

Diplomarbeit im Studiengang Physik

**Einfluss der Ozeanpassagen auf das  
Klima und die Auswirkung auf  
biogeochemische Kreisläufe:  
Anwendungen eines physikalischen  
Strömungs- und ozeanischen  
Biogeochemiemodells**

eingereicht von  
Christian Stepanek  
am 31. März 2009

Betreuung:  
Herr Prof. Dr. Bert Hecht (Univ. Würzburg)  
Herr Prof. Dr. Gerrit Lohmann (Univ. Bremen)

angefertigt am  
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
in der Arbeitsgruppe „Paleoclimate Dynamics“



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>4</b>
1.1	Motivation der vorliegenden Arbeit im Kontext der Paläoklima-Dynamik . . . .	4
1.2	Überblick über bisherige Modellstudien zur Bedeutung der Ozeanpassagen . . . .	6
1.3	Das Klima als dynamisches System . . . . .	7
1.4	Geophysikalische Grundlagen . . . . .	9
1.4.1	Bedeutung des Ozeans für das Klima . . . . .	9
1.4.2	Topographische Randbedingungen für Ozeanmodelle . . . . .	9
1.5	Physikalische Grundlagen . . . . .	10
1.5.1	Fluidodynamik der Ozeane . . . . .	12
1.5.2	Wärmetransporte im Ozean . . . . .	13
1.5.3	Der Beitrag der meridionalen Umwälzung zum Wärmetransport . . . . .	14
1.5.4	Die Bedeutung der westlichen Randströmungen . . . . .	15
1.5.5	Der Einfluss von Bodeneffekten auf ozeanische Strömungen . . . . .	17
1.6	Biogeochemische Grundlagen . . . . .	18
<b>2</b>	<b>Methoden</b>	<b>20</b>
2.1	Beschreibung der verwendeten numerischen Modelle . . . . .	20
2.1.1	Das physikalische Strömungsmodell . . . . .	20
2.1.2	Das Biogeochemie-Modell des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs . . . . .	23
2.2	Beschreibung der gewählten experimentellen Methoden . . . . .	25
2.2.1	Bestimmung des ozeanischen Wärmetransports . . . . .	25
2.2.2	Änderungen an Topographie und antreibenden Feldern . . . . .	27
2.2.3	Herstellen eines eingeschwungenen Zustands des LSG-Modells . . . . .	28
2.2.4	Herstellen eines eingeschwungenen Zustands des HamOCC-Modells . . . . .	28
<b>3</b>	<b>Experimente</b>	<b>30</b>
3.1	Experimente mit dem physikalischen Strömungsmodell . . . . .	30
3.1.1	Untersuchung des Einflusses der Ozeanpassagen . . . . .	30
3.1.2	Untersuchung des Einflusses eines flachen Ozeanbodens . . . . .	31
3.1.3	Untersuchung des Einflusses der Antriebsfelder . . . . .	32
3.2	Experimente mit dem ozeanischen Biogeochemie-Modell . . . . .	32
<b>4</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>34</b>
4.1	Experimente zur Evaluierung des physikalischen Strömungsmodells . . . . .	35
4.1.1	Kontroll-Experiment für heutige Bedingungen . . . . .	35
4.1.2	Klimatische Variabilität im LSG-Modell bei heutiger Topographie . . . . .	42
4.2	Die Entwicklung der meridionalen Umwälzung abhängig von der Topographie . . . . .	44
4.3	Die Entwicklung des Salzgehalts bei veränderlicher Topographie . . . . .	49
4.3.1	Änderungen an der Meeresoberfläche . . . . .	49
4.3.2	Änderungen im zonalen Mittel . . . . .	53
4.4	Die Entwicklung der Temperatur bei veränderlicher Topographie . . . . .	56
4.4.1	Änderungen an der Meeresoberfläche . . . . .	56
4.4.2	Änderungen im zonalen Mittel . . . . .	60
4.5	Abhängigkeit der Modellausgabe von der topographischen Vorgeschichte . . . . .	63
4.6	Globale Geschwindigkeitsverteilung bei veränderter Passagenkonfiguration . . . . .	64
4.7	Der Einfluss topographischer Veränderungen auf den Wärmetransport . . . . .	71
4.8	Auswirkungen eines flachen Ozeanbodens . . . . .	73
4.9	Der Einfluss der Antriebsfelder auf die meridionale Umwälzung . . . . .	78
4.10	Der Einfluss der Ozeanpassagen auf Verteilungen von Kohlenstoffisotopen . . . . .	81

---

<b>5 Diskussion der Ergebnisse</b>	<b>84</b>
5.1 Klimatische Variabilität im Modell . . . . .	84
5.2 Umwälzung bei zonal gemittelten Antriebsfeldern . . . . .	85
5.3 Der Einfluss topographischer Veränderungen auf das Klimasystem . . . . .	85
5.4 Bewertung der Qualität der ermittelten Wärmetransporte . . . . .	91
5.5 Der Einfluss der Bodentopographie auf die Modellausgabe . . . . .	92
5.6 Einbau topographischer Randbedingungen in Ozeanmodelle . . . . .	93
<b>6 Resümee und Ausblick</b>	<b>95</b>
<b>7 Zusammenfassung</b>	<b>97</b>
<b>Danksagung</b>	<b>98</b>

---

„The task of sorting out climatic cause and effect in a rational way from this complexity has only just begun. [...] In this quest the mathematical modelling of climate will play an essential role, for only through such an approach can we hope to achieve the necessary quantitative understanding.“

Global Atmospheric Research Programme (1975)

---

(GARP: *The Physical Basis of Climate and Climate Modelling*)

## 1 Einleitung

### 1.1 Motivation der vorliegenden Arbeit im Kontext der Paläoklima-Dynamik

Das Wetter beschreibt den Zustand der Atmosphäre zu einer bestimmten Zeit und an einem vorgegebenen Ort, als Klima bezeichnet man ein statistisches Ensemble von Zuständen des Atmosphären-Ozean-Land-Systems während einer Zeitspanne von einigen Jahrzehnten (Monin, 1986, Kap. 1 und 2). Der Klimabegriff bezeichnet damit ein globales oder regionales Mittel über Wetterzustände, er umfasst jedoch auch jährliche und längerfristige Variabilität. Das wahre Klima ist ein abstraktes Konstrukt, es zeigt sich erst im Grenzfall des Mittels von Wetterbeobachtungen über Zeiträume von Dekaden, daneben lässt es sich jedoch auch über ein Scharmittel<sup>1</sup> vieler unabhängig voneinander realisierter Klimazustände studieren (Houghton, 1984, Kap. 2). Sofern man das Klima anhand von historischen Messdaten untersucht, betrachtet man zeitliches Mittel und Entwicklung. Informationen über unabhängig voneinander koexistierende Klimazustände hingegen lassen sich durch Anwendung von Computermodellen gewinnen. Diese Überlegungen begründen zwei Teilgebiete der Klimawissenschaften, welche sich gegenseitig ergänzen: Messung und Modellierung. In der vorliegenden Arbeit liegt der Schwerpunkt auf der Anwendung von Modellen. Qualitativer Abgleich mit Messdaten erfolgt nur in groben Zügen anhand des Vergleichs von Modellergebnissen für Randbedingungen des Ozeanmodells, wie sie typisch für heutige Gegebenheiten sind. Diese Entscheidung beruht vor allem auf der Tatsache, dass für die vorliegende Fragestellung nur limitierte historische Datenquellen vorliegen.

Die in den Klimawissenschaften verwendeten Modelle entstammen den Fachgebieten Ozeanographie, Glaziologie und Meteorologie, allerdings gibt es qualitative Unterschiede zwischen Wetter- und Klimastudien. Während zur Vorhersage von Wetterphänomenen kurzfristige Beobachtungen ausreichen, sind zum Verständnis des Klimas längerfristige Datenaufzeichnungen notwendig. „Weather is thus more determined by initial conditions, whereas climate is more determined by boundary conditions“ (Houghton, 1984, Kap. 2.2). Die Antwort eines Modellklimas auf geänderte externe Randbedingungen (beispielsweise Topographie) kann einerseits untersucht werden, indem man die entsprechende Randbedingung leicht verändert und die daraus resultierende Antwort des Modells studiert. Ein fundamentaler Ansatz insbesondere zur Erlangung eines besseren Verständnisses der Dynamik des Klimasystems ergibt sich jedoch durch die modellgestützte Untersuchung erdgeschichtlicher klimatischer Bedingungen, welche sich grundlegend vom heute realisierten Zustand unterscheiden; dies ist Aufgabe der Paläoklima-Dynamik.

Bei Mitchell (1976), dortige Abb. 1 und 2, findet man eine Übersicht über Zeitskalen und Ursachen der Klimavariabilität. Die Stellgrößen des irdischen Klimas variieren danach im Wesentlichen über Zeiträume in der Größenordnung von zehntausend Jahren. Wichtige Prozesse auf

---

<sup>1</sup> Damit Zeitmittel und Scharmittel vergleichbar sind, muss jedoch die Annahme gemacht werden, dass das irdische Klimasystem ergodisch ist, siehe Monin (1986), Kap. 2 und Houghton (1984), Kap. 2.2. In der Praxis geht man davon aus, dass stationäre Prozesse, welche physikalische Phänomene repräsentieren, generell ergodisch sind, siehe Bendat und Piersol (1986), Kap. 1.3. Dies lässt sich mit der Mischungeigenschaft physikalisch-statistischer Systeme begründen, siehe zum Beispiel Monin (1990), Kap. 15.

dieser Zeitskala sind zum Beispiel Änderung der mittleren Sonneneinstrahlung durch Variation der Erdbahnparameter sowie Änderung des Treibhauseffekts durch veränderte atmosphärische Konzentration infrarot-aktiver Gase. Auf Zeitskalen von Millionen von Jahren sind vor allem topographische Gegebenheiten wichtige Randbedingungen.

Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung des Einflusses von Ozeanpassagen auf die Massen- und Energietransporte im Ozean mittels eines physikalischen Strömungsmodells und eines Biogeochemiemodells. Die Atmosphäre wird in beiden Modellen jeweils sehr vereinfacht dargestellt. Es handelt sich hier um eine Sensitivitäts-Studie, alle weiteren Einflüsse sollen möglichst ausgeschaltet sein. Daher bleibt die globale Landverteilung für alle Experimente konstant. Ozeanpassagen werden durch Hinzufügen oder Wegnehmen von Landpunkten im Modell modifiziert. Die Topographie abseits der modifizierten Passagen ist ebenfalls konstant und entspricht heutigen Bedingungen, abgesehen von einem Experiment mit flacher Bodentopographie zur Abschätzung des Einflusses von Bodeneffekten, siehe hierzu auch Kapitel 2.2.2. Weitere Randbedingungen, insbesondere die als Antrieb für die Numerik dienenden externen Felder (siehe Kapitel 2.1.1), werden in ihrem heutigen Zustand festgehalten. Dies stellt eine Abweichung vom real existierenden Klimasystem dar, da dessen unterschiedliche Komponenten natürlich eng aneinander gekoppelt sind und sich gegenseitig beeinflussen. Die in dieser Arbeit zur Verfügung stehenden Modelle lassen eine Betrachtung detaillierter Atmosphärenphysik jedoch nicht zu.

Hier werden frühere Untersuchungen des Einflusses der Ozeanpassagen, insbesondere die Veröffentlichungen von Maier-Reimer et al. (1990) und Mikolajewicz et al. (1993) wieder aufgegriffen. Nun wird das physikalische Strömungsmodell LSG in einer fortentwickelten Version zur Untersuchung weiterer Passagenkonfigurationen verwendet, welche in den genannten Veröffentlichungen noch nicht Gegenstand der Betrachtung waren. Untermengen der in dieser Arbeit durchgeführten Experimente sind, was die angenommenen Passagenkonfigurationen betrifft, bereits in anderen Veröffentlichungen betrachtet worden, allerdings mit nicht vergleichbaren experimentellen Ansätzen. In Bezug auf die Untersuchung des Einflusses topographischer Veränderungen auf den Gleichgewichtszustand des Ozeans mittels dreidimensionaler Strömungsmodelle haben sich in den letzten Jahren verschiedene Verfahren etabliert (siehe auch Kapitel 1.2). Ein Unterscheidungskriterium ist die Komplexität der verwendeten Modelle bezüglich der Atmosphäre. Hier wird unterschieden zwischen:

1. voller Kopplung bei detaillierter Atmosphärenphysik, dies bedeutet gemeinsame Integration von Ozean- und Atmosphärenmodell bei permanenter oder periodischer Wechselwirkung an den Schnittstellen
2. Gleichgewichtskopplung bei detaillierter Atmosphärenphysik, die Ausgabe eines eingeschwungenen (im Gleichgewicht befindlichen) Atmosphärenmodells treibt das Ozeanmodell an
3. voller Kopplung bei reduzierter Atmosphärenphysik, beispielsweise unter Verwendung eines Energiebilanzmodells als atmosphärischer Komponente

Daneben gibt es Unterschiede bezüglich der verwendeten topographischen Randbedingungen: Manche Autoren verwenden möglichst realistische Rekonstruktionen der Landmassenverteilung und der Bodentopographie, andere beschreiben die Nutzung realistischer Landverteilung, jedoch flacher Bodentopographie (siehe hierzu auch die Literaturzusammenstellung im nächsten Kapitel). Neben der Zielsetzung, für eine Reihe von Ozeanpassagen in einem standardisierten Verfahren vergleichende Experimente vorzunehmen, wird zusätzlich auch der Einfluss zonal gemittelter Antriebsfelder (auch dieser Ansatz findet sich in der Literatur) und flacher Bodentopographie bei heutiger Passagenkonfiguration untersucht. Dies soll einen Eindruck von der Bedeutung dieser Vereinfachungen für die resultierenden Ergebnisse vermitteln und eine Abschätzung ermöglichen, ob sinnvolle Untersuchung des Einflusses veränderter Passagenkonfigurationen mit dem LSG-Modell unter diesen Nebenbedingungen möglich ist.

In einer neu gegründeten DFG-Forschergruppe<sup>2</sup> wird das LSG-Modell für die Beantwortung einfacher Fragestellungen in Bezug auf Material- und Energietransport sowie den ozeanischen Kohlenstoffkreislauf verwendet, letzteres erfolgt durch kombinierte Experimente mit einem biogeochemischen Ozeanmodell (HamOCC). Da im interessierenden Zeitraum der Erdgeschichte (heute bis etwa 30 Ma) Änderungen der Passagenkonfiguration im globalen Ozean auftreten<sup>3</sup> ist es hilfreich, den Einfluss einer veränderten Passagenkonfiguration auf Massen- und Wärmetransporte isoliert von anderen Einflüssen zu betrachten. Im Zuge dieser Arbeit zeigte sich bei der Literaturrecherche, dass unterschiedliche Modellstudien sehr unterschiedliche Aussagen über die Absolutwerte verschiedener untersuchter Kenngrößen (zum Beispiel meridionale Umwälzung oder Wärmetransport) liefern. Um für die weitere Forschung in der Arbeitsgruppe „Paleoclimate Dynamics“ brauchbare Referenzwerte zu erhalten, findet daher die zukünftig zu verwendende Version des LSG-Modells Anwendung.

## 1.2 Überblick über bisherige Modellstudien zur Bedeutung der Ozeanpassagen

Folgend soll ohne Anspruch auf Vollständigkeit ein Überblick über bisherige Modellstudien zur Bedeutung von Ozeanpassagen auf Transporte in den Weltmeeren gegeben werden, um eine Einordnung der vorliegenden Arbeit anhand bisheriger Veröffentlichungen zu ermöglichen.

Die Folgen einer geöffneten Panama-Straße bei ansonsten unveränderten heutigen Randbedingungen untersuchen Maier-Reimer et al. (1990) mit einer Vorgängerversion des auch in dieser Arbeit verwendeten Modells LSG: Die heutige starke meridionale Umwälzung im Nordatlantik wird bei geöffnetem Isthmus von Panama durch den Zufluss von Wasser geringen Salzgehalts aus dem Pazifischen Ozean und die damit verbundene Reduzierung der Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser nördlich von 30°N praktisch ausgeschaltet. Während sich die westliche Randströmung im Nordatlantik abschwächt, verstärkt sich der entsprechende Gegenpart im Südatlantik in Kombination mit einer Erhöhung der Bildung von antarktischem Bodenwasser. Insgesamt zeigt sich eine Verschiebung der global integrierten meridionalen Umwälzung von der Nord- in die Südhemisphäre, damit verbunden ist eine entsprechende Änderung der polwärtigen Wärmetransporte.

Mikolajewicz et al. (1993) gehen einen Schritt weiter und untersuchen mit LSG neben einer offenen Panama-Straße<sup>4</sup> auch den Einfluss einer geschlossenen Drake-Passage bei veränderlicher Tiefe des Durchflusses sowie eine nicht erdhistorisch realisierte Konfiguration, in der Panama-Straße und Drakestraße gleichzeitig geschlossen sind. Eine geschlossene Drakestraße erweist sich als dominant in Bezug auf die Ausbildung der ozeanischen Strömungsverhältnisse; ob ein mittelamerikanischer Durchfluss existiert, hat in diesem Fall keine große Bedeutung. Die global gemittelte Umwälzung verschiebt sich wiederum von der Nordhemisphäre (für geöffnete Drakestraße und geschlossene Panama-Straße) in die Südhemisphäre, sobald der jeweilige Durchfluss geschlossen bzw. geöffnet wird. Mit dem Bruch der amerikanisch-antarktischen Landbrücke verstärkt sich der Antarktische Zirkumpolarstrom, die Stärke der westlichen Randströmungen nimmt in der Südhemisphäre ab. Mikolajewicz et al. (1993) argumentieren weiter, dass die Öffnung der Tasman-Straße im Vergleich zu einer Öffnung der Drakestraße vernachlässigbare Auswirkungen hat.

Maier-Reimer et al. (1993) zeigen, dass Resultate von Studien mit Klimamodellen nicht nur von der Topographie, sondern auch sehr stark von anderen Randbedingungen abhängen. Ins-

<sup>2</sup> DFG-Projekt FOR 1070: Understanding Cenozoic Climate Cooling: The Role of the Hydrological Cycle, the Carbon Cycle, and Vegetation Changes

<sup>3</sup> Mit der Panama-Straße existierte zu früherer Zeit noch eine Verbindung zwischen Pazifik und Atlantik in niedrigen Breiten, die Tethyssee ermöglichte einen direkten Austausch von Wasser zwischen Indik und Atlantik. Geht man noch weiter in der Geschichte zurück, schließt sich die Drakestraße.

<sup>4</sup> Hier wird in einem Experiment eine recht große Landmasse entfernt, um die „Panama-Straße“ zu realisieren: Der amerikanische Kontinent wird zwischen Äquator und 30°N vollständig entfernt. In einem anderen Szenario wird eine schmalere Passage untersucht.

besondere Wärmekopplung des Ozeans mit der Umgebung sowie der Süßwasserfluss in hohen Breiten werden als wichtige Parameter identifiziert. Bereits kleine Abweichungen in den externen Antriebsfeldern, die dennoch mit heutigen klimatologischen Daten in Einklang stehen, führen insbesondere in der Tiefenzirkulation zu Zuständen, welche im heutigen Ozean nicht realisiert sind. Mikolajewicz et al. (1993) weisen darauf hin, dass die Ausgabe eines Klimamodells stärker von den angelegten Randbedingungen abhängt, als von der implementierten Modellphysik. Lohmann et al. (1996) untersuchen den Einfluss verschiedener Randbedingungen bezüglich des atmosphärischen Wärme- und Süßwassertransports. Dabei werden die Änderungen dichtgetriebener Zirkulation im Ozean unter Verwendung eines dreidimensionalen Ozeanmodells betrachtet, das Ozeanmodell ist an ein atmosphärisches Energiebilanzmodell gekoppelt.

Eine andere Gruppe von Veröffentlichungen stützt sich auf gekoppelte Ozean-Atmosphären-Modelle. Bice et al. (2000) studieren topographische Veränderungen im Zeitraum zwischen 14 Ma und 55 Ma. Sie finden nur sehr geringen Einfluss der Landverteilung auf die von der Atmosphäre generierten ozeanischen Antriebsfelder bezüglich gemittelter Windspannung und Temperaturverteilung. Der Süßwasserfluss hingegen zeigt im Bereich des Äquators messbare Abweichungen. Diese Antriebsfelder werden in genannter Arbeit zonal gemittelt an das Ozeanmodell übergeben. Vor 40 Ma zeigt sich geringer nordwärtiger Wärmetransport aufgrund einer globalen äquatorialen Zirkulation durch die noch offenen Seewege Tethys und Panama-Straße, starke südwärtsige Transporte ermöglicht die durchgehende Randströmung entlang der Ostküste Südamerikas. Durch Vergleich einer sehr vereinfachten Darstellung des Ozeans mit einem vollwertigen dreidimensionalen Modell der Zirkulation zeigen Bice et al. (2000), dass für klimatische Untersuchungen die Verwendung realistischer Ozeanphysik unabdingbar ist.

Die Auswirkungen einer geöffneten Panama-Straße auf den Pazifik studieren Motoi et al. (2005). Für heutige Topographie finden sie keine meridionale Umwälzung im Nordpazifik; diese wird jedoch nach dem Aufbrechen der mittelamerikanischen Landbrücke durch aus dem Atlantik zufließendes Wasser höherer Dichte gestartet. Dieser Mechanismus führt zu einem verstärkten nordwärtigen Wärmetransport im Pazifik.

Sijp und England (2005) betrachten unterschiedliche Tiefen der Drakestraße und ihren Einfluss auf die meridionale Zirkulation in Nord- und Südatlantik. Falls die Drakestraße seichter als 1100 m ist, existiert keine stabile Umwälzung im Nordatlantik. Dies wird auf die Wechselwirkung zwischen im Südatlantik nordwärts fließenden Tiefenströmungen (antarktisches Zwischenwasser und antarktisches Bodenwasser) und nordatlantischem Tiefenwasser zurückgeführt.

In zwei weiteren Veröffentlichungen (von der Heydt und Dijkstra, 2005, 2006) wird die Auswirkung des Schließens der Tethyssee bezüglich einer Umkehr der Strömungsrichtung durch eine geöffnete Panama-Straße untersucht. Dazu werden zwar detaillierte Rekonstruktionen der Landmassenverteilung verwendet, jedoch sind Ozean und Land auf einheitliche Werte von 5000 m bzw. 350 m gesetzt, jegliche Bodentopographie wird dadurch herausgefiltert.

### 1.3 Das Klima als dynamisches System

Meerengen und Passagen sind Schlüsselstellen für den Massenfluss in den Ozeanen. Sie werden daher als wichtige Schnittstellen zum Ausgleich von Salzgehalt und Wärmeenergie zwischen den verschiedenen Ozeanbecken angesehen und beeinflussen den für polwärtsigen Wärmetransport wichtigen meridionalen Massenfluss in den Weltmeeren, siehe zum Beispiel Mikolajewicz et al. (1993) und von der Heydt und Dijkstra (2006). Andererseits sind Ozeanpassagen aufgrund plattentektonischer Aktivität keineswegs unvergänglich. Mit ihrer Entstehung und ihrem Vergehen haben sie das Potential, einen Beitrag zum Übergang zwischen verschiedenen Klimazustän-

den<sup>5</sup> zu leisten. Da Kontinentaldrift jedoch sehr langsam abläuft,<sup>6</sup> wirken sich topographische Einflüsse erst über Millionen von Jahren aus.

Untersuchungen des Isotopenverhältnisses des Sauerstoff-<sup>18</sup>O-Isotops zum vergleichsweise häufigeren <sup>16</sup>O-Isotop<sup>7</sup> in Tiefsee-Sedimentbohrkernen legen nahe, dass sich das irdische Klima in den letzten 65 Millionen Jahren insbesondere bezüglich kontinentaler Vereisung mehrfach grundlegend geändert hat. Eine zeitliche Reihenfolge der geologisch rekonstruierten Klimazustände und Diskussionen zur diesbezüglichen Bedeutung des Isotopenverhältnisses findet sich zum Beispiel bei Zachos et al. (2001) und in Kapitel 1.6: So herrschten zu Zeiten des klimatischen Optimums im frühen Eozän vor etwa 50 Millionen Jahren weitgehend warme Temperaturen vor. Mit dem Einsetzen der antarktischen Vereisung vor 34 Millionen Jahren<sup>8</sup> waren die Temperaturen bereits um durchschnittlich zwölf Grad Celsius gesunken. Vor etwa drei Millionen Jahren begann schließlich die Vereisung in der Nordhemisphäre, verbunden damit ist das Einsetzen der periodisch wiederkehrenden Eiszeiten. Hierfür wird in einigen Veröffentlichungen der Nordpazifik als wichtiger Faktor angesehen, der diskutierte Mechanismus sei hier kurz wiedergegeben: Aufgrund der tektonischen Veränderungen an der Panama-Straße etabliert sich im Nordpazifik durch verringerten Zufluss nordatlantischen Wassers hohen Salzgehalts<sup>9</sup> eine gravitativ stabile Schichtung. Dies führt zu geringerer Durchmischung von oberen und tiefen Ozeanschichten, verursacht eine stärkere Erwärmung der Wasseroberfläche im Sommer, führt zu erhöhter Verdunstung und verstärkt schließlich den Niederschlag über Nordamerika im Winter und damit die Bildung von Gletschern, siehe zum Beispiel Haug et al. (2005).

Im Wesentlichen werden die klimatischen Veränderungen drei globalen Prozessen zugeschrieben: Als Ursache für die Eiszeitzyklen sind periodische Änderungen der Parameter des Orbits der Erde durch Präzession und Nutation der Erdachse sowie Schwankungen in der Exzentrizität und die dadurch veränderte tägliche Sonneneinstrahlung identifiziert und diskutiert worden, siehe zum Beispiel Berger (1977), Berger (1978), Crucifix et al. (2006) und Haug et al. (2005). In jüngerer Zeit wird eine mögliche Kopplung des Kohlenstoffdioxid-Gehalts der Atmosphäre an das globale Eisvolumen vorgeschlagen, siehe zum Beispiel Pagani et al. (2005) und DeConto und Pollard (2003). Insbesondere der Öffnung von Drakestraße und Panama-Straße als wichtiger Veränderung der fluiddynamischen Randbedingungen des ozeanischen Strömungssystems wird ebenfalls entscheidender Einfluss auf die Temperaturverhältnisse der hohen nördlichen und südlichen Breiten zugeschrieben, siehe zum Beispiel Haug und Tiedemann (1998) und von der Heydt und Dijkstra (2005), vergleiche auch den diskutierten Mechanismus im vorherigen Absatz sowie den Überblick in Kapitel 1.2. Gerade die Bedeutung der Öffnung des Isthmus von Panama für die Vereisung der Nordhemisphäre ist jedoch Gegenstand kontroverser Diskussionen (Lunt et al., 2008; Molnar, 2008).

Der historische Zeitraum der in dieser Arbeit diskutierten topographischen Gegebenheiten erstreckt sich über die letzten 34 Millionen Jahre.<sup>10</sup> Mit dem Vergehen von Panama-Straße (vor etwa 4 Ma, Haug und Tiedemann (1998)) und Tethyssee (vor etwa 20 Ma bis 14 Ma, Roegl (1999)) sowie der Öffnung der Drakestraße und der Etablierung eines starken Antarktischen Zirkumpolarstroms (vor etwa 30 Ma, siehe zum Beispiel Zachos et al. (2001)) ergaben sich grundlegende Veränderungen in den topographischen Gegebenheiten, besonders der Zeitraum

<sup>5</sup> In dieser Arbeit wird von einer Veränderung des Modellklimas ausgegangen, wenn sich eine wichtige klimatische Kenngröße (zum Beispiel die globale Verteilung der Meeresoberflächentemperatur) in einem Maße ändert, das über typische Modellfluktuationen hinausgeht. Nähere Informationen hierzu finden sich in Kapitel 4.1.2.

<sup>6</sup> Mueller et al. (2008) gehen von Spreizraten in der Größenordnung von 10 mm/a aus.

<sup>7</sup> Der Anteil von <sup>16</sup>O und <sup>18</sup>O am gesamten Sauerstoffvolumen auf der Erde ist 0,99757 bzw. 0,00205, vgl. NIST (2009).

<sup>8</sup> 1 Millionen Jahre  $\equiv$  1 Ma

<sup>9</sup> Damit verbunden ist eine erhöhte Dichte des Wassers. In der Literatur wird argumentiert, dass in hohen Breiten die Dichte des Meerwassers stärker vom Salzgehalt abhängt als von der Temperatur, siehe zum Beispiel Motoi et al. (2005).

<sup>10</sup> Dieser Zeitraum umfasst drei verschiedene Zeitalter, dies sind Pliozän (heute bis etwa 5 Ma), Miozän (5 Ma bis 24 Ma), Oligozän (24 Ma bis 34 Ma), und reicht bis zum späten Eozän (34 Ma bis 54 Ma).

älter als 14 Ma wird als wichtig in Bezug auf klimatische Veränderungen angesehen (Bice et al., 2000).

## 1.4 Geophysikalische Grundlagen

### 1.4.1 Bedeutung des Ozeans für das Klima

Das Klimasystem besitzt zwei mobile Komponenten, diese haben durchaus als gegensätzlich zu charakterisierende Eigenschaften, siehe zum Beispiel Gill (1982), Kap. 2.2: In der Atmosphäre herrschen vergleichsweise hohe Strömungsgeschwindigkeiten vor, die verfügbare Wärmekapazität ist gering; damit ergeben sich kurze Antwortzeiten auf externe Störungen. Der Ozean besitzt eine im Vergleich dazu hohe Wärmekapazität, geringere Strömungsgeschwindigkeiten und reagiert insgesamt auf Störungen träger, er dämpft höherfrequente Schwankungen der Atmosphäre ab. Die Zeitskalen der internen Variabilität in den beiden Systemen separieren: Während die Lebensdauer von Anomalien in der Atmosphäre in der Größenordnung von einem Tag für Relaxation bezüglich Impulsaustausch bzw. einem Monat für die Dissipation thermischer Anomalien liegt, sind Störungen des ozeanischen Gleichgewichts stabiler – die obere turbulente Meeresschicht durchmischt sich in etwa zehn Jahren, während die träge Tiefseezirkulation erst mit einer Verzögerung in der Größenordnung von 1000 Jahren bei Änderungen der äußeren Randbedingungen in einen stabilen Zustand einschwingt (Mitchell, 1976).

Den mobilen Komponenten des Klimasystems kommt wichtige Bedeutung für den meridionalen Ausgleich des Strahlungshaushalts zwischen gemäßigten und hohen Breiten zu. Während die Regionen um den Äquator einen Nettogewinn durch Sonnenstrahlung erfahren, geben die Polargebiete im langwelligen Spektrum mehr Energie ab, als sie im kurzwelligen Spektrum von der Sonne tatsächlich erhalten, siehe zum Beispiel Trenberth und Caron (2001). Diese Differenz wird durch atmosphärische und ozeanische Transporte ausgeglichen.

Der Transport im Ozean wird in wesentlichen Teilen durch die meridionale Umwälzung realisiert. Besonders im Atlantik herrscht hierbei ein Wettstreit zwischen Nord- und Südhemisphäre. Je nach dem, ob der nordwärtige Fluss von antarktischen Zwischenwasser (an der Spitze von Südamerika gebildet) oder von antarktischen Bodenwasser (an der Küste von Antarktika in Rossmeer und Weddell-See produziert) dominiert wird, befindet sich das System der meridionalen Umwälzung in der Nordhemisphäre in einem eingeschalteten oder ausgeschalteten Zustand; der resultierende atlantische meridionale Wärmetransport ist damit abhängig vom Verhältnis der Dichten des in Nord- und Südatlantik gebildeten Tiefenwassers (Sijp und England, 2005).

### 1.4.2 Topographische Randbedingungen für Ozeanmodelle

Über lange Zeiträume betrachtet offenbart sich die Erdkruste als System stetigen dynamischen Wandels. Diese Tatsache ist für paläoklimatische Modellierung von entscheidender Bedeutung. Veränderungen der Gestalt von Ozeanbecken haben Einfluss auf die Randbedingungen der fluiddynamischen Differentialgleichungen, welche das Ozeanmodell beschreiben. Zur Nutzung globaler Klimamodelle sind somit zeitlich und räumlich zugeordnete Informationen über die Hebung und Senkung von Land und Ozeanboden im Vergleich zu heute notwendig. Diese Topographie-Bathymetrie-Datensätze<sup>11</sup> müssen für klimatische Modelle in einer ausreichenden räumlichen Auflösung vorliegen, dies ist bis heute nur für wenige Zeitscheiben<sup>12</sup> der Erdgeschichte gelungen. Weiterhin ist es zur Vergleichbarkeit der Modellergebnisse unterschiedlicher

<sup>11</sup> In der Literatur wird die Gestalt von Landerhebungen als Topographie bezeichnet, während Bathymetrie der Strukturierung und Tiefe des Ozeanbodens entspricht. In dieser Arbeit wird abweichend davon der Begriff Topographie für beide Termini verwendet.

<sup>12</sup> Als Zeitscheibe wird die Rekonstruktion des Erdsystems bezüglich der für ein Klimamodell relevanten Randbedingungen in einem vorgegebenen Zeitraum bezeichnet. Dies impliziert, dass keine Aussagen über dynamische Veränderungen dieser Parameter eingehen und daher nur ein „Standbild“ des Zustandes des Klimas zu dieser Zeit simuliert werden kann. Die Zeitscheibe repräsentiert dabei nicht einen Zustand der Erde,

Forschergruppen wünschenswert, standardisierte Randbedingungen zu definieren (Herold et al., 2008). Dazu gehören bei Verwendung komplexerer Modelle im Allgemeinen neben Informationen über die Topographie auch Daten zu Vegetation (Sewall et al., 2007) und Vergletscherung, da diese einen Einfluss auf die Albedo der Erdoberfläche – und damit das thermodynamische Strahlungsgleichgewicht der Erde – sowie latenten Wärmetransport haben. Das verwendete einfache ozeanische Strömungsmodell berücksichtigt jedoch nur die Tiefe des Ozeans sowie Gradienten der Landerhebung zur Berechnung von Abflussmodellen des Niederschlags, so dass im Folgenden ausschließlich auf topographische Randbedingungen eingegangen wird.

Wichtige geologisch-geophysikalische Prozesse, welche auf die Verteilung der Wassertiefe einen Einfluss haben, sind durch Plattentektonik verursachte Translation und Rotation von Kontinenten, Sedimentablagerungen auf dem Ozeanboden welche die Meerestiefe lokal mit der Zeit verringern, Änderungen des Meeresspiegels in Folge von Bindung und Freisetzung von Gletscherwasser, sowie Änderungen der Dichte des Meerwassers durch Variationen der mittleren Temperatur und des mittleren Salzgehalts,<sup>13</sup> siehe zum Beispiel Herold et al. (2008). Die dynamischen Prozesse Sedimentation und Kontinentalverschiebung sowie isostatische Equilibration aufgrund von Variationen der landgestützten Eisaufgabe sind durch entsprechende sedimentologische bzw. geophysikalische Modelle zu berücksichtigen (Mueller et al., 2008; Herold et al., 2008; Torsvik et al., 2008). Aktuelle Veröffentlichungen solcher Daten sowie Diskussionen zu ihrer Gewinnung findet man zum Beispiel für weit zurückliegende Zeiten ( $\geq 70$  Ma) bei Sewall et al. (2007), für das mittlere Miozän (etwa um 15 Ma) gibt es eine aktuelle Veröffentlichung von Herold et al. (2008). Eine graphische Darstellung der letztgenannten Topographie-Randbedingungen findet sich in Abbildung 1; im Vergleich dazu findet sich in Abbildung 2 die im LSG-Modell enthaltene heutige Topographie. Änderungen in Bezug auf Landmassenverschiebungen sind im Zeitraum von heute bis in das mittlere Miozän offensichtlich gering, die wesentlichen Änderungen beruhen auf einem Anstieg des Meeresspiegels und werden in dieser Arbeit vernachlässigt. Da auch das Schließen der Drakestraße untersucht werden soll, dieser Vorgang zeitlich jedoch in einen Zeitraum fällt für den hier keine globalen topographischen Randbedingungen vorliegen, wird auf großskalige Änderungen in der Topographie verzichtet. Öffnen und Schließen von Passagen erfolgt lokal, die weitere Gestalt der Ozeanbecken bleibt unverändert im heutigen Zustand.

## 1.5 Physikalische Grundlagen

Im Folgenden werden die physikalischen Grundlagen diskutiert, welche zum Verständnis der Resultate dieser Arbeit bedeutsam sind. Die Fluidodynamik im rotierten Bezugssystem erweist sich als entscheidend für die Ausbildung des beobachteten ozeanischen Strömungsgleichgewichts.

Hier und in den nachfolgenden Kapiteln wird bei der Betrachtung der Geschwindigkeiten und Richtungen im Ozean folgende Nomenklatur verwendet:

- beliebige Richtung (Linearkombination aus  $x, y, z$ ):  $(x, y, z)$ , Geschwindigkeitsvektor  $\mathbf{u}$
- zonale Richtung (parallel zum Äquator, ostwärts positiv):  $x$ , Geschwindigkeit  $u$
- meridionale Richtung (polwärtig, nordwärts positiv):  $y$ , Geschwindigkeit  $v$
- vertikale Richtung (senkrecht zur Meeresoberfläche, aufsteigend positiv):  $z$ , Geschwindigkeit  $w$

---

der notwendigerweise einmal exakt realisiert war, sondern fasst die verschiedensten Rekonstruktionen für unterschiedliche Regionen im interessanten Zeitraum zusammen (Markwick und Valdes, 2004).

<sup>13</sup> Eine Übersichtsrechnung ergibt bei einer homogenen Erwärmung einer 4000 m hohen Wassersäule von 16 °C auf 21 °C eine Erhöhung des Wasserspiegels um etwa 4,5 m. Wärmeausdehnungskoeffizient und Salzgehalt wurden hierbei als konstant angenommen und entstammen der Fachliteratur (Gill, 1982, Tab. A3.1). Tatsächlich sollte der resultierende Anstieg des Meeresspiegels kleiner ausfallen, da lediglich die oberen Schichten des Ozeans in vollem Umfang an einer Erwärmung teilhaben.

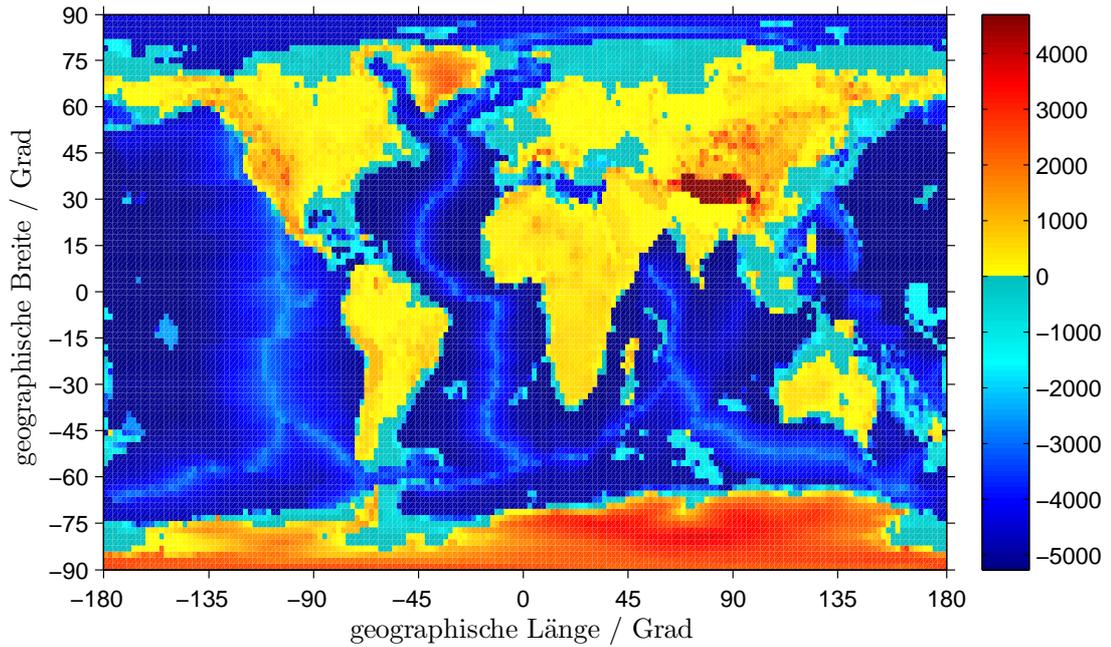


Abbildung 1: Topographische Randbedingungen für das mittlere Miozän zur Verwendung in Klimamodellen, vgl. Herold et al. (2008); Landerhebung (positiv) und Ozeantiefe (negativ) in Metern

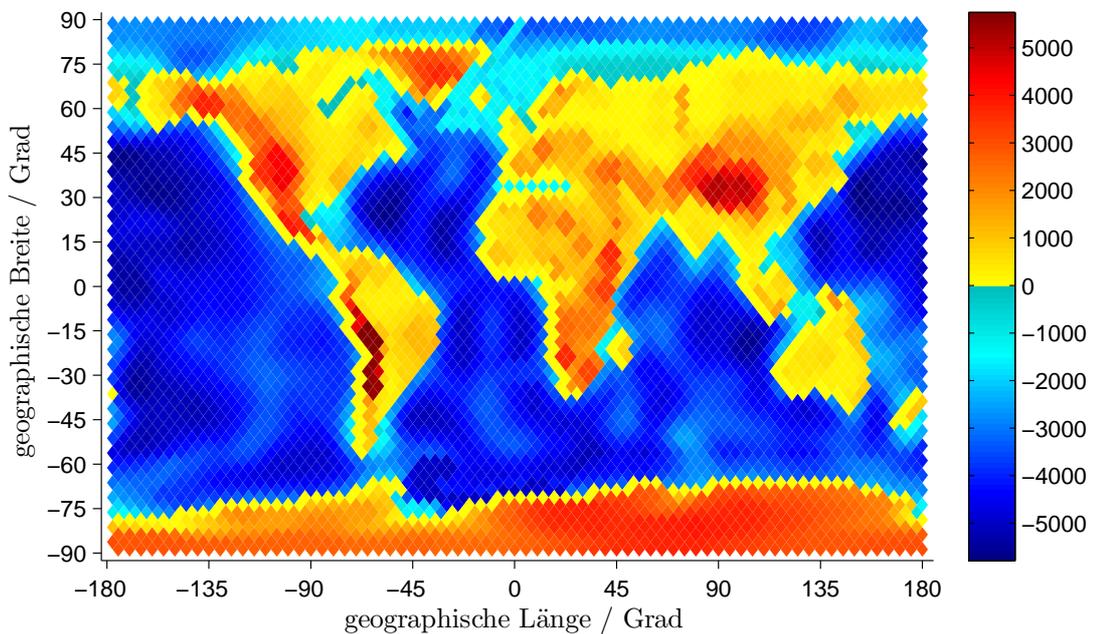


Abbildung 2: Topographische Randbedingungen des LSG-Modells für heute; Landerhebung (positiv) und Ozeantiefe (negativ) in Metern

Die Koordinaten  $x$ ,  $y$ , und  $z$  beschreiben dabei die Richtung für ein lokales Bezugssystem, sie sind aufgrund der Krümmung der Erdoberfläche nicht kartesisch. Sofern Bezug auf das numerische Modell genommen wird, finden anstatt  $x$ ,  $y$ ,  $z$  die Modellkoordinaten  $i$ ,  $j$ ,  $k$  Verwendung, im Falle von Polarkoordinaten gehen  $x$ ,  $y$ ,  $z$  über in  $\lambda$ ,  $\phi$ ,  $r$ .

### 1.5.1 Fluidodynamik der Ozeane

Fluidodynamik auf einer mit der konstanten Winkelgeschwindigkeit  $\Omega$  rotierenden Kugel (Radialkoordinate  $\mathbf{r}$ ) muss für eine vollständige Beschreibung neben dem Beitrag der inertialen Navier-Stokes-Gleichungen auch den Einfluss des beschleunigten Bezugssystems berücksichtigen, denn dies wirkt sich durch zusätzliche Terme in den Strömungs-Differentialgleichungen entscheidend auf den Masse- und Energietransport aus. Sofern man den freien Ozean betrachtet, sind Reibungs- und Bodeneffekte nicht von Bedeutung und man erhält folgende Gleichung:

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \nabla \mathbf{u} + 2\Omega \times \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (1)$$

Der Druckgradient auf der rechten Seite von Gleichung (1) wird, neben den Termen der nicht rotierten Navier-Stokes-Gleichung, nun zusätzlich durch die Corioliskraft balanciert. Der Beitrag der Zentripetalbeschleunigung  $\frac{1}{2} \nabla (\Omega \times \mathbf{r})^2$  ist dabei in den Druck  $p$  absorbiert und tritt nicht mehr explizit auf. Bei  $p$  handelt es sich nun um eine Funktion von Gravitation und radialer Beschleunigung (Batchelor, 1979, Kap. 7.8).

Da die Corioliskraft immer senkrecht zur Bewegungsrichtung wirkt, ist sie eine arbeitsfreie Scheinkraft; sie führt nicht zu einer Änderung des Geschwindigkeitsbetrages, sondern zu einer Ablenkung von der Bewegungsbahn relativ zur Bewegung in einem Inertialsystem. Wann dieser Effekt praktische Relevanz erhält, beschreibt die Rossby-Zahl  $R$ , Gleichung (2). Sie ist definiert als das Verhältnis von charakteristischer Bewegungsgeschwindigkeit  $u$  eines Massenpakets zum Betrag der Winkelgeschwindigkeit  $\Omega$  des rotierenden Bezugssystems multipliziert mit der Längenskala  $L$ , auf der sich die Bewegungsgeschwindigkeit signifikant ändert (Vallis, 2006, Kap. 2.8).

$$R \equiv \frac{u}{\Omega L} \quad (2)$$

Für  $R \ll 1$  nimmt die Corioliskraft in Gleichung (1) eine dominante Stellung ein. Im System der irdischen Ozeane ist dies für charakteristische Längen der Größenordnung 100 km der Fall, wie sich leicht nachvollziehen lässt. Falls Boden- und Randeffekte vernachlässigbar sind, stellt sich eine sogenannte geostrophische Strömung ein. Der Massenfluss verläuft senkrecht zum Druckgradienten, daher orientieren sich die Stromlinien entlang von Isobaren (Batchelor, 1979, Kap. 7.7).

Weiterhin ist die horizontale Ausdehnung der Ozeanbecken sehr viel größer als ihre Tiefe. Während die vertikale Dimension nur selten den Wert von  $5 \cdot 10^4$  m übersteigt, bewegen sich longitudinale und laterale Ausdehnung von Ozeanbecken in der Regel im Bereich größer  $10^8$  m. Die horizontalen Dimensionen des Ozeans übersteigen damit die Beckentiefe um mehr als drei Größenordnungen. In der Folge stellen sich spezielle fluiddynamische Bedingungen ein – vertikale Geschwindigkeiten sowie ihre tiefenabhängige Variation sind vernachlässigbar gering. Bei verschwindender Reibung erhält man die horizontalen Bewegungsgleichungen für die Geschwindigkeiten  $u$  und  $v$  in der Formulierung der „shallow water“-Näherung der Fluidodynamik, Gleichungen (3) und (4), siehe zum Beispiel Gill (1982), Kap. 11.2.  $\frac{D}{Dt}$  ist der Differentialoperator für horizontale Dynamik nach Gleichung (5).

$$\frac{Du}{Dt} - \left( 2\Omega + \frac{u}{r \cos \phi} \right) v \sin \phi = -\frac{1}{\rho r \cos \phi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} \quad (3)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + \left( 2\Omega + \frac{u}{r \cos \phi} \right) u \sin \phi = -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \phi} \quad (4)$$

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial}{\partial \phi} \quad (5)$$

Eine Skalenanalyse analog zu Mellor (1996), Kap. 2.8 zeigt, dass nichtlineare Geschwindigkeitsterme der Form  $u\nabla u$  invers mit der horizontalen Beckendimension  $L$  skalieren, sie sind aufgrund der typischen Ausdehnung von Ozeanströmungen daher in einem globalen Ozeanmodell vernachlässigbar. Unter Hinzunahme von Diffusion und antreibender Windspannung an der Wasseroberfläche in Form des Spannungstensors  $\tau$  erhält man daher die linearisierten hydrodynamischen Gleichungen in der „shallow water“-Approximation (Batchelor, 1979, Kap. 7.7) bei verschwindender vertikaler Bewegung, Gleichungen (6) und (7).

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega \sin \phi \cdot v + \frac{1}{\rho r \cos \phi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} = \frac{\tau_{zx}}{\rho} + k\nabla^2 u \quad (6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\Omega \sin \phi \cdot u + \frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \phi} = \frac{\tau_{zy}}{\rho} + k\nabla^2 v \quad (7)$$

### 1.5.2 Wärmetransporte im Ozean

Satellitengestützte Messungen des Strahlungshaushalts der Erde zeigen enorme Unterschiede in der meridionalen Verteilung zwischen gemäßigten und hohen Breiten. Diese Differenzen müssen durch das Atmosphären-Ozeansystem als einzig relevantem Transportmechanismus ausgeglichen werden, siehe zum Beispiel Carissimo et al. (1985). Der gesamte Wärmetransport  $H_F$  teilt sich in atmosphärische und ozeanische Anteile  $H_F^a$  und  $H_F^o$  auf (Gleichung 8), in dieser Arbeit wird jedoch ausschließlich der ozeanische Beitrag betrachtet. Effekte aufgrund von Phasenumwandlungen, insbesondere Bildung und Aufschmelzung von Meereis entlang des Transportweges, finden keine Berücksichtigung.

$$H_F = H_F^a + H_F^o \quad (8)$$

Der totale Energietransport durch eine geschlossene Fläche<sup>14</sup>, im Weiteren am Beispiel einer zonalen Integration dargestellt, besteht unter Vernachlässigung der Lösungsenthalpie von Salz und der Schmelzwärme von Meereis im Wesentlichen aus der Advektion von Wärme. Diffusion ( $H_{\text{diff}}$ ) sowie Volumenarbeit und der Austausch potentieller ( $\sim z$ ) bzw. kinetischer Energie ( $\sim c^2$ ) liefern in Gleichung (9) einen weiteren Beitrag, vergleiche Peixoto und Oort (1992), Kap. 13.3.5.

$$\begin{aligned} H_F^o \equiv H_o &= \int_z \int_x (v (\rho c_p T + \rho g z + \rho c^2 / 2 + p)) dx dz + H_{\text{diff}} = \\ &= \iint_S v \rho \left( c_p T + g z + c^2 / 2 + \frac{p}{\rho} \right) dS + H_{\text{diff}} \end{aligned} \quad (9)$$

Der Beitrag der kinetischen Energie ist nur ein verschwindender Bruchteil der Gesamtenergie im Ozean und wird vernachlässigt,<sup>15</sup> aufgrund der (näherungsweise) Inkompressibilität von

<sup>14</sup> Die Formulierung von Gleichung (9) ist nur sinnvoll, wenn über eine geschlossene Fläche integriert werden kann, dies ist zum Beispiel beim Wärmetransport über einen kompletten Breitengrad gegeben.

<sup>15</sup> Man kann sich dies an folgender Abschätzung für einen Kubikmeter Wasser klarmachen, welcher eine für Ozeane vergleichsweise hohe Strömungsgeschwindigkeit von 1 m/s und einen Temperaturunterschied zum umgebenden Wasser von lediglich  $\Delta T = 1$  K aufweist:

Wasser sowie bei Annahme eines verschwindenden Netto-Massentransports durch das betrachtete Volumen heben sich Volumenarbeit und potentielle Energie gegenseitig auf (Peixoto und Oort, 1992, Kap. 13.3.5).

Der Beitrag der Wärmediffusion lässt sich in einer Näherung aus dem Fourierschen Gesetz bzw. allgemein mittels der Wärmeleitungsgleichung ermitteln. In Meerwasser liegt er in der Größenordnung von  $0,6 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ , siehe Warren (1999). Dies ist um Größenordnungen kleiner als die anderen Terme in Gleichung (9). Alle Beiträge bis auf den advektiven Wärmetransport werden für die folgenden Betrachtungen daher grundsätzlich als vernachlässigbar angesehen, es folgt der genäherte ozeanische Wärmetransport nach Gleichung (10).

$$H_o = \iint_S \rho c_p v T dS \quad (10)$$

Diese Vorgehensweise lässt sich auch dadurch rechtfertigen, dass Gegenstand der vorliegenden Arbeit Untersuchungen der Änderungen des advektiven meridionalen Wärmetransports sind. Es ist nicht Aufgabe der hier durchgeführten numerischen Experimente, Aussagen über absolute Transportleistungen zu machen.

