

Die für die Veröffentlichung als Vorwort zur Meteorologischen Tagung 1989 eingesetzten Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter des Deutschen Wetterdienstes sind für den Inhalt der Vorwort verantwortlich. Die Verantwortlichkeit der Zusammenstellungen nimmt eine spätere Ausgabe der Vorwort und eine Veröffentlichung durch die Autoren an andere Ziele nicht vor.

Vorwort 1

Herausgeber

Annalen der Meteorologie

26

G. SIEDLER, IM Kiel

Inhalt

G. KRÄUSEL und G. BLOEUS, ZWI Bismarckhafen
Ozeanische Fronten in der Nordsee und im Nordpazifik
Übersichtswortung 3

R. DUNKEN und B. KLEIN, IM Kiel
Skalen der Wellenlänge in der Kapazität 5

H. LEACH, IM Kiel
Synoptikalage Dynamik in der Nordatlantik 7

R. K. SMITH, Universität Newcastle
An quasi-steady state model of large-scale atmospheric circulation 11

Deutsche Meteorologen-Tagung 1989 vom 16. bis 19. Mai 1989 in Kiel

K. P. HOINKA, DLR Oberpfaffenhofen
Die Deutsche Frontogenese 15

M. KÜRZ, Deutscher Wetterdienst
Beziehungen zwischen Zyklogenese und Frontogenese während einer typischen
Zyklonalentwicklung 19

Atmosphäre, Ozeane, Kontinente

H. MALBERG und K. NIKETTA, Freie Universität Berlin
Minimale hydrologische Kenngrößen von Kalifornien im nordwestlichen Bismarckhafen 20

A. KHODIN und M. DUNST, Universität Hamburg
Die Umgestaltung von Hochdruckzentren durch reibungsbedingte Grenzschichteffekte 23

J. KERSMANN und K. KHULBE, Universität Bonn
Simulation der Ekman-Schicht atmosphärisch bedingter Fronten mit einem Prognostik-Modell 25

L. BISCHOPF-GAUSS und F. WITTMANN, T.H. Darmstadt
Der Nischen- und Kälte- und Dichtegradienten - ein energetischer Vergleich 26

R. G. PETERSON, IM Kiel
Fronten im oberen Ozean und Wasserhaare der Tropen im westlichen Bismarckhafen 28

J. WEFERS, Ch. BEHN und R. BEHN, Universität zu Köln
Diagnostik der Vertikalwindprofile im Kalifornien - ein Ergebnis aus FLETTNER 32

G. MÜLLER, IM Kiel
Mikrophysikalische Parameter von Tropenwolken im westlichen Bismarckhafen 35

Offenbach am Main 1989
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes
ISSN 0072-4122

Die für die Veröffentlichung als Vorabdruck zur Meteorologentagung 1989 eingereichten Manuskripte stellen erweiterte Zusammenfassungen oder Kurzfassungen der Vorträge dar. Für ihren Inhalt sind die Verfasser verantwortlich. Die Wiedergabe der Zusammenfassungen nimmt eine spätere ausführliche Darstellung der Vorträge und ihre Veröffentlichung durch die Autoren an anderer Stelle nicht vorweg.

ISSN 0072-4122

ISBN 3-88148-247-4

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt

Frankfurter Straße 135

D-6050 Offenbach a. M.

Redaktionsschluß: 7. März 1989

K. Herterich
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg

1. EINLEITUNG

Ein wesentlicher Aspekt bei der Modellierung des Klimas ist die Kopplung seiner Komponenten (Atmosphäre-Ozean-Eis). Für gewisse Anwendungen kann es dennoch nützlich sein eine der Teilkomponenten für sich gesondert zu betrachten, wobei die Kopplung zu den restlichen Komponenten über vorgeschriebene Randbedingungen berücksichtigt wird. Auch die polaren Breiten sind in diesem Sinne ein Teil des Klimasystems. Die augenfälligste Besonderheit der heutigen polaren Breiten ist die großräumige Verbreitung von Eis. Dazu kommen eisspezifische klimarelevante Prozesse, wie sie in dieser Form sonst im restlichen Klimasystem nicht in Erscheinung treten. Eis ist aber nicht notwendigerweise Bestandteil der polaren Breiten. In der Kreidezeit, 100 Millionen Jahre vor heute, waren die Polregionen eisfrei.

