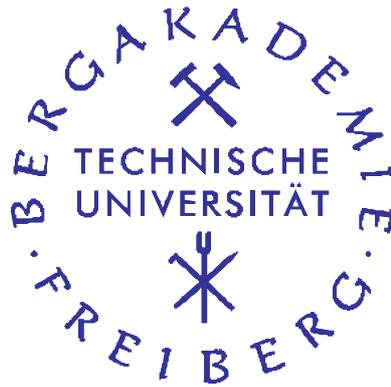


# Marine Dynamik der Arktis im letzten Hochglazial



**Diplomarbeit**

**an**

der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau  
der Technischen Universität Bergakademie Freiberg  
In Zusammenarbeit mit dem Alfred-Wegener-Institut für Polar-  
und Meeresforschung in Bremerhaven

vorgelegt von

Michael Stärz  
(44851)

Betreuer:

Prof. Dr. Jörg Matschullat  
Prof. Dr. Gerrit Lohmann

Freiberg, 07.01.2010



# Inhaltsverzeichnis

<b>Inhaltsverzeichnis</b> .....	i
<b>Abbildungsverzeichnis</b> .....	iii
<b>Zusammenfassung</b> .....	1
<b>1 Einleitung</b> .....	2
1.1 Kippelement Meereis .....	2
1.2 Motivation.....	5
<b>2 Grundlagen</b> .....	7
2.1 Beschreibung des Untersuchungsgebietes .....	7
2.1.1 Bathymetrie.....	7
2.1.2 Hydrographie .....	9
2.1.3 Marine Kryosphäre .....	11
2.2 Die Nordhemisphärischen Eisschilde zum letzten glazialen Maximum (LGM) – Lokation, Expansion und Klima.....	12
2.3 Abriss der Modellhierarchie .....	15
2.3.1 Ozean-Komponente .....	16
2.3.2 Meereis-Komponente.....	17
2.3.3 Atmosphärenantrieb und Kopplung der Modellkomponenten.....	22
<b>3 Methodik</b> .....	24
3.1 Modellkonfiguration .....	24
3.1.1 Rezenter Kontrolllauf (ctrl_run) .....	25
3.1.2 Glazialer Standardlauf (lgm_std).....	25
3.1.3 Studie der Salzgehaltsdrift (sens_sal) .....	29
3.1.4 Süßwasserstudie (sens_L).....	30
3.1.5 Verjüngung der Framstraße (sens_Fram).....	34
3.1.6 Studie des Atmosphärenantriebes (sens_LGMG).....	35
3.2 Berechnung des Meereisexports .....	36
3.3 Geologischer Datenvergleich.....	36
<b>4 Ergebnisse</b> .....	39
4.1 Rezente Bedingungen .....	39
4.2 Glaziale Modellmodifikation .....	45
4.2.1 Mittlere glaziale Verhältnisse unter Einfluss der Modellkonfiguration.....	45
4.2.2 Jahresgang des glazialen Standardlaufes.....	49
4.3 Sensitivitätsstudien .....	54
4.3.1 Studie der Salzgehaltsdrift .....	54
4.3.2 Studie von Süßwassereffekten .....	56
4.3.3 Verjüngung der Framstraße .....	58
4.3.4 Studie des Atmosphärenantriebes .....	61
4.4 Ozeanpassagen.....	68
4.4.1 Wassermassenaustausch an der Framstraße .....	68
4.4.2 Meereistransport entlang des Ostgrönlandstromes.....	70
<b>5 Diskussion und Interpretation</b> .....	73
5.1 Modellverifikation .....	73
5.1.1 Abbildung rezenter Hydrographie und mariner Kryosphäre.....	73
5.1.2 Abbildung glazialer Verhältnisse.....	75

---

5.1.3	Gegenüberstellung rezenter und glazialer Eisdrift anhand von Eisenoxidproxies .....	81
5.2	Marine Dynamik des glazialen arktischen Raums .....	83
5.2.1	Die marine Kryosphäre und ihre Wirkung auf glaziales Klima .....	84
5.2.2	Die glaziale Ozeanosphäre und ihre Implikation auf das Klima .....	88
5.3	Sensitivität der Systeme Meereis und Ozean .....	91
<b>6</b>	<b>Schlussfolgerungen</b> .....	<b>94</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b> .....	<b>97</b>
	<b>Danksagung</b> .....	<b>108</b>
	<b>Eidesstattliche Erklärung</b>	

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Rekonstruktion der Erdoberfläche zum LGM.....	5
Abb. 2: Bathymetrische Karte des Untersuchungsgebietes.....	7
Abb. 3: Schematische Darstellung der mittleren Strömungsmuster und wichtigster arktischer Zuflüsse...	10
Abb. 4: Mittlere Meereisverteilung im Arktischen Ozean .....	12
Abb. 5: Nordhemisphärische Eisschilde zum letzten glazialen Maximum.....	13
Abb. 6: Diagramm der Eisdrift mit relativem Eisvektor .....	18
Abb. 7: Schematische Darstellung des Meereis-Nullschichtenmodells .....	19
Abb. 8: Darstellung der Eishärte.....	21
Abb. 9: Anpassung des regionalen Modells an glaziale Randbedingungen.....	26
Abb. 10: Genese meteorischen Meereises nach dem Archimedischen Prinzip.....	28
Abb. 11: Wichtung des Gesamtabflusses für arktische Zuflüsse .....	33
Abb. 12: Nordhemisphärische Eisschilde zum pleistozänen glazialen Maximum.....	34
Abb. 13: 30-jähriges Mittel atmosphärischer Temperaturfelder .....	35
Abb. 14: 30-jähriges Mittel atmosphärischer Windfelder.....	36
Abb. 15: Profilquerschnitt entlang des Modellbreitengrades 5°N.....	40
Abb. 16: 30-jähriges Mittel der Meereismächtigkeit in ctrl_run.....	42
Abb. 17: 30-jähriges Mittel der Ozeanströmung in ctrl_run .....	39
Abb. 18: 30-jähriges Mittel der Eigenschaften des Oberflächenwassers in ctrl_run .....	40
Abb. 19: 30-jähriges Mittel (ctrl_run) der (a) Meereiskonzentration im Frühling und (b) 30-jährig gemittelte saisonale Standardabweichung .....	41
Abb. 20: 30-jähriges Mittel der Meereisdrift in ctrl_run im Frühling.....	43
Abb. 21: 30-jähriges Mittel der Meereisdrift in ctrl_run im Herbst.....	43
Abb. 22: 30-jähriges Mittel der Eishärte in ctrl_run (a) im Frühling und (b) im Herbst.....	44
Abb. 23: 30-jähriges Mittel des dynamisches Eiswachstums in ctrl_run.....	44
Abb. 24: Profilquerschnitt entlang des Modellbreitengrades 5°N im std_lgm für das 30-jährige Mittel der (a) Temperatur und des (b) Salzgehaltes .....	45
Abb. 25: 30-jähriges Mittel der Ozeanströmung in std_lgm.....	46
Abb. 26: 30-jähriges Mittel der Ozeanströmung in std_lgm.....	47
Abb. 27: 30-jähriges Mittel der Meereisdrift in std_lgm .....	47
Abb. 28: 30-jähriges Mittel des Salzgehaltes in std_lgm.....	48

Abb. 29: 30-jähriges Mittel des dynamischen Eiswachstums in std_lgm .....	48
Abb. 30: 30-jähriges Mittel der Meereisdicke in std_lgm.....	49
Abb. 31: 30-jähriges Mittel der interannualen Standardabweichung der Meereisdicke in std_lgm.....	49
Abb. 32: 30-jähriges Mittel der (a) Meereisbedeckung und der (b) Standardabweichung in std_lgm im Herbst .....	49
Abb. 33: 30-jähriges Mittel der (a) Meereisbedeckung und (b) Standardabweichung in std_lgm im Frühling .....	50
Abb. 34 30-jähriges Mittel der Meereisdrift in std_lgm im Frühling.....	51
Abb. 35: 30-jähriges Mittel der Meereisdrift in std_lgm im Herbst.....	51
Abb. 36: 30-jähriges Mittel der Eishärte in std_lgm (a) im Frühling und (b) im Herbst .....	52
Abb. 37: 30-jähriges Mittel der Meeresoberflächentemperatur in std_lgm im Frühling.....	53
Abb. 38: 30-jähriges Mittel der Konvektionstiefe in std_lgm im Frühling.....	53
Abb. 39: 30-jähriges Mittel der Meeresoberflächentemperatur in std_lgm im Herbst.....	53
Abb. 40: 30-jähriges Mittel der Konvektionstiefe in std_lgm im Herbst.....	53
Abb. 41: 30-jähriges Mittel der Salzgehaltsanomalie in 0–20 m Tiefe.....	54
Abb. 42: 30-jähriges Mittel der Anomalie der Konvektionstiefe.....	54
Abb. 43: 30-jähriges Mittel der Salzgehaltsflüsse für (a) std_lgm und (b) Anomalie .....	55
Abb. 44: Profilquerschnitt entlang des Modellbreitengrades 5°N in sens_sal für das 30-jährige Mittel der (a) Salzgehaltsanomalie und (b) Temperaturanomalie .....	55
Abb. 46: 30-jähriges Mittel in sens_L der (a) Anomalie der Temperatur und (b) Anomalie des Salzgehalts in 0–20 m Tiefe.....	56
Abb. 47: 30-jähriges Mittel in sens_L der (a) Anomalie der Temperatur und (b) Anomalie des Salzgehalts in 60–80 m Tiefe.....	57
Abb. 48: 30-jähriges Mittel der Anomalie (sens_L – std_lgm) des Salzgehaltsflusses .....	57
Abb. 49: 30-jähriges Mittel der Anomalie (sens_L – std_lgm) der barotropen Stromfunktion .....	57
Abb. 50: 30-jähriges Mittel der Meereisdrift für sens_Fram .....	58
Abb. 51: 30-jähriges Mittel der Anomalie der Meereisdicke (sens_Fram – std_lgm) .....	58
Abb. 52: 30-jähriges Mittel der Eishärte in sens_Fram (a) im Frühling und (b) im Herbst.....	59
Abb. 53: 30-jähriges Mittel der Anomalie der Temperatur (sens_Fram – std_lgm) in 0–20 m Tiefe.....	60
Abb. 54: 30-jähriges Mittel der Anomalie des Salzgehaltsflusses (sens_Fram – std_lgm) .....	60
Abb. 55: 30-jähriges Mittel der Anomalie des Salzgehalts (sens_Fram – std_lgm) in 20–40 m Tiefe.....	60
Abb. 56: 30-jähriges Mittel der Anomalie der Temperatur (sens_Fram – std_lgm) in 100–120 m Tiefe...	60
Abb. 57: 30-jähriges Mittel der Meereisdrift für sens_LGMG .....	61

---

Abb. 58: Mittlere Anomalie der Meereisdicke (sens_LGMG – std_lgm).....	62
Abb. 59: Anomalie (sens_LGMG – std_lgm) der Meereiskonzentration .....	62
Abb. 60: 30-jähriges Mittel der Ozeanströmung für sens_LGMG in 20–40 m Tiefe .....	63
Abb. 61: 30-jähriges Mittel der Anomalie der Temperatur (sens_LGMG – std_lgm) in 0–20 m Tiefe .....	64
Abb. 62: 30-jähriges Mittel der Anomalie des Salzgehalts (sens_LGMG – std_lgm) in 0–20 m Tiefe .....	64
Abb. 63: 30-jähriges Mittel der Anomalie (sens_LGMG – std_lgm) der Konvektionstiefe.....	64
Abb. 64: 30-jähriges Mittel der Anomalie (sens_LGMG – std_lgm) der barotropen Stromfunktion.....	64
Abb. 65: 30-jähriges Mittel der Frühlingsmonate in sens_LGMG anhand der (a) Meereisbedeckung, (b) Standardabweichung der Meereisbedeckung im Frühling, (c) Temperatur in 0–20 m Tiefe, (d) Salzgehalt in 0–20 m Tiefe, (e) Meereisdrift und (f) Eishärte .....	65
Abb. 66: 30-jähriges Mittel der Herbstmonate in sens_LGMG anhand der (a) Meereisbedeckung, (b) Standardabweichung der Meereisbedeckung im Herbst, (c) Temperatur in 0–20 m Tiefe, (d) Salzgehalt in 0–20 m Tiefe, (e) Meereisdrift und (f) Eishärte .....	67
Abb. 67: Glaziale und rezente Land/See-Maske mit Querschnittsprofil des 30-jährigen Mittels der meridionaler Strömungsgeschwindigkeiten an der Framstraße für ctrl_run, std_lgm, sens_LGMG und sens_Fram.....	68
Abb. 68: Querschnittsprofil des 30-jährigen Mittels der potentiellen Temperatur an der Framstraße für (a) ctrl_run, (b) std_run, (c) sens_LGMG und (d) sens_Fram .....	69
Abb. 69: Querschnittsprofil des 30-jährigen Mittels des Salzgehaltes (psu) an der Framstraße für (a) ctrl_run, (b) std_run, (c) sens_LGMG und (d) sens_Fram .....	70
Abb. 70: 30-jährig gemittelter Jahresgang des Meereisexports entlang des Ostgrönlandstroms über die Framstraße und Dänemarkstraße .....	72
Abb. 71: SSS und SST Rekonstruktionen für das LGM: (a) SST Rekonstruktion im Sommer (August) nach CLIMAP (1981); (b) SST Rekonstruktion im Sommer nach GLAMAP 2000; (c) SSS Rekonstruktion nach Meland et al. (2005); (d) SST Rekonstruktion im Sommer nach Meland et al. (2005).....	78
Abb. 72: Latitudinale Verteilung von rekonstruierten SSTs im LGM basierend auf Foraminiferen, Alkenonen, Dinozysten und Mg/Ca-Verhältnissen aus epipelagischen Foraminiferen stammend. Zusätzlich als durchgezogene Linie ist die latitudinale SST-Verteilung aus std_lgm .....	79
Abb. 73: Gewichteter Anteil der einzelnen Liefergebieten zugeordneten Fe-Oxid-Körner aus dem Gesamtanteil von Sedimentkern PS1230. Durchgezogene Linien deuten glaziale, gestrichelte Linien interglaziale Eisdrift an. Rote Pfeile zeigen auf das LGM datierte Eisflugmarken an .....	81

## Zusammenfassung

Der Arktische Ozean ist eine wichtige Komponente des globalen Klimasystems. Eine besondere Eigenschaft, die Meereisbedeckung, variiert nicht nur saisonal oder annual, sie verändert ihr Erscheinungsbild auch drastisch im Wechsel des Paläoklimas. In dieser Arbeit wird erstmals anhand eines numerischen, regionalen Ozean/Meereis-Modells die Auswirkung des Klimas zum letzten glazialen Maximum auf die marine Kryosphäre und arktische Ozeanosphäre untersucht.

Die Meereisbedeckung reagiert auf die glazialen Rahmenbedingungen mit einer südwardigen Expansion in das Europäische Nordmeer und die Labradorsee. Der Arktische Ozean und die Baffin-Bucht sind mehrjährig eisbedeckt, isolieren den Ozean und limitieren die Meereisbildung. Die Meereisproduktion und Laugenformation findet, entgegen heutiger Verhältnisse, vor allem entlang des Kanadischen Archipels und in der Grönländischen sowie Norwegischen See statt.

Ein Vergleich geologischer Daten unterstützt die einstimmige Aussage der Modellstudien, dass im Arktischen Ozean ein verändertes glaziales Eisdriftmuster gilt. Neben der Windschubspannung hat die Eishärte enorme Konsequenzen auf die Eisbewegung und kontrolliert den Export aus dem Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer. Eine wichtige Rolle nimmt hierbei die Breite der Passagen ein. Der Großteil arktischen Meereises wird entlang des Ostgrönlandstroms in die Labradorsee herangeführt, wodurch im Zielgebiet eine Temperatur- und Süßwassersanomalie verursacht wird. Dies impliziert eine Reaktion der thermohalin angetriebenen Ozeanzirkulation.

Aktuelle Rekonstruktionen der Meeresoberflächentemperatur und Eisbedeckung zeigen den Einstrom nordatlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer an. Das Ergebnis ist in allen Modellstudien ein wichtiger Prozess und verursacht einen zonalen Gradienten der Meereisbedeckung. Aufgrund des Wärmeverlustes und der Anreicherung von Salz stellt sich eine abwärtsgerichtete Konvektion entlang der norwegischen Küste und der Barentssee-Schelfkante ein. Der Wärmeverlust hat vermutlich bedeutende Konsequenzen für den latenten Wärmetransport in Richtung des Fennoskandinavischen Eisschildes. Je stärker der Nordatlantikstrom ausgeprägt ist, desto größer ist der Austausch von Wassermassen zwischen dem Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer. Vertikale Mischungsprozesse im Arktischen Ozean werden durch Laugenformation und küstennahe Polynyas an Orten der Meereisproduktion unterstützt.

# 1 Einleitung

Erst im 16. Jahrhundert wurden europäische Forscher, insbesondere durch die Suche nach neuen See- und Handelswegen in den Orient, zur Entdeckung der Nordwest- und Nordostpassage motiviert (Stonehouse 1993). In den darauffolgenden Jahrhunderten prägten Forschungsreisende das heutige Bild der Arktis vor allem durch die Namensgebung von Seestraßen, -becken und -buchten. 1587 segelte der englische Seefahrer John Davis zwischen Grönland und der Baffininsel hindurch und verlieh der Davisstraße seinen Namen. Daraufhin wurden in den Jahren 1610, 1616 die Hudsonbucht, Baffinbucht und 1728 die Beringstraße zwischen Alaska und Sibirien entdeckt. 1881/82 debütierte mit dem internationalen Polarjahr die erste offizielle Arktisexpedition und endete desaströs mit dem Hunger- und Kältetod von 17 Besatzungsmitgliedern. 1893 begann die Nordpolarfahrt Fridtjof Nansens mit dem Schiff Fram, das durch Packeis eingeschlossen in Richtung Nordpol abgetrieben wurde. Die Drift der Fram mit dem Packeis darf damit wohl als erster „Tracer“ der Meereisdrift angesehen werden. Robert Edwin Peary erreichte angeblich 1909 mit Hilfe von Hundeschlitten als Erster den nördlichsten Punkt der Erde. Drei Jahre zuvor gelang dem Norweger Roald Amundsen die erste Durchquerung der berühmten Nordwestpassage (Stonehouse 1993). Über 100 Jahre später, im Jahr 2008, ermöglicht eine eisfreie Nordwest- und Nordostpassage dem wissenschaftlichen Forschungsschiff Polarstern die erstmalige Umrundung des Nordpols.

## 1.1 Kippelement Meereis

Ein Kippelement („tipping point“) bezeichnet im Allgemeinen einen Systembestandteil, an dessen kritischem Schwellenwert bereits eine leichte Störung den Zustand oder die Entwicklung des Systems qualitativ ändert (Lenton et al. 2008). Das arktische Meereis mit seiner nichtlinearen Antwort auf die positiven Eis-Albedo-Rückkopplungsmechanismen ist solch ein Systembestandteil, dessen Schwellenwert noch nicht identifiziert werden konnte (Lenton et al. 2008). Heutige Rekordminima<sup>1</sup> der Meereisexpansion von 2005 ( $5,56 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) und 2007 ( $4,28 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) zeigen, dass das Jahr 2008 keine Ausnahme darstellt (Stroeve et al. 2008). Die Modelle des IPCC AR4 (Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report) prognostizieren eine konservativere Abnahme der Meereisexpansion bezüglich des Anstieges von Treibhausgasen für den arktischen Raum (Stroeve et al. 2007). Tatsächlich weisen Fernerkundungs-

---

<sup>1</sup> Traditionell variiert die arktische Meereisausdehnung zwischen  $16 \times 10^6 \text{ km}^2$  im März und  $7 \times 10^6 \text{ km}^2$  im September (Serreze et al. 2007)

daten innerhalb des Zeitfensters von 1979–2006 eine Reduzierung der Meereisbedeckung mit linearem Trend für alle Monate auf (Serreze et al. 2007). Danach könnte bereits im Jahr 2030 ein saisonal eisfreier Arktischer Ozean auftreten (Stroeve et al. 2008). Eine aktuelle Modellstudie zeigt dass, bei gleichbleibender Treibhausgasemission innerhalb des 21. Jahrhunderts mit einer eisfreien Arktis im Spätsommer gerechnet werden muss (Boé et al. 2009; Collins 2009).

Die Rückkopplungseffekte einer Meereisrezession und ihre Wirkungsmechanismen sind vielfältig. Beispielsweise reduzieren ein Anstieg der Lufttemperatur und gesteigerter Meereisexport infolge veränderter Ozeanzirkulation bzw. Windfelder die Meereisbedeckung. Dadurch absorbieren die oberflächennahen Ozeanschichten mehr Strahlung. Mehr Wärmespeicherung im Ozean führt daraufhin zu geringerem Eiswachstum in Herbst und Winter. Offene Wasserflächen steigern den Wärmefluss in die Atmosphäre, wodurch sich diese erwärmt und wiederum zusätzliche langwellige Strahlung an das Meereis abgibt (Serreze et al. 2007).

Ein Rückgang der Meereisfläche führt zu anteilig mehr Offenwasserflächen, die wiederum als CO<sub>2</sub>-Senke wirken (Semiletov et al. 2004)<sup>2</sup>. Nach Bates et al. (2006) hat sich die CO<sub>2</sub>-Absorptionsrate im Nordpolarmeer in den letzten drei Dekaden verdreifacht und wird nach aktuellen Prognosen der Meereisentwicklung alle zehn Jahre um 28% ansteigen. Regionale Studien der Laptew- und Ostsibirischen See wiederum zeigen, dass verstärkter Kontinentalabfluss (Peterson et al. 2002) und das Auftauen der Permafrostböden den partikulären Flusstransport erhöhen und dadurch die Bioproduktivität im Ozean ansteigt (Semiletov et al. 2007).

Ein erhöhter Zufluss warmen, salzhaltigen Atlantikwassers via Framstraße und Barentssee (Abb. 2), essentiell zur Aufrechterhaltung des arktischen Zwischenschichtwassers kann zur Meereisschmelze beitragen. Es steigert den Wärmefluss durch die kalte, halokline Schicht bis in das Meereis. Anhand arktischer Messbojen wurde für das Jahr 2004 eine Warmwasseranomalie nachgewiesen (Polyakov et al. 2005). Das Süßwasser der verstärkten Eisschmelze wiederum stabilisiert die obere Meeresschicht und verhindert dadurch die Formation von Tiefenwasser. In Konsequenz kann sich die atlantische, meridionale Umwälzung (AMOC) abschwächen (Serreze et al. 2007). Während der letzten fünf Dekaden führte eine Kumulation der Süßwasserkomponenten im Nordatlantik- und Arktisraum bereits zu einer anwachsenden Süßwasserbilanz: Neben erhöhter Meereisschmelze, kontinentalem Abfluss und Nettoniederschlag sowie Gletscherrück-

---

<sup>2</sup> Arktisches Wasser ist durch Meereisolation CO<sub>2</sub>-untersättigt (Semiletov et al. 2004)

zug könnte eine neue Hochphase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) zu einem verstärkten arktischen Süßwasserexport führen (Peterson et al. 2002, 2006).

Extremereignisse der Erdgeschichte (Heinrich-Ereignisse, Süßwasserpulse)<sup>3</sup> zeigen, dass Süßwasseranomalien zum Zusammenbruch der meridionalen Tiefenwasserzirkulation führen können (Hemming 2004; Manabe u. Stouffer 1995; Tarasov u. Peltier 2005).

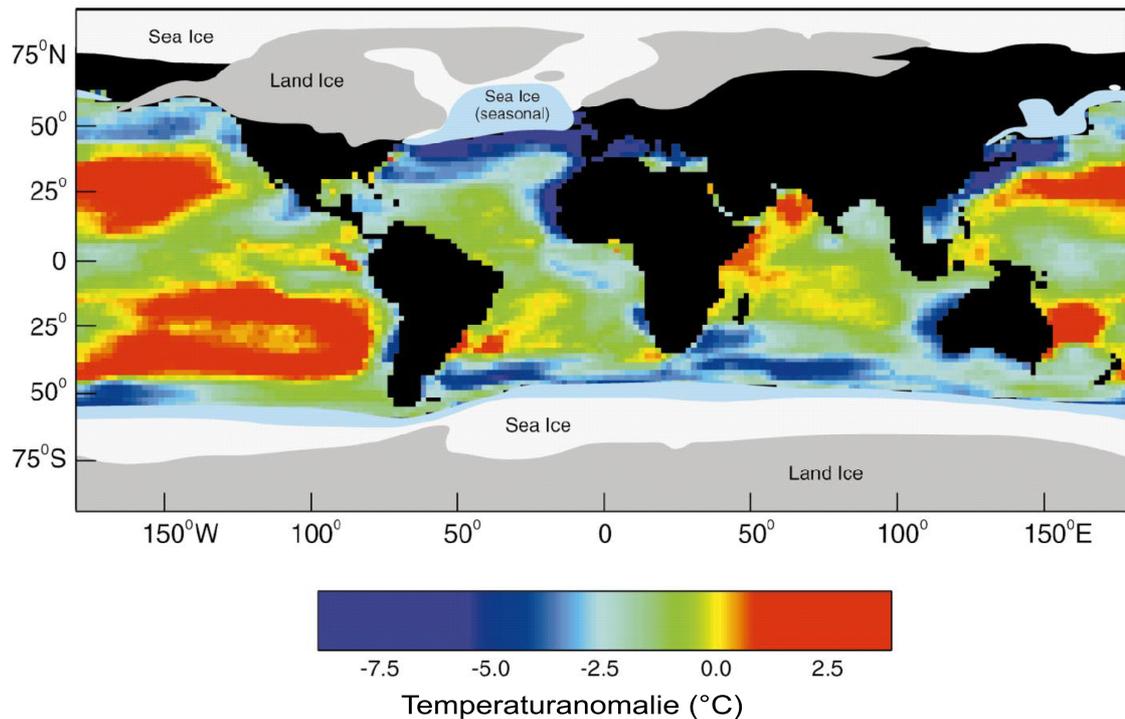
Die Erforschung der Klimageschichte ermöglicht grundlegende Einsichten in ihre Dynamik und trägt zum Verständnis auch des rezenten Klimawandels bei. Übergänge von Glazial- zu Interglazialstadien, das Erreichen eines Klimaequilibriums sowie Spontanereignisse<sup>4</sup> lassen Rückkopplungsmechanismen erkennen, die uns helfen, die Sensitivität des Systems Erde präziser zu bewerten.

Im Fokus der Paläoklimarekonstruktion steht vor allem das letzte glaziale Maximum (LGM; 23–19 ka vor heute, BP; Mix et al. 2001). Randbedingungen wie Land-Meer-Verteilung, Eisschildrekonstruktion, orbitale Parameter, atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Gehalt sowie die Rekonstruktion der Erdoberfläche nach CLIMAP (Climate Long-range Investigation, Mapping, And Prediction; Abb. 1) dienen globalen Klimamodellen als optimales „Trainingsfeld“. Aktuelle Paläoklimarekonstruktionen zeigen nun im Polar- und Nordatlantikgebiet starke Abweichungen zu der Rekonstruktion von CLIMAP (Mix et al. 2001): Eine eingeschränkte Meereisausdehnung (de Vernal et al. 2005) mit saisonal offenen, wärmeren Gewässern im Europäischen Nordmeer (MARGO Project Members 2009) sind über die Färöer-Shetland-Passage (Abb. 2) mit einem limitierten Einstrom warmen Nordatlantikwassers verknüpft, der bis in den Arktischen Ozean nachgewiesen werden konnte (Nørgaard-Pedersen et al. 2003).

---

<sup>3</sup> Broecker 1994; Bond et al. 1992; Clark et al. 1996

<sup>4</sup> Vulkanausbrüche, Kometeneinschläge, Heinrich-Ereignisse, Süßwasserpulse



**Abb. 1:** Rekonstruktion der Erdoberfläche zum LGM. Regionale Temperaturanomalien (Glazial minus Modern) mit Extremen in den höheren Breiten kennzeichnen das letzte Glazial (nach CLIMAP 1981; Mix et al. 2001)

## 1.2 Motivation

In dieser Arbeit soll die marine Dynamik der letzten Eiszeit in den hohen nördlichen Breiten (50–90°N) anhand regionaler Studien des Arktischen Ozeans und des nördlichen Nordatlantikraums untersucht und mit „Proxy“-Daten diskutiert werden. Im Europäischen Nordmeer unterscheiden sich Temperatursignale des letzten glazialen Maximums um mehrere °C (de Vernal et al. 2006), während im Arktischen Ozean, bedingt durch geringe Sedimentationsraten und Bioproduktion (Nørgaard-Pedersen et al. 1998) kaum eine Rekonstruktion möglich ist. Ein anderer Ansatz ist hierbei, physikalische Prozesse durch ein numerisches Modell abzubilden. Dazu wird ein regionales Ozean/Meereis-Modell, bisher für rezente Fragestellungen verwendet (Kauker et al. 2003, 2009; Köberle u. Gerdes 2003), mit für das LGM repräsentativen Randbedingungen ausgestattet. Keine Transition, sondern ein glaziales Klimaequilibrium wird untersucht. Um den Einfluss des glazialen Klimas prüfen zu können, wird als Referenz ein für rezente Bedingungen repräsentativer Kontrolllauf (Gong 2009) in die Arbeit eingebunden. Weiterhin werden anhand unterschiedlicher Sensitivitätsstudien marine Prozesse im Nordpolarmeer aufgezeigt:

- Heutige Ozeanmodelle verwenden in ihren dynamischen Gleichungen für gewöhnlich einen zusätzlichen Term, um den Salzgehaltsfluss im Ozean realistisch

darzustellen. Da dieser Term auf rezente Bedingungen ausgerichtet ist, wird in einer Studie der unkorrigierte Salzgehaltsfluss untersucht.

- Ein anderes Experiment orientiert sich an einem Süßwasserpuls während des Bølling Allerød Intervals (13 ka BP), der in der Arktis stattfand (Spielhagen et al. 2005).
- Für das pleistozäne glaziale Maximum (160-130ka BP) bleibt die Vereisung des Jermak-Plateaus umstritten (Abb. 12). Eine Sensitivitätsstudie soll darlegen, welche Auswirkung ein vereistes Jermak-Plateau als topographische Randbedingung für das Modell bedeutet.
- Während für den glazialen Standardlauf eine konservative oberflächennahe Meerwassertemperaturrekonstruktion (CLIMAP 1981) verwendet wird, untersucht eine modifizierte Studie die marine Dynamik auf Grundlage neuerer Daten (Pflaumann et al. 2003).

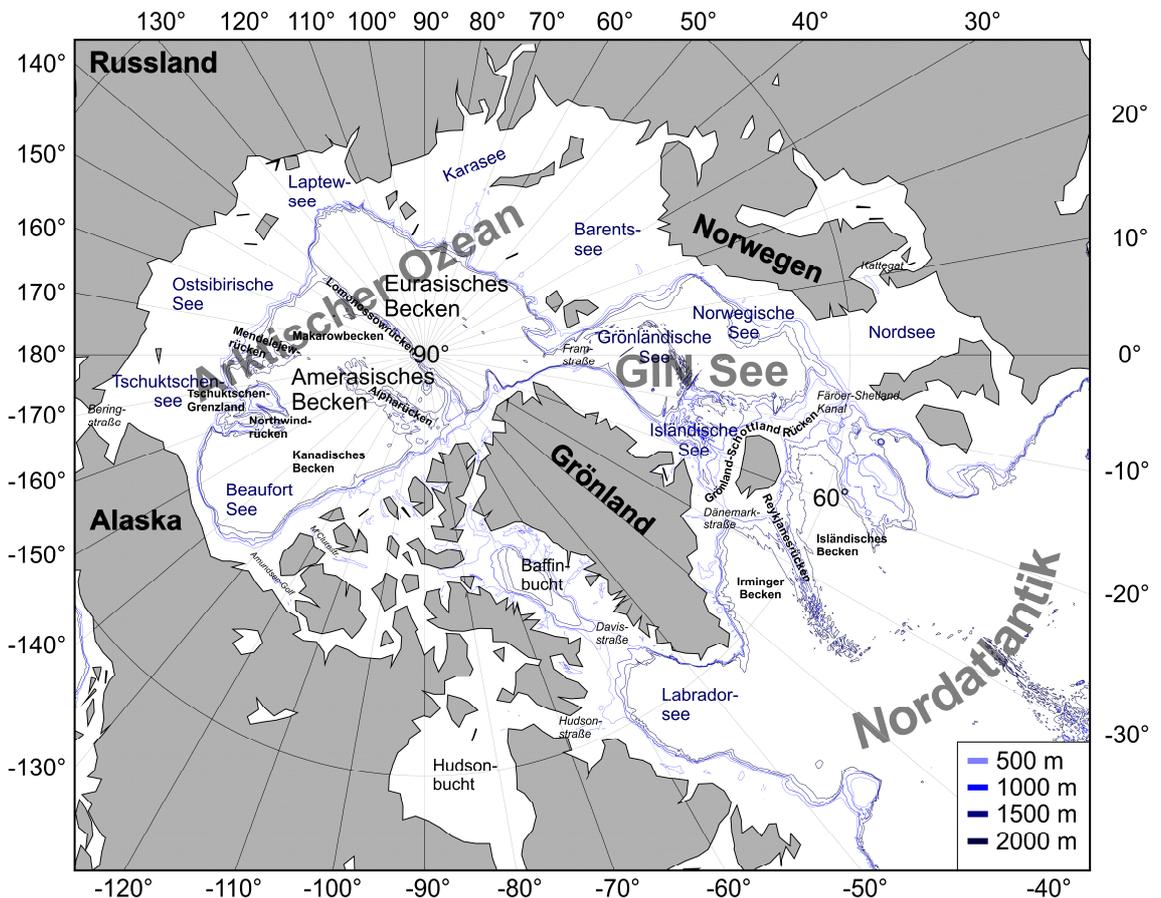
## 2 Grundlagen

### 2.1 Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Die folgenden Abschnitte (2.1.1, 2.1.2) umreißen die wichtigsten Charakteristika des Untersuchungsgebietes.

#### 2.1.1 Bathymetrie

Das Meeresgebiet ist in einen nördlichen Nordatlantikraum und, getrennt durch die Grönland-Schottland Schwelle, das Nordmeer untergliedert (Abb. 2). Letzteres setzt sich aus dem Europäischen Nordmeer (GIN See) und dem Nordpolarmeer (Arktischer Ozean) zusammen.



**Abb. 2:** Bathymetrische Karte des Untersuchungsgebietes (bathymetrische Daten entnommen aus GEB-CO 1994)

Ein strukturbildendes Element des nördlichen Nordatlantikraums ist der Reykjanesrücken, der das Isländische vom Irminger Becken isoliert. Westlich Grönlands befindet sich das Labradorbecken mit der gleichnamigen See. Über die Davisstraße besteht eine Verbindung mit der Baffinbucht, die über die komplexen Kanäle des Kanadischen Ar-

chipels mit dem Arktischen Ozean verbunden ist. Ein weiterer spezifischer Austausch von Wassermassen folgt der Hudsonstraße, die in die Hudsonbucht mündet.

Der Arktische Ozean entspricht dem Mittelmeer-Typus, geprägt durch zirkumspannende Kontinente (Nordamerika, Eurasien) und definierten Transportwegen von Wassermassen (Aagaard et al. 1985). Der Ozean ist unterteilt in einen raumgreifenden Abschnitt flachmariner Schelfgebiete (mittlere Tiefe ~200 m, hier konturiert durch die 500 m Isobathe), die Eurasische Kontinentalplatte (52,9% des gesamten Arktischen Ozeans) und das Amerasische sowie Eurasische Tiefseebecken, letztere getrennt durch das bathymetrische Hindernis des Lomonossowrückens (minimale Satteltiefe ~1.000 m unter Normalnull, Jakobsson 2002). Dieser spaltete sich, während der Öffnung des Eurasischen Beckens vor ca. 65 Mio Jahren vom Barentssee- und Karasee-Schelf ab und driftete durch „seafloor-spreading“ entlang des verlängerten mittelatlantischen Rückensystems, dem Gakkelrücken, an seine heutige Position (Jokat et al. 1995). Die Störungszone trennt heute das Amundsen-Becken, mit maximal 4.450 m die tiefste Stelle des Arktischen Ozeans, und das Nansenbecken voneinander. Das Amerasische Becken ist wiederum unterteilt in das Kanadische Becken, konturiert durch die Kanadische Inselgruppe, den Northwindrücken und das Tschuktschen-Grenzland sowie Makarowbecken parallel zum Lomonossowrücken. Beide Tiefseebecken werden durch den Alpha-Mendelejew Rückenkomplex getrennt. Im Kanadischen Becken liegt die Beaufortsee, während die Ostsibirische See und die Tschuktschensee vor der Beringstraße im flachmarinen Schelfbereich der Eurasischen Kontinentalplatte liegen. Daneben schließen Laptew-, Kara- und Barentssee als flachmarine Meere entlang der russisch-skandinavischen Küste an. Mit dem Arktischen Ozean verbunden, können Tiefenwasser nur über die Framstraße (~2.550 m tief) mit dem Europäischen Nordmeer ausgetauscht werden (Klenke u. Schenke 2002).

Das Europäische Nordmeer wiederum setzt sich aus der Grönländischen, Isländischen und Norwegischen See (GIN See) zusammen. In einer Satteltiefe von <600 m verhindert der zonal über Island verlaufende Grönland-Schottland-Rücken das nordwärtige Vordringen tieferen Wassers. Einzig über die Färöer-Shetland-Passage (Schwellentiefe ~850 m) ist ein Tiefenaustausch mit dem Nordatlantikstrom möglich.

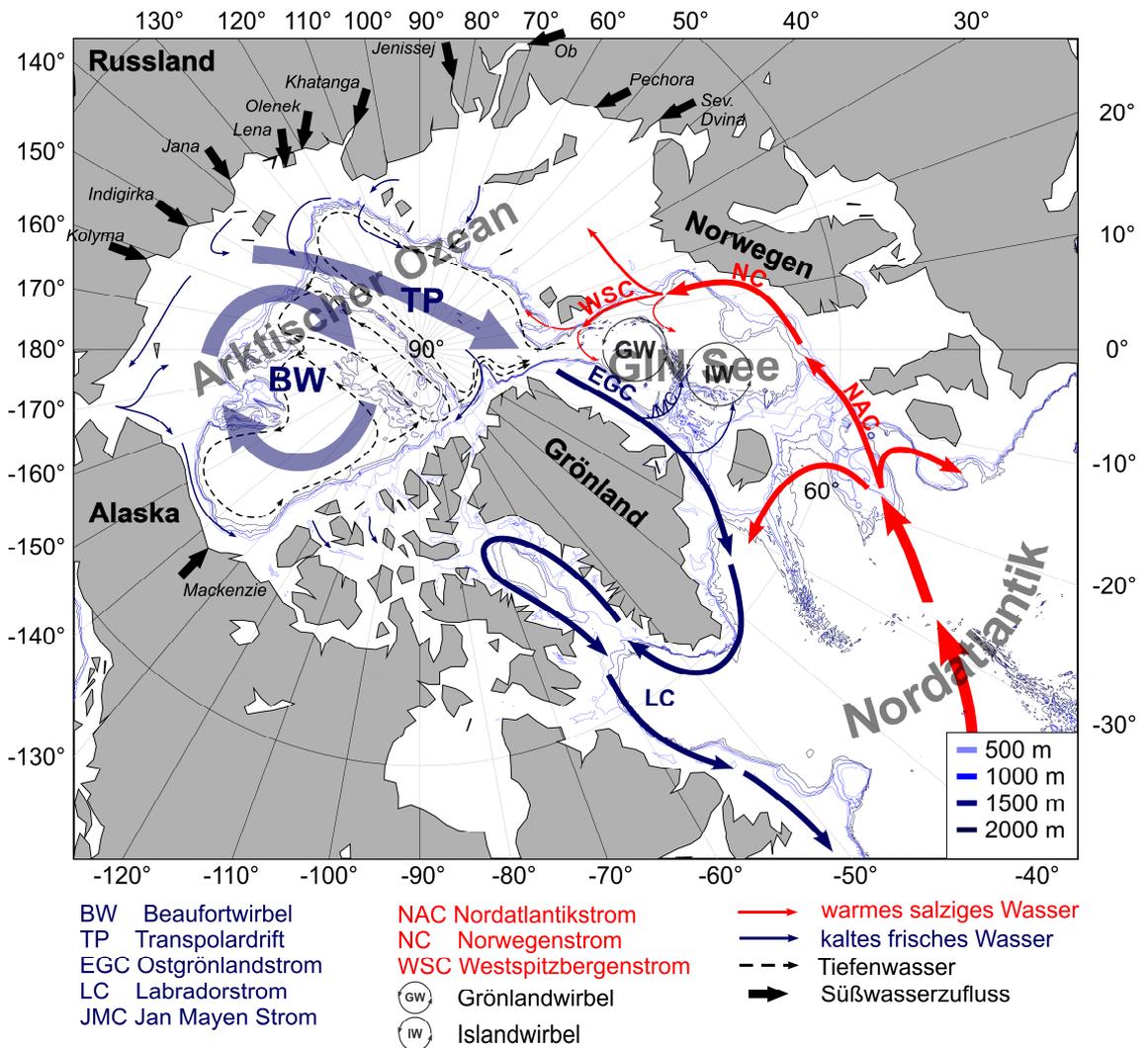
### 2.1.2 Hydrographie

Die Hauptströme der Wassermassen werden in eine warm saline, aus dem Äquatorialgebiet stammende und eine kalt frische, im Polargebiet gebildete Komponente untergliedert. Der Verlauf des arktischen Tiefenwassers ist in Abb. 3 dargestellt (Jones 2001).

Die warm salinen Wassermassen des Nordatlantikstroms (NAC) stammen aus dem Golf von Mexiko und queren das atlantische Ozeanbecken. Ein Teil strömt als Norwegengstrom (NC) nordwärts und verzweigt sich in einen Barentssee- und Framstraßenast (Westspitzbergenstrom, WSC). Dieser WSC gabelt an der Framstraße teils in die Arktis und rezirkuliert teils mit dem kalt frischen Wasser des Ostgrönlandstroms in der GIN See. Beim Einstrom in die Arktis schieben sich die relativ dichten Wassermassen unter die leichte, kalt frische Oberflächenschicht und speisen die atlantische Zwischenschicht.

Entsprechend der Drift des Meereises wird jene des oberflächennahen Haloklinenwassers des Nordpolarmeeres durch zwei großräumige Muster, dem antizyklonalen Beaufortwirbel und der Transpolardrift, dominiert. Diese sind primär windgetrieben und werden im langjährigen Mittel durch ein Hochdruckgebiet über dem Kanadischen Becken und einem Tiefdruckgebiet über Island forciert (Proshutinsky u. Johnson 1997; Untersteiner 1990). Entlang des Gradienten beider Drucksysteme bildet sich die Transpolardrift aus. Überwiegt ein polares antizyklonales Hochdruckgebiet, so erzeugt der Impuls auf die Wasseroberfläche den Beaufortwirbel. Dagegen ersetzen die Ausläufer eines dominierenden Islandtiefs das antizyklonale durch ein zyklonales Regime mit einer ausgeprägten Transpolardrift im arktischen Raum (Proshutinsky u. Johnson 1997). Das relativ süß-kalte Arktiswasser wird weiter südwärts zuerst in die Labradorsee und Baffinbucht transportiert, und strömt danach als Tiefenwasser entlang der Kanadischen Küste.

Ein Zweig des Ostgrönlandstroms, der Jan Mayen-Strom, bildet in der Grönländischen See zusammen mit dem Nordatlantikwasser den typischen antizyklonalen Grönlandwirbel. Dementsprechend formiert sich weiter südlich der Islandwirbel.



**Abb. 3:** Schematische Darstellung der mittleren Strömungsmuster und wichtigster arktischer Zuflüsse (bathymetrische Daten entnommen aus GEBCO 1994)

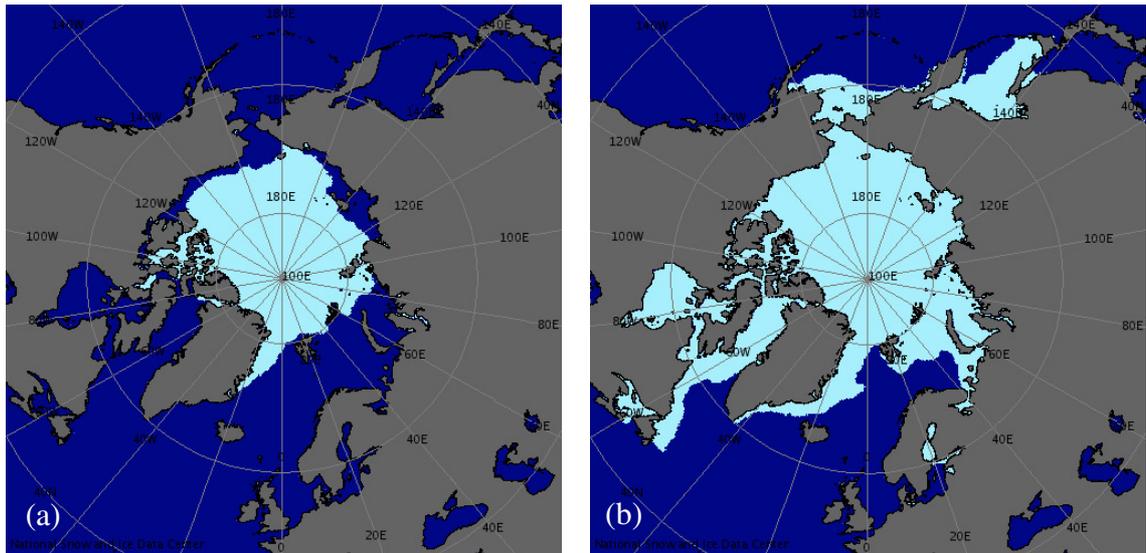
Die Temperatur der Polaren Deckschicht (10–40 m Mächtigkeit) liegt nahe am Gefrierpunkt bei Salzgehalten von 32–34 psu (Anderson et al. 1994). Darunter schließt das Haloklinenwasser bis zu einer Tiefe von 200 m an. Im Amerasischen Becken formiert sich eine pazifische Halokline, gespeist durch die 50 m flache Beringstraße. Entlang der komplexen, bis zu 200 m tiefen Kanäle der Kanadischen Inselgruppe strömt Wasser in die Baffinbucht (Melling 2000). Der Gradient des Salzgehalts bestimmt hauptsächlich die Pyknokline und erreicht im relativ warmen atlantischen Wasser (0–3°C, 200–1.000 m) 34,8–35 psu. Traditionell wird die Atlantische Schicht durch die 0°C-Isothermen definiert (Schlosser et al. 1995). Die Richtung des Zwischenschichtwassers (200–1.700 m) ist der des antizyklonalen Beaufortwirbels entgegengerichtet. Innerhalb des Zwischenschichtwassers ist noch ein Wassermassenaustausch über den Lomonosowrücken (bis ~1.700 m Tiefe) möglich (MacDonald u. Bewers 1996; MacDonald et al. 2004). Die Residenzzeit von Wassermassen der Atlantischen Schicht beträgt im Eurasischen Becken ~25 Jahre und im Amerasischen Becken ~30 Jahre, dementsprechend

werden für das Haloklinenwasser geringere Verweilzeiten (~10 Jahre) angenommen (MacDonald u. Bowers 1996; MacDonald et al. 2004). Mit zunehmender Tiefe erreicht das arktische Tiefenwasser mit leicht erhöhten Salzgehalten wiederum Temperaturen von  $-0,5$ – $+0,7^{\circ}\text{C}$ . Es strömt in zyklonalen Schleifen entlang des Kontinentalhangs und der Tiefseerücken (Rudels et al. 1994).