### 1.5.3 Der Beitrag der meridionalen Umwälzung zum Wärmetransport

Wie im vorangehenden Kapitel dargelegt, wird der weitaus größte Teil des Wärmetransports im Ozean durch Advektion verrichtet, das heißt durch einen kombinierten Masse-Wärmetransport (Abbildung 3). Im heutigen Fließgleichgewicht der Ozeane besteht insbesondere im Atlantik eine ausgeprägte nordwärtige Wasserströmung. Starke Windfelder in Äquatornähe treiben warmes Oberflächenwasser polwärts. Dieses verliert auf dem Weg in hohe Breiten einen Teil seiner Wärme, sinkt aufgrund erhöhter Dichte ab und fließt schließlich als kalte Tiefenströmung wieder in Richtung niedriger Breiten zurück. Das Absinken wiederum ermöglicht erst den Zustrom von Wasser aus gemäßigten Breiten, da Kontinuität bezüglich des Massenstromes erfüllt sein muss. Inwieweit der „thermohaline“, das heißt auf Dichteunterschieden beruhende, Anteil der Strömung dabei treibende Kraft besitzt, oder ob der Windantrieb wichtiger ist und das absinkende Wasser nur den Kreis der Zirkulation schließt, ist nicht endgültig geklärt, siehe zum Beispiel Wunsch (2002). Die Sensitivität der Zirkulation bezüglich Süßwassereintrag scheint jedoch außer Frage zu stehen: Wird durch Öffnen der Panama-Straße der Zufluss von Wasser geringer Salzkonzentration in den Nordatlantik ermöglicht, so schwächt dies dort das durch konvektive Instabilität ermöglichte Absinken und damit die meridionale Zirkulation (Maier-Reimer et al., 1990). Ergebnisse der in dieser Arbeit durchgeführten Experimente deuten ebenfalls darauf hin, dass sowohl Wind als auch starke Bildung von Tiefenwasser in den hohen nördlichen Breiten wichtig für eine ausgeprägte meridionale Umwälzung sind, siehe hierzu Kapitel 4.9.

Physikalisch beschreiben lässt sich die meridionale Umwälzung mit Hilfe der Stromfunktion  $\Psi$ , siehe Gleichungen (11), (12) und (13). Diese beschreibt den Volumenfluss in einer Strömung, hat die physikalische Bedeutung eines Potentials und ist definiert unter Annahme von Kontinuität, das heißt verschwindender Divergenz<sup>16</sup> (Batchelor, 1979, Kap. 2.2). Eine graphische Darstellung von  $\Psi$  zeigt Stromlinien, entlang denen der Betrag der Stromfunktion konstant ist.

---


$$\begin{aligned} E_{\text{kin}} &= \frac{m}{2} v^2 = 500 \text{ J} \\ E_{\text{heat}} &= mc\Delta T \approx 4 \text{ MJ} \\ \Rightarrow E_{\text{kin}} &\ll E_{\text{heat}} \end{aligned}$$

<sup>16</sup> Diese Bedingung der Massenerhaltung ist von eminenter Bedeutung bei der Betrachtung der Umwälzung in nicht geschlossenen Ozeanbecken, wie dies zum Beispiel beim Vorhandensein von Passagen der Fall ist. Über die vertikale Ausdehnung der Passage ist die Stromfunktion entlang der zonalen Koordinate und damit auch das Integral über sie nicht definiert, eine Angabe der Umwälzung ist in diesen Bereichen nicht möglich.

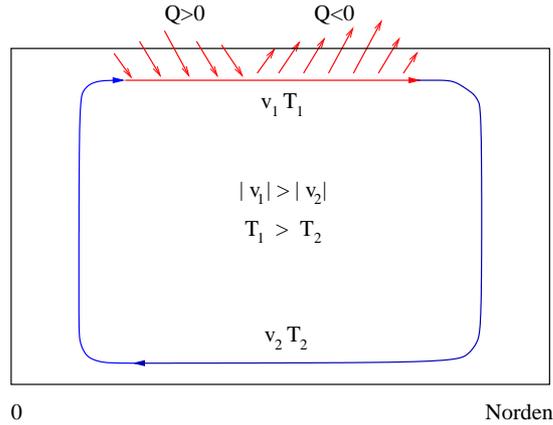


Abbildung 3: Insbesondere im Nordatlantik erzeugt die meridionale Umwälzung einen Netto-Wärmetransport nach Norden, da  $T_1$  größer  $T_2$

$$u = \frac{\partial \Psi}{\partial y} \quad (11)$$

$$v = -\frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad (12)$$

$$\Psi - \Psi_0 = \int (u \, dy - v \, dx) \quad (13)$$

Im Fall der meridionalen Umwälzung interessiert der pol- bzw. äquatorwärtige totale Massentransport. Daher summiert man den Beitrag  $d\Psi$  jeder infinitesimal dünnen Schicht der Dicke  $dz$  mit lokalen meridionalen Geschwindigkeiten  $V$  entlang der Ausdehnung vom westlichen Beckenrand  $W$  zur östlichen Begrenzung  $O$ , siehe Gleichung (14). Offensichtlich tragen zonale Geschwindigkeiten  $U$  nicht zur meridionalen Umwälzung bei.

$$d\Psi = \left( \int_W^O -V(x, y) \, dx \right) dz \quad (14)$$

Der gesamte meridionale Massentransport  $M_V$  ergibt sich schließlich nach Gleichung (15) durch Integration über alle beteiligten Schichten. Es ist eine sinnvolle Regel, vom Ozeanboden  $h_0$  bis zur Oberfläche  $0$  zu integrieren, da Divergenzfreiheit in der Regel nur in oberen Schichten des Meeres (durch Zuflüsse und Passagen) verletzt wird, bei Einhalten dieser Konvention ergibt die Integration wenigstens im tiefen Ozean definierte Werte.

$$M_V = \int_{h_0}^0 \frac{\partial \Psi}{\partial z} \, dz = - \int_{h_0}^0 \int_W^O V(x, y) \, dx \, dz \quad (15)$$

#### 1.5.4 Die Bedeutung der westlichen Randströmungen

Die Erdrotation hat auf der Größenskala irdischer Ozeane entscheidenden Einfluss auf die etablierten Strömungen. Besonders hervorzuheben sind die starken Randströmungen an den westlichen Ozeanbegrenzungen. Ergebnisse der im Zuge dieser Arbeit durchgeführten Experimente zeigen, dass ein wesentlicher Teil der meridionalen Masse- und Energieflüsse auf sie

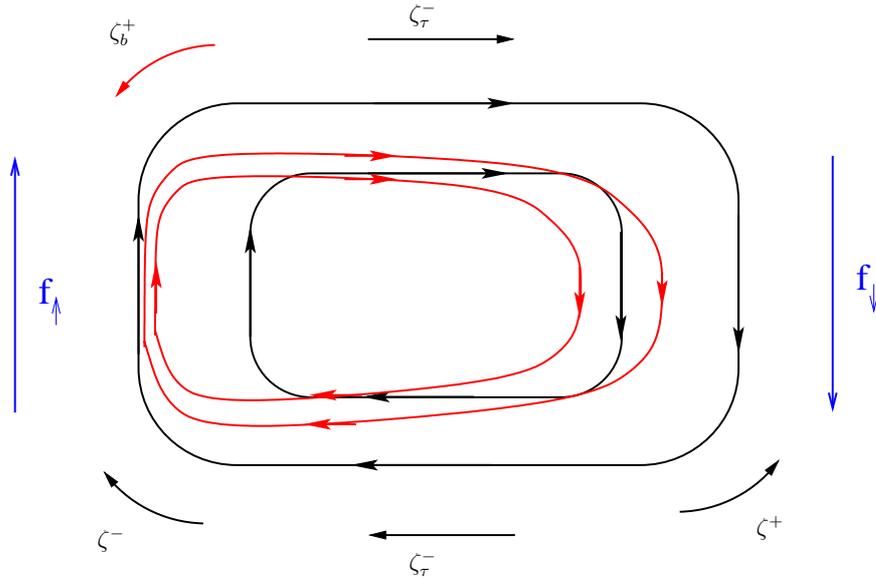


Abbildung 4: Westliche Randströmung am Beispiel einer Wirbelströmung in der nördlichen Hemisphäre, basierend auf Stewart (2007), Kap. 12.3, Abbildung 12.5; im Falle eines nicht rotierenden Bezugssystems (schwarze Kurve) herrscht Ost-West-Symmetrie, bei Rotation ruft  $\zeta_b^+$  eine Verformung der Stromlinien hervor (rote Kurve)

zurückzuführen ist. Um die Ursache der Randströmungen zu verstehen, bedient man sich des physikalischen Konzepts der Vortizität.

Da Atmosphäre und Ozean an der Erdrotation teilnehmen, aufgrund ihrer Mobilität jedoch eine relative Bewegungskomponente zum terrestrischen Bezugssystem besitzen, setzt sich die Gesamt-Vortizität  $\Upsilon$  aus Beiträgen der von der Breite  $\phi$  abhängigen planetaren Vortizität, entsprechend dem Coriolisparameter  $f(\phi)$ , und relativer Vortizität  $\zeta$  zusammen.<sup>17</sup>

$$\Upsilon = f + \zeta = 2\Omega \sin \phi + \text{curl}_z \mathbf{u}_h = 2\Omega \sin \phi + \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (16)$$

Die Relativgeschwindigkeit ozeanischer Strömung bezüglich der rotierenden Erde  $\mathbf{u}_h$  ist dabei die zweidimensionale Projektion der Vektorgeschwindigkeit  $\mathbf{u}$  auf die Horizontalebene. In den Ozeanen ist die Potentielle Vortizität  $\Upsilon$  in guter Näherung entlang der Trajektorie eines Wasserpakets erhalten (Stewart, 2007, Kap. 12.2).

Da die Wirkung des Windes am Beispiel von Abbildung 4 sowohl im Norden als auch im Süden einen negativen Beitrag  $\zeta_\tau^-$  liefert, muss ein kompensierender positiver Beitrag  $\zeta^+$  existieren, um Erhaltung der Vortizität  $\Upsilon$  zu gewährleisten. Am östlichen Rand des Ozeanbeckens nimmt die planetare Vortizität  $f$  auf dem Weg nach Süden ab, daher sinkt auch der Beitrag zu einer negativen Vortizität. Steigende relative positive Vortizität aufgrund der Änderung der Bewegungsrichtung der Wirbelströmung gen Westen kompensiert hier die Beiträge zu negativer Vortizität. An der westlichen Begrenzung wiederum steigt der Beitrag von  $f$  zu negativer Vortizität, während die durch die nordwärtige Richtungsänderung entstehende zusätzliche Vortizität ebenfalls negativ ist. Der Beitrag  $\zeta_b^+$  gewährleistet hier Vortizitätserhaltung und führt zur Ausbildung einer schmalen, meridional orientierten starken Randströmung.

<sup>17</sup> Die folgende Argumentation orientiert sich an Stewart (2007), Kap. 12.

### 1.5.5 Der Einfluss von Bodeneffekten auf ozeanische Strömungen

Sobald Bodeneffekte (zum Beispiel lokal begrenzte natürliche unterseeische Erhebungen in Form von Meeresrücken) nicht mehr vernachlässigbar sind, ergibt sich ein weiterer Einfluss auf die horizontalen Geschwindigkeiten  $u(x)$  und  $v(x)$ . Dies soll hier anhand eines einfachen Modells illustriert werden.<sup>18</sup>

Ein meridional ( $y$ -Richtung) orientierter Ozeanrücken der lokalen Höhe  $h = h(x)$  in einer ansonsten ebenen Umgebung der Ozeantiefe  $h_0$  führt zu einer Ablenkung der Strömung mit Komponenten  $(U, V)$ . In einem engen lokalen Bereich, in dem die Breitenabhängigkeit des Coriolisfaktors  $f$  vernachlässigbar ist, gilt aufgrund der Erhaltung der Vortizität:

$$\frac{f + \zeta}{h(x)} = \frac{f}{h_0} \quad (17)$$

Hierbei sei ohne Beschränkung der Allgemeinheit angenommen, dass der auf den Meeresrücken zuströmende Fluss zu Beginn eine verschwindende relative Vortizität  $\zeta$  habe. Die momentanen Geschwindigkeitskomponenten  $u(x)$  und  $v(x)$  sind aufgrund der Geometrie der Anordnung unabhängig von der meridionalen Koordinate, somit ergibt sich für die gekreuzten Ableitungen:

$$\frac{du(x)}{dy} = 0 \quad (18)$$

$$\frac{dv(x)}{dx} = \zeta = f \left( \frac{h(x)}{h_0} - 1 \right) \quad (19)$$

Die Änderung der momentanen meridionalen Geschwindigkeit  $v(x)$  ergibt sich aus der Einwirkung sich ändernder Vortizität entlang des Weges  $x$  des Wasserpakets.

$$v = V + \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} f \frac{h(x) - h_0}{h_0} dx = V + f \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} \frac{h(x) - h_0}{h_0} dx \quad (20)$$

Während des Überströmens des Rückens entwickelt sich die momentane zonale Geschwindigkeitskomponente  $u(x)$  nach Gleichung (21) dergestalt, dass Massenerhaltung im Fluss gewährleistet ist.

$$u(x) h(x) = U h_0 \quad (21)$$

Nach dem Passieren der topographischen Störung entspricht die zonale Komponente der Strömung wieder dem ursprünglichen Zustand  $U$ , die meridionale Komponente  $V$  hat jedoch eine bleibende Ablenkung nach Gleichung (23) erfahren, abhängig von der Querschnittsfläche  $A$  des Meeresrückens entsprechend Gleichung (22). Auf der Nordhalbkugel resultiert somit eine Ablenkung der Strömung im Uhrzeigersinn, diese ist abhängig von vertikaler und horizontaler Ausdehnung des topographischen Hindernisses.

$$A = \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} (h_0 - h(x)) dx \quad (22)$$

$$V_n = V - \left( f \frac{A}{h_0} \right) = \frac{U \left( f \frac{A}{h_0} \right)}{U^2 + V^2 - V f \left( \frac{A}{h_0} \right)} \quad (23)$$

<sup>18</sup> Die folgende Herleitung erfolgt analog zu Batchelor (1979), Kap. 7.7.

Die resultierenden Ablenkungen in atmosphärischen Strömungen sind aufgrund der hohen Geschwindigkeiten vernachlässigbar. Im Ozean hingegen, in dem die Strömungsgeschwindigkeiten deutlich geringer ausfallen, sind die Richtungsänderungen durchaus zu beobachten (Battchelor, 1979, Kap. 7.7).

## 1.6 Biogeochemische Grundlagen

Ein Teil dieser Arbeit beruht auf der Verwendung eines Modells des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs. Um die diesbezüglichen Ergebnisse im Kontext der Klimaforschung betrachten zu können, findet sich folgend eine kurze Zusammenfassung der Bedeutung von Isotopenverhältnissen für die Rekonstruktion früherer Klimata.

Will man die physikalischen Gegebenheiten vergangener Klimazustände rekonstruieren, so ist man in erster Linie auf chemische Spuren angewiesen.<sup>19</sup> Zwei diesbezüglich wichtige Signale sind in Tiefseesedimenten konservierte Isotopenverhältnisse von Sauerstoff und Kohlenstoff, sie liefern Hinweise auf das Maß der Vereisung und erlauben Rückschlüsse auf den globalen Wasserhaushalt in früherer Zeit. Ursache für Änderungen des Isotopenverhältnisses sind biologische und chemisch-physikalische Fraktionierungsprozesse.

Der für Klimarekonstruktionen interessante Messwert ist das Isotopen-Verhältnis  $\delta^N X$  von schwerem zu leichtem Kohlenstoff ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) beziehungsweise schwerem zu leichtem Sauerstoff ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ), wobei  $N$  die Nukleonenzahl des schwereren Isotops des Elementes  $X \in \{\text{C}, \text{O}\}$  und  $L$  diejenige des entsprechenden leichteren Isotops darstelle. Das Isotopenverhältnis ist nach Gleichung (24) definiert und wird in ‰ angegeben, es bringt die Komposition einer Probe ins Verhältnis zu einem festgelegten Standardwert.

$$\delta^N X = \frac{\left(\frac{N}{L}X\right)_{\text{Probe}} - \left(\frac{N}{L}X\right)_{\text{Standard}}}{\left(\frac{N}{L}X\right)_{\text{Probe}}} \times 1000 \quad (24)$$

Da leichtere Sauerstoffisotope aufgrund ihrer geringeren Masse bevorzugt den Ozean verlassen, während schwerere Isotope schneller wieder zur Erde zurückkehren, reichert sich  $^{16}\text{O}$  in polwärtig transportiertem Wasserdampf an. Gleichzeitig erhöht sich der Anteil von  $^{18}\text{O}$  in den Ozeanen niedriger Breiten. Falls Niederschlag in Form eines Eisschildes gespeichert wird, führt dies bevorzugt zu einer Entfernung von  $^{16}\text{O}$  aus dem Wasserkreislauf, in der Folge verschiebt sich das globale Mittel des ozeanischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses zu positiveren Werten. Mikroorganismen im Ozean bilden das im Wasser herrschende Isotopenverhältnis auf die Zusammensetzung ihrer Kalkschale ab und transportieren das Signal nach ihrem Absterben in die ozeanischen Sedimente. Gemessene Isotopenverhältnisse erlauben somit Rückschlüsse auf die zu der entsprechenden Zeit herrschende Vereisung. Dabei muss jedoch beachtet werden, dass das Sauerstoff-Isotopensignal neben der Eismasse auch an die Temperatur des Meerwassers koppelt, siehe Gleichung (25). Abhängig von der Umgebungstemperatur enthält die Kalkschale der Mikroorganismen ein anderes Isotopenverhältnis  $\delta^{18}\text{O}_b$  als das umgebende Wasser  $\delta^{18}\text{O}_w$ . Bei der Rekonstruktion muss daher beachtet werden, dass ein kombiniertes Temperatur-Eis-Signal gemessen wird.

$$\Delta\delta^{18}\text{O}_b = \Delta\delta^{18}\text{O}_w - 0,23\Delta T \quad (25)$$

Kohlenstoff kann ebenfalls als Hinweis auf das globale Eisvolumen betrachtet werden, da Biomasse und Kohlenstoffdioxid aus der Atmosphäre unter glazialen Bedingungen verstärkt vom Land in die Ozeane exportiert und in der Tiefsee gespeichert werden. Dies lässt sich anhand des Isotopenverhältnis  $\delta^{13}\text{C}$  überprüfen. Vegetation an Land reichert bevorzugt das

<sup>19</sup> Die Informationen dieses Kapitels wurden Ruddiman (2001), Kap. 7 und 11 entnommen.

leichtere Kohlenstoffisotop  $^{12}\text{C}$  in der Biomasse an, entsprechend negativeren Isotopenverhältnissen. Im heutigen Ozean überwiegt der Anteil anorganischer Kohlenstoffverbindungen mit einem gemittelten Wert von  $\delta^{13}\text{C} \approx 0\%$ . Für glaziale Zeiträume wird in der Tat ein negatives Kohlenstoff-Isotopenverhältnis in Sedimenten gemessen, dies ist ein Indiz für verstärkten Transport von terrestrischer Biomasse in den Ozean.

Einen weiteren wichtigen Hinweis können  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf Veränderungen in der ozeanischen Tiefenzirkulation liefern, dies ist in dieser Arbeit die relevante Anwendung. Aufgrund ausgeprägter Photosynthese liegt in tropischen Gewässern eine Erhöhung von  $\delta^{13}\text{C}$  im Wasser vor. Diese sogenannte Isotopen-Fraktionierung beruht auf der Eigenschaft von Pflanzen, bei der Photosynthese bevorzugt anorganisches  $^{12}\text{C}$  aufzunehmen und in organische Kohlenstoffverbindungen zu wandeln. Dadurch reichert sich anorganisches  $^{13}\text{C}$  im Meerwasser an, entsprechend eines positiveren  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses. Dieses Signal wird im heutigen Atlantik durch die ausgeprägte meridionale Umwälzung in hohe nördliche Breiten transportiert und dort durch konvektives Absinken in die Tiefsee verbracht. In der Folge misst man im nördlichen Atlantik in Wassertiefen von 2000 m bis 4000 m ein vergleichsweise positives  $\delta^{13}\text{C}$ -Signal. Im Gegensatz dazu findet sich im tiefen Nordpazifik ein negatives Signal aufgrund höheren  $^{12}\text{C}$ -Anteils. Dies beruht auf dem schwachen meridionalen Nachschub von  $^{13}\text{C}$ -angereichertem Wasser im Pazifik, statt dessen überwiegt hier der Anteil langsam absinkender abgestorbener  $^{12}\text{C}$ -reicher Biomasse. Dieser sogenannte  $\delta^{13}\text{C}$ -Alterungseffekt<sup>20</sup> macht sich im Pazifik stärker bemerkbar als im schnell bewegten Oberflächenwasser des Atlantiks.

Betrachtet man die isotopische Zusammensetzung von Sedimenten des letzten Glazialen Maximums vor etwa 20000 Jahren, so findet man im Nordatlantik hohe  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nur in Tiefen bis zu 1500 m, die Struktur der Isotopenverteilung ähnelt bezüglich Kohlenstoff eher dem heutigen Nordpazifik. Die Erklärung hierfür ist, dass zu Zeiten des letzten Glazialen Maximums die atlantische meridionale Umwälzung sehr geschwächt ablief. Der Absinkprozess des Wassers im Nordatlantik erreichte nur geringe Tiefen (bis 1500 m), daher konnte antarktisches Tiefenwasser mit negativen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in den tiefen Nordatlantik vordringen.

---

<sup>20</sup> Der Alterungseffekt beschreibt, dass sich oberflächennahes Wasser mit der Zeit mit organischer Materie hohen  $^{12}\text{C}$ -Anteils anreichert. Das Kohlenstoff-Isotopenverhältnis wird umso negativer, je länger ein Wasservolumen in Oberflächennähe verbleibt.

## 2 Methoden

Die in dieser Arbeit beschriebenen numerischen Simulationen wurden auf handelsüblichen Bürorechnern innerhalb einer Linux-Betriebssystem-Umgebung ausgeführt. Alle numerischen Modelle liegen im Quellcode vor (Maier-Reimer et al., 1998, 2006). Das Modell des Kohlenstoffkreislaufs wurde in unveränderter Form verwendet. Im Fall des physikalischen Strömungsmodells wurden Ergänzungen in die Programmroutinen eingefügt, um den Wärmetransport zu bestimmen und Veränderungen in den topographischen Randbedingungen zu implementieren. Dies umfasst auch geringfügige Anpassungen der die Ozeandynamik antreibenden Felder für Regionen, in denen Land in Ozean übergeht. Das ist notwendig, da die vorliegenden Datenfelder regional quantitative Unterschiede abhängig von ihrer Zugehörigkeit zu „Land“ oder „Ozean“ aufweisen, siehe Kapitel 2.2.2.

Die genannten Modelle sind etabliert und werden seit geraumer Zeit genutzt, daher verwendet die Arbeitsgruppe „Paleoclimate Dynamics“ eine Reihe von Programmen und Skripten zur Umwandlung der Modelldaten in eine zur Generierung von Diagrammen geeignete Form; Dr. Martin Butzin hat viele dieser Programme geschrieben und weiterentwickelt. Die Programme zur Datenumwandlung sind im Wesentlichen unverändert verwendet worden. Zur Erstellung der in dieser Arbeit gezeigten Diagramme hingegen wurden Matlab<sup>®</sup>-Skripte geschrieben, welche in Teilen auf bereits vorliegendem Quellcode aufbauen. Eine Ausnahme sind die Darstellungen des Wärmetransports, die hierfür notwendigen Programmanweisungen wurden im Zuge dieser Arbeit neu erstellt.

Alle durchgeführten Experimente untersuchen ein Klimasystem im Quasi-Gleichgewicht, das heißt es liegt keine Variabilität (abgesehen vom Jahreszyklus) in den Randbedingungen der Modelle vor. Dynamische Einschwingprozesse, welche beispielsweise durch Änderungen der topographischen Randbedingungen hervorgerufen werden, sind nicht Thema dieser Arbeit. Dies impliziert, dass keine transienten Entwicklungen eines dynamischen Klimasystems betrachtet werden können.

### 2.1 Beschreibung der verwendeten numerischen Modelle

#### 2.1.1 Das physikalische Strömungsmodell

Das Studium des Einflusses veränderter topographischer Randbedingungen auf ozeanische Geschwindigkeitsfelder sowie damit verbunden auf Transport und Verteilung von Salz und Wärme im Meer erfolgt unter Verwendung des „Hamburg Large Scale Geostrophic Ocean General Circulation Model (LSG-OGCM)“ (Maier-Reimer et al., 2006), im Folgenden „LSG“ genannt.

Für klimatische Vorhersagen sind atmosphärische Variationen auf Zeitskalen im Bereich eines Monats relevant (Hasselmann, 1982). Diese Überlegungen rechtfertigen es, die Fragestellungen dieser Arbeit unter Verwendung eines Ozeanmodells zu bearbeiten und die Atmosphärenphysik auf diffusiven Energietransport durch ein Energiebilanzmodell zu begrenzen. Natürlich muss dabei beachtet werden, dass eventuelle grundsätzliche Veränderungen im atmosphärischen Quasi-Gleichgewichtszustand aufgrund von Kopplungen an veränderte topographische Randbedingungen, insbesondere Änderungen des Netto-Niederschlags, sich nicht in den hier gewonnenen Ergebnissen niederschlagen.

Grundsätzliche Überlegungen bezüglich des Designs eines Ozeanmodells zum Studium der Klimavariabilität finden sich zum Beispiel in Hasselmann (1982). Das hier verwendete Modell wird in Maier-Reimer et al. (1993) sowie Schäfer-Neth und Paul (2000) beschrieben, hat seitdem aber eine Weiterentwicklung erfahren; es wird im Folgenden kurz vorgestellt. Die angegebenen Informationen entstammen den genannten Veröffentlichungen sowie dem Quellcode des Modells und der Modelldokumentation (Maier-Reimer und Mikolajewicz, 1992).

Zur Lösung des topographischen Randwertproblems diskretisiert man die fluiddynamischen Differentialgleichungen auf einem sogenannten „E-Grid“ nach Arakawa und Lamb (1977). Das

globale Land-Ozean-System wird auf ein  $72 \times 72$ -Gitter abgebildet, bestehend aus zwei unabhängigen Untergittern der Auflösung  $5^\circ \times 5^\circ$ . Die effektive Auflösung von LSG liegt damit bei  $3,5^\circ \times 3,5^\circ$ . Dies impliziert, dass der durchaus wichtige Beitrag von Wirbeln („Eddies“) auf der Größenskala von 50 km nicht aufgelöst werden kann. Ihr Beitrag wird durch eine modifizierte, stark überhöhte Diffusivität parametrisiert, siehe zum Beispiel Monin (1990), Kap. 46.

Die vertikale Struktur des Modells umfasst 22 Schichten unterschiedlicher Mächtigkeit. Die obersten Schichtdicken liegen bei 50 m, die vertikale Ausdehnung einer Schicht erhöht sich mit steigender Tiefe auf bis zu 1000 m. Dies dient der Einsparung von Rechenzeit und lässt sich damit rechtfertigen, dass Geschwindigkeiten in der Tiefsee sehr viel geringer ausfallen als in den durchmischten Oberflächenschichten. Die Ozeandynamik geschieht abhängig von der Tiefe auf grundlegend verschiedenen Zeitskalen, siehe zum Beispiel Stewart (2007), Kap. 13.4 oder Ergebnisse dieser Arbeit in Kapitel 4.6.

Das vormalige UPSTREAM-Advektionsschema wurde durch ein verfeinertes Verfahren zur Berechnung der Advektion ersetzt, siehe Schäfer-Neth und Paul (2000). Nun findet ein Prediktor-Korrektor-Algorithmus Anwendung; der Vorhersage-Schritt nutzt zentrierte Differenzen zur Berechnung der Differentiale, der Korrektur-Schritt jedoch bedient sich des QUICK-Advektionsschemas nach Leonard (1979). Hierbei wird zur Interpolierung des Flusses neben den direkten Nachbarn auch die nächste stromaufwärts gelegene Zelle berücksichtigt, es handelt sich also um eine quadratische Näherung des Flusses über drei Stützstellen (Farrow und Stevens, 1995).

Der Zeitschritt in LSG beträgt einen Monat, Advektion und Diffusion werden in einer frei wählbaren Anzahl gleich langer Subzyklen berechnet. Die in dieser Arbeit beschriebenen Experimente wurden unter Anwendung von zehn Subzyklen durchgeführt, dies entspricht einem effektiven Zeitschritt von drei Tagen.

Das Modell umfasst eine geglättete und auf das Modellgitter angepasste heutige Land-Ozean-Topographie. Die fluiddynamischen Gleichungen werden nur an den ozeanischen Gitterpunkten integriert. Der Wasserkreislauf über Land schließt sich durch ein gradientengestütztes Abflussschema, bei dem der Niederschlag entlang des steilsten Gefälles in Richtung Küste transportiert wird und schließlich wieder dem Ozean zufließt.

Angetrieben wird die ozeanische Fluiddynamik von Zehnjahres-Mitteln der Oberflächentemperatur des Ozeans (genauer gesagt von einer Hintergrund-Temperatur, siehe Gleichung 27), des Süßwasserflusses und der globalen Windspannungs-Felder mit saisonalem Zyklus analog zur Vorgehensweise bei Butzin et al. (2005) und Prange et al. (2003). Als weitere Randbedingung werden monatliche Meereisverteilungen vorgeschrieben. Die zeitliche und lokale Entwicklung der skalaren Größen, dies sind Potentielle Temperatur  $\theta$  und Salzgehalt  $S$ , geschieht nach Gleichung (26) für einen Skalar  $C \in \{\theta, S\}$  mit entsprechender Diffusivität  $k_C$  und Quellterm  $Q_C$ . Quellen in Form von Süßwasserflüssen und Temperatúraustausch existieren nur in der obersten Schicht. Weiterhin findet Konvektion Berücksichtigung, in der Formel durch einen Term  $K_C$ <sup>21</sup> dargestellt. Numerisch umgesetzt wird der Konvektionsprozess, indem nach jedem Zeitschritt direkt übereinander liegende, gravitativ instabile Schichten miteinander vertauscht werden.<sup>22</sup>

Abseits der Grenzfläche von Ozean und Atmosphäre entwickeln sich potentielle Temperatur  $T$  und Salzgehalt  $S$  frei aufgrund der modellinternen Ozeandynamik, siehe Gleichung (26) in Anlehnung an Maier-Reimer und Mikolajewicz (1992). In früheren Experimenten dienten als Datengrundlage für die verwendeten Randbedingungen<sup>23</sup> Simulationen des heutigen Klimas mit dem atmosphärischen dreidimensionalen Strömungsmodell ECHAM3 durch Roeckner et al. (1992). In dieser Arbeit werden Modellausgaben der Simulationen von Lohmann et al. (1996) genutzt. Meereis-Felder werden monatlich statisch vorgeschrieben, es findet keine Rückkopplung in Form von Phasenübergängen statt. Berechnungen des diffusiven Transports erfolgen

<sup>21</sup> Der Term  $K_C$  ist für jede Schicht als zusätzlicher Quellterm aufgrund des Austauschs mit benachbarten Schichten durch konvektive Instabilität zu interpretieren.

<sup>22</sup> Dieses Verfahren bezeichnet man als „convective adjustment“.

<sup>23</sup> Dies sind Netto-Niederschlag, Hintergrund-Temperatur (siehe Gleichung 27) und Windspannung.

unter Verwendung tiefenabhängiger horizontaler und vertikaler Diffusivitäten analog zu Butzin et al. (2005).

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{v}{r} \frac{\partial C}{\partial \phi} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial C}{\partial \lambda} + w \frac{\partial C}{\partial z} = Q_C + k_C \nabla^2 C + K_C \quad (26)$$

Der temperaturbezogene Antrieb geschieht durch sogenanntes „Temperatur-Restoring“. Dabei wird der Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre  $Q_C \equiv Q_T$ <sup>24</sup> anhand der Differenz der durch das Antriebsfeld vorgeschriebenen Restoring-Temperatur  $T_B$  (im folgenden Hintergrund-Temperatur genannt) und der tatsächlich im Modell herrschenden ozeanischen Oberflächentemperatur  $T_S$  nach Gleichung (27) berechnet. Er ist somit an die vorgegebene Referenztemperatur  $T_B$  gekoppelt (Rahmstorf und Willebrand, 1995), das Modell erhält jedoch eine gewisse Variabilität und erlaubt das Auftreten von Temperaturanomalien. Gleichung (27) repräsentiert in diesen Experimenten den Austauschterm des atmosphärischen Energiebilanzmodells. Die verwendeten Parameter  $\gamma = 15 \text{ W/m}^2\text{K}$  und  $\mu = 2 \cdot 10^{12} \text{ W/m}^2\text{K}$  sind wie bei Prange et al. (2003) gewählt.

$$Q_T = (\gamma - \mu \nabla^2) (T_B - T_S) \quad (27)$$

Der Quellterm des Salzgehalts  $Q_C \equiv Q_S$  setzt sich aus Süßwasserflüssen zusammen und errechnet sich aus der Differenz zwischen Niederschlag  $P$  und Verdunstung  $E$ , sowie dem Beitrag  $A$  des Abfluss-Schemas an Land.

$$Q_S = P - E + A \quad (28)$$

Die vom Strömungsmodell gelöste Differentialgleichung zur Ermittlung der Strömungsgeschwindigkeiten, in Gleichung (29) am Beispiel der zonalen Geschwindigkeitskomponente  $u$  gezeigt, ist eine angepasste Formulierung der in Kapitel 1.5.1 diskutierten Gleichungen, dies trägt den speziellen Anforderungen und Gegebenheiten im Modell Rechnung.

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t} u}_1 + \underbrace{u \nabla u}_2 + \underbrace{2\Omega \sin(\phi) v}_3 = -\underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}}_4 - \underbrace{k \nabla^2 u}_5 - \underbrace{ru}_6 + \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \tau_{zy}}_7 \quad (29)$$

Es besteht eine Balance zwischen der resultierenden Beschleunigung eines Wasserpaketes (Term 1) und dem von der Breite abhängigen Coriolisterm (3) auf der linken Seite sowie dem Druckgradienten (4), diffusivem Transport (5), (Grenzflächen-) Reibung (6) sowie dem Einfluss der Windspannung auf das Wasser (7) auf der rechten Seite. Der nichtlineare Term (2) findet im Modell keine Berücksichtigung, siehe Kapitel 1.5.1. Reibung wirkt lediglich an Stellen, an denen die Strömung auf eine Grenzfläche trifft. Dies ist in der jeweiligen untersten Wasserschicht der Fall und stellt eine gute Näherung dar, da Reibungseffekte im Ozean abseits von Grenzflächen und Fronten nur eine geringe Rolle spielen (Gill, 1982, Kap. 7.6). Die vertikale Geschwindigkeit  $w$  ergibt sich nicht aus dynamischer Berechnung, der ihr zugeordnete Impuls wird durch die hydrostatische Näherung ersetzt (Maier-Reimer et al., 1990), ihre Berechnung erfolgt aufgrund der Kontinuitätsbedingung nach Gleichung (30) aus den horizontalen Geschwindigkeiten (Maier-Reimer und Mikolajewicz, 1992).

$$\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{r \cos \phi} \left( \frac{\partial v \cos \phi}{\partial \phi} + \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right) = 0 \quad (30)$$

Die in dieser Arbeit ermittelten ozeanischen Distributionen von Temperatur, Salzgehalt und Strömungsgeschwindigkeit beruhen direkt auf den internen Algorithmen des LSG-Modells.

<sup>24</sup> An der Meeresoberfläche, genauer gesagt bei einem Referenzdruck  $p_{\text{Ref}}$ , der genähert dem atmosphärischen Druck an der Meeresoberfläche entspricht, geht die potentielle Temperatur  $\theta$  in die thermodynamische Temperatur  $T$  über. Es gilt:  $\theta(p = p_{\text{ref}}) \equiv T$ , siehe zum Beispiel Vallis (2006), Kap. 1.7.1.

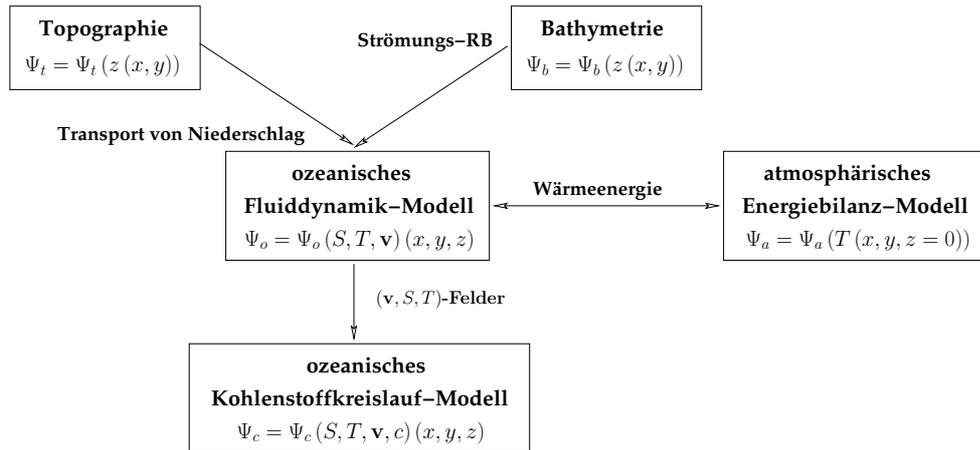


Abbildung 5: Komponenten des verwendeten Klimamodells, ihre Zustandsfunktionen und die wichtigsten Austauschgrößen

Bis auf Änderungen in der Ozeantopographie und geringfügige diesbezügliche Anpassungen der Antriebsfelder (siehe Kapitel 2.2.2) verbleibt das Modell in seiner ursprünglichen Form. Zur Bestimmung des ozeanischen Wärmetransports hingegen wurden zusätzliche Programm-Prozeduren erstellt, siehe Kapitel 2.2.1. LSG dient hierbei nur dazu, die Verteilungen von Temperatur und Geschwindigkeit numerisch konsistent für jeden Zeitschritt zu ermitteln.

### 2.1.2 Das Biogeochemie-Modell des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs

Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über das verwendete Modell des Kohlenstoffkreislaufs gegeben, die Informationen sind der Modelldokumentation des Biogeochemie-Modells entnommen (Maier-Reimer und Heinze, 1992). Das „Hamburg Ocean Carbon Cycle Circulation Model“ (HamOCC) berechnet die Verteilung biogeochemischer Spurenstoffe im Ozean anhand externer Geschwindigkeitsfelder und vorgegebener Temperatur- und Salzgehalte, diese werden vom physikalischen Strömungsmodell LSG bereitgestellt. Die Dynamik der ozeanischen Strömungen geht somit als Parameter in die Simulationen ein und wird nicht nochmals explizit gelöst. Dementsprechend finden die gleichen topographischen Randbedingungen wie in LSG Anwendung; dies ist möglich, da HamOCC den Modellraum räumlich identisch diskretisiert. Das Zusammenwirken von LSG und HamOCC ist in Abbildung 5 dargestellt.

HamOCC approximiert den anorganischen sowie einen vereinfachten organischen ozeanischen Kohlenstoffkreislauf. Als Quellen und Senken für Kohlenstoff werden die Speicherung in Wasser und ozeanischen Sedimenten sowie der atmosphärische Beitrag berücksichtigt. Die Atmosphäre selbst wird jedoch sehr vereinfacht auf ein Einschicht-Modell diffusiven Kohlenstoffdioxid-Transports über dem Modellozean abgebildet. In der obersten Schicht des Ozeans werden Mikroorganismen simuliert, welche abhängig vom verfügbaren Nährstoffangebot Kohlenstoff einerseits in organischer Form binden, andererseits teilweise in Form von  $\text{CaCO}_3$  in anorganische Form überführen. Als Erhaltungsgröße bei der Stoffumwandlung dienen dabei das „Redfield-Verhältnis“<sup>25</sup> für organische Biomasse beziehungsweise das „Rain-Verhältnis“ für den anorganischen Anteil. Dies stellt sicher, dass Biomassenproduktion nur dann stattfindet, wenn

<sup>25</sup> Das Redfield-Verhältnis beschreibt die Komposition der biologisch bedeutsamen Elemente Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor in den Ozeanen; C:N:P $\approx$ 105:15:1 (Open University, 1989, Kap. 2.2.2). Dieses Verhältnis spiegelt sich auch in der Biomasse der Mikroorganismen im Ozean wider.

von jedem notwendigen Nährstoff (Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor) eine ausreichende Menge vorhanden ist.

Zur Berechnung der Verteilung biogeochemischer Spurenstoffe findet ein UPSTREAM-Algorithmus Anwendung. Er bedient sich der vorgegebenen Strömungsfelder um den Stofftransport zu modellieren und ist diskret in Zeit und Ort, siehe Gleichung (32). Es gilt Kontinuität bezüglich der Masse  $m$  eines Spurenstoffes nach Gleichung (31) mit einem lokalen Quellterm  $Q$ .

$$\frac{dm}{dt} = -\operatorname{div}(\mathbf{v}c) - Q \quad (31)$$

$$\frac{c_j^{t+\Delta t} - c_j^t}{\Delta t} = -\sum_i v_i \frac{c_i^{t+\Delta t} - c_j^{t+\Delta t}}{\Delta x_i} - aI \frac{V_{max} (c_j^{t+\Delta t})^2}{K_S + c_j^{t+\Delta t}} \quad (32)$$

Somit wird die Veränderung der Konzentration  $c$  an einem Gitterpunkt  $j$  nach einer Zeitspanne  $\Delta t$  abhängig von den Konzentrationen benachbarter Gitterpunkte  $i$  und des dort vorliegenden Strömungsfeldes  $v_i$  bestimmt. Der zweite Term auf der rechten Seite von Gleichung (32) beschreibt einen Quellterm; dieser bringt die von der geographischen Breite abhängige, für Umwandlungsprozesse notwendige Sonneneinstrahlung  $I$  mit der maximalen Umsatzgeschwindigkeit des Spurenstoffs sowie einer Sättigungskonstante  $K_S$  in Verbindung. Dieser Term berechnet somit die Produktion von Biomasse. Der Vorfaktor  $a$  ist nur in der Oberflächenschicht des Ozeans ungleich Null. Dies trägt der Tatsache Rechnung, dass biologisch aktive Prozesse welche zur Nährstoffumwandlung führen, aufgrund mangelnder Lichteinstrahlung im tieferen Wasser nicht stattfinden. Der Zeitschritt in HamOCC beträgt ein Jahr, die Zeit ist damit im Vergleich zu LSG nur sehr grob aufgelöst. Dies lässt sich dadurch rechtfertigen, dass effektiv nur biologische Prozesse simuliert werden, das von LSG gelieferte ozeanische Strömungsfeld wird innerhalb von HamOCC nicht modifiziert.

Der lokale Quellterm  $Q$  in Gleichung (31) wird durch nachfolgend beschriebene Prozesse bestimmt. Das Modell simuliert im Advektionszyklus die Primärproduktion von organischen Kohlenstoffverbindungen, Gleichung (32). Es berechnet weiterhin Niederschlag und Lösung von Kalziumkarbonat aus abgestorbener Biomasse, Gleichung (33). Remineralisierung von organischer Materie wird nach Gleichung (34) simuliert, Gasaustausch von Kohlenstoffdioxid zwischen Ozean und Atmosphäre erfolgt nach Gleichung (35). Weiterhin wird die vertikale Verteilung von Kalziumkarbonat durch einen nach unten exponentiell gedämpften vertikalen Fluss berücksichtigt.

$$c_{\text{CaCO}_3}^{t+\Delta t} = c_{\text{CaCO}_3}^t - D - kE \quad (33)$$

$$\Delta m_{\text{POC}} = r \min((c_{\text{O}_2, \min} - c_{\text{O}_2}^t) R, c_{\text{POC}}^t) \quad (34)$$

$$F = \lambda (p\text{CO}_2^{\text{atm}} - p\text{CO}_2^{\text{aqu}}) \quad (35)$$

Gleichung (33) führt die Änderungen der Konzentration  $c_{\text{CaCO}_3}$  an jeder Gitterzelle auf Lösung ( $D$ ) sowie Absinken von Material ( $E$ ) zurück, die zugehörige Konstante  $k$  verschwindet in allen Bereichen außer der Bodenschicht. Gleichung (34) berechnet die lokale Umwandlung von organischem Material  $\Delta m_{\text{POC}}$  (POC bezeichnet „particulate organic carbon“, das heißt in Form von Partikeln im Wasser vorliegenden Kohlenstoff) abhängig von einer für die Umwandlung notwendigen Mindestkonzentration von Sauerstoff  $c_{\text{O}_2, \min}$  und dem Redfield-Verhältnis  $R$ . Der Austausch von Kohlenstoffdioxid nach Gleichung (35) nimmt einen linear vom Konzentrationsunterschied zwischen Meerwasser und Luft abhängigen Gasfluss an, dieser wird mit einem von Temperatur und Salzgehalt abhängigen Austauschkoeffizienten  $\lambda$  gewichtet.

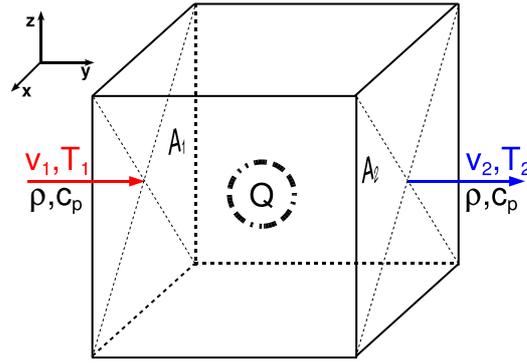


Abbildung 6: Kombiniertes Masse-Wärme-Fluss durch ein Ozeanvolumen, dargestellt am Beispiel der meridionalen Koordinate  $y$ ; für die passierende Strömung gilt Kontinuität, Differenzen zwischen Zufluss und Abfluss müssen durch lokale Quellen oder Senken  $Q$  ausgeglichen werden

## 2.2 Beschreibung der gewählten experimentellen Methoden

Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über die experimentellen Methoden bezüglich der Arbeit mit den verwendeten Modellen gegeben. Eingegangen wird auch auf den verwendeten Algorithmus zur Ermittlung des Wärmetransports.

### 2.2.1 Bestimmung des ozeanischen Wärmetransports

Wie weiter oben ausgeführt wird der ozeanische Wärmetransport durch ein Flächenintegral über das Produkt aus Temperatur, Geschwindigkeit, Dichte und Wärmekapazität des Meerwassers approximiert, dies ist in Gleichung (36) nochmal dargestellt und kann von der Divergenz der Wärme (siehe Gleichung 37, Mellor (1996), Kap. 2.5) abgeleitet werden. In dieser Arbeit sind meridionale Wärmetransporte über einen geschlossenen Breitenkreis, das heißt über die zonale Koordinate  $x \in ]-180^\circ, 180^\circ]$  und die Tiefe des Ozeans  $z \in [0, z_{\max}(i, j)]$  relevant.

$$H_o = \iint_S \rho c_p v T dS \quad (36)$$

$$\operatorname{div} \mathbf{q}_o = -\rho c_p \frac{dT}{dt} \quad (37)$$

Für eine geschlossene Oberfläche (Abbildung 6) lässt sich mittels des Gaußschen Integralgesetzes das Volumenintegral über die Divergenz des Wärmeflusses unter Berücksichtigung des Flächennormalen-Vektors  $\mathbf{n}$  nach Gleichung (38) in ein Oberflächenintegral umwandeln, siehe zum Beispiel Mellor (1996), Kap. 2.9:

$$H_o = \iiint_V \operatorname{div} \mathbf{q}_o dV = \iint_S \mathbf{q}_o \mathbf{n} dS = \int_{z_{\min}}^{z_{\max}} \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} \rho c_p v T dx dz \quad (38)$$

Gleichung (38) beschreibt den Wärmetransport in der mit der Geschwindigkeitskomponente assoziierten Richtung, hier also den meridionalen Anteil. Die Ermittlung von Wärmetransporten  $H_o$  vereinfacht sich auf dem diskreten Modellgitter des LSG somit zu einer Bestimmung

flächenbezogener Wärmeflüsse  $q_{i,j,k}$  an jeder Gitterkoordinate  $(i, j, k)$ . Deren Berechnung wiederum kann auf Strömungsgeschwindigkeiten normal zur Begrenzungsfläche  $S$  eines betrachteten Teilvolumens und die in der Strömung herrschende Temperatur<sup>26</sup> zurückgeführt werden, siehe Gleichung (39).

$$q_{i,j,k} = v_{i,j,k} T \rho c_p \quad (39)$$

Untersucht man größere Ozeanareale, zum Beispiel ganze Breitenkreise, so zerfällt das Oberflächenintegral über das gesamte Areal in eine Summe über alle Oberflächen der beteiligten Gitterzellen; den Gesamttransport über die betrachtete Fläche im Ozean  $H_o$  erhält man durch Aufsummierung der Wärmeflüsse an jeder beteiligten Gitterzelle multipliziert mit der Fläche, über die der Austausch an diesem Gitterpunkt stattfindet.

Die verwendete konstante Wärmekapazität ist ein Mittelwert für Meerwasser<sup>27</sup> und wird auf  $c_p = 4000 \text{ J/kgK}$  gesetzt, die tatsächlichen Variationen im interessanten Bereich von Temperatur und Salzgehalt sind deutlich kleiner als 1% (Warren, 1999). Dort wird weiter argumentiert, dass die Änderung der Inneren Energie eines Wasserpaketes bezogen auf einen Vergleichswert korrekterweise auch noch von Änderungen des Salzgehalts und der Volumenarbeit abhängt.  $U$  ist eine Funktion des Drucks und der Stoffkonzentration, siehe Gleichung (40).

$$U(T, S, p) - U_0(T_0, S_0, p_0) \approx \overline{c_{p,0}} \cdot T + \frac{\partial U}{\partial S} (S - S_0) - \int_{p_0}^p p \left( \frac{\partial \rho^{-1}}{\partial p} \right) dp \quad (40)$$

Die Vernachlässigung des zweiten und dritten Terms auf der rechten Seite von Gleichung (40) erzeugt im Falle der Ozeane jedoch nur einen marginalen Fehler von wenigen Prozent, daher wird diese von Warren (1999) beschriebene Näherung auch hier angewandt. Die für Bestimmungen des Wärmetransports als konstant angenommene Dichte des Ozeanwassers beträgt, unter Annahme eines mittleren ozeanischen Salzgehalts,  $1020 \text{ kg/m}^3$ .

In dieser Arbeit werden also eine ganze Reihe von Vereinfachungen angenommen, welche jede für sich jedoch nur geringe Auswirkungen auf das Resultat haben. Da in dieser Arbeit grundsätzlich nur Änderungen des Wärmetransports von Interesse sind und alle Passagenkonfigurationen unter Anwendung derselben Algorithmen untersucht werden, lassen sich diese Näherungen rechtfertigen.

Durch eine Reihe von Vorversuchen wurde festgestellt, dass ein wesentlicher Faktor kritisch ist bezüglich der Amplituden der ermittelten Wärmetransporte; dies ist die Art des verwendeten Algorithmus. Eine einfache monatliche Datenerhebung unter Berücksichtigung von mittlerer Geschwindigkeit und Temperatur zweier benachbarter Gitterzellen ist in keiner Weise in der Lage, den in der Realität beobachteten Wärmetransport zu approximieren. Erst bei Hinzunahme einer weiteren Gitterzelle stromaufwärts in die Berechnung der Ableitungen, und damit einer quadratischen Interpolierung der Differenzen (siehe Farrow und Stevens (1995) und Abbildung 7) sowie der Verwendung von Subzyklen erhält man eine gute qualitative Übereinstimmung mit den Beobachtungen.

