

INAUGURAL - DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlich-Mathematischen
Gesamtfakultät
der
Ruprecht-Karls-Universität
Heidelberg

vorgelegt von
Dipl.Phys.Volker Walz
aus Stuttgart
Tag der mündlichen Prüfung: 25.7.2000

Spurenstoffuntersuchungen zur Tiefenwasserbildung und Zirkulation im Europäischen Nordmeer

Gutachter:

Prof. Dr. Ulrich Platt
Prof. Dr. Till Kirsten

Zusammenfassung

Tritium/Helium, ^{18}O , SF_6 und Freon Messungen aus dem Europäischen Nordmeer werden in dieser Arbeit für die Prozessstudie eines Schelfwasserabflusses sowie zur Bestimmung der Tiefenwassererneuerung und -zirkulation in der Grönlandsee benutzt. Die Prozessstudie zeigt, dass eine kombinierte Salzgehalts- und ^{18}O -Bilanz aufgrund des Salzausstosses und der Isotopenfraktionierung bei der Eisbildung eine Bestimmung des Schelfwasserabflusses (BSW) in lokalen, stark durch die Eisbildung beeinflussten Ausstromgebieten ermöglicht. Der im Winter 1996/1997 untersuchte Ausstrom aus dem Storfjord (Spitzbergen) wurde mit dieser Methode zu $1 \pm 0,35 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ abgeschätzt. Das gebildete Eisvolumen betrug während der Ausstromphase $\approx 4,3 \%$ der Ausstrommenge. Dieses Verhältnis steht in guter Übereinstimmung mit Beobachtungen anderer Jahre und impliziert einen linearen Zusammenhang zwischen gebildetem Eis- und Ausstromvolumen.

Die Spurenstoffmessungen in der Grönlandsee zeigen zusammen mit den hydrographischen Daten eine Unterteilung des Tiefenwasserkörpers der Grönlandsee seit 1980 in einen advektiv durch die Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres und von der Oberfläche erneuerten Tiefenbereich (1500 - 2500 m) sowie eine vorwiegend diffusiv erneuerte Bodenwassermasse. Der turbulente Diffusionskoeffizient in 2500 m Tiefe wurde aus Tritium-Helium-Beobachtungen zwischen 1992 und 1998 zu $2 \pm 1 \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}^2}{\text{s}}$ bestimmt. Die Auswertung der Spurenstoffdatensätze mit einem Boxmodell des Europäischen Nordmeeres zeigt eine Erneuerung des Tiefenbereiches 1500 - 2500 m von der Oberfläche mit $0,3 \pm 0,1 \text{ Sv}$ von 1980 bis 1989 und ab 1989 einen Rückgang auf $0,15 \pm 0,05 \text{ Sv}$. Der Tiefenwasseraustausch mit dem Nordpolarmeer blieb konstant und gewinnt so gegenüber der Erneuerung von der Oberfläche an Einfluss.

Die beobachtete Verteilung von SF_6 im Europäischen Nordmeer wird durch die Ergebnisse des mit den Spurenstoffen Tritium, Helium, F11 und F12 geeichten Boxmodells gut wiedergegeben, was das Potenzial von SF_6 als transients Tracer aufzeigt.

Tritium/Helium, ^{18}O , SF_6 und CFC data sets collected in the Nordic Seas are used in this doctoral thesis for a process study of the generation of a shelfwater plume and to investigate deep water ventilation and circulation in the Greenland Sea. On the basis of the isotopic fractionation and brine rejection occurring during the freezing process a combined ^{18}O and salinity balance calculation allows to estimate the volume of the produced brine enriched shelf water (BSW). The volume of the BSW draining out regularly in wintertime from the Storfjord (Svalbard) as a shelf water plume was estimated by this method to $1 \pm 0.35 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ in winter 1996/1997. The ice formation in winter 1996/1997 was $\approx 4.3\%$ compared to the BSW volume. The ratio of ice volume to BSW volume found in this study is in good agreement with previous observations from other years. A linear relationship between ice formation and BSW production is inferred.

The tracer data sets of the Nordic Seas in combination with hydrographic data indicate a subdivision of the Greenland Sea Deep Water since ≈ 1980 . Since then, only the depth region from 1500 – 2500 m has been renewed advectively by the deep water masses of the Arctic Ocean and surface water, whilst the Greenland Sea Bottom Water has been renewed mainly by turbulent diffusion. The turbulent diffusivity at the 2500 m depth level was calculated from tritium and helium observations spanning the time period from 1992 to 1998 to be $2 \pm 1 \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}^2}{\text{s}}$ as a basin-wide average.

On the basis of the given data sets, a box model shows a ventilation rate of the depth region from 1500 - 2500 m of $0.3 \pm 0.1 \text{ Sv}$ from 1980 to 1989 followed by a reduced ventilation of $0.15 \pm 0.05 \text{ Sv}$ since 1989. The exchange with the deep water masses of the Arctic Ocean remained constant during this time period and has gained influence in comparison to the renewal by surface waters.

The observed SF_6 concentrations in the Nordic Seas are in good agreement with the results of the box model, which was tuned to fit the mean concentrations of tritium, helium, CFC11 and CFC12. This shows the potential usefulness of SF_6 as a transient tracer.

*"Unbeknownst to us,
the ocean is playing
its own game."*

Dough Martinson,
Columbia University

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Spurenstoffe als ozeanographische Tracer	5
2.1	Tritium	5
2.1.1	Tritiummessung	7
2.2	Helium	7
2.2.1	Terrestrische Heliumreservoirs	8
2.2.2	Heliumkomponenten im Ozean	9
2.2.3	Heliummessung	11
2.3	Tritium-Helium-Altersdatierung	11
2.4	Neon	12
2.5	FCKW	13
2.6	SF ₆	13
2.7	Stabile Isotope ¹⁸ O und Deuterium	14
2.7.1	Separation von Süßwasseranteilen – ¹⁸ O- und Salzbilanz	16
3	Das Europäische Nordmeer	19
3.1	Geographie des Europäischen Nordmeeres	19
3.2	Hydrographie des Europäischen Nordmeeres	20
3.2.1	Flache Zirkulation	22
3.2.2	Zwischenwasser	23
3.2.3	Tiefe Zirkulation	24
3.3	Prozesse der Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer	26
3.3.1	Schelfabflüsse	26
3.3.2	Konvektion	27
3.3.3	Alternative Tiefenwasserbildungsprozesse	30
3.4	Hydrographie der Barentssee	31
3.5	Zirkulation im Storfjord	34
4	Tiefenwasserbildung durch Schelfprozesse – der Storfjord	39
4.1	Hydrographische und Spurenstoffmessungen im Storfjordaustrom	39
4.1.1	Heliumanomalien	49
4.2	Schmelz- und Flusswasseranteil im Storfjordaustrom – Bestimmung aus Salzgehalt, $\delta^{18}\text{O}$ und Tritium	53
4.2.1	Charakterisierung des Arktischen Wassers im Anstrom des Storfjordes	55

4.2.2	Separation der Süßwasserkomponenten	57
4.2.3	Tritium als Indikator des Flusswasseranteils	62
4.2.4	Spurenstoffs Signaturen der Wassermassen	63
4.2.5	Einfluss von Gletscherschmelzwasser	63
4.3	Vermischung und Wassermassenverteilung in der Storfjordrinne	64
4.4	Quantifizierung des Storfjordausstromes	68
4.4.1	Modellansatz	68
4.4.2	Randbedingungen	72
4.4.3	Modellergebnisse	77
4.4.4	Diskussion der Modellergebnisse	84
4.4.5	Variabilität des Storfjordausstromes	85
4.5	Herkunft der Heliumanomalien in der Storfjordrinne	88
4.5.1	Beitrag von Gletscherschmelzwasser	88
4.5.2	Fraktionierung des $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ - bzw. $\frac{\text{He}}{\text{Ne}}$ -Verhältnisses bei der Eisbildung	88
4.5.3	Terrigene Heliumbeiträge	90
4.5.4	Diskussion	94
5	Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee	95
5.1	Tritium- und Heliumkonzentrationen in den Jahren 1993 bis 1998	95
5.1.1	Grönlandsee	95
5.1.2	Norwegische See	105
5.2	Zeitentwicklung der Eigenschaften des Tiefenwassers in der zentralen Grönlandsee	107
5.3	Tiefenwassermassen-Beiträge des Nordpolarmeeres in der zentralen Grönlandsee .	110
5.4	Konvektion in der Grönlandsee	114
5.5	Diffusion im Tiefenwasser der Grönlandsee	118
5.6	SF ₆ im Europäischen Nordmeer	123
6	Boxmodell des Europäischen Nordmeeres	127
6.1	Modellbeschreibung	127
6.1.1	Unterteilung des Tiefenwassers der Grönlandsee	129
6.1.2	Mantelheliumfluss	130
6.1.3	Spurenstoff-Vergleichswerte	130
6.2	Anpassung der Eintragsfunktionen	132
6.3	Modellergebnisse	134
6.3.1	Flüsse	135
6.3.2	Grönlandsee	136
6.3.3	Norwegische See und Nordpolarmeer	141
6.3.4	Zusammenfassung	143
7	Schlussbetrachtung	147
A	Tritiumkonzentration in arktischem Flusswasser	161
B	Wärmeflüsse	163

Kapitel 1

Einleitung

Das Europäische Nordmeer und das Nordpolarmeer spielen eine wichtige Rolle bei der Tiefenwassererneuerung der Ozeane. Atlantisches Wasser wird von Süden über das Grönland - Schottland-Schwellensystem transportiert und trifft auf salzarme und kalte polare Wassermassen. In Verbindung mit einer starken Abkühlung durch das polare Klima sind damit die Voraussetzungen für die zwei wesentlichen Prozesse der Tiefenwassererneuerung gegeben: Schelfkonvektion und Konvektion im offenen Ozean.

Auf den breiten Schelfen des Nordpolarmeeres und auf dem Barentsschelf kann die gesamte Wassersäule bis zum Gefrierpunkt abgekühlt werden. Der bei der folgenden Eisbildung auftretende Salzausstoss führt dann zur Ausbildung kalter salzreicher Bodenwassermassen auf dem Schelf, die als topographiegeführte Hangströmungen in das Tiefenwasser absinken können.

In der Grönlandsee führt die kombinierte Wirkung der Vermischung von Atlantischem Wasser mit salzärmeren polaren Wassermassen, Wärmeverlust an die Atmosphäre und Salzausstoss bei der Eisbildung zur Ausbildung von kälterem und dichterem Arktischen Wasser. Die Stabilität der Wassersäule wird erniedrigt und es kann zur tiefreichenden Konvektion in der freien Wassersäule kommen.

Die Beobachtung der klassischen dichtebestimmenden Parameter Salzgehalt und Temperatur sowie direkte Strömungsmessungen führten im wesentlichen zu dem derzeitigen Verständnis des Wassermassenaufbaus, des Zirkulationsmusters und der Tiefenwasserbildungsprozesse im Europäischen Nordmeer und dem Nordpolarmeer. Spurenstoffuntersuchungen liefern dazu komplementäre Informationen, die der klassischen Ozeanographie nicht zugänglich sind. Die Erneuerungszeiten des Wasserkörpers oder Abschlusszeiten von der Atmosphäre sowie Austauschzeiten von Tiefenwasserkörpern untereinander können aus der den Spurenstoffen durch einen zeitlich variabler Eintrag in das Oberflächenwasser oder radioaktiven Zerfall innewohnenden Zeitinformation bestimmt werden. Ebenso zeigen bei der Tiefenwasserbildung auftretende Prozesse wie Isotopenfraktionierung bei der Eisbildung oder Gasaustausch mit der Atmosphäre Auswirkungen auf die Spurenstoffverteilung, deren Betrachtung Aufschluss über den Prozess der Tiefenwasserbildung und die beteiligten Wassermassen erlaubt.

Die angesprochenen Prozesse der Tiefenwassererneuerung weisen unter anderem durch die Kopplung an die atmosphärischen Bedingungen eine hohe Variabilität auf, zu deren Bestimmung Spurenstoffe aufgrund der in ihnen enthaltenen Zeitinformation und verschiedener nur sie betreffende physikalische Prozesse wesentlich beitragen können.

In dieser Arbeit sollen auf der Grundlage von Spurenstoffmessungen im Europäischen Nordmeer

beide Tiefenwasserbildungsprozesse betrachtet werden. Daraus ergeben sich zwei Themenkomplexe:

Tiefenwasserbildung auf dem Schelf – der Storfjord Der Storfjord befindet sich als der größte Fjord Spitzbergens auf dem Barentsschelf. Er ist eines der Gebiete, in denen regelmäßig die Bildung einer dichten, kalten und salzreichen Bodenwassermasse auftritt, die in das Tiefenwasser der Norwegischen See ausströmt [Anderson *et al.*, 1988; Quadfasel *et al.*, 1988]. Der Storfjordausstrom findet in einer Region statt, die aufgrund des Westspitzbergenstromes durch Atlantisches Wasser beeinflusst wird. Dieses Gebiet ist zumindest im Sommer weitgehend eisfrei und auch ohne ein eisgängiges Forschungsschiff leicht zugänglich. Damit eignet sich die Beobachtung des Storfjordausstromes als Prozessstudie eines Schelfwasserabflusses und der beteiligten Prozesse, wie sie im Nordpolarmeer in größerem Umfang auftreten.

Verschiedene Abschätzungen der Ausstrommenge aus dem Storfjord mit den klassischen Parametern Temperatur und Salzgehalt [Anderson *et al.*, 1988; Quadfasel *et al.*, 1988] sowie durch direkte Strömungsmessungen [Schauer, 1995; Schauer und Fahrbach, 1999] wurden bereits unternommen. Die Dynamik und Ausbreitung des Ausstroms wurde durch numerische Modellstudien erfasst [Jungclaus *et al.*, 1995].

In dieser Arbeit wird untersucht, inwieweit Spurenstoffstudien zur Quantifizierung der Schelfkonvektion und Eingrenzung der Ausgangswassermassen beitragen können. Es werden die Spurenstoffe Tritium, Helium, Neon und ^{18}O in Verbindung mit Salzgehalt und Temperatur eingesetzt. Insbesondere wird die Veränderung der Spurenstoffsignale durch die für die Schelfkonvektion wesentliche Eisbildung betrachtet. Anhand dieser Prozessstudie am Storfjordausstrom wird die Übertragbarkeit der verwendeten Spurenstoffmethodik auf die im Nordpolarmeer in größerem Umfang auftretende Schelfkonvektion untersucht.

Tiefenwasserbildung in der zentralen Grönlandsee Die Tiefenwasserbildung und Konvektionstätigkeit in der Grönlandsee ist seit längerer Zeit Gegenstand intensiver und anhaltender Beobachtung sowohl auf der Basis der klassischen ozeanographischen Methoden (z.B. [Aagaard, 1970; Aagaard *et al.*, 1985; Meincke *et al.*, 1992; Meincke *et al.*, 1997; Rudels, 1990; Rudels, 1995]; Rudels *et al.*, 1989; Rudels, 1991; Schott *et al.*, 1993; Budéus *et al.*, 1998]) als auch von Spurenstoffuntersuchungen (z.B. [Bönisch, 1991; Bönisch und Schlosser, 1995; Heinze *et al.*, 1990; Rhein, 1991; Rhein, 1996; Schlosser *et al.*, 1995; Schlosser *et al.*, 1991]). Besonderes Augenmerk wurde dabei in der Vergangenheit auf die konvektive Erneuerung des Zwischen- und Tiefenwassers gelegt. Aufgrund der hohen Variabilität der Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee sind sowohl die Prozesse der Tiefenwasserbildung als auch die Tiefenwasserbildungsrate weiterhin Gegenstand der aktuellen Diskussion (z.B. [Top *et al.*, 1998; Visbeck und Rhein, 2000; Watson *et al.*, 1999]).

In dieser Arbeit soll auf der Grundlage von neueren Tritium/Helium-Datensätzen, die auf den Fahrten ARKIX/1 (1993), Va166 (1997) und ARKXIV/2 (1998) gewonnen wurden, die Veränderungen der Charakteristika der Tiefenwassermassen des Europäischen Nordmeeres untersucht werden. Schwerpunkte werden dabei auf die Betrachtung der aktuell diskutierten Mechanismen der Erneuerung des Tiefenwassers der Grönlandsee durch diffusive Prozesse, einen verstärkten Einfluss der Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres und eine verminderte Bedeutung der konvektiven Erneuerung gelegt.

Mittels eines Boxmodells, welches auf ein Modell von Bönisch und Schlosser [1995] aufbaut und entsprechend neueren Erkenntnissen modifiziert wurde, wird eine Abschätzung der Veränderungen des Tiefenwasseraustausches und der Tiefenwassererneuerung in den 1980er und 1990er Jahren versucht. Ein weiteres Ziel ist es, in das anhand der Spurenstoffe Tritium, Helium und Freone geeichte Modell SF_6 als weiteren Parameter einzusetzen, um dessen Potenzial als transienter Tracer abzuschätzen. SF_6 ist ein hauptsächlich anthropogen in die Atmosphäre freigesetzter Spurenstoff, der aufgrund einer stark ansteigenden atmosphärischen Konzentration prinzipiell dieses Potenzial besitzt. In dieser Arbeit wird erstmals die Verteilung von transientem SF_6 in einem größeren, aus verschiedenen untereinander im Austausch stehenden Wassermassen gebildeten ozeanischem Zirkulationssystem untersucht.

Die Auftrennung in zwei Themenkomplexe führt zu folgender Struktur der Arbeit: Die verwendeten Spurenstoffe und Methoden werden in Kapitel 2 besprochen. In Kapitel 3 wird ein Überblick über die Hydrographie des Europäischen Nordmeeres, die Tiefenwasserbildungsprozesse Schelfkonvektion und Konvektion im offenen Ozean, die Hydrographie der Barentssee und speziell des Storfjordes gegeben.

Der erste der oben beschriebenen Themenkomplexe, die Untersuchung des Schelfwasserabflusses aus dem Storfjord, wird in Kapitel 4 dargestellt. Die Ergebnisse der Prozessstudie des Storfjordausstromes werden in Abschnitt 4.4 vorgestellt und diskutiert. Anschließend wird die Herkunft einer lokal in der Storfjordrinne vorgefundenen Heliumanomalie in Abschnitt 4.5 diskutiert.

Kapitel 5 und 6 beschäftigen sich mit dem zweiten Themenkomplex, nämlich der Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee.

In Kapitel 5 werden die im Rahmen dieser Arbeit betrachteten Spurenstoff-Datensätze der Fahrten ARKIX/1 (1993), Va166 (1997) und ARKXIV/2 (1998) beschrieben (Tritium/Helium: Abschnitt 5.1, SF_6 : Abschnitt 5.6) und bezüglich der Wassermassenbeiträge im Europäischen Nordmeer diskutiert (Abschnitt 5.2 - 5.5).

In Kapitel 6 wird eine weitere Auswertung der neuen Tritium/Helium - Datensätze in Verbindung mit den aus früheren Arbeiten zur Verfügung stehenden Daten mittels eines Boxmodells nach Bönisch und Schlosser [1995] unternommen, das dem in Kapitel 5 beschriebenen Konzept der diffusiven Erneuerung des Bodenwassers der Grönlandsee angepasst wurde. Es soll unter anderem untersucht werden, inwieweit dieses gegenüber den seitherigen Vorstellungen veränderte Konzept der Tiefenwassererneuerung die Tiefenwasseraustausch-Raten mit dem Nordpolarmeer beeinflusst.

Kapitel 2

Spurenstoffe als ozeanographische Tracer

Die in der Spurenstoffozeanographie verwendeten Tracer sind sowohl stabile als auch radioaktive Stoffe natürlicher oder anthropogener Herkunft. Ähnlich einem Farbstofftracer markieren die Spurenstoffe eine bestimmte Wassermasse, deren Ausbreitung anhand ihrer Tracersignatur verfolgt werden kann. Verschiedene Spurenstoffe tragen entweder durch radioaktiven Zerfall oder eine zeitlich veränderliche, bekannte Eintragsfunktion eine Zeitinformation mit sich. Diese sogenannten transienten Tracer können Informationen über Austauschraten oder mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Wassermassen liefern, die der klassischen Ozeanographie mit den Parametern Temperatur und Salzgehalt nicht zugänglich sind. Im folgenden werden die in dieser Arbeit verwendeten Spurenstoffe vorgestellt.

2.1 Tritium

Tritium ist das radioaktive Isotop des Wasserstoffs mit der Massenzahl 3 und zerfällt durch β^- -Zerfall mit einer Halbwertszeit von 12,43 Jahren zu dem Edelgas ^3He [Unterweger *et al.*, 1980]. Es entsteht auf natürliche Weise in der Stratosphäre durch die Wechselwirkung der kosmischen Höhenstrahlung und der von ihr erzeugten Sekundärneutronen mit Stickstoff und Sauerstoff [Currie *et al.*, 1956; Libby, 1954]. Nach dem Transport in die Troposphäre und der Oxidation zu HTO nimmt es am natürlichen Wasserkreislauf teil und ist damit als aquatischer Tracer geeignet, was bereits früh erkannt wurde [Libby, 1953]. Die Produktionsrate von natürlichem Tritium beträgt $\approx 0,5 \pm 0,3$ Tritiumatome/cm² [Craig und Lal, 1961], was in Verbindung mit dem Zerfall zu einem natürlich auftretenden $^3\text{H}/^1\text{H}$ -Verhältnis in der Größenordnung von 10^{-18} führt. Aus diesem Grund werden Tritiumkonzentrationen in **Tritium Units (TU)** angegeben, 1 TU entspricht einem $^3\text{H}/^1\text{H}$ -Verhältnis von 10^{-18} oder einer Aktivität von 0,12 Bq/L Wasser. Kontinentaler Niederschlag besitzt eine natürliche Tritiumkonzentration von ≈ 5 TU mit saisonaler Variabilität [Roether, 1967], ozeanisches Oberflächenwasser beispielsweise im Nordatlantik 0,2 TU [Dreisigacker und Roether, 1978].

Seit den 1950er Jahren wurden durch Kernwaffentests große Mengen (einige Hundert Kilogramm [Eriksson, 1964] gegenüber ca. 3 kg natürlich vorkommendem Tritium [Jenkins, 1980]) insbesondere in der Stratosphäre freigesetzt. Durch den atmosphärischen Austausch gelangt das Tritium

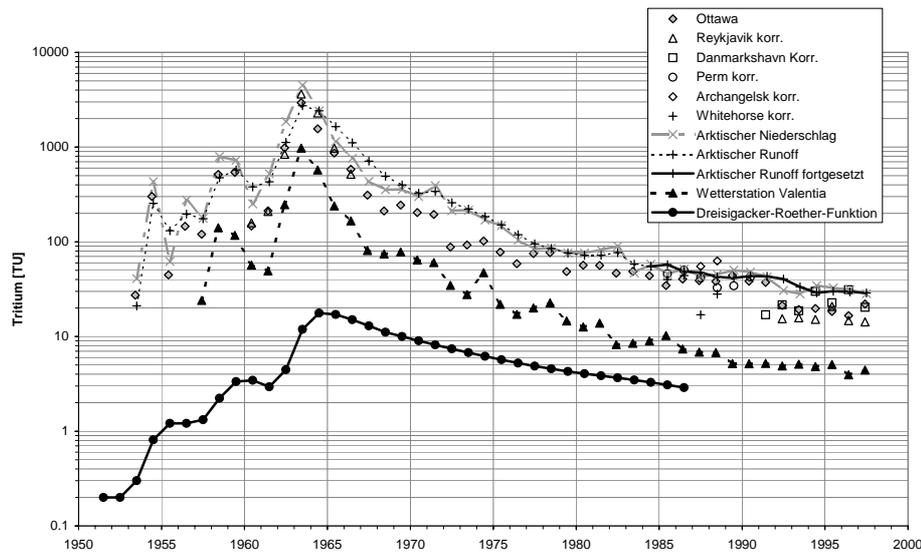


Abbildung 2.1: Tritiumeintragsfunktionen im Nordatlantik und im arktischen Flusswasser. Die modellierten Werte des arktischen Flusswassers nach Østlund [1982] und Bauch [1995] wurden auf der Basis der Niederschlagswerte von Reykjavik, Danmarkshavn und Ottawa ergänzt.

in die Troposphäre und nimmt über den Wasserdampfaustausch und Niederschlag am Wasserkreislauf teil. Die Tritiumkonzentrationen in der Nordhemisphäre sind bedeutend höher als diejenigen in der Südhemisphäre [Taylor, 1965; Weiss und Roether, 1980], da die meisten Kernwaffentests in der Nordhemisphäre durchgeführt wurden und der interhemisphärische atmosphärische Austausch auf Zeitskalen abläuft, die relativ lang sind gegenüber den mittleren Verweilzeiten von thermonuklearem HTO in der Troposphäre und der unteren Stratosphäre [Taylor, 1965]. Im kontinentalen Niederschlag werden 2-4 mal höhere Konzentrationen als im marinen Niederschlag der gleichen Breite gemessen, da über den Kontinenten weniger Wasserdampf zur Verdünnung des stratosphärischen Wasserdampfes als über dem Ozean zur Verfügung steht [Eriksson, 1964]. Aktuelle Tritiumkonzentrationen im mitteleuropäischen Niederschlag bewegen sich um 10 bis 20 TU, während im Oberflächenwasser der Ozeane auf der Nordhemisphäre etwa 2 bis 3 TU, auf der Südhemisphäre 0,25 TU [Schlosser, 1989] zu finden sind. Abbildung 2.1 gibt eine Übersicht über die im Europäischen Nordmeer relevanten Tritiumeintragsfunktionen. Dreisigacker und Roether berechneten aus Tritium- und ^{90}Sr -Daten des Niederschlags und des Ozeans den zeitlichen Verlauf der Tritiumkonzentration im Oberflächenwasser des Nordatlantiks zwischen 20° und 60° Nord im Zeitraum von 1952 bis 1974. Im Einzugsbereich der arktischen Flüsse werden im Niederschlag höhere Tritiumkonzentrationen gefunden, als an der westirischen Station Valentia, welche atlantische Verhältnisse wiedergibt. Østlund [1982] berechnete mittels eines Ein-Box-Modells aus den Niederschlags-Tritiumdaten den zeitlichen Verlauf der Tritiumkonzentration im arktischen Flusswasser bis 1977. Bauch [1995] ergänzte diese Zeitreihe bis 1984. Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Zeitreihe auf der Basis der Tritiumdaten der Stationen Ottawa, Anchorage, Whitehorse, Reykjavik, Danmarkshavn, Archangelsk und Perm [IAEA/WMO, 1998] nach der in Bauch [1995] und Østlund [1982] beschriebenen Methode bis Ende 1997 fortgesetzt (Anhang A). In der Barents- und Karasee wurden nukleare Abfälle direkt eingeleitet bzw. versenkt und auch

indirekt über die sibirischen Flüsse zugeführt. An drei großen Aufbereitungsanlagen, die an Nebenflüssen des Ob und an der Yenisei liegen, wurden 99 % des von russischer Seite freigesetzten Materials als flüssige Abfälle der Wiederaufbereitung in die Umgebung freigesetzt [Bradley *et al.*, 1996]. Diese Freisetzungen werden als die weltweit größten Einleitungen von radioaktivem Material in den Oberflächenwasserkreislauf angesehen. Jedoch resultiert die freigesetzte Aktivität nur zum Teil aus einer Anreicherung der flüssigen Abfälle im Tritiumgehalt. So ist beispielsweise die Aktivität des in der Nähe der Wiederaufbereitungsanlage Mayak gelegenen Karachaisees im wesentlichen auf ^{90}Sr und ^{137}Cs zurückzuführen [Bradley *et al.*, 1996]. [Frank, 1996] findet dementsprechend trotz der Lage der drei großen Wiederaufbereitungsanlagen an Ob und Yenisei in dem durch die Vilkitski-Strasse in die Laptevsee einfließendem Flusswasser des Jahres 1993 keine erhöhte Tritiumbelastung gegenüber den weiter östlich gelegenen Flüssen.

2.1.1 Tritiummessung

Alle in dieser Arbeit ermittelten Tritiumkonzentrationen von ozeanischen Wasserproben wurden massenspektrometrisch über die ^3He -Anwachsmethode bestimmt. Das in der Probe gelöste Helium wird vollständig extrahiert; die nun heliumfreie Probe wird in einem Glaskolben gelagert. Während der Lagerzeit von 3 - 6 Monaten zerfällt in der Probe enthaltenes Tritium zu ^3He , welches massenspektrometrisch mittels eines Sektorfeldmassenspektrometers (MM3000, Vacuum Generators) nachgewiesen wird. Sowohl der Extraktionsprozess als auch das massenspektrometrische Meßsystem werden von Bayer *et al.* [1989] ausführlich beschrieben und sollen hier nicht weiter behandelt werden. Die theoretische Nachweisgrenze wird durch das Untergrundrauschen des Spektrometers bestimmt und ist $6 \cdot 10^{-17}$ Nml. Verschiedene zu korrigierende Blankbeiträge wie unvollständige Extraktion, Diffusion von Helium aus den zur Lagerung benutzten Glaskolben, Helium aus den zum Anschluss der Proben an das Spektrometer verwendeten O-Ringe und in-situ Produktion von ^3He in der Probe während der Lagerung durch kosmische Höhenstrahlung führen aber dazu, dass die tatsächlich erreichte Nachweisgrenze höher ist und $\approx 1 \cdot 10^{-16}$ Nml beträgt.

Eine Probengröße von 40g, wie sie für die kombinierten Helium-Tritium-Proben typisch ist, ergibt somit bei einer Lagerzeit von 6 Monaten eine Nachweisgrenze von 0,038 TU. Die gleiche Lagerzeit führt bei einer 500 ml-Wasserprobe auf eine Nachweisgrenze von 0,003 TU. Eine kürzere Lagerzeit setzt die zu erzielende Nachweisgrenze nach oben. Die Genauigkeit der in dieser Arbeit angegebenen Tritiumwerte betragen 2 - 3 %.

2.2 Helium

Helium wird den Edelgasen zugerechnet. Als zweites Element des Periodensystem weist es eine abgeschlossene äußere Elektronenschale auf und ist aufgrund der daraus resultierenden hohen Ionisierungsenergie nahezu inert. Helium besitzt zwei stabile Isotope, das ^4He und das seltenere ^3He . Die auf der Erde existierenden Heliumreservoirs spannen einen weiten Bereich des $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses auf, der 7 Größenordnungen zwischen $5 \cdot 10^{-10}$ und $> 10^{-3}$ umfasst [Winckler, 1998]. Im folgenden sollen zunächst die Heliumkomponenten der verschiedenen Reservoirs beschrieben und sodann deren Einfluss auf das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis und die Heliumkonzentration ozeanischer Wassermassen besprochen werden.

Komponente	$^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis
atmosphärisches Helium	$1,384 \cdot 10^{-6}$
krustales Helium	$< 0,1 \cdot 10^{-6}$
Mantelhelium	$8-35 \cdot 10^{-6}$

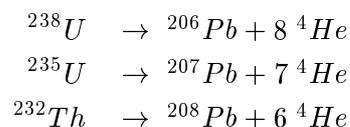
Tabelle 2.1: $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse der terrestrischen Heliumkomponenten.

2.2.1 Terrestrische Heliumreservoirs

Auf der Erde tritt eine atmosphärische sowie eine terrigene Heliumkomponente auf, welche sich wiederum in krustales oder radiogenes Helium und Mantelhelium unterteilen lässt. Winckler [1998] gibt eine ausführlichere Übersicht über die terrestrischen Heliumreservoirs und -flüsse, hier sollen nur die wichtigsten Charakteristika der verschiedenen Komponenten angesprochen werden. Tabelle 2.1 gibt eine Übersicht über das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis der einzelnen Komponenten.

Helium in der Atmosphäre In der Atmosphäre tritt Helium mit einer Konzentration von 5,24 ppm auf [Glückauf und Paneth, 1946]. Daraus errechnet sich mit einer Gesamtmasse der Atmosphäre von $5,137 \cdot 10^{21}$ g [Trenberth, 1981] ein atmosphärisches Heliuminventar von $2,1 \cdot 10^{19}$ Nml ^4He . Das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis wird von Clarke et al. [1976] zu $1,384 \cdot 10^{-6}$ angegeben und ist nach Lupton [1983] aufgrund der gegenüber der Mischungszeit der Atmosphäre wesentlich größeren Aufenthaltszeit von Helium in der Atmosphäre räumlich und zeitlich auf den hier interessierenden Zeitskalen konstant.

Terrigenes Helium Die terrigenen Heliumkomponenten sind krustales Helium und Mantelhelium. *Krustales Helium* ist durch niedere $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse $< 0,1 \cdot 10^{-6}$ charakterisiert, die eine Folge des α -Zerfalls der in der Erdkruste angereicherten Elemente Uran und Thorium sind. Die krustale Heliumkomponente wird deshalb auch als radiogene Heliumkomponente bezeichnet. Folgende Zerfallsreaktionen tragen zur Anreicherung von ^4He in der Erdkruste bei:



Als Nebenprodukt dieser α -Zerfälle entsteht durch darauffolgende (α, n)-Reaktionen an leichten Kernen, Abbremsung der Neutronen auf epithermische Energien und (n, α)-Reaktionen ^3H und ^3He . So entstandenes ^3He wird als radiogenes ^3He bezeichnet.

Mantelhelium zeichnet sich durch hohe $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse von $\approx 8-35 \cdot 10^{-6}$ aus, die auf die Existenz von im Erdmantel bei der Entstehung der Erde eingeschlossenem primordialem Helium zurückzuführen sind. Mantelhelium lässt sich weiter in drei Komponenten unterteilen, die je nach Entstehungsort im Erdmantel unterschiedliche Signaturen aufweisen, da der Erdmantel ein in radialer Richtung inhomogenes Heliumreservoir darstellt.

2.2.2 Heliumkomponenten im Ozean

Der überwiegende Teil des im Ozean gelösten Heliums stammt aus der Einstellung des Lösungsgleichgewichtes mit der Atmosphäre. Eventuelle Heliumüberschüsse, die aus der Ausgasung von Erdmantel und -kruste stammen können, werden an der Oberfläche der Ozeane an die Atmosphäre abgegeben. Die Meeresoberfläche stellt daher eine feste Randbedingung für den Heliumgehalt der Ozeane dar.

