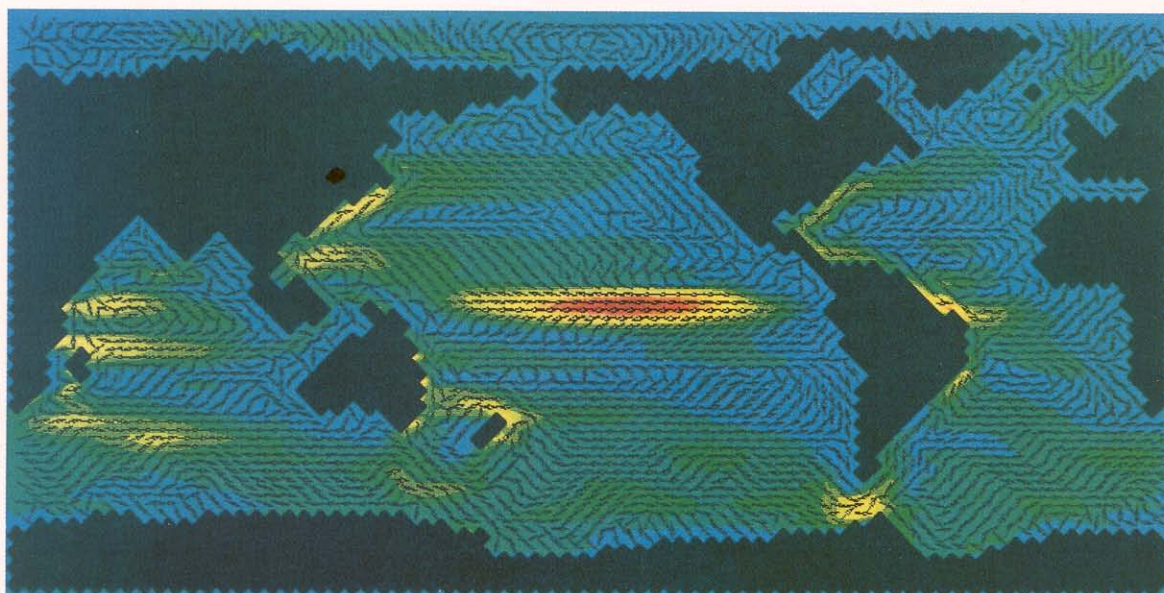


promet

1/2/3 '88

meteorologische fortbildung

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie



cm/s

Ozeanmodelle

1 Einleitung

Der Ozean wird häufig als das Schwungrad des Klimasystems bezeichnet. Durch seine Fähigkeit, enorme Wärmemengen ohne wesentliche Änderung der Meerestemperatur zu speichern (eine Wasserschicht von nur 2,5 m Dicke speichert soviel Wärme wie die Atmosphäre in ihrer gesamten Höhe), mildert er die jahreszeitlichen Gegensätze und dämpft äußere Einwirkungen auf das Klima. Darüber hinaus transportiert der Ozean größere Wärmemengen polwärts und reduziert somit das Äquator-Pol-Temperaturgefälle. Die Größenordnung des ozeanischen Wärmetransports ist mit dem polwärts gerichteten Transport der atmosphärischen Zirkulation vergleichbar. Er ist aber in konzentrierten Stromsystemen gebündelt und erzeugt dadurch auch starke zonale Temperaturunterschiede. Die wohl auffälligste Auswirkung des ozeanischen Wärmetransports auf unser Klima ist die durch den Golfstrom hervorgerufene, im Vergleich zum westlichen Atlantik um etwa 10° erhöhte Temperatur im östlichen Nordatlantik und in Westeuropa.

Obwohl die thermische Trägheit des Ozeans im allgemeinen dämpfend auf äußere Anregungen des Klimasystems wirkt, kann diese Eigenschaft auch zur Entstehung natürlicher, interner Klimaschwankungen beitragen. Die Aufsummierung von zufälligen kurzzeitigen Wetterschwankungen durch den ozeanischen Wärmespeicher führt zu langperiodischen Schwankungen, die durch Rückkopplungsmechanismen im System Ozean-Atmosphäre noch verstärkt werden können (HASSELMANN 1976; FRANKIGNOUL u. HASSELMANN 1977).

Die Zeitskalen, mit denen der Ozean auf die Atmosphäre reagiert, sind sehr unterschiedlich. In einer groben Aufteilung lassen sich drei Bereiche unterscheiden. Die kürzesten Zeitskalen von Wochen bis zu Monaten treten in der oberflächennahen, etwa 50 bis 100 m tiefen, gut durchmischten Deckschicht auf. Diese Zeitskalen werden durch den lokalen Wärmeaustausch Ozean-Atmosphäre und durch die Wärmekapazität der Deckschicht bestimmt. Unter der Deckschicht liegt eine etwa 500 bis 1000 m starke Schicht, die sogenannte Hauptsprungschicht, mit ausgeprägten vertikalen Temperaturgradienten und hoher Stabilität. Die Zeitskalen dieser Schicht liegen in der Größenordnung von 10 Jahren. Sie werden bestimmt durch die Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Rossbywellen bzw. auch von den Umlaufzeiten der Wassermassen in den großen ozeanischen Gyren, die in der Hauptsprungschicht eingebettet sind. Nur an Küsten oder am Äquator erfolgt eine schnellere Reaktion des Ozeans. Diese Vorgänge werden durch schnelle Kelvin-Wellen, die sich mit der Phasengeschwindigkeit interner Schwerewellen von einigen m/s ausbreiten, bestimmt. Sie durchqueren z. B. den äquatorialen Pazifik in etwa einem Monat und sind maßgeblich an der Entwicklung von El-Niño-Ereignissen beteiligt. Unterhalb einer Tiefe von etwa 1000 m ist die Stabilität bereits so gering, daß nur noch die Advektion sowie Turbulenz die Zeitskalen bestimmen. Bei mittleren Strömungsgeschwindigkeiten in der Größenordnung von mm/s liegen die entsprechenden

Zeitskalen im Bereich von einigen 100 Jahren bis etwa 1000 Jahren.

Das Auftreten so extremer Unterschiede in den Zeitskalen ist darauf zurückzuführen, daß der Ozean als stabil geschichtetes Medium ausschließlich an der Oberfläche angetrieben wird. Tiefreichende Konvektion durch Abkühlung oder Gefrieren des Oberflächenwassers tritt nur in eng begrenzten Gebieten in hohen Breiten auf. Im Gegensatz dazu wird der Hauptteil der Atmosphäre, die Troposphäre, an der Untergrenze sowie im Inneren durch Divergenzen von Wärmequellen angetrieben. Neben den Strahlungsflüssen sorgt besonders die konvektionsbedingte, freiwerdende latente Wärme für einen stetigen, vertikalen Austausch.

