten auf der ganzen Erde.

Südlich des subpolaren Tiefdruckgürtels steigt der Luftdruck wieder an. Östliche Küstenströmungen werden durch die damit verbundenen Ostwinde hervorgerufen. Über dem kontinentalen Inneren findet man im Mittel hohen Druck, so daß – besonders im Winter – der Himmel wolkenlos ist. Die überwiegende Wolkenart in diesem Bereich sind Cirren. Das Zusammenwirken von der Höhe des Untergrundes, polarer Nacht, schwachem Wärmetransport aus niederen Breiten, geringer mittlerer Windgeschwindigkeit (am Boden) und starker Ausstrahlung des Bodens wegen geringer Bedeckung und niedriger Luftfeuchte ruft über der inneren Antarktis einen Jahresgang der Temperatur hervor, der sonst nirgends auf der Welt beobachtet wird. Normalerweise liegt die Temperatur des wärmsten Monats etwa um demselben Betrag über dem Jahresmittel, wie die Temperatur des kältesten Monats darunter liegt. Für das antarktische Plateau findet man jedoch eine deutlich ausgeprägte Asymmetrie zwischen der Dauer des Sommers und des Winters (Abb. 11). Der Sommer ist sehr kurz; für die Station Amundsen-Scott zum Beispiel sind die Temperaturen nur zwischen Mitte Dezember bis Mitte Januar wärmer als -30°C . Der Winter ist dagegen lang und dauert ungefähr von Mitte März bis Mitte September; in diesem Zeitraum bleiben die Temperaturen gleichmäßig tief. Das Temperaturregime des antarktischen Plateaus charakterisiert man deshalb durch *pointed summer* und *coreless winter*.

Eine Eigenheit der unteren antarktischen Troposphäre sind starke Temperaturinversionen, die wegen der bereits mehrfach angesprochen besonderen Energiebilanz des Untergrundes hauptsächlich im Winter zu finden sind und über weiten Teilen der Antarktis auftreten. Abbildung 12 zeigt als Maß für die Stärke der Inversionen Differenzen der höchsten Werte oberhalb der Erdoberfläche minus der erdbodennahen Lufttemperatur. Die Inversionsstärke beträgt über weiten Teilen der Antarktis mehr als 25°C ; in Einzelfällen sind Werte von mehr als 35°C beobachtet worden. Die typische Mächtigkeit dieser Inversionen beträgt 500 bis 1000 m. Damit in Verbindung stehen in der stabilen Schicht unterhalb der Inversionsobergrenze sog. *Inversionswinde*, die entstehen, wenn kalte Luft der Schwerkraft folgend hangabwärts fließt; sie sind an die Neigung des Geländes gekoppelt, sehr persistent und ihre Richtung weicht ca 30° bis 60° nach links vom Gefälle des Geländes ab (SCHWERDTFEGER 1984; Seite 44). Die Inversionswinde sind von den Bewegungen oberhalb der Inversion entkoppelt, so daß starke vertikale Windscherungen auftreten können. Diese Inversionswinde treten hauptsächlich an den relativ flachen Hängen im Innern der Antarktis auf. Zur Küste der Antarktis hin werden die Geländeneigungen besonders stark, wodurch rein durch die Schwerkraft angetriebene Fallwinde entstehen. Diese

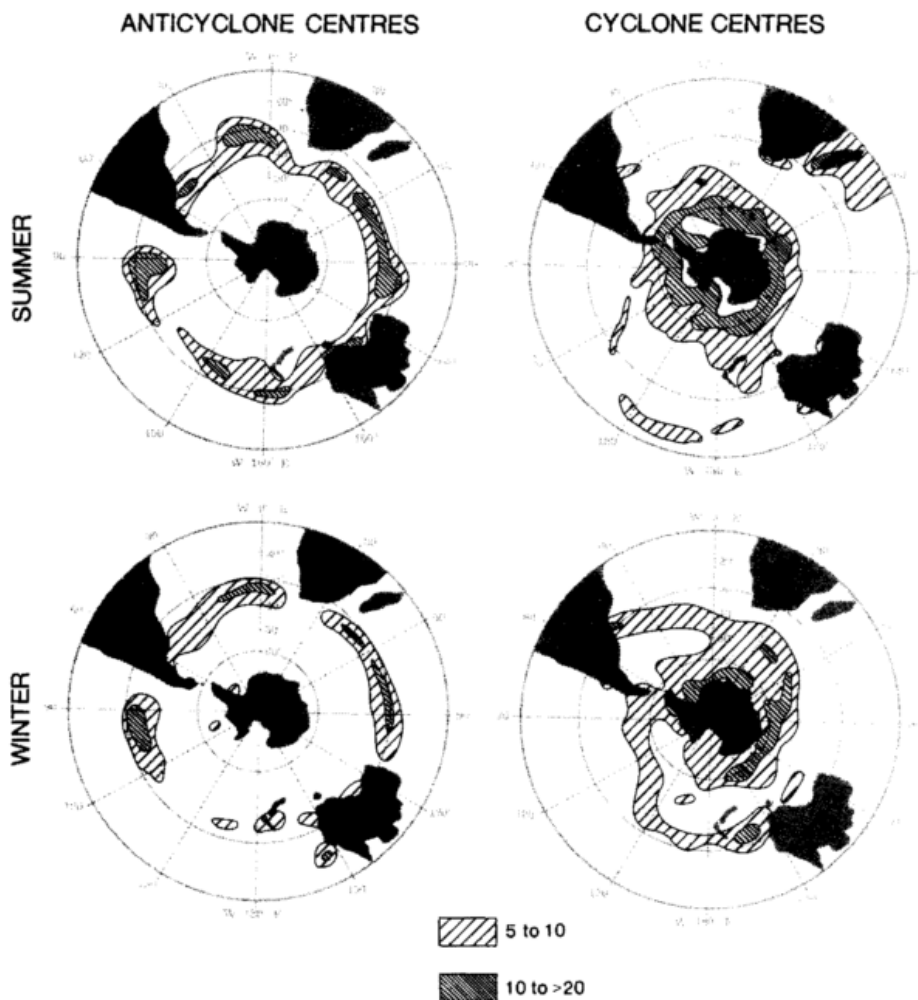


Abb. 9: Verteilung der Zentren von Antizyklenen und Zyklonen im Sommer und Winter während des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1967 (nach TALJAARD 1967). Winter (Sommer) ist hier als der Zeitraum von Juni bis September (Dezember bis März) definiert. In den anderen Abbildungen wird unter Winter (Sommer) der Zeitraum Juni bis August (Dezember bis Februar) verstanden. Aus: TYSON 1986.

katabanischen Winde sind besonders stark und können sowohl vom Föhn- als auch vom Bora-Typ sein. Zu nennen sind außerdem noch sogenannte *barrier winds*: Luft bewegt sich dabei weitgehend unabhängig vom Luftdruckgradienten parallel zu Bergketten. Dieser Windtyp ist häufig an den Transantarktischen Gebirgen und an der Antarktischen Halbinsel zu finden.

Im Bodenluftdruckfeld der Südhalbkugel tritt eine klar ausgeprägte halbjährliche Welle auf, die örtlich mehr als 75% der gesamten jährlichen Varianz ausmachen kann (VAN LOON u. ROGERS 1984). Die Maxima in mittleren Breiten treten während der Äquinoktien auf und sind von denen der polaren Regionen durch eine Zone bei 60°S getrennt, wo die Amplitude klein ist und die Phase sich umdreht. Südlich dieser Breite treten die Maxima während der Solstitien auf (Abbildungen 4.7 und 4.9 bei VAN LOON 1972). VAN LOON u. ROGERS (1984) haben gezeigt, daß die Phasenumkehr der halbjährlichen Welle bei 60°S einen Massenaustausch zwischen polaren und mittleren Breiten hervorruft, der sich zweimal jährlich umkehrt; damit verbunden ist außerdem eine halbjährliche Schwingung in der Breitenlage des zirkumpolaren Troges (VAN LOON 1972b).

Literatur

- SCHWERDTFEGGER, W. 1970: The climate of the Antarctic. In: World Survey of Climatology, Vol. 14: Climates of the Polar Regions, S. 253-355.
- SCHWERDTFEGGER, W. 1984: Weather and climate of the Antarctic. Elsevier, 261 S.
- SPETH, P.; R. MADDEN 1987: The observed general circulation of the atmosphere. In: Landolt-Börnstein, Band 4: Meteorologie, Teilband a: Thermodynamische und dynamische Strukturen der globalen Atmosphäre, S. 140-453.
- TALJAARD, J. J. 1967: Development, distribution and movement of cyclones in the Southern Hemisphere during the IGY. *Journal of Applied Meteorology* 6, S. 973-987.
- TALJAARD, J. J. 1972: Physical features of the Southern Hemisphere. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Meteorological Monographs 13, No. 35, S. 1-8.
- TALJAARD, J. J.; H. VAN LOON; H. L. CRUTCHER; T. L. JENNE 1969: Climate of the upper air, part I: Southern Hemisphere, Vol. 1: Temperatures, dew points and heights at selected levels. Washington, D. C.: Commander, Naval Weather Service Command, NAVAIR 50-1C-55.
- TYSON, P. D., 1986: Climatic change and variability in Southern Africa. Oxford University Press, 220 S.

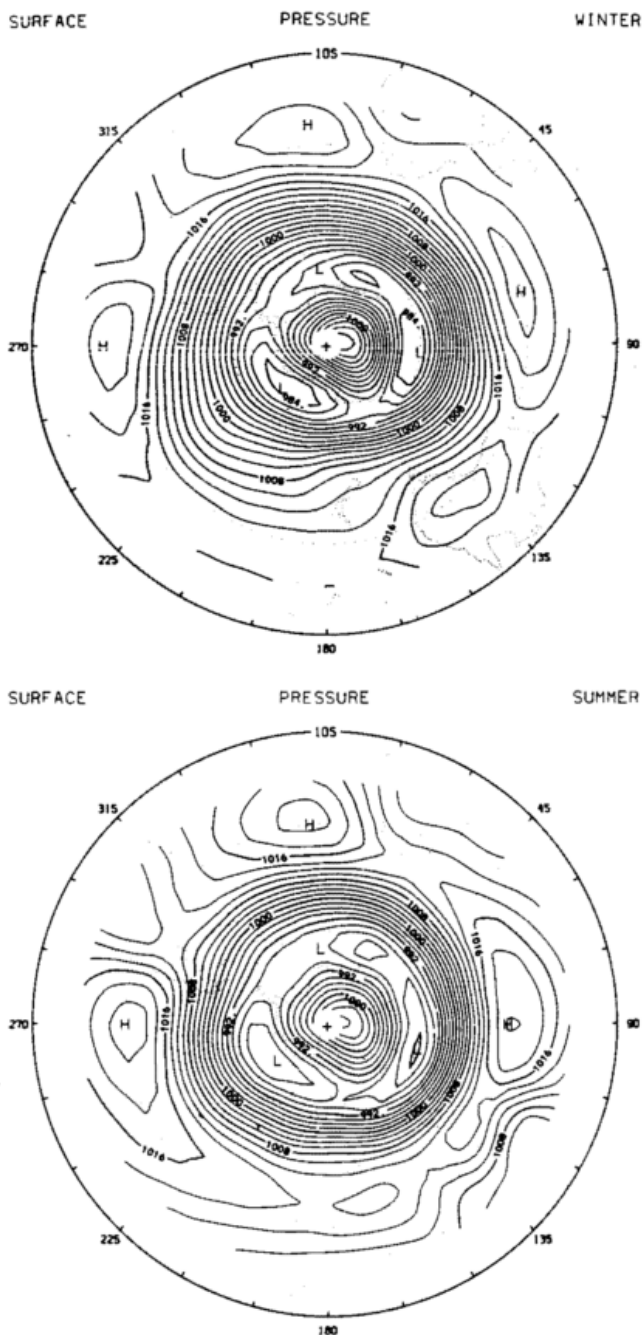


Abb. 10: Mittlere Horizontalverteilungen des auf Meeressniveau reduzierten Bodenluftdrucks [mb] für Winter (oben) und Sommer (unten). Mittelwerte des Zeitraumes 1972 bis 1980. Der Abstand der Isolinien beträgt 2 mb.

- VAN LOON, H. 1972a: Temperature in the Southern Hemisphere. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Meteorological Monographs 13, No. 35, S. 25-58.
- VAN LOON, H. 1972b: Pressure in the Southern Hemisphere. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Meteorological Monographs 13, No. 35, S. 59-86.
- VAN LOON, H. 1972c: Wind in the Southern Hemisphere, *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Meteorological Monographs 13, No. 35, S. 87-100.
- VAN LOON, H.; J. C. ROGERS, 1984: Interannual variations in the half-yearly cycle of pressure gradients and zonal wind at sea level on the Southern Hemisphere. *Tellus* 36A, S. 76-86.

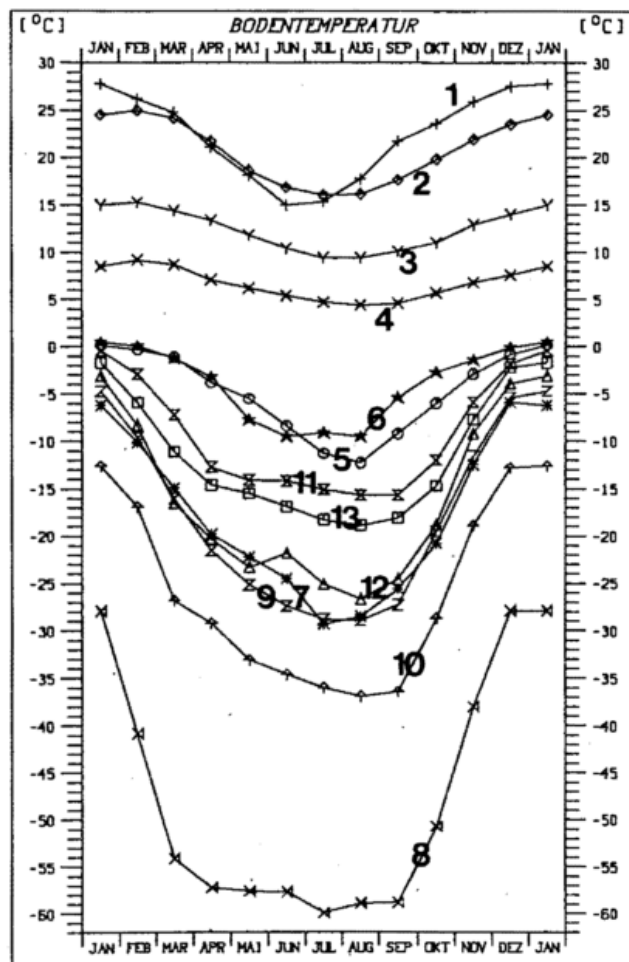


Abb. 11: Temperaturen der oberflächennahen Luftschichten als Monatsmittel an den in Fig. 2 numerierten Stationen. An den Stationen 8 (Amundsen-Scott) und 10 (Byrd) ist besonders deutlich der 'pointed summer' und der 'coreless winter' zu erkennen.

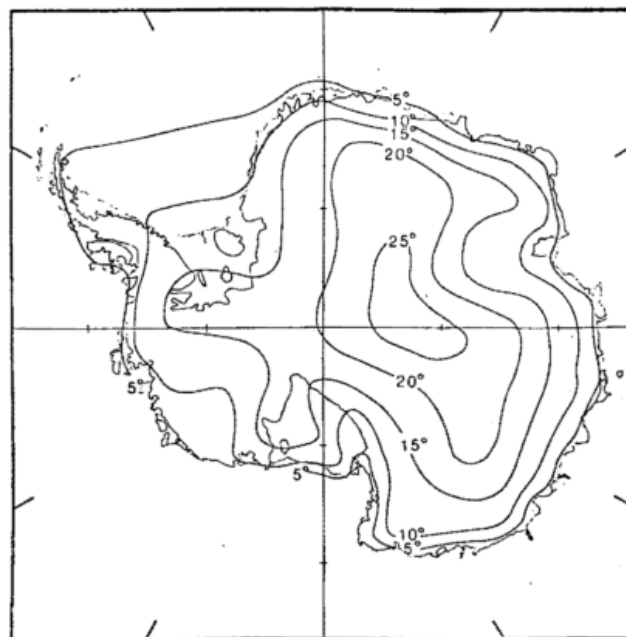


Abb. 12: Isolinien der mittleren Stärke der bodennahen Inversion im Winter. Aus: SCHWERDTFEGER 1984.

Die Halbjahreswelle im Luftdruck auf der Südhalbkugel: Beobachtung und Simulation

1 Das Phänomen

Über großen ozeanischen Gebieten in den mittleren und polaren Breiten der Südhalbkugel wird die saisonale Variation des Luftdrucks nicht von der jährlichen, sondern von der halbjährlichen Schwingung dominiert. Dies wird in Abbildung 1 demonstriert, in der langjährig gemittelte Jahresgänge an den Positionen einiger atlantischer und pazifischer Wetterschiffe, von Inselpositionen in den südlichen Ozeanen und von Stationen am Rande der Antarktis gezeigt werden.

An den nordhemisphärischen Wetterschiffpositionen in mittleren Breiten (Abb. 1a) wird die saisonale Variation, abgesehen von zufälligen Monat-zu-Monat-Fluktuationen, im wesentlichen durch die jährliche Schwingung beschrieben, mit minimalen Druckwerten im Nordwinter, d. h. Dezember - Februar, und maximalen Druckwerten im Nordsommer. Die jährlichen Druckkurven der südhemisphärischen Stationen (Abb. 1b) dagegen werden durch zwei Maxima und zwei Minima geprägt. In den mittleren Breiten (Chatham, New Amsterdam und Gough Islands) treten maximale Druckwerte in den Übergangsjahreszeiten auf und Druckminima in den Extremjahreszeiten. In polaren Breiten (Argentine Island, Mawson) ist die Situation umgekehrt: minimale Werte im Herbst und Frühling, maximale im Sommer und Winter.

Die hemisphärische Darstellung der Amplitude, der Phase und des prozentualen Anteils der durch die halbjährliche Schwingung erklärten Varianz des mittleren Jahresgangs des auf Meeressniveau reduzierten Bodendruckes (SLP) - im folgenden kurz: erklärte Varianz - in Abbildung 2 zeigt eine klare Struktur: Die Halbjahreswelle tritt auf mit lokalen Amplitudenmaxima von 2 bis 3 hPa über den Mitten der Ozeane in etwa 45°S und am Rande der Antarktis mit Maxima bis zu 4 hPa (Abb. 2a). Maximale Werte werden über den Ozeanen im März und September beobachtet und in polaren Breiten im Juni und Dezember (Abb. 2c).

In weiten Gebieten der mittleren und polaren Breiten beschreibt die Halbjahreswelle mehr als 50% der Varianz des langjährig gemittelten Jahresganges (Abb. 2b). Die maximalen Werte sind größer als 70%. Längs des Phasensprunges bei etwa 60°S kann der Halbjahreswelle nur ein geringer Anteil der Varianz zugeordnet werden.

Der der Halbjahreswelle zugeordnete Varianzanteil auf der Nordhalbkugel (SHEA 1986; SANTER 1988) ist in der Regel kleiner als 10%. Ausnahmen sind lokale Maxima mit bis 50% im subtropischen Atlantik, und ein Gebiet über dem westlichen Nordpazifik mit 70 und mehr Prozent erklärter Varianz (Abb. 3). Regional kann dieser Effekt von Bedeutung sein, aber wir beschränken uns im folgenden auf die Südhemisphäre.

Neben der „punktweisen“ Beschreibung der Halbjahreswelle auf der Südhalbkugel gibt es noch eine „synoptische“ Interpretation. Das Jahresmittel der südhemisphärischen Zirkulation ist geprägt von Antizyklonen über den östlichen subtropischen Ozeanen und von einer Antizyklone über der Antarktis sowie von einem annähernd zonal-symmetrischen subpolaren Trog (Abb. 4). In der saisonalen Variation dieses Troges manifestiert sich die Halbjahreswelle: Zweimal im Jahr intensiviert sich der Trog unter Südwärtsverlagerung seines Minimums, zweimal

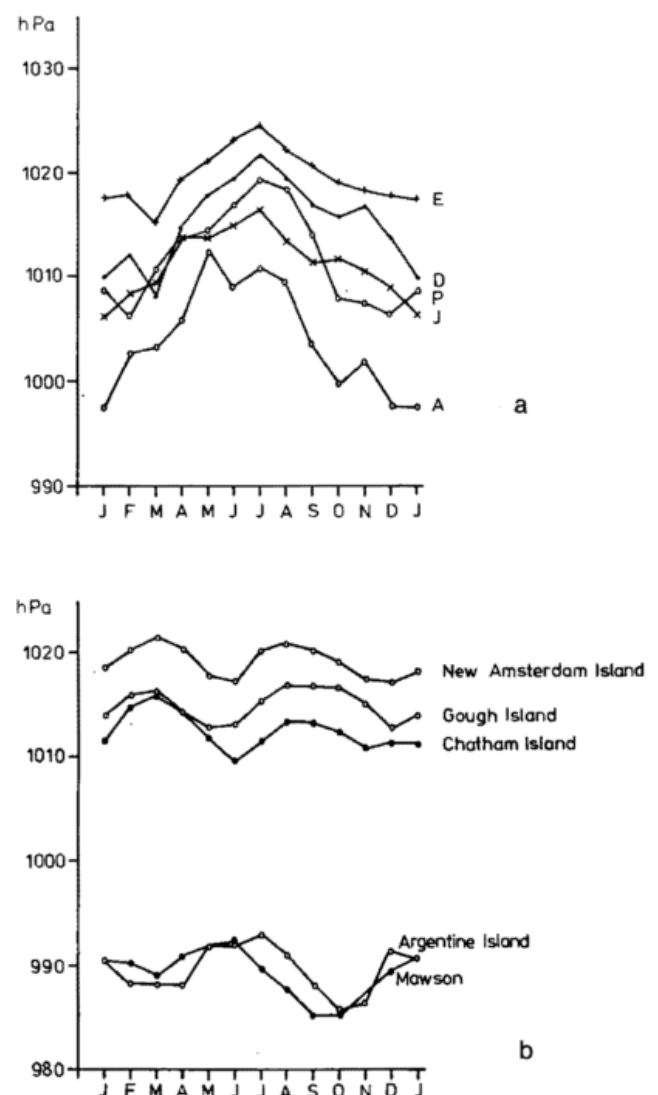


Abb. 1: Langjährig gemittelte Jahresgänge des Bodendruckes an ausgewählten Positionen. a) Nordhalbkugel: Wetterschiffpositionen A (62°N, 33°W), D (44°N, 41°W), E (35°N, 48°W), J (52°N, 25°W) und P (50°N, 145°W). b) Südhalbkugel: Chatham Island (52°S, 169°E), New Amsterdam Island (38°S, 77°E), Gough Island (40°S, 9°W) sowie Argentine Island (65°S, 64°W) und Mawson (67°S, 62°E).