Notation Abweichungen des Heliumgehalts vom Gleichgewichtswert mit der Atmosphäre werden in der Ozeanographie in der Delta-Notation angegeben. Die Abweichung des $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses vom konstanten Isotopenverhältnis der Luft wird ausgedrückt durch:

$$\delta^3\text{He} = \left(\frac{\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{Probe}}}{\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{atm}}} - 1 \right) \cdot 100 \quad [\%] \quad (2.1)$$

Eine Abweichung der ^4He -Konzentration von der Konzentration, die eine Probe im Gleichgewicht mit der Atmosphäre hätte, wird geschrieben als:

$$\Delta^4\text{He} = \left(\frac{^4\text{He}_{\text{Probe}}}{^4\text{He}_{\text{equil}}} - 1 \right) \cdot 100 \quad [\%] \quad (2.2)$$

He_{equil} Konzentration im Lösungsgleichgewicht
 He_{Probe} Konzentration der Probe

Atmosphärische Heliumkomponente und Lösungsgleichgewicht Die atmosphärische Heliumkomponente im Ozean gelangt über Gasaustausch an der Meeresoberfläche in die Wassersäule. Das Lösungsgleichgewicht stellt sich in der gut durchmischten Deckschicht durch molekular-diffusiven Austausch über die Luft-Wasser-Grenzfläche hinweg innerhalb weniger Tage bis Wochen [Schlosser und Smethie Jr., 1995] gemäß dem Henryschen Gesetz ein

$$C_{\text{eq}} = \beta(T, S) \cdot \frac{P_{\text{atm}}}{P_0 \cdot \rho_{\text{W}}} \quad (2.3)$$

C_{eq} Konzentration im Lösungsgleichgewicht
 β Bunsensche Löslichkeit
 P_{atm} Partialdruck des Gases in der Atmosphäre [Pa]
 P_0 Normaldruck [Pa]
 T, S Temperatur, Salzgehalt
 ρ_{W} Dichte des Wassers

Die Bunsensche Löslichkeit von Helium wird von verschiedenen Autoren [Benson und Krause, 1980; Top *et al.*, 1987; Weiss, 1971] leicht unterschiedlich angegeben. Die Löslichkeit von Helium nimmt mit zunehmendem Salzgehalt ab, ist aber nur schwach von der Temperatur abhängig. In dieser Arbeit werden die Löslichkeiten nach Weiss [1971] verwendet. Die Löslichkeit von ^3He ist

Heliumquelle	^4He -Fluß [Atome · m ⁻² · s ⁻¹]	^3He -Fluß [Atome · m ⁻² · s ⁻¹]	Referenz
kontinentale Kruste	$(8 \pm 3) \cdot 10^9$	270 ± 80	[Torgersen, 1989]
ozeanische Kruste	$(0,3 - 1,8) \cdot 10^9$	20-62	[Torgersen, 1989]
mittelozeanische Rücken	$(3 \pm 1,5) \cdot 10^9$	$(3,6 \pm 1) \cdot 10^4$	[Craig <i>et al.</i> , 1975]
Subduktionszonen	$(0,3 - 1,8) \cdot 10^9$	$(6 - 9) \cdot 10^3$	[Torgersen, 1989]
Hot spots	$(3,2 - 9) \cdot 10^6$	90-100	[Lupton, 1983]

Tabelle 2.2: Terrigene Heliumflüsse.

etwas geringer als diejenige von ^4He . Im Lösungsgleichgewicht stellt sich daher ein nur schwach von Temperatur und Salzgehalt abhängiger $\delta^3\text{He}$ -Wert von -1,8% ein [Benson und Krause, 1980]. Neben dem molekular diffusiven Austausch wird Helium in das Oberflächenwasser über kleine Luftblasen eingetragen, die durch die Wellenbewegung turbulent in einige Meter Tiefe transportiert und dort durch den höheren Druck aufgelöst werden [Wu, 1988]. Dadurch entsteht in der Wassersäule eine Heliumübersättigung von einigen Prozent [Craig und Weiss, 1971].

Tritogenes Helium Der Zerfall von Tritium in einem Wasserkörper, der nicht im Austausch mit der Atmosphäre steht, führt zu einer Anreicherung von ^3He in dieser Wassermasse gemäß

$$^3\text{He} = ^3\text{H} (1 - e^{\lambda(t-t_0)}) \quad (2.4)$$

λ Zerfallskonstante ($T_{1/2}/\ln 2$)

$t-t_0$ Abschlusszeit von der Atmosphäre [a]

Im Ozean ist daher in der gesamten Wassersäule bis auf die gut durchmischte Deckschicht, wo Heliumüberschüsse durch die Einstellung des Lösungsgleichgewichtes entfernt werden, ein tritogener ^3He Anteil vorhanden.

Terrigenes Helium in Ozean Der Eintrag von terrigenem Helium in den Ozean findet hauptsächlich durch den ozeanischen Krustenheliumfluß und den Heliumeintrag an Mittelozeanischen Rücken statt. Eine ausführliche Übersicht der einzelnen Heliumflüsse ist in Winckler [1998] gegeben, eine Zusammenfassung der Heliumquellen und -flüsse ist in Tabelle 2.2 aufgelistet.

Separation der Heliumkomponenten Berücksichtigt man alle oben angesprochenen Heliumkomponenten, so lässt sich die Heliumbilanz für ^3He und ^4He wie folgt schreiben

$$^3\text{He}_{\text{tot}} = ^3\text{He}_{\text{trit}} + ^3\text{He}_{\text{eq}} + ^3\text{He}_{\text{exc}} + ^3\text{He}_{\text{terr}} \quad [\text{Nml/g}] \quad (2.5)$$

$$^4\text{He}_{\text{tot}} = ^4\text{He}_{\text{eq}} + ^4\text{He}_{\text{exc}} + ^4\text{He}_{\text{terr}} \quad [\text{Nml/g}] \quad (2.6)$$

$^i\text{He}_{\text{tot}}$ Gesamtkonzentration [Nml/g]

$^i\text{He}_{\text{trit}}$ tritogener Heliumanteil [Nml/g]

$^i\text{He}_{\text{eq}}$ Gleichgewichtskonzentration [Nml/g]

${}^3\text{He}_{\text{exc}}$	Luftüberschuss-Komponente [Nml/g]
${}^3\text{He}_{\text{terr}}$	terrigenen Heliumanteil [Nml/g]

Der aus dem Tritiumzerfall stammende Anteil der ${}^3\text{He}$ -Konzentration lässt sich berechnen, wenn der Einfluss des terrigenen Anteils vernachlässigt werden kann. Dazu wird von dem gesamten ${}^3\text{He}$ -Inventar einer Wasserprobe der Lösungsgleichgewichtswert sowie der ${}^3\text{He}$ -Luftexzess abgezogen. Der ${}^3\text{He}$ -Luftexzess wird als Produkt der gemessenen ${}^4\text{He}$ -Konzentration über dem Lösungsgleichgewicht und dem $\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}}$ -Verhältnis der Atmosphäre bestimmt. Es ergibt sich

$${}^3\text{He}_{\text{trit}} = {}^3\text{He}_{\text{tot}} - \left({}^4\text{He}_{\text{tot}} - {}^4\text{He}_{\text{eq}} \right) \cdot \left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}} \right)_{\text{atm}} - {}^3\text{He}_{\text{eq}} \quad [\text{Nml/g}] \quad (2.7)$$

Durch den vollständigen Zerfall von einem TU Tritium in reinem H_2O wird eine ${}^3\text{He}$ -Konzentration von $2,488 \cdot 10^{-15}$ Nml/g erzeugt. Die tritiogene ${}^3\text{He}$ -Konzentration kann daher auch unter Berücksichtigung des Salzgehaltes in TU angegeben werden. Es gilt dann

$${}^3\text{He}_{\text{trit,TU}} = \frac{{}^3\text{He}_{\text{trit}}}{K \cdot \left(1 - \frac{S}{1000} \right)} \quad (2.8)$$

K	$2,4889 \cdot 10^{-15}$ Nml/g
S	Salzgehalt

2.2.3 Heliummessung

Die Wasserproben zur Heliumanalyse werden in Weichkupferrohren abgefüllt, die etwa 40 ml Volumen besitzen und durch Stahlklemmen hochvakuumdicht verschlossen werden. Nach einer quantitativen Entgasung der Probe an einer Vakuumextraktionsanlage wird die nun in einer Glasampulle befindlichen Heliumprobe in demselben Massenspektrometer, wie es für die Tritiummessung beschrieben wurde, analysiert. Für die ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ -Verhältnismessungen wird eine Genauigkeit von $\pm 0,2\%$ erreicht, die Absolutbestimmungen der ${}^4\text{He}$ -Konzentration weisen eine Genauigkeit von $\pm 0,5\%$ bis $\pm 1\%$ auf. Eine ausführliche Beschreibung der Heliumanalyse und des Spektrometers gibt Bayer *et al.* [1989].

2.3 Tritium-Helium-Altersdatierung

An der Wasseroberfläche stellt sich durch Gasaustausch die ${}^3\text{He}$ -Konzentration im Wasser entsprechend des Lösungsgleichgewichtswertes mit der Atmosphäre ein. Wird ein Wasserkörper von der Atmosphäre isoliert, so reichert sich durch den Tritiumzerfall ${}^3\text{He}$ an. Mittels des radioaktiven Zerfallsgesetzes kann aus dem nach Gleichung 2.7 berechneten Anteil des tritiogenen Heliums ein formales Tritium/ ${}^3\text{He}$ -Alter berechnet werden:

$$\tau = \frac{T_{\frac{1}{2}}}{\ln 2} \cdot \ln \left(1 + \frac{[{}^3\text{He}]}{[{}^3\text{H}]} \right) \quad (2.9)$$

τ	Tritium-Helium-Alter [a]
$T_{\frac{1}{2}}$	Halbwertszeit [a]
$[^3\text{He}]$	Heliumkonzentration [TU]
$[^3\text{H}]$	Tritiumkonzentration [TU]

Das Tritium-Helium-Alter gibt die Isolationszeit eines Wasserkörpers von der Atmosphäre an und ist unabhängig von der Tritiumeintragsfunktion. Es ist aber nur dann mit der tatsächlichen Abschlusszeit von der Atmosphäre identisch, wenn weder eine Vermischung verschiedener Wassermassen stattgefunden hat noch ein diffusiver Transport den advektiven überwiegt. Bei der Vermischung verhält sich das Tritium-Helium-Alter nicht linear und wird von der Wassermasse mit den höheren Konzentrationen dominiert. Jenkins [1980] und Wallace *et al.* [1992] untersuchten in einem Ein-Boxmodell den Zusammenhang zwischen der Erneuerungszeit eines Wasserkörpers durch Oberflächenwasser und dessen formalen Tritium-Helium-Alters, wobei die Oberflächenkonzentration entsprechend der Dreisigacker-Roether Funktion gewählt wurde. Für 1995 als Beobachtungsjahr ist beispielsweise bis zu einem formalen Tritium-Helium-Alter von 13 Jahren die Erneuerungszeit mit einer Toleranz von ± 1 Jahr unabhängig von der Vermischung mit dem formalen Alter identisch. Höhere formale Tritium-Helium-Alter können wesentlich größeren Erneuerungszeiten von der Oberfläche her entsprechen.

Die Gesamterneuerungszeit einer Wassermasse kann hingegen bedeutend kürzer sein als das Tritium-Helium-Alter, welches nur die Isolationszeit von der Atmosphäre angibt, und daher den Austausch mit anderen Wasserkörpern nicht mit einbezieht.

2.4 Neon

Neon besitzt drei stabile Isotope, ^{20}Ne , ^{21}Ne und ^{22}Ne . In der Atmosphäre besitzt Neon eine Volumenkonzentration von 18,18 ppm. Die relativen Häufigkeiten der drei stabilen Isotope betragen $P(^{20}\text{Ne}) = 90,5\%$, $P(^{21}\text{Ne}) = 0,268\%$ und $P(^{22}\text{Ne}) = 9,23\%$.

Die dominante Quelle von Neon im Ozean ist die Atmosphäre. Der Beitrag von Neon aus der Erdkruste und dem Erdmantel ist gegenüber der atmosphärischen Komponente im Ozean zu vernachlässigen. Insbesondere ist krustale Produktion von Neon gegenüber derjenigen von Helium vernachlässigbar gering.

Eine Abweichung der Neon-Konzentration von der Konzentration, die eine Probe im Gleichgewicht mit der Atmosphäre hätte, wird geschrieben als:

$$\Delta\text{Ne} = \left(\frac{\text{Ne}_{\text{Probe}}}{\text{Ne}_{\text{equil}}} - 1 \right) \cdot 100 \quad [\%] \quad (2.10)$$

Ne_{equil}	Konzentration im Lösungsgleichgewicht
Ne_{Probe}	Konzentration der Probe

Eine Abweichung des Helium-Neon-Verhältnisses von dem Verhältnis, das eine Probe im Gleich-

gewicht mit der Atmosphäre hätte, wird geschrieben als:

$$\Delta\text{HeNe} = \left(\frac{\frac{^4\text{He}_{\text{Probe}}}{^4\text{He}_{\text{equil}}}}{\frac{N_{\text{CProbe}}}{N_{\text{Cequil}}}} - 1 \right) \cdot 100 \quad [\%] \quad (2.11)$$

2.5 FCKW

Die Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW, auch Freone) F11 (CCl_3F) und F12 (CCl_2F_2) sind anthropogenen Ursprungs und werden insbesondere als Kühlmittel und zum Aufschäumen von Kunststoffen verwendet. Beide FCKW sind chemisch sehr stabil und sowohl in der Troposphäre als auch im Ozean nahezu inert, während sie in der unteren Stratosphäre durch ultraviolette Strahlung photolysiert werden. Die Entwicklung der atmosphärischen Konzentration von F11 und F12 und das globale Inventar ist gut bekannt [Smethie *et al.*, 1988]. Seit ihrer ersten Herstellung in den 1930er Jahren bis in die späten 1980er Jahre stieg die Konzentration beider Stoffe in der Atmosphäre linear bis exponentiell an. Seit 1989 ist aber ein signifikanter Rückgang der Anstiegsrate zu verzeichnen, der im Fall des F11 ein Maximum der atmosphärischen Konzentration in den frühen 1990er Jahren und einem nachfolgenden Rückgang führte, während die atmosphärischen F12-Konzentrationen weiterhin leicht ansteigen [Walker *et al.*, 1999].

F11 und F12 dringen durch Gasaustausch an der Meeresoberfläche in den Ozean ein. Die Einstellung des Lösungsgleichgewichtes erfolgt innerhalb eines Monats [Broecker *et al.*, 1980]. Die Löslichkeit der beiden FCKW in Meerwasser als Funktion von Temperatur und Salzgehalt ist bekannt [Warner und Weiss, 1985]. Unter der Annahme, dass die Deckschicht im Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre steht, kann daher die zeitabhängige Eintragsfunktion von F11 und F12 bestimmt werden. In Konvektionsgebieten und in Gebieten mit hoher Eisbedeckung oder schneller Abkühlung des Oberflächenwassers ist diese Annahme aber nicht zutreffend [Rhein, 1996]. Dort werden Untersättigungen bis zu 40% gefunden [Bullister, 1989; Rhein, 1991; Wallace und Lazier, 1988].

Der Nachweis von F11 und F12 erfolgt mittels eines **Electron capture detector** (ECD) nach gaschromatographischer Trennung. Die Genauigkeiten der Messungen betragen für F11 und F12 etwa 1%, die Nachweisgrenze liegt bei 5 fmol/kg (femto = 10^{-15}) [Bulsiewicz *et al.*, 1998; Rhein, 1996].

2.6 SF₆

Schwefelhexafluorid (SF_6) ist ein ungiftiges, inertes und extrem stabiles atmosphärisches Gas. Aufgrund seiner chemischen, physikalischen und elektrischen Eigenschaften wird es insbesondere als ein gasförmiger Isolator in der Hochspannungsschalttechnik und in der Industrie eingesetzt [Ko *et al.*, 1993], aber auch als Schutzgas für reaktive Metallschmelzen wie Aluminium und Magnesium [Maiss und Brenninkmeijer, 1998]. Die erste Messung der atmosphärischen SF_6 -Konzentration 1970 zeigte einen Wert von 0,03 ppt [Lovelock und Ferber, 1982]. Seither ist ein stetiger Anstieg zu verzeichnen (z.B. [Geller *et al.*, 1997; Maiss und Brenninkmeijer, 1998; Maiss *et al.*, 1996]), der sich auch in den nächsten Jahrzehnten fortsetzen wird [Victor und MacDonald, 1999]. SF_6 besitzt somit ein großes Potenzial als transientser Tracer. Die Konzentration auf der

Nordhalbkugel kann durch

$$c_{NH} = 0,2373 + 4,628 \cdot 10^{-3}(t - 1969,91)^2 + 11,65 \cdot 10^{-3} \cdot t - 22,95 \quad (2.12)$$

t Jahreszahl (Kalenderjahr)

wiedergegeben werden [Maiss und Brenninkmeijer, 1998].

In polaren Breiten ist ein zusätzlicher Offset von $\approx 0,07$ ppt zu beobachten [Maiss *et al.*, 1996]. Die natürlich auftretende Hintergrundkonzentration wird zu kleiner 0,01 ppt angenommen [Harnisch und Eisenhauer, 1998].

SF₆ ist biologisch und chemisch inert [Lovelock und Ferber, 1982]. SF₆ lässt sich mit einem **E**lectron **c**apture **d**etector (ECD) nach gaschromatographischer Trennung noch in geringsten Konzentrationen nachweisen, so liegt die Nachweisgrenze bei $<0,03$ fmol/kg in Meerwasser.

Die Löslichkeit von SF₆ in Meerwasser in Abhängigkeit von der Temperatur wird von Wanninkhof *et al.* [1991] und Wanninkhof [1992] für einen Temperaturbereich von 9°C bis 22°C angegeben. Durch Vergleich der Löslichkeit in Süßwasser, wie sie von Wilhelm *et al.* [1977] und Ashton *et al.* [1968] gegeben werden, mit ihren eigenen Messungen der Löslichkeit von SF₆ in Meerwasser und Süßwasser bei 21°C bestimmten sie den Aussalzungseffekt, welcher die verminderte Löslichkeit in Meerwasser beschreibt. Die Beziehung für die Löslichkeit von SF₆ in Süßwasser nach Wilhelm *et al.* [1977] ergab zusammen mit dem Aussalzungseffekt:

$$\beta = \exp\left(-520,606 + \frac{25060}{T} + 75,701 \cdot \ln(T) - 0,0117 \cdot S\right) \quad [-] \quad (2.13)$$

β Bunsenscher Löslichkeitskoeffizient [-]

T Temperatur [K]

S Salzgehalt [-]

Für den Temperaturbereich um 0°C, wie er in polaren Regionen benötigt wird, ist nur die Löslichkeit in Süßwasser bekannt [Friedman, 1954]. Da der Aussalzungseffekt für diesen Temperaturbereich nicht bekannt ist, aber bei sinkender Temperatur ansteigt [Morrison und Johnstone, 1955], kann die von Wanninkhof *et al.* [1991] und Wanninkhof [1992] gegebene Beziehung (2.13) nur als eine obere Grenze für die Löslichkeit von SF₆ in Meerwasser bei Temperaturen um den Gefrierpunkt angesehen werden.

2.7 Stabile Isotope ¹⁸O und Deuterium

Natürliches Wasser besteht neben dem Wassermolekül ¹H₂¹⁶O zu geringen Anteilen aus den isotopisch schwereren Molekülspezies ¹H₂¹⁸O und ¹H²¹⁶O. ¹⁸O und Deuterium sind stabile Isotope. Die relativen Häufigkeiten der einzelnen Molekülspezies sind etwa [¹H₂¹⁶O]:[¹H₂¹⁸O]:[¹H²¹⁶O] $\approx 10^6:2000:320$ [Roedel, 1992].

Die ¹⁸O-Konzentration wird als Abweichung von einem international vereinbarten Standard angegeben, dem **s**tandard **m**ean **o**cean **w**ater (SMOW). Die relative Abweichung ist definiert als

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}}_{\text{Probe}} \right)}{\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}}_{\text{SMOW}} \right)} - 1 \right) \cdot 1000 \quad [^\circ/\text{‰}] \quad (2.14)$$

Bei Phasenübergängen des Wassers findet aufgrund der leicht verschiedenen Dampfdrücke und Diffusionsgeschwindigkeiten der schweren Molekülspezies eine isotopische Fraktionierung statt, die eine charakteristische Isotopensignatur verschiedener Wasserreservoirs bewirkt.

Bei **Verdunstung** wird der entstehende Wasserdampf bezüglich der isotopisch schweren Molekülspezies abgereichert, wobei sowohl eine Gleichgewichtstrennung als auch eine kinetische Trennung auftritt. Gonfiantini [1986] gibt eine Übersicht über die relevanten Prozesse, Majoube [1971] und Merlivat [1967] geben die Gleichgewichts- und kinetischen Trennfaktoren an. Die Gleichgewichtstrennfaktoren sind temperaturabhängig und nach Majoube [1971]

$$\ln \alpha_e(^1\text{H}_2^{18}\text{O}) = \frac{1137}{T^2} - \frac{0,4156}{T} - 0,0020667 \quad (2.15)$$

T ist hier die absolute Temperatur in Kelvin.

Der Transport durch die laminar-viskose Grenzschicht zwischen Wasseroberfläche und turbulent durchmischter Atmosphäre führt zu einer weiteren Abreicherung der schweren Isotope im Wasserdampf, wenn über die Grenzschicht hinweg ein Luftfeuchtegradient, das bedeutet ein Feuchtedefizit der unteren Luftschichten gegenüber der wasserdampf-gesättigten Luft direkt an der Wasseroberfläche, besteht. Der kinetische Trennfaktor lässt sich unter Berücksichtigung der relativen Feuchte h durch das Verhältnis der Transferwiderstände ρ_i der isotopisch schwereren Moleküle zum Transferwiderstand ρ des leichteren Wassers nach Roedel [1992] wie folgt ausdrücken:

$$\alpha_k = h + (1 - h) \cdot \frac{\rho_i}{\rho} \quad (2.16)$$

Das Verhältnis der Transferwiderstände ist auch als das umgekehrte Verhältnis der entsprechenden Diffusionskoeffizienten D und D_i formulierbar:

$$\frac{\rho_i}{\rho} = \left(\frac{D}{D_i} \right)^n \quad (2.17)$$

Damit ergibt sich:

$$\alpha_k = h + (1 - h) \cdot \left(\frac{D}{D_i} \right)^n \quad (2.18)$$

Der Exponent n liegt zwischen 0,5 und 1. Für die Verdunstung von einer freien Wasseroberfläche kann ein Wert von 0,5 verwendet werden [Gonfiantini, 1986]. Nach Merlivat [1978] ist das Verhältnis der Diffusionskoeffizienten der verschiedenen Molekülspezies von Wasserdampf in Luft bei 21°C für $D(^1\text{H}_2^{16}\text{O})/D(^1\text{H}_2^{18}\text{O})$ $1,0285 \pm 0,0008$.

Bei der **Eisbildung** wird das Eis bezüglich der isotopisch schweren Molekülararten angereichert. Die Angaben für die Trennfaktoren unter Gleichgewichtsbedingungen reichen vom 1,00265 [Craig und Hom, 1968] bis 1,0030 [O'Neil, 1968], Lehmann und Siegenthaler [1991] geben einen Wert von 1,0028 an. Unter dynamischen Bedingungen ist die Fraktionierung geringer. Im relativ langsam wachsenden Eis im Mündungsgebiet des Mackenzie finden MacDonald *et al.* [1995] um 2,6 ‰ erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Für auf dem Beaufort Schelf gebildetes Eis geben Melling und Moore [1995] Anreicherungen von 2,1 ‰ an.

Die Fraktionierungsprozesse für ^{18}O und Deuterium sind so ähnlich, dass ein nahezu konstantes Verhältnis zwischen ihren Konzentrationen im Ozean zu beobachten ist [Craig, 1961a]. Eine Abweichung von diesem Verhältnis ist in weitgehend abgeschlossenen Nebenmeeren wie dem Mittelmeer zu beobachten, da dort die hohe Verdunstung eine Verschiebung bewirkt [Gat *et al.*,

1996]. Im Europäischen Nordmeer ist wie allgemein in den polaren Regionen aber die Verdunstung zu gering, um einen merklichen Effekt zu bewirken. Die Eisbildung führt ebenfalls nur zu einer geringen Änderung des ^{18}O /Deuterium Verhältnisses. Aufgrund der großen Fehler bei der Deuteriumbestimmung und der relativ kleinen Verschiebungen des ^{18}O /Deuterium- Verhältnisses durch Fraktionierungsprozesse können daraus keine Aussagen gewonnen werden. ^{18}O und Deuterium können in polaren Gebieten folglich alternativ benutzt werden, um Beziehungen zu dem Salzgehalt oder der Temperatur zu untersuchen. Eine Übersicht über die globale Verteilung von ^{18}O und Deuterium im Ozean und die Beziehungen zum Salzgehalt sind in Ferronsky und Brezgunov [1989] zu finden.

Das Isotopenverhältnis $\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$ wird massenspektrometrisch bestimmt. Dazu wird die Wasserprobe zunächst mit CO_2 isotopisch äquilibriert, dessen isotopische Zusammensetzung dann im Spektrometer untersucht wird. Im Institut für Umweltphysik steht ein MAT 252 der Firma Finnigan zur Verfügung. Die mit diesem Spektrometer erreichte Reproduzierbarkeit liegt bei $0,02 \text{ ‰}$. Das Messverfahren und die Probenaufbereitung sind in Neubert [1998] beschrieben.

2.7.1 Separation von Süßwasseranteilen – ^{18}O - und Salzbilanz

^{18}O weist als ozeanographischer Tracer in zwei Punkten dem Salzgehalt vergleichbare Eigenschaften auf: seine Konzentration wird vorwiegend durch Niederschlag und Verdunstungsprozesse an der Meeresoberfläche beeinflusst, und es verhält sich konservativ, wenn die Wassermasse nicht im Kontakt mit der Oberfläche steht. Jedoch unterscheiden sich die beiden Tracer in ihrem Verhalten bei der Eisbildung, was insbesondere in polaren Regionen zusätzliche Informationen gibt. Während Salzausstoß bei der Eisbildung und die Freisetzung von Süßwasser bei der Eisschmelze starke Änderungen des Salzgehaltes mit sich bringen, ändert sich die ^{18}O -Konzentration vergleichsweise wenig. Des weiteren ist der Salzgehalt des Niederschlags unabhängig von der geographischen Breite konstant Null, wohingegen die ^{18}O -Konzentration des Niederschlags mit zunehmender geographischer Breite abnimmt. Dies führt dazu, dass im Europäischen Nordmeer drei im ^{18}O - und Salzgehalt verschiedene Wasserreservoirs vorliegen. Atlantisches Wasser weist eine nur wenig vom SMOW abweichende $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur auf, besitzt aber einen hohen Salzgehalt. Demgegenüber zeichnet sich der arktische Niederschlag und damit arktisches Flusswasser durch eine starke Abreicherung im ^{18}O -Gehalt und Salzgehalt Null aus, während das Isotopenverhältnis in Meereisschmelzwasser nur durch die oben angeführten geringen Trennfaktoren von dem des Oberflächenwassers abweicht, aus dem das Eis gebildet wurde. In Verbindung mit dem unterschiedlichen Salzgehalt der drei Wasserreservoirs können die verschiedenen Isotopensignaturen dazu verwendet werden, die jeweiligen Anteile der einzelnen Komponenten an einer Wassermasse zu berechnen. Eine solche Komponentenseparation wurde in verschiedenen Studien dazu benutzt, um die Süßwasseranteile in polaren Regionen zu bestimmen (z.B. [Azetsu-Scott und Tan, 1997; Bauch, 1995; Østlund und Hut, 1984; Redfield und Friedman, 1969]).

Eine Separation der zwei Süßwasseranteile von der atlantischen Komponente erfolgt durch die Lösung der folgenden Massenbilanz

$$f_a + f_r + f_i = 1 \quad (2.19)$$

$$f_a \cdot S_a + f_r \cdot S_r + f_i \cdot S_i = S_m \quad (2.20)$$

$$f_a \cdot O_a + f_r \cdot O_r + f_i \cdot O_i = O_m \quad (2.21)$$

f_a, f_r, f_i	Anteil des Atlantischen Wassers, Flusswassers und Meereisschmelzwassers
S_a, S_r, S_i	Salzgehalte der entsprechenden Wassermassen
O_a, O_r, O_i	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte der entsprechenden Wassermassen
O_m, S_m	gemessener $\delta^{18}\text{O}$ -Wert und Salzgehalt der betrachteten Wassermasse

Dabei muss aber berücksichtigt werden, wie die errechneten Anteile zu interpretieren sind. Aus einer Mischung von Atlantischem Wasser und arktisches Flusswasser kann Meereis gebildet werden, was aufgrund des Salzausstoßes zu *negativen* Meereisschmelzwasser-Anteilen führt. Die Addition der Anteile von Atlantischem Wasser und arktischem Flusswasser führt dann auf einen Wert größer als 100%. Beispielsweise ist ein Wasser mit einem Anteil von Atlantischem Wasser von 99% , 3% arktischen Flusswassers und -2% Meereis-Schmelzwassers als eine Mischung von 99 kg Atlantischem Wasser und 3 kg arktischem Flusswasser zu interpretieren, aus der dann 2 kg Eis gebildet wurden. Andererseits führt das Schmelzen von Meereis zu einer Beimengung von Meereisschmelzwasser zu der Mischung aus Atlantischem Wasser und arktischem Flusswasser. Der tatsächliche Süßwasseranteil ist in jedem Fall die Summe des arktischen Flusswassers und Meereisschmelzwasseranteils.

Die Wahl der Salzgehalte und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Endglieder dieser Mischungsrechnung werden in Abschnitt 4.2 beschrieben.

Kapitel 3

Das Europäische Nordmeer

Abkühlung und Eisbildung sowie ein großer Süßwassereintrag bewirken im Nordpolarmeer und im Europäischen Nordmeer Prozesse, die zu einer Transformation Atlantischen Wassers und Süßwassers zu Arktischem Wasser führen. Diese dichten Wassermassen strömen von Norden über das Grönland-Schottland-Schwellensystem in den Nordatlantik und tragen dort zur Tiefenwassererneuerung bei. Die Prozesse im Nordpolarmeer und im Europäischen Nordmeer treiben somit zum Teil die globale thermohaline Zirkulation an und beeinflussen die Ventilation der ozeanischen Tiefenwasser nachhaltig.

Der Begriff Europäisches Nordmeer ist eine Zusammenfassung für die untereinander verbundenen Becken der Norwegischen See, der Grönlandsee, der Islandsee und Barentssee sowie des Eurasischen Beckens des Nordpolarmeeres.

Nachfolgend soll zunächst eine Übersicht über die topographische Unterteilung und den hydrographischen Aufbau des Europäischen Nordmeeres gegeben werden. Im Anschluss wird die Wassermassenverteilung der Barentssee und insbesondere des Storfjordes bei Spitzbergen näher betrachtet. Abschließend wird in Abschnitt 3.3 auf verschiedene Prozesse der Tiefenwasserbildung eingegangen.

3.1 Geographie des Europäischen Nordmeeres

Das Nordpolarmeer besteht aus zwei Becken, nämlich dem Kanadischen und dem Eurasischen, und ist von flachen Schelfmeeren umgeben. Das Eurasische Becken (4200 m tief) und die Barentssee, ein von bis zu 400 m tiefen Trögen durchzogenes Schelfmeer, werden dem Europäischen Nordmeer zugerechnet (Abbildung 3.1). Nach Süden hin ist das Nordpolarmeer über die bis zu 2600 m tiefe und 600 km breite Framstrasse mit der Grönlandsee verbunden, welche in das Grönlandbecken (bis 3800 m tief) und das Boreasbecken (3200 m) untergliedert ist. Südöstlich des Mohnrückens, der eine Satteltiefe von 2600 m besitzt, schließt sich die Norwegische See an, die aus dem Lofotenbecken (3500 m) und dem Norwegischen Becken (3900 m) besteht. Das Gebiet zwischen Island, Grönland und Jan Mayen wird als Islandsee bezeichnet. Das Europäische Nordmeer wird im Süden durch das Grönland-Schottland-Schwellensystem begrenzt, welches sich als Dänemarkstrasse zwischen Grönland und Island mit einer Satteltiefe von 600 m weiter über die Faröer-Inseln nach Schottland erstreckt. Die mittlere Satteltiefe beträgt 400 – 500 m, im Faröer-Shetland Kanal 800 m. Das Eurasische Becken besitzt das größte Volumen

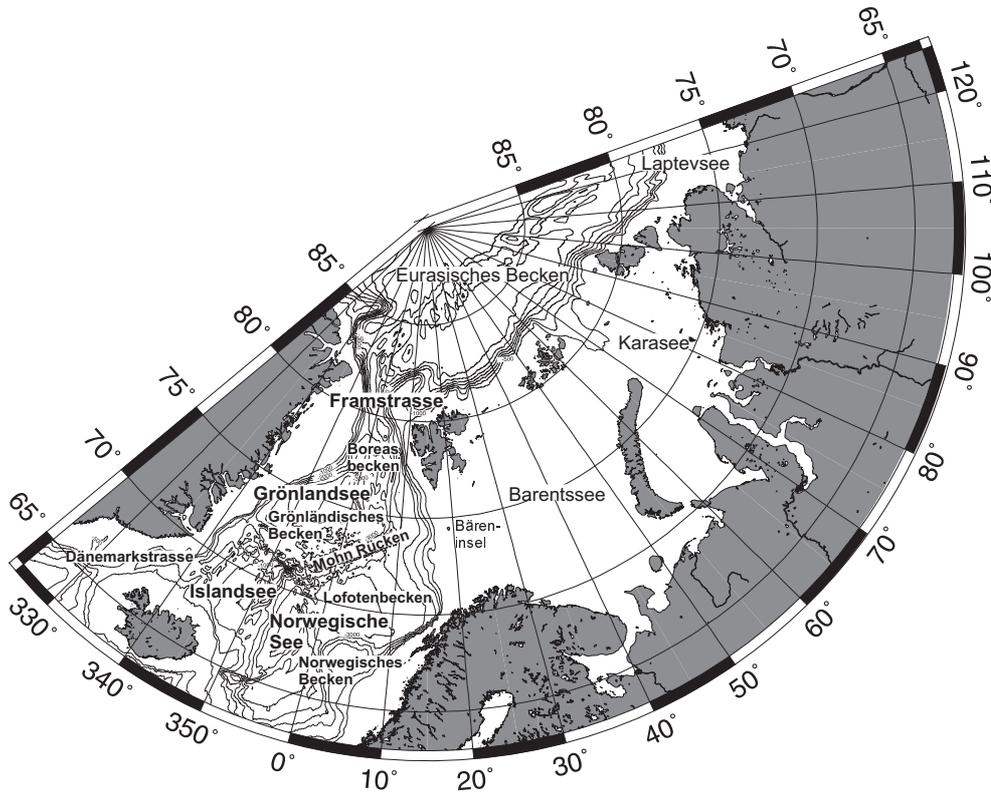


Abbildung 3.1: Übersicht über das Europäische Nordmeer und das Nordpolarmeer.

mit $5,9 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, wovon ein großer Anteil auf die Schelffläche entfällt. Demgegenüber weisen die Grönlandsee ($1,2 \cdot 10^6 \text{ km}^3$), die Norwegische See ($2,5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$) und die Islandsee ($0,4 \cdot 10^6 \text{ km}^3$) keine besonders großen Schelfflächen auf [Aagaard *et al.*, 1985].

3.2 Hydrographie des Europäischen Nordmeeres

Die thermohaline Konvektion des Europäischen Nordmeeres und des Nordpolarmeeres wird durch die Zufuhr von warmem, salzreichen Atlantischem Wasser von Süden her und durch einen hohen Süßwassereintrag in Form von Flusswasser hauptsächlich im Nordpolarmeer sowie durch das arktische Klima und die Bathymetrie bestimmt [Rudels, 1995]. Im Nordpolarmeer findet durch Abkühlung und Eisbildung insbesondere über den ausgedehnten Schelfflächen eine Bildung dichter Wassermassen statt, die zur Tiefenwassererneuerung des Europäischen Nordmeeres beitragen können. Im zentralen Teil des Nordpolarmeeres verhindern jedoch eine ausgeprägte Süßwasserschicht und eine permanente Eisschicht jegliche Tiefenwasserbildung. Folglich findet eine Trennung in eine salzarme Oberflächenzirkulation und eine Tiefenwasserzirkulation statt, welche aus abgekühltem Atlantischen Wasser und dichteren Wassermassen besteht.