Neben dem Wassermassenaustausch über die Atlantischen Passagen (Kanadisches Archipel, Barentssee, Framstraße) und dem Pazifischen Ozean (Beringstraße) wird auch Süßwasserzuflüssen eine bedeutende Rolle zur Beeinflussung des regionalen und globalen Klimas beigemessen (Rahmstorf 1995; Prange u. Lohmann 2003; Spielhagen et al. 2005). Nach Aagaard u. Carmack (1989) wird dem Kontinentalabfluss mit  $3.300\text{ km}^3/\text{a}$  der größte Anteil der arktischen Wassermassenbilanz zugeschrieben. Zu den größten Flüssen bezüglich des Volumentransports werden, auch global betrachtet, Jenissej, Ob, Lena und Mackenzie gezählt, welche die Oberflächencharakteristika des Arktischen Ozeans beeinflussen (Abb. 3, Aagaard u. Carmack, 1989). So reduziert der kontinentale Süßwasserzufluss an den sibirischen Schelfgebieten die Oberflächensalzgehalte (SSS) auf  $<29$  psu im Sommer und Temperaturen (SST) von  $0$ – $5^{\circ}\text{C}$  (EWG 1998). Demgegenüber werden in der Barentssee sommerliche Salzgehalte (34 psu) und Temperaturen ( $<8^{\circ}\text{C}$ ) stärker durch den Nordatlantikeinstrom bestimmt. Im Winter weisen meereisbedeckte Flächen Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt ( $-1,0$ – $-1,8^{\circ}\text{C}$ ) auf. Dort wird der Gefrierpunkt vordergründig durch höhere Salzgehalte infolge reduzierter Süßwasserzufuhr bestimmt. Die Eigenschaften der Wasseroberfläche im zentralarktischen Ozean unterliegen nur geringfügig saisonalen Schwankungen infolge der Meereisolation (Abb. 5) und gruppieren sich im Mittel um  $31$ – $32$  psu und  $1,6$ – $1,7^{\circ}\text{C}$  (EWG 1998).

### 2.1.3 Marine Kryosphäre

Das Meereis stellt ein bedeutendes Phänomen des Arktischen Ozeans dar. Dieser ist gekennzeichnet durch eine permanente Eisbedeckung im zentralen Arktischen Ozean mit einer saisonalen Variation in den zirkumspannenden, arktischen Schelfgebieten (Abb. 4). Die Limitierung der biologischen Primärproduktion aufgrund geringer Sonnenstrahlung, die in den oberen Wasserschichten ankommt, ist nur ein beeinflussender Prozess des Systems (Sakshaug 2004).



**Abb. 4:** Mittlere Meereisverteilung im Arktischen Ozean (a) im September (1979–2004) und (b) März (1979–2005; nach Maurer 2007; <http://nsidc.org/data/atlas/>)

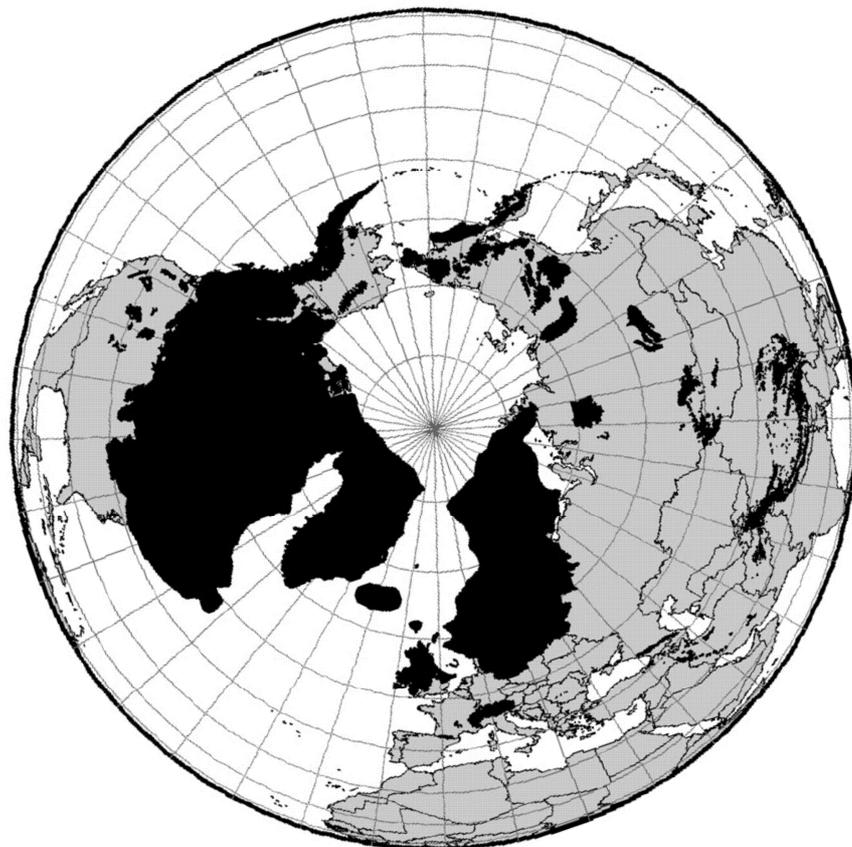
Das großräumige arktische Eisdriftmuster bildet den Beaufortwirbel im Amerasischen Becken, der in die Transpolardrift übergeht. Die mittlere Eisdriftgeschwindigkeit variiert im Arktischen Ozean zwischen 1–3 cm/s (Rigor et al. 2002) und erhöht sich in der Framstraße auf 10 cm/s (Kolatschek et al. 1996). Meereis wird von den primären Quellgebieten der sibirischen Schelfgebiete entlang der Transpolardrift und dem Ostgrönlandstrom (EGC) in die Ablationsgebiete des Europäischen Nordmeeres und des Nordatlantiks exportiert. Meereis ist ein wichtiges Transportmedium für den Export von Sedimenten aus den arktischen Schelfgebieten (Eicken et al. 1997, 2000; Pfirman et al. 1997; Tucker et al. 1999; Darby et al. 2002; Darby 2003). Einjähriges Eis (saisonales Eis) kann am Ende des Winters eine Mächtigkeit bis zu 2,5 m erreichen (Johannessen et al. 2004). Die Mächtigkeit mehrjährigen Eises (perenniales Eis) wird durch dynamische Prozesse beeinflusst, wie das Übereinanderschieben von Eisschollen oder – bei konvergenter Eisdrift – die Bildung von Eisrücken, und erreicht in der Nähe des Kanadischen Archipels 7–8 m (Bourke u. Garrett 1987).

## 2.2 Die Nordhemisphärischen Eisschilde zum letzten glazialen Maximum (LGM) – Lokation, Expansion und Klima

Plattentektonische Hebungsprozesse können Korallenriffe aus dem marinen Einflussbereich entfernen und zur Klimaarchivierung beisteuern. Anhand der Paläoriffe von Barbados wurden globale Meeresspiegelschwankungen rekonstruiert, die für das Letzte Glaziale Maximum (LGM, 21 ka BP) eine Absenkung von ca. -120 m betragen (Fairbanks 1989; Peltier u. Fairbanks 2006). Der Meeresspiegelrückgang geht einher mit dem Unterbrechen des pazifischen Wassermassenaustausches über die amerasische

Landbrücke, und mit einer extremen Änderung der Morphologie des Arktischen Ozeans, mit seinen großen Anteilen flachmariner Schelfbereiche (Jakobsson 2002). Als Grund für die Meeresspiegelabsenkung wird die Akkumulation von Wassermassen in Form von Landeis verantwortlich gemacht. Das Eisvolumen des grönländischen Eisschildes wird beispielsweise auf das Äquivalent einer Meeresspiegeldifferenz von 2,0–6,5 m geschätzt (Clark u. Mix 2002). Bei einer Meeresspiegelabsenkung von 115–135 m (Milne et al. 2002) werden die Hauptwassermassen im Nordamerikanischen Eisschild (~82 m), in der Antarktis (14–21 m) und im Eurasischen Eisschild gespeichert (13,8–25,5 m), während sich 5–6 m Meeresspiegeldifferenz hauptsächlich durch lokale Eiskappen Patagoniens und des Himalayas erklären lassen (Clark u. Mix 2002; Denton u. Hughes 2002; Huybrechts 2002; Marshall et al. 2002; Siegert et al. 1999).

Grosswald u. Hughes (2002) postulieren für die späte Weichseiszeit einen großen panarktischen Eisschild. Demgegenüber schlagen eine Reihe russischer Wissenschaftler anhand geologischer Befunde einen nach Nordrussland und Ostsibirien dezimierten eurasischen Eisschild vor (Svendsen et al. 2004, Abb. 5).



**Abb. 5:** Nordhemisphärische Eisschilde zum letzten glazialen Maximum (21 ka BP; Ehlers u. Gibbard 2007)

So wurden die in einem umfangreichen Programm (QUEEN–Quaternary environment of the Eurasian North, Zeitraum der Datenakquisition 1996–2002) erhobenen geomorphologischen Datensätze zu einer Reinterpretation der spätquartären Umweltbedingungen in Nordeurasien herangezogen (Thiede et al. 2001): Svendsen et al. (2004) rekonstruieren für das letzte Eiszeitmaximum (LGM) den Südverlauf des Fennoskandinavischen Eisschildes über die exponierten Schelfgebiete der Barents- und Karasee, mit einem potentiellen Ausläufer bis zur Taimyrhalbinsel (Alexanderson et al. 2001, 2002). Eine Verbindung der Halbinsel mit dem Karasee-Eisschild wird, aufgrund der Präsenz von erodierten Paläoflusskanälen, nur für eine relativ kurze Zeit angenommen (Dittmers et al. 2008). Durch den inversen Ansatz eines numerischen Inlandeis-Modells wurde mittels geologischer Information der Aufbau und Rückzug des Eisschildes nachvollzogen. Modellexperimente von Siegert u. Marsiat (2001) wie auch Siegert u. Dowdeswell (2004) bestimmten den verantwortlichen latenten Wärmetransport, ausgehend vom Atlantischen Ozean (und aus dem Europäischen Nordmeer; Hebbeln et al. 1994; Rasmussen u. Thomsen 2008) via Mittelmeerküste nach Zentraleuropa als Initiator des Aufbaus des Eurasischen Eisschildes.

Dadurch prägten im Leegebiet kalttrockene Winde die Karasee und Nordwestsibirien. Demzufolge limitierten geringe Schneeakkumulationsraten (vermutlich unter 200 mm/a) den Aufbau des Barents-Karasee-Eisschildes (max. 300 m Eisdicke), während die Laptewsee und der sibirische Sektor mit Niederschlägen unter 50 mm/a eisfrei blieben (Hubberten et al. 2004; Siegert u. Marsiat 2001; Siegert u. Dowdeswell 2004). Als Quelle dieser Niederschläge könnten eisfreie Wasseroberflächen (Polynyas), entstanden durch katabatische Fallwinde und relativ warme atlantische Wassermassen entlang der Barentssee-Schelfgrenze verantwortlich sein (Knies et al., 1999, 2001). Auch Nørgaard-Pedersen et al. (2003) interpretieren Foraminiferensignale (*Neogloboquadrina pachyderma* s.) als Hinweis auf reduzierte Meereisbedeckung, verursacht durch Advektion atlantischer Wassermassen und Salzanreicherung des Ozeans als Konsequenz einer limitierten Süßwasserversorgung.

Nach Arkhipov et al. (1986) und Velichko et al. (1997) blockiert während des marinen Sauerstoff-Isotopenstadiums 2 (MIS 2, 24–12 ka BP) ein antizyklonales Regime über Sibirien den weiteren Transport latenter atlantischer Luftmassen ostwärts. Daraus resultieren reduzierte Kontinentalabflüsse (z.B. Jana, Lena) nordwärts der Laptewsee (Dubikov u. Baulin 1981; Müller 1999; Proshutinsky u. Johnson 1997; Sidorchuk u. Panin 1996).

Trotz kalt-arider Bedingungen des sibirischen Sektors wird die Formation lokaler Eiskappen im Alpinbereich vermutet (Hubberten et al. 2004; Allen et al. 2008; Stauch u. Gualtieri 2008). Als Quelle werden Feuchte tragende Winde vom Pazifischen Ozean verantwortlich gemacht (Stauch u. Gualtieri 2008). Im amerikanischen Sektor wird das Eisschildinitial (Entstehung im Post-Eem) in der kanadischen Arktis lokalisiert, welches im LGM auf bis  $40^{\circ}$ – $50^{\circ}$ N südwärts vordrang (Lambeck 2002). Dort wurden, bedingt durch den orographischen Effekt, die Westwinde entlang der südlichen Eisflanke abgelenkt. Infolgedessen kam es zu einem Niederschlagsdefizit an den nördlichen Ausläufern, wodurch eine Eisausdünnung stattfand (Clark et al. 1999, Lambeck et al. 2002). Somit bewirkte der Aufbau zirkumarktischer Eisschilde für das Nordpolarmeer gleichzeitig eine Isolation und Reduzierung der Süßwasserbilanz (Martinson u. Pitman 2007).

### 2.3 Abriss der Modellhierarchie

Die in dieser Arbeit durchgeführten Modellstudien bedienen sich der hochauflösenden Version der NAOSIM-Modellhierarchie (North Atlantic/Arctic Ocean Sea Ice Model), das durch das Alfred-Wegener-Institut entwickelt wurde (Kauker 2003; Köberle u. Gerdes 2003). Es ist ein regionales Ozean/Meereis-Modell für Arktis, Europäisches Nordmeer und den nördlichen Nordatlantik ( $90^{\circ}$ – $50^{\circ}$ N) mit einer horizontalen Auflösung von  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$  je Gitterbox,  $\sim 27 \times 27$  km respektive und 30 ungleich verteilten Ebenen in der vertikalen Dimension. Um die Singularität geographischer, sphärischer Koordinaten am Nordpol zu vermeiden, bedient sich das Modell eines rotierten Gitters: Der Äquator koinzidiert mit dem geographischen  $30^{\circ}$ W Meridian während der Nordpol an der Schnittstelle zwischen Äquator und  $60^{\circ}$ E Meridian lokalisiert ist. Das Modell berechnet intern alle 900s einen Zeitschritt. Das typische Modelljahr besteht aus 360 Tagen mit jeweils 30 Tagen pro Monat entsprechend.

NAOSIM enthält eine implementierte Ozean- und Meereiskomponente und ist mit atmosphärischen Antriebsfeldern gekoppelt.

### 2.3.1 Ozean-Komponente<sup>5</sup>

Die folgenden physikalischen Grundgleichungen beziehen sich auf das am Institut „Geophysical Fluid Dynamics Laboratory“ (GFDL) in Princeton entwickelte „Modular Ocean Model“, kurz MOM 2 (siehe Pacanowski 1995)<sup>6</sup>. Die Gleichungen basieren auf den in den Arbeiten von Bryan (1969) und Cox (1984) angewandten Approximationen.

Als erste Vereinheitlichung werden Geopotentialflächen einer Kugeloberfläche angenähert (sphärische Approximation), in der „thin shell approximation“ wird die Ozeantiefe gegenüber dem Erdradius vernachlässigt. Die Boussinesq Approximation lässt Dichteanomalien des Wassers (Approximation der Referenzdichte  $\rho_o = 1.035 \text{ g/cm}^3$ ) hinsichtlich horizontaler Bewegungsgleichungen unberücksichtigt, diese finden allerdings in den mit der Fallbeschleunigung verknüpften Termen Verwendung (Formel (2.3.1.4)). Des Weiteren verhindert die hydrostatische Näherung Instabilitäten in den vertikalen Dichteunterschieden. Die „rigid-lid“ Approximation ermöglicht auch eine geringere zeitliche Auflösung des Modells, indem temporal hochauflösende externe Schwerewellen durch eine tiefenunabhängige Stromfunktion prognostiziert werden. Neben den Schwerewellen werden auch Schallwellen ausgefiltert (Fluide werden in guter Näherung als inkompressibel angesehen) und molekulare Flüsse nicht weiter berücksichtigt.

Die angewandten Bewegungsgleichungen entsprechen den Navier-Stokes-Gleichungen eines Flachwasserregimes („aspect ratio approximation“):

$$u_t + L(u) - \frac{uv \tan \phi}{a} - fv = -\frac{P_\lambda}{\rho_o a \cos \phi} + (\kappa_m u_z)_z + F^u \quad (2.3.1.1)$$

$$v_t + L(v) - \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fv = -\frac{P_\phi}{\rho_o a} + (\kappa_m v_z)_z + F^v \quad (2.3.1.2)$$

$$w_z = -\frac{1}{a \cos \phi} (u_\lambda + (\cos \phi)_\phi) \quad (2.3.1.3)$$

$$p_z = -\rho g \quad (2.3.1.4)$$

Hierbei wird die räumliche Auflösung durch die sphärischen Koordinaten  $\phi$  (Latitude)  $\lambda$  (Longitude) und  $z$  (Altitude) definiert, dagegen werden zonale, meridionale sowie verti-

<sup>5</sup> Die in folgenden Abschnitten beschriebenen Gleichungen sollen weniger eine umfassende Übersicht der Modellphysik als mehr eine Einführung in die wichtigsten Prozesse und Parameter der Modellkomponenten sein

<sup>6</sup> Die Modellbeschreibung beruht auf dem Benutzerhandbuch von Pacanowski (1995)

kale Geschwindigkeitskomponenten durch  $u$ ,  $v$  und  $w$  beschrieben. Die unabhängigen Variablen im Indexausdruck stehen für die jeweilige partielle Ableitung. Ferner wird die Dichte  $\rho$  über eine nichtlineare Zustandsgleichung von der potentiellen Temperatur ( $T$ ), Salzgehalt ( $S$ ) und Druck ( $p$ ) beschrieben ( $\rho = \rho(T, S, z)$ ). Die horizontalen Reibungs- und Diffusionsterme werden mit  $F^u$  und  $F^v$  bezeichnet. Für eine ruhende Flüssigkeit in einem homogenen Schwerfeld gilt die hydrostatische Gleichung (2.3.1.4). Die Kontinuitätsgleichungen von Wärme und Salz lauten:

$$T_t + L(T) = (\kappa_h T_z)_z + \nabla(A_h \nabla T) \quad (2.3.1.5)$$

$$S_t + L(S) = (\kappa_h S_z)_z + \nabla(A_h \nabla S) \quad (2.3.1.6)$$

Weitere in die Gleichungen eingehende Größen sind die Erdbeschleunigung ( $g$ ), Erdradius ( $a$ ) und der Coriolisparameter ( $f$ ) sowie der Advektionsoperator  $L$ .

In dem Modell wird sowohl die horizontale als auch die vertikale Vermischung im subskaligen Bereich durch Impuls und Diffusion ( $A_h$ ,  $\kappa_h$ ) parametrisiert. Diese Gleichungen werden im Modell numerisch durch finite Differenzberechnung gelöst (Bryan 1969; Cox 1984).

### 2.3.2 Meereis-Komponente

Basierend auf dem dynamisch-thermodynamischen Meereismodell mit viskoplastischer Rheologie von Hibler (1979) wird eine weiterentwickelte Version von Harder (1996) verwendet<sup>7</sup>. Hierbei werden zur Beschreibung der Meereisphysik die prognostischen Variablen Eis- ( $h_i$ ) und Schneevolumen ( $h_s$ ) jeweils pro Flächeneinheit sowie Bedeckungsgrad (Eiskonzentration,  $A$ ) zeitlich diskretisiert und anhand der vektoriellen Eisdriftgeschwindigkeit ( $\mathbf{u} = (u, v)$ ) die Advektion dargestellt:

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u} h_i) = S_i \quad (2.3.2.1)$$

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u} h_s) = S_s \quad (2.3.2.2)$$

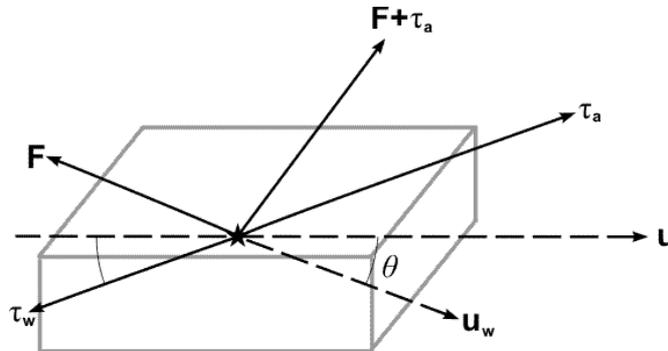
$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u} A) = S_A \quad (2.3.2.3)$$

<sup>7</sup>Unterkapitel der Meereis-Modellkomponente beruhen auf den Aufzeichnungen nach Hibler (1979) und Harder (1996)

Die S-Terme stellen die Quell- und Senkterme der Bilanzgleichungen dar. Die Massenbilanz wird durch lokale (thermodynamisches Wachstum) und advektive Effekte gesteuert. Zur Impulserhaltung der Masse  $m$  in einer Gitterzelle gilt

$$m \frac{D\mathbf{u}}{Dt} = -mf\mathbf{k} \times \mathbf{u} + \tau_a + \tau_w - mg\nabla H + \mathbf{F} \quad (2.3.2.4)$$

wobei Corioliskraft ( $-mf\mathbf{k} \times \mathbf{u}$ ), ozeanische ( $\tau_w$ ) und Windschubspannung ( $\tau_a$ ), Ekliptik der Ozeanoberfläche ( $-mg\nabla H$  ist vernachlässigbar; Harder 1996) durch geostrophische Ozeanströmungen und innere Spannungen im Eis ( $\mathbf{F}$ ) die Kräftebalance der Massenträgheit ( $m(D\mathbf{u}/Dt)$ ) darstellen (Abb. 6; Hibler 1979).



**Abb. 6:** Diagramm der Eisdrift mit relativem Eisvektor ( $\mathbf{u}$ ), Drehwinkel ( $\theta$ ) und Ekmandrift ( $\mathbf{u}_w$ ), Wind- ( $\tau_a$ ) und Ozeanschub ( $\tau_w$ ), innere Spannungen ( $\mathbf{F}$ ); nach Hibler u. Bryan (1987)

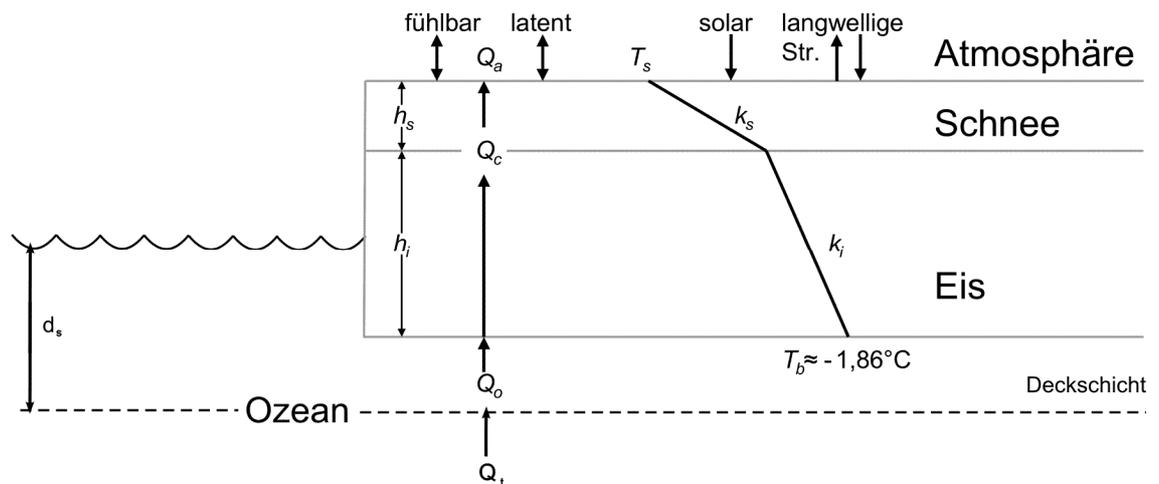
Während die Ekmandrift  $\mathbf{u}_w$  rechtwinklig zu Windschub und der inneren Kräfte ( $\mathbf{F} + \tau_a$ ) im Eis gerichtet ist, sind die inneren Spannungen oftmals der Meereisdrift ( $\mathbf{u}$ ) entgegengerichtet (Hibler u. Bryan 1987).

Windschubspannung  $\tau_a$  und ozeanische Schubspannung  $\tau_w$  werden maßgeblich von ihren Schubspannungskoeffizienten beeinflusst. Zur Darstellung eines realistischen Driftmusters spielt vor allem das Verhältnis beider Schubspannungskoeffizienten eine Rolle, das Fischer (1995) aufgrund eines Vergleichs beobachteter und simulierter Driftbojentrjektorien im Weddellmeer mit 0,44 angibt. Während die „freie“ Eisdrift einzelner Eisschollen unter Berücksichtigung des atmosphärischen und ozeanischen Antriebes sowie der Corioliskraft erklärbar ist, bringen innere Kräfte  $\mathbf{F}$  bei einer kompakten Eisbedeckung die Eisdrift nahezu zum Erliegen.

Die Formation von Meereis beginnt bei Unterschreiten der Gefriertemperatur an der Grenzschicht zwischen Ozean und Atmosphäre, ausgelöst durch einen atmosphärischen

Entzug von Wärme aus der ozeanischen Deckschicht (negativer Wärmefluss  $Q_a$ ). Beschrieben wird dies durch einen Nettowärmefluss, bestehend aus einer atmosphärischen ( $Q_a$ ) und ozeanischen ( $Q_o$ ) Komponente, in die Deckschicht<sup>8</sup> (Abb. 7).

Das darin befindliche Meereis reagiert mit Schmelzen bzw. Gefrieren (Änderung des Eisvolumens pro Fläche:  $S_i = \partial h_i / \partial t$ ), bis der latente Wärmefluss die Energiebilanz ausgeglichen hat. Nach dem Nullschichtenmodell von Semtner (1976) ist ein konduktiver Wärmefluss  $Q_c$  vom Betrag her gleich, da keine Wärmekapazität für Meereis angenommen wird.



**Abb. 7:** Schematische Darstellung des Meereis-Nullschichtenmodells (nach Semtner 1976; Kreyscher 1998); Abkürzungserklärung siehe Text

Der konduktive Wärmefluss wird proportional, durch die spezifischen Materialeigenschaften von Schnee und Eis sowie den Temperaturgradienten gesteuert. Der atmosphärische Wärmefluss  $Q_a$  setzt sich zusammen aus den Flüssen sensibler und latenter Wärme, dem Verhältnis der einfallenden und reflektierten solaren Strahlung im hochfrequenten Bereich sowie thermischer Abstrahlung und atmosphärischer Gegenstrahlung im Infrarotbereich<sup>9</sup>.

Die Rheologie des Meereises wird durch ein nichtlinear-viskoses Verhalten nach Hibler (1979) bzw. optimiert von Harder (1996) beschrieben. Danach lassen sich die intern wirkenden Kräfte  $\mathbf{F}$  durch einen zwei-dimensionalen, horizontalen Spannungstensor  $\sigma$  darstellen:

<sup>8</sup> Der Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre schwankt stark zwischen offenen Wasser- und eisbedeckten Flächen, wogegen auch unterschiedliche Eismächtigkeiten den Wärmeaustausch beeinflussen. Um den meso- bis mikroskaligen Effekten Rechnung zu tragen, beschreibt eine normierte Wahrscheinlichkeitsdichte pro Modellgitterbox die lokale Eisdicke. Es werden sieben gleichverteilte Kategorien der Eisdicke integriert, wobei die lokale Eisdicke maximal das Doppelte der mittleren Eisdicke  $h/A$  erreichen kann.

<sup>9</sup> Je nach Oberflächentemperatur ( $T_s < 0^\circ\text{C}$  oder  $T_s > 0^\circ\text{C}$ ) werden unterschiedliche Reflexionskoeffizienten kurzwelliger Strahlung bezüglich Meereis und Schnee angenommen. Für die langwellige Abstrahlung gilt das Stefan-Boltzmann-Gesetz mit dem Emissionsgrad ( $\epsilon_s = 0,99$ ) eines grauen Strahlers.

$$\mathbf{F} = \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} \quad (2.3.2.5)$$

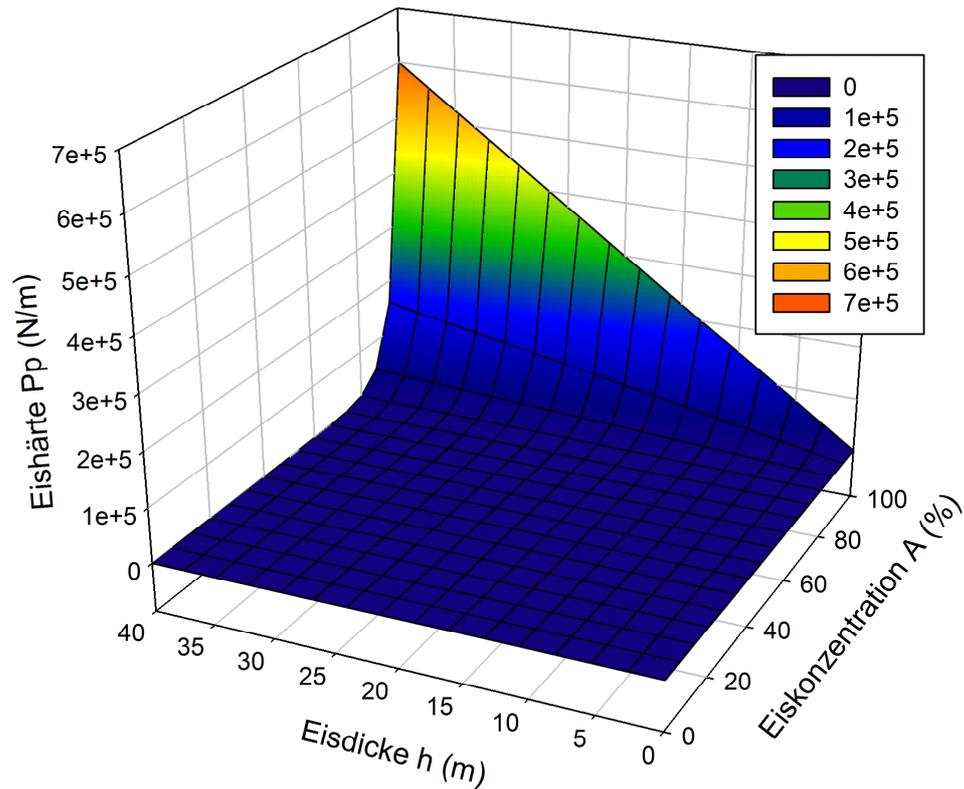
Für die Kinematik des Meereises ist die Geschwindigkeit bzw. die räumliche Ableitung der Geschwindigkeit, dargestellt als Geschwindigkeitsgradient  $\nabla \mathbf{u} = \dot{\boldsymbol{\epsilon}} + \boldsymbol{\Omega}$ , von Bedeutung. Dieser Tensor 2. Ordnung besteht aus den Komponenten zur Beschreibung der rotationsfreien Deformation (Deformationsrate  $\dot{\boldsymbol{\epsilon}}$ ) und der deformationsfreien Rotation (Wirbelstärke  $\boldsymbol{\Omega}$ ). Unter Berücksichtigung dessen, dass innere Kräfte mit einer Formänderung verbunden sind, trägt nur der symmetrische Tensor der Deformationsrate zu den inneren Kräften bei:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right\} \quad (2.3.2.6)$$

Der Spannungstensor entspricht einem dynamischen (Massenbezug), die Deformationsrate hingegen einem kinematischen Term (zeitlicher Bezug). Die Beziehung zwischen Spannungstensor und Deformationsrate wird durch das allgemeine Rheologiegesetz

$$\sigma_{ij} = 2\eta \dot{\epsilon}_{ij} + \left[ (\zeta - \eta) \sum_k \dot{\epsilon}_{kk} - P/2 \right] \delta_{ij} \quad (2.3.2.7)$$

nach Hibler (1977) definiert. Dabei ist  $\sum_k \dot{\epsilon}_{kk}$  die Divergenz der Meereisdrift und  $\delta_{ij}$  das Kroneckersymbol. Erst die Charakterisierung der Kompressions- ( $\zeta$ ) und Scherviskosität ( $\eta$ ) und der bei einer bestimmten Deformationsrate vorliegenden Eishärte  $P$  (Eiswiderstand) definieren plastisches oder viskoses Verhalten des Fluids. Innerhalb einer Messkampagne des *Arctic Ice Dynamics Joint Experiment* (AIDJEX; Coon et al. 1974) wurde herausgefunden, dass Meereis im Allgemeinen ein plastisches Verhalten aufweist, wobei entgegen der divergenten Eisdrift große innere Kräfte bei Konvergenz und Scherung auftreten. Erst bei hoher Eisdicke  $h$  (linearer Beitrag) und -konzentration  $A$  (exponentieller Beitrag) steigt die Eishärte (ideal-plastisches Verhalten) an (Abb. 8).



**Abb. 8:** Darstellung der Eishärte  $P_p$  (N/m) in Abhängigkeit der Eiskonzentration  $A$  (%) und Eisdicke  $h$  (m)

Der Eiswiderstand beschreibt die maximal erreichbare innere Spannung bis zum Bruch des Eises:

$$P_p = P^* h \exp(-C(1-A)) \quad (2.3.2.8)$$

Danach ist  $P^*$  der Eishärteparameter ( $15.000 \text{ N/m}^2$ ) und  $C$  (20) der Eiskonzentrationsparameter. Die inneren Kräfte des Eises wirken bei einem hohen Eisbedeckungsgrad (und gegebenenfalls Eisdicke), sodass bei Kollisionen von Eisschollen diese nicht in Flächen offenen Wassers ausweichen können (Harder 1996). Dagegen legt Meereis bei sehr kleinen Deformationsraten ein viskoses Verhalten an den Tag (AIDJEX; Coon et al. 1974). Harder (1996) optimiert das modellierte Meereisverhalten durch eine Regimefunktion, die den fließenden Übergang zwischen viskoser und plastischer Rheologie beschreibt. Die untere Grenze als Maß der Gesamtdeformation (Regimeparameter  $\Delta_{\min}$ ) soll wesentlich kleiner als das Verhältnis von Eisdriftgeschwindigkeit und räumlicher Längenskala des Modells sein. Der Grenzwert  $\Delta_{\min}$  bestimmt den Übergangsbereich zwischen linear-viskosem und ideal-plastischem Verhalten. Die kinematische Messung der Gesamtdeformation  $\Delta$  zeigt an, welches Regime vorliegt:

$$\Delta = \left[ \left( \dot{\epsilon}_{11}^2 + \dot{\epsilon}_{22}^2 \right) \left( 1 + \frac{1}{e^2} \right) + 4 \frac{\dot{\epsilon}_{12}^2}{e^2} + 2 \dot{\epsilon}_{11} \dot{\epsilon}_{22} \left( 1 - \frac{1}{e^2} \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.3.2.9)$$

Aus der Gleichung geht hervor, dass das Maß der Gesamtdeformation durch die Deformationsrate  $\dot{\epsilon}$  sowie die Exzentrizität  $e$  der elliptischen Bruchkurve erklärt wird. Im Vergleich unterschiedlicher dynamischer Meereismodule lieferte innerhalb der Kampagne SIMIP (Sea Ice Model Intercomparison Project) das viskos-plastische Modell die präziseste Übereinstimmung mit Beobachtungsdaten (Lemke et al. 1997).

### 2.3.3 Atmosphärenantrieb und Kopplung der Modellkomponenten

Sowohl das Ozean- als auch das Meereis-Modul benötigt explizite atmosphärische Antriebsdaten, die von einem Datensatz inklusive sieben Atmosphärenparametern (zonale und meridionale Windschubspannung, skalare Windstärke 10 m über der Oberfläche, Wolkenbedeckung, Lufttemperatur 2 m über der Oberfläche, Taupunkttemperatur 2 m über der Oberfläche, Niederschlagsrate), bereitgestellt werden. Über die spezifische Feuchte wird dann die resultierende Evaporation berechnet. Die Windfelder übergeben direkt einen Impuls ( $\tau$ ) an die Oberfläche der beiden Modellkomponenten, während die übrigen Atmosphärenparameter Wärme- ( $Q$ ) und Salzflüsse ( $S$ ) bilanzieren: Lufttemperatur, Taupunkttemperatur und Wolkenbedeckungsgrad leiten sowohl fühlbare und latente Wärme flüsse als auch lang- und kurzweilige Nettostrahlung her. Aufgrund unterschiedlicher Oberflächeneigenschaften (Temperatur, Albedo) in Meereis- und Ozeanmodulen werden die atmosphärischen Wärme flüsse getrennt berechnet. Die Wichtung der einzelnen Flüsse wird über die Meereisbedeckung in der jeweiligen Gitterbox bestimmt. Zusätzlich benötigt das Meereismodell die Ozeantemperatur zur Berechnung basaler Wärme flüsse innerhalb der Deckschicht (Abb. 7). Dies wird in einem für Meereismodelle gebräuchlichen Verfahren über die Berechnung der Konvektionstiefe des Ozeans gelöst. Neben der Wasser- und Gefriertemperatur sind auch die Mächtigkeit der Konvektionsschicht zur Berechnung der ozeanischen Wärme flusskomponente ( $Q_i$ ) und die zeitliche Auflösung (86.400 s) entscheidend (Holland u. Jenkins 1999; Kreyscher 1998).

Neben dem Wärme fluss wird auch der Salzfluss über Schnee- und Meereisformation gesteuert. Der Nettoniederschlag<sup>10</sup> bildet sich über eisbedeckten Gitterzellen und Atmosphärentemperaturen unter 0°C als Schneeeauflage, andernfalls bedeutet er einen Süß-

<sup>10</sup> Der Nettoniederschlag berechnet sich aus der Differenz von Niederschlag und Evaporation

wasserzufluss in den Ozean. Bei Temperaturen oberhalb des Gefrierpunktes wird der Nettoniederschlag über der offenen Wasserfläche ebenfalls als Süßwasserkomponente dem Ozean zugerechnet. Der Anteil des Niederschlages über dem Meereis wird mit dem mittleren Salzgehalt des Meerwassers multipliziert und dem Ozean als zusätzlicher Term zur Erhaltung der Salzbilanz angerechnet. Eine ausführliche Beschreibung der Kopplung beider Modellkomponenten findet sich in Hibler u. Bryan (1987).

### 3 Methodik

In diesem Kapitel wird der Fokus auf das Modellsetup der einzelnen Studien gerichtet. Im Speziellen werden, für diese Arbeit relevante physikalische Details sofern nicht schon im Abschnitt 2.3 behandelt, genauer betrachtet.

#### 3.1 Modellkonfiguration

Die in dieser Arbeit vorgestellten Modellexperimente sind in Tabelle 1 zusammengefasst. Danach unterscheiden sie sich, je nach Experiment, hinsichtlich ihrer Randbedingungen.

**Tabelle 1:** Versuchsanordnung der Modellexperimente

Modellexperiment	Atmosphärischer Antrieb	Land/See-Maske	Salzgehalts-restoring	Kontinentalzuflüsse	Nordatlantikeinstrom
ctrl_run <sup>a</sup>	PD <sup>b</sup>	PD	PD	PD	PD
lgm_std	LGMN <sup>d</sup>	LGM	PD	LGM	PD+1 psu -2°C
sens_sal	LGMN	LGM	–	LGM	PD+1 psu -2°C
sens_L	LGMN	LGM	PD	LGM+0,1Sv	PD+1 psu -2°C
sens_Fram	LGMN	LGM* <sup>c</sup>	PD	LGM	PD+1 psu -2°C
sens_LGMG	LGMG <sup>e</sup>	LGM	PD	LGM	PD+1 psu -2°C

<sup>a</sup> Daten entnommen von Gong (2009)

<sup>b</sup> PD: "Present Day" – heutige Bedingungen nach Kauker et al. 2003; Prange 2003

<sup>c</sup> LGM\*: Erweiterung der glazialen Modelltopographie durch das Jermak-Plateau

<sup>d</sup> Atmosphärische Antriebsdaten von Lohmann u. Lorenz (2000)

<sup>e</sup> Atmosphärische Antriebsdaten von Romanova et al. (2004)

Der Kontrolllauf (ctrl\_run; Gong 2009) wird mit rezenten Datensätzen gespeist und dient der Überprüfung der Modellkonsistenz mittels Observationsdaten. Demgegenüber enthält der glaziale Standardlauf (lgm\_std) veränderte Randbedingungen des Atmosphärenantriebes, der Topographie und des Süßwassereintrages arktischer Flüsse, sowie des Nordatlantikeinstroms. Hier kann ein „realitätsnaher“ Vergleich nur mit indirekten geologischen Signalen (Proxies) getroffen werden (Abschnitt 3.3). Die nachfolgenden Experimente betrachten die eiszeitliche Sensitivität des Ozeans und des Meereises. Dazu wird jeweils eine der in Tabelle 1 aufgelisteten Parameter verändert, während die übrigen Modelleinstellungen dem glazialen Standardlauf entsprechen. Die genauere Versuchsanordnung der Modellexperimente wird in den folgenden Abschnitten erläutert.

### 3.1.1 Rezenter Kontrolllauf (ctrl\_run)

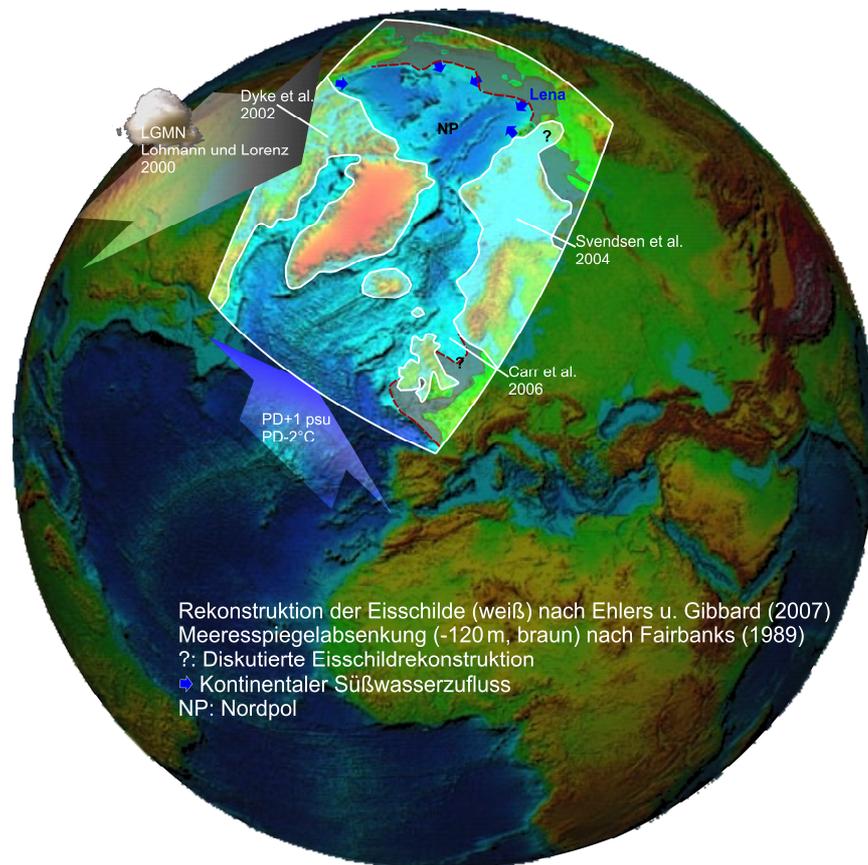
Der Kontrolllauf (ctrl\_run) stellt die unveränderte Version des von Kauker (2003) und Köberle u. Gerdes (2003) verwendeten Ozeanmodells zur Analyse rezenter Fragestellungen dar. Die Nachbildung der Bathymetrie stammt aus dem Datensatz ETOPO5 (1988) des NGDC (*National Geophysical Data Center*). Für die Südbegrenzung am nordatlantischen Ozean erlauben offene Randbedingungen nach Stevens (1991) den Austausch von Tracern und der Wellenausbreitung, während die anderen Passagen, Kattegat, Bering- und Hudsonstraße als geschlossene Grenzen betrachtet werden (Kauker et al. 2003). Der advektive Transport von Salz und potentieller Temperatur wird durch ein FCT-Schema (*flux-corrected transport*) nach Gerdes et al. (1991) erreicht. Monatliche Mittelwerte der barotropen Stromfunktion an der südlichen Randbegrenzung werden von „Linked Atlantic Model Experiments“ (FLAME) der Kiel Universität übernommen (Köberle u. Gerdes 2003). Der Export von Meereis aus der Modelldomäne ist an der südlichen Randbegrenzung sowie der Beringstraße möglich (Kauker et al. 2003). Als Eingangsdatensatz des Atmosphärenantriebes finden NCEP/NCAR-Reanalysedaten (*National Centers for Environmental Protection*) der Jahre 1948–2007 Verwendung<sup>11</sup>. Die Implementierung des Kontinentalzuflusses beruht hauptsächlich auf Monatsmittelwerten des *Global Runoff Data Centre* und simuliert den Jahresgang der Süßwasserspeisung (Prange 2003). Als Initialbedingungen werden für die Arktis die Winterbedingungen nach der EWG Klimatologie (*Environmental Working Group*) verwendet (*National Snow and Ice Data Centre* - NSIDC 1997), während für die übrige Modelldomäne die Klimatologien von Levitus u. Boyer (1994) und Levitus et al. (1994) als Grundlage dienen (Kauker 2003). Der Datensatz der Modellausgabe liegt vor (Gong 2009) und dient zur Überprüfung der Modellkonsistenz. Zur Analyse des Ausgangsdatensatzes werden in allen Experimenten die jeweils letzten 30-jährigen Klimatologien herangezogen.

### 3.1.2 Glazialer Standardlauf (lgm\_std)

Die Versuchsanordnung eines realitätsnahen Eiszeitklimas erfordert die Abstimmung der Eingabedaten nach dem heutigen Stand der Wissenschaft. Für den Standardlauf des letzten glazialen Maximums müssen der Atmosphärendatensatz, die Land/See-Maske, Zulauf von Süßwasser sowie die Temperatur- und Salzgehaltstracer im Ozean angepasst werden (Abb. 9).

---

<sup>11</sup> Siehe hierzu Kalnay et al. (1996)



**Abb. 9:** Anpassung des regionalen Modells an glaziale Randbedingungen: Pfeile symbolisieren den Nordatlantikeinstrom (PD+1 psu,  $-2^{\circ}\text{C}$ ), Atmosphärenantrieb (LGMN; Lohmann u. Lorenz 2000) und kontinentale Süßwasserzuflüsse; Reliefglobus mit  $1^{\circ}$  Auflösung nach ETOPO1 (Amante u. Eakins 2009)

Die sieben Parameter des Atmosphärenantriebes (Abschnitt 2.3.3) stammen aus einem Datensatz des globalen Atmosphärenmodells (AGCM) MPI ECHAM3/T42L19 (Roeckner et al. 1992). Dieses besitzt eine räumliche horizontale Auflösung mit  $128 \times 64$  Gitterboxen verteilt ( $2,8^{\circ}$  Kantenlänge respektive) auf einem Gauss-Krüger-Koordinatensystem (Roeckner et al. 1992). Durch Modifikation der Eingabeparameter und Randbedingungen, wie Anpassung der Orbitalparameter nach der Milanković-Theorie,  $\text{CO}_2$ -Konzentration (200 parts per million in volume, ppm<sub>v</sub>), Meeresspiegelabsenkung und Orographie werden die Rahmenbedingungen für die glaziale Atmosphäre (Lohmann u. Lorenz 2000) gesetzt. In den Randbedingungen bezüglich der Erdoberfläche wird die Eisschildrekonstruktion nach Peltier (1994) verwendet, die in einer aktuellen Version (ICE-5G: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth; Peltier, 2004) die Absenz eines Eisschildes in der Ostsibirischen Schelfregion berücksichtigt. Die Daten für Meeresoberflächentemperatur, -eisbedeckung sowie Albedo wurden von CLIMAP („Climate: Long range Investigation, Mapping, And Prediction“, 1976; 1981) anhand von Foraminiferensignalen rekonstruiert (Abb. 1, Abb. 70). Mit einer zusätzlichen Temperaturreduzierung um  $-3^{\circ}\text{C}$  in den Tropen ( $30^{\circ}\text{S}$ – $30^{\circ}\text{N}$ ) führt dies innerhalb einer Sensitivitätsstudie zu einer besseren Übereinstimmung mariner und ter-

restrischer Proxy-Daten (Lohmann u. Lorenz 2000). Eine genauere Beschreibung der Parameterkonfiguration ist bei Lohmann u. Lorenz (2000) nachzulesen. Der Atmosphärenantrieb ist auf Tageswerte aufgelöst und wird in einem iterativen Zyklus mit einer Periodizität von 15 Jahren wiederholt.

