

Modellierung der Paläoozeanographie
des nördlichen Nordatlantiks
zur letzten Maximalvereisung

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von
Christian Schäfer-Neth

Kiel
1994

Meinen Kindern. Denen, die schon da sind, und denen, die noch kommen.

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität als Dissertation angenommen.

Zusammenfassung

Diese Arbeit stellt eine neue Methode vor, ausgehend von Messungen an Sedimentkernen durch ozeanographisch-numerische Modellierung, die ozeanographischen Verhältnisse einer gegebenen Meeresregion für frühere Zeitscheiben zu rekonstruieren. Dabei wird besonderes Gewicht auf eine in sich konsistente und umfassende Rekonstruktion gelegt, also die Erstellung der großräumigen dreidimensionalen Verteilungen von Temperatur und Salzgehalt zusammen mit der Berechnung der Zirkulation, die mit dem Dichtefeld in Einklang steht. Zu diesem Zweck wurde das allgemeine dreidimensionale ozeanische Zirkulationsmodell SCINNA (= Sensitivity and Circulation of the Northern North Atlantic) entwickelt, das zur Modellierung der zur Zeit am dichtesten durch Sedimentkerne überdeckten Region des Weltmeers, des nördliche Nordatlantiks, für die Zeit der letzten Maximalvereisung vor 18 000 ^{14}C -, bzw. 21 600 Kalenderjahren eingesetzt wird.

Den Ausgangspunkt bilden zunächst die Meeresoberflächentemperaturen, die aus der unterschiedlichen räumlichen Verbreitung verschiedener planktischer Foraminiferenarten rekonstruiert wurden. Sie sind einerseits Bestandteil der angestrebten Rekonstruktion, andererseits dienen sie zum Antrieb des Zirkulationsmodells. Eine entsprechende Doppelfunktion kommt den Oberflächensalzgehalten zu, die sich aus den Temperaturen und den in den fossilen Schalen planktischer Foraminiferen konservierten Sauerstoffisotopenverhältnissen ableiten lassen, hier anhand der Arten *Neoglobobulimina pachyderma sinistral* und *Globobulimina bulloides*. Diese Isotopendaten bilden den zweiten Ausgangspunkt der vorgelegten Arbeit. Für die Berechnung des Salzgehalts wurde ein neues Konzept entwickelt, das es in Erweiterung bisheriger Veröffentlichungen erlaubt, regional unterschiedliche Beziehungen zwischen Temperatur, Isotopenverhältnis und Salzgehalt zu berücksichtigen.

Während die Ausgangsdaten entsprechend der Sedimentkernpositionen punktuell und in räumlich stark variierender Dichte vorliegen, erfordert die Modellierung Datenfelder, die auf einem regelmäßigen Gitter das gesamte Modellgebiet gleichmäßig überdecken. Dabei beeinflußt schon die Wahl des Verfahrens, das zur Interpolation von den Sedimentkernpositionen auf die Modellgitterpunkte eingesetzt wird, die Gestalt der interpolierten Datensätze und folglich auch die Modellergebnisse in erheblichem Ausmaß. Einige der geostatistischen Standardmethoden, Spline-Interpolation und Kriging, erzeugten bei den hier dargelegten Rekonstruktionsversuchen so große Diskrepanzen zwischen den Oberflächentemperatur- und -salzgehaltsverteilungen, daß sie sich als unbrauchbar erwiesen. Erst mit dem Einsatz eines Triangulationsverfahrens konnten für die Modellierung taugliche Datensätze erstellt werden.

Die Genauigkeit der Temperatur- und Salzgehaltsrekonstruktionen ist aus meßtechnischen Gründen, wegen der vorhandenen Datenlücken und aufgrund vieler ergänzend nötiger Annahmen zur Zeit nicht zu erhöhen. Darüber hinaus birgt die Interpolation der Daten zusätzliche Fehlerquellen, so daß es im vorliegenden Fall nicht möglich ist, die rekonstruierten Szenarien anhand einer Fehlerabschätzung zu verifizieren oder zu verwerfen. Daher erfüllt SCINNA zwei Aufgaben. Angetrieben mit den Oberflächenverteilungen von Temperatur und Salzgehalt, berechnet es erstens die aus diesen Feldern resultierende dreidi-

mensionale Wassermassenverteilung und Zirkulation. Zweitens zeigen die Modellrechnungen, inwieweit Temperatur und Salzgehalt untereinander und mit dem Zirkulationsschema physikalisch konsistent sind. Diese Konsistenz der verschiedenen ozeanographischen Parameter wird zur Bewertung der Rekonstruktionen herangezogen.

Durch eine große Zahl von Modellexperimenten läßt sich die Rekonstruktion einer Zeitscheibe sukzessive verbessern. Für den hier untersuchten Fall des glazialen Sommers mit einem eisfreien Europäischen Nordmeer ergab sich so ein Szenario, das hinsichtlich der Zirkulation und der Wassermassenverteilung eine große Ähnlichkeit mit der rezenten Wintersituation aufweist. Allerdings bedarf dieses Resultat weiterer Überprüfung, denn östlich Grönlands und im Bereich der Dänemarkstraße weisen die Ausgangsdaten noch große Lücken auf, und es stehen darüber hinaus zur Zeit keine verläßlichen Rekonstruktionen des Paläo-Windfelds zur Verfügung.

Abstract

This work presents a new method to elucidate past oceanographic variables from defined regions and time slices by utilizing measurements from sediment cores as well as a numerical oceanographic model. Particular emphasis is given to producing a consistent and broad-based reconstruction of the three-dimensional distributions of water temperature and salinity together with calculation of the circulation so that it concords with the density field. For this purpose, the three-dimensional general ocean circulation model SCINNA (= Sensitivity and circulation of the Northern North Atlantic) was developed. It is employed for modeling the the northern North Atlantic which is the region which has been, to date, most intensively studied with regard to sediment cores, at the time of the last glacial maximum at 18 000 ¹⁴C-/21 600 calendar years B.P.

The start point consists of reconstructing sea surface temperatures using the spatial distribution of various planctonic foraminiferan species. These data are not only an element of the principal aim of the reconstruction, but are also used to drive the circulation model. A corresponding double function can be applied to the sea surface salinities, which are derived from temperature data and information on the ratio of oxygen isotopes from the shells of fossil, planctonic foraminiferans, specifically *Neogloboquadrina pachyderma sinistral* and *Globigerina bulloides*. These isotopes constitute the base for the second approach used in this work. In order to calculate salinities a new concept was developed, based on previously published material, which allows regional differences of the relations between temperature, isotope proportions and salinity to be considered.

Although the base data of the sediment cores are derived from point data that are in spatial highly variable densities, the model requires data fields that cover the relevant area in a regular grid. In this, the choice of procedure of changing non-regularly spaced data into a regular grid considerably influences the format of interpolated data and thus

the final output of the model. Some of the standard geostatic methodologies, ie. spline interpolation and kriging, produce such great discrepancies between sea surface temperature and salinity distributions that they could not be utilized in the model. Only by utilization of a triangulation procedure could the model realistically handle the data.

At present, it is not possible to enhance the accuracy of the temperature and salinity reconstructions due to a large number of assumptions and as a result of inadequacies in measurements and the areas where sediment core data are sparse. Furthermore, the interpolation process induces additional errors so that it is impossible to verify or assess the reconstructions by assessing the errors. Consequently, SCINNA fulfills two exercises. Firstly, driven by the sea surface distributions of temperature and salinity, the model calculates the resulting three-dimensional water mass distribution and circulation. Secondly, the model calculations show the degree to which water temperature and salinity interrelate and the extent to which they are consistent with the physical circulatory system. This consistency between the different oceanographic parameters is used in the assessment of the reconstruction.

Using a large number of model experiments the reconstruction of particular time periods can be improved. The case of a study of the glacial summer with an ice-free Greenland and Norwegian Sea showed a circulatory system and water mass distribution with similarities to recent winter situations. However, the result needs further verification because East of Greenland and the region of the Denmark Strait indicate large areas of data paucity and, to date, there is no reliable projection of the paleo-wind system.

Inhaltsverzeichnis

1	Ausgangspunkt, Datenbasis und Ziele	1
2	Das Modell: SCINNA	7
2.1	Modellgebiet und Diskretisierung	7
2.1.1	Modellgebiet	7
2.1.2	Räumliche und zeitliche Diskretisierung	9
2.2	Modellphysik und Modellgleichungen	12
2.3	Modellvalidierung	15
2.3.1	Sensitivitätstests	15
2.3.2	Vergleich mit dem heutigen Zustand — das Kontrollexperiment . .	20
2.3.3	Konsistenz — ein Beispiel	26
3	Paläo-Temperatur und -Salzgehalt	29
3.1	Vorbemerkung	29
3.2	Interpolation von T auf das Modellgitter	30
3.2.1	Durch Splines	30
3.2.2	Durch Kriging	32
3.2.3	Durch Triangulation	33
3.3	Berechnung von S aus den Sedimentkerndaten	35
3.4	Interpolation von S auf das Modellgitter	38

3.4.1	Durch Splines	38
3.4.2	Durch Kriging	39
3.4.3	Durch Triangulation	42
3.5	Kontinentaler Schmelzwasserabfluß?	53
4	Experimente zur letzten Maximalvereisung	56
4.1	Vorbemerkung	56
4.1.1	Die glaziale Modelltopographie	57
4.1.2	Temperaturen und Salzgehalte zur Initialisierung	59
4.1.3	Bemerkungen zum Windantrieb	60
4.1.4	Übersicht über die gerechneten Experimente	62
4.2	Diskussion der Ergebnisse	63
4.2.1	... auf Basis der Spline-interpolierten Daten	63
4.2.2	... auf Basis der triangulierten Daten	68
4.2.3	... zur Tiefe der Dänemarkstraße	76
4.2.4	... zum Windeinfluß	80
4.2.5	... zum kontinentalen Schmelzwasserabfluß	83
5	Fazit und Perspektiven	85
5.1	Das plausibelste Szenario	85
5.2	Verbleibende Inkonsistenzen, offene Fragen	87
	Anhang	89
	Literatur	98

Kapitel 1

Ausgangspunkt, Datenbasis und Ziele

Das Europäische Nordmeer bildet zusammen mit dem nördlichsten Nordatlantik den einen Endpunkt des globalen ozeanischen Zirkulationssystems. Hier erhöhen Abkühlung, Eisbildung und Verdunstung die Dichte der durch den Nordatlantischen, den Irminger- und den Norwegenstrom (Abb. 1.1) von Süden herangeführten Oberflächenwassermassen. Diese sinken in der Folge ab und bilden das dichte Zwischen- und Tiefenwasser der Norwegensee [Swift et al., 1981; Aagaard et al., 1985; Koltermann et al., 1989], das einerseits das Tiefenwasser des Polarmeers speist, andererseits über die Schwellen in der Dänemarkstraße sowie zwischen Island und Schottland strömt [Worthington, 1970; Swift et al., 1980], sich dabei mit nordatlantischem Wasser vermischt und sich als Atlantisches Tiefenwasser nach Süden ins gesamte Weltmeer ausbreitet. Auf diese Weise stellt die Dichteerhöhung einen wichtigen Antriebsmechanismus der weltweiten Zirkulation dar. Darüber hinaus verursacht sie den starken nordwärtigen Wärmetransport bis in die polaren Regionen, der das Europäische Nordmeer auch im Winter noch weiträumig eisfrei hält.

Dabei reagiert dieses System sehr empfindlich auf Veränderungen in den atmosphärischen Antriebsfeldern, so reduzierte beispielsweise 1981 eine Verringerung des Salzgehalts um nur 0.078 psu, die „Große Salzgehaltsanomalie“, die Tiefe der Vertikalkonvektion von 1400 auf 400 m [Clarke et al., 1986]. Eine noch etwas stärkere Erniedrigung des Oberflächensalzgehalts kann die Wassersäule statisch so weit stabilisieren, daß die Vertikalkonvektion völlig zum Erliegen kommt; damit bräche auch der Wärmetransport in hohe Breiten zusammen, und ein Teil des Antriebs der globalen Zirkulation würde quasi abgeschaltet. Auch Modellrechnungen wie die für diese Arbeit durchgeführten zeigen diese Sensitivität [Stevens, 1991; Legutke 1989, 1991], und in der Tat belegen zeitlich hochauflösende Messungen an Sediment- und Eiskernen [Dansgaard und Oeschger, 1989; Fairbanks, 1989] zahlreiche schnelle Umschwünge im Klima- und Strömungssystem während des Pleistozäns.

Somit haben die Prozesse im Europäischen Nordmeer einen erheblichen Einfluß auf den

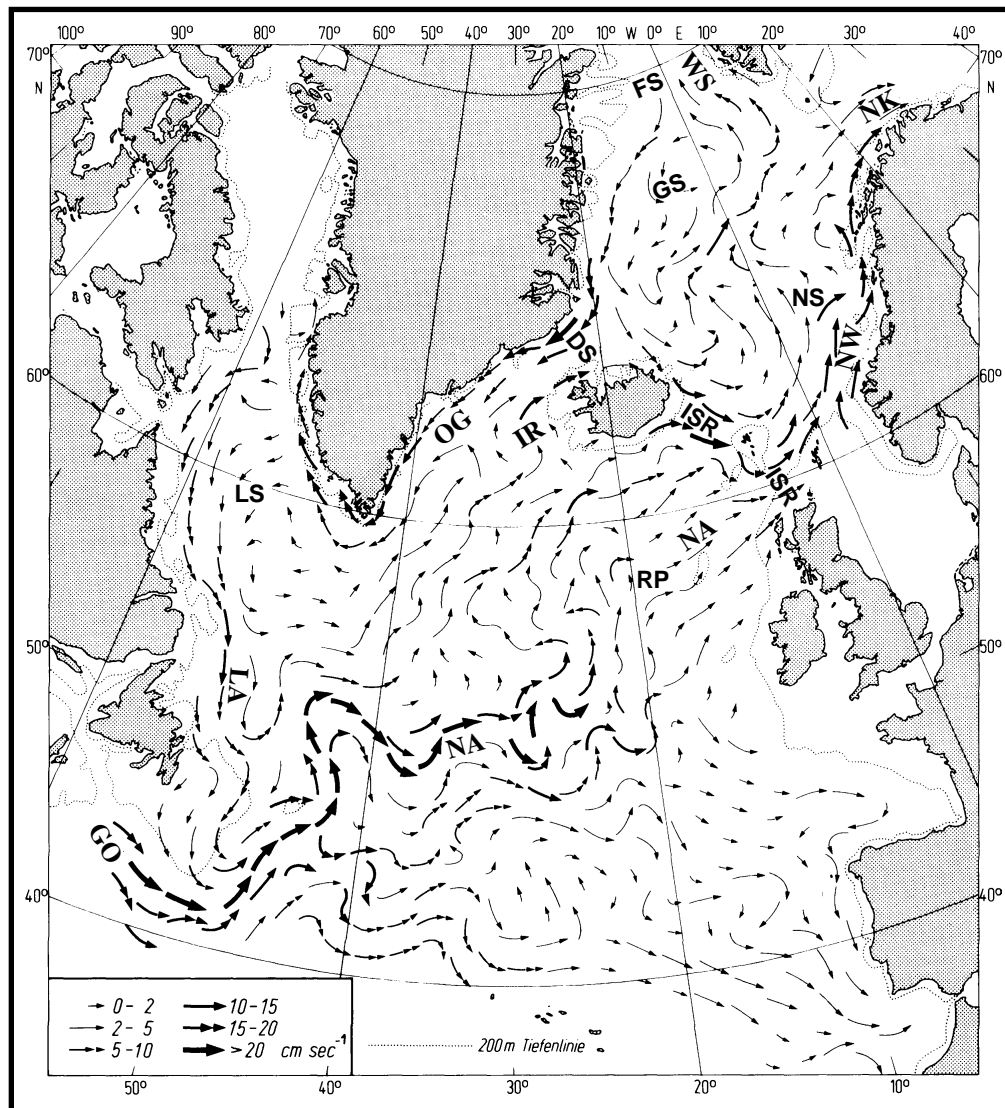


Abbildung 1.1: Oberflächennahe Zirkulation im nördlichen Nordatlantik nach Wegner [1973]. GS: Grönlandsee, NS: Norwegensee, LS: Labradorsee, RP: Rockallplateau, FS: Framstraße, DS: Dänemarkstraße, ISR: Island-Schottland-Rücken, GO: Golfstrom, LA: Labradorstrom, NA: Nordatlantischer Strom, NW: Norwegenstrom, NK: Nordkapstrom, WS: Westspitzbergenstrom, OG: Ostgrönlandstrom

Weltozean. Eventuell sind sie Auslöser für Änderungen der globalen Zirkulation, für die verschiedene stabile Zustände denkbar sind [Stommel, 1961; Marotzke, 1990]. Mit Blick auf die Zukunft und die uns möglicherweise bevorstehenden anthropogenen Klimaveränderungen ist es erstrebenswert, die Rolle des nördlichen Nordatlantiks im Klimasystem möglichst genau zu verstehen [Schuh, 1994]. Offenbar ist aber dazu nötig, die Entwicklung von Strömungssystem und Wassermassenverteilung im Laufe der geologischen Vergangenheit aufzuklären. Dazu soll diese Arbeit einen Beitrag leisten.

Seit nunmehr etwa 20 Jahren wurden und werden zahlreiche Versuche unternommen, die früheren Veränderungen des Klimasystems zu entschlüsseln. Alle diese Versuche beruhen auf einer möglichst genauen Messung verschiedener Parameter an Sedimentverteilungen, Sedimentkernen oder Eisbohrkernen, aus denen sich verschiedene ozeanographische Parameter ableiten lassen, wie Belüftung des Meerwassers, Vereisung, Temperaturen und Salzgehalte oder auch mögliche Zirkulationsschemata. Bedingt durch die räumlich sehr ungleichmäßige Verteilung der zugrundeliegenden Ausgangsdaten, wie sie bei den Sedimentkernen vorliegt, aber auch aufgrund der geringen Anzahl von Messungen, z. B. im Fall der Eistiefbohrungen, ist ein Großteil der bisherigen Rekonstruktionen noch mit Lücken und/oder Mehrdeutigkeiten behaftet, viele Fragen sind noch offen.

Während nach Kellogg [1975], Kellogg et al. [1978] und CLIMAP [1981] das glaziale Europäische Nordmeer als ganzjährig vereist galt, muß mittlerweile [Pflaumann et al., 1994; Schulz, frdl. pers. Mittlg.] davon ausgegangen werden, daß es zumindest zeitweise regional eisfrei war, ähnlich der heutigen Situation. Dabei besteht die Frage, wie dies angesichts deutlich niedrigerer Atmosphärentemperaturen überhaupt möglich gewesen sein könnte, welches Zirkulationsschema in der Lage war, genügend Wärme aus dem Nordatlantik in das Europäische Nordmeer zu transportieren. In diesem Zusammenhang leitet Vogelsang [1990] aus den an fossilen planktischen Foraminiferen gemessenen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen ab, daß der Norwegenstrom im letzten Glazial nur schwach ausgeprägt war, und vermutet wie auch Duplessy et al. [1988b] ein ästuarines System mit einem tiefen Einstrom ins Europäische Nordmeer sowie einem Ausstrom an der Oberfläche. Zahn und Mix [1991] schlossen aus den Sauerstoffisotopenverhältnissen benthischer Foraminiferen und mehreren physikalischen Randbedingungen auf verschiedene mögliche Zustände der globalen thermohalinen Zirkulation während der letzten Eiszeit. Anhand der verfügbaren Daten konnten sie allerdings nicht entscheiden, welches Szenario tatsächlich vorgelegen hat. Duplessy et al. [1991] erstellten unter Verwendung der sommerlichen CLIMAP-Temperaturdaten aus den Isotopenverhältnissen planktischer Foraminiferen eine erste Rekonstruktion der glazialen Oberflächensalzgehalte. Anhand dieser wurden von Labeyrie et al. [1992] mehrere Hypothesen bezüglich möglicher Änderungen in der Vertikalkonvektion diskutiert. Weinelt [1993] stellte für 16 Zeitscheiben der letzten 60 000 Jahre oberflächen-nahe horizontale Verteilungen aus den Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen zusammen, um daran und an den daraus resultierenden Temperatur- und Salzgehaltsfeldern mögliche Oberflächenzirkulationsmuster zu diskutieren. Für die letzte Maximalvereisung leitete sie daraus die Notwendigkeit eines Einstroms aus dem Atlantik in die Norwegisch-Grönländische See ab. Aber auch in dieser Arbeit konnte wiederum nicht eindeutig geklärt werden, ob dieser Strom westlich oder östlich Islands verlief, und ob dieser eventuell als ästuariner Einstrom unterhalb der Oberfläche existierte. Nach der auf Kohlenstoffisotopen beruhenden Arbeit von Oppo und Lehman [1993] zur Zirkulation in mittleren Tiefen ergibt sich allerdings ein tiefer Ausstrom über die Schwellen zwischen Island und Schottland, wie er auch heute zu finden ist, jedoch mit einer gegenüber dem Rezenten verringerten Intensität, was angesichts der für ein eisfreies glaziales Nordmeer eigentlich erforderlichen höheren Transporte fraglich erscheint. Ähnlich wie Oppo und Lehman schließen auch Sarnthein et al. [1994a] auf eine vermehrte Tiefenwasserbildung im nordöstlichen Nordatlantik während der Hochphase der letzten Eiszeit.

Das gemeinsame Problem aller dieser Rekonstruktionen ist, daß sie jeweils regional sehr detailliert sind, z. B. je nachdem, welche Sedimentkerne gerade sehr gut oder eben auch nicht gut datierbar sind, z. B. je nachdem, mit welcher Genauigkeit Isotopen und andere Parameter zu messen waren. Gleichzeitig allerdings weisen die Datenbasen dieser Rekonstruktionen zum Teil erhebliche Lücken auf. Dies liegt in der Natur der Sache, aber hierin begründet sich ein Großteil der geschilderten Mehrdeutigkeiten: Es fehlen zusätzliche Informationen, um zwischen den sich anbietenden Szenarien zu entscheiden.

An dieser Stelle setzt nun die hier vorliegende Arbeit an, ein Versuch, unterschiedliche Disziplinen zu verbinden: einerseits die Ergebnisse von Seiten der Geologie und Mikropaläontologie, andererseits die Methoden der modellierenden physikalischen Ozeanographie. Dies ist eine Fortsetzung dessen, was viele der genannten Autorinnen und Autoren schon versuchten, denn in fast allen der eingangs erwähnten Arbeiten wurden bereits physikalisch-ozeanographische Randbedingungen eingesetzt, um aus dem weiten Bereich aller denkbaren Rekonstruktionen die tatsächlich möglichen herauszusieben, so wie beispielsweise die Forderung nach statisch stabil geschichteten Wassermassen. In Erweiterung dieses Ansatzes tritt hier nun an die Stelle einiger weniger solcher physikalischen Einschränkungen ein allgemeines dreidimensionales ozeanisches Zirkulationsmodell, dessen Einsatz das Spektrum möglicher Szenarien noch weiter eingrenzt. Es muß dabei immer im Auge behalten werden, daß keine wie auch immer geartete Modellierung die fehlenden Daten quasi aus dem Nichts erzeugen kann. Angesichts der Rechenleistung zur Zeit verfügbarer Computer ist es darüber hinaus weder möglich, die feinen Details aus den Messungen an Sedimentkernen einem Modellauf vorzugeben, noch solche Details durch Rechnungen zu produzieren. Dieser Verlust an Feinheiten und Genauigkeit wird aber mehr als ausgeglichen durch die Möglichkeit, physikalisch konsistente, das gesamte modellierte Gebiet umfassende dreidimensionale Verteilungen von Temperatur und Salzgehalt zu berechnen, in Verbindung mit der dem Tracer-, also dem Temperatur- und Salzgehaltsfeld, entsprechenden Zirkulation. Durch die Modellierung können verschiedene Annahmen zur Schließung von Datenlücken auf ihre Konsistenz und Wahrscheinlichkeit hin überprüft werden. So zeigt sich an den Rechnungen sehr schnell, inwiefern z. B. der thermische und der haline Antrieb beide zur resultierenden Zirkulation passen, ob also zwischen Temperatur- und Salzgehaltsrekonstruktion Widersprüche bestehen oder nicht. Weiterhin kann die Modellierung überprüfen, ob die aus dem Dichtefeld und dem Windantrieb resultierenden Strömungen die postulierten Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen hervorbringen können. Wenn, um ein Beispiel zu nennen, das oben schon anklang, und das in den folgenden Kapiteln wieder von Bedeutung sein wird, für das sommerliche glaziale Europäische Nordmeer eine relativ warme und salzreiche Oberfläche rekonstruiert ist, dann muß die daraus modellierte Zirkulation genügend warmes und salzhaltiges Wasser aus dem Nordatlantik ins Europäische Nordmeer transportieren. Vermag sie das nicht, muß von Inkonsistenzen zwischen Temperatur-, Salzgehalts- und/oder Windfeld ausgegangen werden.

Ausgangspunkt der Modellierungsarbeiten bilden die Daten, die einerseits zur Zeit am sichersten bestimmt sind, und aus denen sich andererseits möglichst schlüssig die Größen ableiten lassen, die Dichtefeld und Zirkulation des Ozeans bestimmen, Temperatur und

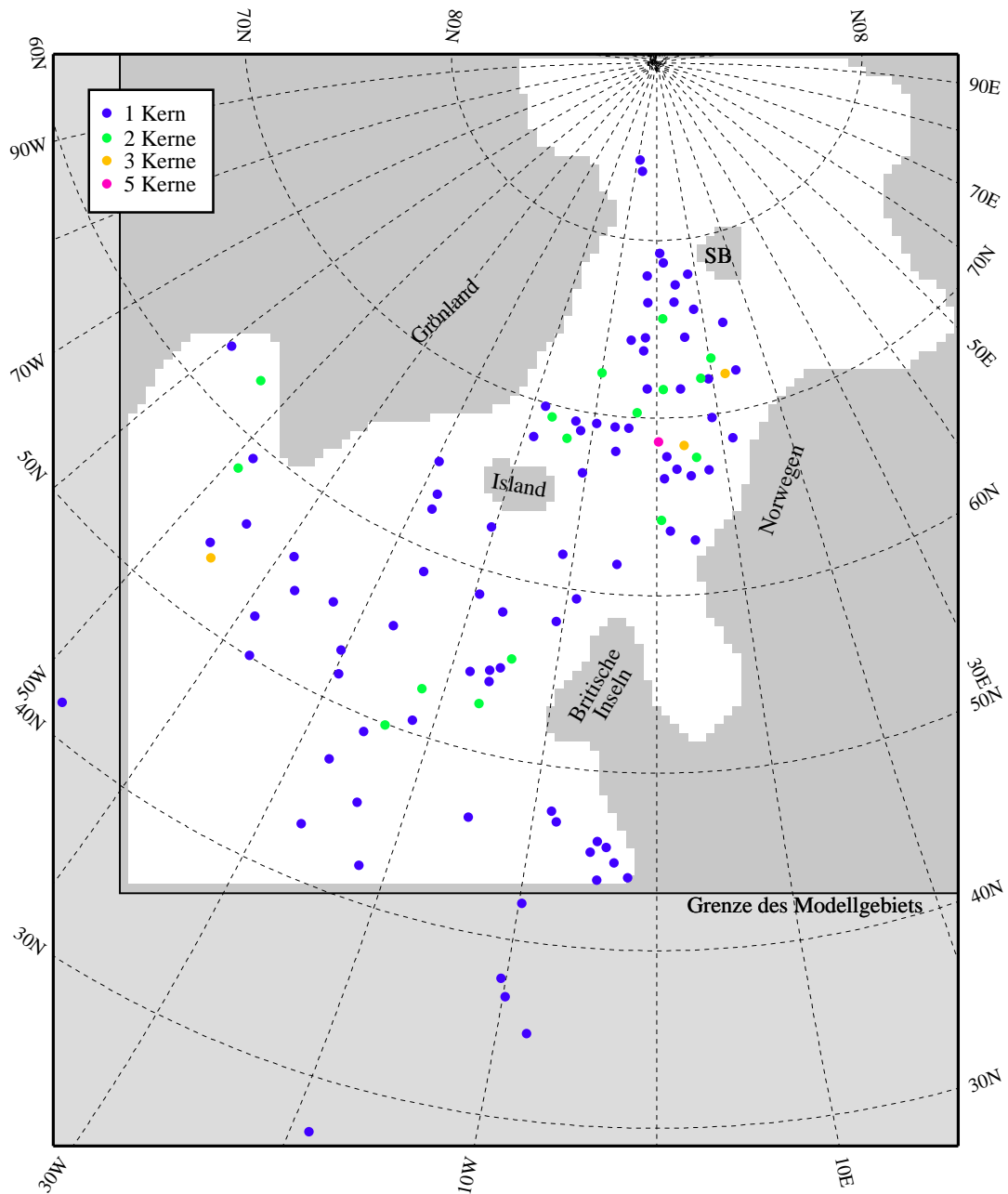


Abbildung 1.2: Positionen der Ausgangskerne mit $\delta^{18}O_C$ -Messungen. Zur besseren Übersicht sind Sedimentkerne mit Abständen unterhalb eines halben Bogengrads in jeweils einem Punkt zusammengefaßt. (Quellen: s. Tabelle A.1.)

Salzgehalt. Dies sind erstens die Oberflächentemperaturen, berechnet aus den Besiedlungsmustern unterschiedlicher planktischer Foraminiferenarten [Pflaumann, 1994; Schulz, frdl. pers. Mittlg.], ergänzt durch Teile der CLIMAP-Rekonstruktionen [1981] für die letzte Maximalvereisung, und zweitens die an den Kalkschalen dieser Foraminiferen gemessenen Sauerstoffisotopenverhältnisse. Aus beiden zusammen läßt sich indirekt der Oberflächen-

salzgehalt abschätzen. Die hier verwendeten Isotopendaten aus insgesamt 131 Sedimentkernen sind zusammen mit den an Kernen rekonstruierten Oberflächentemperaturen im Anhang in Tabelle A.1 aufgelistet (vgl. Abb. 1.2).

Das Ziel der hier vorgestellten Arbeiten ist es, aus diesen Daten ein möglichst *umfassendes* und in sich *konsistentes* Bild der ozeanographischen Gegebenheiten des Europäischen Nordmeers während der letzten Maximalvereisung zusammenzustellen, dessen Alter mit 18 000 ^{14}C -Jahren bzw. 21 600 Kalenderjahren angegeben wird [Bard et al., 1990].

Zu der angestrebten *umfassenden* Darstellung gehören

- die aufgrund der Erniedrigung des Meeresspiegels [Fairbanks, 1989], der Schelfvereisung [Andersen, 1979; Andersen, 1981; CLIMAP, 1981; Vorren et al., 1987; Lehman et al., 1991; Mangerud et al., 1992; Mienert et al., 1992; Bischof, 1994] und isostatischer Änderungen der Schwellentiefen [Wohlfel, 1982, 1983; Wold, 1993] gegenüber heute veränderte Gestalt des Meeresbodens,
- die flächendeckenden Verteilungen von Oberflächentemperatur und -Salzgehalt, abgeleitet aus den genannten punktuell vorliegenden Daten (Diese Verteilungen sind nicht nur ein Teil des angestrebten Gesamtbilds, sondern sie werden vor allem auch als Antriebsfelder für die Modellrechnungen benötigt.),
- die Vereisung der Meeresoberfläche,
- plausible Annahmen hinsichtlich der Paläo-Windfelder,
- die auf der Basis von Topographie sowie thermohalinem und Windantrieb zu modellierende Wassermassenverteilung,
- die sich aus Dichtefeld und Windantrieb ergebende Zirkulation.

Konsistenz bedeutet, daß

- die Oberflächenfelder von Temperatur und Salzgehalt keine sich widersprechenden Charakteristika, z. B. unterschiedliche Frontensysteme, aufweisen,
- thermohaliner und Windantrieb, jeweils für sich genommen, keine unterschiedlichen Zirkulationsmuster erzeugen,
- die modellierte Zirkulation in der Lage ist, die aus den Sedimentkerndaten gewonnenen Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen aufrecht zu erhalten, so wie beispielsweise die heutige Zirkulation ein ganzjährig weiträumig eisfreies Nordmeer bewirkt.

Allerdings bildeten auch die glazialen Foraminiferen ihre Schalen nur während der kurzen sommerlichen Reproduktionsphase des Planktons, darüber hinaus lassen sich wegen der im Glazial ohnehin geringen Abundanzen auch nur die Sommertemperaturen relativ genau abschätzen ($\pm 1.3\text{--}1.7^\circ\text{C}$, [Pflaumann, 1994]). Darum muß diese Arbeit auf die Rekonstruktion der Sommersituation beschränkt bleiben.

Kapitel 2

Das Modell: SCINNA = Sensitivity and Circulation of the Northern North Atlantic

2.1 Das Modellgebiet, die räumliche und zeitliche Diskretisierung

2.1.1 Modellgebiet

Das Geschehen in einem gegebenen Teil des Weltozeans wird nicht allein durch die an der Oberfläche wirkenden Flüsse von Wärme, Frischwasser und Impuls bestimmt, sondern genauso durch den Massen-, Wärme-, Salz- und Impulsaustausch mit den angrenzenden Gebieten, letztlich also von den Vorgängen im gesamten Weltmeer. Mithin müßte also auch bei den hier betriebenen Studien zum nördlichen Nordatlantik ein globales Modell betrieben werden. Andererseits ist für den hier vorliegenden Fall wegen der geringen Beckenabmessungen und der schmalen Meeresstraßen eine räumliche Auflösung nötig, die bei einigen zehn Kilometern liegt. Ein Globalmodell mit solchen Gitterweiten kann aber auf den für diese Arbeit zugänglichen Computern nicht innerhalb vernünftiger Zeit gerechnet werden. Es muß also ein Weg gefunden werden, das Modellgebiet einzugrenzen, aber trotzdem an den so entstehenden künstlichen Berandungen den Einfluß des Weltmeers mit zu berücksichtigen.

Dazu existieren zwei Möglichkeiten:

Nach der ersten Methode werden die irrationalen Ränder im Modell als offene Ränder formuliert, die den Austausch der oben genannten Größen zulassen [Charney et al., 1950;

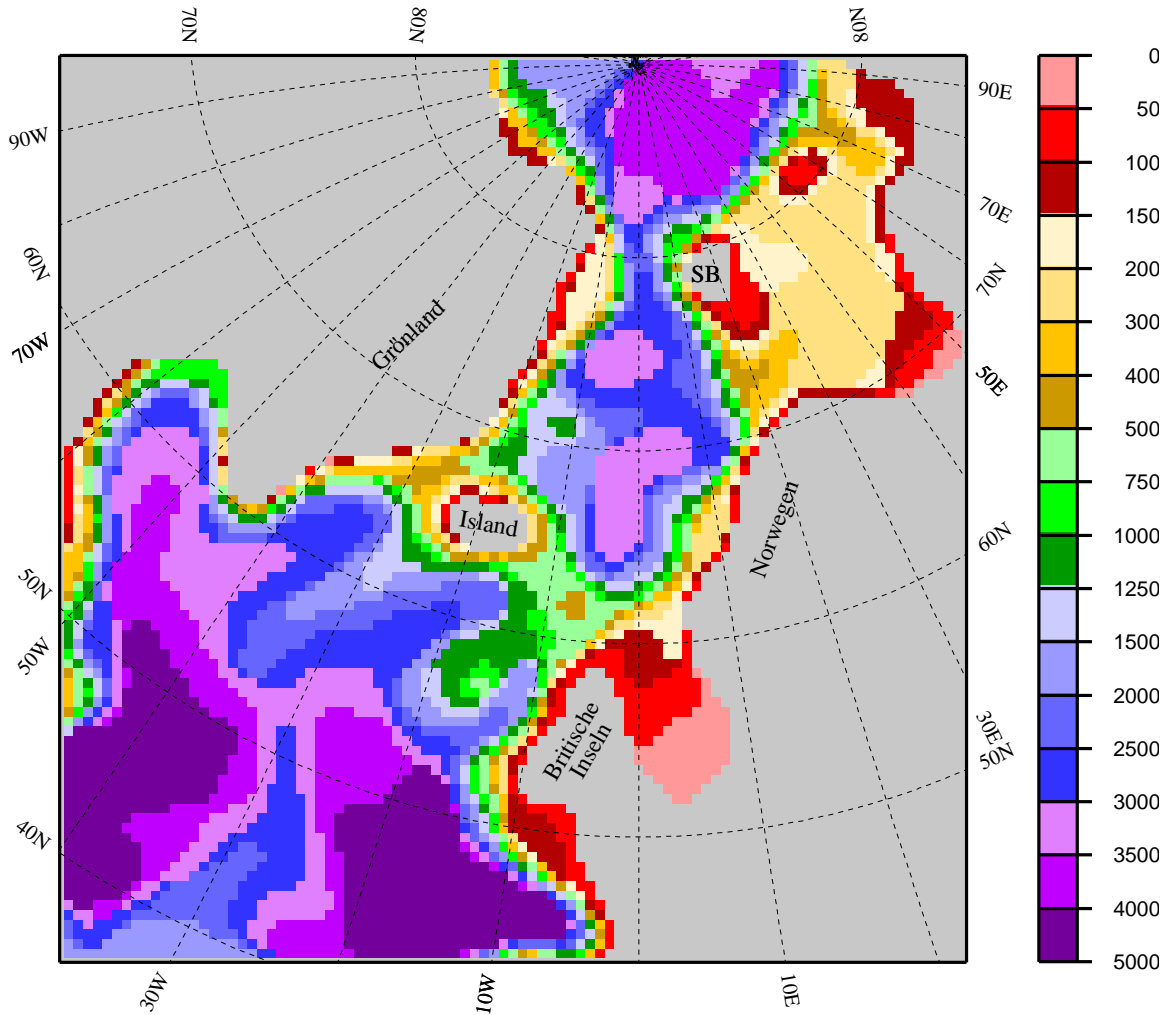


Abbildung 2.1: Modelltopographie für die Rechnungen zur rezenten Ozeanographie. Tiefenangaben in Metern.

Orlanski, 1976; Stevens, 1990]. Diesen Weg beschreiten Legutke [1989], die in ihrem Modell des Europäischen Nordmeers direkt an den Schwellen zu den benachbarten Becken offene Ränder benutzt, oder auch Stevens [1991], dessen Modell sich von 57.5 N bis 82.5 N erstreckt und an diesen Breitenkreisen offene Ränder hat. Abgesehen von der technisch aufwendigen Implementation offener Ränder gibt es noch einen zweiten Grund, aus dem sie bei einer Modellierung der Paläoozeanographie nur sehr eingeschränkt einsetzbar sind. Der Zustand im Modellinneren hängt sehr empfindlich davon ab, wo an den offenen Berandungen Einstrom und Ausstrom vorgegeben werden, und welche Massen-, Wärme- und Salztransporte damit verbunden sind. Alles, was für frühere Zeitscheiben bisher vorliegt, sind lückenhafte Rekonstruktionen der oberflächennahen Temperaturen und Salzgehalte, aber noch keine dreidimensionalen Datensätze, geschweige denn Abschätzungen von Transporten. Daher ist es bei den Paläo-Rechnungen wenig sinnvoll, offene Ränder zu verwenden.

Die zweite Methode besteht darin, die Ränder geschlossen zu lassen, sie aber weit weg vom eigentlichen Interessengebiet zu plazieren, wodurch sich ihr Einfluß auf letzteres zunächst einmal reduziert. Zusätzlich können an den künstlichen Berandungen des Modells Zonen eingebaut werden, in denen die Temperaturen und Salzgehalte mit einer tiefenabhängigen Zeitkonstanten zu vorgegebenen Werten hin gezwungen werden. Auf diese Weise läßt sich innerhalb dieser Gebiete, der Restoringzonen, zumindest die Wassermassentransformation simulieren, die in natura im gesamten Weltozean stattfindet: Strömt beispielsweise eine kalte Wassermasse in der Tiefe in die Restoringzone ein, so muß sie wegen des geschlossenen Rands aufsteigen. Auf dem Weg nach oben kann das Restoring dann die Temperatur erhöhen, so daß in Oberflächennähe eine warme Wassermasse die Restoringzone verläßt. Viele Modelle einzelner Meeresgebiete wurden und werden so betrieben [Aukrust und Oberhuber, 1994; Döscher et al., 1994], und auch für diese Arbeit soll diese Methode eingesetzt werden. Allerdings besteht auch hierbei das Problem, daß, abgesehen von Annahmen, Paläo- T und $-S$ nur für die Oberfläche rekonstruiert sind, also auch bestenfalls Annahmen in die Temperaturen und Salzgehalte der tieferen Schichten von Restoringzonen eingehen können. In Abschnitt 2.3 wird anhand der modernen Verhältnisse im Nordatlantik unter anderem untersucht, wie groß der Effekt des Restorings auf die Zirkulation ist, um seinen möglichen Nutzen bei Paläo-Rechnungen abzuschätzen.

Aufgrund der vorgestellten Überlegungen wurde das Modellgebiet SCINNA auf den in Abb. 2.1 gezeigten Bereich beschränkt. Es umfaßt also das Europäische Nordmeer, Nord-, Barents- und Labradorsee, das Polarmeer bis etwa zu den Meridianen 90 W und 90 O, sowie den Nordosten des Atlantiks ab ungefähr 35 W / 35 N. Im Gegensatz zum Code, aus dem es entwickelt wurde (s. u.), ist SCINNA nicht in konventionellen geographischen Koordinaten formuliert, sondern in einem System, dessen Äquator entlang des Nullmeridians um 60 Bogengrad nach Norden rotiert wurde; mit anderen Worten: SCINNA Nordpol liegt in konventionellen geographischen Koordinaten bei 180 W und 30 N. Das normale System hätte wegen der zu modellierenden hohen Breiten und der damit verbundenen Meridiankonvergenz den gravierenden Nachteil, daß die zonalen Gitterpunktabstände nach Norden hin rapide immer kleiner würden: bei einer Auflösung von einem Bogengrad also von rund 80 km bei 35 N auf nur noch etwa 5 km bei 87 N. Je kleiner aber die Gitterweiten sind, desto kürzer müssen aus Gründen der numerischen Stabilität auch die Integrationszeitschritte gewählt werden, was die Rechenzeiten unnötig verlängert. Außerdem können kleinskalige Charakteristika aus dem Norden des Modellgebiets weiter im Süden nicht mehr adäquat aufgelöst werden und erhöhen so dort das Modellrauschen. Diese Probleme fallen durch die Koordinatentransformation vollständig weg.

2.1.2 Räumliche und zeitliche Diskretisierung

So, wie die Festlegung des Modellgebiets in gewisser Weise einen Kompromiß darstellt zwischen dem, was aus physikalischen Gründen nötig wäre, und dem, was technisch möglich ist, so muß auch bei der Diskretisierung ein Mittelweg gefunden werden zwischen der angestrebten Feinheit des Modells und den dafür erforderlichen Rechenkapazitäten. Dieser Mittelweg führte im Fall von SCINNA, wie an der Modell-Küstenlinie ersichtlich (graue

Schicht	Δz	Gitterpunkt	Untergrenze	Schicht	Δz	Gitterpunkt	Untergrenze
1	50	25	50	10	250	1125	1250
2	50	75	100	11	250	1375	1500
3	50	125	150	12	500	1750	2000
4	50	175	200	13	500	2250	2500
5	100	250	300	14	500	2750	3000
6	100	350	400	15	500	3250	3500
7	100	450	500	16	500	3750	4000
8	250	625	750	17	1000	4500	5000
9	250	875	1000				

Tabelle 2.1: Vertikale Auflösung, alle Angaben in Metern.

Bereiche in Abb. 2.1), zu einer horizontalen Auflösung von 0.5 Bogengrad, also ca. 55 km, in modell-zonaler und -meridionaler Richtung. Damit umfaßt das Modellgebiet in der Horizontalen 95×95 Punkte, wobei bei dem eingesetzten „Arakawa-B“-Gitter die Punkte für T , S , Dichte und Druck jeweils um die halbe Gitterweite gegenüber denen für u und v versetzt sind [Mesinger und Arakawa, 1976].

Die Modelltopographie wurde durch Interpolation und Glättung des mit 5 Bogenminuten aufgelösten ETOPO5-Datensatzes [ETOPO5, 1986] auf das Modellgitter gewonnen. Kleinere Inseln, wie Jan Mayen, die Færøer und Franz-Joseph-Land, wurden herausgeglättet. Sie hätten den Rechenaufwand erheblich vergrößert, ohne an der hier interessierenden großräumigen Zirkulation Wesentliches zu ändern. In der Vertikalen rechnet SCINNA mit 17 Schichten, deren Mächtigkeiten so gewählt wurden (s. Tab. 2.1), daß besonders die Schwellentiefen in der Fram- und Dänemarkstraße sowie zwischen Island und Schottland realistisch wiedergegeben werden. Außerdem müssen die Dicken der oberflächennahen Schichten so gering sein, daß sich auch bei einer eventuellen Verflachung der Schwellen durch die Absenkung des Meeresspiegels im Glazial noch mehrere Modellschichten über den Rücken befinden. Wäre dies nicht der Fall, so hätte das Modell keine Möglichkeit, an diesen Stellen übereinander geschichtete Ströme in entgegengesetzter Richtung zu reproduzieren. Es könnte also auch nichts zur Klärung der Frage beitragen, ob das von einigen Autoren für die letzte Eiszeit vermutete ästuarine Stromsystem existierte. Somit ergibt sich unter Berücksichtigung der rezenten Topographie ein dreidimensionales Gitter von insgesamt etwa 53 200 Gitterpunkten.

Bei den Rechnungen zur Situation der letzten Maximalvereisung sollen, wie geschildert, konsistente Verteilungen der Tracer und der Zirkulation bestimmt werden, also die Szenarien, die sich nach genügend langer Einwirkungszeit der Antriebsfelder im Gleichgewicht aller Kräfte ergeben. Das erfordert unter Umständen sehr lange Integrationszeiten, zumal die zeitliche Diskretisierung aus Gründen der numerischen Stabilität des Integrationsverfahrens nicht unabhängig von der räumlichen ist: Je feiner die Auflösung ist, desto kürzer

müssen die Zeitschritte sein. Allerdings läßt sich die zum Erreichen des Gleichgewichts benötigte Rechenzeit reduzieren, wenn das Modell asynchron gerechnet wird, also für das Geschwindigkeitsfeld ein kürzerer Zeitschritt gewählt wird als für das Tracerfeld [Bryan, 1984]. Eine solche asynchrone Integration erreicht den den gleichen Endzustand wie eine synchrone Rechnung, wobei allerdings auch wirklich nur die Endsituation, nicht aber die Zwischenstadien signifikant sind. Die oben beschriebenen Gitterpunktabstände SCINNAs ermöglichen für das Geschwindigkeitsfeld einen Zeitschritt von einer halben Stunde, das Tracerfeld wird mit der 24-fachen Schrittweite, einem halben Tag, integriert.

Bei den Sensitivitätstests zum heutigen Zustand des Europäischen Nordmeers war es mit dieser Kombination von zeitlicher und räumlicher Auflösung gut möglich, innerhalb einiger zehn Stunden Rechenzeit aussagekräftige Resultate zu erzielen. Die aus den rezenten klimatologischen Temperatur- und Salzgehaltsdaten interpolierten Initialisierungs- und Antriebsfelder weisen nur geringe Inkompatibilitäten auf, so daß ein Gleichgewichtszustand des Modells relativ schnell erreicht ist (s. Abschnitt 2.3). Diese Situation verändert sich völlig beim Versuch, frühere Zeitscheiben zu modellieren, denn für diese liegen keine Daten vor, die zur dreidimensionalen Initialisierung geeignet wären, und die Integration muß mit einer T - S -Verteilung beginnen, die sich erheblich vom Endzustand unterscheidet und völlig inkonsistent mit den Antriebsfeldern ist. Hier fallen leicht Integrationszeiten von mehreren Jahrhunderten an, die auf den zur Verfügung stehenden Rechnern bei der gegebenen Auflösung SCINNAs nur innerhalb mehrerer Wochen zu bewältigen sind. Angesichts der Unsicherheiten in den Ausgangsdaten und der Sensitivität der betrachteten Meeresregion sind aber zur Rekonstruktion eines Paläo-Szenarios etliche dieser Experimente nötig, das gesteckte Ziel kann so nicht erreicht werden. Zur Lösung dieses Problems wurde der Modellcode um eine Option erweitert, die es gestattet, zu Beginn eines Experiments in der Horizontalen nur jeden zweiten Gitterpunkt zu verwenden, also mit 1 Bogengrad Auflösung, d. h. einem Viertel der ursprünglichen Datenpunkte zu rechnen. Da wegen der geschilderten Anforderungen an die Vertikalauflösung die Schichtdicken nicht erhöht wurden, mußten die auch Zeitschritte bei ihren genannten Werten belassen werden. Insgesamt erreicht also diese im Umfang reduzierte Modellversion ihren Gleichgewichtszustand viermal so schnell. Von diesem ausgehend wurde dann jeweils nach Interpolation des Tracerfelds auf das normale, hoch aufgelöste, Gitter mit der ursprünglichen Version von SCINNA weitergerechnet, bis sich auch diese nach wenigen Jahrzehnten bis maximal zwei Jahrhunderten im Gleichgewicht befand.

Das zur Integration in der Zeit eingesetzte „leap-frog“-Verfahren berechnet den neuen Modellzustand (zum Zeitschritt $n + 1$) aus den zeitlichen Ableitungen des aktuellen Zustands (n) sowie dem vorhergehenden Zustand ($n - 1$), also symbolisch:

$$\text{Zustand}(n + 1) = \text{Zustand}(n - 1) + 2\Delta t \text{Ableitung}(n). \quad (2.1)$$

Diese Integrationsmethode erzeugt offensichtlich zu den geraden bzw. ungeraden Zeitschritten voneinander unabhängige Lösungen des Systems. Um dies zu unterdrücken, werden beide Lösungen nach jeweils 17 Integrationsschritten in einem Euler-Backward-Schritt gekoppelt.

a	Erdradius.
g	Schwerebeschleunigung.
$\Omega, f = 2\Omega \sin \phi$	Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, Coriolisparameter.
λ, ϕ, z	Länge, Breite und Tiefe.
$\Delta\lambda, \Delta\phi, \Delta z$	zonale, meridionale und vertikale Gitterweite.
H	Wassertiefe.
$\Delta t, n$	Länge des Zeitschritts, Zeitschritt.
u, v, w	zonale, meridionale und vertikale Geschwindigkeitskomponente.
w_{surf}	vertikale Geschwindigkeitskomponente an der Meeresoberfläche.
T, S	Temperatur, Salzgehalt.
ρ, ρ_0	Dichte und mittlere Dichte von Seewasser.
p, p_{surf}	Druck, Oberflächendruck.
τ^λ, τ^ϕ	zonale und meridionale Windschubspannung.
A_{MH}, A_{MV}	horizontaler und vertikaler Impulsaustauschkoeffizient: $A_{MH} = 5 \times 10^8 \text{cm}^2\text{s}^{-1}$, $A_{MV} = 1 \text{cm}^2\text{s}^{-1}$. (grob aufgelöste Modellversion: $A_{MH} = 2 \times 10^9 \text{cm}^2\text{s}^{-1}$)
A_{TH}, A_{TV}	horizontaler und vertikaler Traceraustauschkoeffizient: $A_{TH} = 5 \times 10^6 \text{cm}^2\text{s}^{-1}$, $A_{TV} = 1 \text{cm}^2\text{s}^{-1}$. (grob aufgelöste Modellversion: $A_{TH} = 2 \times 10^7 \text{cm}^2\text{s}^{-1}$)
Γ	Zeitkonstante der Newton-Randbedingung und des Restorings: an der Oberfläche 30 Tage, exponentiell zunehmend auf 250 Tage in 5000 m Tiefe.

Tabelle 2.2: Benutzte Symbole

2.2 Modellphysik und Modellgleichungen

SCINNA adaptiert das Modular Ocean Model, „MOM“ [Pacanowski et al., 1993], den Nachfolger des Princeton-Zirkulationsmodells [Bryan, 1969; Cox, 1984], an den nördlichen Nordatlantik. Wie MOM ist auch SCINNA ein dreidimensionales allgemeines ozeanisches Zirkulationsmodell auf der Basis der primitiven Gleichungen (zu den benutzten Symbolen vgl. Tab. 2.2 und 2.3). Sowohl das Geschwindigkeits- als auch das Tracerfeld werden prognostisch berechnet, also deren Entwicklung im Lauf der Zeit modelliert.

Die Modellgleichungen umfassen die Erhaltung des Impulses,

$$u_t = -\mathcal{L}u + fv + \frac{uv \tan \phi}{a} - \mathcal{P}_\lambda + \mathcal{D}^u, \quad (2.2)$$

$$v_t = -\mathcal{L}v - fu - \frac{uv \tan \phi}{a} - \mathcal{P}_\phi + \mathcal{D}^v, \quad (2.3)$$

$$p(z) = p_{surf} + g \int_z^0 \rho dz, \quad (2.4)$$

μ_t	Zeitableitung.
$\mu_\lambda, \mu_\phi, \mu_z$	Zonal-, Meridional- und vertikale Abl.
μ_n	Ableitung normal zum Rand.
$\mathcal{L}\mu = \frac{1}{a \cos \phi} [(u\mu)_\lambda + (v\mu \cos \phi)_\phi] + (w\mu)_z$	dreidimensionaler Advektionsoperator.
$\nabla^2 \mu = \frac{1}{\cos^2 \phi} \mu_{\lambda\lambda} + \frac{1}{\cos \phi} (\mu_\phi \cos \phi)_\phi$	horizontaler Laplaceoperator.
$\mathcal{D}^u = (A_{MV} u_z)_z + \frac{A_{MH}}{a^2} [\nabla^2 u + (1 - \tan^2 \phi)u - \frac{2 \sin \phi}{\cos^2 \phi} v_\lambda]$	turbulenter Reibungsoperator für u .
$\mathcal{D}^v = (A_{MV} v_z)_z + \frac{A_{MH}}{a^2} [\nabla^2 v + (1 - \tan^2 \phi)v + \frac{2 \sin \phi}{\cos^2 \phi} u_\lambda]$	turbulenter Reibungsoperator für v .
$\mathcal{D}\mu = (A_{TV} \mu_z)_z + \frac{A_{TH}}{a^2} \nabla^2 \mu$	dreidim. Tracerdiffusionsoperator.
$\mathcal{P}_\lambda = \frac{1}{a \rho_0 \cos \phi} p_\lambda, \quad \mathcal{P}_\phi = \frac{1}{a \rho_0} p_\phi$	zon. und merid. Druckgradientkraft.
\mathcal{C}^μ	konvektive Vermischung.
\mathcal{R}^μ	Restoring.

Tabelle 2.3: Benutzte Definitionen. μ fungiert als Platzhalter für T, S, u oder v .

die Massenerhaltung (die Kontinuitätsgleichung),

$$w_z + \frac{1}{a \cos \phi} [u_\lambda + (v \cos \phi)_\phi] = 0, \quad (2.5)$$

die Erhaltungssätze für Wärme und Salz,

$$T_t = -\mathcal{L}T + \mathcal{D}T + \mathcal{C}^T + \mathcal{R}^T, \quad (2.6)$$

$$S_t = -\mathcal{L}S + \mathcal{D}S + \mathcal{C}^S + \mathcal{R}^S, \quad (2.7)$$

sowie eine nichtlineare Zustandsgleichung,

$$\rho = \rho(T, S, z), \quad (2.8)$$

die als Polynomapproximation an die UNESCO-Dichtgleichung [UNESCO, 1981] realisiert ist.