2 Spezifische Probleme der Ozeanmodellierung

2.1 Räumliche und zeitliche Auflösung

Bekanntlich läßt sich die atmosphärische Zirkulation realistisch nur mit Modellen simulieren, die genügend Auflösung aufweisen, um synoptische Störungen zu erfassen. Denn der Impuls- und Energietransport durch synoptische Wirbel bestimmt maßgeblich die zelluläre, zonale Struktur der atmosphärischen Zirkulation. Ähnliche *synoptische* quasi-geostrophische Wirbel treten auch in der ozeanischen Zirkulation auf. Allerdings ist der Rossby'sche Deformationsradius, der die Skalengröße der Wirbel bestimmt, im Ozean etwa eine Größenordnung kleiner als in der Atmosphäre, d.h. die Wirbel haben typische Dimensionen im Bereich von 20 bis 200 km. Ein wirbelauflösendes, ozeanisches Zirkulationsmodell müßte somit etwa 100mal mehr Gitterpunkte aufweisen als ein entsprechendes atmosphärisches Modell. Aus Gründen der numerischen Stabilität müßte dann auch der Zeitschritt, bezogen auf die Zeitskala der großskaligen Strömungen, ebenfalls etwa 10 mal kleiner gewählt werden, sodaß eine wirbelauflösende Simulation für den Ozean etwa 1000 mal aufwendiger als für die Atmosphäre ist. Obwohl wirbelauflösende Modelle für begrenzte Gebiete, wie z. B. den Nord-Atlantik, eingesetzt worden sind, kann eine Simulation der globalen ozeanischen Zirkulation mit solchen Modellen auf heutigen Rechnern noch nicht durchgeführt werden.

Diese natürliche Schwierigkeit der Ozeanmodellierung wird jedoch glücklicherweise wieder kompensiert: Im Gegensatz zur Atmosphäre kann eine sinnvolle Simulation der globalen, ozeanischen Zirkulation auch mit Modellen erzielt werden, in denen die Wirbeltransporte nicht explizit aufgelöst, sondern in stark vereinfachter Weise parameterisiert werden. Dies ergibt sich aus dem bestimmenden Einfluß der (in der Atmosphäre fehlenden) geometrischen Berandung der ozeanischen Becken. Die wichtigsten Eigenschaften der globalen, ozeanischen Zirkulation, die westlichen Randströme, das äquatoriale Stromsystem, der Zirkumpolarstrom und die großen Gyren der Hauptsprungschicht, lassen sich ohne Berücksichtigung der Wirbeltransporte verstehen und in erster Näherung quantitativ reproduzieren. In den meisten Meeresgebieten spielen die Wirbeltransporte nur eine untergeordnete Rolle gegenüber den Transporten durch die mittlere Strömung. Vereinfacht dargestellt transportieren die westlichen Randströme warmes Wasser polwärts, dieses kühlt sich in hohen Breiten ab, gelangt mittels Konvektion in den tiefen Ozean, in dem es dann äquatorwärts fließt und

am Äquator wieder aufquillt. Allerdings weichen die einzelnen Ozeane von diesem mittleren Bild erheblich ab. Z. B. fehlt im Nordpazifik die tiefreichende Konvektion nahezu gänzlich aufgrund der selbst während des Winters verbleibenden, hohen Stabilität des oberflächennahen Wassers. Es werden auch größere Wassermassen interhemisphärisch ausgetauscht: im Atlantik fließt kaltes Tiefenwasser über den Äquator nach Süden, während darüberliegendes, wärmeres Wasser nach Norden fließt, verbunden mit einem entsprechend großen, nordwärts gerichteten netto Wärmetransport über den Äquator hinweg.

2.2 Ozeanische Deckschicht

Da der Ozean von der Oberfläche aus angetrieben wird, muß der ozeanischen Deckschicht besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden. Sie ist an die Atmosphäre durch die atmosphärischen Flüsse von Impuls, Wärme, turbulenter Energie und Frischwasser (die Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung) angekoppelt und gibt diese Flüsse modifiziert durch die Speicherung und den horizontalen Transport innerhalb der Deckschicht an den tiefen Ozean weiter.

Typische Dicken für die sommerliche Deckschicht betragen 20 m. Dagegen erreicht die winterliche Deckschicht mehrere 100 m und greift in extremen Fällen, wie in der Umgebung von Grönland, bis zum Meeresboden durch. Die Deckschicht stellt einen Puffer zwischen dem tiefen Ozean und der Atmosphäre dar. Sie schirmt den tiefen Ozean von kurzzeitigen Schwankungen der Atmosphäre im Zeitskalenbereich bis etwa einem Jahr weitgehend ab. In einigen, eng begrenzten Gebieten stellt sie durch tiefreichende, winterliche Konvektion aber wiederum gerade die Verbindung zu den tiefsten Schichten des Ozeans her. Die Dynamik der winterlichen Deckschicht in hohen Breiten bestimmt somit weitgehend die Struktur und die Zeitskalen der langsamen Tiefenzirkulation.

2.3 Meereis

Ebenso wie die Deckschicht ist das Meereis für die ozeanische Zirkulation von Bedeutung, weil es einerseits die Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre in den obersten Meeresschichten der hohen Breiten stark beeinflusst und weil es andererseits über seinen Einfluß auf die Tiefenkonvektion entscheidend auf die Meereszirkulation in tiefen Schichten einwirkt.

Als isolierende Decke unterdrückt das Meereis die Wärmeabgabe des Ozeans an die Atmosphäre. Die Kopplung zwischen dem Meereis und dem Ozean erfolgt durch eine Deckschicht unter dem Eis (s. LEMKE, dieses Heft), deren Dynamik von den Gefrier- und Schmelzvorgängen des Meereises wesentlich bestimmt wird. Der thermische Ausdehnungskoeffizient des Wassers ist bei kleinen Temperaturen relativ gering, sodaß die Stabilität der Deckschicht in hohen Breiten wesentlich stärker durch Änderungen des Salzgehaltes als durch Temperaturänderungen bestimmt wird. Da Meereis nur wenig Salz enthält, wird beim Schmelzen des Eises die Deckschicht frischer und somit stabiler. Umgekehrt wird beim Gefrieren Salz ausgeschieden. Dies bewirkt eine Dichteerhöhung und somit eine Destabilisierung. Diese Destabilisierung trägt wesentlich zur Bildung

von Tiefenkonvektionen am Ende des Winters bei, die die Kaltwasserquelle der Tiefenzirkulation bildet. Übereinstimmend mit diesem Bild zeigten numerische Experimente mit dem globalen, ozeanischen Zirkulationsmodell des Max-Planck-Instituts eine starke Sensitivität der Tiefenzirkulation gegenüber der Form der Behandlung des Meereises im Modell.

Bisher wurden in globalen, ozeanischen Zirkulationsmodellen nur relativ einfache thermodynamische Meereismodelle, in denen der Transport und die interne Dynamik des Meereises unberücksichtigt bleiben, verwendet. Es ist jedoch vorgesehen, realistischere Meereismodelle (s. z. B. LEMKE, dieses Heft) als nächsten Schritt mit den im folgenden beschriebenen dynamischen Zirkulationsmodellen zusammenzukoppeln. Ein vereinfachtes Meereismodell mit Transport und Meereisrheologie wurde bereits in das Isopyknenmodell eingesetzt.