Die Morphologie des glazialen Ozeans wird hauptsächlich durch die Umverteilung von Wassermassen bestimmt. Einerseits erfordert die Akkumulation von Eis im Inland eine Meeresspiegelabsenkung von -120 m (Fairbanks 1989; Peltier u. Fairbanks 2006), andererseits verändert die Verbreitung der Eisschilde das nordhemisphärische Erscheinungsbild (Abb. 5). Beide Anpassungen werden an der rezenten Land/See-Maske ETOPO5 (1988) umgesetzt.

Durch die Umverteilung des Süßwassers wird eine zusätzliche homogene Salzgehaltserhöhung von +1 psu (practical salinity unit) gegenüber den Initialbedingungen im Ozean und dem Einstrom des Nordatlantiks notwendig (Romanova et al. 2004). Um der zusätzlichen Reduzierung der tropischen Meeresoberflächentemperaturen Rechnung zu tragen, wird dem vordefinierten Temperaturfluss an der südlichen Randbegrenzung eine Temperaturerniedrigung von  $-2^{\circ}\text{C}$  angerechnet. Die vordefinierte Wellenausbreitung (Stromfunktion) des Nordatlantikeinstroms folgt den rezenten Klimatologien, da für die Sensitivität der meridionalen Umwälzung im Modell weniger der Impuls als Salzgehalte und Temperaturen entscheidend sind (Gong 2009).

Der eiszeitliche arktische Süßwasserzufluss (Abschnitt 3.1.4) entspricht etwa der Hälfte des heutigen jährlichen Budgets von  $3.300\text{ km}^3/\text{a}$  (Aagaard u. Carmack 1989). Zum Ausgleich der Salzgehaltsbilanz dieser und nachfolgender Modellexperimente folgt die Anpassung des Salzflusses gegenwärtigen Klimatologien. Das im nachfolgenden Abschnitt 3.1.3 erläuterte Modellexperiment untersucht die Salzgehaltsdrift ohne Annäherung an Observationsdaten. Eine vorausgehende Version des Standardlaufes (Gong 2009) ist in dieser Arbeit um verschiedene Konfigurationen erweitert worden (Abschnitt 4.2), die im Folgenden aufgelistet sind:

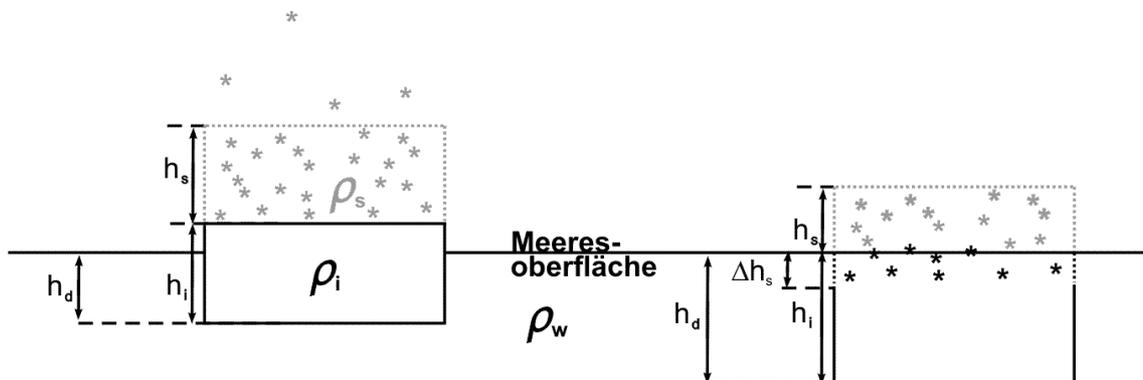
- Verlängerung der modellinternen Laufzeit von ca. 60–80 Jahre auf 100 Jahre
- Aufhebung initialer Meereisparameter (zonale und meridionale Meereisdriftkomponente, Schneeauflage, Meereismächtigkeit, Meereiskonzentration werden auf Null gesetzt)
- Limitierung der Schneeakkumulation über Meereis
- Reevaluierung des glazialen arktischen Süßwasserbudgets (Abschnitt 3.1.4)

- Reinterpolation, Translation und Rotation der atmosphärischen Antriebsdaten anhand einer Land/See-Maske
- Anpassung der Ozeantopographie.

Zur Initialisierung des Modells wird der Datensatz einer rezenten Klimatologie verwendet. Innerhalb einer Einschwingphase von 30 Jahren wird die gesamte Wassermasse der oberen arktischen Ozeanschicht (0–1000 m) ausgetauscht (Karcher u. Oberhuber 2002). Im aktuellen Standardlauf beträgt die Laufzeit 100 Modelljahre, in denen die letzten 30 Jahre zur Auswertung herangezogen werden. Um mögliche artifizielle Beiträge der initialen Meereisbedingungen zu unterbinden, wurden alle Meereisparameter auf Null gesetzt.

Die zusätzliche Berücksichtigung einer Schneeeauflage im Modell verändert das Eiswachstum durch reduzierte Wärmeleitfähigkeit und erhöhter Albedo gegenüber Eis. Als Quelle werden Niederschlagsraten  $P_w$  unter  $0^\circ\text{C}$  Atmosphärentemperatur definiert, die über einer eisbedeckten Modellgitterzelle niedergehen. Die Schneeeauflage bewegt sich mit der Geschwindigkeit  $\mathbf{u}$  des Meereises. Als Senke bewirken solare Einstrahlung und Werte oberhalb der Gefrierpunkttemperatur ein thermodynamisches Schmelzen der Schneeeauflage. Während gegenwärtig die Schneeeauflage in den Sommermonaten vollständig schmilzt, limitiert ein eingeführter Schwellenwert von maximal 10 m Schneeeauflage die positive Bilanz innerhalb der glazialen Modellläufe. In der Realität würde die Winddrift eine Verteilung des Schnees bewirken.

In der Natur wird ein gelegentliches Fluten von juvenilem Meereis durch Schneeeauflast beobachtet, wodurch ein negativer Freibord entsteht (Abb. 10).



**Abb. 10:** Genese meteorischen Meereises nach dem Archimedischen Prinzip; Abkürzungen siehe Text

Danach wird dem Archimedischen Prinzip entsprechend eine Konversion von Schnee zu meteorischem Eis eingeführt (siehe z.B. Fischer 1995):

$$h_d = \frac{\rho_i h_i + \rho_s h_s}{\rho_w} \quad (3.1.2.1)$$

Sobald die durch Schnee ( $\rho_s h_s$ ) und Meereis ( $\rho_i h_i$ ) verdrängte Wassersäule  $h_d$  mächtiger als die Eisdicke  $h_i$  ist, wird  $h_i = h_d$  nivelliert und die Schneedecke anteilig reduziert:

$$\Delta h_s = (h_i + h_d) \frac{\rho_i}{\rho_s} \quad (3.1.2.2)$$

Somit wird Schnee unterhalb der Wasserlinie auf Meeresspiegelniveau gesetzt. Normalerweise tritt solch ein Flutungseffekt im Initialstadium der Meereisbildung auf und wird für die Arktisregion mit Eismächtigkeiten mehrerer Meter und relativ geringer Schneeeauflage selten beobachtet (Harder 1996). Die Limitierung der Schneeeauflage reduziert somit auch die Genese meteorischen Eises.

Als Antrieb benötigen das Ozean- und Meereismodul vorgeschriebene Atmosphärendaten. Falls die räumliche Auflösung zwischen Antrieb und Modell stark voneinander abweichen (in diesem Fall  $2,8^\circ$  und  $0,25^\circ$  respektive), kann dies zu Inkonsistenzen beider Topographien führen. Daher werden hier anhand einer vorgegebenen glazialen Land/See-Maske Atmosphärenfelder über Land nicht berücksichtigt und die übrigen Daten nach einer Gauss'schen Wahrscheinlichkeitskurve auf die Ozeanpunkte interpoliert (Interpolationsradius: 250 km). Danach findet die Translation und Rotation des Atmosphärengitters auf das Ozean/Meereis-Gitter statt.

In einem letzten Schritt wurde die Modelltopographie an die Rekonstruktion der Eisschildgrenzen (Ehlers u. Gibbard 2007) angepasst. Hierzu wurde die Framstraße verbreitert, das Kanadische Archipel sowie die Hudsonstraße durch Landzellen ersetzt und der Färöer-Shetland-Kanal (Schwellentiefe  $\sim 850$  m) für den Nordatlantikeinstrom geöffnet (Abb. 9). Die vorgenommenen Modellkonfigurationen gelten in gleicher Weise für die nachfolgenden Sensitivitätsstudien.

### 3.1.3 Studie der Salzgehaltsdrift (sens\_sal)

Zur Darstellung einer realistischen Salzgehaltskonzentration verhindert ein Zurücksetzen des Oberflächensalzgehaltes ( $\sim 10$  m Meerestiefe) in Richtung einer mittleren jährlichen Klimatologie (Levitus u. Boyer 1994; Levitus et al. 1994; NSIDC 1997) alle 180 Tage eine Klimadrift des Modells (Kauker et al. 2003). Die Salzbilanz wird zusätzlich durch einen Term erweitert:

$$S_t + L(S) = \dots - R_s (S - S_0) \quad (3.1.3.1)$$

Hierbei ist die Rate  $R_s$  (1/(180 Tage)) als Wichtung des Terms zu verstehen ist (Zhang et al. 1998). Innerhalb einer Vergleichsstudie von NAOSIM mit anderen arktischen Ozean/Meereis-Modellen (Variation von  $R_s$  liegt zwischen 1/120 bis 1/1.800 bzw. freiem Salzfluss) orientiert sich dieses relativ eng an den vorgegebenen Klimatologien (Steele et al. 2001).

Durch den Mangel an verlässlichen Daten bezüglich eines glazialen Klimas wird hier auf rezente Salzgehaltsfelder zurückgegriffen. Um den Einfluss eines rezenten „Salzgehalts-restorings“ auf den glazialen Standardlauf abschätzen zu können, wird in diesem Modellexperiment die Rate auf 20 Jahre ( $R_s=1/7.200$ ) erhöht, und damit ein „freier“ Salzfluss simuliert.

### 3.1.4 Süßwasserstudie (sens\_L)

Die gesamte kontinentale arktische Süßwasserbilanz setzt sich aus Oberflächenabfluss, Basisabfluss und Abfluss des Zwischenwassers („interflow“) unterhalb der Oberfläche zusammen. Der Anteil des Zwischenwassers – hauptsächlich durch die Gefrier-Tau-Zyklen der aktiven Bodenschicht angetrieben – und des Grundwasserstroms an der Gesamtbilanz verringert sich durch die Immobilisation in Permafrostböden. Dieser Anteil ist nur ungenau quantifizierbar, wird aber um mehrere Größenordnungen geringer als der Oberflächenabfluss geschätzt und findet in hydrologischen Modellen kaum Berücksichtigung (Grabs et al. 2000). Zur Aufrechterhaltung der Süßwasserbilanz werden die größten arktischen Flüsse in NAOSIM als negativer Beitrag zum Salzgehalt interpretiert. Es folgt eine Beschreibung der in dieser Arbeit evaluierten Süßwasserzuläufe des glazialen Standardlaufs (lgm\_std, Tabelle 2).

**Tabelle 2:** Arktische Zuflüsse – Ausgangsbedingungen für LGM und summierter Oberflächenabfluss unterschiedlicher Einzugsgebiete eines Atmosphärenmodells (ECHAM3)

Süßwasserquelle	ECHAM3 (km <sup>3</sup> /a)	LGM-Zufluss (km <sup>3</sup> /a) <sup>c,d</sup>
Mackenzie	0	287*2/3
Kolyma <sup>a</sup>	654	128
Indigirka		59/3
Paläokanal Lena/Yana <sup>a</sup>	303	532/2
Olenek		36/2
Khatanga		88/2
Paläoabfluss Voronin-Trog (Ob, Jenissej, Pechora, Pyasina, Taimyra) <sup>b</sup>	125	630
Sev. Dvina		–
diffuser Eintrag		532
Zufluss $\Sigma$	1.082	1.829

<sup>a</sup>Kleiber u. Niessen (1999); <sup>b</sup>Sidorchuk et al. (2000, 2008); <sup>c</sup>Carmack (2000); <sup>d</sup>Gordeev (2000)

Durch die Absenkung des Meeresspiegels (-120 m; Fairbanks 1989), bedingt durch den Aufbau des Nordamerikanischen (Dyke et al. 2002), Eurasischen (Svendsen et al. 2004) und Inuit-Eisschildes (England et al. 2006) können einerseits Flussläufe abgelenkt oder unterbrochen, andererseits der Mündungsbereich durch Meeresspiegelabsenkung nordwärts verlagert werden. Hiervon sind vor allem flach auslaufende Schelfgebiete betroffen (Abb. 9), die am Arktischen Ozean eine anteilige Fläche von 52,9% besitzen (Jakobsson 2002). Für die Flüsse Ob und Jenissej verlängert sich der Flusslauf bis in die exponierten Schelfgebiete der Karasee, wo diese konvergieren und durch die Südgrenze des Eisschildes abgelenkt ostwärts in den Ozean fließen (Mangerud et al. 2004; Stein et al. 2002; Svendsen et al. 2004; Dittmers et al. 2008). Die Mündung des Ob/Jenissej-Paläokanals (andere Zuläufe der Barents und Karasee bleiben unberücksichtigt) entspricht, westlich von Severnaya Zemlya, dem Voronin-Trog. Als Alternativ-Hypothese wird von einem knappen Eisschild über der nördlichen Karasee bis hin zur Taimyr-Halbinsel ausgegangen (Alexanderson et al. 2001, 2002). Dies hätte zumindest eine zeitweilige Blockade und die Formierung von Eisstauseen in den Flusstälern zur Folge gehabt (Mangerud et al. 2004; Polyak et al. 2002, 2008). Für die LGM-Zeitscheibe zeigt sich nach Vogt u. Knies (2008) eine drastische Reduktion des Smektitanteils für Sedimente aus dem Eurasischen Becken. Hierfür war möglicherweise eine Unterbrechung des Transportweges aus dem Liefergebiet des flutbasalthaltigen Putorana-Plateaus verantwortlich.

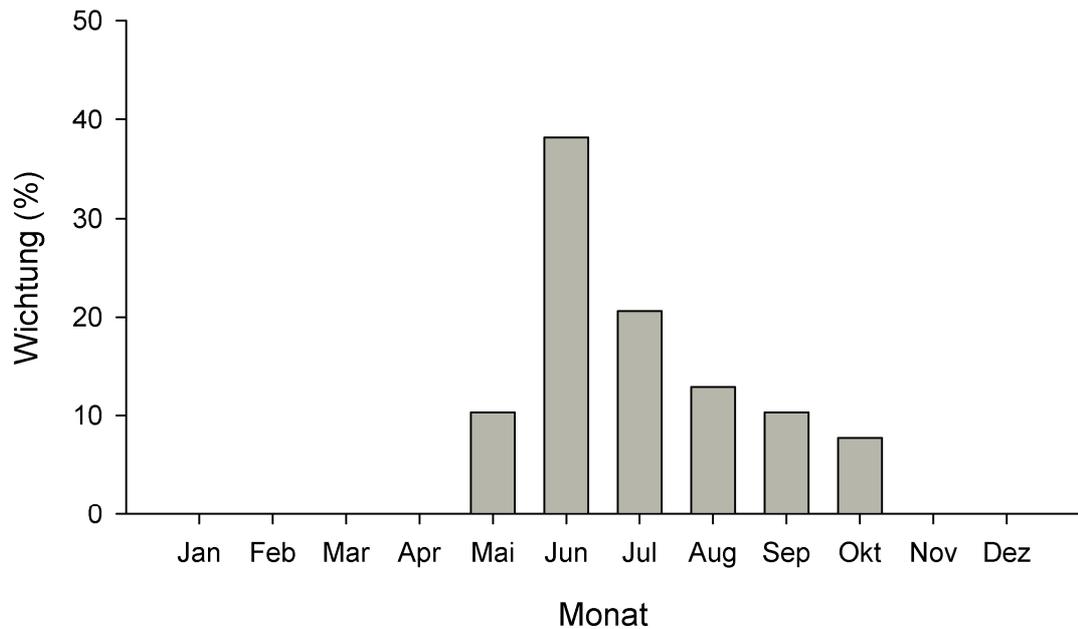
Innerhalb der damals eisfreien, exponierten Laptewsee wurden anhand hochauflösender seismischer Profile Paläokanäle zu den Flusskomplexen Anabar/Khatanga, Olenek und

Lena/Jana identifiziert, die auf einen konstanten Eintrag während MIS 2 (24–12 ka BP) deuten (Kleiber u. Niessen 1999, 2000; Kleiber et al. 2001).

Der Süßwassereintritt der ostsibirischen Region und der Beaufortsee wird durch die Flüsse Indigirka und Kolyma, respektive Mackenzie gespeist. Durch den relativ ausgedünnten Eisschild des Kanadischen Archipels (Lambeck et al. 2002) und der Landbrücke an der Beringstraße ist der Mackenzie die einzige bedeutende Süßwasserquelle für die Westarktis (Martinson u. Pitman 2007). Alkama et al. (2008) haben innerhalb einer Modellstudie den Gesamtsüßwasserbeitrag unter LGM-Bedingungen auf  $\sim 2.000 \text{ km}^3/\text{a}$  geschätzt, was 50–60% heutiger Zuflussmengen ( $4.270 \text{ km}^3/\text{a}$  nach Carmack 2000;  $3.300 \text{ km}^3/\text{a}$  nach Aagaard u. Carmack 1989) entspricht. Das Modell berücksichtigt einen Gesamtzufluss von ca.  $1.800 \text{ km}^3/\text{a}$ . Der Wassermassenzufluss entspricht etwa dem rezenten Wasserimport der Beringstraße ( $1670 \text{ km}^3/\text{a}$ , Aagaard u. Carmack 1989). Trotz des kalt-ariden, glazialen Klimas wird für den Fluss Kolyma eine erhöhte Süßwasserzufuhr (rezent:  $128 \text{ km}^3/\text{a}$ ; Carmack 2000) angenommen, weil durch die nordwärtige Regression der Küstenlinie dessen Einzugsgebiet stark expandierte (Alkama et al. 2006).

Zur Veranschaulichung der Süßwasserbilanz wurde der summierte Oberflächenabfluss des Atmosphärenmodells ECHAM3 approximiert (Tabelle 2). Der gesamte kontinentale Oberflächenabfluss der Einzugsgebiete ( $1.082 \text{ km}^3/\text{a}$ ) für das Nordpolarmeer, ist mit der in dieser Arbeit zugrunde gelegten Bilanz ( $1.829 \text{ km}^3/\text{a}$ ) vergleichbar. Durch den Einfluss feuchttragender Luftmassen über dem nördlichen Pazifikraum wurde für das Einzugsgebiet „Kolyma“ der höchste Oberflächenabfluss kalkuliert.

Die Verbreitung mehrjähriger Permafrostböden (rezente Verbreitung siehe Brown et al. 1997, Oberflächenabflusskoeffizient 0,8-0,9) in arktischen Einzugsgebieten sowie die zeitliche Verzögerung gesteigerter Frühjahresschmelzen bewirken drastische Schwankungen in der Durchflussmenge (Sidorchuk et al. 2000, 2008). Innerhalb des arktischen Sommers (Mai-September) finden etwa 80% des gegenwärtigen Abflusses statt, der jeweils anteilig an der Jahresbilanz der einzelnen Flüsse gewichtet wird (Abb. 11; Gordeev 2000; Grabs et al. 2000).



**Abb. 11:** Wichtigung des Gesamtabflusses für arktische Zuflüsse (Variabilität für sibirische Flüsse nach Gordeev 2000).

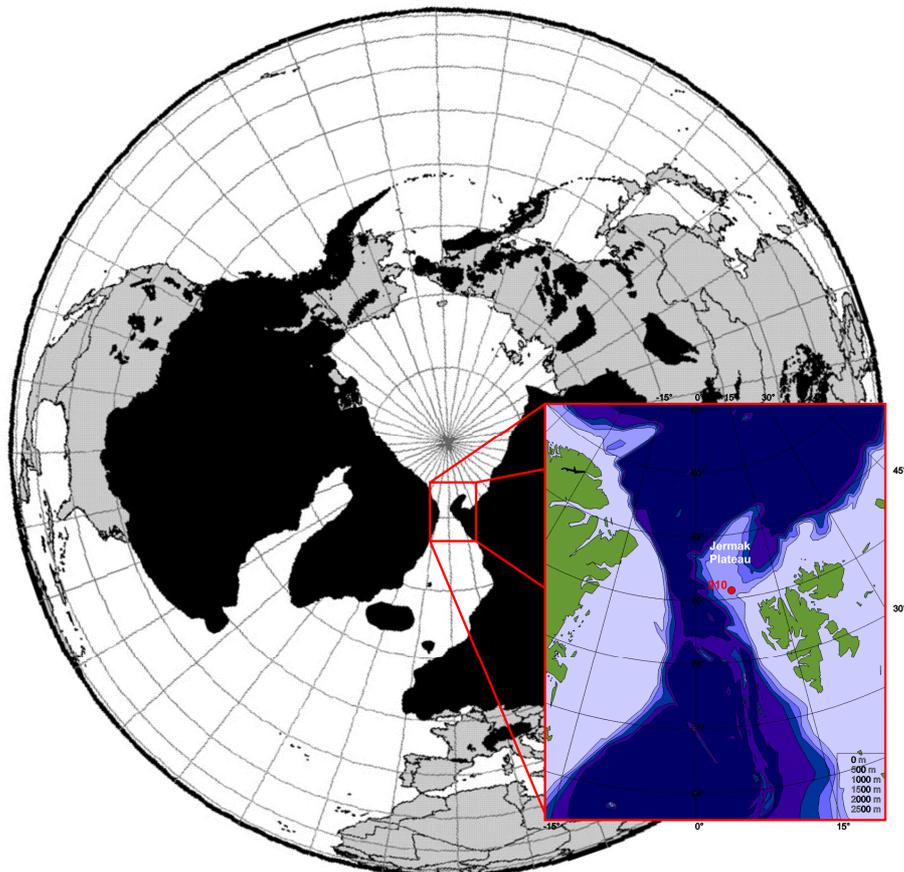
Hierbei wird auf die intraannuale Variabilität sibirischer Flüsse nach Gordeev (2000) zurückgegriffen, da deren Einzugsgebiete durch kontinuierliche und/oder saisonale Permafrostböden ausgezeichnet sind und damit glazialen Bedingungen am nächsten kommen. Kontinentalzuflüsse außerhalb des arktischen Sommers werden auf Null gesetzt. Selbst für kleinere rezente Zuläufe ist ein, durch Zufrieren der Flussmündung verursachtes temporäres Versiegen des Zulaufes zu beobachten (Prange 2003). Die Wassertemperatur ( $0^{\circ}\text{C}$ ) wird saisonal nicht variiert, da hierzu Paläodaten fehlen. Jedoch kann davon ausgegangen werden, dass die Wärmezufuhr für die großskalige Dynamik von Ozean und Meereis kaum eine Rolle spielt (Prange 2003). Lediglich die Frühjahresschmelze des Eises im Mündungsbereich großer Flüsse wird durch den Wärmetransport beschleunigt (Bareiss et al. 1999).

Die Sensitivitätsstudie orientiert sich an prominenten Süßwasserereignissen der Klimageschichte (Andrews u. Dunhill 2004; Fisher et al. 2002; Jones u. Bigg 2008a, b; Peltier 2005; Peltier et al. 2006; Tarasov u. Peltier 2005). Hierbei wird einer spontanen Süßwasseranomalie an der Laptewsee-Schelfkante (Bølling-Allerød, 13 ka BP; Spielhagen et al. 2005) entsprechend, ein konstanter Beitrag von  $0,1\text{ Sv}$  der Lena-Wassermassenbilanz addiert. Der zusätzliche Einstrom entspricht einem Meeresspiegelanstieg von  $\sim 0,87\text{ cm/a}$ , während der gesamte Grönländische Eisschild zum Vergleich einem Meeresspiegeläquivalent von  $7\text{ m}$  entspricht (Peltier et al. 2006).

Um den Effekt der Süßwasserstudie von der internen Modellvariabilität isolieren zu können, wird ein zweiseitiger t-Test (Student-Test) angewandt. Es bestehen 58 Freiheitsgrade  $\Phi$  bei einem angewandten Signifikanzniveau von 95% (Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha=0,05$ ). Die dargestellten Prüfgrößen (Abschnitt 4.3.2) werden als normalverteilt angenommen. Damit soll sichergestellt werden, dass auch geringe Änderungen bezüglich der Studie von modellinternen Anomalien unterschieden werden.

### 3.1.5 Verjüngung der Framstraße (sens\_Fram)

Die maximale pleistozäne Expansion der nordhemisphärischen Eisschilde erreichte während der späten Saale-Eiszeit (160–130 ka BP) ihren Höhepunkt (Abb. 12; Ehlers u. Gibbard 2007; Svendsen et al. 2004).



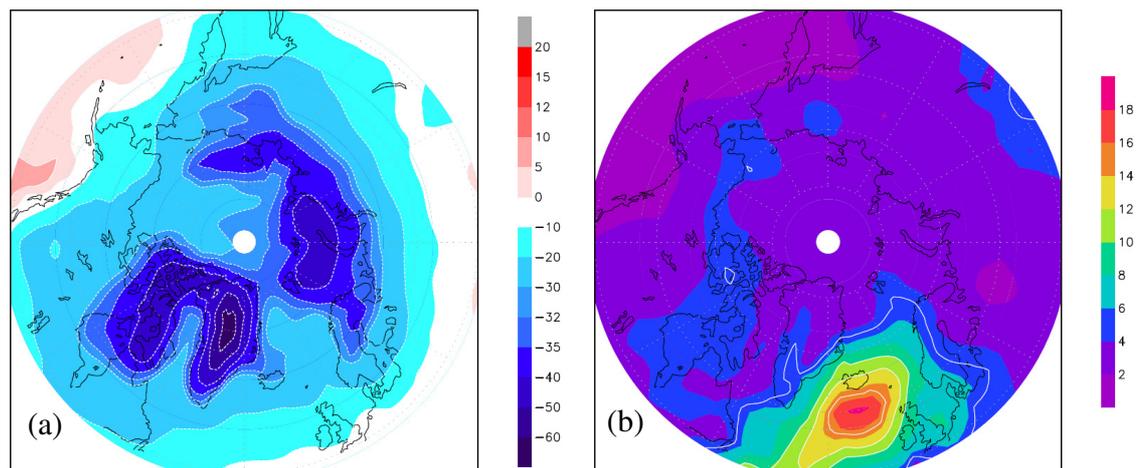
**Abb. 12:** Nordhemisphärische Eisschilde zum pleistozänen glazialen Maximum (Späte Saale-Eiszeit, ca. 160-130 ka vor heute, Ehlers u. Gibbard 2007) – Sedimentdaten der Kernlokation ODP 910 (*Ocean Drilling Program*; 556,5 m Wassertiefe) stehen im Widerspruch mit einem Jermak-Plateau-Eisschild (Flower 1997; Knies et al. 2007)

Svendsen et al. (2004) gehen zusätzlich, anders als zum letzten glazialen Maximum, von einer Vereisung des Jermak-Plateaus aus. Marine Daten der Kernlokation ODP (*Ocean Drilling Program*) 910, repräsentativ für die letzten 650–800 ka, zeigen jedoch keine Überkonsolidierung des Sediments durch Auflast eines Eisschildes (Flower 1997; Knies et al. 2007).

In diesem Experiment wird die Sensitivität einer verjüngten Framstraße für einen glazialen Arktischen Ozean untersucht. Hierzu wird das submarine Jermak-Plateau (>500 m unterhalb der Meeresoberfläche) auf Meeresspiegelniveau erhöht und somit der äußeren Beckenform des Modells hinzugefügt. Damit verengt sich die Framstraße (re-zente Breite >400 km) auf eine ~190 km breite Ozeanpassage (Abb. 12).

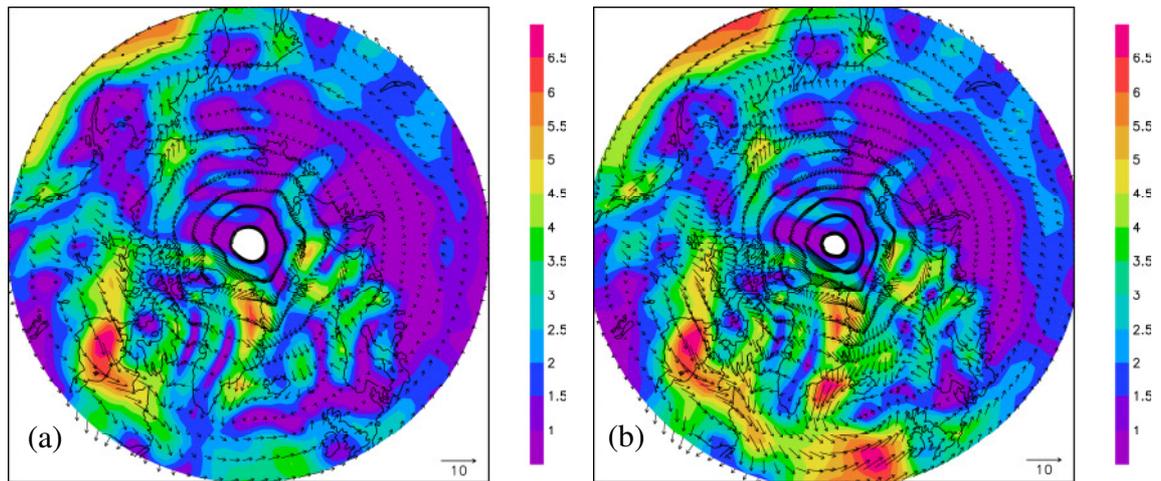
### 3.1.6 Studie des Atmosphärenantriebes (sens\_LGMG)

Die globale Oberflächentemperaturkonstruktion nach CLIMAP (1976, 1981) geht von einer saisonalen Meereisexpansion bis 45°N in den Atlantik aus. Aktuelle Multiproxy-Rekonstruktionen für den Nordatlantischen Ozean (de Vernal et al. 2005, 2006; Kucera et al. 2005; Meland et al. 2005; Nørgaard-Pedersen et al. 2003; Paul u. Schäfer-Neth 2003; Pflaumann et al. 2003; Weinelt et al. 2003) und global (MARGO 2009), zeigen dagegen höhere Meeresoberflächentemperaturen mit einer reduzierten Meereisausdehnung im Nordatlantikraum an (Abb. 13).



**Abb. 13:** 30-jähriges Mittel atmosphärischer Temperaturfelder (°C) 2 m über der Oberfläche (50–90°N); (a): Temperaturfelder für std\_lgm (LGMN); (b): Temperaturanomalien (LGMN-LGMG) für sens\_LGMG (Daten entnommen von Lohmann u. Lorenz 2000; Romanova et al. 2004)

In einer Studie von Romanova et al. (2004) wird die Oberflächentemperaturrekonstruktion von Weinelt et al. (1996) und GLAMAP 2000 (*Glacial Atlantic Ocean Mapping*, Paul u. Schäfer-Neth 2003) verwendet, um damit ein hybridgekoppeltes (Atmosphäre-Ozean-Kopplung) Klimamodell zu forcieren. Im Vergleich beider Studien ist das 30-jährige Mittel der atmosphärischen Windfelder in Abb. 14 dargestellt.



**Abb. 14:** 30-jähriges Mittel atmosphärischer Windfelder (m/s) 10m über der Oberfläche (50–90°N); (a): Windfelder für std\_lgm (LGMN); (b): Windfelder für sens\_LGMG (Daten entnommen von Lohmann u. Lorenz 2000; Romanova et al. 2004)

Der daraus gewonnene Atmosphärendatensatz (kurz „LGMG“) wird als Sensitivitätsstudie für NAOSIM verwendet. Wie schon in Abschnitt 3.1.2 beschrieben, wird auch dieser Datensatz auf das regionale NAOSIM-Modellgitter übersetzt.

### 3.2 Berechnung des Meereisexports

In Abschnitt 4.4.2 findet ein Vergleich der Meereisexportraten einzelner Modellstudien statt. Die Meereisexportrate berechnet sich wie folgt:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \int_{L_t} v(x)D(x)A(x)dx \quad (3.1.6.1)$$

Wird die Meereismächtigkeit  $D(x)$  mit der Meereiskonzentration  $A(x)$  multipliziert, so berechnet man die mittlere Meereisdicke. Zusammen mit der meridionalen Geschwindigkeitskomponente der Meereisdrift  $v(x)$  entlang der Trennlinie  $L_t$  erhält man die Meereisexportrate. Diese wird jeweils für die Framstraße (80°N) und Dänemarkstraße (65°N) berechnet (Abschnitt 4.4.2).

### 3.3 Geologischer Datenvergleich

Zur Modelleinschätzung wird ein Vergleich mit geologischen Eisdriftdaten angestrebt. Obwohl in dieser Arbeit keine direkte Bearbeitung oder statistische Analyse geologischer Materialien stattfand, wird zum besseren Verständnis der nachfolgenden Diskussion eine kurze Beschreibung der Proxies angefügt.

Eisformation und -drift leisten einen wichtigen Beitrag zum Transport kontinentaler Schelf- und Küstensedimente in den zentralarktischen Ozean und in die Grönländische See (Nürnberg et al. 1994). Der Transportprozess wird durch mehrere Schritte bedingt. Zuerst ist die Lieferung der Sedimente zu den Schelfgebieten von Zuflüssen und Küstenerosionen abhängig. Dort findet die Inkorporation des Sedimentes entweder durch Grundberührung des Eises oder durch Anfrierprozesse der sedimentbeladenen Suspension statt. Das Meereis wird in den zentralarktischen Ozean exportiert oder kann in der Quellregion als saisonales Eis stagnieren. Auf dem Transportpfad verliert das Meereis einen Teil seiner Sedimentfracht, bis es letztendlich vollständig im Zielgebiet schmilzt. Während des Transportes führen Ablationsprozesse an der Eisoberfläche im Sommer und basale Gefrierprozesse im Winter dazu, dass das eingeschlossene Sediment an die Eisoberfläche migriert (Macdonald et al. 2005). Neben dem Meereistransport spielt in der vergangenen Klimageschichte auch die Verfrachtung eisbergtransportierten Materials (IRD) eine Rolle.

Innerhalb einer umfangreichen Datenaquirierung wurde primär Sedimentmaterial (310 Proben) aus arktisch flachmarinen Schelfgebieten, Gletschermoränen, Fjorden und Archipelkanälen mit terrigen eingetragenen Ablagerungen untersucht (Darby u. Bischof 1996). Diese wurden in unterschiedliche Korngrößenklassen separiert und die Grobfraktion (63–250  $\mu\text{m}$  und >250  $\mu\text{m}$ ) hinsichtlich des lithischen und mineralischen Inhalts analysiert. Neben der petrographischen Untersuchung des Grobfraktionskomposits >250  $\mu\text{m}$ , wurde der Anteil 63–250  $\mu\text{m}$  geochemisch nach Metalloxidspezies ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{ZnO}$ ,  $\text{V}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TaO}$ ) untersucht. In Kombination dieser Datensätze mit einer Cluster-Analyse lassen sich charakteristische, sedimentbezogene Herkunftsgebiete unterscheiden. Auf dieser Datenbasis aufbauend, wurde in darauffolgenden Untersuchungen (Bischof u. Darby 1997; Darby et al. 2002; Darby u. Bischof 2004; Darby 2003; Darby u. Zimmerman 2008) der Bezug des Sedimentmaterials arktischer Bohrkerne zu ihren Liefergebieten hergestellt. Anhand einer Diskriminanz-Funktions-Analyse (DFA) wird das „Mischsignal“ innerhalb definierter Sedimentproben mit einem konservativen Entscheidungskriterium (>95% Konfidenzniveau) statistisch abgesichert unterschiedlichen Herkunftsgebieten zugeordnet. Unter zu Hilfenahme mehrerer Sedimentbohrkerne (Darby et al. 2002) kann entlang eines Transekts über das Ozeanbecken bis hin zur Framstraße die Eisdrift nachvollzogen werden.

Analysiertes Datenmaterial der Kernstation PS1230 (1.235 m Wassertiefe; 78,9°N; 4,8°W; Darby et al. 2002; Darby u. Zimmermann 2008) aus der Framstraße stammend,

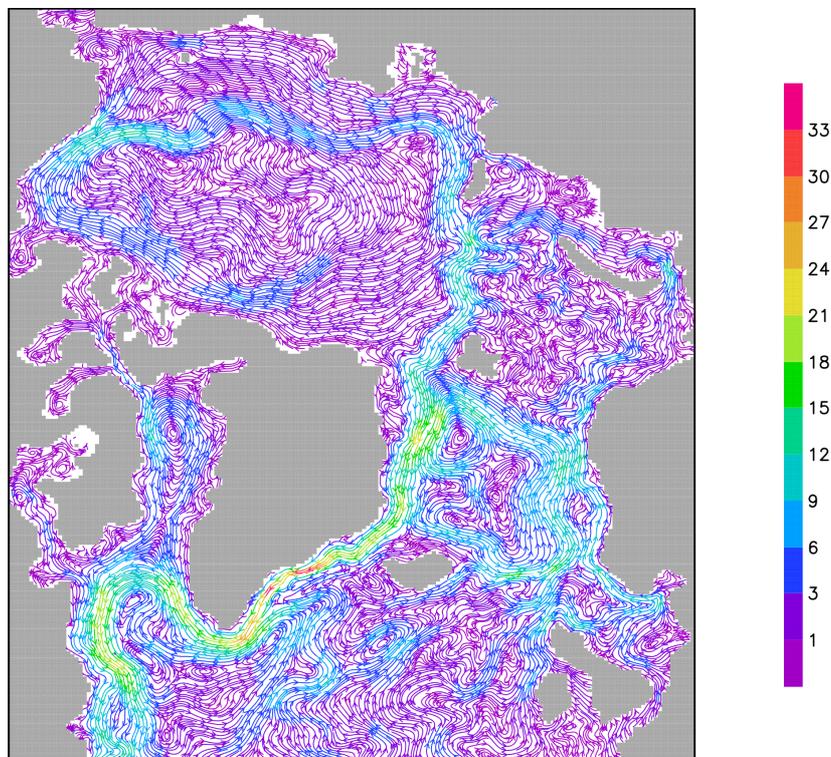
steht für einen Vergleich zur Verfügung (mit freundlicher Genehmigung von Darby DA). Wie fast alle Sedimentkerne der Arktis, hat auch der Schlüsselkern an der Framstraße geringe Sedimentationsraten von  $\sim 1$  cm/ka (Darby et al. 2002; Darby u. Zimmerman 2008). Neunzig Prozent des heutigen Meereises passiert die Framstraße zwischen  $0$ – $10^\circ$ W (Vinje et al. 1998) und entspricht der einzigen Verbindung mit dem Europäischen Nordmeer zum LGM.

## 4 Ergebnisse

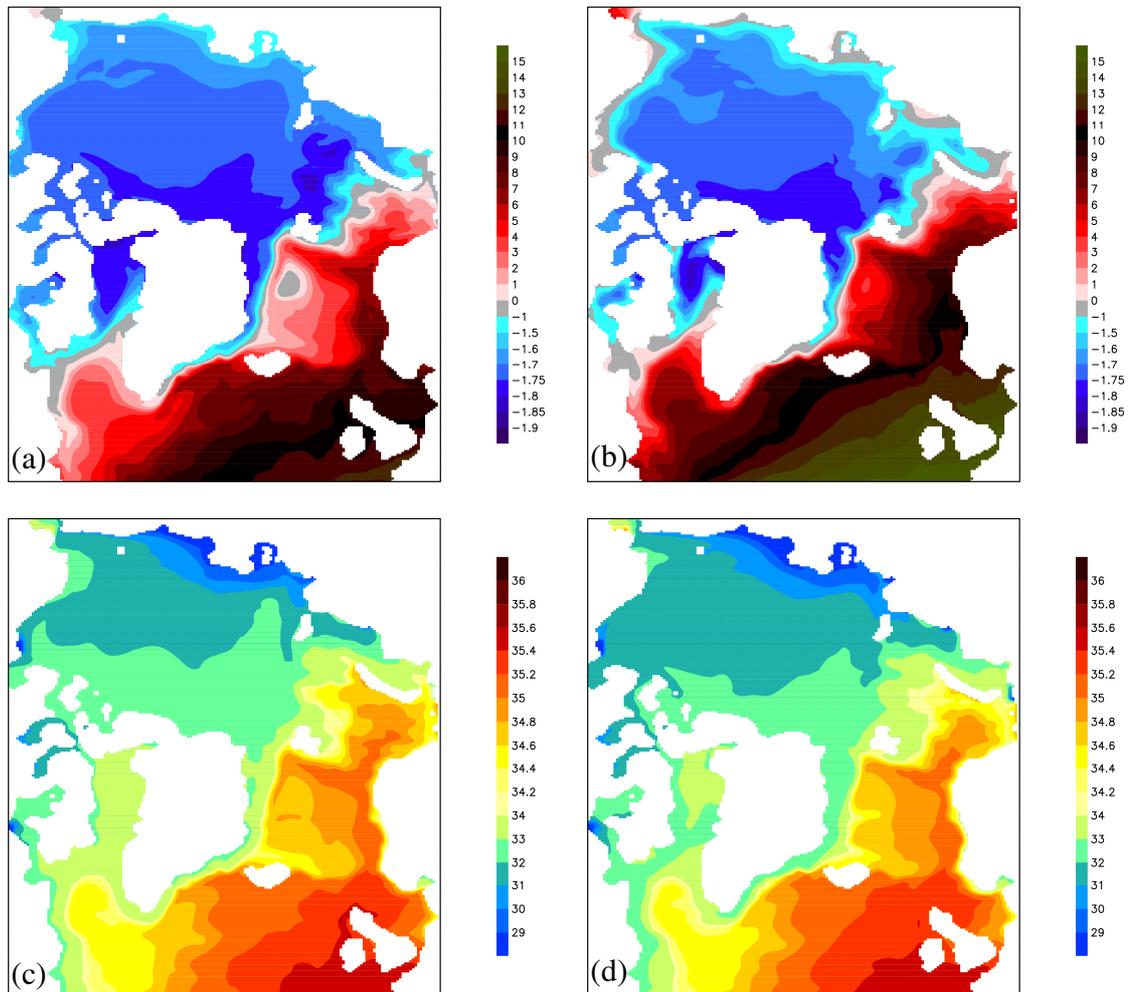
### 4.1 Rezente Bedingungen

Die Hydrographie des Kontrollaufs (ctrl\_run) ist in Abb. 15 dargestellt. Sie zeigt, wie die allgemeinen Strömungsmuster des Arktischen Ozeans sowie des nördlichen Nordatlantikraums wiedergegeben werden: Im arktischen Becken bildet sich ein windgetriebener, antizyklonaler Beaufortwirbel aus, der in die Transpolar drift übergeht und via Framstraße das Nordpolarmeer passiert. Ein ähnliches Verhalten zeigt die Meereisdrift (Abb. 20, Abb. 21).

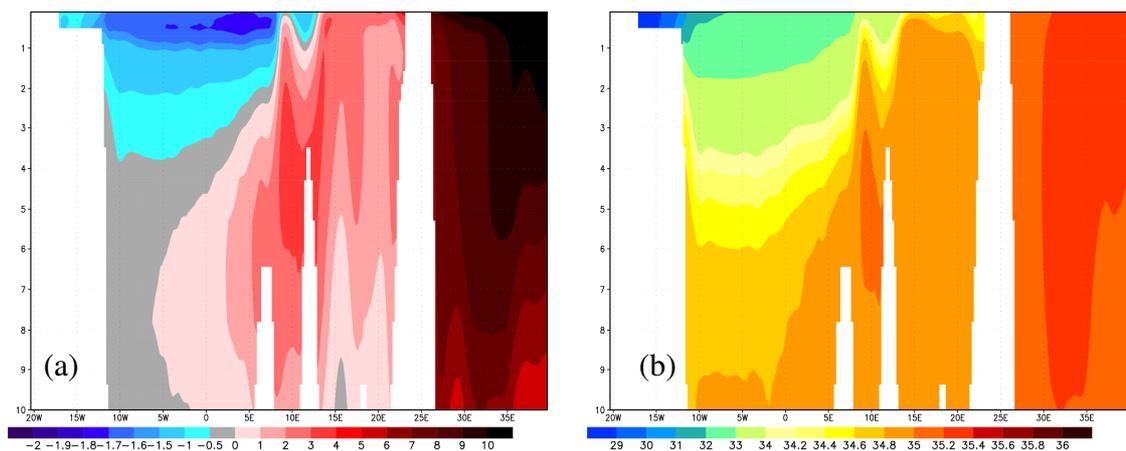
Demgegenüber rotiert das arktische Zwischenschichtwasser (ab ca. 800 m Tiefe) und Tiefenwasser (nicht dargestellt) gegen den Uhrzeigersinn. Der Einstrom von Oberflächenwasser durch die, im Modell geschlossene Beringstraße kann nicht wiedergegeben werden. Der Arktische Ozean besteht an der Oberfläche aus einer salzarmen Deckschicht (31–32 psu) nahe der Gefriertemperatur (Abb. 16). Die Halokline befindet sich in ~100 m Tiefe und nähert sich danach einem Schwellenwert von ~35 psu an (Abb. 17). Das atlantische Zwischenschichtwasser ist in 100–1.000 m Tiefe lokalisiert.



**Abb. 15:** 30-jähriges Mittel der Ozeanströmung (cm/s) in ctrl\_run (20–40 m Tiefe)



**Abb. 16:** 30-jähriges Mittel der Eigenschaften des Oberflächenwassers (0–20 m Tiefe) in *ctrl\_run*: Temperatur (°C) für (a) Winter (DJF) und (b) Sommer (JJA) und Salzgehalt (psu) für (c) Winter (DJF) und (d) Sommer (JJA)

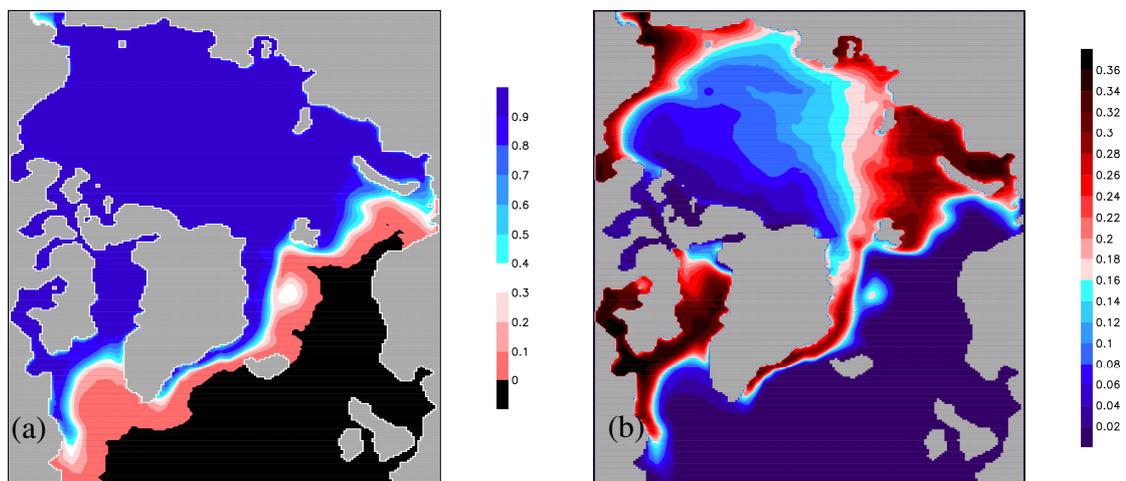


**Abb. 17:** Profilquerschnitt (0–1.000 m Wassertiefe) entlang des Modellbreitengrades 5°N (vergleiche Abb. 18) im *ctrl\_run* für das 30-jährige Mittel der (a) Temperatur (°C) und des (b) Salzgehaltes (psu)

Von der südlichen Modellbegrenzung ausgehend, transportiert der Nordatlantikstrom warmes, salzreiches (Abb. 16) Wasser in die Norwegische See und strömt entlang der Küstenlinie Richtung Barentssee. Dort teilen sich die Wassermassen und fließen über die Schelfmeere und durch die Framstraße in das Nordpolarmeer. Den Hauptzugang in

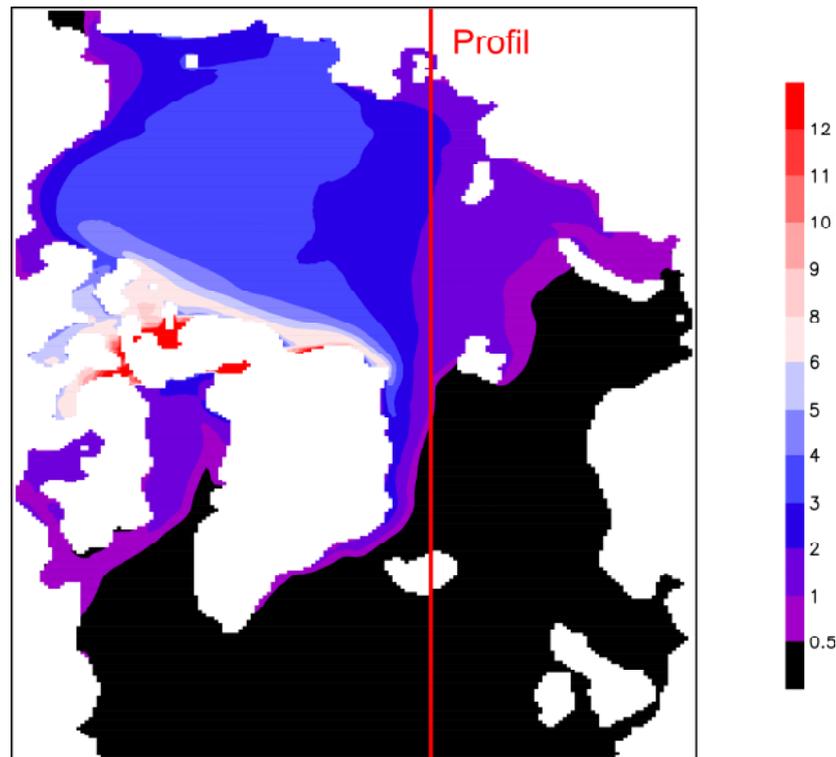
den Arktischen Ozean findet der Westspitzbergenstrom in einer zentralen Tiefe von ~200 m. Anfangs mit 2–3°C Temperatur, kühlen sich die eingeströmten Wassermassen auf dem Weg durch das Ozeanbecken ab. Im Europäischen Nordmeer bildet sich der typische zyklonale Grönland- und Islandwirbel aus, wodurch kalt-salziges Tiefenwasser an die Oberfläche gelangt („Ekman-Suction“).