Sowohl das Oberflächenwasser und Eis als auch das Tiefenwasser werden durch die Framstrasse in die Grönlandsee exportiert, die ein weiteres Gebiet darstellt, in dem eine Bildung dichter Wasser-

massen stattfindet und somit eine Tiefenwassererneuerung möglich ist. Offene Meereskonvektion homogenisiert in Teilen die im Nordpolarmeer aufgetrennten Zirkulationsebenen und führt zur Bildung von Zwischenwasser oder Tiefenwasser. Alle arktischen Wassermassen sind folglich auf eine Mischung und Transformation von Atlantischem Wasser und arktischem Flusswasser beziehungsweise meteorischem Wasser zurückzuführen.

Im weiteren Transport nach Süden stellt der Ostgrönlandstrom die Hauptströmung dar. Die Tiefen- und Oberflächenströmungen passieren südwärts das Grönland-Schottland-Schwellensystem, wobei die dichtere Tiefenströmung als Randstrom einen Beitrag zur Tiefenwasserbildung des Nordatlantiks liefert, während der Oberflächenstrom um Grönland in westlicher Richtung in die Labradorsee und die Baffin Bay als Westgrönländischer Strom fließt [Rudels, 1995].

In den folgenden Abschnitten soll die Oberflächen-, Zwischenwasser- und Tiefenwasserzirkulation insbesondere im Hinblick auf die Grönlandsee näher betrachtet und eine Übersicht über die auftretenden Wassermassen gegeben werden. Die folgende Darstellung stellt eine Zusammenfassung aus Reviews von Aagaard [1985], Meincke [1997], Rudels [1991] und Swift [1986] im Hinblick auf diese Arbeit dar.



Abbildung 3.2: Strömungen im Europäischen Nordmeer. Schraffierte Pfeile kennzeichnen Oberflächenströmungen, dünne schwarze Pfeile Tiefenwasserströmungen (nach Østerhus et al. [1996]). Zusätzlich dargestellt ist die Einteilung des Europäischen Nordmeeres in Domänen nach Swift [1986].

3.2.1 Flache Zirkulation

Eines der Hauptmerkmale der flachen Zirkulation im Europäischen Nordmeer ist der Zustrom von Atlantischem Wasser über das Grönland-Schottland Schwellensystem von Süden nach Norden. Als Fortsetzung des Nordatlantischen Stromes fließt der Norwegische Strom entlang des Norwegischen Kontinentalrandes nordwärts. In der Höhe der Bäreninsel teilt sich der Norwegische Strom in den Nordkapstrom, der östlich in die Barentssee abzweigt und den in Richtung Framstrasse fließenden Westspitzbergenstrom. In der Framstrasse teilt sich dieser Strom nochmals in eine in mehrere Zweige zerfallende Rezirkulationsströmung nach Westen hin und einen kleineren Zweig, der in das Nordpolarmeer strömt (Abbildung 3.2).

Im Nordpolarmeer bildet sich durch Eisschmelze aufgrund der mit dem Atlantischen Wasser zugeführten Wärme und durch den hohen Süßwassereintrag eine salzarme Oberflächenschicht aus. Das Atlantische Wasser schichtet sich unterhalb des Oberflächenwassers ein und trägt so zur Ausbildung einer arktischen Halokline bei [Rudels, 1995]. Der Einstrom Atlantischen Wassers in die Barentssee wird dort durch Abkühlung und Eisbildung modifiziert, und es bildet sich eine kältere und salzreichere Bodenwassermasse auf dem flachen Schelf. Zwischen Franz Josef Land und Novaya Zemlya strömt das so in seine Eigenschaften veränderte Atlantische Wasser der Barentssee in das Nordpolarmeer ein und vereinigt sich mit dem nördlich um Spitzbergen strömenden Atlantischen Wasser nördlich der Kara See, um weiter ostwärts zu fließen [Meincke *et al.*, 1997].

Das zweite die oberflächennahe Zirkulation im Europäischen Nordmeer bestimmende Merkmal ist der Transport salzarmen und kalten Wassers polaren Ursprungs von Norden nach Süden. Dieses Wasser entsteht hauptsächlich durch einen hohen Eintrag meteorischen Wassers über die in das Nordpolarmeer einmündenden Flüsse, lokal wird es durch Eisschmelze gebildet. Der Ostgrönlandstrom (Abbildung 3.2) transportiert den Hauptteil dieses Wassers von der Framstrasse entlang des östlichen grönländischen Kontinentalrandes weiter zur Dänemarkstrasse und durch diese hindurch. Nördlich der Jan Mayen Bruchzone wird mit dem Jan Mayen Strom und am Kontinentalhang nordöstlich von Island mit dem Ostislandstrom aber auch polares Wasser in die Grönlandsee und die Islandsee rezirkuliert. Auf dem Weg nach Süden wird das Polare Wasser durch Zumischung von Atlantischem Wasser wärmer und salzreicher, während das Atlantische Wasser auf dem Weg nach Norden abkühlt und durch Vermischung mit meteorischem Wasser polaren Ursprungs salzärmer wird.

Zwischen den Regionen, die durch Polares Wasser und Atlantisches Wasser beherrscht werden, befindet sich ein Gebiet, das relativ kaltes ($0 - 4^{\circ}$) und salzreiches ($34,6 - 34,9$) Oberflächenwasser aufweist, welches als Arctic Surface Water bezeichnet wird [Swift, 1986]. In diesem Bereich ist das Oberflächenwasser somit salzreicher und wärmer als das des Ostgrönlandstromes, aber salzärmer und kälter als Atlantisches Wasser, insbesondere aber dichter als diese beiden Wassermassen. Sowohl gegen den Ostgrönlandstrom als auch gegen den Norwegischen Strom und dessen Fortsetzung ist dieser Bereich durch eine hydrographische Front begrenzt. Swift [1986] nimmt daher eine Einteilung des Gebietes in eine Polar und Atlantic Domain, die von polaren bzw. atlantischen Wassermassen bestimmt wird, sowie eine Arctic Domain vor, welche das Gebiet der dichteren Wassermasse bezeichnet. Die Arctic Domain liegt zwischen Polar und Arctic Domain und grenzt sich gegen diese mit der Polarfront bzw. Atlantischen Front ab (Abbildung 3.2).

Die oberflächennahe Zirkulation in der Grönlandsee wird durch einen zyklonischen Wirbel bestimmt, der durch das vorherrschende Windfeld angetrieben wird [Aagaard, 1970].

Signifikante saisonale Variationen der Temperatur und des Salzgehaltes treten regelmäßig nur in der flachen Wassersäule bis etwa 500 m Tiefe auf [Carmack und Aagaard, 1973]. Dies lässt sich besonders deutlich in der Arctic Domain der Grönland- und Islandsee beobachten, wo an der Oberfläche im Winter höhere Salzgehalte als im Sommer zu finden sind.

3.2.2 Zwischenwasser

In der Arctic Domain wird die Wassermasse, die in der Wassersäule zwischen einer eventuell vorhandenen sommerlichen Deckschicht und dem Tiefenwasser liegt, als Arktisches Zwischenwasser (**A**rctic **I**ntermediate **W**ater, AIW) bezeichnet. Direkt oberhalb des Tiefenwassers ist das untere Zwischenwasser (lower AIW, lAIW) zu finden, welches durch ein lokales Salzgehalts- und Temperaturmaximum gekennzeichnet ist [Swift, 1986] (Abbildung 3.3). Das Temperatur- und Salzgehaltsmaximum weist auf die Entstehung des lAIW aus in der Framstrasse rezirkuliertem und durch Abkühlung im Nordpolarmeer in seiner Dichte erhöhtem und entsprechend eingeschichtetem Atlantischem Wasser hin. Oberhalb des lAIW befindet sich das obere Zwischenwasser (upper AIW, uAIW), welches durch winterliche Konvektion gebildet wird [Aagaard *et al.*, 1985] und sich durch ein Temperaturminimum auszeichnet. Eine Übersicht über alle Wassermassen wird in Tabelle 3.1 gegeben. Das Zwischenwasser stellt ein wesentliches Element in der Zirkulation des Europäischen Nordmeeres dar, da es zu großen Teilen auf einer relativ kurzen Zeitskala von wenigen Jahren erneuert wird. Dies führt zu einer Änderung der Wassermassenei-

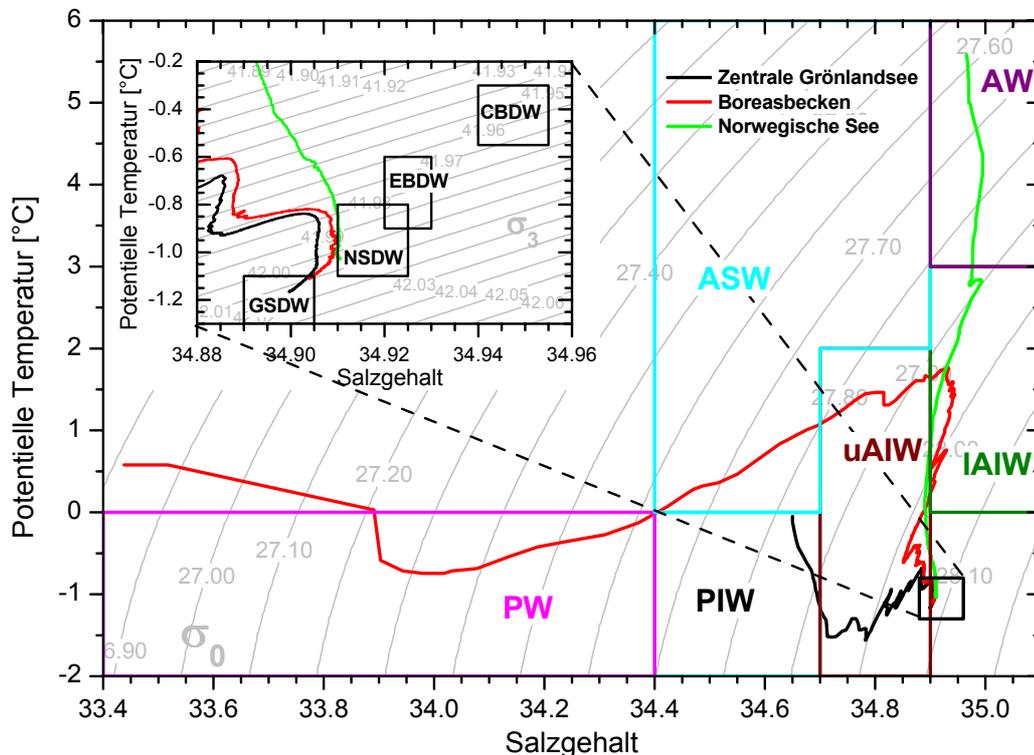


Abbildung 3.3: T-S-Diagramm der Wassermassen im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer.

enschaften in einem vergleichsweise weiten Bereich [Aagaard *et al.*, 1985]. Bönisch *et al.* [1997] geben eine Übersicht über die Entwicklung der Temperatur und des Salzgehaltes in der zentralen Grönlandsee für den Zeitraum von 1952 bis 1994. Im Tiefenbereich von 200 - 2000 m verlief die vertikal gemittelte Temperatur von 1952 bis 1981 in einem engen Bereich von $-1,2^{\circ}\text{C}$ bis $-1,05^{\circ}\text{C}$, um dann von 1981 bis 1994 auf $-0,9^{\circ}\text{C}$ anzusteigen. Der Salzgehalt unterlag von 1981 bis 1989 nur leichten Änderungen von 34,888 auf 34,891, um dann bis 1994 auf 34,883 abzufallen.

3.2.3 Tiefe Zirkulation

Im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer sind nach Aagaard *et al.* [1985] im wesentlichen vier Tiefenwassermassen zu unterscheiden. Dies sind das Tiefenwasser der Grönlandsee (**Greenland Sea Deep Water**, GSDW) welches am kältesten und salzärmsten ist, das etwas wärmere und salzreichere Tiefenwasser der Norwegischen See (**Norwegian Sea Deep Water**, NSDW), das noch wärmere und salzreichere Tiefenwasser der Eurasischen Beckens (**Eurasian Basin Deep Water**, EBDW) und schließlich das wärmste und salzreichste Tiefenwasser des Kanadischen Beckens (**Canadian Basin Deep Water**, CBDW) (Abbildung 3.3). Diese Charakteristik der Wassermassen gibt bereits einen Hinweis auf deren Entstehung und Ausbreitung. Das Tiefenwasser der Grönlandsee, welches als eines der Hauptgebiete der Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer angesehen wird, und das Tiefenwasser des Kanadischen Beckens im Nordpolarmeer stellen die Endglieder einer Mischungsgeraden im T-S-Diagramm dar, auf der sowohl das Tiefenwasser des Eurasischen Beckens als auch das der Norwegischen See zu finden sind. Somit scheinen sowohl das CBDW als auch das GSDW als Endglieder der Mischungslinie durch Tiefenwasserbildung dominiert zu sein, während das EBDW und das NSDW eine advektive Erneuerung aus dem CBDW und GSDW erfahren [Aagaard *et al.*, 1985].

Meincke *et al.* [1997] leiten aus den θ -S Relationen im CBDW und im EBDW unterschiedliche Bildungsprozesse für diese beiden Wassermassen her. Während das Tiefen- und Bodenwasser des Eurasischen Beckens eine Zunahme des Salzgehaltes bei konstanter Temperatur zum Boden hin aufweist, zeigt das CBDW einen gleichbleibenden Salzgehalt bei mit der Tiefe abnehmender Temperatur. Die Tiefenwasser beider Becken erfahren eine Erneuerung durch auf dem Schelf gebildetes Bodenwasser, das topographiegeführt in das Nordpolarmeer absinkt und dabei am Schelfhang vorliegende Wassermassen einmischt (Abschnitt 3.3.1).

Im Eurasischen Becken wird über die Barentssee abgekühltes und modifiziertes Atlantisches Wasser in das Nordpolarmeer zugeführt, wo es am Nordrand des Barents-, Kara- und Laptevshelves als kaltes Zwischenwasser im St. Anna Trog einströmt [Rudels, 1991; Schauer *et al.*, 1997]. Das EBDW ist daher hauptsächlich durch den salzangereicherten Schelfabfluss und den in diesen eingemischten St. Anna Trog Zustrom beeinflusst [Meincke *et al.*, 1997], wodurch sich die konstante Temperatur bei einer Salzgehaltzunahme zum Boden hin erklären lässt. Eine Erneuerung des EBDW findet auch aus dem GSDW [Aagaard *et al.*, 1985] und aus in der Framstrasse durch isopyknische Vermischung gebildetem Wasser mit NSDW Charakteristik statt [Rudels, 1995].

Im Kanadischen Becken hingegen mischt warmes und salzreiches Atlantisches Wasser aus dem Zweig des Westspitzbergenstroms, der über die Framstrasse als subduzierter Randstrom in das Nordpolarmeer eintritt, in die kalten und salzreichen Schelfabströme ein. Dadurch wird ein Wärme- und Salztransport in das Tiefenwasser bewirkt, was das CBDW zum wärmsten und salzreichsten der arktischen Tiefenwasser macht. Die zum Boden hin abnehmende Temperatur des CBDW lässt sich aber nur durch einen in das Tiefenwasser absinkenden Überstrom von

Wassermasse	θ [°C]	Salzgehalt	Merkmale
AW Atlantic Water	> 3	>34,9	Salzgehalts- und Temperaturmaximum [Swift, 1986]
PW Polar Water	<0	<34,4	Salzgehalts- und Temperaturminimum [Swift, 1986]
PIW Polar Intermediate Water	<0	34,4..34,7	[Aagaard <i>et al.</i> , 1985]
ASW Arctic Surface Water	>0 >2	34,4..34,7 34,7..34,9	im Sommer oberhalb des AIW [Swift, 1986]
uAIW Upper Arctic Intermediate Water	<2	34,7..34,9	lokale Bildung aus ASW [Aagaard <i>et al.</i> , 1985]
IAIW Lower Arctic Intermediate Water	0..3	34,9..35,1	lokales Salzgehalts- und Temperaturmaximum [Aagaard <i>et al.</i> , 1985; Swift, 1986]
GSDW Greenland Sea Deep Water	-1,1..-1,3	34,89..34,905	kälteste und salzärmste Tiefenwassermasse [Aagaard <i>et al.</i> , 1985; Swift, 1986]
NSDW Norwegian Sea Deep Water	-0,8..-1,1	34,91..34,925	Bildung aus EBDW und GSDW [Aagaard <i>et al.</i> , 1985]
EBDW Eurasian Basin Deep Water	-0,7..-0,96	34,921..34,927	[Smethie <i>et al.</i> , 1988]
EBBW Eurasian Basin Bottom Water	-0,95..-0,94	34,93..34,945	[Smethie <i>et al.</i> , 1988]
CBDW Canadian Basin Deep Water	-0,3..-0,55	34,94..34,955	[Aagaard <i>et al.</i> , 1985]
Arctic Water	<0	<34,5	[Loeng, 1991]
Modified Atlantic Water in the Barents Sea	>0	>34,8	[Schauer, 1995]
BSW Brine-enriched Shelf Water	<-1,5		[Schauer, 1995]

Tabelle 3.1: Wassermassen des Europäischen Nordmeeres.

kälteren und dichteren Wassermassen des Eurasischen Beckens an tieferen Stellen des Lomonosov Rückens erklären, der die Tiefenwasser des Kanadischen Beckens und des Eurasischen Beckens voneinander abtrennt [Meincke *et al.*, 1997].

Das Zwischen- und Tiefenwasser des Kanadischen Beckens strömt über den Lomonosov Rücken als Randstrom in Richtung der Framstrasse und vereinigt sich nördlich derselben mit im Eurasischen Becken rezirkulierenden Wassermassen. Im Zwischenwasser trifft in der Framstrasse der Ausstrom des Nordpolarmeeres als Ostgrönlandstrom auf rezirkuliertes Wasser des Westspitzbergenstromes, wodurch sich Temperatur und Salzgehalt des mitgeführten Atlantischen Wassers erhöhen. Die Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres lassen sich im Ostgrönlandstrom in einer Tiefe von 1200 bis 2600 m am grönländischen Kontinentalhang sowohl in der Framstrasse als auch in der Grönlandsee finden. In der zentralen Grönlandsee lässt sich nach Meincke *et al.* [1997] der Einfluss von CBDW anhand eines Temperaturmaximums unterhalb des Zwischenwassers erkennen, der Einfluss von EBDW anhand eines tiefen Salzgehaltsmaximums. In der Jan Mayen Bruchzone teilt sich der Strom der Tiefenwassermassen, ein Teil strömt mit dem Ostgrönlandstrom südwärts, der Rest fließt ostwärts durch Lücken in der Bruchzone. Durch Mischung der Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres (CBDW, EBDW) mit GSDW gebildetes NSDW gelangt so in das Norwegische Becken und die Islandsee [Aagaard *et al.*, 1985; Swift, 1986]. In neuerer Zeit gibt es aber Hinweise darauf, dass sich die Flussrichtung durch die Bruchzone aufgrund einer abgeschwächte Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee umgekehrt hat und nun NSDW in das Grönlandbecken einfließt [Østerhus *et al.*, 1996].

In der Norwegischen See wird das NSDW durch einen zyklonischen Wirbel wieder nach Norden transportiert und erreicht über die Framstrasse das Nordpolarmeer.

3.3 Prozesse der Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer

Im Europäischen Nordmeer treten verschiedene Prozesse der Tiefenwasserbildung auf, unter denen die Konvektion eine der am frühesten und weitesten diskutierten ist. Insbesondere in der Grönlandsee kann es in der Arctic Domain, die eine geringe Stabilität der Wassersäule aufweist, zu Konvektionstätigkeiten kommen. Demgegenüber ist sowohl in der Atlantic Domain durch die hohen Temperaturen der atlantischen Deckschicht und in der Polar Domain durch die niederen Salzgehalte des Oberflächenwassers eine hohe Schichtungsstabilität gegeben und daher eine Konvektion ausgeschlossen. Ein weiterer konvektiver Prozess, der zur Tiefenwasserbildung beiträgt, ist das Absinken dichter Bodenwassermassen vom Schelf. Dieser Schelfkonvektion kommt insbesondere auf den breiten Schelfen des Nordpolarmeeres eine größere Bedeutung zu, tritt aber auch am Barentsschelf im Europäischen Nordmeer auf.

Neben der Konvektion werden in neuerer Zeit aber auch andere konkurrierende Prozesse der Tiefenwasserbildung diskutiert. Im folgenden Abschnitt sollen zunächst die Konvektion im offenen Ozean und die Schelfkonvektion in Anlehnung an eine Übersichtsdarstellung nach Killworth [1983] beschrieben und anschließend alternative Tiefenwasserbildungsprozesse besprochen werden.

3.3.1 Schelfabflüsse

In flachen Schelfen oder in Fjorden kann es aufgrund der winterlichen Abkühlung und Eisbildung zur Entstehung dichter Bodenwassermassen kommen. Meereis besitzt einen geringeren Salzgehalt

als das Wasser, aus dem es gebildet wurde. Daher führt die Eisbildung zu einem Salzausstoss und damit einer Salzanreicherung des darunterliegenden Wassers. Polynien sind dabei von großer Bedeutung [Martin und Cavalieri, 1989; Smith *et al.*, 1990]. Als Polynya wird eine eisfreie Fläche im Packeis bezeichnet, die durch Divergenzen im Packeis oder durch lokale Eisschmelze aufgrund von Zufuhr wärmeren Wassers entsteht. Insbesondere auf der Leeseite von Landmassen kann sich in Polynien so ständig neues Eis bilden und durch ablandige Winde verdriftet werden. Durch die fortgesetzte Eisbildung kann sich der Salzgehalt der darunterliegenden Wassersäule so fortlaufend erhöhen. Unter der eisfreien Fläche des Polynya kann sich daher eine Konvektionszelle ausbilden, deren Dichte sich immer weiter erhöht [Fohrmann, 1996]. Schließt sich der Polynya, so kollabiert die Konvektionszelle, es kommt zur Bildung einer dichten Bodenwassermasse. Dieses Wasser verlässt den Schelf in Form dichtegetriebener Hangströmungen, sogenannter Plumes, topographiegeführt bis zur Schelfkante. Am Kontinentalhang nimmt die Geschwindigkeit des Plumes zu, gleichzeitig bewirkt die Bodenreibung und Scherung an der Grenzschicht zu den umgebenden Wassermassen eine erhöhte Vermischung des Plumes mit diesen. Die Coriolisbeschleunigung zwingt den Plume in eine geostrophisch balancierte Strömung parallel zum Hang, aufgrund der Bodenreibung sinkt der Plume aber langsam in den tiefen Ozean ab.

Trifft ein solcher Plume auf nicht konsolidierte Oberflächensedimente und ist seine Geschwindigkeit groß genug, um diese zu erodieren, so kann der Plume zu einem Trübungsstrom werden und besitzt dann durch das suspendierte partikuläre Material eine höhere Dichte als die pure Flüssigkeit [Prandtl *et al.*, 1990], in [Fohrmann, 1996]). Die Dichte der Flüssigkeit zwischen den Partikeln eines Trübungsstromes kann geringer sein als die der umgebenden Wassermassen, im Gegensatz zu einem reinen T-S-Plume, dessen Dichte nur von Temperatur und Salzgehalt abhängen.

Unter dem Einfluss von Sediment verändert der Plume sein Verhalten grundlegend. Trübungsströme bewegen sich durch den höheren Dichtekontrast gegenüber den umliegenden Wassermassen schneller hangabwärts, wobei sie durch die zunehmende Reibungskraft ageostrophisch werden und nahezu senkrecht zu den Tiefenlinien in die Tiefe strömen [Fohrmann, 1996]. Ein Trübungsstrom kann bis zum Boden der tiefen Becken vordringen und sich dort als Bodenschicht ausbreiten. Durch Deponierung der mitgeführten Sedimentpartikel kann sich die Dichte erniedrigen, als Resultat ist dann eine vom Meeresboden aufwärts gerichtete Konvektion zu erwarten. Auf dem Weg in die Tiefe – gleich ob als Trübestrom oder T-S-Plume – mischt der Plume mit den umgebenden Wassermassen. Wird dabei eine Schicht Atlantischen Wassers durchquert, so wird der Plume wärmer und bleibt salzreich. Schelfkonvektion bewirkt daher im Nordpolarmeer im Gegensatz zu der Konvektion im offenen Ozean, wie sie in der Grönlandsee stattfindet, einen Transport von Salz und Wärme in das Tiefenwasser [Rudels, 1991].

3.3.2 Konvektion

Konvektion im offenen Ozean wurde in verschiedenen Meeresgebieten beobachtet, so im Mittelmeer und der Labradorsee [Marshall und Schott, 1999], der Wedellsee [Gordon, 1978] und in der Grönlandsee [Morawitz *et al.*, 1996; Rhein, 1991; Rudels *et al.*, 1989; Schott *et al.*, 1993]. Killworth [1983] gibt eine Übersicht über die Voraussetzungen, die für das Auftreten von Konvektion im offenen Ozean notwendig sind. Im folgenden sollen diese und die verschiedenen Phasen eines Konvektionsereignisses beschrieben werden.

Zyklonische Zirkulation Eine zyklonische Zirkulation bewirkt eine Aufwölbung der Isopyknen im Zentrum des Wirbels und reduziert daher die vertikale Stabilität der Wassersäule in dem Wirbel.

Preconditioning Als Preconditioning werden solche Prozesse bezeichnet, die eine Region sehr geringer Stabilität in dem zyklonischen Wirbel verursachen. In dieser Region kann es bei ausreichend starken Oberflächeneinflüssen wie Wind, Abkühlung oder Eisbildung bevorzugt zur Konvektion kommen. Killworth [1983] gibt an, dass diese durch Preconditioning erzeugten Regionen in der Grönlandsee eine Ausdehnung von 10 bis 20 km besitzen. Schott *et al.* [1993] geben für die von ihnen beobachtete Konvektion eine Ausdehnung des Preconditioning Gebietes von >50km an.

Verschiedene Prozesse kommen in Betracht, die in der Grönlandsee ein Preconditioning bewirken können:

- In der Grönlandsee formt sich meist zu Winteranfang eine Eiszunge, die sich aus dem Ostgrönlandstrom ins Innere der Grönlandsee erstreckt und bis 5°E reichen kann. Während des Winters kann diese "Is Odden" genannte Eiszunge um mehrere hundert Kilometer vorstoßen oder zurückgehen [Shuchman *et al.*, 1998]. Zwischen Ostgrönlandstrom und "Is Odden" öffnet sich dann eine eisfreie Zone, die "Nordbukta". Visbeck *et al.* [1995] erklären die Existenz des "Is Odden" und speziell der "Nordbukta" durch den windgetriebenen Export von lokal in der südlichen zentralen Grönlandsee gebildetem Eis in Richtung Südwesten. Der Salzausstoss bei dieser fortgesetzten Eisbildung begünstigt die konvektive Vertiefung der Deckschicht und die Zumischung von salzreichem und wärmeren Wasser aus tieferen Schichten. Wird auf diese Weise die Oberflächentemperatur hoch genug, um weitere Eisbildung zu verhindern, so entsteht eine eisfreie Zone, die "Nordbukta", in welcher durch das Preconditioning thermische Konvektion stattfinden kann.
- Upwelling an der Packeiskante kann nach Häkkinen [1987] ebenso zu tieferreichender Konvektion führen. Die über dem offenen und dem eisbedeckten Ozean unterschiedlichen Windschubkoeffizienten bewirken einen unter der Eisbedeckung stärkeren Ekmantransport als im offenen Wasser, falls der Wind parallel zur Eiskante mit dem Eis rechts der Windrichtung strömt. Dies ist in der zentralen Grönlandsee der Fall; die Eiskante verläuft in NE-SW-Richtung und es herrschen dort Nord- bis Nordostwinde vor. Durch Upwelling kann Wasser aus der Thermokline (lower AIW) an die Oberfläche gebracht werden. Abkühlung durch die kalten Nordwinde bewirkt dann eine Dichtezunahme und kann zur thermischen Konvektion führen; die durchmischte Oberflächenschicht vertieft sich und besitzt nun einen höheren Salzgehalt.

Upwelling an der Eiskante stellt demnach einen Preconditioning-Mechanismus dar [Häkkinen, 1987].

Oberflächeneinflüsse Allen Gebieten, in denen Konvektion auftritt, ist gemeinsam, dass eine ausreichende Oberflächeneinwirkung stattfinden muss, um die Konvektion zu bewirken. Dies ist im Mittelmeer und der Labradorsee der Verlust von fühlbarer und latenter Wärme aufgrund von starken kalten Winden. In der Grönlandsee spielen Abkühlung und der Salzausstoss bei

der Eisbildung die größere Rolle. Rudels [1990; 1995] schlägt einen mehrstufigen Prozess von wiederholter Eisbildung und Vertiefung der durchmischten Deckschicht vor :

Abkühlung alleine reicht nicht aus, um die für die tiefreichende Konvektion benötigten hohen Dichten zu erzeugen. Ein Konvektionszyklus muss daher mit einer anfänglichen Eisbedeckung initialisiert werden. Der Salzausstoss bei der Eisbildung bewirkt eine Destabilisierung der Deckschicht, sie vertieft sich und unterhalb liegendes wärmeres und salzreiches Wasser wird eingemischt. Die Dichte der durchmischten Deckschicht nimmt durch die Abkühlung des eingemischten Wassers und den Salzausstoss weiter zu, die Stabilität an ihrer unteren Grenzschicht nimmt ab, bis Konvektion auftritt. Dadurch wird wiederum wärmeres und salzreiches Wasser zugemischt, was die Temperatur der so neu ausgebildeten durchmischten Schicht über dem Gefrierpunkt erhöht und damit eine Eisschmelze bewirkt, welche wiederum zu einer Abkühlung und der Ausbildung einer salzarmen, kalten Oberflächenschicht führt. An diesem Punkt kann der Konvektionszyklus von vorne beginnen und so eine stufenweise Vertiefung der durchmischten Schicht erzeugen.

Essentiell ist, dass dieser Prozess in einer salzarmen Oberflächenschicht stattfindet. Der Dichtesprung darf aber nicht zu groß sein, da das gebildete Eis den Wärmeverlust und damit die Dichtezunahme vermindert, so dass die nötige Dichte, um in die darunterliegenden Schichten vorzudringen, nicht erreicht wird. Eine solche Situation liegt im Nordpolarmeer vor.

Die tieferliegende Schicht muss warm genug sein, um bei der Einmischung in die Deckschicht eine Eisschmelze zu ermöglichen, aber nicht so warm, dass die Eisbildung in einem zweiten Konvektionszyklus verhindert wird.

Die Anzahl der Konvektionsereignisse wird somit durch den Süßwasseranteil der durchmischten Deckschicht und die Temperatur des darunterliegenden Wassers bestimmt. Besitzt die durchmischte Schicht einen geringen Salzgehalt und ist von relativ kaltem Wasser unterschichtet, so dauert die haline Konvektion länger an und es können mehrere Zyklen stattfinden. Ein größerer Salzgehalt der Deckschicht und warmes Atlantisches Wasser darunter bewirkt eine vollständige Eisschmelze bereits nach einem Zyklus. Die Temperatur der durchmischten Schicht ist dann über dem Gefrierpunkt und die Stabilität der Grenzschicht so gering, dass nur thermische Konvektion auftritt, die eine geringere Dichtezunahme als die haline Konvektion erzeugt. In diesem Fall wird die Dichte der Oberflächenschicht nicht hoch genug, um tiefreichende Konvektion zu bewirken. Eine solche Situation trat in den letzten Jahren vermehrt auf und hat seine Ursache in größeren Beiträgen von Atlantischem Wasser und geringeren Beiträgen Polaren Wassers durch den Ostgrönlandstrom [Rudels, 1995]. Das Konvektionsregime in der Grönlandsee ähnelt dann der winterlichen Vertiefung der durchmischten Schicht in der Norwegischen See und führt nur zu geringen Konvektionstiefen von wenigen hundert Metern.

Ein Hauptmerkmal der halinen Konvektion im offenen Ozean ist, dass dieser Prozess, obwohl er durch Eisbildung und den damit einhergehenden Salzausstoss angetrieben wird, einen Transport von Wärme und Salz **nach oben** erzeugt und daher eine Abkühlung und Salzgehaltsverminderung des Tiefenwassers bewirkt. Dies steht im Gegensatz zur Schelfkonvektion, die einen Transport von Wärme und Salz **nach unten** in das Tiefenwasser erzeugt.

Tiefreichende Konvektion Aufgrund der Druckabhängigkeit des thermischen Expansionskoeffizienten kann es zu einer Begünstigung von Konvektion kommen, wenn verschiedene Wassermassen beteiligt sind [Akitomo, 1999a; Killworth, 1983]. Ist die potentielle Dichte der durchmischten Deckschicht bezogen auf den Tiefenhorizont der Tiefenwassermasse größer als deren

potentielle Dichte, die potentielle Dichte bezogen auf die Oberfläche aber geringer als die der Schicht direkt unterhalb, so ist die Deckschicht zwar stabil gegenüber der darunterliegenden Barrierschicht. Jedoch wäre sie aufgrund der mit der Tiefe zunehmenden Kompressibilität instabil gegenüber dem Tiefenwasser, falls die Barrierschicht entfernt würde. Diese Situation wird als thermobare Instabilität bezeichnet.

Findet also durch Preconditioning und Oberflächeneinflüsse eine Vertiefung der durchmischten Deckschicht statt, bis die Tiefenwassermasse erreicht wird, so kann der thermobare Effekt eine weitere Destabilisierung und damit eine starke Zunahme der Konvektionstiefe bewirken.

Ob eine durch thermobare Instabilität verstärkte Konvektion in der Grönlandsee auftreten kann, wird kontrovers diskutiert. Denbo und Skyllingstad [1996] präsentieren Modellergebnisse, die dies bestätigen, während numerische Simulationen von Akitomo [1999b] diese Art der Konvektion in der Grönlandsee ausschließen.

Schott *et al.* [1993] haben die in einer Konvektionszelle auftretenden Vertikalgeschwindigkeiten direkt gemessen und in der Grönlandsee zu 2 - 5 cm /s bestimmt. Die horizontale Ausdehnung einer Konvektionszelle ist <1 km [Rudels, 1995; Schott *et al.*, 1993]. Eine ähnliche Größe von Konvektionszellen wurde durch Satellitenbeobachtungen in der Grönlandsee erhalten [Carsey und Garwood, 1993]. Lherminier und Gascard [1998] fanden 1993 und 1994 aufwärtsgerichtete Geschwindigkeiten von bis zu 4 cm/s in der zentralen Grönlandsee und führen diese auf Ausgleichströmungen um Konvektionszellen zurück, in denen sie abwärtsgerichtete Vertikalgeschwindigkeiten ähnlicher Größe annehmen.

Die aktive Lebensdauer solcher Konvektionszellen wird zu wenigen Tagen abgeschätzt [ESOP-2, 1997a; GSP-Group, 1990; Rudels *et al.*, 1989].

Ausbreitungsphase Der Abschluss des Konvektionsprozesses ist die Ausbreitungsphase der durch die Konvektion gebildeten vertikal homogenisierten Wassersäule, des sogenannten "chimney". Im Mittelmeer und der Labradorsee stellt sich die normale Wasserschichtung nach wenigen Tagen bis Wochen wieder ein [Killworth, 1983]. Jedoch wurden in der Wedellsee über mehrere Monate bis in den Sommer vorhaltende überbleibende Strukturen einer Konvektionszelle gefunden [Gordon, 1978]. Mehrfache aufeinanderfolgende Beobachtungen von Überresten einer Konvektionszelle in der zentralen Grönlandsee in den Jahren 1996 und 1997 ([ESOP-2, 1997], diese Arbeit (Abschnitt 5.4) implizieren dort eine lange Lebensdauer solcher Konvektionsstrukturen.