Bestimmungen des Wärmetransports erfolgen über Datenreihen, deren Struktur folgend kurz erläutert wird. Die Ermittlung der notwendigen Werte zur Berechnung der Transporte generiert große Datenmengen. Um dennoch Experimente über einen möglichst langen Zeitraum zu ermöglichen, findet folgendes Schema Anwendung: Jede Datenreihe beruht auf einem Modell-Lauf über 3000 Modelljahre, bestehend aus 30 Intervallen von je 100 Modelljahren. Ein Intervall von 100 Jahren beginnt mit einer zehnjährigen monatlichen Bestimmung des Wärmeflusses,

<sup>26</sup> Die ermittelten Temperaturen sind potentielle Temperaturen und beziehen sich auf Normalbedingungen, sie umfassen damit neben der tatsächlichen Wärme auch die potentielle adiabatische Volumenarbeit bei Bewegung entlang eines (vertikalen) Druckgradienten, siehe Mellor (1996), Kap. 7.2. Dies trägt dem geringen Volumenausdehnungskoeffizienten von Wasser Rechnung, im Vergleich zu Gasen ist der zu erwartende Effekt allerdings sehr gering.

<sup>27</sup> Auch das verwendete LSG-Modell verwendet eine konstante Wärmekapazität und berücksichtigt keine Variation aufgrund von Schwankungen von Temperatur und Salzgehalt.

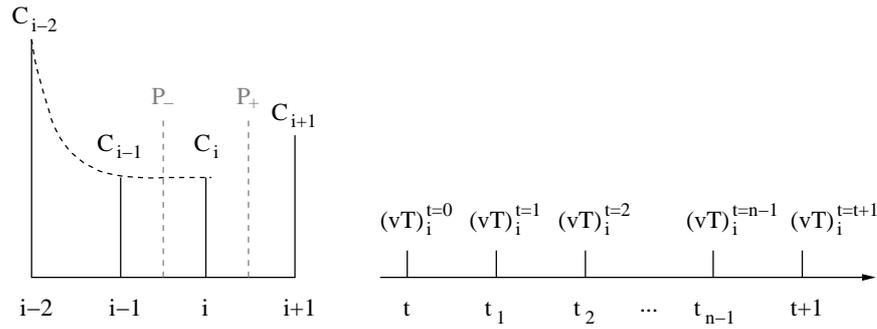


Abbildung 7: Links: Ermittlung der skalaren Größen  $C \in \{T, v\}$  durch Anwendung des QUICK-Advektionsschemas, der grau angedeutete Prediktor-Schritt ermittelt Gradienten und Geschwindigkeiten mittels zentrierter Differenzen; in Anlehnung an Farrow und Stevens (1995); rechts: zeitliche Entwicklung der Messwerte an einer Koordinate  $i$  in  $n$  gleich langen Subzyklen, die Resultate des Vorhersage-Schritts dienen als Grundlage für den Korrektur-Schritt

über diesen Zeitraum wird für jede Gitterzelle das Produkt von Geschwindigkeit und Wassertemperatur gemittelt und gespeichert. Darauf folgt eine 90 Modelljahre andauernde Integration ohne weitere Datenspeicherung. Insgesamt ergibt sich damit für jede Gitterzelle ein Datensatz von 30 Bestimmungen des Wärmetransports, jeweils über zehn Jahre gemittelt. Kollabiert man diese Daten durch zonale und vertikale Integration unter Berücksichtigung der durchströmten Fläche zu Wärmetransporten über Breitengrade, so erhält man insgesamt 36 Einzelwerte in meridionaler Richtung. Das Modellgitter besteht zwar aus 72 internen Breitengraden, zerfällt jedoch aufgrund seiner Eigenschaften als E-Grid nach Arakawa und Lamb (1977) in zwei unabhängige, gegeneinander versetzte Untergitter. Daher werden die Wärmeleistungen zweier meridional benachbarter Gitterzeilen jeweils aufaddiert.

Es bleibt anzumerken, dass diese Methode lediglich diagnostisch arbeitet. Einerseits werden einige Vereinfachungen in Bezug auf den Transport gemacht, welche im Modell exakter betrachtet werden. Dies gilt bezüglich der Berücksichtigung von Diffusion und der Berechnung der Dichte des Wassers. Andererseits wird ein externer Algorithmus zur Transportapproximation verwendet, der sich vom internen Algorithmus in Details unterscheidet. Abgesehen davon sollte man bei der Interpretation der Messergebnisse beachten, dass die Modellauflösung recht grob ist. Peixoto und Oort (1992) zeigen in dortigem Kap. 13.3.5, dass der gesamte Wärmetransport über einen Breitengrad in einem seitlich abgeschlossenen Ozeanbecken neben advektiven und diffusiven Anteilen auch turbulente Transporte enthält. Aufgrund der groben Auflösung des Modellgitters werden letztere unterhalb der Auflösungsgrenze des LSG-Modells, nur parametrisiert berücksichtigt.

### 2.2.2 Änderungen an Topographie und antreibenden Feldern

Änderungen an den Passagen erfolgen innerhalb der Laufzeit des LSG-Modells. Dazu wird die Wassertiefe bzw. Erhebung an Land an den gewünschten Gitterkoordinaten neu gesetzt. In den vorliegenden Antriebsfeldern sind insbesondere für die Hintergrund-Temperatur  $T_B$  (siehe Kapitel 2.1.1) abseits des Ozeans keine sinnvollen Werte definiert. Falls eine Transformation von Land zu Ozean vorliegt, finden an dieser Gitterkoordinate daher die entsprechenden Antriebe eines möglichst nahe gelegenen ursprünglichen Ozeanpunkts Berücksichtigung.

Zur Erstellung eines globalen Ozeans ohne Bodentopographie wird das arithmetische Mittel der Wassertiefe an jeder ozeanischen Gitterzelle gebildet, die einzelnen Werte gehen dabei mit

gleicher Gewichtung in die Berechnung ein. In einigen Experimenten wird der Einfluss von zonal gemittelten Antriebsfeldern untersucht. Diese erhält man aus den Datenfeldern für heutige klimatische Bedingungen durch Bildung des arithmetischen Mittels über alle Werte gleicher geographischer Breite. Dabei wird wiederum jeder Beitrag unabhängig von seiner zonalen Position gleich betrachtet, inverse Distanzwichtung findet keine Anwendung.

### 2.2.3 Herstellen eines eingeschwungenen Zustands des LSG-Modells

Die verwendeten Klimamodelle sind zu jedem Zeitpunkt durch drei Sätze von Eigenschaften definiert:

- Modelldynamik (auf physikalischen Gesetzen bzw. ihrer vereinfachten Formulierung im Modell-Quellcode beruhend)
- Zustand des Modells bezüglich der enthaltenen klimatischen Parameter (die „Klimadaten“, welche die Ausgabe der Modellberechnungen darstellen)
- Randbedingungen, welche aus den vielen potentiellen Lösungen der modellspezifischen Differentialgleichungen den realisierten Satz von Klimadaten (die Lösung des Randwertproblems) definieren

Die Modelldynamik ist in den durchgeführten Experimenten eine invariante Eigenschaft. Die veränderliche Eingangsgröße wird von der Topographie repräsentiert. Ändert man die diesbezüglichen Randbedingungen des sich in einem Quasi-Gleichgewicht befindlichen Ozeanmodells, so treten dynamische Prozesse auf welche schließlich in ein angepasstes neues Quasi-Gleichgewicht des Modells münden. Wie lange dieser Relaxationsvorgang andauert, hängt einerseits vom verwendeten numerischen Modell und dem Ausmaß der an den Randbedingungen vorgenommenen Modifikationen ab. Andererseits hat auch das verwendete Verfahren zur Herstellung eines neuen Quasi-Gleichgewichts einen Einfluss. Bei Verwendung gekoppelter Atmosphärenmodelle, bei denen Rechenzeit aufgrund der zeitlich höher aufgelösten Atmosphärendynamik der limitierende Faktor ist, wird in manchen Veröffentlichungen ein zeitlich geraffter Einschwingvorgang beschrieben: Die besonders langsame Tiefsee-Zirkulation wird vorübergehend beschleunigt integriert, siehe zum Beispiel Huber und Sloan (2001) und von der Heydt und Dijkstra (2006). Da in dieser Arbeit jedoch ein ungekoppeltes Ozeanmodell verwendet wird, ist es möglich, dieses bei unveränderter Dynamik langsam einschwingen zu lassen.

Je nach Publikation und verwendetem Modell unterscheidet sich die Länge der Einschwingphase. Borowski (1999) wählt zum Beispiel einen Zeitraum von 5000 Modelljahren, während Butzin et al. (2005) das LSG-Modell für 20000 Jahre integrieren. Im Zuge dieser Arbeit zeigen Vorversuche, dass das physikalische Strömungsmodell nach Änderungen der Passagenkonfiguration innerhalb von 5000 Modelljahren eingeschwungen ist.

Zur Herstellung neuer Quasi-Gleichgewichtszustände dient der für diese Arbeit bereits vorliegende Zustand für heutige Passagenkonfiguration, er beruht auf einer Langzeit-Integration über 87000 Modelljahre aus einem idealen Ozean homogener mittlerer Eigenschaften bezüglich Salzgehalt und Temperatur. Beim Herstellen neuer Ausgangszustände für die Experimente veränderter Topographie wird bei grundlegenden Variationen (komplettes Schließen oder Öffnen von Passagen) insgesamt je 10000 Modelljahre integriert. Sofern lediglich eine Modifikation der Öffnungsweite einer Passage vorliegt, dauert die Einschwingphase 5000 Modelljahre an. Das auf diese Weise hergestellte ozeanische Quasi-Gleichgewicht ist Grundlage für die Bestimmung des meridionalen advektiven Wärmetransports, siehe Abbildung 8.

### 2.2.4 Herstellen eines eingeschwungenen Zustands des HamOCC-Modells

In das HamOCC-Modell gehen die vom LSG-Modell generierten Salzgehalts-, Temperatur- und Geschwindigkeitsfelder als externe Randbedingung ein. Unter dieser Voraussetzung entwickeln

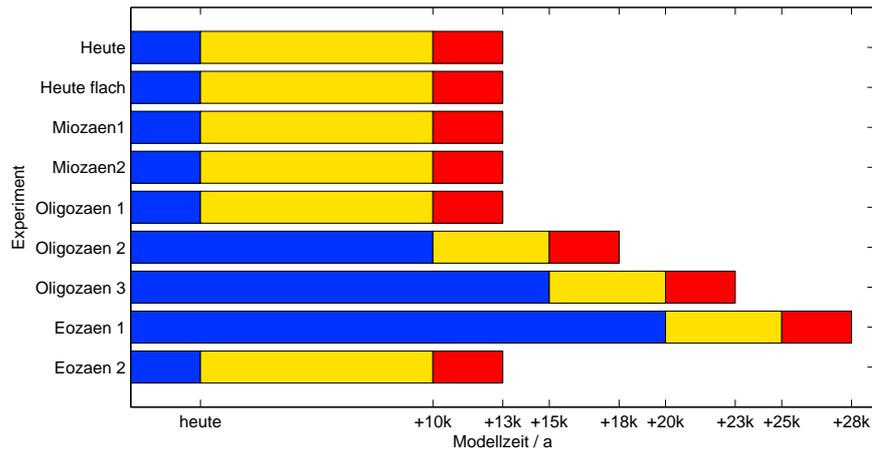


Abbildung 8: Darstellung des Verlaufs der durchgeführten Experimente; gezeigt sind nicht zum eigentlichen Experiment gehörende frühere Einschwingphasen (blau), Einschwingphasen des eigentlichen Experiments (gelb) sowie Bestimmung des Wärmetransports (rot)

sich während der Laufzeit neue Gleichgewichtszustände bezüglich des Kohlenstoffhaushaltes, dabei gilt für Kohlenstoff keine strenge Massenerhaltung: Zu Beginn jedes Programmlaufs<sup>28</sup> wird der atmosphärische Kohlenstoffgehalt auf einen Referenzwert von etwa 280 ppm Kohlendioxid gesetzt. Der Ozean nimmt dieses aus der Atmosphärenschicht auf und verarbeitet und sedimentiert es entsprechend der modellinternen Gleichungen, siehe Kapitel 2.1.2. Dabei sinkt der atmosphärische Kohlenstoffdioxid-Gehalt kontinuierlich bis zum Ende des Programmlaufs.<sup>29</sup> Überschüssiges Sediment wird von unten her entfernt, um die Sedimentdicke zu begrenzen. Sobald der atmosphärische Kohlenstoffdioxid-Gehalt nicht mehr variiert, hat sich ein Fließgleichgewicht zwischen in den Ozean importiertem Kohlenstoffdioxid und durch Sedimentation entferntem Kohlenstoff eingestellt. Der ozeanische Kohlenstoffhaushalt befindet sich dann in einem dynamischen Gleichgewichtszustand, Verteilungen des Isotopenverhältnisses lassen sich auswerten.

<sup>28</sup> In diesen Experimenten dauert ein Programmlauf 100 Jahre, danach wird das Modell neugestartet. Ein Experiment besteht aus einer Abfolge von Programmläufen, die Resultate eines Laufs dienen zur Initialisierung des nächsten Laufs.

<sup>29</sup> Damit der ozeanische Kohlenstoffhaushalt in einen Gleichgewichtszustand einschwingen kann, ist daher bei jedem Neustart des Modells eine Reinitialisierung der atmosphärischen Kohlenstoffdioxid-Konzentration notwendig.

## 3 Experimente

### 3.1 Experimente mit dem physikalischen Strömungsmodell

#### 3.1.1 Untersuchung des Einflusses der Ozeanpassagen

Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung des Einflusses von Ozeanpassagen auf das Klima. Dazu werden eine Reihe von Experimenten mit veränderten topographischen Randbedingungen vorgestellt, siehe Tabelle 1. Im Experiment „Heute flach“ wird die Modelltopographie für heutige Passagenkonfigurationen verwendet, alle Ozeanregionen aber auf eine einheitliche Tiefe von 3645 m gesetzt, dieser Wert entspricht der gemittelten Ozeantiefe im Modell bei Verwendung heutiger Topographie. In den Experimenten „Oligozän 2“ und „Oligozän 3“ wird die Drakestraße durch Reduzieren der Breite schrittweise (Stufen 1 und 2) verengt, im Experiment „Eozän 1“ ist sie schließlich geschlossen. Ergänzend zur allmählichen Verengung der Drakestraße wird ein weiteres Experiment „Eozän 2“ diskutiert, in welchem die Passage unverzüglich geschlossen wird. Experiment „Miozän 1“ (Stufe 1) enthält eine Panama-Straße der Tiefe 1000 m, in allen anderen Experimenten mit offener Panama-Straße ist die Tiefe äquivalent zum direkt nördlich gelegenen Ozeanboden im Atlantik gewählt, dieser liegt hier bei von 2750 m bis 2050 m. Experimente mit geöffneter Drakestraße basieren auf der heutigen Topographie, der Durchfluss zwischen Antarktika und der Spitze von Südamerika hat damit eine mittlere Tiefe von 3300 m. Der Tethys-Seeweg befindet sich im geöffneten Zustand auf einer einheitlichen Tiefe von 1500 m, dies trägt der Unkenntnis über genauere Daten Rechnung, da die Tethys sich vor dem endgültigen Schließen im Miozän mehrfach teilweise verengte und wieder erweiterte (Roegl, 1999). Ein weiteres Experiment „Eozän fiktiv“ hat keinen Bezug zur Erdhistorie, es untersucht den Einfluss des Tethysmeeres in der Konfiguration offener Panama-Straße und geschlossener Drakestraße. In dieser Arbeit werden nicht alle möglichen Passagenkonfigurationen untersucht. Die Öffnung des Tasmanischen Durchflusses zwischen Australien und Antarktis fällt zwar in den betrachteten Zeitraum, sie wird in früheren Studien der Klimavariabilität jedoch als nicht relevant betrachtet (Mikolajewicz et al., 1993). Sie findet daher auch in dieser Arbeit keine Berücksichtigung.

Tabelle 1: Übersicht über durchgeführte Experimente mit Bezug zur Passagenkonfiguration, zur Erläuterung der Parameter siehe Text:

Experimentbezeichnung	Passagenkonfiguration			Zeit / Ma	
	Drake	Panama	Tethys	von	bis
Heute	offen	geschlossen	geschlossen	$\geq 0$	$< 4$
Heute flach	offen	geschlossen	geschlossen	—	—
Miozän 1	offen	Stufe 1	geschlossen	$\geq 4$	$\leq 20$
Miozän 2	offen	offen	geschlossen	$\geq 4$	$\leq 20$
Oligozän 1	offen	offen	offen	$> 20$	$\leq 30$
Oligozän 2	Stufe 1	offen	offen	$> 20$	$\leq 30$
Oligozän 3	Stufe 2	offen	offen	$> 20$	$\leq 30$
Eozän 1	geschlossen	offen	offen	$> 30$	
Eozän 2	geschlossen	offen	offen	$> 30$	
Eozän fiktiv	geschlossen	offen	geschlossen	—	—

Die Untersuchung des Einflusses der Ozeanpassagen erfolgt durch einfache Änderungen in der Passagenkonfiguration, abseits davon bleibt die Bodentopographie unverändert im heutigen Zustand. Zum Öffnen oder Schließen einer Passage werden in der Modelltopographie die entsprechenden Gitterpunkte je nach Bedarf trocken gelegt oder geflutet. Falls auf diese Wei-

se neues Land entsteht, erfahren die lokalen Randbedingungen eine Anpassung nach Kapitel 2.2.2. Die untersuchten topographischen Szenarien sind über einen langen Zeitraum der Erdgeschichte verteilt, etwa über die letzten 35 Millionen Jahre. Im Rahmen dieser Arbeit liegen keine weiteren Informationen über die jeweiligen Randbedingungen bezüglich Windstärke und -richtung, Süßwasserfluss und Hintergrund-Temperatur an der Meeresoberfläche sowie Meereisbedeckung vor. Um die veränderten Randbedingungen in der Atmosphäre zu ermitteln wäre es notwendig, das gekoppelte Energiebilanzmodell durch ein dreidimensionales physikalisches Strömungsmodell der Atmosphäre zu ersetzen; Meereisdynamik wiederum erfordert die Verwendung eines Meereismodells. Dieses komplexe System übersteigt die Zielsetzung und die Möglichkeiten dieser Arbeit, daher werden alle Experimente mit heutigen Randbedingungen bezüglich Windschub und hydrologischem Zyklus durchgeführt. Im Falle der Windfelder ist dies vermutlich keine schlechte Wahl, da andere Autoren bei Experimenten mit gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen nur geringfügige Variationen bei Veränderungen der Topographie finden. Bei von der Heydt und Dijkstra (2006) zum Beispiel wird gezeigt, dass nur sehr kleine Abweichungen zwischen Windfeldern in Miozän und Oligozän bestehen, während sich gerade in Bezug auf das Tethysmeer die topographischen Randbedingungen der beiden Experimente grundlegend voneinander unterscheiden. Bice et al. (2000) wiederum finden ebenfalls für eine Reihe erdhistorischer Kontinentkonfigurationen keine nennenswerten Veränderungen im globalen Strömungssystem der Atmosphäre. Lediglich die Windspannung ist für ein Experiment, welches auf einer für 55 Ma als typisch angenommenen Landmassenverteilung beruht, in der Nordhemisphäre bei 50°N gegenüber anderen Experimenten etwas reduziert. Dies hat für die vorliegende Arbeit keine Bedeutung. Einerseits liegt die 55-Ma-Zeitscheibe vor dem hier betrachteten Zeitraum, andererseits sind die hier eingeführten topographischen Veränderungen sehr viel geringer. Für die Hintergrund-Temperatur gelten zwar heutige Bedingungen, aufgrund der Verwendung eines Energiebilanzmodells kann sich die Temperatur des Ozeans abhängig vom globalen Strömungsgleichgewicht aber dennoch recht frei einstellen, siehe Kapitel 2.1.1.

### 3.1.2 Untersuchung des Einflusses eines flachen Ozeanbodens

Neben der eigentlichen Untersuchung des Einflusses der Passagenkonfiguration wird jedoch auch ein Blick auf zwei kritische Nebenbedingungen geworfen, welche die ermittelten Ergebnisse potentiell beeinflussen können. Dies sind die Verwendung einer flachen Ozeantopographie sowie das Anlegen zonal gemittelter Antriebsfelder, diese Vorgehensweisen sind in der Vergangenheit in verschiedenen Veröffentlichungen gewählt worden, siehe von der Heydt und Dijkstra (2005, 2006) und Bice et al. (2000).

Die Vorbereitungen für die in dieser Arbeit präsentierten Experimente zeigen, dass sich die Berücksichtigung neuer topographischer Randbedingungen in einem physikalischen Strömungsmodell des Ozeans schwierig gestalten kann. Hier wird versucht, einen Datensatz topographischer Randbedingungen nach Herold et al. (2008) in das LSG-Modell einzubinden. Eine einfache Land-See-Maske<sup>30</sup> kann mit geringem Aufwand in das LSG-Modell eingebunden werden. Bei der Verwendung strukturierter Bodentopographie kommt es im beschriebenen Fall jedoch zu einem instabilen Verhalten des Modells, siehe hierzu auch die Diskussion in Kapitel 5.6. Es ist daher verlockend, die entsprechenden Experimente für frühere Topographien mit einem flachen Ozeanboden zu simulieren. Einige Veröffentlichungen (von der Heydt und Dijkstra, 2005, 2006) gehen auch dementsprechend vor. In dieser Arbeit soll nun die Auswirkung eines solchen experimentellen Ansatzes untersucht werden, hierzu eignet sich ein Vergleichsexperiment. Es werden zwei Modell-Läufe gegenübergestellt, eine Integration verwendet heutige Topographie mit dem für das Modell vorliegenden strukturierten Ozeanboden, die andere bedient sich eben-

<sup>30</sup> Als Land-See-Maske wird hier eine Topographie verstanden, bei der Land und Ozean jeweils auf eine beliebige einheitliche Tiefe größer Null (Land) oder kleiner Null (Ozean) gesetzt („binärisiert“) werden, dies filtert Unebenheiten heraus.

Tabelle 2: Übersicht über durchgeführte Experimente mit variablen Antriebsfeldern, bei der Temperatur handelt es sich um die Hintergrund-Temperatur  $T_B$  (siehe Gleichung 27 in Kapitel 2.1.1), der Niederschlag ist um Verdunstung reduziert (Netto-Niederschlag):

Experiment- bezeichnung	Temperatur	Randbedingungen		
		Windspannung	Niederschlag	Meereis
a	gemittelt	gemittelt	gemittelt	gemittelt
b	gemittelt	gemittelt	gemittelt	heutig
c	gemittelt	gemittelt	heutig	heutig
d	gemittelt	heutig	gemittelt	heutig
e	gemittelt	heutig	heutig	heutig

falls heutiger Topographie, allerdings einer einheitlich gemittelten Ozeantiefe. Es werden die auftretenden Unterschiede in der Modellausgabe der beiden Experimente sowie im ermittelten meridionalen ozeanischen Wärmetransport betrachtet.

### 3.1.3 Untersuchung des Einflusses der Antriebsfelder

Die vorgenannten Experimente beruhen alle auf der Anwendung heutiger Antriebsfelder bezüglich Hintergrund-Temperatur, Windspannung, Meereis und Netto-Niederschlag. Um einen Eindruck davon zu gewinnen, wie stark Modellergebnisse von diesen externen Randbedingungen abhängen, wurde eine Reihe von Vergleichsstudien mit fiktiven Antrieben durchgeführt. Dabei wurde jeweils identische heutige Topographie verwendet. Ausgangspunkt sind wiederum die im Modell enthaltenen Antriebsfelder für heute, diesmal teilweise zonal gemittelt (Tabelle 2). Es versteht sich von selbst, dass solche Verhältnisse zonal gemittelter atmosphärischer und glaziologischer Randbedingungen in der Erdgeschichte nie realisiert waren. Die Experimente sollen vielmehr einen Eindruck davon vermitteln, wie sich atmosphärische Gegebenheiten, die grundverschieden vom heute herrschenden Zustand sind, auf die mit dem Ozeanmodell ermittelten Resultate auswirken. Von besonderem Interesse ist die Frage, ob eine solche Vorgehensweise geeignet ist zur Untersuchung des Einflusses von Ozeanpassagen auf das Modellklima. Inspiriert wird diese Versuchsreihe durch eine frühere Publikation, in welcher zonal gemittelte Randbedingungen verwendet wurden, um die Auswirkungen von Ozeanpassagen auf das Ozeansystem zu studieren (Bice et al., 2000).

Alle beschriebenen Experimente verwenden zonal gemittelte Datensätze der Hintergrundtemperatur. Die weiteren Antriebsfelder Windschub, Netto-Niederschlag und Meereis werden in verschiedenen Kombinationen zonal gemittelt bzw. normal (das heißt in der für heutige klimatische Bedingungen vorliegenden Form) betrachtet, siehe Tabelle 2. Experiment „a“ betrachtet dazu alle klimatischen Antriebe als gemittelt, Experiment „b“ im Gegensatz dazu Meereis in nicht gemittelter Form. In Experiment „c“ werden sowohl Netto-Niederschlag als auch Meereis normal betrachtet (alle anderen Felder gemittelt), Experiment „d“ verwendet Meereis und Windschub in normaler Form. Experiment „e“ schließlich betrachtet lediglich die Hintergrundtemperatur zonal gemittelt, alle anderen Antriebsfelder liegen normal vor.

## 3.2 Experimente mit dem ozeanischen Biogeochemie-Modell

Um den Einfluss der Ozeanpassagen auf die Verteilung der stabilen Isotope von Kohlenstoff – quantifiziert durch das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis – zu bestimmen, werden vier Experimente aus der historischen Abfolge (siehe Tabelle 1) auch mit dem HamOCC-Modell durchgeführt. Dies sind

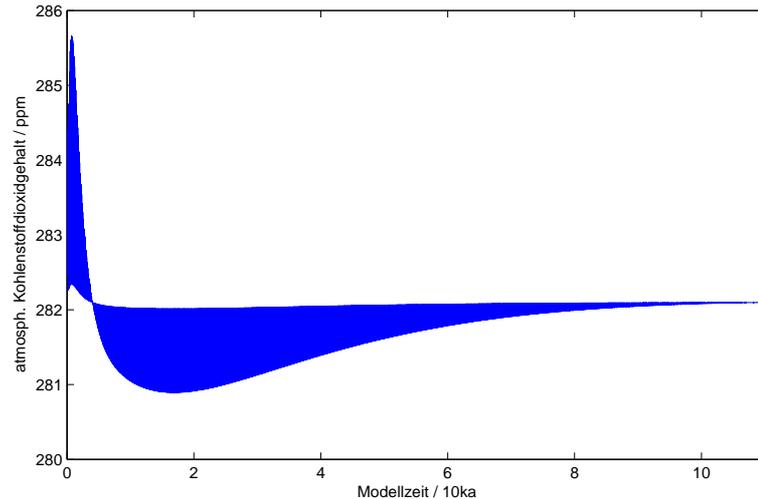


Abbildung 9: Entwicklung des atmosphärischen Kohlenstoffdioxid-Gehalts während des Einschwingvorgangs, hier am Beispiel des Experiments für heutige Randbedingungen; das Experiment besteht aus einer Reihe von einzelnen Modell-Läufen, zu deren Beginn der atmosphärische Kohlenstoffdioxidgehalt jeweils wieder reinitialisiert wird

das Kontrollexperiment „Heute“ für heutige Bedingungen, das Experiment mit tiefer Panama-Straße „Miozän 2“, sowie zwei Konfigurationen in denen Tethyssee und Drakestraße modifiziert sind, „Oligozän 1“ beziehungsweise „Eozän 1“. Als Grundlage dienen die vom LSG-Modell gelieferten globalen Salzgehalts-, Temperatur- und Geschwindigkeitsfelder im Ozean. In den Experimenten wird durch regelmäßige Reinitialisierung atmosphärisches Kohlenstoffdioxid auf vorindustrieller Konzentration gehalten. Das HamOCC-Modell wird so lange integriert, bis sich ein Fließgleichgewicht im Kohlenstoffhaushalt des Ozeans ausgebildet hat, siehe Kapitel 2.2.4. Das Erreichen dieses Zustands erkennt man daran, dass während eines einzelnen Modell-Laufs innerhalb eines Experiments die atmosphärische Kohlenstoffdioxid-Konzentration konstant bleibt. In der Darstellung der atmosphärischen Konzentration von Kohlenstoffdioxid erkennt man dies an der Konvergenz der Kurvenhüllenden, siehe Abbildung 9. Dann lässt sich das aufgrund topographischer Veränderungen in der Passagenkonfiguration neu eingestellte Isotopenverhältnis von  $^{13}\text{C}$  zu  $^{12}\text{C}$  bestimmen.

## 4 Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Experimente präsentiert. Diskussion und Interpretation erfolgen meist in Kapitel 5, lediglich die Diskussionen bezüglich des Kontroll-Experiments für heutige Topographie findet sich in diesem Kapitel. Als Ergebnisse des Strömungsmodells werden zuerst Verteilungen von Meeresoberflächentemperatur und -salzgehalt angegeben. Insbesondere die Temperatur ist von besonderem Interesse, da die Meeresoberfläche die Schnittstelle zwischen den beiden mobilen Klimasystem-Komponenten Atmosphäre und Ozean darstellt. Gegenseitige Wechselwirkung zwischen Lufthülle und Meer findet hier ihren Ausgang. Als weitere Klimasystemdaten werden die Verteilungen des zonalen Mittels von Salzgehalt und Temperatur des Meerwassers für die beiden Ozeanbecken Pazifik und Atlantik dargestellt. Der Salzgehalt hat insbesondere in hohen Breiten einen Einfluss auf konvektive Instabilität und in der Folge auf den meridionalen Massentransport, siehe zum Beispiel Sijp und England (2005) sowie Lohmann et al. (1996). Die dem Modellklima eigene Dynamik wird anhand der Betrachtung der globalen Geschwindigkeitsverteilungen in der obersten Ozeanschicht sowie bei 1500 m untersucht. Als Maß für Energie- und Massentransport in polwärtiger Richtung werden Darstellungen der meridionalen Umwälzung in Atlantik und Pazifik sowie des genäherten Wärmetransports (ermittelt durch den in Kapitel 2.2.1 beschriebenen Algorithmus) betrachtet. Weiterhin erfolgt, zur Illustration der modellinternen Variabilität, eine Darstellung der Standardabweichung der skalaren Felder von Salzgehalt und Temperatur im zonalen Mittel von Atlantik und Pazifik sowie an der Meeresoberfläche.

Im Folgenden finden sich einige Informationen zur Interpretation der in diesem Kapitel angegebenen Abbildungen. Die Diagramme bezüglich der Ozeandynamik, dies sind meridionale Umwälzung und Geschwindigkeitsverteilung, zeigen Absolutwerte. Die Datenfelder der skalaren Größen Temperatur und Salzgehalt werden für das Experiment „Heute“ ebenfalls anhand ihrer Absolutwerte dargestellt, für die verbleibenden historischen Experimente findet man Abbildungen der Differenz, die sich durch Herbeiführen der jeweiligen topographischen Änderung ergibt. Zeitlich wird dabei vom heutigen Zustand ausgegangen. Salzgehalte werden auf der PSU-Skala („Practical Salinity Units“) verglichen, siehe zum Beispiel Stewart (2007), Kap. 6.1.

Diagramme zur Darstellung der meridionalen Umwälzung lassen sich anhand von Stärke und Richtung des Transports interpretieren. Positive Werte kennzeichnen eine Strömung im Uhrzeigersinn, während negative Werte einen Transport entgegen dem Uhrzeigersinn beschreiben. Die Intensität, farblich sowie durch Konturlinien dargestellt, macht eine Aussage über den Betrag der Umwälzung in Sverdrup, ein Sverdrup entspricht einer Transportleistung von  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ . Sofern der Transport in einem nicht vollständig geschlossenen Ozeanbecken berechnet wird, welches eine Verbindung zu anderen Wasserreservoirs besitzt, ist an den Verbindungsstellen die für die Definition der Stromfunktion geforderte Massenerhaltung nicht erfüllt (Kapitel 1.5.3). Im Atlantik gilt dies für Experimente, in denen Panama-Straße bzw. Tethysmeer geöffnet sind. Im Pazifik ist in jedem Experiment am Indonesischen Durchfluss die Massenerhaltung verletzt, daneben trifft dies auch für eine geöffnete Panama-Straße zu. An diesen Verbindungsstellen ist daher das Integral über die Stromfunktion und daher auch die Umwälzung nicht definiert, in graphischen Darstellungen findet sich dort ein weißer Balken.

Für historische Experimente zum Einfluss der Ozeanpassagen auf das Klima finden heutige Randbedingungen bezüglich der Antriebsfelder Netto-Niederschlag, Windspannung, Hintergrund-Temperatur  $T_B$  und Meereisbedeckung in nicht zonal gemittelter Form Verwendung. Da andere Veröffentlichungen auch die Verwendung zonal gemittelter Randbedingungen beschreiben (Bice et al., 2000), werden die Ergebnisse einiger Modell-Läufe für heutige topographische Randbedingungen, jedoch zonal gemittelte Antriebsfelder diskutiert. Dies geschieht anhand der meridionalen Umwälzung in Atlantik und Pazifik, auch hier werden absolute Umwälzraten in Sverdrup angegeben. Bezüglich der Modellausgaben des biogeochemischen Modells des Kohlenstoffkreislaufs im Ozean werden Abbildungen des  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses im zonalen Mittel in einem Tiefen-Breiten-Diagramm präsentiert.

An einigen Stellen finden Messdaten der globalen Salz- und Temperaturverteilungen im Ozean nach Levitus (1982) Erwähnung. An den jeweiligen Stellen wird auf Sekundärliteratur verwiesen, in denen eine graphische Darstellung der Messwerte unter Verweis auf die Originalquelle erfolgt.

Wann immer Darstellungen von Geschwindigkeit, Salzgehalt oder Temperatur abgebildet sind, beziehen diese sich auf das Mittel über die letzten 100 Jahre des Einschwingvorgangs, ausgenommen Kapitel 4.1.2. Dort werden statistische Kenngrößen präsentiert, welche aus dem Mittel der Modellausgabe über die letzten 1000 Modelljahre des Referenzlaufs für heutige Bedingungen resultieren. Wärmetransporte werden durch folgende Prozedur ermittelt:

- Bestimmung des Mittels des Wärmetransports über zehn Jahre
- Integration des Modells ohne Bestimmung des Wärmetransports über neunzig Jahre

Der endgültige Wert für den Wärmetransport entspricht dem Mittelwert von 30 aufeinanderfolgenden Prozeduren nach genanntem Schema, er wird somit über einen Zeitraum von insgesamt 3000 Modelljahren ermittelt.

## 4.1 Experimente zur Evaluierung des physikalischen Strömungsmodells

### 4.1.1 Kontroll-Experiment für heutige Bedingungen

Zur Evaluierung des Modells wird ein Kontroll-Experiment mit heutiger Topographie präsentiert, einerseits um die Resultate der Versuche mit historischen Parametern im Kontext der heutigen Gegebenheiten zu betrachten, andererseits um die Qualität der mit dem numerischen Modell ermittelten Daten durch Vergleiche mit realen Bedingungen zu überprüfen und so eventuelle Schwachstellen bei der Interpretation der Modellergebnisse berücksichtigen zu können.

In Abbildung 10 findet sich eine Übersicht von jährlichem atmosphärischen und ozeanischen Wärmetransport nach Carissimo et al. (1985), entnommen aus Peixoto und Oort (1992), dortiges Kap. 13.3.5. Datengrundlage für die Ermittlung des ozeanischen Transports sind satellitengestützte Messungen der Netto-Strahlungsbilanz an der oberen Grenze der Atmosphäre sowie Informationen über den atmosphärischen Wärmetransport. In Abbildung 11 ist der mit dem physikalischen Strömungsmodell LSG unter Verwendung des in Kapitel 2.2.1 beschriebenen Algorithmus ermittelte advective meridionale Wärmetransport dargestellt. In der nördlichen Hemisphäre passen Modellergebnis und Literaturwert gut zusammen, auf der Südhalbkugel unterschätzt das Experiment den von Carissimo et al. (1985) gefundenen Wärmetransport. Dennoch sind die qualitativen Charakteristika beider Datensätze, dies sind ein geringeres Maximum beim südwardigen Transport sowie das eindeutige Maximum bei nordwardigem Transport, in guter Übereinstimmung. Diese qualitativen Eigenschaften werden auch in anderen Modellstudien ermittelt, siehe zum Beispiel Mikolajewicz et al. (1993). Im hier ermittelten Ergebnis gibt es eine ausgeprägte Ungleichheit der Flächen unter der Kurve des Wärmetransports in Nord- und Südhemisphäre, diese wird ebenfalls durch andere Modellstudien bestätigt. Eine Zusammenstellung verschiedener Experimente findet sich zum Beispiel bei Trenberth und Caron (2001), Abb. 6. Dort wird gezeigt, dass das Ausmaß des Überschusses des nordwardigen Transports jedoch stark von der Modellstudie abhängig ist.

Eine wichtige Eigenschaft des hier ermittelten Wärmetransports für heutige Topographie ist, wie bereits oben bemerkt wurde, die Asymmetrie zwischen nördlicher und südlicher Hemisphäre. Auf der Nordhalbkugel weist der Transport ein deutliches Maximum zwischen  $20^{\circ}\text{N}$  und  $30^{\circ}\text{N}$  auf, während die Südhemisphäre eine Reihe schwacher lokaler Maxima und insgesamt eine vergleichsweise reduzierte Amplitude beinhaltet. Carissimo et al. führen dieses Ergebnis auf Unterschiede in der Landverteilung zwischen den beiden Hemisphären und einer daraus resultierenden erhöhten Erwärmung der mittleren nördlichen Breiten aufgrund der Konvergenz des ozeanischen Wärmetransports im Nordatlantik zurück (Carissimo et al., 1985).

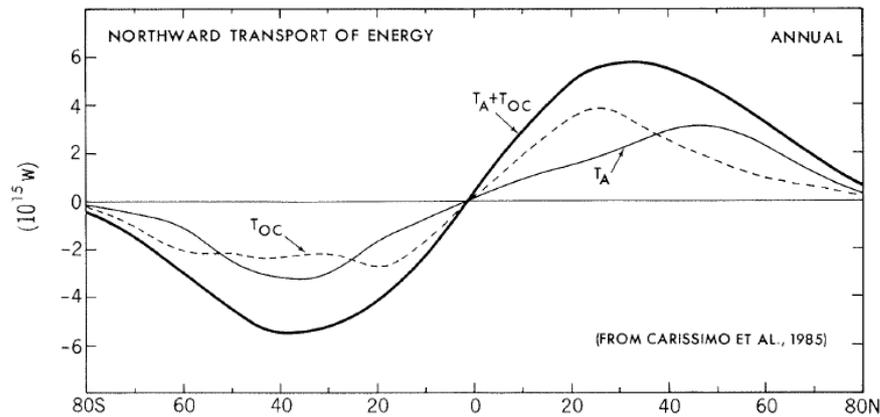


Abbildung 10: Meridionaler jährlicher Wärmetransport in Ozean ( $T_{OC}$ ), Atmosphäre ( $T_A$ ) und Ozean+Atmosphäre ( $T_A + T_{OC}$ ), (entnommen von Peixoto und Oort (1992), Kap. 13.3.5)

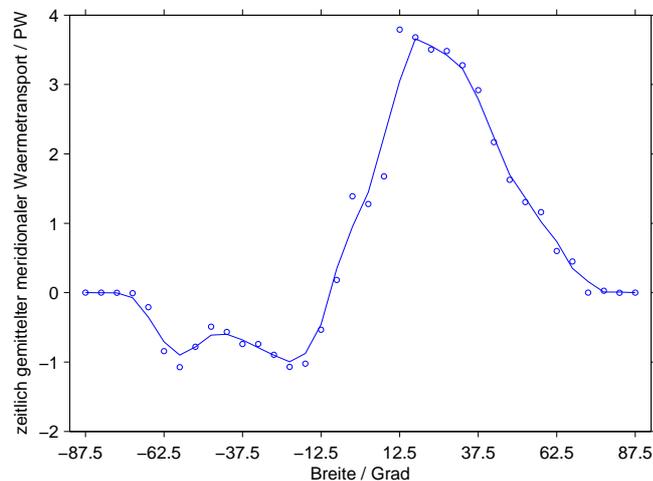


Abbildung 11: Meridionaler advektiver ozeanischer Wärmetransport für heutige Randbedingungen, gemittelt in einem Experiment über 3000 Modelljahre; die Bestimmung erfolgte unter Verwendung eines auf dem QUICK-Advektions-Schema beruhenden Algorithmus; ermittelte Wärmeleistungen sind als Punkte dargestellt, die durchgezogene Kurve zeigt das laufende Mittel über je drei Einzelwerte und stellt somit eine Glättung dar

Allgemein kann man festhalten, dass die Strömungen im Ozean auf der Nordhalbkugel durch die Einengung der Ozeanbecken zwischen den Landmassen vor allem meridional orientiert sind, während der südliche Ozean vom zonal orientierten Antarktischen Zirkumpolarstrom sowie von Wirbelströmungen dominiert wird. So findet sich zwischen Äquator und 60°S ein großer pazifischer Wirbel im Gegenuhrzeigersinn, ebenso im Atlantik zwischen Äquator und 45°S (Peixoto und Oort, 1992, Abb. 8.1). Es liegt daher nahe, dass aufgrund der Verschiedenheit der Strömungssysteme in Nord- und Südhemisphäre auch die entsprechenden advektiven ozeanischen Wärmetransporte qualitative Unterschiede aufweisen.

Exemplarisch folgt an dieser Stelle die Diskussion einiger wichtiger Eigenschaften der vom LSG-Modell für heutige Topographie gelieferten Temperaturen und Salzgehalte. Dies soll auch belegen, dass die Simulationsergebnisse des Strömungsmodells hinreichend realistisch sind und im Einklang mit der Literatur stehen. An der Westküste Südamerikas findet sich eine nach Osten weisende Zunge vergleichsweise kühlen Wassers (Abbildung 12), dies ist auf das Aufsteigen kalten Tiefenwassers zurückzuführen. In der Folge strömt auch kaltes Wasser aus dem Süden entlang der Westküste Südamerikas, wodurch sich hier im zonalen Vergleich kalte Temperaturen etablieren. Der Prozess wird von meridional orientierten Winden aufrecht erhalten, welche das Wasser aufgrund der Corioliskraft in einem Winkel versetzt von der Küste weg treiben: Um Kontinuität bezüglich des Massenflusses zu gewährleisten, fließt Tiefenwasser nach (Peixoto und Oort, 1992, Kap. 8.1.1). Eine weitere Charakteristik sind die vergleichsweise warmen Temperaturen, welche im Nordatlantik weit in das Nordpolarmeer hineinreichen. Erklärt werden können sie durch den auslaufenden Golfstrom, dieser wiederum stellt eine westliche Randströmung dar. Auch die ermittelten warmen Wassertemperaturen von nahezu 30 °C im nördlichen Indischen Ozean sowie im Westpazifik stimmen gut mit der Literatur überein. Für eine globale Darstellung der Meeresoberflächentemperatur nach Levitus (1982) siehe zum Beispiel Peixoto und Oort (1992), Abb. 8.2a.

Verbunden mit dem Eintrag warmen Wassers in hohe nördliche Breiten ist auch ein im zonalen Vergleich erhöhter Salzgehalt im Nordatlantik (Abbildung 13). Diese Charakteristik wird von der Modellausgabe ebenso dargestellt wie die auf Verdunstung beruhenden hohen Salzgehalte bei 20 ° in beiden Hemisphären; auch der in der Modellausgabe gefundene geringe Salzgehalt um Indonesien ist realistisch. Eine weitere wichtige Eigenschaft ist der erhöhte Salzgehalt im Atlantik im Vergleich zum Pazifik. Die daraus resultierende erhöhte Dichte im Nordatlantik erzeugt eine starke Produktion nordatlantischen Tiefenwassers, welche eine hohe Umwälzung ermöglicht (siehe hierzu auch die nachfolgenden Diskussionen). Diese Eigenschaft fehlt im Pazifik. Eine globale Karte der Salzgehalte nach Levitus (1982) findet sich zum Beispiel bei Peixoto und Oort (1992), Abb. 8.9.

Die meridionale Umwälzung im Atlantik ist mit maximal 18 Sv nordwärtigen Transports sehr ausgeprägt, es besteht auch ein starker interhemisphärischer Austausch von Ozeanwasser, siehe Abbildung 16 links. Die stärkste, bei 30 °S gerade nicht geschlossene Stromlinie transportiert noch 14 Sv aus dem Südatlantik in hohe nördliche Breiten bis 60 °N. Es existiert ein schwacher Transport von Tiefenwasser aus der Antarktis unterhalb von 3000 m, dieser bricht bei 50 °N ab und ermöglicht die Bildung von arktischem Tiefenwasser, indem ein bedeutender Anteil der oberflächennahen Umwälzung bis in Tiefen von 4000 m reicht. Der Vorgang des Absinkens zeigt sich auch im zonalen Mittel des Salzgehalts im Atlantik, in hohen nördlichen Breiten verlaufen die Isohalinen fast vertikal, siehe Abbildung 14, rechts. Dies wird durch die hohe Salzkonzentration im Nordatlantik bis in hohe Breiten (siehe Abbildung 13) und die damit verbundene konvektive Instabilität hervorgerufen, vergleiche hierzu auch die Diskussionen in Kapitel 5.3.

Maier-Reimer et al. (1990) finden für heutige Passagenkonfiguration 22 Sv maximal bzw. 16 Sv für interhemisphärische Umwälzung im Atlantik.<sup>31</sup> Die in der vorliegenden Arbeit ermittelten meridionalen Massentransporte sind also vom Betrag her etwas geringer. Sie werden dennoch als realistisch betrachtet, da auch andere Veröffentlichungen ähnliche Ergebnisse finden.<sup>32</sup>

Vergleiche unterschiedlicher Modellstudien zeigen, dass die meridionale Umwälzung offensichtlich stark vom verwendeten Modell (inklusive Randbedingungen) abhängt. Lohmann et al.

<sup>31</sup> Man muss beachten, dass zwischen der hier verwendeten Version und dem von Maier-Reimer et al. verwendeten LSG-Modell gravierende Unterschiede bestehen: Während in der früheren Version der Modellozean auf elf Schichten abgebildet wurde, sind dies nun zweiundzwanzig Schichten. Des Weiteren findet heute ein veränderter Advektionsmechanismus (Kapitel 2.1.1) sowie ein anderer Satz von Antriebsfeldern Anwendung.

<sup>32</sup> Die hier ermittelten Werte sind in sehr guter Übereinstimmung mit Butzin et al. (2005), dort wird ebenfalls das LSG-Modell in seiner heutigen Form verwendet.

(2008) finden mit maximal 21 Sv im Atlantik ebenfalls etwas höhere Werte als die im Zuge dieser Arbeit durchgeführten Experimente. Eine Veröffentlichung aus den messenden Klimawissenschaften wiederum schätzt die im Nordatlantik tatsächlich herrschenden Umwälzraten, abhängig von der betrachteten Breite, auf etwa 14 Sv bis 16 Sv (Ganachaud und Wunsch, 2000). Insgesamt lässt sich also feststellen, dass die Resultate des LSG-Modells bezüglich der atlantischen meridionalen Umwälzung in guter Übereinstimmung mit anderen Veröffentlichungen sind.

Im Pazifik beträgt die meridionale Umwälzung noch etwa 7 Sv, allerdings ist die oberflächennahe Umwälzung auf die nördliche Hemisphäre beschränkt, interhemisphärischer Austausch findet nur für Tiefenwasser aus der Antarktis statt, siehe Abbildung 16 rechts. Diese Tiefenzirkulation dringt bis in hohe nördliche Breiten vor und verhindert eine nennenswerte Bildung von arktischem Tiefenwasser, erkennbar durch das nahezu horizontale Verlaufen der Isohalinen, siehe Abbildung 15 rechts. Das Absinken in hohen nördlichen Breiten wird im Pazifik durch die vergleichsweise geringe Salzkonzentration reduziert. Bezüglich der Umwälzung im Pazifik finden Motoi et al. (2005) unter Verwendung eines gekoppelten Atmosphären-Ozean-Modells für heutige Topographie eine verschwindende meridionale Umwälzung. Der mit dem LSG-Modell ermittelte Betrag der Umwälzung ist also zu hoch im Vergleich zu Motoi et al. (2005). In Diskussionen mit Dr. Martin Butzin von der Arbeitsgruppe „Paleoclimate Dynamics“ wurde festgehalten, dass das LSG-Modell die meridionale Umwälzung im Pazifik wahrscheinlich überschätzt. Dies ist für die weiteren Diskussionen in dieser Arbeit aber kein Hindernis, da lediglich Veränderungen der Umwälzung betrachtet werden.

Die Geschwindigkeitsverteilung an der Meeresoberfläche wird im Atlantik im Wesentlichen von einem starken nordwärtigen Transport an der westlichen Ozeanbegrenzung dominiert, siehe Abbildung 17. Dieser stellt eine westliche Randströmung dar, wie sie in Kapitel 1.5.4 beschrieben wird. Abseits von Äquator und westlicher Randströmung sind die Geschwindigkeiten gering. Auch in Pazifik und Indik existieren entsprechende starke nordwärtige Randströmungen. Die südwärtigen Geschwindigkeiten sind in der Südhemisphäre vergleichsweise gering, wofür auch der Antarktische Zirkumpolarstrom verantwortlich ist. Er hat insbesondere am Ausgang der Drakestraße einen starken meridionalen Anteil, hier wendet sich die oberflächennahe Strömung entlang der Ostküste Südamerikas nordwärts und erreicht 45°S, wodurch die südwärtige Randströmung in diesem Bereich unterdrückt wird. Die geringen südwärtigen Geschwindigkeiten können auch ohne Kenntnis von Abbildung 11 bereits als Hinweis auf geringe südwärtige Wärmetransporte interpretiert werden. Die Oberflächenschicht des Ozeans weist Maximalwerte von Geschwindigkeit und Temperatur im Vergleich zu tiefer liegenden Schichten auf, siehe Abbildungen 17, 18, 14 (links) und 15 (links). Geringe Transporte in der obersten Ozeanschicht können also kaum von tiefer liegenden Schichten kompensiert werden. In der Tiefsee gibt es abseits des Antarktischen Zirkumpolarstroms zwei auffällige Strömungen: Auf 1500 m Tiefe existiert je eine starke südwärtige Strömung entlang der Ostküsten von amerikanischem und asiatischem Kontinent, welche den Kreislauf des meridionalen Wassertransports schließen, siehe Abbildung 18.