Der Ostgrönlandstrom verfrachtet in Frühjahr und Herbst relativ süßes, kaltes Wasser (Abb. 16) sowie Meereis (Abb. 20, Abb. 21) südwärts via Dänemarkstraße bis an die Südspitze Grönlands. Westlich davon folgt der Labradorstrom der ostkanadischen Küste südwärts.



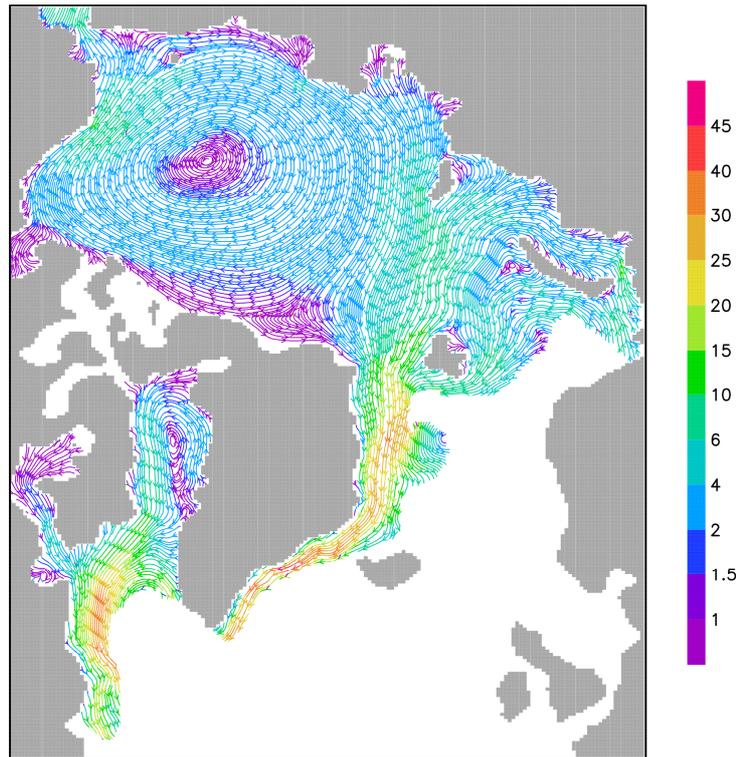
**Abb. 18:** 30-jähriges Mittel (ctrl\_run) der (a) Meereiskonzentration (100%) im Frühling (MAM) und (b) 30-jährig gemittelte saisonale Standardabweichung (100%) der Meereiskonzentration

Die Meereisexpansion variiert im Jahrgang maximal in der Barents-, Kara- und Tschuktschensee, während südlich von 80°N vor allem in der Baffinbucht und an der Ostküste Grönlands ein saisonales Aufkommen von Meereis vorliegt (Abb. 18b). Nach Erreichen der minimalen Meereisausdehnung im September des mittleren Modelljahres regeneriert sich das Meereis zuerst in den arktischen Schelfmeeren und der Baffinbucht. Erst im Frühjahr erreicht die Meereisausdehnung kurzzeitig auch die südliche Barents- und Labradorsee. Offenwasserflächen im zentralarktischen Ozean, in denen das Meereis Mächtigkeiten von 3 m übersteigt, sind seltener. Hier bildet sich eine stabile Tiefenschichtung aus, die im Jahrgang kaum variiert. Dagegen zeigt sich im Frühjahr in der Labradorsee, südlich von Island und entlang des Norwegen- bzw. Westspitzbergenstroms Tiefenkonvektion von 200–2.000 m Mächtigkeit. Flachmarine Schelfgebiete, wie beispielsweise die Barentssee werden bis auf den Meeresgrund durchmischt. Mehrjähriges Eis ist vor allem an der Nordküste der Kanadischen Inselgruppe sowie Nordgrönlands mit Eisdicken >8 m zu beobachten (Abb. 19).

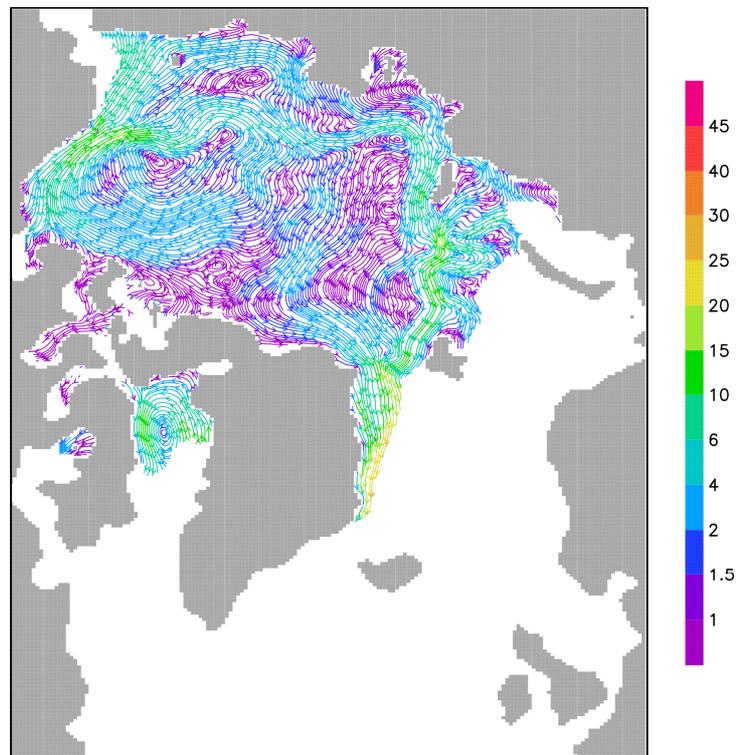


**Abb. 19:** 30-jähriges Mittel der Meereismächtigkeit (m) in ctrl\_run

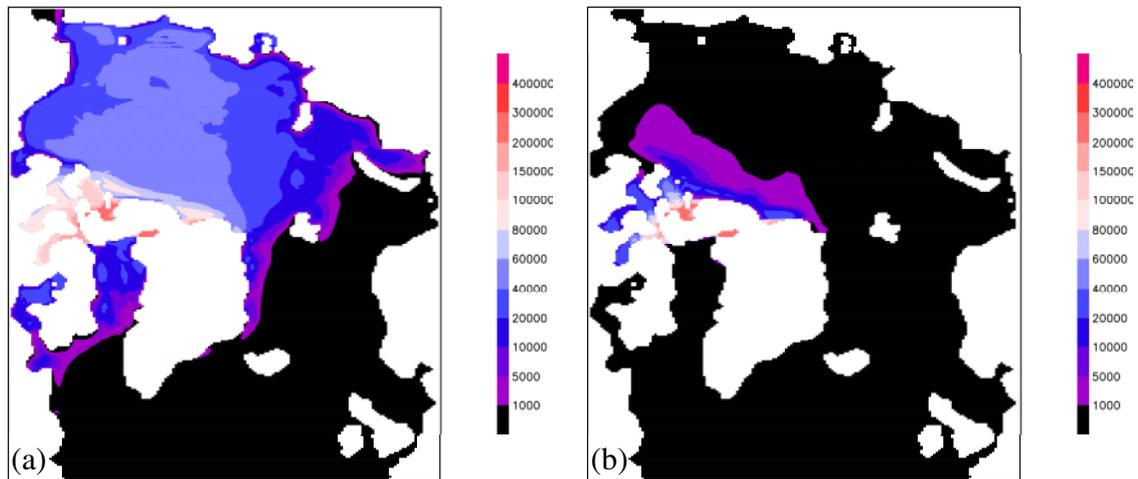
Maximale Meereismächtigkeiten sind im topographisch komplexen Kanadischen Archipel vorzufinden, wo die Eisdrift stagniert und das Eis akkumuliert (Abb. 20, Abb. 21). Die Meereisdrift folgt dem windgetriebenen Beaufortwirbel und der Transpolar-drift. Das Eis bewegt sich während der Winter- (Dezember, Januar, Februar) und Frühlingsmonate (März, April, Mai), bei hoher Eiskonzentration und -dicke in der Arktis bevorzugt mit den Windfeldern. Durch Zunahme der Eiskonzentration und -mächtigkeit erreicht die Eishärte in der zentralen Arktis 60–80 kN/m (Abb. 22).



**Abb. 20:** 30-jähriges Mittel der Meereisdrift (cm/s) in ctrl\_run im Frühling (MAM); dargestellt ist die Eisdrift bei einer Meereiskonzentration >10%

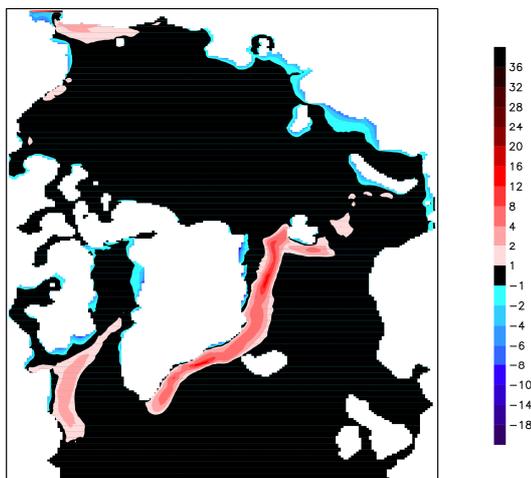


**Abb. 21:** 30-jähriges Mittel der Meereisdrift (cm/s) in ctrl\_run im Herbst (SON); dargestellt ist die Eisdrift bei einer Meereiskonzentration >10%



**Abb. 22:** 30-jähriges Mittel der Eishärte (N/m) in ctrl\_run (a) im Frühling (MAM) und (b) im Herbst (SON)

Dagegen beschreibt die Eisdrift innerhalb der Sommer- (Juni, Juli, August) und Herbstmonate (September, Oktober, November) eine kleinräumig ausgeprägte Variabilität und orientiert sich stärker am Ozeanschub. Hier reduziert sich die Eishärte in weiten Teilen der Arktis auf  $\sim 1.000$  N/m. Nur im Bereich perennialen Meereises mit geringen Abweichungen der Meereisbedeckung (Abb. 18) sind bedeutsame Eishärten zu erwarten. Liefergebiete des Meereises (hier dargestellt als dynamisches Eiswachstum) sind im langjährigen Mittel vorzugsweise Kara-, Laptew- und Ostsibirische See (Abb. 23). In der Jahresbilanz wird dort aufgrund thermodynamischen Wachstums mehr Meereis produziert und exportiert, als schmelzen kann. Importiert wird das Meereis dagegen in die Ablationsgebiete der Tschuktschensee und entlang des Ostgrönland- und Labradorstroms in das Europäische Nordmeer und Labradorsee mit Maxima bis zu 12 m/a.



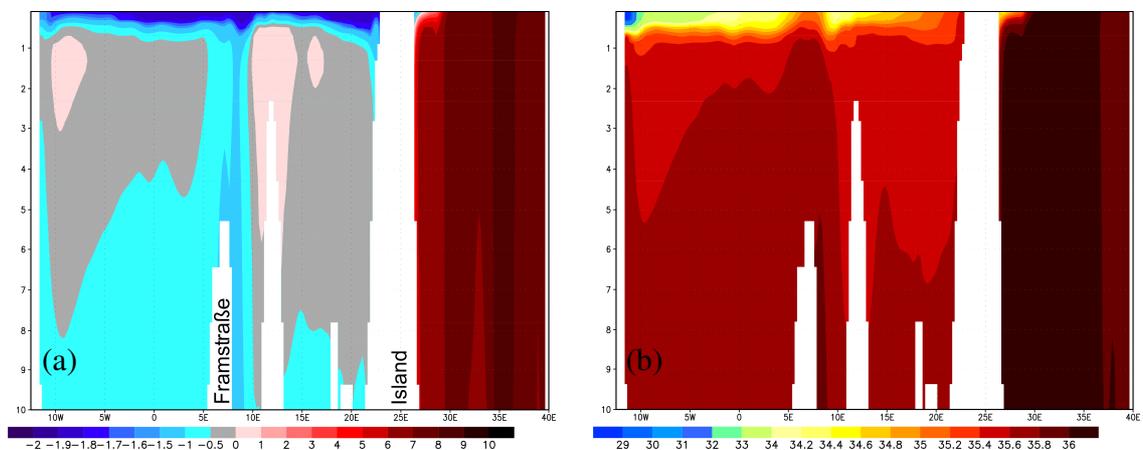
**Abb. 23:** 30-jähriges Mittel des dynamischen Eiswachstums (m/a) in ctrl\_run

## 4.2 Glaziale Modellmodifikation

Die nachfolgenden Ergebnisse sind in ein Unterkapitel der allgemeinen glazialen Klimatologie mit dem Fokus auf der Modellkonfiguration und darauffolgend in eine Beschreibung des Jahresganges unterteilt. Frühlings- und Herbstsaison repräsentieren in vereinfachter Form den Jahresgang.

### 4.2.1 Mittlere glaziale Verhältnisse unter Einfluss der Modellkonfiguration

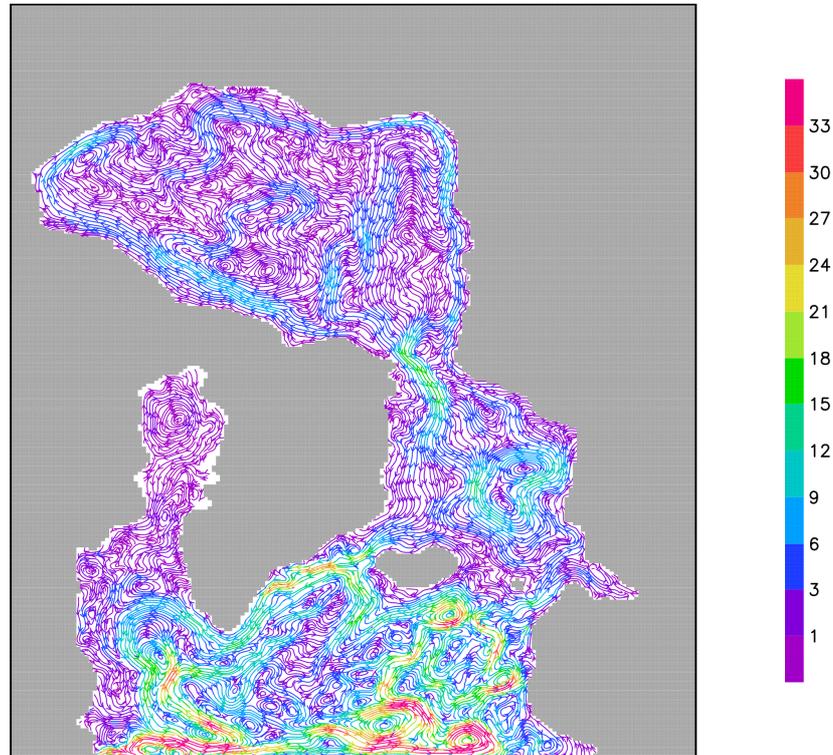
Die Ergebnisse der Modellkonfiguration sind hier synoptisch anhand einiger Parameter präsentiert. Die Reduzierung des kontinentalen Oberflächenzuflusses geht einher mit einer Salzgehaltszunahme der arktischen Süßwasserschicht auf 33–34 psu (Abb. 28). Die Mächtigkeit dieser Schicht reduziert sich auf ~80 m (Abb. 24), wodurch relativ warmes atlantisches Zwischenschichtwasser dessen Platz ersetzt. Unterhalb der Halokline (~80 m Tiefe) variiert der Salzgehalt kaum (35,4–36 psu). Entlang des Grönland-Schottland Rückens herrscht eine ausgeprägte Thermo- und Halokline. Die Schmelzregion südlich von Island weist über das Tiefenprofil uniforme Temperaturen und Salzgehalte auf.



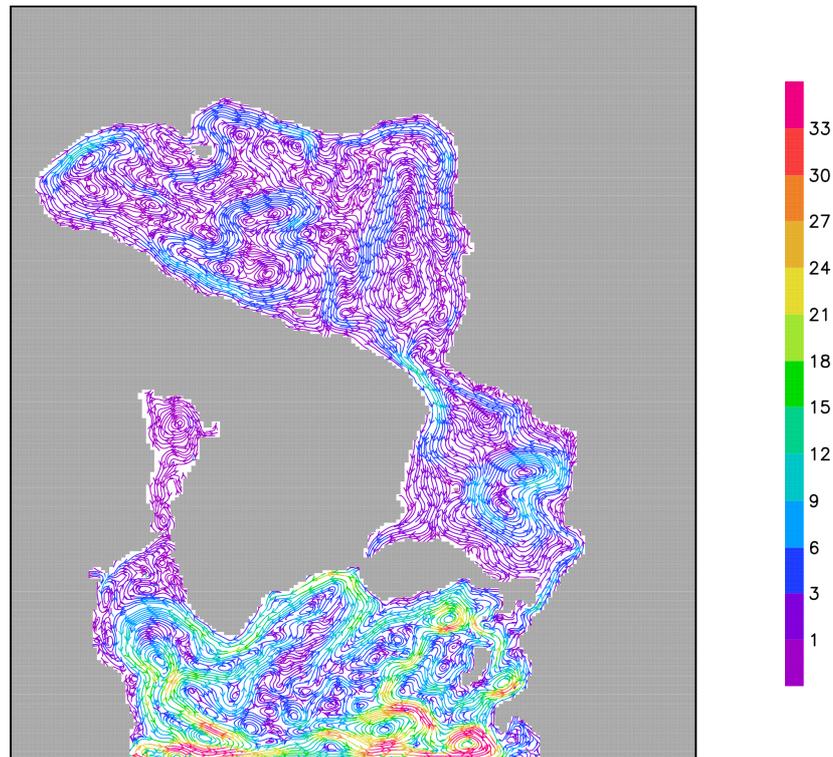
**Abb. 24:** Profilquerschnitt (0–1.000 m Wassertiefe) entlang des Modellbreitengrades 5°N (vergleiche Abb. 28) im std\_lgm für das 30-jährige Mittel der (a) Temperatur (°C) und des (b) Salzgehaltes (psu)

Entlang des Färöer-Shetland-Kanals vollzieht sich der Austausch von Wassermassen an Oberfläche und im Zwischenschichtwasser (Abb. 25, Abb. 26). Dadurch advehiert Wärme und Salz nordatlantischer Wassermassen über das Europäische Nordmeer in Richtung Nordpolarmeer, während kalt-süßes Wasser die Dänemark-Straße verlässt. Ein Großteil der Wassermasse, die als Nordatlantikstrom nordwärts fließt, wird durch einen dislokalisierten Grönlandwirbel in die zentrale GIN See abgelenkt. Ein geringfügiger Anteil fließt als Westspitzbergenstrom bis zur Framstraße und trifft dort auf den Ostgrönlandstrom. Entlang der Barentssee-Schelfkante kühlt das salzhaltige Wasser ab und

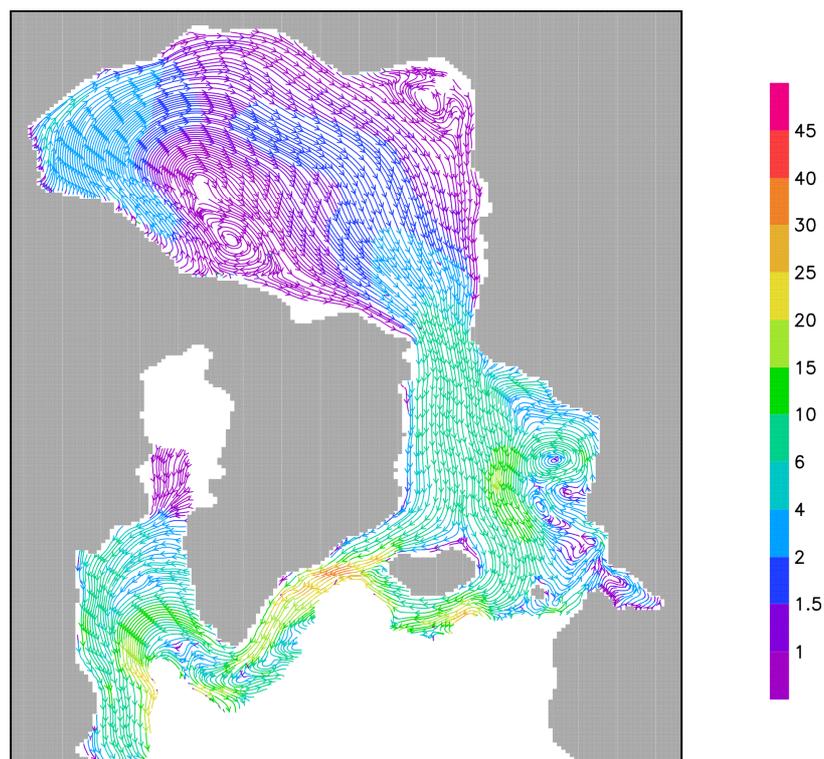
trägt zur Formation von Tiefenwasser bei. Die Süßwasseranomalie aufgrund der Meer-eisschmelze befindet sich an die Ostküste Labradors und südlich von Grönland respek-tive Island (Abb. 28). Durch Meereistransport an der Schelfkante des Kanadischen Ar- chipels in Richtung Framstraße (Abb. 27) entstehen Offenwasserflächen. Gleichzeitig fördert im küstennahen Bereich des Arktischen Ozeans die Diskriminierung von Salz- wasser in Meereis und Salzlaugen die vertikale Konvektion.



**Abb. 25:** 30-jähriges Mittel der Ozeanströmung (cm/s) in std\_lgm (20–40 m Tiefe)



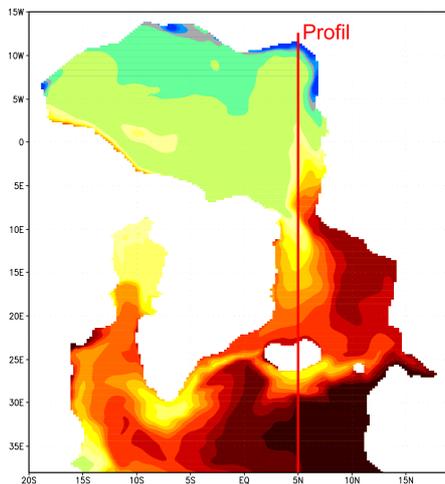
**Abb. 26:** 30-jähriges Mittel der Ozeanströmung (cm/s) in std\_lgm (380–480 m Tiefe)



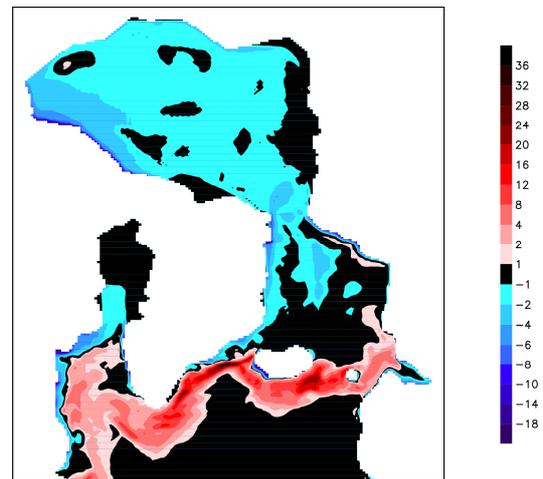
**Abb. 27:** 30-jähriges Mittel der Meereisdrift in std\_lgm (cm/s); dargestellt ist die Eisdrift bei einer Meer-eiskonzentration  $>10\%$

Die Eisdrift (1,5–6 cm/s) in der Beaufortsee führt entlang eines dislokalisierten Beaufortwirbels über eine schwach ausgeprägte Transpolardrift in das Advektionsareal der Framstraße. Im westlichen Teil des Europäischen Nordmeeres wird das Meereis entlang des Ostgrönlandstroms transportiert, während sich im Bereich des Nordatlantikein-

stroms eine räumlich variable Eisdrift mit dem ozeanischen Strömungsverlauf abzeichnet. Meereis in der Baffinbucht stagniert oder liegt unterhalb der darstellbaren Eisdriftgeschwindigkeit. Das Meereis der Lapteewsee- und Barentssee-Schelfkante zeichnet sich durch geringe, diskontinuierliche Driftraten aus, denen eine starke Schwankung der Meereisdicke folgt. Dadurch sind in diesen Gegenden auch interannual unterschiedliche Meereismächtigkeiten zu beobachten (Abb. 31). Die Meereisdicke bildet einen transpolaren Gradienten aus und erreicht in manchen Lokationen (nördliche Grönlandküste, nördliche Barents- und Lapteewsee-Schelfkante, Baffinbucht) Mächtigkeiten  $>20\text{m}$  (Abb. 30). Die Meereisdicke in der Baffinbucht-Region steigt in allen glazialen Modellversionen kontinuierlich an. Das dynamische Eiswachstum beschreibt (invers zum thermodynamischen Eiswachstum), solange keine dynamische Deformation und Bildung von Packeisrücken stattfindet, die Transportrate von Meereis in einer bestimmten Region (Abb. 29).

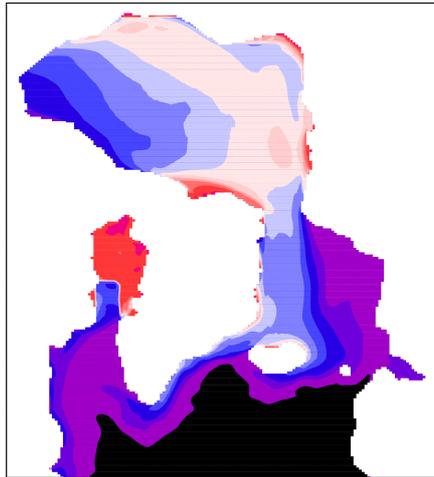


**Abb. 28:** 30-jähriges Mittel des Salzgehaltes (psu) in std\_lgm (0–20 m Tiefe)

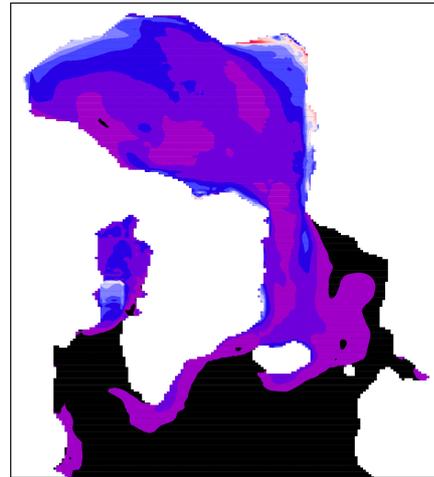


**Abb. 29:** 30-jähriges Mittel des dynamischen Eiswachstums (m/a) in std\_lgm

Im Jahresmittel wird kontinuierlich Meereis, vorzugsweise an den Küsten des Kanadischen Archipels gebildet und aus der Arktis exportiert. Selbst auf dem Weg quer über das Ozeanbecken findet dynamisches Eiswachstum statt, wodurch maximale Meereisdicken in mehrjährigem Eis vor der Framstraße wiederzufinden sind. Dieses wird südlich in die Schmelzregionen transportiert, wo es nach dem Schmelzen als Salzgehalts- und Temperaturanomalie in Erscheinung tritt.



**Abb. 30:** 30-jähriges Mittel der Meereisdicke (m) in std\_lgm

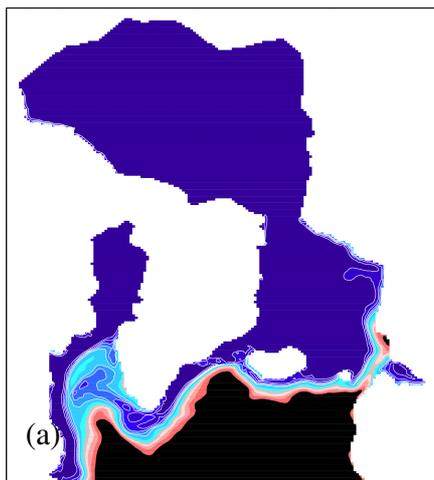


**Abb. 31:** 30-jähriges Mittel der interannualen Standardabweichung der Meereisdicke (m) in std\_lgm

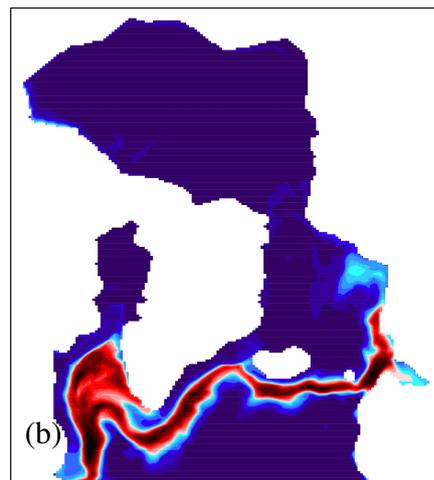
Im Europäischen Nordmeer wird Meereis an der Barentssee-Schelfkante und entlang des Ostgrönlandstroms, weiter südlich in der Nordsee, an der südwestlichen Islandküste und an der ostkanadischen Küste gebildet (Abb. 29).

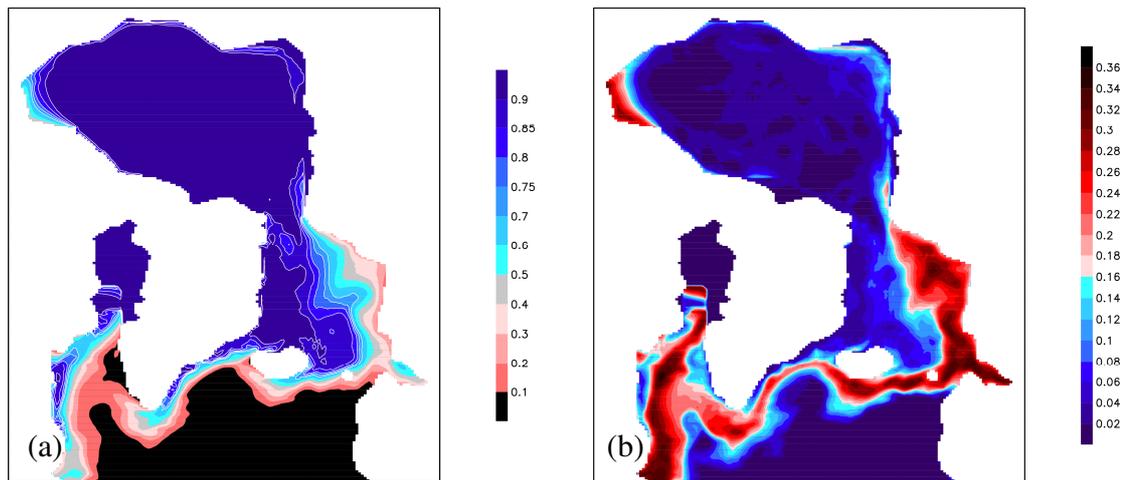
#### 4.2.2 Jahresgang des glazialen Standardlaufes

Die jahreszeitliche glaziale Meereisbedeckung der Nordhemisphäre wird in std\_lgm anhand der maximalen Verteilung im Herbst und minimalen Expansion im Frühling abgebildet (Abb. 32, Abb. 33). Zusätzlich beschreibt die mittlere Standardabweichung beider Jahreszeiten deren saisonale Variabilität innerhalb der letzten 30 Modelljahre.



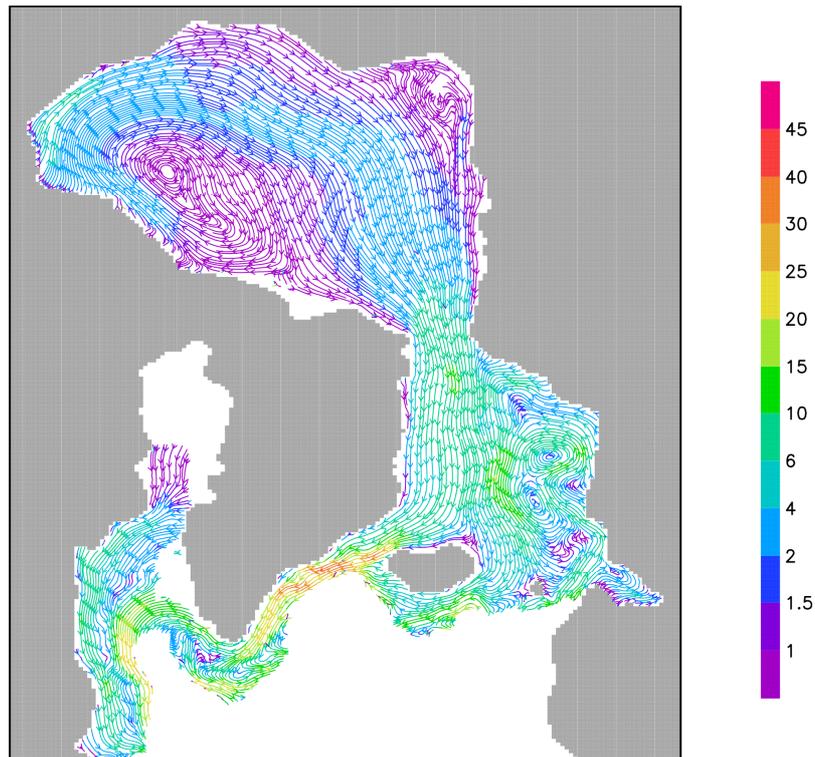
**Abb. 32:** 30-jähriges Mittel der (a) Meereisbedeckung (100%) und (b) Standardabweichung (100%) in std\_lgm im Herbst (SON)



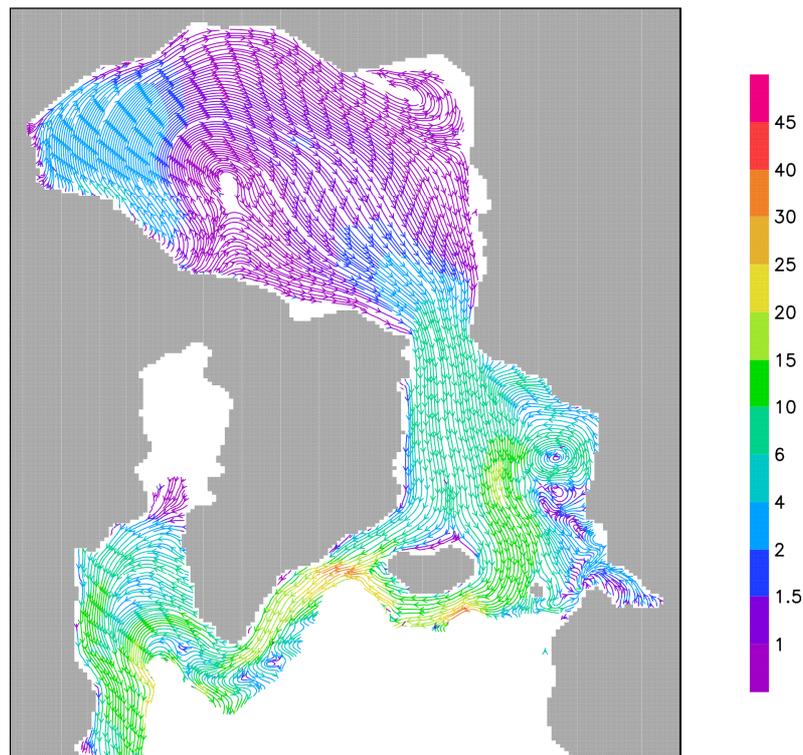


**Abb. 33:** 30-jähriges Mittel der (a) Meereisbedeckung (100%) und (b) Standardabweichung (100%) in *std\_lgm* im Frühling (MAM)

Während der Frühlings- und Sommermonate expandieren saisonale Offenwasserflächen in der Beaufortsee sowie entlang des Norwegen- und Spitzbergenstroms innerhalb eines zonalen Gradienten. In den südlichen Regionen der Baffinbucht destabilisiert sich im Frühjahr die Meereisbedeckung und an der westgrönländischen Küste der Labradorsee entstehen eisfreie Flächen, die im Herbst als Produktionsstätte für Meereis dienen. Im Herbst variiert die Meereisexpansion in einem eng definierten Band entlang der Eisschmelzfront, demgegenüber zeigen Gebiete mit hoher Meereisbedeckung eine hohe Konstanz. Die Frühlings- und Sommermonate sind geprägt durch großflächige Gebiete mit variierender Meereiskonzentration. Entsprechend weicht auch die jahreszeitliche (Abb. 34, Abb. 35) von der mittleren Meereisdrift (Abb. 27) ab.



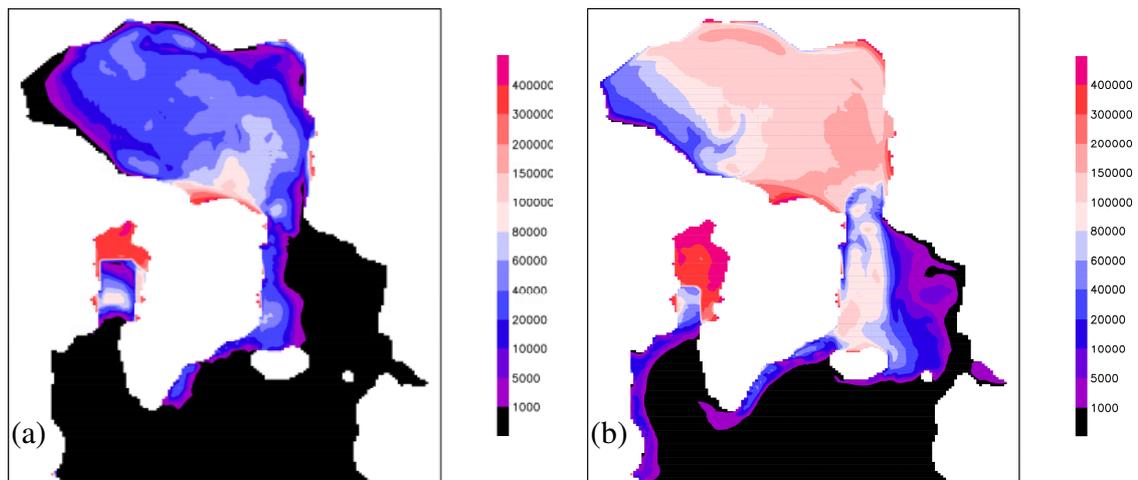
**Abb. 34:** 30-jähriges Mittel der Meereisdrift (cm/s) in std\_lgm im Frühling (MAM); dargestellt ist die Eisdrift bei einer Meereiskonzentration >10%



**Abb. 35:** 30-jähriges Mittel der Meereisdrift (cm/s) in std\_lgm im Herbst (SON); dargestellt ist die Eisdrift bei einer Meereiskonzentration >10%

Besonders im arktischen Ozeanbecken variieren Richtung und Magnitude der Eisdrift. Im Frühling beherrscht, ähnlich dem Jahresmittel, ein dislokalisierter Beaufortwirbel das Amerasische Becken. Entlang der Haupttrajektorie, von den nördlichen Ausläufern des Laurentiden-Eisschildes bis zur Framstraße driftet das Eis mit ~4–6 cm/s. Außerhalb

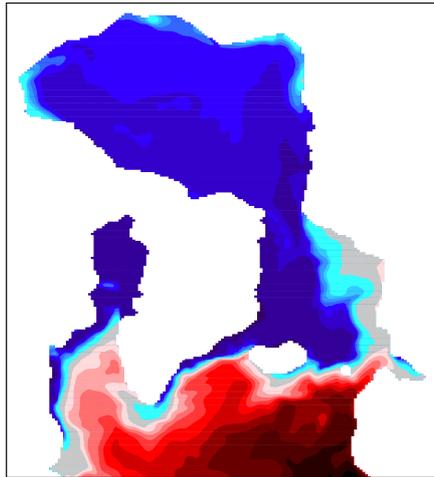
des Driftpfades bewegt sich auch Meereis aus dem Liefergebiet der Lapteewsee-Schelfkante und nördlich des Inuit-Eisschildes mit  $\sim 1$  cm/s langsam in Richtung Framstraße. Dagegen öffnet sich der Beaufortwirbel während der Herbst- und Wintermonate weiträumig und lenkt den Transportpfad von Meereis aus der Lapteewsee-Schelfkante um – es rezirkuliert stattdessen im Eurasischen Becken. Die Meereisdriftgeschwindigkeit reduziert sich in der Arktis auf  $\sim 1,5$  cm/s. Hier zeigt sich die direkte Auswirkung der Eishärte (Abb. 36) auf die Eisdrift. So unterschreitet die Eishärte im zentralarktischen Ozean im Jahresverlauf kaum Werte  $< 40$  kN/m und erreicht vor der Abbruchkante der Framstraße im Herbst Maxima  $> 200$  kN/m.



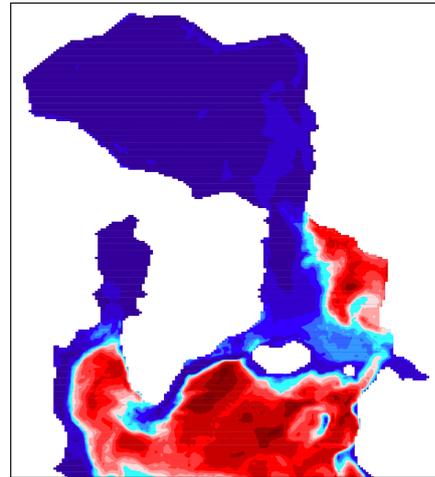
**Abb. 36:** 30-jähriges Mittel der Eishärte (N/m) in std\_lgm (a) im Frühling (MAM) und (b) im Herbst (SON)

Außerhalb der Arktis bewegt sich ein Teil des Eises entlang des Ostgrönlandstroms und sorgt für ganzjähriges Meereisaufkommen in der Labradorsee. Während der Herbstmonate sorgt neben der generell hohen Eisbedeckung vor allem mächtiges Eis an der Dänemarkstraße zu einer Erhöhung der Eishärte um etwa das Doppelte (Abb. 36). Dies führt zu einer eingeschränkten Driftgeschwindigkeit innerhalb der GIN See ( $\sim 6$ – $10$  cm/s) welche nach Passieren der Dänemarkstraße auf  $\sim 20$ – $25$  cm/s ansteigt. Der andere Teil driftet gemeinsam mit Meereis aus der Norwegischen See entlang der kalarktischen und warm-nordatlantischen Wasserfront bis an die Südküste Islands. In der Baffinbucht besitzt die Eishärte Maxima von  $> 400$  kN/m, wodurch die Eisdrift vollständig zum Erliegen kommt.

Die Temperatur der obersten Wasserschicht (0–20 m Tiefe) variiert im Jahresgang kaum und liegt nahe an der Gefrierpunkttemperatur (Abb. 37, Abb. 39). Die einzige Wärmequelle in der Arktis ist, neben dem Wassermassenaustausch an der Framstraße, der modifizierte kontinentale Süßwasserzufluss.

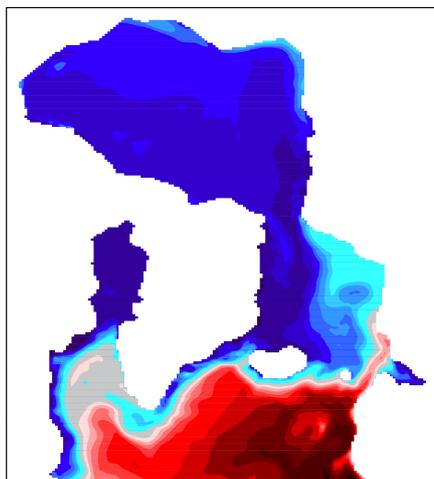


**Abb. 37:** 30-jähriges Mittel der Meeresoberflächentemperatur (°C) 0-20 m Tiefe in std\_lgm im Frühling (MAM)

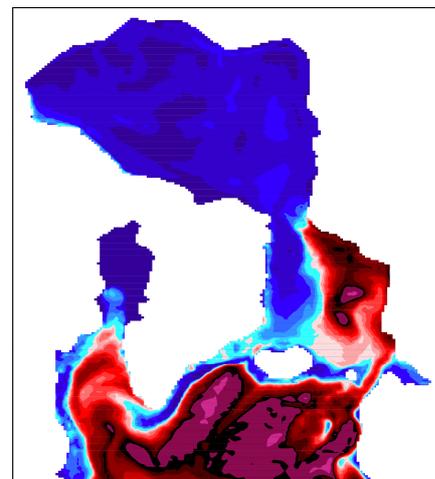


**Abb. 38:** 30-jähriges Mittel der Konvektionstiefe (m) in std\_lgm im Frühling (MAM)

Die nahezu vollständig eisbedeckte Arktis isoliert den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre. Salzflüsse (nicht dargestellt) werden hauptsächlich – neben dem zusätzlichen Salzterm (Abschnitt 3.1.3) – über Schmelz- und Gefrierprozesse des Eises gesteuert. Im Nordatlantikraum bildet sich ein zonaler Temperaturgradient, bedingt durch den vordefinierten Zustrom warmen Wassers aus dem Golf von Mexiko. Der eisbedeckte Ozean bildet eine Thermo- und Halokline aus, die an der Eisschmelzfront in starke Konvektion übergeht (Abb. 38, Abb. 40). Während des Frühlings bildet sich in der Norwegischen See und im Nordatlantik Konvektion bis in Tiefen von ~400–900 m aus. Im Herbst wird in diesen Gebieten das Wasser bis zum Meeresboden durchmischt (Abb. 40). An der Küste des Kanadischen Archipels, Produktionsstätte des arktischen Meereises (Abb. 29), werden kalte Salzlaugen in tiefere Wasserschichten verfrachtet.