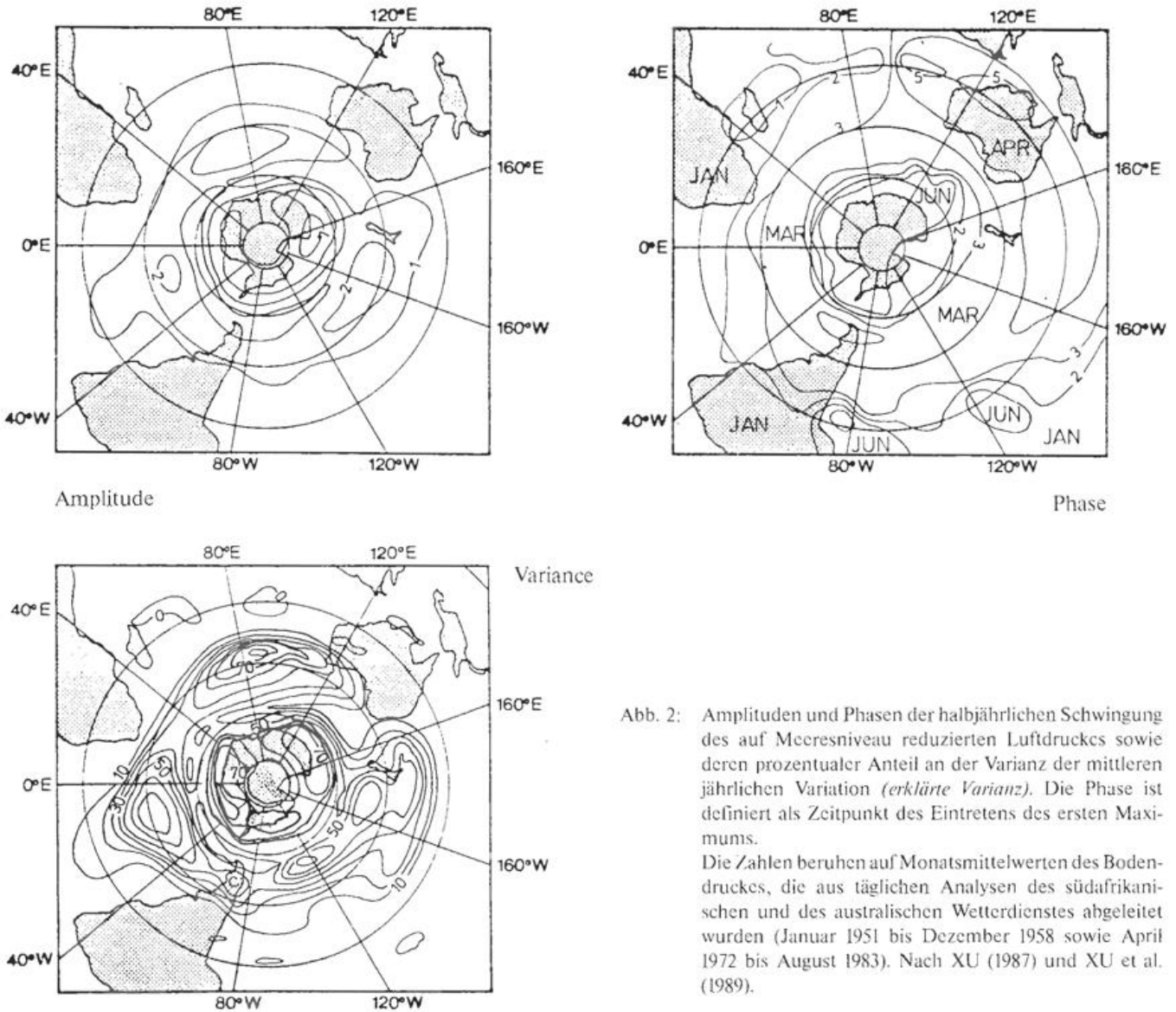


Abb. 2: Amplituden und Phasen der halbjährlichen Schwingung des auf Meeresniveau reduzierten Luftdruckes sowie deren prozentualer Anteil an der Varianz der mittleren jährlichen Variation (*erklärte Varianz*). Die Phase ist definiert als Zeitpunkt des Eintretens des ersten Maximums. Die Zahlen beruhen auf Monatsmittelwerten des Bodendruckes, die aus täglichen Analysen des südafrikanischen und des australischen Wetterdienstes abgeleitet wurden (Januar 1951 bis Dezember 1958 sowie April 1972 bis August 1983). Nach XU (1987) und XU et al. (1989).

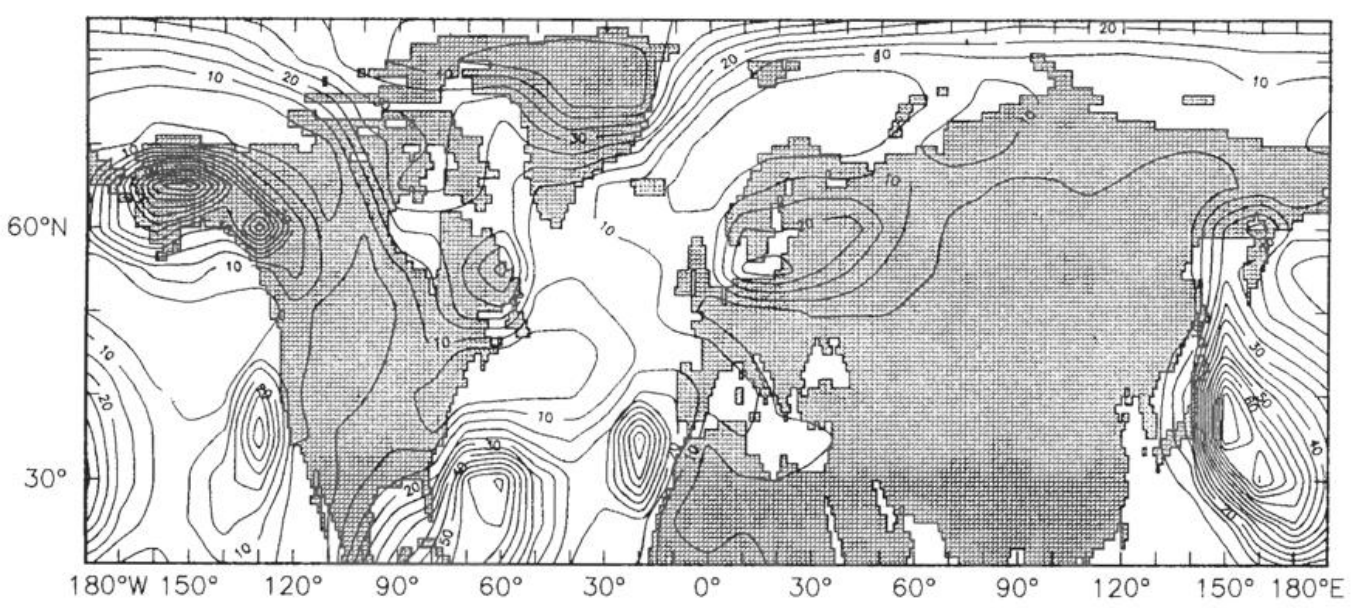


Abb. 3: Erklärte Varianz der Halbjahreswelle des auf Meeresniveau reduzierten Luftdruckes auf der Nordhalbkugel. Die Zahlen beruhen auf Daten des Britischen Wetterdienstes. Nach SANTER (1988).

An dieser Stelle ergibt sich eine interessante Konsequenz für die Wechselwirkung der Zyklonen mit dem Meereisrand. Die Häufigkeit der Zyklonen zeigt eine halbjährige Variation, der Eisrand aber wird fast ausschließlich durch eine jährliche Schwingung beschrieben. Es erscheint daher vernünftig zu postulieren, daß die meridionale Lage des Eisrandes und die Häufigkeit von subpolaren Zyklonen kaum miteinander verknüpft sind (VAN LOON 1967).

Die halbjährliche Variation des meridionalen Temperaturgradienten führt VAN LOON zurück auf ungleichmäßige Erwärmungen und Abkühlungen der Ozeanoberfläche und des Kontinentaleises. Der saisonale Gang der Ozeanoberflächentemperatur wird fast vollständig durch eine Jahreswelle beschrieben. Diese Größe nimmt ihre Extreme bis zwei Monate nach den Strahlungsextremen an, also ungefähr Ende Februar und August, was auf die thermische Trägheit des Ozeans zurückzuführen ist. Die Oberflächentemperatur des Antarktischen Eises dagegen weicht in charakteristischer Weise von einer (harmonischen) Jahreschwingung ab: Es gibt zwar ein Minimum im Winter und ein Maximum im Sommer. Das Sommermaximum tritt fast gleichzeitig mit dem Strahlungsmaximum ein, das Winterminimum aber erst am Ende der Polarnacht (*kernloser Winter*). Die Abkühlung von Sommer zum Winter geschieht verhältnismäßig langsam von Januar bis September, dagegen geht die Erwärmung von September bis Dezember recht schnell vonstatten. Diese breitenabhängige Temperaturänderung führt in der Troposphäre zu minimalen Nord-Süd-Temperaturgegensätzen in den Extremmonaten und zu maximalen Gegensätzen im März und Oktober.

3 Simulation

Modelle der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation (GCMs) erheben den Anspruch, die wesentlichen Elemente der atmosphärischen Zirkulation als Resultat interner Dynamik und externer Zwangsbedingungen nachzubilden.

Diese an vielen Instituten vorgehaltenen Modelle sind historisch aus Wettervorhersagemodellen hervorgegangen, wobei naturgemäß besonderer Wert auf die mittleren Breiten der Nordhemisphäre gelegt wurde, weil die führenden Wetterdienste sich in diesem Gebiet der Erde befinden. Insofern ist es nicht verwunderlich, daß viele dieser im Klimamodus (im Gegensatz zum Vorhersagemodus) eingesetzten GCMs erfolgreicher bei der Simulation der nordatlantischen Aktionszentren Islandtief und Azorenhoch sowie des winterlichen Alëutentiefs sind als bei der Simulation des südhemisphärischen subpolaren Troges. Systematische Untersuchungen zum Erfolg von GCMs auf der Südhalbkugel gibt es kaum, und die halbjährliche Welle, die nicht einfach als Reaktion auf Gebirge und Land-See-Verteilung verstanden werden kann, ist bisher gar nicht behandelt worden.

Wir haben versucht, diese Lücke zu schließen und vier der führenden GCMs auf ihre Fähigkeit untersucht, die südhemisphärische Zirkulation und deren halbjährliche Variation nachzuempfinden (XU 1987; STORCH u. XU 1987; XU et al. 1989): das in Hamburg installierte *T21-Modell* des EZMW (*T21*; FISCHER 1987), das Modell des kanadischen Wetterdienstes (*CCC*; BOER et al. 1984), das *Climate Community Model* des *National Center for Atmospheric Research* (*NCAR*; MEEHL 1988) und das Modell des *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (*GFDL*; MANABE u. HAHN 1981).

Diese Modelle sind verschieden erfolgreich in der Simulation der gemittelten südhemisphärischen Zirkulation, wie Abbildung 7 anhand der Januarmittel des auf Meeresniveau reduzierten Bodendrucks (im folgenden kurz: Bodendruck) demonstriert. In den meisten Modellrechnungen entwickeln sich korrekterweise Antizyklonen über den subtropischen Ozeanen und über der Antarktis, die durch einen subpolaren Trog getrennt sind. Der mit dem subpolaren Trog verbundene Meridionalgradient des Bodendrucks wird aber von allen Modellen außer dem des CCC z. T.

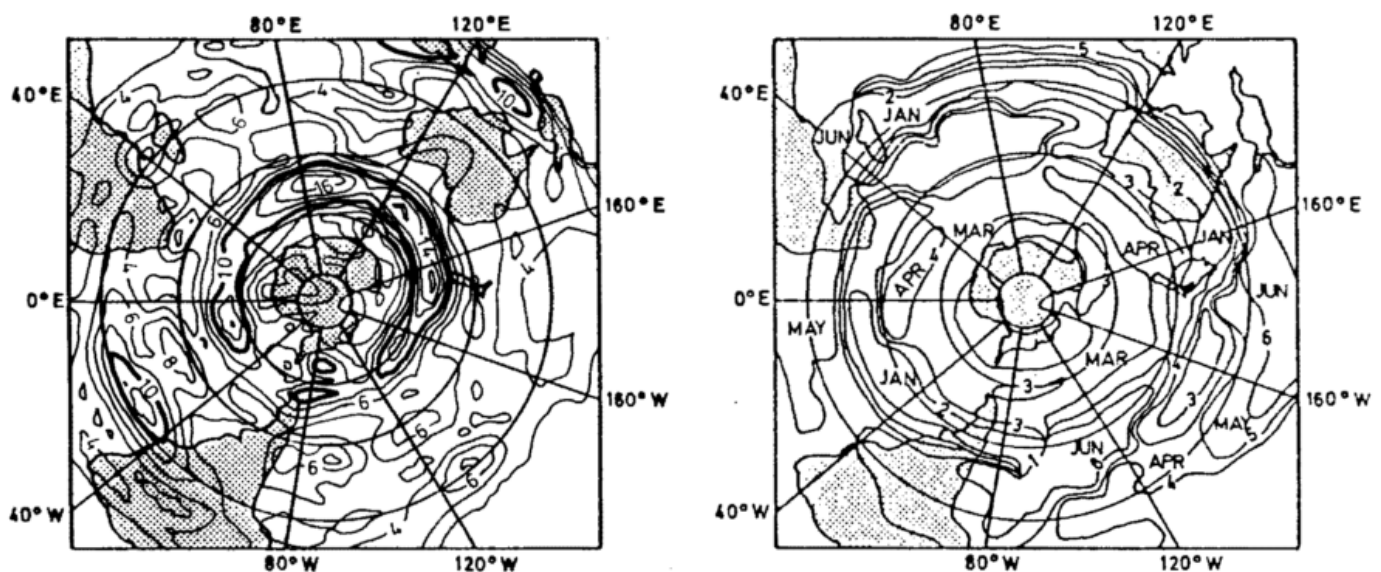
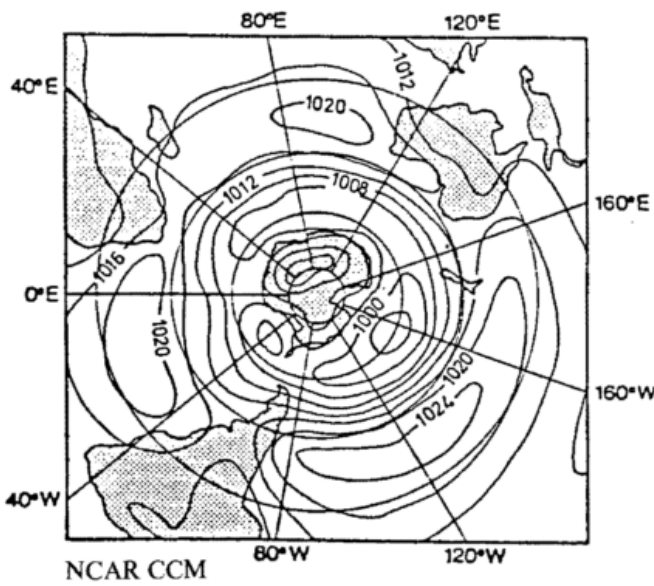
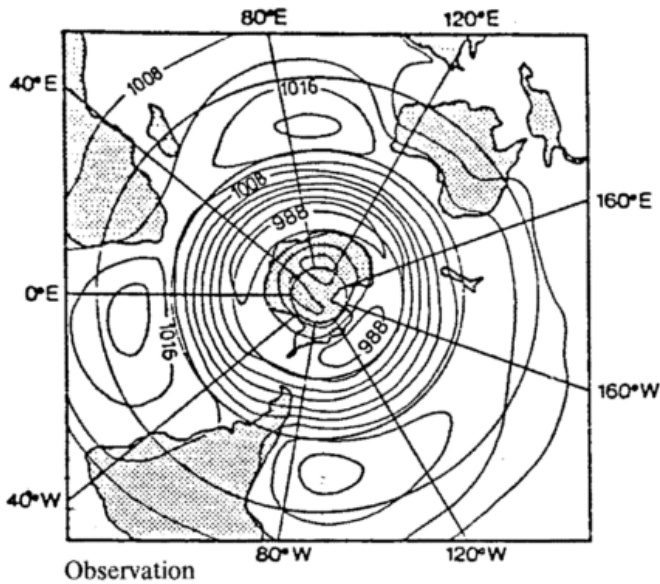


Abb. 6: Amplituden (li.) und Phasen (re.) der halbjährlichen Welle des meridionalen Temperaturgradienten im 500 hPa Niveau. Einheiten der Amplitude: $10^{-2} \text{K}/^\circ \text{Breitengrad}$. Die Abbildung beruhen auf Monatsmittelwerten der 500 hPa Temperatur, die für den Zeitraum April 1972 bis August 1983 vom australischen Wetterdienst zusammengestellt wurden. Nach XU (1987) und XU et al. (1989).



drastisch unterschätzt, so daß die bodennahen Westwinde in den *Roaring Foursies* zu schwach erscheinen.

Unabhängig vom Erfolg der Modelle bei der Reproduktion der mittleren Verhältnisse, versagen sie ausnahmslos in Bezug auf die Halbjahreswelle. Die mit den vier Modellen simulierten Amplitudenverteilungen der Halbjahreswelle des Bodendruckes sind in Abbildung 8 gezeigt. Sie sind mit der in Abbildung 2 gezeigten beobachteten Verteilung zu vergleichen.

Alle Modelle erzeugen über der Antarktis Amplituden von 3 hPa und mehr. Dieses hat sicher mit dem hier sehr hohen Gebirge und der Notwendigkeit, den im Modell simulierten Bodendruck auf den Meeresspiegel zu reduzieren, zu tun. Insofern spiegeln diese großen Amplituden nur bedingt Modellrealität wider. Die beobachteten Maxima von 3 bis 4 hPa längs des Randes der Antarktis werden andeutungsweise von GFDL und vom T21 Modell nach-

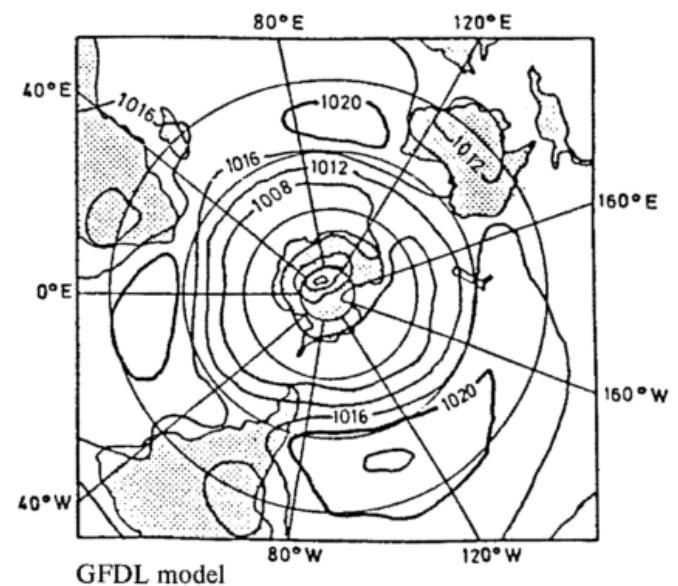
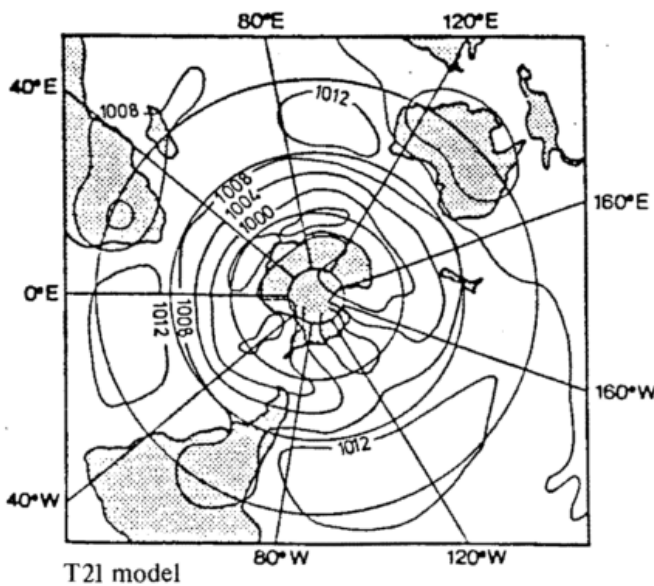
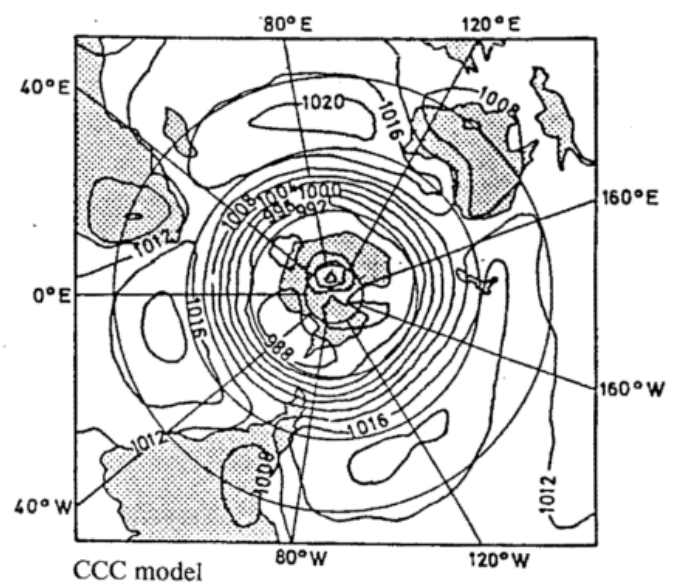


Abb. 7: Januarmittel des auf Meeressniveau reduzierten Luftdruckes für die Beobachtungen, das T21-, das CCC-, das NCAR CCM und das GFDL-Modell. Einheiten: hPa. (T21 = Hamburger Version des ECMWF Modells; CCC = Canadian Climate Centre, Toronto; NCAR = National Center for Atmospheric Research, Boulder; GFDL = Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton).