3.3.3 Alternative Tiefenwasserbildungsprozesse

Tiefreichende Konvektion bis zum Boden der Grönlandsee wurde nie beobachtet. Jedoch deutet eine Periode der Abkühlung und Salzgehaltserhöhung des Tiefenwassers der Grönlandsee in den Jahren 1970 bis 1980 auf eine hohe Erneuerungsrate des Tiefenwassers durch Oberflächenwasser hin [Bönisch *et al.*, 1997], welche durch Konvektion stattgefunden haben kann. Um 1980 beginnt aber eine Phase der Erwärmung und Salzgehaltserhöhung im Tiefenwasser der Grönlandsee, die nur durch eine verringerte Tiefenwasserbildungsrate erklärt werden kann [Bönisch *et al.*, 1997]. Unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen scheint demnach tiefreichende Konvektion ein eher seltenes Ereignis zu sein [Budéus *et al.*, 1998]. Die maximal erreichte Konvektionstiefe in den letzten Jahren wurde im Winter 1988/89 beobachtet und überschritt 2000 m Tiefe nicht [GSP-Group, 1990; Pawlowicz *et al.*, 1995]

Trotz des Ausbleibens der Konvektion steigen neben der Temperatur und dem Salzgehalt die Konzentrationen der transienten Tracer im Bodenwasser der Grönlandsee seit 1980 stetig an [Bönisch *et al.*, 1997]. Eine erhöhte Zumischung der gegenüber dem GSDW wärmeren und salzreicheren Tiefenwasser des Nordpolarmeeres (EBDW, CBDW) könnte zwar den Temperatur- und Salzgehaltsanstieg erklären, aufgrund ihrer niedrigeren Tracerkonzentrationen aber nicht die Zunahme der transienten Tracer im Tiefen- und Bodenwasser der Grönlandsee.

Verschiedene Mechanismen der Tiefenwasserbildung kommen in Betracht, um diese Beobachtung zu erklären. [Meincke *et al.*, 1997] unterteilen das Tiefenwasser der Grönlandsee in GSDW, welches nach Ausbleiben der Konvektion vorrangig advektiv durch die Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres erneuert wird, und das darunterliegende Bodenwasser GSBW, welches diffusiv aus dem GSDW erneuert wird. Aus der Entwicklung des Salzgehaltes errechnen sie einen vertikalen turbulenten Diffusionskoeffizienten im Bodenwasser von $K_v = 3,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Dieses Konzept kann aber die Tracerzunahme im GSDW und GSBW nur erklären, wenn eine Vermischung von EBDW und CBDW mit Arktischem Wasser höherer Tracergehalte auf dem Weg ins Zentrum des Grönlandwirbels angenommen wird.

Bönisch *et al.* [1997] schlagen eine Erneuerung des Tiefenwassers der Grönlandsee nach Ausbleiben der Konvektion ab 1980 durch Mischung mit dem Arktischen Zwischenwasser, dem EBDW und dem NSDW vor, da die höheren Tracerkonzentrationen des Tiefenwassers der Grönlandsee gegenüber denen des Nordpolarmeeres nur durch einen Transport der transienten Tracer von der oberen in die untere Wassersäule innerhalb des Grönlandwirbels erklärt werden können. Eine erhöhte vertikale turbulente Diffusion insbesondere in der Bodengrenzschicht könnte einen Transport von transienten Tracern aus dem Zwischenwasser in das Bodenwasser bewirken und so die steigenden Tracerkonzentrationen erklären [Visbeck und Rhein, 2000].

Ebenso zeigte ein Tracerausbreitungsexperiment, bei dem SF_6 in der zentralen Grönlandsee im oberen Zwischenwasser freigesetzt wurde, dass auch die Erneuerung des Zwischenwassers durch kleinskalige turbulente vertikale Diffusion beherrscht wird, während die konvektive Erneuerung im betrachteten Zeitraum von 1996 bis 1998 eine untergeordnete Rolle spielt [Watson *et al.*, 1999].

Budéus *et al.* [1998] führen dagegen die steigenden Temperaturen auf eine großskalige Abwärtszirkulation von 150 m/Jahr im Zentrum des Grönlandwirbels zumindest in den Jahren 1993 bis 1996 zurück. Damit verbunden ist ihrer Ansicht nach ein Ausstrom des Bodenwassers und ein Einstrom in den ersten wenigen hundert Metern der Wassersäule. Die resultierende Austauschzeit des Tiefenwassers würde diesem Konzept folgend 20 bis 30 Jahre betragen. Da das Tiefenwasser durch absinkendes Zwischenwasser ersetzt würde, könnten durch dieses Szenario auch die ansteigenden Tracerkonzentrationen im Bodenwasser der Grönlandsee erklärt werden.

3.4 Hydrographie der Barentssee

Die Barentssee hat Verbindung zu der Norwegischen See im Westen und der Kara See im Osten. Darin unterscheidet sich die Barentssee von den restlichen Schelfen des Nordpolarmeeres, da sowohl Atlantisches Wasser durch den Norwegischen Atlantischen Strom von der Norwegischen See nordostwärts als auch Wasser arktischen Ursprungs südwärts durch den Persey-Strom und Ostspitzbergenstrom in die Barentssee transportiert wird [Harris *et al.*, 1998]. Dadurch bildet sich eine polare Front aus, die "Barentssee Polar Front", die das warme und salzreiche Atlantische

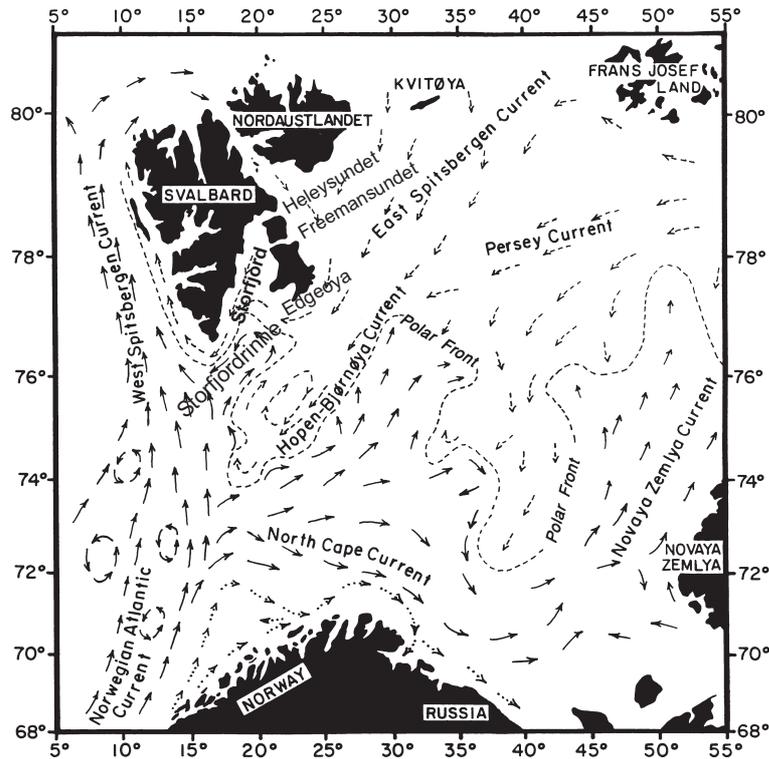


Abbildung 3.4: Oberflächenströmungen in der Barentssee (nach Pfirman [1994]).

Wasser von dem kälteren und salzärmeren Arktischen Wasser im Norden trennt. Aufgrund des atlantischen Zustroms und einem geringeren Zustrom arktischen Flusswassers ist die Barentssee salzreicher als andere Schelfmeere. Dies begünstigt im Zusammenhang mit der winterlichen Abkühlung und dem Salzausstoss bei der Meereisbildung die Bildung von kaltem und salzreichem Bodenwasser, welches bei einem Abfluss am Schelfrand aufgrund seiner hohen Dichte zur Tiefenwasserbildung im Nordpolarmeer [Martin und Cavalieri, 1989; Midttun, 1985] und der Norwegischen See beitragen kann [Quadfasel *et al.*, 1988]. Folgende Wassermassen lassen sich demnach in der Barentssee charakterisieren [Pfirman *et al.*, 1994]:

- **Atlantisches Wasser** Der Norwegische Atlantische Strom, der warmes und salzreiches Atlantisches Wasser nordwärts entlang des Kontinentalrandes von Norwegen transportiert, teilt sich in der Höhe der Bäreninsel in den ostwärts in die Barentssee fließenden Nordkapstrom und den Westspitzbergenstrom, der weiter am Kontinentalrand nordwärts fließt (Abbildung 3.4) Der Nordkapstrom liefert den Hauptanteil des Atlantischen Wassers in der Barentssee. Er spaltet sich entsprechend der topographischen Struktur des Schelfs auf und ist wesentlich für die Ausbildung der polaren Front verantwortlich. Südlich der polaren Front besteht die ganze Wassersäule aus Atlantischem Wasser, nördlich und östlich davon ist Atlantisches Wasser durch Arktisches Wasser überschichtet und ist in Abwesenheit von **Brine-enriched Shelf Water** (BSW, siehe unten) die Bodenwassermasse.

Ein Zweig des Westspitzbergenstroms fließt nördlich von Spitzbergen entlang des Schelfes

ostwärts, wo das Atlantische Wasser sich unterhalb des Arktischen Wassers einschichtet und so zur Ausbildung einer Halokline beiträgt [Steele *et al.*, 1995]. Dieser Strom transportiert Atlantisches Wasser als Bodenwassermasse zwischen Nordaustlandet und Franz Josef Land von Norden her in die Barentssee.

- **Arktisches Wasser** wird durch bis in Tiefen von 150 - 200 m reichende Konvektion bei der Meereisbildung im Herbst und Winter gebildet. Es entsteht zum Teil lokal, wird aber auch aus der Kara See und dem Nordpolarmeer advektiert und transportiert damit arktisches Flusswasser in die Barentssee. Dort wird es vor allem durch den Persey Strom, den Ostspitzbergenstrom und den Hopen-Bjørnøya Strom verfrachtet (Abbildung 3.4). Arktisches Wasser wird in der Regel zwischen 20 - 150 m Tiefe gefunden und besitzt ein Temperaturminimum bei 50 - 75 m Tiefe. Der Salzgehalt steigt von 34 im Nordwesten auf 34,7 im Südosten. In der Nähe der polaren Front ist die Temperatur durch den Einfluss Atlantischen Wassers höher.
- **Oberflächenwasser** Das Oberflächenwasser entsteht aus im Sommer durch solare Einstrahlung erwärmtes und durch Eisschmelze im Salzgehalt verringertem Arktischen Wasser. Die Wassertemperatur nimmt ebenso wie der Salzgehalt nach Norden hin ab, was auf die nordwärts fortschreitende Eisschmelze und verringerte Dauer der solaren Einstrahlung zurückzuführen ist. Im südlichen Storfjord herrscht durch einen östlichen Ableger des Westspitzbergenstroms, der die polare Front in diesem Bereich nach Norden verschiebt, ein verstärkter Einfluss von Atlantischem Wasser vor.
- **Kaltes Bodenwasser** Kaltes und salzreiches Bodenwasser (**Brine-enriched Shelf Water**, BSW) bildet sich in verschiedenen Regionen der Barentssee, in denen Polynien auftreten [Martin und Cavalieri, 1989]. Die Salzgehalte der so gebildeten Bodenwassermasse können denjenigen des Atlantischen Wassers übersteigen. Das Bodenwasser der Barentssee weist daher eine hohe Variabilität des Salzgehaltes und der Temperatur auf. In topographischen Senken auf dem Barentsschelf findet man BSW oder modifiziertes Atlantisches Wasser, während in flachen Gebieten (Storbänken, Spitzbergenbanken) Arktisches Wasser bodennah vorliegt [Pfirman *et al.*, 1994]. Eine Bildung von BSW tritt insbesondere über der Novaya Zemlya Bank [Midttun, 1985] und im Storfjord bei Spitzbergen auf [Piechura, 1996; Quadfasel *et al.*, 1988; Schauer, 1995; Schauer und Fahrbach, 1999]. In beiden Regionen ist das gebildete BSW kälter und salzreicher als das Tiefenwasser des Eurasischen Beckens im Nordpolarmeer [Pfirman *et al.*, 1994]. Das BSW der Novaya Zemlya Bank kann zur Tiefenwasserbildung im Nordpolarmeer beitragen [Martin und Cavalieri, 1989], das BSW des Storfjordes fließt in die Norwegische See und nimmt damit an der Tiefenwasserzirkulation des Europäischen Nordmeeres teil [Quadfasel *et al.*, 1988].

In der Barentssee nördlich der polaren Front wird im Sommer also folgendes Schichtungsschema beobachtet: Relativ warmes und salzarmes Oberflächenwasser liegt über Arktischem Wasser, welches die Temperatur und den Salzgehalt des im Winter durch Konvektion gebildeten Wassers besitzt [Midttun, 1985]. Darunter befindet sich eine Schicht Atlantischen Wassers.

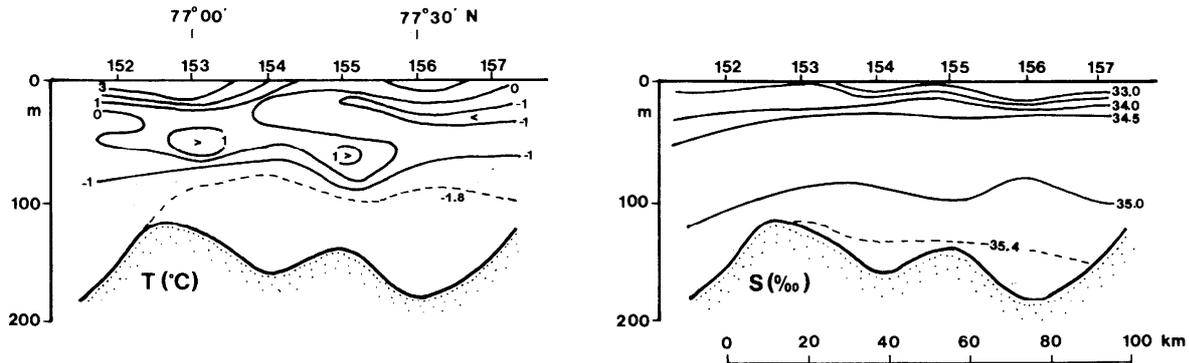


Abbildung 3.5: Temperatur- und Salzgehaltsverteilung entlang eines Längsschnittes des Storfjords (nach Anderson [1988]).

3.5 Zirkulation im Storfjord

Der Storfjord stellt eines der Gebiete in der Barentssee dar, in denen im Winter salzangereichertes Wasser produziert wird [Anderson *et al.*, 1988; Midttun, 1985; Piechura, 1996; Quadfasel *et al.*, 1988; Schauer, 1995; Schauer und Fahrbach, 1999]. Dieses kalte Bodenwasser (BSW) überströmt bei genügend hoher Produktionsrate die Schwelle des Storfjordes und sinkt topografiegeführt aufgrund seiner hohen Dichte in das Tiefenwasser der Norwegischen See ab. Dabei verändert es seine Wassermasseneigenschaften durch Einmischung von Atlantischem Wasser (AW), Arktischem Wasser des Ostspitzbergenstroms (**E**ast **S**pitsbergen **C**urrent **W**ater, ESW) und Tiefenwasser der Norwegischen See (NSDW) [Quadfasel *et al.*, 1988].

Der Storfjord befindet sich zwischen Spitzbergen und der Edgeøya/Barentsøya (Abbildung 3.4). Er hat über den nur 20 m tiefen, Heleysundet zwischen Spitzbergen und Barentsøya und den ebenso flachen Freemansundet zwischen der Barents- und Edgeøya Verbindung zum Ostspitzbergenstrom in der nördlichen Barentssee. Der nördliche Teil des Storfjordes ist flacher als 80 m mit der Ausnahme zweier 120 m tiefer Senken, in denen sich dichtes Wasser sammeln kann [Haarpaintner, 1999]. Die maximale Tiefe des Storfjordes wird in einer Senke in dem Zentrum des Fjordes erreicht. Diese Senke ist durch eine etwa 120 m tiefe Schwelle bei 77°N von der Storfjordrinne abgetrennt. Im Osten wird diese Öffnung des Fjordes von der etwa 20 m tiefen Storfjordbanken begrenzt, im Osten von Spitzbergen und einem 40 m tiefen Rücken. Die Fortsetzung dieser Verbindung des Storfjordes zur Tiefsee bildet die Storfjordrinne.

Im Sommer zeigt sich im inneren Storfjord folgende Wassermassenverteilung [Anderson *et al.*, 1988], (Abbildung 3.5):

Warmes und salzarmes Oberflächenwasser bildet die oberste Schicht.

Darunter liegt eine Schicht Atlantischen [Anderson *et al.*, 1988] oder Arktischen Wassers [Schauer, 1995].

Die Bodenwasserschicht zeigt die Merkmale einer arktischen Halokline: Sie besitzt Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt und weist hohe Salzgehalte auf, die höher als in allen umliegenden Wassermassen sein können. Der hohe Salzgehalt kommt durch absinkende Salzlauge bei der Eisbildung und Eisalterung zustande (Abschnitt 3.3.1). Schauer [1995] und Anderson *et al.* [1988]

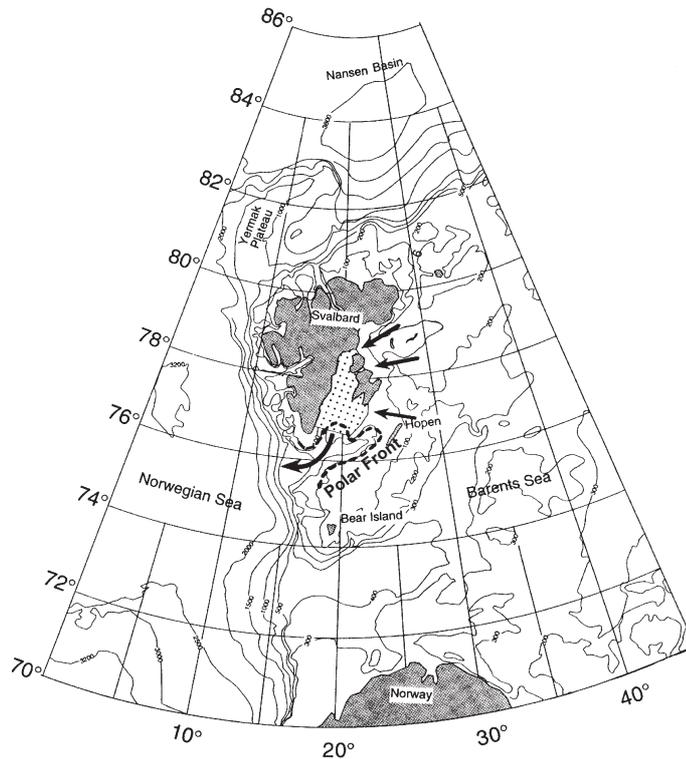


Abbildung 3.6: Zirkulation im Storfjord (nach Schauer [1995]).

schließen aus einer starken Salzgehalts-Stratifizierung innerhalb des BSW auf eine Bildung des Bodenwassers durch laterale Intrusionen von in Polynien durch Konvektion gebildetem Wasser. Der Salzgehalt dieses Wassers ist von Jahr zu Jahr variabel. 1986 trat ein maximaler Salzgehalt von $>35,4$ auf [Quadfasel *et al.*, 1988], 1991 waren es 35,02, 1992 35,13 [Schauer, 1995], 1994 34,85 [Schauer und Fahrbach, 1999], 1995 $>34,85$ [Piechura, 1996] und 1998 schließlich 35,05 [Haarpaintner, 1999]. Dieses im Sommer vorliegende Bodenwasser muss als Überrest von BSW aus dem vorigen Winter betrachtet werden, der durch die Schwelle des Storfjordes zurückgehalten wird. Der Bodenwasserkörper wird im Verlauf des Sommers sukzessiv durch salzärmeres Arktisches Wasser aus dem Osten ersetzt und tritt intermittierend aus, bis der gesamte innere Storfjord mit Arktischem Wasser gefüllt ist. Beim Wiedereinsetzen der Eisbildung im November oder Dezember wird neues BSW im Fjord gebildet und drängt das Arktische Wasser nach Süden über die Schwelle aus dem Fjord [Schauer, 1995] (Abbildung 3.6). Eine fortgesetzte Eisproduktion führt zur weiteren Bildung von BSW und dessen Ausstrom aus dem Storfjord. Die Dauer des BSW-Ausstromes scheint nicht maßgeblich von der Eisbildungsrate bestimmt zu werden. Die Ausstromdauer betrug im Winter 1991/1992 und 1993/1994 bei stark unterschiedlicher Eisproduktion im Storfjord und BSW-Ausstrom 5 bzw. 5,5 Monate und zeigte somit trotz unterschiedlicher Ausstromcharakteristika keine signifikante Abweichung voneinander [Schauer und Fahrbach, 1999].

Das ausströmende BSW trifft in der Storfjordrinne auf einen zyklonischen Wirbel Atlantischen Wassers, einen Ableger des Ostspitzbergenstroms, der hier die Polarfront ostwärts schiebt

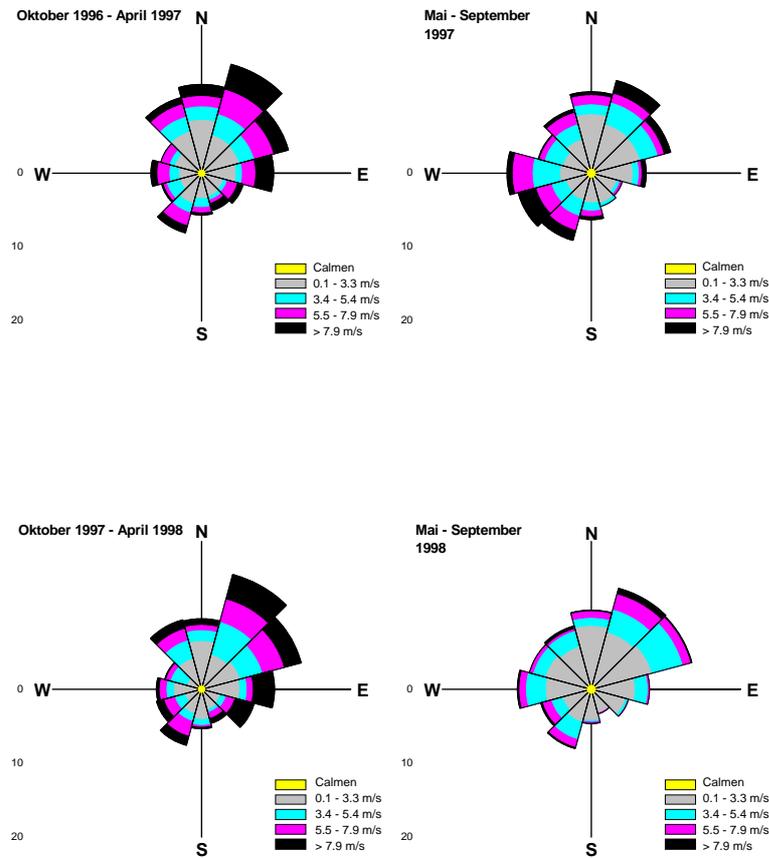


Abbildung 3.7: Windhäufigkeit nach Windstärke und -richtung der Wetterstation Hopen. Winddaten von Norsk Polarinstitut [1999].

[Pfirman *et al.*, 1994] (Abbildung 3.4, vgl. Abbildung 3.6).

Dadurch wird im Ausstrom im Lauf des Jahres nach Schauer [1995] folgendes Bild beobachtet: Im Sommer tritt an der Ostseite der Storfjordrinne ein Einstrom Atlantischen Wassers auf. An der Westseite tritt über die gesamte Wassersäule ein Ausstrom auf und am Boden ein intermittierender Ausstrom von modifiziertem Atlantischen Wasser und BSW, welches aus dem Storfjord austritt. Dabei ist der Ausstrom Atlantischen Wassers mit geringen Geschwindigkeiten verbunden und wird offensichtlich durch den östlichen Einstrom kompensiert, während der Ausstrom von BSW hohe Geschwindigkeiten bis über 30 cm/s aufweist. Im Winter ist an der Westseite der schnelle bodennahe Ausstrom von BSW mit Geschwindigkeiten bis 40 cm/s zu beobachten. Der östliche Einstrom Atlantischen Wassers erreicht aber nur geringere Geschwindigkeiten als im Sommer. Dies bedeutet, dass die zyklonische Zirkulation Atlantischen Wassers, die im Sommer vorherrscht, im Winter unterdrückt oder nach Süden verlagert wird. Tatsächlich zeigt Harms [1994] durch numerische Modellierung eine saisonale Variabilität der Zirkulation in der Barentssee durch einen veränderten atmosphärischen Antrieb. Im Winter existiert ein starkes zyklonisches Windfeld über der Barentssee, das einen erhöhten Einstrom Atlantischen Wassers südlich der Bäreninsel bewirkt. In der nordwestlichen Barentssee tritt gleichzeitig ein verstärk-

ter Transport Arktischen Wassers aus dem Osten auf. Schauer [1995] schließt daraus, dass der Ausstrom aus dem Storfjord durch einen erhöhten Zustrom Arktischen Wassers aus dem über Winter intensivierten Ostspitzbergenstrom über die Bänke südlich und östlich von Spitzbergen kompensiert wurde (Abbildung 3.6). Dies wird auch durch Winddaten der Wetterstation Hopen (Abbildung 3.7) unterstützt, die für den Zeitraum von Oktober bis April vorherrschend Windrichtungen von $30 - 60^\circ$ aufzeigen, während über Sommer von Mai bis September 1997 außer der Windrichtung um $30 - 60^\circ$ auch die Windrichtungen von $210 - 270^\circ$ dominieren und 1998 insgesamt weniger starke Windereignisse auftreten.

Das ausströmende BSW sinkt als Plume entlang des Kontinentalrandes ab und erfährt dabei eine Vermischung mit den umliegenden Wassermassen. In der Storfjordrinne ist dies zunächst salzärmeres Wasser des Ostspitzbergenstromes und bei weiterem Vordringen des Plumes im südlichen Teil der Rinne auch warmes salzreiches Atlantisches Wasser aus dem östlichen Ableger des Westspitzbergenstroms [Quadfasel *et al.*, 1988]. Beim weiteren Absinken an der Schelfkante sinkt der Plume durch Atlantisches Wasser, welches die etwa 600 m mächtige Deckschicht des Westspitzbergenstromes bildet. Der Plume nimmt während dieser Phase des Absinkens Wärme auf, wird im Salzgehalt aber wenig verändert, da der Salzgehalt des Atlantischen Wassers nahe dem des Plumes liegt [Quadfasel *et al.*, 1988]. Ist die Dichte des Plumes in diesem Stadium noch größer als die des Atlantischen Wassers, kann der Plume in das Tiefenwasser der Norwegischen See absinken. Dort ist der Plume wiederum an einem Salzgehaltsmaximum zu erkennen, seine Temperatur ist aber höher als die des NSDW, was auf die Wärmeaufnahme beim Durchqueren des Atlantischen Wassers zurückzuführen ist [Quadfasel *et al.*, 1988].

Vom Ausgang des Storfjordes bis zur Schelfkante erfährt der Storfjordaustrom eine Vermischung von etwa 100 % mit den umgebenden Wassermassen [Quadfasel *et al.*, 1988; Schauer und Fahrbach, 1999]. Nach Quadfasel [1988] tritt beim weiteren Absinken des Plumes insgesamt eine Vermischung und damit Volumenzunahme um 500% auf.

Die Wassermasseneigenschaften und die Menge des Storfjordaustromes sind starken jährlichen Schwankungen unterworfen. Sowohl der Salzgehalt als auch die gebildete Menge von BSW hängen von dem Salzgehalt der anfänglich im Storfjord vorliegenden Wassermasse und insbesondere von der Eisbildungsrate ab. So findet Schauer [1999] bei einem zwischenjährlichen Vergleich des Ausstromes im Winter 1993/94 eine gegenüber dem Winter 1991/92 um 30 - 50 % verminderte Eisbildung und dementsprechend einen um 50 % reduzierten BSW-Ausstrom, der mit einem geringeren Salzgehalt von 34,85 gegenüber 35,13 im Winter 1991/1992 und geringeren Ausströmgeschwindigkeiten einhergeht.

Kapitel 4

Tiefenwasserbildung durch Schelfprozesse – der Storfjord

Der Mechanismus der Tiefenwasserbildung auf den Schelfgebieten des Nordpolarmeeres und der Barentssee wurde im Abschnitt 3.3.1 beschrieben und die hydrographische Situation des Storfjordes in Spitzbergen sowie dessen Bedeutung als Tiefenwasserbildungsgebiet für das Norwegische Becken in dem vorigen Abschnitt 3.5 näher erläutert.

In diesem Kapitel soll nun betrachtet werden, inwieweit Spurenstoffuntersuchungen zur Untersuchung der Tiefenwasserbildung auf dem Schelf beitragen können. Insbesondere sollen dabei Schwerpunkte auf die Herkunft der bei der Entstehung des Bodenschelfwassers (BSW) beteiligten Wassermassen, den Bildungsmechanismus, eine Quantifizierung des BSW-Ausstromes und die Verfolgung der weiteren Ausbreitung und Vermischung des Storfjordausstromes gesetzt werden.

Im folgenden wird zunächst eine Übersicht der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Beprobung des Storfjordausstromes und die Ergebnisse der Spurenstoffmessungen gegeben. Es wird gesondert auf die Verteilung der ^{18}O - und Tritium-Konzentrationen sowie auf Heliumanomalien im Bodenwasser im Bereich der Storfjordrinne eingegangen. Im weiteren wird die Vermischung des Storfjordausstromes auf dem Weg zur Schelfkante in der Storfjordrinne betrachtet.

Der zweite Abschnitt dieses Kapitels stellt die Ergebnisse einer Komponententrennung der Süßwasseranteile im Storfjordausstrom vor, welche eine Charakterisierung der Bildungsprozesse und der Ursprungswassermassen des BSW zulässt. Anhand der Spurenstoffergebnisse und der Komponententrennung soll im dritten Abschnitt eine Quantifizierung des Storfjordausstroms auf der Grundlage der Spurenstoffmessungen versucht werden.

Schließlich wird im letzten Abschnitt die Herkunft der Heliumanomalien im Bereich des Storfjordausstroms diskutiert.

4.1 Hydrographische und Spurenstoffmessungen im Storfjordausstrom

Im Rahmen dieser Arbeit wurden auf zwei Expeditionen Probennahmen für Spurenstoffuntersuchungen im Bereich des Storfjordausstromes durchgeführt. Die erste Fahrt Va166 mit der "FS Valdivia" führte im Juni 1997 unter anderem in den Bereich der Storfjordrinne, wo eine flächige

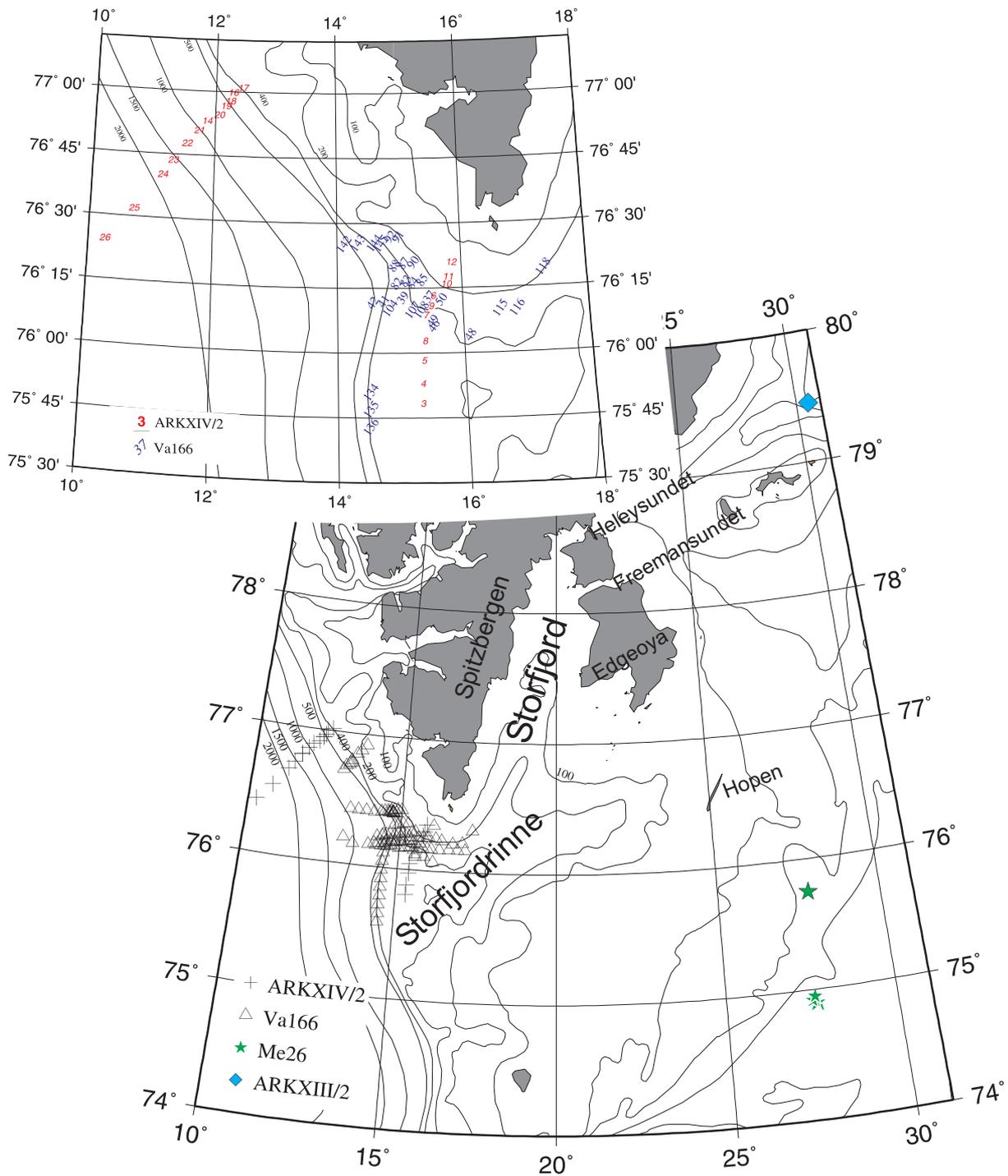


Abbildung 4.1: Stationen der Fahrten ARKXIV/2, Va166, ARKXIII/2 und Me26 im Bereich des Storfjordes. Während auf Va166 eine flächige Aufnahme der Tracerverteilung erzielt wurde, beschränkte die Probenahme auf ARKXIV/2 sich auf einen südlichen (Stationen 3 - 12) und einen nördlichen Schnitt am Schelfhang. Separat sind im oberen Teilbild die für Spurenstoffmessungen beprobten Station dargestellt.

Aufnahme des Storfjordausstromes erreicht wurde (Abbildung 4.1). Auf der Fahrt ARKXIV/2 mit der "FS Polarstern" wurden zwei Schnitte am Kontinentalhang des Barentsschelfes durchgeführt, die räumlich gut an die Fahrt des Vorjahres anschließen. Dabei zielte der nördliche Schnitt auf einen Nachweis des entlang des Kontinentalhanges absinkenden BSW ab.

Eine Ergänzung dieser Fahrten fand statt durch Proben der Fahrt ARKXIII/2 im Juli 1997, auf der eine Station im Bereich des Storfjordanstromes positioniert war und somit die Charakterisierung der Ursprungswassermasse des BSW-Ausstromes in Salzgehalt und ^{18}O -Konzentration ermöglichte (Abschnitt 4.2.1). Weiterhin wurden auf der Fahrt Me26 unter anderem ein Kraterfeld auf dem Barentsschelf etwa 260 km ostnordöstlich der Bäreninsel untersucht. Insbesondere die dort gefundenen Heliumsignaturen sind von Interesse für die Betrachtungen über die Herkunft von Heliumanomalien im Bereich der Storfjordrinne (Abschnitt 4.5). Die Positionen der relevanten Stationen beider Fahrten sind Abbildung 4.1 zu entnehmen.