3 Modellentwicklungen

Das heute am weitesten verbreitete, ozeanische Zirkulationsmodell ist das ursprünglich von BRYAN (1969) entwickelte Princeton-Modell. Es basiert auf den primitiven Gleichungen und enthält somit außer den (sehr schnellen) barotropen Schwerewellen, sämtliche Bewegungsformen, die durch die sogenannte „rigid lid“-Näherung unterdrückt werden. Das Modell wurde inzwischen von vielen Gruppen übernommen und z. T. leicht modifiziert, siehe z. B. SEMTNER (1974), COX (1975), HAN (1984), COX (1984).

Ein grundsätzlicher Nachteil von Modellen, die auf primitiven Gleichungen basieren, besteht darin, daß die Mitführung der schnellen externen Schwerewellen einen relativ kleinen Rechenzeitschritt zur Einhaltung der numerischen Stabilitätsbedingungen erfordert. In seiner ursprünglichen Form war das Bryan'sche Modell daher recht rechenzeitaufwendig und für systematische Klimauntersuchungen wenig geeignet (inzwischen wurde allerdings der Rechenzeitaufwand durch verschiedene Verbesserungen, insbesondere durch Einführung von semi-impliziten Verfahren, wesentlich reduziert).

Aus diesem Grunde wurde am MPI bereits relativ frühzeitig die Entwicklung eines für Klimafragestellungen vorgesehenen, ozeanischen Zirkulationsmodells in Angriff genommen, das auf der geostrophischen Näherung basiert. In diesem Modell werden sämtliche schnelle Schwerewellen unterdrückt und lediglich die allein klimawirksamen geostrophisch balancierten, langsam veränderlichen Strömungen (d. h., als Wellenform, die Rossby Wellen) mitgeführt. Dies erlaubt einen wesentlich größeren Zeitschritt (etwa 1 Monat bei einer horizontalen Auflösung von $3\frac{1}{2}^\circ \times 3\frac{1}{2}^\circ$). In der Praxis wird die Filtrierung erreicht durch ein implizites Verfahren, das sämtliche schnelle Wellen stark dämpft. Das Modell soll für Klimauntersuchungen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell eingesetzt werden und wurde zur Erstellung des Strömungsfeldes für das globale, ozeanische Kohlenkreislaufmodell des MPI verwendet (MAIER-REIMER u. HASSELMANN 1987; BACASTOW u. MAIER-REIMER 1988; s. a. HEIMANN dieses Heft).

Parallel zur Erstellung des großskalig-geostrophischen Modells der globalen, ozeanischen Zirkulation wurden wei-

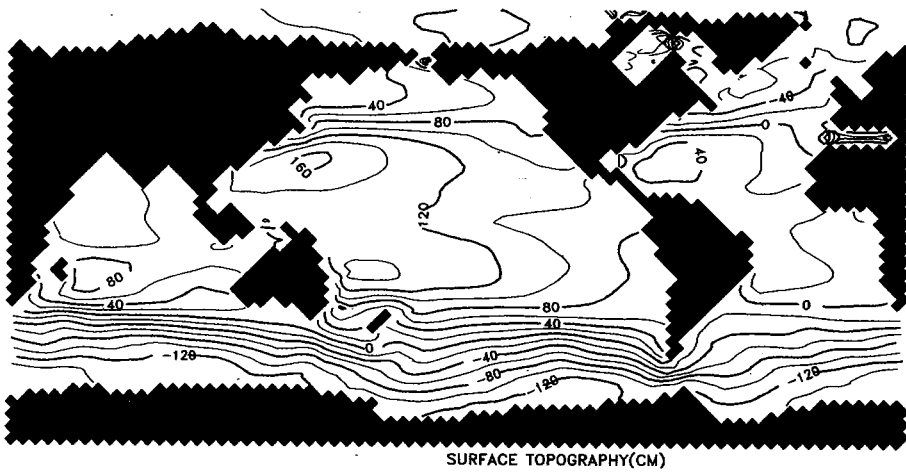


Abb. 1: Dynamische Topographie der Ozeanoberfläche im Eulerschen Modell. Isolinienabstand: 20 cm

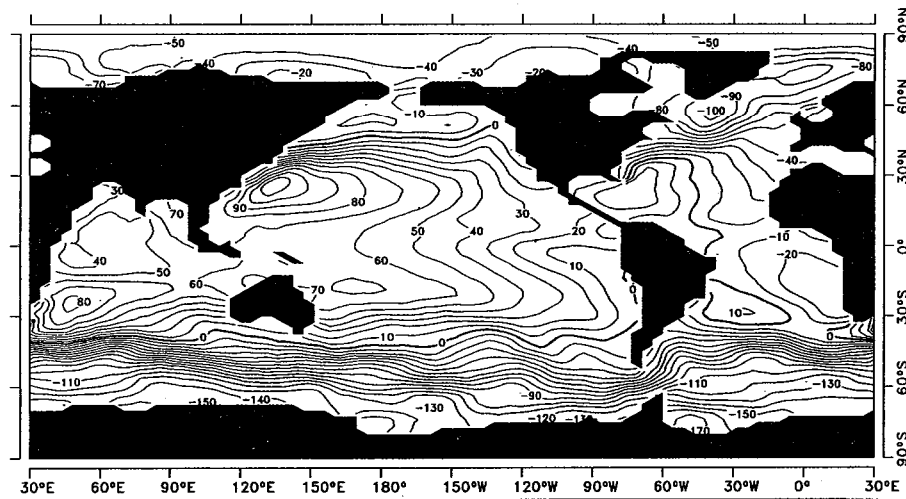


Abb. 2: Dynamische Topographie der Ozeanoberfläche im Hybridmodell. Isolinienabstand: 10 cm

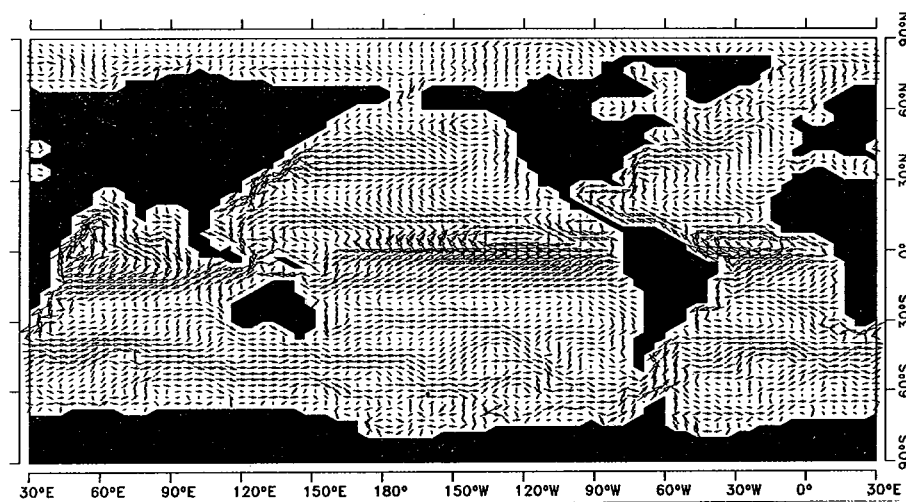


Abb. 3: Oberflächenströmung im globalen Hybridmodell für September.