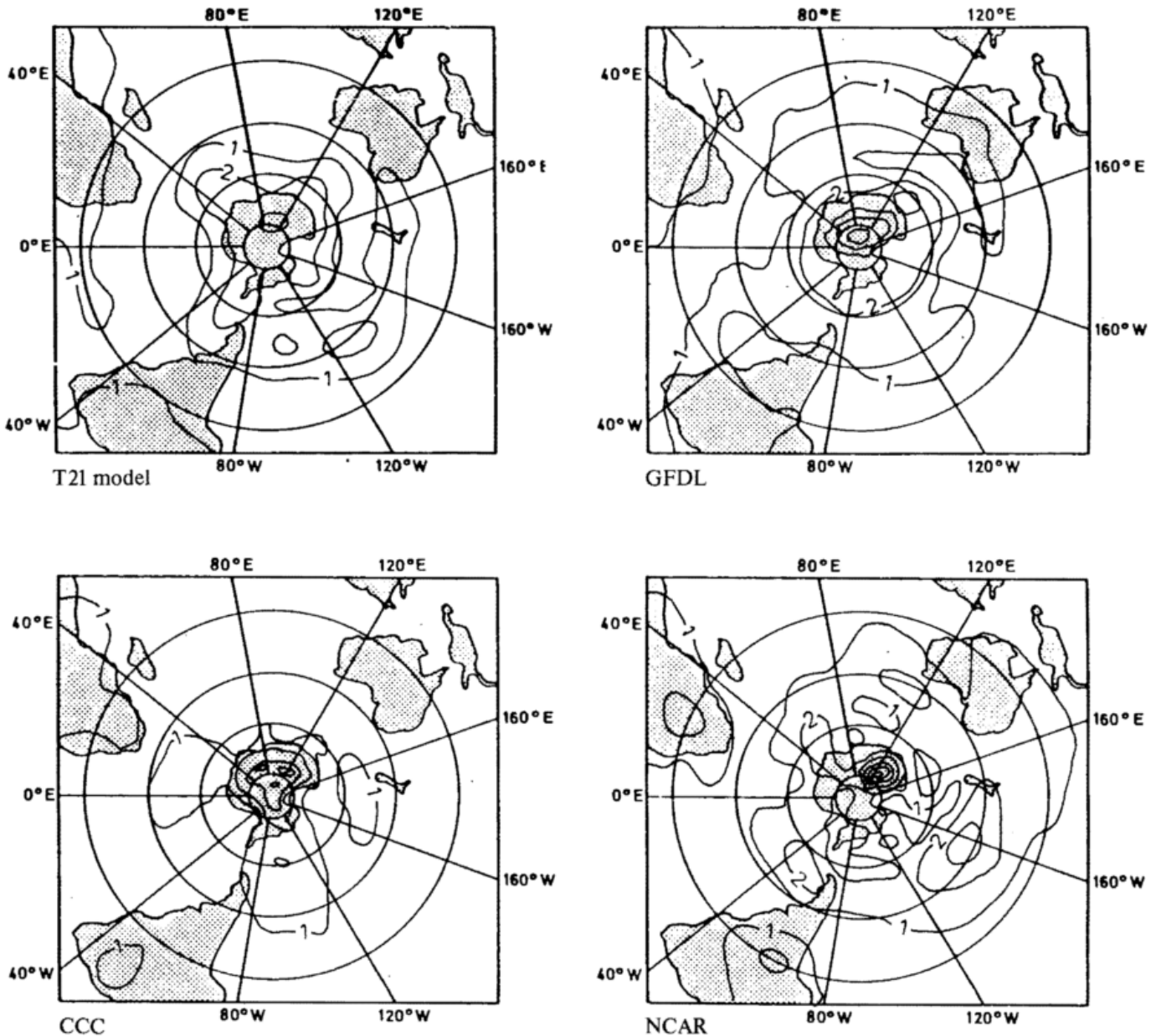


Abb. 8: Amplituden der Halbjahreswelle des auf Meeresniveau reduzierten Luftdruckes in den Simulationen mit dem T21-, dem CCC-, dem NCAR- und dem GFDL GCM. Einheiten: hPa. (T21 = Hamburger Version des ECMWF Modells; CCC = Canadian Climate Centre, Toronto; NCAR = National Center for Atmospheric Research, Boulder; GFDL = Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton).

empfunden. Die drei sekundären Maxima über den Ozeanzentren längs 40°S werden nur teilweise von den Modellen simuliert. Das charakteristische Phasenmuster (Abb. 2) mit Maxima im März äquatorwärts von 60°S und Maxima im Juni polwärts von 60°S erscheint nur sehr schwach im GFDL Modell.

4 Historie

Nach VAN LOON (1967) findet man Hinweise auf die südhemisphärische Halbjahreswelle in der Literatur seit Mitte der 30er Jahre, wobei auch deutsche Autoren einen erheblichen Anteil beigetragen haben: REUTER (1936), MEINARDUS (1938), WAHL (1942), VOWINCKEL (1955), SCHWERDTFEGER und PROHASKA (1956a, b), HOF-

MEYR (1962) und SCHWERDTFEGER (1962). Seit Ende der 50er Jahre konnte das Bild aufgrund der seit dieser Zeit zuverlässiger und vollständiger werdenden Analysen immer genauer gezeichnet werden. Gerade die internationalen Großexperimente IGY und FGGE haben zu einer Verbesserung unserer Kenntnisse von der südhemisphärischen Zirkulation geführt. Die 1972 von der *American Meteorological Society* veröffentlichte Monographie *Meteorology of the Southern Hemisphere* mit ihren Beiträgen von VAN LOON (1972a, b, c) über das Erscheinungsbild der Halbjahreswelle in der Temperatur-, Druck- und Windverteilung kann auch heute noch als Standardwerk angesehen werden.

Literatur

- BOER, G.; N. A. McFARLANE; R. LAPRISE, 1984: The climatology of the Canadian Climate Centre General Circulation Model as obtained from a five-year simulation. – *Atmosphere-Ocean* 22, S. 430–473.
- FISCHER, G., 1987: Climate Simulations with the ECMWF T21-model in Hamburg. – Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, Large Scale Atmospheric Modelling Report 1.
- HOFMEYR, W. L., 1957: Atmospheric sea-level pressure over the antarctic. – *Meteorology of the Antarctic*, Weather Bureau, Pretoria, S. 51–70.
- LARGE, W. G.; H. VAN LOON 1988: Large scale, low frequency motions of the 1979 FGGE drifting buoy array and of the winds on the Southern Hemisphere. – *J. Phys. Oceanogr.* (im Druck).
- MEEHL, G. A., 1988: The annual cycle at mid- and high latitudes: observations and GCM simulations. – eingereicht bei *Mon. Wea. Rev.*
- MEINARDUS, W., 1938: Klimakunde der Antarktis. *Handbuch der Klimatologie*, IV, Berlin, Gebr. Bornträger, 133 S.
- REUTER, F., 1936: Die synoptische Darstellung der halbjährlichen Druckwelle. – *Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig* 7, S. 257–295.
- SANTER, B., 1988: Validation of sea-level pressure simulated by the ECMWF T21 model for the Northern Hemisphere. – *Climate Simulations with the ECMWF T21 Model in Hamburg, Part II: Climatology and Sensitivity Experiments* (Ed.: H. v. STORCH), Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, Large Scale Atmospheric Modelling Report 4.
- SCHWERDTFEGER, W., 1962: Die halbjährige Periode des meridionalen Temperaturgradienten in der Troposphäre und des Luftdruckes am Boden im Südpolargebiet, ihre Erscheinung und kausale Zusammenhänge. – *Beitr. Phys. Atmos.* 35 S. 234–244.
- SCHWERDTFEGER, W.; F. PROHASKA, 1956a: Der Jahresgang des Luftdruckes auf der Erde und seine halbjährige Komponente. – *Met. Rdschau* 9, S. 33–43.
- SCHWERDTFEGER, W.; F. PROHASKA, 1956b: The semiannual pressure oscillation, cause and effects. – *J. Meteor.* 13, S. 217–218.
- SHEA, D. J. 1986: Climatological Atlas: 1950–1979, Surface air temperature, precipitation, sea level pressure, and sea-surface temperature (45°S–90°N). – NCAR Technical Note 269+STR.
- STORCH, H. v.; J. XU 1987: Southern Hemisphere: Comparison with observed sea level pressure. – *Climate Simulations with the ECMWF T21-model in Hamburg* (Ed.: G. FISCHER), Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, Large Scale Atmospheric Modelling Report 1.
- VAN LOON, H., 1967: The half-yearly oscillation in middle and high southern latitudes and the coreless winter. – *J. Atmos. Sci.* 24, S. 472–486.
- VAN LOON, H., 1972a: Temperature in the Southern Hemisphere. – In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Ed.: C. W. NEWTON, AMS Meteorological Monographs 13/35, S. 25–58.
- VAN LOON, H., 1972b: Pressure in the Southern Hemisphere. – In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Ed.: C. W. NEWTON, AMS Meteorological Monographs 13/35, S. 59–86.
- VAN LOON, H., 1972c: Wind in the Southern Hemisphere. – In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Ed.: C. W. NEWTON, AMS Meteorological Monographs 13/35, S. 25–58.
- VAN LOON, H.; J. C. ROGERS, 1984a: The yearly wave in pressure and zonal geostrophic wind at sea level on the Southern Hemisphere and its interannual variability. – *Tellus* 36 A, S. 348–354.
- VAN LOON, H.; J. C. ROGERS, 1984b: Interannual variations in the half-yearly cycle of pressure gradients and zonal wind at sea level on the Southern Hemisphere. – *Tellus* 36 A, S. 76–86.
- VOWINCKEL, E., 1955: Southern Hemisphere weather map analysis of five-year mean pressures. – *Notos* 4, S. 17–50 u. S. 2024–2160.
- WAHL, E., 1942: Untersuchungen über den jährlichen Luftdruckgang. – *Veröff. Meteor. Inst. Univ. Berlin* 4, S. 59f.
- WHITWORTH, Y. III; u. R. G. PETERSON, 1985: Volume transport of the Antarctic Circumpolar Current from bottom pressure measurements. – *J. Phys. Oceano.* 15, S. 810–816.
- XU, J.-S., 1987: Klimatologie der Südhalbkugel. – Diplomarbeit, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg.
- XU, J.-S., H. V. STORCH; H. VAN LOON, 1989: The performance of four spectral GCMs in the Southern Hemisphere: The January and July climatology and the semiannual wave. – Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report 24 (auch eingereicht bei *J. Climate*).

15 K. O. MÜNNICH, R. JAENICKE Luftchemische Untersuchungen an der Georg-von-Neumayer-Station

1 Einleitung

Der antarktische Kontinent ist von den anderen Kontinenten weit entfernt und nahezu völlig von Eis bedeckt. Dadurch ergibt sich die weltweit einzigartige Situation, daß es dort für die allermeisten Beimengungen der Luft in absehbarer Entfernung keine Quellen gibt. Weil viele Störeinflüsse wegfallen, sind hier luftchemisch einfachere Verhältnisse zu erwarten als anderenorts. Darüberhinaus ist das polare Eis ein zeitlich wohlgeordnetes Archiv, in dem auch die Luftbeimengungen in überschaubarer Weise gespeichert werden bzw. dort ihre Spuren hinterlassen. Wenn

man also die einzelnen Transferfunktionen aus der Atmosphäre ins Eis kennt, kann man aus der Analyse der Substanzen im Eis die entsprechenden Konzentrationen in der Atmosphäre, eventuell auch für vergangene Zeitperioden, rekonstruieren. Diese Möglichkeit stimuliert das Interesse an luftchemischen Beobachtungen in der Antarktis, aber auch an der Untersuchung der Transfer- bzw. der Depositionsprozesse.

Eben weil aber die Quellen der meisten Luftbeimengungen sehr weit entfernt liegen, sind die Konzentrationen von solchen Stoffen, die aus der Luft vergleichsweise schnell ent-

fernt werden (etwa Schwebstoffpartikel) und damit eine gegen die Transportzeit kleine atmosphärische Verweilzeit haben, in der antarktischen Atmosphäre außerordentlich gering. Dies erfordert dann eine hohe Meßempfindlichkeit und vor allem auch eine hohe Sicherheit gegen die Gefahr einer lokalen Kontamination durch die Forschungsstation selbst.

Die 1981 aufgebaute Georg-von-Neumayer-Station an der Atkabucht schien geeignet, als Küstenstation eine diesbezügliche Lücke zu schließen, denn nur von der kontinentalen US-Station am Südpol und von Inseln oder Schiffen im südpolaren Ozean hatte es bis dahin beispielsweise eine kontinuierliche Beprobung des atmosphärischen Aerosols gegeben. Im folgenden wird vor allem gezeigt, daß aus einer längerfristigen Messung der jahreszeitlichen Konzentrationsvariation von unterschiedlichen Spurenstoffen nebeneinander, d. h. aus dem Vergleich gleicher oder aber auch verschiedenartiger Variationen, außerordentlich nützliche Informationen zum Verständnis der ablaufenden Prozesse gewonnen werden kann.

Aufgrund dieser Erwartung hatte das Institut für Umweltphysik damals vorgeschlagen, an der Neumayerstation ein ganzjährig zu betreibendes *kontaminationsfreies* Spurenstofflaboratorium einzurichten. Technische Vorbilder hierfür gab es nicht. Deshalb mußte die Heidelberger Gruppe auch die Aufgabe übernehmen, eine solche Station ingenieurmäßig zu entwerfen und schließlich auch praktisch aufzubauen. Als luftchemische Satellitenstation wurde in 1,5 Kilometern Entfernung südlich der Hauptstation eine *Biwakschachtel* aufgestellt (s. Abb. 1). Die ganze Energieversorgung erfolgt ausschließlich über zwei im Schnee verlegte kräftige elektrische Gummikabel. Die großzügige Energieversorgung (maximal etwa 6 Kilowatt) ist entscheidend wichtig. Denn nur so wird es möglich, hinreichend große Pumpen zu betreiben und entsprechend große Luftmengen durch hochreine Aerosolfilter zu ziehen, und zwar soviel Luft, daß trotz der hier geringen Partikelkonzentration signifikante Staubmengen gesammelt werden können.

Die *kontaminationsfreie* Satellitenstation wird zudem noch über die Daten einer kleinen Wetterstation und über die Anzeige eines Kondensationskernzählers individuell so gesteuert, daß kontaminationsverdächtige Situationen erkannt und buchstäblich ausgeschaltet werden. Trotz strenger Kautelen zeigte sich dabei im praktischen Betrieb, daß erfreulicherweise die Station im Mittel nur für wenige Prozent der gesamten Zeit durch die Sicherheitssteuerung *inaktiv* geschaltet werden muß.

Die Arbeitsstrategie einer *kontaminationsfreien* Probenahme an einer antarktischen Küstenstation über das ganze antarktische Jahr hinweg, insbesondere auch die großzügig bemessene Kabelübertragung elektrischer Energie zu einer günstig aufgestellten Satellitenstation, ist neu. Die Probenahme an der US-Südpolstation beispielsweise ist derzeit nicht räumlich getrennt von der Hauptstation. Der störungsfreie Betrieb der Georg-von-Neumayer-Außenstation über sechs Jahre hinweg hat gezeigt, daß die von uns dort angewandte Strategie der Probenahme auch wirklich handhabbar ist. Das Verfahren hat sich hervorragend bewährt.

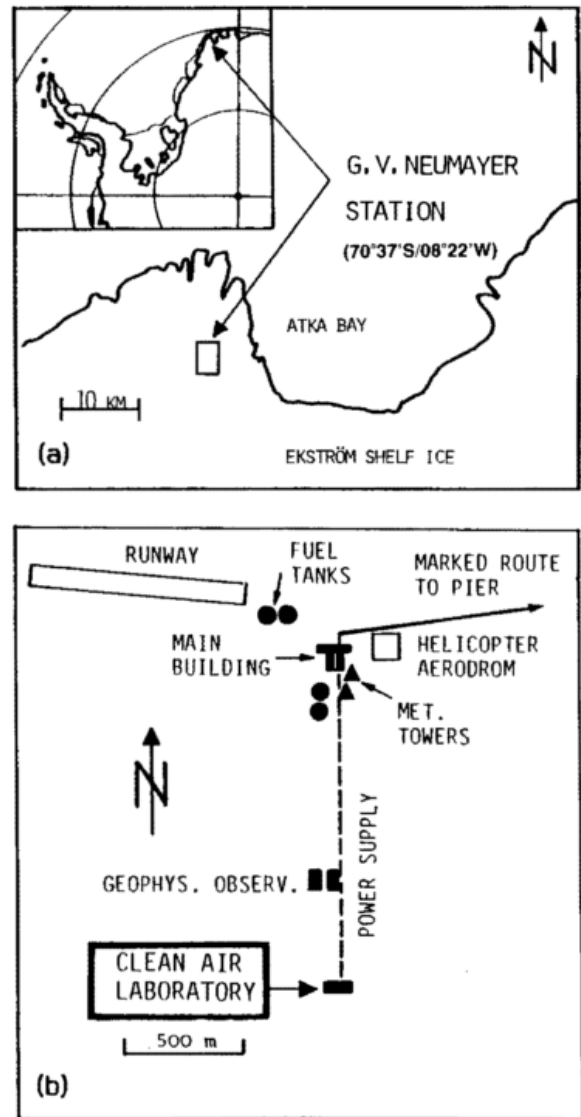


Abb. 1: (a) Verlauf der Eiskante im Bereich der Atkabucht und Lage der Georg-von-Neumayer-Station. – (b) Position des Spurenstoff-Observatoriums im Umfeld der Georg-von-Neumayer-Station.

Das routinemäßige luftchemische Meßprogramm (Observatoriumsprogramm) an der Neumayerstation umfaßt derzeit die kontinuierliche Messung der bodennahen Ozonkonzentration (P. WINKLER, Hamburg), die spot-sample-Messung der Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe (J. RUDOLPH, Jülich), die Messung der Kondensationskerne, sowie die Messung des Langzeitverhaltens bestimmter chemischer Komponenten des Aerosols, die Messung der Kohlenstoffisotope im atmosphärischen CO₂ und die Messung der atmosphärischen Mischungstracer ⁸⁵Krypton und ²²²Radon.

2 Die atmosphärischen Kondensationskerne

Der Ausdruck *atmosphärische Kondensationskerne* kann gelegentlich zu Mißverständnissen führen. Ursache dafür ist die historische Entwicklung in der Namensgebung von Aerosolteilchen und Wolkelementen. So meint man mit Kondensationskern nicht – was naheläge – die Wolkenkondensationskerne. Vielmehr werden unter Kondensations-

kernen solche Teilchen der Atmosphäre verstanden, die mit einem Kondensationskernzähler erfaßt werden können. Ein solcher Kernzähler kann mit irgendeiner geeigneten Flüssigkeit zum Anwachsen der Teilchen betrieben werden und sollte alle Teilchen erfassen, die größer sind als einige nm (Nanometer). Abgesetzt dazu spricht man von Aitken-Teilchen, wenn die benutzte Flüssigkeit Wasser ist. Viele Messungen der Vergangenheit sind mit Wasser durchgeführt worden. Entsprechende kontinuierlich registrierende Kernzähler haben eine untere Erfassungsgrenze von etwa 70 cm^{-3} und eignen sich nicht zum Einsatz in den Polargebieten, wegen der dort gelegentlich viel niedrigeren Konzentrationen. Deshalb haben wir in der Antarktis ein Gerät auf Alkoholbasis eingesetzt, das auch Konzentrationen bis kleiner als 1 cm^{-3} erfassen kann. Unabhängig von den bisherigen Ausführungen wird der Ausdruck *Kondensationskernkonzentration* auch synonym für *Gesamtkonzentration* des Aerosols verwendet. Dies ist wegen der üblichen Form der Größenverteilung der Aerosole auch möglich und sinnvoll.