Wassermassen in der Storfjordrinne und am westlichen Kontinentalhang der Barentssee Im Bereich des Storfjordausstromes in der Storfjordrinne und am Kontinentalhang des Barentsschelfes in die Norwegische See liegen im wesentlichen drei Wassermassen vor: Atlantisches Wasser, das im Westspitzbergenstrom als Fortsetzung des Norwegischen Atlantischen Stroms nach Norden transportiert wird; Arktisches Wasser, welches aus der Barentssee kommend

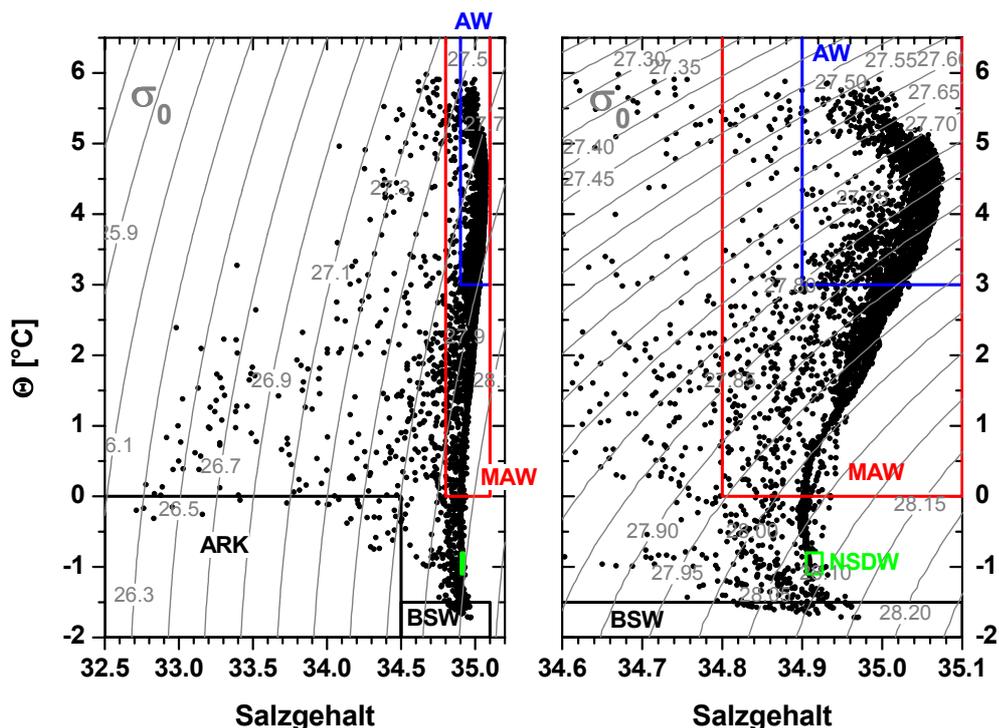


Abbildung 4.2: T-S-Diagramm aller im Juni 1997, Va166 beprobten Stationen in der Storfjordrinne. Das rechte Teilbild stellt einen Ausschnitt des linken dar. AW: Atlantisches Wasser, MAW: Modifiziertes Atlantisches Wasser, NSDW: Tiefenwasser der Norwegischen See, ARK: Arktisches Wasser, BSW: Storfjordausstrom.

mit dem Ostspitzbergenstrom an der Ostseite Spitzbergens an dessen Südspitze vorbei Richtung Westen und dann mit dem Westspitzbergen in Richtung der Framstrasse verfrachtet wird, und schließlich das Tiefenwasser der Norwegischen See (NSDW). Im Norwegischen Becken kommen noch die Zwischenwassermassen uAIW und lAIW der Arctic Domain (Abschnitt 3.2.1) hinzu. Die Eigenschaften dieser Wassermassen sind in Tabelle 3.1 zu finden. Die Dominanz der drei ersten Wassermassen lässt sich anhand eines T-S-Diagrammes der Proben von Va166 im Juni 1997 aus dem Storfjord-Ausstrombereich erkennen (Abbildung 4.2). Die Verteilung T-S-Werte wird im wesentlichen durch ein Mischungsdreieck begrenzt, dessen Eckpunkte durch Atlantisches Wasser, NSDW, und Arktisches Wasser gegeben sind. Weiterhin ist durch einen gegenüber dem Atlantischen Wasser relativ niederen Salzgehalt zwischen 34,5 bis 35 und eine hohe Temperatur von 4,5°C bis 6,5°C charakterisiertes Oberflächenwasser zu unterscheiden, welches durch Vermischung von Atlantischem Wasser mit Arktischem Wasser des Ostspitzbergenstroms und oberflächennahe Erwärmung entsteht. Deutlich zeichnen sich Mischungslinien zwischen Atlantischem Wasser und NSDW sowie zwischen Atlantischem und Arktischem Wasser ab.

Von diesen Wassermassen unterscheidet sich das BSW des Storfjordausstromes durch seinen hohen Salzgehalt bis nahe 34,98 und Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt. Insbesondere fällt auf, dass keine Mischungslinie direkt zwischen dem Atlantischen Wasser und dem BSW existiert, hingegen aber eine klar definierte Mischungslinie zwischen Arktischem Wasser und BSW. Die Ursache hierfür ist der topographiegeführte Ausstrom aus dem Storfjord, mit dem das BSW zunächst nur auf das Arktische Wasser des Ostspitzbergenstroms trifft und erst bei einem Fortschritt der Ausbreitung in die Storfjordrinne zu einer Mischung des nun schon in seinen Eigenschaften in Richtung des Arktischen Wassers verschobenen BSW mit Atlantischem Wasser führt (vgl. auch Abschnitt 3.5 und Abschnitt 4.3).

Eine Übersicht der Wassermassencharakteristika einschließlich der Spurenstoffe für die Fahrten Va166 (1997) und ARKXIV/2 (1998) findet sich in Tabelle 4.4 (S.63).

Ein exemplarisches Profil der Temperatur, des Salzgehaltes und der Spurenstoffe von Juni 1997, Va166 (Abbildung 4.3), welches nahe des Storfjordausganges (Station 46) aufgenommen wurde und bezüglich des Storfjordausstromes den geringsten Vermischungsgrad aufweist (siehe Abschnitt 4.3, Abbildung 4.17), lässt die Schichtungsverhältnisse in der Storfjordrinne erkennen und gibt einen ersten Überblick über die Spurenstoffsignaturen der beteiligten Wassermassen.

Die im Abschnitt 3.5 beschriebene Schichtung im inneren Storfjord lässt sich im wesentlichen auch in der Storfjordrinne beobachten:

Die oberste Schicht bildet relativ warmes, salzarmes sommerliches Oberflächenwasser, welches eine Mischung aus Atlantischem Wasser, Arktischem Wasser und Meereisschmelzwasser darstellt. Darunter befindet sich eine Schicht Atlantischen Wassers, die sich durch hohe Salzgehalte und Temperatur, einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 0,3 - 0,35 ‰ sowie Tritiumkonzentrationen unter 2 TU und $\delta^3\text{He}$ -Werte nahe des Lösungsgleichgewichtes mit der Atmosphäre auszeichnet.

Unterhalb des Atlantischen Wassers befindet sich schließlich die nahezu homogene Bodenwasserschicht des BSW-Ausstromes aus dem Storfjord, die Temperaturen in der Nähe des Gefrierpunktes und einen gegenüber der darüberliegenden Wassersäule höheren Salzgehalt besitzt. Weiterhin ist diese Bodenwasserschicht durch einen vom Atlantischen Wasser abweichenden $\delta^{18}\text{O}$ -Wert unter 0,05 ‰ und durch $\delta^3\text{He}$ -Werte signifikant unterhalb des Lösungsgleichgewichtes mit der Atmosphäre gekennzeichnet. Die Tritiumkonzentrationen bewegen sich um 2 TU und sind damit im Mittel höher als im Atlantischen Wasser.

Bedingt durch die Heliumanomalie im BSW-Ausstrom lässt sich kein Tritium-Helium-Alter nach

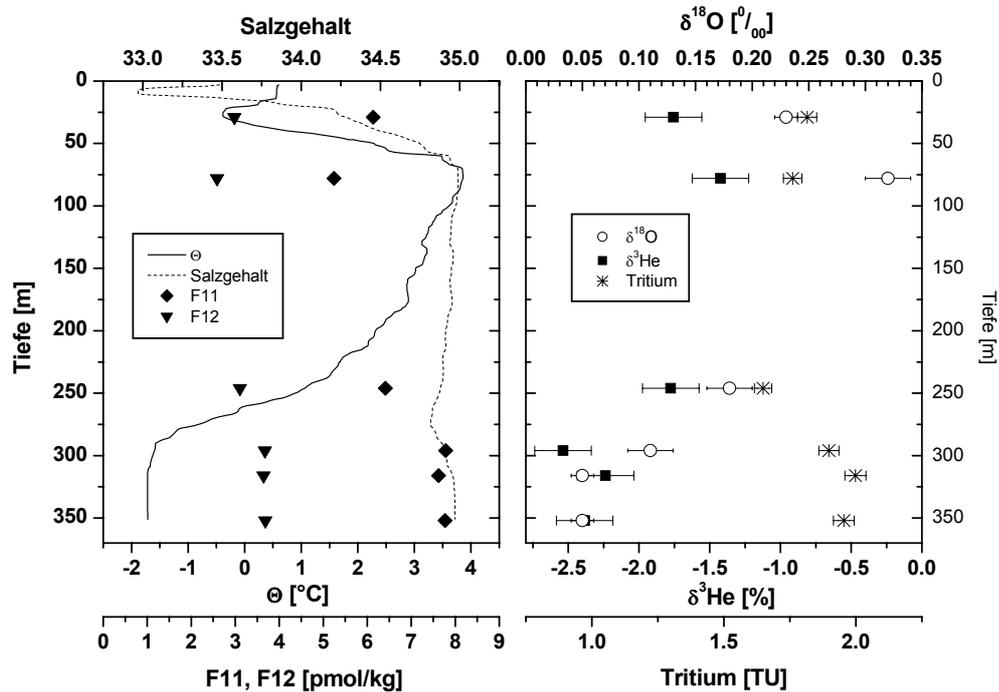


Abbildung 4.3: Profile aller gemessenen Tracer im Storfjordausstrom an der Station 46, an welcher der Ausstrom von BSW mit dem geringsten Vermischungsgrad beobachtet wurde. Der Ausstrom bildet eine nahezu homogene Bodenwasserschicht, die durch niedrigere Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt, erhöhte Salzgehalte und von denen der umgebenden Wassermassen abweichenden Tracerkonzentrationen gekennzeichnet ist.

Gleichung 2.9 berechnen, da aus den $\delta^3\text{He}$ -Werte unterhalb des Lösungsgleichgewichtes ein negativer Anteil an tritogenem ^3He und damit ein negatives Alter resultieren würde. Eine einfache Abschätzung erlaubt jedoch eine Eingrenzung des anzunehmenden Tritium-Helium-Alters des Storfjordausstromes. Aufgrund des Bildungsmechanismus des BSW in Polynien, die eine offene Wasserfläche unter dem Einfluss hoher Windgeschwindigkeiten aufweisen (s. Abschnitt 3.3.1), kann von einer weitgehenden Einstellung des Lösungsgleichgewichtes mit der Atmosphäre im neu gebildeten BSW ausgegangen werden. Dies wird durch die beobachteten F11, F12 und SF_6 -Werte bestätigt, die im BSW auf eine Sättigung von 95 - 100% führen. Der Ausstrom von BSW beginnt, wie in Abschnitt 3.5 dargestellt, etwa im November/Dezember und dauert sodann ≈ 5 Monate bis April oder Mai an. Die Erneuerungszeit betrug im Winter 1991/1992 etwa 2 Monate, im Winter 1993/1994 ungefähr 4 Monate [Schauer, 1995; Schauer und Fahrbach, 1999]. Der nach Beendigung des winterlichen Ausstromes noch mit BSW gefüllte Storfjord wird im Verlauf des Sommers mit Arktischem Wasser vom Barentsschelf her erneuert, welches eine gute Lösungsgleichgewichtseinstellung mit der Atmosphäre aufweist. Aus diesem Schema lässt sich auf ein theoretisch zu erwartendes Tritium-Helium- Alter schließen, dass sich zwischen wenigen Monaten und einem Jahr bewegt. Diese Abschätzung steht in guter Übereinstimmung mit dem Alter von 6 Monaten, welches Anderson *et al.* [1988] für das Bodenwasser des Storfjordes annehmen. Diese Abschätzung des Tritium-Helium-Alters führt auf eine Verschiebung des $\delta^3\text{He}$ -Wertes

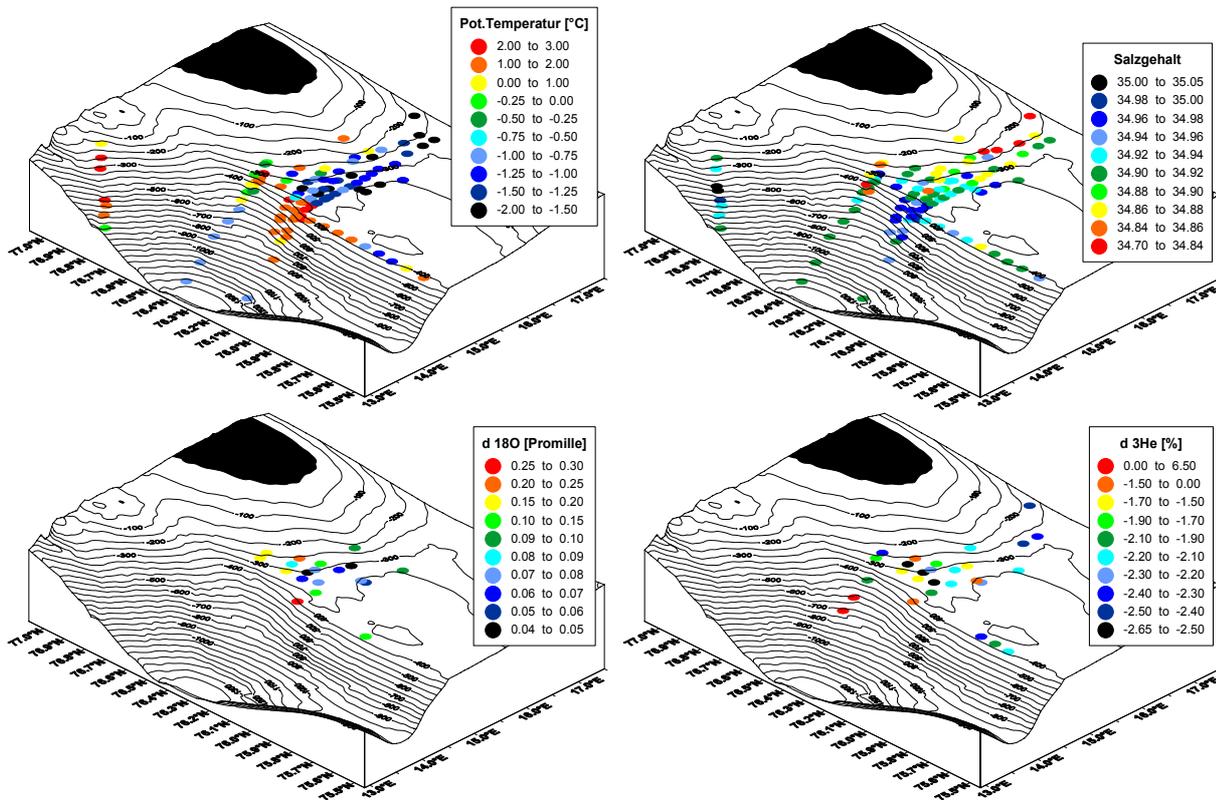


Abbildung 4.4: Horizontale Verteilung von T , S , $\delta^3\text{He}$ und $\delta^{18}\text{O}$ in der Storfjordrinne im Juni 1997, Va166.

um $\approx +0,1 - 0,3 \%$ und ließe ausgehend vom Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre somit $\delta^3\text{He}$ -Werte von $-1,7 - -1,5 \%$ im Storfjordaustrom erwarten. Es werden jedoch $\delta^3\text{He}$ -Werte bis $< -2,7 \%$ beobachtet.

Die Mächtigkeit der homogenen Schicht von BSW bewegt sich sowohl in der Nähe des Storfjordausganges wie auch an der Schelfkante zwischen etwa 30 bis 50 m und ist damit vergleichbar mit der in den Wintern 1991/1992 und 1993/1994 beobachteten Schichtdicke von 50 m [Schauer, 1995; Schauer und Fahrbach, 1999], wohingegen im Sommer 1986 eine etwas geringere Schichtmächtigkeit von 20 - 40 m beobachtet wurde [Quadfasel *et al.*, 1988].

Die Verteilung des Storfjordaustromes im Juni 1997, Va166 in der Storfjordrinne und am Kontinentalhang lässt sich anhand Abbildung 4.4 erkennen, in der die Bodenwerte der Temperatur, des Salzgehaltes sowie $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^3\text{He}$ dargestellt sind. In der Storfjordrinne selbst ist am Boden kaltes Wasser mit Temperaturen unter $-1,25 \text{ }^\circ\text{C}$ und mittleren Salzgehalten von 34,9 bis 34,98 zu finden. Demgegenüber liegt an der Schelfkante warmes salzreiches Atlantisches Wasser am Boden vor. Auf dem Schnitt entlang der Schelfkante in Richtung Süden tritt aber an einigen Stationen wiederum kaltes Bodenwasser mit Salzgehalten 34,88 - 34,94 auf, welches auf einen höheren Anteil BSW-Ausstromes hindeutet. Bodenwasser ähnlicher T - S - Charakteristik ist auch an dem nördlicher gelegenen Schnitt ins Norwegische Becken zu verzeichnen und dort aber dem NSDW zuzurechnen. Eine Unterscheidung dieser Wassermassen alleine nach Temperatur

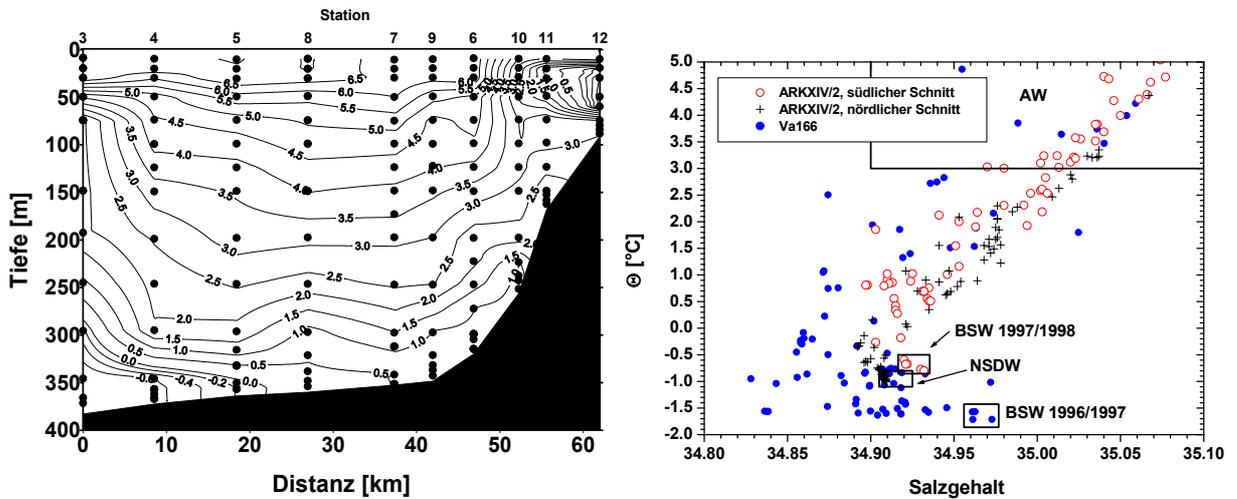


Abbildung 4.5: Links: Temperatur auf dem südlichen Schelfschnitt im September 1998, ARKXIV/2. Es tritt lediglich ein sehr schwaches Temperatursignal im Bodenwasser am Beginn des Schnittes auf, welches auf einen Storfjordausstrom hinweist. Rechts: Temperatur und Salzgehalt von Juni 1997, Va166 und beider Schnitte im September 1998, ARKXIV/2 am Barentsschelf. Während auf dem nördlichen Schnitt lediglich das Tiefenwasser der Norwegischen See (NSDW) zu finden ist, ist auf dem südlichen Schnitt sich schwach vom NSDW abhebbendes BSW auszumachen.

und Salzgehalt ist demnach nicht in allen Fällen eindeutig und bedarf dann der Ergänzung durch weitere Größen.

In den Bereichen der Storfjordrinne, wo Temperatur und Salzgehalt einen hohen Anteil an BSW-Ausstrom anzeigen, sind durchweg niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bis unter $0,04\text{‰}$ zu finden sowie $\delta^3\text{He}$ -Werte bis $< -2,7\text{‰}$ und damit signifikant unterhalb des Lösungsgleichgewichtes mit der Atmosphäre. In der Region der atlantisch beeinflussten Bodenwasserschicht herrschen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte $> 0,3\text{‰}$ und $\delta^3\text{He}$ -Werte nahe des Lösungsgleichgewichtes vor. Die Bodenwerte des südlichen Schnittes entlang der Schelfkante weisen von der Signatur des Atlantischen Wassers abweichende $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von $\approx 0,1\text{‰}$ und $\delta^3\text{He}$ -Werte von $-2,1 - -2,3\text{‰}$ auf und deuten damit auf eine Beeinflussung durch den Storfjordausstrom hin. Die Bodenwasserschicht des nördlichen Schnittes in das Norwegische Becken ist durch ansteigende $\delta^3\text{He}$ -Werte bis $6,5\text{‰}$ eindeutig als NSDW zu charakterisieren.

Im September 1998 ist allenfalls die zum Boden hin bis auf $-0,8^\circ\text{C}$ abnehmende Temperatur zu Beginn des Schnittes als schwaches Signal eines BSW-Ausstromes aus dem Storfjord zu werten. Im T-S-Diagramm sind die auf dem südlichen und nördlichen Schelfschnitt von ARKXIV/2 im September 1998 gefundenen Wassermassen klarer zu unterscheiden (Abbildung 4.5). Zum Vergleich sind nochmals die im Juni 1997 auf Va166 beobachteten Temperatur- und Salzgehaltswerte im Storfjordausstrom-Bereich eingezeichnet, die das BSW als stark durch Eisbildung im Salzgehalt verschobene Wassermasse zeigen. Demgegenüber ist auf dem nördlichen Schelfschnitt von ARKXIV/2 eine Mischungslinie von Atlantischem Wasser zu Arktischem Zwischenwasser (uAIW und lAIW, $34,7 < S < 35,1$, $\Theta < -3^\circ\text{C}$) zu finden, die im Tiefenwasser zur T-S-Signatur des Tiefenwassers der Norwegischen See (NSDW) läuft. Ein BSW-Beitrag kann auf diesem Schnitt nicht differenziert werden, was auch durch die Helium- und ^{18}O -Daten bestätigt wird (s.u. bzw. Abschnitt 4.1.1).

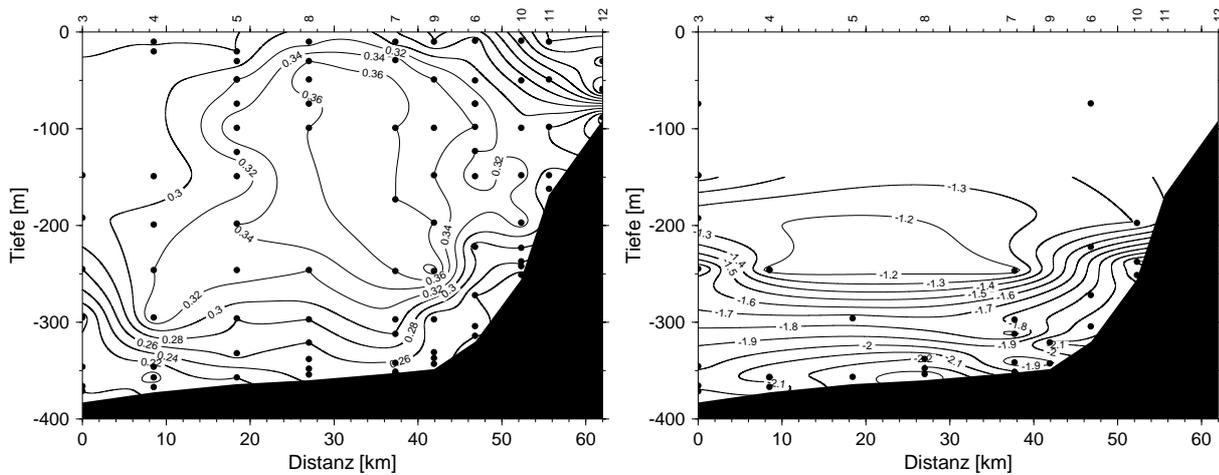


Abbildung 4.6: $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^3\text{He}$ auf dem südlichen Schelfschnitt ARKXIV/2, September 1998. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weisen wie die Temperatur nur auf ein schwaches Signal eines Storfjordaustromes hin. Im Bodenwasser ist nahezu über den gesamten Schnitt eine Heliumanomalie zu verzeichnen. Es treten $\delta^3\text{He}$ -Werte auf, die unterhalb des Lösungsgleichgewichtswertes mit der Atmosphäre liegen.

Ansätze einer T-S-Signatur ähnlich der im Juni 1997 gefundenen können jedoch auf dem südlichen Schnitt beobachtet werden. Abweichend von der Mischungslinie zwischen Atlantischem Wasser, Arktischem Zwischenwasser und Arktischem Wasser liegen einige bodennahe Proben von Station 3 und 4 des Schnittes bei höherem Salzgehalt aber tieferen Temperaturen und sind signifikant unterschiedlich zu der Signatur des NSDW. Diese Abweichung von der Mischungslinie ist als Anzeichen eines BSW-Anteils zu werten, da der Salzausstoß bei der Eisbildung die T-S-Signatur in der beobachteten Weise verändert. Eine Bestätigung des BSW-Anteils soll durch die Spurenstoffsignatur erfolgen:

Der $\delta^{18}\text{O}$ Schnitt bestätigt die Ergebnisse des Temperatur-Schnittes (Abbildung 4.6). Es existiert nur ein schwaches BSW-Signal im Vergleich zu den Beobachtungen im Juni 1997, minimal werden $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von $0,19 \text{ ‰}$ erreicht gegenüber $0,04 \text{ ‰}$ im Vorjahr. Ebenso ist das $\delta^3\text{He}$ -Signal der Bodenwasserschicht weniger stark ausgeprägt als im Jahr zuvor, es werden jedoch auch im September 1998 $\delta^3\text{He}$ -Werte beobachtet, die mit $\delta^3\text{He} \approx -2,2 \text{ ‰}$ unterhalb des Lösungs-gleichgewichtes mit der Atmosphäre von $\delta^3\text{He} \approx -1,8 \text{ ‰}$ [Benson und Krause, 1980] liegen. Diese $\delta^3\text{He}$ -Signatur lässt sich im Bodenwasser im überwiegenden Teil des Schnittes in einer etwa 20 - 50 m mächtigen Schicht und selbst am Hang im ansteigenden Teil des Schnittes zu Spitzbergen hin finden. Ein Anteil von BSW kann aus der Temperatur-, Salzgehalts- und $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur aber nur bei den ersten Stationen 3 und 4 des Schnittes festgestellt werden. Auf der Basis der Spurenstoff- und Wassermassenverteilung dieses Schnittes ist demnach eine Korrelation der $\delta^3\text{He}$ -Anomalien in der Storfjordrinne mit dem Ausstrom von BSW aus dem Storfjord nicht gegeben. Die $\delta^3\text{He}$ -Anomalien werden in Abschnitt 4.1.1 in Zusammenhang mit der beobachteten $\Delta^4\text{He}$ - und ΔNe -Charakteristik näher beschrieben. Die Herkunft der Heliumanomalien wird in Abschnitt 4.5 diskutiert.

$\delta^{18}\text{O}$ -Temperatur- und $\delta^{18}\text{O}$ -Salzgehalts-Korrelation An der Auftragung von $\delta^{18}\text{O}$ gegen die Temperatur (Abbildung 4.7) wird eine nahezu lineare Korrelation dieser Größen sowohl in

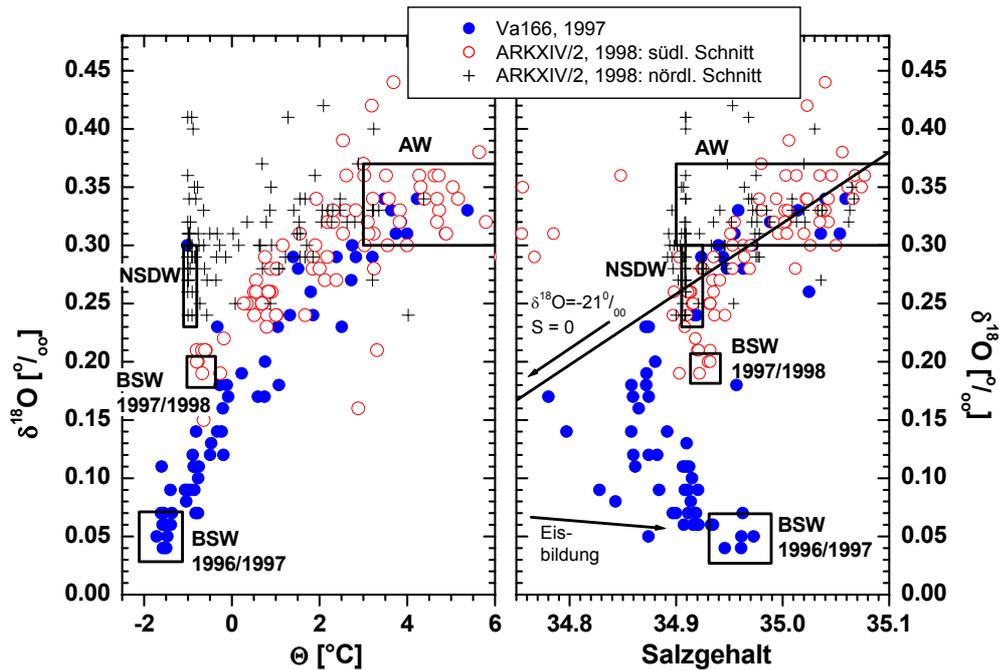


Abbildung 4.7: Die Temperatur und die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind nahezu linear korreliert. In der Auftragung von $\delta^{18}\text{O}$ über dem Salzgehalt weichen die Werte des BSW von einer Mischungslinie von Atlantischem und meteorischem Wasser (durchgezogene Linie) deutlich ab und weisen so auf den Einfluss von Fraktionierung und Salzausstoss bei der Eisbildung hin. AW: Atlantisches Wasser, NSDW: Norwegian Sea Deep Water, BSW: Storfjordausstrom.

den Daten des südlichen Schelfschnittes von ARKXIV/2 als auch in den Daten von Va166 ersichtlich. Beide Datensätze stimmen bezüglich dieser Korrelation gut überein. BSW ist jeweils durch niedrigere Temperaturen und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, Atlantisches Wasser durch hohe Temperaturen und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gekennzeichnet. Da auf der Fahrt ARKXIV/2 nur ein schwacher Einfluss von BSW beobachtet wurde, liegen sowohl die Temperatur als auch $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des BSW-beeinflussten Wassers höher als bei Va166, aber im wesentlichen auf der durch den Datensatz von Va166 vorgegebenen Korrelation. Deutlich grenzt sich hingegen der Datensatz des nördlichen Schnittes im September 1998 ab. Ausgehend vom Atlantischen Wasser bewegen sich $\delta^{18}\text{O}$ und Temperatur in Richtung des NSDW, welches $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von $0,27 \pm 0,03$ ‰ besitzt.

Für $\delta^{18}\text{O}$ und den Salzgehalt ergibt sich eine ähnliche Korrelation wie für die Temperatur und den Salzgehalt: Atlantisches Wasser zeigt bei hohen Salzgehalten hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, während BSW bei ebenfalls hohem Salzgehalt niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erkennen lässt (Abbildung 4.7). Dabei liegt das BSW bei wesentlich höheren Salzgehalten als es einer Mischung von Atlantischem Wasser mit meteorischem Wasser aus dem sibirischen Flusswasser entsprechen würde, welches einen Salzgehalt von 0 und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von ≈ -21 ‰ [Bauch *et al.*, 1995; Frank, 1996; Østlund und Hut, 1984] besitzt. Die Ähnlichkeit der Korrelation $\delta^{18}\text{O}$ – Salzgehalt und Temperatur – Salzgehalt ist also in beiden Fällen auf die Entstehung des BSW unter maßgeblicher Beteiligung von Eisbildung zurückzuführen. Im Fall Temperatur – Salz führt die Abkühlung und der Salzausstoss bei der Eisbildung zu dem beobachteten Kurvenverlauf, im Fall $\delta^{18}\text{O}$ – Salzgehalt ist

wieder der Salzausstoss, aber auch die Fraktionierung des $\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$ -Verhältnisses die Ursache.

Wiederum existiert keine direkte Mischungslinie zwischen Atlantischem Wasser und BSW. Vielmehr muss eine dritte Wassermasse beteiligt sein, aus der durch Eisbildung BSW erzeugt wird. Die Eisbildung bewirkt eine Veränderung der ^{18}O -Konzentration entlang eines "freezing slope" [Weiss *et al.*, 1979], der eine Steigung von $\approx -0,07 \frac{\text{‰}}{\text{psu}^a}$ bei einem Restsalzgehalt des Eises von $S_{\text{Rest}}=7$ besitzt.

Dieser "freezing slope" ist als Pfeil in Abbildung 4.7 eingezeichnet. Die Ursprungswassermasse muss also auf einer vom BSW ausgehenden "freezing"-Trajektorie liegen und demnach eine Mischung aus Atlantischem Wasser und einem relativ hohen Anteil meteorischen Wassers darstellen. Arktisches Wasser der Barentssee weist eine solche Signatur auf und kommt als Ursprungswassermasse des BSW in Betracht [Schauer, 1995].

Das NSDW liegt bezüglich der ^{18}O -Konzentration und des Salzgehaltes auf der Mischungslinie zwischen Atlantischem Wasser und meteorischem Wasser. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert stellt somit eine zusätzliche Größe dar, um NSDW von den übrigen Wassermasse Atlantisches Wasser, BSW und Arktisches Wasser zu unterscheiden. Jede dieser Wassermassen einzeln ist durch die T-S-Signatur eindeutig von NSDW zu unterscheiden. Ein Mischprodukt dieser drei Wassermassen hingegen, wie es im Ausstrom des Storfjordes auf dem Schelf und bei weiterem Absinken in das Tiefenwasser gebildet wird, kann aber eine ähnliche T-S-Signatur wie das NSDW erreichen und ist dann von diesem allein aus Temperatur und Salzgehalt nicht mehr zu unterscheiden.