An den seitlichen Berandungen gilt bezüglich des Impulsflusses die Haft-Bedingung, Tracerflüsse durch den Rand sind nicht zugelassen:

$$u, v, T_n, S_n = 0. \quad (2.9)$$

Die Oberflächenrandbedingungen tragen dem windbedingten Impulsfluß Rechnung,

$$\rho_0 A_{MV}(u_z, v_z) = \tau^\lambda, \tau^\phi, \quad (2.10)$$

sowie den Flüssen von Wärme und Frischwasser,

$$A_{TV}(T_z, S_z) \propto \text{Wärme-, Frischwasserfluß}. \quad (2.11)$$

Da sich aus den Paläorekonstruktionen zwar T und S , nicht aber Wärmefluß, Niederschlag und Verdunstung ableiten lassen, ist diese letzte Bedingung als Newton-Randbedingung realisiert, d. h., die Oberflächentemperaturen und -salzgehalte werden mit einer bestimmten Zeitkonstanten Γ zu vorgegebenen Referenzwerten gezwungen [Sarmiento und Bryan, 1982], also die Gleichungen 2.6 und 2.7 in der obersten Schicht des Modells um die Terme

$$\Gamma^{-1}(T_{ref} - T) \quad \text{bzw.} \quad \Gamma^{-1}(S_{ref} - S) \quad (2.12)$$

erweitert. Externe Schwerewellen (Oberflächenwellen) sind mit kurzen Zeitskalen verbunden und erfordern somit sehr kurze Zeitschritte. Sie werden daher mittels der rigid-lid-Approximation aus dem Gleichungssystem eliminiert:

$$w_{surf} = 0. \quad (2.13)$$

Am Boden gilt die free-slip-Randbedingung für den Impuls, es wird also ohne Bodenreibung gerechnet, und wie auch bei den lateralen Rändern gibt es keine Tracerflüsse durch den Boden,

$$u_z, v_z, T_z, S_z = 0. \quad (2.14)$$

Die Bodenrandbedingung für die Vertikalgeschwindigkeit,

$$w = -\frac{u}{a \cos \phi} H_\lambda - \frac{v}{a} H_\phi, \quad (2.15)$$

ist durch das benutzte Diskretisierungsverfahren implizit erfüllt.

SCINNA kann bei 55 Kilometern Gitterweite die in den hohen Breiten mit wesentlich kleineren Längenskalen verbundenen baroklinen Instabilitätsprozesse nicht auflösen. Deren dissipative Effekte müssen durch die Reibungsterme \mathcal{D}^u und \mathcal{D}^v in den Bewegungsgleichungen (2.2, 2.3) mit berücksichtigt werden. Damit das Integrationsverfahren numerisch stabil bleibt, muß darüber hinaus der Austauschkoefizient A_{MH} , über den die Reibungsterme parametrisiert werden, innerhalb gewisser Grenzen liegen. Die Obergrenze ist gegeben durch $A_{MH} = \Delta x^2 / 4 \Delta t \approx 3.5 \times 10^9 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ [Richtmyer und Morton, 1967], die Untergrenze ergibt sich aus der maximal auftretenden Geschwindigkeit (hier ca. 20 cm s^{-1}) zu $A_{MH} = u \Delta x / 2 \approx 5 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ [Kielmann und Simons, 1984]. So wurde für die hier vorgestellten Experimente $A_{MH} = 5 \times 10^8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ bei normaler, und $A_{MH} = 2 \times 10^9 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ bei grober Auflösung gewählt. Für den entsprechenden Parameter in der Vertikalen, A_{MV} , ergeben diese Abschätzungen einen Bereich von $1\text{--}50 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, jedoch wiesen Testrechnungen mit $1, 10$ und $100 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ innerhalb der hier erforderlichen Integrationszeiten weniger

Jahrhunderte keine signifikanten Unterschiede auf, so daß alle weiteren Experimente mit $1 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ gerechnet wurden.

Nach Olbers et al. [1985] liegen die isopyknen Tracerdiffusionskoeffizienten in der Größenordnung von $3\text{--}10 \times 10^6 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$. Entsprechend wird der horizontale Anteil der Vermischungsterme \mathcal{DT} und \mathcal{DS} für Temperatur und Salzgehalt mit $A_{TH} = 5 \times 10^6 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ parametrisiert, in der grob aufgelösten Modellversion mit $A_{TH} = 2 \times 10^7 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$. A_{TV} , der Vermischungsparameter in der Vertikalen, ist im realen Ozean sehr variabel, je nach Schichtung [Gargett, 1984] und vertikaler Stromscherung [Pacanowski und Philander, 1981]. Sofern eine stabile Schichtung vorliegt und keine Konvektion stattfindet, variiert er zwischen 0.1 und $10 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$. In dieser Arbeit wird als mittlerer Wert $1 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ benutzt.

2.3 Modellvalidierung

Zwei Fragen müssen vor einer Modellierung vergangener Zeitscheiben geklärt sein:

1. Die erste Frage betrifft die Qualität der Modellergebnisse für den Fall, daß die dem Modell vorgegebenen Eingangsdaten relativ genau bekannt sind: Wie gut kann das Modell die heutigen ozeanographischen Verhältnisse reproduzieren, wenn es mit rezenten Antriebsfeldern betrieben wird, sind die Modellresultate realistisch und verläßlich? Abschnitt 2.3.2 wird sich mit dieser Frage befassen.
2. Die zweite Frage behandelt die Situation, daß die Ausgangsdaten nur unvollständig und ungenau vorliegen, da die Rekonstruktionen von Paläotemperatur und -salzgehalt mit Fehlern behaftet sind: Wie empfindlich reagiert das modellierte System, wenn sich die Antriebsdaten innerhalb der Größenordnungen dieser Fehler verändern? Dieser Komplex wird in Abschnitt 2.3.1 diskutiert.

2.3.1 Sensitivitätstests

Die Unsicherheiten bei den Paläorekonstruktionen der Oberflächentemperaturen und -salzgehalte begründen sich nicht nur aus den Fehlern, die bei den Messungen an den Sedimentkernen auftreten können, sie werden zusätzlich noch dadurch vergrößert, daß die Sedimentkerndaten flächendeckend über das Modellgebiet interpoliert und geglättet werden müssen. Kapitel 3 erläutert im Detail, wie groß die hierbei durch verschiedene Algorithmen verursachten Schwankungen in T und S ausfallen. Hier sei vorweggenommen, daß die Unsicherheiten durchaus den Bereich von $1\text{--}2^\circ \text{ C}$ und $1\text{--}2 \text{ psu}$ erreichen können. Da es sich dabei aber nicht um globale, sondern lokale Fehler handelt, können sie durchaus in der Lage sein, die Dichtegradienten und somit das Zirkulationsschema erheblich zu verändern. Wie die Experimente zum Realitätsgehalt der modellierten Ozeanographie wurden auch die Sensitivitätstests, die sich mit den Auswirkungen dieser Variationen in

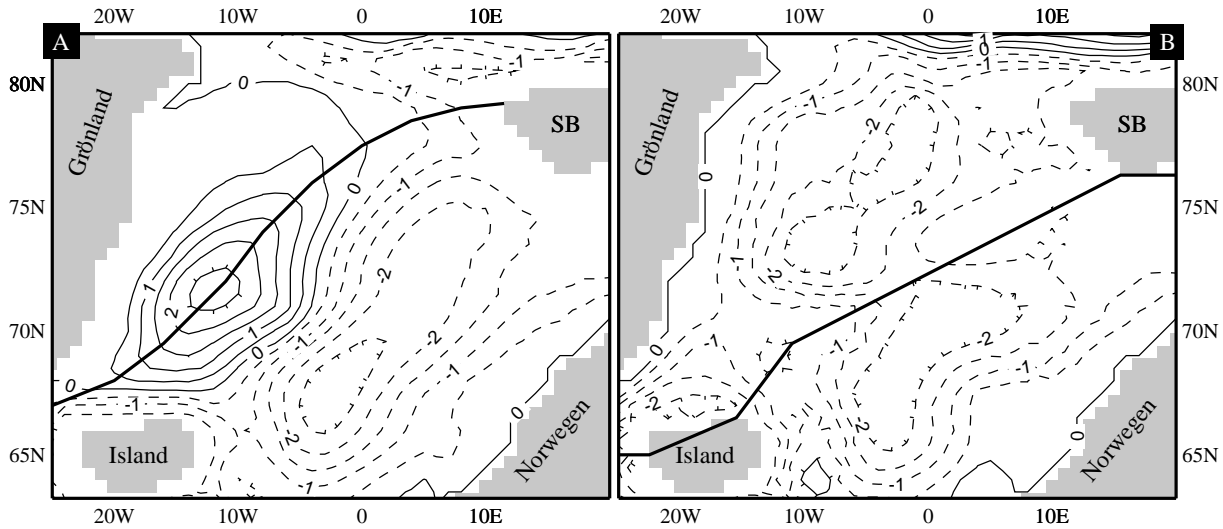


Abbildung 2.2: Sensitivität: Zirkulationsänderung durch Vergrößerung der Eisbedeckung: A) antizyklonaler Massentransport unter der relativ schmalen, B) zyklonaler Transport unter der verbreiterten Eisdecke.

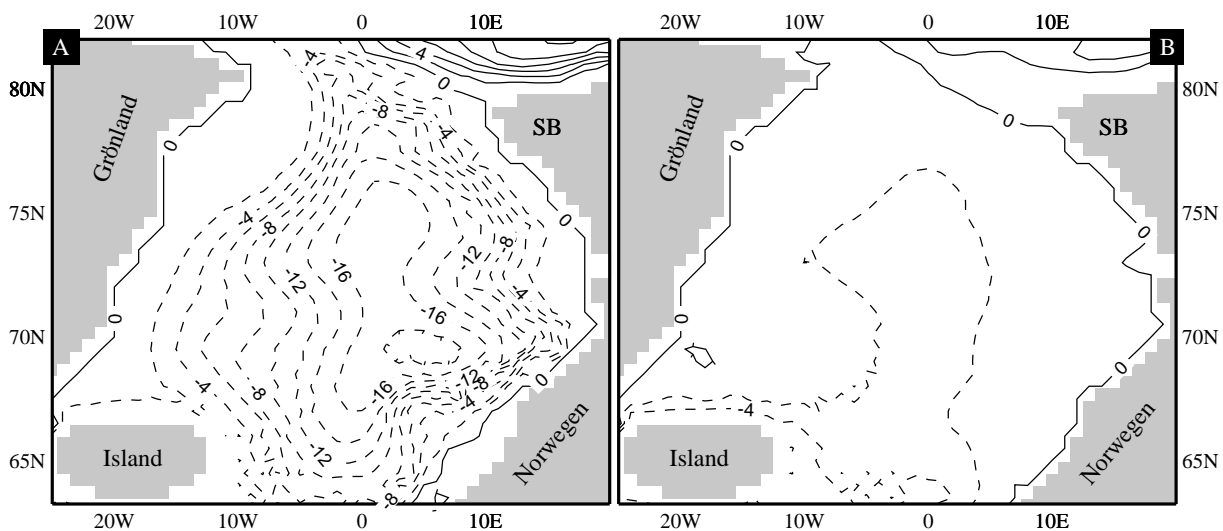


Abbildung 2.3: Sensitivität: Bedeutung des Oberflächensalzgehalts für den Massentransport: A) Zirkulation aufgrund klimatologischen halinen Antriebs, B) Strömung mit horizontal konstanter Salzgehaltsverteilung.

den Antriebsfeldern befaßten, anhand der heutigen Situation gerechnet. Dabei trat die große Sensitivität des Europäischen Nordmeers und seiner angrenzenden Gebiete klar zutage [Haupt et al., 1994, Schäfer-Neth et al., 1994]. Dies soll hier anhand dreier Beispiele demonstriert werden.

Das erste Beispiel zeigt, wie das System auf eine kleine Vergrößerung der Eisdecke rea-

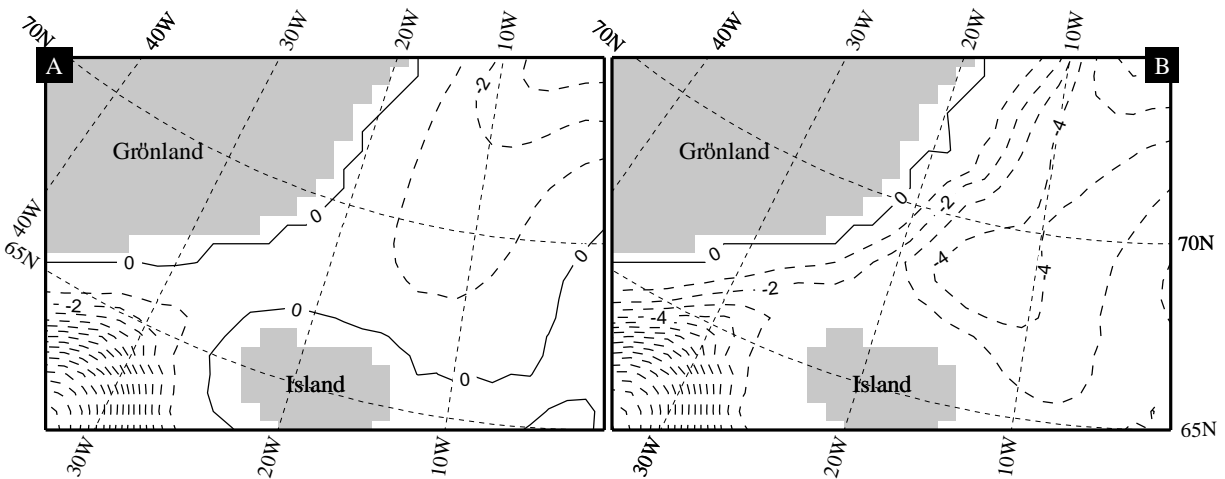


Abbildung 2.4: Sensitivität: Effekt des Salzgehaltes auf den Ostgrönlandstrom: A) Zirkulation aufgrund der Levitus-Winterdaten, B) nach Reduktion von S auf 33 psu an der Küste Grönlands.

giert. Die breite Linie in Abbildung 2.2A und B gibt die Lage der Eiskante zweier Experimente wieder, die mit einer Vorgängerversion von SCINNA in normalen geographischen Koordinaten gerechnet wurden. Die Eisbedeckung wurde im Modell dergestalt implementiert, daß im vereisten Gebiet einerseits die sonst vorgeschriebenen klimatologischen Wintertemperaturen [Levitus, 1982] auf die Gefrierpunktstemperatur von -1.9°C reduziert, und andererseits die Windschubspannung (Januar nach Hellerman und Rosenstein, [1983], s. Abb. 4.4) zu Null gesetzt wurde. Wie aus den Abbildungen ersichtlich, differieren die beiden Eisfelder nur um wenige Bogengrad, und dies in einem Bereich relativ geringer Windgeschwindigkeiten. Daher wirkt sich die Variation der Eiskante in erster Linie auf das Temperaturfeld aus, dessen Werte sich im Bereich der Verbreiterung um rund 2°C verringern. Die Regionen starken Windantriebs an den Rändern des Europäischen Nordmeers dagegen bleiben weitestgehend unbeeinflusst. Nach jeweils 50 Jahren Integration ergaben sich erhebliche Differenzen in der Zirkulation, dargestellt anhand des vertikal integrierten Massentransports durch die dünnen Linien, wobei positive Werte eine antizyklonale, negative Werte eine zyklonale Zirkulation kennzeichnen. Im Experiment mit der etwas schmälere Eisdecke konnte sich das Zwischenwasser im Laufe der Zeit soweit erwärmen, daß sich in der Grönlandsee im Gegensatz zur Realität eine antizyklonale Zirkulation mit 2 Sv ($= 2 \times 10^6 \text{ ts}^{-1}$) ausbildete. Dagegen zeigt die Rechnung mit der vergrößerten Eisdecke ein beckenweit zyklonales Schema, wie es sich auch aus Beobachtungen ergibt.

Beispiel 2 basiert auf ersten Experimenten zur Modellierung der glazialen Zirkulation, auch diese noch in nicht rotierten Koordinaten gerechnet. Es zeigt, wie sich bei konstanter Temperatur lokale Änderungen des Salzgehalts auswirken. Wie in Abschnitt 4.1.1 erläutert wird, wurde die Topographie den glazialen Bedingungen angepaßt, daher ergeben sich bei diesem Beispiel gegenüber dem vorigen leicht veränderte Küstenlinien. Die in den Abbildungen 2.3A und B vorgestellten Zirkulationsschemata wurden entsprechend den

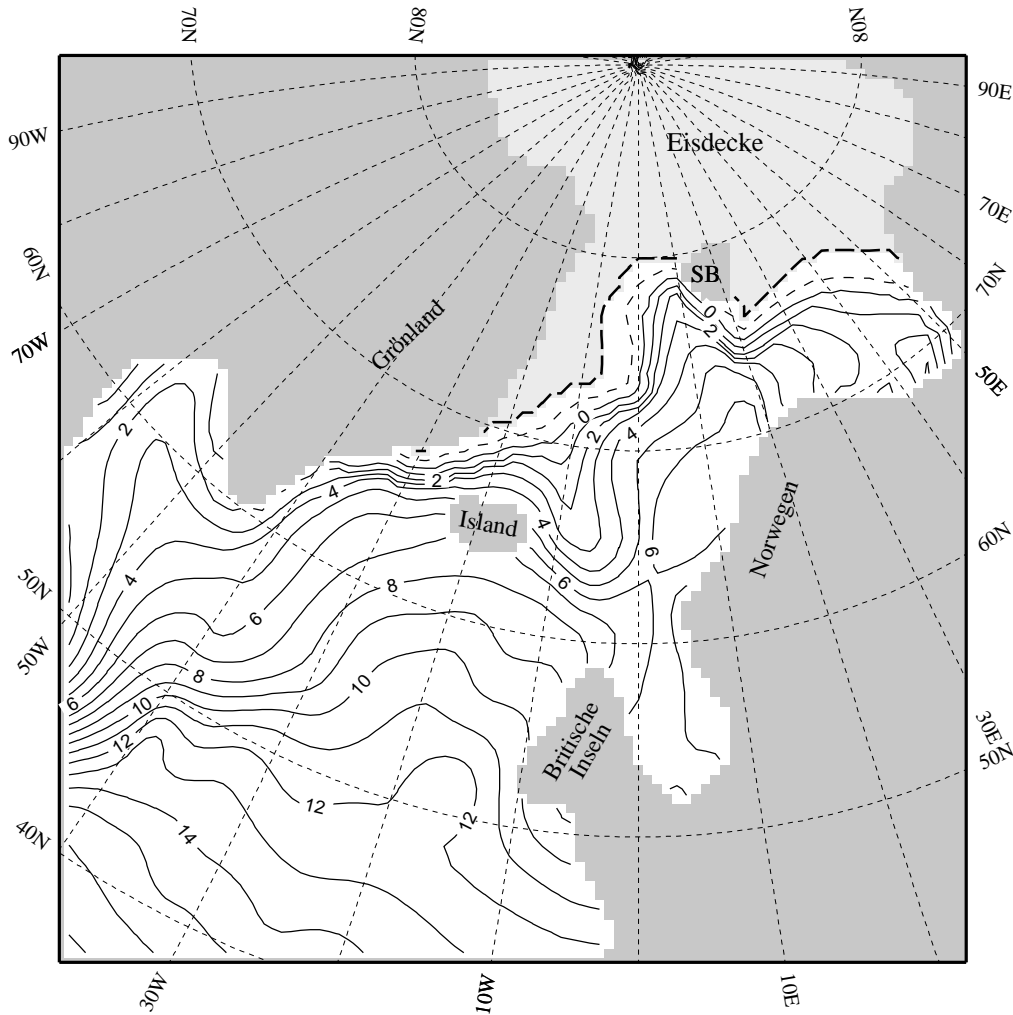


Abbildung 2.5: Rezente winterliche Oberflächentemperaturen nach Levitus [1982] und Dietrich [1969], modifiziert durch die Wintervereisung nach Wadhams [1986].

glazialen Sommertemperaturen nach CLIMAP [1981] mit einer vollständigen Vereisung des Europäischen Nordmeers modelliert, also konstanten -1.9°C an dessen Oberfläche. Im ersten Fall fanden zum halinen Antrieb die Levitus-Wintersalzgehalte [1982] Verwendung, die im zentralen Bereich des Europäischen Nordmeers bei etwas mehr als 35 psu, an der norwegischen Küste bei etwa 34.5 psu und an der Küste Grönlands bei rund 34 psu liegen. Dieser horizontale Salzgehaltsgradient treibt eine zyklonale Zirkulation von 18 Sv an. Wird nun an Stelle der klimatologischen Salzgehalte ein konstanter Wert eingesetzt (hier 34.9 psu) so entspricht dies bezogen auf die Gradienten einer Änderung um etwas mehr als 1 psu. Der Effekt auf die Zirkulation ist erheblich: Sie reduziert sich um nahezu 90 Prozent auf knapp 2 Sv, die vom Ein- und Ausstrom über die Schwellen aufrecht erhalten werden.

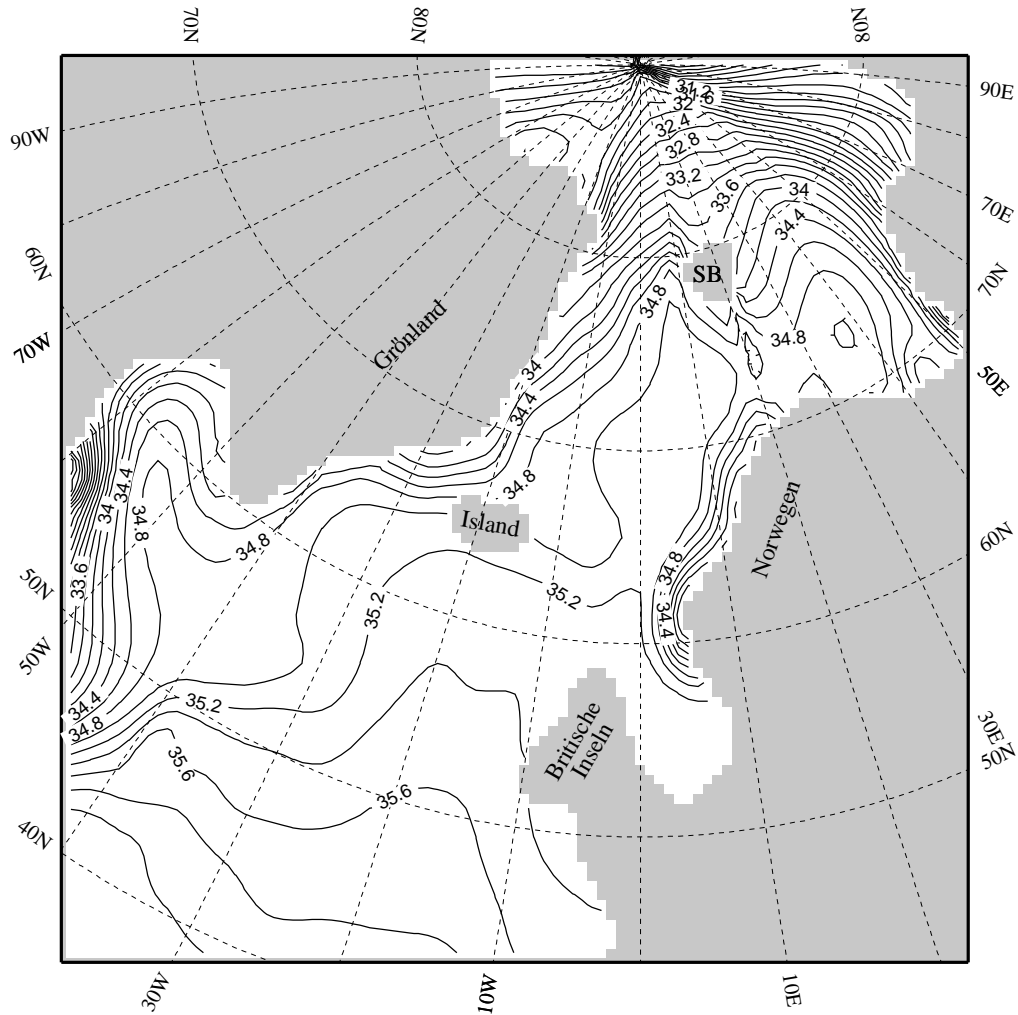


Abbildung 2.6: Rezente winterliche Oberflächensalzgehalte nach Levitus [1982] und Dietrich [1969].

Auch das dritte Beispiel verdeutlicht an zwei Experimenten die besonders kritische Rolle, die wegen der niedrigen Temperaturen dem Salzgehalt zukommt, hier für den Transport des Ostgrönlandstroms. Beide Experimente wurden ohne Windantrieb und robust diagnostisch gerechnet, d. h., daß die eingangs dieses Kapitels beschriebene Restoring-Technik im gesamten Modellgebiet angewandt wurde. Damit erfahren T und S im Gegensatz zu prognostischen Rechnungen keine zeitliche Veränderung, es wird nur das Geschwindigkeitsfeld an das Tracerfeld adjustiert. Im einen Experiment wurde wieder die Winterklimatologie nach Levitus [1982] eingesetzt. Das resultierende Strömungsmuster (Abb. 2.4A) zeigt nur einen minimalen Ausstrom durch die Dänemarkstraße. Dieses Bild ändert sich schlagartig, wenn wie im zweiten Experiment die Salzgehalte in einem schmalen Streifen entlang der grönländischen Küste um 1 psu auf 33 psu reduziert werden, denn dann bildet das Modell einen Ausstrom von 2 Sv aus (Abb. 2.4B).

Diese und eine große Zahl weiterer Sensitivitätsexperimente zeigten, daß lokale Änderungen der thermohalinen Antriebsfelder um Größenordnungen, die den Fehlern bei den Rekonstruktionen früherer Zeitscheiben entsprechen, gravierenden Einfluß auf die modellierte Wassermassenverteilung und Zirkulation haben können. Weil die Genauigkeit der Rekonstruktionen zur Zeit nicht zu verbessern ist, ist die geforderte Konsistenz von Temperaturen, Salzgehalten und Zirkulation das entscheidende Kriterium bei der Beurteilung modellierter paläoozeanographischer Szenarien in Kapitel 4.

2.3.2 Vergleich mit dem heutigen Zustand — das Kontrollexperiment

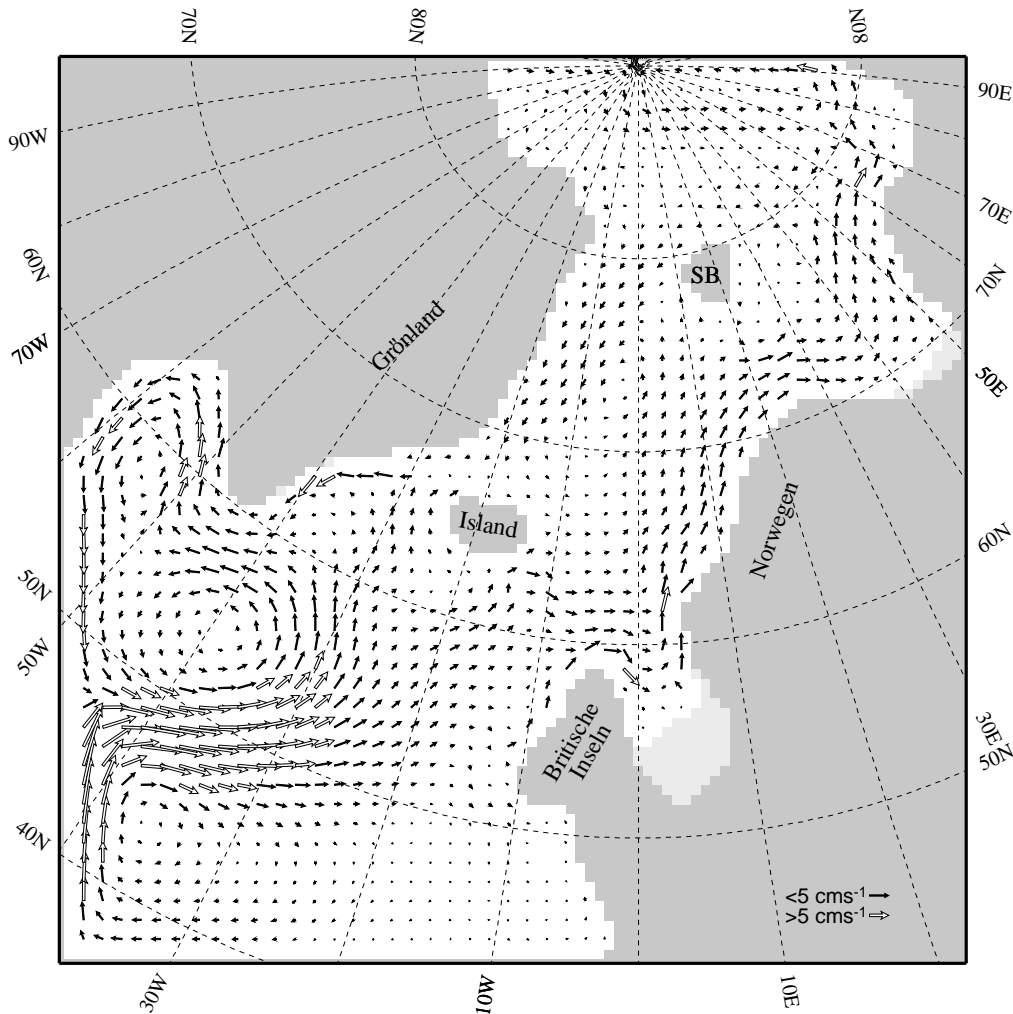


Abbildung 2.7: Kontrollexperiment: Zirkulation in 75 m Tiefe. Zur besseren Übersicht ist nur jeder zweite Geschwindigkeitsvektor gezeichnet. Dunkelgrau: Küstenlinie, hellgrau: Berandung der zweiten Modellschicht.

Ein Modell, das sinnvolle Aussagen für vergangene Zeiten liefern soll, muß in der Lage

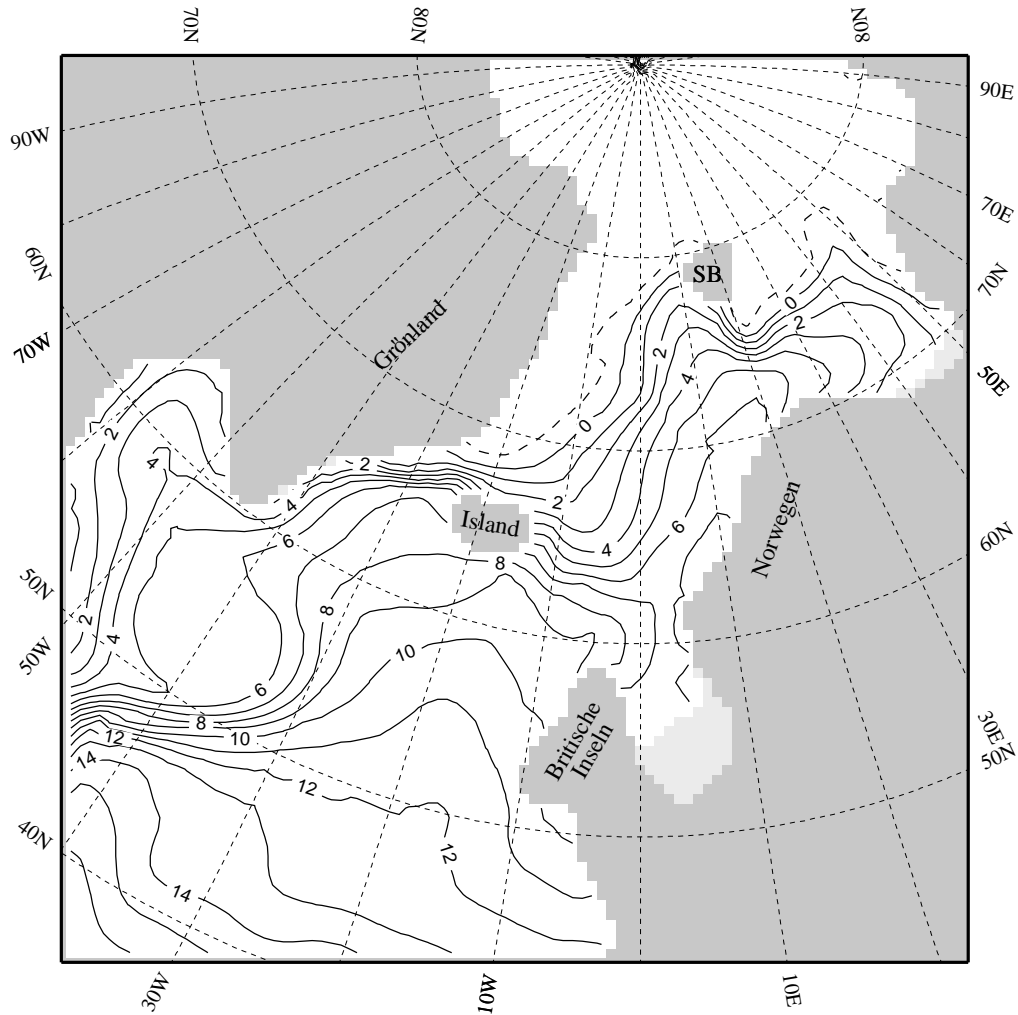


Abbildung 2.8: Kontrollexperiment: Temperaturen in 75 m Tiefe.

sein, die heutigen Verhältnisse möglichst realistisch zu reproduzieren. Dies steht und fällt nicht nur mit einer adäquaten Implementation der relevanten physikalischen Prozesse im Modell, sondern auch mit der Verfügbarkeit realistischer Ausgangs- und Antriebsdaten. Offenbar, das zeigt das letzte der drei obigen Beispiele, gibt es aber schon innerhalb der rezenten Daten Unstimmigkeiten. Die klimatologischen Temperaturen und Salzgehalte waren nicht in der Lage, einen realistischen Ostgrönlandstrom hervorzubringen, d. h., sie sind nicht konsistent mit der typischen Zirkulation. Allerdings ist es im Rezenten relativ einfach, die Ursachen solcher Diskrepanzen zu finden. In diesem Fall deutet ein Vergleich mit synoptischen Messungen [Dietrich, 1969] darauf hin, daß im klimatologischen Datensatz die küstennahen Salzgehalte zu hoch sind, daß also der Einfluß kontinentalen Schmelzwasserabflusses nicht ausreichend repräsentiert ist. Daher überlagerten Seidov und Prien [frdl. pers. Mittlg.] die klimatologischen Werte mit den synoptischen und stellten so eine Temperatur- und Salzgehaltsverteilung zusammen, die wesentlich besser zu der unabhängig davon gemessenen Zirkulation paßt.

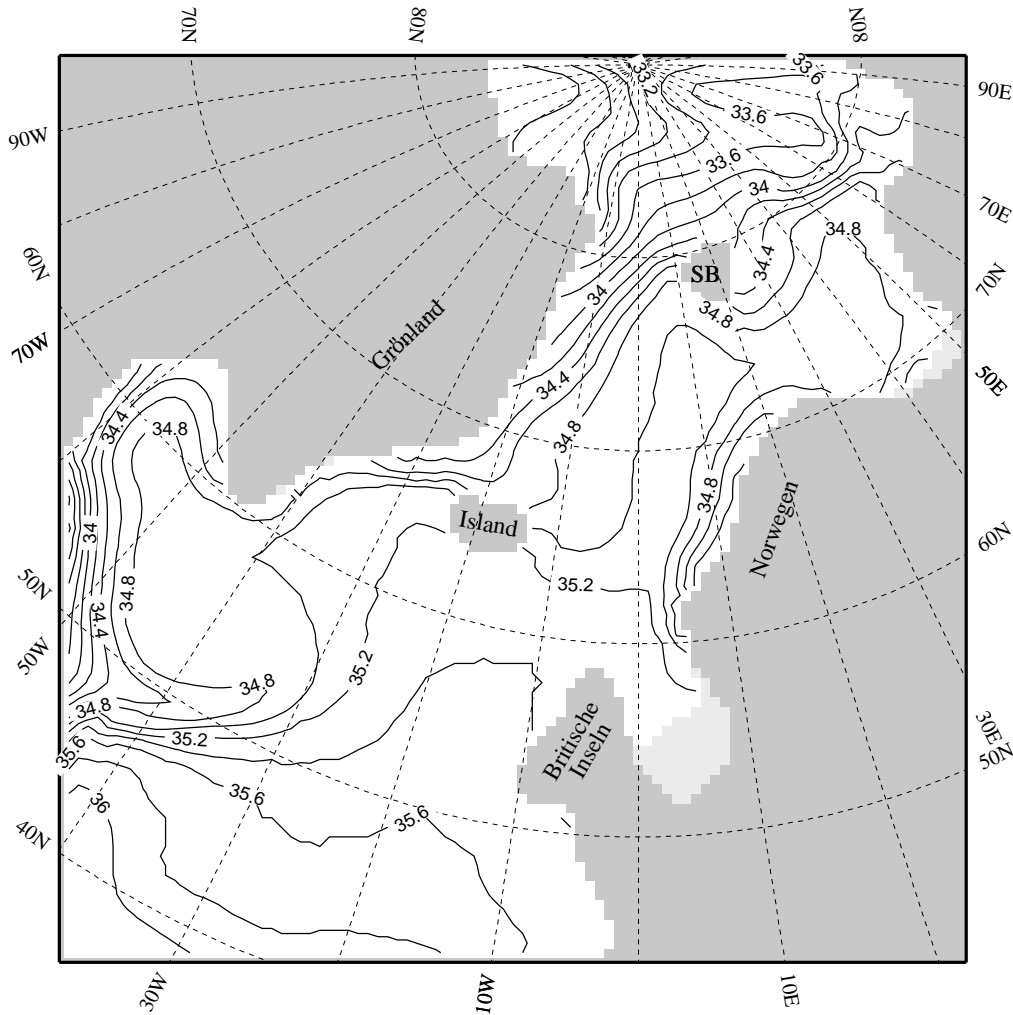


Abbildung 2.9: Kontrollexperiment: Salzgehalte in 75 m Tiefe.

In der Realität bilden sich die Charakteristika von Zirkulation und Wassermassenverteilung besonders im Winterhalbjahr aus. Um die Wirklichkeitsnähe der mit SCINNA modellierten Zirkulation und Wassermassenverteilung zu überprüfen, wurden die Wintertemperaturen dieses aus Klimatologie und synoptischer Messung kombinierten Datensatzes durch Einbeziehung der mittleren winterlichen Vereisung [Wadhams, 1986] zusätzlich so modifiziert, daß sie im Bereich der Eiskecke durch den Wert von -1.9°C ersetzt wurden (s. Abb. 2.5). Dieses Feld diente zusammen mit der entsprechenden Salzgehaltsverteilung (Abb. 2.6) und den Januarwinden von Hellerman und Rosenstein [1983] (Abb. 4.4) zum Antrieb einer Integration SCINNAs über 50 Jahre. Sowohl für Initialisierung dieses Experiments, als auch zum Restoring in einem fünf Gitterpunkte breiten Streifen entlang der künstlichen Grenzen und am Ostrand der Barentssee wurde die dreidimensionale Winterklimatologie nach Levitus [1982] benutzt. Mit dieser Kombination der Initialisierungs- und Antriebsfelder reproduziert SCINNA die heutigen ozeanographischen Verhältnisse in realistischer Weise.

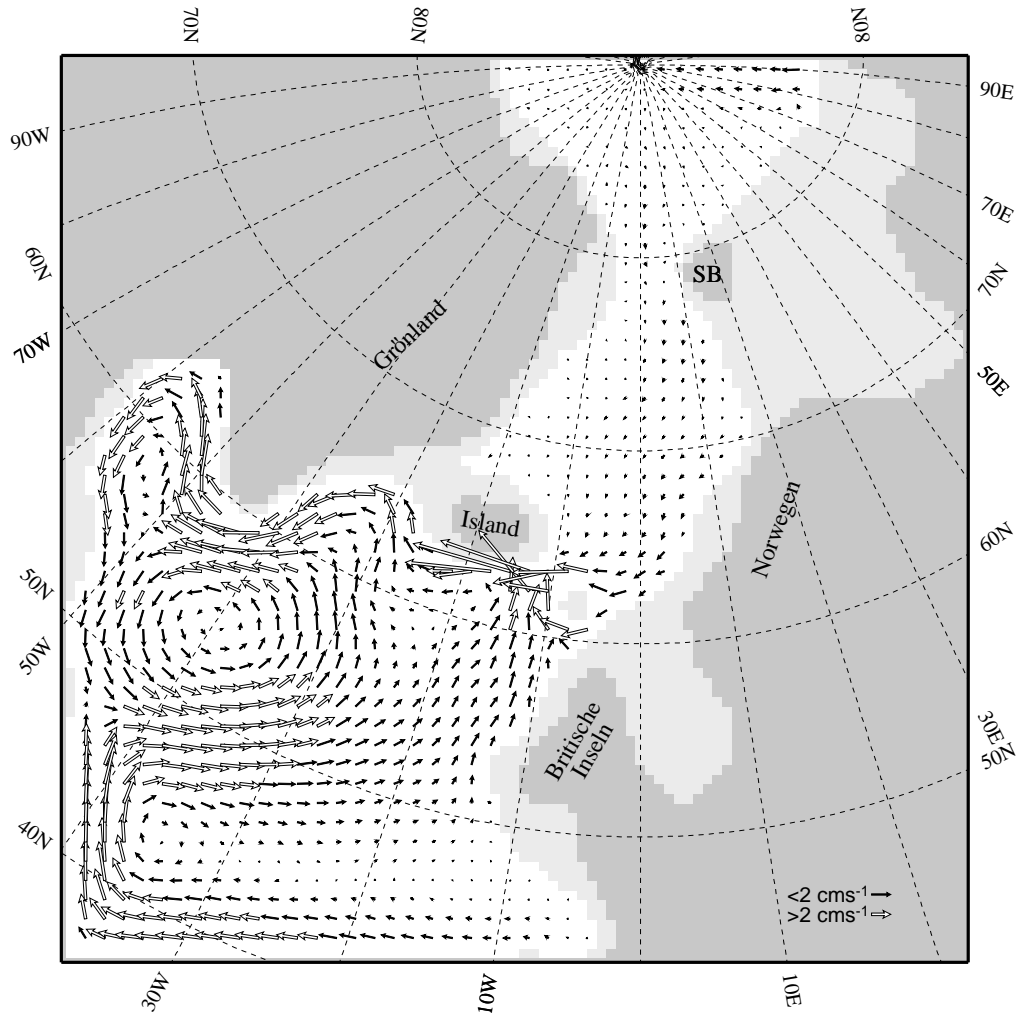


Abbildung 2.10: Kontrollexperiment: Zirkulation in 625 m Tiefe.

Es zeigte sich, nicht allein bei dem nachfolgend zu besprechenden Kontrollexperiment, sondern auch bei den Paläo-Rechnungen, daß die modellierten Temperaturverteilungen in den obersten drei bis vier Schichten sehr gut miteinander übereinstimmen, desgleichen die Salzgehaltsfelder. Auch die Strömungsmuster sind einander sehr ähnlich, wobei hier allerdings das oberste Modellniveau eine Ausnahme bilden kann. Bei Rechnungen mit Windantrieb bildet sich aufgrund des Windes und der künstlich geschlossenen Berandungen an diesen Rändern eine Zirkulation aus, die nicht der entspricht, wie sie in den direkt benachbarten tieferen Schichten vorliegt. Um nun das Charakteristische einer Lösung besser herauszustreichen und außerdem die Experimente mit bzw. ohne Wind besser miteinander vergleichen zu können, sollen die Verhältnisse des oberflächennahen Bereichs hier und auch in Kapitel 4 jeweils anhand der zweiten Modellschicht bei 75 m Tiefe diskutiert werden. Zunächst seien daher aus dem Kontrollexperiment Zirkulation (Abb. 2.7) und Wassermassencharakteristika (Abb. 2.8, 2.9) dieses Tiefenniveaus betrachtet. Im Inneren des Europäischen Nordmeers hat sich eine zyklonale Strömung mit deutlich aus-

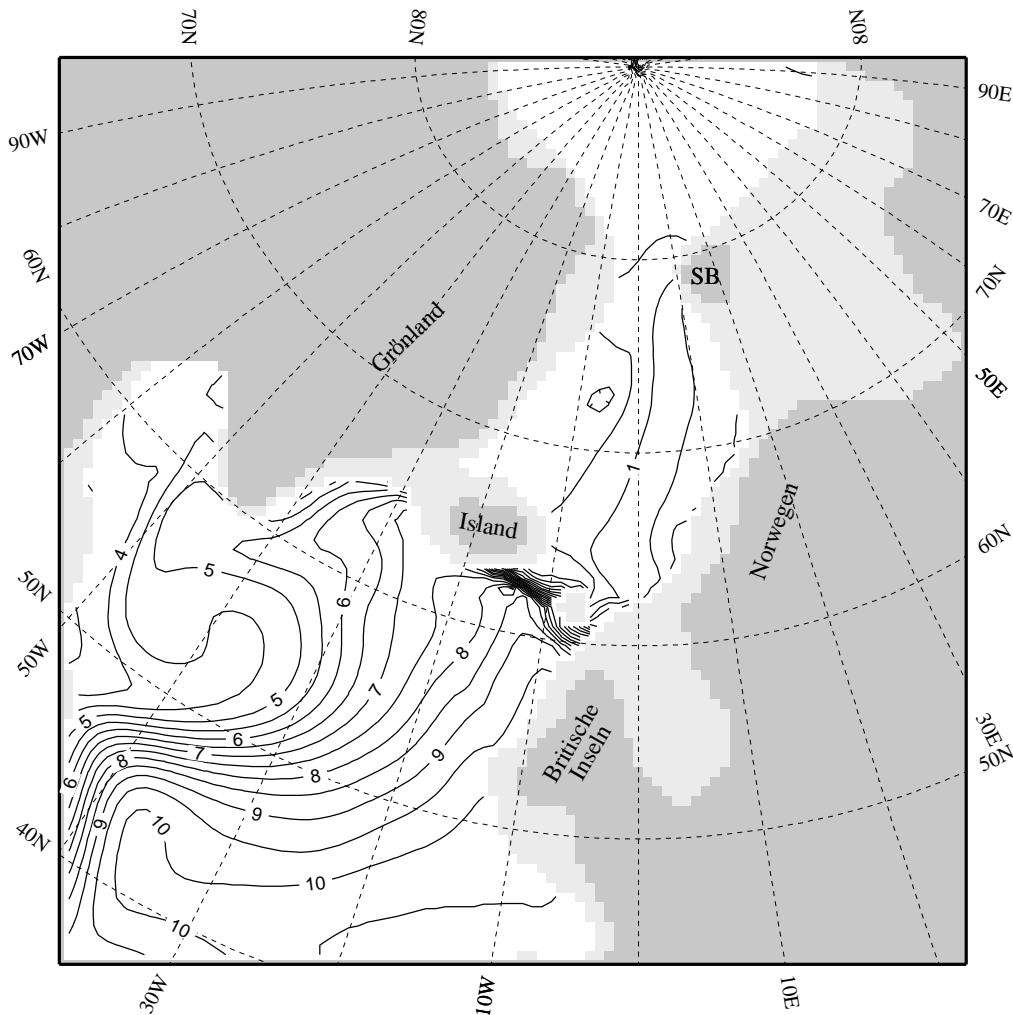


Abbildung 2.11: Kontrollexperiment: Temperaturen in 625 m Tiefe.

geprägtem Norwegen- und Ostgrönlandstrom gebildet. Weitere realistische Eigenschaften sind (vgl. Abb. 1.1) der Ausstrom durch die Dänemarkstraße, der sich in den Labradorstrom fortsetzt, und der durch den Nordatlantischen Strom gespeiste Einstrom über die Island-Schottland-Schwelle. Auch der Irmingerstrom westlich Islands ist klar zu erkennen, sowie, wenn auch schwach, der Westpitzbergenstrom. Unrealistisch sind dagegen die Gestalt des Subtropenwirbels und des Golfstroms, die auf den künstlich geschlossenen Rand im Südwesten zurückzuführen ist, sowie die relativ hohe Intensität des Nordkapstroms. Die Ursache für Letzteres sind wohl die zum Restoring in der Barentssee eingesetzten klimatologischen Temperaturen und Salzgehalte, denn dieses Charakteristikum findet sich z. B. auch in den Modellresultaten von Stevens [1991], der den gleichen Datensatz benutzt. Auch die T - und S -Verteilungen entsprechen sehr gut den realen Gegebenheiten: Die relativ salzarmen Küstengewässer vor Norwegen und Grönland, der warme, salzreiche Einstrom östlich Islands und der kalte, salzarme Ausstrom westlich davon. In Schicht 8, mit 625 m direkt oberhalb des Island-Schottland-Rückens gelegen, zeigen die modellier-

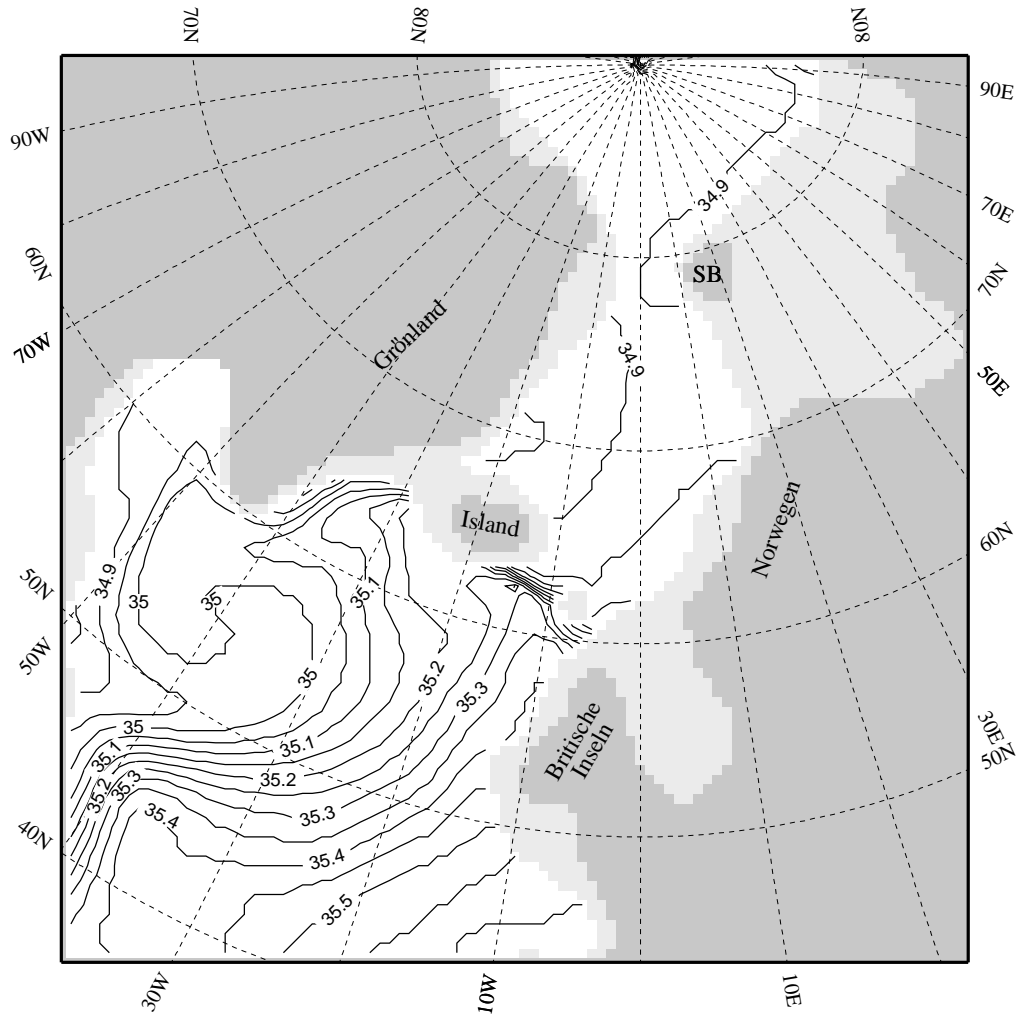


Abbildung 2.12: Kontrollexperiment: Salzgehalte in 625 m Tiefe.

ten Geschwindigkeiten (Abb. 2.10) die heutigen Ausstromregionen des Zwischenwassers aus der Norwegisch-Grönländischen See bei Temperaturen und Salzgehalten um 5°C und 35.05 psu (Dänemarkstraße) bzw. 8°C und 35.25 psu (Island-Schottland-Rücken).

Insgesamt läßt sich also sagen, daß SCINNA unter Verwendung für heute repräsentativer Antriebsfelder die Situation im Europäischen Nordmeer, an den es begrenzenden Schwellen und in den dicht benachbarten Regionen realistisch wiedergibt. Die Fehler im Bereich des Subtropenwirbels beruhen auf der geschilderten Modellkonfiguration und waren zu erwarten. Auf diese Region wird im weiteren auch nicht weiter eingegangen, da das Hauptaugenmerk in dieser Arbeit auf den Gegebenheiten im und um das Europäische Nordmeer liegt.

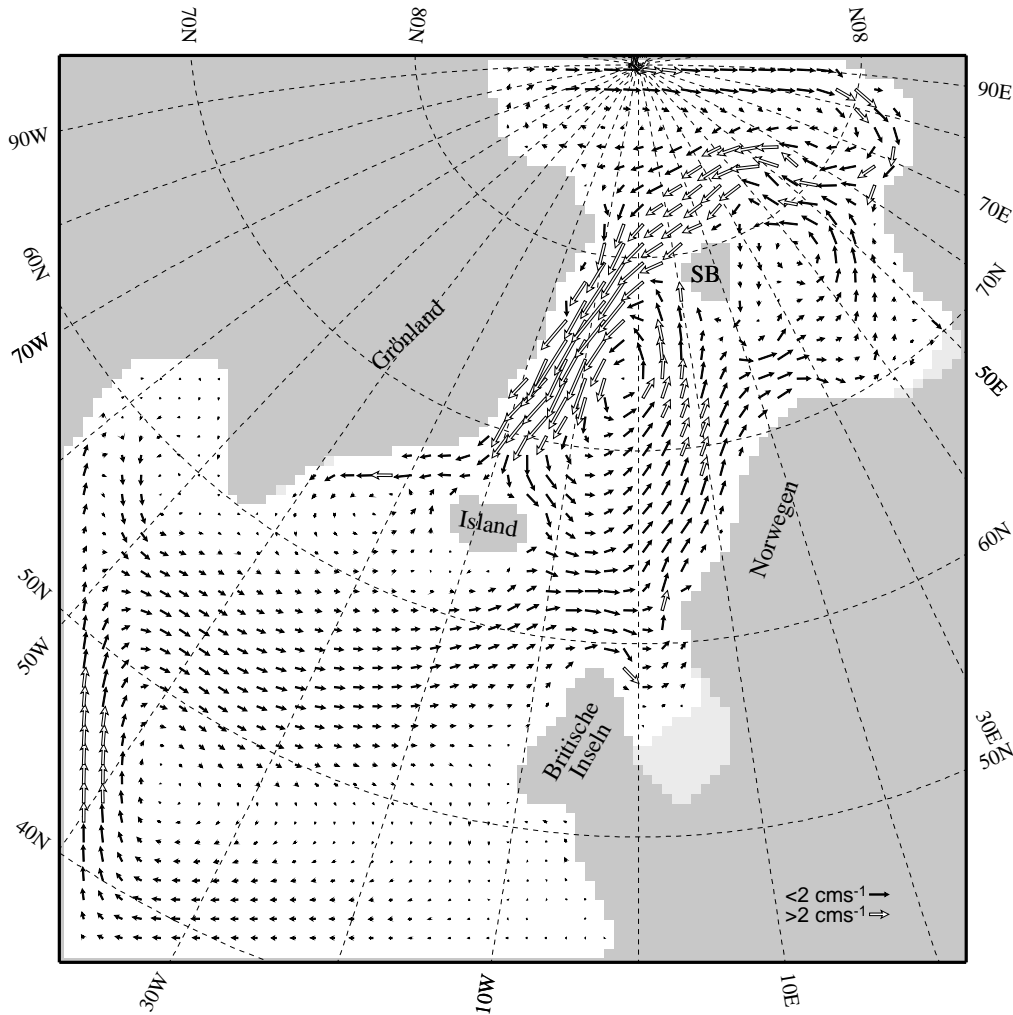


Abbildung 2.13: Zirkulation ohne Wind und Restoring in 75 m Tiefe.