tere ozeanische Zirkulationsmodelle für spezielle Fragestellungen entwickelt (El Niño, quasi-geostrophische Turbulenz). Ferner wurden alternative numerische Ansätze untersucht, die mit Hilfe von Lagrange- oder Isopyknenkoordinaten eine genauere Beschreibung der Advektion einzelner Wassermassenkörper ermöglichen. Zur Zeit werden fünf verschiedene ozeanische Zirkulationsmodelle am Institut eingesetzt:

1) Das bereits erwähnte globale, geostrophische Zirkulationsmodell mit 10 Schichten und $3\frac{1}{2}^\circ \times 3\frac{1}{2}^\circ$ Auflösung (MAIER-REIMER u. HASSELMANN 1987). Es ist aufgrund seiner langjährigen Entwicklung als ausgetestet zu betrachten (s. hierzu a. HEIMANN, dieses Heft). Das

Modell wird auch für regionale Probleme wie die Nordatlantikzirkulation eingesetzt. Es arbeitet in Eulerschen Koordinaten und enthält ein thermodynamisches Modell des Meereises.

2) Ein primitives Gleichungsmodell (LATIF, MAIER-REIMER u. OLBERS 1985), das mit vereinfachter Physik (z. B. keine Salzeffekte, lineare Zustandsgleichung usw.) zur Simulation von El Niño Ereignissen im Bereich der Tropen (30° S bis 30° N) eingesetzt wird. Die zonale Auflösung des Modells beträgt 6° , während die meridionale Auflösung zwischen $\frac{1}{2}^\circ$ am Äquator und 4° an den nördlichen und südlichen Rändern variiert. Vertikal ist das Modell in 13 Schichten aufgelöst, von denen 10 in den obersten 300 m lie-

gen. Das Modell ist ebenfalls als ausgetestet zu betrachten und wurde bereits erfolgreich für eine Reihe von El Niño Simulationen eingesetzt (s. LATIF dieses Heft).

3) Ein Hybrid-Modell, das unterhalb der obersten Deckschicht in Isopyknenkoordinaten formuliert ist und die Deckschicht als getrenntes System detailliert behandelt. Es enthält ein eigens hierfür entwickeltes, dynamisches Meereseismodell mit vereinfachter, numerisch effizient zu berechnender Rheologie. Das Modell ist bereits weitgehend ausgetestet, und kann sowohl für regionale Probleme, z. B., Nordatlantik-Zirkulation oder das äquatoriale Strömungssystem, als auch für globale Fragestellung eingesetzt werden (OBERHUBER 1988a).

4) Ein quasi-geostrophisches, wirbelauflösendes Modell, das mit Lagrange-Koordinaten arbeitet, d. h. einzelne Wasserkörperelemente verfolgt. Das Modell ist insbesondere für Studien zur Eddy-Aktivität und zur Entwicklung von Fronten geeignet (MAIER-REIMER 1988).

5) Ein ebenfalls quasi-geostrophisches, wirbelauflösendes Modell, das von McWILLIAMS u. a. (1978) übernommen wurde und in konventionellen Eulerschen Koordinaten formuliert ist. Dieses Modell wurde u. a. eingesetzt zur Untersuchung des Einflusses der Meeresbodentopographie auf quasigeostrophische Wirbel im Antarktischen Zirkumpolarstrom.

4 Beispiele einige Simulationen

Die folgenden Beispiele verschiedener Simulationen mit unterschiedlichen Ozeanmodellen sollen einen Eindruck vermitteln, inwieweit ozeanische Zirkulationsmodelle heute bereits sinnvoll für Klimauntersuchungen eingesetzt werden können. Die vor wenigen Jahren noch allgemein geäußerte Ansicht, der Entwicklungsstand ozeanischer Zirkulationsmodelle ließe dies nicht zu, wird heute wohl kaum mehr vertreten: Sowohl atmosphärische als auch ozeanische, globale Zirkulationsmodelle sind inzwischen in der Lage, die wichtigsten Eigenschaften der großskaligen Zirkulation in beiden Medien realistisch wiederzugeben. Auf die eigentliche Anwendung von ozeanischen Modellen für Klimastudien kann an dieser Stelle aber nicht eingegangen werden. Wir verweisen hier auf weitere Beiträge in diesem Heft.

4.1 Globale Zirkulationsmodelle

Das Analogon zum Atmosphärendruck an der Meeresoberfläche in der atmosphärischen Zirkulation ist bei der ozeanischen Zirkulation die Meereshöhe. Der Gradient der Meeresoberflächentopographie bestimmt den Druckgradienten und somit die geostrophische Strömung an der Meeresoberfläche. Abbildungen 1 und 2 zeigen die simulierte globale Meeresoberflächentopographie für das geostrophische und das hybride Zirkulationsmodell. Die Ergebnisse beider Modelle sind qualitativ recht ähnlich, obwohl auch deutlich quantitative Unterschiede zu sehen sind. Die Schwankungen des im Großen und Ganzen realistisch wiedergegebenen Zirkumpolarstroms sind auf die Wechselwirkungen der Strömung mit der Bodentopographie zurückzuführen. Diese ist u. a. empfindlich von der räumlichen Struktur der Dichteschichtung abhängig und wurde von den beiden Modellen offensichtlich etwas unterschiedlich simuliert. In beiden Modellen sind ausgeprägte Randströme (insbeson-

dere Golfstrom und Kuroshio) zu sehen. Allerdings werden diese deutlich unterschätzt (eine allgemeine Schwierigkeit bei nicht wirbelauflösenden Modellen, die hier aber zum Teil auch auf eine unzureichende Auflösung der Meeresbodentopographie im Bereich der Randströme zurückzuführen ist).

In Abbildung 3 ist das zugehörige Strömungsfeld in der obersten Schicht für das hybride Modell dargestellt. In höheren Breiten entspricht die Strömung etwa dem zu erwartenden geostrophischen Strömungsfeld. In niedrigen Breiten, wo die Geostrophie nicht mehr gültig ist, sieht man dagegen den unmittelbaren Einfluß der Passatwinde in der zonalen Ausrichtung der Strömung quer zu den Höhenlinien. Das Strömungsfeld am Äquator ist durch eine starke Baroklinizität gekennzeichnet. Das entsprechende Strömungsbild für eine 150 m Tiefenschicht würde anstelle der starken, westwärts gerichteten Oberflächenströmungen eine starke, ostwärts gerichtete Strömung, den sogenannten Unterstrom zeigen, der ebenfalls von den Modellen richtig simuliert wird (s. a. LATIF, dieses Heft).

