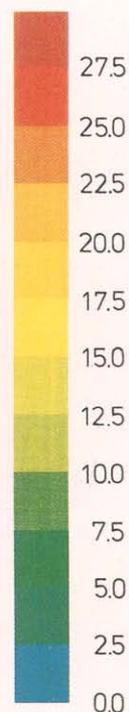
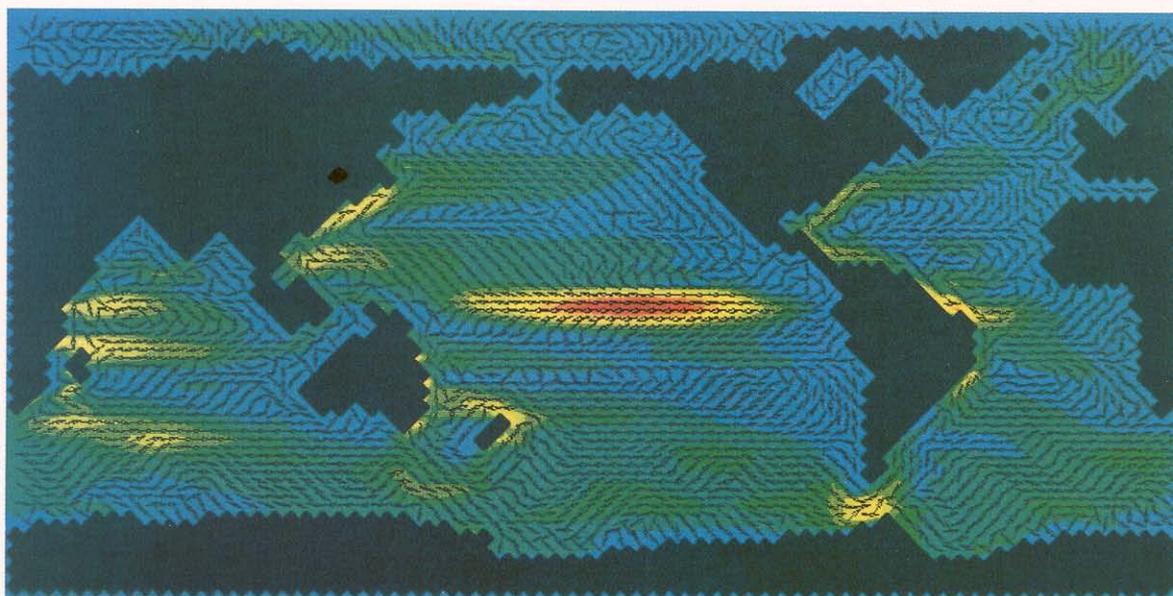


promet

1/2/3 '88

meteorologische fortbildung

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie



cm/s

Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

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

Prof. Dr. H. Graßl (Geesthacht)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)

Dr. H. Reiser (Offenbach)

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

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild:

Oberflächenströmung des großskalig-geostrophischen Ozeanmodells (s. Beitr. 4). Die Pfeile bezeichnen die Richtung der Strömung und die Farbe ihre Geschwindigkeit.

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

18. Jahrgang, Heft 1/2/3, 1988

Thema des Heftes:

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie

(Fachliche Redaktion: K. Hasselmann, P. Lemke, Hamburg)

Beiträge:

	Seite
1 K. HASSELMANN, H. HINZPETER Entwicklung und Zielsetzung des Instituts	1
Klimadynamik	
2 K. HASSELMANN Übersicht über die Klimadynamik (Beiträge 3-9)	2
3 M. LATIF Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre in den Tropen	4
4 J. OBERHUBER, K. HASSELMANN Ozeanmodelle	14
5 E. MAIER-REIMER Kohlenstoffkreislauf und Klima	22
6 M. HEIMANN Atmosphärische und ozeanische Spurenstoffe	29
7 K. HERTERICH Modellierung des Paläoklimas	37
8 P. LEMKE Über die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und der ozeanischen Deckschicht	42
9 H. v. STORCH Statistische Diagnostik von Feldzeitreihen	49
Physik der Atmosphäre	
10 H. HINZPETER Übersicht zur Physik der Atmosphäre (Beiträge 11-14)	58
11 S. BAKAN, P. BECKER, A. CHLOND Organisierte Konvektion in der planetaren Grenzschicht	59
12 S. BAKAN, I. SCHULT Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken	70
13 G. PETERS FM-CW-Radar zur Fernmessung des Wind- und Temperaturprofils in der unteren Atmosphäre	74
14 J. BÖSENBERG Fernerkundung des Wasserdampfes mit einem Zweifrequenz-LIDAR	80
Kurzberichte	
Smog-Wetterlagen mit hohem Ferntransportanteil (P. BRUCKMANN)	85
Aus dem Deutschen Wetterdienst	
Der Smog-Warndienst beim Wetteramt Essen (K.-H. BOCK)	91
Die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes hat 150000 bibliographische Einheiten (H.-D. KIRCH)	94
Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr	
Geophysikalische Einflüsse beim Einsatz der DO 28 OU im Rahmen des Umweltschutzes (R. v. HOLT)	95
Buchbesprechungen - Neuerscheinungen	96

8 P. LEMKE Über die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und der ozeanischen Deckschicht

1 Einleitung

Veränderungen der Packeisgrenze gehören zu den bedeutendsten Merkmalen von Klimaschwankungen in den Polargebieten. Diese Veränderungen zu verstehen und damit auch vorherzusagen ist nicht nur von Interesse für Fragen des regionalen und globalen Klimas, sondern hat auch große praktische Bedeutung, da die Polargebiete in zunehmendem Maße wirtschaftlich genutzt werden.

Das Meereis ist an mehreren klimarelevanten Rückkopplungsprozessen beteiligt. Ein bekannter positiver Rückkopplungsprozeß ist der Eis-Albedo-Feedback: Eine anfängliche Erniedrigung der Lufttemperatur führt zu einer Ausdehnung des Packeises. Dadurch wird die Oberflächenalbedo vergrößert, die Atmosphäre weiter abgekühlt und zusätzlich Meereis gebildet. Bei einer anfänglichen Erhöhung der Lufttemperatur passiert das Gegenteil: Das Meer-

eis zieht sich zurück, der Ozean kann mehr Sonnenstrahlung aufnehmen, die Atmosphäre wird erwärmt und mehr Packeis wird geschmolzen.

Ein ähnlicher positiver Rückkopplungsprozeß verläuft über die Verdunstung: Eine Erhöhung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes durch sich zurückziehendes Packeis ergibt eine verstärkte Strahlungsabsorption, dies führt zu einer Erwärmung der Luft und somit zu einem weiteren Rückgang des Meereises. Bei einem Vorstoß des Packeises wird die Luft durch die Unterbindung der Verdunstung dagegen trockener. Dies hat eine geringere Strahlungsabsorption und damit eine Abkühlung der Luft und ein weiteres Vordringen des Packeises zufolge.