Primäre Ursache für die relativ niedrigen Temperaturen der polaren Breiten ist natürlich (heute wie damals) die verringerte Sonneneinstrahlung.

2. EISFORMEN UND KLIMARELEVANTE PROZESSE DER POLAREN BREITEN

Es gibt 3 Formen von Eis (Schnee, Meereis und Inlandeis) mit recht unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften und damit auch sehr verschiedener Wirkung auf das restliche Klimasystem. Der Schnee mit einer relativ kurzen dynamischen Zeitskala (Tage bis Monate) und einer hohen Albedo (bis 0.9) beeinflusst die Energiebilanz am Boden. Das Meereis ist gefrorenes Meerwasser mit einer typischen Zeitskala von Monaten bis Jahren, hauptsächlich wegen der großen latenten Wärmemengen, die bei Gefrieren und Schmelzen umgesetzt werden müssen. Das In-

landeis hat eine sehr lange Zeitkonstante. Es benötigt mindestens 1000 Jahre um sein Volumen merklich zu verändern.

Bei Klimaschwankungen spielen Volumenänderungen der Atmosphäre und des Ozeans (von gewissen paläoklimatischen Sonderfällen abgesehen) keine Rolle. Beim Eis jedoch, ist das Volumen und insbesondere die Eisdickenverteilung die entscheidene prognostische Größe. Die zeitliche Änderung der Eis- oder Schneedicke h wird durch die Massenerhaltung bestimmt:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{q} + b, \quad (1)$$

mit \mathbf{q} der vertikal integrierten Transportgeschwindigkeit und b der Bilanz aus Schneefall, Schmelzen und Gefrieren. Diese 3 Prozesse beeinflussen die Klimaentwicklung in den polaren Breiten, nicht nur als Quellterme in Gleichung (1), sondern auch durch ihre Rückwirkung auf Atmosphäre und Ozean (siehe Abb. 1). Für die Dynamik der Atmosphäre ist neben der hohen Albedo auch die isolierende Wirkung von Schnee und Eis wichtig. Dadurch kann die Eisoberflächentemperatur wesentlich niedriger sein als die Temperatur an der Eisunterseite. Der Ozean reagiert insbesondere auf die mit Fluktuationen des Meereisvolumens verbundenen Salzflüsse. Der Salzeintrag bei der Meereisbildung destabilisiert die ozeanische Deckschicht, während sie beim Schmelzen durch Frischwasserzufuhr wieder stabilisiert wird.

Einige Prozesse im Inneren und am Boden des Inlandeises spielen sich zunächst fast unabhängig vom restlichen Klimazustand ab. Erst über die sich ändernde Form des Inlandeises wirken sie schließlich auf das Klima zurück. Dazu gehört die Eisde-