2.3.3 Konsistenz — ein Beispiel

Diese so modellierte Rezensituation ist gleichzeitig ein instruktives Beispiel für die Konsistenz von Antriebsfeldern. Zunächst weisen die Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen (Abb. 2.5, 2.6) im wesentlichen parallel verlaufende Charakteristika und Frontensysteme auf. Weiterhin ist die modellierte Zirkulation offensichtlich in der Lage, diese Tracerverteilungen durch ihre Ein- und Ausströme an den Schwellen und die Zirkulation im Inneren des Europäischen Nordmeers aufrecht zu erhalten.

Um zu prüfen, inwieweit auch der Windantrieb innerhalb dieses Systems konsistent ist, wurde der Kontrolllauf noch einmal ohne Wind wiederholt. Dabei wurde zusätzlich auch ohne Restoring gerechnet, um angesichts der Schwierigkeiten, für Paläo-Rechnungen dreidimensionale T - und S -Restoringfelder zu rekonstruieren, auch dessen Einfluß auf die Zirkulation abschätzen zu können. Wie in Abschnitt 2.1 beschrieben, wurde dieses Expe-

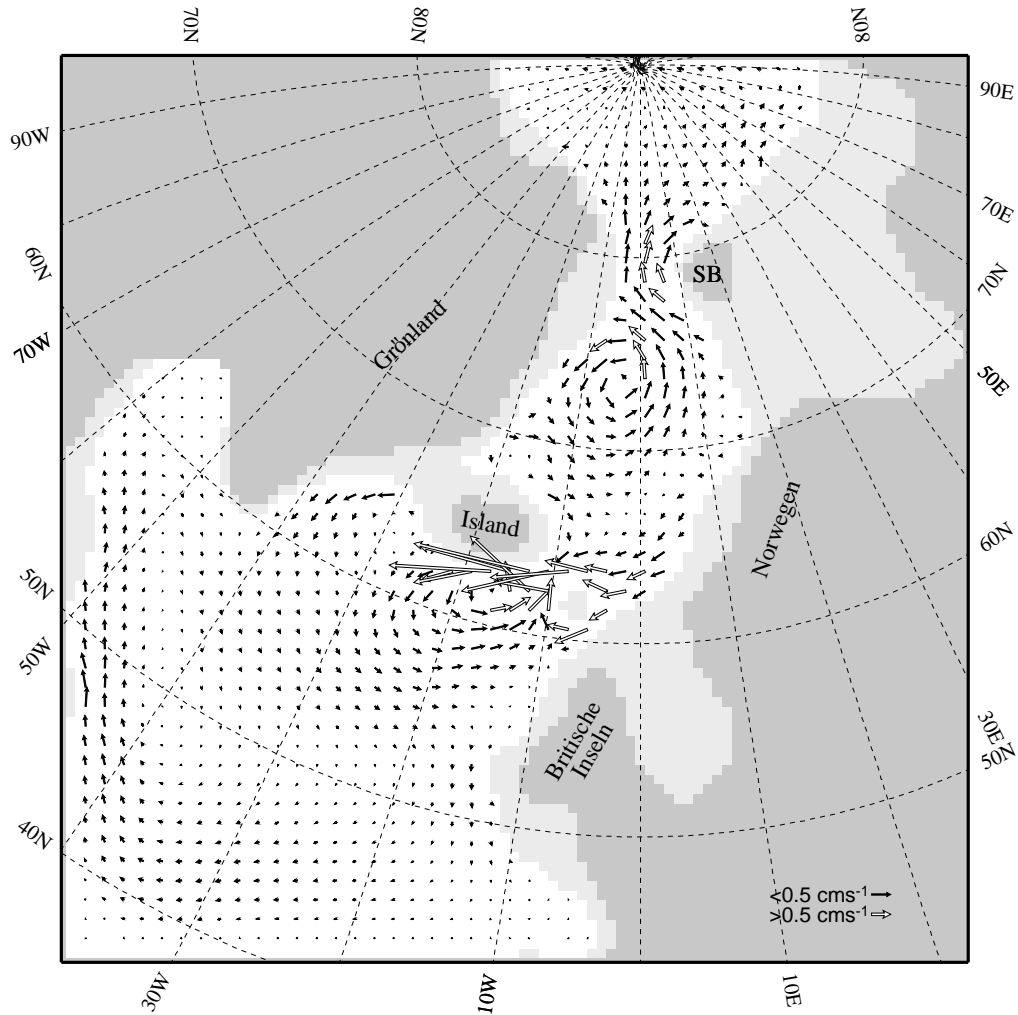


Abbildung 2.14: Zirkulation ohne Wind und Restoring in 625 m Tiefe.

riment wegen des fehlenden Restorings zunächst für 200 Jahre in der groben, im Anschluß daran für 100 Jahre in der hohen Auflösung integriert. Nach dieser Zeit waren die über das gesamte Modellgebiet gemittelten absoluten Tracer-Änderungsraten auf ca. 0.3°C und 0.03 psu pro Jahrhundert abgesunken, so daß der angestrebte Gleichgewichtszustand in erster Näherung erreicht war. Die Abbildungen 2.13 und 2.14 geben die zu diesem Zeitpunkt vorliegenden Strömungsmuster in 75 bzw. 625 m Tiefe wieder, und es zeigt sich, daß die Schemata sich gegenüber der Rechnung mit Wind und Restoring nur unwesentlich verändert haben, von der wegen des fehlenden Windantriebs starken Reduktion der Geschwindigkeiten einmal abgesehen. Die Randströme im Europäischen Nordmeer und die über die Schwellen setzende Zirkulation sind nach wie vor vorhanden. Der einzige große Unterschied besteht darin, daß der hauptsächlich windgetriebene Subtropenwirbel nur noch sehr schwach ausgeprägt ist. Aus diesem Vergleich lassen sich zwei Schlüsse ziehen. Zum einen, daß im ersten Experiment Wind- und thermohaliner Antrieb miteinander konsistente Felder darstellten, da sie die gleichen Zirkulationsmuster bewirken. Zum anderen

aber, daß bei der Paläo-Modellierung auch ohne Restoring mit aussagekräftigen Ergebnissen, zumindest für den hier interessierenden Bereich des Europäischen Nordmeers (s. Abschnitt 2.1), gerechnet werden kann.

Kapitel 3

Rekonstruktion der Oberflächenverteilungen von Temperatur und Salzgehalt

3.1 Vorbemerkung

Zur Erstellung von Oberflächentemperatur- und -salzgehaltsverteilungen früherer Zeitscheiben, die sich zum Antrieb von SCINNA und vergleichbaren Modellen eignen, sind zwei Schritte notwendig:

1. Zuerst müssen aus den Sedimentkerndaten für die jeweilige Kernposition die Temperatur und der Salzgehalt möglichst präzise rekonstruiert werden. Die Temperatur läßt sich dabei aus den regional unterschiedlichen Besiedlungsmustern verschiedener planktischer Foraminiferenarten ableiten [CLIMAP, 1981; Pflaumann, 1985; Pflaumann et al., 1994; Schulz, 1994]. Der Salzgehalt kann dann über die Temperatur sowie das Sauerstoffisotopenverhältnis in den Foraminiferenschalen berechnet werden, allerdings unter Hinzunahme einer oder mehrerer Annahmen. Dies wird im nachfolgenden Abschnitt 3.3 disuktirt.
2. Liegen für die einzelnen Sedimentkerne Temperaturen und Salzgehalte vor, so sind sie in dieser Form noch nicht zum Antrieb von Modellen geeignet. T und S müssen von den Kernpositonen ausgehend auf das gesamte Modellgebiet inter- bzw. extrapoliert werden, wobei die Wahl des Interpolationsverfahrens erheblichen Einfluß auf die Gestalt der Felder, mithin auch auf die Modellergebnisse, hat. Viele Standardmethoden sind nur bedingt geeignet, wenn, wie im gegebenen Fall, die Ausgangspunkte entweder sehr wenige sind, oder aber ungleich dicht verteilt vorliegen. Die Abschnitte 3.2 und 3.4 erläutern die für diese Arbeit eingesetzten Verfahren.

Im Verlauf der Rekonstruktionsversuche stellte sich allerdings heraus, daß dieses zwei-stufige Vorgehen nur im Fall der Temperaturen zu annähernd zufriedenstellenden horizontalen Verteilungen führte. Die Sedimentkerne, für die sowohl Temperaturen als auch Isotopenverhältnis genau genug bestimmt sind, sind erstens zu wenige, und zweitens liegen sie sehr unregelmäßig verteilt. Dies führte bei der Interpolation auf das Modellgitter zusammen mit den Unsicherheiten bezüglich der Paläo-Beziehung zwischen Salzgehalt und Isotopenverhältnis zu erheblichen Widersprüchen zwischen T und S . Deswegen wurde bei der Salzgehaltsrekonstruktion die in Abschnitt 3.4 beschriebene veränderte Methode eingesetzt.

Die nachfolgend dargestellten Methoden wurden im Laufe der Arbeiten jeweils parallel auf T und S angewandt. Ihre Resultate sollen hier aber zum besseren Verständnis nicht in chronologischer Reihenfolge, sondern separat für Temperatur (Abschnitt 3.2) und Salzgehalt (Abschnitt 3.3 und 3.4) vorgestellt werden.

3.2 Interpolation von T auf das Modellgitter

3.2.1 Durch Splines

Aus der unterschiedlichen Verbreitung verschiedener planktischer Foraminiferenarten wurden anhand zahlreicher Sedimentkerne die Temperaturen früherer Zeitscheiben ermittelt, dabei ist speziell die letzte Maximalvereisung sehr gut belegt, sowohl, was die räumliche Überdeckung des Nordatlantiks angeht, als auch hinsichtlich der Genauigkeit, mit der die Temperaturen bestimmt wurden. Diese Daten bilden zusammen mit den $\delta^{18}O_C$ -Messungen die Grundlage aller hier diskutierten Temperatur- und Salzgehaltsrekonstruktionen. Daher wurde zuerst versucht, die verfügbaren Temperaturrekonstruktionen miteinander zu einer den Nordatlantik vollständig überdeckenden Verteilung für die letzte Maximalvereisung zu kombinieren, wie in Abb. 3.1 dargestellt. Zu Verfügung standen die Daten nach CLIMAP [1981] (grüne Punkte) sowie die von Schulz [frdl. pers. Mittlg.] neu berechneten sehr genauen Sommertemperaturen im Bereich des Rockall-Plateaus und des Europäischen Nordmeers (blaue Punkte, Tab. A.1). Es zeigte sich, daß beide Datensätze südlich des Rockall-Plateaus bei Temperaturen um 5°C gut aneinander zu koppeln sind. Mit gelben und violetten Punkte sind die Positionen gekennzeichnet, an denen — mangels Rekonstruktionen — Annahmen gemacht werden mußten:

- Vereisung ($T = -1.9^\circ\text{C}$) im Polarmeer, der Barentssee und am Nordende der Labradorsee,
- allmähliche Zunahme der Temperatur vom Gefrierpunkt bis auf 2°C von Nord nach Süd entlang der grönländischen Ostküste und zum Ausgang der Labradorsee hin,
- eine Zunge abnehmender Temperaturen von 4 bis 3°C in nordöstlicher Richtung durch die Dänemarkstraße (violette Punkte), die den an dieser Stelle vorliegen-

den hohen Isotopenverhältnissen der Foraminiferenschalen von ca. 4.5‰ $\delta^{18}O_C$ [Sarnthein, frdl. pers. Mittlg.] Rechnung trägt.

Diese Datenpunkte wurden mit Hilfe der im GMT-System [Smith et al., 1990; Wessel et al., 1991] enthaltenen zweidimensionalen Spline-Interpolation auf ein regelmäßiges Gitter umgerechnet und linear auf das Modellgitter interpoliert. Es fallen vor allem die hohen Temperaturen um 4 °C im zentralen Europäischen Nordmeer auf, darüber hinaus eine breite Region mit vergleichbaren Temperaturen auf dem Rockall-Plateau und westlich davon, sowie die rasche Temperaturzunahme von etwa 7 auf über 15 °C in südlicher Richtung bei rund 45 N .

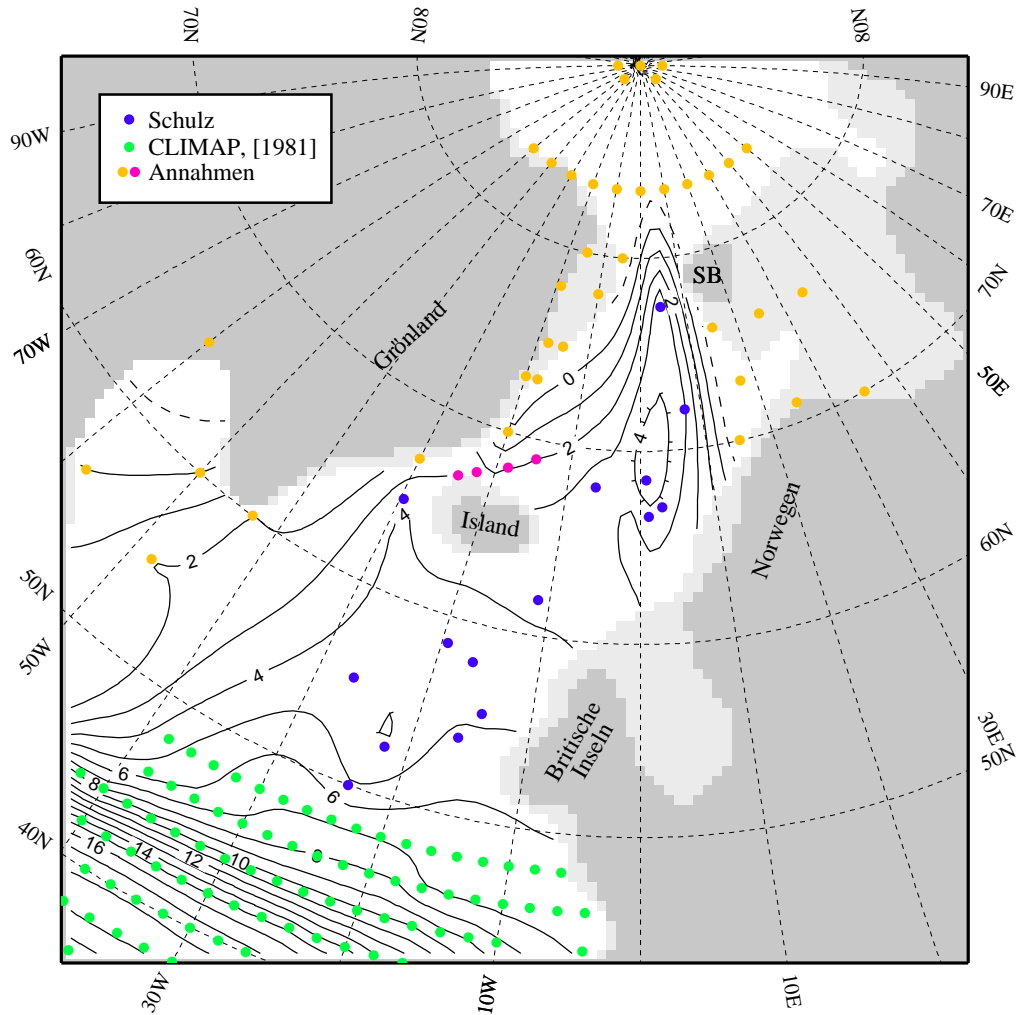


Abbildung 3.1: Spline – T -Rekonstruktion. Grüne Punkte: CLIMAP [1981], blaue: Schulz [pers. Mittlg.], gelbe und violette: Annahmen. Dunkelgrau: rezente Küstenlinie, hellgrau: Paläoküste (s. Abschnitt 4.1.1). (Experimente SPLIN und SPLINW)

3.2.2 Durch Kriging

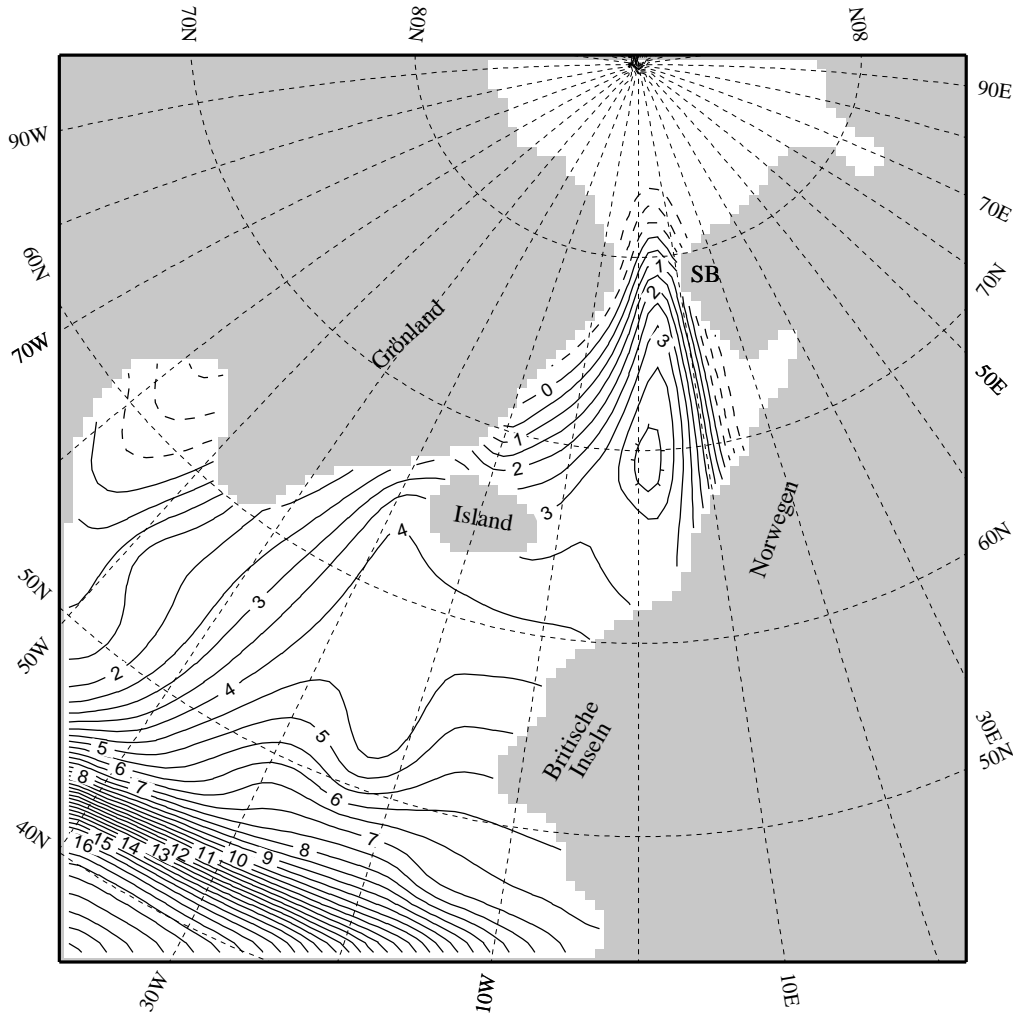


Abbildung 3.2: Kriging – T -Rekonstruktion.

Die hohen Temperaturen im Europäischen Nordmeer lassen sich nur durch einen Einstrom aus dem Nordatlantik erklären. Daher ist die in diesem Temperaturfeld enthaltene Front *entlang* der Island-Schottland-Schwelle sehr fragwürdig. Offenbar ist sie, da am Ausgang der Nordsee keine an Sedimentkernen bestimmten Temperaturen vorliegen, durch die Spline-Interpolation künstlich erzeugt. Darüber hinaus ließ sich diese Interpolationsmethode nicht sinnvoll auf die an einzelnen Sedimentkernen rekonstruierten Salzgehalte anwenden (s. Abschnitt 3.4.1). Daher wurden die Ausgangsdaten in einem zweiten Ansatz durch Kriging [Isaaks und Srivastava, 1989; Deutsch und Journal, 1992] auf das Modellgitter interpoliert, also eine Methode, die gegenüber lokalen Schwankungen die großräumigen Trends stärker gewichtet. Die resultierenden Felder wurden zusätzlich durch eine gleitende Mittelung geglättet. Das Temperaturfeld enthält dadurch ohne Änderungen seiner großräumigen Formen kaum noch kleinskalige Elemente (Abb. 3.2); allerdings besteht die unwahrscheinliche Front nach wie vor.

3.2.3 Durch Triangulation

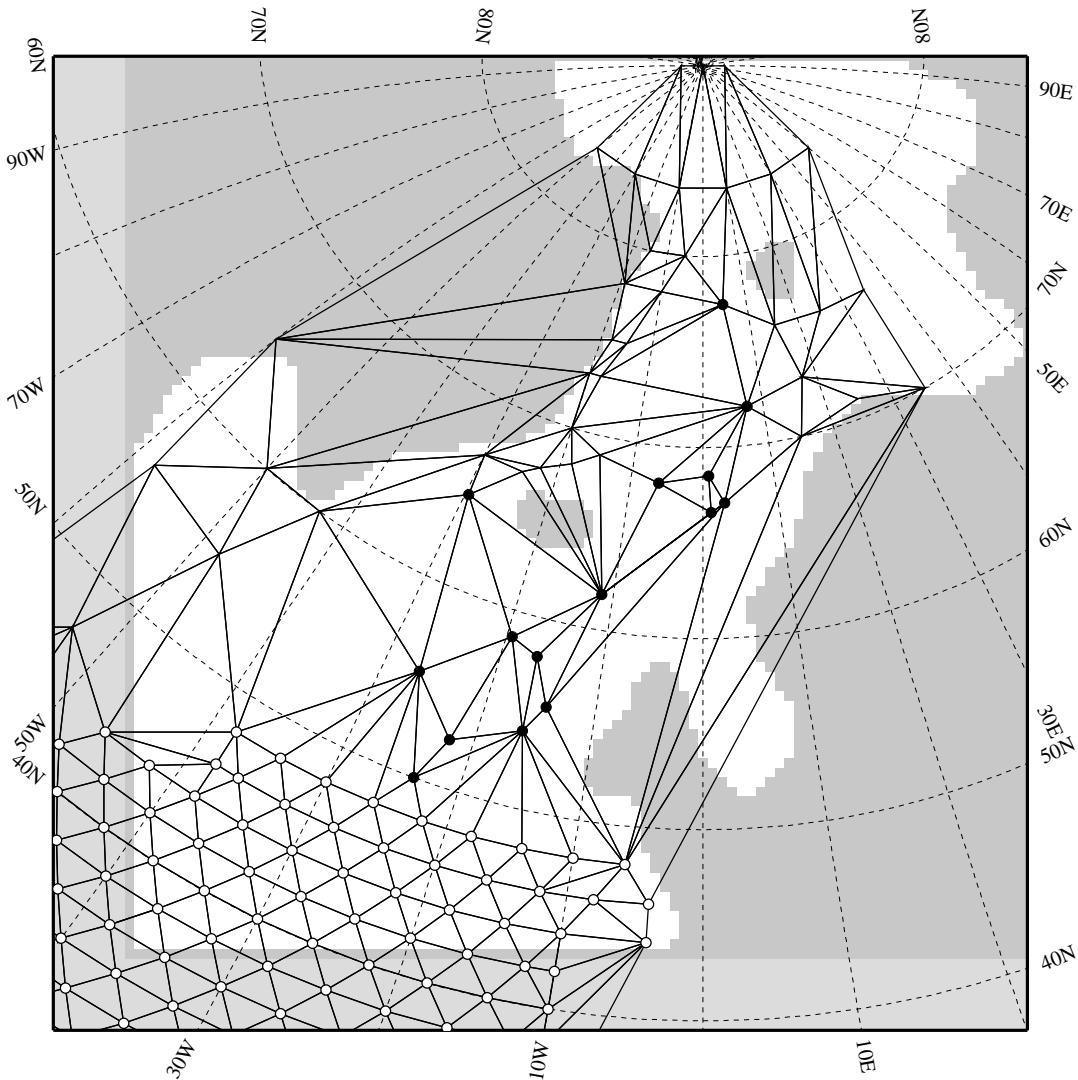


Abbildung 3.3: Triangulierungsnetz für T . Schwarze Punkte: Schulz [pers. Mittlg.], weiße: CLIMAP [1981], sonstige Eckpunkte: Annahmen (vgl. Abb. 3.1).

Sowohl die Spline- als auch die Kriging-Methode sind daraufhin ausgelegt, im interpolierten Feld an den Positionen der Ausgangspunkte deren jeweilige Werte möglichst exakt zu reproduzieren. Diese Vorgabe erzeugt in den Bereichen zwischen den Ausgangspunkten unter Umständen erhebliche Gradienten. Speziell für die Erstellung einer verbesserten flächendeckenden Salzgehaltsverteilung wurde deswegen eine Triangulationsmethode konzipiert [Auerbach und Schaeben, 1989], um künstliche Fronten zu vermeiden. Sie erbrachte aber auch bezüglich des Temperaturfeldes Verbesserungen.

Die Entstehung irrealer Fronten läßt sich offensichtlich am besten umgehen, wenn zwischen den Ausgangspunkten möglichst ohne Krümmungen, also linear, interpoliert wird. Im ersten Schritt des Triangulationsverfahrens wurden die vorliegenden Temperaturda-

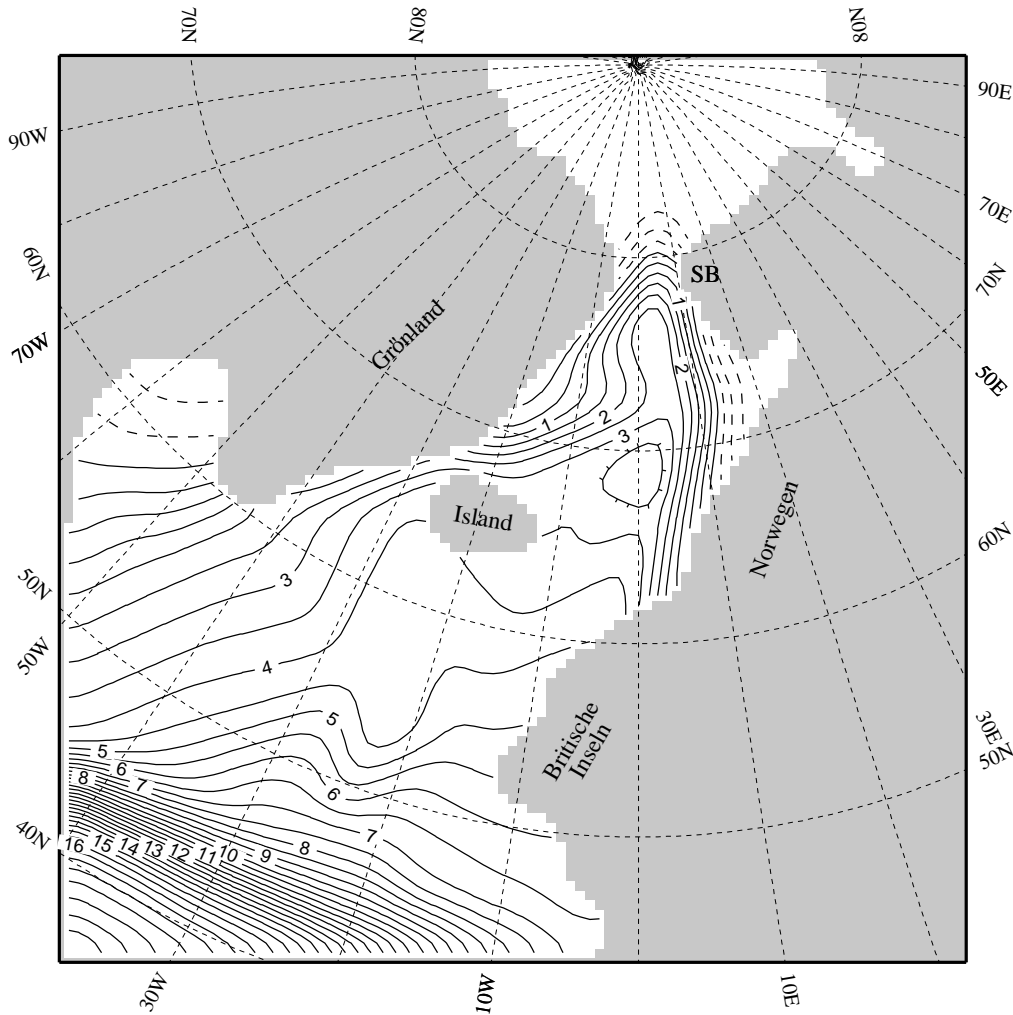


Abbildung 3.4: Triangulations – T . Diesem Temperaturfeld wurden die in Tabelle A.1 aufgelisteten Temperaturen T_{int} entnommen. (Experimente TRI1, TRI2, TRI3, TRI2o, TRI3o, TRI2D, TRI2DW und TRI3oW)

ten, und zwar sowohl die Rekonstruktionen an den Sedimentkernpositionen als auch die geschilderten Annahmen, durch ein Netz von Dreiecken verbunden, wie in Abb. 3.3 dargestellt. Das Netz erstreckt sich im Süden und Westen über die künstlich geschlossenen Modellgrenzen hinaus, um auch dort eventuelle Fronten zu vermeiden. Nach Festlegung dieses möglichst ebenen Netzes wurde im zweiten Schritt innerhalb der Dreiecke linear auf die jeweils in ihnen liegenden Modellpunkte interpoliert. Das so berechnete Feld erfuhr noch eine mehrmalige Glättung, um die in ihm enthaltenen Kanten zu eliminieren. Die so gewonnene Temperaturverteilung findet sich in Abb. 3.4. Sie zeigt einerseits noch weniger kleinskalige Elemente als die mit der Kriging-Methode berechnete, andererseits entspricht das Temperaturfeld im Bereich der Island-Schottland-Schwelle weit besser dem vermuteten Einstrom. Dieser Temperaturdatensatz bildet die Basis aller weiteren Rekonstruktionen.

3.3 Berechnung von S aus den Sedimentkerndaten

Das Sauerstoffisotopenverhältnis $\delta^{18}O_C$ einer Foraminiferenschale hängt vom Isotopenverhältnis $\delta^{18}O_W$ des die Foraminifere umgebenden Wassers ab sowie von der Temperatur T_c , bei der die Foraminifere ihre Kalkschale aufbaut. Dieser Zusammenhang läßt sich durch die Paläotemperatur-Gleichung beschreiben [Epstein et al., 1953; Shackleton, 1974]:

$$T_c = 16.9 - 4.38\Delta\delta^{18}O + 0.1(\Delta\delta^{18}O)^2, \quad \text{mit} \quad \Delta\delta^{18}O = \delta^{18}O_C - \delta^{18}O_W. \quad (3.1)$$

Da die Foraminiferen aber nicht direkt an der Meeresoberfläche leben, sondern in einigen zehn bis hundert Metern Tiefe [Wefer et al., 1988; Hemleben et al., 1989], ist T_c kleiner als die Meeresoberflächentemperatur T , wobei für unterschiedliche Arten verschiedene Beziehungen gefunden wurden:

$$\begin{aligned} & \textit{Neoglobobadrina pachyderma sinistral} \\ T_c &= T - 2.5 \quad \text{für } T > 4.5 \text{ }^\circ\text{C} \\ T_c &= 0.39 + 0.42T \quad \text{für } T < 4.5 \text{ }^\circ\text{C} \text{ [Weinelt, 1993]} \end{aligned} \quad (3.2)$$

$$\begin{aligned} & \textit{Globigerina bulloides} \\ T_c &= T - 1 \quad \text{[Duplessy et al., 1991]} \end{aligned}$$

Ist nun aus Messungen an Sedimenten $\delta^{18}O_C$ bekannt, und liegen außerdem unabhängig davon bestimmte Temperaturdaten vor, so läßt sich über diese Gleichungen $\delta^{18}O_W$ berechnen. Weiterhin sind im heutigen Ozean $\delta^{18}O_W$ und der Salzgehalt linear korreliert; für die oberen 250 m des Atlantik ergibt sich die Beziehung zu [GEOSECS, 1987]:

$$\delta^{18}O_W = -19.264 + 0.558S. \quad (3.3)$$

Durch Einsetzen von Gleichung (3.1) in Gleichung (3.3) kann also — zumindest im Rezenten — der Salzgehalt aus T und $\delta^{18}O_C$ bestimmt werden.

Wie im vorigen Abschnitt dargestellt, sind die während der letzten Maximalvereisung herrschenden sommerlichen Meeresoberflächentemperaturen mittlerweile sehr gut rekonstruiert. Unter der Annahme, daß die obigen Relationen nicht nur heute gelten, sondern auch für frühere Zeiten, ließe sich — unter Einbeziehung des Eiseffekts und der globalen Erhöhung des Salzgehalts durch die Erniedrigung des Meeresniveaus — entsprechend auch der Paläo-Salzgehalt berechnen. Unglücklicherweise kann aber bezüglich der früher vorliegenden Beziehung zwischen $\delta^{18}O_W$ und S nur spekuliert werden, so daß Duplessy et al. [1991] und Weinelt [1993] einen anderen Weg zur Berechnung der Oberflächensalzgehalte im letzten Vereisungsmaximum beschreiten. Sie setzen entsprechend Gleichung (3.3) voraus, daß eine gegebene Veränderung im Salzgehalt in etwa der halben Änderung des Isotopenverhältnisses entspricht [Craig und Gordon, 1965; Erlenkeuser, 1985], also

$$\delta^{18}O_W - \Delta_{ICE} = \xi + \mu(S - \Delta S_{\Delta H}), \quad \text{mit} \quad \mu = 0.5, \quad (3.4)$$

wobei Δ_{ICE} und $\Delta S_{\Delta H}$ den Eiseffekt bzw. die Salzgehaltsänderung aufgrund der Meeresspiegelschwankung darstellen und die Konstante ξ unbestimmt bleibt. Um diese Unbekannte aus dem Gleichungssystem zu eliminieren, bestimmen sie nun über die Paläotemperatur-Gleichung $\delta^{18}O_W^{LGM}$, das Meerwasser-Isotopenverhältnis im letzten Glazialmaximum, und aus den heutigen Salzgehalten sowie der GEOSECS-Relation (3.3) das heutige Isotopenverhältnis $\delta^{18}O_W^{modern}$. Dann berechnet sich S^{LGM} , der Paläo-Salzgehalt, aus der Differenz beider Isotopenverhältnisse zu

$$S^{LGM} = S^{modern} + 2(\delta^{18}O_W^{LGM} - \Delta_{ICE} - \delta^{18}O_W^{modern}) + \Delta S_{\Delta H}. \quad (3.5)$$

Es läßt sich allerdings einfach zeigen, daß diese Vorgehensweise nicht zu der gewünschten Elimination von ξ führt. Die postulierte Proportionalität zwischen $(S^{LGM} - S^{modern})$ und $(\delta^{18}O_W^{LGM} - \Delta_{ICE} - \delta^{18}O_W^{modern})$ ist nämlich nur dann gegeben, wenn ξ aus Gleichung (3.4) gleich der Konstanten ist, die sich aus der heutigen $\delta^{18}O_W$ -Salzgehalts-Relation ergibt. Das heißt, das eigentliche Ziel, nämlich die Unsicherheit bezüglich des nicht bekannten ξ zu umgehen, wird dadurch verfehlt, daß Gleichung (3.5) implizit $\xi = -19.264$ enthält, ξ also als bekannt voraussetzt. Der Zusammenhang zwischen $\delta^{18}O_W^{LGM}$ und den nach dieser Methode rekonstruierten Paläo-Salzgehalten kann sich daher von der GEOSECS-Relation nur unwesentlich unterscheiden. In der Tat ergibt sich aus den von Duplessy et al. [1991] berechneten Werten der Zusammenhang

$$\delta^{18}O_W^{LGM} - \Delta_{ICE} = -17.76 + 0.516(S^{LGM} - \Delta S_{\Delta H}), \quad (\text{Korrelation } r = 0.9988) \quad (3.6)$$

was Gleichung (3.3) sehr nahe kommt. Die Unterschiede rühren nur daher, daß Gleichung (3.5) mit dem Proportionalitätsfaktor $1/\mu = 1/0.5 = 2$ rechnet. Bei Verwendung von $1/0.558$, dem Wert der GEOSECS-Relation, fallen S^{modern} und $\delta^{18}O_W^{modern}$ aus Gleichung (3.5) heraus, und es folgt auch für die letzte Eiszeit exakt die heute gültige Beziehung (3.3).

Es ist also offenbar unvermeidlich, bei der Rekonstruktion des Paläo-Salzgehalts ξ und μ in geeigneter Weise zu bestimmen (oder vorzugeben). Diese Arbeit soll dazu einen neuen Ansatz vorstellen.

Es wird dabei wie bisher angenommen, daß die Größen $(S - \Delta S_{\Delta H})$ und $(\delta^{18}O_W - \Delta_{ICE})$ linear korreliert sind. Die genaue Form dieser linearen Beziehung wird nunmehr aber nicht durch die Vorgabe des Proportionalitätsfaktors μ und des Summanden ξ festgelegt, sondern anhand zweier Fixpunkte, die sich aus den mittleren Werten von $\delta^{18}O_W$ und S bzw. dem Isotopenverhältnis von Schmelz- bzw. Frischwasser ableiten lassen:

Fixpunkt 1 ergibt sich aus den mittleren Werten von S und $\delta^{18}O_W$: Die von Duplessy et al. [1991] für den Nordatlantik publizierten Werte von $\delta^{18}O_W^{LGM}$ liegen nach Abzug des Eiseffekts von 1.2‰ [Labeyrie et al., 1987; Shackleton, 1987; Fairbanks, 1989] im Bereich von -0.8‰ bis 1.2‰ (s. Tab. A.1), im Mittel also bei ca. 0‰ . An diesem Mittelwert ändert sich auch dann nichts, wenn in die Berechnung anstelle der CLIMAP-Sommertemperaturen die entsprechend höheren eines eisfreien Europäischen Nordmeers [Schulz, frdl. pers. Mittlg.] eingehen (vgl.

Abb. 3.11). Läßt man weiterhin die globale Salzgehaltserhöhung durch die Erniedrigung des Meeresspiegels außer Betracht, so dürfte der mittlere Oberflächensalzgehalt S_0 des Europäischen Nordmeers auch im glazialen Maximum typischerweise bei etwa 35 psu gelegen haben. Damit ergibt sich der erste Fixpunkt zu $[\delta^{18}O_W - \Delta_{ICE}, S - \Delta S_{\Delta H}]_1 = [0\text{‰}, S_0]$.

Fixpunkt 2 wird durch noch zu treffende Annahmen bezüglich des Isotopenverhältnisses $\delta^{18}O_0$ von Schmelz- oder Frischwasser festgelegt zu $[\delta^{18}O_W - \Delta_{ICE}, S - \Delta S_{\Delta H}]_2 = [\delta^{18}O_0, 0]$.

Die Gleichung der Geraden durch beide Punkte lautet dann, aufgelöst nach S ,

$$S = S_0 \left(1 - \frac{\delta^{18}O_W - \Delta_{ICE}}{\delta^{18}O_0} \right) + \Delta S_{\Delta H}, \quad (3.7)$$

oder, entsprechend der Notation von Gleichung (3.4),

$$\delta^{18}O_W - \Delta_{ICE} = \xi + \mu(S - \Delta S_{\Delta H}), \quad \text{mit} \quad \xi = \delta^{18}O_0, \quad \mu = -\frac{\delta^{18}O_0}{S_0}. \quad (3.8)$$

Für diesen Ansatz müssen also anstelle von ξ und μ die Parameter S_0 und $\delta^{18}O_0$ bestimmt werden. Nach Gleichung (3.7) haben aber Änderungen von S_0 keinen Einfluß auf die horizontalen Salzgehaltsgradienten, wirken sich also auch nicht auf die für die Meeresströmungen relevanten Dichtegradienten aus. Daher spielt hinsichtlich der Zirkulationsmodellierung der tatsächliche Wert von S_0 nur eine untergeordnete Rolle, sofern er nur im Rahmen der mittleren Oberflächensalzgehalte gewählt wird. Für die Modellierung reduziert sich damit die Zahl der zur Salzgehaltsrekonstruktion nötigen und entscheidenden Annahmen de facto von bisher zwei auf nunmehr eine, nämlich $\delta^{18}O_0$. Da $\delta^{18}O_0$ im Gegensatz zu S_0 einer großen Schwankungsbreite unterliegt, je nachdem, ob sich das Frischwasser etwa aus atmosphärischem Niederschlag, rezentem oder glazialem Festlandseis speist, kann dieser neue Ansatz sowohl regional unterschiedliche Beziehungen zwischen $\delta^{18}O_W$ und Salzgehalt, als auch zeitliche Variationen von μ berücksichtigen, wie z. B. von Vogelsang [1990] mit $\mu = 1$ für die letzte Maximalvereisung postuliert. Er geht damit über die bisherigen globalen Rekonstruktionen von Eisvolumen und Eiseffekt [Herterich, 1990] hinaus.

Mit SCINNA wurden verschiedene Annahmen bezüglich der regionalen Verteilung von $\delta^{18}O_0$ im letzten glazialen Maximum getestet. Der nächste Abschnitt erläutert die Erzeugung der für diese Tests benutzten Antriebsfelder; in Kapitel 4 werden die Ergebnisse der Experimente dargestellt und verglichen. Zum Vergleich der nach Duplessy et al. [1991] berechneten Salzgehalte mit denen, die sich aus dem oben beschriebenen neuen Ansatz ergeben, wurden die verschiedenen Modellantriebsfelder zurück auf die Sedimentkernpositionen interpoliert. Tabelle A.2 im Anhang listet diese Werte auf. Dort finden sich auch die rückinterpolierten Salzgehalte aus der Spline- und den Kriging-Interpolationen (Abschnitte 3.4.1 und 3.4.2).

3.4 Interpolation von S auf das Modellgitter

3.4.1 Durch Splines

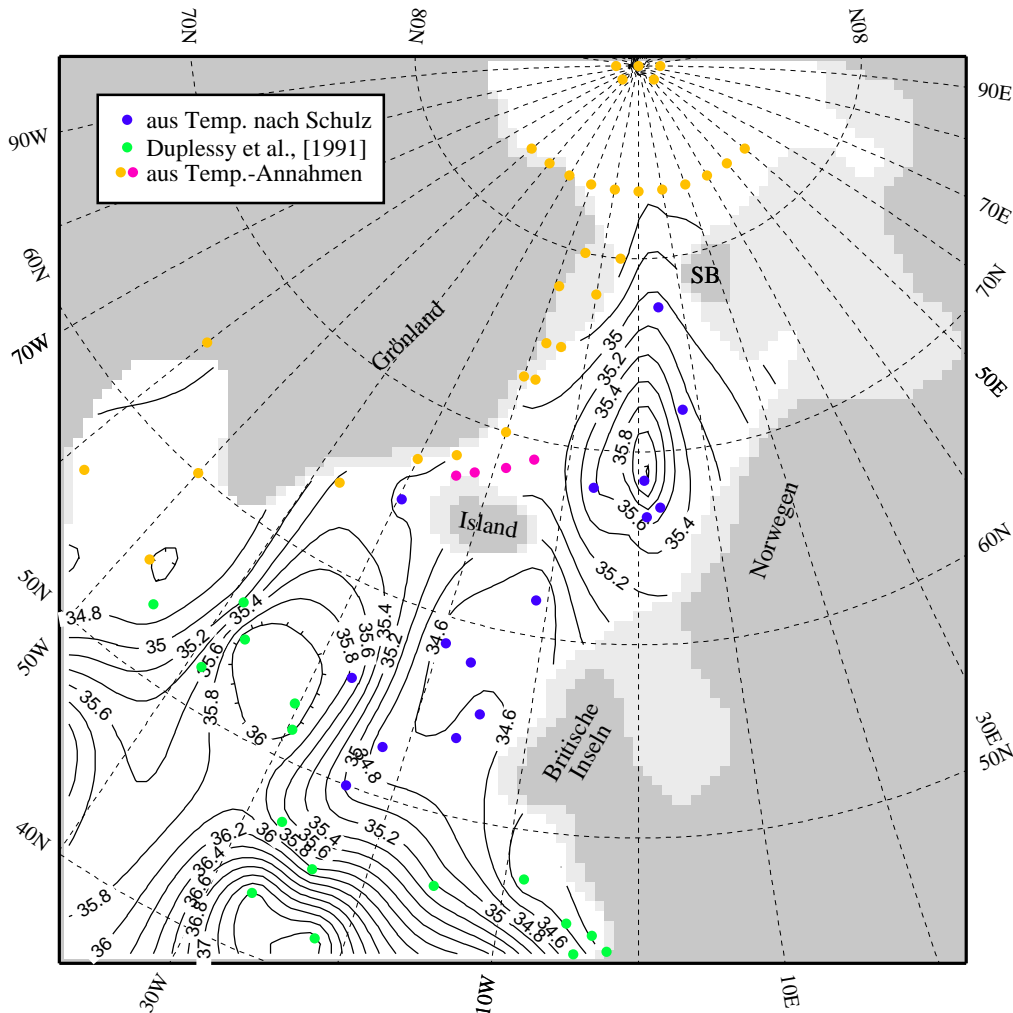


Abbildung 3.5: Spline – S -Rekonstruktion. Dunkelgrau: rezente Küstenlinie, hellgrau: Paläoküste (s. Abschnitt 4.1.1). (Experimente SPLIN und SPLINW)

Parallel zum Vorgehen bei der Temperatur-Interpolation wurden auch die Salzgehaltsdaten zunächst durch Splines interpoliert. Ausgangspunkt waren die von Duplessy et al. [1991] veröffentlichten Daten (grüne Punkte in Abb. 3.5) und die Salzgehalte, die sich nach der Duplessy-Formel für die von Schulz [Weinelt, frdl. pers. Mittlg.] bearbeiteten Sedimentkerne ergeben (blaue Punkte). Beide Datenfelder schließen ungefähr entlang des Meridians 22 W bei Salzgehalten um 35–36 psu gut aneinander an. Überall dort, wo hinsichtlich der Temperaturen Annahmen getroffen wurden (gelbe und violette Punkte in Abb. 3.5), wurden die Salzgehalte nach der Duplessy-Formel bestimmt [Weinelt, frdl.

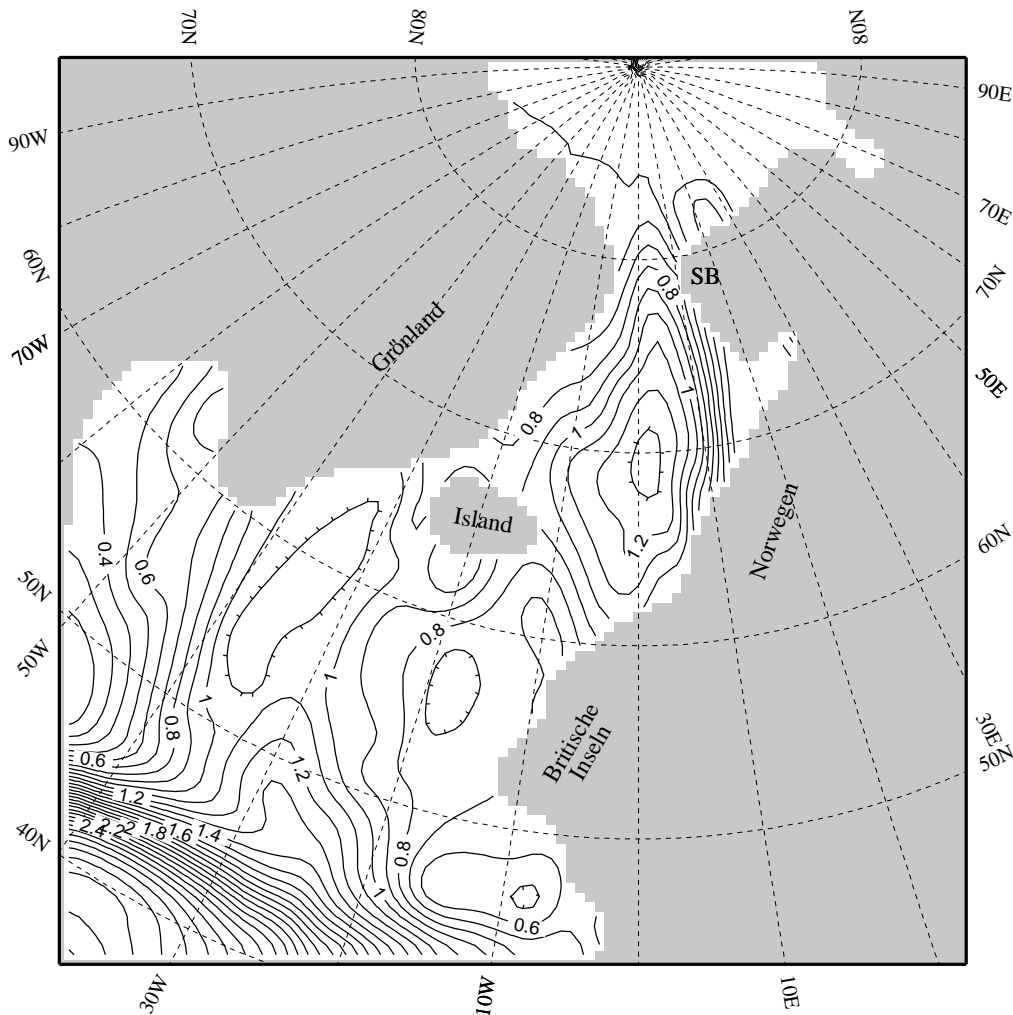
pers. Mittlg.]. Die anschließende Interpolation und Glättung geschahen analog zum Temperaturfeld. Bedingt durch die hohen Temperaturen existiert im Europäischen Nordmeer eine beckenweite Zelle relativ hoher Salzgehalte, die vom Rand zur Mitte hin von ca. 35 psu auf über 36.2 psu ansteigen. Eine Salzgehaltsfront entlang des Island-Schottland-Rückens trennt diese salzreiche Region von einem Bereich geringer Salzgehalte um 34.6 psu über dem Rockall-Plateau, was wie die entsprechende Temperaturfront (Abb. 3.1) im Widerspruch zu dem für ein eisfreies Europäisches Nordmeer erforderlichen Einstrom steht. Bei etwa 35 W und 53 N findet sich ein zweites Gebiet sehr hoher Salzgehalte, dessen südlicher Ausläufer den ähnlich wie in der Temperaturverteilung in etwa zonalen Isolinienverlauf entlang 45 N unterbricht. Dies sowie die Salzgehaltsfront am Ausgang der Labradorsee deuten schon auf weitere Inkonsistenzen, hier zwischen T und S , dieses Rekonstruktionsversuchs hin. Die mit diesen Verteilungen von Temperatur und Salzgehalt betriebenen Modellrechnungen (s. Kap. 4) haben dies bestätigt.

3.4.2 Durch Kriging

Ein Grund für die geschilderten Diskrepanzen zwischen Temperatur und Salzgehalt ist sicherlich die geringe Zahl von Positionen, an denen T und S tatsächlich aus den Sedimentkerndaten berechnet wurden, zusammen mit der großen Zahl der Annahmen. Hinsichtlich der Fronten in den interpolierten Feldern spielt zusätzlich offenbar die verwendete Spline-Methode eine kritische Rolle, da sie, wie bei der Diskussion der Temperaturfelder gezeigt, unerwünschte Gradienten hervorbringen kann, in diesem Fall speziell im Salzgehalt.

Um beiden Ursachen abzuwehren, wurde bei den folgenden Rekonstruktionsversuchen zunächst das anhand des Temperaturfelds dargestellte Kriging- und Glättungsverfahren auch für S eingesetzt. Die im Widerspruch zum Temperaturfeld stehenden Fronten des Salzgehalts waren allerdings durch diese neue Interpolationsmethode allein nicht wesentlich abzuschwächen. Sie sind unabhängig von der Methode zur Berechnung von S in erster Linie durch starke Diskrepanzen zwischen den wenigen genau rekonstruierten Sedimentkerndaten und den zahlreichen unsicheren Annahmen bedingt. Daher wurden im weiteren nicht mehr von den wenigen Salzgehaltsrekonstruktionen an einzelnen Sedimentkernen ausgegangen, sondern von allen zur Zeit (Frühjahr 1994) verfügbaren $\delta^{18}O_C$ -Messungen (s. Tab. A.1). Abgesehen von drei Sedimentkernen (HU 84-030-001, -003 und -004), deren Werte erheblich von denen der ihnen dicht benachbarten abwichen, wurden diese durch Kriging und Glättung auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert. Die weitere Berechnung von $\delta^{18}O_W$ erfolgte nach der Paläotemperaturgleichung (3.1) auf der Basis der Kriging-interpolierten Temperaturen sowie der Beziehungen zwischen T und den Kalzifizierungstemperaturen T_c der betreffenden Foraminiferenarten (Gleichung 3.2).

Abb. 3.6 zeigt die resultierende Verteilung von $\delta^{18}O_W$. Durch die Einbeziehung nahezu aller Isotopenmessungen ist nun der zonale Isolinienverlauf entlang 45 N nicht mehr unterbrochen, weiterhin zeigt sich das Maximum mit Werten um 1.1‰ südlich von Grönland nicht mehr wie zuvor als fast isolierte Zelle, sondern als Ausläufer der noch höheren Werte im Süden. Klar ausgeprägt sind sowohl die Minima vor den Britischen Inseln und in der

Abbildung 3.6: Kriging – $\delta^{18}O_W$.