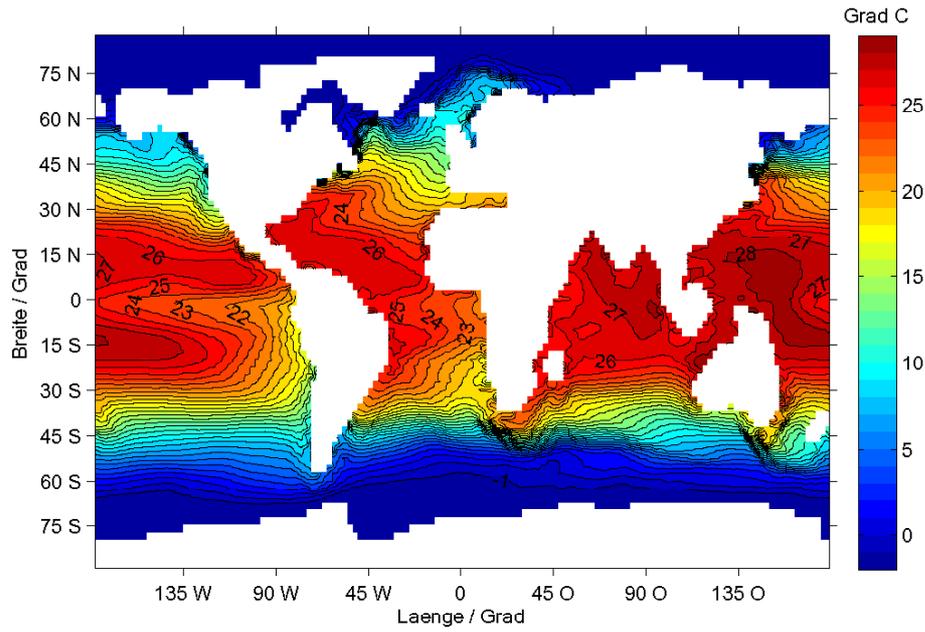


Abbildung 12: Temperatur an der Meeresoberfläche für heutige Topographie, Experiment „Heute“

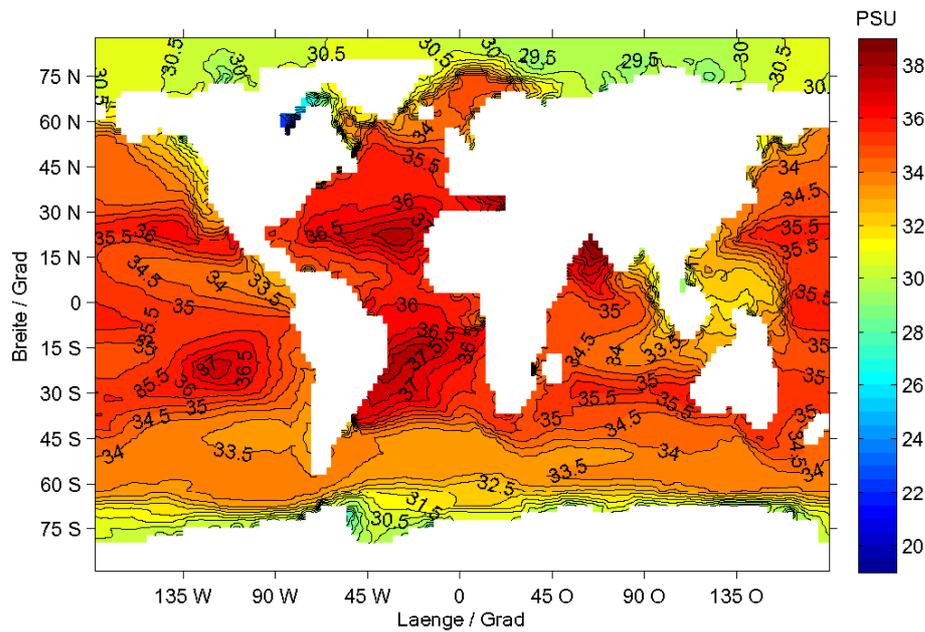


Abbildung 13: Salzgehalt an der Meeresoberfläche für heutige Topographie, Experiment „Heute“

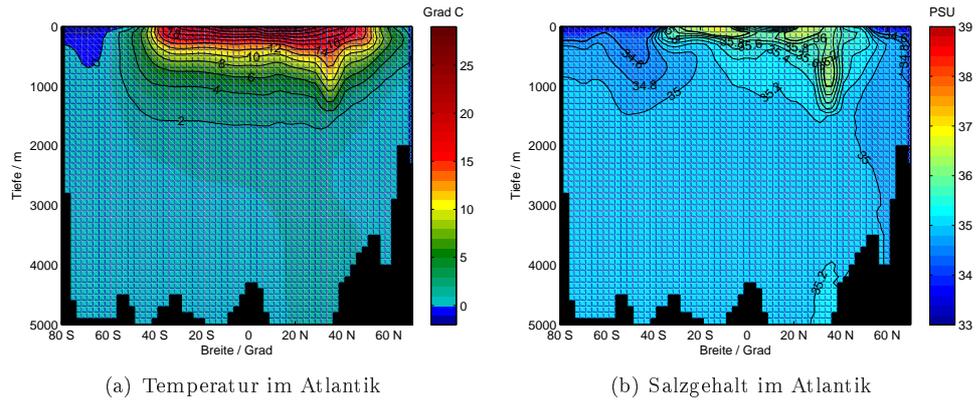


Abbildung 14: Zonal gemittelte Temperatur (links) sowie Salzgehalt (rechts) im Atlantik für heutige Topographie, Experiment „Heute“

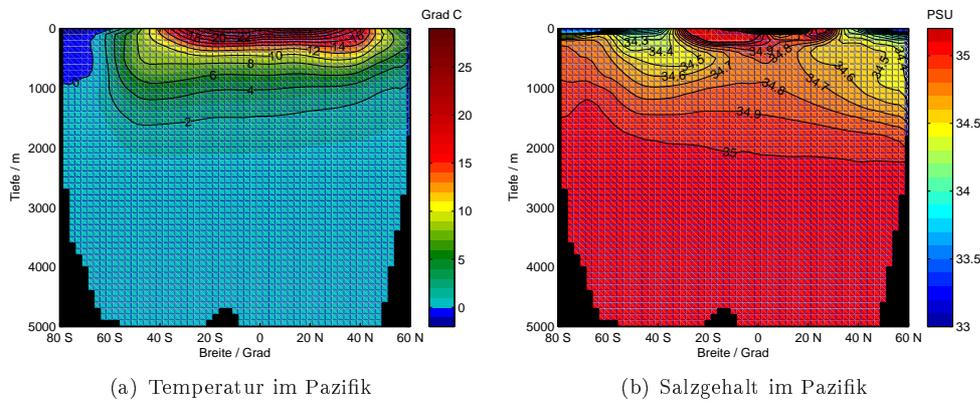


Abbildung 15: Zonal gemittelte Temperatur (links) sowie Salzgehalt (rechts) im Pazifik für heutige Topographie, Experiment „Heute“

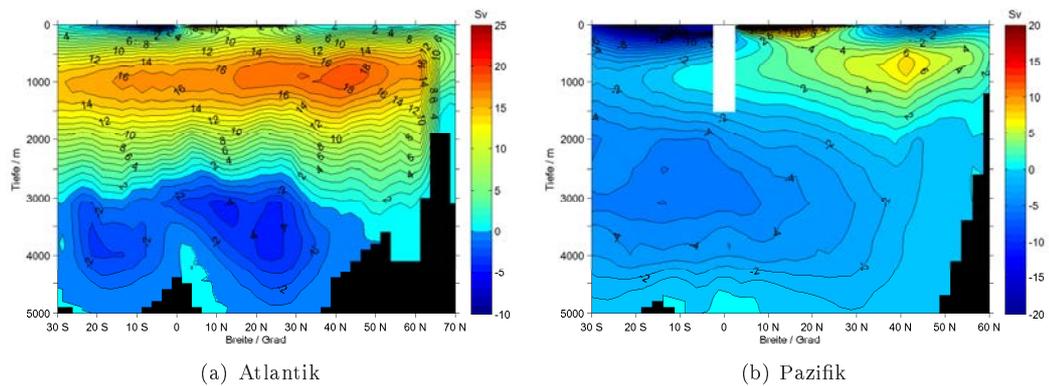


Abbildung 16: Meridionale Umwälzung für heutige Topographie im Atlantik (links) sowie im Pazifik (rechts), Experiment „Heute“

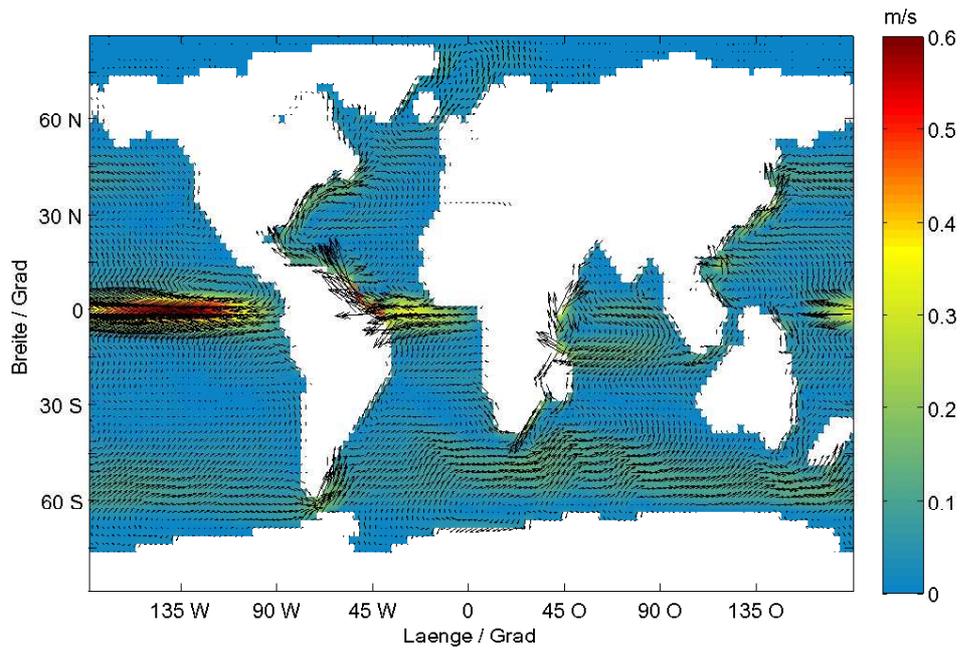


Abbildung 17: Globale Geschwindigkeitsverteilung auf 25 m für heutige Topographie, Experiment „Heute“

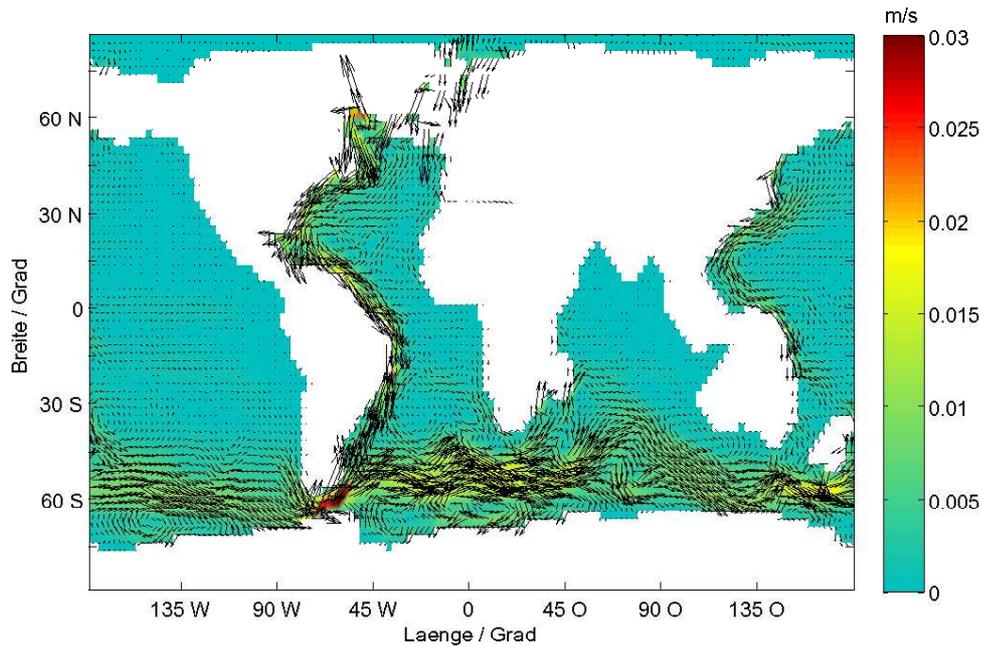


Abbildung 18: Globale Geschwindigkeitsverteilung auf 1500 m für heutige Topographie, Experiment „Heute“

#### 4.1.2 Klimatische Variabilität im LSG-Modell bei heutiger Topographie

Einen Eindruck von den internen Schwankungen des Modells erhält man durch die Betrachtung der Stichproben-Standardabweichung für jede einzelne Gitterzelle im eingeschwungenen Quasi-Gleichgewichtszustand. Hier werden exemplarisch die Modellausgaben der letzten 1000 Jahre des Experimentes „Heute“ bezüglich Temperatur und Salzgehalt betrachtet, die gewonnenen Daten beruhen somit auf einer Mittelung über zehn aufeinander folgende Hundertjahres-Mittel und repräsentieren daher einen größeren Zeitraum als die im vorhergehenden Kapitel diskutierten Ergebnisse. Dies soll nur einen Eindruck von den Schwankungen der Messwerte in Form einer groben Schätzung vermitteln. In folgender Tabelle sind die in den mittleren Temperatur- und Salzgehaltsfeldern auftretenden Maxima und Minima sowie die entsprechenden Standardabweichungen angegeben.

Tabelle 3: Mittelwert und Standardabweichungen von Temperatur und Salzgehalt im Experiment „Heute“ über 1000 Modelljahre:

	Temperatur / °C		Salzgehalt / PSU	
	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum
Mittelwert	-1,78	29,31	19,14	39,12
Standardabweichung $\sigma$	< 0,01	0,29	< 0,01	0,04
Standardabw. des Mittelwertes $\frac{1}{\sqrt{10}}\sigma$	< 0,01	0,09	< 0,01	0,01

Die dargestellten Maximalwerte der Schwankungen sind extrem und werden nur an wenigen Stellen des Ozeans tatsächlich erreicht, wie folgend am Beispiel des zonalen Mittels im Atlantik diskutiert wird. Die Standardabweichung des Salzgehalts im Atlantik in Abbildung 22 zeigt nennenswerte Variabilität nur in den windgetriebenen Zirkulationszellen zwischen 40°S und 20°S sowie 20°N bis 40°N (kleiner 0,01 PSU). In der nördlichen Hemisphäre erscheint ein weiterer Bereich mit Variationen der Salzkonzentration in den Regionen konvektiver Instabilität bei 60°N, die Schwankung beträgt jedoch lediglich  $1 \cdot 10^{-3}$  PSU. Variationen der Temperatur (siehe Abbildung 20) bis 0,01 °C finden sich ebenfalls für die windgetriebenen Zellen sowie den Bereich absinkenden Wassers im Norden, zusätzlich auch südlich von 50°S. Deutlich zu erkennen ist der Bereich des südwärts abfließenden Wassers zwischen 1000 m und 3000 m, die Schwankungsbreiten liegen hier jedoch großräumig unterhalb von 0,002 °C.

Betrachtet man die Gegebenheiten an der Meeresoberfläche, so findet man Schwankungen des Salzgehalts (Abbildung 21) lediglich im Mittelmeer (bis 0,040 PSU), im Nordpolarmeer (bis 0,015 PSU) sowie im Südatlantik (bis 0,010 PSU). Die Schwankungen der Temperatur (siehe Abbildung 19) sind global stärker verbreitet, konzentrieren sich aber auf das Mittelmeer (bis 0,020 °C), den Nordatlantik mit Nordpolarmeer (bis 0,017 °C), den nördlichen Eingang der Beringstraße (bis 0,015 °C) sowie den Südatlantik und den Antarktischen Zirkumpolarstrom im südlichen Indik (bis 0,018 °C).

Zusammenfassend wird davon ausgegangen, dass Änderungen in Temperatur- und Salzgehalt einem veränderten Klimazustand zuzuschreiben sind, falls sie lokal stärker sind als das Doppelte der Standardabweichung des Mittelwertes für den heutigen Klimazustand.<sup>33</sup> Da man nicht ausschließen kann, dass sich die Bereiche nennenswerter Variabilität bei Veränderungen der Passagenkonfiguration ebenfalls verschieben, werden die festgestellten maximalen lokalen Schwankungen auf zwei Nachkommastellen aufgerundet global als untere Grenze für einen tatsächlich veränderten Klimazustand betrachtet. Für die Temperatur entspricht dies Schwankungen von 0,01 °C im zonalen Mittel beziehungsweise 0,02 °C an der Meeresoberfläche, beim

<sup>33</sup> Hierbei wird davon ausgegangen, dass die interne Modellvariabilität in einem eingeschwungenen Quasi-Gleichgewicht unabhängig von der Passagenkonfiguration ist.

Salzgehalt werden Abweichungen um 0,01 PSU im zonalen Mittel beziehungsweise 0,03 PSU an der Meeresoberfläche als relevant betrachtet. Es wird sich zeigen, dass die durch Änderungen der Passagenkonfigurationen hervorgerufenen Abweichungen des Klimazustandes interne Schwankungen bei weitem übersteigen.

Eine Fehlerbetrachtung für den Wärmetransport ergibt, dass die Standardabweichung über 30 Bestimmungen der Wärmeleistung bei keiner geographischen Breite über  $4 \cdot 10^{12}$  W liegt. Sie beträgt in der Regel deutlich weniger als ein Prozent des Messwertes, an wenigen Stellen werden maximal 2,1% erreicht, Fehlergrößen finden in den entsprechenden Diagrammen (siehe Kapitel 4.7) keine Darstellung.

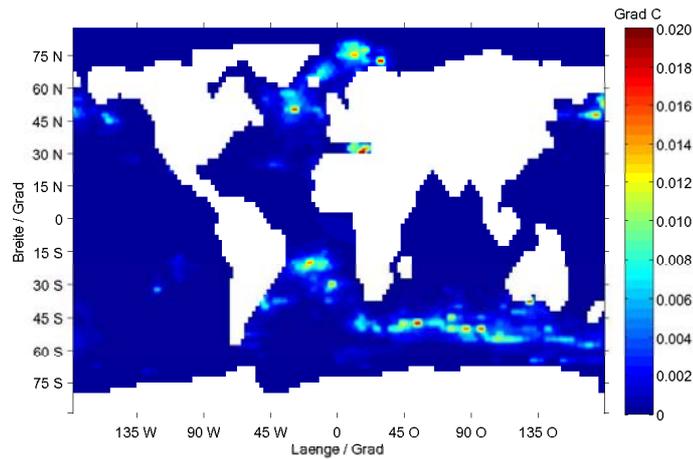


Abbildung 19: Standardabweichung der Stichprobe der Temperatur an der Meeresoberfläche, Experiment „Heute“

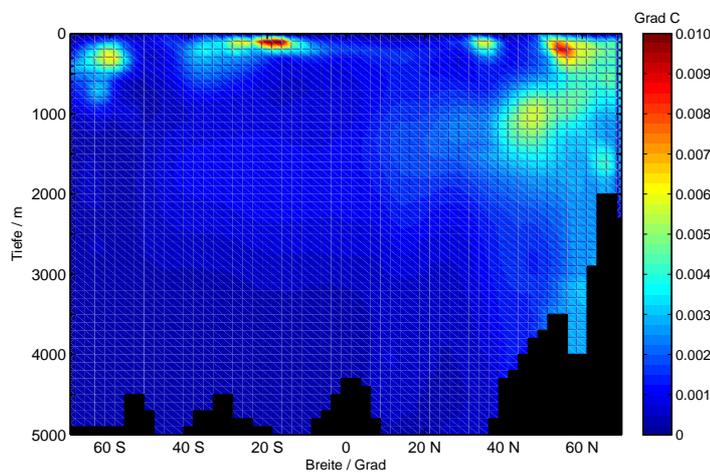


Abbildung 20: Standardabweichung der Stichprobe der zonal gemittelten Temperatur im Atlantik, Experiment „Heute“

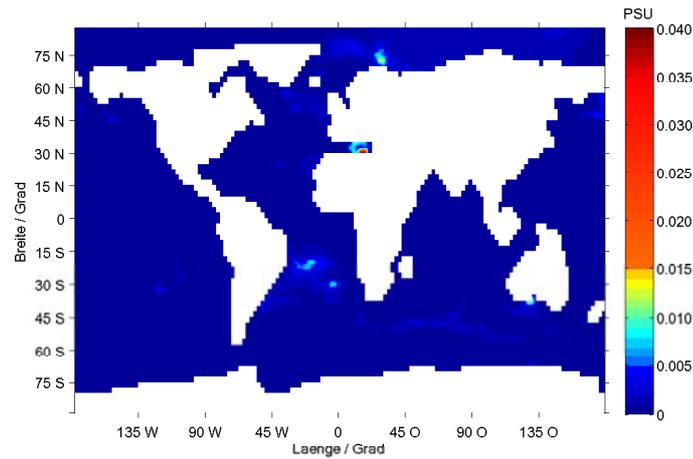


Abbildung 21: Standardabweichung der Stichprobe des Salzgehalts an der Meeresoberfläche, Experiment „Heute“

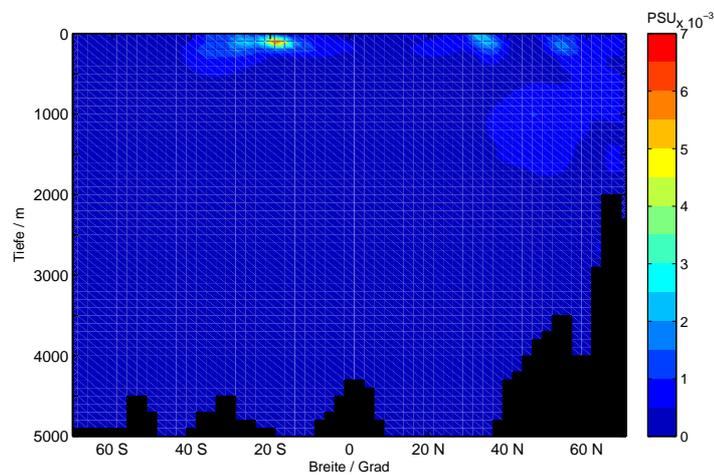


Abbildung 22: Standardabweichung der Stichprobe des zonal gemittelten Salzgehalts im Atlantik, Experiment „Heute“

## 4.2 Die Entwicklung der meridionalen Umwälzung abhängig von der Topographie

Im historischen Kontext hat sich nach den Ergebnissen dieser Arbeit die meridionale Umwälzung vor allem im Atlantik über die Zeit grundlegend verändert. Folgend findet sich eine Zusammenfassung der ermittelten Massentransporte in Nordatlantik und Nordpazifik für die im Uhrzeigersinn rotierenden nordwärtigen Umwälzungszellen. Dies ist eine Neuerung im Vergleich zu anderen Veröffentlichungen, da dort die Umwälzungen in der Regel lediglich im Atlantik oder global integriert betrachtet werden.<sup>34</sup> Hierbei wird einerseits der maximale Transport angegeben, andererseits der Wert der stärksten, bei 30°S gerade nicht geschlossenen Stromlinie

<sup>34</sup> Eine Ausnahme bildet die Veröffentlichung von Motoi et al. (2005), dort wird die Veränderung der pazifischen Umwälzung bei Öffnung der Panama-Straße betrachtet.

für nordwärtigen Transport im Uhrzeigersinn. Letzterer Wert kann als Maß des interhemisphärischen Massenaustauschs für oberflächennahes Wasser angesehen werden; eine ähnliche Interpretation findet man bei Sijp und England (2005).

Tabelle 4: Umwälzraten nördlich von 30 °S in Atlantik und Pazifik abhängig von der Passagenkonfiguration, Maximalwerte absolut (Max. abs.) und interhemisphärischer Austausch bei 30 °S (Max. bei 30 °S), sofern dieser größer als Null ist:

Experiment	Umwälzung Atlantik / Sv		Umwälzung Pazifik / Sv		Zeit / Ma	
	Max. abs.	Max. 30 °S	Max. abs.	Max. 30 °S	von	bis
Heute	18	14	7	–	≥ 0	< 4
Miozän 1	9	7	5	–	≥ 4	≤ 20
Miozän 2	9	4	5	<1	≥ 4	≤ 20
Oligozän 1	12	4	4/5	1	> 20	≤ 30
Oligozän 2	9	6	4/3	–	> 20	≤ 30
Oligozän 3	5	8	3	–	> 20	≤ 30
Eozän 1	3	8	2	–	> 30	
Eozän 2	3	8	2	–	> 30	
Eozän fiktiv	1	7	3	–	—	—

Im Fall einer geöffneten tiefen Panama-Straße (Experiment „Miozän 2“, siehe Abbildung 23) gibt es bei den ermittelten Umwälzraten im Atlantik große Unterschiede zu anderen Veröffentlichungen. Maier-Reimer et al. (1990) bestimmen eine atlantische Umwälzung von 16 Sv, welche bereits bei 30 °N abbricht. In den hier durchgeführten Experimenten ergibt sich für eine Passagentiefe von gemittelt 2500 m ein Maximum von 9 Sv, der interhemisphärische Transport beträgt 4 Sv. Die nordwärtige Ausdehnung der Umwälzung ändert sich jedoch nach Öffnen der Passage nicht, sie erreicht nach wie vor 60 °N. Da Maier-Reimer et al. (1990) bei Verwendung einer früheren Version des LSG-Modells eine ähnliche Geometrie der Panama-Straße wählen, könnte diese Diskrepanz auf die zwischenzeitlich eingeführten Veränderungen im Modellcode zurückzuführen sein (siehe Kapitel 2.1.1 und Fußnote 31, Kapitel 4.1.1). Alternativ könnte auch die Präsenz eines stabileren Umwälz-Zustands im hier verwendeten Modellklima den Unterschied erklären.<sup>35</sup>

Bezüglich der Umwälzung im Pazifik finden Motoi et al. (2005) unter Verwendung eines gekoppelten Atmosphären-Ozean-Modells für heutige Topographie eine verschwindende meridionale Umwälzung, diese wird durch die Öffnung der Panama-Straße auf 12 Sv verstärkt. In dem hier untersuchten Modellklima des LSG existiert jedoch für heutige Topographie eine schwache meridionale Umwälzung von maximal 7 Sv, welche sich nach der Öffnung der Panama-Straße auf maximal 5 Sv verringert. Gleichzeitig erfolgt eine Zerteilung der Umwälzungszelle bei etwa 15 °N, dies erhöht den interhemisphärischen Austausch bei 30 °S auf einen Wert größer Null.

Im Atlantik hat die Tiefe der Panama-Straße keinen nennenswerten Einfluss auf die meridionale Umwälzung, die Darstellungen sind für die beiden Experimente „Miozän 1“ (Graphen nicht gezeigt) und „Miozän 2“ im Wesentlichen identisch, allerdings ist der interhemisphärische Austausch für eine flache Panama-Straße mit 7 Sv höher im Vergleich zu 4 Sv für den tiefen Durchfluss. Im Pazifik ergibt sich ebenfalls eine fast identische Umwälzung unabhängig von der

<sup>35</sup> Wie zum Beispiel bei Mikolajewicz et al. (1993) diskutiert wird, können abhängig von den angelegten Randbedingungen insbesondere bezüglich der Temperatur (diese Randbedingungen werden im Falle fester Temperatur an der Meeresoberfläche bei Mikolajewicz et al. als „mixed boundary conditions“ bezeichnet) bei gleichbleibender Topographie stabile und instabile Umwälzungszustände existieren. Da sich in der vorliegenden Arbeit jedoch die Meeresoberflächentemperatur durch Verwendung eines Energiebilanzmodells innerhalb einer Schwankungsbreite frei entwickeln kann, verhält sich die meridionale Umwälzung sehr viel stabiler, siehe Lohmann und Gerdes (1998).

Passagentiefe, lediglich die in Abbildung 23 für die tiefe Panama-Straße vorhandene südliche zweite Umwälzungszelle ist bei flachem mittelamerikanischen Durchfluss noch nicht vorhanden.

Wenn man die Experimente von heute aus in umgekehrter historischer Abfolge betrachtet, so sinkt der Betrag der nordwärtigen meridionalen Umwälzung im Nordatlantik von 18 Sv bei heutigen Bedingungen auf 3 Sv bei geöffneter Panama-Straße, offenem Tethysmeer und geschlossener Drake-Passage, siehe Abbildung 27. Daneben verringert sich hier auch die Ausdehnung der nordwärtigen oberflächennahen Umwälzung von 2500 m auf nur noch maximal 1000 m Tiefe. Der Zufluss antarktischen Tiefenwassers hoher Dichte in Form einer tiefer liegenden Umwälzungszelle im Gegenurzeigersinn steigt an und verhindert wahrscheinlich die Bildung von arktischem Tiefenwasser.

Die beschriebenen Veränderungen der nordatlantischen Umwälzung laufen monoton ab, mit einer Ausnahme: Die Öffnung des Tethysmeeres vermag die bereits durch Öffnung der Panama-Straße geschwächte Umwälzströmung noch einmal von etwa 9 Sv auf 12 Sv zu steigern (Abbildung 24). Dies ist um so wichtiger zu bewerten wenn man beachtet, dass in dieser Arbeit der Durchfluss im Tethysmeer durch ein in allen Experimenten unverändert enges Mittelmeer limitiert ist. Ein breiterer Mittelmeerkanal könnte noch stärker zu einer Stabilisierung der nordwärtigen Umwälzung im Nordatlantik führen.

Beim allmählichen Schließen der Drakestraße ergibt sich keine fundamentale Änderung im Schema der nordatlantischen Umwälzung, die vertikale Ausdehnung sowie die Amplituden werden jedoch deutlich geringer, siehe Abbildungen 25 und 26. Die Bedeutung des Tethysmeeres zeigt sich auch für die Konfiguration mit geschlossener Drakestraße: In einem fiktiven Experiment „Eozän fiktiv“ mit geschlossenem Tethysmeer, offener Panama-Straße sowie geschlossener Drakestraße sinkt die Umwälzung auf nur noch 1 Sv, sie bricht in diesem Fall auch bereits bei 50 °N ab, siehe Abbildung 28.

Die Änderungen der pazifischen meridionalen Umwälzung in umgekehrtem erdgeschichtlichem Ablauf zeigen ab dem Vorhandensein einer tiefen Panama-Straße eine klare Zweiteilung der im Uhrzeigersinn verlaufenden Strömungszelle, siehe Abbildung 23. Der Betrag des Massentransports nimmt, analog zum Verhalten im Atlantik, ebenfalls kontinuierlich ab.<sup>36</sup> Die Abnahme der Umwälzung erfolgt jedoch in kleineren Schritten. Mit dem schrittweisen Schließen der Drakestraße ändert sich das Schema der Umwälzung fundamental. Die bei geöffneter Panama-Straße bereits zu erkennende Zweiteilung der Umwälzung in einen nördlicheren und einen südlicheren Teil wird ab Experiment „Oligozän 3“ nochmals in ihrem Schema geändert, siehe Abbildung 26. Die nördliche Umwälzung schwächt sich weiter ab, die südlichere Zelle wird in die Tiefe gedrückt und erreicht nun 3500 m, sie blockt damit den Eintrag kalten Tiefenwassers aus der Antarktis ab. Dieses Umwälzungsschema repräsentiert einen vollständig anderen Typus als das heute realisierte.

<sup>36</sup> Die Öffnung der Tethys verursacht im Pazifik im Gegensatz zum Atlantik keine Verstärkung der Umwälzung, sondern eine Schwächung um etwa 1 Sv, dies gilt sowohl für Experiment „Oligozän 1“ als auch für „Eozän fiktiv“: Die Öffnung von Tethys in Experiment „Oligozän 1“ (24) senkt die Umwälzung im Vergleich zu Experiment „Miozän 2“ (Abbildung 23). Die Schließung von Tethys in Experiment „Eozän fiktiv“ (Abbildung 24) steigert die Umwälzung im Vergleich zu Experiment „Eozän 1“.

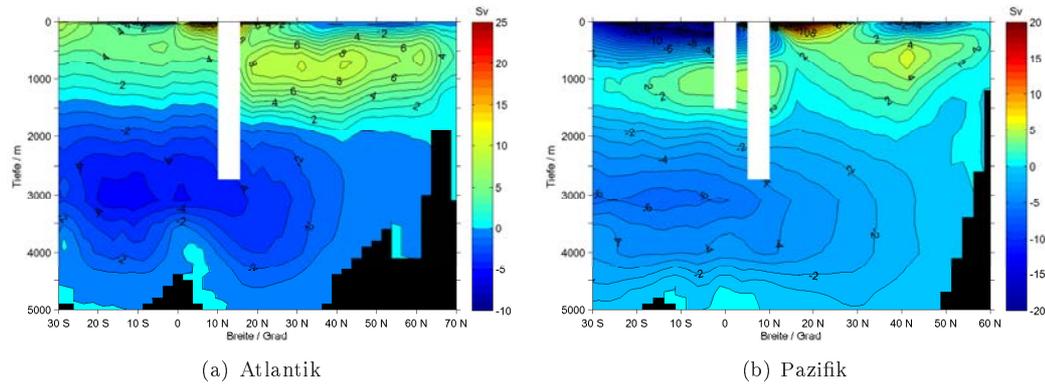


Abbildung 23: Meridionale Umwälzung für geöffnete tiefe Panama-Straße im Atlantik (links) sowie im Pazifik (rechts), Experiment „Miozän 2“

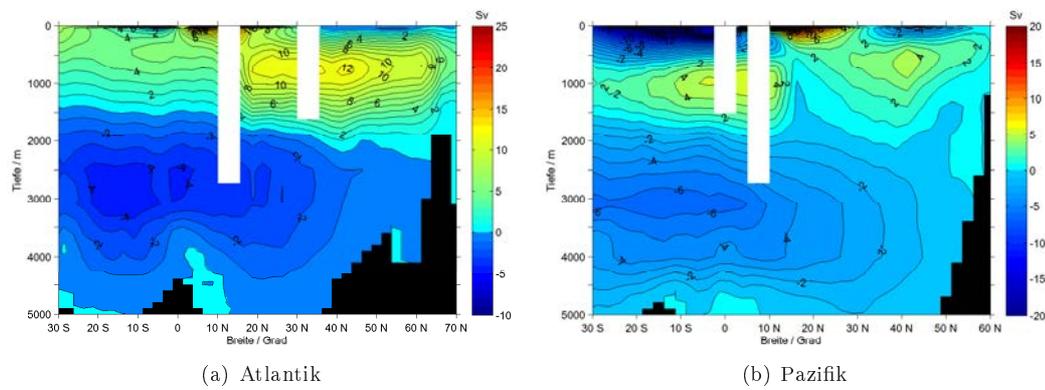


Abbildung 24: Meridionale Umwälzung für geöffnete Panama-Straße und offene Tethys im Atlantik (links) sowie im Pazifik (rechts), Experiment „Oligozän 1“

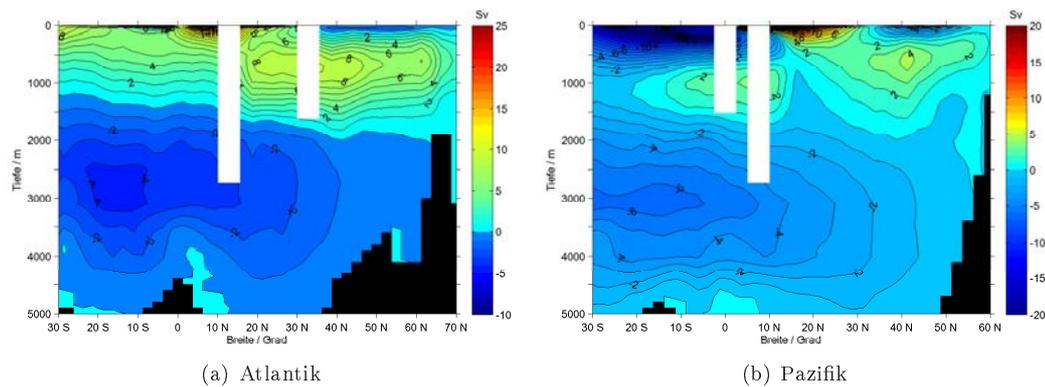


Abbildung 25: Meridionale Umwälzung für geöffnete Panama-Straße, offene Tethys und etwas verengte Drakestraße im Atlantik (links) sowie im Pazifik (rechts), Experiment „Oligozän 2“

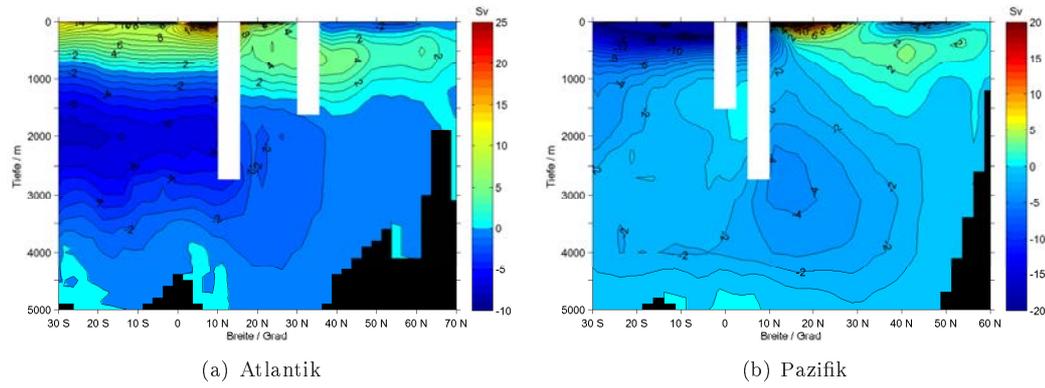


Abbildung 26: Meridionale Umwälzung für geöffnete Panama-Straße / Tethys und fast geschlossene Drakestraße in Atlantik (links) und Pazifik (rechts), Experiment „Oligozän 3“

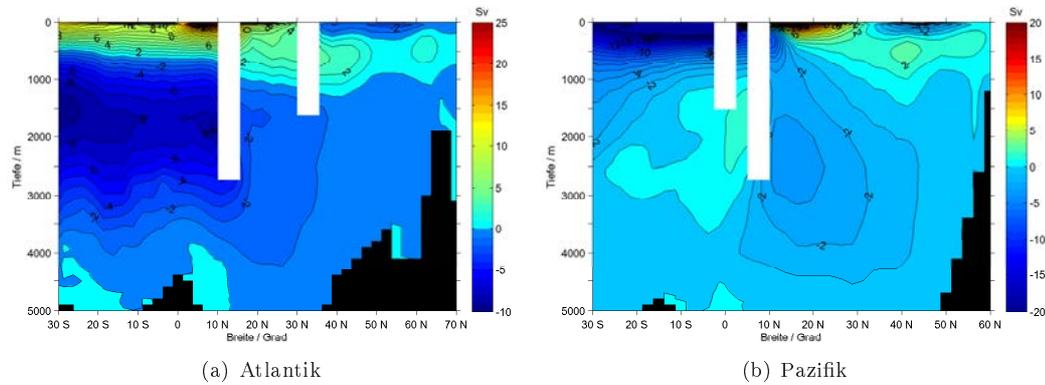


Abbildung 27: Meridionale Umwälzung für geöffnete Panama-Straße / Tethys und geschlossene Drakestraße in Atlantik (links) und Pazifik (rechts), Experiment „Eozän 1“

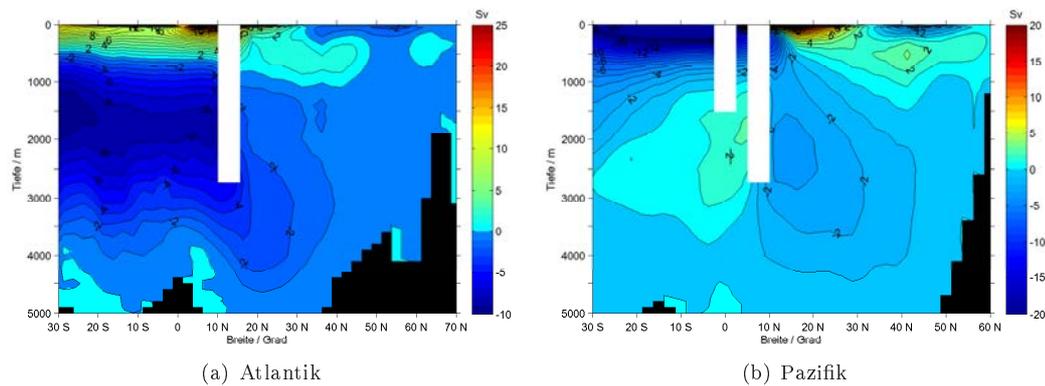


Abbildung 28: Meridionale Umwälzung für geöffnete Panama-Straße und geschlossene Tethys / Drakestraße in Atlantik (links) und Pazifik (rechts), Experiment „Eozän fiktiv“

### 4.3 Die Entwicklung des Salzgehalts bei veränderlicher Topographie

In den in dieser Arbeit durchgeführten Experimenten zeigt sich, dass mit dem Öffnen und Schließen von Ozeanpassagen Änderungen in der globalen Verteilung von Salz im Ozean verbunden sind. Zunächst soll dies am Beispiel des Salzgehalts an der Meeresoberfläche gezeigt werden, danach wird auf Variationen des zonalen Mittels in den einzelnen Ozeanbecken von Atlantik und Pazifik eingegangen. Die gezeigten Graphen stellen jeweils Differenzplots zwischen den Zuständen vor und nach einer Modifizierung der Passagenkonfiguration dar, sie beziehen sich im Allgemeinen nicht auf Unterschiede zum Experiment „Heute“.

#### 4.3.1 Änderungen an der Meeresoberfläche

Das Öffnen der Panama-Straße führt zu einer Reduzierung des Salzgehaltes insbesondere in der Nordhemisphäre, siehe Abbildung 29. Im Nordpazifik sinkt er großräumig um  $-0,2$  PSU, im Nordpolarmeer um  $-0,4$  PSU bis  $-0,8$  PSU. Noch stärker fallen die Änderungen im Nordatlantik bis hin zu  $30^\circ$  S aus, hier werden in weiten Bereichen bis zu  $-1,0$  PSU erreicht. Die südlicher gelegenen Ozeanflächen erfahren einen Zuwachs des Salzgehalts von  $0,2$  PSU bis  $0,6$  PSU, lokal im Südatlantik bei  $45^\circ$  S bis zu  $2,0$  PSU. Eine flache Panama-Straße (Graph nicht gezeigt) unterscheidet sich von einem tiefen mittelamerikanischen Durchfluss im Wesentlichen nur im Atlantik, hier sind die Salzgehalte an der Oberfläche um  $0,1$  PSU bis  $0,2$  PSU höher. Die positive Anomalie im Südatlantik fällt bei einem seichten Panamadurchgang um etwa  $0,3$  PSU geringer aus.

Öffnet man nun zusätzlich Tethys, so werden die Salzgehalte insbesondere im Mittelmeer erhöht, siehe Abbildung 30. Nördlich von  $15^\circ$  S ist die Änderung im Atlantik durchwegs positiv, sie erreicht bis zu  $0,4$  PSU, lokal am Eingang von Hudson Bay und Mittelmeer bis zu  $1,0$  PSU, im Mittelmeer steigt der Salzgehalt um bis zu  $2,0$  PSU. Gleichzeitig verringern sich die Konzentrationen im Pazifik um  $-0,1$  PSU bis  $-0,2$  PSU, im Indik am Eingang des Tethysmeeres sogar um bis zu  $-0,5$  PSU. Dies deutet auf einen intensiven Transport salzigen Wassers aus dem Indik über Tethys und Mittelmeer bis in den Nordatlantik hin, wodurch der Indische Ozean salzärmer wird. Insgesamt findet man eine Verschiebung der Salzkonzentration hin zu nördlichen Breiten, insbesondere in das atlantische Becken.

Das Schließen der Drakestraße erzeugt eine der Öffnung von Tethys entgegengesetzte Wirkung bezüglich der Salzgehalte an der Meeresoberfläche. Weiträumig sinken diese insbesondere im Nordatlantik und westlich der geschlossenen Drakestraße um bis zu  $-2,0$  PSU, siehe Abbildung 33. Im Südatlantik und Südindik wiederum ergibt sich eine Erhöhung des Oberflächensalzgehalts um  $0,2$  PSU bis  $2,0$  PSU. Das allmähliche Schließen sorgt zuerst für eine Reduktion nördlich des vom Antarktischen Zirkumpolarstrom beeinflussten Gebiets, besonders stark im Atlantik, siehe Abbildungen 31 und 32. Erhöhungen der Salzkonzentrationen im Süden erfolgen beim allmählichen Schließen schrittweise und im Wesentlichen am Ort der extremen Salzanomalie zwischen Südamerika und dem Kap der Guten Hoffnung. Ob die Drakestraße allmählich in mehreren Schritten geschlossen wird, oder ein instantanes Schließen erfolgt (siehe Abbildungen 53 und 54, Kapitel 4.5), macht im LSG-Modell bezüglich des Oberflächensalzgehalts keinen Unterschied. Die auftretenden Differenzen liegen weiträumig im Bereich der angenommenen Modellschwankungen von  $0,03$  PSU, siehe hierzu auch Kapitel 4.5. Ein geöffnetes Tethysmeer hat auch bei geschlossener Drakestraße eine wichtige Bedeutung für lokale Salzgehalte in der nördlichen Hemisphäre. Insbesondere am Eingang der Hudson Bay sowie im Mittelmeer ergeben sich durch eine geschlossene Tethys um bis zu  $-2,0$  PSU geringere Werte, während sie im Indik erhöht werden, siehe Abbildung 34. Dieses Ergebnis deutet ebenfalls darauf hin, dass eine geöffnete Verbindung zwischen Indik und Atlantik wichtig ist für den Salzaustausch dieser beiden Ozeane.

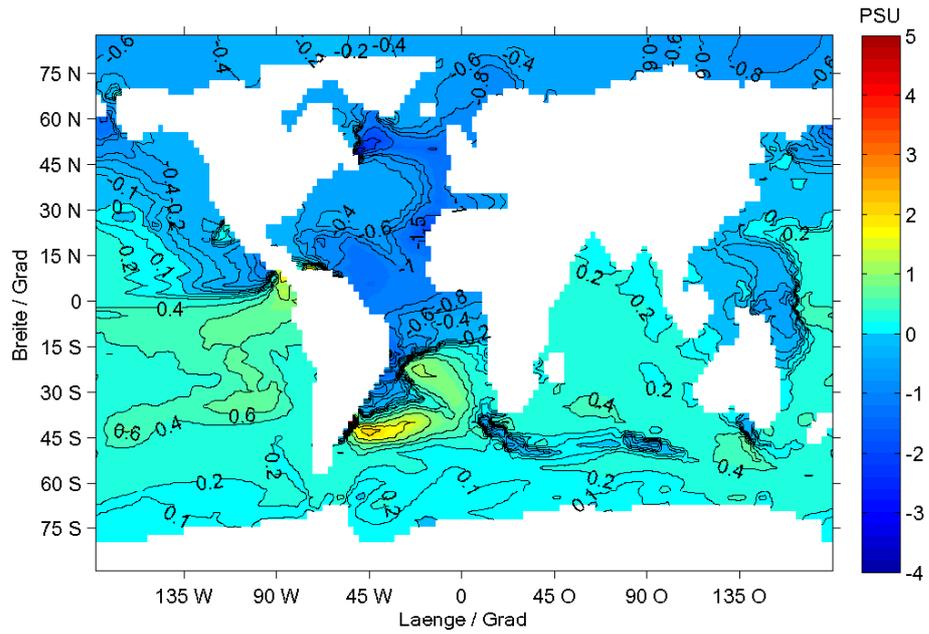


Abbildung 29: Änderungen des Salzgehalts an der Meeresoberfläche bei Öffnung der Panama-Straße, Differenz „Miozän 2“ - „Heute“

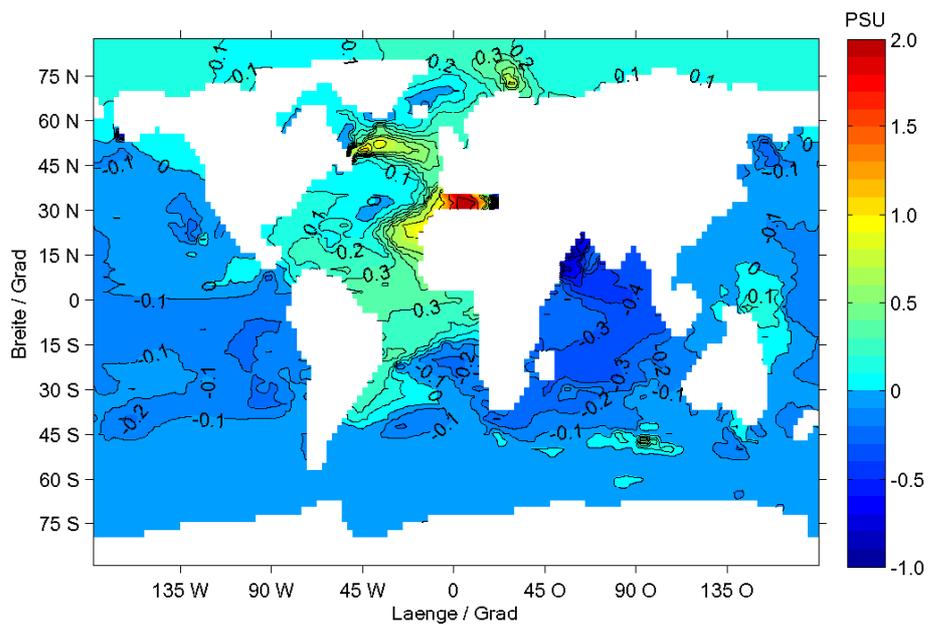


Abbildung 30: Änderungen des Salzgehalts an der Meeresoberfläche bei Öffnung des Tethysmeeres, Differenz „Oligozän 1“ - „Miozän 2“

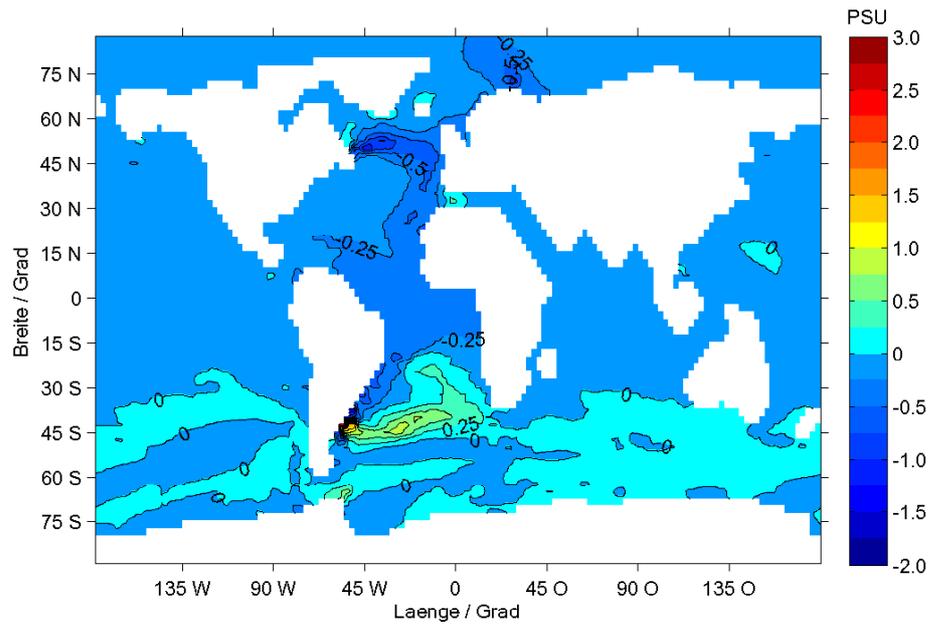


Abbildung 31: Änderungen des Salzgehalts an der Meeresoberfläche bei Verengen der Drakestraße, Differenz „Oligozän 2“ - „Oligozän 1“

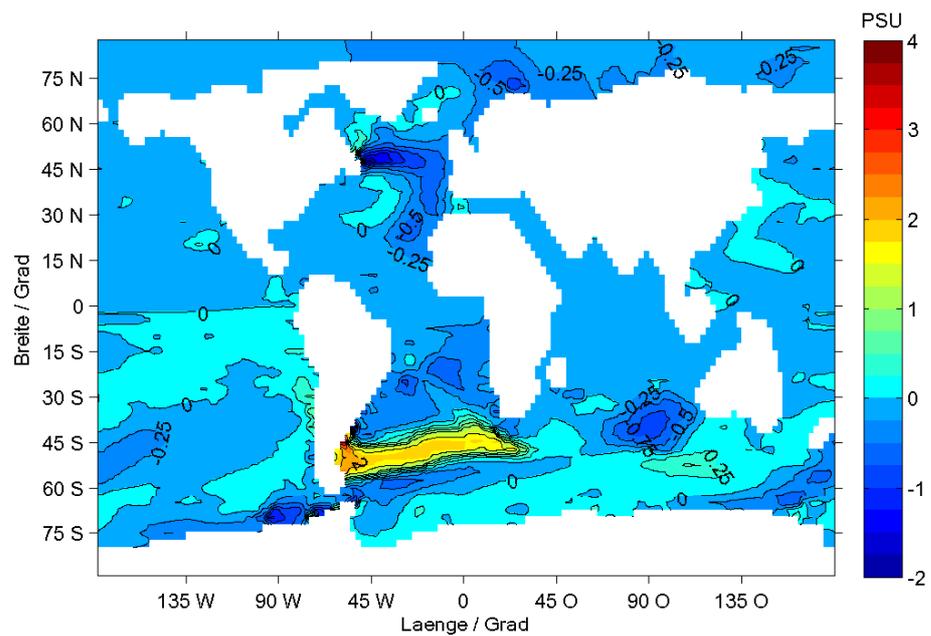


Abbildung 32: Änderungen des Salzgehalts an der Meeresoberfläche bei weiterem Verengen der Drakestraße, Differenz „Oligozän 3“ - „Oligozän 2“

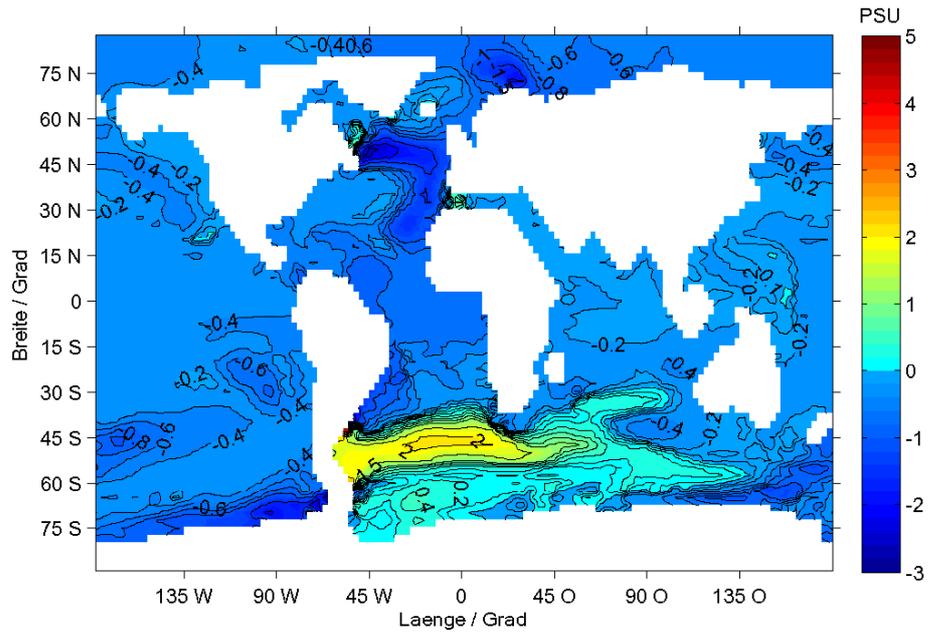


Abbildung 33: Änderungen des Salzgehalts an der Meeresoberfläche bei Schließen der Drakestraße (relativ zu geöffneter Drakestraße), Differenz „Eozän 2“ - „Oligozän 1“

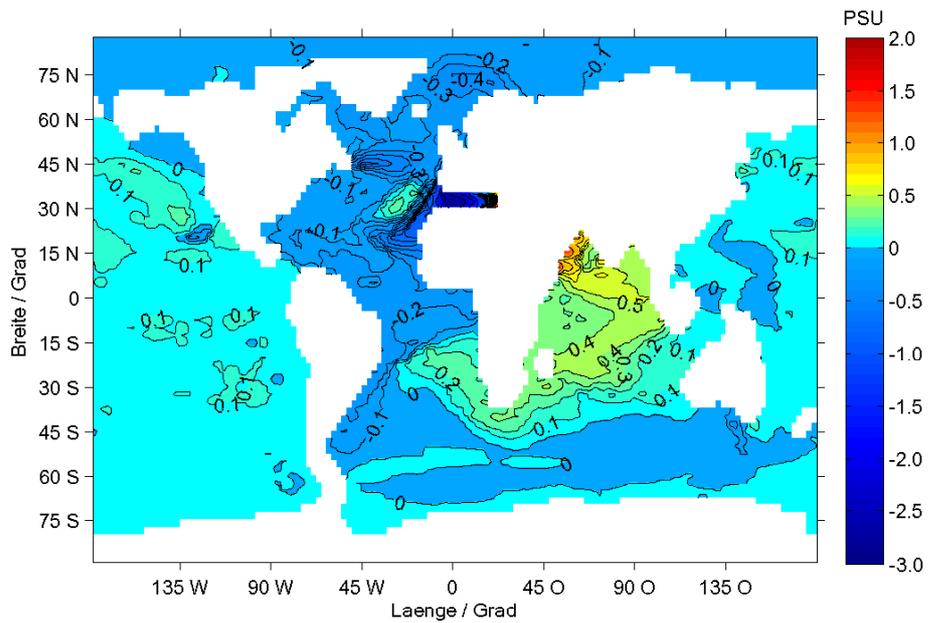


Abbildung 34: Änderungen des Salzgehalts an der Meeresoberfläche aufgrund eines geschlossenen Tethysmeeres bei geschlossener Drakestraße, Differenz „Eozän fiktiv“ - „Eozän 2“

### 4.3.2 Änderungen im zonalen Mittel

Im Atlantik ruft die Öffnung der Panama-Straße vor allem in der Nordhemisphäre bis in Tiefen von 2000 m eine Abnahme des Salzgehaltes hervor, diese ist vor allem in Oberflächennähe sehr ausgeprägt (bis  $-1$  PSU) und nimmt nach unten hin ab, siehe Abbildung 35. In der Südhemisphäre ergibt sich zwischen  $10^{\circ}\text{S}$  und  $60^{\circ}\text{S}$  bis in eine Tiefe von 1000 m eine Erhöhung des Salzgehalts von bis zu  $0,8$  PSU. Die Tiefsee wird in geringerem Maße von der Öffnung des Isthmus von Panama beeinflusst. Ein flacher mittelamerikanischer Durchfluss führt in der Nordhemisphäre zu fast gleichen Ergebnissen wie eine tiefe Passage, die Stärke der Salzabnahme ist etwas geringer (Abbildung nicht gezeigt). Die ausgeprägte Erhöhung der Salzgehalte in der Südhemisphäre in Abbildung 35 ist bei flacher Panama-Straße noch nicht zu erkennen.