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. Dies liegt darin begründet, daß das Meereis durch seine hohe Albedo und seine isolierenden Eigenschaften die Strahlungsbilanz und den Austausch von Wärme und Impuls zwischen Ozean und Atmosphäre verändert. Die Veränderungen der Flüsse an der Meeresoberfläche wirken stark auf die Dynamik der ozeanischen Deckschicht. In Regionen, in denen die ozeanische Schichtung nur schwach stabil ist, wird durch Abkühlung und den Salzausstoß beim Gefrieren des Meereises (Meereis hat einen Salzgehalt von nur etwa 5 ‰) Tiefen- und Bodenwasser gebildet, das die Zirkulation des tiefen Ozeans erzeugt.

In aufwendigeren Meereismodellen wird der Ozean im allgemeinen durch eine Deckschicht mit räumlich und zeitlich konstanter Tiefe simuliert, mit einem konstant vorgegebenen Wärmefluß aus dem tiefen Ozean. Angenommene Werte für diesen ozeanischen Wärmefluß reichen von 2 W/m² im Arktischen Ozean bis zu 20 W/m² im Südlichen Ozean (PARKINSON u. WASHINGTON 1979; HIBLER 1979; POLLARD et al. 1983; SEMTNER 1984a).

Um die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und dem Ozean genauer zu untersuchen, wird in dieser Arbeit ein einfaches thermodynamisches Meereismodell an ein prognostisches eindimensionales Modell für die ozeanische Deckschicht und die darunterliegende Sprungschicht gekoppelt. Der vertikale ozeanische Wärmefluß wird in diesem Modell – im Gegensatz zu früheren Untersuchungen – durch das Einmischen (entrainment) von warmem Tiefenwasser in die kalte Deckschicht prognostisch bestimmt.

Das prognostische Deckschichtmodell führt gegenüber der Simulation mit konstant vorgeschriebener Deckschichttiefe zu einer deutlich veränderten Meereisverteilung. Der Grund hierfür ist der räumlich und zeitlich stark veränderliche ozeanische Wärmefluß. Dieser Wärmefluß ist am größten (13 W/m²) in der Nähe des Antarktischen Kontinents, wo auch die vertikale Schichtung des Ozeans am schwächsten ist. Im Spätwinter, wenn die Deckschicht ihre größte Tiefe erreicht hat, und während der Rückzugsphase im Frühling und Sommer, ist der vertikale Wärmefluß im Ozean vernachlässigbar klein. Die jahreszeitlichen Änderungen der Deckschichttiefe (Wärmespeicher) und des Entrainment-Wärmeflusses verursachen eine Verzögerung in der Vereisung des Meeres und reduzieren die maximale Meereisausdehnung deutlich. Eine zu große Packeisaus-

dehnung war ein bekanntes Problem in früheren Meereismodellen, das im allgemeinen durch geeignete Parameterisierung der Eiskonzentration und der Albedo aufgefangen wurde.

HIBLER u. BRYAN (1987) haben kürzlich die Ergebnisse eines gekoppelten, dreidimensionalen Ozeanzirkulations- und Meereismodells für den Arktischen Ozean vorgestellt. In ihrem Modell wird der ozeanische Wärmefluß im wesentlichen durch Advektion und durch gelegentliches konvektives *overturning* bei instabiler Schichtung dargestellt. Diese ozeanische Effekte sind an der Packeisgrenze am deutlichsten ausgeprägt. In dem hier vorgestellten eindimensionalen Modell werden die advektiven Effekte durch Wärme- und Salzquellen parameterisiert, die die Divergenzen der horizontalen Transporte darstellen. Der vertikale ozeanische Wärmefluß wird durch ein kontinuierliches Einmischen von warmem Wasser während der Vertiefung der Deckschicht simuliert. Es zeigt sich, daß dieser Prozeß nicht nur an der Packeisgrenze sondern auch in den Gebieten mit großen Gefrieren im Süden der Weddell See wichtig ist.

Angewendet wird das eindimensionale Meereis-Ozean Modell zunächst auf den Südlichen Ozean. Es wird ein Standard-Experiment diskutiert (Abschn. 3.1) und mit zwei Polynya-Experimenten verglichen (Abschn. 3.2). (Polynya ist die russische Bezeichnung für eine größere eisfreie Fläche im Packeis). In beiden Polynya-Experimenten wird die Meereisdecke durch eine Destabilisierung der ozeanischen Dichteschichtung zerstört, die zu erhöhter Tiefenkonvektion führt im Vergleich zur normalen jahreszeitlichen Änderung der Deckschicht im Standard-Experiment. Im ersten Experiment wird eine Destabilisierung erreicht durch übermäßig starkes Entrainment über einem warmen Wirbel, der die Basis der Deckschicht signifikant anhebt (GORDON u. HUBER 1984). Der Destabilisierungsmechanismus im zweiten Experiment ist eine erhöhte Gefrierenrate und damit ein erhöhter Salzeintrag in die Deckschicht in einem Gebiet mit einer divergenten Meereisströmung.

Anschließend werden dann zwei weitere Fragen untersucht: die Auswirkungen von Flußumleitungen in Sibirien auf den Arktischen Ozean (Abschn. 3.3), sowie Änderungen der Meereisgrenze in früheren Epochen der Erdgeschichte (Abschn. 3.4). Hierbei werden die Randbedingungen für das gekoppelte eindimensionale Meereis-Ozean Modell verändert, z. B. durch geringere Lufttemperaturen, durch eine Reduktion der Solareinstrahlung, durch einen kälteren tiefen Ozean und durch einen erhöhten Frischwassereintrag in den Ozean während des Abschmelzens der kontinentalen Eisschilde.

2 Das Modell

2.1 Deckschicht-Pyknokline

Das eindimensionale Deckschicht-Sprungschicht Modell stammt von LEMKE und MANLEY (1984). Es wurde aber darin erweitert, daß außer der Salzbilanz auch die Wärmebilanz der obersten Ozeanschichten beschrieben wird. Die vertikale Struktur des Zwei-Schichten-Modells ist in Abbildung 1 dargestellt. Temperatur und Salzgehalt sind in der Deckschicht konstant und zeigen in der darunterliegenden Sprungschicht einen exponentiellen Verlauf.

$$T(z) = T \quad 0 > z > -h$$

$$S(z) = S$$

$$T(z) = T_\infty + (T - T_\infty) \exp [(z+h)/d_T] \quad -h > z > -h_b$$

$$S(z) = S_\infty + (S - S_\infty) \exp [(z+h)/d_S]$$

Prognostische Variablen sind die Deckschichttemperatur T und -salzgehalt S , die Deckschichttiefe h , die exponentiellen Skalentiefen der Thermokline d_T und der Halokline d_S und die Eisdecke h_I . T_∞ und S_∞ werden als konstante Randbedingungen betrachtet. Die prognostischen Gleichungen für diese Variablen sind hergeleitet aus der Erhaltung von Wärme und Salz, aus der Energiebilanz und aus einer Parameterisierung der Entrainmentflüsse für Salz und Temperatur.