Biskaya (um 0.6‰), als auch das Maximum im Europäischen Nordmeer mit bis zu 1.3‰ . Im Gegensatz zu den bisherigen Ergebnissen zeigt sich in diesem Feld auch eine erste Andeutung für einen Einstrom in das Europäische Nordmeer, erkennbar am Band mit Werten um 0.9‰ , das sich von der Biskaya über den Island-Schottland-Rücken ins Europäische Nordmeer erstreckt. Diese Charakteristika der $\delta^{18}O_W$ -Verteilung spiegeln sich wieder in den aus ihr bestimmten Salzgehaltfeldern, die für diese Rekonstruktionsversuche nach der oben hergeleiteten Gleichung (3.7) mit Parametern aus der heute gültigen Beziehung zwischen $\delta^{18}O_W$ und S berechnet wurden. Zunächst wurden die Werte benutzt, die sich aus der linearen Regression der während GEOSECS gemessenen Daten der oberen 250 m im Atlantik nördlich von 45°N ergeben, also nach der breit und hellgrau gezeichneten Geraden in Abb. 3.7. Abb. 3.8 gibt die resultierende Salzgehaltsverteilung wieder. Darüber hinaus wurde in einer zweiten Rekonstruktion versucht, die GEOSECS-Daten durch ein Polynom dritter Ordnung anzunähern, wie es die gekrümmte hellgraue Linie in Abb. 3.7

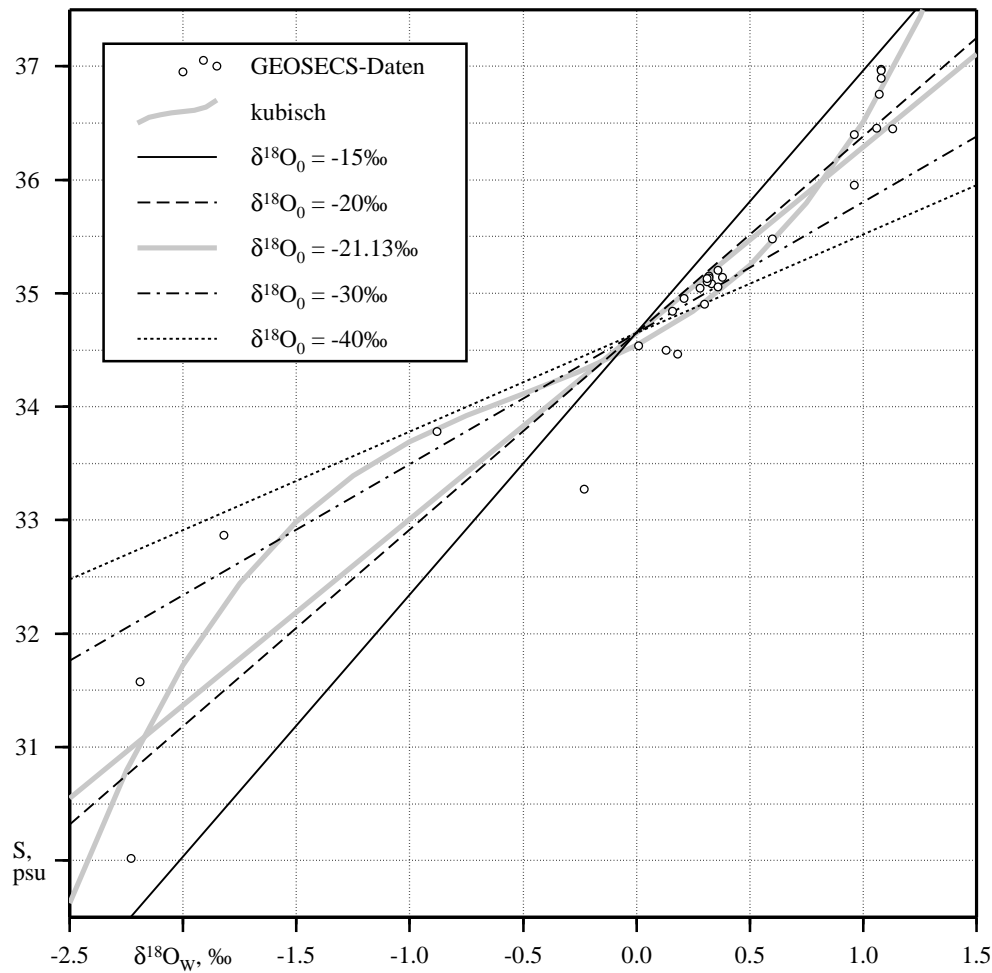


Abbildung 3.7: Die für die Salzhaltsrekonstruktionen eingesetzten Beziehungen zwischen $\delta^{18}O_W$ und S (rezent), bzw. $\delta^{18}O_W - \Delta_{ICE}$ und $S - \Delta S_{\Delta H}$ (Paläorekonstruktionen).

zeigt, nämlich

$$S = 34.54 + 1.0382\delta^{18}O_W + 0.55854\delta^{18}O_W^2 + 0.371876\delta^{18}O_W^3.$$

Diese kubische Regression steigt bei Sauerstoffisotopenverhältnissen $> 1\text{‰}$ sehr stark an und bewirkt auf diese Weise so unrealistisch hohe Salzgehalte, daß sie nur für $\delta^{18}O_W < 0\text{‰}$ eingesetzt wurde. Für $\delta^{18}O_W > 0\text{‰}$ fand weiterhin die lineare Regression Verwendung. Das in Abb. 3.9 vorgestellte Salzgehaltsfeld wurde mit dieser zweiteiligen Regression berechnet. Das minimale Isotopenverhältnis im Modellgebiet (vgl. Abb. 3.11) liegt nach Abzug des Eiseffekts von 1.2‰ bei rund -0.7‰ . Innerhalb dieses Wertebereichs, -0.7 bis 0‰ , unterscheidet sich die kubische Parabel nur unwesentlich von einer Geraden. Damit basieren auch die Salzgehalte dieser zweiten Rekonstruktion auf einer de facto linearen Beziehung zwischen S und $\delta^{18}O_W$. Zusammengefaßt lauten somit die Parameter beider Rekonstruktionsversuche:

	S_0 , psu	$\delta^{18}O_0$, ‰	
Einteilige Regression:	34.65	-21.13	
Zweiteilige Regression:	34.65	-21.13	für $\delta^{18}O_W > 0\text{‰}$
	34.52	-43.16	für $\delta^{18}O_W < 0\text{‰}$

sowie $\Delta_{ICE} = 1.2\text{‰}$ und $\Delta S_{\Delta H} = 1.07$ psu. Die großräumigen Formen dieser Salzgehaltsfelder sind eng gekoppelt an die des $\delta^{18}O_W$. In beiden Fällen zeigen sich die Salzgehaltsmaxima im Europäischen Nordmeer und südlich von Grönland, die Minima südlich Island und in der Biskaya. Die zweiteilige Regression bewirkt gegenüber der einteiligen eine Erhöhung der niedrigen Salzhalte um bis zu 1 psu, während die hohen unverändert bleiben, so daß in der zweiten Rekonstruktion die horizontalen Salzgehaltsgradienten nur etwa halb so groß sind wie in der ersten. Da bei den im modellierten Gebiet vorherrschenden relativ niedrigen Temperaturen der Salzgehalt den maßgeblichen Einfluß auf das Dichtefeld hat, unterschieden sich die beiden mit diesen Salzgehaltsverteilungen ohne Windantrieb gerechneten Experimente in bezug auf die resultierenden Geschwindigkeiten entsprechend auch in etwa um den Faktor zwei. Diese Experimente sollen aber hier und auch in Kapitel 4 nicht weiter dargestellt werden, da die Salzgehaltsfelder trotz der Kriging-Interpolation und der hinsichtlich der Isotopenverhältnisse erheblich erweiterten Datenbasis noch zwei offensichtlich unrealistische Eigenschaften zeigen: Zum einen existiert nach wie vor die nicht zu den Temperaturen passende Front am Ausgang der Labradorsee, offenbar auch diese wieder ein Effekt des Interpolationsverfahrens. Zum anderen erreicht S in den Subtropen Werte bis über 39 psu. Letzteres erscheint selbst mit einer globalen Erhöhung von 1 psu sehr unglaublich, da im heutigen Atlantik die Salzgehalte maximal ca. 36.5 psu erreichen [Worthington, 1987].

Da diese Rekonstruktionsversuche auf allen zur Zeit verfügbaren Messungen von Sauerstoffisotopen basieren, konnte eine grundlegende Verbesserung nur durch nochmalige Änderung der Interpolationsmethode erreicht werden.

3.4.3 Durch Triangulation

Bei der Wahl des Interpolationsverfahrens muß nach den bisherigen Ergebnissen mehr Gewicht auf die Konsistenz zwischen T und S gelegt werden, auch wenn sich dabei im Detail die Genauigkeit der Rekonstruktion vermindert. Das heißt bezogen auf den vorliegenden Fall, daß kleinskalige Strukturen aus dem Salzgehaltsfeld herausgeglättet werden müssen, da sie vom Modell nur schlecht aufgelöst werden können, und daß die Interpolationsmethode keine künstlichen Salzgehaltsgradienten erzeugen darf, die im Widerspruch zum Temperaturfeld stehen. Beide Anforderungen sind natürlich nicht unabhängig voneinander, denn dicht benachbarte Kerne mit sehr unterschiedlichen Werten werden beides verursachen: kleinskalige Strukturen *und* starke Fronten. Die in Abschnitt 3.2 beschriebene Triangulation erwies sich auch in diesem Fall als gut geeignet.

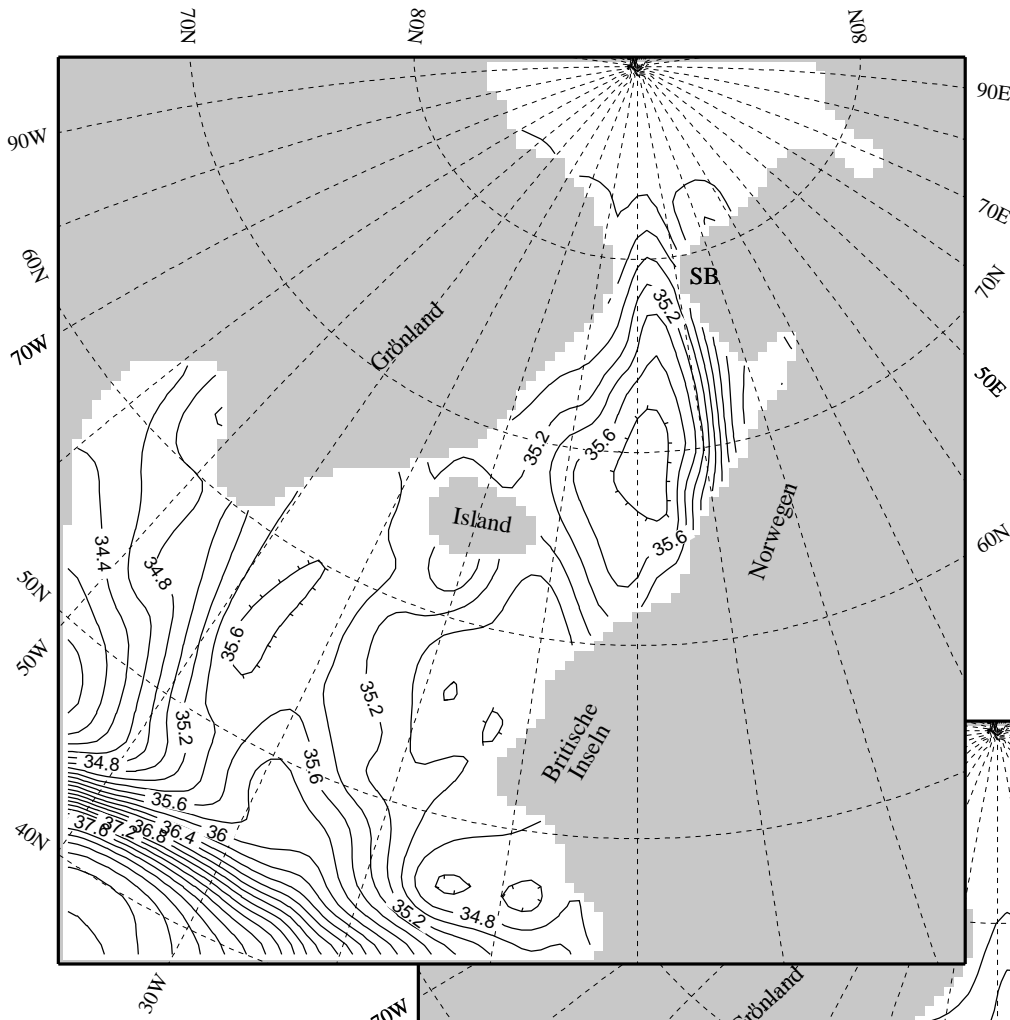


Abbildung 3.8: Kriging – S -Rekonstruktion, 1-teilige $\delta^{18}O_W$ - S -Regression.

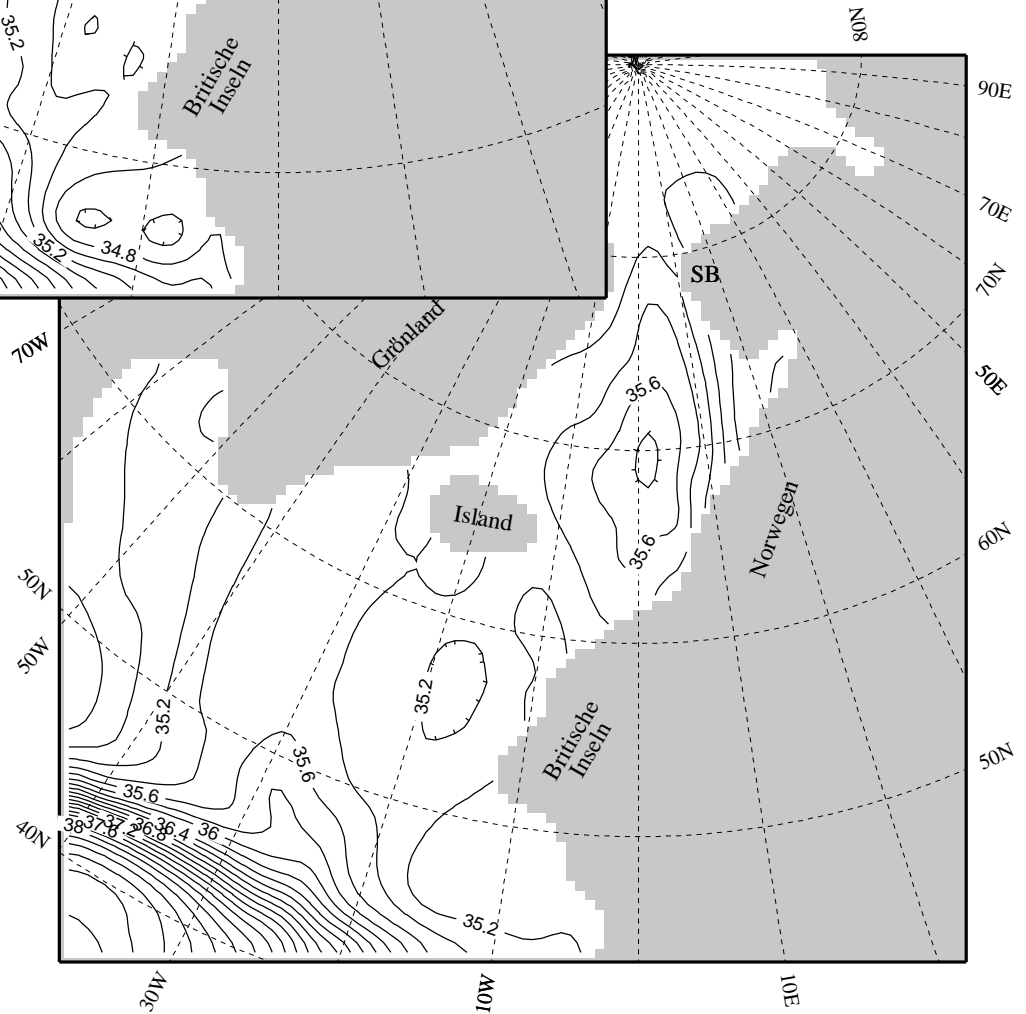


Abbildung 3.9: Kriging – S -Rekonstruktion, 2-teilige $\delta^{18}O_W$ - S -Regression.

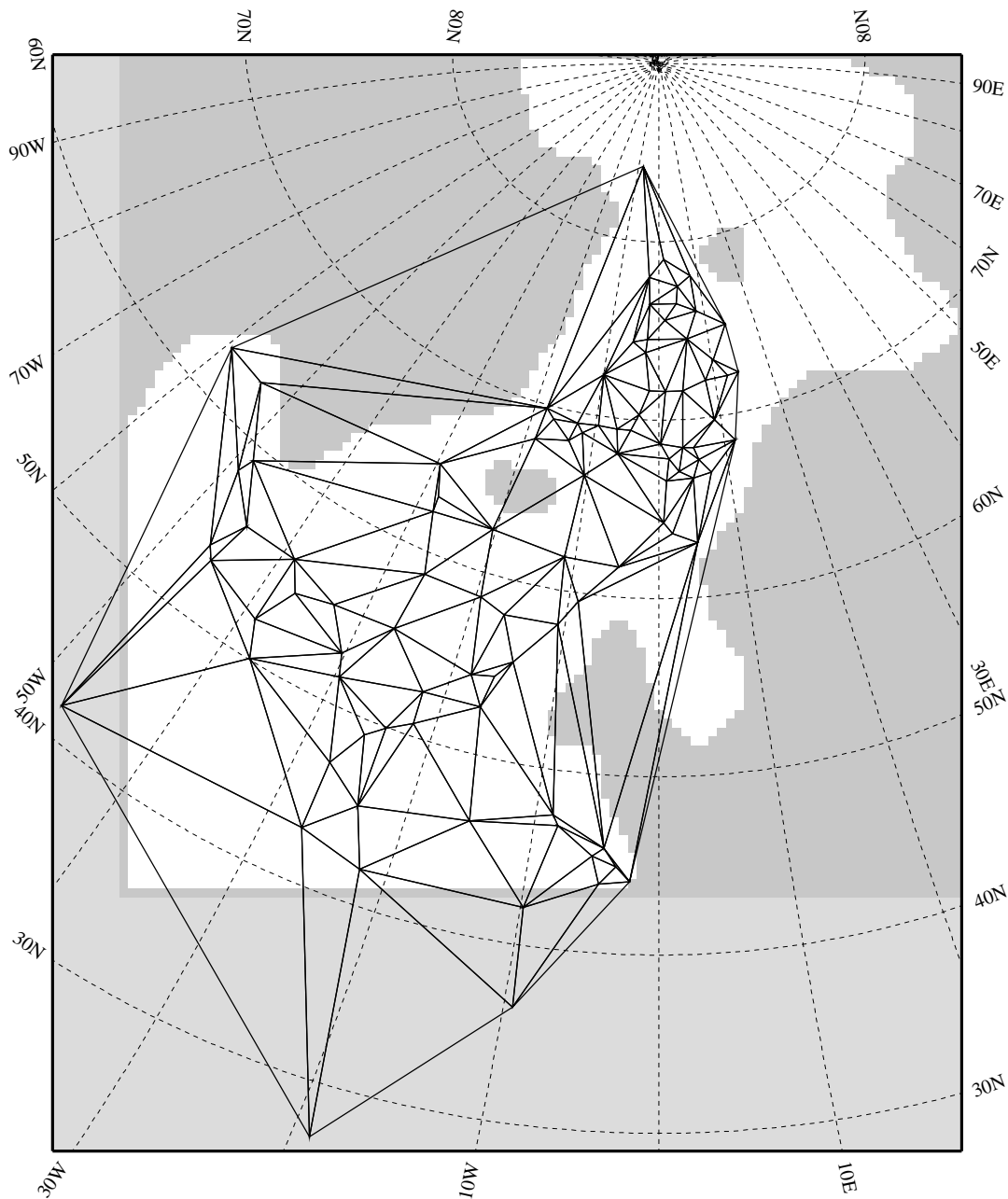
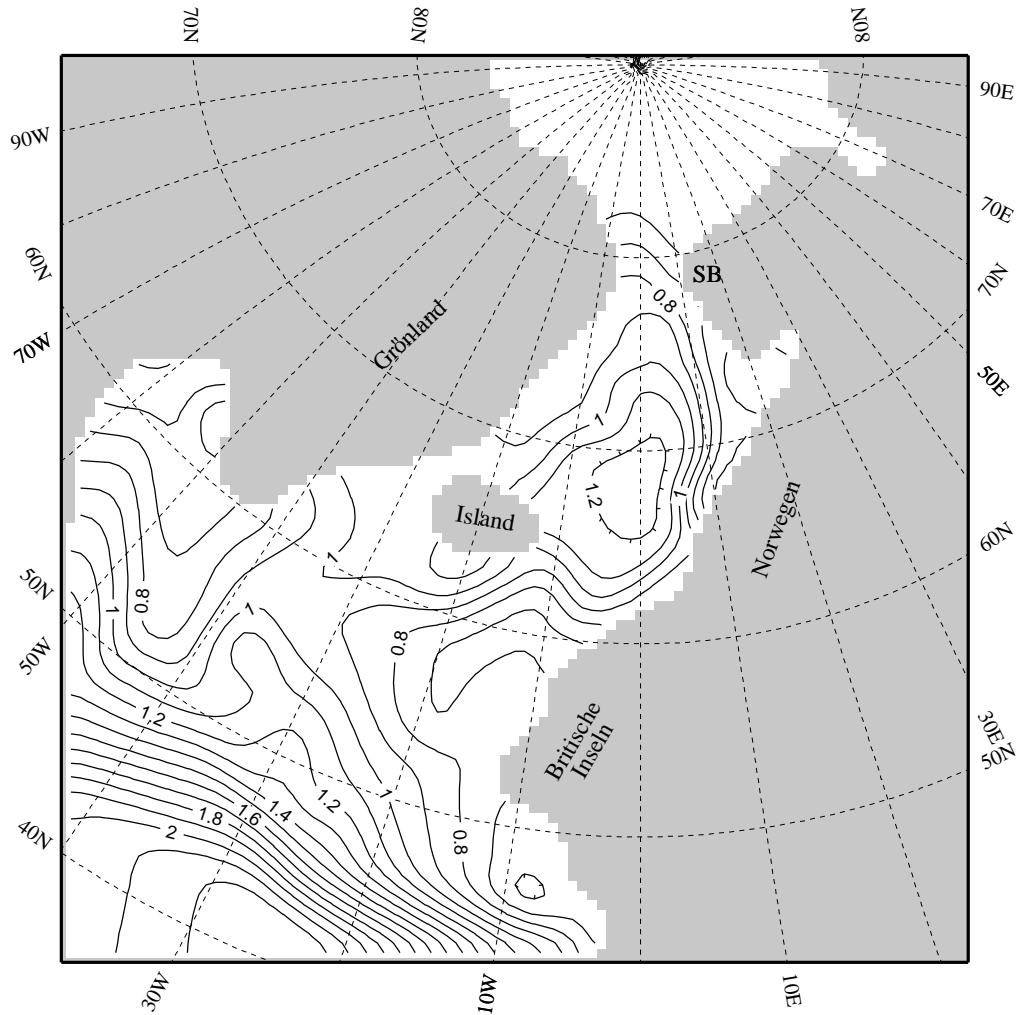


Abbildung 3.10: Triangulierungsnetz für $\delta^{18}O_W$.

Entsprechend dem im vorigen Abschnitt beschriebenen Verfahren ergaben sich aus dem triangulierten Temperaturfeld (Abb. 3.4) die $\delta^{18}O_W$ -Verhältnisse für alle vorhandenen Sedimentkerne. Um kleinskalige Charakteristika bei der Interpolation von $\delta^{18}O_W$ von vornherein auszuschließen, wurden sehr dicht beachtete Kerne mit Abständen unterhalb eines Bogengrads zu jeweils einem zusammengefaßt, d. h. ihre Positionen sowie Isotopenverhältnisse gemittelt (s. Tab. A.3). Die maximale Differenz der Isotopenverhältnisse zweier Ausgangskerne betrug dabei 0.38‰ (Sedimentkerne UB 31-36 und HM 52-53), was größer ist als die Genauigkeit, mit der die Isotopenverhältnisse gemessen wurden

Abbildung 3.11: Triangulations – $\delta^{18}O_W$.

($> 0.07\text{‰}$). Es hat aber angesichts der Erfahrungen mit den verschiedenen Interpolationsverfahren und auch in bezug auf das, was ein Modell leisten kann, wenig Sinn, dicht beiananderliegende Kerne mit solchen Differenzen im $\delta^{18}O_W$ getrennt zu berücksichtigen. Daher wurde die mit der Mittelung einhergehende Verschlechterung der Datenqualität bewußt in Kauf genommen. Wie bei der Triangulation der Temperaturen wurden auch hier Datenpunkte außerhalb des eigentlichen Modellgebiets mit berücksichtigt, um keine künstlichen Lücken zu erzeugen (Abb. 3.10).

Nach der Interpolation innerhalb aller Dreiecke sowie der zusätzlichen Glättung ergab sich das in Abb. 3.11 dargestellte Feld, das einige wichtige Unterschiede zu dem zuvor berechneten (Abb. 3.6) aufweist, die sich auch in den weiterhin berechneten Salzgehalten sowie den modellierten Zirkulationsschemata niederschlagen:

- Die Front parallel zur Island-Schottland-Schwelle (vgl. auch Abb. 3.5) ist zwar mit

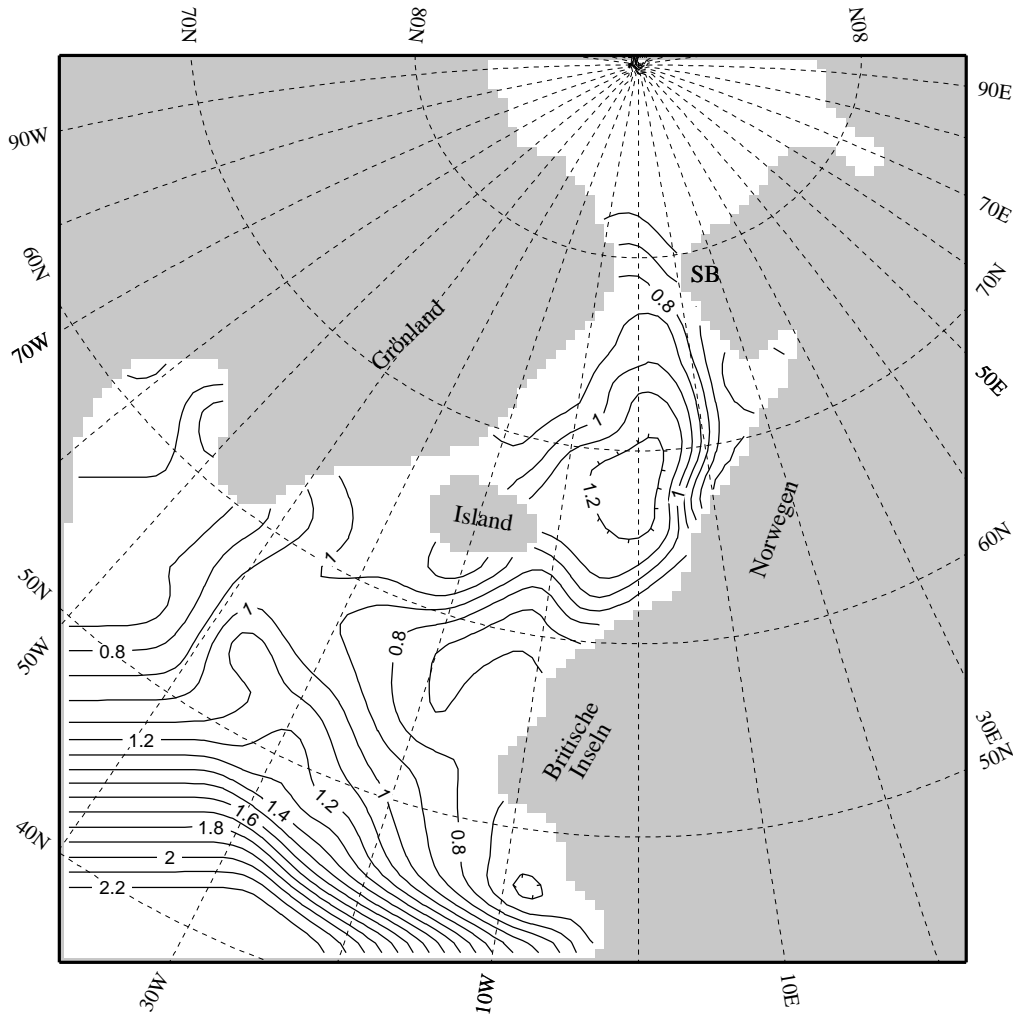


Abbildung 3.12: Triangulations – $\delta^{18}O_W$ ohne den Sedimentkern CH 69-09.

größeren Gradienten verbunden, aber sie führt nicht mehr direkt auf Schottland zu, sondern biegt bei Werten um 0.8‰ ins Innere den Europäischen Nordmeers ab, ein deutlicher Hinweis auf einen möglichen Einstrom. Speziell an dieser Stelle sollten sich im Vergleich zu den anderen Rekonstruktionen Unterschiede der modellierten Zirkulation zeigen.

- Die relativ isolierte Zelle bei 35 W und 55 N mit Werten um 1.1‰ ist einer Sattelfläche mit $0.9\text{--}1.0\text{‰}$ gewichen.
- Die entlang 45 N verlaufende Front ist abgeschwächt, südlich von ihr erreichen die Isotopenverhältnisse nunmehr maximal 2.2‰ anstelle von 3.4‰ .
- Am Westrand des Modells biegen die Isolinien $< 1.1\text{‰}$ nach Norden und die $> 2.0\text{‰}$ nach Süden ab. Grund dafür ist der Sedimentkern CH 69-09 knapp außerhalb des Randes bei 47.35 W und 41.75 N mit $\delta^{18}O_W = 1.87\text{‰}$ (vgl. Abb. 3.10).

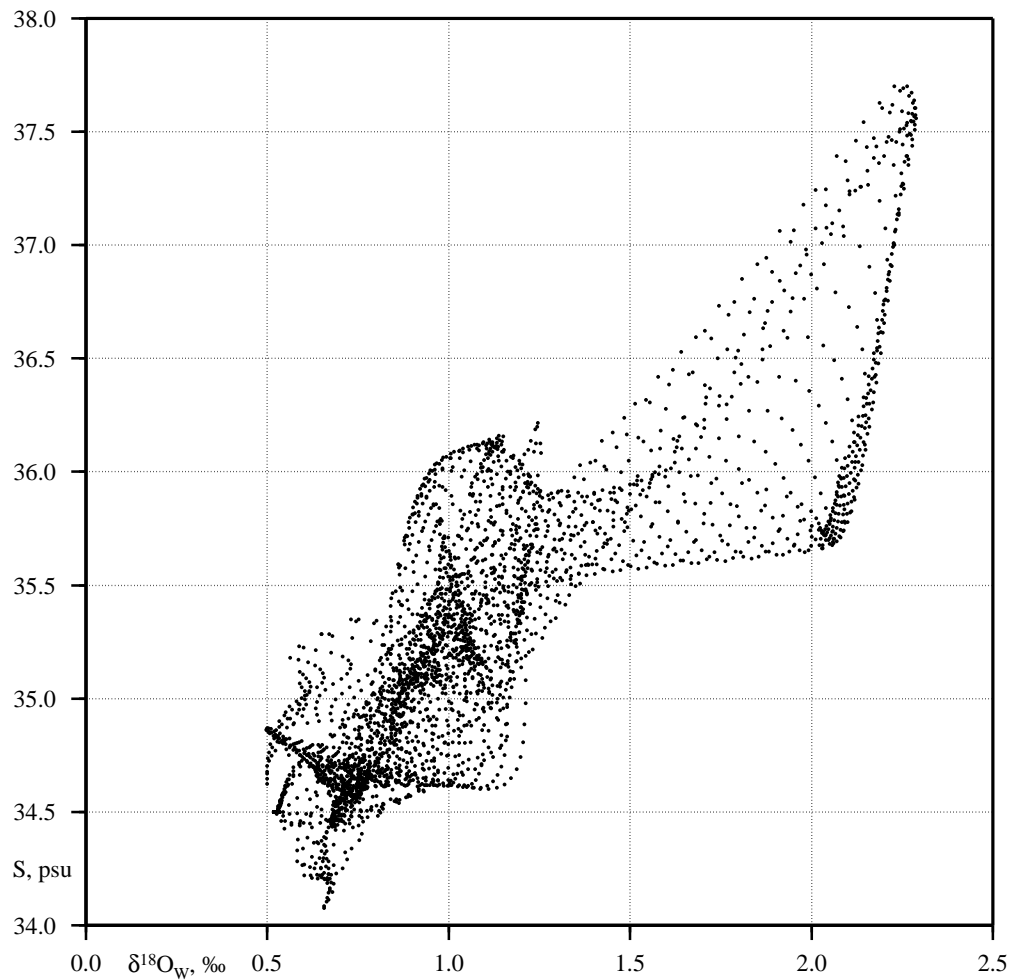


Abbildung 3.13: Scatterplot Spline- S (wenige Sedimentkerne) gegen Triangulations- $\delta^{18}O_W$ (viele).

Leider existiert in dieser Region nur dieser eine Sedimentkern, so daß sich dieser Wert weder stützen noch verwerfen läßt. Deswegen wurde die Triangulation noch einmal ohne Einbeziehung von CH 69-09 vorgenommen, um seinen Einfluß auf die Modellergebnisse abschätzen zu können. Die resultierende Verteilung von $\delta^{18}O_W$ zeigt Abb. 3.12, in der die genannten Isolinien nun geradlinig auf den Modellrand zu weisen.

Anhand dieser Verteilung von $\delta^{18}O_W$, die ja einerseits auf dem beckenweiten Temperaturfeld und allen verfügbaren Isotopenmessungen basiert, andererseits mit der gleichen Methode wie das Temperaturfeld interpoliert wurde, läßt sich sehr gut demonstrieren, welche Fehler entstehen, wenn eine Rekonstruktion aus nur wenigen Sedimentkernen versucht wird. S und $\delta^{18}O_W$ müssen nach allen bisherigen — und auch hier benutzten — Ansätzen linear korreliert sein. Trägt man aber gegen die $\delta^{18}O_W$ -Werte aus der ersten Triangulation die Salzgehalte aus der in Abschnitt 3.4.1 dargelegten Rekonstruktion auf

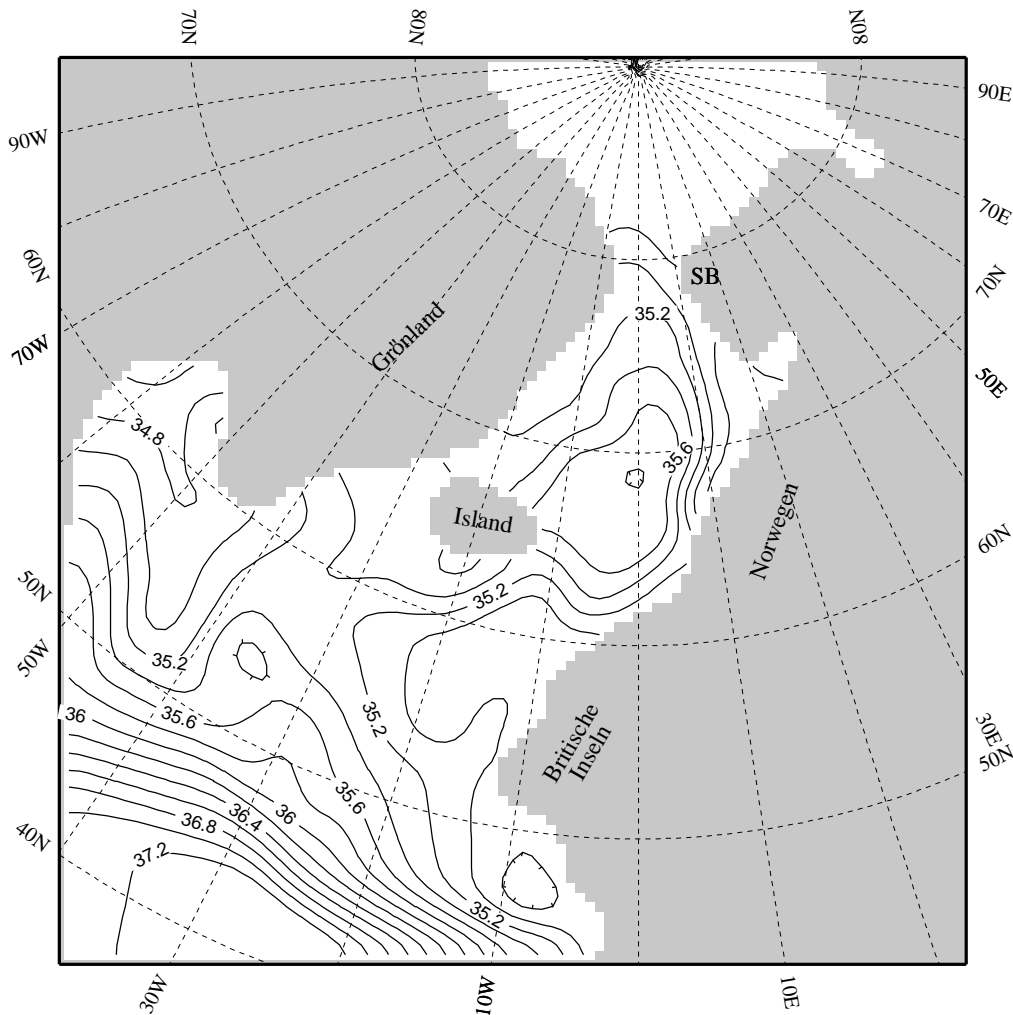


Abbildung 3.14: S aus T - und $\delta^{18}O_W$ -Triangulation, mit $\delta^{18}O_0 = -21.13\text{‰}$. (Experiment TRI1)

(Abb. 3.13), so zeigt sich eine erhebliche Streuung. Diese liegt *nicht* in erster Linie an den unterschiedlichen Interpolationsmethoden, sondern fast ausschließlich an der geringen Zahl der Ausgangspunkte, denn die Streuung wird auch dann nur minimal geringer, wenn die in Abschnitt 3.4.1 benutzten Sedimentkerne durch Triangulation interpoliert werden.

Nachdem diese flächendeckenden Verteilungen der $\delta^{18}O_W$ -Werte vorlagen, mußten die zur Salzgehaltsbestimmung erforderlichen Annahmen bezüglich $\delta^{18}O_0$ und S_0 getroffen werden. Während S_0 für alle folgenden Berechnungen einheitlich den Wert 34.65 psu erhielt (s. o.), wurden bezüglich $\delta^{18}O_0$ verschiedene Ansätze getestet. Die resultierenden Beziehungen zwischen S und $\delta^{18}O_W$ sind in Abb. 3.7 durch die dünnen schwarzen Geraden graphisch dargestellt. Die Ansätze und ihre Auswirkungen auf die horizontalen Salzgehaltsverteilungen sind:

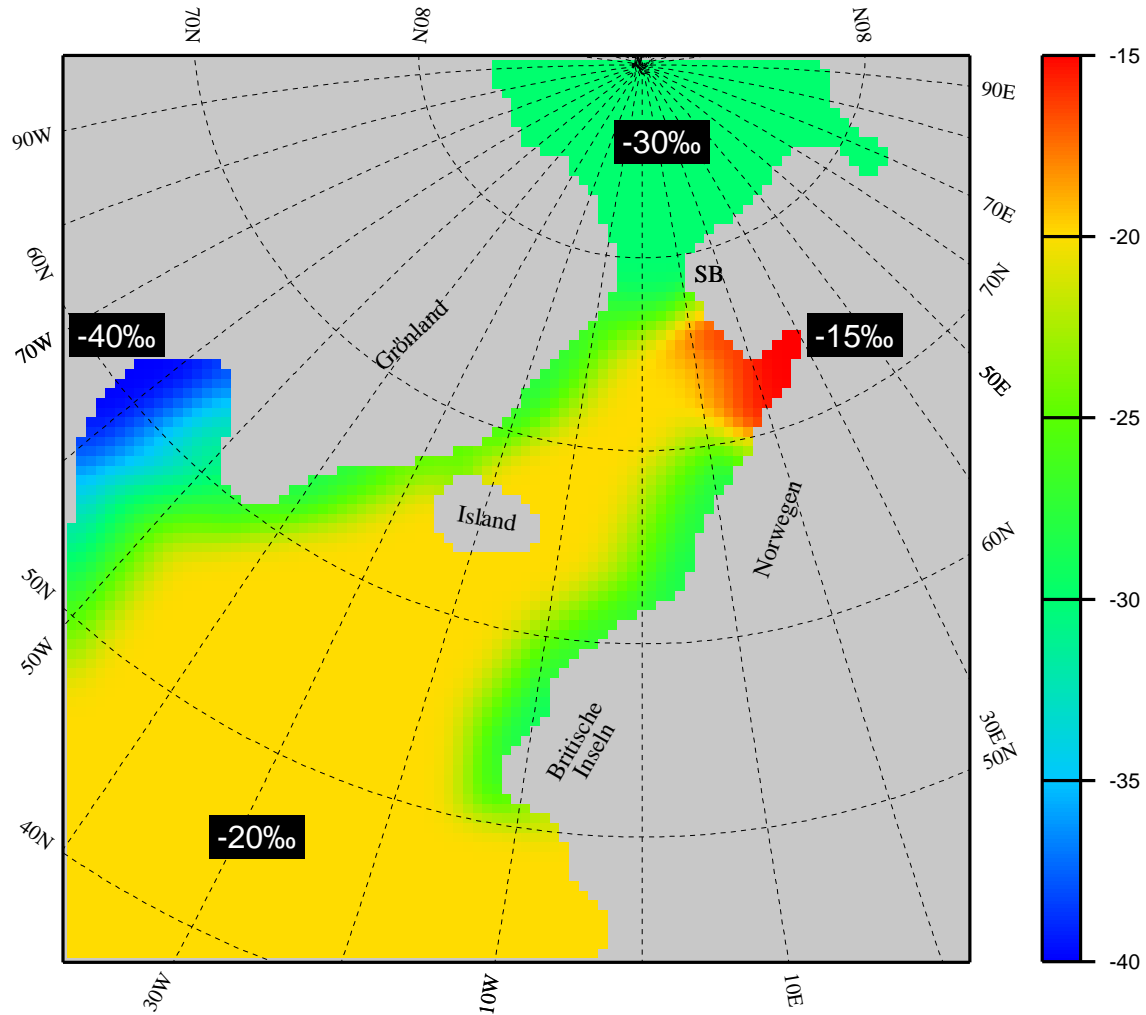


Abbildung 3.15: $\delta^{18}O_0$ -Verteilung, an den Rändern variiert.

1. Zuerst wurde für das gesamte Gebiet der heute herrschende Wert (s. o.) $\delta^{18}O_0 = -21.13\text{‰}$ eingesetzt. Zusammen mit der ersten $\delta^{18}O_W$ -Triangulation und den oben genannten Werten von Δ_{ICE} und $\Delta_{S_{\Delta H}}$ folgt das in Abb. 3.14 gezeigte Salzgehaltsfeld, dessen Charakteristika natürlich denen der $\delta^{18}O_W$ -Verteilung entsprechen: Das Maximum mit 36.8 psu im Europäischen Nordmeer, die Front auf dem Island-Schottland-Rücken, die mit Werten um 35.2 psu ins Europäische Nordmeer hineinverläuft, die Minima < 35 psu in der Biskaya und auf dem Rockall-Plateau, dem Temperaturfeld entsprechend die Front bei 45 N, sowie aufgrund des Sedimentkerns CH 69-09 eine relativ salzarme Zunge aus der Labradorsee heraus, deren Form offenbar nicht im Einklang mit dem Temperaturfeld steht.
2. Das zweite Szenario erweiterte das erste dahingehend, daß der heutige Wert von $\delta^{18}O_0$ im glazialen Maximum zumindest dort nicht vorlag, wo ein Einfluß polaren Niederschlags bzw. kontinentalen Schmelzwassers möglich war. Östlund und Hut

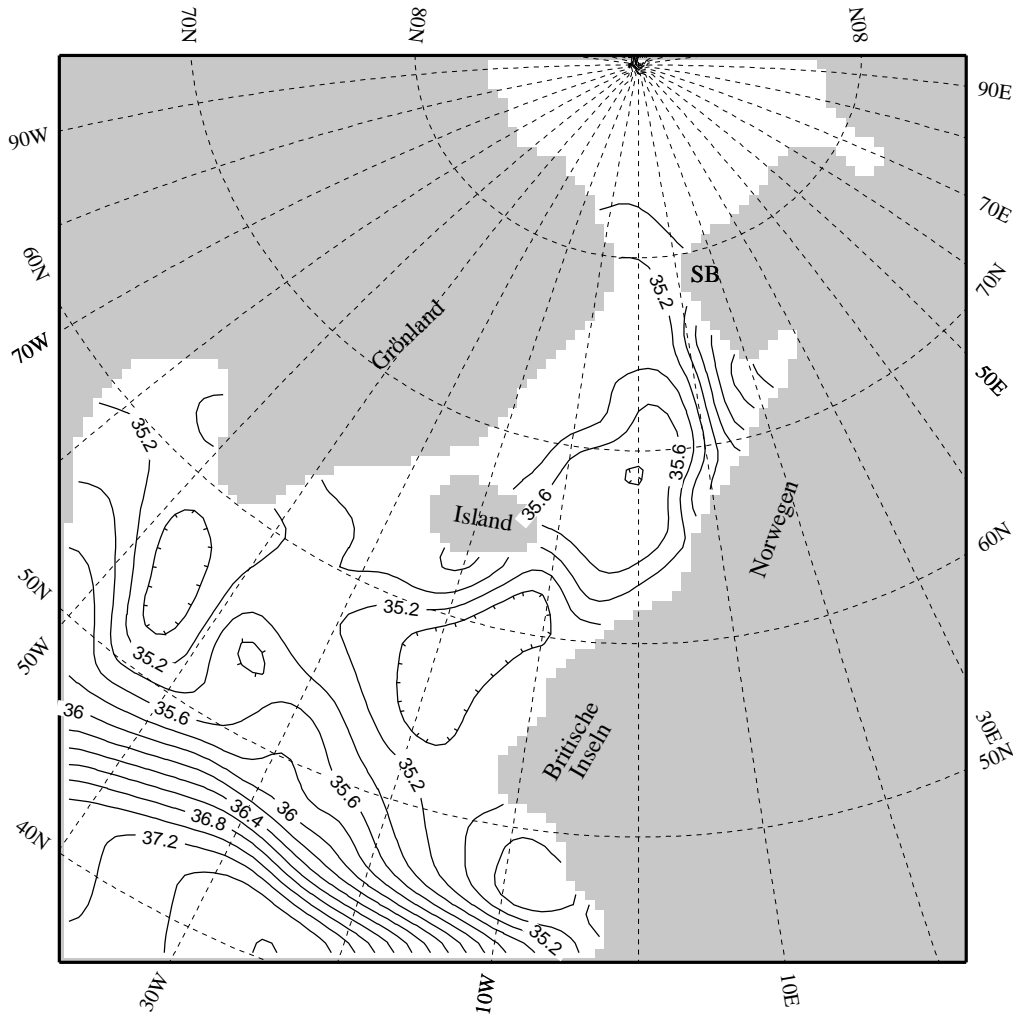


Abbildung 3.16: S aus der T - und $\delta^{18}O_W$ -Triangulation, $\delta^{18}O_0$ am Rand variiert. (Experimente TRI2, TRI2D und TRI2DW)

[1984] geben für den rezenten polaren Niederschlag $\delta^{18}O_0$ mit -21‰ an. Dieser Wert dürfte wegen der geringeren Atmosphärentemperaturen im letzten Glazial noch niedriger gelegen haben, so daß hier für das Polarmeer $\delta^{18}O_0 = -30\text{‰}$ angenommen wurde (Abb. 3.15). Entsprechend der Ergebnisse der grönländischen Eistiefbohrungen [Dansgaard und Oeschger, 1989; Fisher, 1992] sowie der Resultate von Modellrechnungen zum Eisvolumen [Mix und Ruddiman, 1984] wurde auch entlang der Küsten Grönlands, Norwegens, Schottlands und Irlands $\delta^{18}O_0 = -30\text{‰}$ eingesetzt. Island blieb hierbei ausgenommen, denn dort muß wohl aufgrund der hohen Wassertemperaturen ringsum und der im Vergleich mit Grönland und den Kontinenten geringen Größe dieser Insel auch mit der geringsten Vereisung gerechnet werden, also mit der größten Wahrscheinlichkeit für $\delta^{18}O_W$ -Werte, die in etwa den rezenten entsprechen. Das Nordende der Labradorsee erhielt nach den Eiskerndaten $\delta^{18}O_0 = -40\text{‰}$, und für die Barentssee wurde der Einfluß von Schmelzwasser

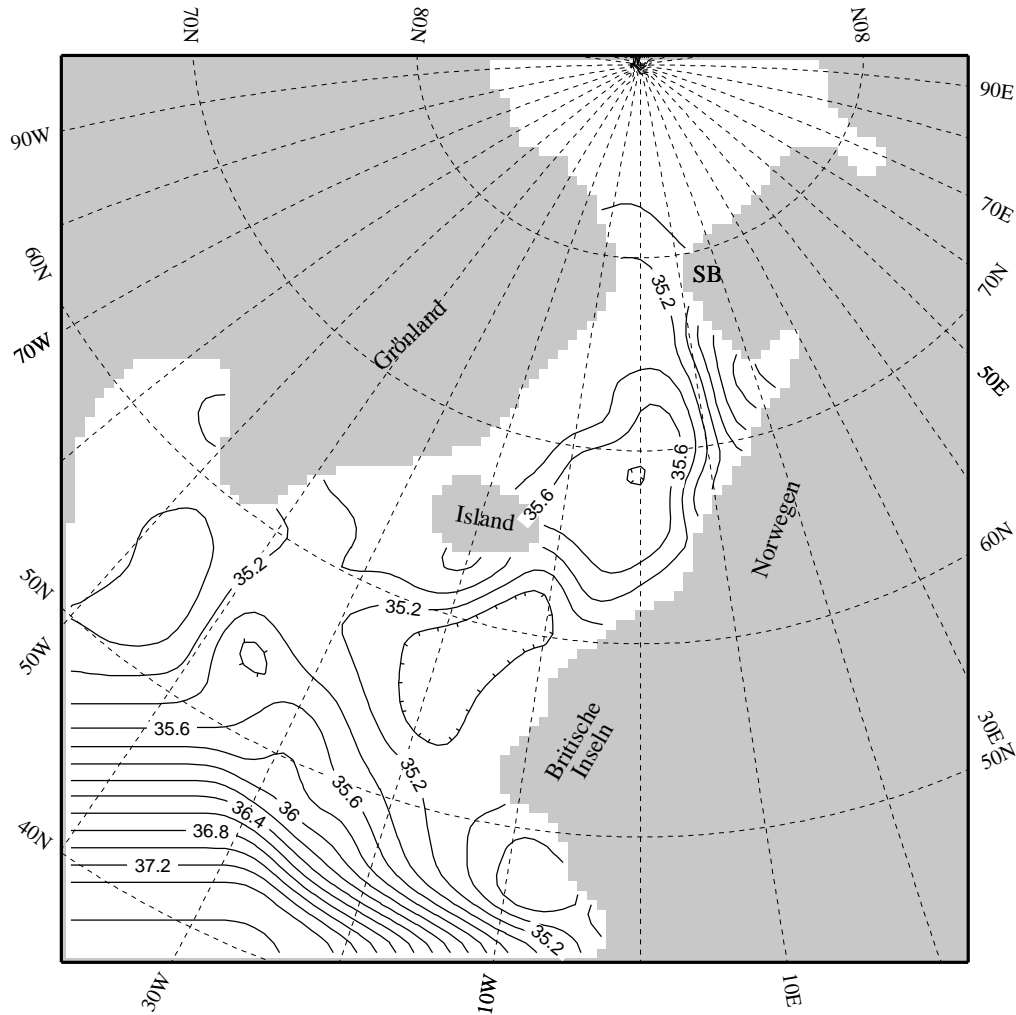


Abbildung 3.17: S aus der T - und $\delta^{18}O_W$ -Triangulation ohne CH 69-09, $\delta^{18}O_0$ am Rand variiert. (Experiment TRI2o)

aus Seis mit $\delta^{18}O_0 = -15\text{‰}$ (Mix und Ruddiman, [1982]: -20‰ bis -10‰) angenommen. Damit ergeben sich Veränderungen im Salzgehalt. Abb. 3.16 zeigt S auf Basis der $\delta^{18}O_W$ -Triangulation mit CH 69-09 und Abb. 3.17 auf Grundlage der Triangulation ohne diesen Sedimentkern. Beide Felder unterscheiden sich wie folgt von der Rekonstruktion mit konstantem $\delta^{18}O_0$:

- An den Rändern des Europäischen Nordmeers erhöht sich S um ca. 0.2 psu, was die horizontalen Gradienten verringert.
- Das Nordende der Labradorsee zeigt eine Erhöhung um rund 0.4 psu. Dadurch entsteht aus der Zunge niedriger Salzgehalte eine abgeschlossene Linse.
- Zur Barentssee hin fallen die Salzgehalte auf etwa 34.2 psu.

Am Westrand des Modells ergeben sich aufgrund des Einflusses oder eben Nicht-

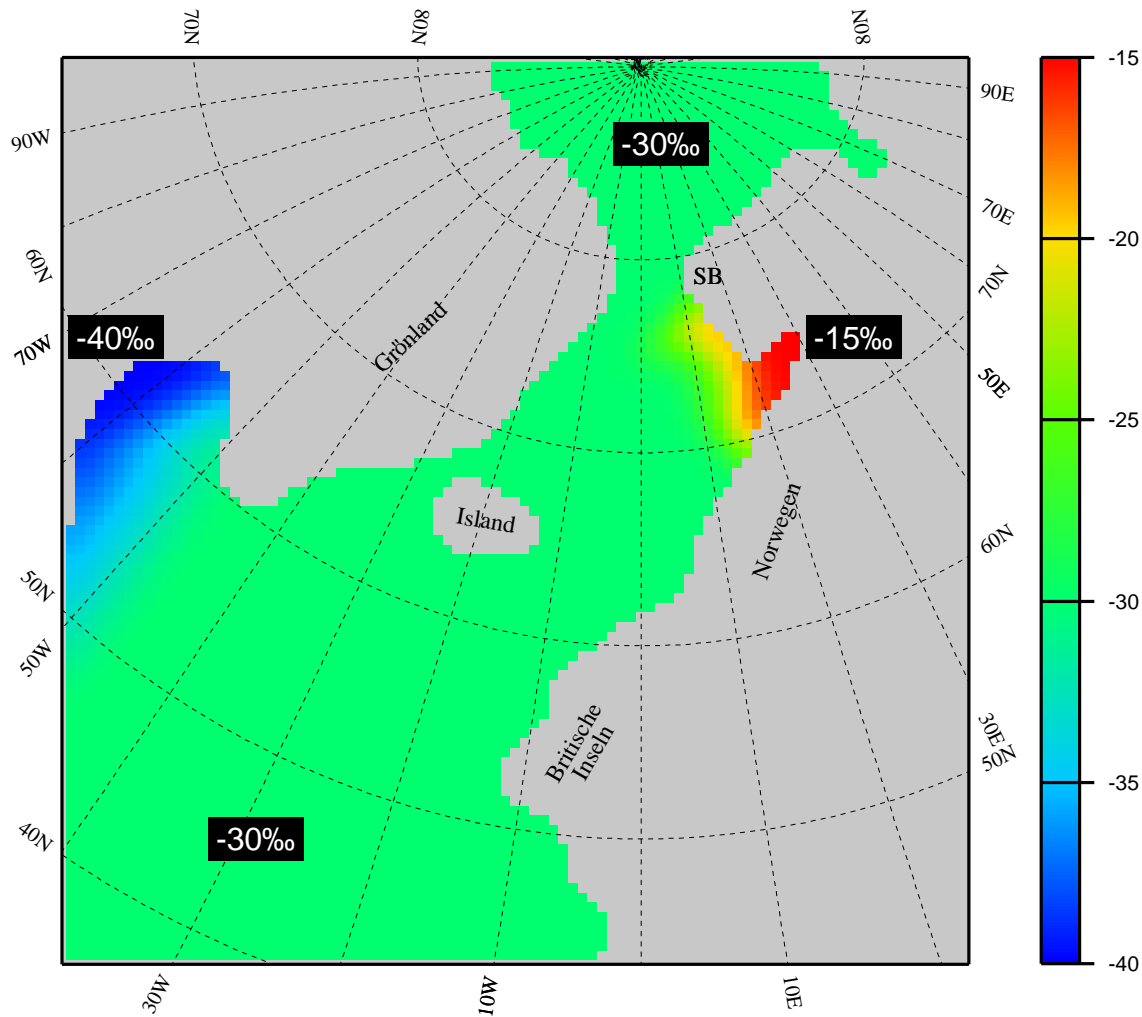


Abbildung 3.18: $\delta^{18}O_0$ -Verteilung, $\delta^{18}O_0$ auch im Inneren der Becken variiert.

Einfluss von CH 69-09 zwischen beiden Salzgehaltfeldern die schon an den $\delta^{18}O_W$ -Verteilungen diskutierten Differenzen. So ergibt sich mit diesem Sedimentkern westlich der salzarmen Linse eine deutliche Front, die im anderen Fall fehlt.