Ein wichtiger Test eines Zirkulationsmodells ist die Wiedergabe der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung. Da die Temperatur- und der Salzgehalt lediglich an der Meeresoberfläche als Randbedingung vorgeschrieben werden, ist die Tiefenabhängigkeit dieser Größen ein unmittelbarer Ausdruck der dreidimensionalen Struktur der ozeanischen Zirkulation. Die Temperaturverteilung bestimmt ferner in Verbindung mit dem Strömungsfeld die entscheidende, klimawirksame Größe der ozeanischen Zirkulation, den Wärmetransport. Abbildungen 4, 5 und 6 zeigen die vom Hybrid-Modell berechneten, meridionalen Querschnitte der potentiellen Temperatur, des Salzgehalts und der potentiellen Dichte bei 150° W (Pazifik) für Mai, (die potentielle Dichte eines Wasserkörpers ist die Dichte, die der Wasserkörper bei gleicher Temperatur unter atmosphärischem Druck an der Meeresoberfläche annehmen würde). Die Aufwölbung der Isolinien am Äquator durch den Auftrieb des Tiefenwassers ist deutlich zu erkennen, sowie auch die Absinkgebiete in den Subtropen. Eine vergleichbar gute Übereinstimmung mit den in Abbildung 7 und 8 gezeigten, beobachteten Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen (Jahresmittel) liefert auch das geostrophische Zirkulationsmodell.

Abbildungen 9, 10 und 11 zeigen schließlich drei verschiedene Berechnungen der ozean-atmosphärischen Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche. Abbildung 9 wurde mit dem geostrophischen, ozeanischen Zirkulationsmodell berechnet, Abbildung 10 mit dem atmosphärischen T21-Zirkulationsmodell des EZMWF, während Abbildung 11 aus 30-jährigen Schiffs-Beobachtungen gewonnen wurde (OBERHUBER 1988 b).

Bei der Wärmeflußberechnung im ozeanischen Zirkulationsmodell wurde die Meerestemperatur vorgeschrieben und der Wärmefluß, der zur Aufrechterhaltung der windgetriebenen Zirkulation benötigt wird, diagnostisch aus der Gleichgewichtszirkulation ermittelt (In der Praxis wurde allerdings nicht genau die Meeresoberflächentemperatur, sondern die Atmosphärentemperatur unmittelbar über der Meeresoberfläche vorgeschrieben, wodurch eine etwas „weichere“ Anpassung an die Randbedingung erzielt

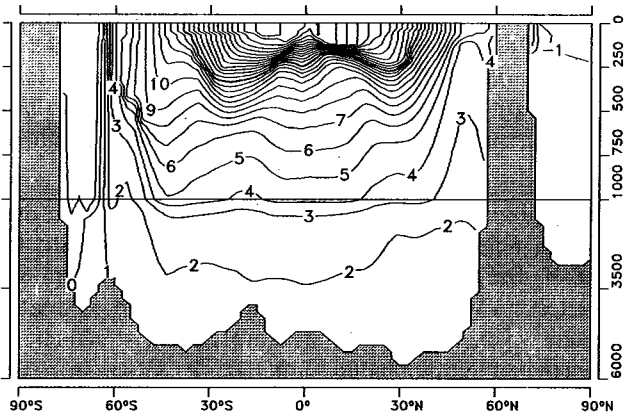


Abb. 4: Meridionaler Querschnitt der potentiellen Temperatur im Hybridmodell bei 150° W für Mai. Isolinienabstand: 1 Kelvin.

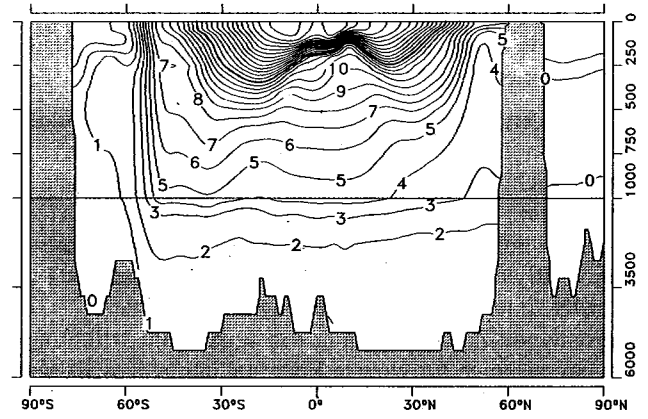


Abb. 7: Meridionaler Querschnitt der potentiellen Temperatur bei 150° W: Beobachtungen (Jahresmittel). Isolinienabstand: 1 K.

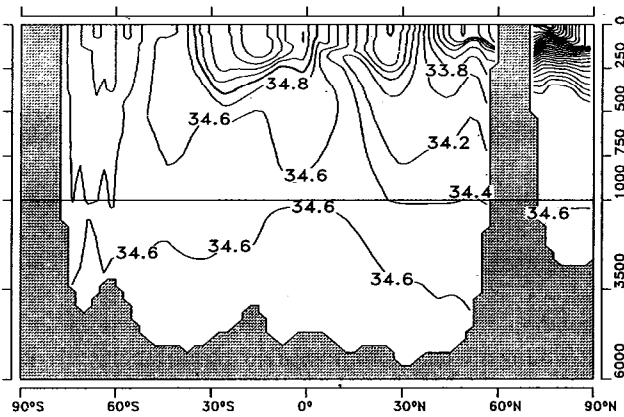


Abb. 5: Meridionaler Querschnitt des Salzgehalts im Hybridmodell bei 150° W für Mai. Isolinienabstand: 0.2 g/kg.

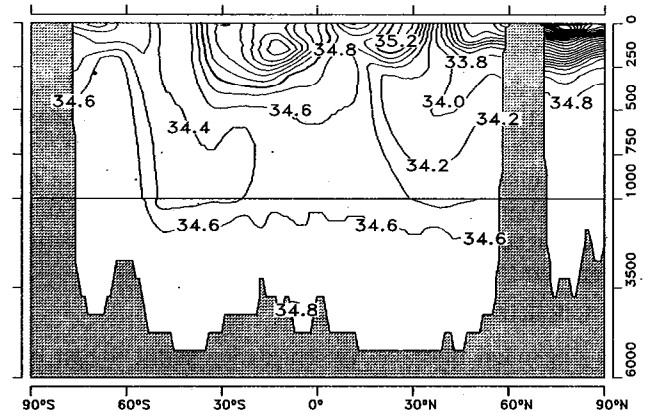


Abb. 8: Meridionaler Querschnitt des Salzgehaltes bei 150° W: Beobachtungen (Jahresmittel). Isolinienabstand: 0.2 g/kg.