2.1 Das atmosphärische Umfeld für Messungen in der Antarktis

In der Vergangenheit ist die Messung der Konzentration der atmosphärischen Kondensationskerne neben der des Ozons eine der wenigen Ansätze gewesen, mit denen sich die Wetterdienste dem Problem der Luftchemie im allgemeinen Sinn gewidmet haben. Nach der Verfügbarkeit von handlichen Aitkenkernzählern in den 30er Jahren bestand sogar die Tendenz, an den Stationen des Wetterdienstes eine *Klimatologie der Kondensationskerne* als Charakterisierung der Qualität der Luft zu erarbeiten. Solchen Messungen verdanken wir die recht frühe und flächendeckende Kenntnis über die Gesamtkonzentration des atmosphärischen Aerosols über Landflächen. Aus den bislang vorliegenden Messungen geht hervor, daß die Konzentration der Kondensationskerne in Städten am größten ist, über dem offenen Land kleiner und zur freien Troposphäre und dem offenen Ozean hin auf sehr geringe Werte absinkt. In den Polargebieten sind sehr kleine Konzentrationen zu erwarten, wie es die diskontinuierlichen Messungen amerikanischer Kollegen am Südpol zeigen.

Generell erweisen sich Kondensationskernzähler als außerordentlich empfindliche Indikatoren für die Anwesenheit luftchemischer Beimengungen. Das läßt sich leicht erklären. Bei globalen Abschätzungen nimmt man an, daß etwa die Hälfte der troposphärischen Aerosolmasse durch Reaktionen von Spurengasen gebildet werden, was man *gas-to-particle-conversion* nennt. Beteiligt sind daran mit Sicherheit gasförmige Verbindungen von Schwefel und organische Verbindungen. Kontinuierlich registrierende neuere Kondensationskernzähler nun weisen etwa 1 Teilchen pro ccm (cm^{-3}) nach. Nimmt man an, daß dieses eine Teilchen gerade das kleinste Teilchen wäre, das ein solcher Kernzähler noch nachweisen kann, mit einem Radius von etwa 1 nm, so entspräche das nachgewiesene Teilchenvolumen in den üblichen Maßangaben der Luftchemie einem Volumenmischungsverhältnis von etwa $5 \cdot 10^{-21}$. Das ist sehr empfindlich verglichen zu den heute bei Einsatz modernster Technik gemessenen Spurengaskonzentrationen im ppbv und pptv Bereich.

Es war daher ein logischer Schritt, beim Aufbau der Georg-von-Neumayer-Station Messungen mit Kondensationskernzählern vorzusehen, und die Antarktis mit dieser Methode bezüglich ihrer natürlichen, aber vielleicht auch schon anthropogen beeinflussten Spurenstoffeigenschaften zu untersuchen. Hinzu kommt eine weitere Überlegung. Luftchemische Messungen laufen häufig auf Anreicherungsverfahren hinaus, um kleinste Mengen über Stunden und Tage hinweg für einen Meßnachweis zu akkumulieren. Wegen der großen Konzentrationsunterschiede zwischen Spurenstoffen in anthropogenen Quellen und in der Luft der Antarktis genügt dann bereits eine kurzzeitige Verunreinigung durch anthropogene Quellen, um luftchemische Messungen des natürlichen Umfeldes gründlich zu verfälschen. Nun sind anthropogene Tätigkeiten grundsätzlich neben der Freisetzung von Spurengasen auch mit der Freisetzung von Kondensationskernen verknüpft, und das in großen Mengen. So läßt sich ein kontinuierlich arbeitender Kondensationskernzähler sehr gut in einer elektrischen *Schutzschaltung* verwenden, die andere luftchemische Messungen unterbricht, sobald lokaler anthropogener Einfluß durch einen Anstieg der Kondensationskernkonzentration detektiert wird.

Die Erfahrung an der Georg-von-Neumayer-Station über viele Jahre hinweg bestätigte die Notwendigkeit einer solchen Schutzschaltung. Bei überwiegend östlichen Winden, bedingt durch die Lage der Station im Westen des Anker- und Versorgungsplatzes und damit verbundene häufige Fahrten mit Kraftfahrzeugen zwischen Ankerplatz und Station auch in Abwesenheit des Versorgungsschiffes *Polarstern*, verunreinigen anthropogene Emissionen häufig lokal die Atmosphäre. Außerdem war es wohl administrativ unmöglich, den wissenschaftlichen Kraftfahrzeugbetrieb im Osten des abgelegenen luftchemischen Containers zu verhindern. Alles zusammen führt dazu, daß Sommermessungen luftchemischer Komponenten, von Ausnahmen wie Krypton-85 abgesehen, nur informativen Charakter haben können und nur dem Ausprobieren der Meßinstrumente dienen. Das Schwergewicht luftchemischer Messungen liegt daher im Südwinter.

Luftchemische Messungen im Südwinter stellen die Wissenschaftler vor schwierige Aufgaben, da besonders in den ersten Jahren der Station kein Luftchemiker an der Überwinterung teilnahm. Daher mußten die Meßapparaturen vollautomatisch konzipiert und mit einem Minimum an Wartung gerechnet werden, denn die Überwinterer konnten nur kurz in die Wartung der luftchemischen Geräte eingewiesen werden. Wir sind den Überwinterern für ihr Engagement für die luftchemischen Untersuchungen sowie für ihr Wissen und ihre Phantasie bei erforderlich werdenden Reparaturen der Geräte dankbar.

Es muß erwähnt werden, daß der automatische Betrieb einer luftchemischen Station besondere Probleme birgt. Zu Recht haben uns Kritiker vorgeworfen, daß neue Ergebnisse kaum zu erwarten sind, denn man konstruiert in die Automatik hinein, was man erwartet. Ein Beispiel soll dies verdeutlichen. Die Schutzschaltung des Kondensationskernzählers ist so ausgelegt, daß bei Überschreiten einer Konzentration von 2000 cm^{-3} alle luftchemischen Messungen abgeschaltet werden, da in der Antarktis üblicherweise

kleinere Konzentrationen erwartet (PROSPERO et al. 1983) und höhere also auf anthropogenen Einfluß zurückgeführt werden. Das muß aber nicht unbedingt so sein, denn die Antarktis könnte auch natürliche Quellen haben, die zu hohen Konzentrationen führen. Klären könnte dies nur ein erfahrener Wissenschaftler, der vor Ort auch ergänzende Untersuchungen anstellen kann, was aber im Sommer, wie oben ausgeführt, unmöglich ist.

2.2 Beobachtungen der Kondensationskernkonzentration

Die Kernkonzentrationen werden an der Georg-von-Neumayer-Station seit 1982 beobachtet. Die Messungen werden mit einem kontinuierlich arbeitenden Kondensationskernzähler vorgenommen, der die Teilchen einer Alkoholübersättigung aussetzt und sie zu optisch zählbaren Tröpfchen anwachsen läßt. In den ersten Jahren wurde einmal pro Tag eine Diffusionsbatterie zusätzlich vorgeschaltet. Damit ist es möglich, Informationen über die Größenverteilung der Kondensationskerne zu erhalten, indem man die mechanische Beweglichkeit der Teilchen (Brownsche Bewegung) als Informationsträger der Teilchengröße ausnutzt. Der Gerätesatz blieb jeweils ein Jahr in der Antarktis und wurde dann gegen mechanisch überholte und neu geeichte Geräte ausgetauscht.

Die Monatsmittelwerte der Kernkonzentration zeigen einen ausgeprägten Jahresgang mit den Höchstwerten im Südsommer (Januar bis März) bei 600 cm^{-3} und den Tiefstwerten mit 70 cm^{-3} zu Beginn des Südwinters (Juni). Unsere Messungen stimmen sehr gut mit denen vom Südpol überein (HOGAN et al. 1982, BODHAINE 1985), wenn man in Rechnung stellt, daß der Südpol in einer größeren Höhe liegt und die Zufuhr der bodennahen Luft ausschließlich vom antarktischen Plateau erfolgt. Jahresgänge dieser Art lassen sich für die abgelegenen Gebiete der Südhalbkugel überwiegend bestätigen, allerdings schwächen sie sich mit abnehmender geographischer Breite erheblich ab und sind am Äquator kaum noch auszumachen (BIGG et al. 1984).

Die Aufschlüsselung der Teilchenkonzentration als Funktion der Windrichtung, Abbildung 2, erfolgte unter Ausschluß der anthropogen verunreinigten Luftmassen. Daher ist der Bereich aus Nord, in dem die Hauptstation selbst zu finden ist, kaum besetzt. Die Darstellung bestätigt die geringen Teilchenkonzentrationen, die mit der Luft vom antarktischen Plateau im Südosten herangeführt werden. Ebenso geringe Konzentrationen werden aber auch bei Winden aus Südwest und Nordwest beobachtet. Bislang unerklärt sind die hohen Konzentrationen, die bei Windrichtungen aus Nordost, also vom offenen Meer her, die Station erreichen. Man muß hier allerdings durchaus an eine *gas-to-particle-conversion* denken, denn es besteht die Möglichkeit der Exhalationen organischer Gase von den freien Meeresoberflächen.

Eine Korrelation der Kondensationskernkonzentration mit anderen meteorologischen Parametern, wie Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung, Luftfeuchtigkeit, absolute Feuchte und Temperatur brachte keine statistisch signifikanten Hinweise. Offenbar spielt der Transport der Luftmassen eine bedeutende Rolle. Bei den überwiegend küstenparallelen Winden ist in diesem Zusammenhang

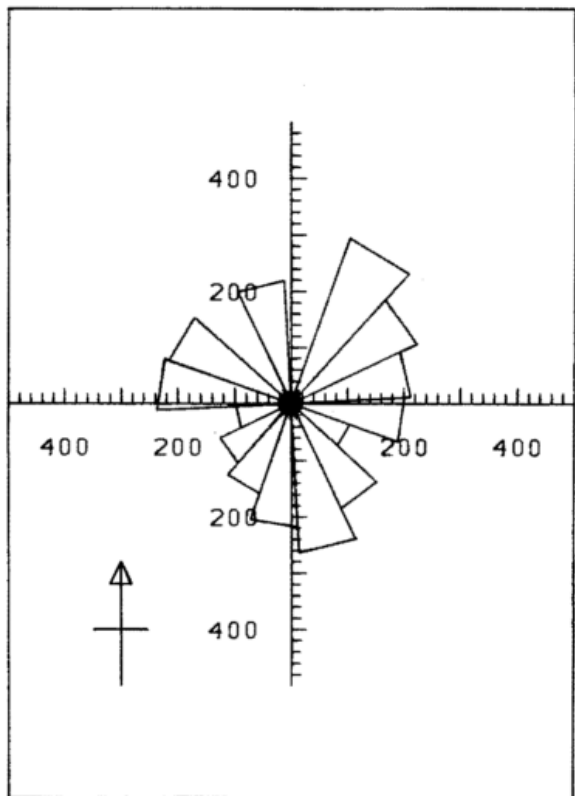


Abb. 2: Die Abhängigkeit der Konzentrationskernkonzentration von der Windrichtung für die Georg-von-Neumayer-Station. Die Skaleneinteilung ist in cm^3

besonders auf einen möglichen Einfluß von anderen antarktischen Stationen hinzuweisen, die längs der Küste des Kontinentes angeordnet sind.

2.3 Die Größenverteilung der Kondensationskerne

Wegen der extrem kurzen Lebenszeit von Teilchen der Größe 1 nm gibt die Größenverteilung Aufschluß, ob in einem Aerosol ständig Teilchen produziert werden, oder ob das Aerosol bereits für längere Zeit isoliert von einer Quelle altert. Die Größenverteilung der atmosphärischen Aerosole in den polaren Gebieten ist bislang kaum bekannt. In der Arktis konnten wir 1980 erste Messungen vornehmen, die Eingang in die Vorstellungen über Modellgrößenverteilungen gefunden haben (JAENICKE 1988). In der Antarktis wurden die ersten groben Messungen wohl an drei Tagen im Jahr 1978 vorgenommen (HOGAN et al. 1982). Sie deuteten ein gealtertes Aerosol an. Typisch dafür sind die fehlenden Teilchen im Bereich um 1 nm . Messungen von ITO (1985) an der japanischen Antarktisstation zeigen im Gegensatz dazu eine strukturierte Größenverteilung, ebenfalls ohne Teilchen im Bereich um 1 nm .

Mit einem dem Kondensationskernzähler vorgeschalteten Diffusionsvorabscheider haben wir an der Georg-von-Neumayer-Station die Größenverteilung untersucht. Diffusionsvorabscheider nutzen die mechanische Beweglichkeit der Teilchen zur Selektion aus. Sie sind vom Prinzip her sehr schlechte Teilchengrößenseparierer, allerdings wegen ihrer einfachen Handhabung und robusten Konstruktion sehr gut für den unbeaufsichtigten und automatischen

Betrieb in der Antarktis geeignet. Eine Größenverteilung erhält man durch eine recht aufwendige Dateninvertierung. Abbildung 3 zeigt ausgewählte Größenverteilungen aus der Antarktis. Die Auswahl erfolgte nach der Gesamtkonzentration, also dem Integral über die Größenverteilung. Bei Kondensationskernkonzentrationen über 400 cm^{-3} wird die Anwesenheit von Teilchen um 1 nm angedeutet. Hier muß es sich um relativ frisch gebildetes Aerosol handeln, sonst wären diese Teilchen bereits durch Koagulation an die größeren angelagert. Mit abnehmender Gesamtkonzentration nimmt ein sekundäres Maximum bei 50 nm Radius langsam zu. Es wird zum absoluten Maximum der Verteilung bei Konzentrationen unter 400 cm^{-3} . Nimmt die Konzentration weiter ab, dann reduziert sich auch dieses Maximum. Auch ITO (1985) findet ein Maximum um 30 nm Radius. Im Prinzip ist dieses Verhalten außerordentlich typisch für gealtertes Aerosol, wengleich man eigentlich das Restmaximum bei 300 nm erwarten müßte, wie es aus der langen Lebenszeit dieser Teilchen hervorgeht und auch so in der Stratosphäre beobachtet wird.

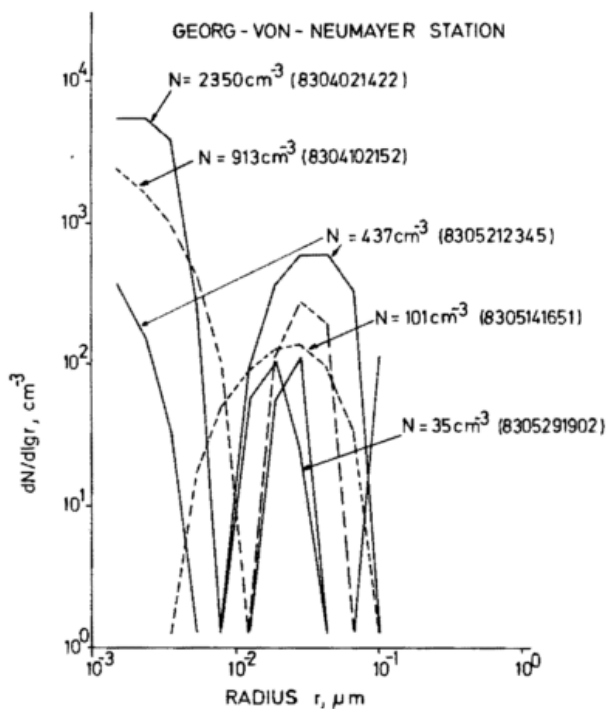


Abb. 3: Ausgewählte Größenverteilungen an der Georg-von-Neumayer-Station aus den Monaten April bis Mai 1983. Parameter der Verteilungen sind die Gesamtkonzentrationen, angegeben mit N in cm^{-3} . Die nachfolgende Kodierung identifiziert den Meßzeitpunkt.

Über die Ursachen einer solchen Verschiebung kann man gegenwärtig nur spekulieren. Die Messungen, die ITO (1985) über die Größenverteilung oberhalb von 100 nm veröffentlichte sind bei den von ihm verwendeten beiden Methoden untereinander sehr differierend. Hier spielt sicherlich das Problem des driftenden Schnees und der stets aufgewirbelten Schneekristalle eine Rolle. Gerade diese ungelösten Probleme haben bislang andere Wissenschaftler und auch uns von Messungen zurückgehalten. Spekuliert man nun aus den Messungen mit Diffusionsabscheidern von ITO (1985), daß die Ordinate der Größenverteilung

oberhalb von 100 nm stärker abfällt, als dies in anderen Aerosolen der Fall ist, so fehlt für die Teilchen unterhalb von 100 nm ein Koagulationspartner mit geringer Mobilität. Konsequenterweise zeigen diese kleineren Teilchen dann eine verlängerte Lebenszeit und können so auch in gealterten Aerosolen mit einem Maximum in der Anzahlverteilung präsent sein. Die Klärung dieser Frage wäre besonders im Winter erforderlich, wenn gealterte Aerosole häufiger auftreten, wie es Abbildung 3 zeigt.

2.4 Schlußfolgerungen aus den Kondensationskernmessungen

Seit einigen Jahren werden Kondensationskerne in der Antarktis beobachtet. Neben der Erforschung der Atmosphäre als Aerosol dient ihre Messung als Indikator für anthropogene Beimengungen. Ihre Untersuchung hat auf Probleme hingewiesen, die eigentlich nur durch detaillierte Studien in der Polarnacht selbst gelöst werden können.

3 Partikelförmige Substanzen (Aerosol)

3.1 Mengenmäßig dominante Substanzen (major ions)

Seesalz: Wegen der küstennahen Lage der Neumayerstation stellt das Seesalz dort den Hauptbestandteil der gesamten Schwebstoffmasse dar (etwa 1 Mikrogramm pro Kubikmeter Luft, Abb. 4). Absolut genommen, ist dies ein sehr geringer Schwebstoffgehalt, denn nach einem typischen Luftdurchsatz von etwa 20000 m^3 Luft hat das Filter im Mittel pro Quadratmeter Filterfläche immer noch erst etwa 50 µg Seesalz aufgesammelt. Dieser Umstand erlaubt lange Filterstandzeiten, ohne daß sich das Filter zusetzt.

Unerwartet ist vielleicht, daß das Seesalz in der Luft keinen Jahresgang mit der großräumigen Meereisbedeckung zeigt, denn z. B. im Winter ist ja durch die Meereisbedeckung der offene Ozean viele hundert Kilometer weit entfernt. Gezeigt hat sich, daß sehr hohe Seesalzkonzentrationen am ehesten im Südherbst vorkommen, wenn die Windstärke hoch und der offene Ozean noch relativ nah ist. Bei hoher lokaler Windstärke kommen Extremwerte der Seesalzkonzentration aber auch im Südfrühjahr vor. Weil die relativ großen Seesalzkornpartikel nur eine relativ kurze Aufenthaltsdauer in der Luft haben, muß man daraus folgern, daß permanent eisfreie Wasserflächen (sogenannte Polynien) in der Nähe oder in nicht allzu großer Entfernung von der Station für dieses Seesalz verantwortlich sind.

Sulfat: Die an der Neumayerstation mengenmäßig nächst-wichtige Schwebstoffkomponente ist das Sulfat. Die Langzeitbeobachtung (Abb. 5) zeigt deutliche Maxima der Sulfatkonzentration im lokalen Hochsommer, die ihrer Höhe wegen nicht aus dem Seesalz (s. Abschn. 2) kommen können, denn Seesalz enthält nur etwa 13% Sulfat. Dennoch sind diese Sommermaxima marinen Ursprungs. Hier manifestiert sich ein Phänomen ganz offensichtlich, dem die Luftchemie seit Beginn der achtziger Jahre auf der Spur ist: In dem Bestreben, die globale Sulfatbilanz zu schließen, ist man nämlich zunehmend zu der Überzeugung gelangt (ANDREAE 1986), daß der Ozean erhebliche Mengen schwefelhaltiger organischer Gase (hauptsächlich Dimethylsulfid CH_3SCH_3 , sogenannter DMS, und Carbonylsulfid COS) aus dem marinen Phytoplankton-Umsatz an die

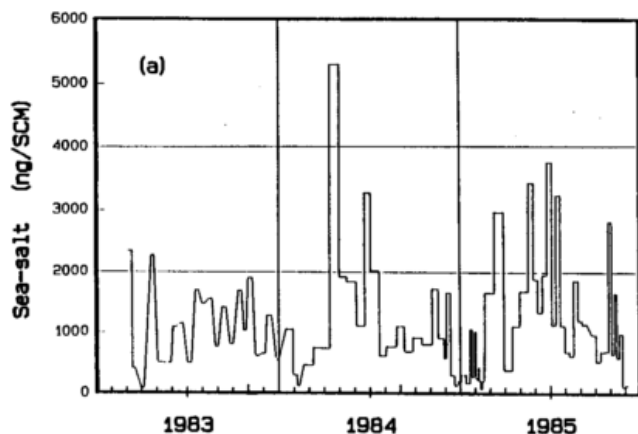


Abb. 4: Zeitlicher Gang der Seesalzkonzentration in der Luft an der Neumayerstation (WAGENBACH et al. 1988), errechnet aus dem Natriumgehalt von High-Volume-Aerosolfiltern. Das Fehlen eines Seesalzmaximums im Süd-Herbst 1983 ist darauf zurückzuführen, daß hier die High-volume-Probensammlung nicht kontinuierlich erfolgte, an anderen Filtern, die für die Radonmessung kontinuierlich besaugt wurden, ist aber auch für den März 1983 ein deutliches Seesalzmaximum sichtbar.

Atmosphäre abgeben muß. Diese schwefelhaltigen Gase werden in der Atmosphäre photochemisch zu Sulfat oxidiert und damit in eine stabile Partikelform überführt. Global erweist sich dies als die natürliche Hauptquelle für das atmosphärische Nicht-Seesalz-Sulfataerosol. Das anthropogene Schwefeldioxid hat daneben nur auf der Nordhalbkugel wesentliche Bedeutung. Es ist faszinierend zu sehen, wie diese marin-biogene Sulfatquelle an der Neumayerstation quasi unmittelbar im atmosphärischen Sulfat-Jahresgang dominierend hervortritt. Daß die Sulfatkonzentration dann am höchsten ist, wenn die Lichtverhältnisse im Südpolargebiet am günstigsten sind, also um die Jahreswende, liegt daran, daß Licht gleich zweimal gebraucht wird: Einmal, überhaupt für das Wachstum des Phytoplanktons, und ein zweites Mal für die photochemische Oxidation des aus dem Ozean entweichenden biogenen Gases (DMS).