3. In den dritten Ansatz ging die Annahme ein, der Einfluß kontinentalen Schmelzwassers sei nicht mehr nur auf den Küstenbereich beschränkt, sondern habe sich im Verlauf der letzten Eiszeit auf den gesamten Nordatlantik ausgedehnt. Daher wurde hier auch in den zentralen Beckenbereichen $\delta^{18}O_0 = -30\text{‰}$ gesetzt (Abb. 3.18). Auch für diese Annahme wurden die Salzgehalte anhand der beiden triangulierten $\delta^{18}O_W$ -Felder berechnet, dargestellt in den Abb. 3.19 (mit CH 60-09) und 3.20 (ohne). In beiden Fällen reduzieren sich mit $\delta^{18}O_0$ auch die Salzgehaltsgradienten. So nimmt S entlang 30°W zwischen 44 und 49°N nicht mehr von 37.3 psu auf 35.9 psu ab, sondern nur noch von 36.7 psu auf 35.8 psu. Entsprechendes gilt auch für die anderen Fronten, die sich ebenfalls abschwächen. Hinsichtlich des Einflusses von

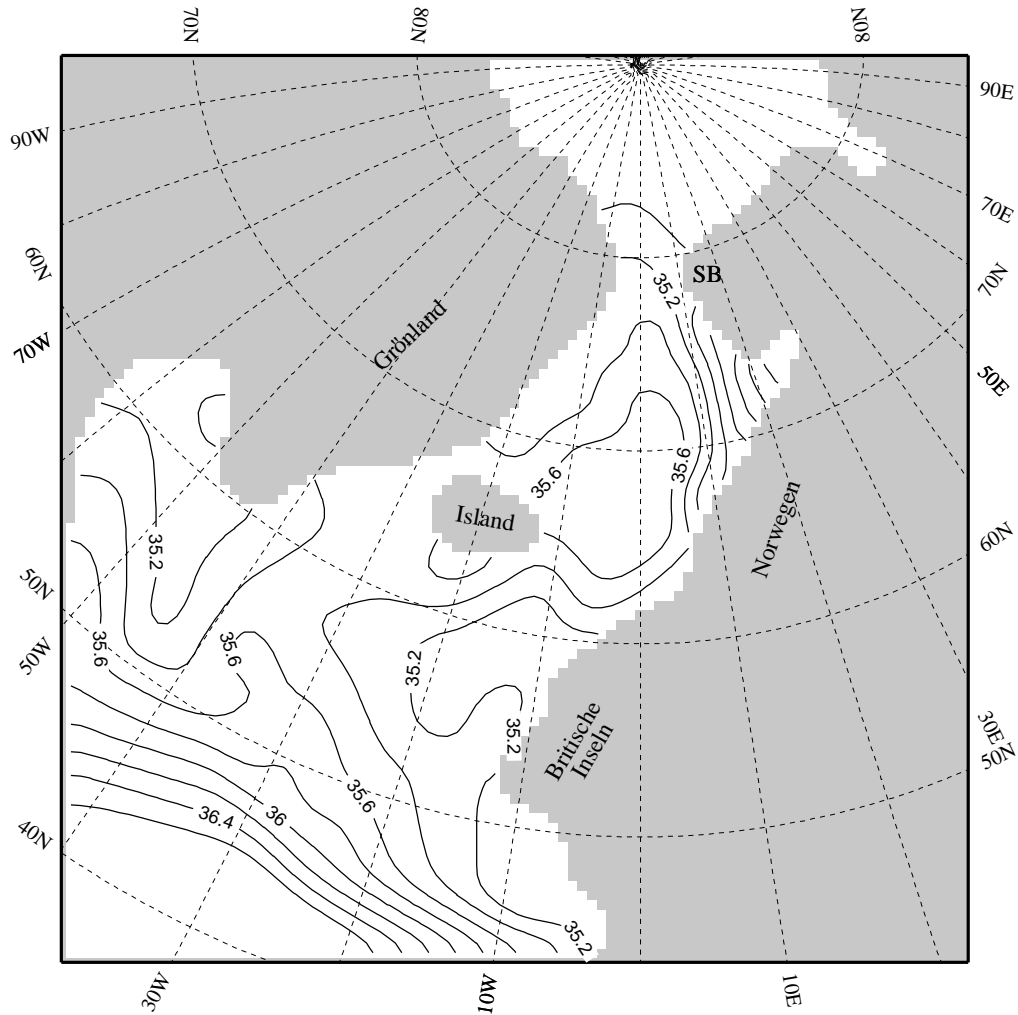


Abbildung 3.19: S aus der T - und $\delta^{18}O_W$ -Triangulation, $\delta^{18}O_0$ überall variiert. (Experiment TRI3)

Sedimentkern CH 69-09 auf die Fronten in der Nähe des westlichen Modellrands gilt das oben schon Gesagte.

3.5 Kontinentaler Schmelzwasserabfluß?

Mit der Vorgabe von $\delta^{18}O_0 = -30\text{‰}$ sollte in den zuletzt dargelegten Rekonstruktionen der Einfluß kontinentalen Schmelzwasserabflusses oder auch schmelzender Eisberge berücksichtigt werden. Das in Abschnitt 3.2.3 rekonstruierte Temperaturfeld (Abb. 3.4)

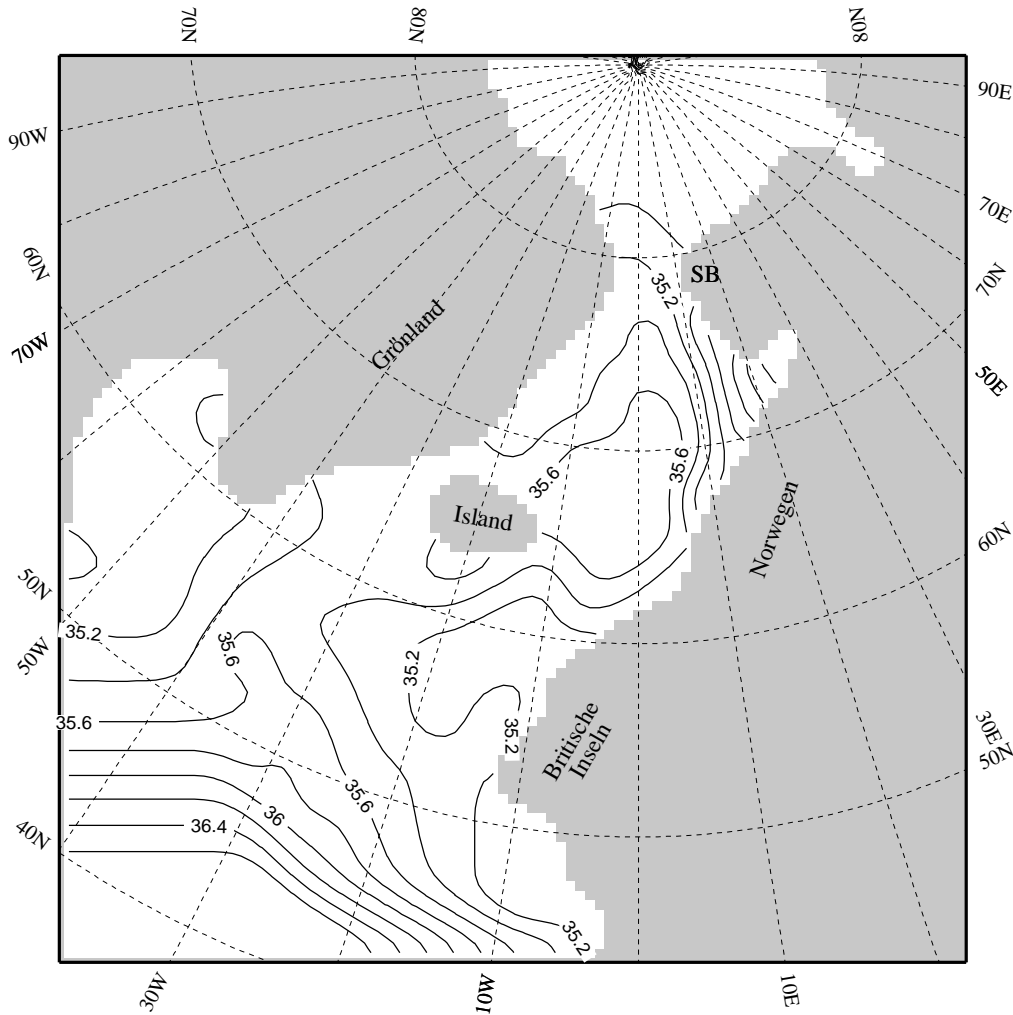


Abbildung 3.20: S aus der T - und $\delta^{18}O_W$ -Triangulation ohne CH 69-09, $\delta^{18}O_0$ überall variiert. (Experimente TRI3o und TRI3oW)

weist aber an den betreffenden Küsten zum Teil Temperaturen weit oberhalb des Schmelzpunktes auf. Um zu testen, wie sich dies auf die Modellresultate auswirkt, wurde bei weiteren Rekonstruktionen angenommen, entlang der betreffenden Küsten seien in einem unterschiedlich breiten Streifen die Temperaturen auf den Gefrierpunkt reduziert, wie in Abb. 3.21 für einen Streifen von 3.5 Bogengrad Breite dargestellt. Nach Gleichung (3.1) ergeben sich in diesen Streifen entsprechend verringerte Werte des Isotopenverhältnisses $\delta^{18}O_W$, mithin auch Salzgehalte, die in der Framstraße, bei Norwegen und Grönland im Schnitt um 0.2–0.4 psu, vor Schottland und Irland bis zu 1 psu niedriger liegen (Abb. 3.22, vgl. Abb. 3.16). Soweit diese Modifikationen Änderungen der Zirkulation hervorgerufen, ist mit diesen in erster Linie an den Grenzen zwischen Europäischem Nordmeer und den angrenzenden Becken zu rechnen.

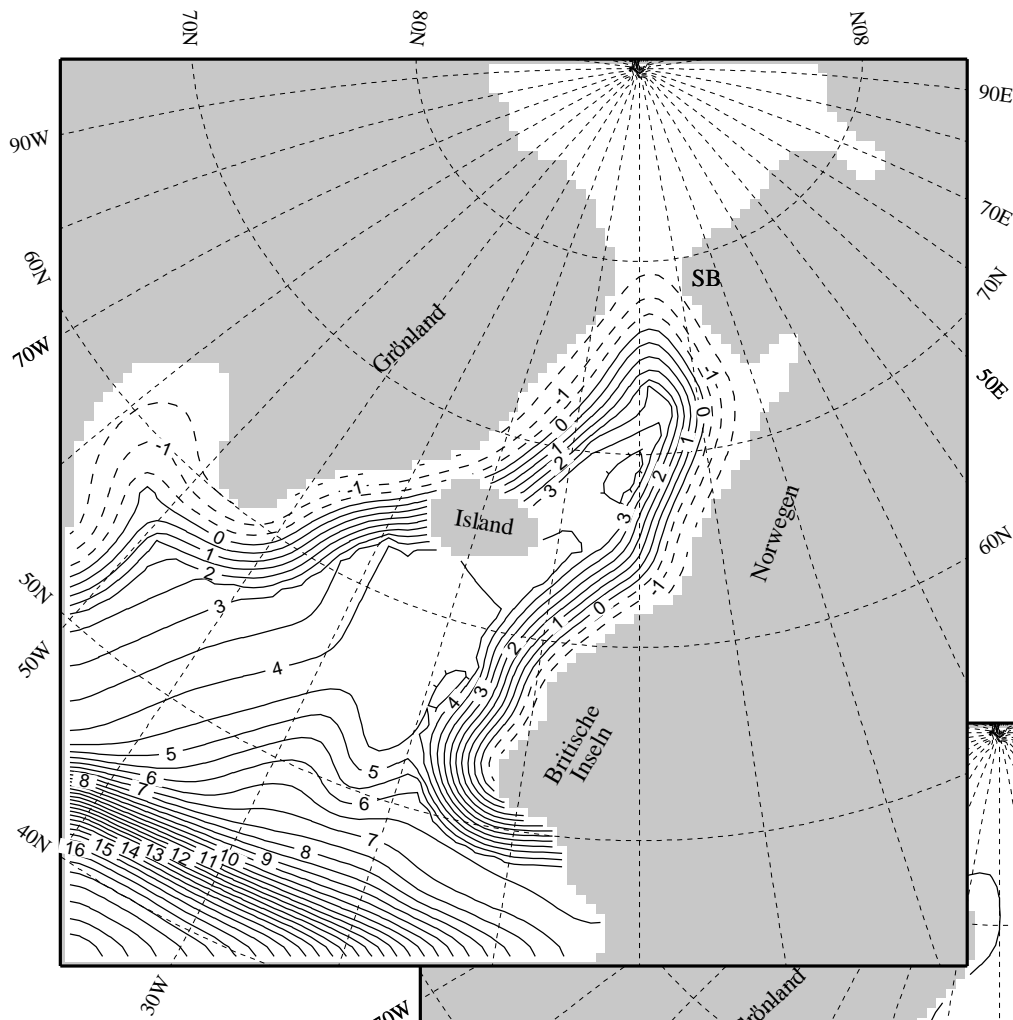


Abbildung 3.21: T mit einem Schmelzwasserstreifen (-1.9°C). (Experim. MELT)

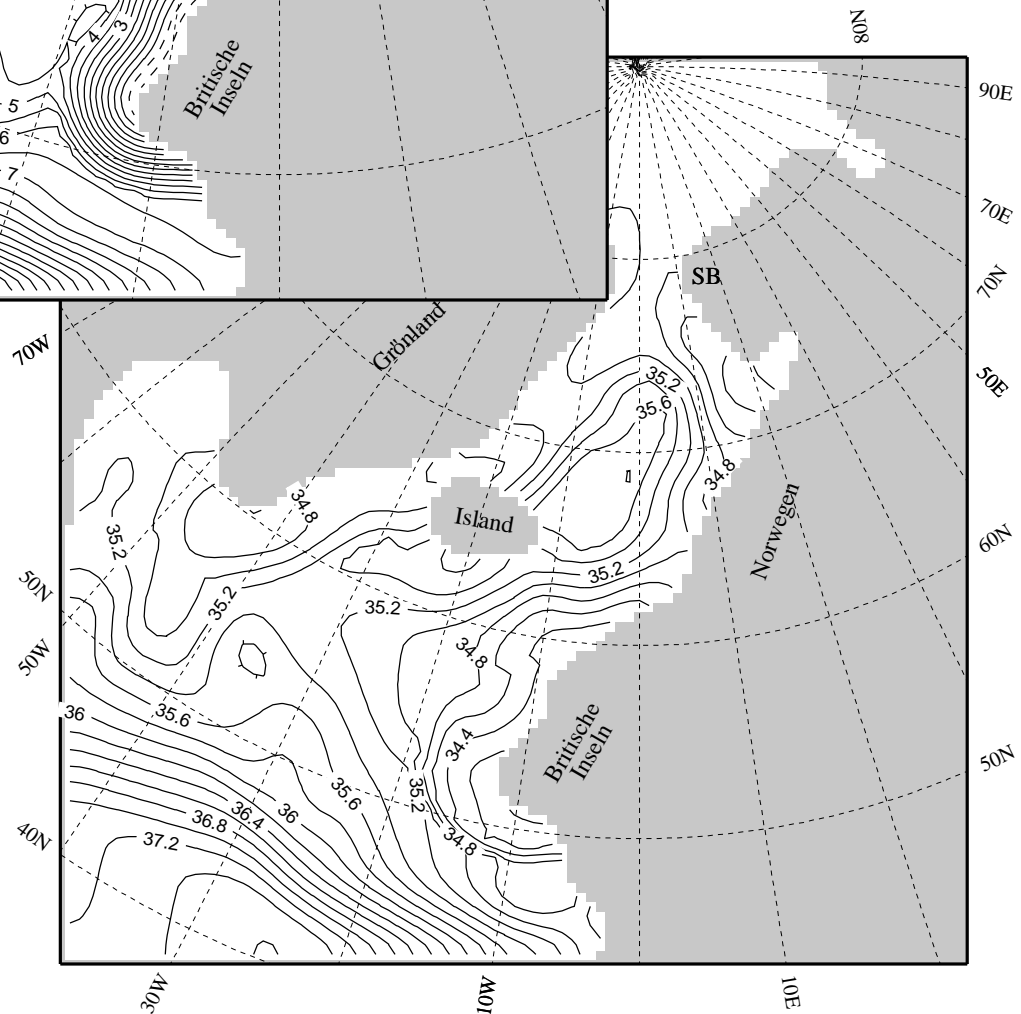


Abbildung 3.22: S mit einem Schmelzwasserstreifen von 3.5 Bogengrad Breite.

Kapitel 4

Experimente zur letzten Maximalvereisung

4.1 Vorbemerkung

Dieses Kapitel widmet sich den Ergebnissen, die bei den Experimenten mit den in Kapitel 3 vorgestellten Antriebsfeldern gewonnen werden konnten. Mit SCINNA wurde getestet,

- inwiefern die T - S -Rekonstruktionen in sich selbst, aber auch mit Annahmen bezüglich der Winde des letzten glazialen Maximums widerspruchsfrei sind,
- wie sich diese Felder auf die Zirkulation, die Tiefenwasserbildung und die Wassermassenverteilung auswirken,
- ob die T - S -Rekonstruktionen durch die modellierte Zirkulation erklärbar sind,
- wie sensitiv die Modellresultate auf Änderungen der Schwellentiefe in der Dänemarkstraße reagieren, da verschiedene Autoren und Autorinnen für die Eiszeit einen dort verlaufenden Einstrom ins Europäischen Nordmeer postulieren.

Anhand der Ergebnisse soll dann der Versuch unternommen werden, ein in sich schlüssiges Bild der ozeanographischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeers im glazialen Sommer zu entwerfen.

Zusätzlich zu den schon beschriebenen thermohalinen Antriebsfeldern waren für die Paläo-Rechnungen auch eine Anpassung der Modelltopographie an die glaziale Situation sowie die Zusammenstellung geeigneter Initialisierungsfelder erforderlich. Weiterhin mußten plausible Annahmen bezüglich der damaligen Windverhältnisse getroffen werden, da die dazu bestehenden Rekonstruktionen nicht mit den hier eingesetzten Meeresoberflächentemperaturen berechnet wurden. Die folgenden Abschnitte erläutern die Vorgehensweisen

und geben eine Übersicht über die gerechneten Experimente sowie die ihnen gemeinsamen Parameter.

4.1.1 Die glaziale Modelltopographie

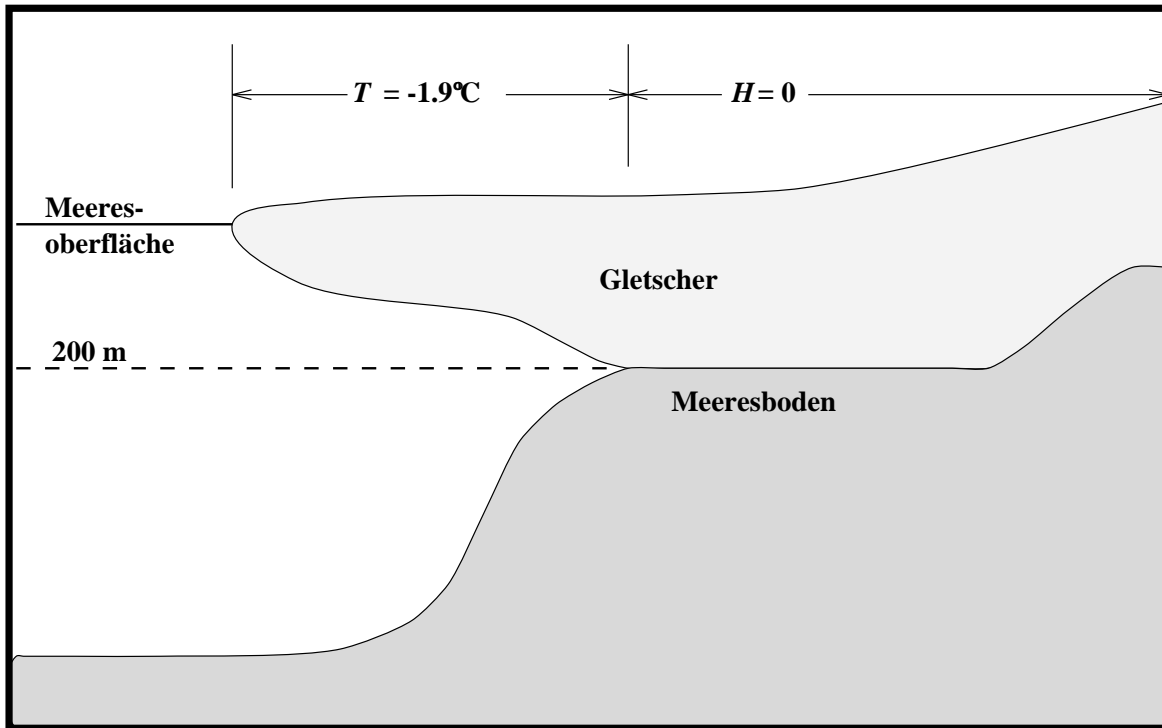


Abbildung 4.1: Veränderung der Modelltopographie durch Vereisung der Schelfe. Dort, wo unterhalb des Gletschers die Tiefe maximal 200 m beträgt, wird der Meeresboden bis zur Meeresoberfläche ($H = 0$) angehoben, ist die Tiefe größer, geht die Vereisung in die Oberflächenrandbedingung ein ($T = -1.9^\circ\text{C}$).

Während der letzten Eiszeit waren die Formen des Meeresbodens und der Küstenlinien gegenüber den heutigen Verhältnissen teilweise erheblich verändert. Die globale Erniedrigung des Meeresspiegels um ca. 100 m [Fairbanks, 1989] wirkte sich zusammen mit isostatischen Vertikalbewegungen des Untergrunds aufgrund veränderter Eislasten [Wohlfeil, 1982, 1983; Wold, 1993] auf die Schwellentiefen aus. Die Vereisung der Schelfe verengte zusätzlich sowohl das Europäische Nordmeer an sich, als auch in besonderem Maße die ohnehin schon schmalen Meeresstraßen. Entsprechend dieser drei Prozesse wurde die Modelltopographie ausgehend von ihrer rezenten Form (Abb. 2.1) in drei Schritten an die letzte Eiszeit angepaßt. Der erste Schritt bestand in der Reduktion der Wassertiefe um 100 m an allen Gitterpunkten; die Positionen, die zuvor diese oder eine geringere Tiefe hatten, wurden daher zu Landpunkten. Die Vereisung der Schelfe wurde von zahlreichen Autorinnen und Autoren aus seismischen Profilen, der Lage von Endmoränen, den Pflugmarken driftender Eisberge, eistransportiertem Schutt und Messungen an Sedimentkernen rekonstruiert [Andersen, 1979; Andersen, 1981; CLIMAP, 1981; Vorren et al., 1987; Lehman

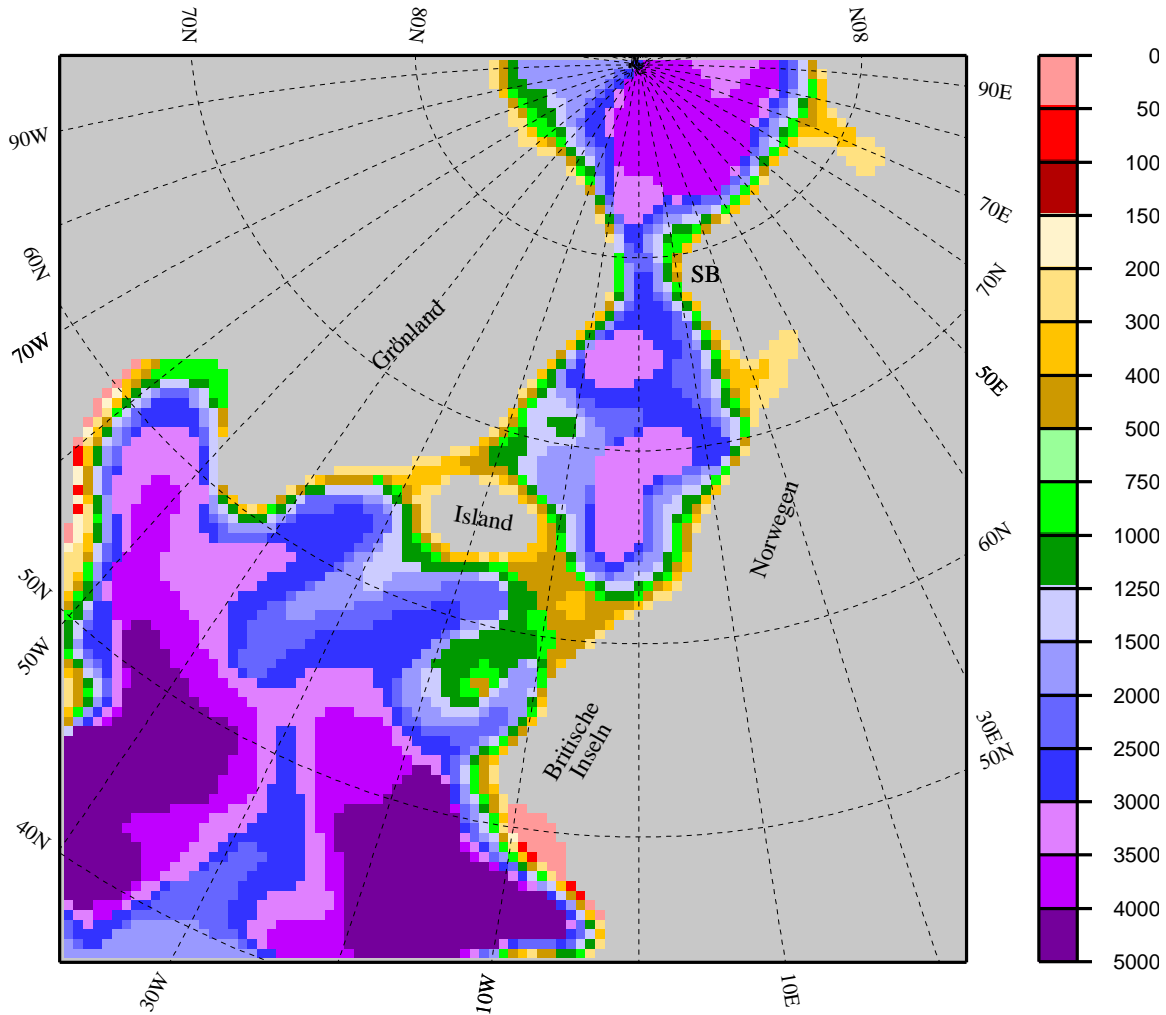


Abbildung 4.2: Modelltopographie für die Rechnungen zur letzten Maximalvereisung. Tiefenangaben in Metern.

et al., 1991; Mangerud et al., 1992; Mienert et al., 1992; Bischof, 1994]. Alle diese Arbeiten zeigen für das letzte Glazialmaximum eine Vergletscherung der Schelfe bis in Tiefen von 200–400 m, bezogen auf den heutigen Meeresspiegel. Relativ zum glazialen Meeresspiegel entspricht dies 100–300 m, so daß im zweiten Schritt eine vollständige Vereisung der Schelfe bis in die mittlere Tiefe von 200 m angenommen wurde. Der Einfluß des Eises auf Temperatur und Salzgehalt wird dem Modell gegebenenfalls über die thermohalinen Antriebsdaten vorgegeben, so daß die Vereisung in einfacher Weise durch Umwandlung aller Modellpunkte mit einer Tiefe bis 200 m in Landpunkte implementiert werden konnte (Abb. 4.1), denn es ist für die Zirkulation letztlich unerheblich, ob der feste Rand aus Gestein oder aus Eis besteht.

Die nach diesen beiden Schritten vorliegende Modelltopographie ist in Abb. 4.2 dargestellt. Die Änderungen bestehen in erster Linie in der um 50 km auf 300 km reduzierten Breite

der Framstraße, der Verengung der Dänemarkstraße auf 100 km Breite und 400 m Tiefe und der Verflachung des Island-Schottland-Rückens auf maximal 500 m. Die im Bereich der Færøer vermutete Eiskappe von 100–150 km Ausdehnung könnte bei der gegebenen Gitterpunktsdistanz nur sehr schlecht durch 2 oder 3 Landpunkte dargestellt werden, sie wurde daher wie die kleineren Inseln der rezenten Topographie (s. Abschnitt 2.1) nicht berücksichtigt. Darüber hinaus sind, abgesehen vom Bäreninseltrog, die Barents- und die Nordsee im glazialen Nordmeer nicht mehr vorhanden.

Hinsichtlich des Effekts isostatischer Ausgleichsbewegungen besteht eine erheblich Unsicherheit. Die Tiefenangaben für die Dänemarkstraße reichen von 400 m [Wold, frdl. pers. Mittlg.] bis 800 m [Sarnthein, frdl. mdl. Mittlg.] je nachdem, ob vermutet wird, die Eislast auf Island und Grönland habe die Schwelle mit nach unten gedrückt, oder sie habe sich durch den erhöhten lateralen Druck gehoben. Diese Frage soll hier nicht entschieden werden. Um aber zu testen, ob die Schwellentiefe eine für die Zirkulation entscheidende Rolle spielt, wurde auf der Basis der beschriebenen glazialen Topographie eine weitere erstellt, die in der Dänemarkstraße acht anstelle von sechs Schichten aufweist, also eine Tiefe von 750 m.

4.1.2 Temperaturen und Salzgehalte zur Initialisierung

Es nicht sinnvoll, jedes der zahlreichen Paläo-Experimente mit den rezenten T - und S -Verteilungen zu initialisieren. Diese Felder sind zu inkompatibel zu den rekonstruierten glazialen Oberflächentemperaturen und -salzgehalten, so daß trotz der in Abschnitt 2.1.2 erläuterten Beschleunigung der Modellintegration durch die anfängliche Verwendung der grob auflösenden SCINNA-Version erhebliche Rechenzeiten anfielen. Daher mußte zur weiteren Abkürzung der Rechnungen ein Datensatz erzeugt werden, dessen dreidimensionale Tracerverteilung den Oberflächenfeldern besser entspricht.

Dazu wurde zuerst die grob aufgelöste Modellvariante mit den heutigen Winterdaten initialisiert und ohne Restoring über einen Zeitraum von 500 Jahren integriert. Aufgrund der in Abschnitt 4.1.3 dargelegten Schlüsse dienten zum Windantrieb die rezenten klimatologischen Januardaten von Hellerman und Rosenstein [1983]. Zum thermohalinen Antrieb dienten die zum Zeitpunkt dieser Rechnungen vorliegenden flächendeckenden Rekonstruktionen, einerseits die CLIMAP-Sommertemperaturen [1981] und andererseits eine von Seidov [frdl. pers. Mittlg.] zusammengestellte Kombination der Salzgehaltsrekonstruktionen von Duplessy et al. [1991] und ersten Salzgehalten, die sich aus der Duplessy-Formel (Gleichung 3.5) für das eisfreie Europäische Nordmeer ergaben. Diese beiden Antriebsfelder wiesen zwar teilweise erhebliche Differenzen zu den späteren verbesserten Rekonstruktionen auf, in erster Linie sind hier das vereiste Nordmeer und deutlich geringere Salzgehalte zu nennen, aber andererseits enthielten sie in Ansätzen schon die in Kapitel 3 geschilderten großräumigen Charakteristika.

Die so modellierte dreidimensionale T - und S -Verteilung diente ihrerseits als Anfangsdatsatz einer wiederum grobauflösenden Modellrechnung ohne Restoring unter Ver-

wendung der rezenten Januarwinde sowie der ersten im Rahmen dieser Arbeit erstellten Oberflächentemperatur- und -salzgehaltfelder (Abb. 3.1, 3.5). Diese Rechnung benötigte nunmehr nur noch 200 Jahre zum Erreichen des Gleichgewichtszustands, auf dem alle weiteren hier vorgestellten Experimente aufbauen. Da deren Mehrzahl aber ohne Windantrieb gerechnet wurde, wurde auch dieses Experiment nochmals für weitere 100 Jahre ohne Wind fortgesetzt. Der danach vorliegende dreidimensionale Satz von Temperaturen und Salzgehalten wurde auf das hochauflösende Modellgitter interpoliert und diente im weiteren zur Initialisierung der folgenden Modellrechnungen.

4.1.3 Bemerkungen zum Windantrieb

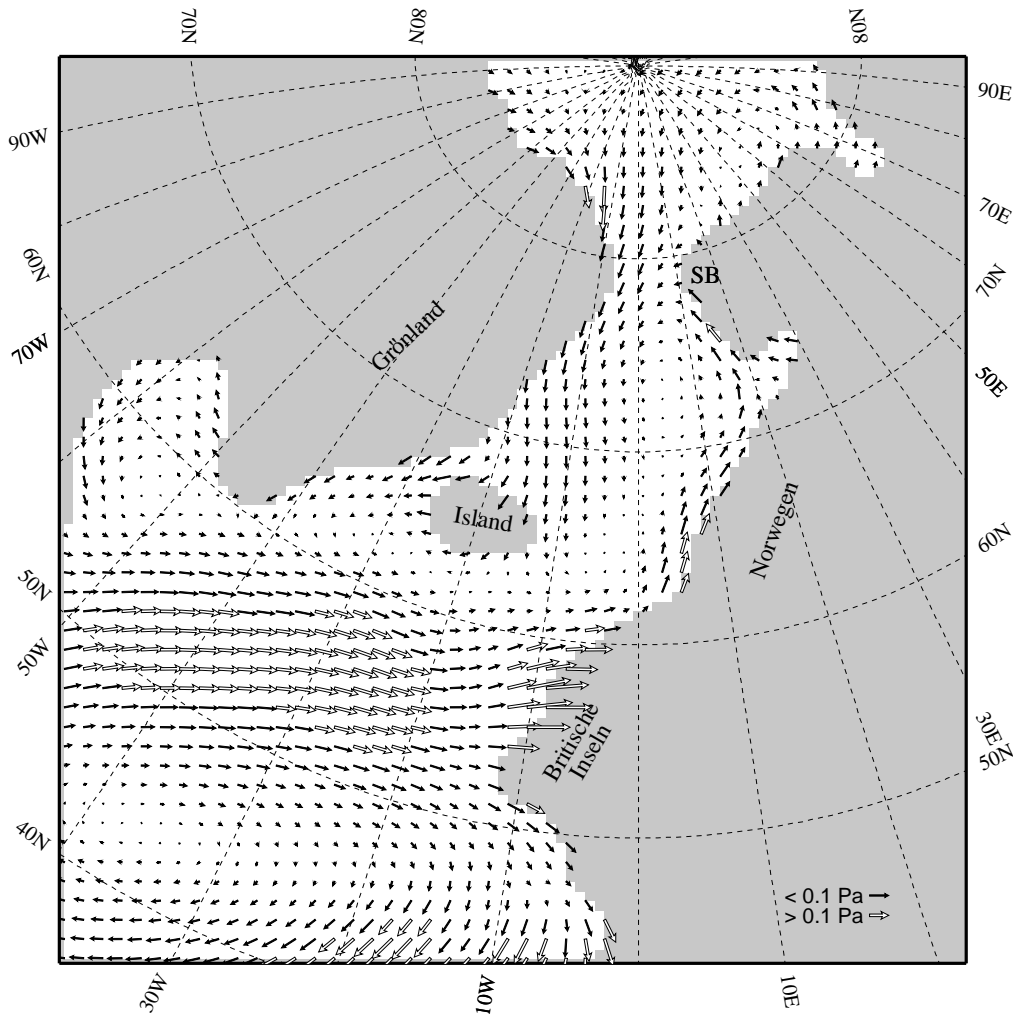


Abbildung 4.3: Windschubspannung im glazialen Juli nach Lautenschlager.

Messungen des Salzgehaltes an tiefen Eisbohrkernen lassen auf den Salzgehalt der Atmosphäre früherer Zeitscheiben schließen, woraus wiederum Anhaltspunkte für die damaligen Windgeschwindigkeiten abzuleiten sind. Dabei zeigt sich, daß in den Glazialen

offenbar allgemein höhere Windgeschwindigkeiten vorlagen als in Warmzeiten [Keir, 1993; Mayewski et al., 1994]. Über die vorherrschenden Windrichtungen können in dem zur ozeanographischen Modellierung erforderlichen großräumigen Maßstab aber nur anhand atmosphärischer Zirkulationsmodelle Informationen gewonnen werden, die mit glazialen Randbedingungen angetrieben werden, idealerweise mit den gleichen Meeresoberflächentemperaturen, die auch zum Antrieb des ozeanischen Modells dienen. Allerdings wurden diese Modelle bisher nur mit einer kompletten Vereisung des Europäischen Nordmeers nach CLIMAP [1981] gerechnet [Lautenschlager, 1991], so daß deren Ergebnisse hier nur eingeschränkt verwendbar sind. Offenbar besteht aber zwischen dem Windfeld (Abb. 4.3),

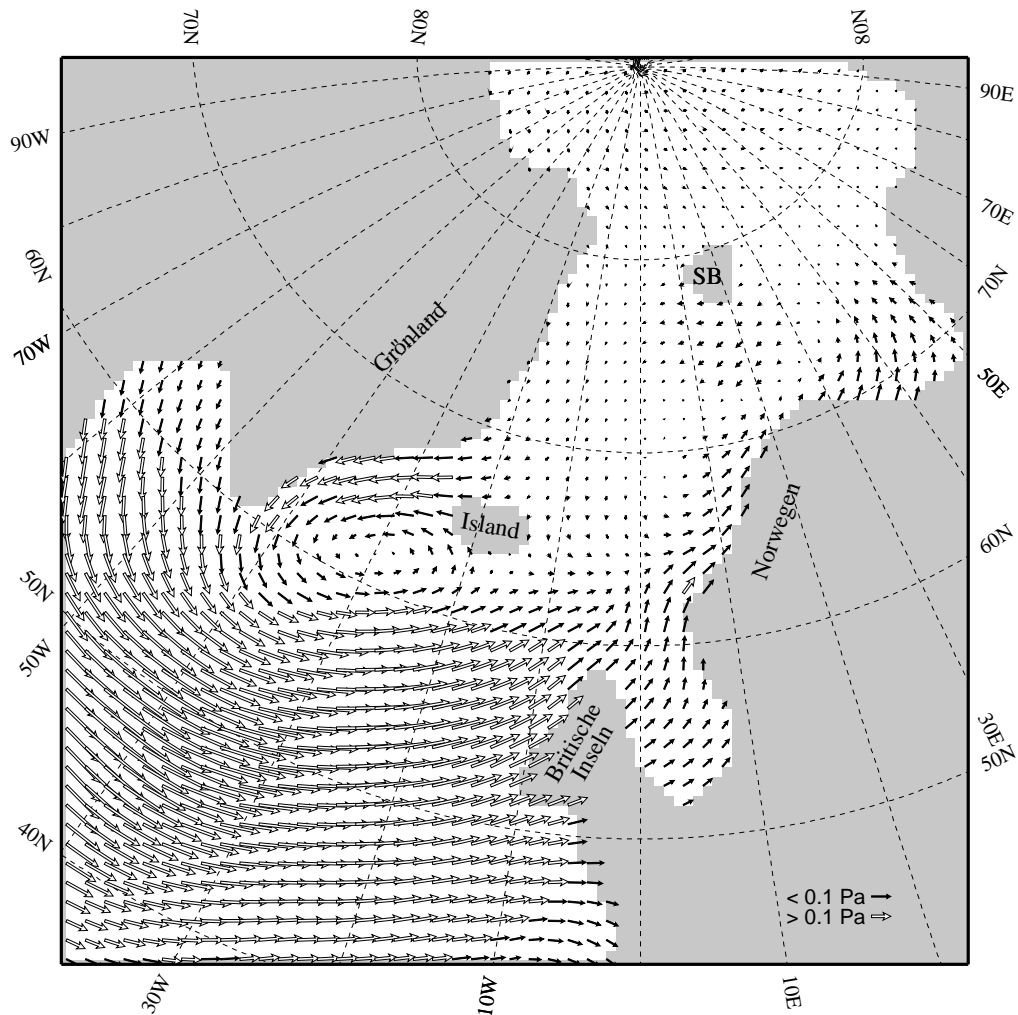


Abbildung 4.4: Windschubspannung im rezenten Januar nach Hellerman und Rosenstein [1983].

das mit dem T42-Modell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg für den glazialen Sommer berechnet wurde [Lautenschlager, frdl. pers. Mittlg.], und dem rezenten klimatologischen Winterwind (Abb. 4.4) [Hellerman und Rosenstein, 1983] eine große Ähnlichkeit. Beide Felder zeigen südwestliche Winde entlang der norwegischen und nordöstli-

che entlang der grönländischen Küste sowie den Westwindgürtel in mittleren Breiten. Es ist die Frage, ob diese Ähnlichkeit reiner Zufall ist, oder ob sie möglicherweise darauf zurückzuführen ist, daß in der letzten Eiszeit atmosphärische Dichtegradienten vorlagen, die den heutigen vergleichbar sind. Ein Vergleich der entsprechenden Oberflächentemperaturen, die ja auch das atmosphärische Dichtefeld bedingen, ist hier von Nutzen: Schon bei flüchtiger Betrachtung fallen einige Ähnlichkeiten zwischen den heutigen Wintertemperaturen (Abb. 2.5) und den Sommertemperaturen des als eisfrei rekonstruierten glazialen Nordmeers (Abb. 3.4) ins Auge. Obwohl sich die absoluten Werte teilweise erheblich unterscheiden, stimmen die großskaligen Schemata weitgehend überein. Das Europäische Nordmeer ist im Inneren relativ warm, wobei die Temperaturen zu den Rändern hin abnehmen, auch die Subtropenfront ist in beiden Feldern erkennbar, und selbst die Isolinienverläufe über die Schwellen hinweg ähneln einander sehr. Der einzige auffällige Unterschied besteht im dem weiten Bereich mit Temperaturen um 4–4.5 ° C, der sich in der Glazialrekonstruktion südlich Islands befindet. Die rezenten Temperaturen zeigen nichts Vergleichbares. Da nun die für den glazialen Sommer modellierten Wind- bzw. rekonstruierten Temperaturdaten starke Ähnlichkeiten zu den heutigen Winterklimatologien aufweisen, liegt der Schluß nahe, daß sich das glaziale Windfeld auch bei einem ähnlich wie heute eisfreien Nordmeer als Bodenrandbedingung möglicherweise nicht sehr von dem heutigen unterschieden hat. Daher wurde, quasi als first guess, zum Windantrieb der Paläo-Rechnungen das Januarmittel von Hellerman und Rosenstein [1983] eingesetzt, wobei anhand eines Vergleichs mit den ohne Wind betriebenen Experimenten gezeigt werden kann, inwieweit es sich bei diesen Überlegungen um bloße Spekulation handelt oder nicht.

4.1.4 Übersicht über die gerechneten Experimente

Kombinationen aus Topographie, Temperatur-, Salzgehalts- und Windfeldern gerechnet, die Reihenfolge innerhalb der Tabelle entspricht dabei der Reihenfolge, in der nachfolgend die Resultate diskutiert werden.

Im nächsten Abschnitt sollen zur Klärung der zu Beginn des Kapitels aufgeworfenen Fragen die Ergebnisse dieser Rechnungen einander gegenübergestellt werden. Die Schwerpunkte sind dabei das Überströmen der Schwellen zwischen Europäischen Nordmeer und Nordatlantik, denn damit müssen die hohen rekonstruierten Temperaturen und Salzgehalte in der Norwegen- und Grönlandsee erklärbar sein. Diese werden dem Modell zwar vorgeschrieben, können in natura aber nicht durch die niedrigeren Atmosphärentemperaturen der letzten Eiszeit oder das bei der sommerlichen Öffnung der Eisdecke entstehende Schmelzwasser verursacht worden sein, sondern nur durch einen wie auch immer gearteten Einstrom aus dem nördlichen Atlantik. Das heißt, durch die Modellrechnungen soll herausgefunden werden, wie diese Zirkulation beschaffen war. Dabei kann hier nicht geklärt werden, wie groß die damit verbundenen Massen-, Wärme- und Salztransporte waren, da diese stark vom nur unzulänglich bekannten Windfeld abhängen. Allerdings läßt sich im ersten Schritt zeigen, welche thermohaline Zirkulation sich im Bereich der Rücken einstellt. Daran lassen sich weiterhin die obigen Annahmen bezüglich des Windfelds und der Tiefe der Dänemarkstraße überprüfen.

Name	Dänemark- straße	T S	Windfeld
SPLIN	400 m	Splines	—
SPLINW	400 m	Splines	Januar rezent
TRI1	400 m	Triangulation Triangulation, $\delta^{18}O_0 = -21.13\text{‰}$	—
TRI2	400 m	Triangulation Triangulation, $\delta^{18}O_0$ am Rand variiert	—
TRI3	400 m	Triangulation Triangulation, $\delta^{18}O_0$ überall variiert	—
TRI2o	400 m	Triangulation Tr. o. CH 69-09, $\delta^{18}O_0$ am Rand variiert	—
TRI3o	400 m	Triangulation Tr. o. CH 69-09, $\delta^{18}O_0$ überall variiert	—
TRI2D	750 m	Triangulation Triangulation, $\delta^{18}O_0$ am Rand variiert	—
TRI2DW	750 m	Triangulation Triangulation, $\delta^{18}O_0$ am Rand variiert	Januar rezent
TRI3oW	400 m	Triangulation Tr. o. CH 69-09, $\delta^{18}O_0$ überall variiert	Januar rezent
MELT	400 m	Schmelzwasser 3.5 Bogengrad	—

Tabelle 4: Topographie und Antriebsfelder der hier vorgestellten Experimente.

(Anmerkung: Die Begriffe Ein- bzw. Ausstrom beziehen sich im folgenden immer auf das Europäische Nordmeer, bedeuten also den Einstrom in dieses hinein und umgekehrt.)

4.2 Diskussion der Ergebnisse

4.2.1 ... auf Basis der Spline-interpolierten Daten

Die sich schon an den Spline-interpolierten Oberflächentemperaturen (Abb. 3.1) und -salzgehalten (Abb. 3.5) andeutenden Widersprüche spiegeln sich auch in den damit modellierten Strömungsmustern wieder, die sich ausgehend von dem oben genannten Initialisierungsfeld bei einer hochauflösenden Rechnung über 100 Jahre herausbildeten. Hier sei in Abb. 4.5 die Horizontalgeschwindigkeit in der zweiten Schicht des Modells herausgegriffen, wobei auch hier wieder nur jeder zweite Geschwindigkeitsvektor gezeichnet wurde. Es fallen sofort die beiden Zyklonen um die Regionen ins Auge, für die sehr hohe Salzgehalte rekonstruiert wurden, also im Europäischen Nordmeer (36.1 psu) sowie südlich Grönlands

(36 psu). Aufgrund dieser extremen Höhe der Salzgehalte reicht in diesen Gebieten die Vertikalkonvektion von der Oberfläche bis hinunter auf nahezu 2500 m, wie es Abb. 4.6 für das Europäische Nordmeer bei 70 N anhand eines meridionalen Dichteschchnittes zeigt,

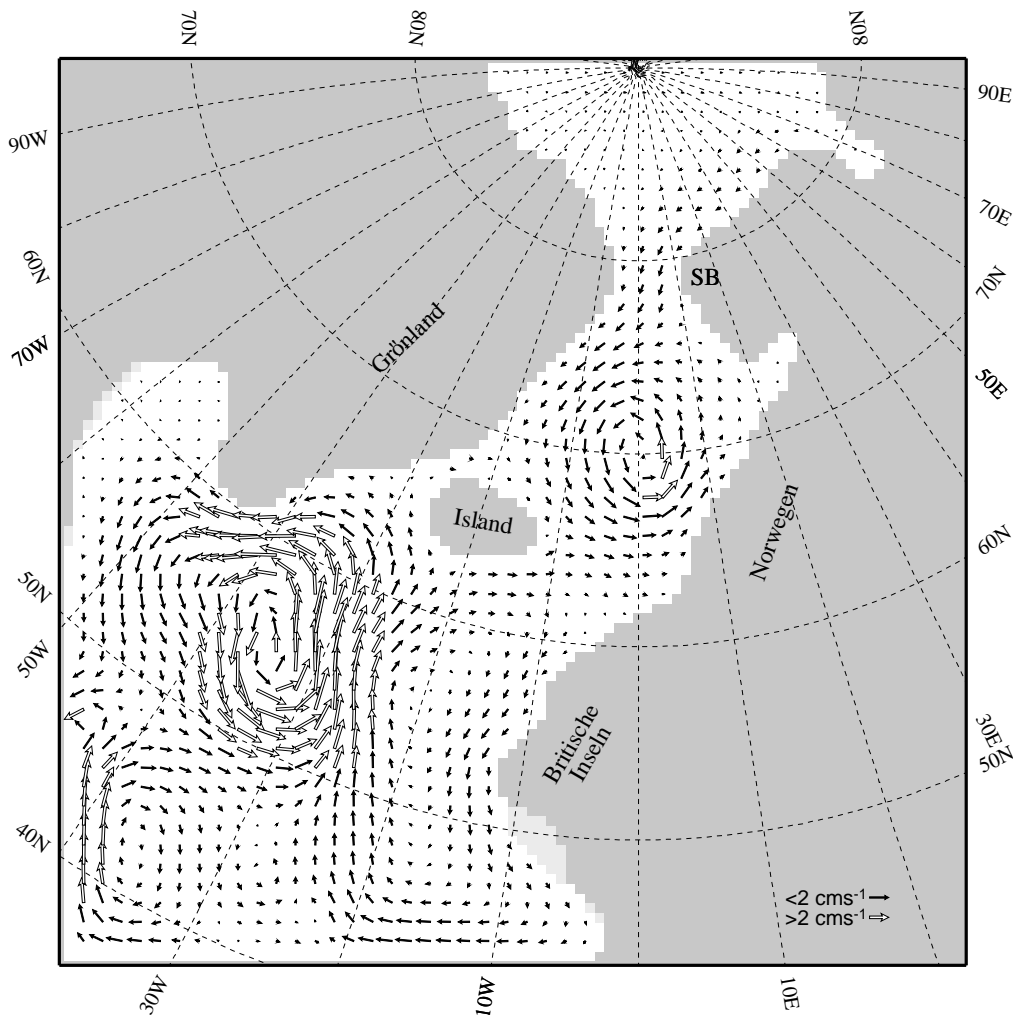


Abbildung 4.5: SPLIN: Zirkulation in 75 m Tiefe.

und auch die zyklonale Strömung läßt sich bis in solche Tiefen verfolgen. Im Unterschied zum Rezenten strömt der Nordatlantische Strom nicht mehr nach Nordosten in Richtung der Island-Schottland-Schwelle, sondern er biegt als Teil der Zyklone südlich Grönlands an deren Ostseite nach Norden hin ab. Ein kleiner Ast zweigt ab und setzt sich südlich Islands in Richtung des Europäischen Nordmeers fort. Allerdings vermag nur ein minimaler Teil davon die Schwelle auch zu überqueren, da das Wasser frontal auf die schottische Küste zufließt, wo es in der Folge nach unten und in den Schichten oberhalb des Rückens zurück in den Nordatlantik strömt. Dies ist aus Abb. 4.7 klar ersichtlich, die die Zirkulation in der sechsten Schicht bei 350 m Tiefe zeigt. Somit kann dieses Geschwindigkeitsfeld nicht die hohen Temperaturen und Salzgehalte in der Norwegisch-Grönländischen See erklären. Allerdings zeigt sich in der Dänemarkstraße ein schwacher Einstrom mit Geschwindig-

keiten um 0.25 cm s^{-1} . Zusammen mit der Verschiebung des Nordatlantischen Stroms nach Westen erzeugt das Salzgehaltsminimum vor den Britischen Inseln eine südwestliche Strömung entlang der Küste, also entgegengesetzt zur heute vorherrschenden Strömungsrichtung. Offenbar steht hier, genau wie im Fall der Zyklone südlich von Grönland, die Zirkulation im Widerspruch zur Temperaturverteilung an der Oberfläche (vgl. Abb. 3.1).

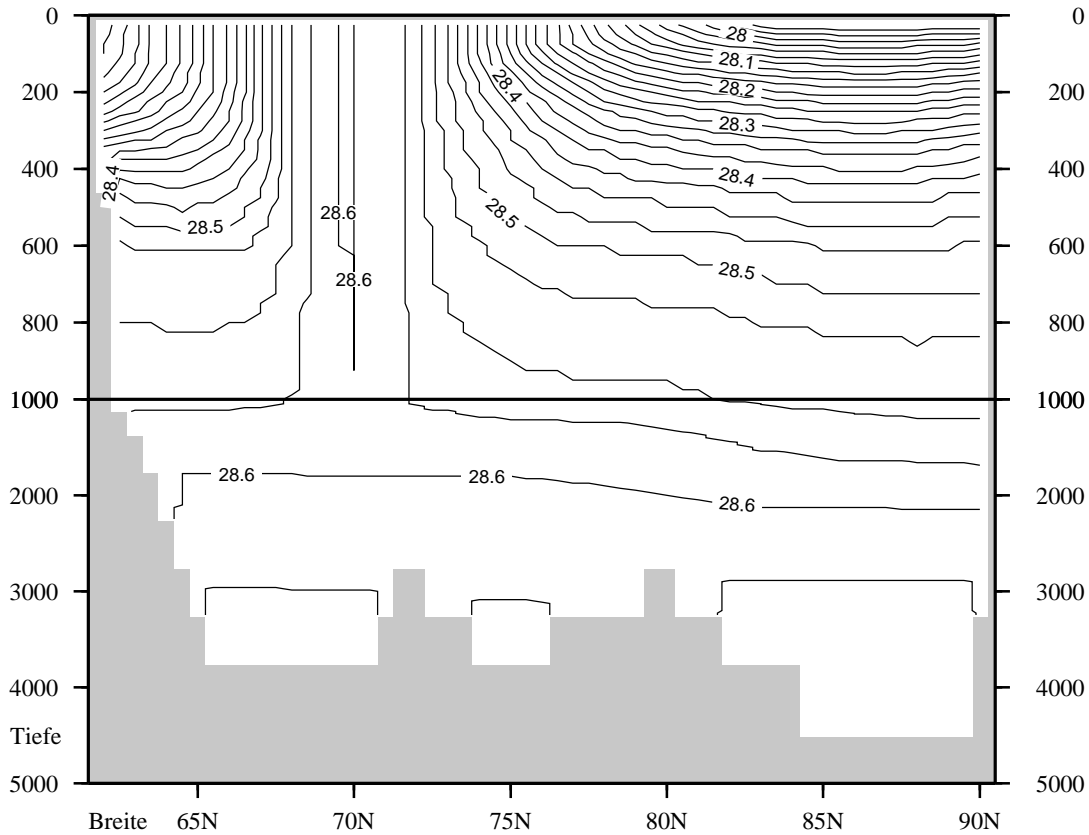


Abbildung 4.6: SPLIN: Potentielle Dichte (-1000 kg m^{-3}) entlang des Nullmeridians.

Mit dem Experiment SPLINW wurde diese Rechnung unter Verwendung des rezenten Windfelds (s. Abschnitt 4.1.3) wiederholt. Mit diesem Antrieb stellt sich vor Irland und England wieder die heutige Strömungsrichtung ein (Abb. 4.8), und es existiert auch wieder ein Einstrom über die Island-Schottland-Schwelle, der sich mit dem dort befindlichen tieferen Ausstrom (Abb. 4.9) und der nunmehr südwestlich gerichteten Zirkulation in der Dänemarkstraße balanciert. Die beiden Zyklonen bestehen dabei nach wie vor. Anscheinend kann also die windgetriebene Zirkulation zur Erklärung der Temperaturcharakteristik des oberflächennahen Europäischen Nordmeers dienen, da dieser Einstrom warmes Wasser in die Norwegensee befördert. Wie aber Abb. 4.10 am Salzgehalt aus 75 m Tiefe zeigt (vgl. Abb. 3.5), besteht in bezug auf diesen keine derartige Übereinstimmung, denn der Einstrom transportiert Wasser von lediglich $34.8\text{--}35.2 \text{ psu}$, was deutlich

unterhalb der im Inneren des Europäischen Nordmeers vorliegenden Werte bis 35.7 psu liegt. Er kann also bestenfalls die Wärmebilanz, nicht aber die Salzbilanz erfüllen. Beides zusammen wäre noch am ehesten bei der Rechnung ohne Windantrieb möglich, wo sich der potentielle Einstrom aus der weiter westlich befindlichen Region höherer Salzgehalte und vergleichbarer Temperaturen speist. Allerdings verhindert bei diesem Experiment die entlang der Schwelle verlaufende Salzgehaltsfront wie gezeigt das Überströmen.