Nach der Salzbilanz ergeben sich die Änderungen des Salzinhalt einer Wassersäule aus dem Salzfluß an der Oberfläche (d. h. aus der Frischwasserzufuhr als Differenz von Niederschlag und Verdunstung) und dem Auftrieb von salzreichem Wasser aus tieferen Ozeanschichten. Der Auftriebsterm repräsentiert den Nettoeffekt der ozeanischen Zirkulation, d. h. die Divergenz des horizontalen Salztransportes. Dieser Term ist nötig, um das Übermaß von Niederschlag gegenüber Verdunstung in hohen Breiten auszugleichen. Für die Wärmebilanz gelten ähnliche Argumente.

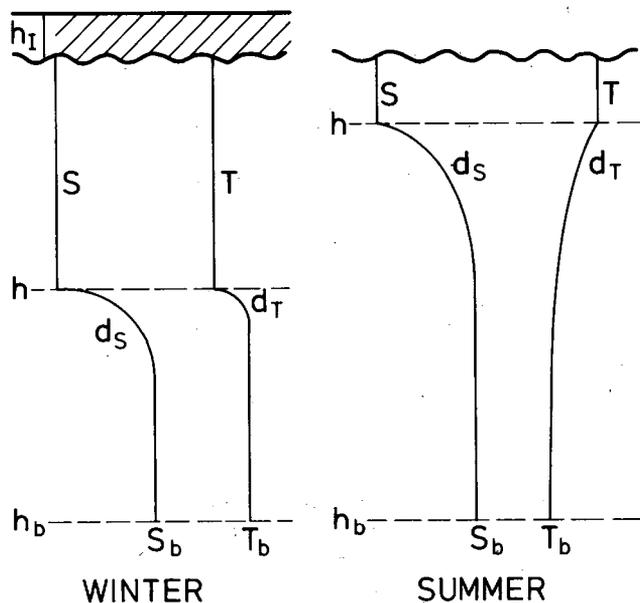


Abb. 1: Vertikale Struktur des Deckschicht-Sprungschicht Modells (Alle Abbildungen entstammen der Arbeit von LEMKE (1987)).

Die Entrainmentflüsse von Salz und Wärme werden durch eine Turbulenz-Längenskala in der Entrainmentzone und durch die Entrainmentgeschwindigkeit parametrisiert. Dies stellt eine Erweiterung des Kraus-Turner Ansatzes für eine Deckschicht mit Stufe auf unseren Fall eines kontinuierlichen Profils dar.

Eine Schließung des Systems der Deckschichtgleichungen wird gewöhnlich aus Betrachtungen der Energiebilanz gewonnen: Windschub und Eisbewegung erzeugen an der Oberfläche turbulente kinetische Energie, die benutzt werden kann, um die Änderungen der potentiellen Energie der

Wassersäule durch Oberflächen- und Entrainmentflüsse zu balancieren. In der Abkühlphase im Winter erzeugt Konvektion zusätzliche Energie zur Vertiefung der Deckschicht. Andere Energiequellen werden vernachlässigt. Wir nehmen ferner an, daß in der Sprungschicht stets genügend turbulente Energie zur Verfügung steht, um ein selbstständliches Exponentialprofil aufrechtzuerhalten. Nähere Angaben zum Modell sind in LEMKE (1987) zu finden.

2.2 Meereis

Da zunächst grundsätzliche Fragen der lokalen Wechselwirkung des Meereises mit dem Ozean untersucht werden sollen, wurde ein einfaches thermodynamisches Einschichten - Meereismodell benutzt. Die Änderungsraten der Eisdicke wurden mit SEMTNERs (1976) thermodynamischem Meereismodell berechnet, wobei eine Oberflächen-Energiebilanz ähnlich der von PARKINSON und WASHINGTON (1979) benutzt wurde. Die Effekte einer Schneeschicht wurden dadurch approximiert, daß die Oberflächenalbedo für Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes gleich der Schneecalbedo gesetzt wurde. Liegt die Oberflächentemperatur am Schmelzpunkt, so gilt für die Albedo der Wert des schmelzenden Eises.

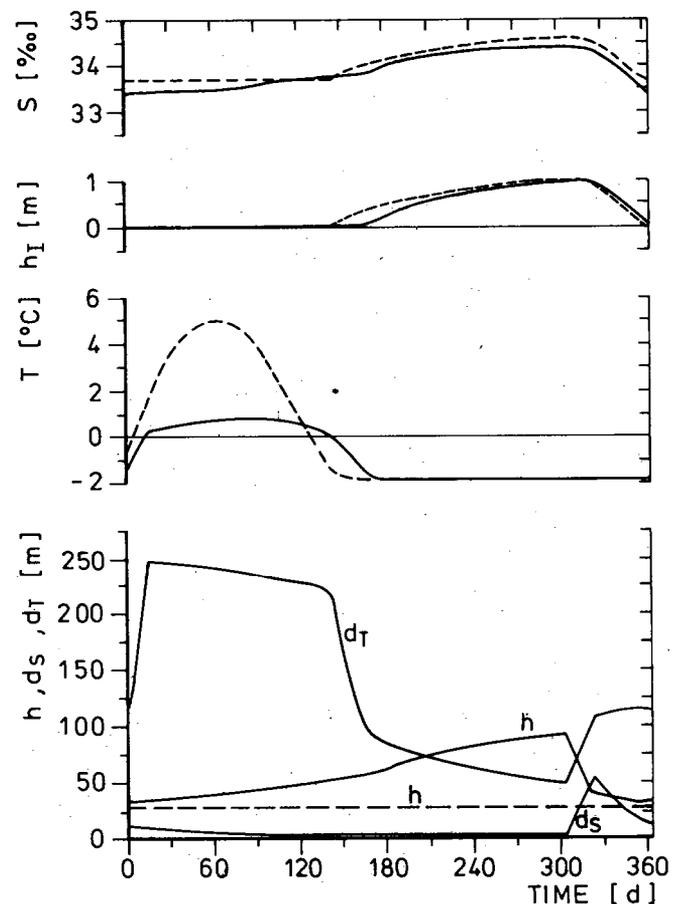


Abb. 2: Gleichgewichtsjahresgang der Meereisdicke h_I , der Tiefe h , der Temperatur T und des Salzgehalts S der Deckschicht, der Dicke der Pyknokline d_S und der Dicke der Thermokline d_T im Südlichen Ozean bei 64S für prognostische berechnete (durchgezogene Linien) und konstant vorgeschriebene Deckschichttiefe (gestrichelt, $d_T = d_S = 0$).