Da das Seesalz an der Neumayerstation ja ebenfalls gemessen ist, kann man den daraus (d. h. aus der gemessenen Konzentration der Natriumionen oder der Chloridionen) zu erwartenden Sulfatbeitrag abziehen, sodaß nur das Nicht-Seesalz-Sulfat (=nss sulfat oder *Sulfatexzeß*) übrig bleibt. Eine solche Korrektur ist in Abbildung 5 nicht vorgenommen worden, und sie verändert die Sulfatkonzentration im Südsommer auch kaum (WAGENBACH et al. 1988). Ganz unerwartet ist aber, daß die Winterwerte des Sulfats durch diese Korrektur signifikant negativ werden. Ein derartiger Befund war in den Polargebieten immer wieder aufgetreten, blieb aber bisher unerklärt. Das hängt wohl damit zusammen, daß, wenn der Sulfatexzeß nicht wie in unserem Falle ganz evident negativ wird (was er natürlich nicht wirklich sein kann), man zunächst einmal an systematische Meßfehler denkt. Wir sind nun gerade dabei, den Mechanismus, der dieses Phänomen erzeugt, in Laborexperimenten aufzuklären: Offenbar handelt es sich um eine physikalisch-chemische Fraktionierung bei der Bildung der Seesalzkerne, die damit zusammenhängt, daß das Sulfat beim Gefrieren von Meerwasser bzw. von Meerwassertropfchen früher ausgeschieden wird als die Hauptsalzkomponente Kochsalz.

Dadurch weicht dann vor allem der Sulfatgehalt der Seesalzkerne von der Zusammensetzung des Meerwassers ab. Dieser Fraktionierungseffekt ist von großer Bedeutung in der Bilanzierung des globalen atmosphärischen Schwefelkreislaufs.

Nitrat: Besondere Aufmerksamkeit findet gegenwärtig bei den Luftchemikern der an der Neumayerstation beobachtete Jahresgang des Nitrats in der Luft (WAGENBACH et al. 1988). Nitrat macht, in molaren Maßzahlen betrachtet, etwa 40 Prozent des Sulfats aus, ist ebenfalls in relativ grosser Menge vertreten. Seine Genese, d. h. die Quelle (Stratosphäre oder tropische Gewitter) der Vorläufergase (NO bzw. NO_2), ist derzeit weit weniger gut gesichert als beim Sulfat. Die Aufmerksamkeit gilt insbesondere dem vom Sulfat stark abweichenden Jahresverlauf der Nitratkonzentration ((WAGENBACH et al. 1988), in den Abbildungen hier nicht gezeigt) an der Neumayerstation mit Maximalwerten in der zweiten Hälfte des Kalenderjahres. Man sieht darin eine eventuelle Verifikation der luftchemischen Modellvorstellung von CRUTZEN und ARNOLD (1986) zur Bildung des Ozonlochs über der Antarktis im Süd-Frühjahr. Nach dieser Modellvorstellung ist das Auftreten des Ozonlochs gekoppelt mit einer Entfernung von HNO_3 aus der Stratosphäre, und zwar in partikulärer Form.

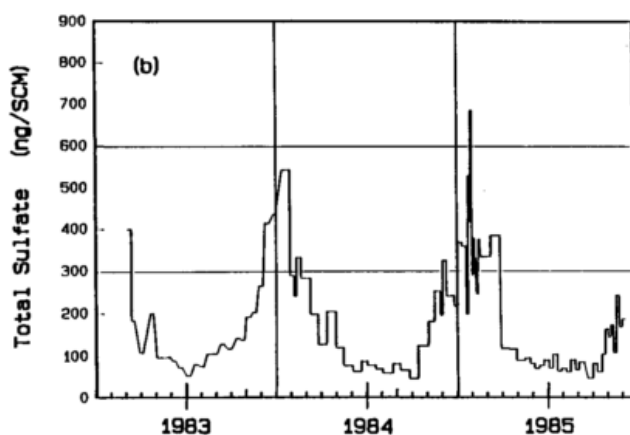


Abb. 5: Jahresgang der Gesamt-Sulfatkonzentration (einschließlich Seesalz-Sulfat) an der Neumayerstation.

3.2 Spurenbestandteile

Spurenmehalle: Spurenelemente im antarktischen Aerosol verdienen in mehrfacher Hinsicht wissenschaftliches Interesse, einmal zunächst bezüglich ihrer eigenen Herkunft, speziell auch im streng räumlichen Sinne. Manche Substanzen, etwa Mineralpartikel und die für sie typischen Elemente (z. B. Aluminium oder Mangan) können nämlich kaum aus der Antarktis selbst stammen, sondern sie müssen von den anderen Kontinenten weiter im Norden kommen und durch Ferntransport in größerer Höhe herangeführt werden. Es stellt sich z. B. die Frage nach dem entsprechenden Luftmassentransport.

Metalle, von denen hier nur Mangan und Blei als Beispiele behandelt werden, liegen im antarktischen Schwebstaub nur in extrem geringer Menge vor, gewichtsmäßig sind Mangan und Blei etwa gleichstark vertreten. Mangan kann an der Neumayerstation im Südsommer das Zehnfache der Winterwerte erreichen (s. Abb. 6), und weil Mangan als geo-

chemischer Repräsentant von Mineralstaub gelten kann, heißt das auch, daß entsprechend im Sommer viel mehr Mineralstaub vorhanden ist als im Winter; allerdings macht der Mineralstaub mit im Mittel etwa zehn Nanogramm pro m^3 Luft auch im Sommer nur etwa ein Prozent der gesamten Aerosolmasse aus. Aus den hohen Mangankonzentrationen im Sommer muß man schließen, daß der meridionale Ferntransport von den anderen Kontinenten her im Sommer offenbar beträchtlich größer ist als im Winter.

Das an der Neumayerstation gefundene Blei dagegen (im Mittel etwa 10 Pikogramm pro m^3 Luft (WAGENBACH et al. 1988), im Bild hier nicht gezeigt) kann nicht ausschließlich aus derselben Quelle wie das Mangan, also aus dem Mineralstaub stammen, denn dort ist der Gehalt an Blei sechzig mal geringer als der Mangangehalt. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß die vergleichsweise geringen Bleispuren in der Antarktis trotz des durch die Depositionsprozesse sehr verlustreichen Weges letztlich doch von den anthropogenen Quellgebieten auf den norwärts gelegenen Kontinenten herkommen.

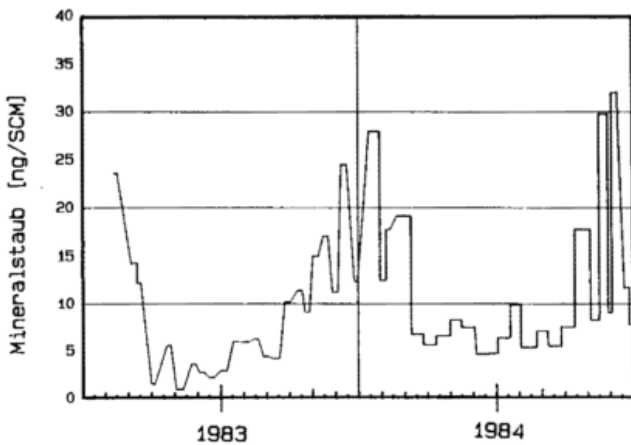


Abb. 6: Jahresgang der Mineralstaubkomponente an der Neumayerstation, errechnet aus der atmosphärischen Konzentration des Krustenelementes Mangan.

Radiotracer: Ein Charakteristikum der Arbeitsweise der Heidelberger Gruppe ist der Einsatz von Radiotracern. Das ist nicht verwunderlich, weil diese Tracer der ursprüngliche Ausgangspunkt der Arbeit der Gruppe waren. Es ist aber interessant zu sehen, wie das Werkzeug Radiotracer nun in der Tat einen sehr brauchbaren Zugang zum chemisch-geophysikalischen Gesamtproblem öffnet. Im vorliegenden Zusammenhang mit dem atmosphärischen Aerosol betrachten wir die Radiotracer ^{210}Pb , ^7Be und ^{10}Be , mit den Halbwertszeiten 22 Jahre, 2 Monate und 1.5 Millionen Jahre. Diese Radiotracer sind an das Aerosol angelagert, und zwar vorwiegend an die Submikron-Partikel. Die Beryllium-Isotope werden durch die kosmische Strahlung in der Troposphäre, vor allem aber in der unteren Stratosphäre erzeugt und geben deshalb Hinweise auf eine Luftzufuhr aus den oberen Luftschichten. Es erstaunt deshalb, daß der Konzentrationsverlauf von z. B. ^7Be an der Neumayerstation zunächst einmal ziemlich irregulär aussieht und darin mit demjenigen von ^{210}Pb korreliert ist, obwohl das ^{210}Pb einen völlig anderen Ursprung hat. ^{210}Pb ist nämlich das langlebige Tochterprodukt des atmosphärischen ^{222}Rn und stammt damit letztlich aus dem kontinentalen Erdbö-

den. Das ^{210}Pb hat demnach seinen Ursprung auf den weit entfernten Kontinenten und kommt an unserer Meßstelle ebenfalls „von oben“; denn allenfalls ist ja die Chance für einen wirksamen Ferntransport einer Substanz, die atmosphärischen Auswaschprozessen unterliegt, nicht hinreichend groß. In der Tat illustrieren die unregelmäßigen, aber miteinander korrelierten Konzentrationsschwankungen der beiden Isotope zeitliche Schwankungen in der Zufuhr von oben, aber auch in der Intensität der *nassen* Deposition des Aerosols. Erst wenn man das Konzentrationsverhältnis $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ bildet und aufträgt (Abb. 7), sieht man einen ausgeprägten Jahresgang, und die zuvor dominierenden gemeinsamen irregulären Schwankungen werden großenteils eliminiert. Es wird nun sichtbar, daß vor allem im Spätsommer in der Tat Luft aus höheren Schichten herangeführt wird. Je höher nämlich das Herkunftsgebiet der Luft anzusetzen ist, desto mehr muß das besonders in größerer Höhe produzierte ^7Be dominieren. Noch beweiskräftiger und instruktiver ist das quantitativ interpretierbare Verhalten des Isotopenpaares $^{10}\text{Be}/^7\text{Be}$. Der Gang dieses Verhältnisses ist mit demjenigen des $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ durchaus strukturgleich. Man hat aber nun zwei Isotope desselben Elementes, die auch denselben Erzeugungsmechanismus haben und überhaupt nur noch durch ihre sehr ungleiche Halbwertszeit unterschieden sind, und man kann nun wirklich aus dem jeweiligen $^{10}\text{Be}/^7\text{Be}$ -Verhältnis den Anteil stratosphärischer Luft berechnen.

Auch in anderem Zusammenhang erweist sich der natürliche und nicht kontaminationsgefährdete Tracer ^{210}Pb als sehr hilfreich, nämlich (1) in der Beurteilung möglicher Kontamination bei der Messung anderer Spurenelemente, und (2) bei der wichtigen Verknüpfung der Spurenelementkonzentration im Schnee mit der entsprechenden Konzentration in der Luft (Transferfunktion, bzw. Rekonstruktion der Luftkonzentration aus der Konzentration im Schnee oder schließlich auch im Eis).

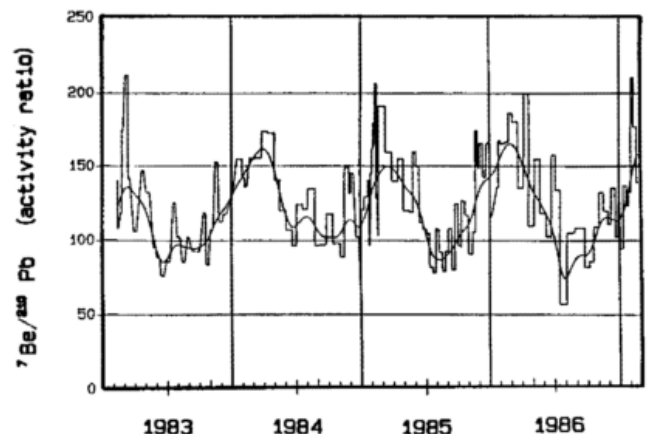


Abb. 7: Variation des $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisses im Aerosol an der Neumayerstation. Aufgrund der sehr starken Zunahme der ^7Be -Produktion mit der Höhe deuten hohe Werte dieses Verhältnisses auf eine Zufuhr hoch-troposphärischer oder stratosphärischer Luftmassen hin. Die Kurvenglättung in der Meßreihe erfolgte mit Splinefunktionen dritter Ordnung.

Für die (1) Kontaminationskontrolle darf man davon ausgehen, daß z. B. das stabile Blei im Aerosol an Partikel derselben Größenklasse angelagert ist wie das Radioblei, nämlich an die Partikel mit der größten atmosphärischen Lebensdauer. Das *echte* stabile Blei ist also infolge der lokalen/regionalen meteorologischen Variationen bezüglich Transport und Deposition denselben *irregulären* Konzentrationsschwankungen unterworfen wie das Radioblei. Eine individuelle Blei-Kontamination wird also dadurch erkennbar, daß ein Konzentrationsanstieg des stabilen Bleis nicht mit einem entsprechenden Anstieg des Radiobleis verknüpft ist.

Die Bestimmung der (2) Transferfunktion Atmosphäre/Schnee wiederum für stabiles Blei beruht ebenfalls darauf, daß sich das stabile Blei hier genauso verhalten muß wie das Radioblei ^{210}Pb . Man hat nur die gemessenen Konzentrationen von ^{210}Pb im Firn und in der Atmosphäre miteinander zu vergleichen und erhält so einen Transferfaktor, den man dann auch auf das stabile Blei anwenden darf. Auf diese Weise erhält man aus den vergleichsweise unkritischen Filtermessungen der atmosphärischen Bleikonzentration an der Neumayerstation einen Erwartungswert von nur etwa 3 Pikogramm Blei pro Gramm Wasser im Firn bei der Station in hervorragender Übereinstimmung mit den höchst aufwendig direkt bestimmten Werten (ca. 3 bis 10 pg/g) von WOLFF und PEEL (1985) und von BOUTRON und PATTERSON (1987). Die Kontaminationsgefahr bei der direkten Bestimmung von Blei im Schnee wird anschaulich, wenn man sich vor Augen führt, daß unser Luftfilter nach der Exposition im Mittel soviel Blei aufgesammelt hat, wie in einer Schneeprobe von ca. 60 kg enthalten ist. Für die Radioblei-Messung im Schnee hingegen ist 1 kg ausreichend, und es gibt praktisch kein Kontaminationsproblem.

4 Spurengase

Nicht-reaktive Gase ($^{85}\text{Krypton}$) bzw. wenig reaktive Gase (Kohlendioxid) sind Substanzen, die sich, verglichen mit Schwebstoffpartikeln, in der Atmosphäre praktisch *konservativ* verhalten. Das heißt, daß selbst beim CO_2 die atmosphärische Verweilzeit um mehr als einen Faktor hundert größer ist als diejenige von Aerosolpartikeln, obwohl das CO_2 durch Lösung und Reaktion im Ozean schließlich aus der Atmosphäre entfernt wird.

Kohlenstoff-Isotope im CO_2 : Die Möglichkeit einer kontinuierlichen Probennahme an der neuen deutschen Antarktisforschungsstation hätte es eigentlich zwingend nahegelegt, hier auch eine weitere Station für die Erforschung des globalen atmosphärischen CO_2 -Haushaltes einzurichten, zumal das eingangs charakterisierte Spurenstoffobservatorium die Möglichkeit bot, das CO_2 *kontaminationsfrei* zu messen. Zur Zeit der Errichtung der Neumayerstation gab es nur eine einzige kontinuierlich arbeitende antarktische CO_2 -Meßstation (am Südpol). Für die Neumayerstation hatten wir seinerzeit ebenfalls ein kontinuierliches CO_2 -Konzentrations-Meßprogramm geplant, dieses Programm erhielt jedoch keine Priorität, sodaß wir uns auf ein Kohlenstoffisotopenmeßprogramm beschränken mußten. Mittlerweile ist jedoch eine CO_2 -Meßstation im antarktischen Küstenbereich von einer japanischen Forschergruppe (TANAKA et al. 1987) eingerichtet worden.

Gemessen werden an der Neumayerstation (LEVIN et al. 1987) sowohl Kohlenstoff-13 (^{13}C) als auch Kohlenstoff-14 (Radiokohlenstoff ^{14}C). Bei diesen Isotopen wird eigentlich immer das Isotopenverhältnis zum Hauptisotop ^{12}C gemessen und betrachtet, also z. B. $[\text{C}^{14}]/[\text{C}^{12}]$, und es wird meist die relative Abweichung $\Delta^{14}\text{C}$ (in Promille) dieses Isotopen-Konzentrationsverhältnisses von einem Standardwert angegeben. Dieser Standardwert entspricht ungefähr dem mittleren *natürlichen* Wert von $[\text{C}^{14}]/[\text{C}^{12}]$. Eine Veränderung des Meßwertes kann also sowohl durch eine Änderung (1) des Zählers oder auch (2) des Nenners verursacht sein. Der Fall (1) ist sehr ausgeprägt durch die Kernwaffentests (etwa 1963) eingetreten (LEVIN et al. 1985): Zeitweilig war der ^{14}C -Pegel im atmosphärischen CO_2 infolge der Kernwaffentest nahezu verdoppelt (um nahezu 1000 Promille erhöht, also $\Delta^{14}\text{C} = +1000\text{‰}$). Inzwischen liegt er, wie man aus Abbildung 8 sieht, nur noch etwa 20 Prozent über dem *natürlichen* Standardpegel. Dieser *Relaxationsvorgang* ist eine Folge des Gasaustausches des atmosphärischen $^{14}\text{CO}_2$ mit dem viel größeren CO_2 -Reservoir Ozean. Dabei hat sich, weil der Ozean sich nur langsam durchmischt, mittlerweile auch der ^{14}C -Pegel im Ozean-Oberflächenwasser deutlich erhöht.

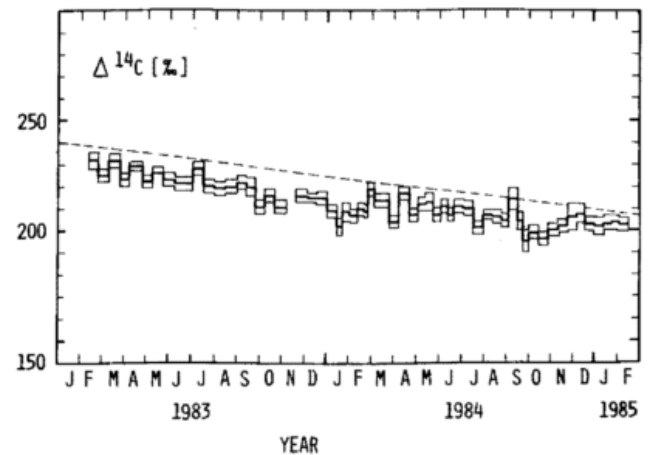


Abb. 8: Abweichung $\Delta^{14}\text{C}$ des $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Konzentrationsverhältnisses vom natürlichen Standardwert. Die Meßwerte an der Neumayerstation (LEVIN et al. 1987) liegen wegen des Gasaustausches mit dem alten Ozeanwasser, das in der Antarktis an die Oberfläche kommt, durchweg tiefer als in der nordhemisphärischen Reinluft (die europäische Vergleichskurve ist hier gestrichelt wiedergegeben), vgl. Text.

Der gegenläufige Einfluß (2) auf den Radiokohlenstoff (genauer also auf das oben eingeführte Isotopenverhältnis) rührt daher, daß die fossilen Brennstoffe wegen ihres hohen Alters kein ^{14}C mehr enthalten (die radioaktive Halbwertszeit von ^{14}C ist etwa 6000 Jahre). Anthropogenes CO_2 *verdünnt* also den Radiokohlenstoff; dies kann dazu führen, daß das $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis zum Beispiel im Oberreintal im Winter um mehr als 10 Prozent unter der europäischen Reinluft (LEVIN et al. 1988) liegt. Ganz entsprechend gibt es auch einen hemisphärischen Verdünnungseffekt (die anthropogenen ^{14}C -freien Verbrennungs- CO_2 -Quellen liegen ja hauptsächlich auf der Nordhemisphäre), der erwarten ließe, daß man an der Neumayerstation ein um etwa ein Prozent höheres $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis findet als auf der Nordhalbkugel. Wie man aber aus Abbildung 8 sieht, trifft das

Gegenteil zu: ^{14}C liegt dort um etwa 0.5 bis 1 Prozent niedriger als in europäischer Reinluft. Wie Modellrechnungen zeigen, ist dies eine regionale Folge des Gasaustausches mit dem polaren Ozean; Nicht, daß daraus zu schließen wäre, daß dort der Gasaustausch besonders intensiv wäre; die merkliche Beeinflussung des atmosphärischen $^{14}\text{CO}_2$ ist vielmehr auf eine andere (nämlich ozeanographische) Besonderheit der Antarktis zurückzuführen: Der ^{14}C -Pegel im Oberflächenwasser liegt dort nämlich, verglichen mit anderen Meeresgebieten, wo der ^{14}C -Gehalt im Oberflächenwasser durch die Kernwaffentests über den Standardwert angestiegen ist, außerordentlich niedrig, nämlich etwa 10 Prozent unter dem Standardpegel (KROMER et al. 1987, WEISS et al. 1979). Der Grund dafür ist, daß im südpolaren Ozean vergleichsweise altes Wasser aus dem Pazifik mit einem entsprechend niedrigen ^{14}C -Gehalt aufsteigt (circumpolar upwelling). Der Gasaustausch, der generell eine Angleichung der isotopischen Zusammensetzung des CO_2 in Luft und Wasser bewirkt, erniedrigt also den ^{14}C -Pegel der polaren Atmosphäre. Man hat demnach in dem an der Neumayerstation gemessenen atmosphärischen ^{14}C -Gehalt einen wichtigen zusätzlichen Parameter, den die globalen CO_2 -Modell richtig beschreiben müssen.