Im Pazifik nimmt der Salzgehalt im Süden beim Öffnen der Panama-Straße analog zum Atlantik ebenfalls zu, allerdings erstreckt sich der Bereich erhöhter Salzkonzentrationen bis  $10^{\circ}\text{N}$ . Nördlich davon nimmt der Salzgehalt etwas ab, jedoch nicht so ausgeprägt wie im Atlantik.

Die Öffnung des Tethysmeeres wirkt sich vor allem auf den Salzgehalt in den oberen Wasserschichten der Nordhemisphäre aus, eine Erhöhung um bis zu  $0,6$  PSU ergibt sich im Atlantik bis eine Tiefe von etwa 1500 m, siehe Abbildung 36. In tieferen Schichten, sowie in den hohen südlichen Breiten, findet man eine leichte Abnahme der Salzkonzentration von meist kleiner  $-0,1$  PSU. Im Pazifik führt das Öffnen des Tethysmeeres fast überall zu einer Reduzierung der Salzkonzentration, dieser Effekt ist vor allem in den mittleren Breiten in Oberflächennähe ausgeprägt und erreicht bis zu  $-0,25$  PSU. Lediglich in den hohen nördlichen Breiten bildet sich ein Bereich erhöhten Salzgehalts, die Änderung ist mit  $0,05$  PSU jedoch sehr gering.

Mit dem Schließen der Drake-Passage erhöht sich der Salzgehalt im Südatlantik in einem Bereich von  $60^{\circ}\text{S}$  bis  $40^{\circ}\text{S}$  um bis zu  $2,0$  PSU, siehe Abbildung 39. Nördlich von  $40^{\circ}\text{S}$  sinkt der Salzgehalt in Tiefen bis 1000 m, die Abnahme ist an der Oberfläche am höchsten und beträgt bis zu  $-0,6$  PSU. Darunter liegt eine Zone erhöhter Salzkonzentration, welche insbesondere in den hohen nördlichen Breiten in mittlerer Tiefe bis zu  $0,5$  PSU beträgt. Die resultierenden Änderungen im Salzgehalt bauen sich mit dem Schließen der Drakestraße relativ gleichmäßig auf, siehe Abbildungen 37 und 38.

Im Pazifik sinken die Salzgehalte beim Schließen der Drakestraße in oberflächennahen Schichten, während sie in der Tiefsee leicht steigen. Insbesondere südlich von  $60^{\circ}\text{S}$  ergibt sich eine Erniedrigung der Salzkonzentration um bis zu  $-1,0$  PSU, in nördlicheren Bereichen ist diese geringer, hat jedoch ein weiteres lokales Maximum südlich des Äquators (bis  $-0,5$  PSU). Die Konzentrationserhöhungen in der Tiefsee fallen insbesondere in den hohen nördlichen Breiten zwischen 1000 m und 2000 m vergleichsweise stark aus, sie erreichen hier  $0,25$  PSU.

Für ein geschlossenes Tethysmeer in Kombination mit einer geschlossenen Drakestraße nehmen die Salzgehalte insbesondere in den oberen Ozeanschichten des Nordatlantiks ab, dies ist ein Hinweis auf die Bedeutung des Tethysmeeres für einen Zustrom von Salz in den Nordatlantik. Das Tethysmeer hat im Pazifik insbesondere auf mittlere Breiten und oberflächennahes Wasser einen Einfluss. Mit dem Schließen von Tethys steigt hier der Salzgehalt. Dies deutet ebenfalls auf die Bedeutung der Tethys für einen Abtransport von salzigem Wasser durch das Mittelmeer in den Atlantik hin.

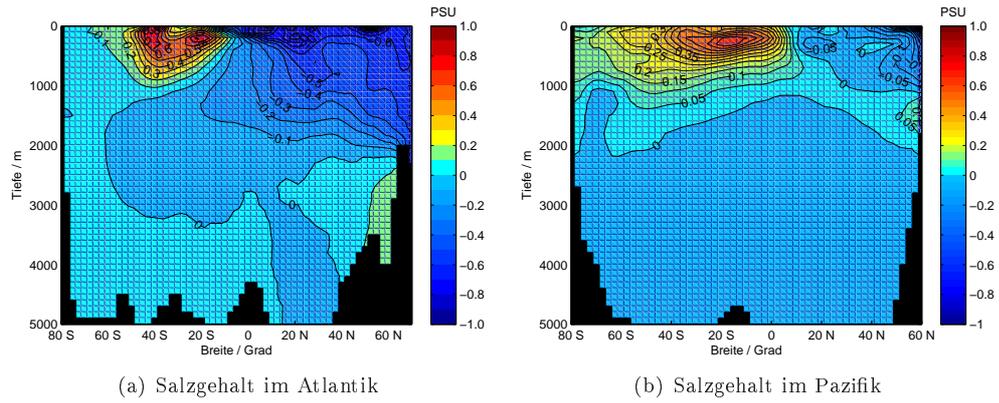


Abbildung 35: Änderung zonal gemittelter Salzgehalte in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) beim Öffnen der Panama-Straße, Differenz „Miozän 2“ - „Heute“

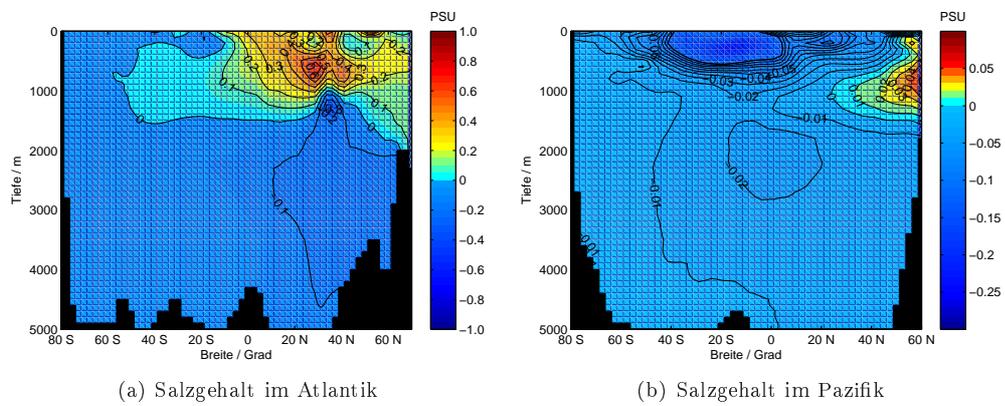


Abbildung 36: Änderung zonal gemittelter Salzgehalte in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) beim Öffnen des Tethysmeeres, Differenz „Oligozän 1“ - „Miozän 2“

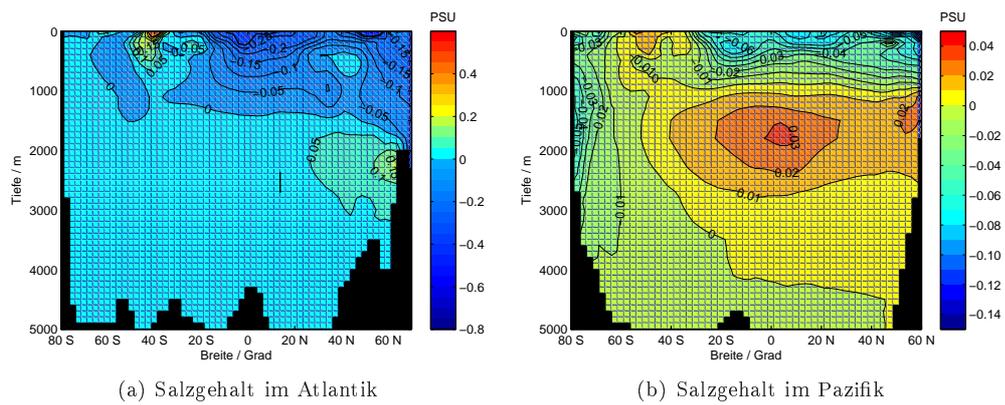


Abbildung 37: Änderung zonal gemittelter Salzgehalte in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) beim Verengen der Drakestraße, Differenz „Oligozän 2“ - „Oligozän 1“

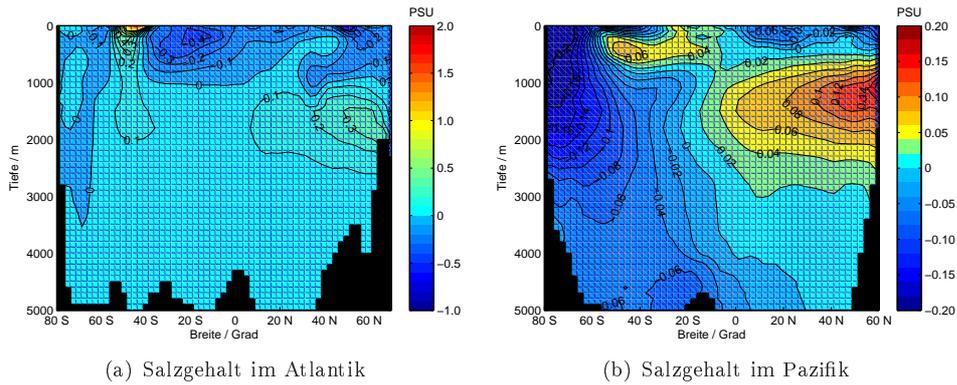


Abbildung 38: Änderung zonal gemittelter Salzgehalte in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) bei weiterer Verengung der Drakestraße, Differenz „Oligozän 3“ - „Oligozän 2“

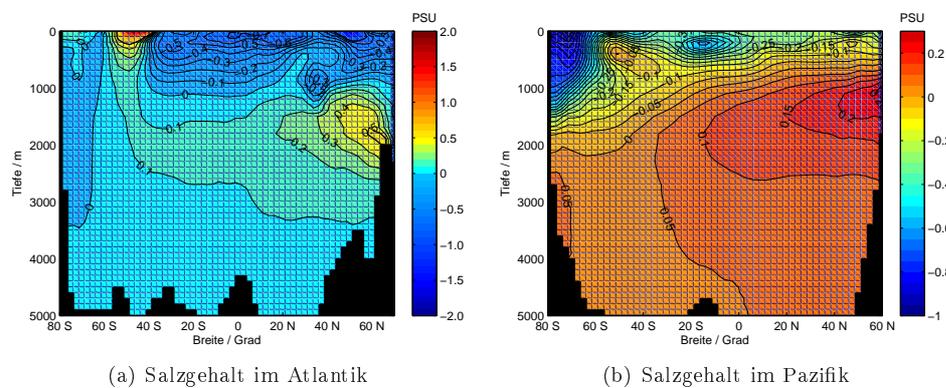


Abbildung 39: Änderung zonal gemittelter Salzgehalte in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) beim Schließen der Drakestraße (relativ zu geöffneter Drakestraße), Differenz „Eozän 2“ - „Oligozän 1“

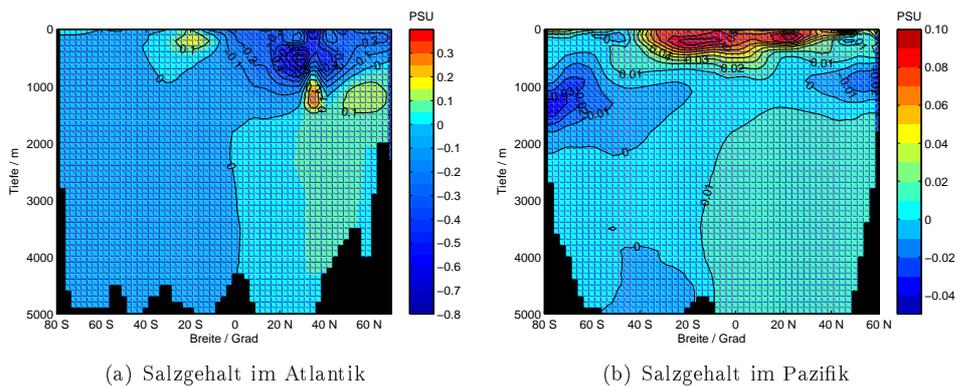


Abbildung 40: Änderung zonal gemittelter Salzgehalte in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) aufgrund eines geschlossenen Tethysmeeres bei geschlossener Drakestraße, Differenz „Eozän fiktiv“ - „Eozän 2“

## 4.4 Die Entwicklung der Temperatur bei veränderlicher Topographie

Neben der Verteilung des Salzgehaltes ändern sich bei veränderter Passagenkonfiguration auch die globalen ozeanischen Temperaturfelder. Zuerst wird dies für die Grenzschicht zwischen Ozean und Atmosphäre demonstriert, danach folgt eine Präsentation der Temperaturänderungen im zonalen Mittel für die Ozeanbecken Pazifik und Atlantik. Auch hier werden Differenzplots der Temperaturverteilung vor und nach einer Veränderung der Passagenkonfiguration gezeigt. Im Allgemeinen handelt es sich nicht um Differenzen zum Zustand des Experiments „Heute“.

### 4.4.1 Änderungen an der Meeresoberfläche

Variationen der Oberflächentemperatur des Ozeans sind bei der Öffnung der Panama-Straße in der Nordhemisphäre bevorzugt negativ, besonders stark fallen sie am Eingang der Hudson Bay ( $-7^{\circ}\text{C}$  überschreitend) sowie südlich der Beringstraße (bis  $-2^{\circ}\text{C}$ ) aus, siehe Abbildung 41. Dennoch gibt es große Bereiche in Pazifik und Nordpolarmeer, in denen auch nördlich des Äquators geringere Erhöhungen der Meeresoberflächentemperatur kleiner  $1^{\circ}\text{C}$  auftreten. In der Südhemisphäre entwickeln sich die Temperaturen lokal begrenzt sehr unterschiedlich. An der Südwestspitze Südamerikas etabliert sich eine Temperaturanomalie größer  $5^{\circ}\text{C}$ , vor der Küste Südaustraliens treten Erwärmungen über  $2^{\circ}\text{C}$  auf. Dazwischen erstreckt sich ein zonal ausgerichtetes Band, in dem die Temperaturen um bis zu  $-5^{\circ}\text{C}$  verringert sind. Eine seichte Panama-Straße bringt keine qualitativ unterschiedlichen Temperaturverteilungen hervor, die Amplituden der Anomalien sind lediglich reduziert (Abbildung nicht dargestellt).

Ein geöffnetes Tethysmeer führt besonders am Eingang der Hudson Bay sowie im Mittelmeer, dem Atlantik südlich von  $15^{\circ}\text{N}$  sowie im Nordpolarmeer zu wärmerem Oberflächenwasser, siehe Abbildung 42. Vor der Westküste Grönlands, im mittleren Atlantik sowie in Pazifik und Indik herrscht jedoch Abkühlung vor. Im südlichen Ozean gibt es zwei weitere positive Temperaturanomalien vor der Südküste Australiens.

Mit dem Schließen der Drakestraße sinken die Temperaturen insbesondere am Eingang der Hudson Bay um mehr als  $-6^{\circ}\text{C}$ , an der Nordküste Skandinaviens gibt es eine weitere Temperaturanomalie von  $-3^{\circ}\text{C}$ , siehe Abbildung 45. Während in der Nordhemisphäre großräumig Abkühlungen von kleiner  $-1^{\circ}\text{C}$  vorherrschen, bildet sich im Südatlantik eine starke Erwärmung in Form einer ostwärts weisenden Zunge mit Extremwerten an der Ostküste Südamerikas von mehr als  $10^{\circ}\text{C}$  aus. An diese schließen sich östlich zwei Zonen abkühlenden Wassers (kleiner  $-5^{\circ}\text{C}$ ) an. Die beschriebenen Anomalien bauen sich beim schrittweisen Schließen der Passage allmählich auf, siehe Abbildungen 43 und 44. Ihre grobe Struktur ist in jedem Zwischenschritt erkennbar, mit Ausnahme der beiden Abkühlungszonen im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms; diese sind bei der ersten Stufe der Verengung der Drakestraße noch nicht sichtbar.

Im Falle einer geschlossenen Drakestraße hat ein geöffnetes Tethysmeer geringe Bedeutung für den Indischen Ozean, deutlichere Temperaturvariationen machen sich vor allem in Mittelmeer und Nordatlantik bemerkbar. Dort verringert ein geschlossenes Tethysmeer lokal die Temperatur an der Meeresoberfläche, siehe Abbildung 46.

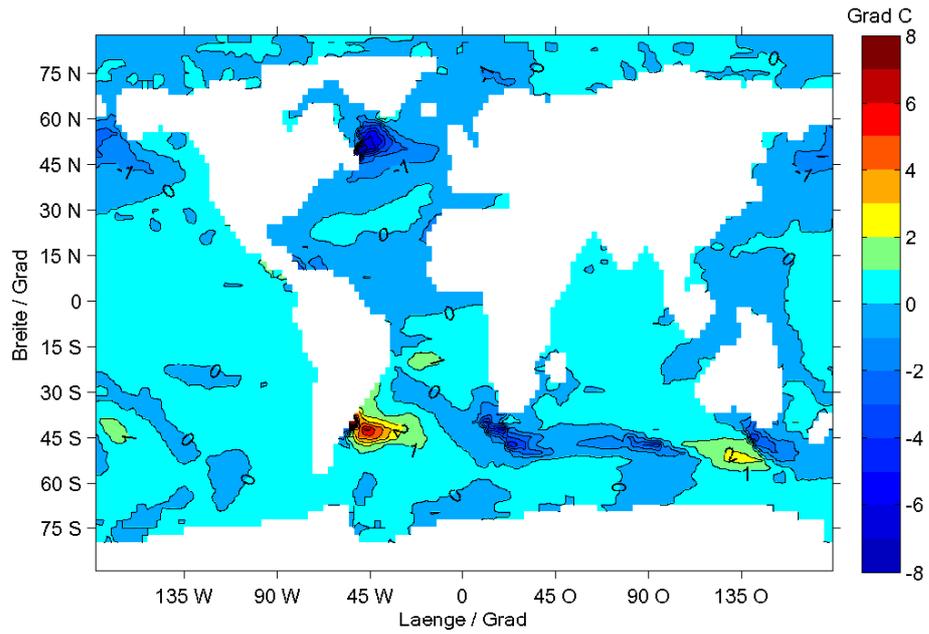


Abbildung 41: Änderungen der Temperatur an der Meeresoberfläche bei Öffnung der Panama-Straße, Differenz „Miozän 2“ - „Heute“

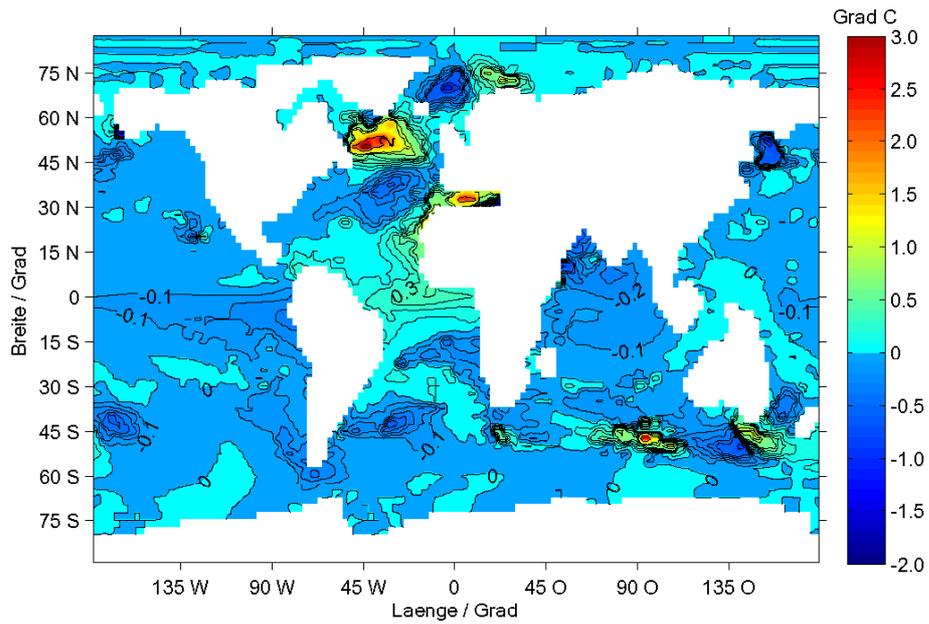


Abbildung 42: Änderungen der Temperatur an der Meeresoberfläche bei Öffnung des Tethysmeeres, Differenz „Oligozän 1“ - „Miozän 2“

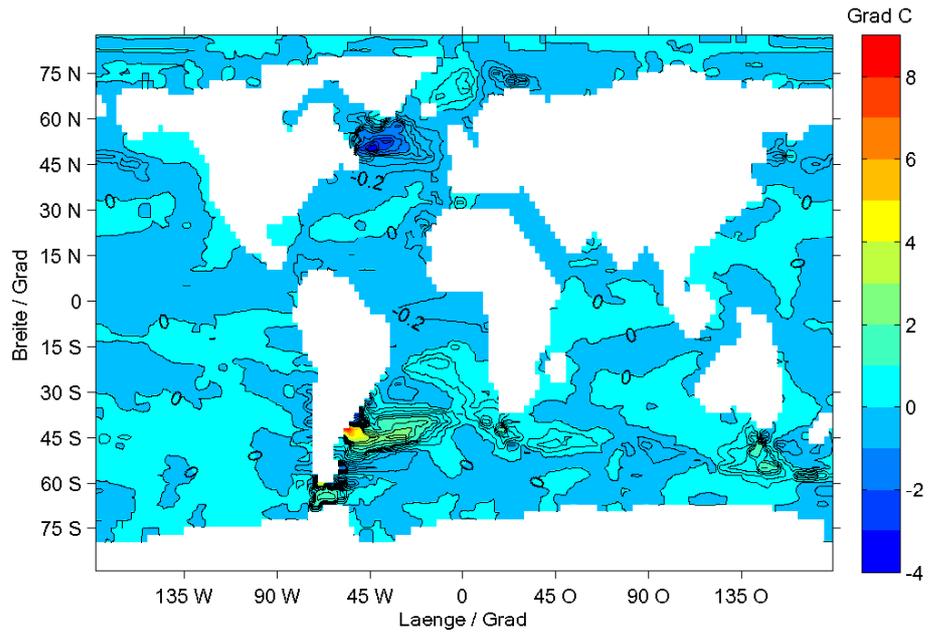


Abbildung 43: Änderungen der Temperatur an der Meeresoberfläche bei Verengen der Drakestraße, Differenz „Oligozän 2“ - „Oligozän 1“

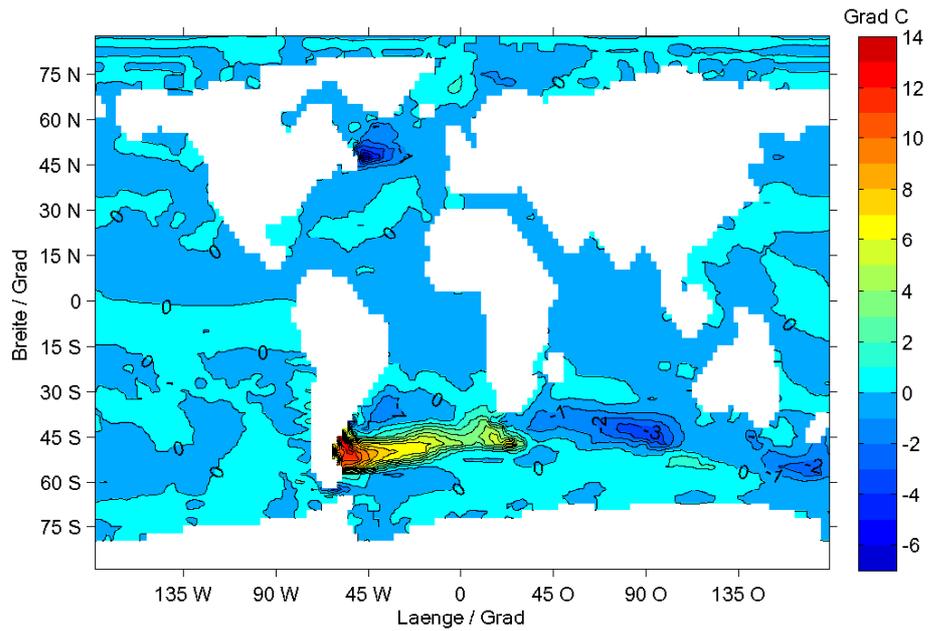


Abbildung 44: Änderungen der Temperatur an der Meeresoberfläche bei weiterem Verengen der Drakestraße, Differenz „Oligozän 3“ - „Oligozän 2“

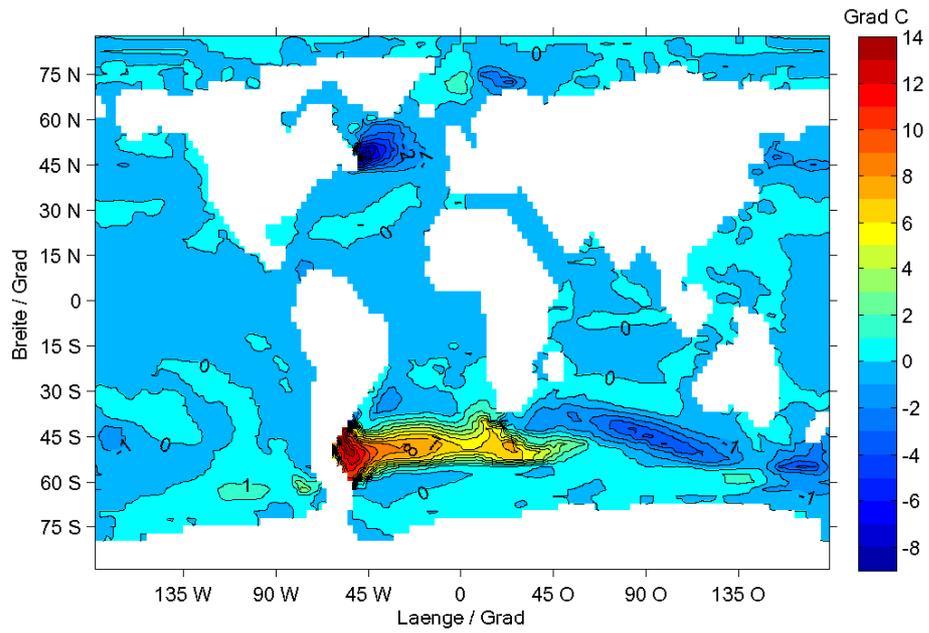


Abbildung 45: Änderungen der Temperatur an der Meeresoberfläche bei Schließen der Drakestraße (relativ zu geöffneter Drakestraße), Differenz „Eozän 2“ - „Oligozän 1“

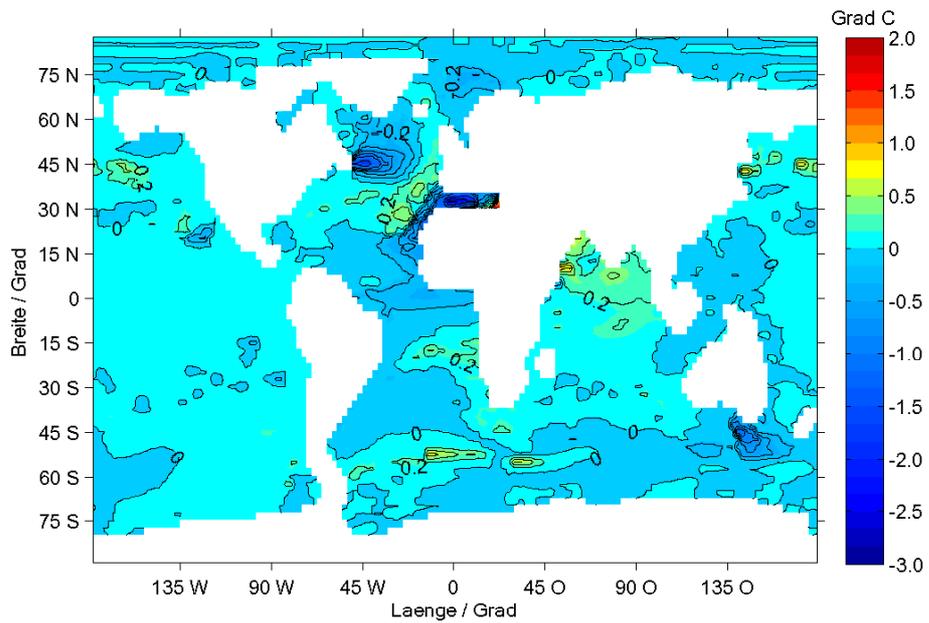


Abbildung 46: Änderungen der Temperatur an der Meeresoberfläche aufgrund eines geschlossenen Tethysmeeres bei geschlossener Drakestraße, Differenz „Eozän fiktiv“ - „Eozän 2“

#### 4.4.2 Änderungen im zonalen Mittel

Das Öffnen der Panama-Straße führt im Atlantik zu einer Abkühlung der hohen nördlichen Breiten von weiträumig bis zu  $-1,5^{\circ}\text{C}$ , die Änderungen sind am stärksten bis in eine Tiefe von 1500 m bis 2000 m, siehe Abbildung 47. In der Südhemisphäre entwickelt sich, abgesehen von den hohen Breiten, eine Zelle deutlich erhöhter Temperatur (lokal über  $3,0^{\circ}\text{C}$ ), sie reicht bis in eine Tiefe von 2000 m. Darunter kühlt sich das Wasser ab, der Bereich der Abkühlung erfolgt in den hohen südlichen Breiten bereits an der Ozeanoberfläche, er setzt sich dann mit steigender Tiefe in die Nordhemisphäre fort.

Im Pazifik sind die Folgen einer geöffneten Panama-Straße ähnlich wie im Atlantik: Die Tiefsee und hohe nördliche Breiten kühlen ab, während sich mittlere und südliche Breiten in Oberflächennähe leicht erwärmen. Die Amplituden der Temperaturänderung sind jedoch geringer als im Atlantik.

Bei geöffnetem Tethysmeer ist die Änderung der Temperaturen im Atlantik vor allem in der Nordhemisphäre sehr ausgeprägt (Abbildung 48). Unterhalb von 1500 m bis 2000 m kühlt sich das Wasser verbreitet um bis zu  $-0,5^{\circ}\text{C}$  ab, darüber herrscht Erwärmung vor, die in Tiefen von 500 m bis 1500 m bis zu  $2,5^{\circ}\text{C}$  erreicht. Der Südatlantik bleibt vergleichsweise wenig beeinflusst. Eine Öffnung des Tethysmeeres führt im Pazifik nahezu überall zu einer Abkühlung von bis zu  $-1,0^{\circ}\text{C}$ , lediglich im Süden sowie in der Tiefsee treten leichte Erwärmungen auf, die jedoch durchwegs kleiner als  $0,1^{\circ}\text{C}$  ausfallen.

Die Drakestraße führt in geschlossenem Zustand im Atlantik fast überall zu einer Abkühlung, diese ist besonders in den mittleren und hohen nördlichen Breiten sehr ausgeprägt und erreicht bis  $3,0^{\circ}\text{C}$ , siehe Abbildung 51. Im vom Antarktischen Zirkumpolarstrom beeinflussten Gebiet gibt es bis in eine Tiefe von 1000 m jedoch eine deutliche Erwärmung, lokal erreicht diese an der Oberfläche bis zu  $8,0^{\circ}\text{C}$ , einen weiteren Bereich geringerer Erwärmung findet man im Nordatlantik in einer Tiefenzelle zwischen 1000 m und 2000 m zwischen  $40^{\circ}\text{N}$  und  $60^{\circ}\text{N}$ . Die starke Erwärmung im Süden baut sich mit dem Schließen der Drakestraße langsam auf, während die positive Temperaturanomalie im hohen Norden erst bei einer sehr verengten Drakestraße auftritt, siehe Abbildungen 49 und 50. Im Pazifik führt eine geschlossene Drakestraße bis auf kleine Bereiche in der südlichen Tiefsee sowie an einigen Stellen der Meeresoberfläche ausschließlich zu einer Abkühlung. Insbesondere in den oberflächennahen Schichten bis hinunter zu 3000 m fällt diese sehr ausgeprägt aus, sie erreicht bis zu  $-3,0^{\circ}\text{C}$ . Eine etwas verengte Drakestraße hat noch keinen großen Einfluss auf die Temperaturänderungen (die Spannweite liegt von  $0,05^{\circ}\text{C}$  bis  $-0,20^{\circ}\text{C}$ ), die starke Abkühlung bildet sich erst ab einer weiteren Verengung der Drakestraße aus.

Ein geschlossenes Tethysmeer hat bei geschlossener Drakestraße weiterhin eine wichtige Bedeutung für das Oberflächenwasser im Nordatlantik (Abbildung 52), es führt hier zu einer Abkühlung. Im Pazifik ergibt sich statt dessen eine leichte Erwärmung insbesondere der mittleren Breiten.

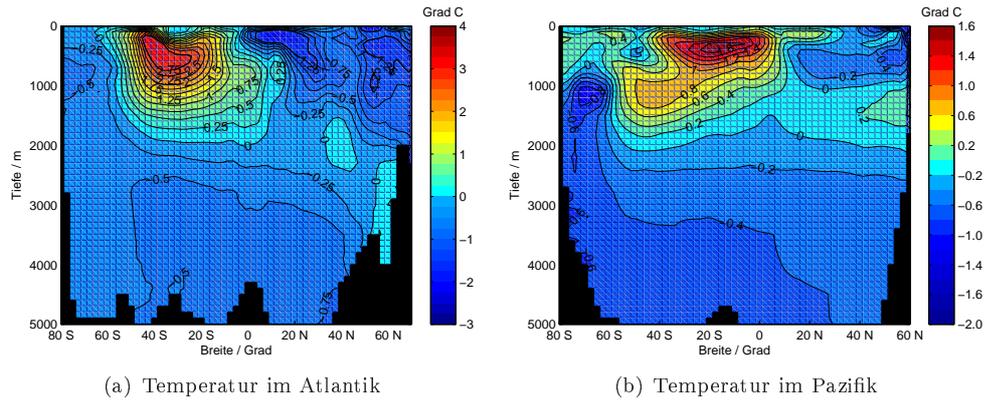


Abbildung 47: Änderung zonal gemittelter Temperatur in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) beim Öffnen der Panama-Straße, Differenz „Miozän 2“ - „Heute“

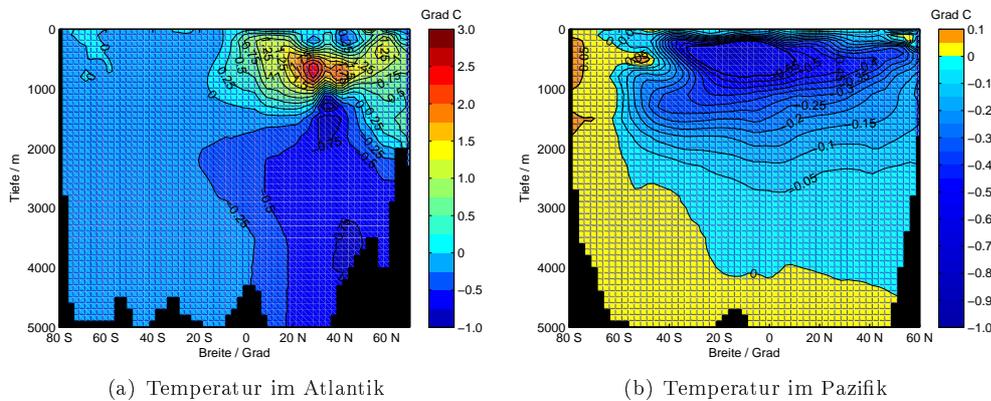


Abbildung 48: Änderung zonal gemittelter Temperatur in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) beim Öffnen des Tethysmeeres, Differenz „Oligozän 1“ - „Miozän 2“

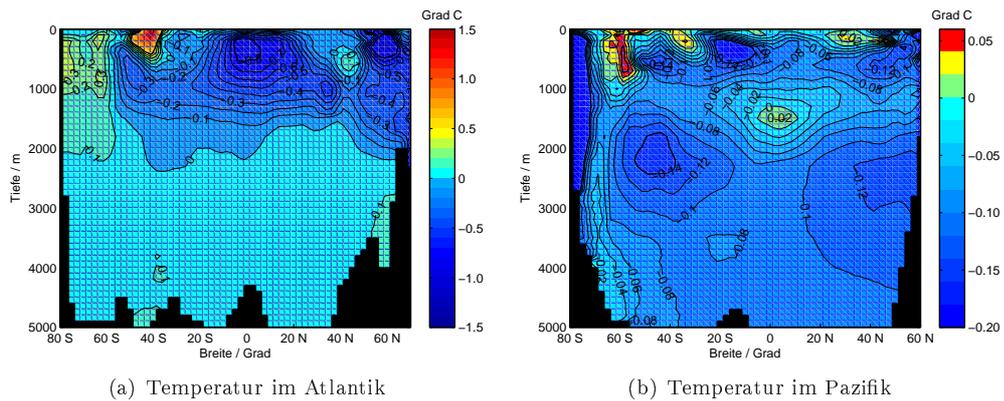


Abbildung 49: Änderung zonal gemittelter Temperatur in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) beim Verengen der Drakestraße, Differenz „Oligozän 2“ - „Oligozän 1“

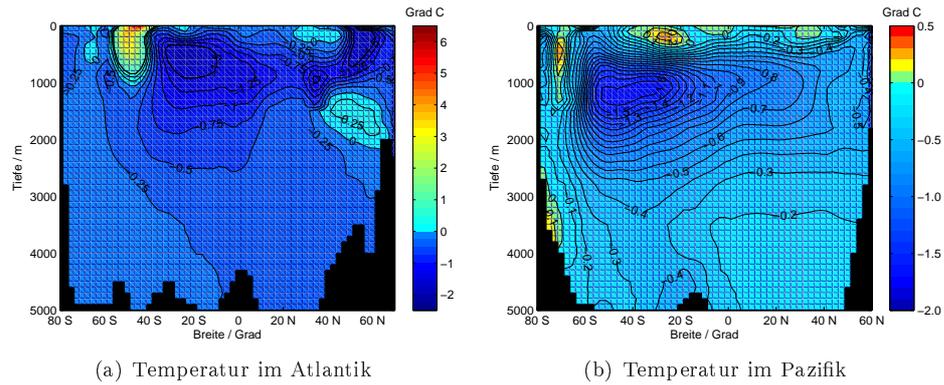


Abbildung 50: Änderung zonal gemittelter Temperatur in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) bei weiterer Verengung der Drakestraße, Differenz „Oligozän 3“ - „Oligozän 2“

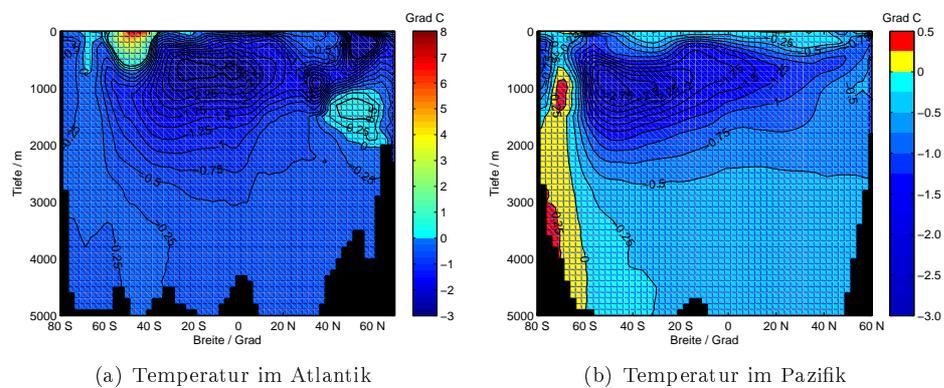


Abbildung 51: Änderung zonal gemittelter Temperatur in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) beim Schließen der Drakestraße (relativ zu geöffneter Drakestraße), Differenz „Eozän 2“ - „Oligozän 1“

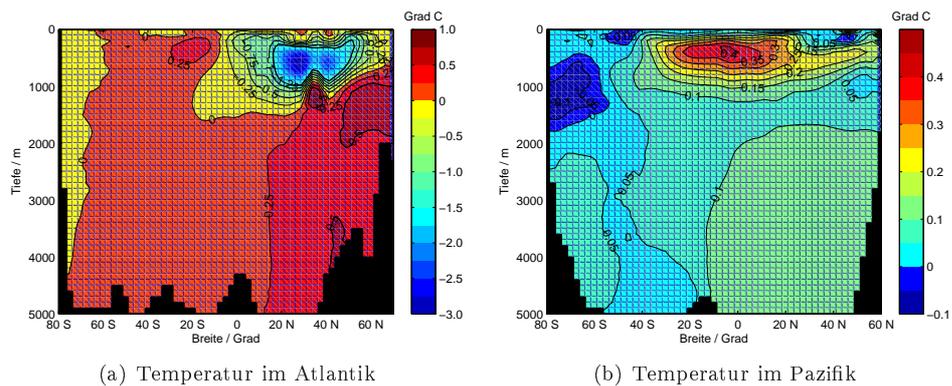


Abbildung 52: Änderung zonal gemittelter Temperatur in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) aufgrund eines geschlossenen Tethysmeeres bei geschlossener Drakestraße, Differenz „Eozän fiktiv“ - „Eozän 2“

## 4.5 Abhängigkeit der Modellausgabe von der topographischen Vorgeschichte

In komplexen, insbesondere nichtlinearen Modellen mit Rückkopplung kann der erreichbare Endzustand von der Vorgeschichte des Modells abhängig sein. Das vorliegende Modell verwendet zwar eine linearisierte Formulierung der Fluidodynamik, jedoch liegt in Form der Hintergrund-Temperatur an der Meeresoberfläche eine Rückkopplung zwischen Ozean und Umgebung vor, daneben enthält die Berechnung der Dichte im Strömungsmodell nichtlineare Anteile, siehe Maier-Reimer und Mikolajewicz (1992). Am Beispiel des Schließens der Drakestraße wird überprüft, wie sich die bei langsamem und sofortigem Schließen erreichten Endzustände voneinander unterscheiden. In Darstellungen der Differenz beider Endzustände zeigt sich, dass die resultierenden Salzgehalte und Temperaturen im Rahmen der angenommenen Modellschwankungen bis auf kleine Ausnahmen identisch sind. In den zonalen Mitteln (Abbildungen nicht gezeigt) gibt es lediglich in breiten- und tiefenbezogen räumlicher Nähe der Drakestraße sowie in den hohen nördlichen Breiten lokal begrenzte geringe Überschreitungen der angenommenen Schwankungsbreite. Bei Betrachtung der Unterschiede an der Meeresoberfläche (siehe Abbildungen 53 und 54) offenbaren sich die Überschreitungen als lokal eng begrenzt. Im untersuchten Fall ist es für das Erreichen des Endzustandes im LSG-Modell daher von geringer Bedeutung, auf welchem Wege eine geschlossene Drakestraße hergestellt wird. Die Untersuchung eines verengten Durchflusses ist nur notwendig, um Informationen über die zugehörigen Zwischenzustände des Modellklimas zu erhalten, sie haben aber selbst keinen relevanten Einfluss auf das Verhalten des Modells bei folgender weiterer topographischer Veränderung. Dies ist ein Hinweis dafür, dass das Strömungsmodell im Wesentlichen kein Hystereseverhalten in Bezug auf topographische Veränderungen besitzt.

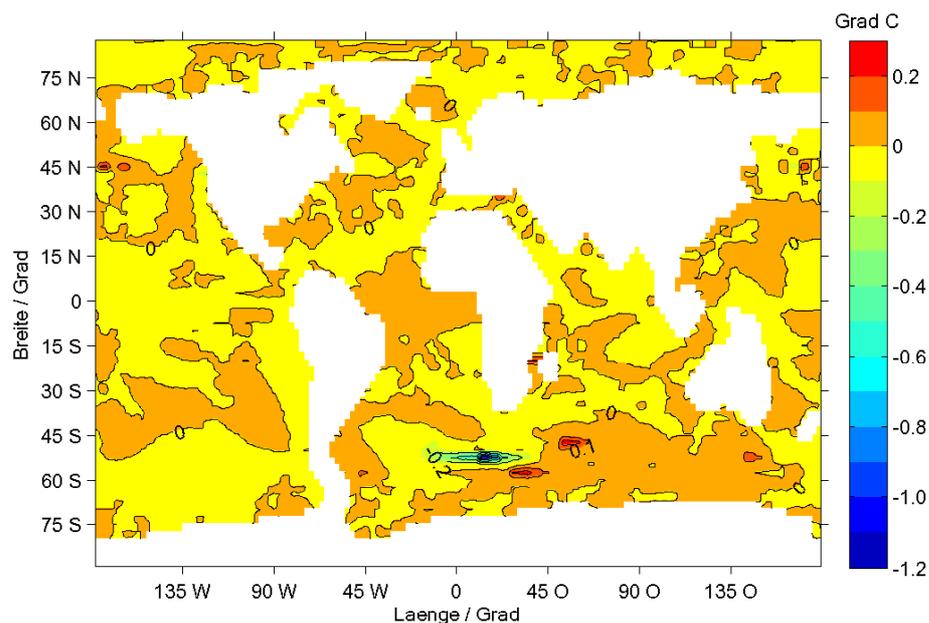


Abbildung 53: Differenz der Temperatur an der Meeresoberfläche zwischen den resultierenden Endzuständen bei sofortigem und schrittweisem Verschließen der Drakestraße

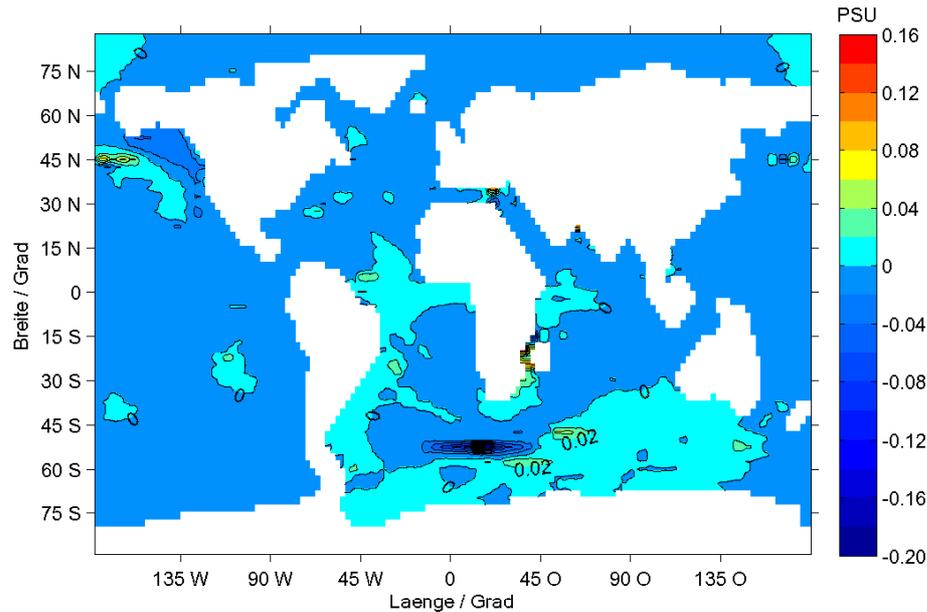


Abbildung 54: Differenz des Salzgehalts an der Meeresoberfläche zwischen den resultierenden Endzuständen bei sofortigem und schrittweisem Verschließen der Drakestraße

#### 4.6 Globale Geschwindigkeitsverteilung bei veränderter Passagenkonfiguration

Die Auswirkungen veränderter Passagenkonfiguration auf das ozeanische Strömungssystem soll im Folgenden anhand der horizontalen Geschwindigkeitsverteilungen in oberflächennahem Wasser (25 m) sowie in einer Tiefe von 1500 m demonstriert werden. Durch den Wegfall oder die Bildung von Landbarrieren können sich Strömungen qualitativ durch eine Änderung der Flussrichtung sowie quantitativ durch eine modifizierte Flussgeschwindigkeit reorganisieren.