**Abb. 39:** 30-jähriges Mittel der Meeresoberflächentemperatur (°C) 0–20 m Tiefe in std\_lgm im Herbst (SON)

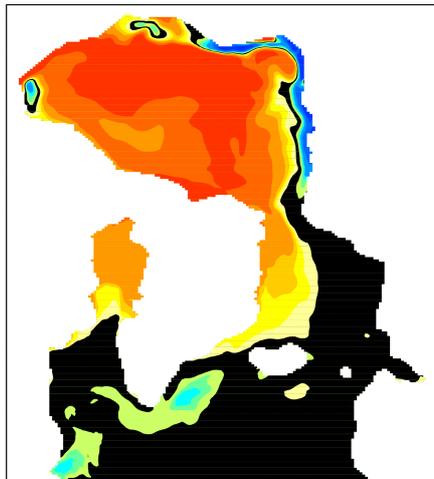


**Abb. 40:** 30-jähriges Mittel der Konvektionstiefe (m) in std\_lgm im Herbst (SON)

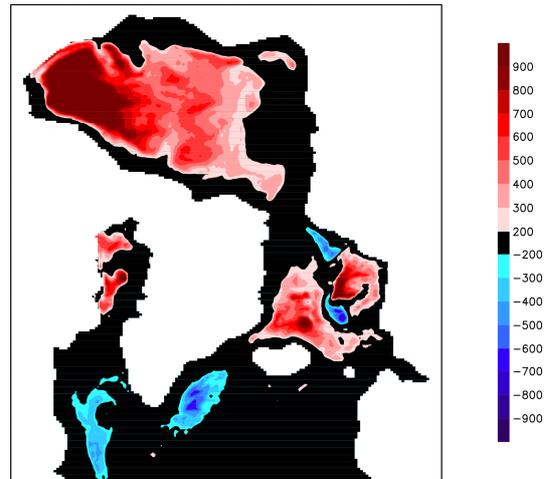
## 4.3 Sensitivitätsstudien

### 4.3.1 Studie der Salzgehaltsdrift

Innerhalb einer Laufzeit von 100 Jahren erreicht die mittlere arktische Meereismächtigkeit in *sens\_sal* kein Equilibrium. Die Meereisdicke im Nordpolarmeer steigt im betrachteten Zeitraum um 2,5 m kontinuierlich auf ~5,5 m an. Um die Ergebnisse dieser Modellstudie sinnvoll diskutieren zu können, werden zur Auswertung ausschließlich die letzten vier Jahre des Modelllaufs herangezogen. Die folgenden Abbildungen (Abb. 41, Abb. 42, Abb. 43, Abb. 44) beziehen sich auf Anomalien des glazialen Standardlaufes.



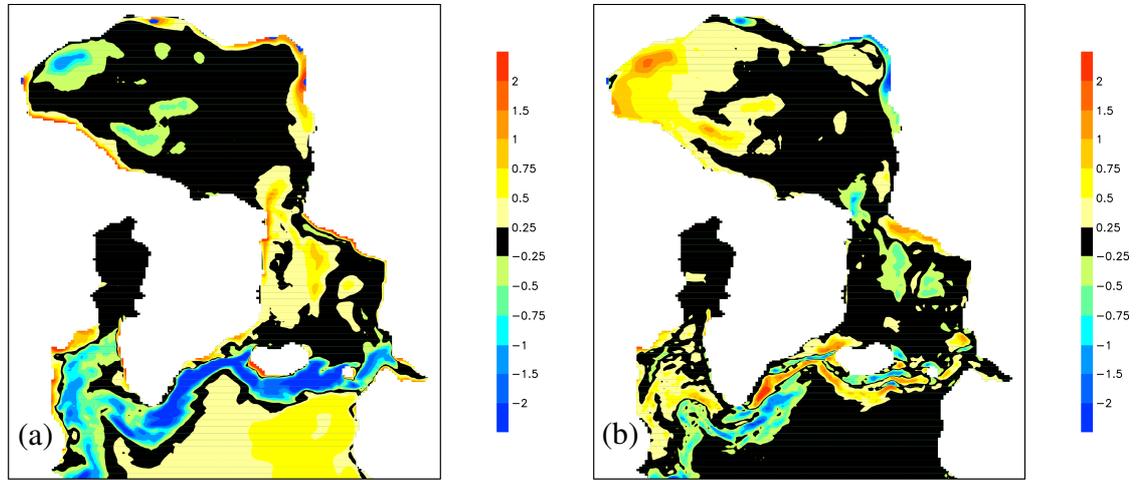
**Abb. 41:** 30-jähriges Mittel der Salzgehaltsanomalie ( $\text{sens\_sal} - \text{std\_lgm}$ ) in 0–20 m Tiefe



**Abb. 42:** 30-jähriges Mittel der Anomalie ( $\text{sens\_sal} - \text{std\_lgm}$ ) der Konvektionstiefe (m)

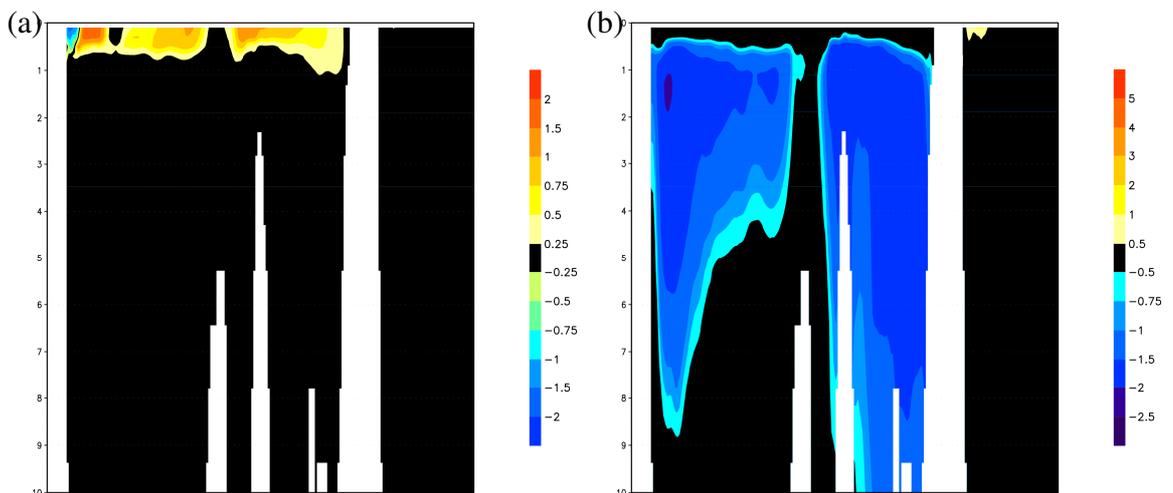
Ein Hauptmerkmal der Studie *sens\_sal* ist das Verschwinden der typischen arktischen Süßwasserschicht, sowie die zu beobachtenden höheren Salzgehalte in der Baffinbucht und der arktischen Polarfront des Europäischen Nordmeeres (Abb. 41). Dagegen liegen die Salzgehalte an den Kontinentalzuflüssen und den Eisschmelzgebieten 1,5–2 psu unterhalb des LGM Standardlaufes. Zum Vergleich sind in Abb. 43 der Salzfluss im glazialen Standardlauf den Anomalien der Studie gegenübergestellt. Negative Salzflüsse bedeuten eine Verdünnung des salzhaltigen Meerwassers, positive Werte entstehen durch Evaporation und durch das Salzresiduum der Meereisformation. Im östlichen Nordatlantikraum des Standardlaufes besteht, verursacht durch Verdunstung, ein positiver Salzfluss. Nördlich davon existieren Salzquellen nur in Form von Meereisformation und positivem „Salz-restoring“. Entlang der Meereisschmelze über dem Nordatlantik und der Labradorsee zieht sich ein Band negativer Salzflüsse  $< -2 \text{ psu/m}^2/\text{a}$  (Abb. 43a). Im Vergleich mit den Anomalien der Studie, verhindert das Zurücksetzen des Salzgehaltes einen positiven Fluss im Amerasischen Becken. Der Effekt von Süßwasserfahnen im Mündungsbereich kontinentaler Zuflüsse wird durch den zusätzlichen Salzterm mini-

miert. In der GIN See entstehen die Anomalien vor allem durch die Verschiebung des zyklonalen Islandwirbels, der kalt-saline Wasser an die Oberfläche transportiert. Anomalien an der Schmelzfront des Eises lassen sich vor allem durch die Verschiebung der Meereisexpansion und dessen Transport erklären.



**Abb. 43:** 30-jähriges Mittel der Salzgehaltsflüsse ( $\text{psu}/\text{m}^2/\text{a}$ ) für (a) `std_lgm` und (b) Anomalie (`sens_sal - std_lgm`)

Wird der Oberflächensalzgehalt im Arktischen Ozean nicht an rezente Observationsdaten gebunden, so verschwindet die arktische Süßwasserschicht (Abb. 44a). Dies führt zu einer Aufhebung der stratifizierten Wassersäule und Konvektionsprozesse finden statt. Kaltes salzhaltiges Wasser der Meeresoberfläche verteilt sich im Becken und ein homogener Wasserkörper nahe der Gefriertemperatur bildet sich (Abb. 44b).



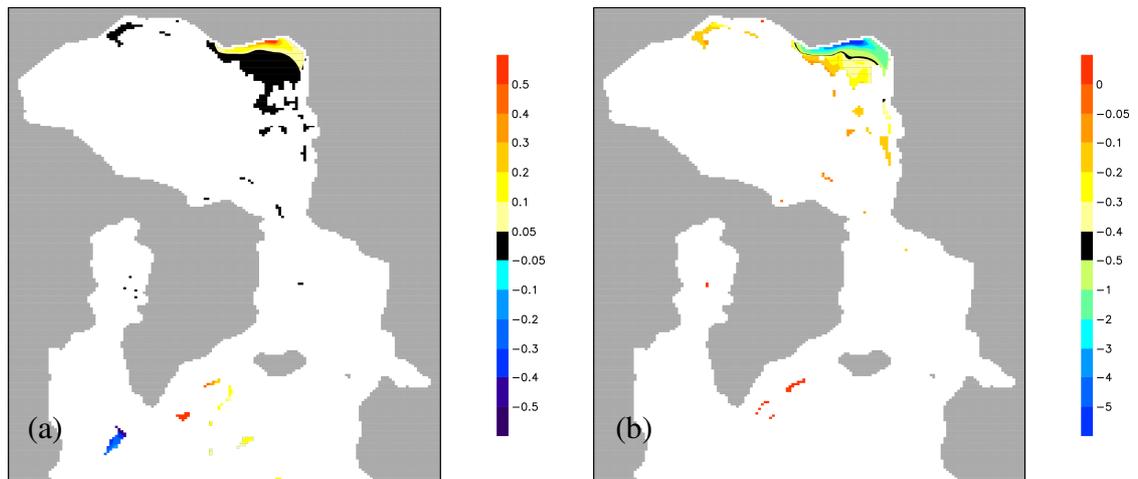
**Abb. 44:** Profilquerschnitt ( $0-10 \cdot 10^2$  m Wassertiefe) in `sens_sal` entlang des Modellbreitengrades  $5^\circ\text{N}$  für das 30-jährige Mittel der (a) Salzgehaltsanomalie (psu) und (b) Temperaturanomalie ( $^\circ\text{C}$ ) (`sens_sal - std_lgm`)

In Abb. 42 ist die mittlere Zunahme der Konvektionstiefe im Vergleich zum Standardlauf zu erkennen. Hier findet im Amerasischen Becken Tiefenkonvektion bis zum Meeresboden statt, auch im Europäischen Nordmeer und in der Baffinbucht sind erhöhte

vertikale Mischungsprozesse zu erkennen. In der Labradorsee und im Irminger Becken findet aufgrund zusätzlicher Süßwasserflüsse eine Stabilisierung der vertikalen Wasserschichtung statt.

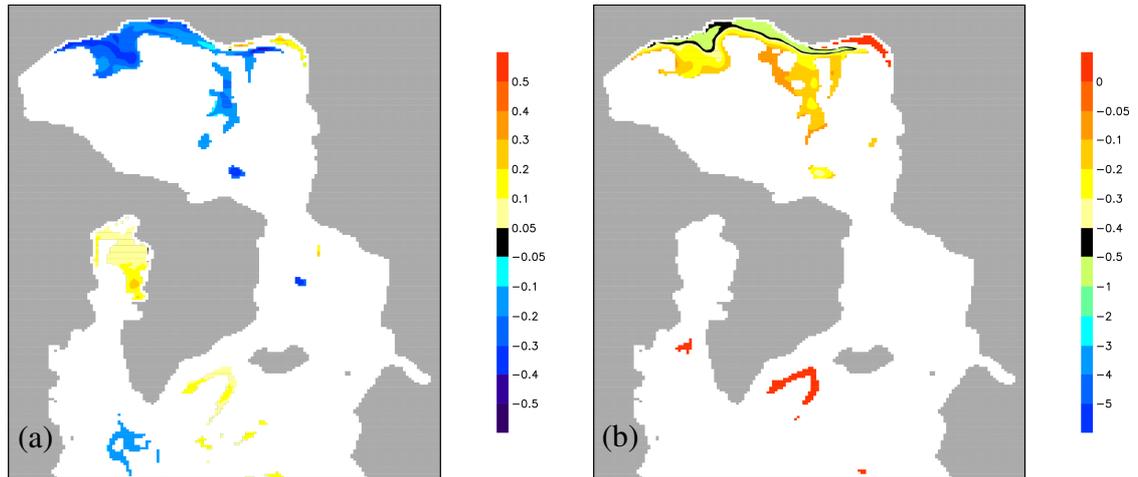
### 4.3.2 Studie von Süßwassereffekten

Zur Diskriminierung des im Allgemeinen sehr gering ausfallenden Süßwassereffektes von der modellinternen Variabilität wurde für die folgenden Abbildungen ein Student Test angewandt (Abschnitt 3.1.4). In erster Linie führt eine konstant gesteigerte Flusszufuhr zu einem Wärme- und Süßwassereintrag in das Nordpolarmeer (Abb. 45).



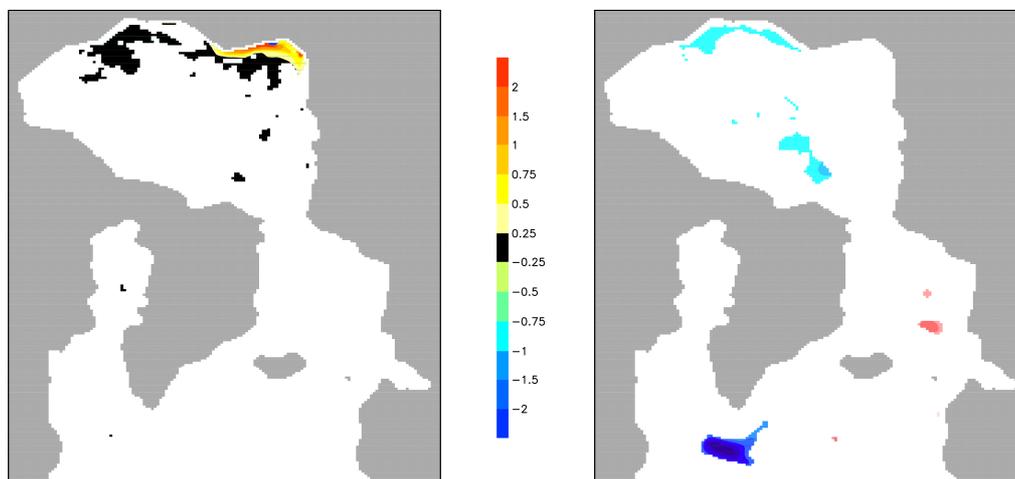
**Abb. 45:** 4-jähriges Mittel der (a) Anomalie der Temperatur (°C) ( $\text{sens\_L-std\_lgm}$ ) und (b) Anomalie des Salzgehalts (psu) in 0–20m Tiefe; dargestellte Werte entsprechen einem Signifikanzniveau >95% ( $t_{\Phi=58}; \alpha=0,05$ )

Die Dispersion von Salz und Wärme erfolgt vorwiegend im Amundsen- und Nansen-Becken und entlang der eurasischen Kontinentalschelfkante. Der zusätzliche Impuls stört den antizyklonalen arktischen Wirbel, wodurch vergleichsweise kalt-süßes Wasser (siehe aktive Tracer Temperatur und Salzgehalt, Abb. 46) vermehrt entlang des Lomonossowrückens strömt. Dadurch entsteht eine geringe Salz- und Temperaturanomalie an der Laptewsee-Schelfkante. Die relative Temperatur- und Süßwasserzunge im Kanadischen Becken wird durch das Strömungsmuster entlang des Tschuktschen-Plateaus und Northwindrückens gebildet. Ein allgemeiner, wenn auch geringer Rückgang der Salzgehalte fördert die Meereisformation und damit eine Salzgehaltszunahme im Ozean (Abb. 47). Der positive Salzgehaltsfluss im Eurasischen Becken ist eine direkte Reaktion des „Salz-restorings“ auf den Süßwassereintrag (Abschnitt 4.3.1).



**Abb. 46:** 4-jähriges Mittel der (a) Anomalie der Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) ( $\text{sens\_L} - \text{std\_lgm}$ ) und (b) Anomalie des Salzgehalts (psu) in 60–80m Tiefe; dargestellte Werte entsprechen einem Signifikanzniveau  $>95\%$  ( $t_{\Phi=58}$ ;  $\alpha = 0,05$ )

Außerhalb des Arktischen Ozeans ist der Süßwassereffekt nicht direkt abgebildet. Eine Zunahme der Konvektionstiefe (nicht signifikant) entlang des Irminger Stroms führt zu Salz- und Temperaturanomalien, geringfügig erhöhten Wassertemperaturen in der stark isolierten Baffinbucht (Abb. 46) und zu einer Abnahme der barotropen Stromfunktion südlich von Grönland (Abb. 48). An der ostsibirischen Schelfkante bedeutet die negative Stromfunktion eine Schwächung des antizyklonalen Wirbels. Die Meereisparameter ändern sich in dieser Studie nur geringfügig und werden hier nicht weiter betrachtet.

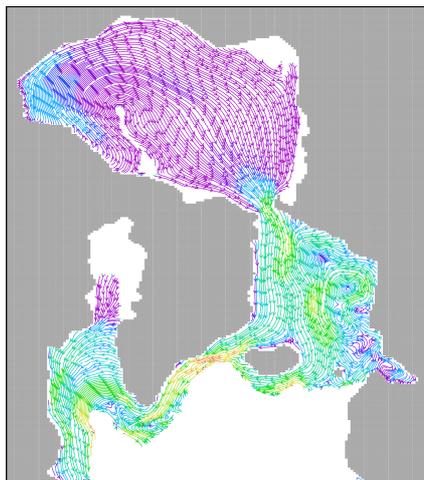


**Abb. 47:** 4-jähriges Mittel der Anomalie ( $\text{sens\_L} - \text{std\_lgm}$ ) des Salzgehaltsflusses ( $\text{psu}/\text{m}^2/\text{a}$ ); dargestellte Werte entsprechen einem Signifikanzniveau  $>95\%$  ( $t_{\Phi=58}$ ;  $\alpha = 0,05$ )

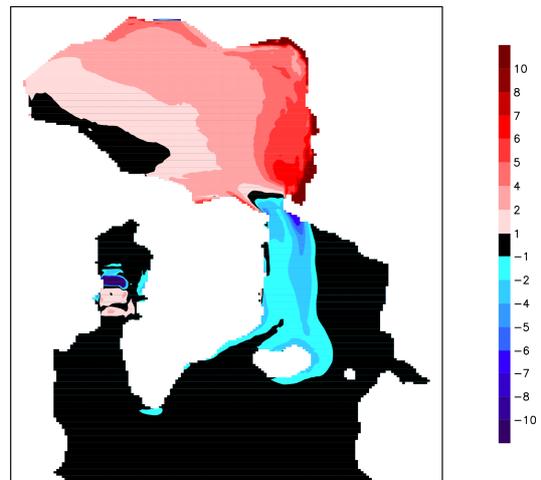
**Abb. 48:** 4-jähriges Mittel der Anomalie ( $\text{sens\_L} - \text{std\_lgm}$ ) der barotropen Stromfunktion ( $\text{Sv}$ ); dargestellte Werte entsprechen einem Signifikanzniveau  $>95\%$  ( $t_{\Phi=58}$ ;  $\alpha = 0,05$ )

### 4.3.3 Verjüngung der Framstraße

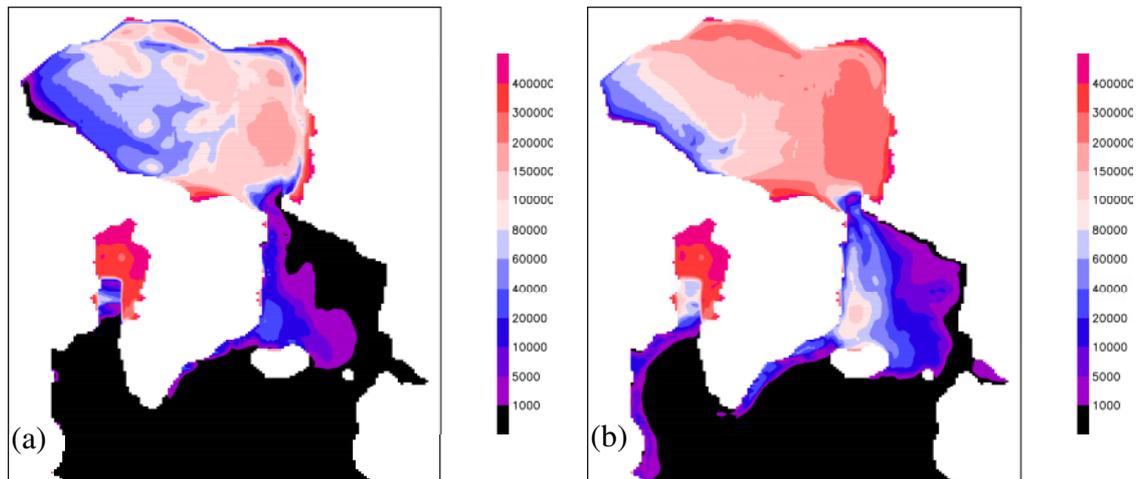
Die Framstraße erweist sich als eine wichtige Verbindung zwischen dem Arktischen Ozean und der GIN See. Eine Verjüngung der Passage hat einen direkten Einfluss auf die Meereisdrift (Abb. 49). So divergieren die arktischen Meereisstromlinien in Richtung Framstraße und blockieren sich gegenseitig vor dem Durchlass. Die Scherkräfte im Meereis reduzieren die mittlere Driftgeschwindigkeit in der Arktis auf 0–4 cm/s und öffnen den Beaufortwirbel zu einer laminaren Drift. Das Jermak-Plateau blockiert großräumig den Eisexport aus den Liefergebieten der nördlichen Barentssee- und Laptevsee-Schelfkante, wodurch Meereis dynamisch akkumuliert (Abb. 50). Hier werden Anomalien mit >10m Meereisdicke erreicht. Die verlangsamte Meereisdrift ist eine direkte Wirkung der Eishärte (Abb. 51) und bewirkt eine relative Zunahme der Eisdicke entlang der Driftrajektorien. Dementsprechend wird über das Europäische Nordmeer bis südlich von Island dünneres Eis transportiert. Dagegen sind in der östlichen GIN See, in der ausschließlich lokal gebildetes Meereis existiert, keine Anomalien zu verzeichnen.



**Abb. 49:** 30-jähriges Mittel der Meereisdrift (cm/s) in sens\_Fram; dargestellt ist die Eisdrift bei einer Meereiskonzentration >10%



**Abb. 50:** 30-jähriges Mittel der Anomalie der Meereisdicke (m) (sens\_Fram – std\_lgm)



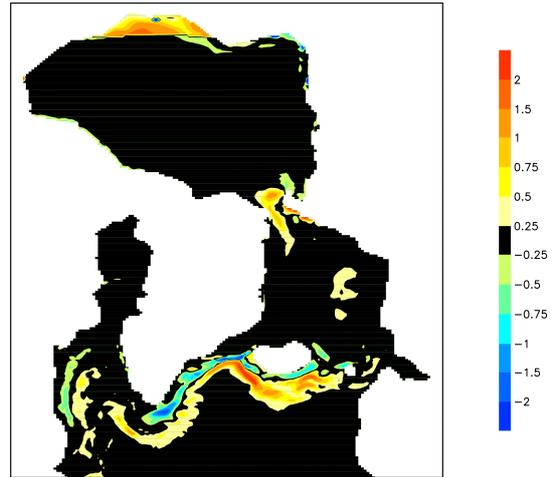
**Abb. 51:** 30-jähriges Mittel der Eishärte (N/m) in sens\_Fram (a) im Frühling (MAM) und (b) im Herbst (SON)

Der defizitäre Meereisexport (Abschnitt 4.4.2, Tabelle 3) führt zu einer reduzierten Meereispräsenz südlich von Island sowie der Labradorsee und zu positiven Temperaturanomalien in Folge verminderter Meereisschmelze (Abb. 52). Auch der Salzgehaltsfluss stellt eine nordwärtige Verschiebung der Schmelzfront dar (Abb. 53).

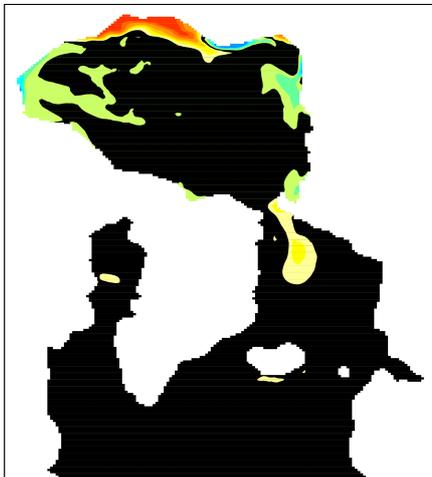
Positive Salzgehaltsflussanomalien sind in der Framstraße (Abschnitt 4.4) und an der Schelfkante der Ostsibirischen See lokalisiert, in beiden Regionen bildet sich vermehrt Meereis. Dagegen verringert sich am Kanadischen Archipel der Salzfluss um  $\sim 0.5 \text{ psu/m}^2/\text{a}$ . Dies hat direkten Einfluss auf den örtlichen Salzgehalt (Abb. 54).



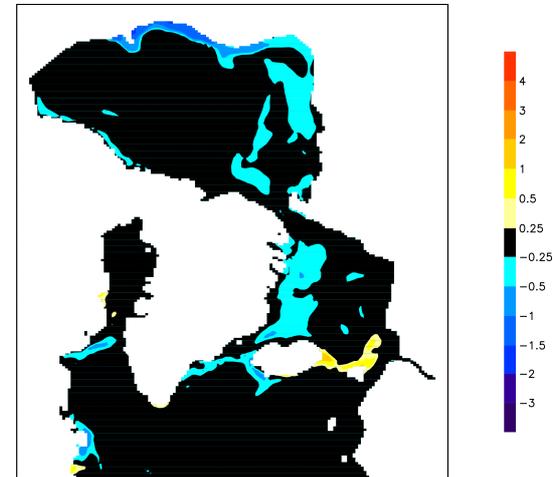
**Abb. 52:** 30-jähriges Mittel der Anomalie der Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) ( $\text{sens\_Fram} - \text{std\_lgm}$ ) in 0–20 m Tiefe



**Abb. 53:** 30-jähriges Mittel der Anomalie des Salzgehaltsflusses ( $\text{psu}/\text{m}^2/\text{a}$ ) ( $\text{sens\_Fram} - \text{std\_lgm}$ )



**Abb. 54:** 30-jähriges Mittel der Anomalie des Salzgehalts ( $\text{psu}$ ) ( $\text{sens\_Fram} - \text{std\_lgm}$ ) in 20–40 m Tiefe



**Abb. 55:** 30-jähriges Mittel der Anomalie der Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) ( $\text{sens\_Fram} - \text{std\_lgm}$ ) in 100–120 m Tiefe

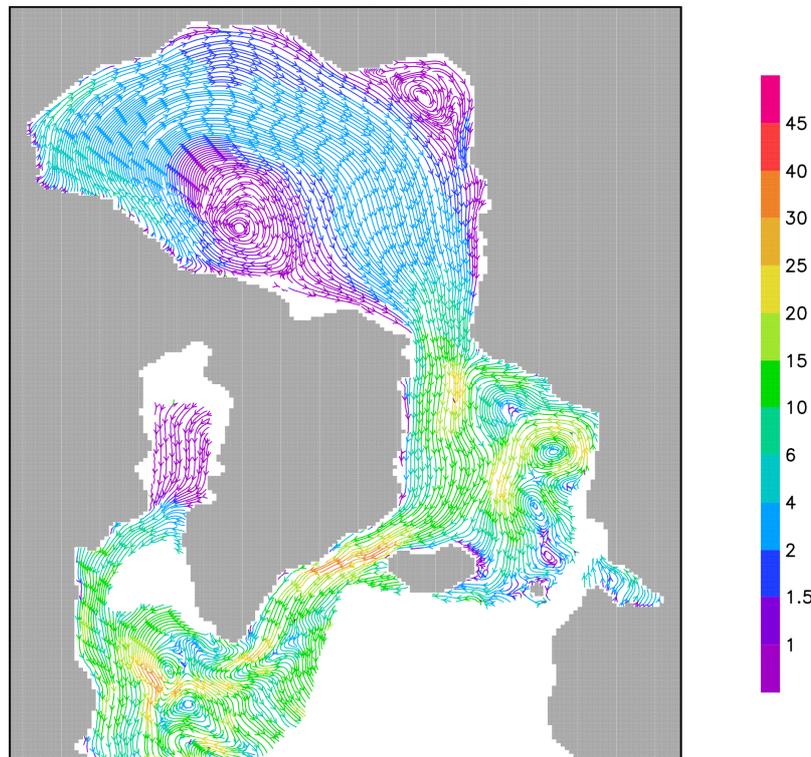
Während das Wasser in der Beaufortsee geringfügig frischer wird, verursacht die anteilige Verschiebung der Meereisformation eine beachtliche Zunahme des Salzgehalts über der Wrangel- und Tschuktschen-Tiefseeebene. Durch Zunahme der Konvektionstiefe gelangt dort kaltes Wasser in tiefere Wasserhorizonte, das durch den antizyklonalen arktischen Wirbel verdriftet wird (Abb. 55). In der GIN See sorgen nordwärts vordringende Wassermassen entlang des Spitzbergenstroms für erhöhte Konvektionstiefen (+700 m), die zuvor durch den Meereisexport unterdrückt wurden. Dort gelangt nun salzhaltigeres Wasser an die Oberfläche (Abb. 54).

### 4.3.4 Studie des Atmosphärenantriebes

Zuerst wird hier auf Veränderungen hinsichtlich der gesamten Klimatologie eingegangen, anschließend steht der Fokus auf dem Jahresgang.

#### Allgemeine Klimatologie der Atmosphärenstudie

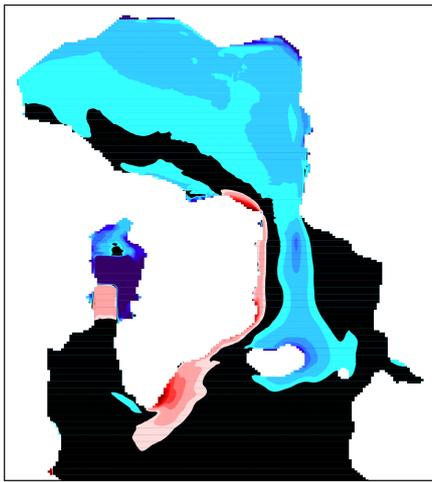
Gegenüber dem glazialen Standardlauf weist der Atmosphärenantrieb nach der GLAMAP 2000-Rekonstruktion (Paul u. Schäfer-Neth 2003) neben Temperatur- und Niederschlagsanomalien auch erhöhte Winde auf. Verstärkte Windfelder (Abb. 14b) geben den Impuls an die beiden Modellmodule weiter – eine direkte Folge ist der Anstieg der Meereisdriftgeschwindigkeit. Im zugefrorenen Arktischen Ozean erreichen diese bis zu 2 cm/s höhere Driftgeschwindigkeiten gegenüber dem Standardlauf, in der Norwegischen See, entlang des dislokalisierten GIN Wirbels sogar Absolutgeschwindigkeiten  $>20$  cm/s. Während das allgemeine arktische Eisdriftmuster mit dem glazialen Standardlauf deckungsgleich ist, treibt die erhöhte Windschubspannung zusätzlich Meereis der östlichen GIN See über den Ostgrönlandstrom via Dänemarkstraße in den Nordatlantikraum.



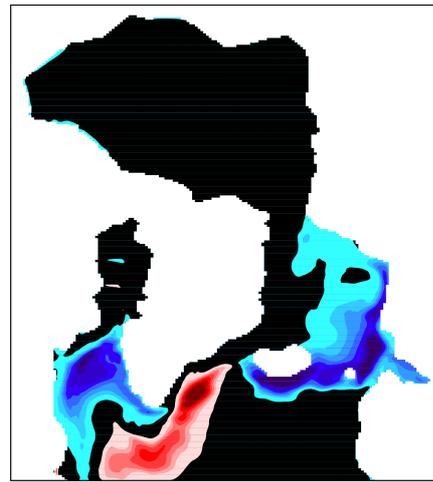
**Abb. 56:** 30-jähriges Mittel der Meereisdrift (cm/s) für sens\_LGMG; dargestellt ist die Eisdrift bei einer Meereiskonzentration  $>10\%$

Aufgrund der höheren Eisdriftgeschwindigkeit verlässt das Eis den arktischen Raum früher und hat weniger Zeit zu akkumulieren. Zusammen mit den höheren Temperaturen an der Oberfläche (Abb. 13b) sind in Arktis und Baffinbucht geringere Eisdicken als

im Standardlauf (Abb. 57) festzustellen. Dagegen führt ein saisonal konstanter Transport zu insgesamt höheren Eisdicken entlang des Ostgrönlandstroms. Während im Standardlauf innerhalb der Herbst- und Wintermonate, bedingt durch die niedrigen Temperaturen, die Eisschollen sich gegenseitig blockieren, herrscht in sens\_LGMG ein konstanter Strom. Aufgrund der hohen Exportraten durch die Dänemarkstraße ( $\sim 0,3 \text{ Sv}$ , Tabelle 3) bildet sich eine stark positive Anomalie der mittleren Meereiskonzentration südlich Grönlands aus (Abb. 58).

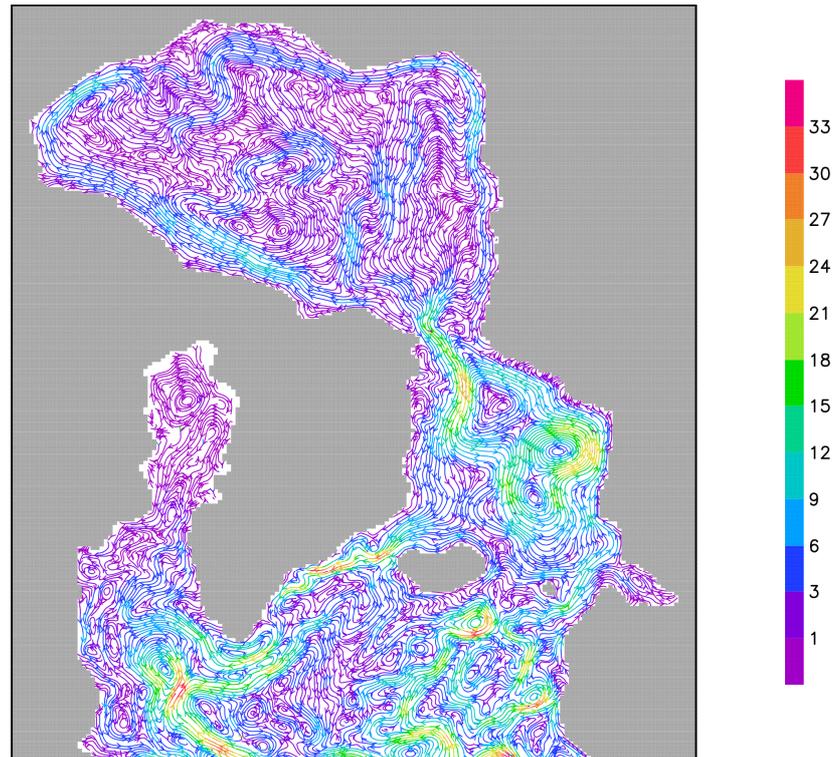


**Abb. 57:** Mittlere 30-jährige Anomalie (sens\_LGMG–std\_lgm) der Meereisdicke (m)



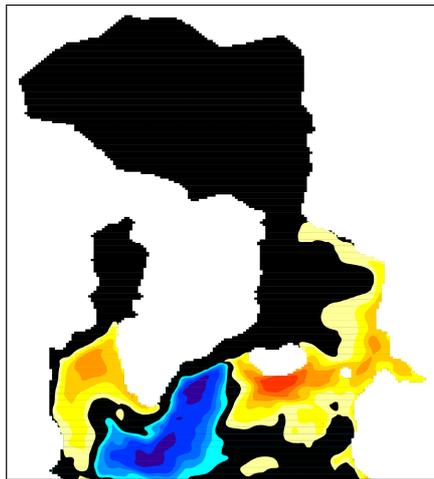
**Abb. 58:** Mittlere 30-jährige Anomalie (sens\_LGMG–std\_lgm) der Meereiskonzentration (100%)

Dagegen reduziert sich die Meereiskonzentration vorwiegend in der Labradorsee um bis zu 50%, südlich von Island und entlang des Nordatlantikeinstroms in der Norwegischen See. Die Präsenz und Absenz von Meereis hat direkte Auswirkungen auf die Durchmischung in der Labradorsee bzw. südlich Grönlands (Abb. 62). In Verbindung mit den höheren Atmosphärentemperaturen und den verstärkten Windfeldern wird warmes Nordatlantikwasser (Abb. 60) effektiv bis an die Framstraße transportiert (Abb. 59). Starke Ozeanströmungen am dislokalisierten GIN Wirbel und an der Front polarer und atlantischer Wasser sind die Folge.

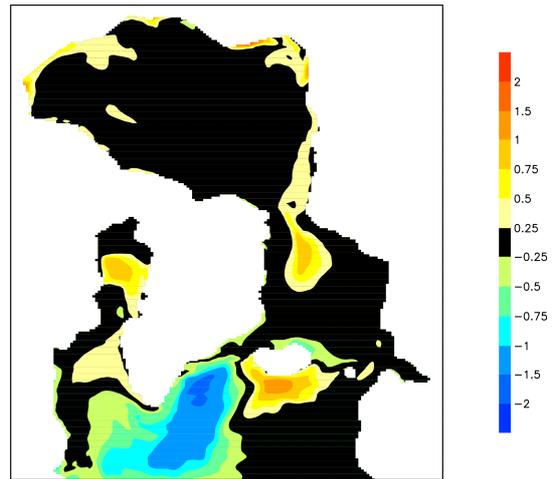


**Abb. 59:** 30-jähriges Mittel der Ozeanströmung (cm/s) für sens\_LGMG in 20–40m Tiefe

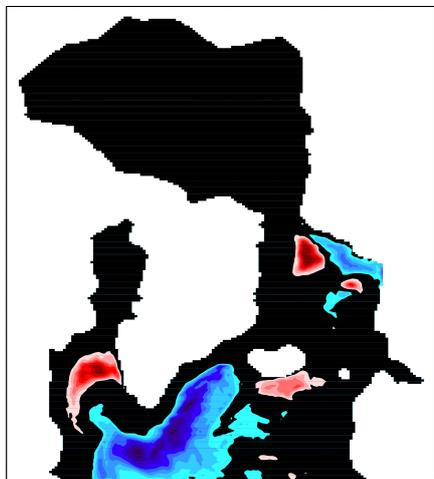
Die Wasseroberfläche reagiert aufgrund des Atmosphärenantriebes mit einer deutlichen Temperaturzunahme in der Labradorsee, südlich von Island und am Nordatlantikeinstrom, wodurch dort auch perennial offene Wasserflächen vorzufinden sind. Durch die verstärkte Eisschmelze südlich von Grönland werden dort Temperaturen knapp oberhalb des Gefrierpunktes erreicht. Ähnlich reagieren die Salzgehaltsanomalien auf die Schmelzprozesse (Abb. 61). Durch die veränderte Drift und Ozeantemperatur verschiebt sich die Eiskante und es schmilzt vermehrt Meereis, statt erst südlich von Island, bereits in der GIN See. Das nordwärts über den Spitzbergenstrom transportierte Wasser kühlt langsamer ab, wodurch weniger Konvektion auftritt. Dadurch wird der Wirbel in der Grönländischen See verstärkt, wodurch – ausgelöst durch vertikale Massenbewegungen („Ekman-Suction“, Abb. 62) – um 0,25–1 psu salzigeres Wasser an die Oberfläche tritt. Innerhalb des arktischen Beckens wird durch die permanente Eisabfuhr salzhaltigeres, küstennahes Wasser gebildet. Letztendlich bewegen sich im nördlichen Nordatlantikraum, verursacht durch unterdrückte Konvektion und gesteigerten Einstrom in die GIN See, weniger Wassermassen, welche dafür allerdings weiter nordwärts in die GIN See verfrachtet werden (Abb. 63).



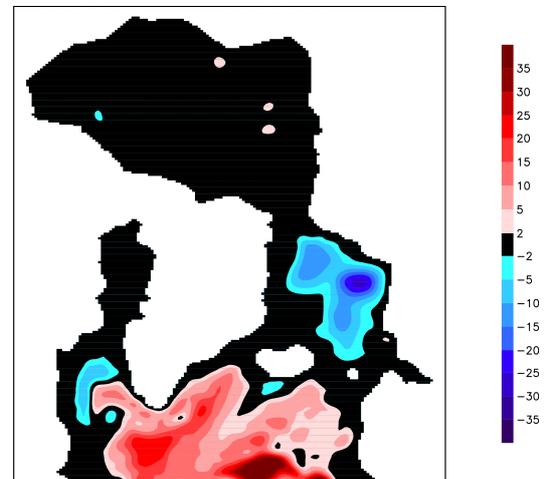
**Abb. 60:** 30-jähriges Mittel der Anomalie der Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) (sens\_LGMG-std\_lgm) in 0–20 m Tiefe



**Abb. 61:** 30-jähriges Mittel der Anomalie des Salzgehalts (psu) (sens\_LGMG-std\_lgm) in 0–20 m Tiefe



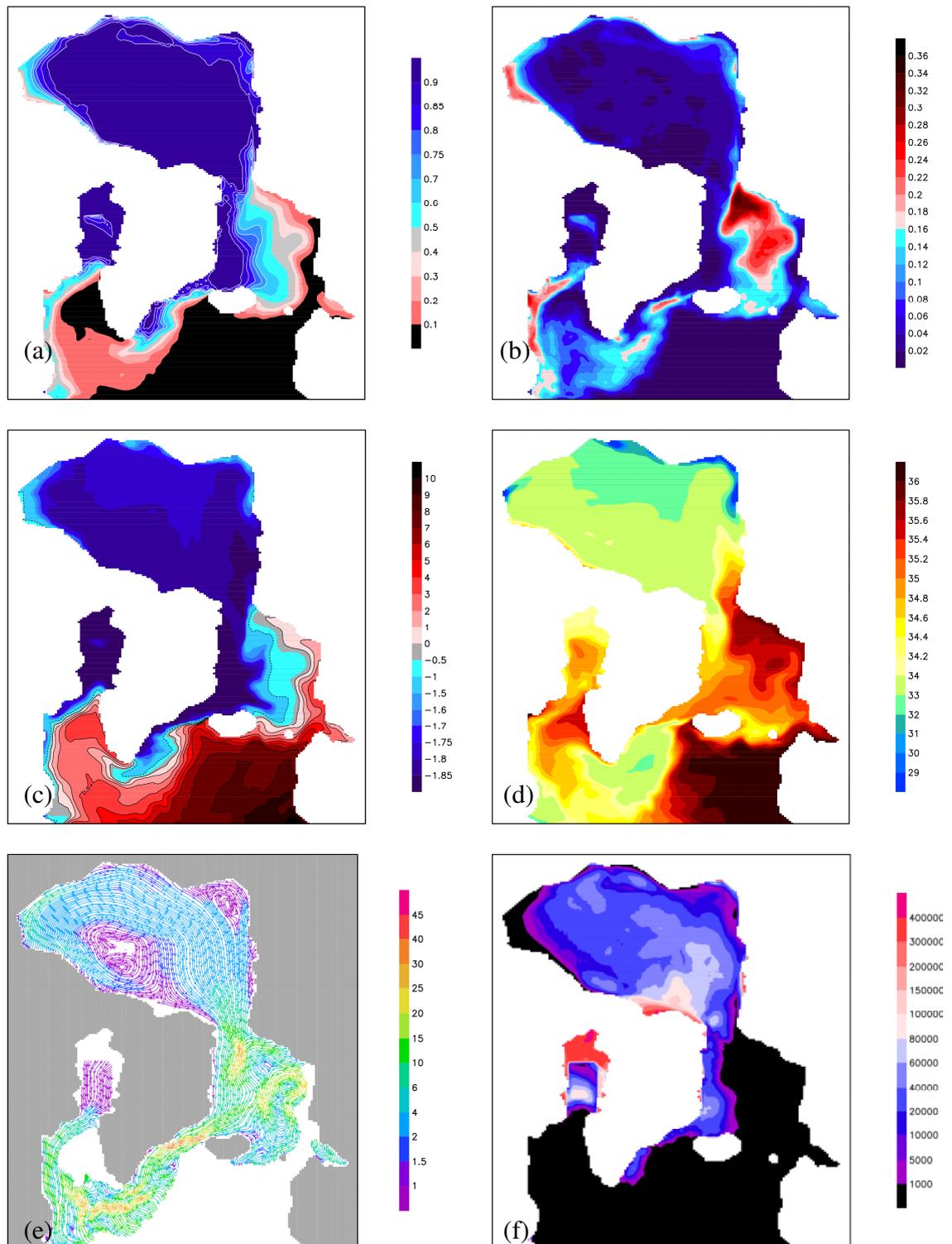
**Abb. 62:** 30-jähriges Mittel der Anomalie (sens\_LGMG-std\_lgm) der Konvektionstiefe (m)



**Abb. 63:** 30-jähriges Mittel der Anomalie (sens\_LGMG-std\_lgm) der barotropen Stromfunktion (Sv)

### Jahresgang der Atmosphärenstudie

Der Verlauf des Jahres wird in sens\_LGMG, wie auch schon im Standardlauf zuvor, anhand der Frühlings- und Herbstmonate betrachtet. Entgegen rezenter Verhältnisse (Abschnitt 4.1, Abb. 18) weist der glaziale Ozean im Frühling (Abb. 64) eine minimale Meereisbedeckung auf, die ein halbes Jahr später ihr Maximum erreicht (Abb. 65).