Krypton-85: Krypton-85 (^{85}Kr) wird an der Neumayerstation gemessen, weil es im ganz extremen Sinne ein geradezu *idealer* atmosphärischer Mischungstracer ist (WEISS et al. 1983). Als Edelgas ist ^{85}Kr völlig inert, es löst sich auch nur in sehr geringem Maße im Ozean, sodaß dies bei atmosphärischen Betrachtungen gar nicht berücksichtigt werden muß. Die einzige wichtige Senke für ^{85}Kr ist der radioaktive Zerfall: ^{85}Kr hat eine Halbwertszeit von 11 Jahren. Auch die Quellen dieses Gases (militärische und zivile Kernbrennstoffwiederaufbereitungsanlagen auf der Nordhalbkugel) sind nach Lokalität und Stärke hinreichend gut bekannt.

Die Freiburger ^{85}Kr -Messungen (W. WEISS u. Mitarbeiter, Inst. f. Atmosphärische Radioaktivität, Bundesamt f. Zivilschutz, Bonn) stellen derzeit den weltweit größten zugänglichen ^{85}Kr -Datensatz dar: Zunächst wurden auf einer Südatlantikfahrt des Forschungsschiffes METEOR (WEISS et al. 1983) und danach auf den Versorgungsfahrten zur Neumayerstation ^{85}Kr -Meridionalschnitte vorgenommen. Darüber hinaus liefert, neben Probereihen von anderen stationären Entnahmestellen, vor allem die seit 1983 kontinuierliche Meßserie von der Neumayerstation außerordentlich wichtiges Datenmaterial für die Eichung von atmosphärischen Zirkulationsmodellen (JACOB et al. 1987, ZIMMERMANN et al. 1988), aber auch von einfacheren meridionalen Mischungsmodellen (RATH 1988).

5 Literatur

ANDREAE, M. O., 1986: The ocean as a source of atmospheric sulfur compounds. In: P. BUAT-MENARD: The role of air-sea exchange in geochemical cycling. Reidel, Dordrecht, S. 331-362
 BIGG, E. K.; GRAS, J. L.; EVANS, C., 1984: Origin of Aitken Particles in Remote Regions of the Southern Hemisphere. J. Atmos. Chemistry 1. S. 203-214
 BODHAINE, B. A., 1985: Persönliche Mitteilung
 BOUTRON, C. F.; PATTERSON, C. C., 1987: Relative levels of natural and anthropogenic lead in recent Antarctic snow. J. Geophys. Res. 92, S. 8454-8464

CRUTZEN, P. J.; ARNOLD, F., 1986: Nitric acid cloud formation in the cold Antarctic stratosphere: a major cause for the spring time ozone hole. Nature 324, S. 651-655
 HOGAN, A.; BARNARD, S.; SAMSON, J.; WINTERS, W., 1982: The Transport of Heat, Water Vapor and Particulate Material to the South Polar Plateau. J. Geophys. Res. 87, S. 4287-4292
 ITO, T., 1985: Study of Background Aerosols in the Antarctic Troposphere. J. Atmos. Chemistry 3, S. 69-91
 JACOB, D. A.; PRATHER, M. J.; WOFSY, S. C.; McELROY, M. B., 1987: Atmospheric distribution of ^{85}Kr simulated with a General Circulation Model. J. Geophys. Res. 92, S. 6614-6626
 JAENICKE, R., 1988: Aerosol Physics and Chemistry. In: Landolt-Börnstein, Neue Serie Band 4b Meteorologie, Physikalische und Chemische Eigenschaften der Luft, G. Fischer (Hrsgb.), S. 391-457
 KROMER, B.; PFLEIDERER, C.; SCHLOSSER, P.; LEVIN, I.; MÜNNICH, K. O.; BONANI, G.; SUTER, M.; WÖFLI, W., 1987: AMS ^{14}C measurement of small volume oceanic water samples: Experimental procedure and comparison with low-level counting technique. Nucl. Instr. and Meth. B29, S. 302-305
 LEVIN, I.; KROMER, B.; SCHOCH-FISCHER, H.; BRUNS, M.; MÜNNICH, M.; BERDAU, D.; VOGEL, J. C.; MÜNNICH, K. O., 1985: 25 years of tropospheric ^{14}C observations in central Europe. Radiocarbon (publ. by Am. J. Sci.) 27, S. 1-19
 LEVIN, I.; KROMER, B.; WAGENBACH, D.; MÜNNICH, K. O., 1987: Carbon isotope measurements of atmospheric CO_2 at a coastal station in Antarctica. Tellus 39B, S. 89-95
 LEVIN, I.; KROMER, B.; BARABAS, M.; MÜNNICH, K. O., 1988: Environmental distribution and long-term dispersion of reactor $^{14}\text{CO}_2$ around two German nuclear power plants. Health Physics 54, S. 149-156
 PROSPERO, J. M.; CHARLSON, R. J.; MOHNEN, V.; JAENICKE, R.; DELANY, A. C.; MOYERS, J.; ZOLLER, W.; RAHN, K., 1983: The Atmospheric Aerosol System: An Overview. Review of Geophysics and Space Physics 21, S. 1607-1629
 RATH, K. H., 1988: Simulation der globalen ^{85}Kr und $^{14}\text{CO}_2$ Verteilung mit Hilfe eines zeitabhängigen, zweidimensionalen Modells der Atmosphäre. Dissertation Heidelberg (Inst. f. Umweltphysik)
 TANAKA, M.; NAKAZAWA, T. et al. 1987: Variations of atmospheric carbon dioxide concentrations at Syowa Station $69^{\circ}00'\text{S}$, $39^{\circ}35'\text{E}$, Antarctica. Tellus 39B, S. 72-79
 WAGENBACH, D.; GÖRLACH, U.; MOSER, K.; MÜNNICH, K. O., 1988: Coastal Antarctic aerosol: The seasonal pattern of its chemical composition and radionuclide content. Tellus, 40B, S. 426-436
 WEISS, R. F.; ÖSTLUND, H. G.; GRAIG, H., 1979: Geochemical studies of the Weddell Sea. Deep Sea Research, 26A, S. 1093-1120
 WEISS, W.; SITTKUS, A.; STOCKBURGER, H.; SARTORIUS, H.; MÜNNICH, K. O., 1983: Large-scale mixing derived from meridional profiles of Krypton 85. J. Geophys. Res. 88, S. 8574-8578
 WOLFF, E. W.; PEEL, D. A., 1985: Closer to true value for heavy metal concentrations in recent Antarctic snow by improved contamination control. Ann. Glaciol. 7, S. 61-65
 ZIMMERMANN, P. H.; FEICHTER, J.; RATH, H. K.; CRUTZEN, P. J.; WEISS, W., 1988: A global three-dimensional source-receptor model investigation using ^{85}Kr . Atmospheric Environment, 23, S. 25-35

Abschnitt 3 dieses Beitrages schrieb D. WAGENBACH, Heidelberg; Abschnitt 4 schrieben I. LEVIN, Heidelberg und W. WEISS, Freiburg

METEOPOD – ein flugzeuggestütztes Turbulenzmeßsystem

1 Einleitung

Für die Erforschung mikro- und mesoskaliger Phänomene in der Atmosphäre besteht ein großer Bedarf an Messungen insbesondere der turbulenten Fluktuationen des Windes, der Temperatur und der Feuchte. Als Meßträger reichen bodengebundene Anlagen (Masten) oder SONDENSYSTEME nicht immer aus, um die komplexen Strukturen hinreichend zu erfassen, sei es wegen der schlechten Zugänglichkeit des Geländes oder wegen der erforderlichen hohen räumlichen Dichte des Meßdatennetzes. Nicht nur für die gemittelten Größen der atmosphärischen Dynamik sind flächendeckende Informationen häufig nur durch Flugzeuge oder flugzeuggestützte Meßsysteme erhältlich. Für die Messung beispielsweise der turbulenten Flüsse von Impuls sowie fühlbarer und latenter Wärme bei konvektiven Prozessen sind die zu erfassenden Strukturen ohne Flugzeugsysteme nicht auflösbar.

Die speziellen Erfordernisse, die an ein solches System gestellt werden, haben zu der Konstruktion eines Instrumententrägers geführt, der flugzeuggestützt alle Parameter der atmosphärischen Dynamik zeitlich und räumlich hochauflösend, bis zu einer Abtastrate von 100 Hz erfassen kann. Da es sich um einen extern an Luftfahrzeugen montierbaren Behälter (engl. *pod*) handelt, entstand der Name *METEOPOD*. Abbildung 1 zeigt ihn montiert an dem Flugzeug *POLAR 4*.

2 Die Methode der bordautonomen Windmessung im System METEOPOD

Die Windmessung mit Hilfe von Flugzeugen oder Flugkörpern ist nicht direkt möglich, da sie sich selbst gegenüber der Luft und dem Boden bewegen. Nur als Vektordifferenz zwischen den Meßgrößen *Fluggeschwindigkeit* V (Geschwindigkeit gegenüber Luft) und der *Bahngeschwindigkeit* V_K (Geschwindigkeit gegenüber Grund) kann der Wind V_W indirekt bestimmt werden. Dabei kommt der präzisen Messung der Geschwindigkeiten V und V_K eine besondere Bedeutung zu, denn sie sind vergleichsweise groß gegenüber der gesuchten Windgeschwindigkeit.

Die Fluggeschwindigkeit selbst ist eine aus den Parametern Gesamttemperatur T_t , Wasserdampf-mischungsverhältnis m , statischer Druck p_s und Gesamtdruck p_t hergeleitete Größe. In den folgenden Abschnitten soll in Anlehnung an LENSCHOW (1972) die physikalische Methode der Windmessung kurz umrissen werden.

2.1 Statischer Druck, Staudruck und barometrische Höhe

Die Entnahme des statischen Druckes erfolgt an einer geeigneten Stelle am Flugkörper, an der die Druckstörung durch Umströmungseffekte minimal ist. Der Rohwert p_{si} dieser Messung ist trotz der richtigen Wahl des Einbauortes noch mit einem Restanteil dieser Druckstörung (Einbaufehler) behaftet, der in erster Näherung linear vom Rohwert des Staudruckes q_{ci} abhängig ist. Der wahre Statikdruck p_s ergibt sich daraufhin zu

$$p_s = p_{si} - k^* q_{ci},$$

wobei k^* ein nur noch von der Meßkonfiguration abhängiger Koeffizient ist. Die Größe q_{ci} ist der Differenzdruck zwischen der Statikdruckentnahmestelle und einer außerhalb der Grenzschicht liegenden Gesamtdruckmeßstelle an einem Stagnationspunkt der Strömung. Das Bernoulli-Gesetz bedingt, daß der

Einbaufehler in gleichem Ausmaß nur mit umgekehrtem Vorzeichen auch im gemessenen Staudruck enthalten ist. So wird der wahre Staudruck:

$$q_c = q_{ci} (1 + k^*).$$



Abb. 1: Die Dornier 228 POLAR 4 des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung mit METEOPOD unter dem rechten Tragflügel.

Der vom Einbaufehler befreite statische Druck geht ein in die barometrische Höhenberechnung, die mit Hilfe der ICAO-Standardformel erfolgt. Diese Formel liefert die Höhendifferenz zwischen dem Niveau des aktuellen Druckes p_s und dem des Standarddruckes p_n :

$$H_b = -T_n / \Gamma_n [(p_s / p_n)^{1/n} R_n / g_n - 1],$$

mit T_n :	Standard-Temperatur auf NN	= 288,15 K
Γ_n :	Standard-Temperaturgradient	= - 0,65 K/100 m
p_n :	Standard-Druck auf NN	= 1013,25 hPa
g_n :	Normalschwerebeschleunigung	= 9,80665 m/s ²
R_n :	Normalgaskonstante	= 287,05287 J/kg/K

Die Höhe z_b über NN ist dann nur noch abhängig von dem Druck p_0 (QFE) am Ort der Initialisierung des Meßsystems und von der Höhe H_0 dieses Ortes:

$$z_b = H_b(p_s) - H_b(p_0) + H_0.$$

2.2 Lufttemperatur

Das Temperaturmeßelement ist in einem speziellen den Luftfahrzeuganforderungen angepaßten Gehäuse untergebracht (z. B. Rosemount 102 BX mit PT-100-Sensor, Abb. 2). Zwar gibt es diese Gehäuse in den verschiedensten Bauformen, dennoch ist die physikalische Zielsetzung für den Temperaturmeßvorgang stets dieselbe:

Um auf der Oberfläche des Sensorelementes eine homogene Temperaturverteilung zu erreichen, muß die kinetische Energie der anströmenden Luft soweit reduziert werden, daß nahezu der Stauzustand erreicht ist. Nur eine Restgeschwindigkeit von

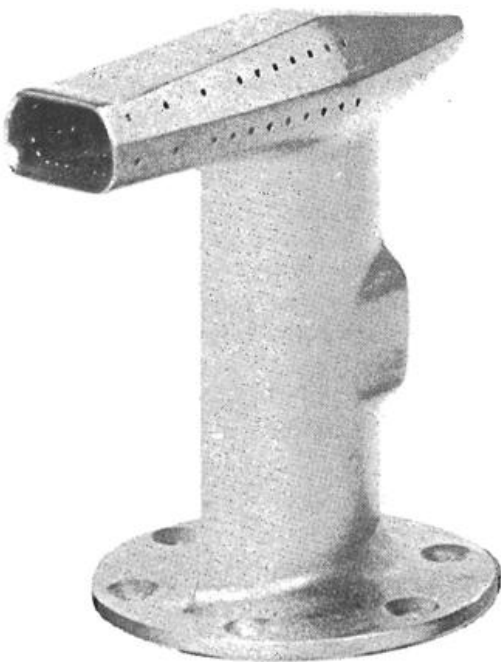
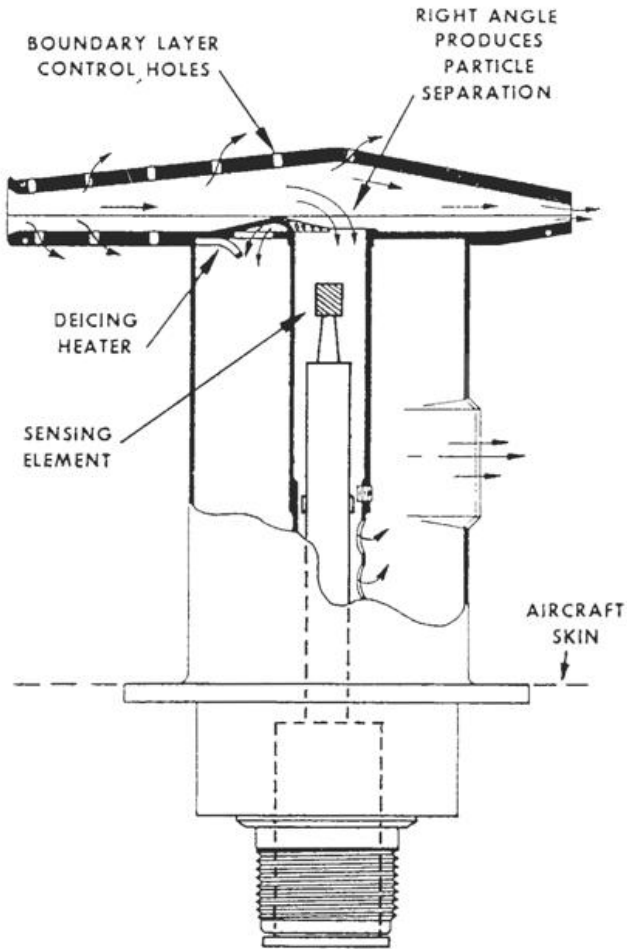


Abb. 2: Das Temperatur-beziehungsweise Feuchtemeßgehäuse.

wenigen Metern pro Sekunde muß zur ausreichenden Belüftung der Meßoberfläche gewährleistet sein.

Die am METEOPD verwendeten Gehäusetypen erfüllen neben der Erzeugung eines partiellen Stauprozesses noch eine weitere Aufgabe: Durch die Krümmung der Strömung vor dem Eintritt in den zentralen Meßkanal werden größere Partikel zum Schutz des Sensorelementes ausgesondert. Einzelheiten über die Gehäusetechnik werden zum Beispiel bei STICKNEY et al. (1981) ausführlich behandelt.

Die im Sensorgehäuse gemessene Temperatur ist, bedingt durch den in ihm auftretenden Stau, etwas höher als die der ungestörten Umgebungsluft T_c (statische Temperatur). Der beobachtete Wert T_i liegt geringfügig unter der Gesamttemperatur T_1 , die sich dann einstellt wenn die gesamte kinetische Energie der Luft sich in Wärme umwandelt (Recovery-Prozess).

Mit Hilfe eines vom Hersteller des Sensorgehäuses mitgegebenen Recovery-Beiwertes wird ein Umrechnungsfaktor c_R eingeführt, der im Unterschallbereich eine schwache Abhängigkeit von der Machzahl hat. Innerhalb des für den METEOPD vorgesehenen Operationsbereichs ist die machzahlbedingte Variation des Faktors aber hinreichend klein, daß er für die Berechnung der Gesamttemperatur als konstant angesehen werden kann:

$$T_1 = c_R T_{ii} ,$$

mit z. B. $c_R = 1,0003$
(Rosemount 102 BX, $M_c \approx 0,25$).

Das Symbol T steht hier immer für die Kelvin-Temperatur. Auf Grund der Kenntnis sowohl des statischen Druckes p_s als auch des Gesamtdruckes $p_1 = p_s + q_c$ kann die statische Temperatur T_c über die Adiabatengleichung

$$T_c = T_1 (p_s / p_1)^{R_L / c_{pL}}$$

berechnet werden. Die Größen R_L und c_{pL} sind die individuelle Gaskonstante beziehungsweise die spezifische Wärme bei konstantem Druck für trockene Luft.

2.3 Feuchte

Die standardmäßige Feuchtemessung bewerkstelligt ein mit einem Temperaturfühler ausgestattetes Sensorelement, das eine bestimmte physikalische Eigenschaft mit der umgebenden relativen Feuchte ändert. Das Meßgehäuse hat ähnliche technische Eigenschaften wie im Fall des Thermometers. Die angezeigte relative Feuchte f_{ii} und die Sensortemperatur T_{Fi} sind ebenfalls das Resultat eines nicht ganz vollständigen Recovery-Prozesses. Der Recovery-Beiwert ist hier zwar unbekannt, aber es darf davon ausgegangen werden, daß die den Sensor erreichende Strömung grenzschichtfrei ist. Der Übergang von T_c auf T_{Fi} ist also adiabatisch:

$$T_c / T_{Fi} = (p_s / p_F)^{R_L / c_{pL}} .$$

Der Druck p_F im Feuchtegehäuse ist durch diese Gleichung bestimmt. Zur Berechnung des gesuchten Wasserdampfdruckes e_c in der ungestörten Luft läßt sich ausnutzen, daß das Mischungsverhältnis bei einem adiabatischen Prozess eine Erhaltungsgröße ist:

$$e_F / p_F = e_c / p_s .$$

Der Dampfdruck e_F im Gehäuse ergibt sich aus der gemessenen relativen Feuchte f_{ii} über den nur von der Temperatur abhängigen Sättigungsdampfdruck $E(T_{Fi})$:

$$e_F = f_{ii} E(T_{Fi}) .$$

Der statische Dampfdruck e_c resultiert aus der Zusammenfassung der letzten drei Gleichungen:

$$e_c = f_{ii} E(T_{Fi}) (T_c / T_{Fi})^{c_{pL} / R_L}$$

Der Sättigungsdampfdruck $E(T_{Fi})$ wird zum Beispiel für Temperaturen über 0°C nach der folgenden Zahlenwertgleichung

berechnet:

$$E(T) = 6,13 \cdot \exp [17,6 (T - 273,15) / (T - 30,65)] ,$$

mit T in Kelvin ,
 E in hPa .

Alle weiteren Feuchte Maße lassen sich beliebig je nach den Erfordernissen der Anwendung erzeugen, wie zum Beispiel das Wasserdampf-mischungsverhältnis:

$$m = R_L / R_W \cdot e_c / (p_s - e_c) ,$$

mit R_W = individuelle Gaskonstante für Wasserdampf.

2.4 Fluggeschwindigkeit

Der Betrag V der Fluggeschwindigkeit ergibt sich aus einer Energiebilanz:

Die Summe aus kinetischer und innerer Energie des Luftpartikels vor dem Stauprozess (Recovery) ist gleich seiner inneren Energie im Staupunkt, wobei der Energieaustausch durch Wärmeleitung ausgeschlossen wird.

Die nach V aufgelöste Gleichung lautet:

$$V = [2 c_p' T_1 [1 - (p_s / p_1) R' / c_p']]^{1/2} .$$

Die Symbole c_p' und R' bezeichnen die mit Virtualzuschlägen versehenen thermodynamischen Konstanten (die spezifische Wärme bei konstantem Druck beziehungsweise die individuelle Gaskonstante):

$$c_p' =: c_{pL} + m c_{pW} ,$$

$$R' =: R_L + m R_W ,$$

Der Index W steht für Wasserdampf.

Der Betrag des Fluggeschwindigkeitsvektors ist nun bekannt. Seine Lage bezüglich des Flugkörpers wird über spezielle Sensoren erfaßt, die die Anströmrichtung messen.