2.3 Meereis - Ozean Wechselwirkung

Die Bestimmung der Salz- und Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche in eisbedeckten Gebieten unterscheidet sich von der im offenen Ozean. Im Gegensatz zu niederen und mittleren Breiten ist die Sprungschicht in den Polargebieten im Winter im allgemeinen wärmer als das Wasser in der darüberliegenden Deckschicht (das Sprungschichtwasser ist dennoch schwerer wegen seines höheren Salzgehalts). Daher ist die simultane Betrachtung der Wärme- und Salz-inhalte der oberen Ozeanschicht in den Polargebieten wichtig. Während der Vertiefung der Deckschicht durch stärkere Winde oder Salzkonvektion (Salzeintrag) wird wärmeres Wasser in die Deckschicht eingemischt. Dieser vertikale ozeanische Wärmefluß schmilzt daraufhin einen Teil des Meereises, wobei das dadurch entstehende Frischwasser die Schichtung stabilisiert. Daher führt der ozeanische Wärmefluß stets zu einer Verringerung der Vertiefungsrate der Deckschicht.

3 Anwendungen

3.1 Der Südliche Ozean

Im Südlichen Ozean wurde das gekoppelte, eindimensionale Meereis-Ozean Modell entlang eines Nord-Süd-Schnittes von 55S bis 70S angewendet. Ein typischer Jahresgang der Modellvariablen bei 64S ist in Abbildung 2 (durchgezogene Linie) gezeigt. Tag Nr. 1 entspricht dabei dem 1. Januar. Während des Sommers, wenn kein Meereis vorhanden ist und die Deckschichttemperatur vom Gefrierpunkt (-1.9° C) bis auf 1° C ansteigt, ändern sich Salzgehalt

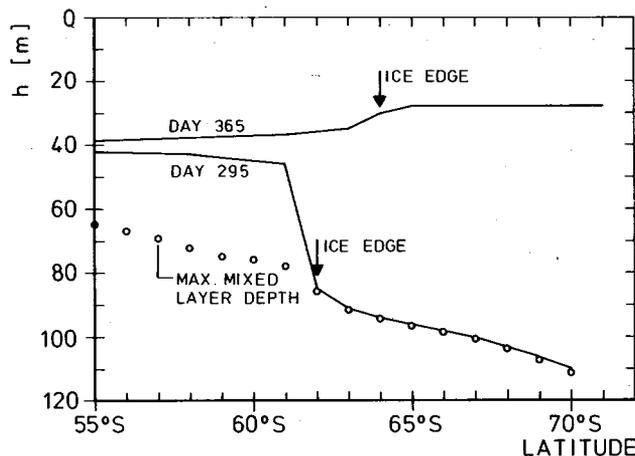


Abb. 3: Nord-Süd Schnitt der Deckschichttiefe im Südlichen Ozean am Ende des Winters (Tag 295 = 22. Oktober) und im Frühling (Tag 365 = 31. Dezember). Außerdem ist die maximale Deckschichttiefe im Winter gezeigt.

und Tiefe der Deckschicht nur wenig. Mit dem Auftreten des Eises (Tag 175) vertieft sich die Deckschicht durch den Ausstoß von Salz während des Gefrierprozesses deutlich, und der Oberflächen-Salzgehalt steigt erheblich an. Nachdem das Eis mit dem Beginn des Frühling (Tag 305) zu schmelzen anfängt und das Schmelzwasser die Dichteschichtung stabilisiert, zieht sich die Deckschicht rasch auf ihr jährliches Minimum zurück. Während des gesamten Jahres ist die Halokline stark ausgeprägt ($d_s \approx 5-10$ m), nur in der Rückzugsphase nimmt d_s deutlich zu (etwa 60 m). Die Dicke der Thermokline, die dynamisch wenig Einfluß hat,

schwankt zwischen 50 m und 250 m. Die simulierten jährlichen Amplituden der Modellvariablen stimmen mit den Beobachtungen recht gut überein (FOSTER u. CARMACK 1976; GORDON u. HUBER 1984).

Nord-Süd-Schnitte der Deckschichttiefen am Ende des Winters (Tag 295) und im Frühjahr (Tag 365) sowie der maximalen Tiefe der Deckschicht sind in Abbildung 3 dargestellt. Durch die ausgeprägte Salzkonvektion im Winter ist die Deckschicht unter dem Meereis wesentlich tiefer als im offenen Ozean. Im Frühling dagegen ist sie unter dem Eis durch den stabilisierenden Effekt des Schmelzwassers flacher.

In früheren Meereisstudien (HIBLER 1979; PARKINSON u. WASHINGTON 1979; HIBLER u. ACKLEY 1983; SEMTNER 1984a) wurde der Ozean im allgemeinen durch eine Deckschicht mit konstanter Tiefe dargestellt, die - je nach Autor - vom tiefen Ozean eine konstante Wärmezufuhr von 2 bis 20 W/m² erhielt. Eine entsprechende Rechnung für eine Deckschichttiefe von $h=30$ m ($d_s=d_T=0$) und einen Wärmefluß von 7W/m² ist durch die gestrichelten Linien in Abbildung 2 dargestellt.

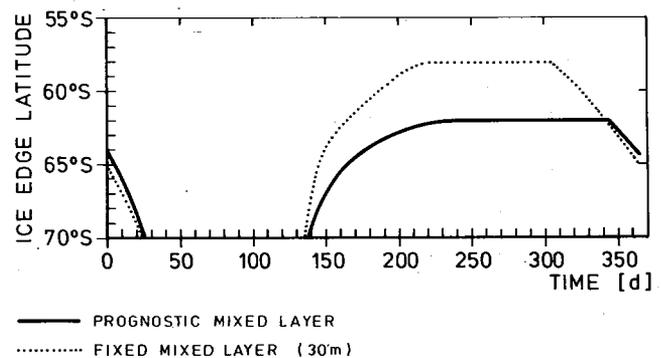


Abb. 4: Gleichgewichtsjahresgang der Packeisgrenze im Südlichen Ozean für das Modell mit prognostischer (durchgezogen) und konstant vorgeschriebener Deckschichttiefe (gestrichelt).*

Die Simulationen mit variabler und konstant vorgeschriebener Deckschichttiefe zeigen einen deutlichen Phasenunterschied im Jahresgang der Meereisdicke. Bei konstant vorgeschriebener Deckschichttiefe entsteht das Meereis etwa einen Monat früher und beginnt 10 Tage eher zu schmelzen. Abbildung 4 zeigt ferner, daß das prognostische Deckschichtmodell zu einer deutlichen Reduktion der Meereisausdehnung (4 Breitengrade) im Winter führt. Dies