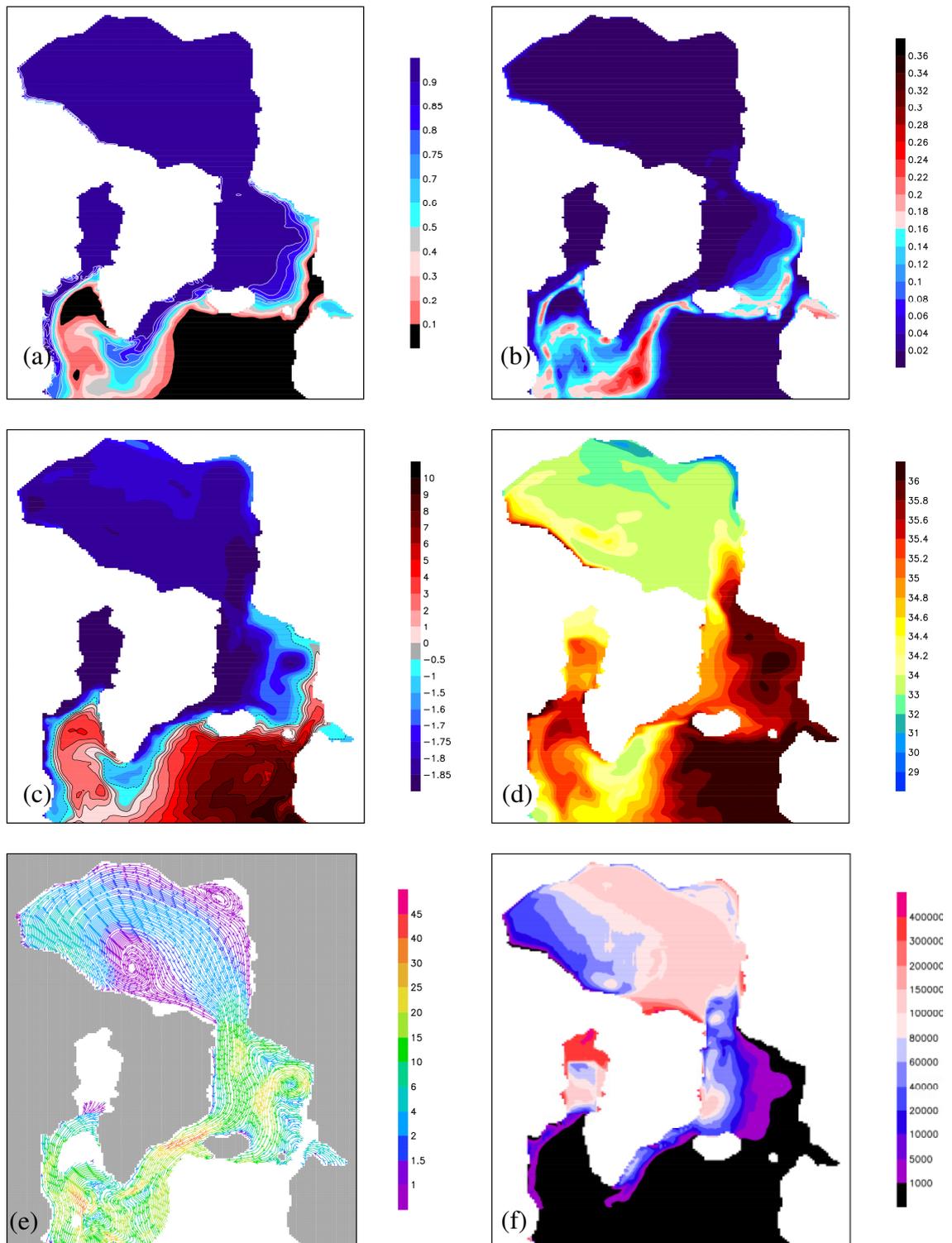
**Abb. 64:** 30-jähriges Mittel der Frühlingsmonate (MAM) in sens\_LGMG anhand der (a) Meereisbedeckung (100%), (b) Standardabweichung der Meereisbedeckung im Frühling (100%), (c) Temperatur (°C) in 0–20 m Tiefe, (d) Salzgehalt (psu) in 0–20 m Tiefe, (e) Meereisdrift (cm/s) und (f) Eishärte (N/m); dargestellt ist die Eisdrift (e) bei einer Meereiskonzentration >10%

Der Bedeckungsgrad im Frühling ist ähnlich dem Standardlauf, durch einen starken zonalen Gradienten in der GIN See charakterisiert. Dieser folgt der, in der oberflächennahen Wasserschicht (Abb. 64c) verlaufenden Temperaturfront und trennt polare von nordatlantischen Wassermassen. Der Nordatlantikeinstrom folgt in bekannter Weise

dem Norwegenstrom, mit Temperaturen um 5–6°C an der Färöer-Shetland-Passage. Der Wärmeverlust an die Atmosphäre sorgt für permanent offene Wasseroberflächen entlang des Norwegenstroms, nördlich davon ist das transportierte Wasser soweit abgekühlt, dass saisonale Meereisformation möglich ist (Abb. 64b). In der Grönländischen See ist die Meereiskonzentration während der Frühlingsmonate zeitlich sehr variabel, da dort verstärkt Meereis gebildet und verdriftet wird. Während der Sommermonate (nicht dargestellt) finden Ablationsprozesse in der westlichen Norwegischen See statt. Dagegen zeigt sich die Meereisbedeckung entlang dem zonal verlaufenden Norwegen- und Ostgrönlandstrom kaum variabel (Abb. 64b). Das Schmelzen von Meereis, vornehmlich in der südlichen Norwegischen See zwischen Island und Grönland, führt zu reduzierten Salzgehalten (34–35 psu, Abb. 64d).

Im Arktischen Ozean entstehen hauptsächlich temporäre Offenwasserflächen in der Beaufortsee. Der implementierte Süßwasserzufluss ist während dieser Monate maximal, die insgesamt höheren Salzgehalte entlang der nördlichen Grenze des arktischen Laurentiden-Eisschildes sind nur angedeutet. Minimale Salzgehalte um 32–33 psu sind im nördlichen Nordatlantik während des Frühlings und Sommers südlich Grönlands vorzufinden. Saisonale Eisdrift (Abb. 64e, Abb. 65e) und -schmelze variieren den Salzgehalt im westlichen Nordatlantik, dagegen ändert sich der Gehalt im östlichen Nordatlantik kaum.

Im glazialen Herbst erreicht das Meereis seine größte geschlossene Ausdehnung – Offenwasserflächen in der Arktis sind kaum und nur an den Küsten des Kanadischen Archipels vorzufinden (Abb. 65). Dort wird vermehrt Meereis gebildet und über den dislokalisierten Beaufortwirbel abtransportiert. Maximale Eisproduktionsraten erreichen dort 30 m/a und setzen Salzlaugen frei. Der Arktische Ozean ist nahezu vollständig meereisbedeckt und deswegen von der Atmosphäre isoliert und variiert innerhalb der Jahreszeit kaum. Erst innerhalb des Europäischen Nordmeeres, in der Norwegischen See, steigt die Standardabweichung auf bis zu 20%. Innerhalb dieser Monate (SON) bildet sich saisonales Eis. Dieses wird nördlich von Island verstärkt westwärts transportiert, wodurch der in Abb. 65b dargestellte Gradient zustande kommt.



**Abb. 65:** 30-jähriges Mittel der Herbstmonate (SON) in sens\_LGMG anhand der (a) Meereisbedeckung (100%), (b) Standardabweichung der Meereisbedeckung im Herbst (100%), (c) Temperatur (°C) in 0–20m Tiefe, (d) Salzgehalt (psu) in 0–20m Tiefe, (e) Meereisdrift (cm/s) und (f) Eishärte (N/m); dargestellt ist die Eisdrift (e) bei einer Meereiskonzentration >10%

Dadurch erhöhen sich die Salzgehalte in der GIN See im Vergleich zu den Frühlings- und Sommermonaten. Durch einen verstärkten Meereistransport aus der Dänemarkstraße (Abschnitt 4.4) gelangt Meereis auch in den südlicheren Bereich des Nordatlantiks. Dort sind auch die maximalen Standardabweichungen lokalisiert. Durch den intensiven

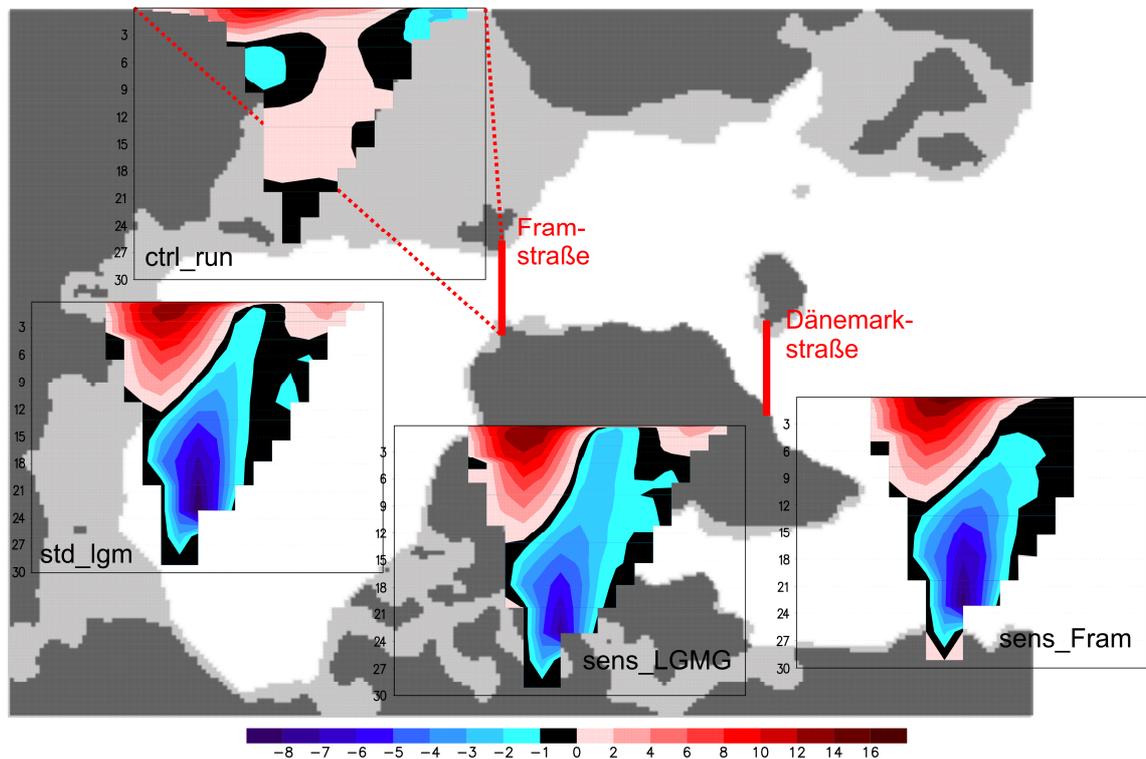
advektiven Eistransport entlang des Ostgrönlandstroms hinaus in die Labradorsee entsteht eine Offenwasserinsel mit ganzjährigen Temperaturen von 3–4°C.

## 4.4 Ozeanpassagen

Dieser Abschnitt behandelt die Darstellung von Ozeanströmungen und den Effekt aktiver Tracer an der Framstraße. Zusätzlich wird der Meereisexport in der Fram- sowie Dänemarkstraße entlang des Ostgrönlandstroms untersucht.

### 4.4.1 Wassermassenaustausch an der Framstraße

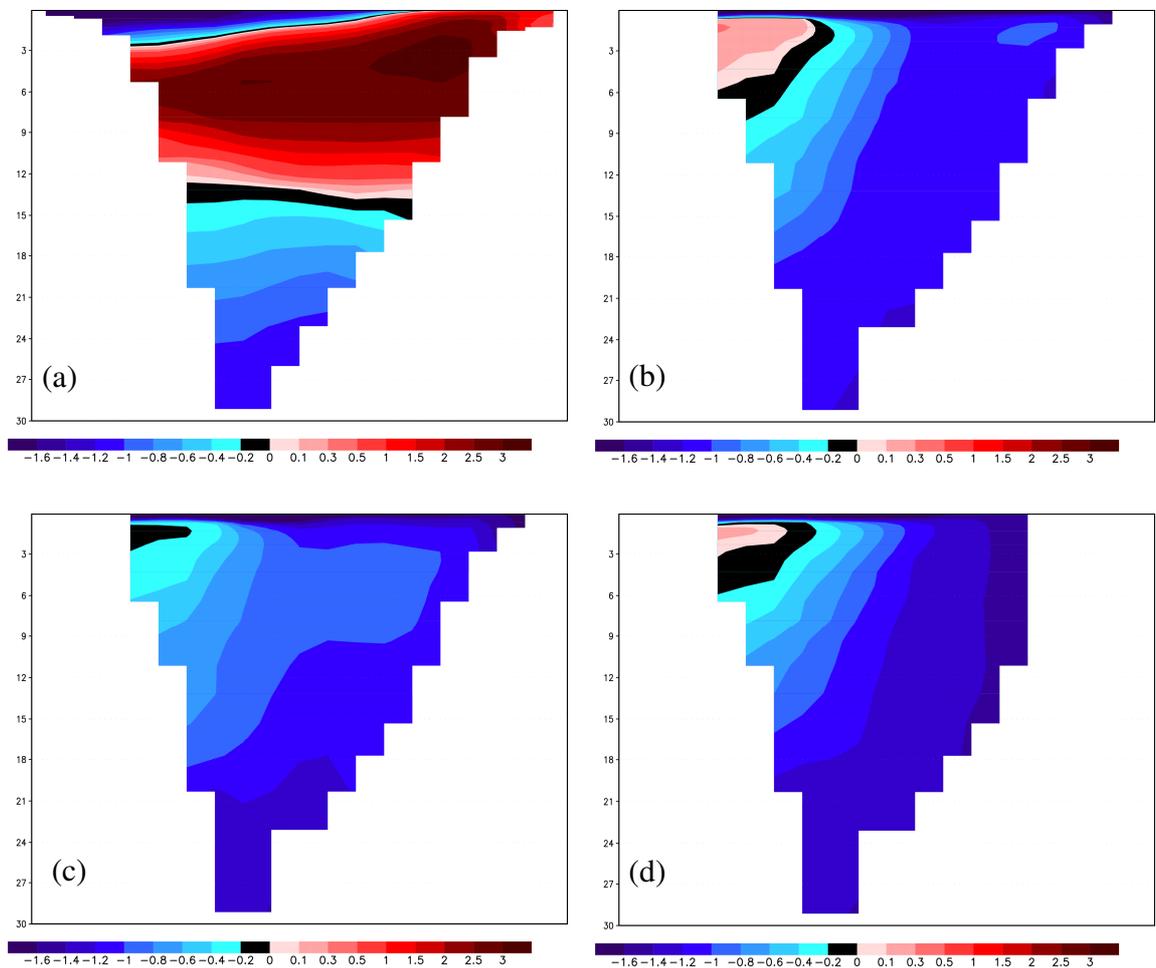
Abb. 66 zeigt die senkrecht zur Framstraße (~80°N) ausgerichteten meridionalen Geschwindigkeiten der Ozeanströmung. Die Framstraße erreicht eine maximale Tiefe von knapp 3.000 m, in der entlang des Ostgrönlandstromes kalte frische Oberflächenwasser (Abb. 67, Abb. 68) mit >1 m/s aus dem Arktischen Ozean strömen.



**Abb. 66:** Glaziale und rezente Land/See-Maske mit Querschnittsprofil des 30-jährigen Mittels der meridionaler Strömungsgeschwindigkeiten an der Framstraße für ctrl\_run, std\_lgm, sens\_LGMG und sens\_Fram (Skalierung in cm/s; Tiefenangabe in 10<sup>2</sup>m); zur Kalkulation des Meereisexportes (Abschnitt 4.4.2) wird zusätzlich ein Profil an der Dänemarkstraße untersucht

An der Ostseite (und unterhalb des Ostgrönlandstroms in 600 m Tiefe) strömt warmes Wasser des Westspitzbergenstroms mit geringer Geschwindigkeit (0,2 m/s) in das Nordpolarmeer. Der nordwärtige Einstrom adveht Salz (35 psu) und Wärme (Temperaturen ~3°C) in die Arktis.

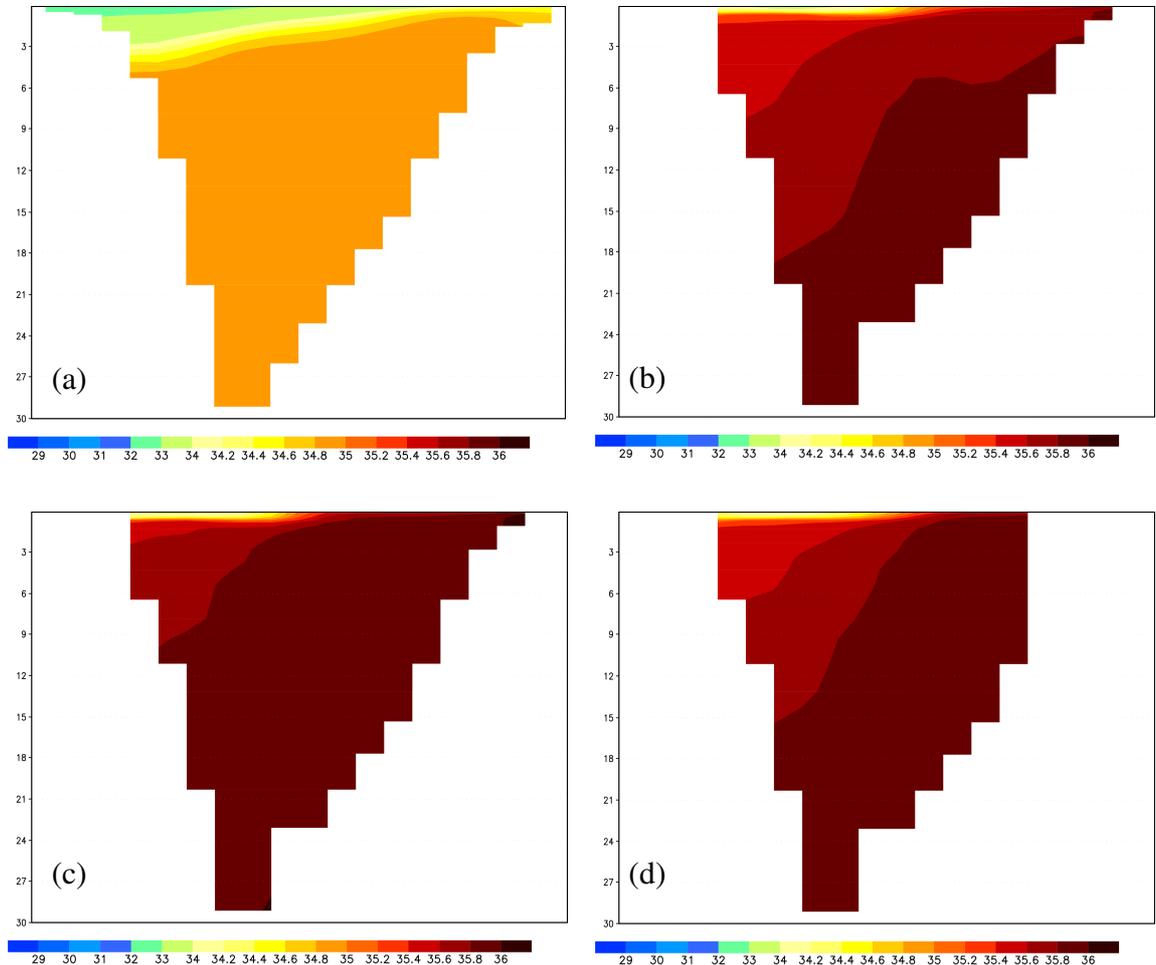
Durch die Meeresspiegelabsenkung der glazialen Modellstudien verjüngt sich die Framstraße an ihrer engsten Stelle um  $\sim 75$  km auf  $\sim 400$  km. Das glaziale Strömungsmuster der drei Modellstudien zeigt einen stark ausgeprägten bipolaren Aus- und Einstrom an der Frampassage. Der glaziale Ausstrom entlang der ostgrönländischen Küste nimmt an Tiefe (von 400 m auf 1.000 m) zu. An der Oberfläche fließt mit dem Meereis entlang des gesamten Querschnittes Wasser in die GIN See. Da die Framstraße die einzige Verbindung zwischen der GIN See und dem Nordpolarmeer darstellt, entsteht zur Aufrechterhaltung der Massenbilanz ein kompensierender Einstrom von Tiefenwasser mit maximal 8 cm/s. Das nordatlantische Wasser betritt, anders als im Kontrolllauf, den Arktischen Ozean in einer Kerntiefe von 2.000 m und besitzt in den glazialen Modellstudien dichterelevante Temperaturen und Salzgehalte mit  $-1,4^{\circ}\text{C}$  und 35,8 psu.



**Abb. 67:** Querschnittsprofil des 30-jährigen Mittels der potentiellen Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) an der Framstraße für (a) ctrl\_run, (b) std\_run, (c) sens\_LGMG und (d) sens\_Fram (Tiefenangabe in  $10^2\text{m}$ )

Sowohl Thermokline als auch Halokline bilden in den glazialen Modellläufen einen ähnlich steilen Gradienten aus. Der Wassermassenaustausch ist in std\_lgm am deutlichsten ausgeprägt und transportiert noch vergleichsweise warmes Wasser ( $>0,3^{\circ}\text{C}$ ) unterhalb der Thermokline aus der Framstraße. Daneben exportiert der Ostgrönland-

strom in sens\_LGMG bei einer Wassertemperatur unterhalb von 0°C immer noch Wärme in die GIN See. Durch Ausdünnung der darüberliegenden arktischen Süßwasserschicht strömt in allen drei glazialen Modellstudien vergleichsweise wenig kalt-süßes Wasser aus der Arktis (Abb. 68).



**Abb. 68:** Querschnittsprofil des 30-jährigen Mittels des Salzgehaltes (psu) an der Framstraße für (a) ctrl\_run, (b) std\_run, (c) sens\_LGMG und (d) sens\_Fram (Tiefenangabe in  $10^2\text{m}$ )

#### 4.4.2 Meereistransport entlang des Ostgrönlandstromes

Neben dem Austausch von Wassermassen über die Framstraße entscheidet im Nordpolarmeer auch die Meereisbilanz über den gesamten Süßwasserexport. Tabelle 3 stellt die allgemeine mittlere Bilanz inklusive interannualer Standardabweichungen der einzelnen Modellstudien dar. Die statistischen Kenngrößen beziehen sich auf die in Abb. 66 dargestellten zonal verlaufenden Profile der Fram- und Dänemarkstraße.

Es fällt auf, dass der glaziale Eisstrom aller Modellstudien für beide Passagen um ein vielfaches höher liegt als im Kontrolllauf. Dieser transportiert gegenwärtig (ctrl\_run) knapp  $75 \pm 20 \cdot 10^3 \text{m}^3/\text{s}$  Meereis aus dem Arktischen Ozean entlang des Ostgrönlandstroms, wovon im Jahresmittel  $20 \pm 5 \cdot 10^3 \text{m}^3/\text{s}$  die Dänemarkstraße erreichen. Im Kontrolllauf entspricht die Standardabweichung an Fram- und Dänemarkstraße jeweils

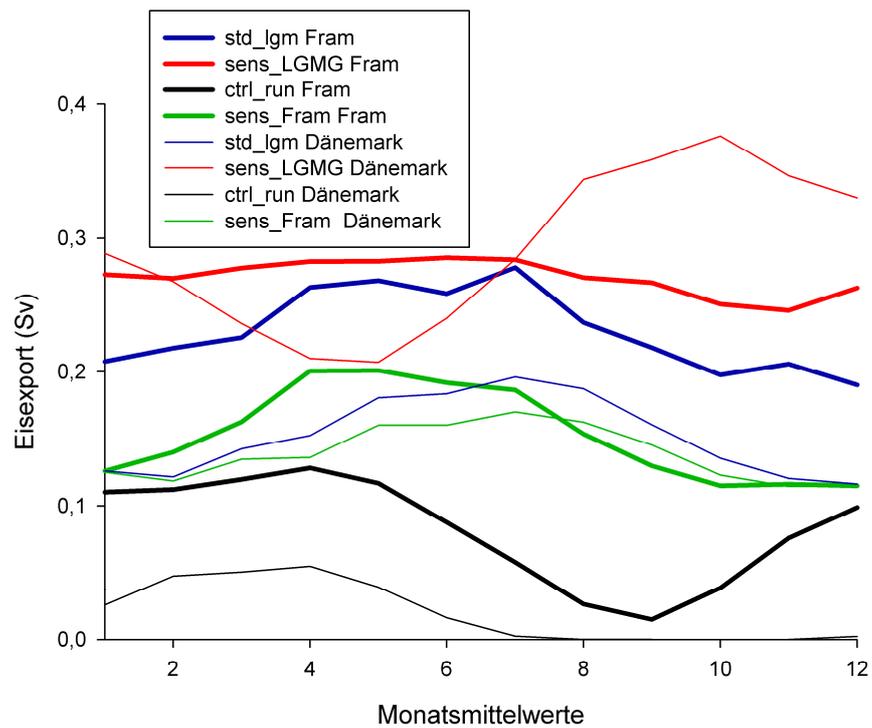
~25% des gesamten mittleren Exportvolumens. Die mittleren glazialen Standardabweichungen des Exports an der Framstraße liegen bei  $30\text{--}34 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ , wobei sens\_Fram mit 22% die höchsten Schwankungen aufweist. Maxima werden an beiden Passagen in sens\_LGMG erreicht, wobei mit  $290.707 \text{ m}^3/\text{s}$  der Meereisexport an der Dänemarkstraße dominiert. Trotzdem ist in diesem Experiment die relative Variabilität mit <6% am geringsten.

**Tabelle 3:** Statistische Kenngrößen des Meereistransports entlang des Ostgrönlandstromes (30-jähriges Mittel)

Eisexport ( $\text{m}^3/\text{s}$ )		ctrl_run	std_lgm	sens_LGMG	sens_Fram
Framstraße	Mittelwert	74.588	230.832	274.312	155.912
	Standardabweichung	19.415	31.733	33.458	34.267
Dänemarkstraße	Mittelwert	19.965	151.754	290.707	138.620
	Standardabweichung	4.817	19.517	17.351	18.058

Mit der verjüngten Frampassage (sens\_Fram) wird im Mittel knapp  $75 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$  weniger Eis aus der Arktis transportiert als in std\_lgm, wobei dieses Defizit an der Dänemarkstraße nur noch  $13 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$  ausmacht. Der mittlere Jahrgang des Eistransports durch die Passagen ist in Abb. 69 dargestellt. Die schwarze, dick linierte Eistransportrate der Framstraße zeigt für heutige Verhältnisse ein Maximum im Frühling (April) und ein Minimum im Herbst (September). Dem folgt die rezente Eistransportrate an der Dänemarkpassage in reduzierter Form, wobei während der minimalen Eisausdehnung im Herbst kaum oder gar kein Eis die Straße passiert.

Die Eistransportraten der glazialen Studien liegen ausnahmslos über dem rezenten Eisfluss: Der Jahrgang an der Framstraße erreicht für std\_lgm und sens\_Fram während der Frühlings- und Sommermonate Spitzenwerte, hier reduziert sich im Spätherbst und Winter die Eistransportrate auf ein Minimum. Der Jahreszyklus der Eistransportrate in sens\_Fram folgt in reduzierter Form dem Standardlauf. Vergleicht man die Eisexportraten beider Studien an der Dänemarkpassage, so ist der Unterschied nur gering. Auch das Signal von sens\_Fram an der Framstraße wird fast vollständig bis an die Dänemarkstraße transportiert. Während des Spätherbstes und Winters gleicht sich der Eistransport in sens\_Fram in beiden Straßen an und damit auch der Eisdrift durch die Dänemarkpassage des glazialen Standardlaufs.



**Abb. 69:** 30-jährig gemittelter Jahresgang des Meereisexports ( $Sv = 10^6 m^3/s$ ) entlang des Ostgrönlandstroms über die Framstraße (Fram) und Dänemarkstraße (Dänemark)

In der Atmosphärenstudie sens\_LGMG zeichnet sich die Meereistransportrate durch einen geglätteten Jahresgang ohne ausgeprägte Saisonalität aus. Die Eistransportrate an der Dänemarkstraße ist stark von den Saisonalitäten beeinflusst und folgt – entgegen der anderen Studien – einer negativen Sinusschwingung.

## 5 Diskussion und Interpretation

### 5.1 Modellverifikation

#### 5.1.1 Abbildung rezenter Hydrographie und mariner Kryosphäre

Die in Abschnitt 4.1 dargestellte rezente Hydrographie entspricht im Allgemeinen der im Einleitungskapitel beschriebenen Kenntnis heutiger Strömungsmuster. Einzig das Oberflächenregime der Beringstraße (~50 m Wassertiefe) – die Differenz der sterischen Höhe (~0,5 m) zwischen Pazifik und dem Nordmeer begründet den Zufluss von Pazifikwasser (Stigebrandt 1984; Overland u. Roach 1987) – kann durch die geschlossene Beringstraße nicht realistisch dargestellt werden. Neben der Beringstraße unterbleibt auch der Austausch von Wassermassen und aktiven Tracern (potentielle Temperatur, Salzgehalt) über andere Passagen wie Hudsonstraße und Kattegat, allerdings werden Unterschiede über Oberflächentemperaturen der NCEP/NCAR-Reanalysedaten und des Oberflächen-Salzgehalts-restoring kompensiert (Kauker et al. 2003). Der durch das Modell dargestellte Nordatlantikeinstrom in das arktische Becken, welcher an der östlichen Framstraße in einen zyklonalen Wirbel übergeht (Abschnitt 4.1), kann im Moment nur von wenigen numerischen Modellen abgebildet werden (Karcher u. Kauker, pers. Mttlg.).

Modellierte potentielle Temperaturen und Salzgehalte der oberflächennahen Wasserschicht harmonisieren prinzipiell in ihrer jahreszeitlichen Schwankung (Winter, Sommer) mit verfügbaren Observationsdaten (Antonov et al. 2006; EWG 1998; Locarnini et al. 2006): Die Sommertemperaturen der zirkumarktischen Schelfmeere werden um etwa 1–2°C unterschätzt, das 8°C warme Nordatlantikwasser in der Barentssee wiederum ist realitätsnah. Die winterlichen Oberflächentemperaturen nahe am Gefrierpunkt orientieren sich hauptsächlich an den Salzgehalten, welche im Beaufortwirbel um ~1 psu überschätzt werden. Dies stellt ein generelles Problem regionaler Ozean/Meereis-Modelle für die Arktis dar (Steele et al. 2001). Der modellierte Jahresgang der Salzgehalte in den arktischen Schelfmeeren mit minimalen Werten im Sommer ist nicht so stark ausgeprägt wie im Ozeanatlas verzeichnet (EWG 1998). Die winterlichen Salzgehalte und das salzige Wasser der Barentssee (>34 psu) dagegen stimmen mit den Untersuchungsdaten überein. Außerhalb des Arktischen Ozeans wird der Jahresgang von Temperatur und Salzgehalt in einem nordatlantischen Südost-Nordwest-Gefälle und in der Polarfront der GIN See realitätsnah wiedergegeben (WOA 2005).

Die in Abschnitt 2.1.3 beschriebene Meereisbedeckung mit permanentem Packeis im zentralarktischen Ozean (nördlich  $80^{\circ}$  N) und mit saisonalem Meereis der nördlichen Barentssee sowie der übrigen arktischen Schelfmeere entspricht dem Mittel langjähriger Satellitendaten (Abb. 4). Auch im Kanadischen Archipel sowie in südlicheren Breitengraden entlang des Ostgrönlandstroms, der Baffinbucht und der Küste Neufundlands ist nur saisonal auftretendes Eis zu erwarten.

Die modellierte Meereisdrift folgt den größeren arktischen Drift- und Strömungssystemen (Transpolardrift, Beaufortwirbel), stagniert jedoch im Kanadischen Archipel, wodurch aufgrund der positiven Jahresbilanz das Meereis kontinuierlich anwächst. Die Geschwindigkeit der Eisdrift stimmt im Mittel mit der von Eisdriftbojen ( $1\text{--}3\text{ cm/s}$ ) überein (Rigor et al. 2002). Im Jahresgang variiert die Eisdrift zwischen geglätteten Stromlinien während der Winter- und Frühlingsmonate und einer komplexen Drift im Sommer und Herbst. Während im Winter vor allem der Atmosphärenschub die Eisdrift aufgrund der kompakten Oberfläche beeinflusst, erhält das Meereis im Sommer den Impuls vor allem von der Ozeankomponente. An den Küsten Nordgrönlands, der Ellesmere-Insel und des Kanadischen Archipels erreicht die Meereisdicke eine realistische Mächtigkeit von über 8 m, die in Richtung des eurasischen Sektors (saisonales Eis) auf  $2\text{--}3\text{ m}$  abnimmt (Abb. 16). Obwohl nur wenig Information über die mittlere Mächtigkeit von saisonalem Meereis – die Meereisdicke wird auf  $\sim 1\text{--}2\text{ m}$  geschätzt – bekannt ist (Proshutinsky u. Johnson 1997), wird das Meereis im eurasischen Sektor im Kontrolllauf tendenziell überschätzt ( $2\text{--}3\text{ m}$ ), die Verteilung der Meereismächtigkeit dagegen kaum. Die heutigen, anhand des Kontrolllaufs identifizierten Meereisliefergebiete der arktischen Schelfmeere entsprechen der beobachteten Meereisformation und Sedimentinkorporation in der Kara-, Laptew- und Ostsibirischen See (Eicken et al. 1997, 2000; Pfirman et al. 1997; Tucker et al. 1999; Darby et al. 2002; Darby 2003).

Im Allgemeinen werden die Bedingungen der Hydrosphäre und der marinen Kryosphäre durch das Modell realitätsnah dargestellt, weshalb auch zahlreiche rezente Modelluntersuchungen erfolgreich mit Observationsdaten verglichen werden konnten (Gerdes et al. 2003; Karcher et al. 2003, 2005, 2007; Kauker et al. 2003, 2008, 2009; Köberle u. Gerdes 2003, 2007; Polyakov et al. 2005).

### 5.1.2 Abbildung glazialer Verhältnisse

Die Rekonstruktion der marinen Umweltbedingungen im glazialen Arktischen Ozean gestaltet sich als besonders schwierig. Zentralarktische Sedimentbohrkerne weisen für diesen Zeitabschnitt geringe terrigene/biogene Sedimentationsraten oder gar Hiatus auf, wodurch eine Archivierung der Klimasignale nur begrenzt möglich ist (Backman et al. 2004; Nørgaard-Pedersen et al. 1998, 2003; Spielhagen et al. 2004; Stein et al. 1994). Zusätzlich führt die SST Rekonstruktion anhand unterschiedlicher Proxies im Europäischen Nordmeer zu widersprüchlichen Ergebnissen (de Vernal et al. 2006). Dadurch erweist sich die Verifizierung der Modellergebnisse in den hohen Breitengraden mittels Proxy-Daten als besonders schwierig.

Eine reduzierte Süßwasserschicht sowie erhöhte Oberflächensalzgehalte kommen durch eine negative Süßwasserbilanz zustande. Aufgrund der beschriebenen Klimaverhältnisse (Abschnitte 2.2, 3.1.4) ist solch ein Szenario realistisch. Korrigiert man den Salzgehaltsfluss an der Oberfläche nicht, hat dies eine ausgebildete Umwälzung innerhalb des Nordpolarmeeres zur Folge (Abb. 42). Aufgrund der Schichtungsinstabilität und des homogenen Wasserkörpers (Angleichung von Salz und Temperatur) entstehen großräumige Offenwasserflächen. Da dies in Widerspruch zu geologischen Daten steht – man geht von einer perennialen Meereis-, wenn nicht sogar Schelfeisbedeckung aus (Backman et al. 2004; Nørgaard-Pedersen et al. 1998, 2003; Spielhagen et al. 2004; Stein et al. 1994) – wird durch Einsatz des rezenten „Salz-restoring“ die Schichtung im Arktischen Ozean bewahrt. Der Süßwassereintrag der kontinentalen Flüsse direkt am Mündungsbereich der Schelfkante wird allerdings durch das „Salz-restoring“ kontinuierlich minimiert (Abb. 43) und dadurch nicht realistisch abgebildet. Dadurch können Sensitivitätsstudien bezüglich des Süßwassereinflusses (Abschnitt 4.3.2) nicht realitätsnah nachempfunden werden. Außerdem wird der Süßwasserzufluss arktischer Flüsse ausschließlich durch ein verstärktes „Salz-restoring“ (und Wärmezufuhr) abgebildet, wobei die Massenbilanz unberücksichtigt bleibt.

Tieferes Atlantisches Zwischenschichtwasser ersetzt den Wassermassenexport aus der Framstraße. Dagegen kompensiert relativ kalt-salziges Wasser des Westspitzbergenstroms die Massenbilanz. Aufgrund der hohen Dichte strömt das Wasser aus dem Europäischen Nordmeer als Tiefenwasser in die Arktis (Abb. 66). Der Export von relativ warmem ( $>0^{\circ}\text{C}$ ) Zwischenschichtwasser (Abb. 67) scheint ein Relikt initialer Anfangsbedingungen zu sein. Die Oberflächensalzgehalte sind, in Anbetracht der globalen Salzgehaltserhöhung um +1 psu, relativ gering und nehmen mit der Tiefe zu. Dies wur-

de auch in einem GCM, dessen Ausgabefelder als Antrieb für NAOSIM dienen, beobachtet (Romanova et al. 2004) und ist mit geologischen Daten des Tiefseewassers konsistent (Adkins et al. 2002).

Im Arktischen Ozean liegen die Meeresoberflächentemperaturen nahe am Gefrierpunkt, der maßgeblich vom Salzgehalt geregelt wird. Nachweise für Temperatur und Salzgehalte in geologischen Daten sucht man in diesen Gebieten vergeblich. Eine ursächliche Salzquelle für das Nordpolarmeer stellt die Advektion des Westspitzbergenstroms dar. Auf dem Weg über das Europäische Nordmeer erfährt der Nordatlantikstrom einen Wärmeverlust, wodurch das kalt-saline Wasser in größerer Tiefe den Arktischen Ozean betritt. Dagegen argumentieren Nørgaard-Pedersen et al. (2003) mit einem, den rezenten Temperaturen vergleichbaren 1–3°C warmem Nordatlantikeinstrom über die Framstraße. Eine weitere Salzquelle stellen in den Meereisliefergebieten die Salzlaugen dar, die im Destillationsprozess als Residuum der Meereisformation zurückbleiben.

Wie schon eingangs erwähnt, geht man anhand geologischer Proxies von einer mächtigen perennialen Meereisbedeckung im Arktischen Ozean aus. Dieser Befund wird durch einen kürzlich eingeführten Meereisproxy (Müller et al. 2009) untermauert. Anhand zweier Biomarker (organische Molekülreste) kommen Müller et al. (2009) zu dem Schluss, dass die Framstraße während des LGM permanent eisbedeckt war. Auch die perenniale Meereisbedeckung entlang der östlich verlaufenden Kanadischen und Grönländischen Küste steht im gemeinsamen Konsens verschiedener Proxies (de Vernal et al. 2006). Der primäre Anteil des Meereises entsteht in der Beaufortsee sowie entlang des Kanadischen Archipels und wird durch einen dislokalisierten Beaufortwirbel und Transpolardrift in Richtung Frampassage exportiert. Diese Aussage ist im glazialen Standardlauf und auch innerhalb der Sensitivitätsstudien wiederzufinden und wird durch Eisberg-/Meereisdriftproxies untermauert (Abschnitt 5.1.3).

Die Verteilung der glazialen Meereismächtigkeit im Arktischen Ozean weicht von der rezenten stark ab. Während in der modernen Arktis das Gefälle von Nordamerika nach Russland abnimmt, wachsen die Meereisdicken durch dynamische Prozesse (Bildung von Eisrücken durch divergente Eisdrift) entlang der Transpolardrift in Richtung Framstraße an. Außerhalb der Arktis, in der Baffinbucht stagniert die Eisdrift, wodurch die Eismächtigkeit – ähnlich dem Falle des Kanadischen Archipels im Kontrolllauf – kein Gleichgewicht erreicht. Es wächst kontinuierlich an und erreicht Mächtigkeiten >30m (Abb. 30). Die Abbruchkante der divergenten Meereisdrift in der Baffinbucht folgt dem Modellgitter und ist für großräumige Muster unrealistisch. Stattdessen darf in

Anbetracht der Verteilung des Nordamerikanischen und Grönländischen Eisschildes um die Baffinbucht aufgrund der Massenströme von einer schelfeisbedeckten Bucht ausgegangen werden. Innerhalb der Meereisrekonstruktion von de Vernal et al. (2005) deuten untersuchte Dinozysten einer Sedimentkern-Station in der Baffinbucht zumindest auf eine perenniale Eisbedeckung.

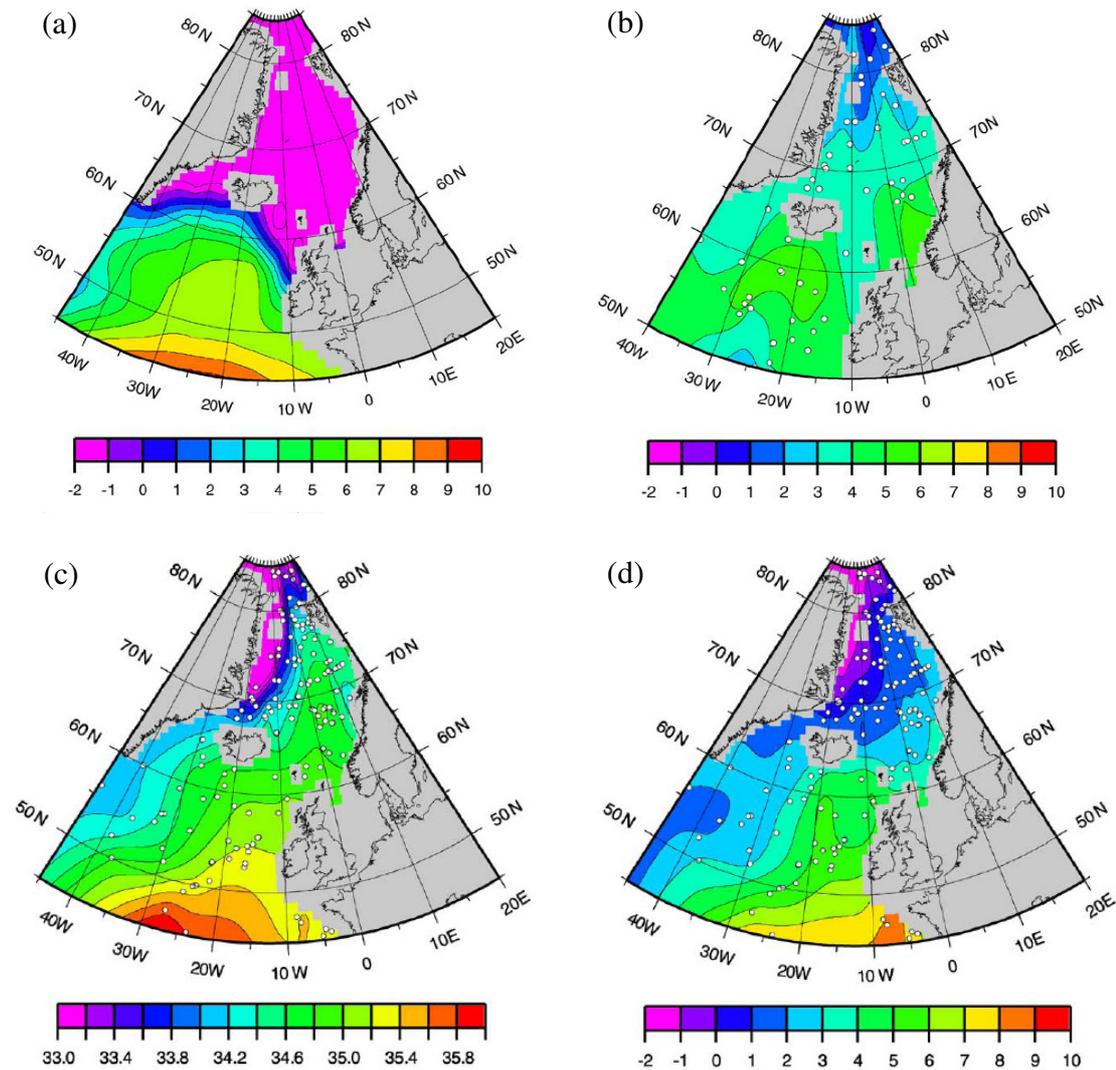
Im Europäischen Nordmeer bildet sich ein meridionaler Meereiskonzentrationsgradient entlang der Polarfront aus, der durch Nordatlantik- und Ostgrönlandstrom reguliert wird. Hierbei sollte betont werden, dass der Atmosphärenantrieb im glazialen Standardlauf von einer perennialen Meereisbedeckung in der GIN See ausgeht. Meereisproxies im Untersuchungsgebiet der GIN See kommen zu widersprüchlichen Aussagen, allgemeiner Konsens ist jedoch ein zonaler Gradient der Meereiskonzentration mit saisonaler Eisbedeckung in der Norwegischen See (de Vernal et al. 2006; MARGO 2009).

Die Ergebnisse modellierter Oberflächentemperaturen halten sich eng an die jeweiligen im Atmosphärenantrieb (std\_lgm, sens\_LGMG) verwendeten Rekonstruktionen (CLIMAP, GLAMAP 2000; Abb. 70). Dementsprechend werden im östlichen Europäischen Nordmeer und in der Labradorsee 2–3°C höhere Meeresoberflächentemperaturen in sens\_LGMG (gegenüber dem glazialen Standardlauf) vorgefunden (Abb. 60), in dessen Rekonstruktion ein vergleichsweise starker Nordatlantikeinstrom in die GIN See zu beobachten ist.

In Abb. 70 ist die Rekonstruktion der Meeresoberflächentemperatur nach CLIMAP (1981), GLAMAP 2000 (Pflaumann et al. 2003) und Meland et al. (2005) sowie der Meeresoberflächensalzgehalt (Meland et al. 2005) für Nordatlantik und GIN See dargestellt. Obwohl der glaziale Standardlauf std\_lgm auf Foraminiferensignalen von CLIMAP (1981) basiert, entwickelt sich in der GIN See aufgrund des Ostgrönlandstroms und Nordatlantikeinstroms eine longitudinal verlaufende Polarfront aus (Abb. 37, Abb. 39). Demgegenüber zeigt die GLAMAP 2000 Temperaturrekonstruktion<sup>12</sup> (Abb. 70b) eine höhere SST von 2–6°C im Europäischen Nordmeer, allerdings keinen so ausgeprägten zonalen Gradienten wie in sens\_LGMG (Abb. 64, Abb. 65). Dieser wird erst unter Einbindung einer plausiblen SSS-Abschätzung (Abb. 70c) in die  $\delta^{18}\text{O}$ -isotopenbasierte SST Rekonstruktion (Abb. 70d) nach Meland et al. (2005) sichtbar. Demnach liefert die Transferfunktion der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte nicht nur ein Temperatursignal, sondern wird auch von den Salzgehalten beeinflusst.

---

<sup>12</sup> Die GLAMAP SST Rekonstruktion dient als Datengrundlage für die Atmosphärenstudie sens\_LGMG (Abschnitt 3.1.6)

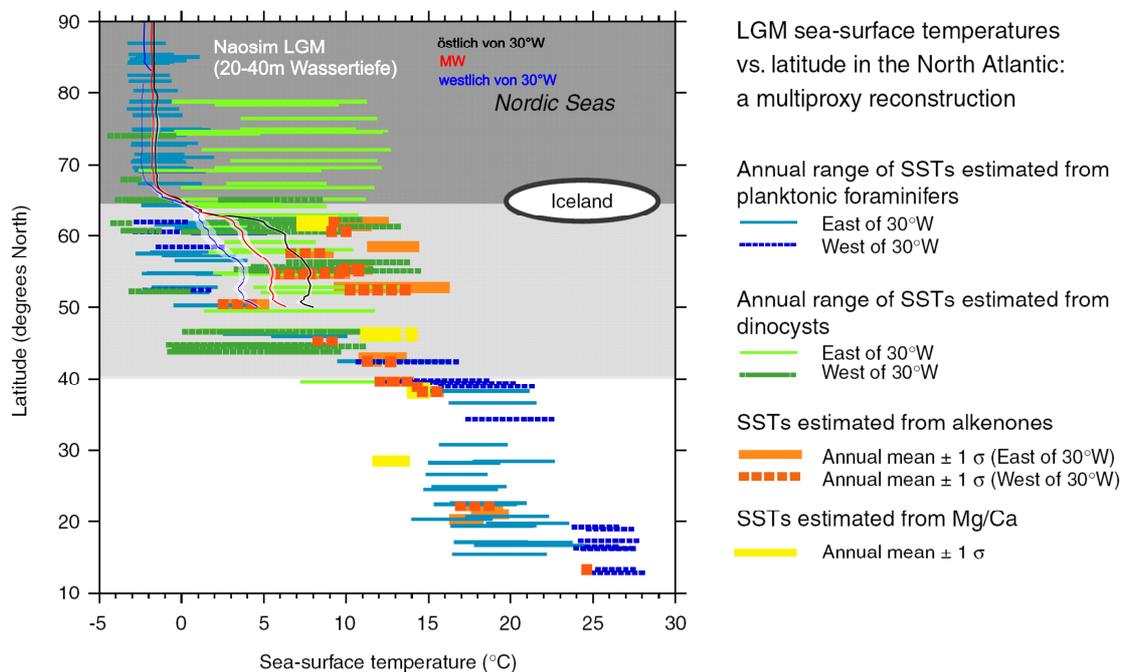


**Abb. 70:** SSS und SST Rekonstruktionen für das LGM (siehe Meland et al. 2005): (a) SST Rekonstruktion im Sommer (August) nach CLIMAP (1981); Innerhalb der sommerlichen  $0^{\circ}\text{C}$ -Isolinie wird nach CLIMAP (1981) perenniale Meereisbedeckung angenommen; (b) SST Rekonstruktion im Sommer nach GLAMAP 2000 (Pflaumann et al. 2003). (c) SSS Rekonstruktion nach Meland et al. (2005); Der höhere globale Salzgehalt ( $+1\text{‰}$ ) im LGM durch den Eisvolumeneffekt bleibt unberücksichtigt. (d) SST Rekonstruktion im Sommer nach Meland et al. (2005)

Sowohl `std_lgm` als auch `sens_LGMG` bilden den zonalen Temperaturgradienten in der GIN See ab, allerdings mit einem stärker definierten Pfad des Nordatlantikeinstroms entlang der Norwegenküste (Abb. 25, Abb. 59). Entlang des Grönland-Schottland Rückens unterscheiden sich die SSS-Ergebnisse nach Meland et al. (2005) von denen der Modellexperimente (`std_lgm`, `sens_LGMG`). In beiden Modellstudien zeichnet sich diese Region durch starke Schmelzprozesse aus (Abb. 29). Die in Abb. 70c dargestellten Salzgehaltfelder beruhen auf Annahmen und bilden weder Regionen verstärkter Eisschmelze noch Laugenformation ab und vernachlässigen die globale Salzgehaltzunahme von  $1\text{ psu}$  in den Ozeanen (Meland et al. 2005). Stattdessen können in zukünftigen Arbeiten die Salzgehaltfelder des glazialen Kontrolllaufs, basierend auf physikalischen Prozessen, als SSS-Schablone herangezogen werden, um eine Neubewertung der Mee-

resoberflächentemperaturen durchzuführen. Als potentielle Gebiete der Laugenformation infolge der Meereisproduktion kommen nach Meland et al. (2008) die Schelfgebiete Grönlands, des Kanadischen Archipels, der Nordsee sowie entlang der norwegischen Küste, des Grönland-Schottland-Rückens und der Barentssee-Schelfkante in Frage. Daneben findet in *std\_lgm* zusätzlich in den Schelfgebieten südwestlich der isländischen Küste und entlang der ostkanadischen Küste Laugenformation statt (Abb. 29).