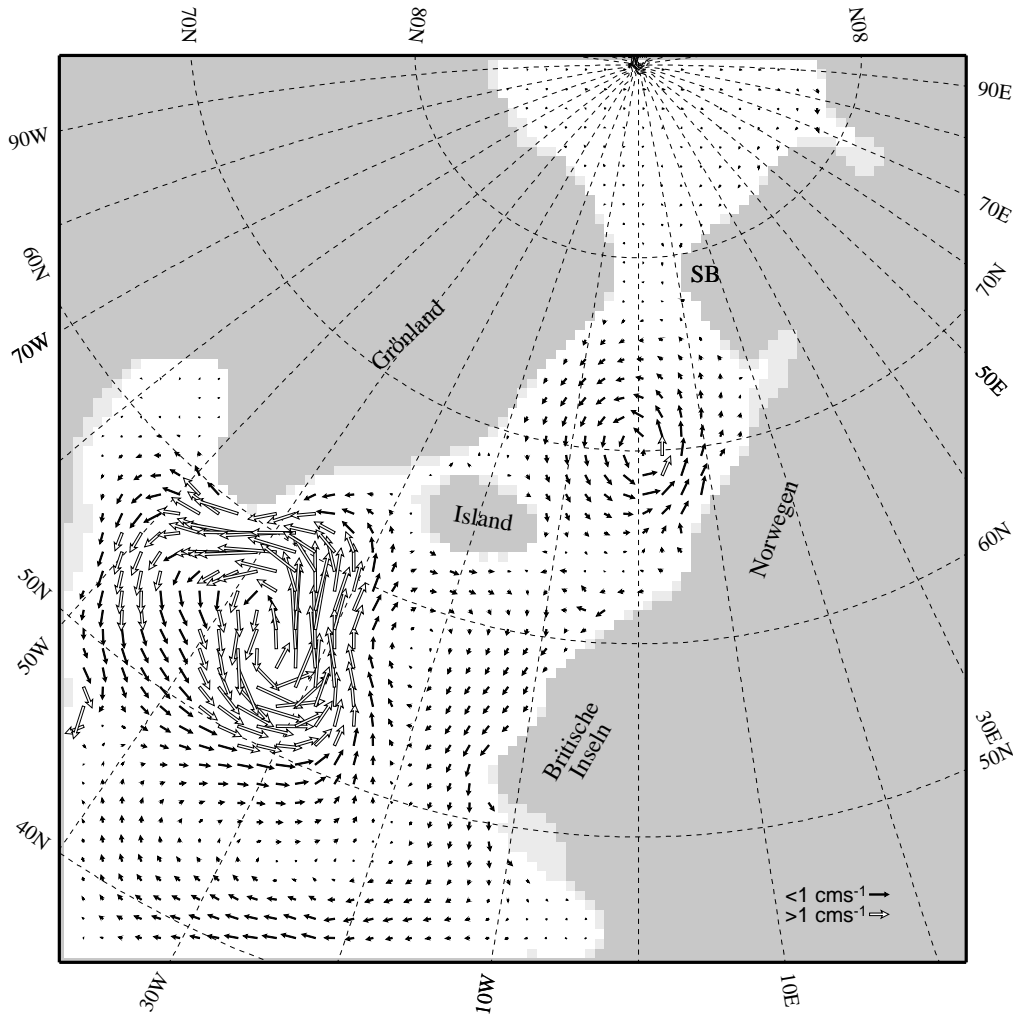


Abbildung 4.7: SPLIN: Zirkulation in 350 m Tiefe.

Es liegen hier also mehrere Widersprüche vor. Zum einen ergeben sich Zirkulationsschemata, die im Verlauf der Temperaturisolinen keine Entsprechung haben, zum anderen besteht weder mit noch ohne Windantrieb die Möglichkeit, die rekonstruierten Temperaturen und Salzgehalte zu erklären. Darüber hinaus verursacht der Windantrieb über der Dänemarkstraße dort eine Ausstrom, im Gegensatz zu dem rein thermohalin getriebenen Einstrom.

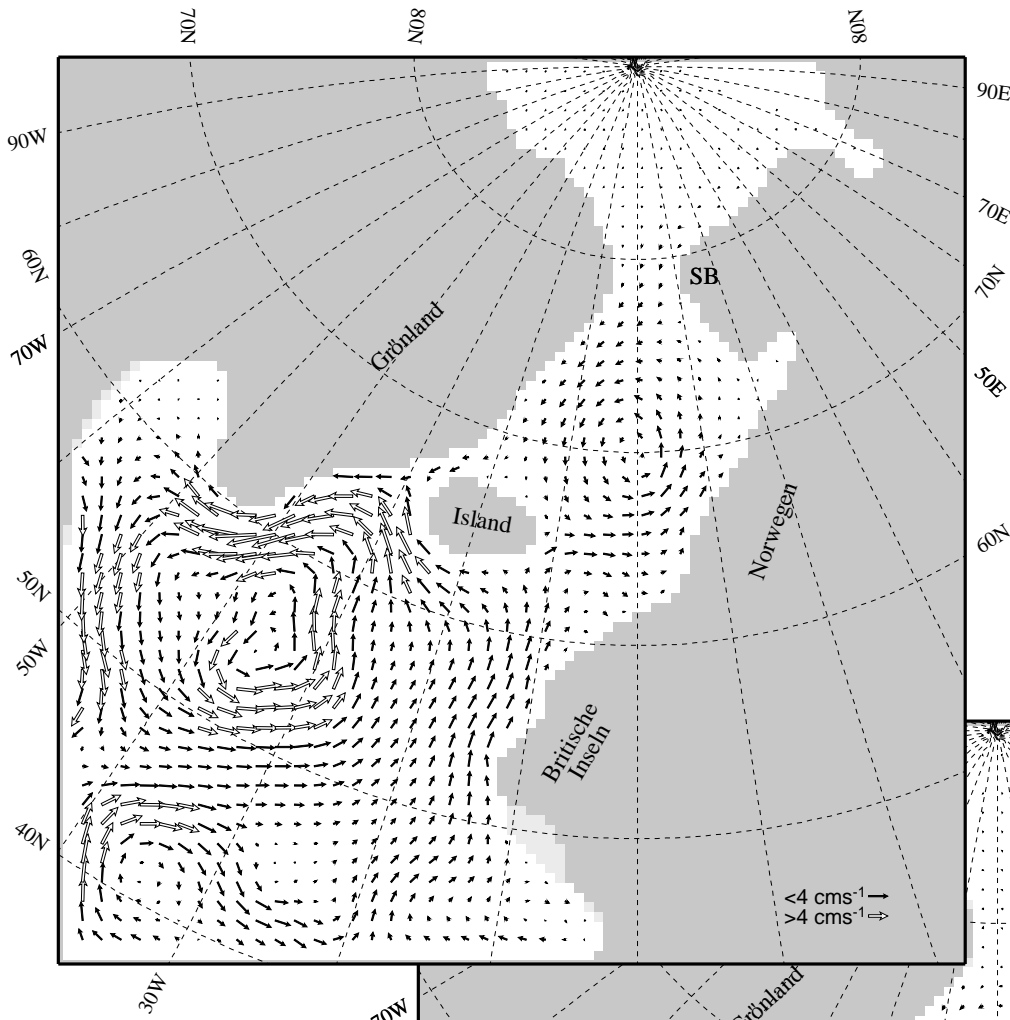


Abbildung 4.8: SPLINW: Zirkulation in 75 m Tiefe.

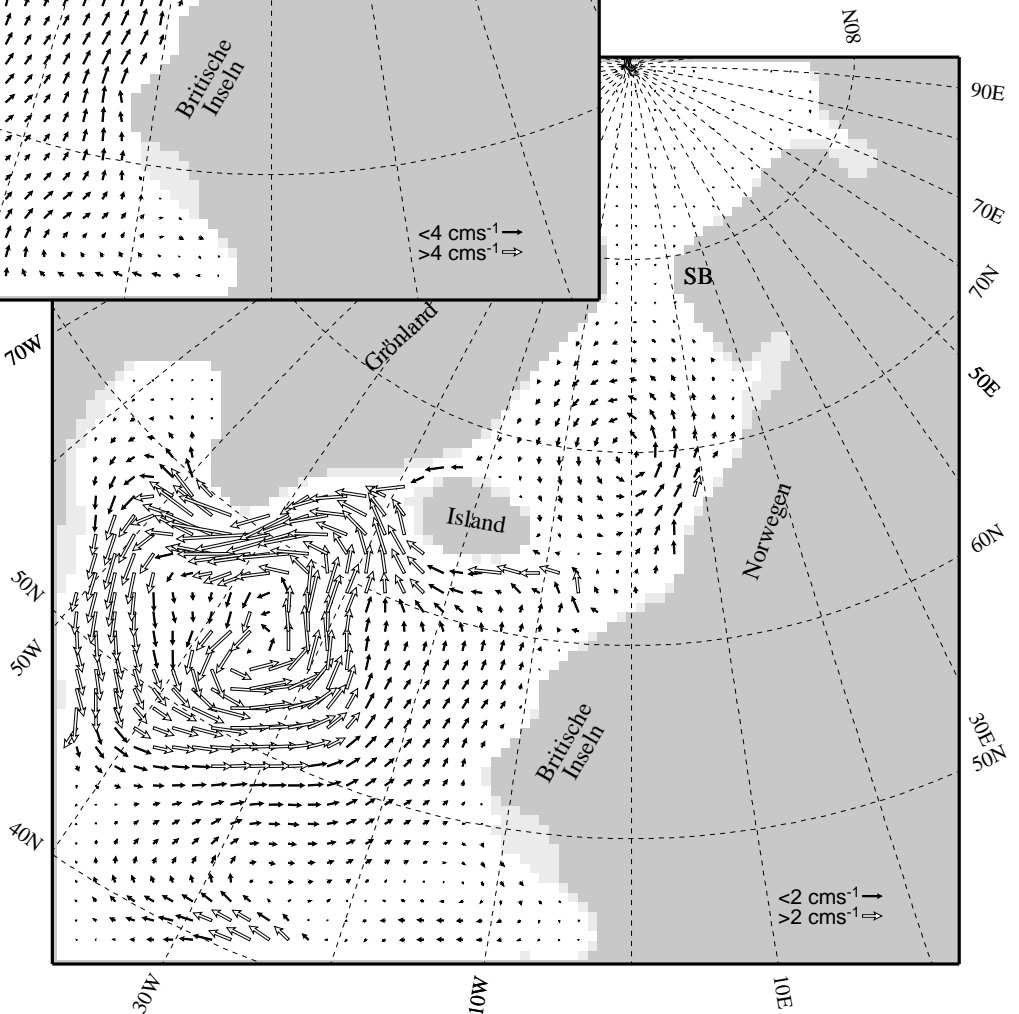


Abbildung 4.9: SPLINW: Zirkulation in 350 m Tiefe.

Da die Schwierigkeiten sich zunächst aus den T - und S -Rekonstruktionen begründen (vgl. Kap. 3), sollen sich diese Arbeit und die nachfolgend beschriebenen Modellrechnungen in erster Linie damit befassen.

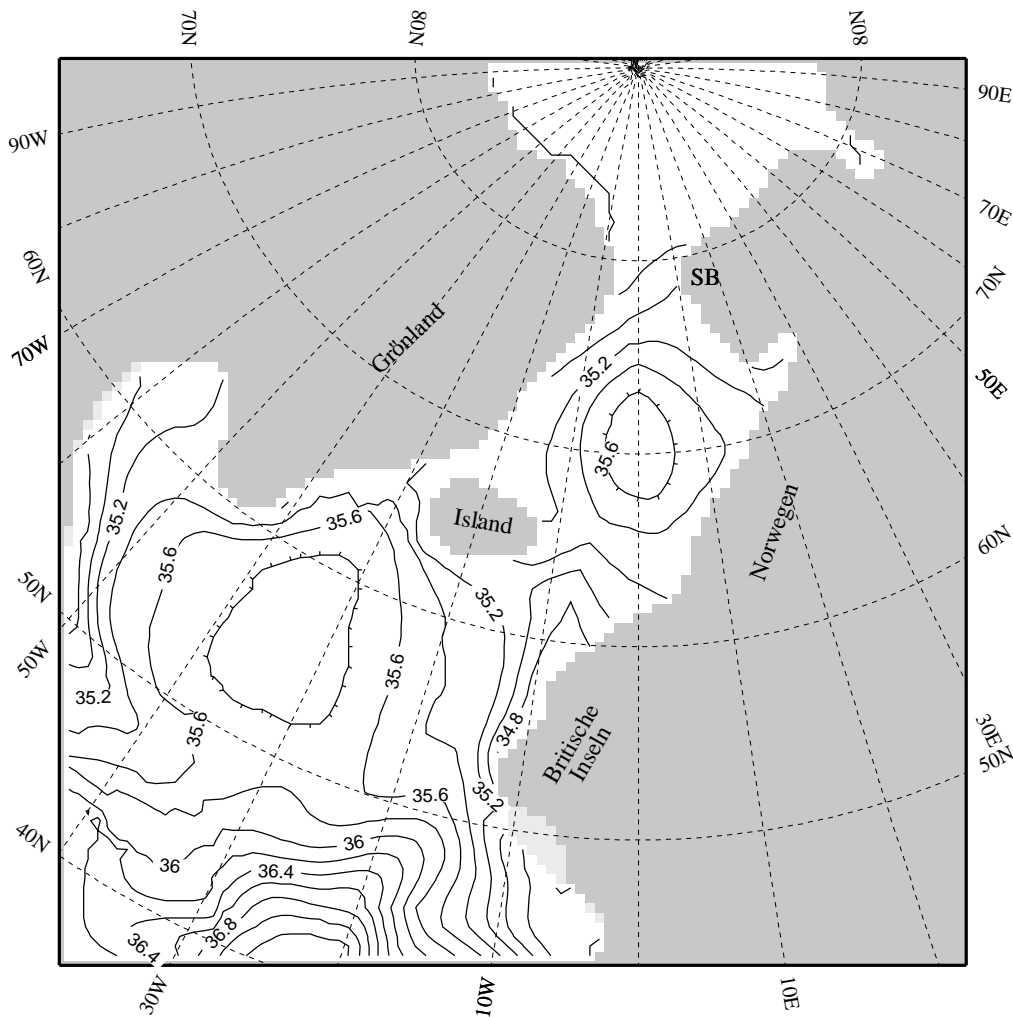


Abbildung 4.10: SPLINW: Salzgehalt in 75 m Tiefe.

4.2.2 ... auf Basis der triangulierten Daten

Zunächst sollen die Modellrechnungen auf Basis der Triangulation aller Sedimentkerne, also inklusive CH 69-09, beschrieben werden, die mit einer Schwellentiefe der Dänemarkstraße von 400 m sowie ohne Wind betrieben wurden. Es sind dies die Experimente TRI1 mit räumlich konstantem $\delta^{18}O_0$, TRI2 mit der Variation von $\delta^{18}O_0$ in den küstennahen Regionen und TRI3 mit der Veränderung des $\delta^{18}O_0$ auch im Inneren der Becken. In den Abbildungen 4.11, 4.12 und 4.13 sind die nach jeweils 200 (TRI1: 100) Jahren Integration entstandenen Strömungsmuster dargestellt.

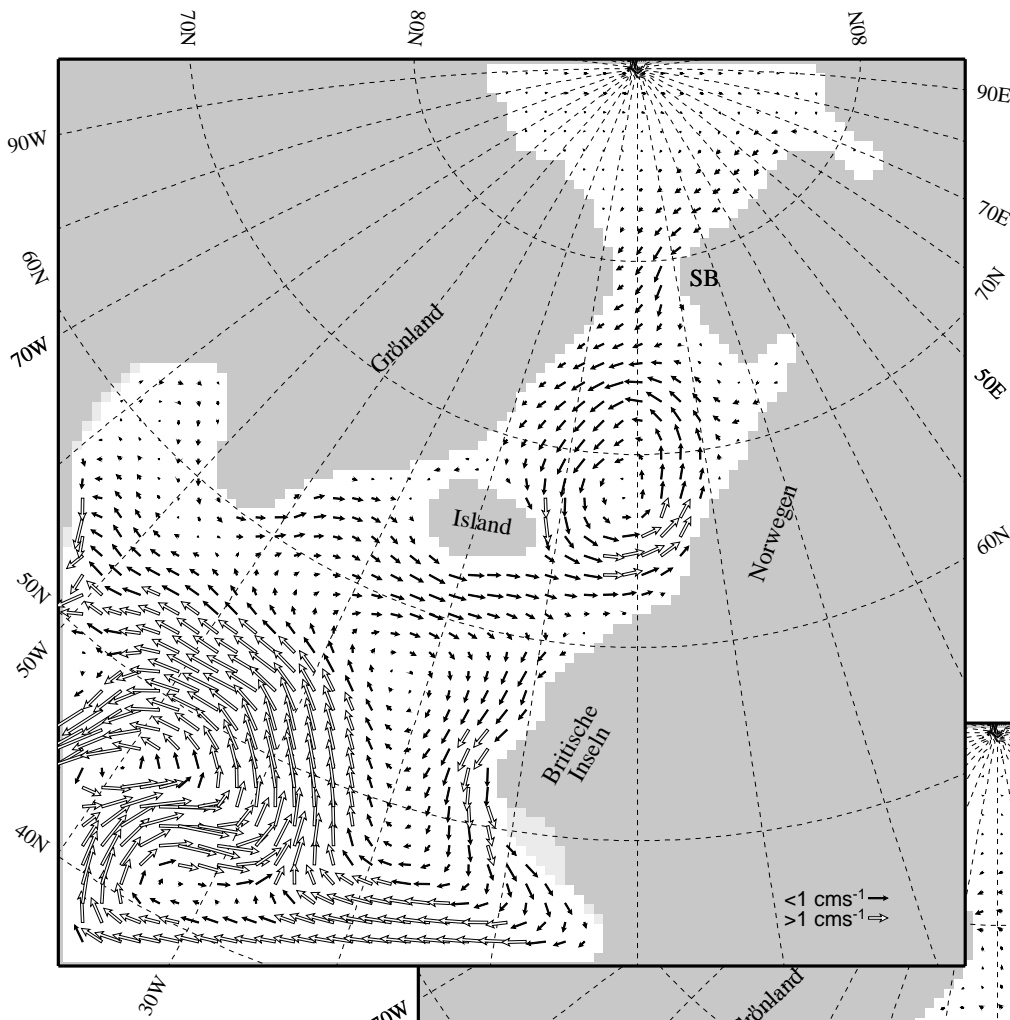


Abbildung 4.11: TRI1: Zirkulation in 75 m Tiefe.

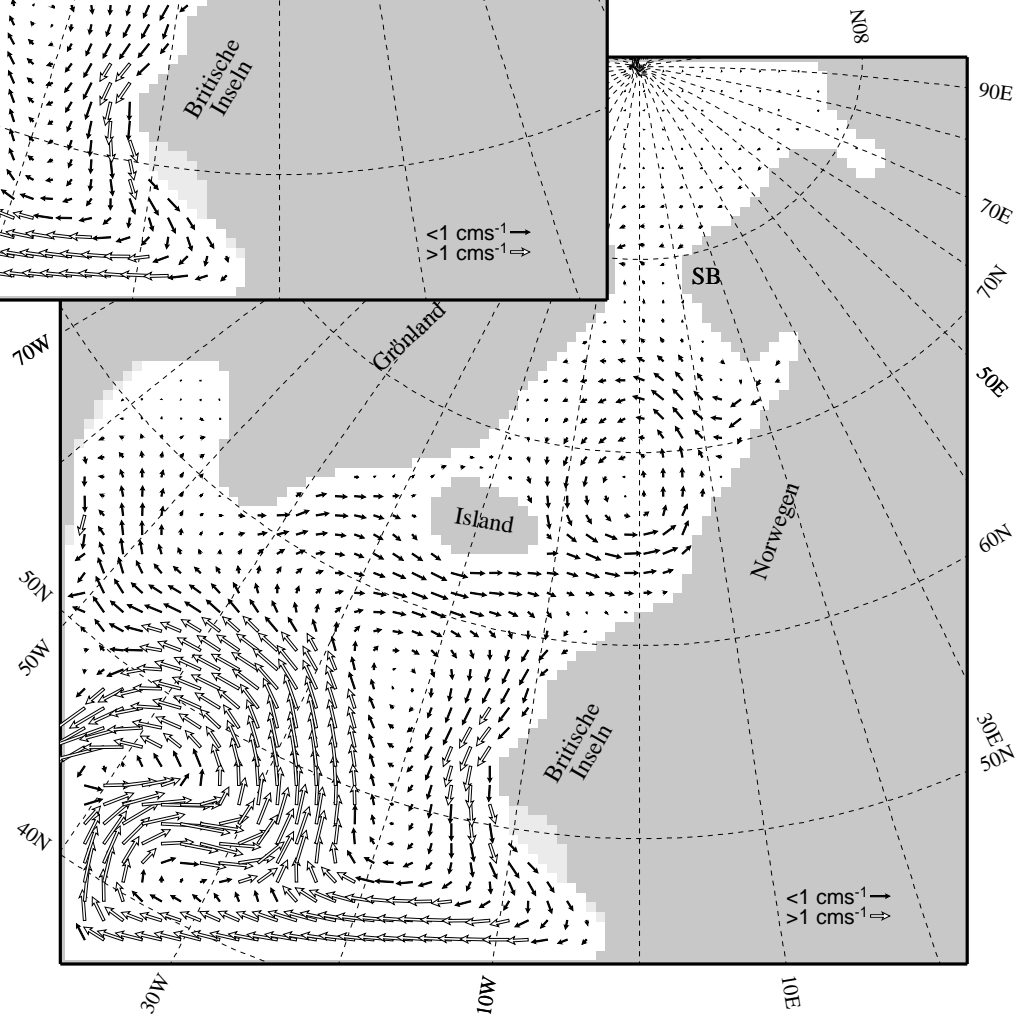


Abbildung 4.12: TRI2: Zirkulation in 75 m Tiefe.

Die Zirkulationsschemata sind untereinander sehr ähnlich und zeigen in Teilen Gemeinsamkeiten mit den Resultaten des SPLIN-Experiments, dies sind die zyklonale Zirkulation im Europäischen Nordmeer, das Abbiegen des Nordatlantischen Stroms nach Norden und die südwestliche Strömung entlang der Britischen Inseln um das dort vorliegende Salzgehaltsminimum herum. Der auffälligste Unterschied besteht in der Zirkulation südlich

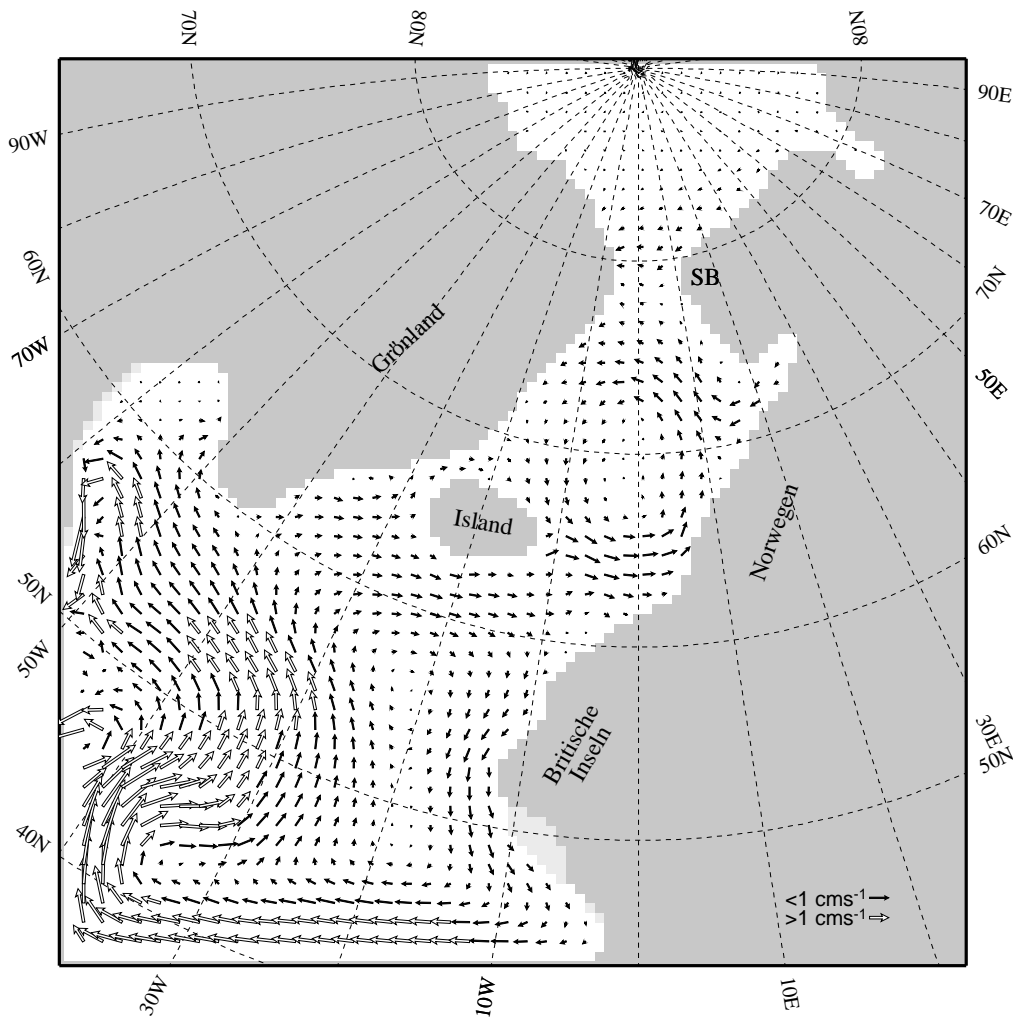


Abbildung 4.13: TRI3: Zirkulation in 75 m Tiefe.

Grönlands, wo sich mit der Triangulation einerseits das isolierte Salzgehaltsmaximum von über 36.1 psu (Abb. 3.5) bei 35 W und 53 N auf Werte um 35.6 psu abschwächt, und sich andererseits zwischen diesem Maximum und der Dänemarkstraße die beschriebene Sattelfläche bei Werten um 35.4 psu befindet (Abb. 3.14, 3.16 und 3.19). Aufgrund dessen kann sich die zuvor in diesem Bereich gefundene intensive enge Zyklone nicht mehr ausbilden, sie weitet sich unter Abschwächung und Verlagerung nach Süden bis an den Westrand des Modells aus. Dabei ist die südwärtige Zusammendrängung in Experiment TRI2 etwas stärker ausgeprägt als bei TRI3, eine Folge der größeren regionalen Unterschiede von $\delta^{18}O_0$ in diesem Bereich.

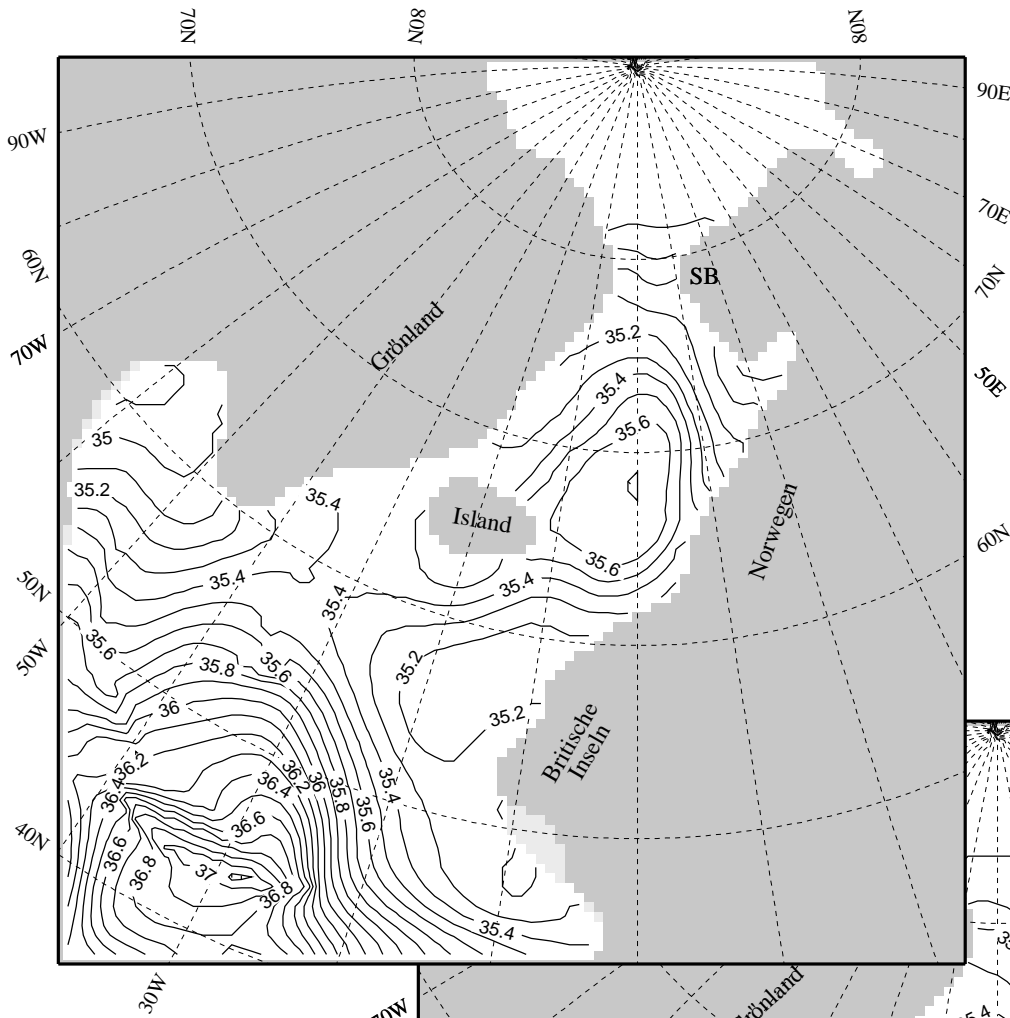


Abbildung 4.14: TRI1: Salzgehalt 75 m Tiefe.

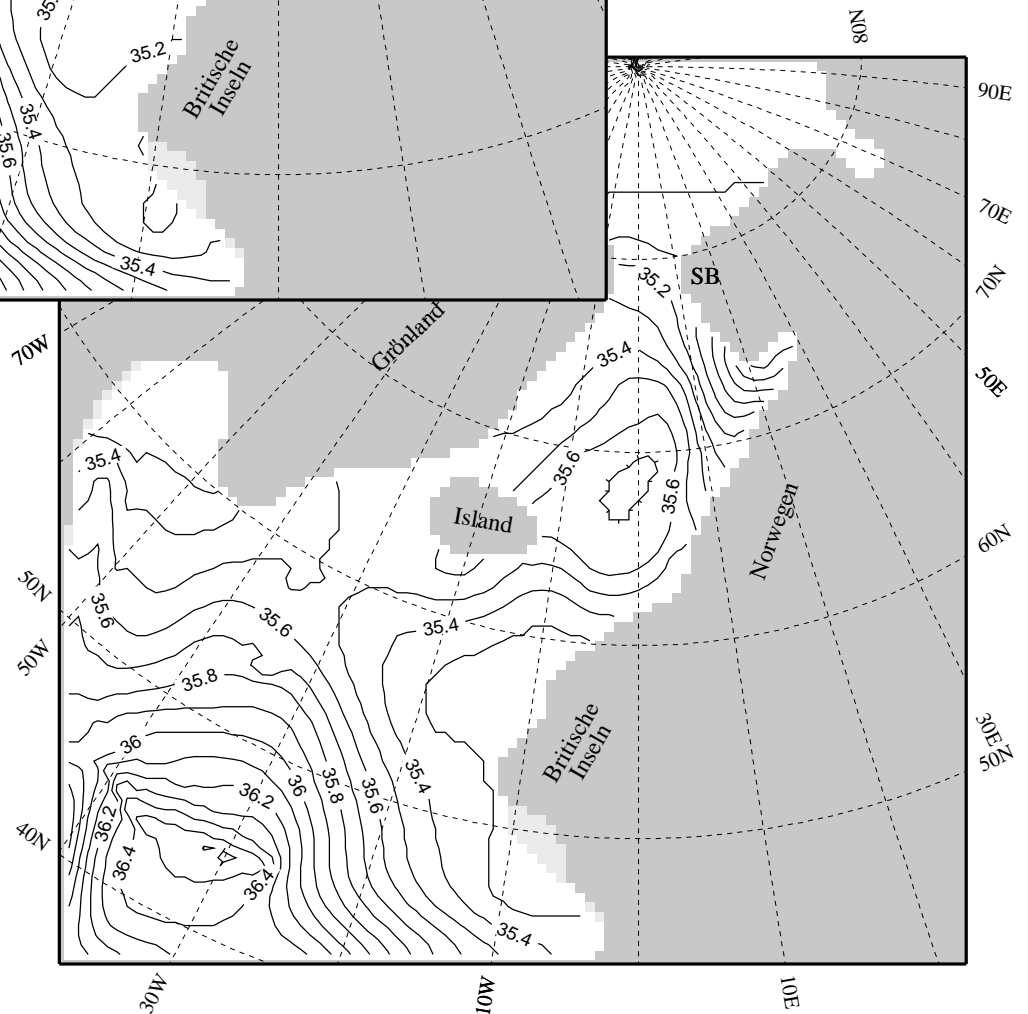


Abbildung 4.15: TRI3: Salzgehalt in 75 m Tiefe.

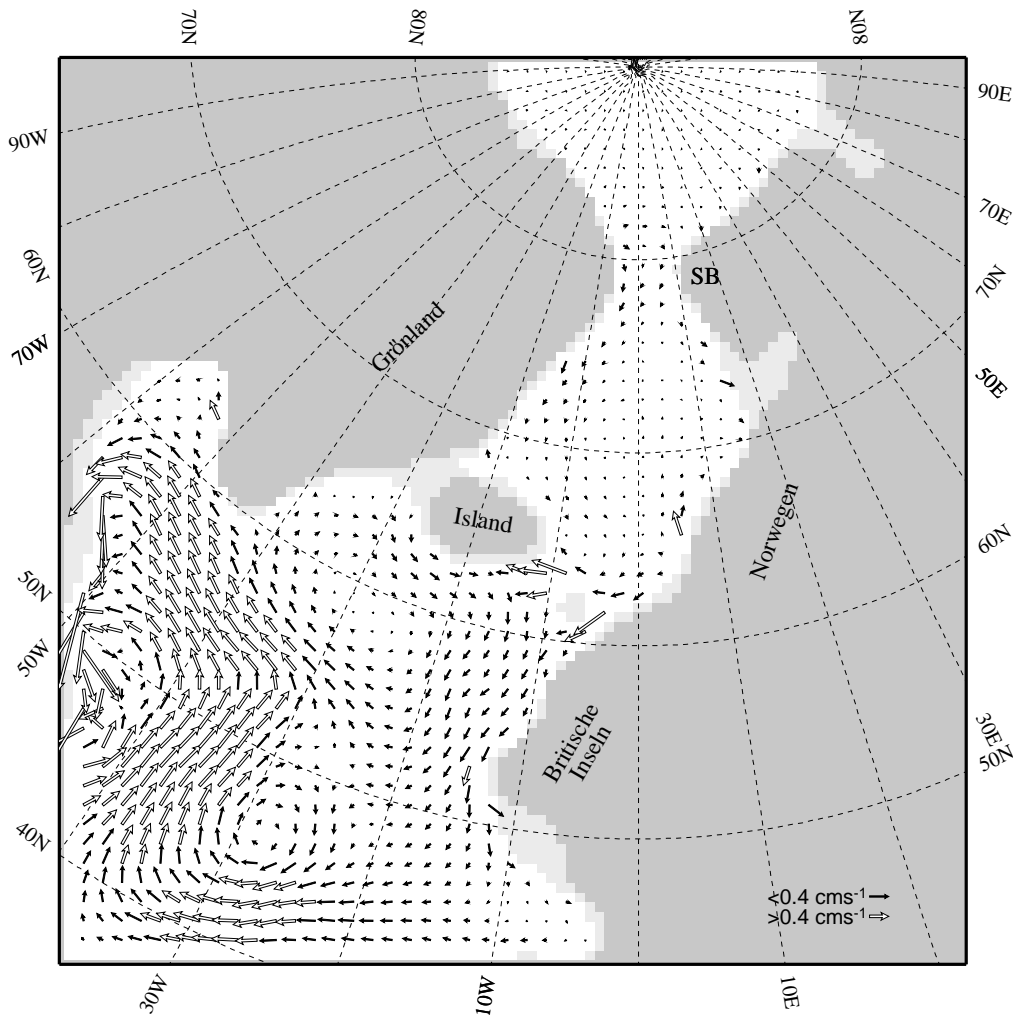


Abbildung 4.16: TRI3: Zirkulation in 450 m Tiefe.

Man könnte dies auch so beschreiben, daß sich in diesen Experimenten der subpolare Wirbel des Nordatlantiks wegen der relativ geringen Salzgehalte vor Irland und Schottland gegenüber den rezenten Verhältnissen nach Westen hin verkürzt. Am Westrand selbst scheint der thermohaline Antrieb einen Ausstrom zu fordern, dies ist auf die dortigen durch den Sedimentkern CH 69-09 verursachten Fronten zurückzuführen (vgl. die Diskussion der Experimente TRI2o und TRI3o). Ein weiterer Unterschied dieser Rechnungen zu SPLIN zeigt sich im Bereich des Island-Schottland-Rückens, denn dort findet sich nun anstelle der fast ausschließlich nach Schottland gerichteten Zirkulation tatsächlich ein Einstrom, der ja wegen der ins Europäische Nordmeer hinein verlaufenden Salzgehaltsfront (Abb. 3.14, 3.16 und 3.19) schon vermutet wurde. Da er sich als zunächst südwestlich und südlich Islands verlaufender Ableger des Nordatlantischen Stroms aus einer Region mit Salzgehalten im Bereich von 35.4–35.5 psu speist, klar ersichtlich z. B. an der Salzgehaltsverteilung des Experiments TRI1 in 75 m Tiefe (Abb. 4.14), ist diese Rekonstruktion weit besser geeignet, nicht nur die Temperaturen des Europäischen Nordmeers zu erklären, sondern auch dessen hohen Salzgehalte. Ein nach wie vor bestehender Schwachpunkt auch dieser

Rekonstruktionen ist die Strömung vor Irland und Schottland, die offenbar entgegen der durch das Temperaturfeld (Abb. 3.4) angedeuteten Richtung verläuft.

Bei der Erstellung der halinen Antriebsfelder dieser drei Experimente führte die sukzessive Veränderung des $\delta^{18}O_0$ zu einer schrittweisen Reduktion der Salzgehaltsgradienten (s. Abschnitt 3.4.3). Entsprechend nehmen auch die Strömungsgeschwindigkeiten von TRI1 über TRI2 bis TRI3 kontinuierlich ab. So stellt in bezug auf die geschilderte Diskrepanz zwischen Temperatur- und Geschwindigkeitsfeld vor den Britischen Inseln die letzte dieser drei Rechnungen die bisher konsistenteste Rekonstruktion dar. Darüber hinaus weist diese auch den geringsten Unterschied zwischen den einströmenden bzw. im Europäischen Nordmeer vorliegenden Salzgehalten auf (Abb. 4.15), die Differenz verringert bei sich TRI3 um 0.2 psu gegenüber TRI1. Auch der deutliche tiefe Ausstrom über die Island-Schottland-Schwelle (Abb. 4.16) belegt den Wassermassenaustausch dieser Rechnung. Da sich aber bei diesen Rekonstruktionen nicht nur die Gradienten des Salzgehalts reduzierten, sondern auch dessen absolute Werte an der Oberfläche des Europäischen Nordmeers auf 35.7 psu, ist bei diesen Rechnungen auch die Tiefe der vertikalen Durchmischung auf 1 250 m vermindert, was in etwa den rezent gefundenen maximalen Werten von um die 1 400 m entspricht. Da das Triangulationsverfahren das isolierte Salzgehaltsmaximum südlich Grönlands beseitigt, ist darüber hinaus die bei den vorigen Rechnungen gefundene dortige sehr tiefe Vertikalkonvektion nicht mehr vorhanden.

Was die Zirkulation in der Dänemarkstraße angeht, kann aufgrund der bisherigen Experimente keine Klarheit gewonnen werden. TRI1 zeigt einen minimalen Ausstrom, die beiden anderen Rechnungen einen gleichfalls minimalen Einstrom. Angesichts der bei den Sensitivitätsexperimenten zu dieser Region gemachten Erfahrungen (s. Abschnitt 2.3.1), der für die Dänemarkstraße mit 50 km doch recht groben Auflösung und der gerade in diesem Gebiet schlechten Datenbasis ist auch fraglich, ob dies Problem zum gegenwärtigen Zeitpunkt gelöst werden kann.

Die beiden als nächstes zu besprechenden Experimente, TRI2o und TRI3o, also die Wiederholungen der beiden zuletzt dargestellten ohne Einbeziehung des Sedimentkerns CH 69-09, zeigen sehr deutlich den Einfluß, den ein einziger Datenpunkt auf das Gesamtbild haben kann. Auch hier seien zuerst wieder die Strömungen der zweiten Schicht in 75 m Tiefe betrachtet (Abb. 4.17 und 4.18). Die Auslassung des genannten Sedimentkerns entfernt zugleich auch die in den halinen Antriebsfeldern (Abb. 3.17 für TRI2o, 3.20 für TRI3o) parallel zum westlichen Modellrand verlaufenden Fronten (vgl. Abschnitt 3.4.3). Damit bilden diese beiden Experimente nicht mehr die über diesen Rand gerichtete Zirkulation aus, sondern geschlossene zyklonale subpolare Wirbel, die sich wie in den vorigen Rechnungen nach Westen hin zusammendrängen. Form und Intensität dieser Wirbel sind jeweils unterschiedlich, da TRI2o aufgrund des im Beckeninneren vorgegebenen $\delta^{18}O_0$ von -20‰ zur Labradorsee hin ($\delta^{18}O_0 = -40\text{‰}$) mit einem stärkeren Salzgehaltsgradienten betrieben wurde (s. Abschnitt 3.4.3), also gegenüber TRI3o die intensivere Zirkulation produziert. Dies entspricht den Befunden, die sich beim Vergleich der Experimente TRI2 und TRI3 ergaben.

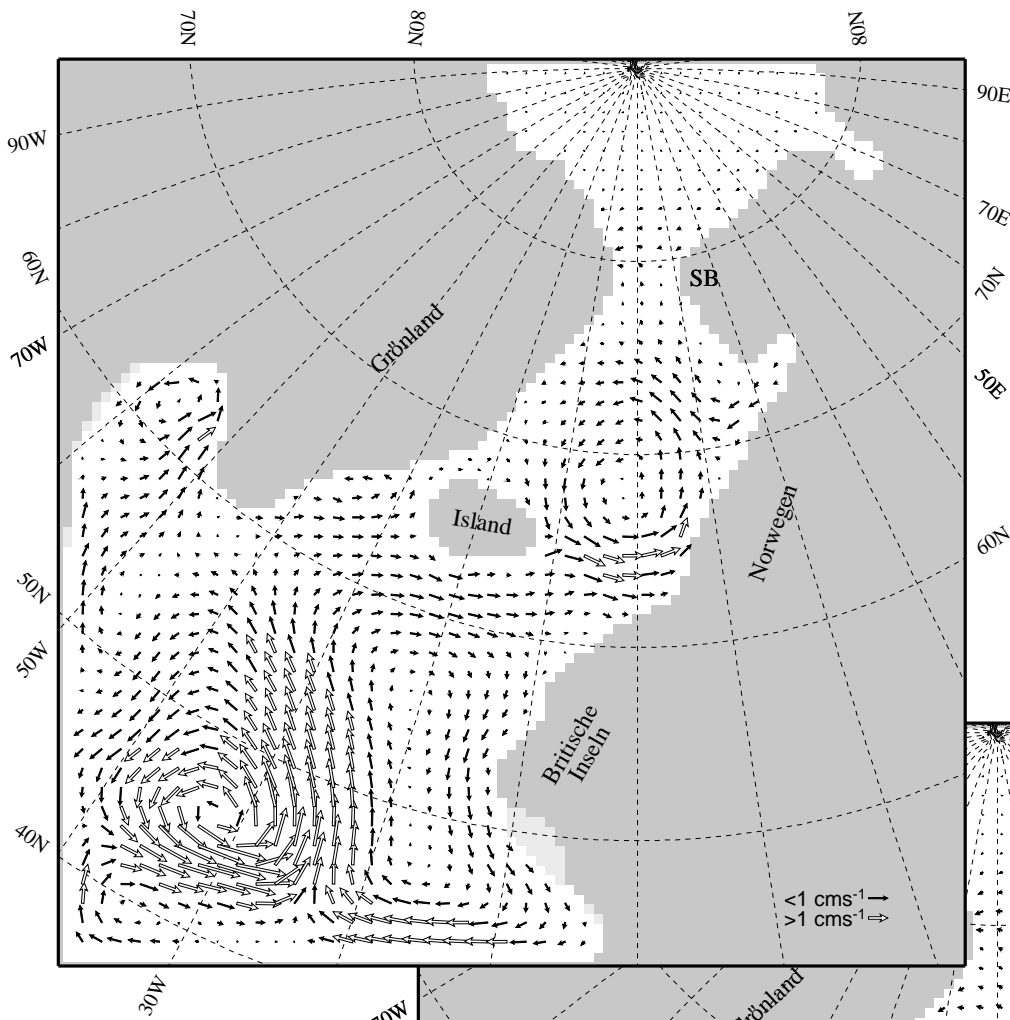


Abbildung 4.17: TRI2o: Zirkulation in 75 m Tiefe.

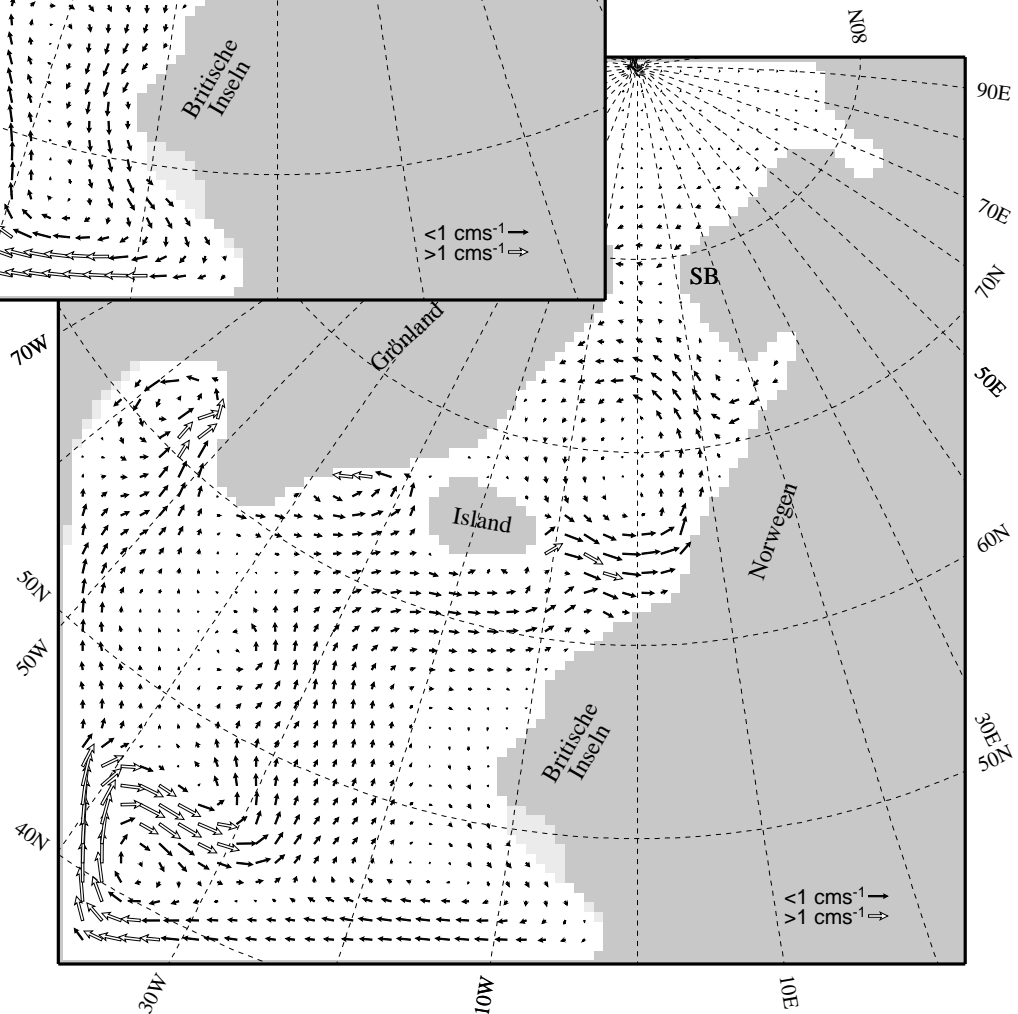


Abbildung 4.18: TRI3o: Zirkulation in 75 m Tiefe.

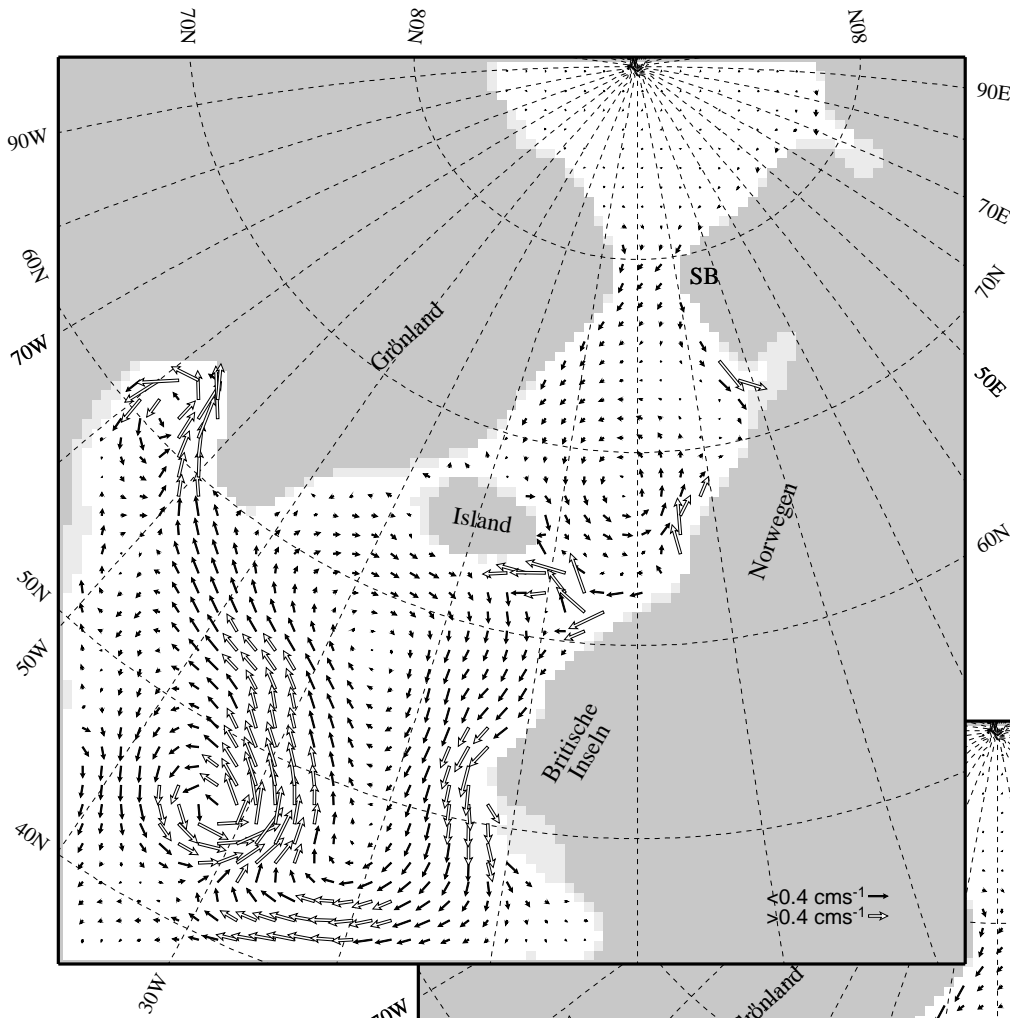


Abbildung 4.19: TRI2o: Zirkulation in 350 m Tiefe.

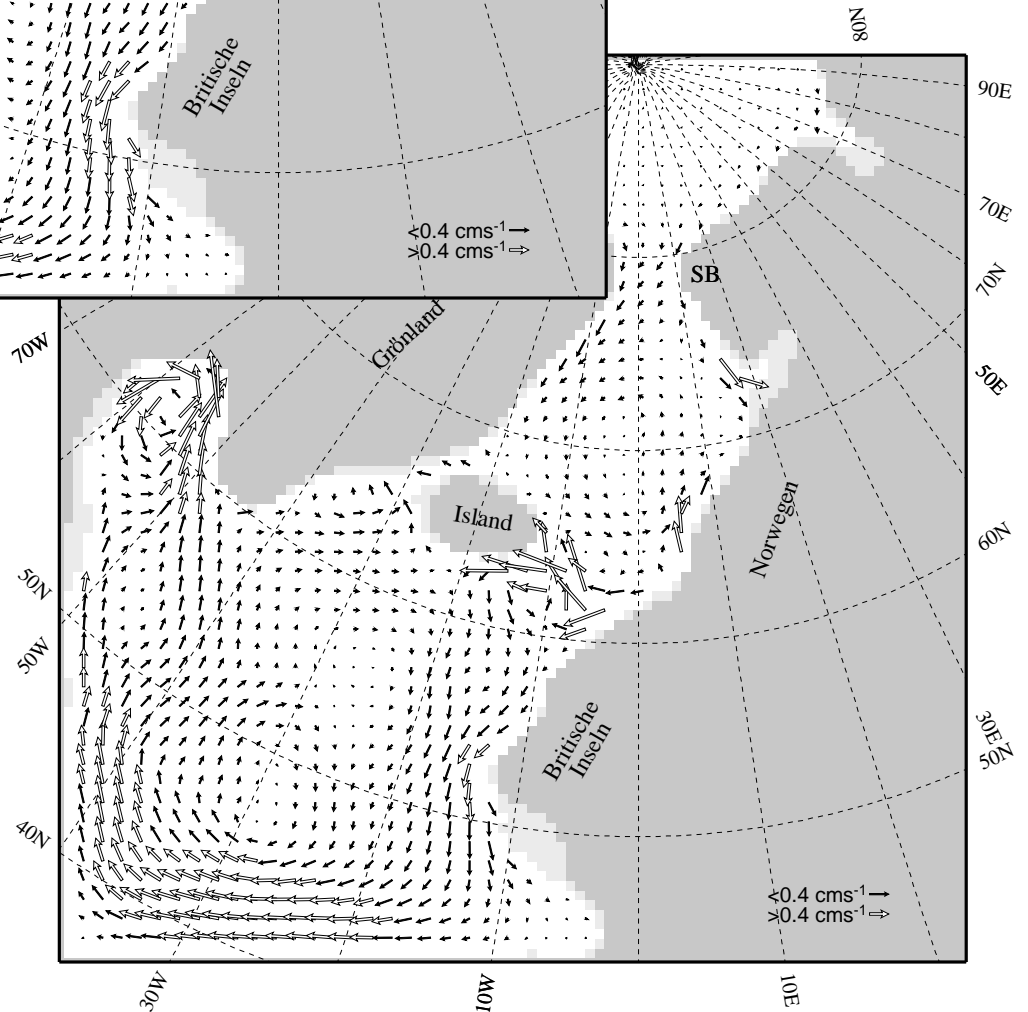


Abbildung 4.20: TRI3o: Zirkulation in 350 m Tiefe.