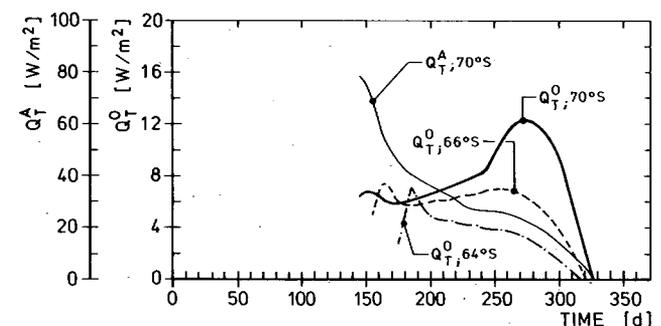


Abb. 5: Gleichgewichtsjahresgang des vertikalen ozeanischen Wärmeflusses Q_T^0 unter dem Packeis für verschiedene geogr. Breiten im Südlichen Ozean und die atmosphärische Gefriertrate q_T^A bei 70S

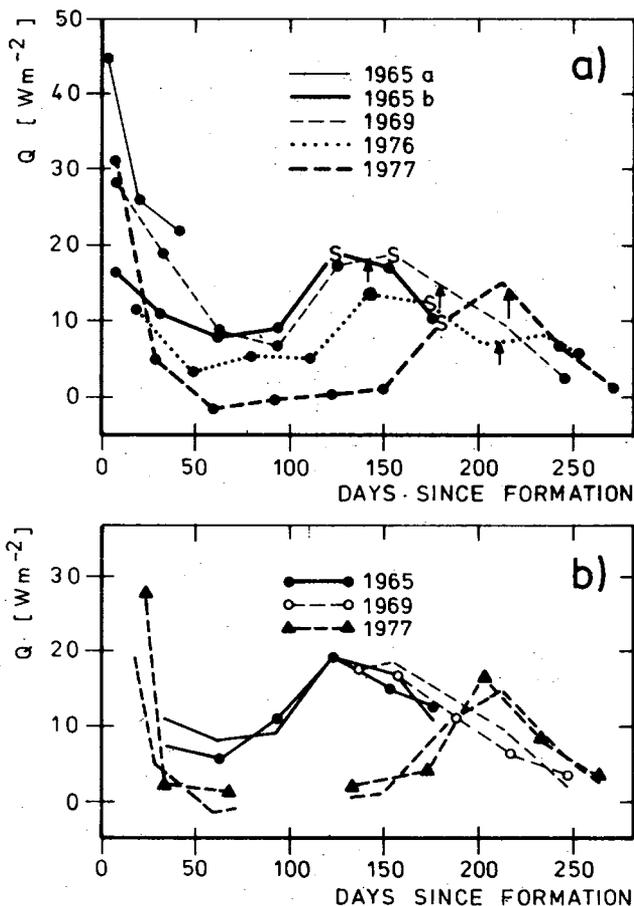


Abb. 6: Wärmefluß vom Ozean in das Meereis gemessen von Allison (1981) in der Nähe der australischen Antarktisstation Mawson.

a) Monatliche Werte bestimmt aus der mittleren Lufttemperatur und der Gefriertrate. Die Septemberwerte sind durch ein S und die Zeit der maximalen Eisdicke durch einen Pfeil gekennzeichnet.

b) Werte bestimmt aus gemessenen Temperaturprofilen im Eis.

ist eine Folge des nicht mehr als konstant angenommenen, sondern räumlich und zeitlich stark veränderlichen Wärmeflusses aus dem tiefen Ozean in die Deckschicht (s. Abbildung 5).

In der Nähe der Eisgrenze wird das Maximum des ozeanischen Wärmeflusses zu Anfang des Winters erreicht, wenn auch die Vertiefungsrate der Deckschicht am größten ist. Dieser große Wärmefluß verzögert und reduziert das Vordringen des Meereises sehr wirksam. Durch die Vorgabe eines konstanten Wärmeflusses war dieser Effekt in den bisherigen Meereismodellen nicht enthalten, sodaß die errechnete Meereisausdehnung in den meisten Fällen zu groß ausfiel. Der erhöhte prognostische Wärmefluß zu Beginn des Winters und der vernachlässigbare Wärmefluß während der Rückzugsphase der Deckschicht erklären auch die Phasendifferenz in Abbildung 2.

In höheren Breiten zeigt Abbildung 5 ein zweites Maximum am Ende des Winters, wenn die Thermokline stark ausgeprägt ist (d_T klein) und die Wärmediffusion stärker als Entrainment ist. (Es sei angemerkt, daß d_T im Modell nicht kleiner als 5 m werden kann. Dies wird bewirkt durch eine vertikale „Diffusion“, die sofort greift wenn d_T aufgrund der Deckschichtdynamik diese Grenze unter-

schreiten würde.) Die Struktur des Jahresganges mit zwei Maxima des ozeanischen Wärmeflusses stimmt gut mit Beobachtungen (ALLISON 1979) in der Nähe von Mawson überein (Abbildung 6).

Wir schließen aus diesem Vergleich, daß eine Darstellung des oberen Ozeans durch eine konstant vorgeschriebene Deckschichttiefe mit konstantem Wärmefluß unzureichend ist, und zwar nicht nur unter dem Eis, sondern auch im offenen Ozean. Die entscheidende Größe für das Zufrieren des Meeres ist der Wärmehalt der Deckschicht, wobei Änderungen des Wärmehaltes nicht nur durch Änderungen der Temperatur hervorgerufen werden, sondern auch durch Änderungen der Deckschichttiefe.

3.2 Polynya-Experiment

In den letzten Jahren sind verschiedene Mechanismen zur Erklärung des Auftretens der Weddel-Polynya in den Wintern 1974 bis 1976 (MARTINSON et al. 1981; PARKINSON 1983; van YPERSELE 1986) vorgeschlagen worden. Hier werden zwei mögliche Prozesse diskutiert, die beide die ozeanische Schichtung destabilisieren, ein verstärktes Einmischen von warmem Wasser in die Deckschicht ermöglichen und dadurch die Eisdicke verringern.

Während einer Fahrt in die Weddell See haben GORDON und HUBER (1984) große warme Wirbel beobachtet, die sich in Höhe der Sprungschicht von Osten kommend in die Weddell See bewegten. Die wichtigsten Auswirkungen dieser warmen Zellen waren eine signifikante Erhöhung der Deckschichtbasis und der Pyknoklinen-Temperatur. Dadurch war ein verstärktes Einmischen von warmem, salzigem Wasser in die Deckschicht möglich. Ist dieser Effekt stark genug, dann kann die Meereisdicke drastisch reduziert werden.

Im ersten Polynya-Experiment werden die warmen Zellen dadurch dargestellt, daß die Deckschicht für 50 Tage im vierten Integrationsjahr bei 40 m festgehalten wird, und zwar zu Winterbeginn, zu einer Zeit, in der die Deckschicht sich normalerweise stark vertieft (s. Pfeil in Abbildung 7). Außerdem wird die Temperatur T_{∞} um 1°C erhöht. Nach 50 Tagen wird T_{∞} auf den Standardwert von 0.6°C zurückgesetzt. Die atmosphärischen Randbedingungen entsprechen dem Breitengrad 66S.