Beim Vergleich der Größenordnung der Geschwindigkeitsbeträge fällt sofort auf, dass diese an der Oberfläche sehr viel höher sind als in der Tiefsee, oberflächennahe Strömungen erreichen verbreitet  $0,2 \text{ m/s}$  während die Strömungen auf 1500 m im Bereich von  $0,01 \text{ m/s}$  liegen, siehe zum Beispiel Abbildung 59 und 60. Dies steht im Einklang mit Literaturangaben (Stewart, 2007, Kap. 13.4). Während der Antarktische Zirkumpolarstrom an der Oberfläche sehr gleichmäßig verläuft, erfährt er in der Tiefsee vergleichsweise starke Ablenkungen.

Das Öffnen der Panama-Straße führt zunächst dazu, dass die Isolation von Atlantik und Pazifik in der Nordhemisphäre aufgehoben wird. An der Oberfläche bildet sich entlang der Küsten von Mittelamerika und Südamerika ein schwacher südwärtiger Fluss vom Atlantik in den Pazifik, während dazwischen eine schwache Strömung vom Pazifik in den Atlantik existiert, siehe zum Beispiel Abbildung 55. Bei Vergrößerung der Tiefe der Panama-Straße nimmt auf 1500 m die Stärke der westlichen südwärtigen Strömung im Atlantik ab, dies betrifft sowohl den Nordatlantik als auch den Südatlantik (Abbildung 60). Das gleiche Phänomen gilt für die entsprechende westliche Tiefenströmung im Pazifik.

Öffnet sich Tethys, so beschränken sich die Änderungen des oberflächennahen Strömungsbildes auf eine schwache Strömung vom Indik durch das Mittelmeer in den Atlantik (Abbildung 56). Da die mediterrane See im Modell unverändert nur eine Gitterzeile breit ist, stellt sie eine enge Barriere für den Durchfluss dar und limitiert ihn somit sehr stark. In 1500 m Tiefe wieder-

um hat ein geöffnetes Tethysmeer für die Strömung, abgesehen von der nun offenen Verbindung durch das Mittelmeer, ebenfalls nur geringen Einfluss, vergleiche Abbildungen 60 und 61.

Der Vorgang des Schließens der Drakestraße wirkt sich auf das globale Strömungsbild mit Abstand am stärksten aus. Eine erste Verengung hat an der Oberfläche noch keine nennenswerten Folgen (Abbildung 57), in der Tiefe schwächt sich jedoch die südwärtsige Strömung entlang der westlichen Begrenzung des Atlantiks bereits deutlich ab. Während der Antarktische Zirkumpolarstrom in der obersten Ozeanschicht ebenfalls keine größeren Veränderungen erfährt, findet sich auf 1500 m Tiefe bereits eine deutliche Abschwächung der Strömungsgeschwindigkeit, siehe Abbildung 62.

Mit einer weiteren Verengung der Drakestraße verstärkt sich an der Oberfläche die westliche Randströmung im Atlantik entlang der Ostküste Südamerikas, sie erreicht nun auch höhere südliche Breiten (Abbildung 58). Während bei vorherigen topographischen Bedingungen mit einem breiteren Durchfluss an der Engstelle zwischen der Spitze Südamerikas und Antarktika noch ein lokaler, stark nordwärtiger Transport entlang der Ostküste Südamerikas existierte, ist dieser nun nicht mehr vorhanden. In der Folge endet die westliche Strömung erst bei etwa 60°S anstatt bereits bei 45°S für eine weiter geöffnete Passage. In tieferen Schichten ergibt sich eine dramatische Veränderung der Antarktischen Zirkumpolarströmung, es tritt eine Umwandlung von mehr oder weniger gleichförmigem Fluss in West-Ost-Richtung zu einem verwirbelten Verhalten insbesondere in Südatlantik und Südindik ein, siehe Abbildung 63. Im Tethysmeer verstärkt sich die nordwestlich gerichtete Strömung, der südwärtsige Transport entlang der westlichen Begrenzung des atlantischen Beckens nimmt nochmals zu. Insgesamt herrscht auch im Pazifik ein sehr viel turbulenteres Verhalten mit verstärkter Wirbelbildung vor.

Wird die Drakestraße nun ganz geschlossen, so ergibt sich an der Meeresoberfläche eine nochmalige Verstärkung der westlichen Randströmung im Südatlantik, vergleiche Abbildung 59. In der Tiefsee schwächt sich die südwärtsige Strömung entlang der Ostküste Nord- und Südamerikas wieder etwas ab, die Wirbelströmung im Südatlantik bildet eine etwas klarere Struktur aus und offenbart sich nun als Doppelwirbel (Abbildung 64). Der südliche, im Uhrzeigersinn verlaufende Wirbel liegt im Weddell-Meer, an ihn schließt sich nördlich ein im Gegenuhrzeigersinn verlaufender Wirbel, dessen nördliche Begrenzung bei etwa 30°S liegt, im Osten kehrt er sich südöstlich von Madagaskar um. Ein weiteres interessantes Strömungssystem in der Tiefsee bildet sich in Form einer westwärts gerichteten Strömung zwischen Australien und Neuseeland hindurch in den Indischen Ozean, wo er mit dem nördlichen der beiden Wirbel zusammen trifft.

Eine geschlossene Drakestraße hat auch eine wichtige Bedeutung für die Strömungsverhältnisse an der Panama-Straße in tieferen Ozeanschichten. Während für eine offene und etwas verengte Drakestraße noch der Fluss entlang der Ostküste Nordamerikas vom Atlantik in den Pazifik überwiegt, wird dieser Strömungsanteil durch eine geschlossene Drakestraße stark reduziert. Statt dessen existiert nun ein verstärkter Fluss vom Pazifik in den Atlantik entlang der Küste des südamerikanischen Kontinents. Die Panama-Straße übernimmt nun teilweise die Aufgabe des Wasseraustauschs zwischen Atlantik und Pazifik, welche in anderen Passagenkonfigurationen von der Drakestraße und dem Antarktischen Zirkumpolarstrom wahrgenommen wird.

Ein Vergleich des Strömungsbildes von Experiment „Eozän 1“ oder „Eozän 2“ (geöffnete Panama-Straße, geschlossene Drake-Passage sowie offene Tethys) mit dem des Experiments „Eozän fiktiv“ (geöffnete Panama-Straße, geschlossene Drake-Passage sowie geschlossene Tethys, Abbildung nicht dargestellt) zeigt keine auffälligen Unterschiede. Dies deutet darauf hin, dass bei der gegebenen Passagenkonfiguration mit einem Tethysmeer limitierten Durchflusses die globalen Strömungsverhältnisse von Panama-Straße und Drakestraße geprägt werden.

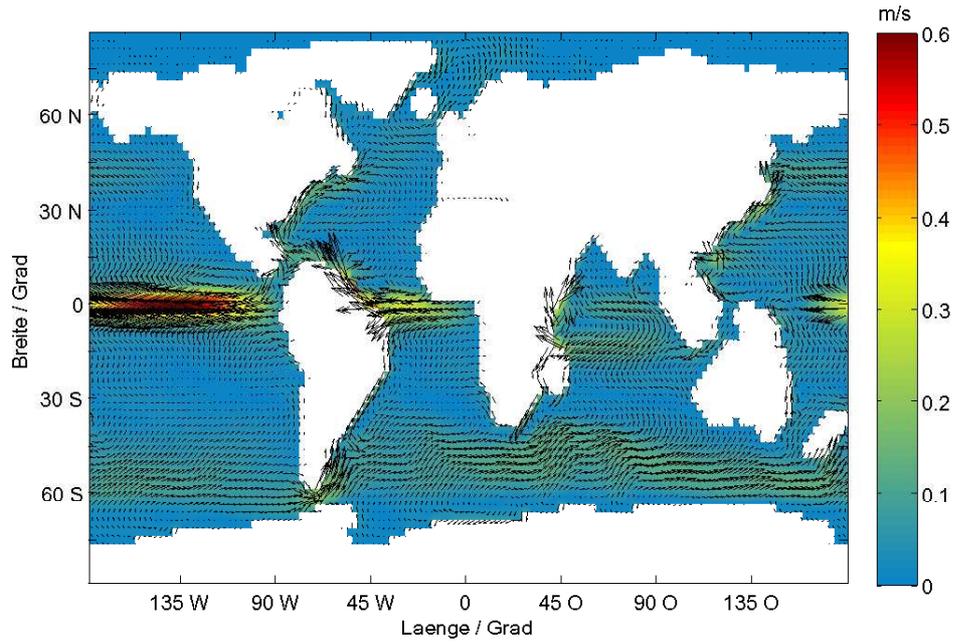


Abbildung 55: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 25 m bei geöffneter Panama-Straße, Experiment „Miozän 2“

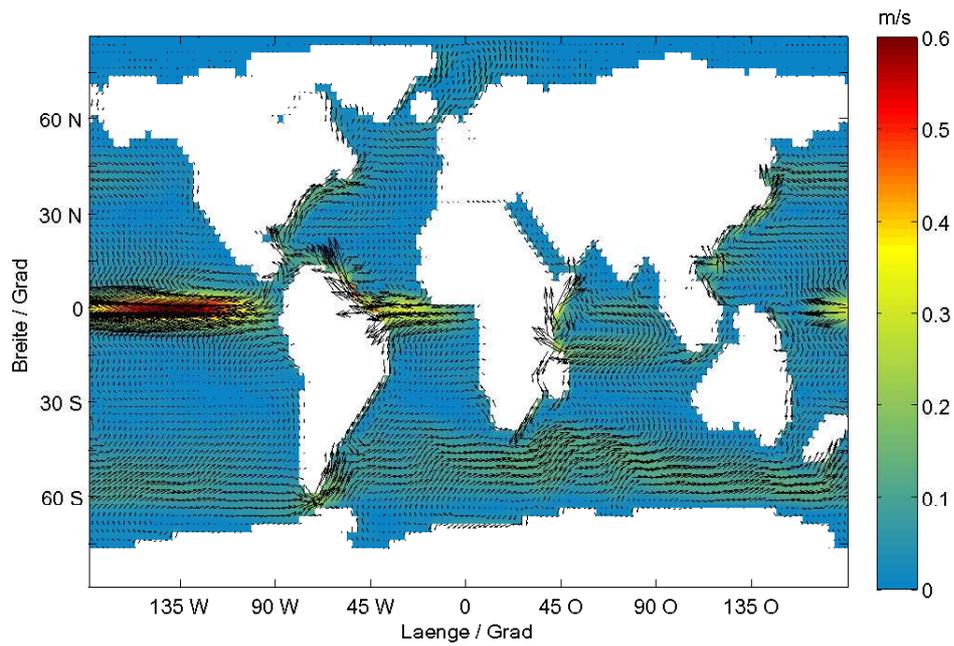


Abbildung 56: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 25 m bei geöffneter Panama-Straße und offenem Tethysmeer, Experiment „Oligozän 1“

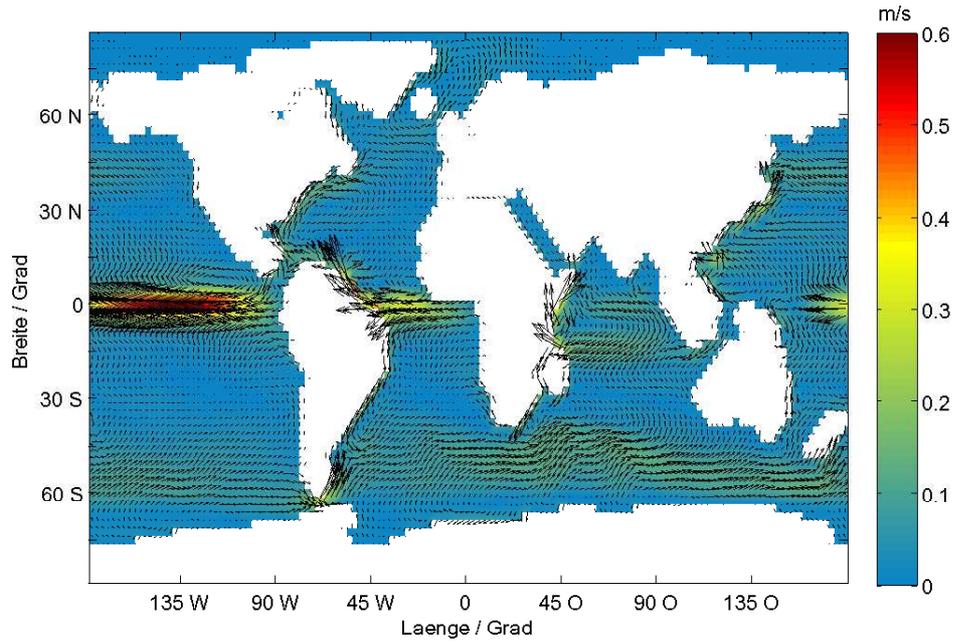


Abbildung 57: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 25 m bei geöffneter Panama-Straße, offenem Tethysmeer und etwas verengter Drakestraße, Experiment „Oligozän 2“

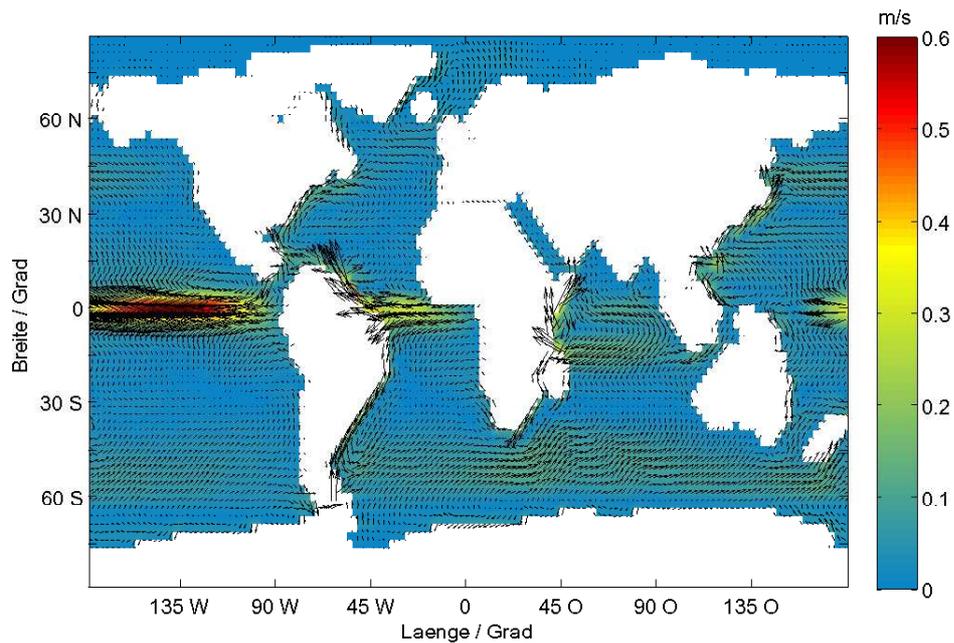


Abbildung 58: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 25 m bei geöffneter Panama-Straße, offenem Tethysmeer und weiter verengter Drakestraße, Experiment „Oligozän 3“

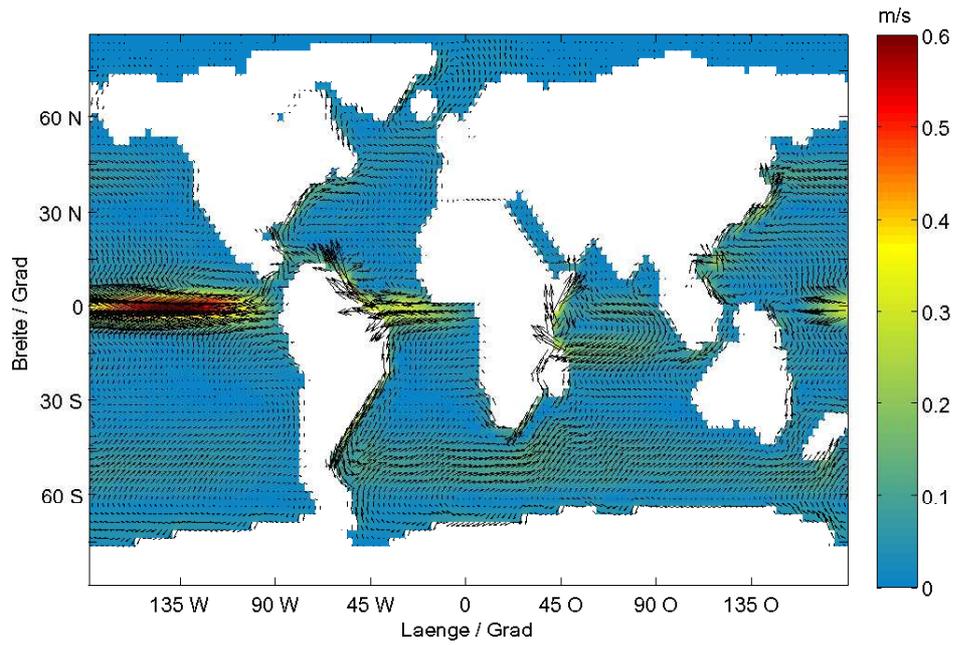


Abbildung 59: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 25 m bei geöffneter Panama-Straße, offenem Tethysmeer und geschlossener Drakestraße, Experiment „Eozän 2“

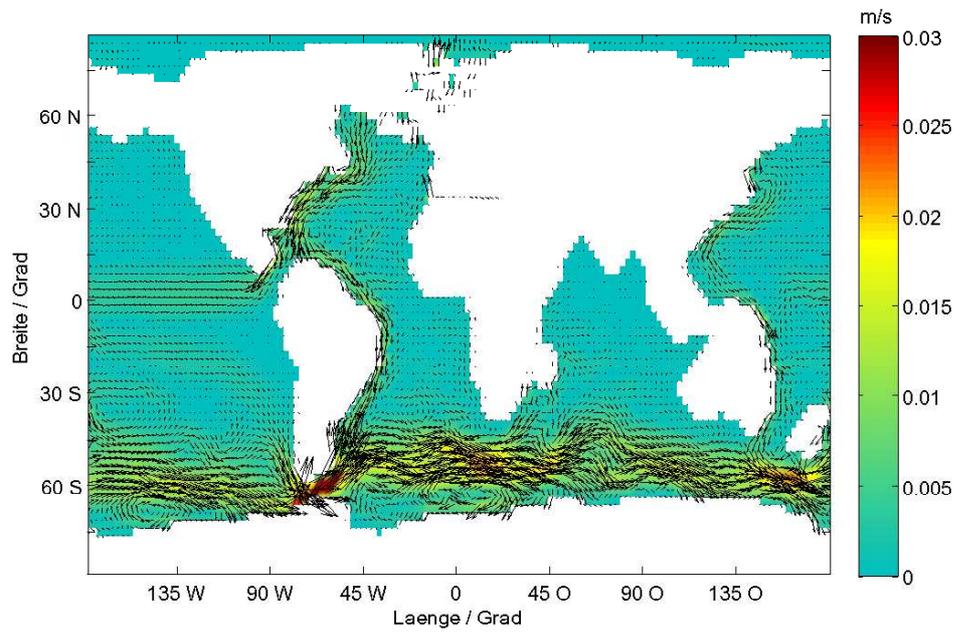


Abbildung 60: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 1500 m bei geöffneter Panama-Straße, Experiment „Miozän 2“

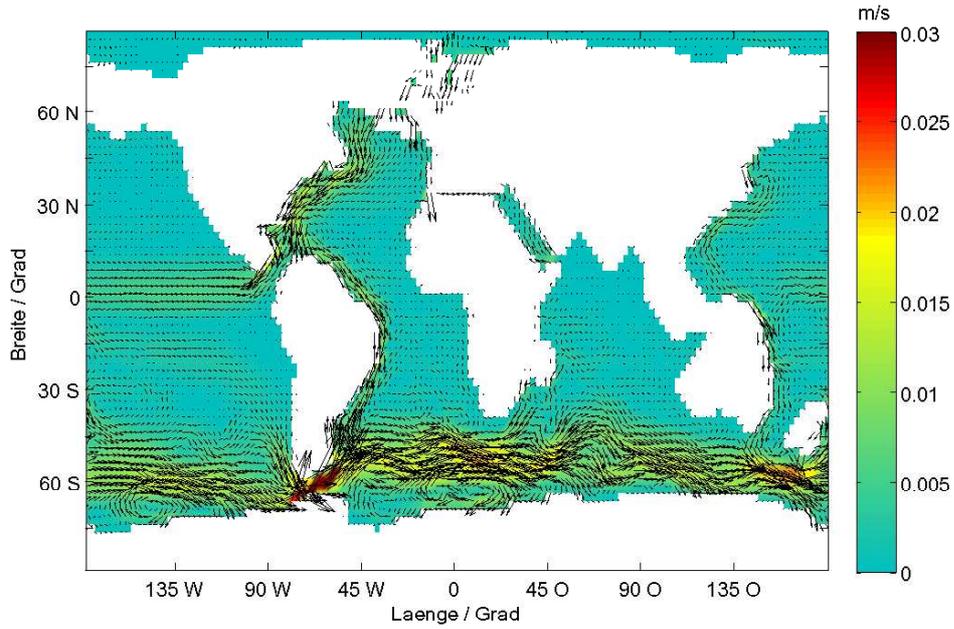


Abbildung 61: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 1500 m bei geöffneter Panama-Straße und offenem Tethysmeer, Experiment „Oligozän 1“

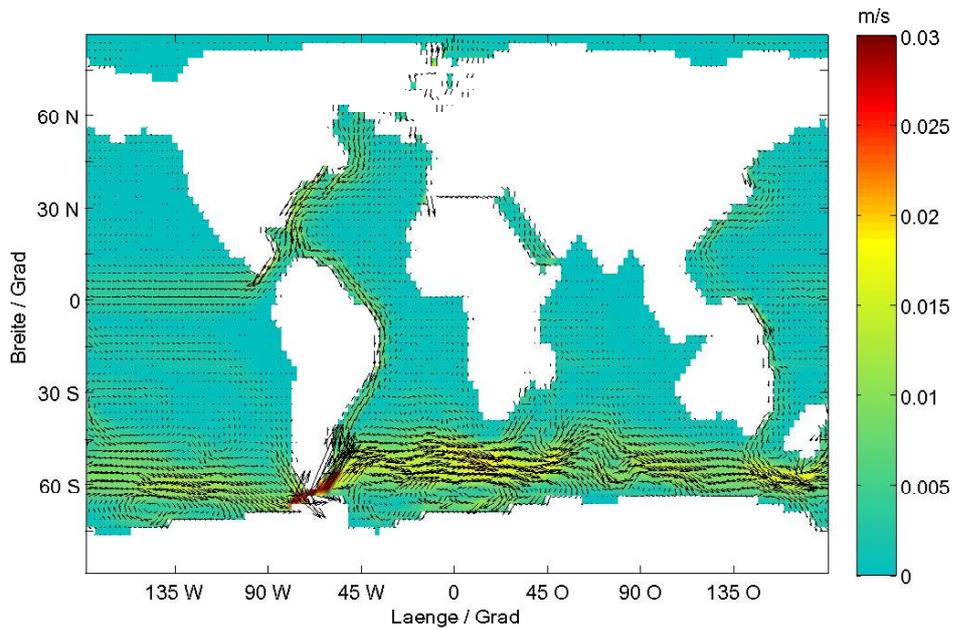


Abbildung 62: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 1500 m bei geöffneter Panama-Straße, offenem Tethysmeer und etwas verengter Drakestraße, Experiment „Oligozän 2“

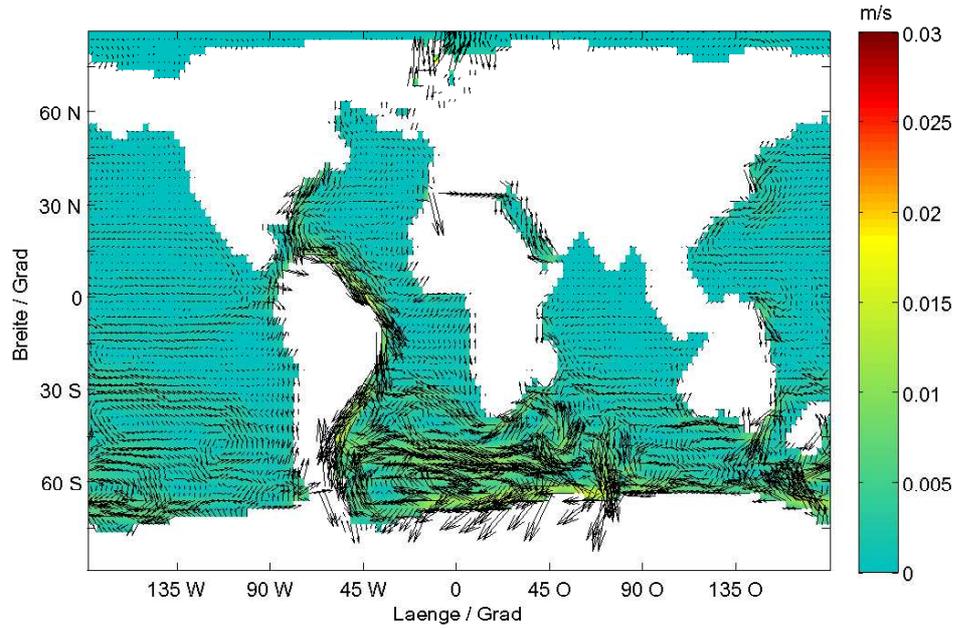


Abbildung 63: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 1500 m bei geöffneter Panama-Straße, offenem Tethysmeer und weiter verengter Drakestraße, Experiment „Oligozän 3“

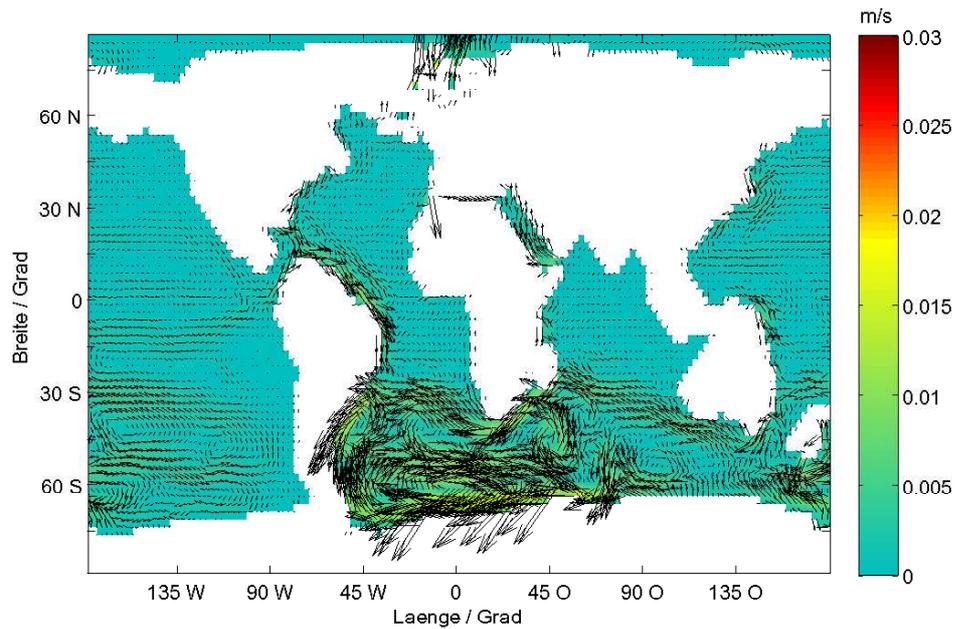


Abbildung 64: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 1500 m bei geöffneter Panama-Straße, offenem Tethysmeer und geschlossener Drakestraße, Experiment „Eozän 2“

## 4.7 Der Einfluss topographischer Veränderungen auf den Wärmetransport

Im Zuge dieser Arbeit zeigt sich, dass der advective meridionale Wärmetransport im Ozean in der Tat sehr stark von der vorliegenden Passagenkonfiguration abhängt. Folgend werden einige Ergebnisse für den meridionalen Verlauf des ozeanischen Wärmetransports gezeigt, Fehlerbalken finden keine Darstellung, siehe dazu die Diskussion in Kapitel 4.1.2. Dargestellt wird jeweils der über 3000 Jahre gemittelte Transport (für Informationen zur Berechnung der Transporte siehe Kapitel 4.1). In den Diagrammen stellen die Kreise den ermittelten Wert an der jeweiligen geographischen Breite dar, bei der Kurve handelt es sich um eine Glättung. Diese beruht auf der Bildung des laufenden arithmetischen Mittels mit einem Datenfenster von drei Messpunkten.

Abbildung 65 zeigt den historischen Verlauf des Wärmetransports von heutigen topographischen Randbedingungen (Experiment „Heute“, Panama-Straße und Tethys geschlossen, Drakestraße geöffnet) über Zwischenzustände bezüglich der Öffnung des Isthmus von Panama und des Tethysmeeres (etwa 4 Ma bzw. 14 Ma-20 Ma) zu Werten, wie sie für eine Passagenkonfiguration typisch für das Eozän (etwa 30 Ma) sind (Experiment „Eozän 2“, Panama-Straße und Tethys offen, Drakestraße geschlossen). Von heute in die Vergangenheit geht der Trend insgesamt zu verringertem nordwärtigen Wärmetransport, während sich die Wärmetransporte in der Südhemisphäre deutlich verstärken, er ist jedoch nicht monoton. Die Öffnung der Tethys erhöht den bereits mit dem Öffnen der Panama-Straße zurückgegangenen nordwärtigen Transport nochmals, während sie den südwärtigen Transport vorübergehend reduziert.

Die Tiefe der Panama-Straße hat in den hier durchgeführten Experimenten nur einen geringfügigen Einfluss auf den meridionalen Wärmetransport und liegt an einigen geographischen Breiten im Bereich der internen Variabilität, siehe Abbildung 66. Für Modifizierungen der Breite der Drakestraße ergeben sich sehr viel stärkere Änderungen im meridionalen Wärmetransport. Verengt sich der Durchfluss zwischen Antarktis und der Spitze Südamerikas, so gibt es einen klaren Trend zu geringeren nordwärtigen sowie erhöhten südwärtigen Transporten. Diese Umverteilung der Wärmetransporte von der Nordhemisphäre zur Südhemisphäre ist monoton, siehe Abbildung 67. Folgend seien die Änderungen des Wärmetransports nochmals im erdhistorischen Ablauf betrachtet:

- Um 30 Ma: Aufweitung der Drakestraße verursacht eine Verringerung südwärtigen Wärmetransports, während nordwärtiger Transport sich verstärkt
- Etwa 20 Ma-14 Ma: Das Tethysmeer schließt sich, zuvor hatte es eine wichtige Bedeutung für nordwärtigen Transport; der nordwärtige Transport sinkt nochmals
- Um 4 Ma: Mit der Schließung des Isthmus von Panama etabliert sich der heutige starke nordwärtige Transport, die Tiefe der Panama-Straße hat in den hier durchgeführten Experimenten nur geringen Einfluss
- Die genannten Verschiebungen von bevorzugt südwärtigem Transport hin zu nordwärtigem Transport verlaufen bis auf eine Ausnahme (Schließung der Tethyssee) monoton; dies unterstreicht die Bedeutung dieses Durchflusses für nordwärtigen ozeanischen Wärmetransport

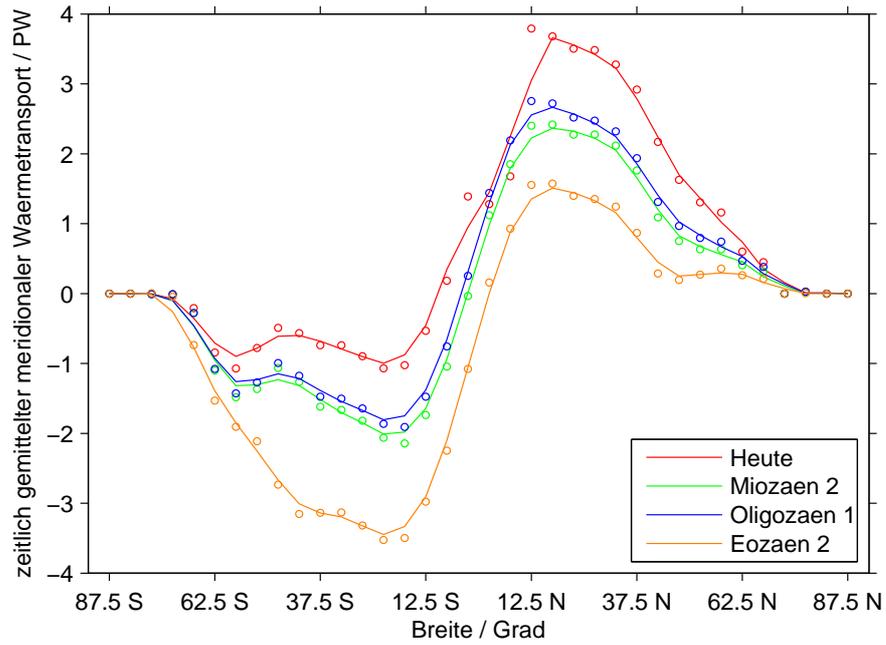


Abbildung 65: Entwicklung des globalen meridionalen advektiven Wärmetransports beim Öffnen der Panama-Straße und des Tethysmeeres bzw. beim Schließen der Drakestraße

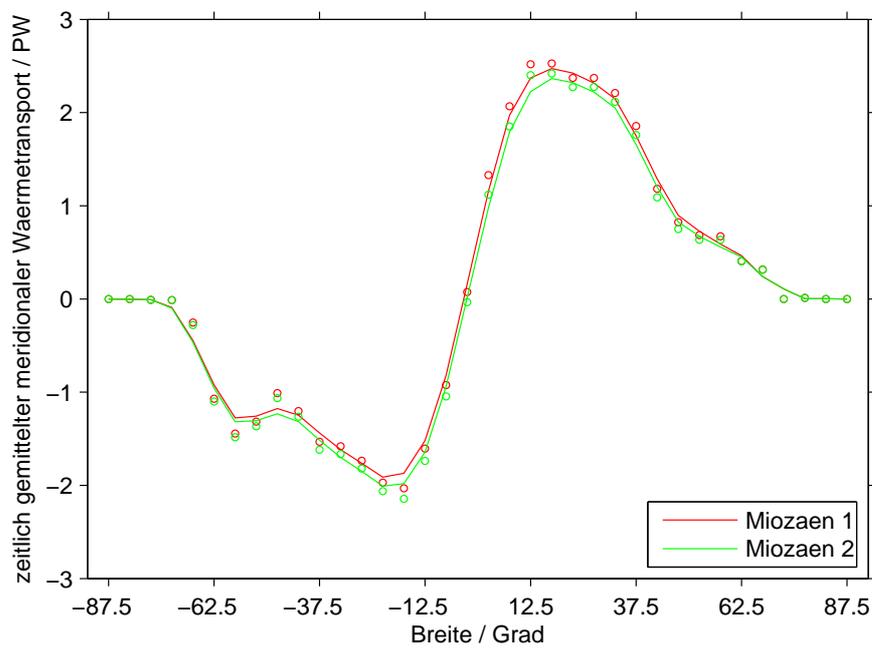


Abbildung 66: Abhängigkeit des globalen meridionalen advektiven Wärmetransports von der Tiefe der Panama-Straße

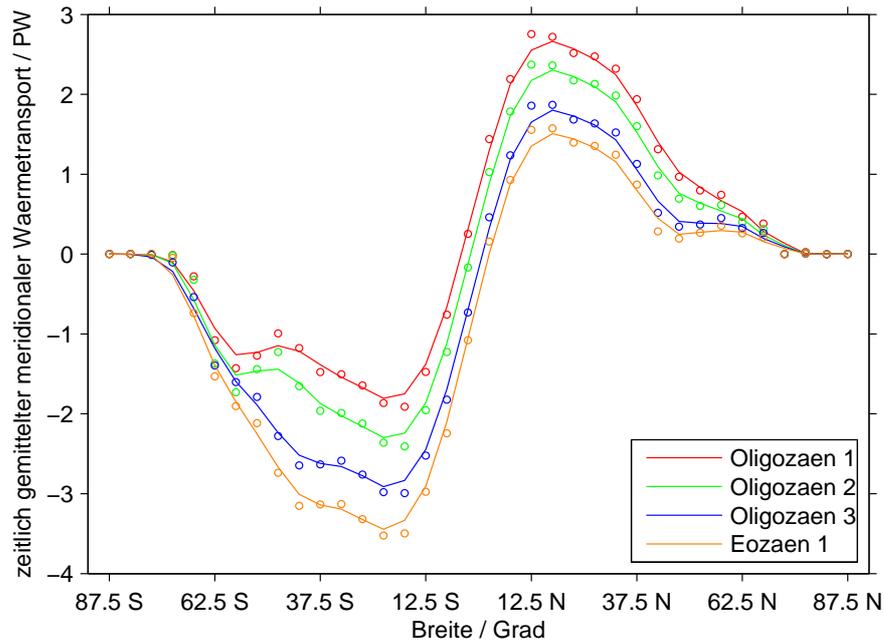


Abbildung 67: Abhängigkeit des globalen meridionalen advektiven Wärmetransports von der Öffnungsweite der Drakestraße

#### 4.8 Auswirkungen eines flachen Ozeanbodens

In früheren Studien zur Auswirkung der Ozeanpassagen auf das Klima wurde teilweise flache Ozeantopographie verwendet, siehe zum Beispiel von der Heydt und Dijkstra (2005, 2006). Um die Auswirkung einer solchen Vorgehensweise auf die mit dem LSG-Modell erzielbaren Ergebnisse zu beurteilen, finden sich folgend graphische Darstellungen von Ergebnissen des Experiments „Heute flach“. Hierbei wird die modelleigene heutige Topographie verwendet, die topographische Struktur des Meeresbodens jedoch durch Mittelung der Tiefen aller dem Ozean zugehörigen Gitterzellen herausgefiltert (siehe Kapitel 2.2.2). Betrachtet werden Absolutwerte der meridionalen Umwälzung in den beiden Ozeanbecken von Atlantik und Pazifik, globale Geschwindigkeitsverteilung in der Tiefsee und an der Meeresoberfläche sowie der advective meridionale Wärmetransport. Weiterhin finden sich Darstellungen der Änderung der Meeresoberflächentemperaturen und -salzgehalte im Vergleich zu den Ergebnissen des Experiments „Heute“ mit ungefilterter Bodentopographie.

Die Veränderungen des Salzgehalts an der Meeresoberfläche aufgrund einer flachen Bodentopographie sind extrem, vergleiche Abbildung 70. Während das gesamte Nordpolarmeer sowie der Atlantik bis zu  $15^{\circ}\text{S}$  mit Ausnahme des südlichen Teils der Hudson Bay durchwegs Abnahmen des Salzgehalts von verbreitet mehr als  $-1$  PSU aufweist, gibt es in Pazifik und Indik eine geringe Zunahme der Salzkonzentrationen, diese ist besonders stark bei  $45^{\circ}\text{S}$  an der Ostküste Südamerikas. Südlich von Australien existiert ein Gebiet lokaler Abnahme des Salzgehalts.

Abnahmen der Wassertemperatur an der Meeresoberfläche findet man vor allem dort, wo auch starke Abnahmen des Salzgehalts auftreten, siehe Abbildung 69. Dies ist der Fall am Eingang der Hudson Bay, nordwestlich der Framstraße und in einem Gürtel voneinander abgegrenzter Gebiete entlang des vom antarktischen Zirkumpolarstrom beeinflussten Bereichs. Im Nordpazifik, an einigen Stellen des Südatlantik sowie südlich von Madagaskar gibt es einige

Areale erhöhter Temperatur, an diesen Stellen scheinen Temperatur- und Salzkonzentrationszunahme wiederum miteinander verknüpft zu sein.

Die meridionale Umwälzung oberflächennahen Wassers nimmt im atlantischen Becken stark ab, der Maximalwert sinkt von vormals 18 Sv bei vorhandenem Bodenrelief auf nur noch 7 Sv, auch der interhemisphärische Austausch auf 1000 m sinkt von 14 Sv auf 3 Sv, siehe Abbildung 68 links. Der Vorstrom von antarktischem Tiefenwasser wird aufgrund des Fehlens topographischer Barrieren stark gefördert. Das Maximum ist mit 4 Sv zwar unverändert, allerdings können diese Wassermassen nun ungehindert bis in hohe nördliche Breiten vordringen. In der Folge wird die Bildung von arktischem Tiefenwasser aufgrund konvektiven Absinkens zwischen 60°N und 70°N sowohl bezüglich der Menge als auch der erreichten Tiefe (2000 m anstatt vormals 4000 m) reduziert.

Im Pazifik steigert sich die meridionale Umwälzung von maximal 7 Sv auf 10 Sv, vergleiche Abbildung 68 rechts. Die von der im Uhrzeigersinn verlaufenden Zirkulationszelle erreichte Tiefe steigt von 2000 m auf 2500 m. Dementsprechend ist der Einstrom antarktischen Tiefenwassers vertikal stärker begrenzt. Aufgrund der gewählten Vorschrift zur Generierung eines flachen Ozeans ist die Tiefe des Indonesischen Durchflusses nun im Vergleich zu heute deutlich erhöht. Während sie bei heutiger Topographie im LSG-Modell einen etwa 2500 m tiefen Einschnitt bildet, sind es nun über 3500 m. Die Veränderung der Umwälzung ist also neben der flachen Ozeantopographie eventuell auch auf eine veränderte Passagentiefe am Indonesischen Durchfluss zurückzuführen.

Betrachtet man die Auswirkungen flacher Bodentopographie auf die globale Geschwindigkeitsverteilung in der obersten Ozeanschicht (Abbildung 72), so findet man lediglich im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms merkliche Abweichungen von der Geschwindigkeitsverteilung des Experiments „Heute“. Da die Bodenstrukturierung fehlt, treten keine Ablenkungen der Strömung auf, dies wurde in Kapitel 1.5.5 anhand eines vereinfachten Beispiels diskutiert. Dies zeigt, dass die Bodeneffekte sich an der Oberfläche vor allem im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms bemerkbar machen. Der Grund hierfür liegt in dessen einmaligen Eigenschaften im globalen Strömungssystem. Ungleich anderen Strömungen, deren Richtung abhängig von der Ozeantiefe ist, reicht er bis auf den Grund des Ozeans, siehe auch die Diskussion in Kapitel 5.5. Die Strömungsgeschwindigkeit verringert sich zwar mit der Tiefe, ändert aber nicht ihre grundsätzliche Richtung. Daher pflanzen sich Bodeneffekte bis zur Oberfläche fort, in der Folge bildet sich eine gleichförmige Strömung aus. Diese verläuft insgesamt in West-Ost-Richtung, die lokalen Geschwindigkeitsvektoren sind jedoch aufgrund der Erdrotation nach Nord-Ost ausgerichtet. Insgesamt stellt sich eine leichte Erhöhung des Geschwindigkeitsbetrags des Antarktischen Zirkumpolarstroms ein.

Abseits der Oberfläche ergeben sich bei flachem Ozeanboden jedoch sehr viel stärkere Veränderungen, siehe Abbildung 73. Während im Falle eines strukturierten Meeresbodens maximale Strömungsgeschwindigkeiten nur an der Engstelle der Drakestraße auftreten, ergibt sich nun ein breiter Kanal starker gleichförmiger Strömung; auch in den Ozeanbecken sinkt der Anteil von Wirbeln im Vergleich zu den südwärtigen Flüssen entlang der Ostküsten der Kontinente.

Neben den bisher diskutierten Abweichungen findet man auch eine Änderung der meridionalen advektiven Wärmetransporte. Während der nordwärtige Anteil um fast ein Drittel sinkt, verdoppelt sich der südwärtige Transport nahezu. Die Charakteristik des resultierenden Graphen (Abbildung 71) ähnelt der eines Experiments mit offener Panama-Straße, jedoch strukturierter (heutiger) Bodentopographie. Die ermittelten Änderungen im meridionalen Wärmetransport aufgrund einer flachen Bodentopographie sind in den hier durchgeführten Experimenten also so stark, dass sie in der Größenordnung der Variationen aufgrund veränderter Passagenkonfigurationen liegen.

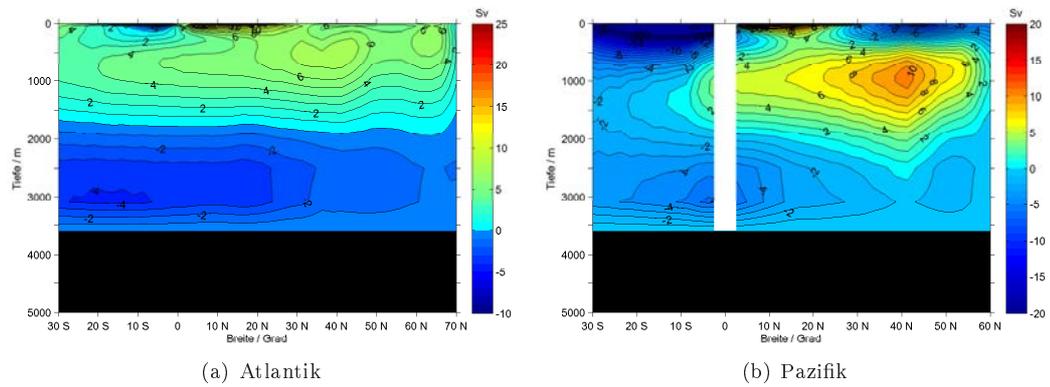


Abbildung 68: Meridionale Umwälzung in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) für flachen Ozeanboden, Experiment „Heute flach“

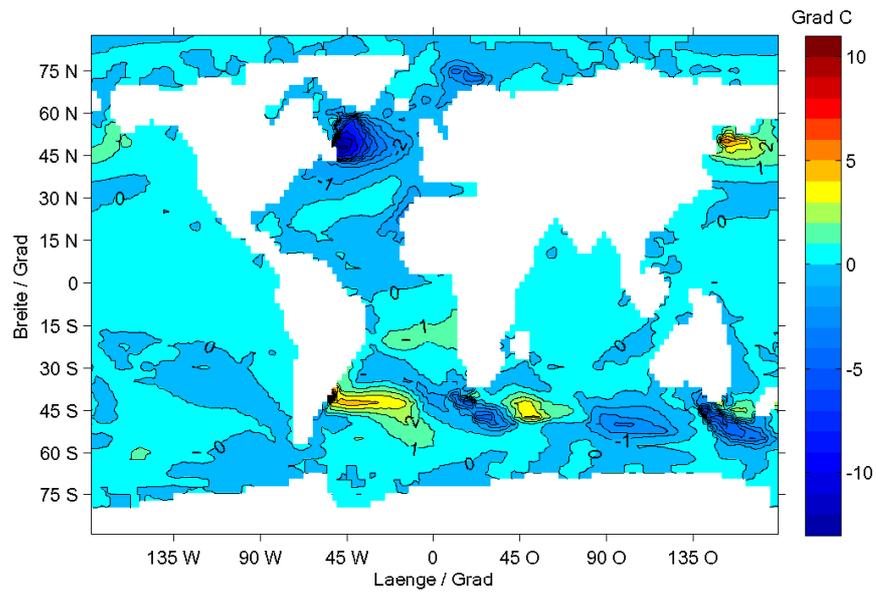


Abbildung 69: Änderungen der Temperatur an der Meeresoberfläche aufgrund flachen Ozeanbodens, Differenz „Heute flach“ - „Heute“

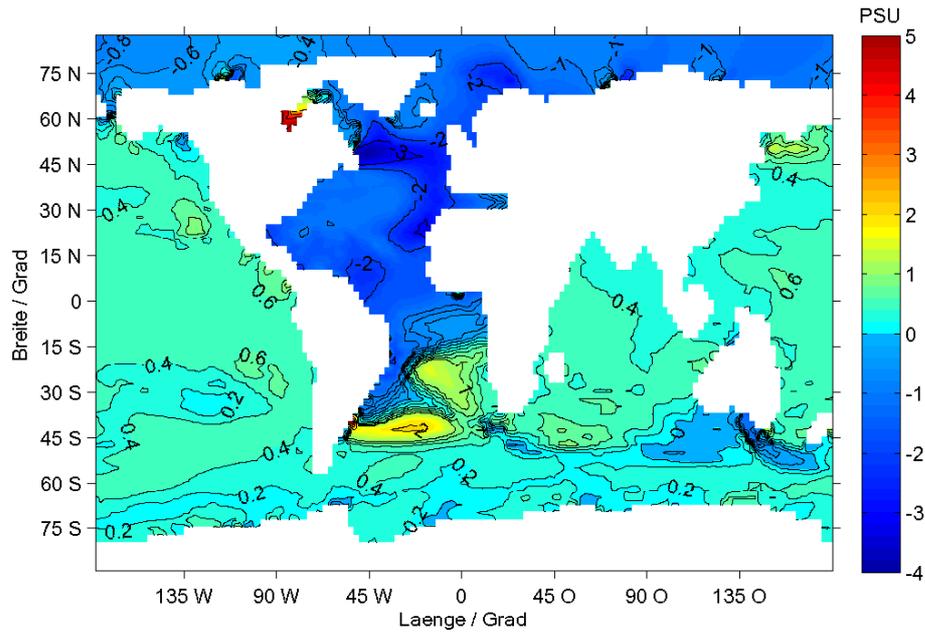


Abbildung 70: Änderungen des Salzgehalts an der Meeresoberfläche aufgrund flachen Ozeanbodens, Differenz „Heute flach“ - „Heute“

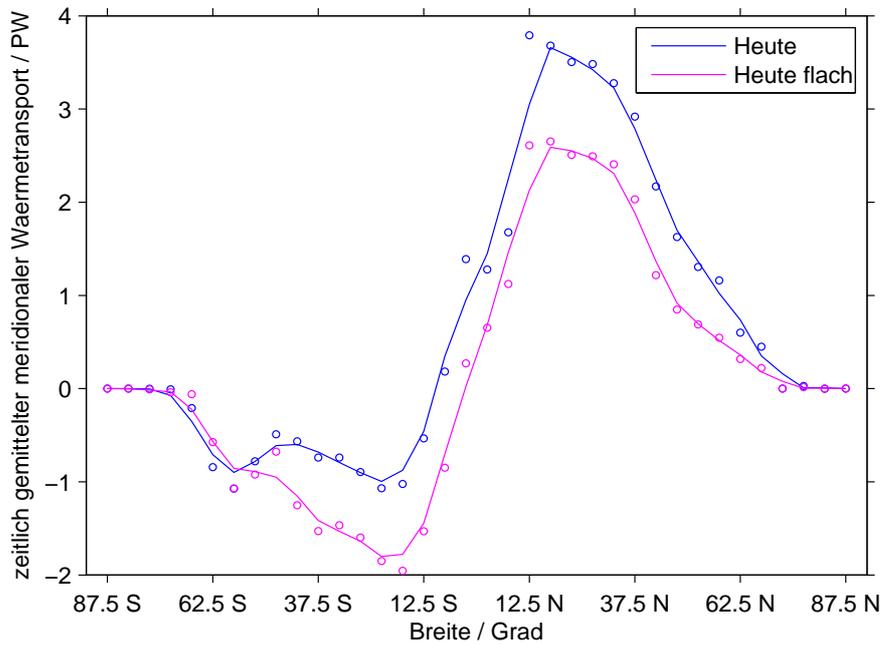


Abbildung 71: Abhängigkeit des meridionalen advektiven Wärmetransports von der ozeanischen Bodentopographie bei heutiger Passagenkonfiguration

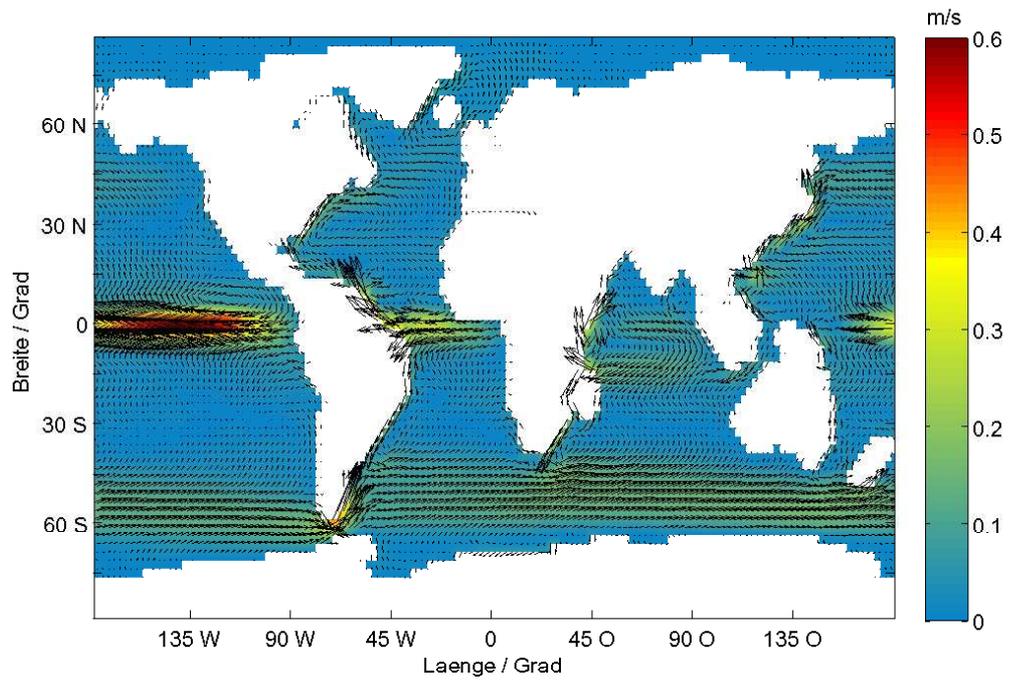


Abbildung 72: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 25 m für flachen Ozeanboden, Experiment „Heute flach“

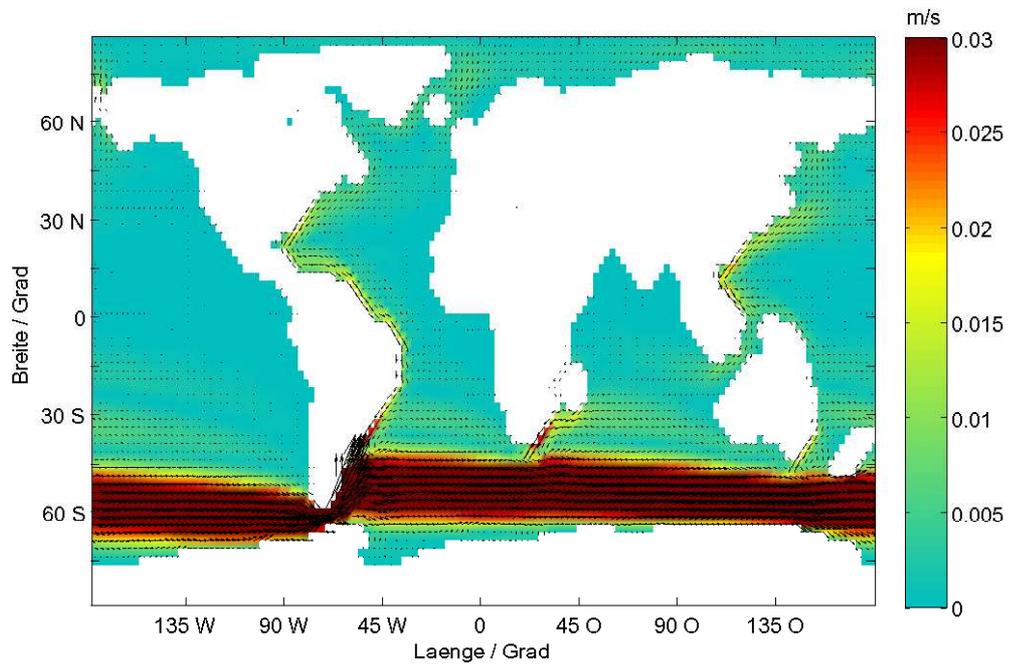


Abbildung 73: Globales Geschwindigkeitsfeld auf 1500 m für flachen Ozeanboden, Experiment „Heute flach“

## 4.9 Der Einfluss der Antriebsfelder auf die meridionale Umwälzung

In den hier durchgeführten Experimenten finden mangels Daten für frühere Zeiträume heutige Randbedingungen bezüglich Netto-Niederschlag, Windspannung, Hintergrund-Temperatur an der Meeresoberfläche und Meereis Anwendung. In einer früheren Studie zum Einfluss der Ozeanpassagen auf das Klima werden zwar mit einem Atmosphärenmodell zur Rekonstruktion der topographischen Randbedingungen passende Antriebsfelder für das Ozeanmodell generiert, diese aber in zonal gemittelter Form verwendet (Bice et al., 2000). Um die Auswirkungen einer solchen Vorgehensweise zu untersuchen, findet sich folgend eine Diskussion der mit dem LSG-Modell erreichbaren Ergebnisse bezüglich der meridionalen Umwälzung, da diese eng mit dem polwärtigen ozeanischen Wärmetransport verknüpft ist. Bei Verwendung verschiedener Kombinationen zonal gemittelter Randbedingungen (Experimente a bis e), siehe Tabelle 5 und Abbildungen 74 bis 79, erhält man vollkommen unterschiedliche Resultate. Die präsentierten Ergebnisse beziehen sich alle auf heutige Topographie, in den Experimenten verwendeten antriebsbezogenen Randbedingungen werden in Kapitel 3.1.3 beschrieben. Die Kombination verwendeter Antriebsfelder findet sich folgend nochmal aufgelistet.