$\delta^{18}\text{O}$ - Tritium - Korrelation Ein exemplarisches Profil der Tritiumkonzentration in der Storfjordrinne (Abbildung 4.3) zeigte bereits, dass der BSW-Ausstrom höhere Tritiumkonzentrationen als das darüberliegende Atlantische Wasser aufweist. Die Auftragung der Tritiumkonzentration gegen $\delta^{18}\text{O}$ als Maß für den BSW-Anteil (Abbildung 4.8) zeigt eine Korrelation zwischen diesen beiden Größen für die im Juni 1997, Va166 beobachteten Werte. Eine lineare Regression ergibt eine Erhöhung der Tritiumkonzentrationen im BSW gegenüber dem Atlantischen Wasser um im Mittel $\approx 0,28 \pm 0,11$ TU. Das Atlantische Wasser besitzt eine mittlere Tritiumkonzentration von $1,66 \pm 0,08$ TU bei einem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von $0,34 \text{ ‰}$, das BSW weist eine Tritiumkonzentration von $1,94 \pm 0,08$ TU bei einem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von $0,04 \text{ ‰}$ auf. Die Tritiumdaten des südlichen Schelfschnittes von ARKXIV/2 im September 1998 zeigen einen ähnlichen Trend wie die Daten von Juni 1997, aufgrund der geringen Signaldynamik und der hohen Streuung der Daten ist aber keine sinnvolle Zuordnung von Mittelwerten der Tritiumkonzentration zu den Wassermassen möglich.

Die im BSW erhöhten Tritiumkonzentrationen sind als ein Resultat der Bildung des BSW aus Arktischem Wasser der Barentssee zu werten. Der Anstrombereich des Storfjordes wird durch den Ostspitzbergenstrom beeinflusst, der Wasser arktischen Ursprungs in die Barentssee transportiert (vgl. Abschnitt 3.4). Arktisches Wasser der Barentssee besitzt daher einen relativ hohen Anteil meteorischen Wassers in Form sibirischen Flusswassers, welches eine wesentliche höhere Tritiumkonzentration als Atlantisches Wasser aufweist (vgl. Abschnitt 2.1).

Eine quantitative Bestimmung des Anteils arktischen Flusswassers am BSW-Ausstrom wird in Abschnitt 4.2 durchgeführt.

^apractical salinity unit

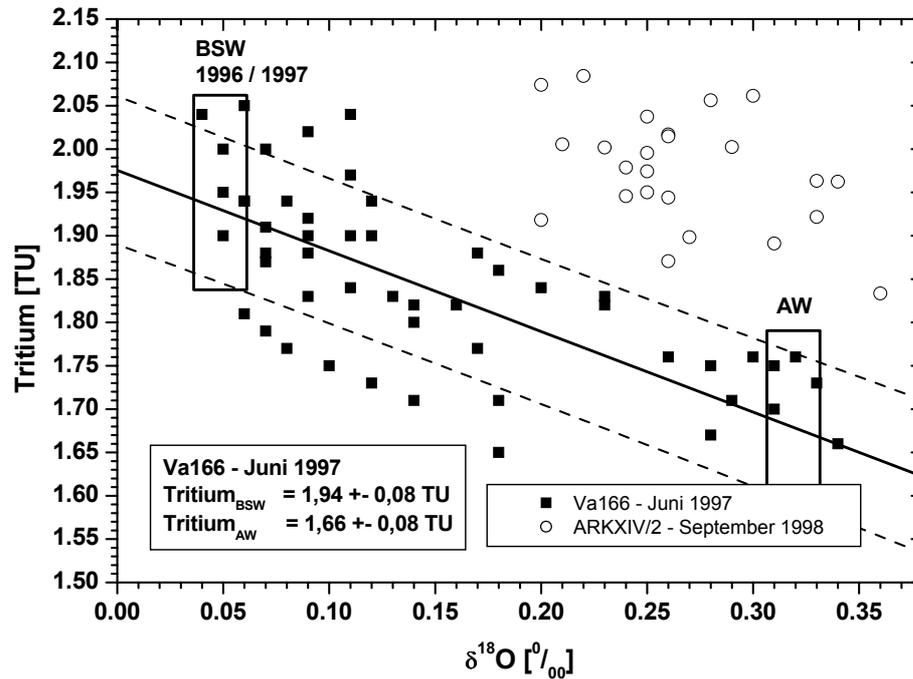


Abbildung 4.8: Die Tritiumwerte im BSW sind im Juni 1997 gegenüber denjenigen im Atlantischen Wasser deutlich erhöht. Im September 1998 lässt sich keine eindeutige Korrelation erkennen. AW: Atlantisches Wasser, BSW: Storfjordsausstrom.

4.1.1 Heliumanomalien

Die aus den Profilen (Abbildung 4.3) und den Schnitten bzw. den Darstellungen der räumlichen Verteilung der Spurenstoffkonzentrationen in der Bodenwasserschicht (Abbildung 4.4) ersichtliche ^3He -Anomalie in der Storfjordinne soll in diesem Kapitel den beobachteten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten gegenübergestellt sowie mit den gefundenen ^4He -Werten und Neon- Werten gemeinsam dargestellt werden.

Wie bereits in dem vorigen Kapitel dargestellt wurde, konnte im Juni 1997 in der Storfjordinne in der Bodenwasserschicht eine ^3He -Anomalie mit $\delta^3\text{He}$ - Werten bis unter -2,7 % beobachtet werden. Diese Werte unterscheiden sich signifikant vom Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre, bei dem sich aufgrund der etwas geringeren Löslichkeit von ^3He ein nur schwach von Salzgehalt und Temperatur abhängiger Wert von $\delta^3\text{He} \approx -1,8 \%$ einstellt [Benson und Krause, 1980].

Eine Auftragung der $\delta^3\text{He}$ -Werte gegen $\delta^{18}\text{O}$ als Maß für den BSW-Anteil lässt zunächst einen Zusammenhang dieser Größen vermuten (Abbildung 4.9). Bei $\delta^{18}\text{O}$ -Werten um 0,3 - 0,35 ‰ wird ein $\delta^3\text{He}$ -Wert von $-1,3 \pm 0,2 \%$ beobachtet, was einer annähernden Einstellung des Lösungsgleichgewichtes entspricht. Die Proben mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des BSW weisen bis auf wenige Ausnahmen $\delta^3\text{He}$ -Werte $< -2 \%$ bis $-2,7\%$ auf. Ebenso zeigen die $\Delta^4\text{He}$ -Werte mit der Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte eine Veränderung, hier hingegen eine Zunahme um $\approx 1 \%$ (Abbildung 4.9). Die $\Delta^4\text{He}$ -Werte des Atlantischen Wassers liegen zwischen 0 und 1 %, was einer nur geringen Übersättigung durch Luftblaseneintrag entspricht. Hingegen werden in den BSW-dominierten Proben höhere $\Delta^4\text{He}$ -Werte von 1 – 2,5 % gemessen.

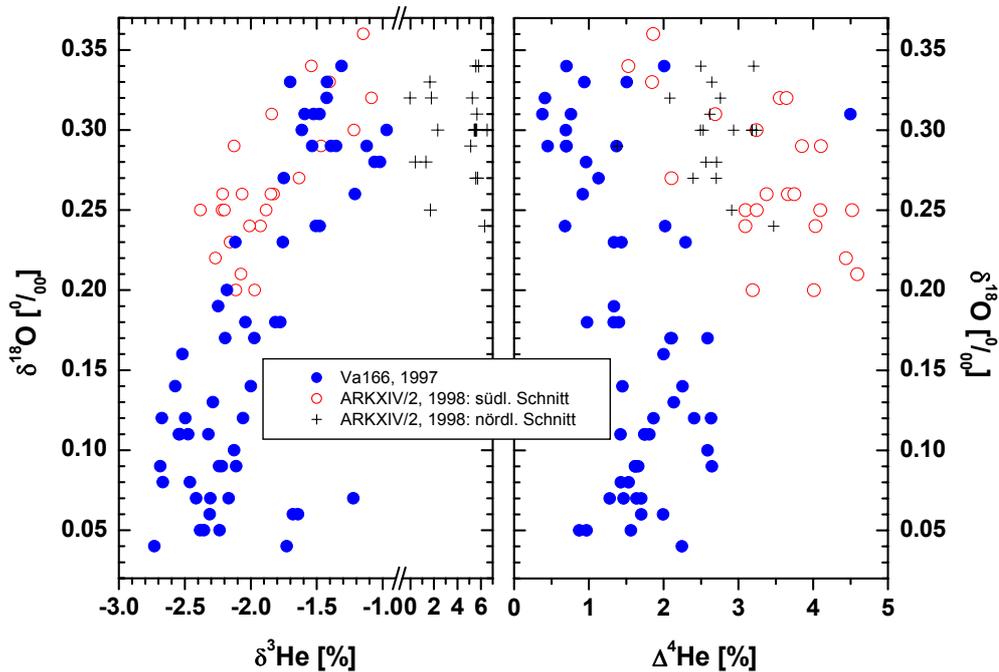


Abbildung 4.9: Sowohl im Juni 1997 als auch im September 1998 auf dem südlichen Schelfschnitt wurde im Bodenwasser der Storfjordrinne eine Heliumanomalie mit $\delta^3\text{He}$ -Werten unterhalb des Lösungsgleichgewichtes und erhöhten $\Delta^4\text{He}$ -Werten beobachtet. Auf dem nördlichen Schelfschnitt wird eine eventuell vorhandene $\delta^3\text{He}$ -Anomalie durch die $\delta^3\text{He}$ -Signatur des NSDW kaschiert. Diese Proben werden im folgenden deshalb nicht mehr betrachtet.

Die Proben des **südlichen Schelfschnittes** vor Spitzbergen im September 1998 zeigen, wie schon in den vorigen Abschnitten angesprochen, eine geringere Signaldynamik in $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^3\text{He}$. Es werden $\delta^3\text{He}$ -Werte nur bis $\approx -2,2\%$ beobachtet, was aber bei einem Messfehler von $\delta^3\text{He} \approx \pm 0,2\%$ noch immer signifikant vom Lösungsgleichgewicht abweicht. Es wird eine der den Proben von Juni 1997 ähnliche Korrelation beobachtet.

Die $\Delta^4\text{He}$ -Werte des ARKXIV/2-Datensatzes stammen aus einer anderen Messphase als der Datensatz von Va166 und liegen in allen Darstellungen dieser Arbeit aufgrund einer Eichunsicherheit $\approx 1\%$ höher. Sie müssten um diesen Betrag nach unten korrigiert werden, um mit den $\Delta^4\text{He}$ -Werten von Va166 vergleichbar zu werden. Die $\delta^3\text{He}$ -Werte werden von dieser Eichunsicherheit nicht beeinflusst.

Aufgrund der hohen Streuung der $\Delta^4\text{He}$ -Werte des betrachteten Schnittes und der geringen Signaldynamik lässt sich keine den Proben von Juni 1997 entsprechende Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit den $\Delta^4\text{He}$ -Werten finden.

Der **nördliche Schelfschnitt** von September 1998 zeichnet sich durch dem NSDW entsprechende $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und $\delta^3\text{He}$ -Werte aus. Die $\delta^3\text{He}$ -Werte liegen durchweg über 0% und zeigen damit einen hohen Anteil tritiogenen Heliums an, was aufgrund der niedrigen Tritiumkonzentrationen von $\approx 0,3\text{ TU}$ im NSDW einem hohen Tritium-Helium-Alter entspricht. Die Proben dieses Schnittes sind demnach dem Arktischen Zwischenwasser und dem NSDW zuzuordnen. Eine geringe

Beimengung einer Komponente mit niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^3\text{He}$ -Werten, wie sie auf dem südlichen Schnitt gefunden wurde, lässt sich aufgrund der geringen Signaldynamik in $\delta^{18}\text{O}$ und der großen Streuung der $\delta^3\text{He}$ -Werte beim Übergang des Zwischenwassers in das NSDW nicht von diesen Wassermassen separieren. Daher wird der nördliche Schnitt in den nachfolgenden Betrachtungen nicht mehr berücksichtigt.

Die Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^3\text{He}$ -Werte der Datensätze aus der Storfjordrinne muss nicht auf einen systematischen Zusammenhang dieser beiden Größen hinweisen. Wie in Abschnitt 3.5 aus der Verteilung der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^3\text{He}$ -Werte auf dem südlichen Schelfschnitt festgestellt wurde, kann eine $\delta^3\text{He}$ -Anomalie auch in Bereichen beobachtet werden, die nicht als durch den Ausstrom von BSW aus dem Storfjord beeinflusst gelten müssen. Somit kann die Korrelation zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^3\text{He}$ auch auf einen sekundären Effekt zurückgeführt werden:

Der BSW-Ausstrom, der durch niedere ^{18}O -Konzentrationen gekennzeichnet ist, sinkt als dichte Wassermasse in der Storfjordrinne entlang des Bodens ab. Sollte nun die Heliumanomalie durch eine über den Meeresboden zugeführte Heliumkomponente verursacht werden, so kann die $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^3\text{He}$ -Korrelation auch erst in der Storfjordrinne entstanden sein und keinen Zusammenhang mit der Bildungsgeschichte des BSW haben. In diesem Fall wird eine scheinbare Korrelation durch eine nicht-repräsentative Beprobung der Bodenwasserschicht nur in den Bereichen des BSW-Ausstromes, nicht aber in einer atlantisch beeinflussten Bodenwasserschicht bewirkt.

Weiteren Aufschluss über die Entstehung der Heliumanomalien vermag eine Betrachtung des Verhältnisses der $\delta^3\text{He}$ - zu den $\Delta^4\text{He}$ - und zu den ΔNe - bzw. $\Delta\text{He}/\text{Ne}$ -Werten zu geben. Der

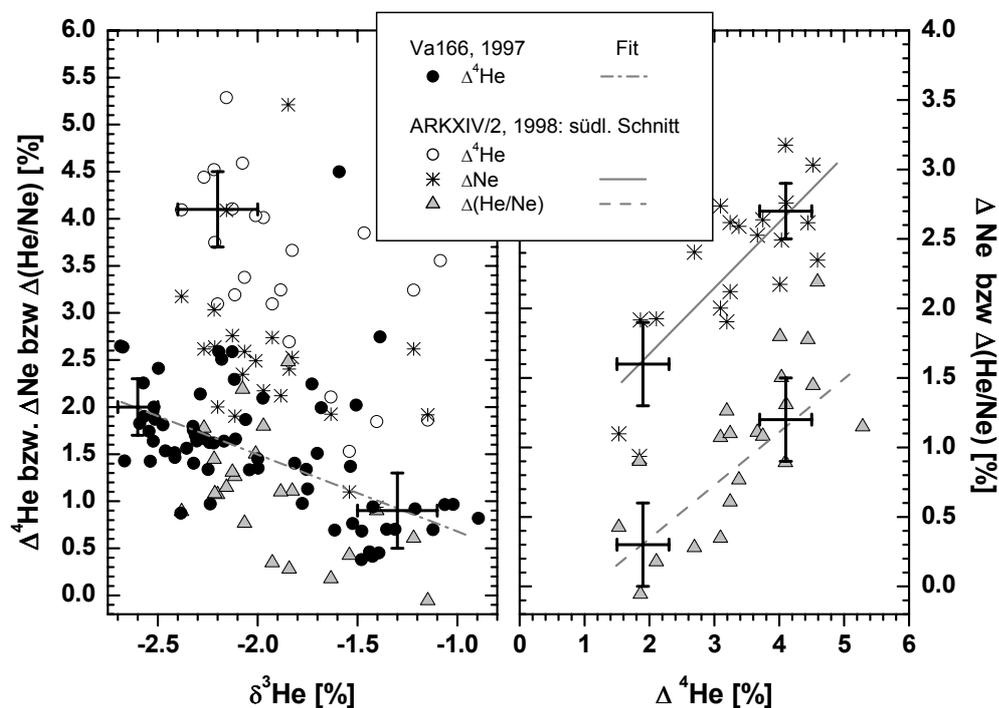


Abbildung 4.10: Die anomal negativen $\delta^3\text{He}$ -Werte sind mit erhöhten $\Delta^4\text{He}$ und $\Delta\text{He}/\text{Ne}$ -Werten korreliert, wobei erhöhte $\Delta^4\text{He}$ mit erhöhten $\Delta\text{He}/\text{Ne}$ -Werten einhergehen.

Datensatz von Va166 wurde nicht auf Neon gemessen. Jedoch lässt sich in der Auftragung von $\Delta^4\text{He}$ gegen $\delta^3\text{He}$ eine deutliche Korrelation zwischen niederen $\delta^3\text{He}$ -Werten und hohen $\Delta^4\text{He}$ -Werten feststellen. Eine lineare Regression zeigt eine Erhöhung des $\Delta^4\text{He}$ -Wertes im Bodenwasser um $1,1\pm 0,5$ % gegenüber dem Atlantischen Wasser, welches durch $\delta^3\text{He}$ -Werte um $-1,3\pm 0,2$ % gekennzeichnet ist.

Ein ähnliches Verhalten lässt sich auf dem südlichen Schnitt von 1998 finden, wobei die geringe Signaldynamik und die hohe Streuung der Daten keine eindeutige Regressionsgerade zwischen $\delta^3\text{He}$ und $\Delta^4\text{He}$ zulassen. Dieser Datensatz wurde jedoch auf Neon untersucht. Niedrige $\delta^3\text{He}$ -Werte von $-2,2\pm 0,2$ % sind mit hohen ΔNe -Werten und insbesondere mit von Null abweichenden ΔHeNe -Werten, also einer Abweichung vom Lösungsgleichgewichtsverhältnis zwischen Neon und ^4He , verknüpft.

Während ein steigendes ΔNe bei wachsenden $\Delta^4\text{He}$ bei identischen Abweichungen vom Lösungsgleichgewicht lediglich auf eine Beimengung von Luft in der Probe schließen lassen würde, zeigt die Erhöhung des ΔHeNe - Wertes eine zusätzliche Beimengung von ^4He zur Probe an. Das im Atlantischen Wasser näherungsweise erreichte Lösungsgleichgewicht geht mit einem ΔHeNe -Wert von $0,2\pm 0,3$ % und einem $\Delta^4\text{He}$ -Wert von $1,9\pm 0,4$ % sowie einem ΔNe -Wert von $1,6\pm 0,3$ % einher. Eine lineare Regression ergibt um $0,9\pm 0,4$ % und $2,2\pm 0,6$ % erhöhte ΔNe bzw. $\Delta^4\text{He}$ -Werte in der Bodenwasserschicht, denen eine Erhöhung um $1\pm 0,4$ % des ΔHeNe -Wert entspricht. Eine Übersicht der Edelgassignatur im Atlantischen Wasser und BSW in den beiden Untersuchungsjahren gibt Tabelle 4.1.

		$\delta^3\text{He}$	$\Delta^4\text{He}$	ΔNe	ΔHeNe
Juni 1997	Atlantisches Wasser	$-1,3\pm 0,2$ %	$0,9\pm 0,4$ %		
	BSW	$-2,6\pm 0,1$ %	$2,0\pm 0,3$ %		
September 1998	Atlantisches Wasser		$1,9\pm 0,4$ %	$1,6\pm 0,3$ %	$0,2\pm 0,3$ %
	BSW	$-2,2\pm 0,2$ %	$4,1\pm 0,4$ %	$2,7\pm 0,2$ %	$1,2\pm 0,3$ %

Tabelle 4.1: *Helium- und Neonwerte der Wassermassen in der Storfjordrinne.*

In den folgenden Abschnitten soll zunächst der Entstehungsmechanismus des BSW und dessen Auswirkung auf die Spurenstoffverteilung von $\delta^{18}\text{O}$, Salzgehalt und Tritium untersucht und eine Quantifizierung des Storfjordaustromes in dem Untersuchungszeitraum dieser Arbeit durchgeführt werden. Die Ursachen der Ausbildung einer Heliumanomalie und die Möglichkeit des Zusammenhanges mit der BSW-Bildung erfolgt in Kapitel 4.5.

4.2 Schmelz- und Flusswasseranteil im Storfjordsausstrom – Bestimmung aus Salzgehalt, $\delta^{18}\text{O}$ und Tritium

Die Wassermassen des Nordpolarmeeres und des Europäischen Nordmeeres stellen im wesentlichen eine Mischung aus Atlantischem Wasser und meteorischem Wasser in Form von Niederschlag, Festlandsabfluss aus Flüssen und Gletscherwassereintrag dar, die zusätzlich durch die hohe Eisbildung in den polaren Breiten beeinflusst wird. Meereisschmelzwasser bildet neben dem meteorischen Wasser die zweite Süßwasserkomponente im Europäischen Nordmeer. Die $\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$ -Verhältnisse des Arktischen Festlandabflusses sind gegenüber dem Meerwasser stark angereichert und besitzen einen Salzgehalt $S = 0$, während das Isotopenverhältnis des Meereises nur in geringem Maß gegenüber dem Wasser fraktioniert ist, aus dem es gebildet wird. Jedoch tritt bei der Eisbildung eine starke Aussalzung auf. Die Messung der Sauerstoffisotopie und der Salzgehalte erlaubt daher eine Unterscheidung der verschiedenen Süßwasserkomponenten im Nordmeer. Gemäss der in Abschnitt 2.7.1 beschriebenen Salz- und Isotopenbilanz können die relativen Anteile des Atlantischen und meteorischen Wassers sowie des Meereisschmelzwassers bestimmt werden.

Aus dieser Bilanz wird aufgrund des Salzausstoßes bei der Eisbildung ein negativer Anteil von Meereisschmelzwasser errechnet, falls Eis aus einer Mischung der drei Wassermassen gebildet und entfernt wurde [Østlund und Hut, 1984]. Die Salz- und Isotopenbilanz zeigt also eine Vermischung des Atlantischen Wassers mit meteorischem Wasser und den Effekt der Eisschmelze und der Eisbildung an. Damit ist eine solche Bilanz ein hervorragend für die Untersuchung des Effektes der Eisbildung im Storfjord, der beteiligten Wassermassen und die Quantifizierung des Ausstromes geeignetes Instrument.

Die als Endkomponenten auftretenden Wassermassen werden wie folgt in Salzgehalt und dem Sauerstoffisotopenverhältnis charakterisiert:

Atlantisches Wasser wird in dieser Arbeit als durch die höchsten im Bereich der Storfjordrinne und am Kontinentalhang des Barentsschelfes gefundenen Salzgehalts- und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte charakterisiert angenommen. Ein Vergleich mit den im Lofotenbecken im Kern des Norwegischen Atlantischen Stromes im Juni 1997 beobachteten Werten bestätigten diese Werte:

	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Salzgehalt	Temperatur [°C]
Storfjordrinne	0,36	35,08	4,5
Lofotenbecken	0,33	35,07	4,5

Meereis-Schmelzwasser Bei der Berechnung des Schmelzwasseranteiles in einer freien Wassersäule wird üblicherweise aufgrund der Unkenntnis des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes des Wassers, aus dem das Eis gebildet wurde, als Näherung der $\delta^{18}\text{O}$ -Oberflächenwert des betrachteten Profils zuzüglich des Fraktionierungsfaktors von 2,1 ‰ (Abschnitt 2.7) verwendet, um den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Meereis-Schmelzwassers festzulegen [Bauch, 1995]. Diese Annahme kann aber nur als Näherung gelten, da Meereis unabhängig vom Oberflächenwasser, aus dem es gebildet wurde, verfrachtet werden kann.

Im Fall des Storfjordsausstromes führt jedoch das oben beschriebene Vorgehen zur Festlegung der $\delta^{18}\text{O}$ -Konzentration im Meereisschmelzwasser nicht zum Ziel. In der Storfjordrinne wird der Storfjordsausstrom durch Wassermassen überlagert, die nicht unmittelbar an der Bildung des

BSW beteiligt waren und somit nicht zur Charakterisierung des Schmelzwassers herangezogen werden können. Vielmehr muss der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Arktischen Wassers (s. Abschnitt 4.2.1) aus dem Storfjordanstrombereich zuzüglich des Fraktionierungsfaktors verwendet werden.

Der Salzgehalt im Eis hängt vom Alter des Eises ab. Schauer [1995] verwendet einen Salzgehalt $S_i = 10$ im neu gebildeten Eis nach Weeks und Ackley [1986]. Dieser Wert steht in guter Übereinstimmung mit einer Beziehung für den Salzgehalt in sogenanntem Eisbrei, die von Martin und Cavalieri [1989] verwendet wird und nach Martin und Kauffmann [1981] $S_{Eis} = 0,31 \cdot S_{Wasser}$ lautet. Bei einem Salzgehalt des Oberflächenwassers von $S = 34$ führt dies auf $S_{Eis} \approx 10,5$. Eine Alterung des Eises bringt eine weitere Aussalzung des Eises mit sich. Messungen 1 - 3 Monate nach der Bildung von Eis lassen einen Rückgang des Salzgehaltes in Eis auf $S_{Eis} \approx 2 - 4$ erkennen [Martin, 1979]. Diesen Salzgehalt besitzt auch mehrjähriges Eis [Doronin und Hheisin, 1977]. Dies entspricht den Werten, die Østlund und Hut [1984] ($S_{Eis} = 4$), Bauch [1995] ($S_{Eis} = 3$), Frank [1996] ($S_{Eis} = 3$) und Midttun [1985] ($S_{Eis} = 5$) für Untersuchungen im Nordpolarmeer verwenden.

Für die Eisbildung in einem Polynya ist der Wert von ($S_{Eis} = 10$) in neu gebildetem Eis von Relevanz. Das neu gebildete Eis im Storfjord wird aber nicht sofort aus diesem verdriftet; es liegen im Storfjord Regionen von neu gebildetem Eis und Packeis vor [Haarpaintner, 1999]. Daher wird in der Komponentenseparation der Süßwasseranteile im Storfjordausstrom ein Mittelwert zwischen dem Salzgehalt neuen Eises und gealterten Eises verwendet, der sich zu $S_{Eis} = 7$ ergibt.

Meteorisches Wasser Der *Flusswassereintrag* in das Nordpolarmeer beträgt nach Aagaard und Carmack [1989] $0,1 \text{ Sv}^b$. Bauch [1995] und Frank [1996] geben einen Überblick über dessen $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur. Übereinstimmend finden sie in den westsibirischen Flüssen höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als in den ostsibirischen Flüssen, was sie durch ein sukzessives Ausregnen der Wasserdampfmasse in der Atmosphäre im Verlauf der Westwinddrift und der damit verbundenen Abreicherung des schweren Sauerstoffisotops im Niederschlag zu erklären versuchen. Die von Frank [1996] aufgelisteten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für die arktischen Flüsse bewegen sich im Bereich $\approx -20 \text{ ‰}$ für die ostsibirischen Flüsse, $\approx -16 - -17 \text{ ‰}$ für die westsibirischen Flüsse und zwischen $\approx -18 - -22 \text{ ‰}$ für die nordamerikanischen Flüsse. Neben dem Flusswasserbeitrag stellt auch der Niederschlag oder direkter Festlandabfluss eine Quelle meteorischen Wassers dar. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte einzelner Niederschläge zeigen starke Variationen. Isotopendaten der Station Ny Ålesund auf Spitzbergen [IAEA/WMO, 1998] ergeben im langjährigen Mittel einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Niederschlages von $\approx -11 \text{ ‰}$ (Abschnitt 4.4.2). Østlund und Hut [1984] nehmen als $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des meteorischen

^bSv = Sverdrup. 1 Sverdrup entspricht einem Transport von $10^6 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$

	$\delta^{18} \text{ [‰]}$	Salzgehalt
Meereis-Schmelzwasser	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Arktisches Wasser}} + 2,1 \text{ ‰}$	7
Meteorisches Wasser	-21	0
Atlantisches Wasser	0,36	35,08

Tabelle 4.2: Endkomponenten der Komponentenseparation. Der beobachtete $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Arktischen Wassers im Anstrombereich des Storfjordes wird in Abschnitt 4.2.1 gegeben.

Wassers (Flusswasser und Niederschlag) -21 ‰ an, die sie auf der Basis von IAEA-Daten des Niederschlags im Einzugsbereich der arktischen Flüsse ermittelten. In dieser Arbeit wird generell der Wert von Østlund und Hut [1984] verwendet. Da der Niederschlag in arktischen Breiten und so auch auf Spitzbergen gering ist [Baumgartner und Reichel, 1975] (vgl. auch Abschnitt 4.4.2), erscheint trotz der sich unterscheidenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Flusswasser und Niederschlag eine Zusammenfassung als meteorisches Wasser mit einheitlichem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert gerechtfertigt.

Der Salzgehalt meteorischen Wassers wird zu $S = 0$ angesetzt.

Eine Zusammenfassung der für die Komponentenseparation im Storfjordsausstrom verwendeten Salzgehalte und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gibt Tabelle 4.2. Die Fehler der berechneten Süßwasseranteile f_i und f_r betragen Δf_i , $\Delta f_i \approx \pm 0,3 \text{ ‰}$ (s. Abschnitt 4.2.2).

4.2.1 Charakterisierung des Arktischen Wassers im Anstrom des Storfjordes

Der Ausstrom aus dem Storfjord wird durch den windgetriebenen oberflächennahen Einstrom Arktischen Wassers aus der Barentssee ersetzt [Anderson *et al.*, 1988; Schauer, 1995; Schauer und Fahrbach, 1999]. Arktisches Wasser der Barentssee muss daher als Ausgangswassermasse des aus dem Storfjord ausströmenden BSW gelten. Das im Sommer in der Barentssee in der Tiefe von $\approx 20 - 150 \text{ m}$ aufzufindende Arktische Wasser wird durch Konvektion im vorangehenden Herbst und Winter gebildet [Pfirman *et al.*, 1994] und repräsentiert daher die Eigenschaften des Arktischen Wassers, welches im Winter den Storfjordsausstrom kompensierte.

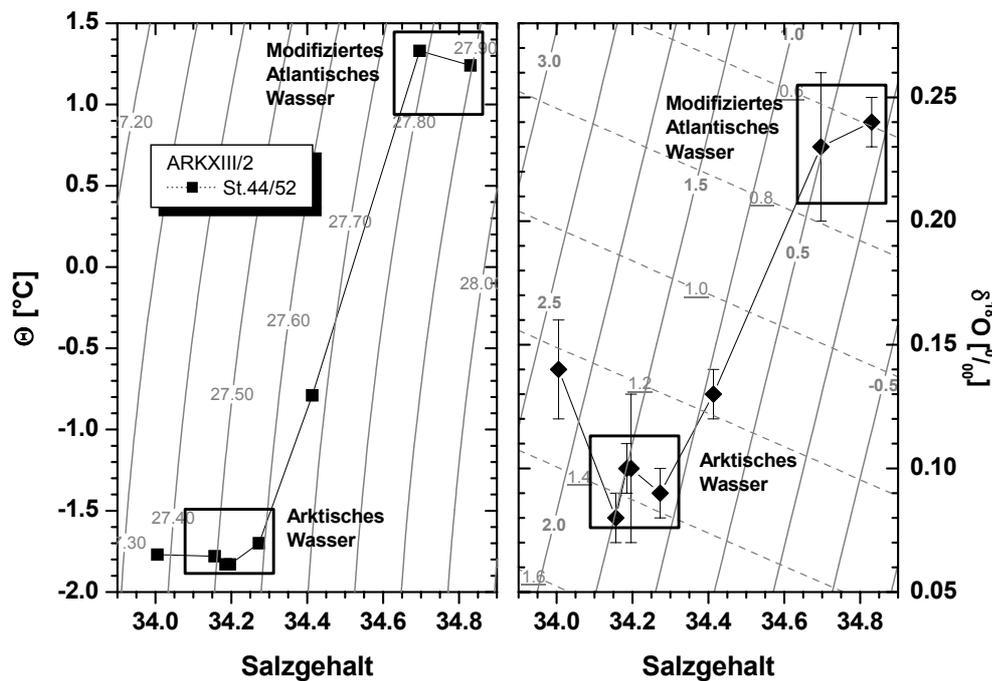


Abbildung 4.11: Flusswasser- und Schmelzwasseranteile im Arktischen Wasser des Storfjordanstromes. Durchgezogene Linien zeigen den Meereis-Schmelzwasseranteil an, gestrichelt ist der Flusswasseranteil dargestellt.

Im Juli 1997 auf der Fahrt ARKXIII/2 nordöstlich von Spitzbergen (Abbildung 4.1) im Ostspitzbergenstrom durchgeführte Beprobungen des Arktischen Wassers können demnach zu einer Charakterisierung der Ausgangswassermasse des im Juni 1997 beobachteten BSW-Ausstromes herangezogen werden. Das Θ -S-Diagramm des in der Barentssee im Juli 1997 aufgenommenen Profils lässt eine Unterscheidung zweier Wassermassen zu (Abbildung 4.11 links). Arktisches Wasser zeichnet sich durch Temperaturen nahe des Gefrierpunktes und Salzgehalte um 34,2 aus, was eine Dichte von $\approx 27,5$ ergibt, wohingegen modifiziertes Atlantisches Wasser der Barentssee mit Salzgehalten um 34,8 und Temperaturen bei $\approx 1,4$ °C eine Dichte von $\approx 27,9$ erreicht. Entsprechend sind in der Auftragung von $\delta^{18}\text{O}$ gegen den Salzgehalt die zwei Wassermassen durch unterschiedliche Isotopensignaturen gekennzeichnet (Abbildung 4.11 rechts):

Modifiziertes Atlantisches Wasser weist $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um $\approx 0,24$ ‰ auf. Arktisches Wasser ist durch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um $\approx 0,09$ ‰ gekennzeichnet. Das Arktische Wasser ist von Oberflächenwasser überschichtet, das durch Meereis-Schmelzwasser einen geringeren Salzgehalt und eine höhere ^{18}O -Konzentration besitzt. Mittels der Komponentenseparation lassen sich für das Modifizierte Atlantische Wasser Süßwasseranteile von $\approx 0 - 0,5$ % Meereis-Schmelzwasser und $\approx 0,6$ % meteorisches Wasser feststellen. Das Arktische Wasser besitzt einen Anteil meteorischen Wassers von $\approx 1,4$ % und einen Meereis-Schmelzwasseranteil von $\approx 1 - 1,5$ %. Das Oberflächenwasser

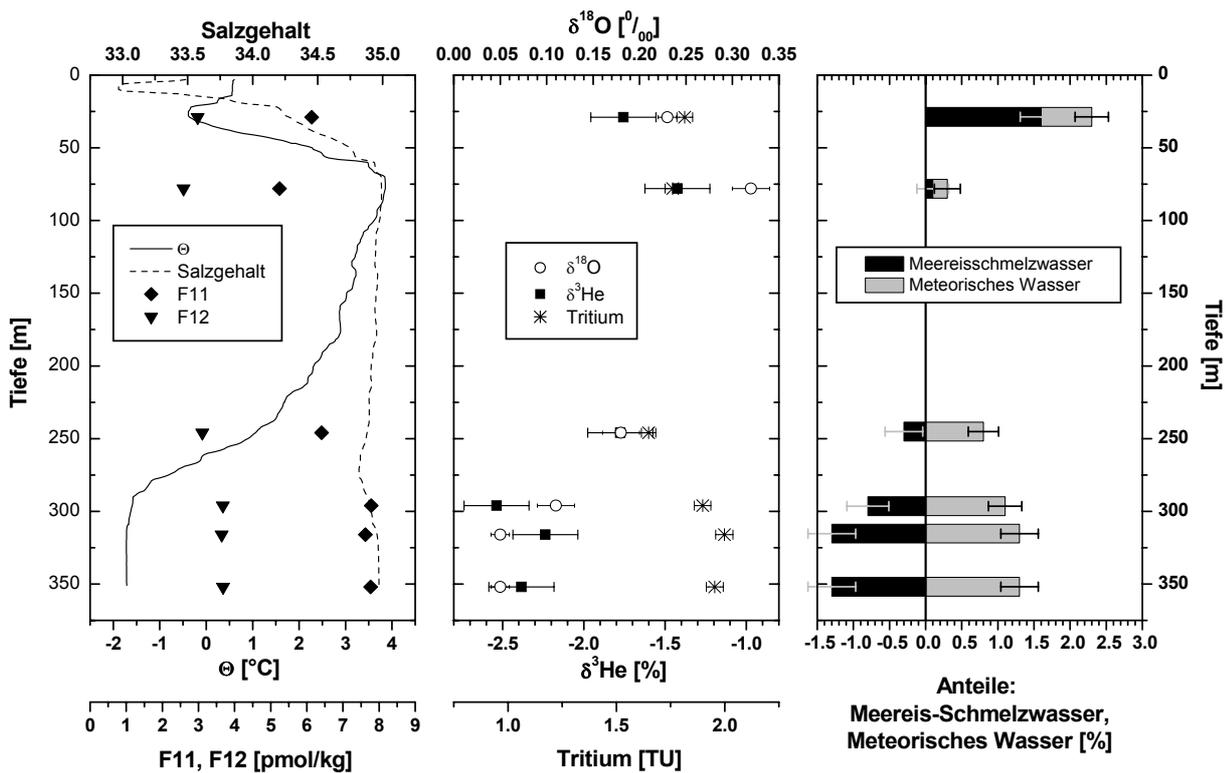


Abbildung 4.12: Exemplarisches Profil der Süßwasseranteile im Bereich des Storfjordsausstromes im Vergleich zu den vertikalen Tracerverteilungen. Insbesondere fällt das Schmelzwasserdefizit in der Bodenwasserschicht des Storfjordsausstromes auf.

ist durch einen ähnlich hohen Anteil meteorischen Wassers von $\approx 1,3\%$, aber einen deutlich höheren Schmelzwasseranteil von nahezu $2,5\%$ ausgezeichnet.