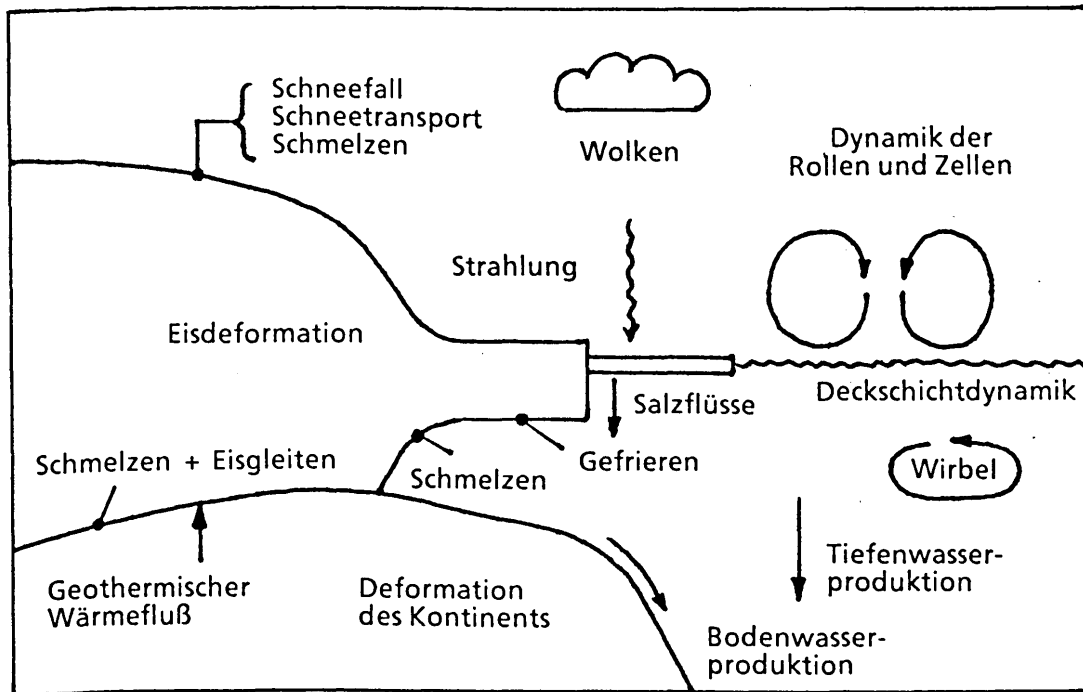


Abb. 1: Klimarelevante Prozesse der polaren Breiten

formation und die noch weitgehend unverstandenen dynamischen Prozesse an der Grenze Inlandeis-Kontinent. Messungen zeigen, daß unter dem Inlandeis eine 1 - 10m dicke Bodenschicht existiert, die aus einer Mischung von Eis, Wasser und Sediment besteht. Die Deformierbarkeit dieser Schicht hängt stark von der Temperatur und vom Wasserdruck ab. Die wichtigsten Wärmequellen im Bereich des Eisbodens sind der geothermische Wärmefluss ($5 \cdot 10^{-2} \text{ Wm}^{-2}$) und freiwerdende Deformationswärme. Zur Bestimmung der Höhe h_s der Inlandeisoberfläche ($h_s = h_B + h$) aus der Bodenhöhe h_B und der Eisdicke h (Gleichung (1)), muß man auf den längeren Zeitskalen (> 1000 Jahre) auch die Deformierbarkeit des Kontinents berücksichtigen.

Es sind noch klimarelevante Prozesse und Strukturen der polaren Breiten zu nennen, die zwar vom Eis modifiziert werden, aber möglicherweise auch ohne Eis in den polaren Breiten vorkommen würden, wie z.B. die polaren Hochs mit stabilen Grenzschichten am Boden und typische Konvektionsmuster in der Atmosphäre und im Ozean. In der unteren Grenzschicht der Atmosphäre treten über einem wärmeren Ozean Rollen sowie offene und geschlossene Zellen auf. Sie sind an der Wol-

kenbildung in Bereichen mit aufwärts gerichteter Strömung erkennbar. Im Ozean wird in den polaren Breiten (besonders im Nord-Atlantik) Tiefenwasser gebildet. Warmes und salzreiches Wasser aus den mittleren Breiten kühlt sich hier ab und sinkt in einer salzärmeren Umgebung in die Tiefe. Bei der Entstehung des Antarktischen Bodenwassers spielen wahrscheinlich auch die speziellen ozeanischen Bedingungen unter dem Schelfeis eine Rolle.

3. IM SFB 318 EINGESETZTE MODELLKOMPONENTEN

In Abb. 2 sind schematisch die Raumbereiche dargestellt, für die im SFB 318 (Projektbereiche A und B) bereits existierende globale und regionale Modelle eingesetzt oder neu entwickelt worden sind. Einen Überblick gibt der nach Teilprojekten gegliederte Tätigkeitsbericht 1986 - 88 des SFB 318. Darin wird auch der Projektbereich C (Fernerkundung) näher beschrieben in dem globale Modelle für die Datenassimilation zum Einsatz kommen. Mit den globalen Modellen wird der Tatsache Rechnung getragen, daß die polaren Breiten Teil des globalen Klimasystems sind. Für die globale Atmosphäre hat man sich (im Teilpro-