Im Falle von TRI3o sind nun aber die Salzgehaltsgradienten zwischen subpolarem Nordatlantik und Labradorsee so weit verringert, daß in dieser Rechnung nicht mehr nur ein kleiner Teil des wie bisher nordwärts verlaufenden Nordatlantischen Stroms ins Europäische Nordmeer abzweigt, sondern der größte Teil davon. Damit verstärkt sich relativ zur gesamten Zirkulation der Einstrom in die Norwegische See. Darüber hinaus weitet sich dieser Strom bei etwa 25 W und 57 N entsprechend dem dort vorhandenen breiten Gebiet mit Temperaturen um 4–4.5 °C auf, und die südwärtige Strömung vor Schottland und Irland ist nur noch minimal ausgeprägt. Hinsichtlich der Strömungen durch die Dänemarkstraße kann wie auch bei den vorigen Experimenten nur sehr bedingt etwas ausgesagt werden, aber offenbar versuchen beide Rechnungen, ähnlich dem heutigen Irmingerstrom einen oberflächennahen Einstrom durch die Dänemarkstraße hervorzubringen. Dieser biegt dann allerdings vor der Küste Grönlands nach Westen ab und führt, vergleichbar dem Ostgrönlandstrom, wieder von der Schwelle weg. Wegen der in dieser Region schlechten Datenbasis und der Darstellung der Dänemarkstraße durch lediglich zwei Gitterpunkte muß dieses kleinskalige Modellresultat allerdings anhand höher aufgelöster Rechnungen mit weiteren Sedimentkerndaten überprüft werden. In den Schichten direkt oberhalb der Schwellen (Abb. 4.19 und 4.20) entwickeln die Experimente an beiden das Europäische Nordmeer im Südwesten begrenzenden Schwellen eine Ausstrom, so wie er heute gefunden wird. TRI2o zeigt auch in dieser Tiefe noch eine Andeutung des kräftigen subpolaren Wirbels, der an der Oberfläche gefunden wurde.

Im Vergleich zu Experiment TRI3 verbessert TRI3o die Konsistenz, speziell, was die Übereinstimmung von Temperatur und Zirkulation, aber auch die Intensität des Einstroms angeht.

4.2.3 ... zur Tiefe der Dänemarkstraße

Bei Experimenten mit einer auf 750 m vertieften Dänemarkstraße wurde überprüft, wie sensitiv die modellierte Zirkulation auf diese Topographieänderung reagiert. Es fanden sich bei keiner dieser Rechnungen, die mit verschiedenen thermohalinen Antriebsfeldern betrieben wurden, nennenswerte Unterschiede zu den Experimenten mit der ursprünglichen, 400 m tiefen Schwelle. Stellvertretend für diese Experimente sei hier die Zirkulation des TRI2D-Experiments vorgestellt, im Vergleich zu den Strömungen des mit der flachen Schwelle gerechneten, ansonsten identischen Experiments TRI2. TRI2D wurde nur über 100 Jahre integriert, da alle bisherigen Rechnungen gezeigt hatten, daß nach diesem Zeitraum nur noch die Zirkulation im Subtropenwirbel und am Westrand des Modells nicht vollständig an die Antriebsfelder adjustiert ist, sich die Strömungen im Europäischen Nordmeer und über die Rücken dagegen nicht mehr verändern. In Oberflächennähe, gezeigt ist in Abb. 4.21 wieder die Zirkulation in 75 m Tiefe, zeigt sich wieder der schon bei TRI2 gefundene (Abb. 4.12) leichte Einstrom durch die Dänemarkstraße, und die einzigen Unterschiede beider Experimente treten, wie gesagt, wegen der unterschiedlich langen Integrationszeiten am westlichen Modellrand auf. Wie im Falle von TRI2 erstreckt sich der Einstrom auch bei TRI2D über alle Schichten oberhalb der Schwelle, so daß er hier bis in 750 m Tiefe vorliegt (Abb. 4.22). Ansonsten ergeben sich weder in dieser

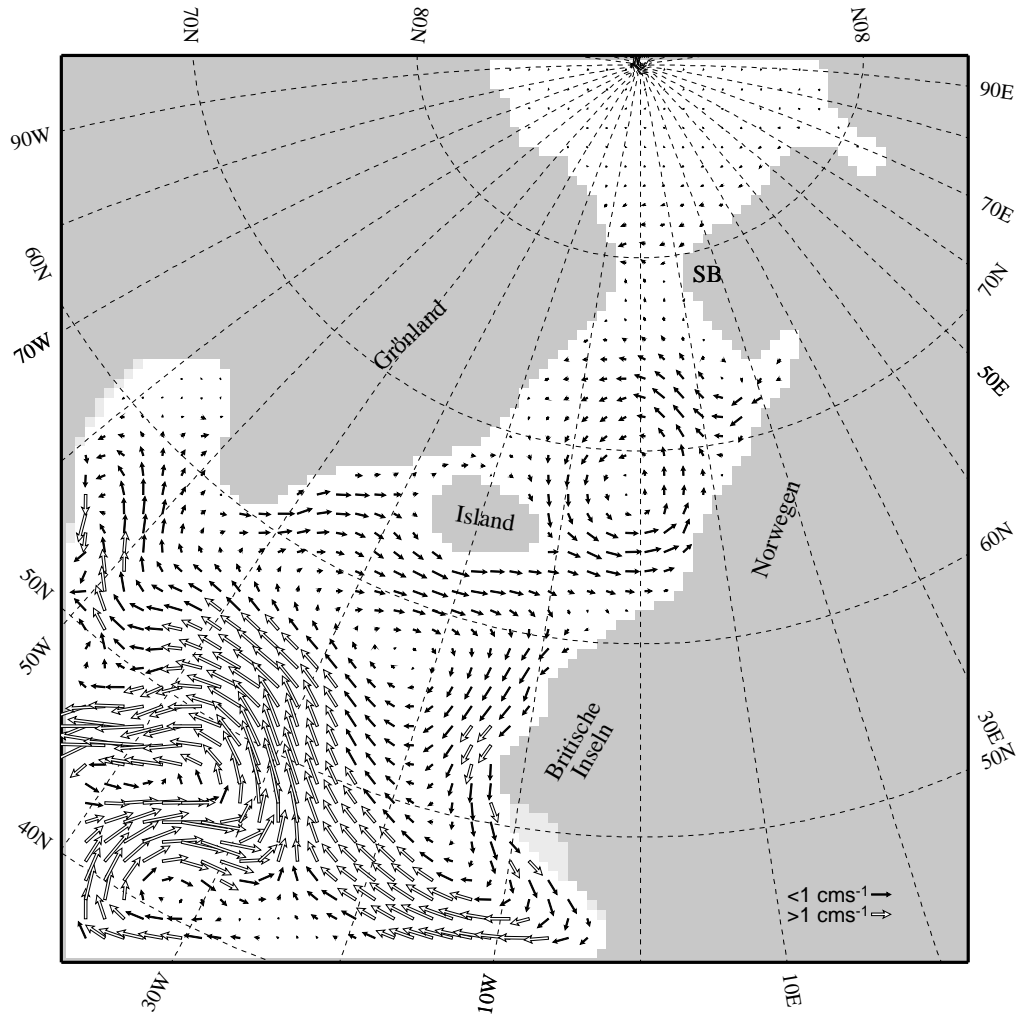


Abbildung 4.21: TRI2D: Zirkulation in 75 m Tiefe.

Schicht (vgl. Abb. 4.23) noch in den tieferen weitere Unterschiede. Da sich dieses Verhalten des Modells auch bei Verwendung anderer Antriebsfelder zeigt, bestätigt dies die schon geäußerte Vermutung, daß die horizontale Auflösung von 0.5 Bogengrad nur sehr bedingt zur Modellierung der im Glazial verengten Dänemarkstraße geeignet ist, und daß anstelle der in diesem Bereich gemachten zahlreichen Annahmen zum thermohalinen Antrieb (s. Abschnitt 3.2.1) ergänzende Messungen an Sedimentkernen dringend erforderlich sind.

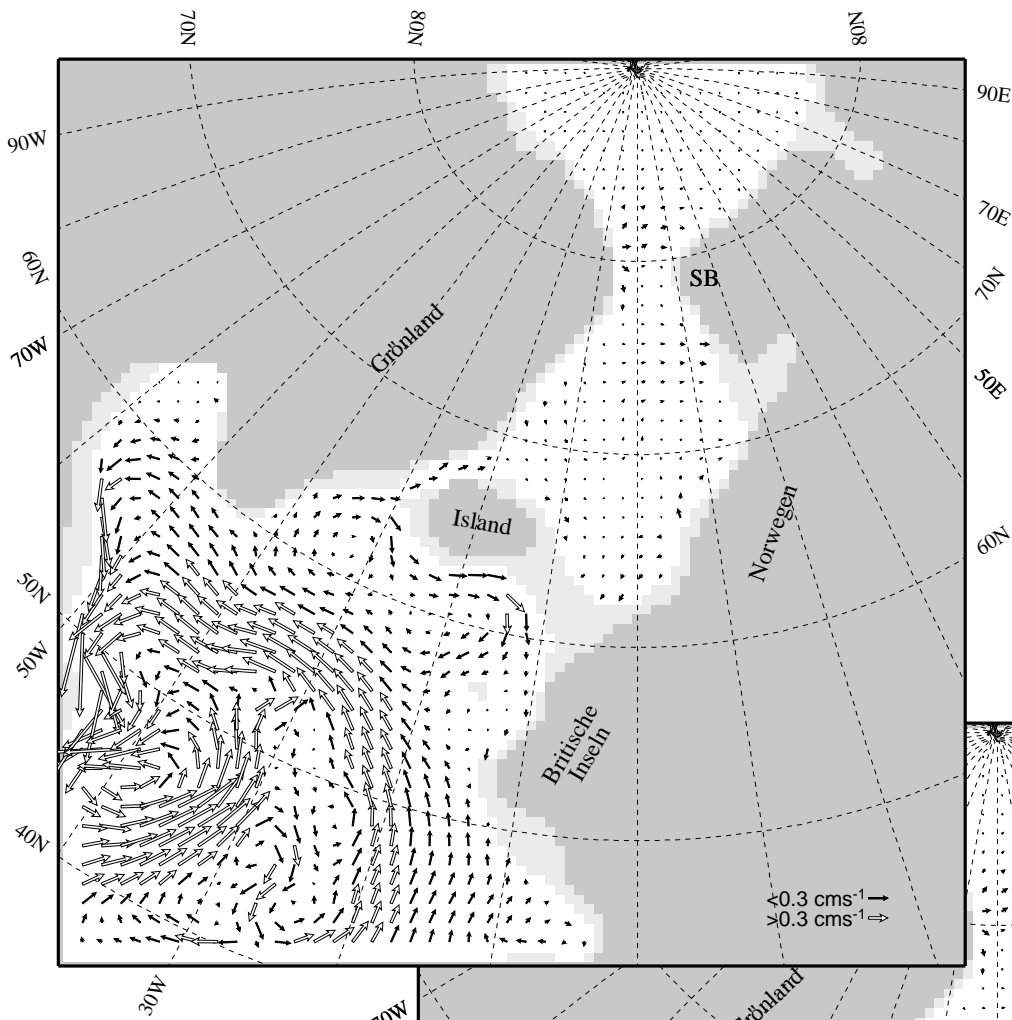


Abbildung 4.22: TRI2D: Zirkulation in 625 m Tiefe.

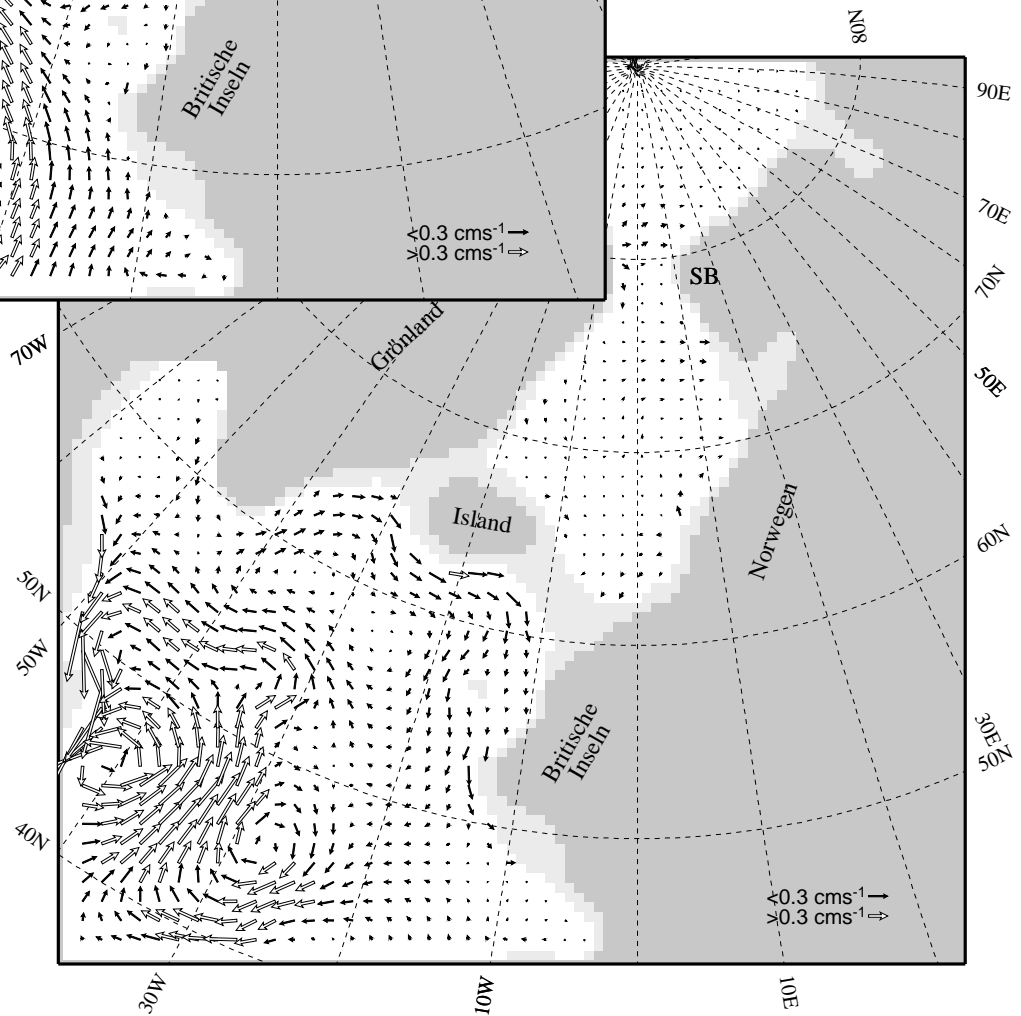


Abbildung 4.23: TRI2: Zirkulation in 625 m Tiefe.

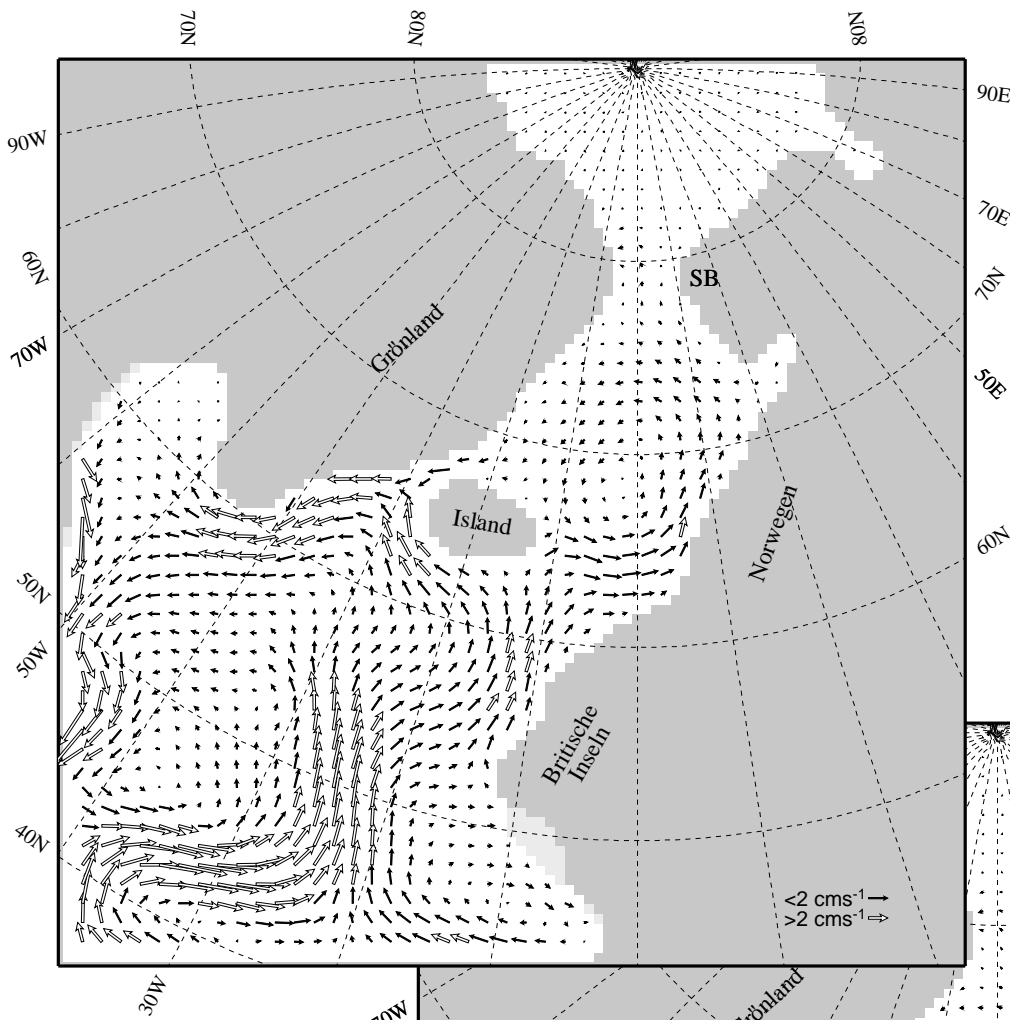


Abbildung 4.24: TRI2DW: Zirkulation in 75 m Tiefe.

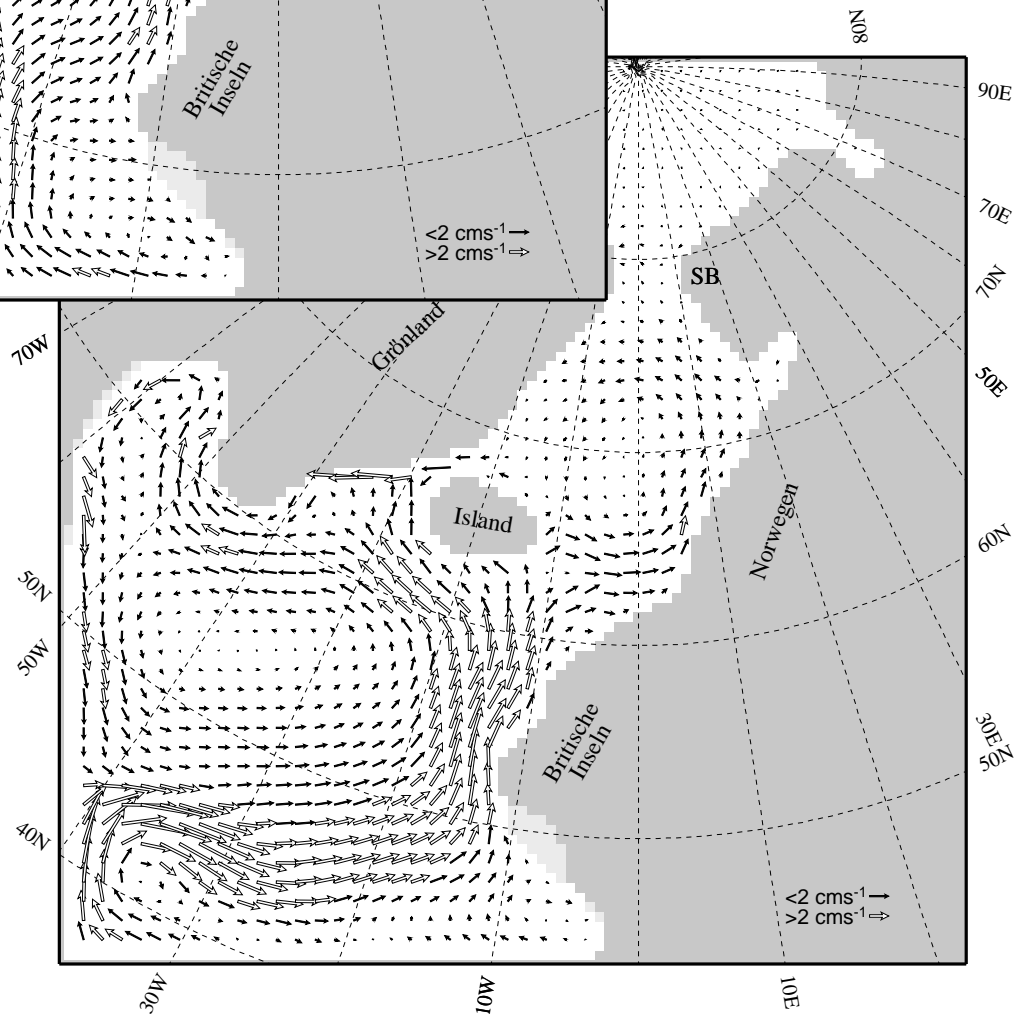


Abbildung 4.25: TRI3oW: Zirkulation in 75 m Tiefe.

4.2.4 ... zum Windeinfluß

Wie zu Beginn dieses Kapitels erläutert, stehen zur Zeit keine glazialen Windfelder zur Verfügung, die mit den neueren Temperaturrekonstruktionen des im Sommer eisfreien Europäischen Nordmeers modelliert wurden. Aufgrund der dort beschriebenen Ähnlichkeiten zwischen den glazialen Sommertemperaturen und den rezenten Winterwerten einerseits sowie den modellierten glazialen Sommer- und den rezenten Winterwinden andererseits wurden die Experimente zu den Auswirkungen des Windes mit der heutigen Winterklimatologie nach Hellerman und Rosenstein [1983] betrieben. Während bei Experiment SPLINW zwischen thermischem und halinem Antrieb noch deutliche Widersprüche bestanden, sollen die beiden nachfolgend vorgestellten Rechnungen auf der Basis der konsistenteren T - S -Rekonstruktionen zeigen, in welchen Regionen dieses Windfeld auch weiterhin zu konsistenten Modellresultaten führt, wo sich dieses Windfeld im Widerspruch zum thermohalinen Antrieb befindet, und inwieweit der Wind gegen den thermohalinen Antrieb eine veränderte Zirkulation bewirken kann.

Das erste dieser Experimente, TRI2DW, wurde thermohalin wie TRI2D und TRI2 angetrieben, also mit der Salzgehaltsrekonstruktion, die wegen der Variation von $\delta^{18}O_0$ an den Rändern die steilsten Salzgehaltsgradienten aufweist (vgl. Abb. 3.16). Bei dem zweiten, TRI3oW, wurde die Rekonstruktion mit den schwächsten Gradienten (s. Abb. 3.20) eingesetzt, die zum bisher konsistentesten Gesamtbild geführt hatte (Exp. TRI3o). Wie auch bei den anderen Rechnungen sollen hier zuerst die horizontalen Zirkulationsschemata der zweiten Schicht diskutiert werden, wiedergegeben für TRI2DW in Abb. 4.24 und für TRI3oW in Abb. 4.25, jeweils nach einer für die Adjustierung an das Windfeld mehr als ausreichenden Integrationszeit von 100 Jahren. Bei beiden Rechnungen versucht der rezente Wind, dem Modell das bekannte rezente Zirkulationsschema mit Subtropen- und Subpolarwirbel, der zyklonalen Zirkulation im Europäischen Nordmeer und dem heutigen Ein-/Ausstromsystem aufzuprägen. Dabei dominiert er den thermohalinen Antrieb um so mehr, je schwächer dessen Dichtegradienten sind. So kann sich in Experiment TRI2DW der entsprechend der Paläo- T - S -Rekonstruktion nach Norden umgelenkte Nordatlantische Strom gegen den Windantrieb halten, während er bei TRI3oW nach Osten, also annähernd in seine heutige Lage und Richtung gedrängt wird. Entsprechend sind im ersten Experiment die an der Oberfläche vorgeschriebenen Salzgehalte und Temperaturen (vgl. Abb. 3.16 bzw. 3.4) in Schicht 2 auch mit Windantrieb noch vorhanden, wie aus den Abb. 4.26 und 4.27 hervorgeht. Dies hat sich im zweiten Experiment, TRI3oW, grundlegend geändert. Hier spiegeln T (Abb. 4.28) und S (Abb. 4.29) die Ausdehnung des subpolaren Wirbels nach Osten wieder, die Charakteristika der Temperatur- und Salzgehaltsrekonstruktionen sind abgesehen vom Bereich des Europäischen Nordmeers vollständig verloren gegangen. Das heißt, daß in dieser Region keinerlei Übereinstimmung zwischen den Annahmen zum Wind und den Rekonstruktionen von T und S besteht. Es muß hierzu mit atmosphärischer Zirkulationsmodellierung geklärt werden, welche Modifikationen sich infolge der gegenüber heute veränderten Meeresoberflächentemperatur, speziell des breiten Gebiets mit Temperaturen um 4–5 °C bei 25 W und 57 N, im Windfeld ergeben, und ob dieses Windfeld die mit diesen Temperaturen modellierte ozeanische Zirkulation unterstützt.

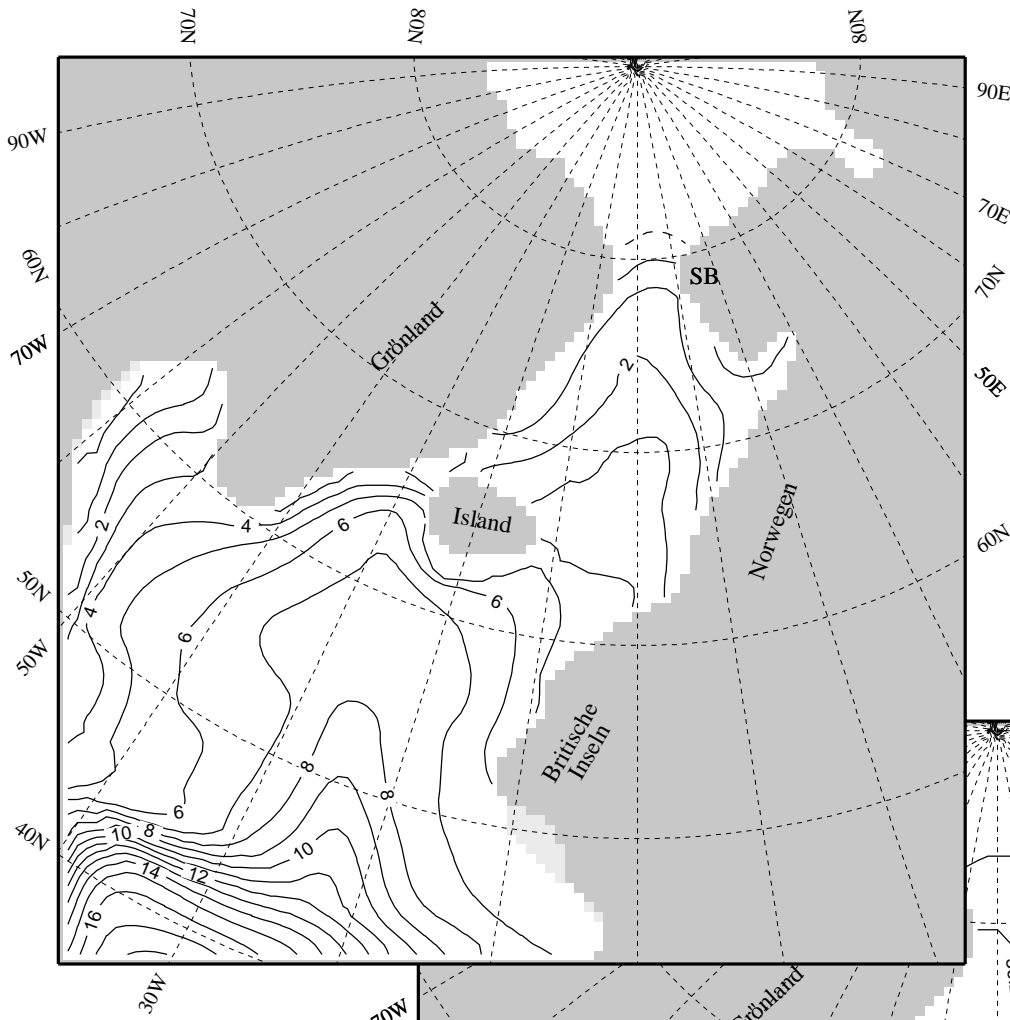


Abbildung 4.26: TRI2DW: Temperatur in 75 m Tiefe.

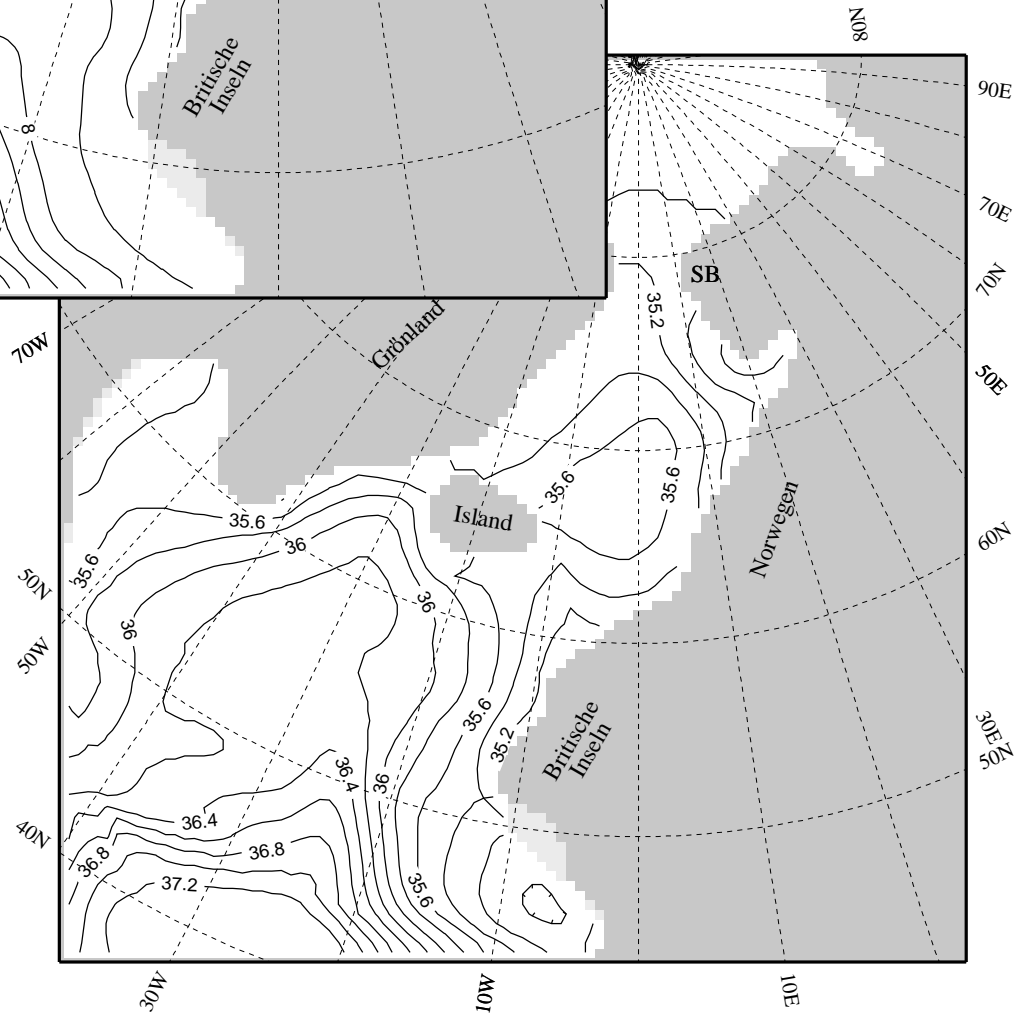


Abbildung 4.27: TRI2DW: Salzgehalt in 75 m Tiefe.

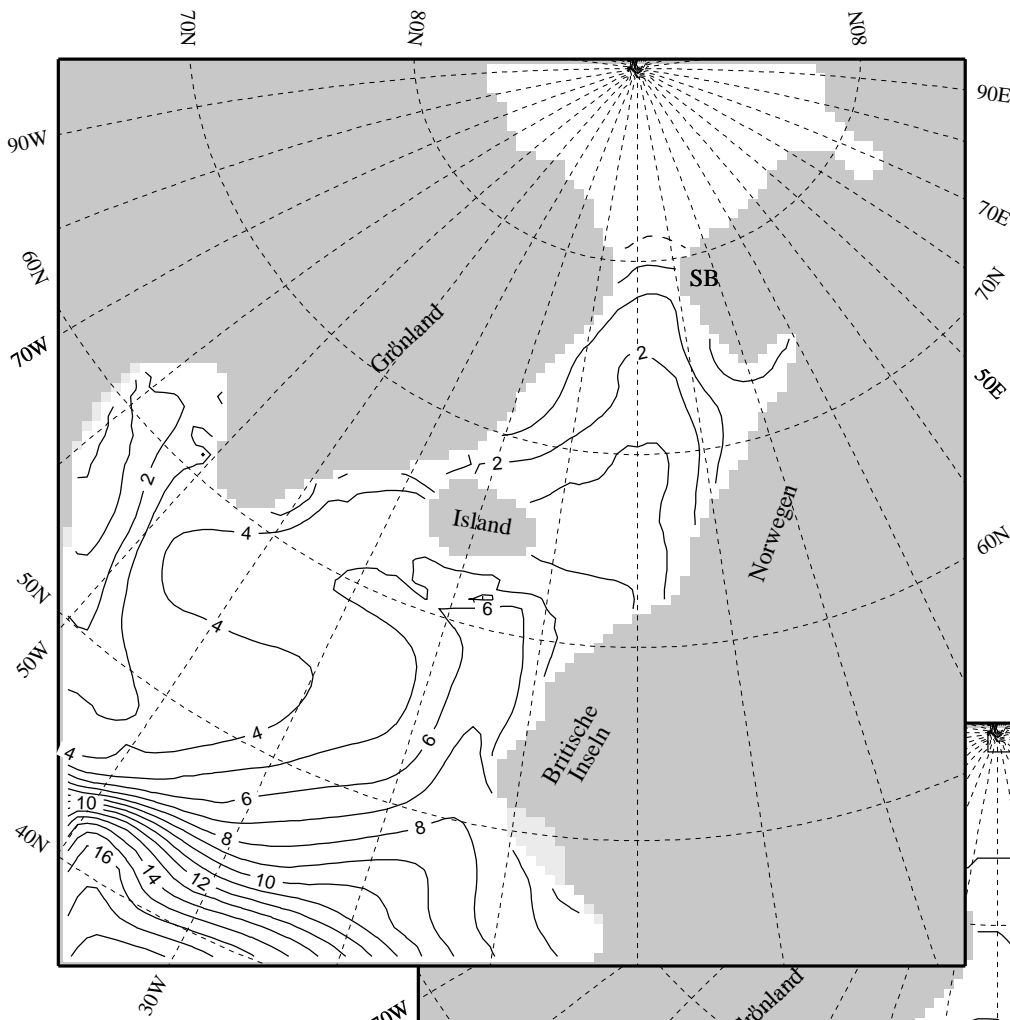


Abbildung 4.28: TRI3oW: Temperatur in 75 m Tiefe.

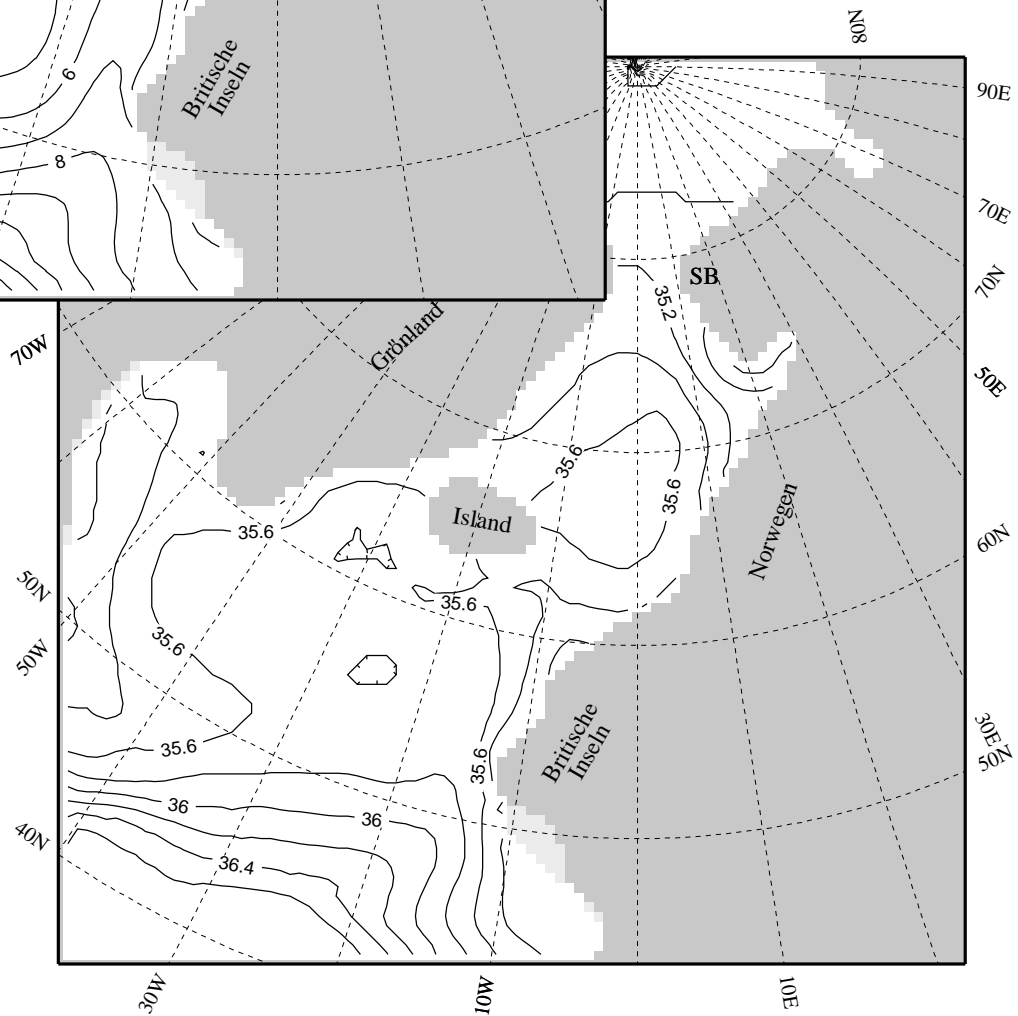


Abbildung 4.29: TRI3oW: Salzgehalt in 75 m Tiefe.

In einem Teil des Modellgebiets befinden sich Wind- und thermohaliner Antrieb jedoch im Einklang: Für die Strömungen in der Norwegisch-Grönländischen See stellen die rezenten Januarwinde offenbar eine konsistente Ergänzung der Oberflächentemperaturen und -salzgehalte dar, denn die sich aufgrund des thermohalinen Antriebs ausbildende Zyklone wird wie auch der Einstrom zwischen Schottland und Island durch den Wind noch intensiviert. Die windgetriebene Zirkulation kann also genau wie die rein thermohalin bedingte die rekonstruierte Wassermassenverteilung erklären. Es ist nach wie vor allerdings nicht möglich, zur Durchströmung der Dänemarkstraße genauere Aussagen zu treffen. Der Wind verursacht wie heute einen Ausstrom, ob dieser aber mit der thermohalin getriebenen übereinstimmt oder nicht, kann noch nicht gesagt werden.

4.2.5 ... zum kontinentalen Schmelzwasserabfluß

Die Experimente unter Verwendung unterschiedlich breiter Schmelzwasserstreifen sollten klären, wie sich ein von den Kontinenten ausgehendes Überschichten kalten, salzarmen Schmelzwassers auf die Strömungen auswirkt. Dabei wurde die T - S -Charakteristik dieses Schmelzwassers nicht willkürlich gewählt, sondern entsprechend der in Abschnitt 3.3 dargelegten Beziehungen zwischen T , $\delta^{18}O_C$, $\delta^{18}O_W$ und S festgelegt. Diese Beziehungen sollten als Basis der hier unternommenen Rekonstruktionen auch in diesem Fall nicht beiseite gelassen werden, denn dies hätte gleichzeitig bedeutet, von einer der beiden tatsächlich gemessenen Grundlagen dieser Arbeit, nämlich den $\delta^{18}O_C$ -Messungen, abzurücken. Da sich die für diese Rechnungen bestimmten Temperatur- und Salzgehaltfelder aus einer Modifikation der für Experiment TRI2 benutzten ableiten (s. Abschnitt 3.5), wurde bei der Integration der Schmelzwasserexperimente nicht von dem in Abschnitt 4.1.2 beschriebenen Initialisierungsdatensatz ausgegangen, sondern ausgehend vom Zustand des TRI2-Laufs nach 100 Jahren für weitere 100 Jahre mit den veränderten Randbedingungen weitergerechnet.

Die Rechnungen zeigen verglichen mit TRI2 nur kaum merkliche Unterschiede zwischen den resultierenden Zirkulationsschemata. Daher soll hier nur das Experiment mit den größten Änderungen weiter behandelt werden, also MELT mit einem 3.5 Bogengrad breiten Schmelzwasserstreifen. Die genannte Kopplung von T und S bei der Einbeziehung des Schmelzwasserstreifens führt dazu, daß sich mit der Verringerung der Temperatur auch der Salzgehalt reduziert (Abb. 3.21 und 3.22). Nach Gleichung 3.1 entspricht eine Temperaturreduktion um 1 ° C bei festgehaltenem $\delta^{18}O_C$ einer Verminderung des $\delta^{18}O_W$ um ca. 0.3‰, was sich wiederum mit $\delta^{18}O_0 = -30‰$ und $S_0 = 34.65$ psu gemäß Gleichung 3.8 in einer Erniedrigung des Salzgehalts um 0.35 psu niederschlägt. Wegen dieser Beziehung kann sich die Dichte bei gleichzeitiger Reduktion von T und S nur minimal verringern, so daß sich nur die minimalen Änderungen der Zirkulation ergeben, wie sie in Abb. 4.30 für die zweite Schicht des MELT-Laufes dargestellt ist. Der Vergleich mit Abb. 4.12 zeigt, daß sich lediglich die Zyklone im Europäischen Nordmeer durch die an den Rändern des Beckens leicht verminderte Dichte zu ihrer Mitte hin verengt. Außerdem kommt entsprechend der Dichtereduktion der in TRI2 noch vorhandene angedeutete Einstrom durch

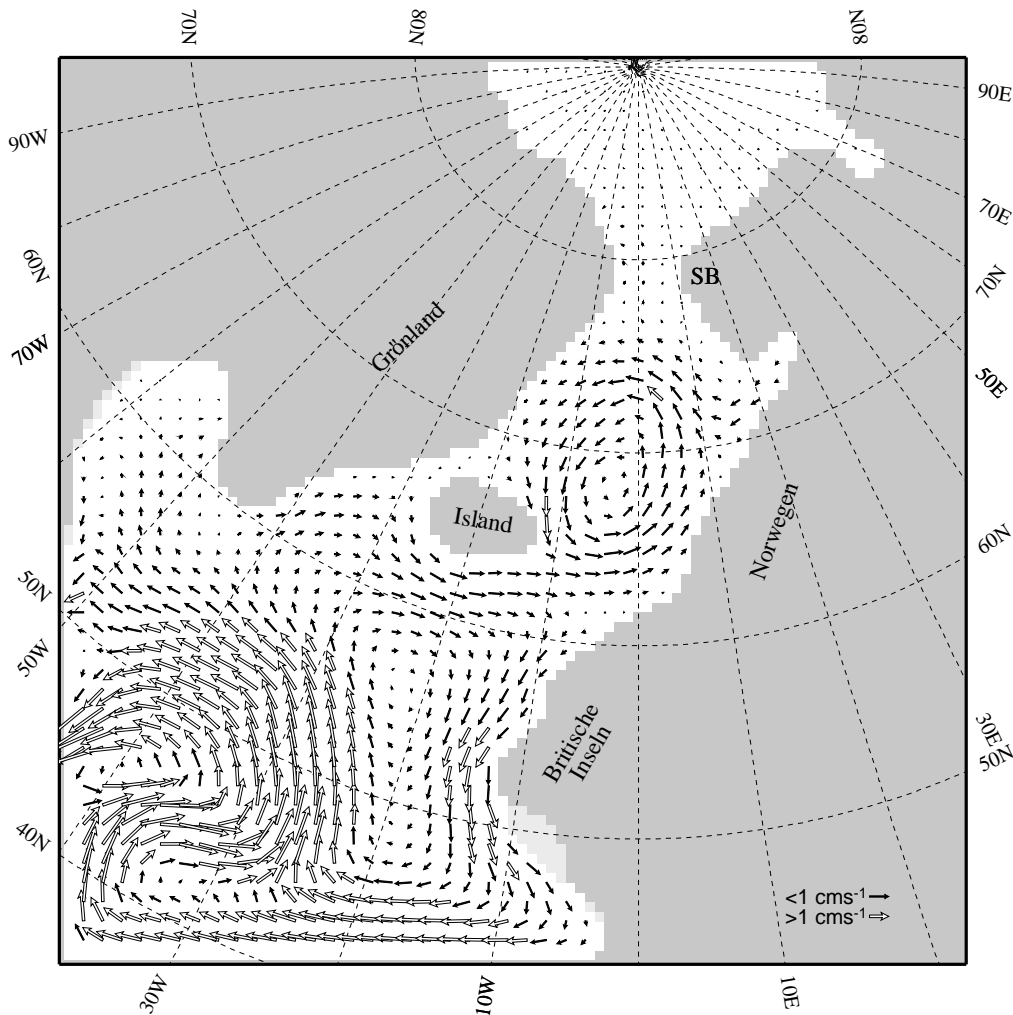


Abbildung 4.30: MELT: Zirkulation in 75 m Tiefe.

die Dänemarkstraße zum Erliegen, ein Resultat, das sich weit drastischer auch bei den Sensitivitätstests (s. Beispiel 3 in Abschnitt 2.3.1) gezeigt hatte.

Andererseits ist es unwahrscheinlich, daß ein kräftiges Abschmelzen keine Auswirkungen auf die Zirkulation hatte, denn aus den Isotopenverhältnissen von Foraminiferen ergeben sich klare Hinweise auf derartige Änderungen [Lehman und Keigwin, 1992], bei denen massives Abschmelzen von Eisbergen zu einer beckenweiten Überschichtung durch Frischwasser führte. Somit ergibt sich aus diesen Rechnungen, daß die statistischen Zusammenhänge zwischen Temperatur, Salzgehalt und Isotopenverhältnissen im Falle solcher räumlich und zeitlich beschränkter Ereignisse modifiziert werden müssen, um auch solche Situationen durch realistische Rekonstruktion der Oberflächentemperaturen und -salzgehalte modellieren zu können.

Kapitel 5

Fazit und Perspektiven

5.1 Das plausibelste Szenario

Anhand der Sensitivitätsexperimente zu den rezenten Verhältnissen im nördlichen Nordatlantik konnte demonstriert werden, daß SCINNA in der Lage ist, Widersprüche in den zum Modellantrieb benutzten Datensätzen aufzuklären. Darüber hinaus reproduziert das Modell in realistischer Weise die rezente Situation, sofern es mit physikalisch konsistenten Temperatur-, Salzgehalts- und Windfeldern betrieben wird. Auf dieser Basis zeigten die im vorigen Kapitel diskutierten Modellresultate, inwieweit die unterschiedlichen aus den Sedimentkerndaten rekonstruierten Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen miteinander konsistent sind, welche Zirkulation sie im Europäischen Nordmeer erzeugen, und ob diese Zirkulation mit Temperatur- und Salzgehaltsfeld vereinbar ist. Obwohl die Modellresultate viele Gemeinsamkeiten aufweisen, so zum Beispiel die zyklonale Zirkulation im Europäischen Nordmeer und die Ablenkung des Nordatlantischen Stroms nach Norden hin, zeigen sie im Detail Unterschiede, anhand derer die einzelnen Rekonstruktionen bewertet werden konnten.

Dabei zeigte sich zunächst, daß die Aussagekraft der Modellergebnisse sehr empfindlich von der Methode abhängt, nach der die Modelltriebsfelder aus den Sedimentkerndaten interpoliert werden. Verfahren wie Spline-Interpolation und Kriging, die ein zu starkes Gewicht auf kleinräumige Charakteristika legen bzw. so konzipiert sind, daß der resultierende Datensatz die Ausgangspunkte möglichst präzise widerspiegelt, haben die Tendenz, bei ungleichmäßig verteilten Ausgangsdaten künstliche Fronten in den interpolierten Feldern zu erzeugen. Somit sind für die hier beschriebenen Modellierungsarbeiten nicht geeignet. Verwertbare Modellresultate ergaben sich erst aufgrund der triangulierten T - und $\delta^{18}O_W$ -Verteilungen, die zwar an den Positionen der Sedimentkerne den dort gemessenen Werten nicht exakt entsprechen, dafür aber die großskaligen Eigenschaften um so besser wiedergeben.

Im weiteren ließ sich anhand der Modellrechnungen aus den zahlreichen Rekonstruktionen

diejenige herausfiltern, die mit den Messungen an den Sedimentkernen am besten vereinbar ist, und die das plausibelste Gesamtbild für den nördlichen Nordatlantik während der letzten Maximalvereisung ergibt. Unter der Voraussetzung, daß das Europäische Nordmeer entsprechend der vorgefundenen fossilen planktischen Foraminiferen im glazialen Sommer eisfrei war, mit Oberflächentemperaturen, die zumindest zeitweise bis 3–4 °C reichten, leitet sich das folgende Szenario als das plausibelste ab:

Aus den relativ hohen Temperaturen und aus den Sauerstoffisotopenverhältnissen fossiler planktischer Foraminiferenschalen ergeben sich für das Europäische Nordmeer ebenfalls relativ hohe Oberflächensalzgehalte. Beides kann nur durch einen Einstrom aus dem Nordatlantik erklärbar sein, der genügend Wärme und Salz transportiert haben muß. Hinsichtlich dieser Frage unterschieden sich die vorgestellten Rekonstruktionen zum Teil erheblich. Während die Rechnung mit Spline-interpolierten Temperaturen und Salzgehalten, Experiment SPLIN, keinen nennenswerten Wassermassenaustausch zwischen dem nordöstlichen Atlantik und dem Europäischen Nordmeer zeigte, produzierten alle anderen *T-S*-Rekonstruktionen ein anitästuarines System, entsprechend dem, wie es rezent vorliegt. Mit Blick auf die Salzgehaltsunterschiede zwischen Europäischem Nordmeer und Nordostatlantik scheiden die meisten dieser Rekonstruktionen wiederum aus. So können die beispielsweise im Experiment TRI1 vorliegenden hohen Salzgehalte bis 35.8 psu in der Norwegensee nicht durch den Eintrom mit maximal 35.5 psu (Abb. 4.14) erklärt werden.

So ergab sich die Rekonstruktion des Experiments TRI30 als die insgesamt konsistenteste. Hier weisen die Salzgehalte (Abb. 3.20), gemäß Kapitel 3 auch im Inneren des Europäischen Nordmeers und des Nordatlantiks mit einem Schmelzwasser-Isotopenverhältnis von $\delta^{18}O_0 = -30\text{‰}$ berechnet (Abb. 3.18), die geringsten Differenzen zwischen der Norwegensee mit maximal 35.7 psu und der Einstromregion mit bis zu 35.6 psu auf. Darüber hinaus bestehen bei dieser Rekonstruktion die geringsten Widersprüche zwischen den horizontalen Salzgehalts- und Temperaturgradienten (Abb. 3.4), und die durch diese Salzgehalte und Temperaturen erzeugte Zirkulation kann die Tracerrekonstruktionen sehr gut erklären. Sie ist der heute vorgefundenen teilweise recht ähnlich und zeigt (Abb. 4.18) die beiden Wirbel des subtropischen und subpolaren Atlantiks sowie die aufgrund der hohen Salzgehalte im Europäischen Nordmeer zyklonale Strömung. Damit verbunden ist das antiästuarine System eines oberflächennahen Einstroms über die Island-Schottland-Schwelle, in der Tiefe (Abb. 4.20) kompensiert durch einen Ausstrom. Gegenüber der rezenten Situation sind die Temperaturen in nahezu dem gesamten Modellgebiet erniedrigt, die Salzgehalte dagegen erhöht. In Verbindung mit den im Bereich der Biskaya und vor den Britischen Inseln relativ niedrigen Salzgehalten bis unterhalb 35.2 psu führt dies zu einer in etwa meridionalen Dichtefront bei ca. 30 W. Diese läßt den Nordatlantischen Strom nicht mehr direkt in Richtung der Norwegensee verlaufen, sondern zwingt ihn, entlang dieses Meridians nach Norden abzubiegen (Abb. 4.18). Er setzt sich erst südlich Islands wieder in östlicher Richtung und in die Norwegensee fort. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Sarnthein et al. [1994a], die eine während der letzten Eiszeit vermehrte Tiefenwasserproduktion südlich Islands postulieren, zeigt dieses modellierte Szenario, daß die Tiefenwasserbildung auch im glazialen Sommer ähnlich wie heute vorwiegend in der Norwegisch-Grönländischen See stattgefunden hat.

Die bisherigen Versuche, den Paläo-Salzgehalt zu berechnen, basierten auf der rezent gültigen Beziehung zwischen $\delta^{18}O_W$ und S . In dieser Arbeit wurde versucht, diesen Zusammenhang durch die Vorgabe des Sauerstoffisotopenverhältnisses von Frisch- bzw. Schmelzwasser lokal zu variieren. Aus diesem Ansatz ergibt sich anhand von TRI3o, dem oben beschriebenen konsistentesten Szenario, daß die Relation zwischen S und $\delta^{18}O_W$ zur letzten Maximalvereisung gegenüber heute verändert gewesen sein muß, und zwar nicht nur lokal an den vergletscherten Küsten, sondern gleichermaßen auch im gesamten Nordatlantik. Statt des heute vorliegenden Proportionalitätsfaktors $\mu \approx 0.5$ (vgl. Abschnitt 3.3, Gleichung 3.8) ist für die letzte Eiszeit eher von $\mu \approx 0.8-0.9$ auszugehen (vgl. Vogelsang [1990]: $\mu = 1$).