Hier soll nochmals kurz die eingangs erwähnte Diskrepanz der multiproxybasierten SST-Rekonstruktion in den höheren Breitengraden angesprochen werden. De Vernal et al. (2006) fassen die zonal gemittelten Meeresoberflächentemperaturen mit saisonaler Variation anhand unterschiedlicher Proxies in Abb. 71 zusammen:



**Abb. 71:** Latitudinale Verteilung von rekonstruierten SSTs im LGM basierend auf Foraminiferen (Weinelt 2004; Kucera et al. 2005), Alkenonen (Lee 2004), Dinozysten (de Vernal et al. 2005) und Mg/Ca-Verhältnissen aus epipelagischen Foraminiferen stammend (Barker et al. 2005); nach de Vernal et al. 2006. Zusätzlich als durchgezogene Linie ist die 30-jährig gemittelte latitudinale SST-Verteilung aus *std\_lgm* dargestellt; weiß unterlegt ist die interannuale Standardabweichung von *std\_lgm*

Die Abbildung zeigt deutlich die Diskrepanz der SST-Rekonstruktion anhand von Foraminiferen und Dinozysten. Das Temperatursignal der Foraminiferen (östlich des 30°W Längengrades) liegt innerhalb einer Bandbreite von  $-2$ – $+2$ °C bevor es ab 45°N Breite wärmere Temperaturen repräsentiert. Dagegen liegt das Signal der Dinozysten (östlich des 30°W Längengrades), bei einer ausgeprägten saisonalen Variation von  $\pm 5$ °C um das Mittel von  $\sim 6$ °C. Im Vergleich hierzu liegen die modellierten Oberflächentemperaturen von *std\_lgm* innerhalb des Arktischen Ozeans und der GIN See (90–65°N) nahe am Gefrierpunkt ( $\sim -1,8$ – $-1$ °C). Im nördlichen Nordatlantikraum (65–

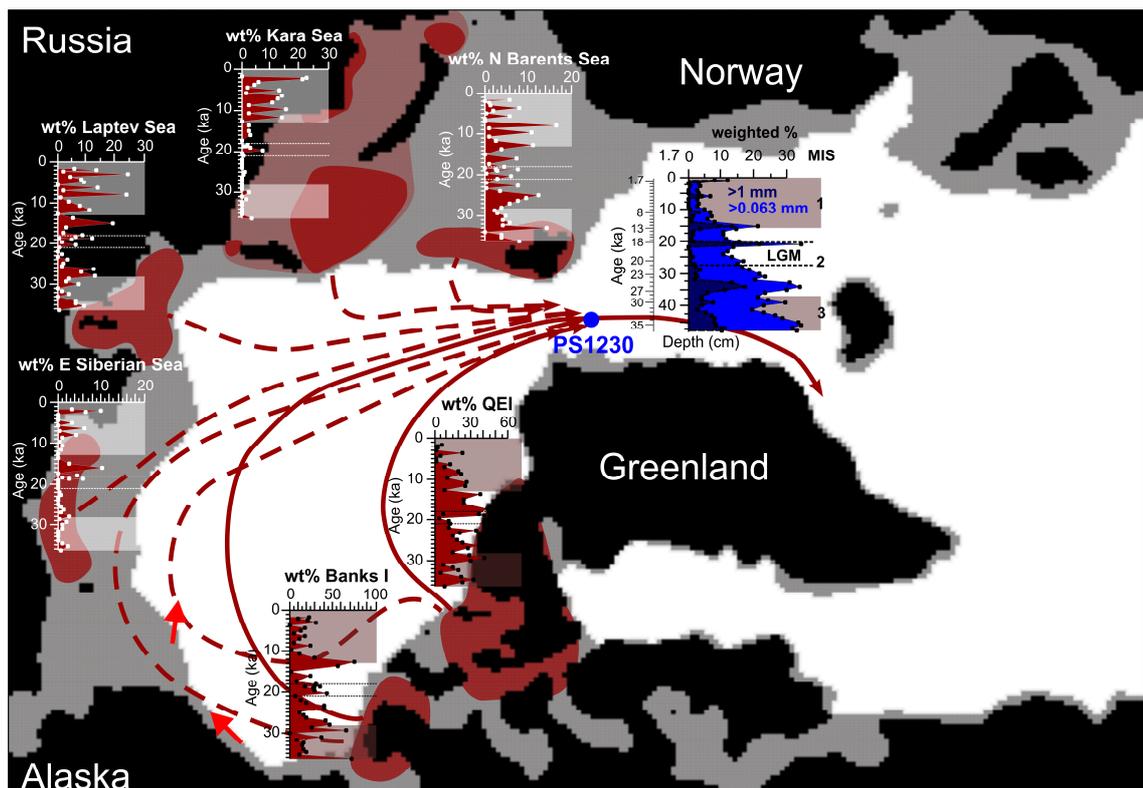
50°N) weicht die Temperaturverteilung östlich und westlich der 30°W-Longitude stärker vom Mittelwert ab.

De Vernal et al. (2006) schlagen drei Arbeitshypothesen für die Diskrepanz der SST-Rekonstruktionen vor: (1) Einerseits führen winterliche Laugenformation, bedingt durch Meereisbildung, und sommerlicher Süßwasserexport zu einer Verstärkung der Pyknokline. Der Lebensraum planktonischer Foraminiferen, welche auf Salzgehaltsschwankungen sensitiv reagieren, würde sich in Richtung des mesopelagischen Raumes der Pyknokline verschieben. Demgegenüber würden die euryhalinen Dinoflagellaten und Coccolithen das „wahre“ Milieu, die flache, warme Mischungsschicht repräsentieren. (2) Die zweite Arbeitshypothese argumentiert mit interannualer und interdekadischer Oszillation der nordwärtigen Penetration des Nordatlantikwassers. So würde Nordatlantisches Wasser mit einer nährstoffarmen Signatur thermophile Mikroorganismen in das Europäische Nordmeer advehieren. Trotz saisonal offener Gewässer in der zentralen GIN See würde dort nur eine geringe Dichte an Mikrofossilien vorzufinden sein. (3) In der letzten Arbeitshypothese gehen de Vernal et al. (2006) von einem lateralen Transport organischen Materials in eine GIN See aus, welche durch sehr geringe Produktionsraten gekennzeichnet ist. Ein selektiver Transport des Materials über weite Strecken und eine Dominanz von *N. pachyderma* in der GIN See würden sehr kalte Bedingungen nahe einer perennialen Meereisbedeckung, ähnlich der im Arktischen Ozean (Nørgaard-Pedersen et al. 2003), reflektieren. Diese Hypothese geht von der Advektion des Nordatlantikwassers im Zwischenschichtbereich aus, wodurch der Transport „warmer“ Tracer (Dinozysten, Alkenone) in die glaziale GIN See zur Aufzeichnung eines Mischsignals führt. Die letztgenannte Hypothese wird vor allem durch den glazialen Standardlauf *std\_lgm* gestützt, der in den hohen Breitengraden dem Temperaturverlauf des Foraminiferensignals folgt (Abb. 71). Erst südlich Islands steigen die modellierten Temperaturen rapide an und präsentieren das reproduzierte Milieu der Dinozysten. Hiernach favorisiert das Modell im Nordatlantikraum (50–65°N) die SST-Rekonstruktion der Foraminiferen gegenüber der Rekonstruktion der Dinozysten. Trotz der bereits erwähnten vorgegebenen Randbedingungen (perenniale Meereisbedeckung, Abb. 1 und SST nahe des Gefrierpunktes, Abb. 70a) des Modells wird der Einstrom des Nordatlantikwassers abgebildet, wodurch der laterale Transport von Mikrofossilien in die GIN See möglich ist. Anhand eines Sedimentbohrkerns des Färöer Shetland Kanals zeigen Rasmussen u. Thomsen (2008), dass während des LGM ein relativ warmer Nordatlantikeinstrom (4–7°C) existierte.

### 5.1.3 Gegenüberstellung rezenter und glazialer Eisdrift anhand von Eisenoxidproxies

Hauptinflussgrößen der Meereisbewegung sind der Beaufortwirbel in der West- und die Transpolardrift in der Ostarktis. Nach diesem Driftmuster ergibt sich für Meereis im Advektionsareal der Framstraße eine maximale Aufenthaltsdauer von etwa sechs Jahren (Rigor et al. 2002).

Meereis im Zentrum des Beaufortwirbels kann über Dekaden rezirkulieren, wodurch eine Homogenisierung des eistransportierten Sedimentes über dem Amerasischen Becken stattfindet (Bischof u. Darby, 1997; Rigor et al. 2002). Demgegenüber zeigen Bischof u. Darby (1997), dass im Mittel- und Spätpleistozän eine Änderung des Beaufortwirbels und eine verschobene Transpolardrift eine Änderung der Eisbewegung zur Folge hatte (durchgezogene braune Linien, Abb. 72). Die Modellstudien dieser Arbeit deuten für den Arktischen Ozean ein ähnliches Eisdriftmuster mit einem dislokalisierten Beaufortwirbel und einer direkteren Transpolardrift in Richtung Framstraße an (Abb. 35, Abb. 56).



**Abb. 72:** Gewichteter Anteil der den einzelnen Liefergebieten zugeordneten Fe-Oxid-Körner aus dem Gesamtanteil von Sedimentkern PS1230 (1.235 m Tiefe). Durchgezogene Linien deuten glaziale, gestrichelte Linien interglaziale Eisdrift an (Darby et al. 2002, Darby u. Zimmerman 2008). Rote Pfeile zeigen auf das LGM datierte Eisflugmarken an (Engels, 2004; Polyak et al. 2001, 2007). Schwarz markiert ist die rezente und grau unterlegt ist die glaziale Land/See-Maske

Abb. 72 zeigt ein gewichtetes, den Sedimentliefergebieten zugeordnetes Signal, des in Sedimentkern PS1230 festgestellten Anteil eistransportierten Materials. Während man davon ausgeht, dass Meereis vor allem den feinkörnigen Sedimentanteil (<1 mm) transportiert, verfrachten Eisberge sowohl fein- als auch grobkörniges (>1 mm) Sedimentkomposit (Darby u. Zimmerman 2008). Die Hauptliefergebiete des Sedimentmaterials befinden sich in den Schelfmeeren (Ostsibirische See; Laptewsee; Karasee; Nördliche Barentssee) und in den Kanälen der Kanadischen Inselgruppe (Queen Elisabeth-Insel: QEI; Banks-Insel: Banks I). Das anteilige, in PS1230 wiederzufindende Signal für das marine Sauerstoff-Isotopenstadium 2 (MIS 2, 24–12 ka BP) ist durch eine starke Präsenz und Variabilität (~30 wt%) des Eistransports aus dem Kanadischen Archipel geprägt. Demgegenüber findet sich im Sedimentkern für den eurasischen Sektor nur eine schwache (nördliche Barentssee, Laptewsee) oder gar keine Aufzeichnung (Ostsibirische See, Karasee) wieder, da diese Gebiete durch den Meeresspiegelrückgang (-120 m; Fairbanks 1989) trockenfielen (Abb. 72). Im glazialen Standardlauf wird gezeigt, dass für das letzte glaziale Maximum die Küstenregion entlang des Kanadischen Archipels und die Beaufortsee wichtige Liefergebiete des Meereises darstellen (Abb. 29).

Neben dem glazialen Meereistransport spielt auch vom Nordamerikanischen Eisschild stammendes eisbergtransportiertes Material eine Rolle. Dagegen ist der Eisbergtransport an der östlichen Karasee (hier wird nur ein relativ dünner oder gar kein Eisschild angenommen) unbedeutend (Svendsen et al. 2004). Durch Expansion der Inlandgletscher fließt das Gletschereis entlang der freiliegenden Schelfbereiche bis hin zur Abbruchkante, um dort durch Kalbungsprozesse den Eisbergtransport im Arktischen Ozean zu initiieren. Solche Regionen sind für die letzte glaziale Hochzeit durch schnellfließende Eisvorstöße vorzugsweise am Laurentiden-Eisschild an den Banks- und Viktoria-Inseln anhand genannter Sedimentproxies identifiziert worden (Bischof u. Darby 1997, 1999; Phillips u. Grantz 2001). Eismassen des Inuit-Eisschildes fließen vorzugsweise entlang des Massey Sound Eisstroms nordwärts (England et al. 2006). Schnell fließende Gletscherzungen des Laurentiden-Eisschildes werden entlang der Tröge der M'Clurestraße und des Amundsen-Golf vermutet (Abb. 2; Stokes et al. 2005, 2006). Im Allgemeinen wird die Eisbergdrift durch verschiedene Kräfte gesteuert (Windschub, Coriolis-Scheinkraft, Inklination der Meeresoberfläche, Interaktion mit der Meereisbedeckung), die bei Überschreitung einer 90%igen Meereisbedeckung ausschließlich mit dem Meereis driften (Lichey u. Hellmer 2001). Eisbergdriftbojen im Weddellmeer (Antarktis) bestätigen, dass bei >86% Meereiskonzentration eine kohärente Meereis/Eisbergbewegung vorliegt (Schodlok et al. 2006). Die glaziale Drift des Meereises

(Abb. 27) gilt also in gleicher Weise für die Eisbergdrift. Eisbergpflugmarken entlang des Beaufortsee-Schelfes und dem Tschuktschensee-Grenzland (rote Pfeile) bestätigen die in Abb. 72 dargestellte Eisdrift (Engels 2004; Polyak et al. 2001, 2007). Für die Eisbergdrift entlang des Beaufort-Schelfes erörtern Jakobsson et al. (2005) die Möglichkeit einer kurzfristig verringerten Meereiskonzentration, wodurch Eisberge, durch die Meeresströmung forciert, entlang der Küste drifteten.

In Phillips u. Grantz (2001) wurden entlang des transpolaren Transekts die gesammelten Proben von Grossbackengreifern (ca. 30 cm Penetrationstiefe) und Schwerelotkernen hinsichtlich des grobklastischen eistransportierten Materials (>2 mm im Durchmesser) petrographisch bzw. lithologisch klassifiziert und ausgezählt. Den Ergebnissen zufolge nimmt der IRD-Gehalt innerhalb eines Gradienten entlang des Beaufortwirbels, ausgehend vom südöstlichen Teil des Amerasischen Beckens bis hin zum Lomonossowrücken, logarithmisch ab. Als Liefergebiete für Eisberge bzw. inkorporiertes Sediment (vorwiegend an der Eisbergbasis vorzufinden) wurde anhand des hohen Anteils an Kalkstein und Dolomitklasten (~70%) in Sedimentproben des Amerasischen Beckens die kanadisch-arktische Inselgruppe mit ihren karbonatreichen Terrassen des Paläozöikums identifiziert.

Dagegen sprechen die sandstein- und silikatangereicherten Sedimentklasten des transpolardrift dominierten Eurasischen Beckens für eine Herkunft aus der Taymir-Halbinsel und Karasee-Region. Diese Eisdrift entlang des vorherrschenden rezenten Strömungsregimes gilt nach Phillips u. Grantz (2001) auch für pleistozäne Interglaziale, in denen die Meereisbedeckung nicht den panarktischen Ozean betraf.

Der gesamte Fe-Oxid-Anteil holozäner Sedimente in PS1230 ist deutlich geringer als während MIS 2 (Abb. 72). Hier zeichnet sich eine Präsenz der eurasischen Meereisliefergebiete ab, während der mittlere vom Kanadischen Archipel stammende Anteil reduziert ist. Im Kontrolllauf werden im Mittel die Laptew- und Karasee als Hauptliefergebiete des Meereises dargestellt (Abb. 20, Abb. 21, Abb. 23). Obwohl rezent alle Schelfgebiete beteiligt sind, zeigt sich, dass der effizienteste Export sedimentbeladenen Meereises in der Laptewsee stattfindet (Eicken et al. 1997, 2000; Reimnitz et al. 1994).

## 5.2 Marine Dynamik des glazialen arktischen Raums

In den folgenden Abschnitten wird die Dynamik der Modellstudien `std_lgm` und `sens_LGMG` im Komplex behandelt, um auf mögliche Folgen der unterschiedlichen Proxy-Rekonstruktionen hinzuweisen.

### 5.2.1 Die marine Kryosphäre und ihre Wirkung auf glaziales Klima

Die marine Kryosphäre, eines der rezenten Hauptcharakteristika des Arktischen Ozeans, reguliert den Haushalt im Ozean. Innerhalb des letzten glazialen Maximums expandiert die Meereisbedeckung von der Arktis südwärts in die GIN See (MARGO 2009), wodurch sich ihre regulativen Mechanismen verschieben und verstärken (die Interaktion zwischen Meereis und Ozean mit der Atmosphäre muss aufgrund der Modellstruktur ausgeklammert werden): Die flächendeckende perenniale Eisbedeckung im Arktischen Ozean – die Beaufortsee ausgenommen – isoliert die Wassermassen des Nordpolarmeer und schränkt somit den Wärmefluss (Wärmetransport von Ozean in die Atmosphäre) und Salzfluss (Niederschlag, Verdunstung) ein. Die Meereisbedeckung fördert eine, über die Jahreszeiten hinweg bestehende, stratifizierte Wassersäule. Marine Proxydaten der letzten Eiszeit (Abwesenheit von Foraminiferen, extrem geringe Sedimentationsraten bzw. IRD-Gehalte, Hiatus in der Sedimentabfolge) erklären eine mächtige, statische Meereisbedeckung infolge minimaler Einstrahlung (Knies et al. 2000, 2001; Nørgaard-Pedersen et al. 1998, 2003, 2007; Phillips u. Grantz 2001; Poore et al. 1999; Spielhagen 2004). Demgegenüber finden in den saisonal offenen Gewässern der Beaufortsee abwärts gerichtete Konvektionsprozesse statt, angetrieben durch Laugenformation und Wärmeverlust an der Wasseroberfläche. Auch unter heutigen Bedingungen sind Polynyas (Offenwasserflächen) entlang der Küstenlinie der Kanadischen Inselgruppe und der Beaufortsee zu beobachten (Sakshaug 2004). Aufgrund katabatischer, vom glazialen Laurentiden-Eisschild kommender Inlandwinde (Abb. 14) ist eine großflächige Formation von Polynyas in der Beaufortsee zu beobachten (Abb. 33).

Der Phasenübergang von Wasser zu Meereis und die damit verbundene Umverteilung relativ süßen Wassers in die marine Kryosphäre hat entscheidene Bedeutung für die Süßwasserbilanz. So passiert durchschnittlich dreimal mehr Eis des glazialen Standardlaufs ( $231 \pm 32 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ ) die Framstraße als im Kontrolllauf ( $75 \pm 19 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ ; Tabelle 3). Literaturangaben des rezenten Meereisexports liegen im Bereich von  $37,3 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$  (Aagaard u. Carmack 1989) bis  $91,6 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$  (Eicken 2004). Rechnet man den Meereisexport in ein Volumenäquivalent von Süßwasser (Süßwasserdichte  $\rho_{\text{sw}} = 1.000 \text{ kg/m}^3$ ) um, so ergibt sich zusammen mit dem defizitären Anteil des Kontinentalabflusses – nach Aagaard u. Carmack (1989) ist das ein Referenzwert von  $104,6 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$  – eine Negativbilanz von  $188,6 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $5952 \text{ km}^3/\text{a}$ ) für das Nordpolarmeer<sup>13</sup>. In Konse-

---

<sup>13</sup> Weitere Komponenten der Süßwasserbilanz (Niederschlag weniger Evaporation, Flüsse über Barentssee, Framstraße, Beringstraße, Kanadisches Archipel, diffusiver Schmelzwassereintrag der Eisschilde, Schneeaufflage) bleiben hier unberücksichtigt.

quenz reduziert sich die Mächtigkeit der arktischen Süßwasserschicht (rezent ~200 m) auf ~80 m (Abb. 24) und der mittlere Salzgehalt an der Oberfläche steigt um +1 psu an (Abb. 27), was wiederum die Meereisformation limitiert. In sens\_LGMG, mit mittleren Meereisexportraten von  $274 \pm 33 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ , ist dieser Effekt noch ausgeprägter. Martinson u. Pitman (2007) gehen bei einer konstant negativen Süßwasser-Nettobilanz von  $780 \text{ km}^3/\text{a}$  von einem Verschwinden der Süßwasserschicht in 1.135 Jahren aus. Die hauptsächlich halin dominierte Stratifizierung im mediterranen Nordpolarmeer würde, ähnlich der Modellstudie sens\_sal, zusammenbrechen, wodurch schon geringe Temperatur- und Salzgehaltsschwankungen zu vertikalen Mischungsprozessen führen (Abb. 42).

Das Muster der Meereisdrift zeigt einen verschobenen Beaufortwirbel mit einer quer über den Arktischen Ozean verlaufenden TPD. Dadurch wird das Meereis der Beaufortsee-Region den Stromlinien folgend schneller (vergleiche ctrl\_run) in Richtung Framstraße exportiert. Aufgrund der hohen Meereiskonzentration steigt die Eishärte an, und die Eisdrift wird vornehmlich durch den Windschub dominiert (der Beaufortwirbel ist hauptsächlich windgetrieben, Abb. 20, Abb. 22; Proshutinsky u. Johnson 1997; Rigor et al. 2002; Untersteiner 1990). Die glazialen Windfelder für den Antrieb des Beaufortwirbels werden durch den Laurentiden-Eisschild beeinflusst. Das topographische Hindernis des Nordamerikanischen Eisschildes (hier ~3.000 m über NN; Peltier 1994)<sup>14</sup> liegt im Bereich der Jetströme und trennt die Westwinddrift in zwei Richtungen. Der südlich abgelenkte Zweig der Westwinde folgt einem mäandernden Driftmuster und verstärkt sich über dem Atlantischen Ozean aufgrund eines höheren Druckgradienten zwischen Island-Tief und Azoren-Hoch (Romanova et al. 2006; Abb. 14). Der nordwärtige Ausläufer wird dagegen in Richtung Arktis abgelenkt, geht in ein antizyklonales Regime über und treibt die Meereisdrift an. Die für sens\_LGMG verwendeten Windfelder (Abb. 14b; Romanova et al. 2004) deuten ein stark ausgeprägtes Tiefdruckgebiet über Island an. Durch die transpolare Drift, welche Meereis des Amerasischen Beckens befördert, stagniert das Meereis vor der Laptewsee-Schelfkante und konvergiert durch Scherdeformation zu Presseisrücken. Nicht thermodynamisches Wachstum, welches durch die Meereisolation auf etwa 3 m limitiert ist, sondern die Bildung von Presseisrücken („ridging“) und das Übereinanderschieben von Eisschollen („rafting“) – wobei das Modell „rafting“ nicht auflöst – bestimmen die Meereisdicke in der Arktis.

---

<sup>14</sup> Nach dem aktuellen isostatischen Modell ICE-5G beträgt die Höhe des Laurentiden-Eisschildes mehr als 4.000 m über NN (Peltier, 2004)

Es stellt sich heraus, dass die Eishärte in einem perennial eisbedeckten Arktischen Ozean (und GIN See) eine bedeutsame Komponente des Meereisexports darstellt. Vor der Framstraße blockiert das Meereis durch Konvergenz und Zunahme rheologischer Kräfte in einem jahreszeitlichen Wechsel (Abb. 14) und bestimmt somit das Exportvolumen. Im Gegensatz zu rezenten Bedingungen wird über die gesamte Breite der Framstraße Meereis bewegt, wodurch eine quasi permanente Meereisbedeckung (Müller et al. 2009) zustande kommt. Während der Kälteperiode (Herbst, Winter) erlauben die rheologischen Kräfte nur einen limitierten Meereistransport. In der folgenden Wärmeperiode (Frühling, Sommer) findet durch die höheren Oberflächentemperaturen und dadurch hervorgerufene Schmelzprozesse eine Relaxation des Meereises statt, wodurch das Exportvolumen und die Eisdrift im gesamten Arktischen Ozean wiederum ansteigen (Abb. 34, Abb. 35, Abb. 36). Während dies im glazialen Standardlauf den Jahreszyklus des Eisexports kontrolliert, überwiegen ein stärkerer Windschub (1,2–1,5 m/s) und höhere Temperaturen (2–4°C) der Atmosphärenstudie in sens\_LGMG (Abb. 14), weshalb jahreszeitlich homogene, maximale Eisexportraten vorzufinden sind (Abb. 69). Koenig et al. (2006) betonen, dass die gegenwärtige Variabilität des Meereisexports aus der Framstraße durch die geostrophische Windschubspannung verursacht wird.

Die glaziale, marine Kryosphäre des Europäischen Nordmeeres wird intensiv über die Ablations- und Akkumulationspfade des dynamischen und thermodynamischen Eiswachstums geprägt. Der ausgebildete arktische Import von Meereis entlang des Ostgrönlandstroms wird einerseits durch die kalten katabatischen Inlandwinde Grönlands verstärkt (Abb. 14), andererseits durch die höhere Eishärte gedämpft (Abb. 36). Dadurch werden im Vergleich zum Kontrolllauf in den glazialen Studien um ~10 cm/s langsamere Eisdriftgeschwindigkeiten erreicht. Im Bereich der Grönländischen und Isländischen See entsteht eine, mit Proxy-Rekonstruktionen (de Vernal u. Hillaire-Marcel 2000; de Vernal et al. 2002, 2005) harmonisierende, quasi-perenniale Meereisbedeckung. Die südöstliche Grönländische sowie Norwegische See ist geprägt durch saisonales Meereisaufkommen starker Variabilität (Abb. 32, Abb. 33), ähnlich dem heutigen, einjährigen Meereis der Barentssee. Generell hypothetisieren de Vernal et al. (2006) eine ausgeprägte, eiszeitliche Variabilität des Nordatlantikeinstroms in das ost-europäische Nordmeer, die eine eindeutige Aufzeichnung des SST Proxy-Signals stören. Durch den auf GLAMAP 2000 basierenden Atmosphärenantrieb in sens\_LGMG werden wärmere Meeresoberflächentemperaturen und ein stärkerer Nordatlantikeinstrom in die GIN See simuliert. Dies hat entlang des Einstroms ganzjährig offene Gewässer und Wärmeaustausch der Norwegischen See zur Folge. Anhand geologischer

Signale, aus Sedimentbohrkernen der Framstraße stammend, weisen Hebbeln et al. (1994) die Advektion nordatlantischen Wassers in die GIN See nach. In Siegert u. Dowdeswell (2004) wird betont, dass ein latenter Wärmestrom aus der GIN See zum Aufbau des Fennoskandinavischen Eisschildes notwendig war. In sens\_LGMG wird der Aufstieg relativ warmer Luftmassen an einem stark räumlich ausgeprägten Temperaturgradienten durch den Zustrom kalter bodennaher Luftmassen des Grönland und Barentssee Eisschildes kompensiert. Die Folge sind intensive, südwärts gerichtete Windfelder im Atmosphärenantrieb von sens\_LGMG (Abb. 14b). Zusätzlich werden die Nordwinde über der Isländischen See durch das akzentuierte Islandtief in Richtung Dänemarkstraße forciert. Während das Eis (std\_lgm, sens\_LGMG) in der östlichen GIN See aufgrund der geringeren Meereiskonzentration mit dem Nordatlantikstrom driftet, wird Meereis innerhalb der arktischen Front hauptsächlich durch die Atmosphäre bewegt. Dies hat beträchtliche Folgen für die Meereisexportraten der Dänemarkstraße (Tabelle 3). Vor der Dänemarkstraße, bedingt durch den Widerstand des Eises, führen die rheologischen Kräfte zu einem Eisstau. Südlich davon findet eine Relaxation des Meereises statt, und die Eisdrift erreicht Geschwindigkeiten (~20–25 cm/s) gegenwärtiger Verhältnisse (ctrl\_run).

Das Signal der Eisexportrate in std\_lgm erreicht zeitlich etwa einen Monat<sup>15</sup> später die Dänemarkpassage und bestimmt damit das saisonale Meereisaufkommen im nördlichen Nordatlantikraum (Abb. 69). Zusätzlich wird Meereis östlich Islands in den Nordatlantikraum transportiert, dessen Eisschmelze zu Temperatur- und Salzgehaltsanomalien führt. Andererseits wird in sens\_LGMG der Eisexport der Dänemarkstraße durch das Aufkommen saisonalen Eises in der GIN See dominiert. Dieses wird durch die bereits erwähnten Windfelder (Abb. 14) zusätzlich über die Dänemarkstraße befördert und beschreibt einen anderen Jahresgang. Während im glazialen Standardlauf ein Großteil des Meereises in die Labradorsee advehiert, wird in der Atmosphärenstudie auch ein großer Anteil weiter südwärts in den Nordatlantikraum verfrachtet. Dadurch entsteht eine Insel offenen Wassers in der nördlichen Labradorsee mit damit verknüpften Transportprozessen zwischen Atmosphäre und Ozean. Beide Modellstudien zeigen eine perenniale Meereisbedeckung entlang der Ostkanadischen Küste, bedingt durch Advektion von Meereis aus der Baffinbucht und regionale Meereisformation. Die Rekonstruktion anhand von Dinozysten aus de Vernal u. Hillaire-Marcel (2000) bestätigen die glaziale Meereisverteilung in der Labradorsee. Außerdem weisen sie darauf hin, dass kleinräu-

---

<sup>15</sup> Maxima des Eisexports werden zu Beginn der Eisschmelze erreicht, wenn der Eiswiderstand nachlässt.

mig verteilte Messlokationen Amplituden aufweisen, die eine stark fluktuierende Meer eisbedeckung nahelegen. In der Baffinbucht Region ist in allen glazialen Modellstudien eine stagnierende Eisdrift zu beobachten, welche mit einem thermodynamischen Disequilibrium verknüpft ist. Hier wird auch das Archimedische Prinzip (Abb. 10) durch Erreichen der maximalen Schneeauflage von 10m außer Kraft gesetzt. In de Vernal et al. (2005) deuten die Ergebnisse dreier Sedimentkernlokationen (HU-77-027-013: 68,45N; -63,53W; HU-85-027-016: 70,51N; -64,52W; HU-76-029-033: 64,27N, -71,33W) auf eine perenniale Eisbedeckung. Aufgrund der um die Baffinbucht gruppierten Eisschilde (Inuit-, Laurentiden- und Grönland-Eisschild) kann davon ausgegangen werden, dass die in Richtung der Bucht konvergierenden Inlandeisströme zu einer mächtigen Schelfeisbedeckung führten.

Das hohe glaziale Meereisexportvolumen in  $std\_l_{gm}$  (0,15 Sv) und  $sens\_LGMG$  (0,29 Sv) über die Dänemarkstraße kann im Vergleich zum Kontrolllauf (0,02 Sv) eine Schwächung der atlantischen meridionalen Umwälzung (AMOC) zur Folge haben. Lenton et al. (2008) stellen die rezente AMOC als sensitives Kippelement dar, dessen Umwälzung durch einen Süßwassereinstrom von 0,1–0,5 Sv effektiv beeinflusst werden kann. Rahmstorf (1995, 2002) zeigt, dass eine kontinuierliche zusätzliche Süßwasserkomponente von ~0,1–0,2 Sv ausreicht, um den Bifurkationspunkt zu überschreiten, welcher den Zusammenbruch der AMOC darstellt. Prange et al. (2002) schlussfolgern, dass unter glazialen Verhältnissen Süßwasserschübe keinen anhaltenden Effekt auf eine monostabile thermohaline Ozeanzirkulation ausüben. Nach Weber u. Drijfhout (2007) verlängert sich unter glazialen Bedingungen die Dauer der Regeneration einer kollabierten AMOC. Es ist anzumerken, dass in dieser Arbeit keine Experimente hinsichtlich der AMOC durchgeführt wurden und der Nordatlantikeinstrom dem Modell als äußere Randbedingung vorgegeben wurde.

### **5.2.2 Die glaziale Ozeanosphäre und ihre Implikation auf das Klima**

Die großskaligen Meeresströmungen des Arktischen Ozeans sind, wenn man die topographischen Unterschiede außer Acht lässt, den Rezenten ähnlich (vergleiche Abb. 16, Abb. 25). Eine großflächige Meereisbedeckung verhindert, dass der Impuls der Atmosphäre direkt an den Ozean weitergegeben wird. Das Strömungsmuster im arktischen Becken wird hauptsächlich durch die unterschiedlichen Komponenten der Vortizität beeinflusst. Hierbei passt sich die Meeresströmung aufgrund der Erhaltung potentieller Vortizität der Bathymetrie des arktischen Ozeanbeckens an. Die planetare Vortizität (Einfluss der Corioliskraft) begründet den antizyklonalen Wirbel. Durch die Verschie-

bung des Mündungsbereiches der Flüsse an die glaziale Schelfkante entsteht dort ein dem antizyklonalen Wirbel entgegengerichteter Strömungsimpuls. Als Ursache hierfür werden einerseits die Corioliskraft und andererseits auf Salzgehaltsgradienten basierende Süßwasserströme verantwortlich gemacht („Buoyancy Boundary Current“). Vertikale Massenbewegungen finden in der Beaufortsee und entlang der küstennahen Linie des Kanadischen Archipels statt. Aufgrund der Meereisformation und Exposition des Meerwassers gegenüber der Atmosphäre bildet sich eine dichtegetriebene, abwärtsgerichtete Konvektion entlang der Bodentopographie aus. Eine weitere Komponente der Impulsbilanz ist der Einstrom des Westspitzbergenstroms über das Zwischenschichtwasser in die Arktis. Dies ist die einzige mit Massenflüssen gekoppelte Komponente im Modell, die gleichzeitig aufgrund der Massenerhaltung den Wassermassenexport entlang des Ostgrönlandstroms dirigiert (Abb. 66). Die Intensität des Wassermassenaustausches an der Framstraße wird durch den windgetriebenen Nordatlantikeinstrom der Färöer-Shetland-Passage bestimmt. Der nordwärtige Strom ist durch latente Wärmeflüsse und ausgeprägte Konvektionsprozesse entlang der Norwegischen Küste und der Barentssee-Schelfkante gekennzeichnet<sup>16</sup>. Neben der durch Wärmeverlust auftretenden Konvektion spielt auch Laugenformation aufgrund saisonalen Meereisaufkommens eine Rolle. So erreicht ein großer Teil des Nordatlantikstroms die eisbedeckte Grönländische See nicht, die Wassermassen werden zuvor in einem dislokalisierten Wirbel abgelenkt. Der zyklonale Wirbel ist für das Aufsteigen von kalt-salzigen Wassermassen verantwortlich. Das durch Konvektionsprozesse in tiefere Schichten verlagerte kalt-salzige Wasser betritt die Arktis als Tiefenwasser (Abschnitt 4.4.1). Das kalt-salzige Tiefenwasser ist ein in den Modellstudien omnipräsentes Ergebnis, welches auch im Vergleich mit anderen Modellen wiederzufinden ist (Weber et al. 2007). Das Regime an der Framstraße bildet einen starken bidirektionalen Strom aus, ähnlich dem heutigen Ästuar-System des Schwarzen Meeres mit der Bosphorusstraße. Dort wird der Ausstrom leichteren Wassers an der Oberfläche durch Einstrom salzigen Mittelmeerwassers kompensiert. Ein ähnliches Szenario wird für die Öffnung der Framstraße während des späten Frühmiozäns (vor ~18,2 Mio Jahren) vermutet (Jakobsson et al. 2007). In diesem Modell gleichen sich Aus- und Einstrom der Wassermassen aus, da andere Terme der Massenbilanz (Niederschlag, Evaporation, Eisbildung und -schmelze, kontinentale Zuflüsse) durch das Modell unberücksichtigt bleiben.

---

<sup>16</sup> Hier sei nochmals auf die globale Salzgehaltsanomalie von +1 psu und 2°C kälteres Nordatlantikwasser hingewiesen

Das ausgeprägte Islandtief in sens\_LGMG führt zu einem verstärkten Nordatlantikeinstrom in die GIN See. Eine Verstärkung der negativen barotropen Stromfunktion (Abb. 63) in der GIN See geht damit einher. Henrich (1998) zeigt, dass die Advektion kühl-temperierter Wassermassen in die GIN See während MIS 2 variabel aber persistent erscheint. Für das LGM zeigen Rasmussen u. Thomson (2008), dass der Einstrom nordatlantischer Wassermassen über den Färöer-Shetland-Kanal in die Norwegische See ähnlich warm ( $4\text{--}7^\circ\text{C}$ ) – allerdings unbeständiger – gegenüber der von Interstadialen war. Bedingt durch die höheren Meeresoberflächentemperaturen des vorgegebenen Atmosphärenantriebes kühlt das nordwärts getriebene Wasser langsamer als in std\_lgm ab, wodurch die Wassermassen erst in der Grönländischen See zu einem zyklonalen Grönlandwirbel abgelenkt werden (Abb. 59). Infolge dessen führt eine aufwärts gerichtete Konvektion im Zentrum des Wirbel („Ekman Suction“, Abb. 62) zu einer positiven Salzgehaltsanomalie ( $+0,75$  psu, Abb. 61).

Die Schmelzregion des nördlichen Nordatlantikraums ( $55\text{--}65^\circ\text{N}$ ) zieht sich entlang der ostkanadischen Küste bis zur Grenze der Modelldomäne. Dort werden Salzgehaltsflüsse  $< -2$  psu/m<sup>2</sup>/a erreicht (Abb. 43), welche einen stabilisierenden Effekt auf die Wasserschichtung haben. Stattdessen sind wärmere, salzhaltigere Wassermassen im östlichen Abschnitt des Nordatlantikraums vorzufinden. Meereis nördlicher Quellgebiete wird durch Transportraten von  $16\text{--}20$  m/a in die Senkregion verfrachtet. Demgegenüber reichert sich an den Küstenregionen der Labradorsee Salz in Folge von Meereisformation an. Aufgrund der GLAMAP 2000-Rekonstruktion werden in sens\_LGMG in der nördlichen Labradorsee SSTs von  $3\text{--}4^\circ\text{C}$  erreicht, die für ganzjährig offene Gewässer sorgen. Dadurch findet keine Meereisbildung an der südwestlichen Küste Grönlands statt. Die offenen Gewässer unterstützen eine atmosphärenbedingte Durchmischung der Wasserschicht. Durch die Advektion von Meereis entlang des Ostgrönlandstroms in die südliche Labradorsee findet eine Isolation der ganzjährig offenen Gewässer statt. De Vernal et al. (2002) unterstützen die These eines Ost-West verlaufenden Dichtegradienten der Oberflächenwasserschicht. Sie erklären die geringen Dichtewerte mit Eisbergen und Schmelzwasserströmen der ostkanadischen und grönländischen Küste, welche eine stärkere Stratifizierung der Wassersäule ausbilden. Die Modellstudien std\_lgm und sens\_LGMG dagegen verweisen auf eine starke Präsenz mitgeführten Meereises, welches aus dem Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer stammt.

### 5.3 Sensitivität der Systeme Meereis und Ozean

Spielhagen et al. (2005) zeigen für das Bølling Allerød-Intervall, dass ein Süßwasserpuls (~13 ka BP), möglicherweise von einem Eisstausee stammend, an der Lena zu einer bedeutsamen Änderung der arktischen Hydrographie führte. In der darauf aufbauenden Sensitivitätsstudie sens\_L kann dieser Effekt von dem Modell nicht realistisch nachvollzogen werden (Abschnitt 4.3.2). Hier zeigt sich, dass die Umsetzung einer zusätzlichen Süßwasserzufuhr durch regionales „Salzgehalts-restoring“ kein realistisches Abbild der Wirklichkeit darstellt. Zusätzlich, durch Bindung der Oberflächensalzgehalte an rezente Klimatologien (rezentes „Salzgehalts-restoring“), wird das Signal entlang der Süßwasserfahne konstant reduziert (Abb. 43).

Die in dieser Arbeit vorgenommenen Modellkonfigurationen zur Umsetzung eines realitätsnahen glazialen Standardlaufs haben bedeutenden Einfluss auf die Meereis- und Ozeandynamik des Modells. So gewinnt mit der Öffnung der Färöer-Shetland-Passage der Nordatlantikeinstrom in der GIN See an Einfluss (Gong 2009). Eine rezente Studie anhand von NAOSIM (Karcher et al. 2003) betont die Bedeutung der Färöer-Shetland-Passage für die Ausbreitung einer positiven Warmwasseranomalie in den frühen 90ern, welche im Arktischen Ozean nachgewiesen wurde. Die Öffnung der Passage fördert den Wassermassenaustausch in (Färöer-Shetland-Passage) und aus der GIN See (Dänemarkstraße) sowie an der Framstraße. Zusammen mit der verringerten Süßwasserbilanz reduziert sich die typisch arktische Süßwasserschicht – die Halokline verringert sich – wodurch die Bildung von Meereis limitiert wird. Selbst im Atmosphärenantrieb nach CLIMAP (1981), in welchem dem Modell extrem kalte Meeresoberflächentemperaturen aufgrund der Annahme einer perennalen Meereisbedeckung in der GIN See vorgegeben wurden, entwickelt sich ein Nordatlantikeinstrom. Rasmussen u. Thomsen (2008) verweisen auf die Bedeutung eines Einstroms durch die Färöer-Shetland-Passage heute und zum LGM mit Temperaturen von 4–7°C.

Höhere Meeresoberflächentemperaturen in sens\_LGMG führen zu einem ausgeprägten Islandtief, welches eine windgetriebene nordwärtige Strömung aufbaut. Wegen der höheren vorgegebenen Temperaturen treten entlang des Transportpfades weniger Konvektionsprozesse auf – ein größerer Anteil der Wassermassen erreicht die Framstraße. In Folge dessen baut sich in der Grönländischen See ein typischer zyklonaler Wirbel auf. Der starke Temperaturgradient in der GIN See führt zu einem konvektiven Luftmassentransport, welcher wiederum den Export des dort gebildeten Meereises in die Labradorsee unterstützt. Koenigk et al. (2006) zeigen, dass Anomalien des Eisexports an der

Framstraße durch dortige Druckgradienten an der Meeresoberfläche erklärt werden können. Diese beeinflussen die Variabilität des geostrophischen Windschubs und damit die Eisdrift. Nach dem Export hoher Meereisanomalien aus der Framstraße erreicht das Süßwassersignal 1–2 Jahre später die Labradorsee, was zu einer bedeutenden Änderung der Tiefenkonvektion führt (Koenig et al. 2006).

Harder (1996) prognostiziert in einer Modellstudie, dass aufgrund der Verdichtung des Meereises im Winter (Zunahme des Eiswiderstandes bzw. der Eishärte) innere Kräfte die Eisdriftgeschwindigkeit und somit den Eisexport in den Monaten Januar und Februar reduzieren. Wenn das Eis im Frühjahr aufbricht, kann das im Winter gebildete dicke Eis relativ ungehindert ausströmen (Harder 1996). Demgegenüber hat eine Verjüngung der Framstraße (sens\_Fram) eine direkte Auswirkung auf die Eishärte. Bei einem nahezu vollständig eisbedeckten Ozean wird die Eishärte ausschließlich durch die Meereisdicke linear kontrolliert (Abb. 8). Dies hat eine stark von rheologischen Kräften dominierte Eisdrift im arktischen Becken zur Folge (Abb. 49). Kreyscher et al. (2000) legen dar, dass die Rheologie des Meereises neben der zeitlich variablen Eisdrift von der großräumigen Verteilung der Eisdriftgeschwindigkeit, der regionalen Meereisdickenverteilung und dem Meereisexport aus der Framstraße abhängt. So zeigt sens\_Fram aufgrund eines höheren Meereiswiderstands gegenüber std\_lgm einen um  $\sim 75.000 \text{ m}^3/\text{s}$  reduzierten Framstraßenexport. Demgegenüber gleicht sich in beiden Studien der Eisexport aus der Dänemarkstraße (Abb. 69).

Svendsen et al. (2004) rekonstruieren die Eisschildausdehnung der späten Saale-Eiszeit (160–140 ka) mit einem nordwärtigen Ausläufer am Jermak-Plateau (Abb. 12). Die lückenlose Aufzeichnung der letzten  $\sim 650\text{--}800$  ka anhand eines Sedimentkernes aus dem Jermak-Plateau stammend, widerspricht diesem Befund (Flowers 1997, Knies et al. 2007). Die Modellstudie sens\_Fram weist darauf hin, dass im Falle eines vereisten Jermak-Plateaus die Eisdrift im Arktischen Ozean großräumig beeinflusst wird (Abb. 49). So driftet das Meereis angesichts der Zunahme innerer Scherkräfte im Eurasischen Becken nur langsam in Richtung Framstraße. Durch die veränderte Dynamik der Eisbewegung entsteht eine Meereisproduktionsstätte vor der Schelfkante der Ostsibirischen See. Aufgrund des Salzgehaltsflusses in den Ozean und den Verlust latenter Wärme bildet sich eine abwärtsgerichtete Konvektion (Abb. 54, Abb. 55). Außerdem limitiert die verminderte Eisexportrate an Fram- sowie Dänemarkstraße die Eisschmelze im Nordatlantikraum, wodurch der latente Wärmeentzug durch Eisschmelze minimiert wird (Abb. 52). Polyak et al. (2001) finden am Lomonossowrücken in Richtung des Amera-

sischen Beckens orientierte Eisflugmarken. Sie gehen davon aus, dass während MIS 6 (186–128 ka BP), ausgehend vom Eurasischen Eisschild, eine Schelfeisdecke von ~1 km Mächtigkeit bis zum Lomonossowrücken vordrang und dort ihre Erosionsspuren hinterließ. Die Ergebnisse der Studie sens\_Fram weisen darauf hin, dass womöglich erst die Blockade eines vereisten Jermak-Plateaus die Dynamik des Arktischen Ozeans so sehr einschränkt, dass ein zusammenhängender Eisschelf in der Lage wäre, den Lomonossowrücken zu erreichen.