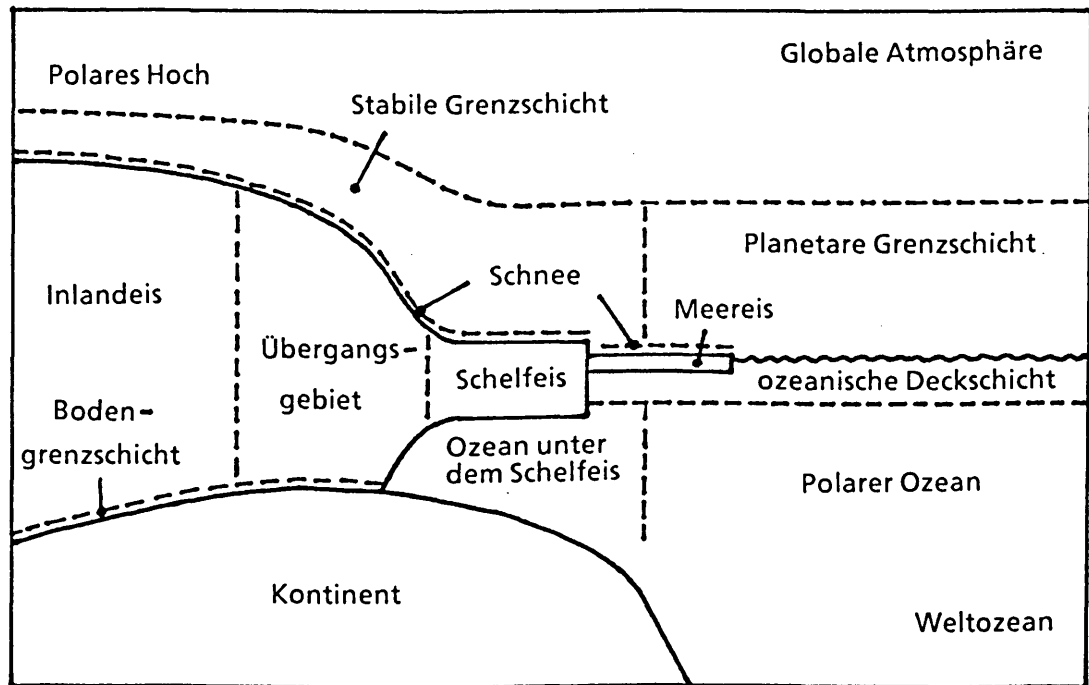


Abb. 2: Im SFB 318 eingesetzte Modellkomponenten

jekt A1) für das Zirkulationsmodell T-21 des Europäischen Zentrums für Mittelfrist-Wettervorhersage (EZMW) entschieden, zu dem es inzwischen eine umfangreiche Modellstatistik gibt. Als globales Ozeanmodell wird das sogenannte planetar geostrophische Modell des MPI für Meteorologie verwendet (A2). Es hat gegenüber anderen globalen Ozeanmodellen den Vorteil, daß es sich relativ schnell bis in einen Gleichgewichtszustand rechnen läßt (20 min für 100 Modelljahre auf einer Cyber 205). Bei den kryosphärischen Modellen stützt man sich für das Meereis auf das Modell von HIBLER (1979) und für das Inlandeis auf ein am MPI für Meteorologie entwickeltes 3-d Modell. Das Schneemodell ist in das T-21 des EZMW integriert.

Die übrigen im SFB 318 verwendeten Modelle sind regionale Modelle. Die Entwicklung von regionalen Modellen ist durch eine besondere Physik in bestimmten Teilgebieten gerechtfertigt. Es muß aber die Kopplung zum Restklimasystem berücksichtigt werden. Teilmodelle sind für die untere atmosphärische Grenzschicht (B2) und die obere ozeanische Deckschicht entwickelt worden (A3). Auch für den Arktischen Ozean und den Südlichen Ozean bieten sich Teilmodelle an, z.B.

zur Beschreibung der Tiefenwasserproduktion (B3), für die Modellierung der im Antarktischen Zirkumpolarstrom wichtigen mesoskaligen Wirbel (A2) und für die spezielle ozeanische Zirkulation unter dem Schelfeis (Einströmen am Ozeanboden und Ausströmen knapp unterhalb des Schelfeises).

4. EINIGE MODELLERGEBNISSE AUS DEM SFB 318

Im Teilprojekt A1 wurde mit dem T-21 Modell des EZMW die Wirkung von Schneeanomalien auf die globale Zirkulation untersucht (BARNETT et al., 1989). Eine Verdopplung (Halbierung) des im Modell berechneten Schneefalls im Eurasischen Bereich, führt zu signifikanten Änderungen in der globalen Zirkulation. Insbesondere bewirkt eine stärkere Schneebedeckung im Frühjahr eine Abschwächung des darauffolgenden Sommermonsuns.