2.5 Wind

Der Windvektor V_W ist der Differenzvektor zwischen der Geschwindigkeit V_K des Flugkörpers gegenüber dem Inertialsystem (Bahngeschwindigkeit) und dem Fluggeschwindigkeitsvektor V (Abb. 3). Der an dieser Stelle noch unbekanntes Bahngeschwindigkeitsvektor wird im Navigationsmodul errechnet. Der Begriff *Modul* umfaßt hier die Gesamtheit aller Apparaturen und Echtzeitprozeßrechner, die die folgenden flugmechanischen Parameter ausgeben:

- translatorische Beschleunigung (insbesondere der Vertikalanteil im Inertialsystem),
- dreidimensionaler Bahngeschwindigkeitsvektor (= V_K),
- Drehvektor Ω (Rollen, Nicken, Gieren),
- Lagewinkel des Flugkörpers gegenüber dem Inertialsystem. (Φ = Hängewinkel, Θ = Nickwinkel, Ψ = Gierwinkel)

Der Vektor der Bahngeschwindigkeit hat in erdfesten Koordinaten vorzuziehen (Koordinatensysteme siehe LN 9300). Das gleiche gilt für den Fluggeschwindigkeitsvektor. Mit Hilfe der Lagewinkel läßt er sich vom flugzeugeigenen System in das Inertialsystem transformieren:

$$V|_g = V \begin{bmatrix} \cos \alpha \cos \beta \cos \Theta \cos \Psi \\ + \sin \beta (\sin \Phi \sin \Theta \cos \Psi - \cos \Phi \sin \Psi) \\ + \sin \alpha \cos \beta (\cos \Phi \sin \Theta \cos \Psi + \sin \Phi \sin \Psi) \\ \cos \alpha \cos \beta \cos \Theta \sin \Psi \\ + \sin \beta (\sin \Phi \sin \Theta \sin \Psi + \cos \Phi \cos \Psi) \\ + \sin \alpha \cos \beta (\cos \Phi \sin \Theta \sin \Psi - \sin \Phi \cos \Psi) \\ - \cos \alpha \cos \beta \sin \Theta \\ + \sin \beta \sin \Phi \cos \Theta \\ + \sin \alpha \cos \beta \cos \Phi \cos \Theta \end{bmatrix}$$

Erst nach dieser Transformation kann der Windvektor in dem für den Anwender geeigneten erdfesten Koordinatensystem (" $|_g$ ") gebildet werden:

$$V_W|_g = V_K|_g - V|_g .$$

3 Erfordernisse an ein flugzeuggestütztes Turbulenzmeßsystem

Ein Meßinstrumentarium für Turbulenz muß in der Lage sein, die bei diesem Phänomen dominierenden räumlichen Strömungsstrukturen (Windvektorschwankungen) aufzulösen. In der Atmosphäre werden zwei verschiedene Ursachen für turbulente Austauschvorgänge unterschieden:

- die konvektiven Vorgänge mit typischen Raumskalen von 100 m bis 10 km oder mehr,
- die Grenzschichtturbulenz in freien Scherströmungen oder Bodenreibungsschichten, wo die Mischungsweglänge vom Wandabstand abhängt.

Das kleinste zu erwartende Raummaß der dominierenden Strukturen ist im Bereich der Bodengrenzschicht (Prandtl-Schicht) zu finden. Die typischen Fluktuationsstrukturen in den von Flugzeugen erreichbaren minimalen Operationshöhen sind im

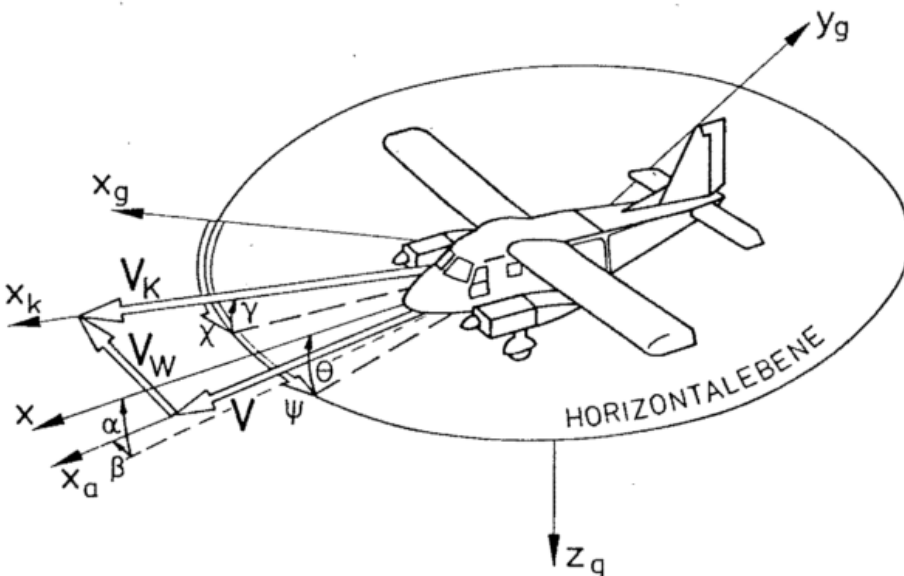


Abb. 3: Bestimmung des Windvektors V_W .
 Indizes:
 g = erdfestes Koordinatensystem
 K oder k = Bahnachsensystem (parall. z. Bahnvektor)
 a = aerodyn. System (parall. z. Fluggeschwindigkeitsvektor)
 W = Wind . . .

Bereich von 5 bis 10 m (Wellenlänge) zu finden. Bei einer Fluggeschwindigkeit von maximal 100 m/s liegt die resultierende Frequenz in der vom Flugkörper beobachteten Zeitreihe bei höchstens 20 Hz. Mindestens diese Frequenz sollte also bei einem Meßvorgang aufgelöst werden. Nach dem Abtasttheorem hat dann die erforderliche Abtastrate größer zu sein als 40 Hz. Die für den METEOPOD gewählte Rate ist 100 Hz. Entsprechend ist natürlich auch die Tiefpaßfilterung zur Verhinderung der Frequenzmißdeutung (Aliasing) ausgelegt. So ist auf der Seite der Datenverarbeitung gewährleistet, daß für die Aufgabenstellungen in der Mesoskala alle wesentlichen spektralen Anteile der turbulenten Fluktuationsgrößen sicher erfaßt werden.

Auch auf der Seite der Sensor-Hardware müssen die Voraussetzungen für diese hohe zeitliche Auflösung gegeben sein. Die 3-dB-Grenze sollte die Größenordnung von 20 Hz nicht wesentlich unterschreiten. Die sich aus der Abtastrate und der Fluggeschwindigkeit ergebende Meßschrittweite auf dem zurückgelegten Flugfad beträgt ca. 1 m. Der räumliche Abstand der Sensoreinheiten auf dem Instrumententräger sollte nicht größer als diese Weite sein.

Im Hinblick auf Meßvorhaben in der planetaren Grenzschicht sollte zudem die Möglichkeit einer direkten Bestimmung der Höhe über Grund bestehen.

4 Die Systemlösung METEOPOD

In herkömmlichen Flugzeugsystemen sind alle Sensoren auf der Außenhaut des Flugzeuges befestigt. Unter Umständen sind die Meßaufnehmer sogar über die gesamte Zelle verteilt. Die Auf- und Abrüstung der Meßeinrichtung benötigt daher viel Zeit. Dies spielt vor allem bei Flugzeugen, die auch anderweitig, z. B. für Transportaufgaben, verwendet werden, eine große Rolle. Die Strömungsmeßeinrichtungen sollen sich nach Möglichkeit in einem vom Flugzeug wenig gestörten Bereich befinden.

Es lag nahe, einen Behälter zu konstruieren, auf dem alle Sensoren auf engstem Raum montierbar sind, und der zudem leicht in Flugzeuge ein- und ausbaubar ist. Durch die prinzipiell steife Bauweise dieses Behälters treten keine Eigenschwingungen auf, die sich in den Meßergebnissen widerspiegeln können. Hier ist ein großer Vorteil gegenüber herkömmlichen Nasenmastkonstruktionen zu sehen, deren Eigenschwingungsfrequenzen in der Größenordnung von 10 Hz liegen.

4.1 Der Aufbau des Instrumentenbehälters

Alle Sensoren befinden sich in einem vier Meter langen GFK-Behälter, der mit Hilfe eines Pylons unter einer Tragfläche montierbar ist. In Abbildung 4 ist die Bestückung des Pods verdeutlicht. Der Nasenbereich wurde für die Aufnahme der Fluggeschwindigkeits- und Luftdatensensoren ausgelegt. Hierzu zählen Fünf-Loch-Sonde mit Druckumformern (für Staudruck, Statikdruck und Anströmwinkel), Temperatur- und Feuchtefühler. Die Abstände der Meßorte untereinander betragen maxi-

mal 60 cm, so daß die Abtastweite (s. Abschn. 3) nicht überschreiten. Die Nase und der Heckkonus sind mit dem Mittelteil durch Verschraubungen verbunden, so daß das Innere für Wartungs- und Reparaturarbeiten leicht zugänglich ist. Die eingebauten Geräte sind auf drei Einschüben montiert, die auf Führungsschienen arretiert sind. Somit besteht auf alle Geräte eine schnelle Zugriffsmöglichkeit. Der Abstand zwischen dem Trägheitsnavigationssystem (INS) und der 5-Loch-Sonde ist klein (ca. 1,2 m) und starr. Somit ist sichergestellt, daß die Bewegungen der Spitze exakt erfaßt werden. Verwindungen und Durchbiegungen sind vernachlässigbar klein.

Derzeit bestehen luftfahrtrechtliche Zulassungen für die Dornier-Flugzeugtypen DO 128 und DO 228. Der METEOPOD wurde an beiden Flugzeugen operiert und getestet. Dabei stellte das Forschungsflugzeug der TU Braunschweig (DO 128) mit seinem seit Jahren erprobten Meßsystem eine hervorragende Referenzmeßeinrichtung dar.

4.2 Die Datenverarbeitung

Ein speziell für den METEOPOD-Einsatz konzipierter Vorrechner hat die folgenden Funktionen, die im 100-Hz-Takt ausgeführt werden:

- Pegelanpassung und Anti-Aliasing-Filterung der Analogsignale,
- Digitalisierung der Analogsignale,
- Erzeugung eines PCM-Datenrahmens unter Einbeziehung der Digitalwerte der Navigationsplattform,
- Übertragung des PCM-Signals an den Bordrechner.

Zur Minimierung der Leitungslängen für die Analogsignale ist der Vorrechner räumlich in den METEOPOD integriert. Die Störpegel werden dadurch auf niedrigstem Niveau gehalten.

Die rauen Einsatzbedingungen im Flugzeug, auch im Hinblick auf die Anwendung in der Antarktis, prägen das besondere Anforderungsbild an die Rechner. Jedes Detail ist auf diese Beanspruchungen zugeschnitten.

Basierend auf einer PDP11/73 CPU verfügt der Bordrechner über alle notwendigen Schnittstellen zu den Peripheriegeräten sowie einen Vektorrechner zur schnellen Datenaufbereitung. Zwei voneinander unabhängige Festplattenlaufwerke mit jeweils 20 Megabyte Speicherkapazität enthalten identische Programmversionen für die Operation des Bordmeßsystems. Als Speichermedium für die nutzerverfügbaren Daten dient ein integriertes Bandlaufwerk mit 60 Megabyte Kapazität.

Das in der Programmiersprache Modula 2 geschriebene Softwarepaket MODAMS (Modular On-Line Data Acquisition and Monitoring System) ist ein Multi-Processing-System zur tabellengesteuerten Bearbeitung der Meßdaten (REDEKER 1987). In Echtzeit (100-Hz-Takt) wird eine Vielzahl von Operationen durchgeführt:

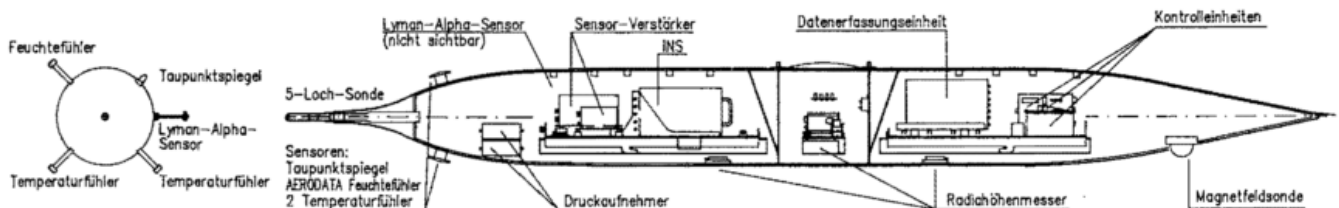


Abb. 4: Frontansicht und Schnittbild vom METEOPOD.

- Skalierung: Umrechnung aller Rohwerte in physikalische Einheiten über die Sensorkennlinien,
- Sekundärdatenrechnung: Berechnung von flugmechanischen und physikalischen Daten (Wind, Turbulenz, sonstige Nutzerdaten)
- Monitoring: Sichtbarmachung aller vom Nutzer gewünschten Werte, sowohl alphanumerisch als auch graphisch auf Bildschirm und Drucker,
- Speicherung: Ablage einer nutzerspezifischen Auswahl von Daten in physikalischen Einheiten auf Bandkassetten.

Dem wissenschaftlichen Nutzer steht somit eine Datenübersicht zur Verfügung, die es ihm ermöglicht, das Flugeschehen vor Ort den aktuellen Bedingungen anzupassen.

4.3 Das Leistungsvermögen der Sensorik und der Echtzeitdatenrechnung

4.3.1 Statischer Druck und dynamische Drücke

Statischer Druck, Staudruck und die Differenzdrücke für die Bestimmung des Fluggeschwindigkeitsvektors werden an einer Fünf-Loch-Sonde abgenommen, einem Pitotrohr, das an seiner Spitze vier weitere Sondierungsöffnungen für die Bestimmung der Anströmrichtung hat (Anstellwinkel, Schiebewinkel). Die Druckleitungen zu den Umformereinheiten sind weniger als einen Meter lang, so daß die Frequenzen des *Orgelpfeifen-effektes* oberhalb der Abtastrate liegen. In den Umformern werden die Drucksignale auf kapazitiver Basis in elektrische Analogsignale gewandelt. Die vom Hersteller garantierte Antwortzeit von nur 10 ms ist für die geforderte Grenzfrequenz von 20 Hz akzeptabel.

Der am METEOPD auftretende Einbaufehlerkoeffizient k^* beträgt 0,11 für den Betrieb am Tragflügel der Dornier 228. Der gemessene Statikdruck ist gegenüber dem wahren Umgebungsdruck um einen Wert erhöht, der 11% des Staudruckes beträgt.

4.3.2 Temperatur

Die Temperatur wird derzeit mit zwei voneinander unabhängigen Fühlern gemessen. Sie arbeiten alle mit Hilfe von PT-100-Temperatur Sensoren, die auf Trägern in luftdurchströmten Gehäusen montiert sind (Funktionsprinzip der Gehäuse; s. Abschn. 2.2).

Der erste der beiden Fühler wird für die Erfassung der turbulenten Fluktuationen der Temperatur gebraucht. Es handelt sich um ein offen gewickeltes PT-100-Element (open wire element) in einem besonders dünnwandigen Gehäuse, das nicht gegen Vereisung beheizt werden kann. Die Zeitkonstante dieser Anordnung beträgt unter den üblichen Flugbedingungen zwischen 0,2 und 0,5 s. Dieser Wert ist größer als die geforderte Antwortzeit von 10 ms, andererseits hat dieser Sensor unter den derzeit luftfahrtzugelassenen Bautypen die geringste Trägheit.

Wegen der hohen mechanischen Empfindlichkeit der Open-Wire-Technik ist eine zweite Temperaturmessung eingerichtet, die mit einem vergossenen PT-100-Element ausgestattet ist. Das Funktionsprinzip ist identisch, jedoch ist die höhere Betriebssicherheit mit einer größeren Zeitkonstante von 1 bis 2 s erkauft worden.

4.3.3 Feuchte

Für die Feuchtemessung wurden drei, nach unterschiedlichen Verfahren arbeitende, Sensoren im METEOPD integriert:

1) Der Lyman-Alpha Feuchtesensor (BUCK 1985) nutzt die Alpha-Linie der Lyman-Spektralserie des Wasserstoffes aus. Die Luft wird mit Hilfe der durch die Sensoranströmung erzeugten Druckdifferenz durch den Meßkanal geleitet (cross flow). Die

notwendige UV-Strahlung wird durch eine spezielle Wasserstoff-Gasentladungsröhre erzeugt. Der in der Meßstrecke absorbierte Strahlungsanteil ist das Maß für die Wasserdampfdichte.

Dieser Feuchtesensor besitzt aufgrund des trägheitslosen Meßverfahrens die sehr hohe zeitliche Auflösung von 2 ms. Nachteilig sind jedoch die hohen Nullpunktveränderungen im Langzeitbereich.

2) Als weiterer Feuchtesensor wird ein Taupunktspiegel betrieben. Durch eine sogenannte Reverse-Flow-Probe, die der Separation von Flüssig- und Festteilchen dient, wird Luft in eine Kammer zum Taupunktspiegel geleitet. Die goldbeschichtete Spiegelfläche wird über ein zweistufiges Peltierelement gekühlt. Die optoelektronische Messung des Wasser- oder Eisbeschlages erkennt den Taupunkt und dient zur Regelung des Kühl- und Heizzyklus. Zusammen mit dem zusätzlich gemessenen Kammerdruck und den Zustandsvariablen der ungestörten Außenluft wird der statische Taupunktswert errechnet.

Ein großer Vorteil des Taupunktspiegels besteht darin, daß eine Eichung mittels eines Referenzgerätes entfällt. Lediglich eine regelmäßige Reinigung des Spiegels ist notwendig. Der Taupunktmeßbereich liegt zwischen -75°C und $+50^{\circ}\text{C}$ bei einer Auflösung von $0,03^{\circ}\text{C}$. Die aktuelle Zeitkonstante ist eine Funktion der Kühlrate des Spiegels. Sie ist für hohe Taupunkte am kleinsten und wächst mit abnehmenden Taupunkten. Die Kühlrate liegt bei ca. ein bis zwei Grad pro Sekunde. Speziell bei dem Übergang von feuchter zu trockener Luft kann die Einstellzeit auf den neuen Taupunkt mehr als eine Minute betragen. Eine Messung schnell ändernder Feuchte ist mit diesem Sensor demnach nicht möglich, dafür ist der Mittelwert aber äußerst langzeitstabil.

3) Als dritter Sensor wird ein AERODATA-Feuchtefühler verwendet. Er verbindet eine gute Langzeitstabilität mit einer für die Berechnung der Fluggeschwindigkeit ausreichenden Antwortzeit von 1 bis 2 Sekunden. Es ist ein einfacher in die Außenhaut zu montierender Sensor (s. Abschn. 2.3). Kernstück ist ein Kondensator, dessen Dielektrikum von der relativen Feuchte abhängt. Ein PT-100-Element ist mit dem Fühler wärmeleitend verbunden, damit die adiabatische Umrechnung auf die statischen Luftverhältnisse erfolgen kann.

Die relative Feuchte kann mit einer Auflösung von 0,025% zwischen 0 und 100% bestimmt werden. Die absolute Genauigkeit des Sensors liegt auf Grund von Nichtlinearitäten und Hystereseeffekten bei nur $\pm 5\%$ relative Feuchte.

Durch geeignete echtzeitfähige numerische Kopplungsalgorithmen (komplementäre Filter) lassen sich die jeweils vorteilhaften Spektralbereiche der verschiedenen Feuchtesignale vereinigen. So wird der Feuchtwert aus dem Lyman-Alpha im Langzeitbereich mit dem des Taupunktspiegels oder dem des kapazitiven Sensors gestützt.

4.3.4 Navigation

Für die Erzeugung der Navigationsdaten und aller weiteren für die Windmessung interessanten Größen (s. Abschn. 2.5) wird ein Trägheitsnavigationssystem (Typ Honeywell Lasernav 2) verwendet. Es besitzt Laserkreisel, mit deren Hilfe die Lage des Flugzeuges im Raum bestimmt werden kann. Gemessen werden außerdem die Beschleunigungen im flugzeugfesten Koordinatensystem. Mit Kenntnis dieser Daten kann durch eine einfache Integration die Flugzeuggeschwindigkeit gegenüber dem erdfesten System bestimmt werden. Durch eine doppelte Integration und eine Koordinatentransformation wird die jeweilige Position errechnet.

Die Beschleunigungswerte und Winkelgeschwindigkeiten werden mit einer Rate von 50 Hz ausgegeben, während die Werte der Horizontalgeschwindigkeit mit 10 Hz zur Verfügung stehen.

Diese Rate ist für die Bestimmung der Flugzeugbewegungen hinreichend, da im normalen Flugbetrieb keine höherfrequente Eigendynamik auftritt.

Die inertielle Vertikalgeschwindigkeit des Flugzeugs kann nicht nur durch einfache Integration der Beschleunigung bestimmt werden. Die Nullpunktabweichungen der Sensoren würde eine viel zu hohe Drift im Geschwindigkeitswert erzeugen. Erst die numerische Kopplung über ein sogenanntes Schätzfilter mit der barometrischen Höhenmessung erlaubt die Eliminierung des schlechten Langzeitverhaltens des integrierten Beschleunigungssignals (v. REDEKER u. VÖRSMANN 1985).

Das Fehlerverhalten der Trägheitsplattform setzt sich aus zwei Mechanismen zusammen:

- Eine zeitlich lineare Drift, die in der Positionsrechnung zu einer Ablage von durchschnittlich 1-2 km/h führt;
- Eine der Drift überlagerte Schwingung (Schulerschwingung) mit einer Periode von 84 Minuten und einer Amplitude von wenigen hundert Metern.

Derzeitig ist das System METEOPOD allein auf die Navigation nach dem Trägheitsprinzip angewiesen, da die vorgesehene Stützung durch das *Global Positioning System* (GPS) mangels Satelliten nur unzureichend operationsfähig ist. Die Ausgaberate von ca. 1 Hz, mit der die derzeitigen GPS-Systeme ihre hochgenauen Positionen ausgeben, wäre unter Anwendung der Kalman-Filtertechnik für die Eliminierung der Langzeitdriften des Trägheitssystems mehr als ausreichend.