Bei Experiment „a“ sind alle Antriebsfelder (Hintergrundtemperatur, Netto-Niederschlag, Windschub und Meereisverteilung) zonal gemittelt, die anderen Experimente verwenden einige der genannten Datensätze in nicht gemittelter Form, das heißt die Werte entsprechen unveränderten heutigen Bedingungen: In Experiment „b“ ist dies Meereis, in Experiment „c“ Meereis und Netto-Niederschlag, in Experiment „d“ wiederum Meereis und Windschub. Experiment „e“ schließlich verwendet Meereis, Netto-Niederschlag und Windschub in nicht zonal gemittelter Form, es ist damit dem Experiment „Heute“ am ähnlichsten.

Tabelle 5: Umwälzraten nördlich von 30°S in Atlantik und Pazifik abhängig von der Kombination der verwendeten Antriebsfelder:

Experiment	Umwälzung im Atlantik / Sv		Umwälzung im Pazifik / Sv	
	Max. abs.	Max. bei 30°S	Max. abs.	Max. bei 30°S
Heute	18	14	7	–
a	–	–	9	–
b	–	–	10	1
c	1	<1	8	<1
d	3	–	8	<1
e	13	10	8	–

In Experiment „a“ verschwindet die meridionale Umwälzung im Atlantik, siehe Abbildung 75. Berücksichtigt man auch die anderen Experimente so findet man, dass offensichtlich im Atlantik lediglich dann eine stabile meridionale Umwälzung möglich ist, wenn realistische Randbedingungen bezüglich Netto-Niederschlag und Windantrieb vorliegen. Sofern sowohl Netto-Niederschlag als auch Windantrieb in zonal gemittelter Form vorliegen (Experimente „a“ und „b“), existiert hier keine stabile Umwälzung mehr. Falls genau eines der Felder zonal gemittelt ist (Experimente „c“ und „d“), etabliert sich zwar eine Umwälzung, welche im Stromliniendiagramm eine ähnliche Form hat wie dies für heutige Bedingungen der Fall ist; allerdings sind die Umwälzraten, und damit der meridionale Massentransport, mit etwa 1 Sv verschwindend gering. Im Falle realistischer Randbedingungen bezüglich Netto-Niederschlag und Windspannung (Experiment „e“) findet man eine meridionale Umwälzung im Atlantik, diese ist in Form und Ausdehnung ähnlich gestaltet wie im Falle nicht gemittelter Antriebsfelder, lediglich ihre Intensität ist reduziert. An diesem Experiment erkennt man auch, dass das zonale Mitteln der Hintergrund-Temperatur also eine deutlich geringere Bedeutung für die Umwälzung hat als dies für die anderen Antriebsfelder der Fall ist. Qualitativ verstehen lässt sich dies wenn man

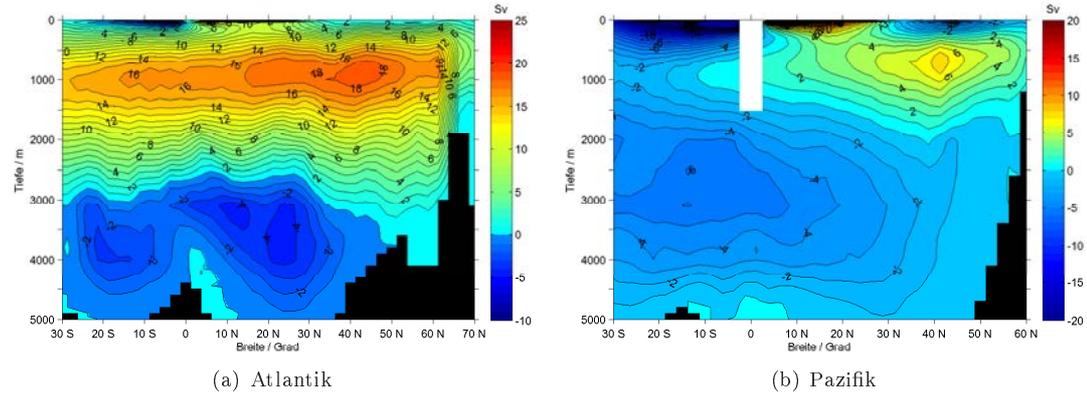


Abbildung 74: Meridionale Umwälzung in Atlantik (links) und Pazifik (rechts), Experiment „Heute“

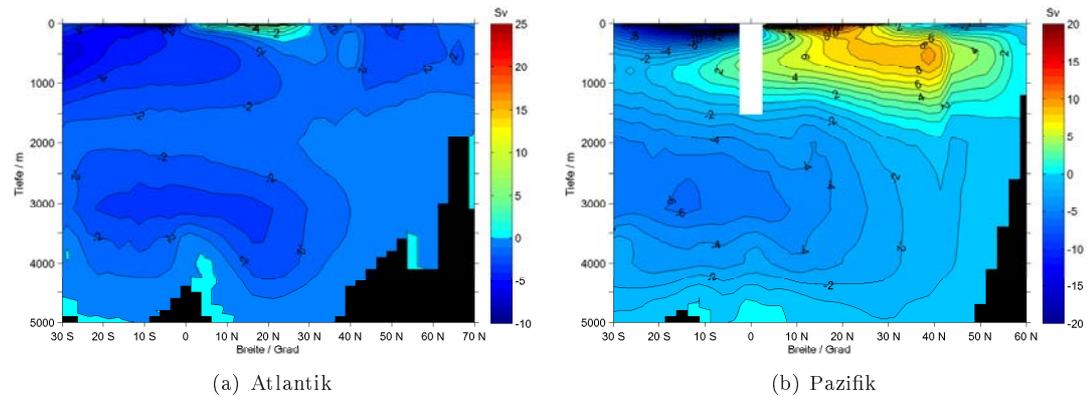


Abbildung 75: Meridionale Umwälzung in Atlantik (links) und Pazifik (rechts), Experiment „a“; alle Felder gemittelt

bedenkt, dass die Temperatur im Ozean sich aufgrund des Energiebilanzmodells innerhalb gewisser Schwankungsbreiten frei entwickelt, siehe Gleichung (27). Für die anderen Antriebsfelder existiert aufgrund der Formulierung des Modells kein äquivalenter Mechanismus, die Kopplung des Ozeans an die Randbedingungen ist stärker.

Betrachtet man die Verhältnisse im Pazifik, so ergibt sich ein völlig anderes Bild. Zonal gemittelte Netto-Niederschlags- und Windspannungsfelder erhöhen hier sogar die Umwälzung von 7 Sv auf 9 Sv falls alle anliegenden Antriebsfelder zonal gemittelt sind, beziehungsweise auf 10 Sv für nicht gemittelte Meereisbedeckung. In allen anderen Fällen bleibt die Umwälzung mehr oder weniger konstant, sie übertrifft den Transport für normale Bedingungen jeweils um etwa 2 Sv. Vergleicht man die Ergebnisse für Experiment „c“ und „d“, so scheint im Pazifik normale Windspannung eine größere Bedeutung für die Stärke der meridionalen Umwälzung zu haben, als normaler Netto-Niederschlag.

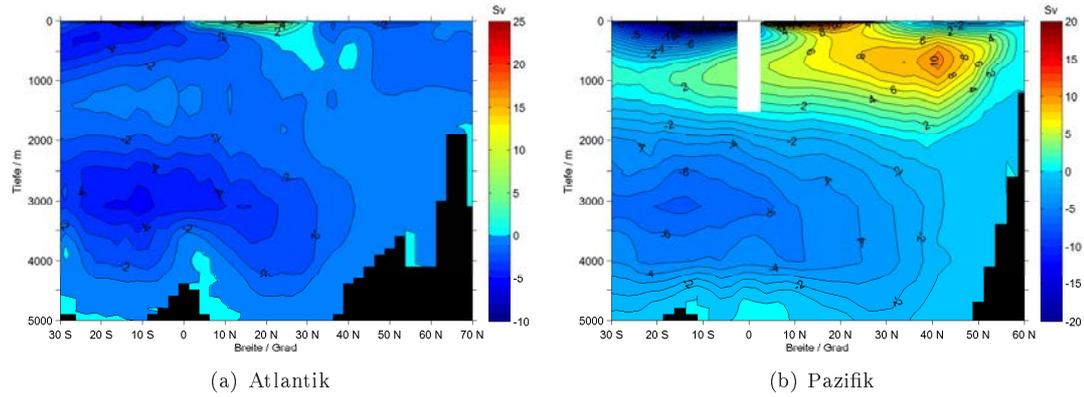


Abbildung 76: Meridionale Umwälzung in Atlantik (links) und Pazifik (rechts), Experiment „b“; Meereis normal

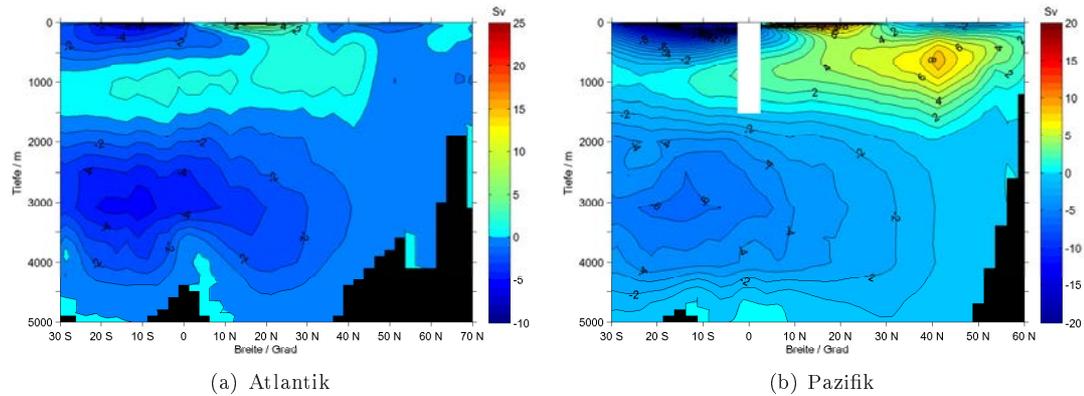


Abbildung 77: Meridionale Umwälzung in Atlantik (links) und Pazifik (rechts), Experiment „c“; Meereis/Netto-Niederschlag normal

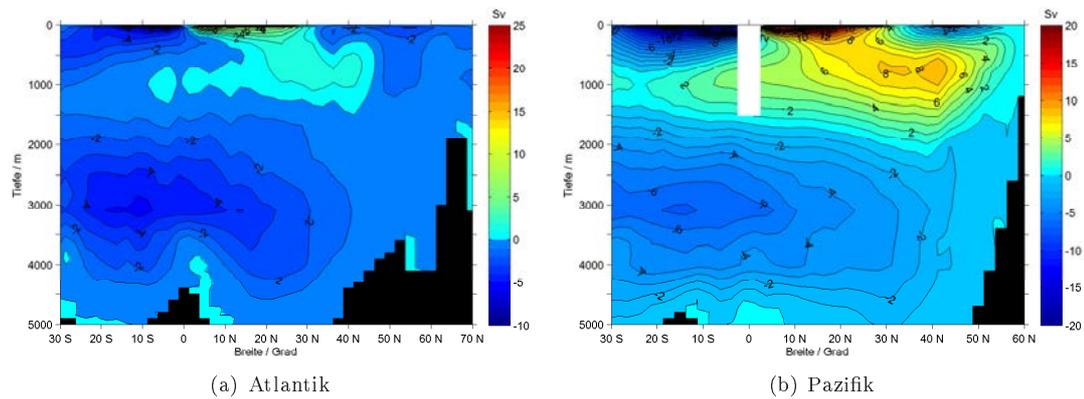


Abbildung 78: Meridionale Umwälzung in Atlantik (links) und Pazifik (rechts), Experiment „d“; Meereis/Windschub normal

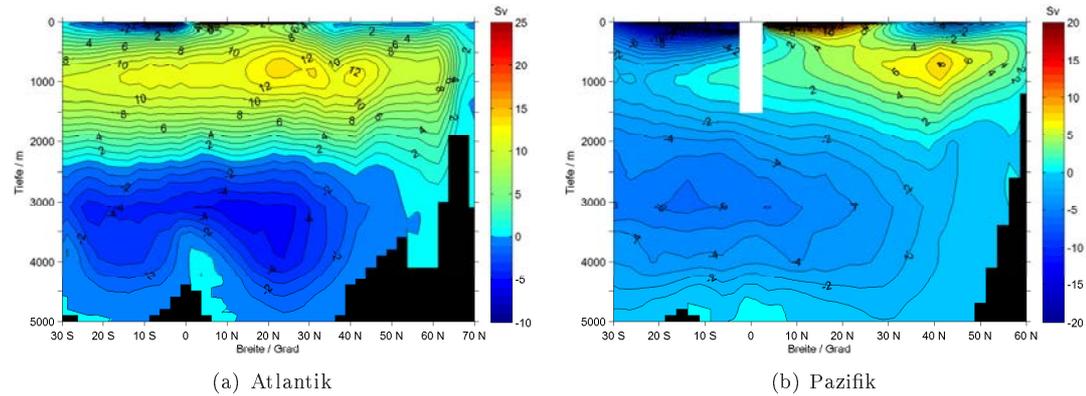


Abbildung 79: Meridionale Umwälzung in Atlantik (links) und Pazifik (rechts), Experiment „e“; Meereis/Netto-Niederschlag/Windschub normal

#### 4.10 Der Einfluss der Ozeanpassagen auf Verteilungen von Kohlenstoffisotopen

Da Öffnung und Schließung von Meerengen das globale Strömungssystem sowie Temperatur- und Salzverteilung im Ozean grundlegend verändert, ist auch ein Einfluss auf den Kohlenstoffhaushalt der Weltmeere zu erwarten. Folgend werden Ergebnisse von vier Experimenten dargestellt, in denen die vom physikalischen Strömungsmodell LSG gelieferte Modellausgabe zur Simulation des Kohlenstoffkreislaufs für historische Passagenkonfigurationen unter Verwendung des HamOCC-Modells genutzt wurde. Hierbei handelt es sich um folgende Experimente:

- Experiment „Heute“ (Panama-Straße und Tethys geschlossen, Drakestraße geöffnet)
- Experiment „Miozän 2“ (Panama-Straße geöffnet, Tethys geschlossen, Drakestraße geöffnet)
- Experiment „Oligozän 1“ (Panama-Straße, Tethys und Drakestraße geöffnet)
- Experiment „Eozän 2“ (Panama-Straße und Tethys geöffnet, Drakestraße geschlossen)

Als Studienobjekt dient die Verteilung der beiden stabilen Kohlenstoffisotope  $^{12}\text{C}$  und  $^{13}\text{C}$ , quantifiziert durch das Isotopenverhältnis  $\delta^{13}\text{C}$ . Es lässt sich als Indikator für den Transport von tropischen Wassermassen im Ozean in hohe Breiten verwenden und visualisiert somit die Ausprägung meridionaler Umwälzung sowie von Bildung und Verteilung nordatlantischen Tiefenwassers (siehe Kapitel 1.6). Es werden jeweils die in den Experimenten ermittelten Absolutwerte im zonalen Mittel für die Ozeanbecken von Atlantik und Pazifik studiert.

Betrachtet man das Isotopenverhältnis im heutigen Atlantik (Abbildung 80), so findet man in der Tiefsee verbreitet hohe Werte, dies ist auf die starke Umwälzung und die ausgeprägte Bildung von Tiefenwasser im Nordatlantik zurückzuführen, vergleiche hierzu auch die Diskussion in Kapitel 1.6. Das Gebiet positiven Isotopenverhältnis erstreckt sich unterhalb einer Tiefe von 1500 m über den gesamten Nordatlantik, passiert den Äquator und endet bei etwa  $30^\circ\text{S}$  bis  $50^\circ\text{S}$ . Negative Isotopenverhältnisse sind auf den Süden beschränkt und enden in der Regel bei etwa  $40^\circ\text{S}$  bis  $50^\circ\text{S}$ , lediglich eine schmale Zunge reicht bei 1000 m Tiefe bis auf  $20^\circ\text{N}$  in den Nordatlantik, hierbei handelt es sich um sogenanntes Antarktisches Zwischenwasser. Im Pazifik herrschen in der Tiefe negative Werte vor, mit einem Maximum in mittleren Tiefen. Eine ausgeprägte, vom Nordpazifik südwärts reichende Zelle mit positivem  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnis,

wie sie im Atlantik herrscht, fehlt hier. Die Verteilung der Kohlenstoffisotope unterscheidet sich damit stark zwischen den beiden Ozeanbecken von Atlantik und Pazifik.

Öffnet man die Panama-Straße, so wird der Bereich positiver Isotopenverhältnisse im Nordatlantik zurückgedrängt, er ist nun auf oberflächennahes Wasser bis hinunter zu 2000 m beschränkt, siehe Abbildung 81. Während die positiven  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Oberfläche im Wesentlichen unverändert bleiben, erhöhen sich die negativen Werte in der Tiefsee um etwa 0,2‰. Im Pazifik reduzieren sich die stark negativen Werte, der Bereich negativen  $\delta^{13}\text{C}$  wird damit zurückgedrängt, reicht jetzt aber auch in tiefere Schichten des Ozeans hinein.

Bei einem geöffneten Tethys-Seeweg bleibt die Struktur der Isotopenverteilung im Atlantik in ihrer groben Form erhalten, jedoch sinken die Absolutwerte in Gebieten negativen  $\delta^{13}\text{C}$  (Abbildung 82). Dadurch erlangt das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis in den hohen südlichen Breiten nun positive Werte. Im Pazifik bleibt die grobe Struktur der Isotopenverteilung ebenfalls erhalten, auch hier verschieben sich die negativen Verhältnisse zu positiveren Werten.

Eine zusätzliche Öffnung der Drakestraße führt in der atlantischen Tiefsee zu einer weiteren Erhöhung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis, es bleibt nur noch ein kleiner Bereich negativer Werte in niedrigen Breiten zwischen 1000 m und 2000 m, siehe Abbildung 83. Die Werte an der Oberfläche nehmen etwas ab, bis auf das Verschwinden der Zelle verringerten Isotopenverhältnisses bei 50°N bleibt die wesentliche Struktur jedoch unberührt. Im Pazifik verändert sich die Verteilung auf ähnliche Weise, es bleibt lediglich ein Bereich geringer Ausdehnung, in dem die Isotopenverhältnisse noch negativ sind. In den hohen südlichen Breiten dringen Ausläufer positiver  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in größere Tiefen vor. Zu diesem Experiment bleibt zu bemerken, dass das Modell auch nach 300000 Modelljahren noch nicht eingeschwungen war. Aus Zeitgründen musste das Experiment abgebrochen werden. Es ist daher möglich, dass der ozeanische Kohlenstoffkreislauf sich noch nicht in einem Gleichgewichtszustand befindet. Die dargestellte Verteilung der Kohlenstoffisotope ist daher möglicherweise nicht repräsentativ für die untersuchte Passagenkonfiguration.

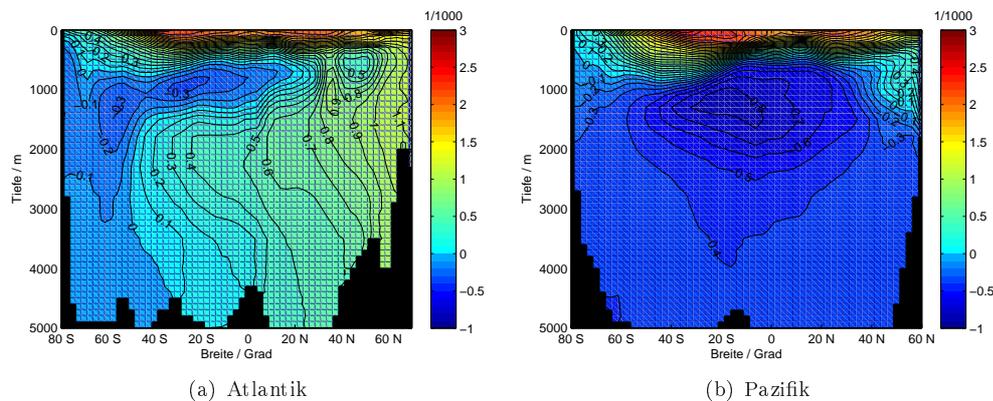


Abbildung 80:  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnis in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) für heutige Topographie, Experiment „Heute“

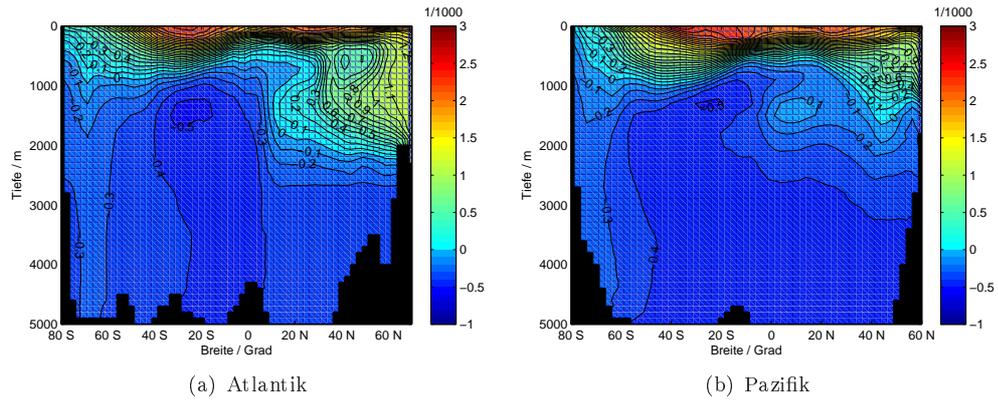


Abbildung 81:  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnis in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) für geöffnete Panama-Straße, Experiment „Miozän 2“

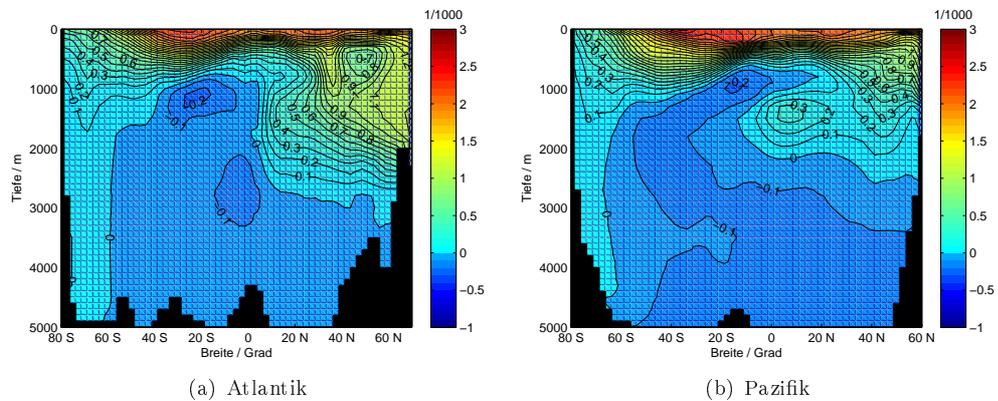


Abbildung 82:  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnis in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) für geöffnete Panama-Straße und offene Tethys, Experiment „Oligozän 1“

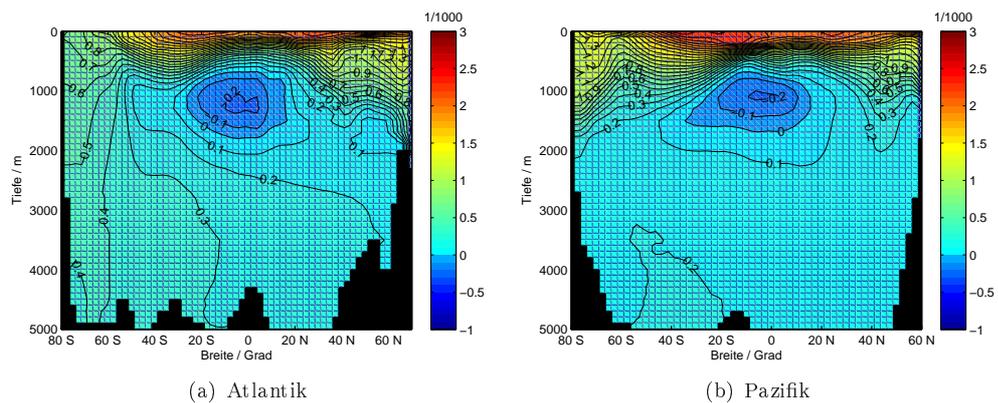


Abbildung 83:  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnis in Atlantik (links) und Pazifik (rechts) für offene Panama-Straße/Tethys und geschlossene Drakestraße, Experiment „Eozän 2“

## 5 Diskussion der Ergebnisse

Die im Zuge dieser Arbeit durchgeführten Experimente haben bei veränderter Passagenkonfiguration und wechselnden Randbedingungen eine Reihe von Folgen für das Modellklima in den verwendeten numerischen Modellen von Ozean (LSG) und Kohlenstoffkreislauf (HamOCC) aufgezeigt. Um für weitere geplante paläoklimatologische Arbeiten mit dem LSG-Modell in der aktuellen Version Vergleichsergebnisse bezüglich des Einflusses der Ozeanpassagen auf die Distribution skalarer Größen im Ozean und die vorliegende Strömungsdynamik insgesamt zu erhalten, wurden verschiedene Sensitivitätsexperimente durchgeführt. Im Folgenden sollen die einzelnen Ergebnisse im Zusammenhang betrachtet und interpretiert werden. Weiterhin wird auf einige technische Aspekte eingegangen. Dies sind Erkenntnisse zur Abhängigkeit eines resultierenden Quasi-Gleichgewichts von der topographischen Vorgeschichte des Modells, der Einfluss der Bodentopographie auf die mit LSG erreichbaren Resultate sowie die gewonnenen Erkenntnisse zur Einbindung von topographischen Randbedingungen in ein numerisches Strömungsmodell.

### 5.1 Klimatische Variabilität im Modell

Die in dieser Arbeit ermittelten internen Schwankungen des Modellklimas sind sehr gering. Dies belegt, dass das numerische Modell in der Tat abhängig von den angelegten Zwangsbedingungen im Wesentlichen deterministisch reagiert. Ein real beobachtetes Klima zeigt jedoch aufgrund komplizierterer Interaktionen der gekoppelten Untersysteme stärkere Variabilität auf allen Zeitskalen, siehe zum Beispiel Mitchell (1976). Der Grund für dieses unterschiedliche Verhalten von Modell und Realität kann unter anderem auf die anliegenden Antriebsfelder bezüglich Windspannung, Meereis, Netto-Niederschlag und Hintergrund-Temperatur  $T_B$  an der Meeresoberfläche zurückgeführt werden. Für jeden Monat im Jahreszyklus des LSG-Modells finden antreibende Randbedingungen Anwendung, welche an jeder geographischen Koordinate einen für den jeweiligen Monat typischen mittleren Wert annehmen. Es gibt im Modell jedoch keine interanuale Variabilität, das heißt für jedes Modelljahr finden die exakt gleichen Randbedingungen Anwendung. Man muss sich darüber bewusst sein, dass dies eine idealisierte Betrachtungsweise der Realität darstellt. Selbst wenn beispielsweise reale Messungen der Lufttemperatur über einen längeren Zeitraum im Mittel an einem Ort im Wesentlichen gleiche Resultate ergeben, so existiert im Allgemeinen dennoch interanuale Variabilität. Das reale Klimasystem wird in den hier diskutierten Experimenten also stark vereinfacht dargestellt.

Zur Begründung der dennoch festgestellten Variabilität im Modell lässt sich folgendermaßen argumentieren: Die Ursache für die in den Feldern von Temperatur und Salzgehalt festgestellten Schwankungen liegt nicht im Randwertproblem begründet, da Topographie und externe Antriebe im Modellzeitraum konstant sind beziehungsweise eine jährliche Periodizität besitzen. Als Quellen kommen daher numerische Schwankungen im Modell durch die begrenzte numerische Genauigkeit der Computerberechnung abhängig von der verwendeten Prozessorarchitektur<sup>37</sup> sowie Nichtlinearitäten in Frage. Die Formulierung der Strömungs-Differentialgleichungen ist in LSG zwar linearisiert (siehe Kapitel 2.1.1), dennoch verbleiben insbesondere durch die interne Berechnung der Dichte  $\rho = \rho(T, S, z)$  Nichtlinearitäten im Modell, siehe Maier-Reimer und Mikolajewicz (1992).

---

<sup>37</sup> Es wurde testweise ein Experiment auf einem Rechner anderen Typs wiederholt, um Abweichungen des Modellergebnisses abhängig von der Rechnerarchitektur aufzudecken. In der Tat ergeben sich für die Nutzung eines Großrechners vom Typ „NEC SX8“ andere Resultate, als bei Verwendung eines herkömmlichen Bürorechners. Die wesentlichen Aussagen der Experimente sind vergleichbar, in Details zeigen graphische Darstellungen des genäherten advektiven Wärmetransports jedoch erkennbare Unterschiede.

## 5.2 Umwälzung bei zonal gemittelten Antriebsfeldern

In Kapitel 4.9 wird gezeigt, dass die resultierende meridionale Umwälzung stark von der Form der angelegten Antriebsfelder abhängig ist. Im Atlantik sind nennenswerte polwärtige Transporte nur möglich wenn realistische, das heißt nicht zonal gemittelte, Netto-Niederschlags- und Windfelder vorliegen. Im Pazifik sind die meridionalen Massentransporte im Falle zonal gemittelten Antriebs jedoch grundsätzlich stärker als bei Verwendung realistischer Antriebsfelder.

Die Ursache für dieses asymmetrische Verhalten in Atlantik und Pazifik dürfte in der unterschiedlichen Verteilung des Salzgehaltes insbesondere an der Oberfläche liegen, siehe Abbildung 13 auf Seite 39 für Modellergebnisse sowie Stewart (2007), dortige Abb. 6.4 für reale Messungen. Die Unterschiede in der Salzkonzentration lassen sich mit den unterschiedlichen Verdunstungs- und Niederschlagsverhältnissen in beiden Ozeanbecken begründen. Im Atlantik herrscht bei heutigen klimatologischen Bedingungen ein Netto-Export von Wasserdampf von 0,177 Sv (Lohmann und Lorenz, 2000), dadurch erklärt sich ein vergleichsweise hoher Salzgehalt im Atlantik. Für zonal gemittelte Antriebsfelder erhalten nun Atlantik und Pazifik bei einer gegebenen Breite pro Ozeanfläche den gleichen Netto-Niederschlag. Somit findet im Modell ein Ausgleich der asymmetrischen Verteilung des Salzgehalts statt, der Atlantik erhält nun mehr Süßwasserzufluss als vorher, während der Pazifik einen vergleichsweise höheren Salzgehalt entwickelt. In der Folge verändert sich auch die Dichte des Meerwassers, in den hohen Breiten des Pazifiks verstärkt sich konvektive Instabilität, während sie im Nordatlantik eine Schwächung erfährt. Damit wird dem Atlantik eine Grundlage für die ausgeprägte meridionale Umwälzung entzogen, während sich die Voraussetzungen für einen meridionalen Massentransport im Pazifik verbessern. Offensichtlich müssen im Atlantik sowohl Netto-Niederschlag als auch Windspannung realistisch sein, um nennenswerte meridionale Transporte zu ermöglichen. Dies deutet darauf hin, dass man nicht von einer vorwiegend dichtegetriebenen oder windgetriebenen globalen Umwälzung sprechen kann, im Atlantik ist diese stark an beide Randbedingungen gekoppelt. Dies widerspricht auf den ersten Blick den Aussagen von Wunsch (2002), nach denen die meridionale Umwälzung hauptsächlich windgetrieben ist, eine endgültige Aussage zur Relevanz der hier ermittelten Ergebnisse kann mit den vorliegenden Informationen noch nicht gegeben werden. Hierzu sind weitere Experimente mit verfeinerten, insbesondere lokal variierten Feldern von Windschub und Netto-Niederschlag notwendig.

Während Bice et al. (2000) mit ihrem Klimamodell offensichtlich auch bei Verwendung zonal gemittelter Randbedingungen stabile Umwälzungen erhalten, konnte dies mit dem LSG-Modell im Allgemeinen nicht erreicht werden. Dies legt nahe, dass man bei der Untersuchung ozeanischer Strömungssysteme abhängig vom verwendeten Modell abwägen sollte, ob zonale Mittelung der Antriebsfelder realistische Ergebnisse liefern kann. Im Falle des LSG-Modells ist dies näherungsweise nur für die Hintergrund-Temperatur erreichbar. Bei zonal gemittelter Hintergrund-Temperatur sinkt die Umwälzung zwar, bricht aber nicht völlig zusammen, siehe Abbildung 79 auf Seite 81. Dies sollte darauf zurückzuführen sein, dass im Gegensatz zu den anderen Antriebsfeldern die Hintergrund-Temperatur aufgrund der Verwendung eines Energie-Bilanzmodells nur schwach an den Ozean gekoppelt ist, siehe Kapitel 2.1.1.

## 5.3 Der Einfluss topographischer Veränderungen auf das Klimasystem

In Abschnitt 4 wird aufgezeigt, wie globale Verteilungen von Salzgehalt, Temperatur, Geschwindigkeiten, meridionaler Umwälzung und Wärmetransport sowie das Kohlenstoff-Isotopenverhältnis  $\delta^{13}\text{C}$  auf Änderungen in der Passagenkonfiguration reagieren. Im Folgenden werden diese Ergebnisse im Zusammenhang betrachtet und es wird der Versuch der Erschließung einer kausalen Beziehung unternommen. Als Ausgangspunkt dienen Variationen im meridionalen ozeanischen Wärmetransport, welcher als entscheidendes Kriterium für Veränderungen des Klimas in hohen nördlichen und südlichen Breiten betrachtet wird. Diese Variationen werden unter Berücksichtigung der weiteren Modellausgaben begründet.

Das erste wichtige Ergebnis ist, dass der über alle Längengrade integrierte nordwärtige meridionale Wärmetransport von heutiger Topographie ausgehend mit zunehmender Änderung der Passagenkonfiguration abnimmt, während er auf der Südhalbkugel zunimmt. Diese Änderung verläuft monoton, mit Ausnahme der Öffnung des Tethysmeeres. Gleichzeitig sinkt vor allem im Atlantik die nordwärtige meridionale Umwälzung. Im Pazifik gibt es einen ähnlichen Trend, der jedoch eine schwächere Ausprägung hat (siehe Tabelle 4). Die Veränderung hin zu reduzierten Umwälzraten verläuft im Atlantik ebenfalls mit einer Ausnahme monoton. Die Öffnung der Tethys verstärkt den meridionalen nordwärtigen Massentransport im Atlantik nochmals.

Zunächst wird die Abnahme des nordwärtigen Wärmetransports beim Öffnen der Panamapassage betrachtet (Abbildung 65, Experiment „Miozän 2“). In Folge der Entstehung einer Verbindung zwischen Atlantik und Pazifik in niedrigen Breiten sinkt nahezu in der gesamten Nordhemisphäre der Salzgehalt an der Meeresoberfläche (Abbildung 29), die Ursache dafür zeigt sich in den Abbildungen des zonalen Mittels (Abbildung 35): Es liegt eine Umverteilung der Salzkonzentrationen mit Bevorzugung der Südhemisphäre vor. In der Folge sinken nordwärtige meridionale Umwälzungen sowohl im Atlantik als auch im Pazifik (Abbildung 23), der Eintrag von Tiefenwasser aus der Antarktis (begünstigt durch die Zunahme des Salzgehalts und dadurch erhöhter konvektiver Instabilität in der Südhemisphäre) steigt etwas, die Bildung von Tiefenwasser in den hohen nördlichen Breiten sinkt. Eine Abnahme des meridionalen Wassertransports zeigt sich auch in der Geschwindigkeitsverteilung auf 1500 m Tiefe (Abbildung 60), hier erkennt man eine deutliche Abnahme der südwardigen Strömungen entlang der westlichen Begrenzungen von Pazifik und Atlantik. Die Veränderung des Wärmetransports offenbart sich auch in der Meeresoberflächentemperatur sowie im zonalen Mittel der Temperaturverteilung (Abbildungen 41 und 47). Hohe nördliche Breiten erfahren eine Abkühlung, während sich südliche Breiten meist erwärmen. Diese Variationen sind jedoch auf oberflächennahe Schichten beschränkt, in der Tiefsee herrscht global Abkühlung vor. Bezüglich der Tiefe der Panamapassage konnten anhand der durchgeführten Experimente keine fundamentalen Veränderungen im Modellklima beobachtet werden. Die Tiefe des mittelamerikanischen Durchflusses hat in den betrachteten Konfigurationen geringen Einfluss auf den Wärmetransport (Abbildung 66). Dies erklärt sich durch vergleichsweise geringe Änderungen in der Salz- und Geschwindigkeitsverteilung.

Eine Öffnung der Tethyssee bedingt eine teilweise Umkehr der durch Öffnen der Panamapassage hervorgerufenen klimatischen Veränderungen. Der nordwärtige Wärmetransport nimmt nochmals zu, während der südwardige Transport wieder etwas sinkt (Abbildung 65, Experiment „Oligozän 1“). Dies lässt sich wiederum durch Verschiebungen der Salzverteilung erklären. Im nördlichen Teil des Indischen Ozeans und im Mittelmeer herrscht bei heutigen Bedingungen vergleichsweise hoher Salzgehalt vor, siehe Abbildung 13. Wenn der Durchfluss des Tethysmeeres verschlossen ist, bleibt der Austausch dieser Reservoirs mit dem Nordatlantik unterbunden bzw. im Fall des Mittelmeeres sehr geschwächt. Öffnet sich jedoch die Verbindung zwischen Indik und Atlantik, so ergibt sich vor allem in tieferen Ozeanschichten eine nordwestwärts verlaufende Strömung durch das Mittelmeer (Abbildung 56). In der Folge erhöht sich der Salzgehalt im Nordatlantik sowohl im zonalen Mittel (Abbildung 36) als auch an der Meeresoberfläche (Abbildung 30), hiervon ist ebenfalls das gesamte Nordpolarmeer betroffen.<sup>38</sup> Dadurch begründet ist eine erhöhte konvektive Instabilität durch die hohe Dichte oberflächennaher Wasserschichten im Nordatlantik, dies ermöglicht die Bildung von Tiefenwasser und stellt die Grundlage für den Nachfluss von Oberflächenwasser aus niedrigen Breiten dar. In der Folge erhöht sich die nordwärtige meridionale Umwälzung im Atlantik nochmals (Tabelle 4), im Pazifik hingegen wird der nördliche Teil der bereits bei einer tiefen Panamapassage zweigeteilten im Uhrzeigersinn verlaufenden Umwälzungszelle etwas schwächer, während der südliche

<sup>38</sup> Die Bedeutung eines geöffneten Tethysmeeres für den Salzgehalt im Nordatlantik offenbart sich auch in Experiment „Eozän fiktiv“ bei geschlossener Drakestraße und geschlossener Tethys, siehe Abbildungen 34 und 40.

Teil sich verstärkt (vergleiche Abbildungen 23 und 24). Die Temperatur im Nordpazifik sinkt, während sie in Oberflächennähe im Atlantik deutlich steigt (Abbildungen 30 und 36).

Das allmähliche Schließen der Drakestraße führt im Experiment wieder zu einer Verschiebung der Wärmetransporte von der Nordhemisphäre in den Süden (Abbildung 67). Dies wird gerade in der Südhemisphäre von dramatischen Veränderungen der Zirkulation in der Tiefsee begleitet. Mit der zweiten Stufe der Verengung verändert sich der Fluss von einer longitudinalen Ausrichtung, wie sie für die Antarktische Zirkumpolarströmung typisch ist, zu einem wirbelbasierten Strömungssystem (siehe Abbildungen 63 und 64). Die zonal gemittelten Temperaturen nehmen in weiten Teilen von Atlantik und Pazifik ab. Es liegt nahe, dass die Ursache in der völligen Umstrukturierung der globalen Zirkulation zu suchen ist. Abbildung 27 zeigt, dass oberflächennaher nordwärtiger Wassertransport sowohl in Atlantik, als auch in Pazifik fast völlig zusammengebrochen ist. Im Atlantik herrscht statt dessen eine ausgeprägte Tiefen-Umwälzung im Gegenuhreigersinn vor.

Betrachtet man die Änderungen der ozeanischen Transporte in Bezug auf eine veränderte Passagenkonfiguration im Südpolarmeer im korrekten zeitlichen Ablauf der Erdgeschichte, so wurde vor etwa 30 Ma die Landbrücke zwischen der Spitze Südamerikas und der Antarktis aufgebrochen und die Drakestraße entstand. Die Ergebnisse des Experiments zeigen, dass damit eine starke Verschiebung des meridionalen ozeanischen Wärmetransports von der Südhemisphäre zur Nordhalbkugel einherging. Dies könnte deutliche Folgen für das Klima des Antarktischen Kontinents gehabt haben. Um genaue Aussagen zur Veränderung des Klimas in der Antarktis treffen zu können ist aber die Verwendung eines gekoppelten Atmosphären-Ozean-Modells notwendig, was die Aufgabenstellung dieser Arbeit übersteigt. Die Veränderungen im ozeanischen Wärmetransport werden in den vorliegenden Experimenten durch ein einfaches Energiebilanzmodell der Atmosphäre ausgeglichen. Es ist im Rahmen dieser Arbeit nicht überprüfbar, wie ein vollwertiges dreidimensionales Zirkulationsmodell der Atmosphäre auf solche Störungen antwortet und wie stark die resultierende Abkühlung unter Berücksichtigung der atmosphärischen Wärmetransporte tatsächlich ausfällt, diese Fragestellung bleibt späteren Studien vorbehalten.

An der Meeresoberfläche fällt bei geschlossener Drakestraße eine extreme Wärmeanomalie im Südatlantik auf. Dies könnte im Zusammenhang mit der vertikalen Komprimierung der windgetriebenen Umwälzungszelle zwischen 40 °S und 60 °S stehen (siehe Abbildung 84, diese Strömungsstruktur wird in der Fachliteratur als „Deacon-Zelle“ bezeichnet, siehe zum Beispiel Gerdes et al. (2003), Abschnitt 2.3). Während in Experimenten mit einer offenen Drakestraße die Ausläufer dieser Strömung warmes Oberflächenwasser zwischen 30 °S und 40 °S in große Tiefen von bis zu 2000 m verbringen bevor es wieder auftaucht,<sup>39</sup> ist die maximal erreichte Tiefe bei geschlossener Drakestraße nur noch knapp 500 m bei ähnlicher Intensität des Massentransports; letzteres zeigt sich anhand einer erhöhten Stromliniendichte. In der Folge sollte das bei niedrigen südlichen Breiten abtauchende Oberflächenwasser einen größeren Teil seiner Temperatur behalten und schließlich der Oberfläche bei hohen südlichen Breiten zuführen. Die Oberflächentemperaturen weisen zwischen 30 °S und 40 °S einen starken Gradienten auf (Abbildung 12), da hier antarktische Wassermassen mit denen höherer Breiten zusammentreffen. Vergleichsweise geringe Verschiebungen des meridionalen Strömungsgleichgewichts könnten in diesem Bereich starker Temperaturgradienten auffällige Temperaturanomalien hervorrufen. Ein möglicher Mechanismus ist eine vergleichsweise warme Strömung in geringer Tiefe, ermöglicht durch die Kompression der Deacon-Zelle. Unterstützung für diese These liefern entsprechende Temperaturanomalien entlang der komprimierten Tiefenströmung im zonalen Mittel insbesondere im Atlantik, siehe Abbildungen 49 bis 51. Neben den Veränderungen in der Deacon-Zelle kann die in den Experimenten festgestellte Temperaturanomalie auch auf Verstärkung von Intensität und Ausdehnung der oberflächennahen westlichen Randströmung zurückgeführt werden (Abbildungen 56 bis 59).

---

<sup>39</sup> Es ist möglich, dass das Oberflächenwasser aufgrund der längeren Verweilzeit in großer Tiefe auch einen größeren Teil seiner Wärme an umgebendes kühleres Wasser abgibt.

Interessanterweise ist an das Auftreten dieser Wärmeanomalie eine ebenfalls positive Salzanomalie gekoppelt, vergleiche Abbildungen 31 bis 33. Die Kausalität ist in diesem Fall experimentell nicht zu erschließen. Da der Netto-Niederschlag jedoch fest vorgegeben ist, kann der Effekt nicht auf einer verstärkten Verdunstung beruhen. Die Salzanomalie sollte daher auf das veränderte Strömungsgleichgewicht zurückzuführen sein.

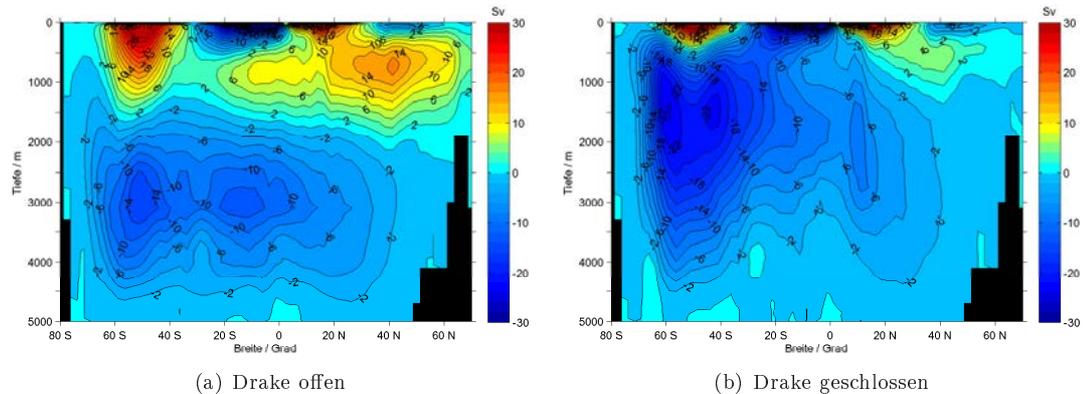


Abbildung 84: Global integrierte meridionale Umwälzung bei geöffneter (links) und geschlossener Drakestraße (rechts); die windgetriebene Umwälzung („Deacon-Zelle“) zwischen 30°S und 40°S wird auf oberflächennahe Wasserschichten beschränkt

Betrachtung der Änderungen der Geschwindigkeitsbeträge im Kontext veränderter Passagenkonfigurationen zeigen, dass diese in der Tiefsee stärker ausfallen als in der obersten Ozeanschicht. Dies belegt, dass an der Grenzfläche der Einfluss des Windantriebs dominiert; die zugehörigen Antriebsfelder werden in den durchgeführten Experimenten zu veränderter Passagenkonfiguration nicht verändert. In tiefen Ozeanschichten machen sich jedoch gerade in der Südhemisphäre sowie entlang der östlichen Kontinentränder starke Abweichungen der Geschwindigkeiten bei Anpassung der topographischen Randbedingungen bemerkbar. Theoretische Diskussionen der Tiefsee-Zirkulation gehen davon aus, dass in tiefen Ozeanschichten strikte Geostrophie gilt.<sup>40</sup> Es besteht ein Gleichgewicht zwischen Druckgradientenkraft und Corioliskraft. Das Schließen einer Passage ermöglicht nun den Aufbau von Dichtegradienten, welche in der Tiefsee über die geostrophischen Gleichungen an die dort herrschenden horizontalen Geschwindigkeiten koppeln, siehe zum Beispiel Stewart (2007), dortiges Kap. 10.2.