Das Teilprojekt A2 beschäftigt sich mit der ozeanischen Modellierung: Vergleich globaler Ozeanmodelle und Modellierung des Südlichen Ozeans, der den Antarktischen Kontinent umschließt. Experimente mit einem wirbelauflösenden Teilmodell des Südlichen Ozeans zeigen den großen

Beitrag der Wirbel in der Impuls- und Energiebilanz (WOLFF and OLBERS, 1989).

Im Teilprojekt A3 sind Kryosphären-Modelle neu entwickelt oder vorhandene Modelle modifiziert worden. Es gelang die heutige Aufteilung von Inlandeis und Schelfeis bei vorgegebenen heutigen Schneeakkumulationsraten zu simulieren. Das Meereismodell von HIBLER wurde an ein Modell der ozeanischen Deckschicht gekoppelt und mit Erfolg für die Simulation der Verteilung des Meereises des Südlichen Ozeans im Jahresgang eingesetzt.

In den B-Projekten werden regionale Modelle in engem Kontakt mit Messungen entwickelt. Ausgehend von einem umfangreichen Datensatz (KONTUR, 1981, KONTROL 1985/85) sind in B2 Modelle für die Grenzschichtkonvektion in der Form von Rollen, offenen und geschlossenen Zellen formuliert worden. Sie beschreiben bereits einige Charakteristika dieser Konvektion recht gut. In Verbindung mit Messungen zur Tiefenwasserproduktion und zur Bestimmung der Wassermassenstruktur des Arktischen Ozeans im Teilprojekt B3 ist auch ein relativ hochauflösendes 3-d Ozean-Zirkulationsmodell für den arktischen Bereich konstruiert worden (LEGUTKE, 1987). Im Teilprojekt B4 schließlich, wird das gekoppelte System Atmosphäre-Ozean-Meereis besonders in der Nähe der Meereiskante mit Messungen und Modellsimulationen untersucht. Mit einem nicht-hydrostatischen atmosphärischen (2-d) Modell konnte die Zirkulation im Bereich der Meereiskante bei vorgegebenen Randbedingungen realistisch beschrieben werden.

5. WEITERE ARBEIT

Eines der langfristigen Ziele des SFB 318 ist es, Parameterisierungen kleinskaliger Prozesse zu entwickeln, die dann in den gröber auflösenden globalen Modellen verwendet werden können. Davon unabhängig sind bei den A-Projekten weitere klimarelevante Prozesse identifiziert worden, die noch in die globalen Modelle

eingebaut werden müssen. Dazu gehören: eine verbesserte Modellierung von Schnee und Wolken im T-21 Modell, die ozeanische Zirkulation unter dem Schelfeis mit der Berechnung der Schmelz- und Gefrieraten, die Dynamik der Bodenschicht unter dem Inlandeis und die Wirkung der ozeanischen Zirkulation im gekoppelten Modell Meereis-Ozean.

6. LITERATUR

BARNETT, T.P., L. DÜMENIL, U. SCHLESE, E. ROECKNER and M. LATIF. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.* (1989), (in press).

HIBLER III, W.D. A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.* 9 (1979), 815-846.

LEGUTKE, S. The influence of boundary conditions on the circulation in the Greenland-Norwegian Sea: A numerical investigation. In: *Three-dimensional models of marine and estuarine dynamics*, ed.: J.C.J. Nihoul and B.M. Jamart, Elsevier Science Publ. (1987), Amsterdam.

SFB 318. Klimarelevante Prozesse im System Ozean-Atmosphäre-Kryosphäre. Tätigkeitsbericht 1986-88, Universität Hamburg, März 1988.

WOLFF, J. and D.J. OLBERS. The dynamical balance of the Antarctic circumpolar current, studied with an eddy resolving quasi geostrophic model. *Proceedings of the 20th Int. Liège Coll. on Ocean Hydrodynamics: Mesoscale / Synoptic Coherent Structures in Geophysical Turbulence.* Elsevier Science Publ. (1989), (in press).