4.3.5 Wind und stochastische Größen

Die Windvektorberechnung wird nach dem in Abschnitt 2.5 genannten Verfahren durchgeführt. Da die Eingangsgrößen in der notwendigen zeitlichen Auflösung vorliegen, ist der resultierende Windvektor auch in seinen turbulenten Schwankungen bekannt. Dieses gilt nicht nur für die horizontalen Komponenten. Wegen der numerischen Kopplung zwischen der Vertikalbeschleunigung und der barometrischen Höhe ist die vertikale Eigengeschwindigkeit des Flugzeugs ebenfalls in hoher Zeitauflösung bekannt. Infolgedessen ist auch die Vertikalkomponente des Windes bis in die turbulente Skala hinein bekannt.

Das Echtzeitprogrammsystem MODAMS erlaubt es zudem on-line diverse je nach Nutzerbedürfnissen geforderte Turbulenzstatistiken zu berechnen. So können neben Mittelwerten auch die Varianzen (Turbulenzintensitäten), Kovarianzen (turbulente Flüsse) und in Zukunft auch spektrale Verteilungen bestimmt werden.

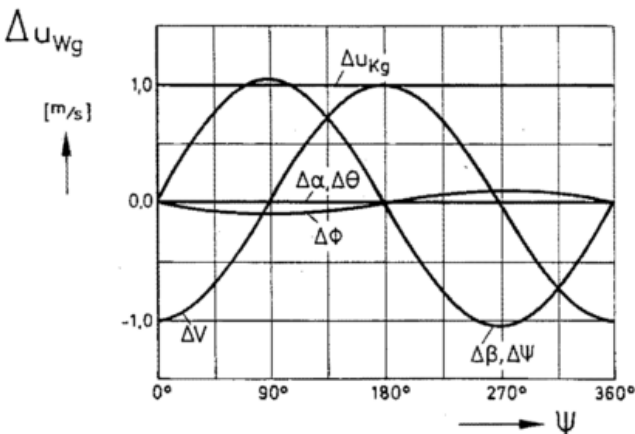


Abb. 5: Fehler der meridionalen Windkomponente in Abhängigkeit vom Steuerkurs bei Horizontalflug. Die Eingangsfehlermaße sind 1 m/s bzw. 1°.

4.4 Das Fehlerverhalten

Die Formeln für die Windberechnung enthalten eine Vielzahl von Primärparametern, die jeder für sich fehlerbehaftet sein können. Die Ursachen sind im Fehlerverhalten der Sensoren zu suchen. Deren Qualitätsmerkmale hinsichtlich Auflösung, Nichtlinearitäten und Trägheitsverhalten sind entscheidend für die Güte der Vektoren der Flugeschwindigkeit und der Bahngeschwindigkeit.

Der Effekt der Sensorfehler kann durch verschiedene Kalibrationsflugzeugprozeduren minimiert werden, die für die jeweilige Systemkonfiguration einmal durchlaufen werden. VÖRSMANN (1984) stellt ein lineares Fehlermodell vor, das es erlaubt, den Fehler des Windvektors in Abhängigkeit von den Fehlern der Eingangsgrößen zu bestimmen. Vier generelle Aussagen sind aus dem Modell ableitbar:

- Die Fehler der Windkomponenten, die von Fehlmessungen der Winkelparameter herrühren, sind direkt proportional der Flugeschwindigkeit. Das heißt: Mit zunehmender Flugeschwindigkeit vergrößert sich die Fehlmessung der Windkomponenten und damit die Messung des Windes in Betrag und Richtung.
- Die durch Fehler im Horizontalanteil des Flugeschwindigkeitsvektors verursachten Abweichungen in den horizontalen Windkomponenten sind proportional zum Sinus bzw. Cosinus des Steuerkurses Ψ . Dieses gilt natürlich nicht für den Vertikalwind;
- Die im vorangegangenen Punkt genannten Fehler der u- und v-Komponente des Windes sind amplitudengleich um 90° phasenverschoben;
- Die absoluten Windfehler sind keine Funktion des Windes selbst.

Die folgenden Beispiele zeigen diese Zusammenhänge für den Horizontalflug, dem für die Zwecke der Windmessung normalen Flugzustand. In Abbildung 5 ist für verschiedene Eingangsfehler der Fehler der Meridional Komponente des Windes in Abhängigkeit vom Steuerkurs aufgetragen. Winkelfehler sind mit 1° und Geschwindigkeitsfehler mit 1 m/s angesetzt. Es zeigt sich unter anderem der oben genannte sinus- beziehungsweise cosinusförmige Verlauf für Fehler im Horizontalanteil des Flugeschwindigkeitsvektors. Für das gleiche Fehlermaß der Eingangsgrößen zeigt Abbildung 6 den Fehler der Vertikalkomponente des Windes als Funktion der Flugeschwindigkeit. Nur die Fehler der flugzeugeigenen Vertikalgeschwindigkeit sowie

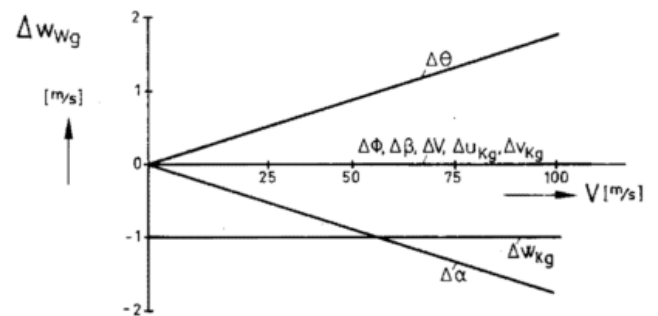


Abb. 6: Fehler des Vertikalwindes in Abhängigkeit vom Betrag der Flugeschwindigkeit. Die Eingangsfehlermaße sind 1 m/s bzw. 1°.

des Nick- und Anstellwinkels wirken sich signifikant auf den Fehler im Vertikalwind aus.

Tab. 1: Absolute Fehler des METEOPOD bei den meteorologischen Standardgrößen

	absoluter Fehlerbetrag
Lufttemperatur	0,2 K
Luftdruck	0,5 hPa
relative Feuchte	4%
Horizontalwindvektor	0,7 m/s
Vertikalwind	0,3 m/s

Unter Berücksichtigung aller denkbaren Sensorfehler des jeweils verwendeten Meßsystems (hier METEOPOD) läßt sich mit Hilfe des Gaußschen Fehlerfortpflanzungsgesetzes der Fehler (1σ -Wert) des resultierenden Windvektors berechnen. Tabelle 1 zeigt eine kurze Auflistung der absoluten Fehler der wichtigsten Meßgrößen. Die absoluten Genauigkeiten von bodengebundenen Windmeßgebern werden nicht ganz erreicht. Hierfür sind im wesentlichen die Fehler in der Bahngeschwindigkeit (Drift + Schulerschwingung) verantwortlich. Andererseits werden die turbulenten Fluktuationen des Windvektors mit Hilfe der hinreichend trägheitsarmen Meßmöglichkeiten für die Fluggeschwindigkeit vergleichsweise gut erfaßt. Unter Einsatz des Satelliten-Navigationssystems GPS ist eine Genauigkeit der Mittelwerte im Bereich von 0,1 m/s erreichbar.

5 Erste Erprobungen des METEOPOD

Abbildung 7 zeigt Vertikalprofile des Windes, der Temperatur und der relativen Feuchte, wie sie während eines 10-Minuten-Aufstieges bei einem Testflug gewonnen wurden. Deutlich erkennbar ist die Obergrenze der Mischungsschicht in 1400 m Höhe. Die turbulenten Schwankungen in den Winddaten zeigen hier einen signifikanten Sprung. Natürlich gehen der Temperatur- und der Feuchteverlauf mit diesem Erscheinungsbild konform.

Die Experimente KONVEGS (tageszeitliche Entwicklung der konvektiven Grenzschicht über hügeligem Gelände, Institut für Meteorologie und Klimatologie des Kernforschungszentrums Karlsruhe) und HELRON (Erfassung rollenförmiger Zirkulationen in und über der nächtlichen Grenzschicht, Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover), beide im Sommer 1988, waren die ersten wissenschaftlichen Einsätze des METEOPOD-Systems. In Abbildung 8 ist ein Ausschnitt der KONVEGS-Messungen enthalten. Sie vermittelt einen ersten Eindruck über das Turbulenzverhalten über dem Hügelgelände am Nord-Ost-Rand des Schwarzwaldes.

6 Schlußbemerkung

Mit Hilfe des METEOPOD wird die bordautonome Aerologie in einer technisch vergleichsweise einfach handhabbaren Form möglich. Die Instrumentierung des METEOPOD erlaubt die

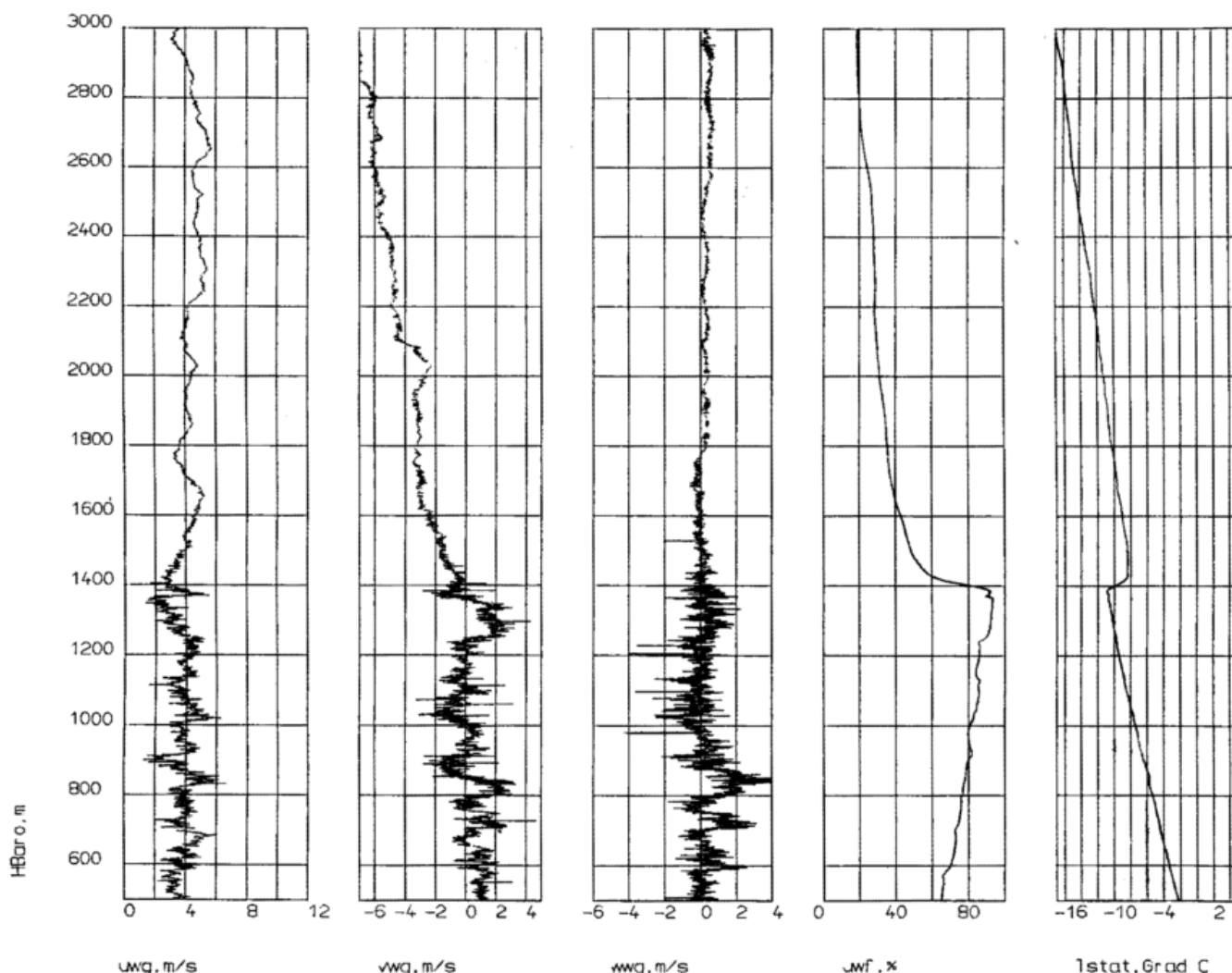


Abb. 7: Vertikalprofile von Wind, Temperatur und relativer Feuchte, gemessen mit dem METEOPOD.

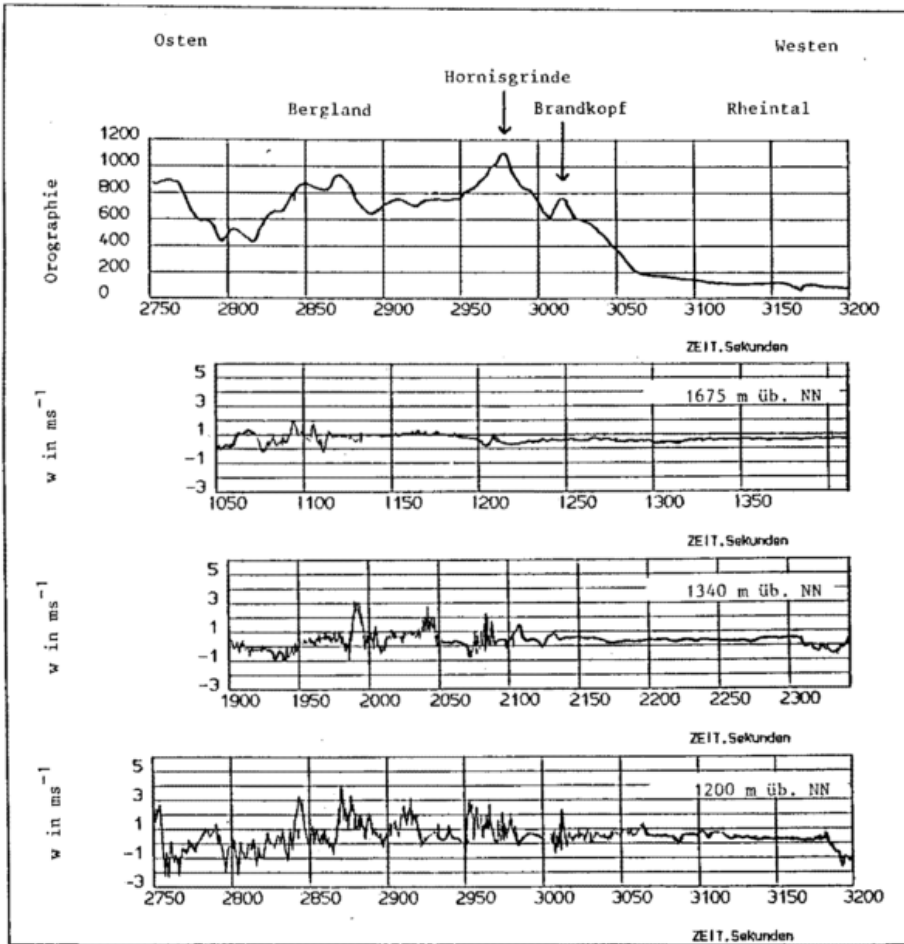


Abb. 8: Horizontalprofile der Vertikalwindkomponente in drei Höhen über dem gleichen Bodenprofil. Vormittagsmessung mit METEOPOD während des KONVEGS-Experimentes.

Messung der oben erwähnten atmosphärischen Größen auf engstem Raum.

Die Vorteile dieser Konstruktion gegenüber den hergebrachten Systemlösungen sind:

- Wartungsfreundlichkeit der Sensorik, da der gesamte Behälter in einem Labor bearbeitet werden kann;
- kürzerer Abstand zwischen Trägheitsnavigation und Strömungssensorik so daß verschiedene geometrische Fehlerquellen ausgeschlossen sind;
- kürzerer Abstand zwischen Temperatur- beziehungsweise Feuchtemessung und Strömungssensorik, daher turbulente Flüsse fühlbarer und latenter Wärme meßbar;
- kürzere Schlauchleitungen in der Druckmessung, so daß Eigenfrequenzprobleme vermieden werden;
- kürzere Meßleitungen zwischen Sensor und Verstärker, daher geringere Störpegel;
- starre Verbindung von Lagereferenzplattform und Strömungssensor;
- Austauschbarkeit des Trägersystems, denn der METEOPOD kann prinzipiell an jedem Luftfahrzeug betrieben werden, an dem Außenlasten von wenigstens 100 kg zugelassen sind.

Als nächster Schritt ist eine Version in Vorbereitung, die als Last unter einem beliebigen Hubschrauber operiert werden kann. Die Einrüstzeiten entfallen praktisch, da er nur an den Lasthaken des Hubschraubers gehängt werden muß. Der Hubschrauber kann in Gebieten operieren, die mit dem Flugzeug nicht zu erreichen sind (Bergtäler). Er kann auch noch im

bodennahen Bereich operieren. Die Fluggeschwindigkeit kann erheblich reduziert werden. Damit werden dann auch die Abtastungen bei gleicher Frequenz in kürzeren Abständen erfolgen.

7 Literatur

- LENSCHOW, D. H.: The Measurement of Air Velocity and Temperature Using the NCAR Buffalo Aircraft Measuring System. NCAR TN/EDD-74, 1972.
- REDEKER, A.: An Airborne Realtime Acquisition System for Meteorological, Airchemical and Aircraft Data. In: Proc. Int. Symposium "Aircraft Measurements in Relation to Air Pollution", S. 134-140, Garmisch-Partenkirchen, 1987.
- REDEKER, A. und VÖRSMANN, P.: Precise Vertical Speed Reconstruction Based on Vertical Acceleration and Barometric Altitude. Z. Flugwiss. Weltraumforschung 9, Heft 4, 1985.
- STICKNEY, T. M. et al.; Rosemount Total Temperature Sensors, Technical Report 5755, Revision A, 1981.
- VÖRSMANN, P.: An On-Line Realization for Precise Wind Vector Measurements on Board the DO 28 Research Aircraft. 14th Congress of the International Council of the Aeronautical Sciences, Toulouse, Frankreich, 1984.
- VÖRSMANN, P.: Ein Beitrag zur Bordautonomen Windmessung, Dissertation an der TU Braunschweig, 1985.
- LN 9300: Luftfahrtnorm Flugmechanik.
- P. VÖRSMANN, B. FRIEDERICI, A. M. HOFF (Braunschweig)

Vorausschau Tagungen

International Conference, Climatic Change in the Historical and the Instrumental Periods. Brno, CSSR, 12.-16. Juni 1989. Informationen: Prof. R. Brazdil, Dept. of Geography of the University, Kotlarska 2, 611 37 Brno, CSSR.

5th Scientific Assembly of the International Association of Meteorology and Atmospheric Physics, Reading 31. 7.-11. 8. 1989. Informationen: Dept. of Meteorology, Univ. of Reading, 2 Earley Gate, Reading RG6 2AU, United Kingdom.

1st Workshop on the Airborne Measurement of Wind, Turbulence and Position, Oberpfaffenhofen, 26.-28. 7. 1989, Informationen: Dr. H. P. Fimpel, DFVLR, D-8031 Oberpfaffenhofen, P. Wessling.

COST-73, International Seminar on Weather Radar Networking, Brüssel 4.-8. 9. 1989. Informationen: Met. Office, London Road, Bracknell, Berks., RG12 2 SZ, United Kingdom.

International Conference on Modelling of Global Climate Change and Variability. Hamburg 11.-13. 9. 1989. Informationen: Dr. L. Dümenil, Meteorol. Inst. d. Univ., Bundesstr. 55, 2000 Hamburg 13.

International Workshop on Precipitation Measurement, St. Moritz, 4.-7. Dez. 1989. Informationen: B. Sevrük, Dept. of Geography, ETH, Winterthurer Str. 190, CH-8057 Zürich.

Neuaufgabe:

J. Christoffer; M. Ulbricht-Eissing

Die bodennahen Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland.

Bericht des Deutschen Wetterdienstes Nr. 147.

2., vollständig neu bearbeitete Auflage.

Offenbach 1989, 192 S., ca. DM 20,--.

Anschriften der Autoren

(Thema des Heftes)

Dr. Christian WAMSER

Dr. Eberhard FAHRBACH

Alfred-Wegener-Institut
für Polar- u. Meeresforschung
Columbusstr.
2850 Bremerhaven

Dr. Marianne GUBE-LENHARDT

Am Leinritt 4
8751 Kleinwallstadt

Dr. Oskar REINWARTH

Glaziologische Kommission
der Bayerischen Akademie
der Wissenschaften
Marstallplatz 8
8000 München

Dr. Christoph KOTTMEIER

Institut für Meteorologie
und Klimatologie der Universität
Herrenhäuser Str. 2
3000 Hannover 21

Dr. Peter LEMKE

Dr. Hans v. STORCH

Uwe MIKOLAJEWICZ

Jin-Song XU

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

Prof. Dr. Peter SPETH

Institut für Geophysik und
Meteorologie der Universität
Kerpener Str. 13
5000 Köln 41

Prof. Dr. Ruprecht JAENICKE

Institut für Meteorologie
der Universität
Postfach 39 80
6500 Mainz

Prof. Dr. Karl Otto MÜNNICH

Dr. Peter SCHLOSSER

Institut für Umweltphysik der
Universität
Im Neuenheimer Feld 366
6900 Heidelberg 1

Prof. Dr. Wolfgang ROETHER

Universität Bremen
Fachbereich 1
Bibliothekstr.
2800 Bremen 33

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleitung Promet

Frankfurter Str. 135

6050 Offenbach a. M.

Tel.: 069/8062272