Nach Abbildung 7 braucht das Modell etwa 10 Jahre, um wieder den normalen Jahresgang anzunehmen, obwohl die Störung durch den warmen Wirbel nur von kurzer Dauer (50 Tage) war. Die größte Abweichung von der normalen Meereisdicke findet im Jahr nach der Störung statt. Durch das verstärkte Einmischen von salzreicherem Wasser bei einer geringeren Deckschichttiefe als im Normalfall, ist der mittlere Salzgehalt der Deckschicht stark erhöht. Die dadurch reduzierte Stabilität führt zu einer anomalen Vertiefung der Deckschicht, einer signifikanten Erhöhung des vertikalen Wärmeflusses und einer drastischen Verringerung der Meereisdicke während der folgenden drei Jahre. Schließlich wird aber der ursprüngliche Jahresgang wieder eingenommen.

Ein zweiter Mechanismus zur Entstehung einer Polynya ist eine hinreichend divergente Meereisdrift. Dies reduziert die mittlere Eisdicke und -konzentration und erhöht dadurch

die Gefriertrate und folglich auch den Oberflächen-Salzgehalt. Im zweiten Polynya-Experiment wird daher die Eisdicke im vierten Jahr zu Winterbeginn, wenn die Eisdecke sich normalerweise weiter verstärkt, für 40 Tage auf 15 cm reduziert. Obwohl die Störung wieder nur für eine relativ kurze Zeit eingeführt wird, ist die Antwort des gekoppelten Meereis-Ozean-Modells wie im vorhergegangenen Experiment über mehrere Jahre zu verfolgen.

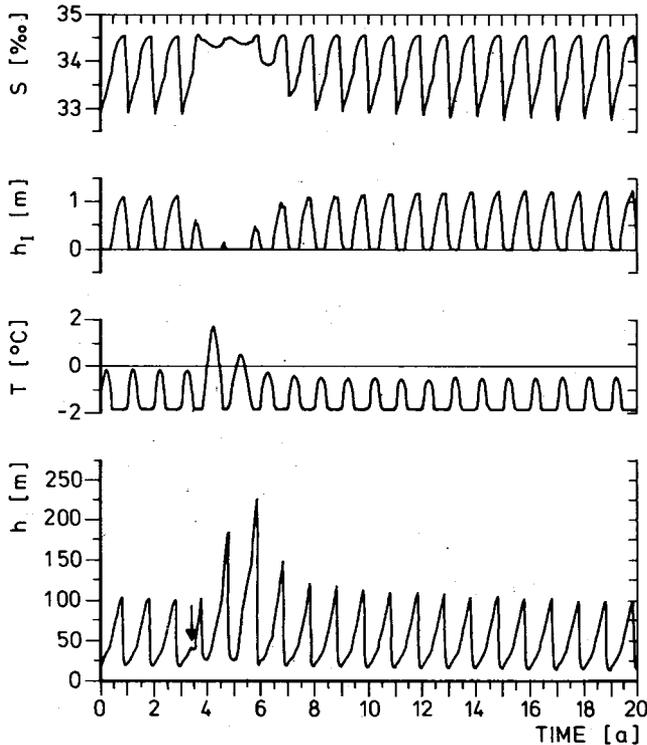


Abb. 7: Modellresultate für die Meereisdicke h_I , Deckschichttiefe h , -salzgehalt S und -temperatur T aus einem 20-jährigen Polynya-Experiment. Während einer 50-tägigen Störung (siehe Pfeil) wurde die Deckschicht auf 40 m Tiefe zurückgesetzt sobald sie tiefer wurde, und die Temperatur des tiefen Ozeans T_∞ wurde um 1°C erhöht.

In beiden Fällen beträgt der maximale Entrainment-Wärmefluß während der Vertiefung der Deckschicht etwa 150 W/m^2 . Dies ist etwa das zwanzigfache des normalen Wertes des vertikalen Wärmeflusses (s. Abbildung 5). Die Störung (warmer Wirbel, divergente Eistrift) ist am Anfang des Winters am wirksamsten, wenn auch die Gefriertrate groß genug ist, um tiefe Konvektion zuzulassen. Das Auftreten der Störung im Spätwinter hat nur geringe Auswirkungen, da die Gefriertrate und damit auch die Konvektion dann schwächer sind. Die Experimente zeigen, daß die Bildung einer Polynya nur dann erfolgt, wenn im Frühwinter die Schichtung genügend instabil und die Störung ausreichend groß ist. Im Falle des warmen Wirbels ist es wichtig, daß das Anheben der Pyknokline bei geringen Tiefen (in unserem Fall 40 m) stattfindet. Eine Anhebung von 100 m auf 70 m hat nur eine geringe Wirkung, da die Vertiefungsrate der Deckschicht bei gleichen Oberflächenflüssen exponentiell mit der Tiefe abnimmt.

3.3 Die Auswirkung sowjetischer Fluß-Umleitungen auf den Arktischen Ozean

Die Deckschicht im Arktischen Ozean ist durch einen gerin-

gen Salzgehalt gekennzeichnet, der durch das Frischwasser der sowjetischen und kanadischen Flüsse und durch den Einfluß von relativ salzarmem Wasser durch die Bering-Straße aufrechterhalten wird. Es existieren Pläne in der Sowjet-Union, einen Teil der nordwärts fließenden Flüsse in den Süden umzuleiten, wo ein großer Wasserbedarf besteht. Diese Pläne haben zu einer breiten Diskussion über die möglichen Auswirkungen auf das arktische Meereis geführt. Die durch Flußumleitungen bedingte Reduktion des Frischwasserzuflusses würde den Oberflächensalzgehalt vergrößern und damit die Stabilität oberer Schichten des Arktischen Ozeans verringern. Eine schwächere Schichtung würde dann ein verstärktes Einmischen des relativ warmen Atlantikwassers und somit ein teilweises Schmelzen des Meereises ermöglichen (AAGAARD u. COACHMAN 1975; HOLT et al. 1984; SEMTNER 1984b; CATTLE 1985).