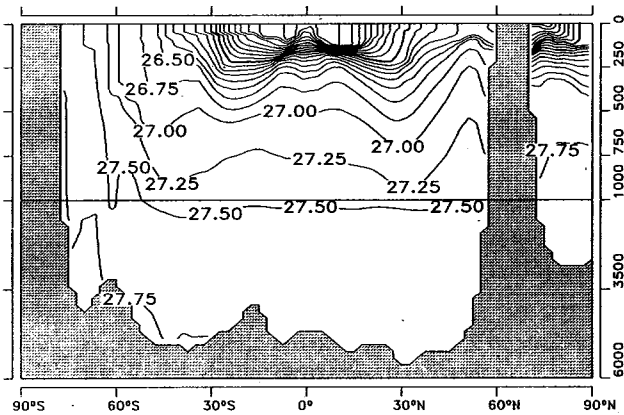


Abb. 6: Meridionaler Querschnitt der potentiellen Dichte im Hybridmodell bei 150° W für Mai. Isolinienabstand: 0.25 kgm⁻³.

wurde). Ähnliche Ergebnisse erbrachte auch das Hybridmodell. In diesem Lauf wurde jedoch nicht die Meeresoberflächentemperatur (bzw. die Atmosphärenoberflächentemperatur) als Randbedingung vorgeschrieben, sondern es wurden sämtliche atmosphärische Daten, die in die Berechnung des Wärmeflusses zwischen Ozean und Atmosphäre eingehen (Wind, Lufttemperatur, Feuchte an der Meeresoberfläche sowie Bewölkung und solare Einstrahlung), vorgegeben und der Wärmefluß dann aus diesen Größen, unter Hinzuziehung der mit dem ozeanischen Modell ermittelten Meeresoberflächentemperatur, berechnet.

Wird bei dieser Berechnung neben den beobachteten, atmosphärischen Größen auch die Meeresoberflächentemperatur als Beobachtungsgröße eingesetzt, so erhält man den in Abbildung 11 dargestellten Wärmefluß. Schließlich zeigt Abbildung 10 den zu Abbildung 9 komplementär berechneten Wärmefluß. Unter Verwendung der beobachteten Meerestemperaturen wurden die atmosphärischen Größen aus einem Klimasimulationslauf mit dem T-21-Modell berechnet.

Obwohl eine allgemeine qualitative Übereinstimmung zwischen den drei Bildern zu erkennen ist (Wärmeaufnahme des Ozeans am Äquator, Abgabe in den Subtropen, im Kuroshio und im Golf Strom) treten doch deutliche Unterschiede hervor. Die Fehlerquellen sind sicherlich bei allen drei Berechnungen zu suchen, nicht zuletzt auch beim T-21-Modell, das (vermutlich wegen seiner relativ geringen Auflösung von 500 bis 1000 km) unzuverlässige Ergebnisse in einigen Schlüsselregionen liefert (wie z. B. im äquatorialen Westpazifik, eine der wichtigsten Energiequellen der atmosphärischen Zirkulation). Eine realistischere Simulation der Wärmeflüsse ist mit dem geplanten Einsatz des doppelt so hoch auflösenden T-42-Modells nach der Beschaffung des vorgesehenen Nachfolgerechners CRAY 2 am Deutschen Klimarechenzentrum zu erwarten.

Ähnliche Unterschiede zwischen den Ergebnissen von ozeanischen und atmosphärischen Zirkulationsmodellen

zeigen sich auch bei der Berechnung der Flüsse von Frischwasser (Verdunstung minus Niederschlag) an der Meeresoberfläche. Bei der Zusammenführung von atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationsmodellen in Klimauntersuchungen mit gekoppelten Modellen führen diese Differenzen zu dem störenden Phänomen der Modelldrift. Werden beide Modelle zunächst unabhängig voneinander zum Gleichgewicht gebracht und dann zusammengeführt, so müssen die anfänglich unterschiedlichen Flüsse der beiden Systeme im Augenblick der Ankopplung gleichgesetzt werden. Das gekoppelte System driftet ansonsten zu einem neuen Klimazustand, um die Wärme Flüsse des gekoppelten Systems ins Gleichgewicht zu bringen. Im allgemeinen liegt der neue Gleichgewichtszustand vom beobachteten, heutigen Klima zu weit entfernt, um als Referenzzustand für Klimastudien sinnvoll verwendet werden zu können (Dies liegt daran, daß äußerst hohe Anforderungen an ein „freilaufendes“, gekoppeltes Klimamodell ohne Vorgabe von stabilisierenden Temperaturrandbedingungen gestellt werden. Ein Relativfehler von nur 5% auf der Kelvinskala entspricht z. B. einem nicht akzeptablen Temperaturfehler von $0.05 \times 288^\circ \text{K} = 14^\circ \text{K}$).

Ein Weg zur Lösung des Driftproblems wurde von SAUSEN u. a. (1987) vorgeschlagen. Hierin werden durch Einführung einer sogenannten Flußkorrektur die Differenzen der ozeanischen-atmosphärischen Flußberechnungen ausgeglichen, ohne die Dynamik des gekoppelten Systems ansonsten zu ändern.

4.2 Prozessmodelle

Neben globalen, äquatorialen und regionalen Zirkulationsmodellen, in denen das Hauptaugenmerk auf die Simulation der großskaligen Zirkulation gerichtet wird, sind am MPI auch Studien mit höher auflösenden quasigeostrophischen Modellen zur Untersuchung von kleineren, wirbelndynamischen Prozessen durchgeführt worden. Eine zentrale Fragestellung dieser Untersuchungen ist die Parametrisierung der Wärme-, Salz- und Impulstransporte, die durch die in gröberskaligen Modellen nicht mehr aufgelöst, quasi-geostrophischen Wirbel im Skalenbereich von 20 bis 200 km erzeugt werden. Einen starken Einfluß der Wirbel findet man insbesondere in den westlichen Randströmen und im Antarktischen Zirkumpolarstrom.



ANNUAL MEAN HEAT FLUX [W/M**2]

Abb. 9: Jahresmittel des Wärme flusses im Eulerschen Modell. Isolinienabstand: 40 Wm^{-2} .

Für diese Untersuchungen werden neben einem konventionellen quasi-geostrophischen Modell (McWILLIAMS u. a. 1987) auch eine Lagrange'sches Modell (MAIER-REIMER 1988) eingesetzt. In Lagrange-Koordinaten kann die Advektion der entscheidenden Erhaltungsgröße der quasi-geostrophischen Strömung, der potentiellen Vorticity (Wirbelstärke), durch das Verfolgen der Bahnen einzelner Wasserkörperelemente wesentlich genauer als im herkömmlichen Euler-Gitter berechnet werden. Das der potentiellen Vorticity zugeordnete Geschwindigkeitsfeld wird dagegen im Modell nach wie vor in einem Eulerschen Gitter berechnet, sodaß in jedem Zeitschritt eine Transformation von Eulerschen zu Lagrange-Koordinaten durchgeführt werden muß. Obwohl das Geschwindigkeitsfeld durch die erforderliche numerische Interpolation etwas geglättet wird, bleibt die Berechnung der Vorticity-Advektion im Lagrange-System frei von jeder numerischen Diffusion. Auf diese Weise läßt sich die Ausbildung der sehr schmalen, zeitlich und räumlich stark variablen Fronten gut simulieren. Diese stellen ein Charakteristikum turbulenter quasi-geostrophischer Randströmung dar.