## 6 Schlussfolgerungen

- Zur Aufrechterhaltung der geschichteten arktischen Wassersäule benötigt das Ozeanmodul einen zusätzlichen Salzflussterm in der obersten Wasserschicht. Diese wird dem Modell durch rezente Salzgehaltsfelder zur Verfügung gestellt. Trotz Verwendung rezenter Salzgehaltsfelder reduziert sich in den glazialen Modellstudien die Süßwasserschicht drastisch. Wird dem Modell ein „freier“ Salzfluss vorgegeben, bricht die Stratifizierung im Arktischen Ozean großräumig zusammen. Als Konsequenz reduziert sich die Meereisbedeckung im Amerasischen Becken. Offenwasserflächen entstehen, welche für das LGM als untypisch anzusehen sind.
- Durch Reduzierung der süßen, polaren Deckschicht und der Verdrängung kalter, salzhaltiger Tiefenwasser aus der Framstraße wandert die warme Atlantikschicht des Initialstadiums in ein flacheres Wasserregime. Selbst nach einer Modelllaufzeit von 100 Jahren sind diese Wassermassen in ~100–1.000 m Wassertiefe vorzufinden und können die Wärmebilanz im Arktischen Ozean beeinflussen.
- Neben den höheren Salzgehalten an der Wasseroberfläche wird die Meereisformation hauptsächlich von der Präsenz von Offenwasserflächen, küstennahen Polynynas, bestimmt. Diese entstehen durch divergente Eisdrift entlang des Kanadischen Archipels und der Beaufortsee. Dort sind die Gebiete bedeutender Konvektionsprozesse des Arktischen Ozeans lokalisiert.
- Demgegenüber findet im restlichen Arktischen Ozean, der Baffinbucht und den westlichen Teilen der GIN See aufgrund der perennialen Meereisbedeckung eine Isolation der Stoff- und Wärmeflüsse zwischen Atmo- und Ozeanosphäre statt. Saisonales Meereis tritt im östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres sowie in der Labradorsee auf. Das Meereiswachstum erreicht in der Baffinbucht kein thermodynamisches Gleichgewicht – hier wird vorgeschlagen, dass von den umliegenden Inlandeismassen stammendes Schelfeis die Baffinbucht bedeckte oder dass sich dort marines Inlandeis gebildet hat.
- Meland et al. (2005) zeigen anhand postulierter Meeresoberflächensalzgehalte ein realistischeres Abbild der glazialen SST-Verteilung in der GIN See. Dagegen bilden die Oberflächensalzgehalte des glazialen Standardlaufs zusätzlich Orte der Laugenformation und Meereisschmelze ab und berücksichtigen die globale marine Salzgehaltszunahme. Die auf physikalische Prozesse aufbauende SSS-Schablone eignet sich daher für eine Reevaluation der auf  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten basierenden SST-Verteilung.

- Die glaziale Eisdrift bildet im Arktischen Ozean einen dislokalisierten Beaufortwirbel aus mit direkter Drift Richtung Framstraße. Dieses Ergebnis ist konsistent mit diskutierten Eisdriftproxies.
- Die Geschwindigkeit und das Muster der glazialen Drift mehrjährigen Eises zeigen eine Beeinflussung durch Windschubspannung, Export aus der Fram- und Dänemarkstraße sowie der Eishärte. Im Extremfall sens\_Fram erhöht sich durch Verjüngung des Framstraßendurchlasses der Eiswiderstand im Arktischen Ozean und bewirkt eine Reduzierung der Eisdriftgeschwindigkeit und eine Öffnung des Beaufortwirbels. Der saisonale Meereisexport über die Dänemark- sowie Framstraße wird, entgegen rezenter Bedingungen, durch den Verlauf der Eishärte im Jahresgang limitiert. Dagegen bewirken starke geostrophische Windfelder über der Framstraße (sens\_LGMG) einen konstanten Eisexport in das Europäische Nordmeer.
- Die Meereisdickenverteilung im Arktischen Ozean wird primär durch dynamische Prozesse gesteuert. Entgegen der rezenten Verteilung baut sich das in Richtung Framstraße verdriftete Meereis kontinuierlich auf.
- Der Meereisexport aus der Dänemarkstraße ist in allen glazialen Studien gegenüber dem Kontrolllauf erhöht. Hier spielt neben der Advektion arktischen Meereises entlang des Ostgrönlandstroms zusätzlich der Export von Meereis, welches im Europäischen Nordmeer gebildet wurde, eine Rolle. Die Drift mit den atmosphärischen Windfeldern bestimmt, ob saisonales Meereis des Europäischen Nordmeeres am Liefergebiet schmilzt oder in die Ablationsregion der Labradorsee transportiert wird. Eisexportraten an der Dänemarkstraße (0,14–0,29 Sv) bestimmen das Temperatur- sowie Süßwassersignal in der Labradorsee und können dort wichtige Folgen für die Bildung des nordatlantischen Tiefenwassers haben.
- Die Modellstudien std\_lgm und sens\_LGMG, aufbauend auf der Rekonstruktion der Meeresoberflächentemperatur nach CLIMAP (1981) und GLAMAP 2000 (Paul u. Schäfer-Neth 2003), bilden beide einen Nordatlantikeinstrom in das Europäische Nordmeer ab. Dadurch entsteht ein zonaler Gradient der Meereisbedeckung im Europäischen Nordmeer, konsistent mit Proxy-Daten. Entlang des Einstroms nordatlantischer Wassermassen findet man in std\_lgm saisonal offene und in sens\_LGMG perennial offene Wasserflächen. Es wird vermutet, dass diese Offenwasserflächen notwendig sind, um durch den latenten Wärmeverlust den Aufbau des fennoskandinavischen Eisschildes erklären zu können (Hebbeln et al. 1994; Rasmussen u. Thomsen 2008; Siegert u. Dowdeswell 2004). Entlang der Norwegischen Küste und der Barentssee-Schelfkante findet aufgrund des sensitiven und latenten Wärmever-

lustes die Formation von Tiefenwasser statt. Je nach Rekonstruktion der Meeresoberflächentemperatur penetriert das Nordatlantikwasser unterschiedlich stark in die GIN See und als Tiefenwasser in den Arktischen Ozean.

- Die Modellstudie *std\_lgm* präferiert im Europäischen Nordmeer die SST Rekonstruktion anhand des Foraminiferensignals (Abb. 71). Danach advehieren aufgrund des präsenten glazialen Nordatlantikeinstroms Mikroorganismen in die GIN See und mischen sich mit den Foraminiferen, wodurch ein Mischsignal der Temperatur zustande kommt (de Vernal et al. 2006).
- Im Vergleich mit dem nicht konfigurierten glazialen Standardlauf (Gong 2009) stellt die Färöer-Shetland-Straße eine wichtige Passage für den nordwärtigen Transport warmer, atlantischer Wassermassen dar. Bei einer glazialen Meeresspiegelabsenkung von -120 m werden tiefere Wassermassen – bedingt durch das bathymetrische Hindernis des Grönland-Schottland Rückens und die südwärtige Meereisexpansion – hauptsächlich über die Färöer-Shetland-Passage nordwärts transportiert.

## Literaturverzeichnis

- Aagaard K, Swift JH, Carmack EC (1985) Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *J Geophys Res* 90: 4.833–4.846
- Aagaard K, Carmack EC (1989) The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. *J Geophys Res* 94, C10: 14.485–14.498
- Adkins JF, McIntyre K, Schrag DP (2002) The salinity, temperature, and  $\delta^{18}\text{O}$  of the glacial deep ocean. *Science* 298: 1769–1773
- Alexanderson H, Hjort C, Möller P, Antonov O, Pavlov M (2001) The North Taymyr ice-marginal zone – a preliminary overview and dating. *Global Planet Change* 31: 427–445
- Alexanderson H, Adrielsson L, Hjort C, Möller P, Antonov O, Eriksson S, Pavlov M (2002) The depositional history of the North Taymyr ice-marginal zone, Siberia – a land system approach. *J Quaternary Sci* 17: 361–382
- Alkama R, Kageyama M, Ramstein G (2006) Freshwater discharges in a simulation of the Last Glacial Maximum climate using improved river routing. *Geophys Res Lett* 33: 1–5
- Alkama R, Kageyama M, Ramstein G, Marti O, Ribstein P, Swingedouw D (2008) Impact of a realistic river routing in coupled ocean-atmosphere simulations of the Last Glacial Maximum climate. *Clim Dyn* 30: 855–869
- Allen R, Siegert MJ, Payne AJ (2008) Reconstructing glacier-based climates of LGM Europe and Russia – Part 2: A dataset of LGM precipitation/temperature relations derived from degree-day modelling of palaeo glaciers. *Climate of the Past* 4: 249–263
- Amante C, Eakins BW (2009) ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24: 19S
- Anderson LG, Bjork G, Holby O, Jones EP, Kattner G, Koltermann KP, Liljeblad B, Lindegren R, Rudels B, Swift J (1994). Water masses and circulation in the Eurasian Basin: Results from the Oden 91 expedition. *J Geophys Res* 99, C2: 3.273–3.283
- Andrews JT, Dunhill G (2004) Early to mid-Holocene Atlantic water influx and deglacial melt-water events, Beaufort Sea slope, Arctic Ocean. *Quaternary Res* 61: 14–21
- Antonov JI, Locarnini RA, Boyer TP, Mishonov AV, Garcia HE (2006) World ocean atlas 2005, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Hrsg. NOAA Atlas NESDIS 62, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182S
- Arkipov SA, Isayeva LL, Bessaly VG, Glushkova O (1986) Glaciation of Siberia and north-east USSR. *Quaternary Sci Rev* 5: 463–473.
- Backman J, Jakobsson M, Løvlie R, Polyak L, Febo LA (2004) Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? *Quaternary Sci Rev* 23: 1435–1454
- Bareiss J, Eicken H, Helbig A, Martin T (1999) Impact of river discharge and regional climatology on the decay of sea ice in the Laptev Sea during spring and early summer. *Arct Anarct Alp Res* 31: 214–229. *Zitiert in:* Prange M (2003) Einfluss Arktischer Süßwasserquellen auf die Zirkulation im Nordmeer und im Nordatlantik in einem prognostischen Ozean-Meereis-Modell. Rep Polar Res 468, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven
- Barker S, Cacho I, Benway H, Tachikawa K (2005) Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quaternary Sci Rev* 24: 821–834
- Bates NR, Moran SB, Hansell DA, Mathis JT (2006) An increasing CO<sub>2</sub> sink in the Arctic Ocean due to sea-ice loss. *Geophys Res Lett* 33 (L23609): 1–7
- Bischof JF, Darby DA (1997) Mid- to Late Pleistocene Ice Drift in the Western Arctic Ocean: Evidence for a different Circulation in the Past. *Science* 277: 75–78
- Boé J, Hall A, Qu Z (2009) September sea-ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100. *Nature Geosci* 2: 341–343

- Bond G, Heinrich H, Broecker W, Labeyrie L, McManus J, Andrews J, Huon S, Jantschik R, Clasen S, Simet C, Tedesco K, Klas M, Bonani G, Ivy S (1992) Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360: 245–249
- Bourke RH, Garrett RP (1987) Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean. *Cold Regions Sci Tech* 13: 259–280
- Broecker WS (1994) Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* 372: 421–424
- Brown J, Ferrians OJ Jr, Heginbottom JA, Melnikov ES (1997) Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. United States Geological Survey, Circum-Pacific Map Series, CP-45, Reston, VA, USA. *Zitiert in:* Bowling LC, Lettenmaier DP, Matheussen BV (2000) Hydroclimatology of the Arctic drainage basin. *In:* Lewis EL (Hrsg) *The freshwater budget of the Arctic Ocean*. Kluwer Academic Publishers: 57–90
- Bryan K (1969) A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J Comput Phys* 4: 347–376
- Carmack ED (2000) The Arctic Ocean's freshwater budget: sources, storage and transport. *In:* Lewis EL (Hrsg) *The freshwater budget of the Arctic Ocean*. Kluwer Academic Publishers: 91–126
- Clark PU, Alley RB, Pollard D (1999) Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science* 286: 1.104–1.111
- Clark PU, Alley RB, Keigwin LD, Licciardi JM, Johnsen SJ, Wang H (1996) Origin of the first global meltwater pulse following the last glacial maximum. *Paleoceanography* 11(5): 563–577
- Clark PU, Mix AC (2002) Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Sci Rev* 21: 1–7
- CLIMAP Project Members (1976) The surface of the Ice-Age Earth. *Science* 191: 1.131–1.137
- CLIMAP Project Members (1981) Seasonal reconstructions of the Earth surface at the last glacial maximum. *Geol Soc Am Map Chart Ser, MC-36*, Boulder, Colo, 1981
- Collins M (2009) Insight despite imperfection. *Nature Geosci* 2: 315–316
- Coon MD, Maykut GA, Pritchard RS, Rothrock DA, Thorndike AS (1974) Modelling the pack ice as an elastic-plastic material. *Aidjex Bulletin* 24: 1–105
- Cox MD (1984) A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Technical Report No. 1
- Darby DA, Bischof JF (1996) A statistical approach to source determination of lithic and Fe oxide grains: An example from the Alpha Ridge Arctic Ocean. *J Sediment Res* 66: 599–607
- Darby DA, Bischof JF, Spielhagen RF, Marshall SA, Herman SW (2002) Arctic ice export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene. *Paleoceanography* 17 (2, 1025): 15-1–15-17
- Darby DA (2003) Sources of sediment found in sea ice from the western Arctic Ocean, new insights into processes of entrainment and drift patterns. *J Geophys Res* 108 (C8, 3257): 13-1–13-10
- Darby DA, Bischof JF (2004) A Holocene record of changing Arctic Ocean ice drift analogous to the effects of the Arctic Oscillation. *Paleoceanography* 19 (PA1027): 1–9
- Darby DA, Zimmerman P (2008) Ice-rafted detritus events in the Arctic during the last glacial interval, and the timing of the Innuitian and Jaurentide ice sheet calving events. *Polar Res* 27: 114–127
- Denton GH, Hughes TJ (2002) Reconstructing the Antarctic ice sheet at the Last Glacial Maximum. *Quaternary Sci Rev* 21: 193–202
- de Vernal A, Hillaire-Marcel C (2000) Sea-ice cover, sea-surface salinity and halo-/thermocline structure of the northwest North Atlantic: modern versus full glacial conditions. *Quaternary Sci Rev* 19: 65–85

- de Vernal A, Hillaire-Marcel C, Peltier WR, Weaver AJ (2002) Structure of the upper water column in the northwest North Atlantic: Modern versus Last Glacial Maximum conditions. *Paleoceanography* 17(4): 1.050, 2-1–2-15
- de Vernal A, Eynaud F, Henry M, Hillaire-Marcel C, Londeix L, Mangin S, Matthiessen J, Marret F, Radi T, Rochon A, Solignac S, Turon J-L (2005) Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the northern hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Sci Rev* 24: 897–924
- de Vernal A, Rosell-Melé A, Kucera M, Hillaire-Marcel C, Eynaud F, Weinelt M, Dokken T, Kageyama M (2006) Comparing proxies for the reconstruction of LGM sea-surface conditions in the northern North Atlantic. *Quaternary Sci Rev* 25: 2.820–2.834
- Dittmers K, Niessen F, Stein R (2008) Late Weichselian fluvial evolution on the southern Kara Sea Shelf, North Siberia. *Global Planet Change* 60: 327–350
- Dubikov GI, Baulin VV (1981) History of development of permafrost of Eurasia. *Nauka. Zitiert in: Müller C (1999) Rekonstruktion der Paläo-umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen. Rep Polar Res 328, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven*
- Dyke AS, Andrews JT, Clark PU, England JH, Miller GH, Shaw J, Veillette JJ (2002) The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Sci Rev* 21: 9–31
- Ehlers J, Gibbard PL (2007) The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary Int* 164–165: 6–20
- Eicken H, Reimnitz E, Alexandrov V, Martin T, Kassens H, Viehoff T (1997) Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export. *Continental Shelf Res* 17: 205–233
- Eicken H, Reimnitz E, Freitag J, Lindemann F, Kassens H, Dmitrenko I (2000) A key source area and constraints on entrainment for basin-scale sediment transport by Arctic sea ice. *Geophys Res Lett* 17(13): 1.919–1.922
- Eicken H (2004) The role of Arctic sea ice in transporting and cycling terrigenous organic matter. *In: Stein R, Macdonald RW (Hrsg) The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Heidelberg, Springer-Verlag: 45–53*
- Engels JL, Edwards M, Polyak L (2004) New sidescan sonar evidence for the westward flow of ice across the Alaska margin, Arctic Ocean. XVI INQUA Congress, Reno, Nevada, Paper no. 22–8
- England J, Atkinson N, Bednarski J, Dyke AS, Hodgson DA, Cofaigh C Ó (2006) The Innuitian ice sheet: configuration, dynamics and chronology. *Quaternary Sci Rev* 25: 689–703
- Environmental Working Group (EWG, 1998): Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean for the Summer Period [CD-ROM], Natl. Snow and Ice Data Cent., Boulder, Colorado
- ETOPO5 (1988) Digital Relief of the surface of the Earth. National Geophys. Data Center, Boulder, Colorado
- Fairbanks RG (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
- Fischer H (1995) Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer. *Rep Polar Res* 166, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven
- Fisher TG, Smith DG, Andrews JT (2002) Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. *Quaternary Sci Rev* 21: 873–878
- Flower BP (1997) Overconsolidated section on the Yermak Plateau, Arctic Ocean: Ice sheet grounding prior to ca. 660 ka? *J Geol* 25: 147–150
- Gerdes R, Köberle C, Willebrand J (1991) The influence of numerical advection schemes on the results of ocean general circulation models. *Clim. Dyn* 5: 211–226
- Gerdes R, Karcher MJ, Kauker F, Schauer U (2003) Causes and development of repeated Arctic Ocean warming events. *Geophys Res Lett* 30(19): 1980, doi:10.1029/2003GL018080

- Grabs WE, Portmann F, de Couet T (2000) Discharge and observation networks in Arctic regions: computation of the river runoff into the Arctic Ocean, its seasonality and variability. *In*: Lewis EL (Hrsg) *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*. Kluwer Academic Publishers: 249–267
- Grosswald MG, Hughes TJ (2002) The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Sci Rev* 21: 121–146
- Gong X (2009) Paleo Arctic Ocean Hydrograph and Circulation in Last Glacial Maximum as Obtained from NAOSIM Model. Unpublizierte Masterarbeit, Ocean University of China
- Gordeev VV (2000) River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean. *In*: Lewis EL (Hrsg) *The freshwater budget of the Arctic Ocean*. Kluwer Academic Publishers: 297–322
- Harder M (1996) *Rauhigkeit und Alter des Meereises in der Arktis—Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell*. Rep Polar Res 203, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven
- Hebbeln D, Dokken T, Andersen ES, Hald M, Elverhøi A (1994) Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum. *Nature* 370: 357–360
- Hemming SR (2004) Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the north Atlantic and their global climate imprint. *Rev Geophys* 42(RG1005): 1–43
- Henrich R (1998) Dynamics of Atlantic water advection to the Norwegian-Greenland Sea – a time-slice record of carbonate distribution in the last 300 ky. *Mar Geol* 145: 95–131
- Hibler WD III (1977) A Viscous Sea Ice Law as a Stochastic Average of Plasticity. *J Geophys Res* 82 (27): 3932–3938
- Hibler WD III (1979) A dynamic-thermodynamic sea ice model. *J Phys Oceanogr* 9: 815–846
- Hibler WD III, Bryan K (1987) A diagnostic ice-ocean Model. *J Phys Oceanogr* 17: 987–1.015
- Holland DM, Jenkins A (1999) Modeling thermodynamic ice-ocean interactions at the base of an ice shelf. *J Phys Oceanogr* 29: 1.787–1.800
- Hubberten HW, Andreev A, Astakhov VI, Demidov I, Dowdeswell JA, Henrikson M, Hjort C, Houmark-Nielsen M, Jakobsson M, Kuzmina S, Larsen E, Lunkka JP, Lyså A, Mangerud J, Möller P, Saarnisto M, Schirmer L, Sher AV, Siegert C, Siegert MJ, Svendsen JI (2004) The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Sci Rev* 23: 1.333–1.357
- Huybrechts P (2002) Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quaternary Sci Rev* 21: 203–231
- IOC, IHO, BODC (1994) *GEBCO Digital Atlas*, published on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission (of UNESCO) and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO); British Oceanographic Data Center, Birkenhead. URL: <http://www.pangaea.de/software/PanMap/> [25.11.2009]
- Jakobsson M (2002, Korrektur 2004 publ.) Hypsometry and volume of the Arctic Ocean and its constituent seas. *G-cubed* 3: 1–18
- Jakobsson M, Gardner JV, Vogt PR, Mayer LA, Armstrong A, Backman J, Brennan R, Calder B, Hall JK, Kraft B (2005). Multibeam bathymetric and sediment profiler evidence for ice grounding on the Chukchi Borderland, Arctic Ocean. *Quaternary Research* 63: 150–160
- Jakobsson M, Backman J, Rudels B, Nycander J, Frank M, Mayer L, Jokat W, Sangiorgi F, O'Regan M, Brinkhuis H, King J, Moran K (2007) The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean. *Nature* 447: 986–990, doi:10.1038/nature05924
- Johannessen OM, Bengtsson L, Miles MW, Kuzmina SI, Semenov VA, Alekseev GV, Nagurnyi AP, Zakharov VF, Bobylev LP, Pettersson LH, Hasselmann K, Cattle HP (2004) Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus* 56A(4): 328–341
- Jokat W, Weigelt E, Kristoffersen Y, Rasmussen TM, Schöne T (1995) New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin. *Geophys J Int* 122: 378–392. Zitiert in: Jakobsson M (1999) First high resolution chirp sonar profiles from the central Arctic Ocean reveal erosion of Lomonosov Ridge sediments. *Mar Geol* 158: 111–123

- Jones EP (2001) Circulation in the Arctic. *Polar Res* 20(2): 139-146
- Jones CL, Bigg GR (2008a) Climatic consequences of Barents ice sheet collapse during the Last Glaciation: comparison with other release locations. Am Geophys Union, Fall Meeting 2008, abstract #PP21C-1436
- Jones CL, Bigg GR (2008b) Modelling the climate impact of the glacial Barents Ice Sheet collapse. *Geophys Res Abstr* 10, EGU2008-A-00914
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woolen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetma A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull Am Meteorol Soc* 77: 437–471
- Karcher MJ, Oberhuber JM (2002) Pathways and modification of the upper and intermediate waters of the Arctic Ocean. *J Geophys Res* 107(C6): 3049, doi:10.1029/2000JC000530
- Karcher MJ, Gerdes R, Kauker F, Köberle C (2003) Arctic warming: evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean. *J Geophys Res* 108(C2): 3034, doi:10.1029/2001JC001265
- Karcher MJ, Gerdes R, Kauker F, Köberle C, Yashayaev I (2005) Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening. *Geophys Res Lett* 32: L21606, doi:10.1029/2005GL023861
- Karcher MJ, Kauker F, Gerdes R, Hunke E, Zhang J (2007) On the dynamics of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean. *J Geophys Res* 112: C04S02, doi:10.1029/2006JC003630
- Kauker F, Gerdes R, Karcher M, Köberle C, Lieser JL (2003) Variability of Arctic and North Atlantic sea ice: A combined analysis of model results and observations from 1978 to 2001. *J Geophys Res* 108 (C6): 13-1–13-10
- Kauker F, Köberle C, Gerdes R, Karcher M (2008) Modeling the 20<sup>th</sup> century Arctic Ocean/Sea ice system: reconstruction of surface forcing. *J Geophys Res* 113: C09027, doi:10.1029/2006JC004023
- Kauker F, Kaminski T, Karcher M, Giering R, Gerdes R, Voßbeck M (2009) Adjoint analysis of the 2007 all time Arctic sea-ice minimum. *Geophys Res Lett* 36: 03707, doi:10.1029/2008GL036323
- Kleiber HP, Niessen F (1999) Late Pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea shelf – implications from sub-bottom profiling. *In: Kassens H, Bauch HA, Dmitrenko IA, Eicken H, Hubberten H-W, Melles M, Thiede J, Timokhov LA (Hrsg) Land-ocean systems in the Siberian Arctic*, Springer-Verlag, Berlin: 657–665
- Kleiber HP, Niessen F (2000) Variations of continental discharge pattern in space and time: implications from the Laptev Sea continental margin, Arctic Siberia. *Int J Earth Sciences* 89: 605–616
- Kleiber HP, Niessen F, Weiel D (2001) The Late Quaternary evolution of the western Laptev Sea continental margin, Arctic Siberia – implications from sub-bottom profiling. *Global Planet Change* 31: 105–124
- Klenke M, Schenke HW (2002) A new bathymetric model for the central Fram Strait. *Mar Geophys Res* 23: 367–378
- Knies J, Vogt C, Stein R (1999) Late quaternary growth and decay of the Svalbard/Barents sea ice-sheet and paleoceanographic evolution in the adjacent Arctic ocean. *Geo-Marine Letters* 18: 195–202
- Knies J, Nowaczyk N, Müller C, Vogt C, Stein R (2000) A multiproxy approach to reconstruct the environmental changes along the Eurasian continental margin over the last 150 000 years. *Mar Geol* 163: 317–344
- Knies J, Kleiber H-P, Matthiessen J, Müller C, Nowaczyk N (2001) Marine ice-rafted debris records constrain maximum extent of Saalian and Weichselian ice-sheets along the northern Eurasian margin. *Global Planet Change* 31: 45–64
- Knies J, Matthiessen J, Mackensen A, Stein R, Vogt C, Frederichs T, Nam SI (2007) Effects of Arctic freshwater forcing on thermohaline circulation during the Pleistocene. *Geol Soc America* 35: 1.075–1.078

- Köberle C, Gerdes R (2003) Mechanisms determining the variability of Arctic Sea ice conditions and export. *J Clim* 16 (17): 2.843–2.858
- Köberle C, Gerdes R (2007) Simulated variability of the Arctic Ocean freshwater balance 1948–2001. *J Phys Oceanogr* 37: 1.628–1.644, doi: 10.1175/JPO3063.1
- Koenigk T, Mikolajewicz U, Haak H, Jungclaus J (2006) Variability of Fram Strait sea ice export: causes, impacts and feedbacks in a coupled climate model. *Clim Dynam* 26: 17–34
- Kolatschek J, Eicken H, Alexandrov VY, Kreyscher M (1996) The sea-ice cover of the Arctic Ocean and the Eurasian marginal seas: A brief overview of present day patterns and variability. *In: Stein R, Ivanov G, Levitan M, Fahl K (Hrsg) Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and adjacent Eurasian continental margin. Report on Polar Research* 212: 2–18
- Kreyscher M (1998) Dynamik des arktischen Meereises – Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen. *Reports on Polar Research, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut)*, 291: 116 S
- Kreyscher M, Harder M, Lemke P, Flato GM (2000) Results of the sea ice model intercomparison project: evaluation of sea ice rheology schemes for use in climate simulations. *J Geophys Res* 105(C5): 299–320
- Kucera M, Weinelt M, Kiefer T, Pflaumann U, Hayes A, Weinelt M, Chen M, Mix AC, Barrows TT, Cortijo E, Duprat J, Juggins S, Waelbroeck C (2005) Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Sci Rev* 24: 951–998
- Lambeck K, Esat TM, Potter E-K (2002) Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419: 199–206
- Lee KE (2004) Compilation of alkenone LGM SST data. PANGAEA, doi:10.1594/PANGAEA.103070
- Lemke P, Hibler WD, Flato G, Harder M, Kreyscher M (1997) On the improvement of sea ice models for climate simulations: the sea ice model intercomparison project. *Ann Glaciol* 25: 183–187
- Lenton TM, Held H, Kriegler E, Hall JW, Lucht W, Rahmstorf S, Schellnhuber HJ (2008) Tipping elements in the Earth's climate system. *Proc Natl Acad Sci Unit States Am* 105(6): 1786–1793
- Levitus, S, Boyer T (1994) *World Ocean Atlas, vol. 4, Temperature*, NOAA Atlas NESDIS, vol. 4, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md., 1994
- Levitus S, Burgett R, Boyer T (1994) *World Ocean Atlas, vol. 3, Salinity*, NOAA Atlas NESDIS, vol. 3, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md., 1994
- Lichey C, Hellmer HH (2001) Modeling giant-iceberg drift under the influence of sea ice in the Weddell Sea, Antarctica. *J Glaciol* 47 (158): 452–460
- Locarnini RA, Mishonov AV, Antonov JI, Boyer TP, Garcia HE (2006) *World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Hrsg. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182S
- Lohmann G, Lorenz S (2000) On the hydrological cycle under paleoclimatic conditions as derived from AGCM simulations. *J Geophys Res* 105: 17.417–17.436
- Macdonald RW, Bewers JM (1996) Contaminants in the arctic marine environment: priorities for protection. *ICES Journal of Marine Science* 53: 537–563
- Macdonald RW, Harner T, Fyfe J (2005) Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data. *Sci Total Environ* 342: 5–86
- MacDonald RW, Sakshaug E, Stein R (2004) The Arctic Ocean: modern status and recent climate change. *In: Stein R, MacDonald RW (Hrsg.) The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*. Springer-Verlag, Heidelberg: 6-21
- Manabe S, Stouffer RJ (1995) Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature* 378: 165–167

- Mangerud J, Jakobsson M, Alexanderson H, Astakhov V, Clarke GKC, Henrikson M, Hjort C, Krinner G, Lunkka J-P, Möller P, Murray A, Nikolskaya O, Saarnisto M, Svendsen JI (2004) Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Sci Rev* 23: 1.313–1.332
- MARGO Project Members: Waelbroeck C, Paul A, Kucera M, Rosell-Melé A, Weinelt M, Schneider R, Mix AC, Abelmann A, Armand L, Bard E, Barker S, Barrows TT, Benway H, Cacho I, Chen M-T, Cortijo E, Crosta X, de Vernal A, Dokken T, Duprat J, Elderfield H, Eynaud F, Gersonde R, Hayes A, Henry M, Hillaire-Marcel C, Huang C-C, Jansen E, Juggins S, Kallel N, Kiefer T, Kienast M, Labeyrie L, Leclair H, Londeix L, Mangin S, Matthiessen J, Marret F, Meland M, Morey AE, Mulitza S, Pflaumann U, Pisias NG, Radi T, Rochon A, Rohling EJ, Saffi L, Schäfer-Neth C, Solignac S, Spero H, Tachikawa K, Turon J-L (2009) Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geosci* 2: 127–132
- Marshall SJ, James TS, Clarke GKC (2002) North American ice sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum. *Quaternary Sci Rev* 21: 175–192
- Maurer J (2007) Atlas of the cryosphere. Boulder, Colorado, USA, National Snow and Ice Data Center. Digitales Medium, URL: <http://nsidc.org/data/atlas/> [09.11.2009]
- Martinson DG, Pitman WC (2007) The Arctic as a trigger for glacial terminations. *Climatic Change* 80: 253–263
- Meland MY, Jansen E, Elderfield H (2005) Constraints on SST estimates for the northern North Atlantic/Nordic Seas during the LGM. *Quaternary Sci Rev* 24: 835–852
- Meland MY, Dokken TM, Jansen E, Hevrøy K (2008) Water mass properties and exchange between the Nordic seas and the northern North Atlantic during the period 23–6 ka: Benthic oxygen isotopic evidence. *Paleoceanography* 23 (PA1210): 1–19
- Melling H (2000) Exchanges of freshwater through the shallow straits of the North American Arctic. In: Lewis EL (Hrsg.) *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*. Kluwer Academic Publishers: S.479-502
- Milne GA, Mitrovica JX, Schrag DP (2002) Estimating past continental ice volume from sea-level data. *Quaternary Sci Rev* 21: 361–376
- Mix AC, Bard E, Schneider R (2001) Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Sci Rev* 20: 627–657
- Müller C (1999) Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen. *Rep Polar Res* 328, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 146 S
- Müller J, Massé G, Stein R, Belt ST (2009) Variability of sea-ice conditions in the Fram Strait over the past 30,000 years. *Nature Geosci* 2: 772–776
- National Snow and Ice Data Center (NSIDC, 1997), Joint U.S. Russian Atlas of the Arctic Ocean, *Oceanography Atlas for the Winter Period* [CD-ROM], Environ. Working Group, Univ. of Colo., Boulder.
- Nørgaard-Pedersen N, Spielhagen RF, Thiede J, Kassens H (1998) Central Arctic surface ocean environment during the past 80.000 years. *Paleoceanography* 13 (2): 193–204
- Nørgaard-Pedersen N, Spielhagen RF, Erlenkeuser H, Grootes PM, Heinemeier J, Knies J (2003) Arctic Ocean during the Last Glacial Maximum: atlantic and polar domains of surface water mass distribution and ice cover. *Paleoceanography* 18 (3): 8-1–8-19
- Nørgaard-Pedersen N, Mikkelsen N, Kristoffersen Y (2007) Arctic Ocean record of last two glacial-interglacial cycles off North Greenland/Ellesmere Island — Implications for glacial history. *Mar Geol* 244: 93–108
- Nürnberg D, Wollenburg I, Dethleff D, Eicken H, Kassens H, Letzig T, Reimnitz E, Thiede J (1994) Sediments in Arctic sea ice: implications for entrainment, transport and release. *Mar Geol* 119: 185–214
- Overland JE, Roach AT (1987) Northward flow in the Bering and Chukchi Seas. *J Geophys Res* 92(C7): 7.097-7.105

- Pacanowski RC (1995) MOM 2 Documentation (User's guide and reference manual). GFDL Ocean Tech Rep 84, Princeton University
- Paul A, Schäfer-Neth C (2003) Modeling the water masses of the Atlantic Ocean at the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography* 18(3): 1.058
- Peltier WR (1994) Ice age paleotopography. *Science* 265: 195–201
- Peltier WR (2004) Global glacial isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. *Annu Rev Earth Planet Sci* 32:111–149
- Peltier WR (2005) On the hemispheric origins of meltwater pulse 1a. *Quaternary Sci Rev* 24: 1.655–1.671
- Peltier WR, Fairbanks RG (2006) Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Sci Rev* 25: 3.322–3.337
- Peltier WR, Vettoretti G, Stastna M (2006) Atlantic meridional overturning and climate response to Arctic Ocean freshening. *Geophys Res Lett* 33 (L06713): 1–4
- Peterson BJ, Holmes RM, McClelland, Vörösmarty CJ, Lammers RB, Shiklomanov AI, Shiklomanov IA, Rahmstorf S (2002) Increasing river discharge to the Arctic Ocean. *Science* 298: 2.171–2.173
- Peterson BJ, McClelland J, Curry R, Holmes RM, Walsh JE, Aagaard K (2006) Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle. *Science* 313: 1.061–1.066
- Pfirman SL, Colony R, Nürnberg D, Eicken H, Rigor I (1997) Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice. *J Geophys Res* 102(C6): 12.575–12.586
- Pflaumann U, Sarnthein M, Chapman M, d'Abreu L, Funnell B, Huels M, Kiefer T, Maslin M, Schulz H, Swallow J, van Kreveld S, Vautravers M, Vogelsang E, Weinelt M (2003). Glacial North Atlantic: sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP 2000. *Paleoceanography* 18(3): 1065, doi:10.1029/2002PA000774
- Phillips RL, Grantz A (2001) Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic. *Mar Geol* 172: 91–115
- Polyak L, Edwards MH, Coakley BJ, Jakobsson M (2001) Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glaciogenic deep-sea bedforms. *Nature* 410: 453–457
- Polyak L, Levitan M, Khusid T, Merklin L, Mukhina V (2002) Variations in the influence of riverine discharge on the Kara Sea during the last glaciations and the Holocene. *Global Planet Change* 32: 291–309
- Polyak L, Darby DA, Bischof JF, Jakobsson M (2007) Stratigraphic constraints on late Pleistocene glacial erosion and deglaciation of the Chukchi margin, Arctic Ocean. *Quaternary Res* 67: 234–245
- Polyak L, Niessen F, Gataullin V, Gainanov V (2008) The eastern extent of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on seismic-reflection data from the eastern Kara Sea. *Polar Res* 27: 162–174
- Polyakov IV, Beszczynska A, Carmack EC, Dmitrenko IA, Fahrbach E, Frolov IE, Gerdes R, Hansen E, Holfort J, Ivanov VV, Johnson MA, Karcher M, Kauker F, Morison J, Orvik KA, Schauer U, Simmons HL, Skagseth Ø, Sokolov VT, Steele M, Timokhov LA, Walsh D, Walsh JE (2005) One more step toward a warmer Arctic. *Geophys Res Lett* 32 (L17605): 1–4
- Poore RZ, Osterman L, Curry WB, Phillips RL (1999) Late Pleistocene and Holocene meltwater events in the western Arctic Ocean. *Geology* 27 (8): 759–762
- Prange M (2003) Einfluss Arktischer Süßwasserquellen auf die Zirkulation im Nordmeer und im Nordatlantik in einem prognostischen Ozean-Meereis-Modell. Rep Polar Res 468, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 219 S
- Prange M, Lohmann G (2003) Effects of mid-Holocene river runoff on the Arctic ocean/sea-ice system: a numerical model study. *Holocene* 13 (3): 335–342
- Proshutinsky AY, Johnson MA (1997) Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *J Geophys Res* 102 (C6): 12.493–12.514

- Rasmussen TL, Thomsen E (2008) Warm Atlantic surface water inflow to the Nordic seas 34–10 calibrated ka B.P. *Paleoceanography* 23 (PA1201): 1–13
- Rahmstorf S (1995) Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature* 378: 145–149
- Rahmstorf S (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419: 207–214
- Reimnitz E, Dethleff D, Nürnberg D (1994) Contrasts in Arctic shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea. *Mar Geol* 119: 215–225
- Rigor IG, Wallace JM, Colony RL (2002) Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *J Clim* 15: 2.648–2.663
- Roeckner E, Arpe K, Bengtsson L, Brinkop S, Dümenil L, Esch M, Kirk E, Lunkeit F, Ponater M, Rockel B, Sausen R, Schlese U, Schubert S, Windelband M (1992) Simulation of the present-day climate with ECHAM model: impact of model physics and resolution. Hamburg, Germany, 171 S
- Romanova V, Prange M, Lohmann G (2004) Stability of the glacial thermohaline circulation and its dependence on the background hydrological cycle. *Clim Dynam* 22: 527–538
- Romanova V, Lohmann G, Grosfeld K, Butzin M (2006) The relative role of oceanic heat transport and orography on glacial climate. *Quaternary Sci Rev* 25: 832–845
- Rudels B, Jones EP, Erson LG, Kattner G (1994) On the intermediate depth waters of the Arctic ocean. *AGU Geophys Monogr* 85: 33–46
- Sakshaug E (2004) Primary and secondary production in the Arctic Seas. *In: Stein R, Macdonald RW (Hrsg) The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*. Springer-Verlag, Heidelberg: 57–82
- Schlosser P, Swift JH, Lewis D, Pfirman SL (1995) The role of large-scale Arctic Ocean circulation in the transport of contaminants. *Deep Sea Res* 42: 1.341–1.367
- Schodlok MP, Hellmer HH, Rohardt G, Fahrbach E (2006) Weddel Sea iceberg drift: Five years of observations. *J Geophys Res* 111 (C06018): 1–14
- Semiletov IP, Makshtas A, Akasofu S-I (2004) Atmospheric CO<sub>2</sub> balance: The role of Arctic sea ice. *Geophys Res Lett* 31 (L05121): 1–4
- Semiletov IP, Pipko II, Repina I, Shakhova NE (2007) Carbonate chemistry dynamics and carbon dioxide fluxes across the atmosphere-ice-water interfaces in the Arctic Ocean: Pacific sector of the Arctic. *J Mar Syst* 66: 204–226
- Semtner AJ Jr (1976) A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J Phys Oceanogr* 6 (3): 379–389
- Serreze MC, Holland MM, Stroeve J (2007) Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. *Science* 315: 1.533–1.536
- Sidorchuk AY, Panin AV (1996) Water supply from the Yana river basin since late Pleistocene. *Terra Nostra* 9: 97. *Zitiert in: Müller C (1999) Rekonstruktion der Paläo-umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen*. Rep Polar Res 328, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven
- Sidorchuk AY, Panin AV, Borisova OK, Elias SA, Syvistki JP (2000) Channel morphology and river flow in the northern Russian Plain in the Late Glacial and Holocene. *Int J Earth Sciences* 89: 541–549
- Sidorchuk AY, Panin AV, Borisova OK (2008) Climate-induced changes in surface runoff on the North-Eurasian plains during the Late Glacial and Holocene. *Water Resour* 35 (4): 386–396
- Siegert MJ, Dowdeswell JA, Melles M (1999). Late Weichselian glaciation of the Russian High Arctic. *Quaternary Res* 52: 273–285
- Siegert MJ, Marsiat I (2001) Numerical reconstructions of LGM climate across the Eurasian Arctic. *Quaternary Sci Rev* 20: 1.595–1.605

- Siegert MJ, Dowdeswell JA (2004) Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian. *Quaternary Sci Rev* 23: 1273–1283
- Spielhagen RF, Baumann KH, Erlenkeuser H, Nowaczyk NR, Nørgaard-Pedersen N, Vogt C, Weiel D (2004) Arctic Ocean deep-sea record of Northern Eurasian ice sheet history. *Quaternary Sci Rev* 23 (11–13): 1.455–1.483
- Spielhagen RF, Erlenkeuser H, Siegert C (2005) History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation. *Global Planet Change* 48: 187–207
- Stauch G, Gualtieri L (2008) Late Quaternary glaciations in northeastern Russia. *J Quaternary Sci* 23 (6–7): 545–558
- Steele M, Ermold W, Häkkinen S, Holland D, Holloway G, Karcher M, Kauker F, Maslowski W, Steiner N, Zhang J (2001) Adrift in the Beaufort Gyre: a model intercomparison. *Geophys Res Lett* 28 (15): 2935–2938
- Stein R, Schubert C, Vogt C, Fütterer D (1994) Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates, and salinity changes in the Latest Pleistocene to Holocene eastern central Arctic Ocean. *Mar Geol* 119: 333–355
- Stein R, Niessen F, Dittmers K, Levitan M, Schoster F, Simstich J, Steinke T, Stepanets OV (2002) Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic Ocean: preliminary results. *Polar Res* 21 (2): 315–322
- Stevens DP (1991) The open boundary condition in the United Kingdom Fine-Resolution Antarctic Model. *J Phys Oceanogr* 21: 1.494–1.499
- Stigebrandt A (1984) The North Pacific: a global-scale estuary. *J Phys Oceanogr* 14: 464–470
- Stokes CR, Clark CD, Darby DA, Hodgson DA (2005) Late Pleistocene ice export events into the Arctic Ocean from the M'Clure Strait Ice Stream, Canadian Arctic Archipelago. *Global Planet Change* 49 (3–4): 139–162
- Stokes CR, Clark CD, Winsborrow MCM (2006) Subglacial bedform evidence for a major palaeo-ice stream and its retreat phases in Amundsen Gulf, Canadian Arctic Archipelago. *J Quaternary Sci* 21 (4): 399–412
- Stonehouse B (1993) *Arktis Antarktis – Großer Natur-Bildatlas der Nord- und Südpolargebiete*. Reich Verlag, Luzern: 216 S
- Stroeve J, Holland MM, Meier W, Scambos T, Serreze M (2007) Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophys Res Lett* 34 (L09501): 1–5
- Stroeve J, Serreze M, Drobot S, Gearheard S, Holland MM, Maslanik J, Meier W, Scambos T (2008) Arctic sea ice extent plummets in 2007. *EOS* 89 (2): 13–20
- Svendsen JI, Alexanderson H, Astakhov VI, Demidov I, Dowdeswell JA, Funder S, Gataullin V, Henrikson M, Hjort C, Houmark-Nielsen M, Hubberten HW, Ingólfsson Ó, Jakobsson M, Kjær KH, Larsen E, Lokrantz H, Lunkka JP, Lyså A, Mangerud J, Matiouchkov A, Murray A, Möller P, Niessen F, Nikolskaya O, Polyak L, Saarnisto M, Siegert C, Siegert MJ, Spielhagen RF, Stein R (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Sci Rev* 23: 1.229–1.271
- Tarasov L, Peltier WR (2005) Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature* 435: 662–665
- Thiede J, Bauch HA, Hjort C, Mangerud J (2001) The late Quaternary stratigraphy and environments of north Eurasia and the adjacent Arctic seas – new contributions from QUEEN. *Global Planet Change* 31: vii–x
- Tucker WB III, Gow AJ, Meese DA, Bosworth HW (1999) Physical characteristics of summer sea ice across the Arctic Ocean. *J Geophys Res* 104(C1): 1.489–1.505
- Untersteiner N (1990). Structure and dynamics of the Arctic Ocean ice cover. *In: Grantz A, Johnson L, Sweeney JF (Hrsg.). The Arctic Ocean region. The Geology of North America. Boulder, CO (Geol. Soc. Am., auch: Geol. Surv. Can.): S. 37–51*
- Velichko AA, Kononov YM, Faustova MA (1997) The last glaciation of Earth: Size and Volume of ice-sheets. *Quaternary Int* 41/42: 43–51
- Vinje T et al. (1998) Ice fluxes through Fram Strait. <http://www.gfi.uib.no/~svein/esop2tv.html>  
*Zitiert in: Darby DA, Bischof JF, Spielhagen RF, Marshall SA, Herman SW (2002) Arctic ice*

- export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene. *Paleoceanography* 17 (2, 1025): 15-1–15-17
- Vogt C, Knies J (2008) Sediment dynamics in the Eurasian Arctic Ocean during the last deglaciation – the clay mineral group smectite perspective. *Mar Geol* 250: 211–222
- Weber SL, Drijfhout SS (2007) Stability of the Atlantic meridional overturning circulation in the Last Glacial Maximum climate. *Geophys Res Lett* 34(L22706): 1–5
- Weber SL, Drijfhout SS, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Eby M, Ganopolski A, Murakami S, Otto-Bliesner B, Peltier WR (2007) The modern and glacial overturning circulation in the Atlantic ocean in PMIP coupled model simulations. *Clim Past* 3: 51–64
- Weinelt M, Sarnthein M, Pflaumann U, Schulz H, Jung S, Erlenkeuser H (1996) Ice-free nordic seas during the Last Glacial Maximum? Potential sites of deepwater formation. *Palaeoclimates* 1: 283–309. *Zitiert in:* Romanova V, Prange M, Lohmann G (2004) Stability of the glacial thermohaline circulation and its dependence on the background hydrological cycle. *Clim Dynam* 22: 527–538
- Weinelt M, Vogelsang E, Kucera M, Pflaumann U, Sarnthein M, Voelker A, Erlenkeuser H, Malmgren BA (2003) Variability of North Atlantic heat transfer during MIS 2. *Paleoceanography* 18(3): 1071, doi:10.1029/2002PA000772
- Weinelt M (2004) Compilation of global planktic foraminifera LGM SST data, PANGAEA, doi:10.1594/PANGAEA.227620
- Zhang J, Hibler WD III, Steele M, Rothrock DA (1998) Arctic ice-ocean modeling with and without Climate Restoring. *J Phys Oceanogr* 28: 191–217

## Danksagung

In erster Linie gebührt mein Dank Prof. Dr. Gerrit Lohmann, sei es wegen der Vergabe einer mitreißenden Themenstellung, zeitintensiver, anregender Diskussionen, seiner hervorragenden Betreuung am Alfred-Wegener-Institut oder sei es angesichts seiner unermüdlichen Motivation.

Mein Dank gilt in gleicher Weise Prof. Dr. Jörg Matschullat, der sich in Ruhe und Geduld übte und mir trotz der räumlichen und inhaltlichen Distanz beiseite stand.

Neben der Bereitstellung des Modellcodes danke ich der Gruppe um Prof. Dr. Rüdiger Gerdes, Dr. Frank Kauker und Dr. Michael Karcher für die uneigennützigte Hilfestellung.

Fernab der Modellierung darf Prof. Dr. Rüdiger Stein mit seinen „Proxy-Tips“ nicht unerwähnt bleiben. Dank seiner Perspektive erweiternden Beiträge ist diese Arbeit um einige Facetten reicher geworden.

Stets zur Seite stand mir Axel Wagner, vor allem am Anfang in die Einführung des Modells und bei der Aufbereitung der Modelldaten.

Ich möchte hier noch kurz Dr. Dennis Darby erwähnen, der mir großzügig seine geologischen Daten zur Verfügung stellte.

Zuletzt möchte ich der Arbeitsgruppe „Dynamik des Paläoklimas“, meinen Bürokollegen und Freunden für die Hilfe, Ablenkung und das entgegengebrachte Interesse meinen Dank aussprechen.

## **Eidesstattliche Erklärung**

Hiermit versichere ich die vorliegende Arbeit ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt zu haben; die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit wurde bisher keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und noch nicht veröffentlicht.

Ort, Datum

Name