4.2.2 Separation der Süßwasserkomponenten

Die berechneten Süßwasserkomponenten im Storfjordaustrom und die diesbezüglichen Schichtungsverhältnisse in der Storfjordrinne lassen sich anhand eines Profils veranschaulichen (Abbildung 4.12). Das Oberflächenwasser weist sowohl relativ hohe Anteile von Schmelzwasser als auch von meteorischem Wasser auf. Darunterliegendes Atlantisches Wasser besitzt dagegen nahezu keine Süßwasseranteile. Die Bodenwasserschicht des BSW hebt sich durch einerseits hohe Anteile meteorischen Wassers von $\approx 1,3\%$, andererseits durch ein etwa gleich hohes Schmelzwasserdefizit deutlich von den darüberliegenden Wassermassen ab. Die beobachteten Süßwasseranteile sind signifikant größer als die Fehler der Komponententrennung.

Eine Darstellung aller im Juni 1997 und September 1998 beobachteten Werte ist in Abbildung 4.13 gegeben. Atlantisches Wasser ist durch die Wahl der Endkomponenten der Separationsrechnung bei einem Schmelzwasseranteil von $\approx 0\%$ und einem Anteil meteorischen Wassers von $\approx 0,2\%$ zu finden, was im Rahmen der Fehler von $\approx 0,3\%$ zu vernachlässigen ist. Im Juni 1997 wurden im BSW-Ausstrom Schmelzwasserdefizite bis nahe $-1,4\%$ und etwa gleich hohe Anteile meteorischen Wassers gefunden. Demgegenüber konnten im September 1998 nur Schmelzwasserdefizite bis $-0,4\%$ und Anteile meteorischen Wassers bis $0,8\%$ beobachtet werden. Die ebenfalls

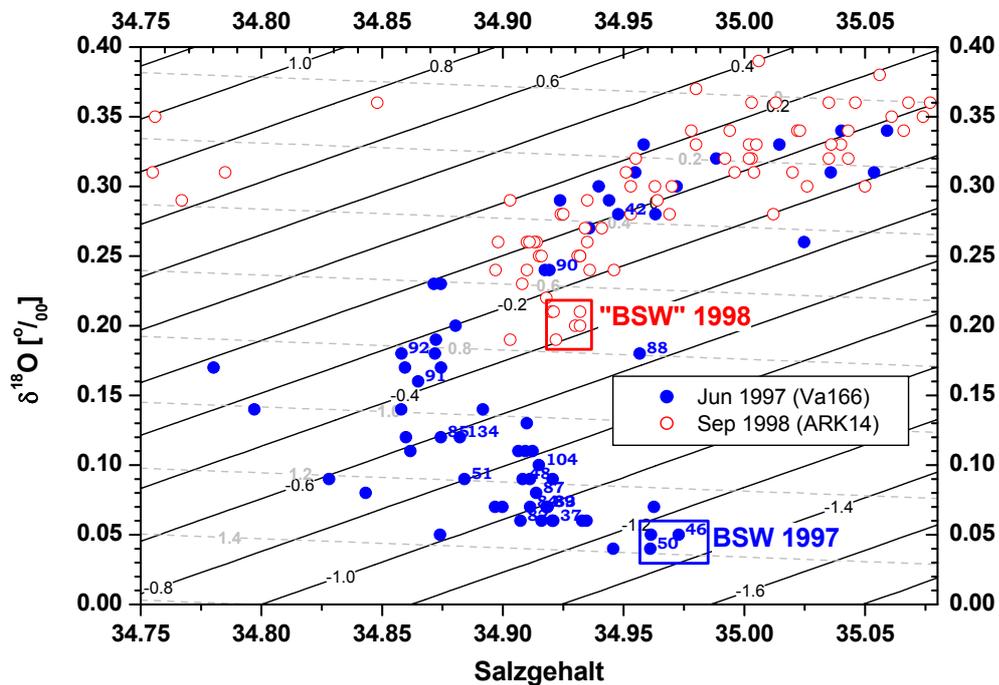


Abbildung 4.13: Schmelzwasser- und Flusswasseranteile der Wassermassen im Bereich des Storfjordaustromes. Werte aus der Bodenwasserschicht sind mit der Stationsnummer versehen. Durchgezogene Linien zeigen den Meereis-Schmelzwasseranteil an, gestrichelt ist der Flusswasseranteil dargestellt.

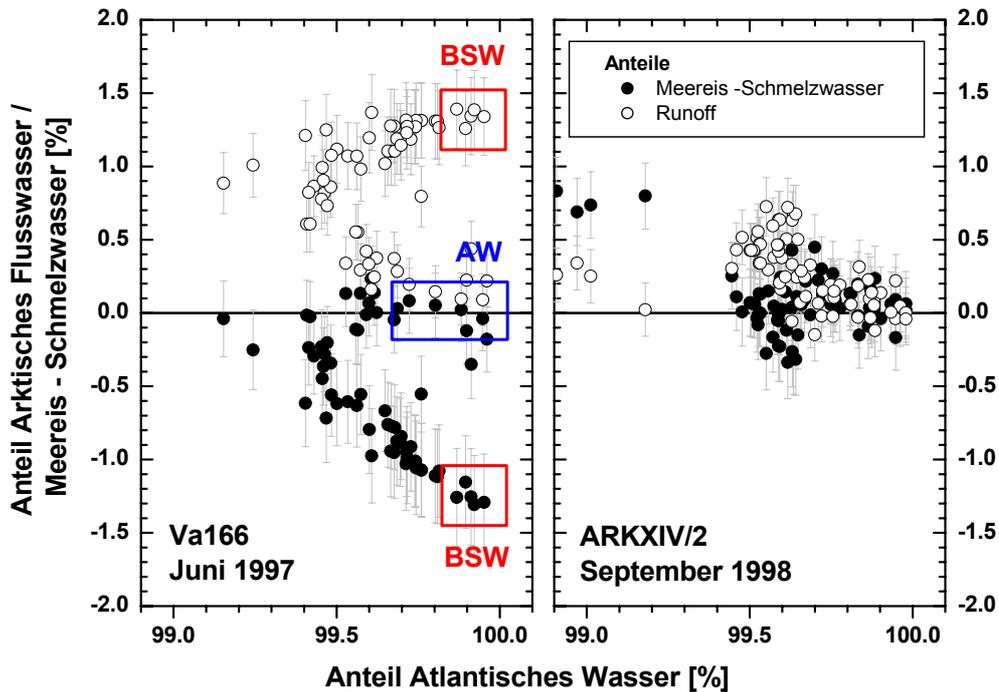


Abbildung 4.14: Eine Auftragung des Meereis-Schmelzwasser- und Flusswasseranteils über dem Anteil des Atlantischen Wassers zeigt das BSW im Juni 1997 als eine Mischung von nahezu gleich großen Anteilen von arktisches Flusswasser und Schmelzwasserdefizit und einem Anteil von $\approx 100\%$ Atlantischen Wassers. Aufgrund des relativ hohen Anteils der Süßwasserkomponenten ist 1997 eine deutliche Abgrenzung des BSW gegen das Atlantische Wasser möglich; 1998 ist die Abgrenzung durch die geringeren Süßwasseranteile undeutlich. AW: Atlantisches Wasser, BSW: Storfjordaustrom.

in Abbildung 4.13 bei den tiefsten Proben der Stationen eingezeichnete Stationsnummer lässt eine Abnahme der Süßwasseranteile mit steigender Entfernung vom Storfjordaustrom (vgl. Abbildung 4.1) und damit einhergehender Vermischung erkennen. So ist von Station 46 nahe des Storfjordaustromes bis zur Station 92, die sich nahe der Schelfkante und ≈ 42 km von Station 46 entfernt befindet, eine Abnahme der Schmelzwasserdefizite von $\approx -1,4\%$ auf $\approx -0,2\%$ und ebenso eine Abnahme des Anteils meteorischen Wassers von $\approx 1,4\%$ auf $\approx -0,8\%$ festzustellen. Dies bedeutet aufgrund der unterschiedlichen Veränderung der beiden Süßwasserkomponenten eine Mischung nicht nur mit Atlantischem, sondern auch mit Arktischem Wasser.

Die Relation der Süßwasserkomponenten zu dem Anteil Atlantischen Wassers ist Abbildung 4.14 zu entnehmen. Im Juni 1997 lässt sich das BSW durch seinen signifikanten Anteil meteorischen Wassers und das Schmelzwasserdefizit deutlich von Atlantischem Wasser abgrenzen, obwohl das BSW ebenfalls einen formalen Anteil Atlantischen Wassers von $\approx 100\%$ aufweist. Das Atlantische Wasser besitzt aber im Rahmen des Fehlers keine Süßwasseranteile. Während eine Mischung des BSW mit Atlantischem Wasser zu einer Erniedrigung der Süßwasseranteile bei einem gleichbleibend hohen Anteil Atlantischen Wassers von 100% führt, wird durch eine Mischung des BSW mit Arktischem Wasser der Anteil meteorischen Wassers nicht verändert, jedoch das Schmelzwasserdefizit und der Anteil Atlantischen Wassers erniedrigt. Die in Abbildung 4.14 abseits von

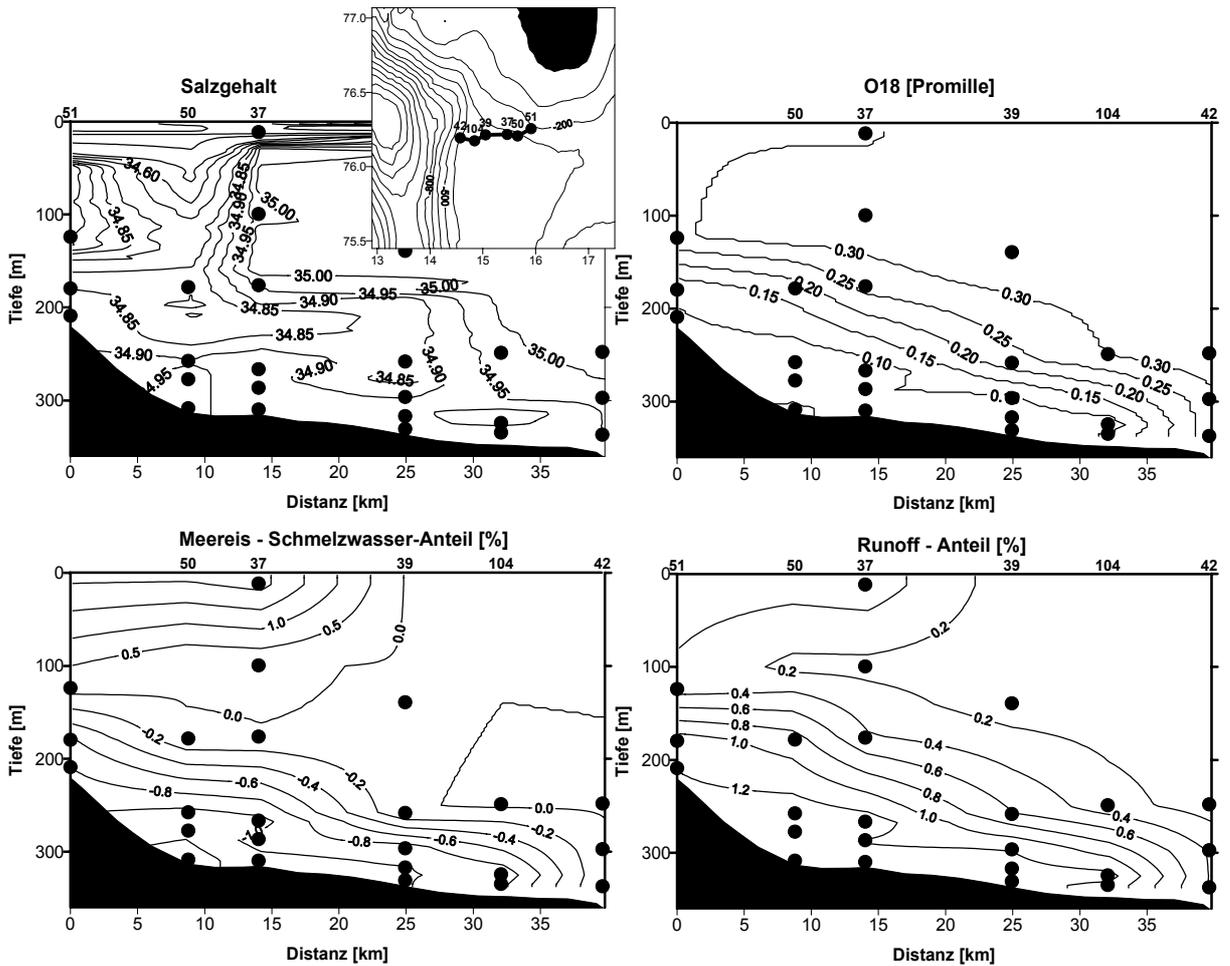


Abbildung 4.15: Ein Schelfschnitt zeigt anhand des Salzgehaltes, $\delta^{18}O$ und der daraus resultierenden Süßwasseranteile ein Vordringen des Storfjordsausstromes bis Schelfkante. Zur Schelfkante hin nimmt sowohl der Flusswasser-Anteil als auch das Schmelzwasserdefizit aufgrund von Vermischung mit dem umliegenden Atlantischen Wasser ab.

BSW und Atlantischem Wasser liegenden Werte lassen sich demnach durch eine Mischung mit Atlantischem und Arktischem Wasser erklären. Im September 1998 ist keine annähernd deutliche Verteilung der Anteile wie im Juni 1997 festzustellen. Anhand des geringen Schmelzwasserdefizits von $-0,3\%$ bei einem Anteil Atlantischen Wassers von $\approx 99,6\%$ und meteorischen Wassers von $\approx 0,8\%$ ist dennoch das schwache Signal von BSW zu erkennen. Die niedrigen Süßwasseranteile in Verbindung mit dem gegenüber 1997 niedrigeren Anteil Atlantischen Wassers lassen sich auf zwei verschiedene Arten erklären:

- Eine Bildung des BSW aus Arktischem Wasser mit einem geringeren Anteil meteorischen Wassers in Kombination mit einer geringen Eisbildung führt auf die beobachtete Komponentenverteilung.

- Geringere Süßwasseranteile und ein reduzierter Anteil Atlantischen Wassers können auch ein Resultat einer bereits weitgehend erfolgten Vermischung des BSW-Ausstromes in der Storfjordrinne mit Atlantischem und Arktischem Wasser darstellen. So führt eine Mischung aus dem BSW von 1997, Atlantischem Wasser und Arktischem Wasser im Verhältnis 40 % : 45 % : 15 % auf die beobachteten Werte im September 1998. Aufgrund des späten Beobachtungstermines im Herbst 1998 ist es nicht auszuschließen, dass 1998 nur die durch Vermischung bereits stark veränderten Überreste eines ähnlich hoher Ausstrom wie 1997 mit den entsprechenden Spurenstoffsignalen beobachtet wurden.

Eine Entscheidung, welche der beiden Möglichkeiten zutrifft, ist aus den vorliegenden Daten nicht möglich. Die Verteilung der Süßwasserkomponenten im Juni 1997 entlang eines Schnittes durch die Storfjordrinne lässt sich Abbildung 4.15 entnehmen. Entsprechend der hohen Salzgehalte und niedersten ^{18}O -Konzentrationen sind die höchsten Süßwasseranteile in der Bodenwasserschicht des flachen Teils des Schnittes zu finden und nehmen sowohl zur Schelfkante als auch bei dem Übergang zum darüberliegenden Atlantischen Wasser hin ab.

Im September 1998 zeigt die Lage der höchsten – wenn auch insgesamt geringeren als im Juni 1997 – Süßwasseranteile der Station 3 und 4 des Schnittes an, dass offensichtlich der Kern des Storfjordausstromes durch den Schnitt nicht beprobt wurde. Bemerkenswert ist insbesondere, dass zwar signifikante Schmelzwasserdefizite nur an Station 3 beobachtet wurden, die Bodenwasserschicht des gesamten Schnittes aber erhöhte Anteile meteorischen Wassers gegenüber dem darüberliegenden Atlantischen Wasser aufweist. Diese Anteile besitzen aber niedrigere Werte als die im Jahr zuvor im Arktischen Wasser gefundenen Süßwasseranteile. Eine Beeinflussung der gesamten Bodenwasserschicht durch im Storfjord aufgrund von Eisbildung verändertes Arktischen Wasser und eine nachfolgende Vermischung mit Arktischem und Atlantischem Wasser ist demnach nicht auszuschließen.

Fehler der Komponentenseparation Die Wahl der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und Salzgehalte der Endkomponenten kann zu einem systematischen Fehler in der Komponenten - Separationsrechnung führen. Die west- und ost-sibirischen sowie die nordamerikanischen Flüsse weisen unterschiedliche $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen -22 – -16 ‰ auf. Im folgenden wird die Auswirkung der isotopisch unterschiedlichen schweren Flusswasser zusammen mit einer Variation des Restsalzgehaltes im Eis auf die berechneten Süßwasseranteile im Storfjordausstrom betrachtet. Der Restsalzgehalt des Eises wird dabei zwischen einem Wert für neu gebildetes Eis von $S = 10$ und einem Salzgehalt von $S = 5$ für bereits gealtertes Eis variiert.

Eine Übersicht der aus diesen veränderten Werten resultierenden Süßwasseranteile im Boden-

f_i/f_r [%]	Restsalzgehalt		
$\delta^{18}\text{O}$	5	7	10
-22 ‰	-1,2/1,3	-1,2/1,3	-1,4/1,3
-16 ‰	-1,6/1,7	-1,6/1,6	-1,9/1,7

Tabelle 4.3: Variation der Süßwasseranteile in Abhängigkeit von der Wahl des Restsalzgehaltes im Eis und des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes im arktischen Flusswasser. f_i : Meereis-Schmelzwasseranteil, f_r : Anteil meteorischen Wassers.

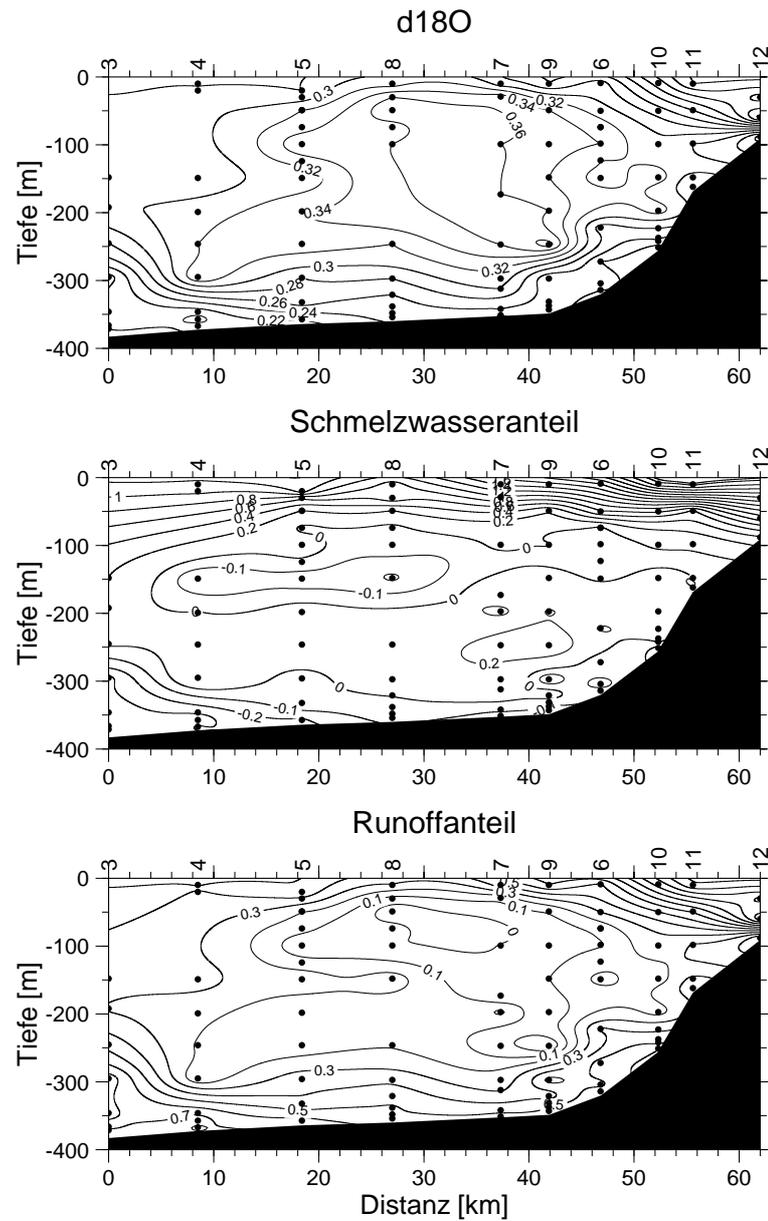


Abbildung 4.16: Süßwasseranteile auf dem südlichen Schelfschnitt September 1998, ARKXIV/2. Das nur sehr schwach ausgeprägte ^{18}O -Signal des Storfjordausstromes im Bodenwasser am Beginn des Schnittes spiegelt sich in nur geringen Schmelzwasserdefiziten und Anteilen meteorischen Wassers wider.

wasser der Station 46 im Storfjordausstrom Juni 1997 gibt Tabelle 4.3.

Die Komponententrennung ist nicht sehr sensitiv auf die Wahl des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes des Meereis-Schmelzwassers. Eine Variation um $\pm 0,3 \text{ ‰}$, wie sie aus den im Untersuchungsgebiet vorliegenden Wassermassen realistisch erscheint, bewirkt eine Veränderung der berechneten Süßwasseranteile um $< 0,1 \%$.

Die Variation der Eigenschaften der Endkomponenten zeigt somit, dass der Fehler der Süßwasseranteile $\approx \pm 0,3$ % beträgt.

In obiger Komponentenseparation wurden die Werte $\delta^{18}\text{O}_{\text{Flusswasser}} = -21$ ‰, $S_{\text{Eis}} = 7$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schmelzwasser}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{ArktischesWasser}} + 2,1$ ‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ArktischesWasser}} = 0,09$ ‰) verwendet (s. Abschnitt 4.2).

4.2.3 Tritium als Indikator des Flusswasseranteils

Die im BSW gegenüber dem Atlantischen Wasser erhöhten Tritiumkonzentrationen (s. Abschnitt 4.1) deuten auf eine Bildung des BSW aus Arktischem Wasser der Barentssee hin, welches aufgrund eines höheren Anteils meteorischen Wassers in Form von Festlandabfluss aus den sibirischen Flüssen eine erhöhte Tritiumkonzentration aufweist (Abschnitt 2.1 und Anhang A). Auf der Fahrt ARK IV/3 im Jahr 1987 wurden am nördlichen Schelfrand der Barentssee nordöstlich von Spitzbergen auf Station 269 eine Tritiumkonzentration von 3,5 TU im Arktischen Wasser bestimmt [Bauch, 1995]. Zerfallskorrigiert auf 1997 entspricht dies $\approx 2,1$ TU. Im Jahr 1993 wurde auf der Fahrt ARK IX/4 an nahezu derselben Position (Station 6) die Tritiumkonzentration zu $\approx 2,5$ TU ermittelt [Frank, 1996]; zerfallskorrigiert erhält man $\approx 2,0$ TU. Arktisches Wasser stellt eine Mischung arktischen Flusswassers und Atlantischen Wassers dar. Die Tritiumeintragsfunktion sowohl für das arktische Flusswasser als auch für das Atlantische Wasser kann seit 1984 näherungsweise durch eine Tritium- Zerfallskurve beschrieben werden. Daher ist eine Extrapolation der 1984 und 1993 im Arktischen Wasser bestimmten Tritiumkonzentration auf das Jahr 1997 entsprechend des Tritiumzerfalls möglich und führt auf eine Tritiumkonzentration von $2 - 2,1$ TU. Die Tritiumwerte des Arktischen Wassers zeigen somit eine gute Übereinstimmung mit der im Juni 1997 im BSW ermittelten maximalen Tritiumkonzentrationen und unterstützen daher die Annahme der Bildung des BSW aus Arktischem Wasser der Barentssee.

Demgegenüber weist das Atlantische Wasser der Barentssee eine geringere Tritiumkonzentration auf, die von Bauch [1995] zu 3,25 TU angegeben wird, was zerfallskorrigiert auf 1997 1,85 TU entspricht. Frank [1996] nimmt auf der Basis von Tritiumdaten von 3,0 TU (1985) in der Norwegischen See im Norwegischen Strom [Schlosser *et al.*, 1994a] eine Tritiumkonzentration von 2,2 TU für 1993 an, was mittels Zerfallskorrektur auf 1,79 TU (1997) führt. 1997 wurde auf Va166 in der Norwegischen See im Atlantischen Wasser des Norwegischen Stromes eine Tritiumkonzentration von $1,63 \pm 0,02$ TU bestimmt, die gut mit der Tritiumkonzentration des Atlantischen Wassers des Storfjordes von $1,66 \pm 0,08$ TU, wie sie in Abschnitt 4.1 ermittelt wurde, übereinstimmt.

Sind die Tritiumkonzentrationen im meteorischen Wasser bekannt, so können aus der Tritiumkonzentrationsdifferenz des Arktischen und des Atlantischen Wassers der Anteil des meteorischen Wassers berechnet werden. Die mittlere Aufenthaltszeit des arktischen Flusswassers auf den Schelfen wird von Schlosser *et al.* [1994a] und Bauch [1995] zu $3,5 \pm 2$ Jahre angegeben. Mit dem in Anhang A beschriebenen Verlauf der Tritiumkonzentration im sibirischen Flusswasser erhält man für 1997 eine Tritiumkonzentration des Flusswasseranteils auf dem Barentsschelf von 27 ± 3 TU. Aufgrund der geringen Dynamik der Tritiumkonzentration im arktischen Flusswasser seit 1993 spielt die Aufenthaltszeit auf dem Schelf zwar eine untergeordnete Rolle in Bezug auf den Zeitpunkt und damit die Tritiumkonzentration des Flusswassereintrages, sie muss aber als Tritiumzerfallszeit berücksichtigt werden.

Die Tritiumkonzentration des Niederschlages auf Spitzbergen beträgt im niederschlagsgewichteten Mittel im Zeitraum 1990 - 1997 $15,5 \pm 0,5$ TU (Station Ny Ålesund [IAEA/WMO, 1998])

und weicht damit signifikant von der Tritiumkonzentration des arktischen Flusswassers ab. Aufgrund der geringen Niederschlagsmengen von $\approx 0,35$ m/Jahr [Baumgartner und Reichel, 1975; IAEA/WMO, 1998] bis $\approx 0,5$ m/Jahr (Wetterdaten der Station Hopen [Norsk Polarinstitut, 1999]), die einem Flusswasserinventar in der Wassersäule von 1 - 1,5 m [Frank, 1996] gegenüberstehen, würde eine Beimischung des gesamten Jahresniederschlags nur eine Verschiebung der Tritiumkonzentration um ≈ 1 TU bewirken. Dies ist ein geringer Wert gegen den Fehler der Tritiumkonzentration im Flusswasseranteil. Da zudem nur der Anteil des Niederschlags im Winter, der Bildungszeit des BSW, relevant ist und zu großen Teilen dem gebildeten Meereis zukommt, wird der Beitrag des Niederschlags im folgenden vernachlässigt.

Die in der Storfjordinne aus einer linearen Regression (Abschnitt 4.1) ermittelten Tritiumwerte von $T_{AW} = 1,66 \pm 0,08$ TU, $T_{BSW} = 1,94 \pm 0,08$ TU führen mit $T_{Flusswasser} = 27 \pm 3$ TU auf einen Anteil des arktischen Flusswassers von $1,1 \pm 0,5$ %. Bei der Verwendung der bei minimalen ^{18}O -Werten im BSW beobachteten Tritiumkonzentration von $2,0 \pm 0,05$ TU ergibt sich ein Anteil von $1,3 \pm 0,5$ %.

Diese Werte stehen damit in guter Übereinstimmung mit dem aus der ^{18}O -Salz-Bilanz erhaltenen Ergebnis.

4.2.4 Spurenstoffsignaturen der Wassermassen

	Wassermasse	T [°C]	S	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Tritium [TU]	f_i [%]	f_r [%]	f_a [%]
1996/ 1997	ARK	-1,8	$\approx 34,2$	$\approx 0,09$	$2,1 \pm 0,1^a$	$\approx 1,2$	$\approx 1,4$	$\approx 97,5$
	AW	$\approx 4,5$	$\approx 35,06$	$\approx 0,34$	$1,66 \pm 0,08$			
	BSW	-1,71	34,97	0,04	$1,94 \pm 0,08$	$\approx 1,3$	$\approx 1,3$	≈ 100
1997/ 1998	AW	≈ 5	$\approx 35,08$	$\approx 0,36$				
	"BSW"	-0,79	34,91	0,19		$\approx 0,3$	$\approx 0,7$	$\approx 99,6$
	NSDW	-1,02	34,91	$0,26 \pm 0,03$	$0,29 \pm 0,05$			

^anach [Frank, 1996] und [Bauch, 1995]

Tabelle 4.4: *Spurenstoffsignaturen der am Storfjordsausstrom beteiligten Wassermassen und die daraus berechneten Wassermassenanteile. f_i : Meereis-Schmelzwasseranteil, f_r : Anteil meteorischen Wassers, f_a : Anteil Atlantischen Wassers.*

Die Spurenstoffsignaturen der Wassermassen, die an der Bildung des BSW beteiligt sind, werden zusammengefasst in Tabelle 4.4 wiedergegeben. Die Edelgassignaturen im Storfjordsausstrom und der Storfjordinne wurden bereits in Tabelle 4.1 (S. 52) angegeben.

4.2.5 Einfluss von Gletscherschmelzwasser

Die Entstehung der Spurenstoffsignatur im Storfjordsausstrom durch die Beimischung von Gletscherschmelzwasser zu Atlantischem Wasser oder Arktischem Wasser kann die Charakteristik des Storfjordsausstromes nicht erklären. Gletscherschmelzwasser besitzt einen Salzgehalt $S = 0$, einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von $-11,5$ ‰ (s. Abschnitt 4.4.2) und eine Tritiumkonzentration von $\approx 15,5$ TU (Abschnitt 4.2.3). Wie aus Tabelle 4.5 ersichtlich ist, reicht zwar eine Zumischung von weniger als 3% von Gletscherschmelzwasser zu Atlantischem Wasser aus, um die beobachteten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte

f_G [%]	S	Tritium [TU]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	f_i [%]	f_r [%]	f_a [%]
Mischung mit Atlantischem Wasser						
0	35,06	1,66	0,34	0	0	100
1	34,71	1,8	0,22	0,5	0,6	98,8
2	34,36	1,9	0,1	1,0	1,2	97,7
3	34,01	2,1	-0,02	1,5	1,8	96,6
4	33,66	2,2	-0,13	2,0	2,4	95,5
Mischung mit Arktischem Wasser						
0	34,2	2,1	0,09	1,5	1,3	97,2
1	33,86	2,2	-0,03	1,9	1,9	96,1
2	33,52	2,4	-0,14	2,4	2,5	95,1
3	33,17	2,5	-0,26	2,9	3,1	94,0
4	32,83	2,6	-0,37	3,4	3,7	92,9

Tabelle 4.5: Mischung von Gletscherschmelzwasser und Atlantischem bzw. Arktischem Wasser. f_G : Anteil Gletscherschmelzwasser, f_i : Meereis-Schmelzwasseranteil, f_r : Anteil meteorischen Wassers, f_a : Anteil Atlantischen Wassers.

und Tritiumkonzentrationen im Storfjordausstrom zu erreichen. Damit verbunden ist aber eine Abnahme des Salzgehaltes auf $S \approx 34$ und daher Süßwasseranteile, wie sie im Storfjordausstrom nicht beobachtet werden. Ebenso führt eine Zumischung von unter 1 % Gletscherschmelzwasser zu Arktischem Wasser zu dem beobachteten $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im BSW des Storfjord, jedoch lassen sich die Salzgehalte und Süßwasseranteile so nicht erreichen.