Abbildung 12 zeigt als Beispiel eine Momentaufnahme der Stromfunktion in der obersten Schicht für eine idealisierte Simulation mit einem Zweischichten-Lagrange-Modell für ein Rechteckbecken. Der Antrieb der Strömung erfolgt durch ein ost-west gerichtetes Windfeld mit meridionaler Scherung (diese Geometrie wird häufig als idealisiertes Prinzipmodell des Nord-Atlantik verwendet). Es stellt sich ein stark gebündelter „Golf Strom“ ein, der durch Instabilität in eine Reihe von Wirbeln zerfällt. Qualitativ ähnliche Ergebnisse können auch mit konventionellen quasi-geostrophischen Modellen erzielt werden (McWILLIAMS, HOLLAND u. CHOW 1978). Eine ähnlich ausgeprägte, scharfe Front läßt sich aber bei vergleichbarem, numerischen Aufwand nicht im konventionellen Eulerschen Gitter erzielen.

5 Zusammenfassung

Die in den letzten Jahren am MPI entwickelten, ozeanischen Zirkulationsmodelle sind inzwischen größtenteils soweit ausgereift, daß sie für Klimauntersuchungen eingesetzt werden können. Das geostrophische Zirkulationsmodell bildet die Grundlage des globalen Kohlenstoff-Kreislaufmodells am Institut (MAIER-REIMER dieses Heft) und wird zur Zeit mit dem T-21-Modell des EZMWF zu einem

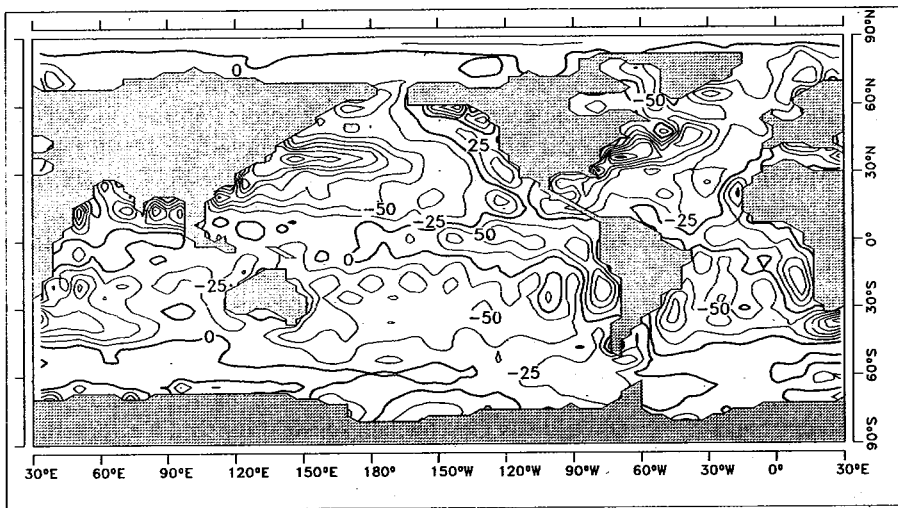


Abb. 10: Jahresmittel des Wärmeflusses im T-21 Modell. Isolinienabstand: 25 Wm^{-2} .

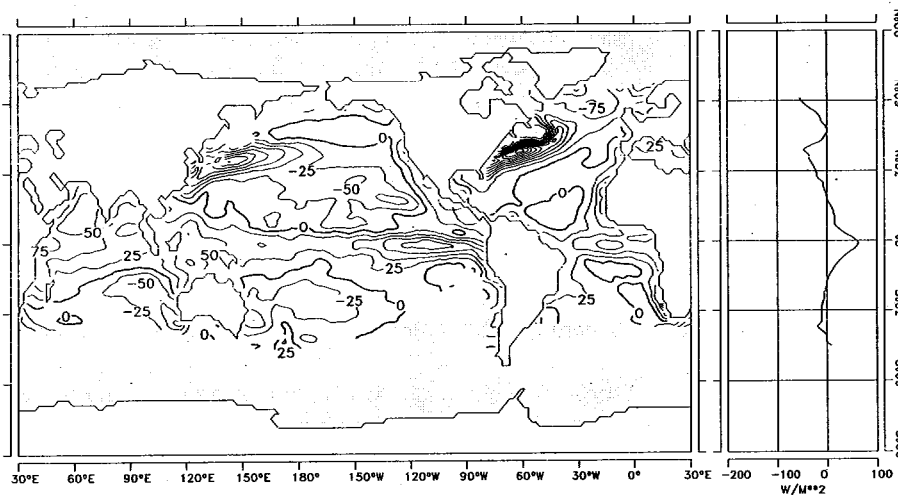


Abb. 11: Jahresmittel des Wärmeflusses abgeleitet aus 30-jährigen Schiffsbeobachtungen. Isolinienabstand: 25 Wm^{-2} . Schattierte Flächen kennzeichnen Gebiete mit zu wenigen Beobachtungen.

gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell zusammengebracht. Das äquatoriale Modell ist ebenfalls mit dem T-21-Modell für El Niño-Simulationen zusammengekoppelt worden.

Längerfristig ist vorgesehen, das geostrophische Modell mit einem EZMWF-Zirkulationsmodell (T-21 bzw. T-42) und den Kohlenstoffkreislaufmodell zu einem kombinierten Atmosphären-Ozean- CO_2 Modell zusammenzukoppeln. Dies würde eine detaillierte Untersuchung der Auswirkung von anthropogenen CO_2 -Emissionen auf das Klima ermöglichen, bei der sowohl der Einfluß des Ozeans bei der Klimaantwort auf den atmosphärischen CO_2 -Anstieg mit einbezogen ist, als auch die mögliche Rückwirkung der Klimaänderung auf die CO_2 -Speicherung im Ozean und in der terrestrischen Biosphäre mitberücksichtigt werden könnte. Als erster Schritt in diesem Programm sind Klimaantwortexperimente auf eine vorgegebene Erhöhung des CO_2 -Gehalts der Atmosphäre mit einem gekoppelten, Ozean-Atmosphären-Modell vorgesehen. Parallel hierzu sollen im Rahmen der Kohlenstoff-Kreislauf-Modellierung die Abhängigkeit der CO_2 -Speicherung im Ozean von Änderungen der ozeanischen Zirkulation untersucht werden. Die letzte Frage ist nicht nur für das Problem der anthropogenen CO_2 -Klimabelastung von Interesse, sondern auch im Bezug auf die beobachteten, starken Änderungen der atmosphärischen CO_2 -Gehalts im Verlauf des Eiszeitzyklus (s. MAIER-REIMER dieses Heft).

Im kürzeren Klima-Zeitskalenbereich von Monaten bis einigen Jahren soll das primitive Gleichungs-Modell für die äquatoriale, ozeanische Zirkulation weiterhin mit dem T-21 (bzw. später T-42)-Modell für El Niño-Untersuchungen eingesetzt werden. Das Modell soll dabei zu einem globalen Modell erweitert werden, eventuell durch Nesten mit dem globalen, geostrophischen Modell. Das Ziel dieser Untersuchungen ist zunächst ein besseres Verständnis des El Niño/Southern Oscillation Phänomens, aber schließlich auch die Entwicklung einer statistisch signifikanten Klimavorhersage in diesem Zeitskalenbereich.