Auch zum Studium dieses Problems wurde das eindimensionale gekoppelte Meereis-Ozean Modell eingesetzt. Gemäß der oben zitierten Literatur wird für diese Studie das folgende Frischwasser-Budget für den Arktischen Ozean angenommen: Flußzufuhr 0.1 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \text{ Sverdrup} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), Bering-Straßen-Komponente 0.05 Sv , Niederschlag minus Verdunstung 0.03 Sv und Meereisexport durch den Ostgrönland-Strom -0.1 Sv . Bei einer Fläche des Arktischen Ozeans von etwa 10^7 km^2 ergeben diese Zahlen einen Nettofrischwasserfluß von 0.25 m/Jahr . Als Randbedingungen für

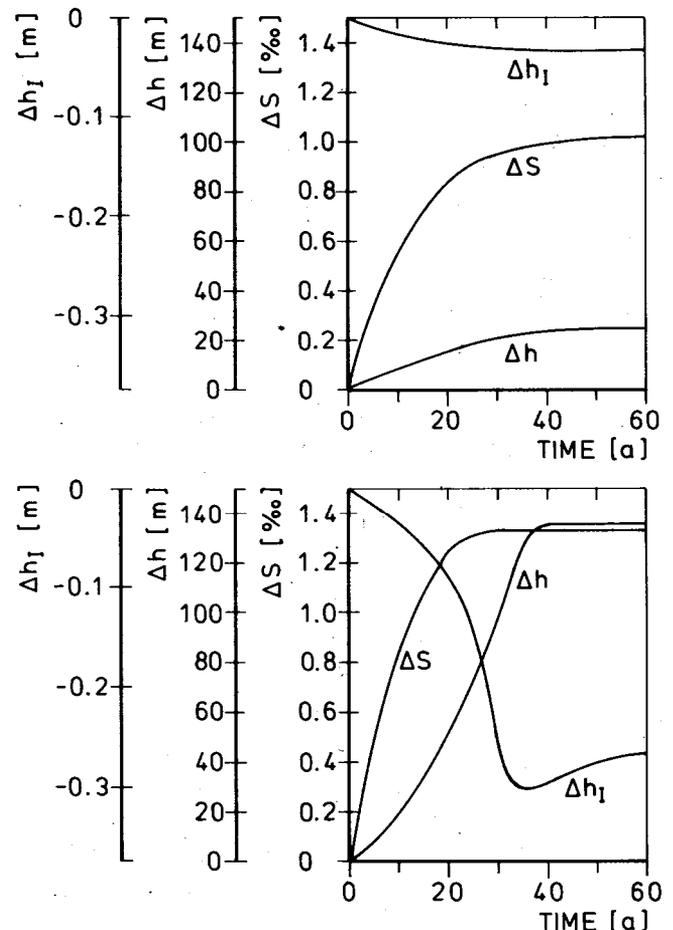


Abb. 8: Antwort der Packeisdicke h_I , des Deckschichtsalzgehaltes S und der Deckschichttiefe h im Arktischen Ozean bei 77°N auf eine 30%ige (oben) und eine 50%ige (unten) Reduktion des Frischwassertransports durch sowjetische Flüsse in das Arktische Becken.

das Meereis-Ozean Modell wurden Beobachtungen entsprechend einer geographischen Breite von 77N eingesetzt. Nach Erreichen des Gleichgewichtszustandes wurden zwei Anomalie-Experimente durchgeführt, die einer Reduktion der Flußwasserzufuhr um 30% bzw. 50% entsprachen.

Beide Experimente wurden für 60 Jahre integriert. Die resultierenden Änderungen der jährlichen Maxima des Salzgehaltes, der Deckschichttiefe und der Meereisdicke sind in Abbildung 8 dargestellt. Eine 30%ige Reduktion der Flußwasserzufuhr (oberes Bild) führt danach zu einer Verringerung der winterlichen Meereisdecke um nur 3 cm. Der Oberflächensalzgehalt erhöht sich dabei um 1‰ und die Deckschichttiefe um 25 m. (Die normalen Winterwerte sind $h_1 = 1.74$ m, $h = 55$ m und $S = 33.34$ ‰.) Eine 50%ige Reduktion der Flußwasserzufuhr führt zu einer deutlich stärkeren Änderung. Die Meereisdicke reduziert sich in diesem Fall um 30 cm, und der Salzgehalt und die Deckschicht-

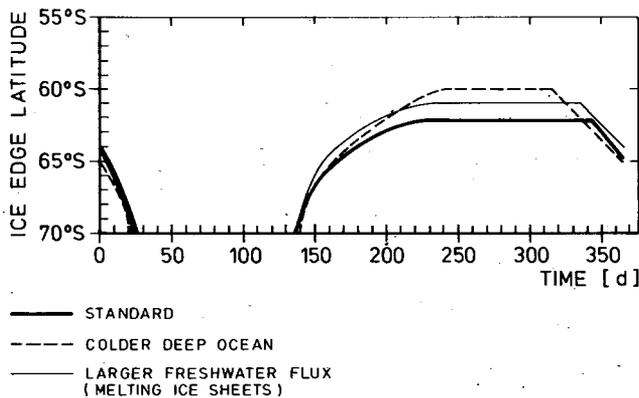


Abb. 9: Gleichgewichtsjahresgang der Packeisgrenze im Südlichen Ozean für kältere Temperaturen im tiefen Ozean ($T_{\infty} = 0^{\circ}\text{C}$ für alle Breitengrade) und für einen größeren Oberflächen-Frischwasserfluß (1m/Jahr anstatt 0,35 m/Jahr).

tiefe erhöhen sich um 1.3‰ bzw. um 130 m. In beiden Experimenten ist die Anpassungszeit des Systems an die Änderungen der Randbedingungen etwa 30 Jahre. Da die sowjetischen Pläne ursprünglich eine Änderung der Flußwasserzufuhr in diesem Jahrhundert um höchstens 2% und im nächsten Jahrhundert um etwa 10% vorsahen (inzwischen sind sie zurückgestellt), kann diesen Resultaten zufolge ein signifikanter Einfluß auf den Arktischen Ozean vermutlich ausgeschlossen werden.

3.4 Paläoklima-Experimente

In diesem Abschnitt wird die Antwort des gekoppelten eindimensionalen Meereis-Ozean Modells untersucht bezüglich Änderungen der atmosphärischen und ozeanischen Randbedingungen auf Werte, die früheren paläoklimatischen Epochen entsprechen (SHACKLETON u. PISIAS 1985; DUPLESSY u. SHACKLETON 1985). Die Ergebnisse werden mit dem Standardexperiment für den Südlichen Ozean (Kap. 3.1) verglichen.

Der tiefe Ozean war während der Eiszeit vermutlich etwas kälter (SHACKLETON et al. 1983). In einem ersten Experiment wird daher für das gesamte Gitter (55S-70S) die Temperatur des tiefen Ozeans von $T_{\infty} = 0.6^{\circ}\text{C}$ auf $T_{\infty} = 0^{\circ}\text{C}$ gesetzt. Alle anderen Randbedingungen entsprechen dem

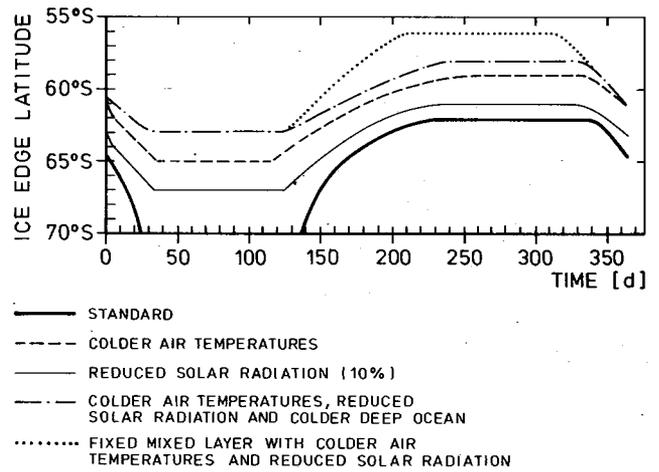


Abb. 10: Wie Abbildung 9 für verschiedene Eiszeit-Szenarien.