5.2 Verbleibende Inkonsistenzen, offene Fragen

Durch die Modellrechnungen konnte die Frage, ob zur letzten Maximalvereisung ein ästuarines oder antiästuarines Zirkulationssystem vorlag, eindeutig zugunsten des antiästuarinen Schemas entschieden werden. Allerdings bestehen nach wie vor erhebliche Unsicherheiten, vor allem östlich Grönlands und im Bereich der Dänemarkstraße, wo die Ausgangsdaten die größten Lücken aufweisen. So konnte hier nicht geklärt werden, ob während der letzten Eiszeit ein dem heutigen Ostgrönlandstrom vergleichbarer Ausstrom oder aber ein Einstrom durch die Dänemarkstraße bestand. Für diese Region sind weitere Messungen an Sedimentkernen dringend erforderlich, um zumindest einen Teil der in dieser Arbeit getroffenen Annahmen durch reale Daten zu ersetzen. Die Sensitivitätsexperimente am Rezenten haben gezeigt, daß gerade die Zirkulation in der Dänemarkstraße kritisch von solchen Annahmen abhängt, so daß ohne zusätzliche Messungen auch eine Verfeinerung der Modellauflösung keine grundlegende Verbesserung der Zirkulationsrekonstruktion erwarten läßt. Dies gilt weiterhin hinsichtlich des Einflusses, den die Schwellentiefe der Dänemarkstraße auf das Strömungsschema hat. Auch die im vorigen Abschnitt angesprochene Diskrepanz zwischen den Schlußfolgerungen dieser Arbeit und den Resultaten von Sarnthein et al. [1994a] zur Lage des Gebiets, in dem Tiefenwasser gebildet wird, bedarf weiterer Untersuchungen an Sedimentkernen. Möglicherweise läßt sich die $\delta^{13}C$ -Signatur, aus der Sarnthein et al. auf die Tiefenwasserproduktion südlich von Island schließen, nicht nur auf eine Vertikalkonvektion in diesem Gebiet, sondern auch auf einen Ausstrom durch die Dänemarkstraße zurückführen. In dieser Frage ist weder aufgrund der bestehenden $\delta^{13}C$ -Messungen noch anhand der vorliegenden $\delta^{18}O$ -Werte zu entscheiden.

Im westlichen Teil des Modellgebiets ergaben sich bei einer Berücksichtigung des Sedimentkerns CH 69-09 Diskrepanzen zwischen den Oberflächentemperaturen und -salzgehalten, die ohne diesen Kern nicht auftraten. Diese Widersprüche könnten auch dadurch verringert werden, daß am Ausgang der Labradorsee die Temperatur nicht mit 2°C angenommen wird (s. Abschnitt 3.2.1), sondern mit 0°C . Diese Abkühlung verändert die großräumigen Charakteristika des Temperaturfelds (Abb. 3.4) nur unwesentlich, bewirkt aber durch die in dieser Arbeit zugrundegelegten Beziehungen zwischen T , $\delta^{18}O_W$ und S eine Reduktion der $\delta^{18}O_W$ -Werte um $0.3-0.6\text{‰}$. Dadurch würde am Westrand des

Modells zumindest das Abbiegen der Isolinien $< 1.1\text{‰}$ nach Norden (Abb. 3.11) verhindert, die resultierenden Salzgehaltsfelder wären also auch unter Einbeziehung dieses Sedimentkerns konsistenter mit der Temperaturrekonstruktion. Somit sind zur eindeutigen Rekonstruktion der ozeanographischen Gegebenheiten auch im subpolaren westlichen Atlantik dringend verlässliche Messungen an zusätzlichen Sedimentkernen nötig.

Der Komplex des Windeinflusses konnte mangels konsistenter atmosphärischer Modellrekonstruktionen hier nicht weiter behandelt werden. Offenbar unterstützen südwestliche Winde entlang der Küste Norwegens den Einstrom, und zusammen mit nordöstlichem Wind entlang Grönlands auch die Zyklone im Europäischen Nordmeer. Allerdings führen die rezenten Windfelder im subpolaren Atlantik zu völlig anderen Verteilungen der Temperaturen und Salzgehalte als den aus Sedimentkernmessungen rekonstruierten. Hier muß erneut mit einer Modellierung der atmosphärischen Zirkulation angesetzt werden, unter Verwendung der neueren Temperaturrekonstruktionen des eisfreien Europäischen Nordmeers.

In dieser Arbeit wurde das Sauerstoffisotopenverhältnis von Frischwasser, $\delta^{18}O_0$, in der geschilderten Weise schematisch vorgegeben. Allerdings liegen lediglich aus dem grönländischen Eisschild Eistiefbohrungen vor, die bis zur letzten Maximalvereisung zurückreichen. Für die anderen, heute nicht mehr existenten Eisschilde, kann $\delta^{18}O_0$ nicht mehr direkt gemessen werden. Eventuell eröffnet hier eine geeignete Kopplung numerischer dreidimensionaler Modellierung der glazialen Eiskappen [Herterich, 1988] mit der Modellierung der Sauerstoffisotopenverhältnisse des Eises [Mix und Ruddiman, 1982] eine Möglichkeit, diese schematischen Annahmen zu präzisieren.

Anhang

Tabelle A.1: Positionen der Sedimentkerne, Isotopenverhältnisse der Foraminiferenschalen, rekonstruierte und interpolierte Oberflächentemperaturen und Isotopenverhältnisse des Meerwassers.

Tabelle A.2: Vergleich der an den einzelnen Sedimentkernen nach Duplessy et al. [1991] rekonstruierten Oberflächensalzgehalte mit den beckenweiten Verteilungen, die nach der Methode von Duplessy et al., bzw. nach dem für diese Arbeit neu konzipierten Verfahren aus $\delta^{18}O_W$ und $\delta^{18}O_0$ berechnet wurden.

Tabelle A.3: Für die Triangulation gemittelte Sedimentkerne.

Tabelle A.1: Positionen der Sedimentkerne, $\delta^{18}O_C$: Isotopenverhältnisse der Foraminifereenschalen, T_{rek} : rekonstruierte [Schulz, pers. Mittlg.] und T_{int} : interpolierte Oberflächentemperatur sowie $\delta^{18}O_W$: abgeleitete Isotopenverhältnisse des Meerwassers für die letzte Maximalvereisung.

	Kern	Quelle	Foram.	Länge	Breite	$\delta^{18}O_C$	T_{rek}	T_{int}	$\delta^{18}O_W$
o	BOFS 5K	19	pachy	-21.87	50.68	4.21		5.41	1.01
o	BOFS 8K	19	pachy	-22.04	52.50	4.21	4.0	4.49	0.84
o	BOFS 14K	19	pachy	-19.44	58.62	4.05	4.4	4.37	0.66
o	BOFS 17K	19	pachy	-16.51	58.00	4.05	4.4	4.44	0.67
	CH 66-03	12	pachy	-2.18	44.08	3.41	cl	6.73	0.57
	CH 67-19	12	pachy	-3.95	45.75	3.57	cl	6.47	0.66
	CH 69-09	12	bullo	-47.35	41.75	3.17	cl	11.27	1.87
	CH 69-12	12	pachy	-4.68	46.02	3.65	cl	6.46	0.73
	CH 69-32	12	pachy	-5.17	45.40	3.56	cl	6.64	0.69
	CH 69-69	12	pachy	-4.50	43.85	3.66	cl	7.19	0.94
	CH 72-101	12	pachy	-8.57	47.47	3.51	cl	6.45	0.59
	CH 72-104	12	pachy	-8.08	46.90	3.25	cl	6.53	0.35
	CH 73-108	12	pachy	-10.72	58.08	4.18		4.58	0.76
o	CH 73-110	18	pachy	-8.93	59.50	4.00		4.44	0.62
	CH 73-136	9	pachy	-14.47	55.57	4.18		4.85	0.83
o	CH 73-139	5	pachy	-16.35	54.63	3.99		4.99	0.68
	CH 73-141	12	pachy	-16.52	52.87	4.00		5.42	0.80
o	CH 77-07	2	pachy	-10.52	66.60	4.72		3.41	1.22
o	FRAM 1/4	4	pachy	-8.98	84.50	4.69		-1.90	0.57
o	FRAM 1/7	4	pachy	-6.95	83.88	4.60		-1.90	0.48
o	HM 1007	19	pachy	-4.72	61.67	4.44		4.26	1.04
o	HM 52-43	14	pachy	0.73	64.25	4.51		3.45	1.02
o	HM 57-07	19	pachy	-13.52	68.25	4.48		3.06	0.94
o	HM 71-12	19	pachy	-13.87	68.43	4.73		2.98	1.18
o	HM 71-14	19	pachy	-18.08	69.83	4.65		1.14	0.89
o	HM 71-19	19	pachy	-9.52	69.48	4.81		2.96	1.26
o	HM 80-42	19	pachy	-9.23	72.25	4.51		1.12	0.75
o	HM 80-60	19	pachy	-11.85	68.90	4.69		2.98	1.14
o	HM 94-13	19	pachy	-1.63	71.63	4.66		2.57	1.07
o	HM 94-18	19	pachy	5.68	74.50	4.57		2.67	0.99
o	HM 94-25	19	pachy	1.30	75.60	4.68		2.84	1.12
o	HM 94-34	19	pachy	-2.53	73.77	4.80		2.00	1.14
	HU 75-37	12	pachy	-48.38	59.15	4.40		0.74	0.59
	HU 75-41	12	pachy	-53.87	62.65	4.89		-0.87	0.89
	HU 75-42	12	pachy	-53.90	62.65	4.75		-0.87	0.75
	HU 75-58	12	pachy	-59.37	62.77	4.53		-1.33	0.48
×	HU 84-030-001	12	pachy	-45.27	53.33	4.60		0.88	0.91
×	HU 84-030-003	12	pachy	-45.27	53.33	4.32		2.64	0.73

Tabelle A.1 (Forts.): Kernpositionen, Isotopenverhältnisse und Oberflächentemperatur.

	Kern	Quelle	Foram.	Länge	Breite	$\delta^{18}O_C$	T_{rek}	T_{int}	$\delta^{18}O_W$
×	HU 84-030-004	12	pachy	-48.93	58.22	4.70		2.64	1.01
○	K 11	2	pachy	1.60	71.78	4.66		2.84	1.10
○	KN 708-1	2	pachy	-23.75	50.00	4.21	5.1	5.57	1.05
	KN 708-6	12	pachy	-29.57	51.57	4.46		5.34	1.24
	KN 714-15	9	pachy	-25.95	58.77	4.23		4.27	0.83
	M 15637	12	bullo	-18.98	27.00	1.89	cl	18.93	2.39
	M 15672	12	bullo	-8.13	34.87	2.32	cl	14.36	1.77
○	M 17045	19	pachy	-16.65	52.43	4.01		5.55	0.85
○	M 17048	19	pachy	-18.17	54.30	4.02		4.81	0.66
○	M 17049	19	pachy	-26.73	55.27	4.29	4.4	4.38	0.91
	M 17701	10	pachy	11.67	68.53	4.34		-0.50	0.39
○	M 17719	18	pachy	12.58	72.15	4.39		0.24	0.52
○	M 17724	18	pachy	8.33	76.00	4.63		1.73	0.94
○	M 17725	18	pachy	4.58	77.47	4.41	3.8	2.38	0.79
○	M 17728	18	pachy	3.95	76.52	4.69		2.84	1.13
○	M 17730	18	pachy	7.32	72.05	4.60	3.2	2.46	0.99
○	M 17732	18	pachy	4.22	71.62	4.75		2.99	1.21
○	M 23041	7	pachy	0.23	68.68	4.75		3.96	1.32
○	M 23043	11	pachy	-3.35	70.27	4.57		3.16	1.04
○	M 23055	11	pachy	4.02	68.42	4.76		3.19	1.24
○	M 23057	11	pachy	3.30	68.40	4.70		3.43	1.21
○	M 23059	11	pachy	-3.12	70.30	4.72		3.17	1.20
○	M 23062	11	pachy	0.17	68.73	4.73		3.96	1.30
○	M 23063	11	pachy	0.00	68.75	4.76		3.96	1.33
○	M 23064	11	pachy	0.32	68.67	4.66		3.96	1.23
○	M 23065	11	pachy	0.82	68.50	4.80	4.9	3.95	1.37
○	M 23068	11	pachy	1.50	67.83	4.74		3.70	1.28
○	M 23071	11	pachy	2.92	67.08	4.73	3.6	3.10	1.20
○	M 23074	11	pachy	4.92	66.67	4.96		2.09	1.31
○	M 23254	18	pachy	9.63	73.12	4.70		1.56	0.99
○	M 23256	18	pachy	10.95	73.18	4.73		0.97	0.95
○	M 23258	18	pachy	13.97	75.00	4.52		-0.72	0.54
○	M 23259	18	pachy	9.27	72.03	4.68		1.79	0.99
○	M 23260	18	pachy	11.45	72.13	4.71		0.78	0.91
○	M 23261	18	pachy	13.10	72.18	4.60		-0.01	0.70
○	M 23262	18	pachy	14.43	72.23	4.33		-0.59	0.36
○	M 23269	18	pachy	0.67	71.45	4.83		2.91	1.28
○	M 23294	18	pachy	-10.60	72.37	4.71		0.88	0.92
	M 23323	10	pachy	5.93	67.77	4.42		1.98	0.76
○	MG 123	7	pachy	0.80	79.27	4.65		0.48	0.81
	NA 87-22	15	pachy	-14.58	55.50	4.15	4.8	4.86	0.80

Tabelle A.1 (Forts.): Kernpositionen, Isotopenverhältnisse und Oberflächentemperatur.

Kern	Quelle	Foram.	Länge	Breite	$\delta^{18}O_C$	T_{rek}	T_{int}	$\delta^{18}O_W$
NO 77-14	12	pachy	-20.42	62.45	4.65		4.04	1.23
NO 79-06	12	pachy	-36.88	54.52	4.76		3.57	1.28
NO 79-17	12	bullo	-27.17	43.00	3.23	cl	12.70	2.28
NO 79-25	12	pachy	-27.28	46.98	4.10	cl	7.29	1.40
NO 79-29	12	bullo	-15.07	46.30	3.23	cl	7.19	0.90
★ ODP 646	12	pachy	-48.93	58.22	4.42		0.88	0.63
★ ODP 647	12	pachy	-45.27	53.33	4.19		2.64	0.60
○ POS 0006	13	pachy	-16.82	69.20	4.43		2.03	0.77
○ POS 0020	13	pachy	-18.53	67.98	4.49		2.83	0.93
POS 16343	10	pachy	7.47	66.93	4.33		0.82	0.53
○ POS 16396	19	pachy	-11.25	61.87	4.08	3.8	3.90	0.64
○ PS 21291	18	pachy	8.05	78.00	4.54		1.16	0.78
○ PS 21295	8	pachy	-2.42	78.00	4.63		0.98	0.85
○ PS 21535	16	pachy	1.85	78.75	4.73		1.18	0.97
PS 21736	17	pachy	-5.17	74.33	4.65		1.72	0.96
○ PS 21842	19	pachy	-16.52	69.45	4.48		1.84	0.80
○ PS 21900	17	pachy	-2.33	74.53	4.45		2.19	0.81
○ PS 21906	19	pachy	-2.08	76.50	4.56		2.22	0.93
○ PS 21910	19	pachy	1.33	75.62	4.60		2.84	1.04
○ PS 23199	11	pachy	5.23	68.38	4.77		2.59	1.18
○ PS 23205	11	pachy	5.77	67.62	4.62		2.01	0.96
○ PS 23243	11	pachy	-6.55	69.38	4.71		3.24	1.19
○ PS 23246	11	pachy	-12.87	69.40	4.58		2.59	0.99
RC 9-225	12	pachy	-15.40	54.89	3.99		4.97	0.67
S 8-79-04	12	bullo	-22.00	42.00	2.87	cl	14.16	2.27
SU 81-14	12	bullo	-9.85	36.77	2.52	cl	14.43	1.98
SU 81-18	12	bullo	-10.33	37.77	2.32	cl	13.97	1.67
SU 81-32	12	bullo	-9.78	42.10	3.27	cl	9.83	1.61
SU 81-47	12	pachy	-3.30	44.88	3.44	cl	6.64	0.57
○ SU 90 I07	19	pachy	-28.08	63.08	4.17		4.03	0.75
○ UB 25-09	3	pachy	4.78	63.05	4.49		1.42	0.76
○ UB 31-33	3	pachy	1.77	63.63	4.44		2.93	0.89
○ UB 31-36	3	pachy	0.52	64.25	4.88		3.51	1.40
V 23-23	12	pachy	-44.55	56.08	4.34		2.35	0.72
○ V 23-42	9	pachy	-27.93	62.18	4.52		4.07	1.10
○ V 23-81	10	pachy	-16.13	54.03	4.02	5.2	5.13	0.74
V 23-82	12	pachy	-21.93	52.58	4.34		4.47	0.97
○ V 23-83	9	pachy	-24.25	49.87	4.31	cl	5.67	1.18
V 27-17	12	pachy	-37.30	50.08	4.42		4.33	1.03
V 27-19	12	pachy	-38.80	52.10	4.46		3.77	1.01
V 27-20	12	pachy	-46.20	54.00	4.33		2.40	0.72

Tabelle A.1 (Ende): Kernpositionen, Isotopenverhältnisse und Oberflächentemperatur.

Kern	Quelle	Foram.	Länge	Breite	$\delta^{18}O_C$	T_{rek}	T_{int}	$\delta^{18}O_W$
V 27-60	12	pachy	8.58	72.17	4.72		2.06	1.07
o V 27-86	9	pachy	1.12	66.60	4.72	2.8	3.36	1.22
o V 27-114	9	pachy	-33.07	55.05	4.42		3.86	0.98
V 27-116	12	pachy	-30.33	52.83	4.52		4.71	1.13
o V 28-14	1	pachy	-29.57	64.78	4.60	4.0	3.61	1.13
o V 28-38	9	pachy	-4.40	69.38	4.82		3.40	1.32
o V 28-56	1	pachy	-6.12	68.03	4.67	3.5	3.44	1.18
V 29-180	12	pachy	-23.87	45.30	3.80	cl	8.89	1.52
o V 29-183	9	pachy	-25.50	49.13	4.10	cl	6.26	1.13
o V 30-108	9	pachy	-38.73	56.10	4.52		3.09	0.99
V 30-164	12	pachy	8.97	69.83	4.83		1.23	1.08

Quellen:

1: Kellogg et al., [1978]; 2: Ruddiman und McIntyre, [1981]; 3: Jansen und Erlenkeuser, [1985]; 4: Zahn et al., [1985]; 5: Bard et al., [1987]; 6: Duplessy et al., [1988a]; 7: Morris, [1988]; 8: Jones und Keigwin, [1989]; 9: Keigwin und Boyle, [1989]; 10: Jansen und Veum, [1990]; 11: Vogelsang, [1990]; 12: Duplessy et al., [1991]; 13: Lackschewitz, [1991]; 14: Veum et al., [1991]; 15: Duplessy et al., [1992]; 16: Köhler, [1991]; 17: Jünger, [1993]; 18: Weinelt, [1993]; 19: Sarnthein et al., [1994b]; 20: Blaume, unveröffentlichte Daten.

Die Isotopenmessungen an BOFS 5K – BOFS 17K und HM 1007 – HM 94-34 wurden von den ^{14}C -Labors in Cambridge bzw. Bergen ausgeführt. Mit einem Kreis (o) markierte Daten sind Bestandteil der SEDAN-Datenbank des Alfred-Wegener-Instituts, Bremerhaven.

Bemerkungen:

Mit einem Kreuz (x) gekennzeichnete Sedimentkerne fanden bei Kriging und Triangulation keine Berücksichtigung, an ihrer Stelle wurden die durch einen Stern (★) markierten Daten benutzt (s. Abschnitt 3.4.2).

Die Isotopenverhältnisse des Karbonats der Foraminiferenschalen, $\delta^{18}O_C$, beziehen sich auf den PDB-Standard, die des Meerwassers, $\delta^{18}O_W$, auf SMOW, die mittlere isotopische Zusammensetzung des Wassers. ($\delta^{18}O_{SMOW} = \delta^{18}O_{PDB} + 0.27\text{‰}$.)

Die Meeresoberflächentemperaturen, T_{int} , wurden aus dem in Abschnitt 3.2.3 beschriebenen triangulierten Feld (Abb. 3.3, 3.4) auf die Kernpositionen interpoliert. Die Triangulation liefert nur in Verbindung mit einer nachgeschalteten Glättung sinnvolle Datenfelder für die Modellierung. Daher ergeben sich hier Unterschiede zu den an einzelnen Sedimentkernen rekonstruierten Ausgangstemperaturen, T_{rek} . Abgesehen von Kern M 17725, bei dem die Differenz 1.4°C beträgt, sind diese Unterschiede durchweg kleiner als 1°C , liegen also unterhalb des von Pflaumann [1994] mit $1.3\text{--}1.7^\circ\text{C}$ angegebenen Fehlers der Temperaturrekonstruktionen.

Die in der Spalte T_{rek} mit cl bezeichneten Sedimentkerne liegen im Bereich der für diese Arbeit benutzten CLIMAP-Temperaturrekonstruktionen (grüne Punkte in Abb. 3.1).

$\delta^{18}O_W$ berechnet sich gemäß der Gleichungen 3.1 und 3.2 aus $\delta^{18}O_C$ und T_{int} .

Tabelle A.2					S_{int} nach Duplessy et al.		
Kern	Quelle	Länge	Breite	S_{rek}	Kriging mit		
					Spline- interp. Abb. 3.5	1-teilig. Regress. Abb. 3.8	2-teilig. Regress. Abb. 3.9
BOFS 8K	2	-22.04	52.50	34.68	34.70	35.18	35.32
BOFS 14K	2	-19.44	58.62	34.46	34.47	34.94	35.21
BOFS 17K	2	-16.51	58.00	34.46	34.47	34.88	35.18
CH 66-03	1	-2.18	44.08	34.11	34.16	34.74	35.11
CH 69-32	1	-5.17	45.40	34.36	34.37	34.86	35.17
CH 69-69	1	-4.50	43.85	34.59	34.58	34.99	35.23
CH 72-101	1	-8.57	47.47	34.24	34.28	34.61	35.05
HU 84-030-003	1	-45.27	53.33	34.64	34.66	34.66	35.07
KN 708-1	2	-23.75	50.00	34.96	34.98	35.39	35.42
KN 708-6	1	-29.57	51.57	36.03	36.01	35.67	35.58
M 17049	2	-26.73	55.27	35.79	35.74	35.27	35.36
M 17725	2	4.58	77.46	35.08	35.08	35.34	35.40
M 17730	2	7.30	72.05	35.29	35.30	35.57	35.53
M 23065	2	.82	68.50	36.25	36.15	35.92	35.81
M 23071	2	2.92	67.08	35.66	35.68	35.84	35.74
NA 87-22	2	-14.58	55.50	34.68	34.66	34.96	35.21
NO 79-06	1	-36.88	54.52	36.14	36.07	35.67	35.58
NO 79-17	1	-27.17	43.00	37.45	37.39	36.97	36.96
NO 79-25	1	-27.28	46.98	35.67	35.70	35.93	35.83
NO 79-29	1	-15.07	46.30	35.22	35.24	34.62	35.05
POS 16396	2	-11.25	61.87	34.40	34.44	34.89	35.18
S 8-79-04	1	-22.00	42.00	37.68	37.62	36.94	36.93
SU 81-47	1	-3.30	44.88	34.17	34.18	34.77	35.13
V 23-81	2	-16.13	54.03	34.63	34.63	34.95	35.21
V 27-116	1	-30.33	52.83	36.10	36.09	35.57	35.52
V 27-19	1	-38.80	52.10	35.54	35.54	35.29	35.37
V 27-86	2	1.12	66.60	35.49	35.51	35.75	35.64
V 28-14	2	-29.57	64.78	35.14	35.17	35.39	35.43
V 28-56	2	-6.12	68.03	35.60	35.57	35.70	35.60
V 29-180	1	-23.87	45.30	36.00	36.05	36.07	35.98
V 30-108	1	-38.73	56.10	35.20	35.25	35.52	35.49
CH 69-09	1	-47.35	41.75	37.25			
M 12309	1	-15.12	26.83	37.33			
M 12345	1	-17.37	15.48	37.28		Außerhalb	
M 12347	1	-17.87	15.83	37.20			
M 13239	1	-18.32	13.88	37.37			
M 13289	1	-18.02	18.07	37.32		des	
M 15637	1	-18.98	27.00	37.70			
M 15672	1	-8.13	34.87	37.21			
SU 81-14	1	-9.85	36.77	37.17		Modellgebiets	
SU 81-18	1	-10.18	37.77	37.27			
SU 81-32	1	-9.78	42.10	36.30			

Tabelle A.2	S_{int} , berechnet aus $\delta^{18}O_W$ und $\delta^{18}O_0$					
	$\delta^{18}O_0 =$ -21.13‰ Abb. 3.14	$\delta^{18}O_0$ am Rand var.		$\delta^{18}O_0$ überall var.		Schmelz- wasser Abb. 3.22
Kern	mit CH 69-09 Abb. 3.16	ohne CH 69-09 Abb. 3.17	mit CH 69-09 Abb. 3.19	ohne CH 69-09 Abb. 3.20		
BOFS 8K	35.25	35.23	35.23	35.39	35.39	35.23
BOFS 14K	34.92	34.87	34.87	35.15	35.15	34.87
BOFS 17K	34.87	34.84	34.84	35.12	35.12	34.83
CH 66-03	34.87	34.82	34.82	35.12	35.12	34.82
CH 69-32	34.93	34.89	34.89	35.17	35.17	34.89
CH 69-69	35.10	35.06	35.06	35.28	35.28	35.06
CH 72-101	34.72	34.67	34.67	35.02	35.02	34.67
HU 84-030-003	34.95	34.92	34.82	35.18	35.12	34.92
KN 708-1	35.58	35.57	35.57	35.62	35.62	35.57
KN 708-6	35.71	35.71	35.71	35.71	35.71	35.71
M 17049	35.25	35.22	35.22	35.39	35.39	35.22
M 17725	35.14	35.26	35.26	35.29	35.29	34.78
M 17730	35.45	35.43	35.43	35.52	35.52	35.24
M 23065	35.80	35.79	35.79	35.77	35.77	35.57
M 23071	35.67	35.68	35.68	35.69	35.69	35.28
NA 87-22	35.01	35.08	35.08	35.22	35.22	34.59
NO 79-06	35.59	35.58	35.58	35.63	35.63	35.58
NO 79-17	37.35	37.44	37.43	36.87	36.86	37.44
NO 79-25	36.12	36.14	36.14	36.00	36.00	36.14
NO 79-29	35.34	35.32	35.32	35.46	35.46	35.32
POS 16396	34.97	34.96	34.96	35.19	35.19	34.74
S 8-79-04	37.34	37.43	37.43	36.86	36.86	37.43
SU 81-47	34.87	34.82	34.82	35.12	35.12	34.82
V 23-81	35.00	35.01	35.01	35.21	35.21	34.45
V 27-116	35.59	35.58	35.58	35.63	35.63	35.58
V 27-19	35.37	35.35	35.35	35.47	35.47	35.35
V 27-86	35.74	35.74	35.74	35.74	35.74	35.58
V 28-14	35.53	35.54	35.54	35.59	35.59	34.91
V 28-56	35.73	35.73	35.73	35.72	35.72	35.73
V 29-180	36.34	36.37	36.37	36.16	36.16	36.37
V 30-108	35.35	35.33	35.33	35.46	35.46	35.33

Tabelle A.2 (diese und vorhergehende Seite): Vergleich der an den einzelnen Sedimentkernen nach Duplessy et al. [1991] rekonstruierten Oberflächensalzgehalte, S_{rek} , mit den beckenweiten Verteilungen, die (linke Seite) nach der Methode von Duplessy et al., bzw. (rechte Seite) nach dem für diese Arbeit neu konzipierten Verfahren aus $\delta^{18}O_W$ und $\delta^{18}O_0$ berechnet wurden.

Quellen: 1: Duplessy et al., [1991]; 2: Weinelt, frdl. pers. Mitteilung.

Bemerkungen: Die unter S_{rek} aufgelisteten Salzgehalte stellen die zur Spline-Interpolation eingesetzten Ausgangsdaten dar (grüne und blaue Punkte in Abb. 3.5). S_{int} ergibt sich durch Rückinterpolation der Modellantriebsfelder auf die Positionen der Sedimentkerne. Somit ist eine Zuordnung der Positionen außerhalb des Modellgebiets nicht möglich.

Tabelle A.3: Für die Triangulation (s. Abschnitt 3.4.3) gemittelte Sedimentkerne.

Kern	Ausgangskerne			gemittelte Werte		
	Länge	Breite	$\delta^{18}O_W$	Länge	Breite	$\delta^{18}O_W$
FRAM 1/4	-8.98	84.50	0.57	-7.97	84.19	0.52
FRAM 1/7	-6.95	83.88	0.48			
MG 123	0.81	79.27	0.81	1.33	79.01	0.89
PS 21535	1.85	78.75	0.97			
PS 21910	1.33	75.62	1.04	1.32	75.61	1.08
HM 94-25	1.30	75.60	1.12			
M 23254	9.63	73.12	0.99	10.29	73.15	0.97
M 23256	10.95	73.18	0.95			
M 23294	-10.60	72.37	0.92	-9.92	72.31	0.84
HM 80-42	-9.23	72.25	0.75			
M 17719	12.58	72.15	0.52	12.38	72.15	0.71
M 23260	11.45	72.13	0.92			
M 23261	13.10	72.18	0.70			
M 17730	7.32	72.05	0.99	8.39	72.08	1.02
M 23259	9.27	72.03	0.98			
V 27-60	8.58	72.17	1.07			
K 11	1.60	71.78	1.10	1.14	71.62	1.19
M 23269	0.67	71.45	1.28			
M 23043	-3.35	70.27	1.04	-3.24	70.29	1.12
M 23059	-3.12	70.30	1.20			
POS 0006	-16.82	69.20	0.77	-16.67	69.33	0.78
PS 21842	-16.52	69.45	0.80			
HM 57-07	-13.52	68.25	0.94	-13.70	68.34	1.06
HM 71-12	-13.87	68.43	1.18			
M 23041	0.23	68.68	1.32	0.31	68.67	1.31
M 23062	0.17	68.73	1.30			
M 23063	0.00	68.75	1.30			
M 23064	0.32	68.67	1.23			
M 23065	0.82	68.50	1.37			
M 23055	4.02	68.42	1.24			
M 23057	3.30	68.40	1.21	3.66	68.41	1.23
M 23323	5.93	67.77	0.76			
PS 23205	5.77	67.62	0.96	5.85	67.70	0.86
UB 31-36	0.52	64.25	1.40	0.63	64.25	1.21
HM 52-43	0.73	64.25	1.02			
CH 73-136	-14.47	55.57	0.83	-14.53	55.54	0.81
NA 87-22	-14.58	55.50	0.80			
CH 73-139	-16.35	54.63	0.68	-15.96	54.52	0.70
V 23-81	-16.13	54.03	0.75			
RC 9-225	-15.40	54.89	0.67			

Tabelle A.3 (Ende): Für die Triangulation gemittelte Sedimentkerne.

Kern	Ausgangskerne			gemittelte Werte		
	Länge	Breite	$\delta^{18}O_W$	Länge	Breite	$\delta^{18}O_W$
BOFS 8K	-22.04	52.50	0.84	-21.99	52.54	0.90
V 23-82	-21.93	52.58	0.97			
M 17045	-16.65	52.43	0.85	-16.59	52.65	0.83
CH 73-141	-16.52	52.87	0.80			
KN 708-1	-23.75	50.00	1.05	-24.00	49.94	1.12
V 23-83	-24.25	49.87	1.18			
CH 67-19	-3.95	45.75	0.66	-4.32	45.89	0.70
CH 69-12	-4.68	46.02	0.73			
M 15672	-8.13	34.87	1.77	-9.44	36.47	1.81
SU 81-14	-9.85	36.77	1.99			
SU 81-18	-10.33	37.77	1.67			
HU 75-41	-53.87	62.65	0.89	-53.89	62.65	0.82
HU 75-42	-53.90	62.65	0.75			

Literatur

- AAGAARD, K., J. H. SWIFT und E. C. CARMACK, 1985, Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas, *J. Geophys. Res.*, 90, C3, 4833–4846.
- ANDERSEN, B. G., 1979, The Deglaciation of Norway 15 000–10 000 B.P., *Boreas*, 8, 79–87.
- ANDERSEN, B. G., 1981, Late Weichselian Ice Sheets in Eurasia and Greenland, in *The Last Great Ice Sheets*, hrsg. G. H. Denton und T. J. Hughes, Wiley, New York, 3–65. *Boreas*, 8, 79–87.
- AUERBACH, S. und H. SCHAEBEN, 1989, Surface Representations Reproducing Given Digitized Contour Lines, *Math. Geol.*, 22, 723–742.
- AUKRUST, T. und J. M. OBERHUBER, 1994, Modelling of the Greenland, Iceland and Norwegian Seas with a Coupled Sea Ice — Mixed Layer — Isopycnal Ocean Model, *J. Geophys. Res.*, *eingereicht*.
- BARD E., M. ARNOLD, P. MAURICE, J. DUPRAT und J.-C. DUPLESSY, 1987, Retreat Velocity of the North Atlantic Polar Front During the Last Deglaciation Determined by ¹⁴C Accelerator Mass Spectrometry, *Nature*, 328, 791–794.
- BARD E., B. HAMELIN, R. G. FAIRBANKS und A. ZINDLER, 1990, Calibration of the ¹⁴C Timescale Over the Past 30 000 Years Using Mass Spectrometric U-Th Ages from Barbados Corals, *Nature*, 345, 405–410.
- BISCHOF, J. F., 1994, The Decay of the Barents Ice Sheet as Documented in Nordic Seas Ice-Rafted Debris *Mar. Geol.*, 117, 35–55.
- BRYAN, K., 1969, A Numerical Method for the Study of the Circulation of the World Ocean, *J. Comp. Phys.*, 4, 347–376.
- BRYAN, K., 1984, Accelerating the Convergence to Equilibrium of Ocean-Climate Models, *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 666–673.
- CHARNEY, J. G., R. FJÖRTOFT und J. VON NEUMANN, 1950, Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation, *Tellus*, 2/4, 237–254.
- CLARKE, R. A., J. L. REID und J. H. SWIFT, 1986, The Greenland Sea in Winter, *Intern. Counc. for the Expl. of the Sea, Contrib. to the Counc. Meetings*, C:32, 9 S.

- CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1981, Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum, *GSA Map and Chart Ser., MC-36*, Geol. Soc. Am., Boulder, Colo.
- COX, M. D., 1984, A Primitive Equation, 3-Dimensional Model of the Ocean, *GFDL Ocean Group Technical Report No. 1*, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory / NOAA, Princeton Univ., 104 S.
- CRAIG, H. und L. I. GORDON, 1965, Deuterium and Oxygen 18 Variations in the Ocean and the Marine Atmosphere, in *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, hrsg. E. Tongiorgi, CNR, Pisa, 9–130.
- DANSGAARD, W. und H. OESCHGER, 1989, Past Environmental Long-Term Records from the Arctic, in *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, hrsg. H. Oeschger und C. C. Langway Jr., Wiley, New York, 287–318.
- DEUTSCH, C. V. und A. G. JOURNAL, 1992, GSLIB: Geostatistical Library and User's Guide, Oxford Univ. Press, New York, Oxford, 132 S..
- DIETRICH, G., 1969, Atlas of the Hydrography of the Northern North Atlantic, Conseil international pour l'exploration de la mer, service hydrographique, Charlottenlund Slot — Danemark.
- DÖSCHER, R., C. W. BÖNING und P. HERRMANN, 1994, Response of Circulation and Heat Transport in the North Atlantic to Changes in Thermohaline Forcing in Northern Latitudes: A Model Study, *J. Phys. Oceanogr.*, *im Druck*.
- DUPLESSY, J.-C., L. LABEYRIE und P. L. BLANC, 1988a, Norwegian Sea Deep Water Variation Over the Last Climatic Cycle: Paleo-Oceanographical Implications, in *Long and Short Term Variability of Climate*, hrsg. H. Wanner und U. Siegenthaler, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- DUPLESSY J.-C., N. J. SHACKLETON, R. G. FAIRBANKS, L. LABEYRIE, L. OPPO, D. KALLEL und N. KALLEL, 1988b, Deep Water Source Variations During the Last Climatic Cycle and Their Impact on the Global Deepwater Circulation, *Paleoceanogr.*, *3*, 343–360.
- DUPLESSY, J.-C., L. LABEYRIE, A. JUILLET-LECLERC, F. MAITRE, J. DUPRAT und M. SARNTHEIN, 1991, Surface Salinity Reconstruction of the North Atlantic During the Last Glacial Maximum, *Oceanol. Acta*, *14*, 311–324.
- DUPLESSY, J.-C., L. LABEYRIE, M. ARNOLD, M. PATERNE, J. DUPRAT und T. C. E. VAN WEERING, 1992, Changes in Surface Salinity of the North Atlantic During the Last Deglaciation, *Nature*, *358*, 485–488.
- EPSTEIN, S., R. BUCHSBAUM, H. A. LOWENSTAM und H. C. UREY, 1953, Revised Carbonate-Water Isotopic Temperature Scale, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *64*, 1315–1325.

- ERLENKEUSER, H., 1985, Stable Isotopes in the Benthic Foraminifers of Skagerrak Core GIK 15530-4: High Resolution Record of the Younger Dryas and the Holocene, *Norsk Geol. Tidsskr.*, 65, 49–57.
- ETOPO5, 1986, Digital Relief of the Surface of the Earth, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado.
- FAIRBANKS, R. G., 1989, A 17 000-Year Glacio-Eustatic Sea Level Record: Influence of Glacial Melting Rates on the Younger Dryas Event and Deep-Ocean Circulation, *Nature*, 342, 637–642.
- FISHER, D. A. 1992, Possible Ice-Core Evidence for a Fresh Melt Water Cap Over the Atlantic in the Early Holocene, in *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*, hrsg. E. Bard und W. S. Broecker, NATO ASI Ser., 12, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 183–200.
- GARGETT, A. E., 1984, Vertical Eddy Diffusivity in the Ocean Interior, *J. Mar. Res.*, 42, 359–393.
- GEOSECS, 1987, Atlantic, Pacific, and Indian Ocean Expeditions: Shorebased Data and Graphics, in *GEOSECS Executive Committee*, hrsg. H. G. Östlund, H. Craig, W. S. Broecker und D. Spencer, I.D.O.E., National Science Foundation, 7.
- HAUPT, B. J., CHR. SCHÄFER-NETH und K. STATTEGGER, 1994, Modelling Sediment Drifts; A Coupled Oceanic Circulation-Sedimentation Model of the Northern North Atlantic, *Paleoceanogr.*, im Druck.
- HELLERMAN, S. und M. ROSENSTEIN, 1983, Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093–1104.
- HEMLEBEN, CH., M. SPINDLER und O. R. ANDERSON, 1989, Modern Planctonic Foraminifera, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 363 S.
- HERTERICH, K., 1988, A Three-Dimensional Model of the Antarctic Ice Sheet, *Ann. Glaciol.*, 11, 32–35.
- HERTERICH, K., 1990, Modellierung eiszeitlicher Klimaschwankungen, *Habil. Univ. Hamburg*, 257 S.
- ISAAKS, E. H. und R. M. SRIVASTAVA, 1989, Applied Geostatistics, Oxford Univ. Press, New York, Oxford, 561 S.
- JANSEN, E. und H. ERLENKEUSER, 1985, Ocean Circulation in the Norwegian Sea 15 000 B.P. to Present, *Boreas*, 14, 189–206.
- JANSEN, E. und T. VEUM, 1990, Evidence for Two-Step Deglaciation and its Impact on North Atlantic Deep Water Circulation, *Nature*, 343, 612–616.
- JONES, G. A. und L. D. KEIGWIN, 1989, Evidence from Fram Strait (78 °) for Early Deglaciation, *Nature*, 336, 56–59.

- JÜNGER, B., 1993, Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee während der letzten 340 000 Jahre, *Diss. Univ. Kiel*, 103 S.
- KEIGWIN, L. D. und E. A. BOYLE, 1989, Late Quaternary Chemistry of High-Latitude Surface Waters, *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 3, 85–106.
- KEIR, R. 1993, Cold Surface Ocean Ventilation and its Effect on Atmospheric CO₂, *J. Geophys. Res.*, 98, 849–856.
- KELLOGG, T. B., 1975, Late Quaternary Climatic Changes in the Norwegian and Greenland Seas, in *Climate of the Arctic*, hrsg. S. A. Bowling und G. Weller, Univ. of Alaska, 3–36.
- KELLOGG, T. B., J.-C. DUPLESSY und N. SHACKLETON, 1978, Planctonic Foraminiferal and Oxygen Isotopic Stratigraphy and Paleoclimatology of Norwegian Deep-Sea Cores, *Boreas*, 7, 61–73.
- KIELMANN, J. und J. T. SIMONS, 1984, Some Aspects of Baroclinic Circulation Models in *Hydrodynamics of Lakes*, hrsg. K. Hutter, Springer Verlag, New York, 235–286.
- KÖHLER, S. E. I., 1991, Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeers anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (sin.), *Diss. Univ. Kiel*, 104 S.
- KOLTERMANN, K. P. und H. LÜTHJE, 1989, Hydrographischer Atlas der Grönland- und Nördlichen Norwegischen See (1979–1987), Dt. Hydr. Inst. Hamburg, Nr. 2328, 274 S.
- LABEYRIE, L. D., J.-C. DUPLESSY und P. L. BLANC, 1987, Variations in Mode of Formation and Temperature of Oceanic Deep Water Over the past 125 000 Years, *Nature*, 327, 477–482.
- LABEYRIE, L. D., J.-C. DUPLESSY, J. DUPRAT, A. JULLIET-LECLERC, J. MOYES, E. MICHEL, N. KALLEL und N. J. SHACKLETON, 1992, Changes in the Vertical Structure of the North Atlantic Ocean between Glacial and Modern Times, *Quat. Sci. Rev.*, 11, 401–414.
- LACKSCHEWITZ, K. S., 1991, Sedimentationsprozesse am aktiven mittelatlantischen Kolbinsey Rücken (nördlich von Island), *Diss. Univ. Kiel*, 121 S.
- LAUTENSCHLAGER, M., 1991, Simulation of the Ice Age Atmosphere — January and July Means —, *Geol. Rdsch.*, 80/3, 513–534.
- LEGUTKE, S., 1989, Modell-Untersuchungen zur Variabilität im Strömungssystem des Europäischen Nordmeers, *Ber. Zentr. Meeres- und Klimaforsch. Univ. Hamburg*, 4, 212 S.
- LEGUTKE, S., 1991, Numerical Experiments Relating to the “Great Salt Anomaly” of the Seventies in the Greenland and Norwegian Seas, *Progr. Oceanogr.*, 27, 341–363.

- LEHMAN, S. J., G. A. JONES, L. D. KEIGWIN, E. S. ANDERSEN, G. BUTENKO und S.-R. ØSTMO, 1991, Initiation of Fennoscandian Ice-Sheet Retreat During the Last Deglaciation, *Nature*, *349*, 513–516.
- LEHMAN, S. J. und L. D. KEIGWIN, 1992, Sudden Changes in North Atlantic Circulation During the Last Deglaciation, *Nature*, *356*, 757–762.
- LEVITUS, S., 1982, Climatological Atlas of the World Ocean, *NOAA Prof. Paper*, *13*, U.S. Govt. Print. Office, Washington DC, 173 S.
- MAJEWSKI, P. A., L. D. MEEKER, S. WHITLOW, M. S. TWICKLER, M. C. MORRISON, P. BLOOMFIELD, G. C. BOND, R. B. ALLEY, A. J. GOW, P. M. GROOTES, D. A. MEESE, M. RAM, K. C. TAYLOR und W. WUMKES, 1994, Changes in Atmospheric Circulation and Ocean Ice Cover Over the North Atlantic During the Last 41 000 Years, *Science*, *263*, 1747–1750.
- MANGERUD, J., M. BOLSTAD, A. ELGERSMA, D. HELLIKSEN, J. Y. LANDVIK, I. LØNNE, A. K. LYCKE, O. SALVIGSEN, T. SANDAHL und J. I. SVENDSEN, 1992, The Last Glacial Maximum on Spitsbergen, Svalbard, *Quat. Res.*, *38*, 1–31.
- MAROTZKE, J., 1990, Instabilities and Multiple Equilibria of the Thermohaline Circulation, *Ber. Inst. Meeresk. Univ. Kiel*, *194*, 126 S.
- MESINGER, F. und A. ARAKAWA, 1976, Numerical Methods Used in Atmospheric Models, *GARP Publ. Ser.*, *17*, 64 S.
- MIENERT, J., J. T. ANDREWS und J. D. MILLIMAN, 1992, The East Greenland Continental Margin (65° N) Since the Last Deglaciation: Changes in Seafloor Properties and Ocean Circulation, *Mar. Geol.*, *106*, 217–238.
- MIX, A. C. und W. F. RUDDIMAN, 1982, Oxygen-Isotope Analyses and Pleistocene Ice Volume, *Quat. Res.*, *21*, 1–20.
- MORRIS, T. H., 1988, Stable Isotope Stratigraphy of the Arctic Ocean: Fram Strait to Central Arctic, *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, *64*, 201–219.
- OLBERS, D. J., M. WENZEL und J. WILLEBRAND, 1985, The Inference of North Atlantic Circulation Patterns from Climatological Hydrographic Data, *Rev. Geophys.*, *23*, 313–356.
- OPPO, D. W. und S. J. LEHMAN, 1993, Mid-Depth Circulation of the Subpolar North Atlantic During the Last Glacial Maximum, *Science*, *259*, 1148–1152.
- ORLANSKI, I., 1976, A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows, *J. Comp. Phys.*, *21*, 251–269.
- ÖSTLUND, H. G. und G. HUT, 1984, Arctic Ocean Water Mass Balance from Isotope Data, *J. Geophys. Res.*, *89*, C4, 6373–6381.

- PACANOWSKI, R. und S. G. H. PHILANDER, 1981, Parametrization of Vertical Mixing in Numerical Models of Tropical Oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1159–1171.
- PACANOWSKI, R., K. DIXON und A. ROSATI, 1993, The G.F.D.L Modular Ocean Model Users Guide, *GFDL Ocean Group Technical Report No. 2*, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory / NOAA, Princeton Univ.
- PFLAUMANN, U., 1985, Transfer Functions “134/6” — A New Approach to Estimate Sea Surface Temperatures and Salinities of the Eastern North Atlantic from the Planctonic Foraminifers in the Sediment, *Meteor Forsch.-Ergebn.*, C, 39, 37–71.
- PFLAUMANN, U., J. DUPRAT, C. PUJOL und L. LABEYRIE, 1994, SIMMAX, a Transfer Technique to Deduce Atlantic Sea Surface Temperatures from Planctonic Foraminifera — the “EPOCH” Approach, *Paleoceanogr.*, *eing.*
- RICHTMYER, R. D. und K. W. MORTON, 1967, Difference Methods for Initial-Value Problems, 2. Auflage, Interscience Publ. (John Wiley & Sons), 405 S.
- RUDDIMAN, W. F. und A. MCINTYRE, 1981, The North Atlantic During the Last Deglaciation, *Paleogeogr.*, *Paleoclimat.*, *Paleoecol.*, 35, 145–214.
- SARMIENTO, J. L. und K. BRYAN, 1982, An Ocean Transport Model for the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 91, C10, 11677–11689.
- SARNTHEIN, M., E. JANSEN, M. ARNOLD, J.-C. DUPLESSY, H. ERLLENKEUSER, A. FLATØY, T. VEUM, E. VOGELSANG und M. S. WEINELT, 1992, A Time-Slice Reconstruction of Meltwater Anomalies at Termination I in the North Atlantic between 50 and 80 N, in *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*, hrsg. E. Bard und W. S. Broecker, NATO ASI Ser., 12, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 183–200.
- SARNTHEIN, M., K. WINN, S. J. A. JUNG, J.-C. DUPLESSY, L. LABEYRIE, H. ERLLENKEUSER und G. GANSEN, 1994a, Changes in East Atlantic Deep-Water Circulation Over the Last 30 000 Years: Eight Time Slice Reconstructions, *Paleoceanogr.*, 9, 209–268.
- SARNTHEIN, M., E. JANSEN, M. WEINELT, M. ARNOLD, J.-C. DUPLESSY, H. ERLLENKEUSER, M. MASLIN, T. JOHANNESSEN, N. KOC, A. FLATØY, G. JOHANNESSEN, S. J. A. JUNG, U. PFLAUMANN und H. SCHULZ, 1994b, Variations in Atlantic Surface Ocean Paleooceanography, 50°–85° N: A Time-Slice Record of the Last 55 000 Years, *Paleoceanogr.*, *eing.*
- SCHÄFER-NETH, CHR., B. J. HAUPT und K. STATTEGGER, 1994, Three-Dimensional Numerical Modelling of Late Quaternary Paleooceanography and Sedimentation in the Northern North Atlantic, *Geol. Rdsch.*, *im Druck*.
- SCHUH, H., 1994, Die Zukunft liegt unter Wasser, *Die Zeit*, 39, 23.09.1994, 49–50.

- SCHULZ, H., 1994, Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik und in der Norwegisch-Grönländischen See vor 9 000 Jahren. Auswirkungen des frühholozänen Insolationmaximums, *Diss. Univ. Kiel, im Druck*.
- SHACKLETON, N. J., 1974, Attainment of Isotopic Equilibrium Between Ocean Water and the Benthonic Foraminifera *Uvigerina*: Isotopic Changes in the Ocean During the Last Glacial, *Colloque CNRS n° 219, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris*, 203–210.
- SHACKLETON, N. J., 1987, Oxygen Isotopes, Ice Volume, and Sea Level, *Quat. Sci. Rev.*, *6*, 183–190.
- SMITH, W. H. F. und P. WESSEL, 1990, Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension, *Geophys.*, *55*, 293–305.
- STEVENS, D. P., 1990, On Open Boundary Conditions for Three Dimensional Primitive Equation Ocean Circulation Models, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, *51*, 103–133.
- STEVENS, D. P., 1991, A Numerical Ocean Circulation Model of the Norwegian and Greenland Sea, *Progr. Oceanogr.*, *27*, 365–402.
- STOMMEL, H., 1961, Thermohaline Convection with two Stable Regimes of Flow, *Tellus*, *13*, 224–230.
- SWIFT, J. H., K. AAGAARD und S.-A. MALMBERG, 1980, The Contribution of the Denmark Strait Overflow to the Deep North Atlantic, *Deep Sea Res.*, *27*, 29–42.
- SWIFT, J. H. und K. AAGAARD, 1981, Seasonal Transitions and Water Mass Formation in the Iceland and Greenland Seas, *Deep Sea Res.*, *35*, 1–24.
- UNESCO, 1981, Tenth Report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards, *UNESCO Technical Papers in Marine Science*, *36*, 24 pp.,
- VEUM, T., M. ARNOLD, I. BEYER und J.-C. DUPLESSY, 1992, Water Mass Exchange Between the North Atlantic and the Norwegian Sea During the Last 28 000 Years, *Nature*, *356*, 783–785.
- VOGELSANG, E., 1990, Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeers an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen, *Diss. Univ. Kiel*, 136 S.
- VORREN, T. O., M. HALD, E. LEBESBYE und K.-D. Vorren, 1987, Late Cenozoic Stratigraphy and Environment in the Barents Sea, *Polar Res.*, *5*, 303–304.
- WADHAMS, P., 1986, The Ice Cover, in *The Nordic Seas*, hrsg. B. G. Hurdle, Springer Verlag, New York, 21–87.
- WEFER, G., G. FISCHER, D. FÜTTERER und R. GERSONDE, 1988, Seasonal Particle Flux in the Bransfield Strait (Antarctica), *Deep-Sea Res.*, *35*, 891–898.

- WEGNER, G., 1973, Geostrophische Oberflächenströmung im nördlichen Nordatlantischen Ozean im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58, *Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresforsch.*, 22, 411–426.
- WEINELT, M. S., 1993, Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60 000 Jahre — Hinweise aus stabilen Isotopen, *Diss. Univ. Kiel*, 106 S.
- WESSEL, P. und W. H. F. SMITH, 1991 Free Software Helps Map and Display Data, *EOS Trans. AGU*, 72, 441, 445–446.
- WOHLFEIL, K., 1982, Verbreitung, Herkunft und Bedeutung der Psephite des Seegebietes zwischen den Färöern und Island, *METEOR Forsch.-Ergebn.*, C, 36, 31–56.
- WOHLFEIL, K., 1983, Verteilung und Herkunft der Sedimente in Lotkernen von der Island-Färöer-Schwelle (Nordatlantik), *Geol. Rdsch.*, 72, 137–165.
- WOLD, C. N., 1993, Paleobathymetry and Sediment Accumulation in the Northern North Atlantic and Southern Greenland-Iceland-Norwegian Sea, *Diss. Univ. Kiel*, 255 S.
- WORTHINGTON, L. V., 1970, The Norwegian Sea as a Mediterranean Basin, *Deep-Sea Res.*, 17, 77–84.
- WORTHINGTON, L. V., 1987, The Water Masses of the World Ocean: Some Results of a Fine-Scale Census, in *Evolution of Physical Oceanography*, hrsg. B. A. Warren und C. Wunsch, MIT Press, Cambridge, London, 620 S.
- ZAHN, R., B. MARKUSSEN und J. Thiede, 1985, Stable Isotope Data and Depositional Environments in the Late Quaternary, *Nature*, 314, 433–435.
- ZAHN, R. und A. C. MIX, 1991 Benthic Foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ in the Ocean's Temperature-Salinity-Density Field: Constraints on Ice Age Thermohaline Circulation. *Paleoceanogr.*, 6, 1–20.

Vielen Dank...

Herrn Prof. Dr. K. Stattegger, der diese Arbeit anregte und in hervorragender Weise betreute. Die von ihm in die Diskussion gebrachten Denkanstöße erwiesen sich als sehr fruchtbar, und er war immer bereit, auf meine Anregungen einzugehen. Es bestand über die gesamte Zeit ein entspanntes und angenehmes Arbeitsklima, nicht zuletzt, weil er auch die Terminprobleme eines Vaters kleiner Kinder jederzeit akzeptierte.

Herrn Prof. Dr. M. Sarnthein, Frau Dr. M. Weinelt, Herrn S. Jung, Herrn Dr. H. Schulz, Herrn Dr. F. Blaume, Herrn Dr. J. Rumohr, Herrn Dr. U. Pflaumann, Frau Dr. A. Schröder-Ritzrau, Herrn Dr. W. Ritzrau, Frau Dr. D. Bauch und Herrn Dr. R. Zahn. Sie alle haben mir durch zahlreiche Diskussion, freundliche Bereitstellung von Daten und ihre Hilfe bei der Einarbeitung in die nicht physikalisch-ozeanographischen Aspekte des Meeres sehr geholfen.

Herrn Prof. Dr. D. Seidov für manche Diskussion zu ozeanographischen Themen, sowie ihm und Herrn R. Prien für die mir zur Verfügung gestellten Daten.

Herrn B. Haupt. Als mein Projektkollege unterstützte er mich gleich in mehrfacher Hinsicht, angefangen bei technischen Dingen, über organisatorische Angelegenheiten bis zu den inhaltlichen Fragen.

Herrn E. Cickovskis und Herrn A. Welter. Ohne deren Arbeit bei der Organisation und Betreuung unserer Rechenanlagen befände sich Teilprojekt B4 des Sonderforschungsbereichs 313 wohl immer noch bei seinen Anfängen.

Herrn Dr. R. Wilson, der aus der Zusammenfassung das Abstract erstellte.

Meiner Frau, Angelika Neth, die mir die vielen für diese Arbeit nötigen Freiräume eröffnete.

Meinem Sohn David. Er nahm schon mit vier Jahren sehr viel Rücksicht auf meine Arbeit und brachte viel Verständnis dafür auf, daß ich nicht so verfügbar war, wie es ihm lieb gewesen wäre.

Meiner Tochter Rahel. Sie hat mich in den neun Monaten, die sie jetzt auf der Welt ist, immer wieder mit ihrer Lebensfreude angesteckt.