Bezüglich der Entwicklung der meridionalen Umwälzung im Pazifik bleibt festzuhalten, dass sich die Ergebnisse von Motoi et al. (2005) nicht bestätigen lassen. Dort wird für eine geschlossene Panamapassage eine Umwälzung von 12 Sv im Nordpazifik gefunden, was eine Verstärkung gegenüber heutiger Topographie bedeutet. In den in dieser Arbeit durchgeführten Experimenten ergibt sich für die pazifische Umwälzung eine schwächere Abhängigkeit von der Passagenkonfiguration als im Atlantik, sie nimmt jedoch von heutigen topographischen Randbedingungen aus betrachtet kontinuierlich ab. Jedoch konnte beim Öffnen der Panama-Straße eine Zweiteilung der nordwärtigen Umwälzung festgestellt werden, dies führt zu einer lokalen Verstärkung der Umwälzung in niedrigen nördlichen und südlichen Breiten (siehe Abbildungen 16 und 23). Diese südlichere Transportzelle wird durch die Öffnung des Tethysmeeres nochmals leicht verstärkt, siehe Abbildung 24.

Folgend wird eine mögliche Kausalitätsbeziehung zwischen den bei Modifizierung der Pas-

<sup>40</sup> Eine Zusammenfassung der Konzepte verschiedener Studien findet sich zum Beispiel bei Stewart (2007), dortiges Kap. 13.3.

sagenkonfiguration auftretenden Änderungen der ozeanischen Eigenschaften aufgestellt. Dabei sind Punkt 2 und 3 eng miteinander gekoppelt, die kausale Beziehung ist hier nicht eindeutig.

1. Änderung der Passagenkonfiguration
2. Umverteilung von Salzkonzentration und Temperatur, Einstellen eines neuen Strömungsgleichgewichts
3. Änderungen in der meridionalen Umwälzung und dem polwärtigen Wärmetransport

Verschiebungen der Salzkonzentration (bei unveränderter Windspannung) sind für die Änderungen in der meridionalen Umwälzung wichtiger, als Änderungen in der Temperatur.<sup>41</sup> Die hier präsentierten Experimente haben gezeigt, dass eine Verringerung des nordwärtigen Massentransports immer gleichzeitig auftritt mit einer Verringerung des Salzgehalts in Nordatlantik und Nordpolarmeer, was diese Annahme weiter stützt. Analog geht eine Erhöhung des nordwärtigen Transports, wie im Fall eines geöffneten Tethysmeeres, mit einer Erhöhung der Salzkonzentrationen in hohen nördlichen Breiten einher.

Ein qualitatives Modell der Auswirkungen von Salzgehalt und Temperatur auf die meridionale Umwälzung wird bei Lohmann (1996), dortiges Kap. 2 diskutiert, siehe auch Abbildung 85. Während Salz eine positive Rückkopplung auf den kombinierten meridionalen Massen- und Wärmetransport hat,<sup>42</sup> verursacht Temperatur eine negative Rückkopplung.<sup>43</sup> Der Salzgehalt des Meerwassers ist in den hier durchgeführten Experimenten für die Etablierung einer starken meridionalen Umwälzung und damit eines starken polwärtigen Energietransports also der entscheidende Faktor. Rückkopplungen aufgrund veränderten Netto-Niederschlags lassen sich mit dem verwendeten Modell nicht berücksichtigen.

Als letztem Punkt zum Einfluss der Ozeanpassagen wird hier noch auf die mit dem ozeanischen Biogeochemiemodell ermittelten Verteilungen der stabilen Kohlenstoffisotope in Pazifik und Atlantik eingegangen. Für heutige Verhältnisse wird im zonalen Mittel des Atlantik die Verteilung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses sehr realistisch ermittelt. Man erkennt deutlich, dass durch starke meridionale Umwälzung ein positiveres Signal von oberflächennahen Gewässern in niedrigen Breiten durch konvektive Instabilität im Nordatlantik in tiefere Schichten verbracht wird, vergleiche Abbildung 80 und die Diskussion in Kapitel 1.6. Bereiche mit einem Isotopenverhältnis kleiner als 0‰ sind auf mittlere Tiefen konzentriert. Im Pazifik stimmen die ermittelten Werte an der Oberfläche ebenfalls gut mit der Literatur überein (vergleiche zum Beispiel Rudiman (2001), Abb. 11-18), das Modell liefert jedoch in der Tiefsee ein weitgehend negativeres Isotopenverhältnis. In Diskussionen mit Dr. Martin Butzin von der Gruppe Paleoclimate Dynamics wurde jedoch festgehalten, dass die Negativität des  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses in der pazifischen Tiefsee in der genannten Publikation wahrscheinlich unterschätzt wird.

Nach der Öffnung der Panamapassage ergibt sich in der atlantischen Tiefsee ein negativeres  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis, siehe Abbildung 81. Im zonalen Mittel hat der Pazifik im Modell wie im vorherigen Absatz bemerkt ein sehr negatives Isotopenverhältnis in der Tiefsee. Die Öffnung der Panamapassage ermöglicht nun grundsätzlich einen Transport der unterschiedlichen Isotopensignale zwischen Atlantik und Pazifik. Untersuchungen der Geschwindigkeiten in einem vertikalen Schnitt durch die Panamapassage (Abbildung nicht dargestellt) zeigen, dass abgesehen von der obersten Ozeanschicht in Tiefen bis 1000 m in der Tat nordwärtiger Transport vom Pazifik in den Atlantik vorherrscht, darunter liegt entgegengesetzte Strömung vor. Dies könnte zu einem Teil die Erniedrigung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnis in der nordatlantischen

<sup>41</sup> In hohen Breiten ist der Salzgehalt für die Dichte wichtiger als die Temperatur des Wassers, siehe zum Beispiel Motoi et al. (2005).

<sup>42</sup> Salz erhöht die Dichte des Wassers, verstärkt konvektive Instabilität und damit die meridionale Umwälzung. Diese wiederum transportiert weiteres Wasser hoher Salzkonzentration aus den mittleren in hohe Breiten.

<sup>43</sup> Erhöhung der Oberflächentemperatur des Meeres senkt die Dichte und schwächt damit die meridionale Umwälzung. Dies wiederum senkt den polwärtigen Energietransport und in der Folge die Meeresoberflächentemperatur.

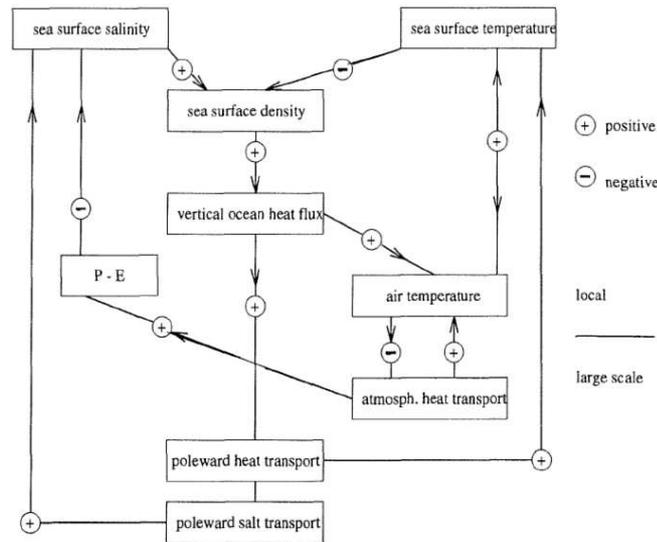


Abbildung 85: Rückkopplungsmechanismen, welche die meridionale Umwälzung beeinflussen; entnommen von Lohmann (1996), dortige Abb. 2.1

Tiefsee erklären. Weiterhin ist der Eintrag von Wassermassen mit  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten größer Null in die nordatlantische Tiefsee, welcher im Experiment für heutige Topographie noch weitgehend positives Isotopenverhältnis bis in hohe südliche Breiten ermöglichte, nun aufgrund sinkender meridionaler Umwälzung reduziert. Im Pazifik wird vor allem die negative Anomalie verringert, dies könnte auf die Abgabe entsprechenden Wassers an den Atlantik zurückzuführen sein.

Wird zusätzlich die Tethyssee geöffnet, ändern sich die isotopischen Eigenschaften oberflächennahen Wassers im Atlantik nicht wesentlich (Abbildung 82), lediglich der Eintrag von Oberflächenwasser positiver  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Nordatlantik scheint etwas verstärkt. Dies ist sicher auf die durch Öffnung des Tethysmeeres nochmals verstärkte meridionale Umwälzung zurückzuführen. In der Tiefsee jedoch verändern sich die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte weiträumig positiv, dies gilt auch für den Pazifik. Dieser Effekt verstärkt sich nochmals bei Schließen der Drakestraße.

Betrachtet man Änderungen der Isotopenverhältnisse aufgrund variiert Passagenkonfiguration so muss man sich darüber bewusst sein, dass diese einer Überlagerung unterschiedlicher Mechanismen entstammen. Einerseits kann sich die meridionale Umwälzung, die Bildung von Tiefenwasser und damit der Eintrag des positiveren Oberflächen-Signals in die Tiefsee verändern, andererseits existieren neue Verbindungswege über welche sich unterschiedliche Isotopenkonzentrationen in verschiedenen Ozeanbecken mischen können. Kompliziert wird der Mechanismus noch durch eine weitere Abhängigkeit des Kohlenstoffhaushalts von Temperatur- und Salzverteilungen. In den hier durchgeführten Experimenten konnte  $\delta^{13}\text{C}$  qualitativ als Indikator für Veränderungen in der meridionalen Umwälzung insbesondere im Atlantik bestätigt werden; verringerte Umwälzung verkleinert den Bereich in der atlantischen Tiefsee, in welchem vergleichsweise positive Isotopenverhältnisse vorherrschen. Um insbesondere den Einfluss veränderter Salz- und Temperaturkonzentrationen zu studieren sind jedoch weitere Experimente nötig. Diese müssen aus Zeitgründen späteren Studien vorbehalten bleiben.

Die Durchführung der Experimente mit dem HamOCC-Modell zeigte, dass die Einschwingzeit mit jeder Änderung der Passagenkonfiguration länger andauert, siehe auch Kapitel 3.2. Für das Experiment „Eozän 2“ reichen 300000 Modelljahre nicht aus, um den Kohlenstoffkreislauf in einen eingeschwungenen Zustand überzuführen. Dies deutet darauf hin, dass sich

die Sedimentationsprozesse im Ozean<sup>44</sup> zu früheren Zeiten grundlegend vom heutigen Zustand unterscheiden. Es muss jedoch beachtet werden, dass die in den durchgeführten Experimenten vorgegebenen atmosphärischen Konzentrationen von Kohlenstoffdioxid mit etwa 280 ppm deutlich geringer sind, als dies in früheren Zeiten der Fall war, siehe zum Beispiel Pagani et al. (2005).

Zusammenfassend lässt sich für die Experimente zum Einfluss der Ozeanpassagen auf das Klima feststellen, dass Resultate dieser Arbeit bezüglich des Einflusses der Passagenkonfiguration auf das ozeanische Strömungsgleichgewicht im Einklang mit früheren Veröffentlichungen sind. Es ergeben sich jedoch auch neue Erkenntnisse insbesondere zur Bedeutung des Tethysmeeres bezüglich eines erhöhten ozeanischen Wärmetransport in der Nordhemisphäre und des Verhaltens der meridionalen Umwälzung im Pazifik; diese wird in früheren Studien meist nicht diskutiert. Es zeigt sich sowohl durch einen Vergleich der hier gewonnenen Erkenntnisse mit der Literatur, als auch durch Gegenüberstellung unterschiedlicher früherer Veröffentlichungen, dass die Ergebnisse von Modellstudien stark von der verwendeten Kombination klimatischer Modelle und antreibender sowie topographischer Randbedingungen abhängen.

#### 5.4 Bewertung der Qualität der ermittelten Wärmetransporte

Da zur Ermittlung der Wärmetransporte das bestehende LSG-Modell eine Erweiterung des Programmcodes erfährt, soll an dieser Stelle ein Vergleich der hier bestimmten Ergebnisse mit der Literatur erfolgen. Die Ermittlung des Wärmetransports anhand numerischer Modelle scheint einer gewissen Schwankungsbreite zu unterliegen. Einige Veröffentlichungen geben Maxima des nord- bzw. südwardigen Transports für heutige Topographie von etwa 1 PW bzw. -2 PW an, vergleiche zum Beispiel Maier-Reimer et al. (1990) und Mikolajewicz et al. (1993). Andere Autoren (Bice et al., 2000) sehen ihre Resultate unter Verwendung gekoppelter Ozean-Atmosphärenmodelle in guter Übereinstimmung mit den frühen Messungen am Erdsystem nach Carissimo et al. (1985). Auch bezüglich der Ungleichheit der Flächen unter dem Graphen des Wärmetransports in Nord- und Südhemisphäre gibt es von Studie zu Studie deutliche Unterschiede. Während bei Trenberth und Caron (2001), dortige Abbildung 6, eine Zusammenstellung der globalen ozeanischen Wärmetransporte aus verschiedenen Modellstudien vorwiegend in der Nordhemisphäre einen größeren integrierten Transport findet, zeigen verschiedene ältere Modellstudien (Maier-Reimer et al., 1990; Mikolajewicz et al., 1993) unter Verwendung einer Vorgängerversion des LSG-Modells in der Südhemisphäre erhöhten Transport. Da die in dieser Arbeit ermittelten stärkeren nordwardigen Transporte für heutige Topographie im Einklang mit der neueren Veröffentlichung von Trenberth und Caron (2001)<sup>45</sup> stehen, werden die Proportionen des hier ermittelten Wärmetransports als hinreichend realistisch betrachtet.

Es bleibt zu bemerken, dass moderne Messungen am Erdsystem von geringeren ozeanischen Wärmetransporten ausgehen als bei Carissimo et al. angegeben und als in dieser Arbeit ermittelt, siehe zum Beispiel (Trenberth und Caron, 2001). Der Transport wird dort um etwa 50 Prozent geringer angegeben. Die Ursache für diese Diskrepanzen bleibt unklar, sie stellen für diese Arbeit jedoch keinen Nachteil dar. Die hier ermittelten ozeanischen Wärmetransporte werden lediglich als relativer Trend interpretiert, geeignet zum Studium der Auswirkungen veränderter Passagenkonfigurationen. Die diesbezüglich beobachtete Entwicklung hin zu geringeren nordwardigen und erhöhten südwardigen Transporten für zeitlich weiter zurückliegende Passagenkonfigurationen ist im Einklang mit früheren Modellstudien (Maier-Reimer et al., 1990; Mikolajewicz et al., 1993; Bice et al., 2000; von der Heydt und Dijkstra, 2006).

Wofür die hier durchgeführten Experimente nicht hinreichend sind, ist die Aussage über absolute Transportamplituden. Einerseits liegt dies an der Vielzahl der eingeführten Vereinfachungen bei der Bestimmung des Wärmetransports (siehe Kapitel 2.2.1), andererseits an

<sup>44</sup> Diese beeinflussen das Einstellen eines Fließgleichgewichts des Kohlenstoffkreislaufs, vergleiche Kapitel 2.2.4.

<sup>45</sup> Diese Veröffentlichung verknüpft Informationen aus Klimamodellen mit realen Messungen am Erdsystem.

Beschränkungen des LSG-Modells bezüglich der Gitterauflösung und damit einhergehend dem Verlust kleinskaliger dynamischer Prozesse wie "Eddies", dies sind kleinskalige ozeanische Wirbel. Wie stark absolute Transporte von der in den Experimenten verwendeten vereinfachten Atmosphärenphysik abhängen ist im Rahmen dieser Arbeit nicht feststellbar. Die gemachten Näherungen bezüglich der Kopplung von Ozean und Atmosphäre in Bezug auf Wärme scheinen jedoch eine gute Näherung zu sein, da die Wassertemperatur sich relativ frei einstellen kann.<sup>46</sup> Niederschlag und Verdunstung werden allerdings fest vorgeschrieben und erfahren somit keine Rückkopplung. Bei Lohmann (1996), dortiges Kap. 6.2, wird jedoch mit einem vollgekoppelten Atmosphären-Ozean-Modell gezeigt, dass Änderungen im Süßwasserfluss von vergleichsweise geringer Bedeutung für die Stabilität der meridionalen Umwälzung (und somit den polwärtigen Wärmetransport) sind. Eine weitere Einschränkung dieser Experimente soll aber nicht verschwiegen werden, sie betrifft auftretende Phasenumwandlungen an der Meeresoberfläche. Da Meereis fest vorgeschrieben wird und keine dynamische Modellierung erfährt, liegt hiermit ein weiterer Unsicherheitsfaktor für die Absolutwerte des Wärmetransports vor. Um absolute Transporte zu ermitteln und insbesondere die Rückkopplung an Atmosphäre sowie Meereis und Landeis zu berücksichtigen, ist die Verwendung detaillierterer Modelle notwendig.

## 5.5 Der Einfluss der Bodentopographie auf die Modellausgabe

In einigen bisherigen Studien zum Einfluss der Ozeanpassagen auf das Klima wurden flache Ozeanbecken ohne Bodentopographie angenommen, siehe von der Heydt und Dijkstra (2005, 2006). Um einen Eindruck von den Auswirkungen eines solchen Vorgehens bezüglich der zu ermittelnden Strömungsverhältnisse zu gewinnen, wird im Folgenden noch auf ein Experiment („Heute flach“) eingegangen, bei dem heutige Topographie mit einer mittleren Ozeantiefe als topographische Randbedingung dient.

An der Meeresoberfläche ergeben sich global betrachtet in erster Linie kleinere Änderungen der Geschwindigkeiten, da hier der unveränderte Antrieb des Windes vorherrscht. Allerdings sind im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms auch in der obersten Schicht der Ozeane Abweichungen von der Ausrichtung der Strömung bei vorhandenem Bodenrelief erkennbar, vergleiche hierzu Abbildungen 17 und 72. Eine Besonderheit der Antarktischen Zirkumpolarströmung ist ihre Ausbreitung bis in große Tiefen, siehe zum Beispiel Stewart (2007), Kap. 13.5. Dadurch wird sie besonders anfällig für Ablenkungen aufgrund topographischer Unebenheiten, vergleiche hierzu die Diskussion in Kapitel 1.5.5. Während daher im Experiment „Heute“ im Verlauf der ostwärtigen Strömung an der Meeresoberfläche mehrfach Änderungen der Flussrichtung auftreten, fehlen diese Variationen in Experiment „Heute flach“. Die Strömung verläuft geradlinig in West-Ost-Richtung, die Geschwindigkeitsvektoren sind dabei um etwa 45° gegen die vorherrschende Flussrichtung nach Nordosten orientiert, dies ist auf den Einfluss der Corioliskraft zurückzuführen, siehe zum Beispiel Stewart (2007), Kap. 9.2. Bei der Zirkumpolarströmung handelt es sich in der Tat um eine im Wesentlichen windgetriebene Strömung, vergleiche Stewart (2007), Kap. 13.5: In dortiger Abb. 4.2 findet man eine starke ostwärtige Windströmung, die den Globus umspannt und ein Maximum bei 50°S erreicht.

In tieferen Ozeanschichten stellt sich auch abseits des Antarktischen Zirkumpolarstroms ein völlig anderes Strömungsgleichgewicht ein, als dies bei vorhandener Meeresboden-Struktur der Fall ist. Die südwärtigen Transporte entlang der westlichen Begrenzungen von Atlantik und Pazifik sind sehr viel schwächer als in Experiment „Heute“, siehe Abbildung 73. Bei Vallis (2006), Kap. 14.6 wird gezeigt, dass das Vorhandensein eines geneigten Ozeanbodens für die Ausprägung einer westlichen Randströmung wichtige Bedeutung hat, da die Konturlinien konstanter Vortizität  $\frac{f}{h}$  hier meridional verlaufen. Im Gegensatz dazu sind sie für einen flachen

<sup>46</sup> In den hier durchgeführten Experimenten findet zwar eine stark vereinfachte Formulierung der Atmosphärenphysik in Form eines Energiebilanzmodells Verwendung, dies ermöglicht jedoch eine relativ freie Entwicklung der Temperaturen im Ozean aufgrund von Gleichung 27.

Ozeanboden zonal orientiert und führen zu geringerer meridionaler Ablenkung des Flusses. Abgesehen vom Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms schwächt sich die Ozeandynamik auch abseits der Kontinentränder sehr ab. Die starke Abnahme der meridionalen Umwälzung im Atlantik ist daher sicher auch noch auf weitere Mechanismen zurückzuführen. Eine mögliche Ursache ist, dass bei Abwesenheit von Bodentopographie die Ausbildung zonaler Dichtegradienten stark verringert wird. Bei Stewart (2007), dortiges Kap. 10.2 wird gezeigt, dass zwischen meridionaler Strömung und zonalen Dichtegradienten in den geostrophischen Gleichungen eine Verknüpfung besteht, siehe Gleichung (41). Eine Abnahme zonaler Dichtegradienten führt somit zu verringerter meridionaler Strömung. Während die Strömungsverhältnisse im Atlantik also qualitativ verstanden werden können, offenbaren die hier durchgeführten Experimente jedoch ein paradoxes Verhalten des Pazifiks: Hier steigert sich die meridionale Umwälzung für flache Bodentopographie. Diese Asymmetrie ist erstaunlich und lässt vermuten, dass neben Beziehung (41) noch weitere Einflüsse bestehen. Unterschiede in der Beckengeometrie von Atlantik und Pazifik könnten eine Erklärung sein. Dies sind nur qualitative Ansätze zur Erklärung der vorliegenden Resultate, ein detailliertes analytisches Verständnis kann momentan noch nicht präsentiert werden.

$$\frac{\partial v}{\partial z} \sim \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (41)$$

Die meridionale Umwälzung sinkt im hier diskutierten Experiment im Atlantik auf Werte, wie sie für ein Experiment mit geöffneter Panamapassage typisch sind, dies gilt in der Folge auch für den globalen meridionalen Wärmetransport. Salzkonzentration wird sowohl an der Oberfläche des Atlantiks (siehe Abbildung 70) als auch in tiefer liegenden Schichten (nicht dargestellt) von der Nordhemisphäre in den Süden verlagert, das gesamte Nordpolarmeer verliert ebenfalls Salz.

Diese Ergebnisse belegen, dass zur realistischen Simulation der Strömungsverhältnisse im Ozean unter dem Einfluss veränderter Passagenkonfigurationen, insbesondere falls Absolutwerte klimatischer Parameter ermittelt werden sollen, nicht ohne weiteres auf die Einbindung einer Bodentopographie verzichtet werden sollte. Natürlich sind die Daten bezüglich früherer Bodentopographien in der Vergangenheit sehr unsicher gewesen. In der letzten Zeit gibt es auf diesem Gebiet jedoch große Fortschritte. Eine Reihe von Autoren, welche unter Anwendung komplexer geologischer und geophysikalischer Modelle Rekonstruktionen der globalen Verteilung der Meerestiefe erstellen, haben in jüngerer Zeit für einige Zeitscheiben Datensätze zu Land- und Ozeantopographie veröffentlicht, siehe zum Beispiel Herold et al. (2008). Besonders aktiv betätigt sich diesbezüglich die Arbeitsgruppe um Dietmar Müller (School of Geosciences<sup>47</sup>, University of Sydney). Es sind in der nahen Zukunft weitere Veröffentlichungen für zusätzliche erdgeschichtliche Perioden zu erwarten. Dem Fachgebiet der Dynamik des Paläoklimas wird dies neue Impulse geben, wichtige Erkenntnisse insbesondere zur Bedeutung der Ozeanpassagen für die Vergletscherung hoher nördlicher und südlicher Breiten sind zu erwarten. Ein Nachfolgeprojekt dieser Arbeit wird sich sehr intensiv mit diesem Thema befassen.

## 5.6 Einbau topographischer Randbedingungen in Ozeanmodelle

Im Zuge dieser Arbeit wurde der Versuch unternommen, die topographischen Randbedingungen nach Herold et al. (2008) (siehe auch Abbildung 1) in das LSG-Modell einzubinden. Dies würde das Studium des Einflusses weiterer topographischer Änderungen im Miozän<sup>48</sup> abseits der Öffnung und Schließung von Passagen auch mit Hilfe des LSG-Modells ermöglichen. Der Versuch konnte bisher nicht erfolgreich abgeschlossen werden. Da sich das Problem jedoch eingrenzen ließ, was ähnliche Versuche der Implementierung neuer topographischer Randbedin-

<sup>47</sup> <http://www.earthbyte.org>

<sup>48</sup> Diese Verschiebungen der Landmassen sind bis in das mittlere Miozän vergleichsweise gering.

gungen in zukünftigen Experimenten erleichtern wird, sollen hier in aller Kürze die gewonnenen Erkenntnisse zusammengefasst werden.

Bei der Einarbeitung von topographischen Randbedingungen in gitterbasierte numerische Modelle müssen generell Kompromisse eingegangen werden. Einerseits sollen möglichst realistische Ergebnisse erhalten werden, deswegen sollten die in das Modell eingehenden Randbedingungen das vorhandene Wissen über die Topographie möglichst detailliert berücksichtigen; andererseits müssen sie auch den Beschränkungen des verwendeten numerischen Modells gerecht werden. Ein besonders kritischer Punkt ist hier die Gitterauflösung: Das verwendete LSG-Modell besitzt ein  $72 \times 72$ -Gitter mit 22 vertikalen Schichten. Dies bedeutet dass Strukturen in den topographischen Datensätzen, die wesentlich kleiner als  $3,5^\circ \times 3,5^\circ$  sind, sowie deutlich kleinere vertikale Dimensionen haben als die Ausdehnung der Schichten des Modellozeans,<sup>49</sup> nicht abgebildet werden können. Das Problem der beschränkten Auflösung topographischer Strukturen kann prinzipiell immer gelöst werden, indem Modelle mit einem feineren Gitter Verwendung finden. Natürlich bestehen diesbezüglich praktische Begrenzungen, da mit der Auflösung auch die notwendige Rechenzeit steigt.

Ein anderes Problem, welches eng mit der Approximation von Differentialgleichungen durch finite Differenzen verknüpft ist, stellt das Courant-Friedrichs-Levi-Kriterium (CFL) dar, quantifiziert durch die Courant-Zahl  $c$ . Sie ist definiert als das Verhältnis von charakteristischem Zeitschritt  $\Delta t$  multipliziert mit der positiv definierten Fortpflanzungsgeschwindigkeit  $u$  eines Signals im numerischen Modell zu der durch die Modellauflösung bestimmten charakteristischen Längenskala  $\Delta x$ , siehe zum Beispiel Ferziger und Peric (2002), dortiges Kapitel 6.3.1.

$$c = \frac{u\Delta t}{\Delta x} \quad (42)$$

Man kann das CFL-Kriterium auch interpretieren als eine notwendige Bedingung der Kausalität zwischen Störungen im Modell und den sie verursachenden Prozessen. Kinzel und Reents (1998) argumentieren, dass der Zeitschritt  $\Delta t$  kleiner gewählt sein muss, als die Transportzeit für ein Signal  $\frac{\Delta x}{u}$ . Gerade in Bezug auf die Implementierung der Bodentopographie des Ozeans hat sich dies als problematisch erwiesen. Während die topographischen Randbedingungen nach Herold et al. (2008) bei Verwendung einer flachen Bodentopographie<sup>50</sup> zu einem stabilen Verhalten des LSG-Modell führen, ist die numerische Integration bei der Verwendung der auf das Modellgitter transformierten Bodentopographie instabil. Dies äußert sich bereits nach wenigen Integrationsschritten in Form unrealistischer Salzgehalte und Temperaturen, es führt schnell zum Absturz des Modells. Um auch die realistischen Randbedingungen bezüglich des Bodenreliefs im Experiment berücksichtigen zu können, müssen daher die Bereiche im Modellgitter lokalisiert werden, welche das CFL-Kriterium verletzen; diese sind dann von Hand zu entschärfen. In der zur Verfügung stehenden Zeit ließ sich dieser Arbeitsschritt nicht abschließen.

Einerseits wurden neue topographische Randbedingungen mit flacher ozeanischer Bodentopographie erfolgreich implementiert. Andererseits zeigte sich in dieser Arbeit aber auch, dass die Effekte der Bodentopographie von wichtiger Bedeutung für die resultierenden Ergebnisse bezüglich des Modellklimas sind. Daher wurde in dieser Arbeit von der Durchführung weitergehender Experimente mit der Bodentopographie nach Herold et al. (2008) abgesehen.

<sup>49</sup> Im günstigsten Fall sind das bei LSG 50 m, eine solch hohe vertikale Auflösung liegt jedoch nur für oberflächennahe Schichten vor, mit der Tiefe steigt die Mächtigkeit einer Schicht auf bis zu 1000 m.

<sup>50</sup> Die entsprechende Wassertiefe wurde durch Bildung des arithmetischen Mittels der Tiefe an allen verfügbaren Ozeanpunkten berechnet, siehe Kapitel 2.2.2.

## 6 Resümee und Ausblick

Im Zuge dieser Arbeit kann unter Verwendung eines an ein Energiebilanzmodell gekoppelten dreidimensionalen Strömungsmodells des Ozeans gezeigt werden, dass eine modifizierte Passagenkonfiguration unabhängig von der Variation weiterer Randbedingungen bereits sehr ausgeprägte Veränderungen in der Verteilung von Temperatur und Salzkonzentrationen im Ozean hervorruft. Experimente mit einem Biogeochemiemodell des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs zeigen weiterhin, dass auch die Verteilung stabiler Kohlenstoffisotope stark beeinflusst wird. Die wichtigsten Ergebnisse sind hier noch einmal stichpunktartig aufgelistet.

- in der Erdgeschichte weiter zurückliegende Passagenkonfigurationen bevorzugen die Südhemisphäre bezüglich meridionalen ozeanischen Wärmetransport
- die mit Änderungen in der Passagenkonfiguration verknüpfte Umverteilung der Wärmetransporte zwischen den Hemisphären verläuft im erdgeschichtlichen Ablauf monoton (mit Ausnahme einer geöffneten Tethys), eine Bevorzugung der Südhemisphäre zu früheren Zeiten ist einer heutigen Bevorzugung der Nordhemisphäre gewichen
- eine geöffnete Panama-Straße senkt den nordwärtigen Wärmetransport
- ein geöffnetes Tethysmeer erhöht den nordwärtigen ozeanischen Wärmetransport
- eine geschlossene Drakestraße senkt den nordwärtigen Wärmetransport
- mit dem Schließen der Drakestraße verändert sich die Zirkulation in der Südhemisphäre grundlegend
- Änderungen im polwärtigen Wärmetransport gehen einher mit entsprechenden Änderungen der meridionalen Umwälzung im Atlantik
- Zu-/Abnahme der Umwälzung im Atlantik ist gekoppelt an Zu-/Abnahme des Salzgehalts in Nordatlantik und Nordpolarmeer
- Experimente mit dem HamOCC-Modell bestätigen die Bedeutung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Signals als Marker für Wassermassen, insbesondere bezüglich der meridionalen Umwälzung
- interne Variabilität im Modell ist sehr viel kleiner als die resultierenden Veränderungen in Klimazuständen des Modells bei Veränderung der Passagenkonfiguration, dies liegt auch an der vereinfachten Formulierung atmosphärischer Randbedingungen
- zonal gemittelte Antriebsfelder und flache Bodentopographie liefern im Allgemeinen bei Verwendung des LSG-Modells keine realistischen Resultate

Im Laufe der letzten 30 Ma entwickelte sich der ozeanische Wärmetransport aufgrund topographischer Veränderungen insgesamt von bevorzugt südwärtiger Ausrichtung zum heutigen starken nordwärtigen Transport. Diese Umschichtung der ozeanischen Wärmetransporte kann als ein möglicher Mechanismus für Übergänge von Klimazuständen betrachtet werden. Insbesondere der Wandel von einer eisfreien Arktis zur heute präsenten permanenten Vergletscherung ist möglicherweise eine Folge veränderter Passagenkonfiguration. Dieser Mechanismus wird jedoch auch kritisch diskutiert (Huber et al., 2004). Änderungen der Orbitalparameter der Erdbahn und Schwankungen des Kohlenstoffdioxidgehalts (DeConto und Pollard, 2003) können ebenfalls einen Einfluss auf solche Klimaübergänge haben. Eine abschließende Aussage über die Bedeutung der einzelnen Beiträge steht aus, das hier verwendete Modell kann aufgrund seiner vereinfachten Formulierung diesbezüglich keine weiteren Hinweise geben.

Vergleichsexperimente verdeutlichen die Bedeutung von Bodentopographie und realistischen Randbedingungen für die Verteilung von Salz- und Temperatur im Ozean sowie für die Stärke der Umwälzung im Atlantik und des nordwärtigen ozeanischen Wärmetransports.

Die hier beschriebenen Experimente konnten Ergebnisse früherer Studien zum Teil reproduzieren, zum Teil wurden auch neue Erkenntnisse gewonnen; nochmals sei die Bedeutung einer offenen Tethyssee für Wärmetransporte in der Nordhemisphäre erwähnt. Bei der Interpretation der hier präsentierten Ergebnisse muss jedoch beachtet werden, dass das vorliegende Klimamodell insbesondere bezüglich der atmosphärischen Physik starke Vereinfachungen enthält. Landmassen finden nur in Bezug auf den gradientenbasierten Transport von Niederschlag eine Berücksichtigung im Modell, andere wichtige Eigenschaften der Landmasse wie Albedo und Vegetation sowie Eisschilde finden keinerlei Berücksichtigung. Die Ergebnisse dieser Arbeit sollten daher nicht überbewertet werden. Es handelt sich hierbei um Sensitivitätsstudien zur Auswirkung einfacher Änderungen der Passagenkonfiguration bezüglich ozeanischer Transporte.

Beim Vergleich der Ergebnisse der hier durchgeführten Experimente mit der Literatur sowie beim Vergleich verschiedener früherer Veröffentlichungen untereinander zeigt sich, dass die zu erwartenden Resultate bei gleicher Fragestellung von Modellstudie zu Modellstudie stark variieren. Dies kann einerseits auf Verwendung unterschiedlicher Randbedingungen zurückzuführen sein, andererseits auf die Verwendung verschiedener Klimamodelle. Da insbesondere der meridionale Massentransport einen starken Einfluss auf den ozeanischen Wärmetransport hat, er aber offensichtlich sehr sensitiv ist gegenüber dem verwendeten Ozeanmodell und der antreibenden Randbedingungen, entsteht Unsicherheit bezüglich der klimatischen Relevanz der Ergebnisse. In letzter Zeit sind daher von der Gemeinschaft der Klimawissenschaftler Projekte initiiert worden welche es zum Ziel haben, die in den Klimawissenschaften verwendeten numerischen Modelle zu evaluieren. Dadurch sollen die Ergebnisse verschiedener Forschergruppen besser vergleichbar gemacht werden. Dabei wird durch Bereitstellung einheitlicher Randbedingungen<sup>51</sup> ein Ringversuch ermöglicht, in dem verschiedene Arbeitsgruppen die mit ihren Modellen ermittelten Ergebnisse untereinander vergleichen können. Eines dieser Projekte ist „PlioMIP“<sup>52</sup>. In einem Nachfolgeprojekt der hier vorliegenden Arbeit werden die mit einem isolierten Ozeanmodell unternommenen Experimente weiterentwickelt. Unter Anwendung eines vollgekoppelten Ozean-Atmosphären-Modells und durch parallelen Betrieb eines Landeismodells werden zusätzlich zu Variationen der Topographie weitere Einflüsse untersucht, die in dieser Arbeit nicht berücksichtigt werden konnten: Dies sind veränderte Orbitalparameter der Erdbahn und Änderungen des Treibhauseffekts. Das Ziel ist die Identifizierung von Mechanismen, welche den Beginn einer großräumigen Vereisung in Nord- und Südhemisphäre herbeiführen können. Dabei sollen detaillierte und wirklichkeitsgetreue Randbedingungen Anwendung finden. Um die Vergleichbarkeit der ermittelten Resultate zu sichern ist geplant, am PlioMIP-Projekt teilzunehmen.

---

<sup>51</sup> Dies umfasst neben Topographie und Antriebsfeldern noch eine Reihe weiterer klimatisch relevanter Parameter, insbesondere auch Eigenschaften der Landmassen wie Vegetation und Albedo.

<sup>52</sup> [http://geology.er.usgs.gov/eespteam/prism/prism\\_pliomip.html](http://geology.er.usgs.gov/eespteam/prism/prism_pliomip.html)

## 7 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der Einfluss der Ozeanpassagen auf die Verteilung der skalaren Größen Salz, Temperatur und die Konzentration stabiler Kohlenstoffisotope studiert. Daneben werden die durch Änderung der Passagenkonfigurationen ausgelösten Änderungen im globalen ozeanischen Strömungsgleichgewicht bezüglich Massen- und Energietransport untersucht. Dies erfolgt durch die Anwendung eines physikalischen Strömungsmodells und eines Biogeochemiemodells des Ozeans. In den unternommenen Experimenten werden frühere Modellstudien zum Einfluss der Ozeanpassagen auf das globale Strömungsregime wieder aufgegriffen und unter Berücksichtigung zusätzlicher Passagenkonfigurationen weitergeführt. Die vorgenommenen topographischen Veränderungen beinhalten Panama-Straße, Tethyssee und Drakepassage; der entsprechende erdhistorische Zeitraum erstreckt sich von heute bis zu etwa 30 Ma. Da einige bisherige Veröffentlichungen die Verwendung zonal gemittelter Antriebsfelder und flacher Bodentopographie im Ozeanmodell beschreiben, werden diesbezüglich einige Sensitivitätsstudien durchgeführt. Dadurch soll ein Eindruck davon gewonnen werden, wie sich diese Nebenbedingungen auf die mit dem hier verwendeten Ozeanmodell erreichbaren Ergebnisse auswirken.

Wichtige Erkenntnisse sind, dass der nordwärtige ozeanische Wärmetransport bei fortschreitender Modifizierung der heutigen Passagenkonfiguration abnimmt, während die Südhemisphäre insgesamt eine Bevorzugung erfährt. Diese Entwicklung verläuft monoton mit Ausnahme der Öffnung der Tethyssee; dieses Ereignis stabilisiert den nordwärtigen Energietransport, während alle anderen Modifikationen ihn schwächen. Die Abnahme der nordwärtigen Energietransporte geht einher mit einer Verringerung der meridionalen Umwälzung im Nordatlantik, auch die entsprechende Umwälzung im Pazifik nimmt ab. Im Atlantik ist die Abnahme/Zunahme der Umwälzung immer mit einer Abnahme/Zunahme des Salzgehalts in Nordatlantik und Nordpolarmeer verknüpft.

Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis wird als Indikator für veränderte Strömungsverhältnisse im Ozean angewendet. Seine Variation kann mit Änderungen in der atlantischen meridionalen Umwälzung in Verbindung gebracht werden, es sind jedoch weitere Effekte überlagert, deren genaue Untersuchung den Rahmen dieser Arbeit übersteigt.

Die hier ermittelten Ergebnisse vermitteln einen Eindruck vom Verhalten des ozeanischen Teils des Klimasystems bei einfachen Veränderungen der Passagenkonfigurationen. Sie bilden Motivation und Grundlage für weitergehende Studien mit komplexeren Klimamodellen, insbesondere bezüglich der Verwendung detaillierter Atmosphären- und Eisphysik. Aufgrund vieler Vereinfachungen in den durchgeführten Experimenten sollten die hier angegebenen Ergebnisse lediglich als Trend interpretiert werden. Diese Arbeit vermag es nicht, Aussagen über Absolutwerte der diskutierten Größen zu machen, da hierzu die Berücksichtigung weiterer Untersysteme des Realklimas, insbesondere ein detailliertes Atmosphärenmodell, notwendig ist.

## Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle besonders bei den Mitgliedern der Sektion Paleoclimate Dynamics des Alfred-Wegener-Instituts bedanken. Viele Diskussionen haben mir die Einarbeitung in das komplexe Thema der Diplomarbeit erleichtert, mir aber auch einen Einblick in die Arbeitsweise und Methoden der Klimawissenschaften eröffnet. Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Gerrit Lohmann für das entgegengebrachte Vertrauen, die Möglichkeit der Anfertigung meiner Diplomarbeit in seiner Arbeitsgruppe und die Tatsache, dass er jederzeit mit seinem Rat zur Verfügung stand.

Danken möchte ich auch Dr. Martin Butzin, Dr. Klaus Grosfeld, Dr. Gregor Knorr, Dr. Thomas Läpple, Dr. Malte Thoma, Dr. Martin Werner und nicht zuletzt den Doktoranden und Studenten der Arbeitsgruppe. Ohne viele erhellende Diskussionen und nicht zuletzt die vielen Ermunterungen in Zeiten, in denen ich mit den Tücken numerischer Modelle zu kämpfen hatte, wäre die vorliegende Arbeit in dieser Form nicht möglich gewesen. Wolfgang Cohrs sei gedankt für vielfältige Unterstützung bei der Nutzung der informationstechnischen Infrastruktur des Alfred-Wegener-Instituts.

Herrn Prof. Dr. Bert Hecht vom Lehrstuhl für Experimentelle Physik 5 der Universität Würzburg danke ich ganz herzlich für seine Bereitschaft, mich als externen Diplomstudenten zu betreuen und mir dadurch den beruflichen Einstieg in das Fachgebiet der Klimawissenschaften ganz entscheidend zu erleichtern.

## Literatur

- Arakawa, A., Lamb, V., 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Meth. Comp. Phys.* 16, 173–263.
- Batchelor, G. K., 1979. An introduction to fluid dynamics. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bendat, J. S., Piersol, A. G., 1986. *Random Data : analysis and measurement procedures*. Wiley, New York [u.a.].
- Berger, A., Feb. 1977. Long-term variations of the Earth's orbital elements. *Celestial Mech. Dyn. Astron.* 15 (1), 53–74.
- Berger, A., Dez. 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.* 35 (12), 2362–2367.
- Bice, K., Scotese, C., Seidov, D., Barron, E., Sep. 2000. Quantifying the role of geographic change in Cenozoic ocean heat transport using uncoupled atmosphere and ocean models. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 161 (3-4), 295–310.
- Borowski, D., Okt. 1999. Windantrieb und thermohaliner Antrieb des Antarktischen Zirkumpolarstroms - Eine idealisierte numerische Studie. Diplomarbeit, Fachbereich 1, Physik, Universität Bremen.
- Butzin, M., Prange, M., Lohmann, G., Jun. 2005. Radiocarbon simulations for the glacial ocean: The effects of wind stress, Southern Ocean sea ice and Heinrich events. *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 45–61.
- Carissimo, B. C., Oort, A. H., Vonder Haar, T. H., Jan. 1985. Estimating the meridional energy transports in the atmosphere and ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 15 (1), 82–91.
- Crucifix, M., Loutre, M. F., Berger, A., Apr. 2006. The climate response to the astronomical forcing. *Space Sci. Rev.* 125 (1-4), 213–226.
- DeConto, R., Pollard, D., Jan. 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 421 (6920), 245–249.
- Farrow, D., Stevens, D., 1995. A new tracer advection scheme for Bryan and Cox type ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.* 25, 1731–1741.
- Ferziger, J. H., Peric, M., 2002. *Computational methods for fluid dynamics*. Springer, Berlin.
- Ganachaud, A., Wunsch, C., Nov 2000. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature* 408 (6811), 453–457.  
URL <http://dx.doi.org/10.1038/35044048>
- Gerdes, R., Böning, C. W., Willebrand, J., Jun. 2003. Allgemeine Zirkulationsmodelle, *Ozean. promt* 29 (1-4), 15–28.
- Gill, A. E., 1982. *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic Press, New York.
- Global Atmospheric Research Programme, 1975. *The physical basis of climate and climate modelling*. GARP Publication Series No. 16.
- Hasselmann, K., 1982. An ocean model for climate variability studies. *Prog. Oceanog.* 11, 69–92.

- Haug, G., Ganopolski, A., Sigman, D., Rosell-Mele, A., Swann, G., Tiedemann, R., Jaccard, S., Bollmann, J., Maslin, M., Leng, M., Eglinton, G., Feb. 2005. North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. *Nature* 433 (7028), 821–825.
- Haug, G., Tiedemann, R., Jun. 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature* 393 (6686), 673–676.
- Herold, N., Seton, M., Mueller, R. D., You, Y., Huber, M., Okt. 2008. Middle Miocene tectonic boundary conditions for use in climate models. *G-cubed* 9.
- Houghton, J., 1984. *The Global climate*. Cambridge University Press, Cambridge; New York.
- Huber, M., Brinkhuis, H., Stickley, C., Doos, K., Sluijs, A., Warnaar, J., Schellenberg, S., Williams, G., Dez. 2004. Eocene circulation of the Southern Ocean: Was Antarctica kept warm by subtropical waters? *Paleoceanography* 19 (4).
- Huber, M., Sloan, L. C., Sep. 2001. Heat transport, deep waters, and thermal gradients: Coupled simulation of an eocene greenhouse climate. *Geophys. Res. Lett.* 28.
- Kinzel, W., Reents, G., 1998. *Physics by computer : programming physical problems using Mathematica and C*. Springer, Berlin; New York.
- Leonard, B., 1979. A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Comput. Methods Appl. Mech. Eng.* 19, 59–98.
- Levitus, S., 1982. *Climatological atlas of the world ocean*. U.S. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration; Washington, D.C.
- Lohmann, G., 1996. Stability of the thermohaline circulation in analytical and numerical models. In: *Reports on Polar Research*. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung.
- Lohmann, G., Gerdes, R., Nov. 1998. Sea ice effects on the sensitivity of the thermohaline circulation. *J. Clim.* 11 (11), 2789–2803.
- Lohmann, G., Gerdes, R., Chen, D., May 1996. Sensitivity of the thermohaline circulation in coupled oceanic GCM - atmospheric EBM experiments. *Clim. Dynam.* 12 (6), 403–416.
- Lohmann, G., Haak, H., Jungclauss, J. H., Jul. 2008. Estimating trends of Atlantic meridional overturning circulation from long-term hydrographic data and model simulations. *Ocean Dynam.* 58 (2), 127–138.
- Lohmann, G., Lorenz, S., Jul. 2000. On the hydrological cycle under paleoclimatic conditions as derived from AGCM simulations. *J. Geophys. Res. D Atmospheres* 105 (D13), 17417–17436.
- Lunt, D. J., Valdes, P. J., Haywood, A., Rutt, I. C., Jan. 2008. Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: Implications for climate and Northern Hemisphere glaciation. *Clim. Dynam.* 30 (1), 1–18.
- Maier-Reimer, E., Heinze, C., Jan. 1992. Report No. 5: The Hamburg Ocean Carbon Cycle Circulation Model. Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- Maier-Reimer, E., Heinze, C., et al., Nov. 1998. HamOCC.
- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Feb. 1992. Report No. 2: The Hamburg Large Scale Geostrophic Ocean General Circulation Model, Cycle 1. Max-Planck-Institut für Meteorologie.

- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Crowley, T., Jun. 1990. Ocean General Circulation Model Sensitivity Experiment with an open Central American Isthmus. *Paleoceanography* 5 (3), 349–366.
- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Hasselmann, K., Apr 1993. Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its Sensitivity to the thermohaline surface forcing. *J. Phys. Oceanogr.* 23 (4), 731–757.
- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., et al., Nov. 2006. LSG-OGCM. Version 2.8.
- Markwick, P., Valdes, P., Okt. 2004. Palaeo-digital elevation models for use as boundary conditions in coupled ocean-atmosphere GCM experiments: a Maastrichtian (late Cretaceous) example. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 213 (1-2), 37–63.
- Mellor, G. L., 1996. Introduction to physical oceanography. American Institute of Physics, Woodbury, N.Y.
- Mikolajewicz, U., Maier-Reimer, E., Crowley, T., Kim, K., Aug. 1993. Effect of drake and panamanian gateways on the circulation of an ocean model. *Paleoceanography* 8 (4), 409–426.
- Mitchell, J., 1976. Overview of climatic variability and its causal mechanisms. *Quaternary Res.* 6 (4), 481–493.
- Molnar, P., Apr. 2008. Closing of the Central American Seaway and the ice age: A critical review. *Paleoceanography* 23 (1).
- Monin, A. S., 1986. An introduction to the theory of climate. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Monin, A. S., 1990. Theoretical geophysical fluid dynamics. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Motoi, T., Chan, W., Minobe, S., Sumata, H., Mai 2005. North Pacific halocline and cold climate induced by Panamanian Gateway closure in a coupled ocean-atmosphere GCM. *Geophys. Res. Lett.* 32 (10).
- Mueller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W. R., Apr. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *G-cubed* 9.
- NIST, Feb. 2009. Nist isotopic reference data.  
URL <http://physics.nist.gov/PhysRefData/Compositions/index.html>
- Open University, 1989. Ocean chemistry and deep-sea sediments. Pergamon Press; Open University, Oxford, England.
- Pagani, M., Zachos, J., Freeman, K., Tipple, B., Bohaty, S., Jul. 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science* 309 (5734), 600–603.
- Peixoto, J. P., Oort, A. H., 1992. Physics of climate. American Institute of Physics, New York.
- Prange, M., Lohmann, G., Paul, A., Aug. 2003. Influence of Vertical Mixing on the Thermohaline Hysteresis: Analyses of an OGCM. *J. Phys. Oceanogr.* 33 (8), 1707–1721.
- Rahmstorf, S., Willebrand, J., Mai 1995. The role of temperature feedback in stabilizing the thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.* 25 (5), 787–805.

- Roeckner, E., Ponater, M., Sausen, R., 1992. Simulation of the Present-Day Climate with the ECHAM Model: Impact of Model Physics and Resolution.  
URL <http://elib.dlr.de/31633>
- Roegl, F., 1999. Short note Mediterranean and Paratethys. Facts and hypothesis of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica* 50 (4), 339–349.
- Ruddiman, W. F., 2001. *Earth's Climate, Past and Future*. Vol. New York. W. H. Freeman.
- Schäfer-Neth, C., Paul, A., 2000. Circulation of the Glacial Atlantic: A synthesis of global and regional Modeling. In: *The northern North Atlantic: A changing environment*. Springer, pp. 441–462.
- Sewall, J. O., van de Wal, R. S. W., van der Zwan, K., van Oosterhout, C., Dijkstra, H. A., Scotese, C. R., 2007. Climate model boundary conditions for four Cretaceous time slices. *Clim. Past* 3 (4), 647–657.
- Sijp, W., England, M., Jun. 2005. Role of the Drake Passage in controlling the stability of the ocean's thermohaline circulation. *J. Clim.* 18 (12), 1957–1966.
- Stewart, R., Sep. 2007. Introduction to physical oceanography. Department of Oceanography, Texas A & M University.  
URL [http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng\\_textbook/contents.html](http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/contents.html)
- Torsvik, T. H., Mueller, R. D., Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina, C., Aug. 2008. Global plate motion frames: Toward a unified model. *Rev. Geophys.* 46 (3).
- Trenberth, K. E., Caron, J. M., Aug 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Clim.* 14 (16), 3433–3443.
- Vallis, G. K., 2006. *Atmospheric and oceanic fluid dynamics: fundamentals and large-scale circulation*. Cambridge University Press, Cambridge.
- von der Heydt, A., Dijkstra, H., Jan. 2005. Flow reorganizations in the Panama Seaway: A cause for the demise of Miocene corals? *Geophys. Res. Lett.* 32 (2).
- von der Heydt, A., Dijkstra, H., Mar. 2006. Effect of ocean gateways on the global ocean circulation in the late Oligocene and early Miocene. *Paleoceanography* 21 (1).
- Warren, B., Apr. 1999. Approximating the energy transport across oceanic sections. *J. Geophys. Res. C Oceans* 104 (C4), 7915–7919.
- Wunsch, C., Nov. 2002. What is the thermohaline circulation? *Science* 298 (5596), 1179+.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., Apr. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292 (5517), 686–693.