Standardexperiment. Der Jahresgang der berechneten Packeisgrenze ist in Abbildung 9 (gestrichelte Linie) dargestellt. Die Winterpackeisgrenze ist für den kalten tiefen Ozean um 2 Breitengrade äquatorwärts verschoben. Zu Beginn des warmen Interglazials war die Frischwasserzufuhr in den Ozean durch die schmelzenden kontinentalen Eisschilde beträchtlich größer als heute. Im zweiten Experiment wird daher der Netto-Frischwasserfluß von 0.35 m/Jahr auf 1 m/Jahr erhöht. Alle anderen Randbedingungen entsprechen dem Standardlauf. Die dünne Linie in Abbildung 9 deutet an, daß die größere Frischwasserzufuhr zu einer Ausdehnung des Packeises um ca. einen Breitengrad führt. Dies kann durch einen geringeren ozeanischen Wärmefluß erklärt werden. Durch die erhöhte Stabilität (der Salzgehalt der Deckschicht verringert sich um 1.2‰) beträgt die maximale Tiefe der Deckschicht mit 55 m nur etwa die Hälfte des normalen Wertes. Ein drittes Experiment mit der gleichen hohen Frischwasserzufuhr, aber einer zusätzlichen Erhöhung der atmosphärischen Temperatur um 1°C gegenüber dem Standardlauf ergab eine Packeisgrenze, die mit der heutigen vergleichbar ist. Hieraus läßt sich vermuten, daß die warmen Interglaziale ähnliche Packeisverhältnisse wie heute aufwiesen, zumindest während der Phase der schmelzenden Eisschilde.

Schließlich wurden noch die folgenden Eiszeitszenarien untersucht:

1. eine 2°C Reduktion der Lufttemperatur
2. eine 10%ige Reduktion der solaren Einstrahlung
3. eine gleichzeitige Reduktion der Lufttemperatur um 2°C , der solaren Einstrahlung um 10% und der Temperatur des tiefen Ozeans auf 0°C für alle Breitengrade
4. eine gleichzeitige Reduktion der Lufttemperatur um 2°C und der solaren Einstrahlung um 10% bei konstanter Deckschichttiefe (30 m).

Alle Szenarien führten zu einer Vergrößerung der Packeisgebiete (s. Abbildung 10). Dabei zeigte sich eine Reduktion der Lufttemperatur um 2°C als wirksamer zur Vergrößerung der Packeisfelder als eine 10%ige Verringerung der solaren Einstrahlung. Das Experiment mit konstanter Deckschichttiefe ergab die größte Meereisausdehnung. Im Experiment 3, das alle Eiszeit-Randbedingungen gleichzeitig berücksichtigt, vergrößerte sich die Packeisfläche gegenüber den heutigen Verhältnissen um 4 Breitengrade.

Literatur

- AAGAARD, K.; L. K. COACHMAN: Toward an ice free Arctic Ocean, EOS, 56, 484-486, 1975.
- ALLISON, I.: Antarctic sea ice growth and oceanic heat flux, In: Sea Level, Ice and Climatic Change, I. Allison (Ed.), IAHS Publ. No. 131, S. 161-170 (1981).
- CATTLE, H.: Diverting Soviet Rivers: some possible repercussions for the Arctic Ocean, Polar Record 22, S. 485-498 (1985).
- DUPLESSY, J.-C.; N. J. SHACKLETON: Response of global deep-water circulation to Earth's climatic change 135.000-107.000 years ago, Nature 316, S. 505-507 (1985).
- FOSTER, T. D.; E. C. CARMACK: Temperature and salinity structure in the Weddel sea. J. Phys. Oceanogr. 6, S. 36-44 (1976).
- GORDON, A. L.; B. A. HUBER: Thermohaline stratification below the Southern Ocean sea ice, J. Geophys. Res. 89, S. 641-648 (1984).
- HIBLER, W. D.: A dynamic thermodynamic sea ice model, J. Phys. Oceanogr. 9, S. 815-846 (1979).
- HIBLER, W. D.; S. F. ACKLEY: Numerical simulation of the Weddell Sea pack ice. J. Geophys. Res. 88, S. 2873-2887 (1983).
- HIBLER, W. D.; K. BRYAN: A diagnostic ice-ocean model, J. Phys. Oceanogr. 17, S. 987-1015 (1987).
- HOLT, T.; P. M. KELLY; B. S. G. CHERRY: Cryospheric impacts of Soviet river diversion schemes. Annals of Glaciology 5, S. 64-68 (1984).
- LEMKE, P.: A coupled one-dimensional sea ice - ocean model, J. Geophys. Res. 92, S. 13164-13172 (1987).
- LEMKE, P.; T. O. MANLEY: The seasonal variation of the mixed layer and the pycnocline under polar sea ice, J. Geophys. Res. 89, S. 6494-6504 (1984).
- MARTINSON, D. G.; P. D. KILLWORTH; A. L. GORDON: A convection model for the Weddell polynya, J. Phys. Oceanogr. 11, S. 466-487 (1981).
- PARKINSON, C. L.: On the development and cause of the Weddell polynya in a sea ice simulation, J. Phys. Oceanogr., 13, S. 501-511 (1983).
- PARKINSON, C. L.; W. M. WASHINGTON: A large-scale numerical model of sea ice, J. Geophys. Res. 84, S. 311-337 (1979).
- POLLARD, D.; M. L. BATTEEN; Y.-H. HAN: Development of a simple upper-ocean and sea ice model. J. Phys. Oceanogr. 13, S. 754-786 (1983).
- SHACKLETON, N. J.; J. IMBRIE; M. A. HALL: Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implication for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic, Earth Planet. Sci. Lett. 65, S. 233-244 (1983).
- SHACKLETON, N. J.; N. G. PISIAS: Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing and climate, In: The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural variations archean to present, Geophysical Monograph 32, E. T. Sundquist and W. S. Broecker (Eds.), American Geophysical Union, Washington D. C. (1985).
- SEMTNER, A. J.: A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate, J. Phys. Oceanogr. 6, S. 379-389 (1976).
- SEMTNER, A. J.: On modelling the seasonal thermodynamic cycle of sea ice in studies of climatic change, Climatic change 6, S. 27-37 (1984a).
- SEMTNER, A. J.: The climatic response of the Arctic Ocean to Soviet river diversions, Climatic Change 6, S. 109-300 (1984b).
- VAN YPERSELE, J.-P.: A numerical study of the response of the Southern Ocean and its sea ice to a CO₂-induced atmospheric warming. Ph. D. dissertation. Fac. des Sciences, Univ. Catholique Louvain la Neuve, 146 S. (1986).