Parallel zum Einsatz bereits erprobter, ozeanischer Modelle in Klimauntersuchungen mit gekoppelten Modellen muß aber auch eine ständige Verbesserung und Weiterentwicklung der Modelle verfolgt werden. Alle Modelle weisen naturgemäß noch spezifische Defekte auf, die durch verbesserte Numerik oder Parameterisierungsansätze zu reduzieren sind. Beim geostrophischen Modell ist die Deckschicht- und Meereis-Darstellung verbesserungswürdig. Diese Aspekte sind im Isopyknen-Modell bereits realistischer erfaßt, das Modell bedarf aber noch einer ausführlichen Verifikation bevor diese vielversprechende neue Formulierung der ozeanischen Zirkulation für umfangreiche Klimauntersuchungen eingesetzt werden kann.

Einen starken neuen Impuls wird die ozeanische Modellierung sicherlich in der nächsten Dekade durch das geplante World Ocean Circulation Experiment (WOCE) erhalten (s.

a. Beitr. 1). Man erwartet von diesem Experiment wesentlich bessere Informationen über den Antrieb des Ozeans an der Meeresoberfläche durch ozeanische Satelliten wie ERS-1, sowie eine bessere Erfassung der Dichteschichtung und des Strömungssystems im Inneren des Ozeans durch ein weltweites, langjähriges Meßprogramm. Eine zunehmend wichtige Rolle wird dabei Tracer-Messungen zufallen, d. h. Messungen radioaktiver Spurenelemente sowie der verschiedenen Komponenten des ozeanischen, biologischen Kreislaufs. Diese geben einen wertvollen Einblick in die Wechselwirkung zwischen der ozeanischen Zirkulation und den

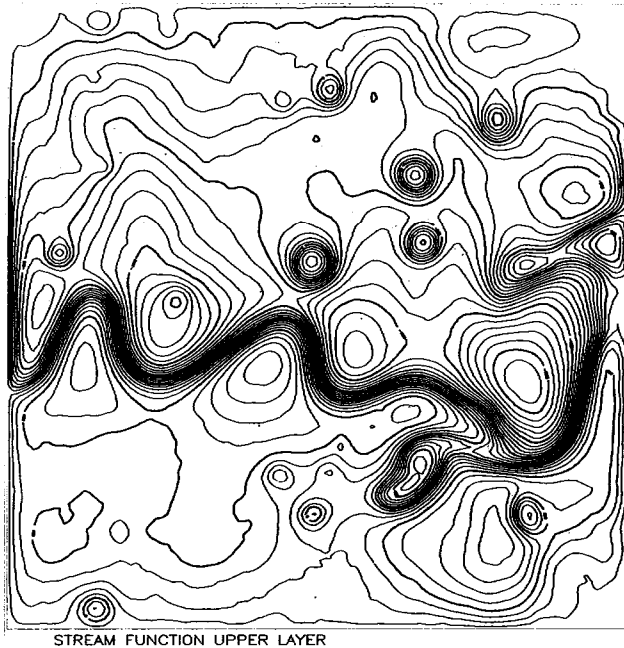


Abb. 12: Stromfunktion im wirbelaflösenden, quasi-geostrophischen Modell (Momentaufnahme). Isolinienabstand: 1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).

Stoffkreisläufen im Meer, die allerdings nur mit Hilfe einer Kombination von Zirkulationsmodellen und realistischen dreidimensionalen Tracer- und Stoffkreislaufmodellen quantitativ zu erfassen sind (s. a. HEIMANN u. MAIER-REIMER dieses Heft). Die bisherige Modellentwicklung am MPI ist u. a. auch auf diese künftige Anwendungen hin konzipiert worden.

Die zunehmende Bedeutung interdependenter Datensätze wird schließlich in den nächsten Jahren die Entwicklung einer systematischen Strategie der Modellverifikation erfordern. Anstelle des heute noch üblichen Verfahrens der intuitiven Erprobung verschiedener Parameterisierungsansätze in Modellläufen, die dann mit Beobachtungsdaten subjektiv verglichen werden, wird man verstärkt Invers-Methoden einsetzen, bei denen Modelle durch rechnergesteuerte Anpassung der freien Parameter des Modells an die Beobachtungsdaten systematisch optimiert werden. Obwohl eine wichtige erste Stufe der ozeanischen Modellentwicklung mit dem Einsatz der Modelle in aktuelle Klimauntersuchungen erreicht werden konnte, ist somit auch in den nächsten Jahren mit einer rapiden Weiterentwicklung auf dem Gebiet der numerischen Modellierung der ozeanischen Zirkulation zu rechnen.

6 Literaturverzeichnis

- BACASTOW, R. u. E. MAIER-REIMER (1988): Circulation model of the Ocean Carbon Cycle. DOE Rep. (im Druck).
- BRYAN, K. (1969): A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Compu. Phys.*, 4, 347-376.
- COX, M. D. (1975): A baroclinic numerical model of the world ocean: preliminary results. *Numerical Model of Ocean Circulation*. Nat. Acad. of Sciences, Washington, D.C., 107-120.
- COX, M. D. (1984): A primitive equation three-dimensional model of the ocean. *DFDL Ocean Group Tech. Rept., No. 1*, GFDL/NOAA, Princeton University, Princeton, 250 pp.
- FRANKIGNOUL, C. u. K. HASSELMANN (1977): Stochastic climate models. Part II: Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, 29, 289-305.
- HAN, Y.-J. (1984): A numerical world ocean general circulation model. *Dyn. Atmos. Oceans*, 8, 141-172.
- HASSELMANN, K. (1976): Stochastic climate models. Part I: Theory, *Tellus*, 28, 473-485.
- LATIF, M.; E. MAIER-REIMER; D. OLBERS (1985): Climate variability studies with a primitive equation model of the equatorial Pacific. *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, J.C.J. Nihoul, Ed., Elsevier Oceanogr. Ser., Vol. 40.
- MAIER-REIMER, E.; K. HASSELMANN (1987): Transport and storage of CO_2 in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model. *Climate Dynamics*, 2, 63-90.
- MAIER-REIMER, E. (1988): Vorticity balance in Gulfstream trajectories. *Ocean Modelling*, 76, im Druck. Me Will . . .
- McWILLIAMS, J. C.; W. R. HOLLAND; J. H. S. CHOW (1978): A description of numerical Antarctic Circumpolar Currents. *Dyn. Atmos. Oceans*, 2, 213-291.
- OBERHUBER, J. M. (1988 a): Atlantik Circulation simulated with an Isopycnal Coordinate General Circulation Model. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Report* (im Druck).
- OBERHUBER, J. M. (1988 b): An Atlas based on the 'COADS' data set: The budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg. Report 15*.
- SAUSEN, R.; K. BARTHEL; K. HASSELMANN (1987): A flux correction method for removing the climate drift of coupled atmosphere-ocean models. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 1*, 39 pp.
- SEMTNER, A. J. (1974): An oceanic general circulation model with bottom topography. *Numerical Simulation of Weather and Climate*, Tech. Rept., No. 9, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles, 99 pp.