4.3 Vermischung und Wassermassenverteilung in der Storfjordrinne

Die Vermischung des aus der Storfjordrinne aufgrund seiner hohen Dichte entlang des Kontinentalabhanges absinkenden BSW mit den umliegenden Wassermassen ist aus einem Diagramm der Temperatur und Salzgehaltswerte in der Bodenwasserschicht zu erkennen (Abbildung 4.17). Anhand des bei Temperaturen bis $-1,8$ °C auftretenden Salzmaximums (Station 46) ist der im Juni 1997 auf Va166 beobachtete, den geringsten Vermischungsgrad aufweisende Ausstrom von BSW festgelegt. Die Vermischung erfolgt gemäss dem Schema, wie es Quadfasel *et al.* [1988] beschreiben (Abschnitt 3.5): Zunächst findet eine Vermischung mit Wasser des Ostspitzbergenstromes statt, dessen Eigenschaften durch Arktisches Wasser aus der Barentssee bestimmt werden. Der Salzgehalt nimmt daher bei nahezu gleichbleibender Temperatur stark ab. Eine Vermischung mit Arktischem Wasser haben insbesondere die Stationen 117 - 122 erfahren, die am Rand der Storfjordrinne zur Südspitze Spitzbergens hin im Einflussbereich des Ostspitzbergenstromes liegen. Das weitere Vordringen des Plumes bringt eine Vermischung mit Atlantischem Wasser sowie NSDW mit sich. Ein ähnliches Bild ist aus der Auftragung von $\delta^{18}\text{O}$ gegen den Salzgehalt zu erkennen (Abbildung 4.13). Station 46 ist durch den höchsten Salzgehalt und den geringsten $\delta^{18}\text{O}$ -Wert in der Bodenwasserschicht gekennzeichnet. Eine Vermischung mit Arktischem Wasser des Ostspitzbergenstromes bringt nur eine geringfügige Erhöhung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, jedoch

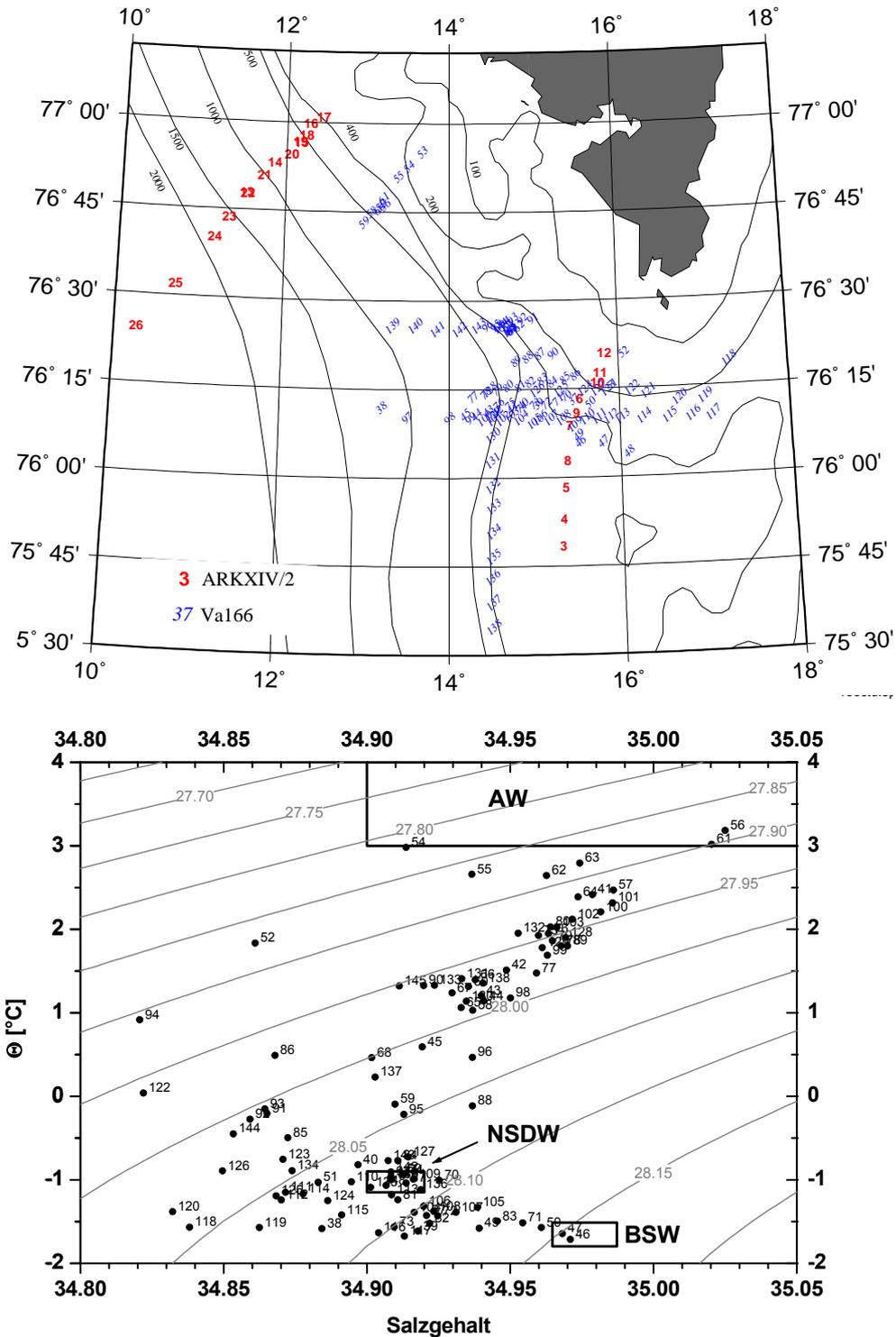


Abbildung 4.17: Bodenwerte der Temperatur und des Salzgehaltes in der Storfjordrinne im Juni 1997, Va166. Mit zunehmendem Abstand vom Storfjordaustrom ist eine Vermischung des Storfjordaustromes mit den umliegenden Wassermassen zu beobachten. AW: Atlantisches Wasser, NSDW: Tiefenwasser der Norwegischen See, BSW: Storfjordaustrom.

eine Salzgehaltsabnahme mit sich. Dies hat eine nur geringfügiger Änderung des Anteiles meteorischen Wassers, aber eine Abnahme des Schmelzwasserdefizits (Stationen 37, 104) zur Folge. Die weitere Mischung mit Atlantischem Wasser bewirkt eine Salzgehalts- und $\delta^{18}\text{O}$ -Zunahme und damit eine Abnahme der Süßwasseranteile.

Die Anteile der drei Wassermassen Atlantisches Wasser, Arktisches Wasser und BSW in der Storfjordrinne lassen sich durch eine Komponentenseparation analog der Separation der Süßwasserkomponenten berechnen. Die Salzgehalts-, Temperatur- und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dieser Wassermassen wird den 1996/1997 beobachteten Werten entsprechend gewählt (Tabelle 4.4).

Anhand des so berechneten Anteils an BSW lässt sich auf den an der Schelfkante positionierten Hangschnitten jeweils der Kern des Ausstromes, der durch den höchsten BSW-Anteil gekennzeichnet ist, auffinden. Ausgehend von Station 46 in der Storfjordrinne, weist die Bodenwasserschicht der in Tabelle 4.6 in der Reihenfolge zunehmender Entfernung aufgeführten Stationen die jeweils höchsten Anteile an BSW auf. Dabei ist von der dem Storfjordausstrom nächstgelegenen Station 46 bis zur bereits am Kontinentalhang gelegenen Station 59 eine Abnahme des relativen BSW-Anteils auf $\approx 60\%$ festzustellen, was einer Volumenzunahme und Zumischung von Atlantischem und Arktischem Wasser zu dem BSW von ebenfalls $\approx 60\%$ entspricht. Während Arktisches und Atlantisches Wasser zunächst in nahezu gleichen Anteilen zugemischt wird (bis Station 87), nimmt bei weiterem Absinken des Plumes der Anteil Atlantischen Wassers weiter zu bei gleichbleibendem Anteil Arktischen Wassers.

Der Vergleich der aus ^{18}O / Salzgehalt und Temperatur / Salzgehalt berechneten BSW-Anteile aller Proben aus der Storfjordrinne ergibt einen relativen Fehlers von 10% der beiden Methoden gegeneinander.

Station	BSW		AW		ARK	
	T / S	^{18}O / S	T / S	^{18}O / S	T / S	^{18}O / S
46	100	97	0	3	0	0
107	89		5		6	
71	94		3		2	
83	93	98	4	0	4	2
87	80	80	11	12	9	9
95	66		24		10	
59	63		26		11	

Tabelle 4.6: Vermischung des BSW auf dem Schelf und am Kontinentalabhang im Juni 1997, Va166 mit zunehmenden Abstand vom Storfjordausgang. T/S: Anteile aus Temperatur und Salzgehalt errechnet. ^{18}O / S: Anteile aus ^{18}O und Salzgehalt errechnet.

Da ein Absinken des Storfjordausstroms im Juni 1997 lediglich bis zur Schelfkante beobachtet wurde, kann der Effekt einer weiteren Vermischung nur abgeschätzt werden (Abbildung 4.18). Quadfasel *et al.* [1988] geben eine Vermischung des BSW -Ausstromes mit bis zu 500% Atlantischem Wasser und NSDW am Kontinentalhang des Barentsschelfes an. Eine Zumischung von Atlantischem Wasser zu BSW bewirkt eine Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes bis auf ähnliche Werte, wie sie im NSDW vorliegen und lässt somit eine Unterscheidung von diesem anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur nicht zu. Demgegenüber verändern sich sowohl der Salzgehalt und der $\delta^3\text{He}$ -Wert bei einer Zumischung von Atlantischem Wasser in der Art, dass der durch die Atlantische Schicht

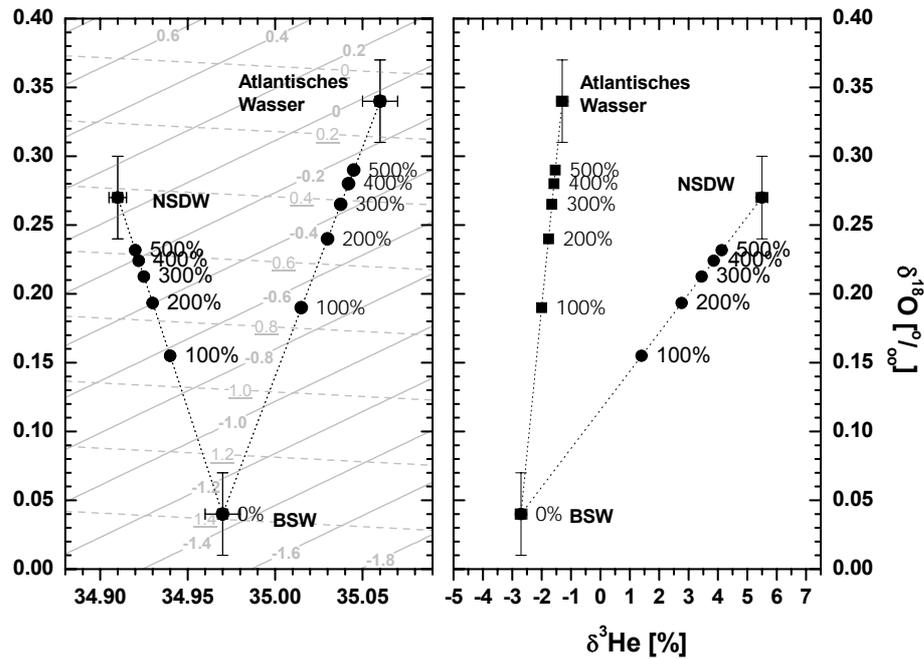


Abbildung 4.18: Tracersignal bei weiterer Vermischung des Storfjordausstromes mit Atlantischem Wasser und NSDW, dem Tiefenwasser der Norwegischen See. Während das ^{18}O -Signal nach einer Zumischung von Atlantischem Wasser keine Unterscheidung des BSW-Ausstromes vom NSDW zulässt, ist der Plume sowohl am Salzgehalt als auch an einem geringen $\delta^3\text{He}$ -Wert zu erkennen. Durchgezogene Linien zeigen den Meereis-Schmelzwasseranteil an, gestrichelt ist der Flusswasseranteil dargestellt.

in das NSDW abgesunkene Plume anhand eine Salzmaximums [Quadfasel *et al.*, 1988] und eines $\delta^3\text{He}$ -Minimums zu erkennen ist. So werden an den benachbarten Stationen 143 und 144 am Schelfhang in der Bodenwasserschicht bei Station 143 ein Salzgehalt von $S = 34,907$, eine Temperatur von $T \approx 0,8$ °C und ein $\delta^3\text{He}$ -Wert = $6,1$ ‰ beobachtet, was der NSDW-Signatur entspricht, an Station 144 jedoch $S = 34,85$, $T = -0,45$ °C und $\delta^3\text{He} = -2$ ‰, also eine durch Zumischung von Arktischem Wasser und Atlantischem Wasser veränderte BSW-Signatur.

4.4 Quantifizierung des Storfjordaustromes

Vorwiegendes Ziel der Spurenstoffuntersuchungen im Storfjordaustrom ist die Quantifizierung der Ausstrommenge und damit des potentiellen Beitrages zum Tiefenwasser des Europäischen Nordmeeres. Auf der Grundlage der Salzgehalts- und ^{18}O -Daten des Ausstromes und des Arktischen Wassers soll in diesem Abschnitt mittels eines einfachen Boxmodells eine Abschätzung der Menge des Storfjordaustromes durchgeführt werden. In dem Modell wird die Eisbildung, die Evaporation und der Niederschlag berücksichtigt, welche aus Wetterdaten und Eiskarten berechnet werden können. Zunächst erfolgt eine kurze Beschreibung des Modells (4.4.1), sodann werden die Randbedingungen wie Eisbildung, Niederschlag und Evaporation und deren Auswirkung auf die Spurenstoffkonzentration vorgestellt, (4.4.2) um schließlich zu einer Betrachtung (4.4.3) und Diskussion (4.4.4) der Ergebnisse zu kommen.

4.4.1 Modellansatz

Der Aufbau des einfachen Boxmodells und die relevanten Randprozesse sind in Abbildung 4.19 dargestellt. Der Storfjord wird als durch die in Polynien auftretende Konvektion gut durchmischt angenommen.

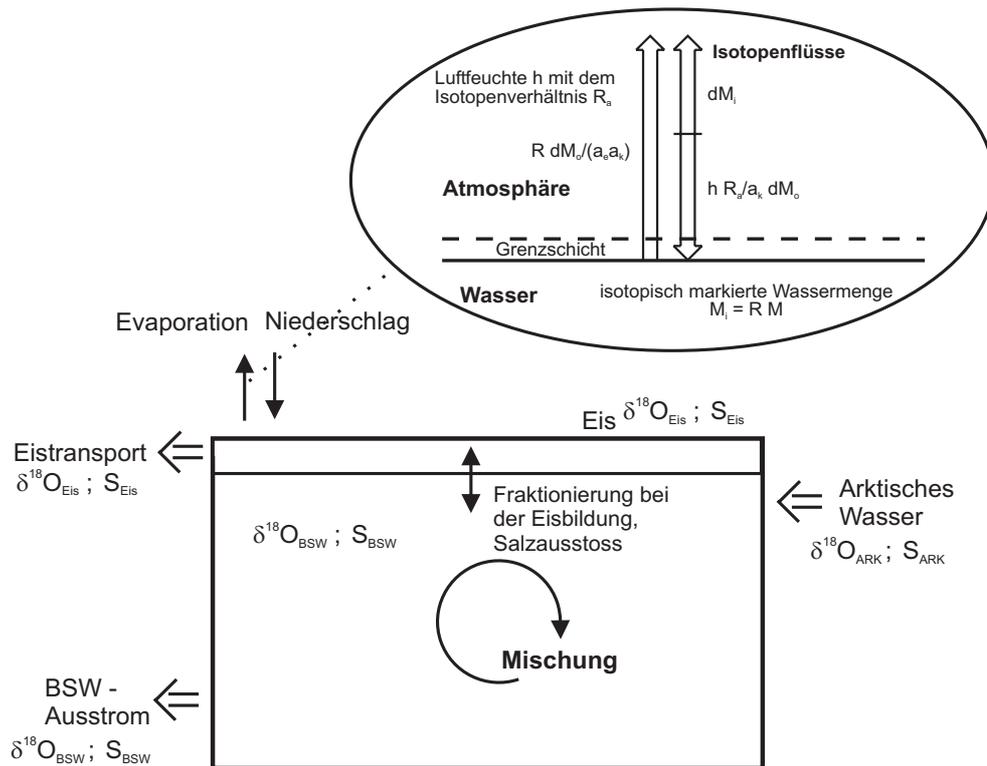


Abbildung 4.19: Boxmodell zur Ermittlung des Einflusses der Fraktionierung bei der Eisbildung und Evaporation auf den Storfjordaustrom.

Zu- und Abstrom Im Modell wird das Volumen des Storfjordes als konstant angenommen. Der Ausstrom von BSW, Abtransport von Eis und Evaporation wird durch den Zustrom Arktischen Wassers und den Niederschlag kompensiert. Mit den Transportraten $f = V \cdot \rho$ pro Zeitschritt, wobei V das Transportvolumen und ρ die Dichte des transportierten Wassers bedeuten, ergibt sich aus der Massenbilanz

$$f_{ARK} = f_{BSW} + f_E + f_{Eis} - f_N \quad (4.1)$$

f_{ARK}	Zustrom Arktisches Wasser
f_{BSW}	Ausstrom von BSW
f_E	Evaporation
f_{Eis}	Eisbildung
f_N	Niederschlag

Das Volumen des Niederschlages errechnet sich aus der Niederschlagshöhe und der eisfreien Fläche des Storfjordes.

Die Isotopenänderung und die Änderung des Salzgehaltes durch den Zu- und den Ausstrom sowie den Niederschlag ist gegeben durch

$$dR_{Austausch} = R_{ARK} \cdot f_{ARK} + R_N \cdot f_N - R_{BSW} \cdot f_{BSW} \quad (4.2)$$

$$dS_{Austausch} = S_{ARK} \cdot f_{ARK} - S_{BSW} \cdot f_{BSW} \quad (4.3)$$

S_{BSW}	Salzgehalt des BSW
S_{ARK}	Salzgehalt des Arktischen Wassers
R_{BSW}	Isotopenverhältnis im BSW
R_{ARK}	Isotopenverhältnis im Arktischen Wasser
R_N	Isotopenverhältnis im Niederschlag

Die Isotopenverhältnisse R können durch $\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{R}{R_{SMOW}} - 1 \right) \cdot 100$ [%] in die entsprechenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werte umgerechnet werden und umgekehrt.

Eisbildung Die Eisbildung im Storfjord findet nach Haarpaintner [1999] zu zwei Dritteln in einem Polynya statt. Dessen Ausbildung wird durch starke Gezeitenströmungen im nördlichen Teil des Fjordes begünstigt, die eine Schwächung der Eisdecke und einen Abtransport von Eisschollen Richtung Süden zur Folge haben. Mehrjähriges Eis tritt im Storfjord selten auf. Die Packeisgrenze in der Barentssee liegt im Winter bei etwa 75°N bis 76°N , also südlich des Storfjordes, und blockiert damit den weiteren Abtransport des Eises. Eine große Menge Eisschollen, die teilweise aus dem Storfjord stammen, driftet jedoch um Spitzbergens südliches Kap, um mit dem Westspitzbergenstrom nordwärts transportiert zu werden. Dadurch tritt ein Transport von Süßwasser aus dem Storfjord auf [Haarpaintner, 1999]. Im Modell wird daher eine vollständige Entfernung des gebildeten Eises aus dem Storfjord angenommen.

Bei der Eisbildung wird der Salzausstoss und die Isotopenfraktionierung berücksichtigt. Damit werden die Salzgehaltsänderung im Storfjord durch den Abtransport des Eises

$$dS_{Eis} = -f_{Eis} \cdot S_{Eis} \quad (4.4)$$

und die Änderung des Isotopenverhältnisses

$$dR_{Eis} = -f_{Eis} \cdot R_{BSW} \cdot \alpha = -f_{Eis} \cdot R_{Eis} \quad (4.5)$$

α Isotopenfraktionierungsfaktor bei der Eisbildung
 R_{BSW} Isotopenverhältnis im BSW-Ausstrom

Der Restsalzgehalt des Eises wird wie in Abschnitt 4.2 beschrieben zu $S_{Eis} = 7$ angenommen. Die Isotopenfraktionierung bei der Eisbildung wird mit dem Fraktionierungsfaktor $\alpha = 1,0021\text{‰}$ nach Melling und Moore [1995] belegt (Abschnitt 2.7).

Evaporation Die Isotopenvariation eines Wasserkörpers bei der Verdunstung ist von den Isotopenverhältnissen in der Luftfeuchte abhängig und kann in Anlehnung an Sonntag [1996] und Gonfiantini [1986] wie folgt beschrieben werden:

Eine gut durchmischte Wassermasse $M = M(t)$ nimmt durch Verdunstung $E = -dM/dt$ von ihrem ursprünglichen Wert $M(0) = M_0$ ab. Dabei ändert sich ihr Isotopengehalt $R = R(t)$. Die Änderung der Wassermasse durch die Verdunstung ergibt sich mittels einer Bilanz des von der Wasseroberfläche weg gerichteten Wasserdampf-Molekülstroms und einer Zufuhr von Wasserdampfmolekülen durch molekularen Austausch atmosphärischen Wasserdampfes (h ist die relative Luftfeuchte der unteren Atmosphäre):

$$dM = dM_0 + h \cdot dM_0 = dM_0 \cdot (1 - h) \quad (4.6)$$

Die Änderung des Gehalts an schweren Isotopen lässt sich unter Einbeziehung der Gleichgewichtstrennung und der kinetischen Trennung wie folgt beschreiben :

$$dM_i = -\frac{R}{\alpha_k \alpha_e} \cdot dM_0 + \frac{R_a}{\alpha_k} \cdot h \cdot dM_0 \quad (4.7)$$

Die einzelnen Terme werden anhand von Abbildung 4.19 klar. α_k ist der kinetische Trennfaktor. R_a ist das Isotopenverhältnis der Luftfeuchte; dieses unterscheidet sich von dem Isotopenverhältnis R_{ca} kondensierter Luftfeuchte nur um den Gleichgewichtstrennfaktor α_e und lässt sich daher durch $R_a = \frac{R_{ca}}{\alpha_e}$ ausdrücken. Das Isotopenverhältnis kondensierter Luftfeuchte entspricht dem mittleren Isotopenverhältnis der örtlichen Niederschläge.

Im Boxmodell für den Storfjord ist $R = R_{BSW}$ und $dM = f_E \cdot dM_i$ entspricht der Veränderung dR_E des Isotopenverhältnisses durch die Evaporation. Damit ergibt sich

$$\begin{aligned} dR_E &= -\frac{1}{\alpha_e \cdot \alpha_k} (R_{BSW} - R_{ca}h) \frac{1}{1-h} \cdot f_E \\ &= -R_E \cdot f_E \end{aligned} \quad (4.8)$$

R_E Isotopenverhältnis der Evaporation

Gesamtänderung Die gesamte Änderung des Isotopenverhältnisses und des Salzgehaltes lässt sich ausdrücken durch

$$V_{Stor} \cdot \frac{\partial R_{BSW}}{\partial t} = R_{ARK} \cdot f_{ARK} + R_N \cdot f_N - R_{BSW} \cdot f_{BSW} - R_E \cdot f_E - R_{Eis} \cdot f_{Eis} \quad (4.9)$$

$$V_{Stor} \cdot \frac{\partial S_{BSW}}{\partial t} = S_{ARK} \cdot f_{ARK} - S_{BSW} \cdot f_{BSW} - S_{Eis} \cdot f_{Eis}$$

Mit Gleichung 4.1 ergibt sich dann

$$V_{Stor} \cdot \frac{\partial R_{BSW}}{\partial t} = (R_N - R_{ARK}) \cdot f_N - (R_{BSW} - R_{ARK}) \cdot f_{BSW} - (R_E - R_{ARK}) \cdot f_E - (R_{Eis} - R_{ARK}) \cdot f_{Eis} \quad (4.10)$$

$$V_{Stor} \cdot \frac{\partial S_{BSW}}{\partial t} = S_{ARK} \cdot f_E - S_{ARK} \cdot f_N - (S_{BSW} - S_{ARK}) \cdot f_{BSW} - (S_{Eis} - S_{ARK}) \cdot f_{Eis}$$

Wird in den Gleichungen 4.10 nur R_{BSW} als zeitabhängig angenommen, so besitzen diese linearen Differentialgleichungen erster Ordnung die folgende Lösung

$$R_{BSW}(t) = \frac{c}{a}(1 - e^{-a \cdot t}) + R_{ARK} \cdot e^{-a \cdot t} \quad (4.11)$$

$$a = \frac{\frac{1}{1-h} \frac{1}{\alpha_e \alpha_k} f_E + f_{BSW} + \alpha \cdot f_{Eis}}{V_{Stor} \cdot \rho_{BSW}}$$

$$c = \frac{(R_N - R_{ARK}) \cdot f_N + R_{ARK} \cdot (f_{BSW} + f_{Eis}) + (R_{ARK} + R_{ca} \cdot \frac{h}{1-h} \frac{1}{\alpha_e \alpha_k}) \cdot f_E}{V_{Stor} \cdot \rho_{BSW}}$$

$$S_{BSW}(t) = \frac{d}{b}(1 - e^{-b \cdot t}) + S_{ARK} \cdot e^{-b \cdot t} \quad (4.12)$$

$$b = \frac{f_{BSW}}{V_{Stor} \cdot \rho_{BSW}}$$

$$d = \frac{S_{ARK} \cdot (f_E - f_N + f_{BSW} + f_{Eis}) - S_{Eis} \cdot f_{Eis}}{V_{Stor} \cdot \rho_{BSW}}$$

Damit ergibt sich die Beziehung von R_{BSW} zu S_{BSW} als

$$R_{BSW} = \frac{c}{a} + \left(R_{ARK} - \frac{c}{a} \right) \cdot \left(\frac{S_{BSW} - \frac{d}{b}}{S_{ARK} - \frac{d}{b}} \right)^{1 + \frac{f_{Eis}}{f_{BSW}} \alpha + \frac{1}{1-h} \frac{1}{\alpha_e \alpha_k} \frac{f_E}{f_{BSW}}} \quad (4.13)$$

Dieser Zusammenhang geht im wesentlichen auf die Eisbildung zurück, die die hauptsächliche Quelle der Veränderungen von Salzgehalt und des Sauerstoffisotopen-Verhältnisses neben der Evaporation und der Zufuhr meteorischen Wassers darstellt. Die erreichten Salzgehalte und Isotopenverhältnisse sind daher stark von dem Verhältnis der gebildeten Eismenge zu dem Ausstrom aus dem Storfjord abhängig.

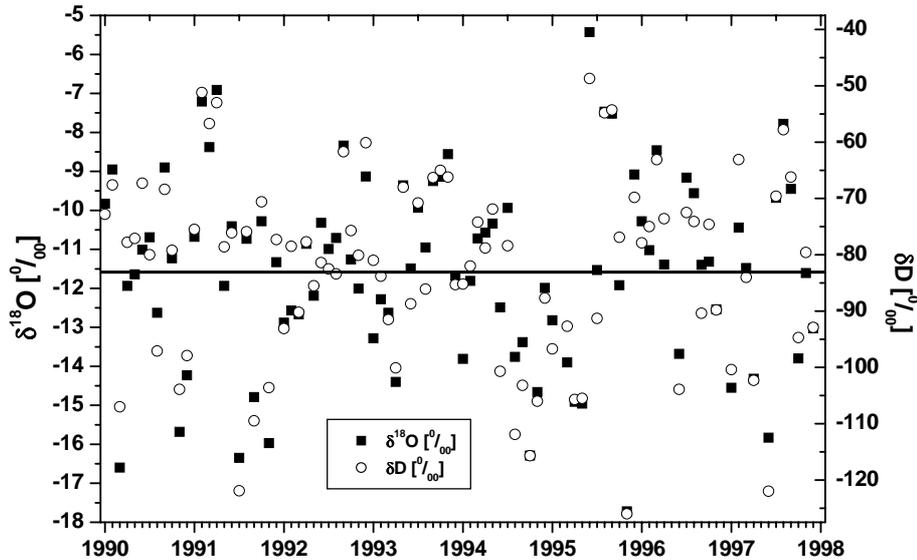


Abbildung 4.20: Stabile Isotope Deuterium und ^{18}O im Niederschlag von Ny Ålesund. Die schwarze Linie gibt den Mittelwert an.

4.4.2 Randbedingungen

Geometrische Daten Das Volumen des Storfjordes beträgt $V_{Stor} = 7,5 \cdot 10^{11} \text{ m}^3$ nördlich der Schwelle, seine Fläche ist $A = 1,8 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$ [Schauer, 1995].

Zustrom Die Wassermasseneigenschaften des Zustromes werden dem Arktischen Wasser entsprechend gewählt, wie es im Juli 1997 auf der Fahrt ARK XIII/2 beobachtet wurde (s. Abschnitt 4.2.1 und Tabelle 4.4). Für die Betrachtung des Storfjordausstroms im Juni 1997 ist diese Annahme der Ausgangswassermasse sinnvoll, da das im Sommer in der Barentssee in der Tiefe von $\approx 20 - 150 \text{ m}$ aufzufindende Arktische Wasser durch Konvektion im vorangehenden Herbst und Winter gebildet wird [Pfirman *et al.*, 1994]. Bezüglich des Storfjordausstromes im Winter 1997/1998 ist diese Annahme aber sicherlich nicht gerechtfertigt. Der Ausstrom im Winter 1997/1998 wird daher aufgrund der unbekanntenen Charakteristik des Zustroms in den weiteren Betrachtungen nicht berücksichtigt.

Eisbedeckung Die Eisbildung im Storfjord findet vorwiegend in einem windgetriebenen Polynya statt, der sich unter dem Einfluss von häufig vorherrschenden nördlichen Winden (Abschnitt 3.5) öffnet. Im Winter 1997/1998 konnten auf der Basis von Satellitenbildern die Größe des Storfjord Polynya bestimmt werden [Haarpaintner, 1999]. Der Polynya öffnete und schloss sich im Verlauf des Winters mehrere Male. Jedoch konnten selbst Temperaturen bis $-30 \text{ }^\circ\text{C}$ die Ausbildung des Polynya nicht verhindern. Die größte Ausdehnung des Polynya betrug 6000 km^2 mit offenem Wasser und dünnem neuem Eis.

Die Eisbildung im Storfjord wird in dieser Arbeit analog dem von Schauer [1995] vorgeschlagenen Verfahren berechnet. Aus dem Wärmefluss durch die offene Ozeanoberfläche in den Polynien des Storfjordes kann die gebildete Eismenge im Storfjord bestimmt werden. Der gesamte Wärmefluss

ergibt sich als Summe von latentem Wärmefluss, fühlbarem Wärmefluss und Strahlungsflüssen (Anhang B). Der latente und der fühlbare Wärmefluss wurde nach Formeln von Friehe und Schmitt [1976] berechnet. Der langwellige Nettostrahlungsfluss wurde aus der Differenz der langwelligen Abstrahlung des Ozeans gemäss dem Stefan-Boltzmann-Gesetz und einer Parametrisierung dieses Gesetzes für die langwellige Abstrahlung der Atmosphäre gemäss König-Langlo und Augstein [1994] bestimmt, die eine Abhängigkeit der Emissivität der Atmosphäre nur von der Wolkenbedeckung vorschlagen. Die benötigten Werte der Lufttemperatur, der Windgeschwin-

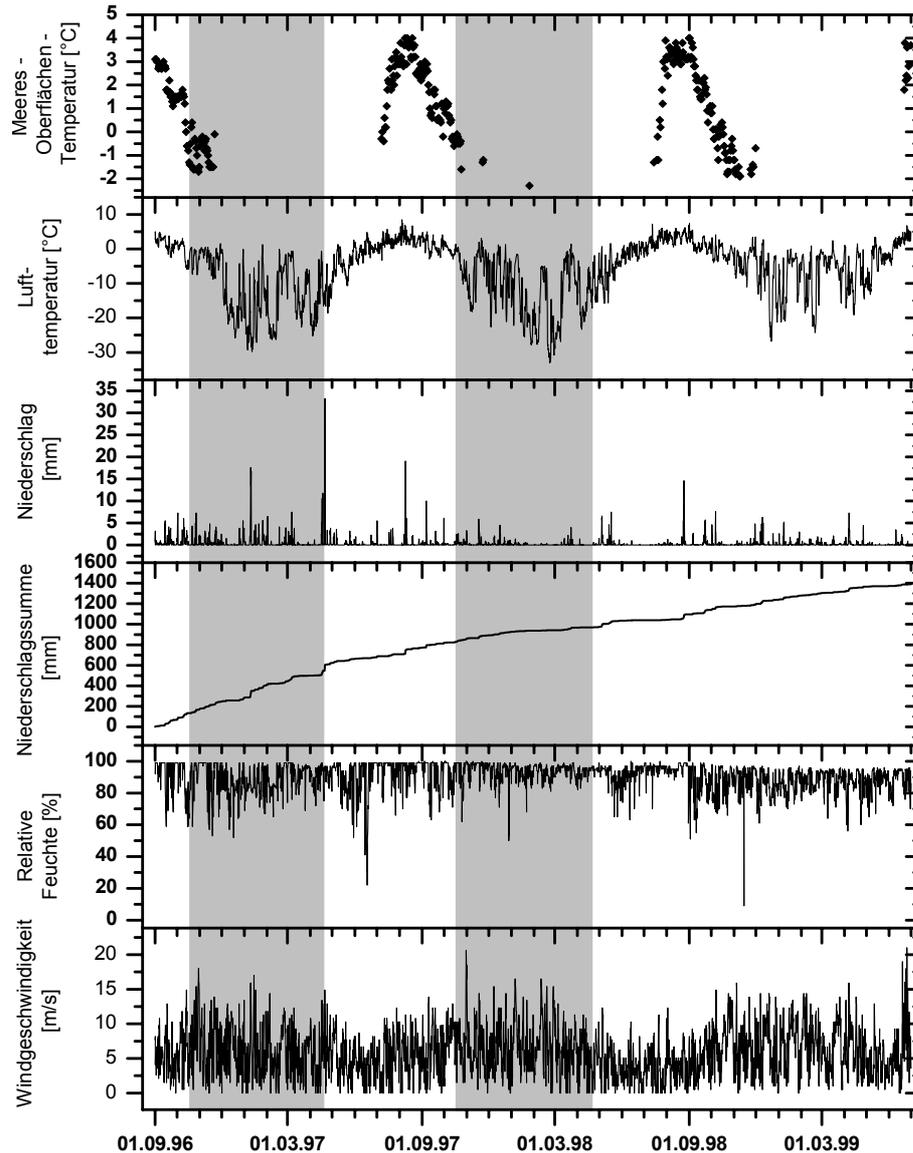


Abbildung 4.21: Wetterdaten der Station Hopen [Norsk Polarinstittutt, 1999], die in die Berechnung der Eisbildung und der Evaporation im Storfjord eingehen. Graue Balken bezeichnen die hier betrachteten Eisbildungsphasen (s. auch Abbildung 4.22).

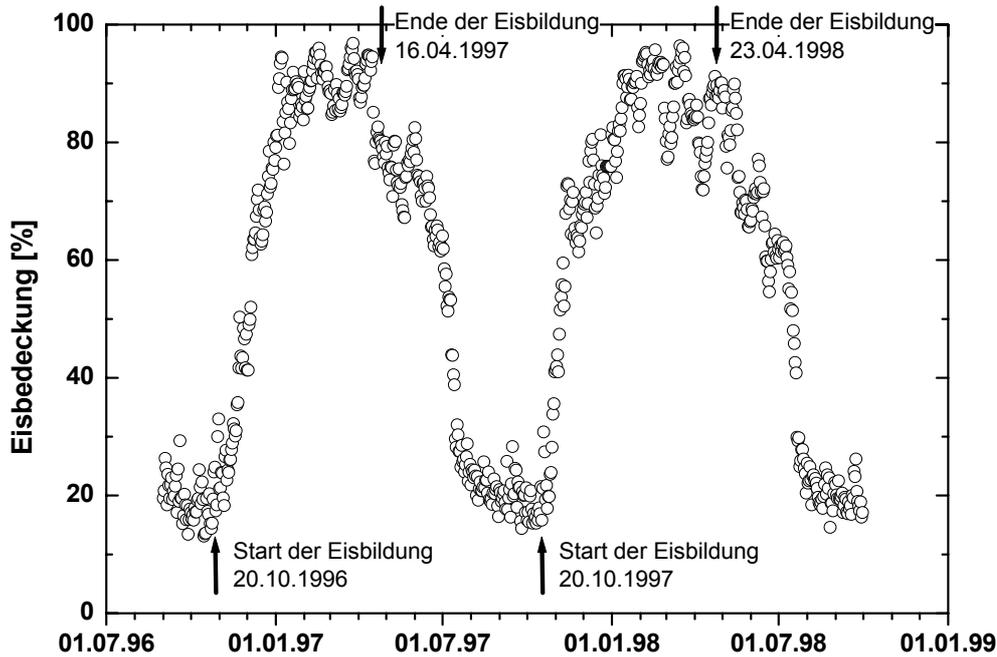


Abbildung 4.22: Anhand der Eiskonzentration im Storfjordes Juli 1996 bis Dezember 1998, wie sie aus Satellitendaten des NSIDC [NSIDC, 2000] berechnet wurde, lässt sich der Beginn und das Ende der Eisbildungsperioden ermitteln.

digkeit und der Luftfeuchte wurden Wetterdaten der Station Hopen [Norsk Polarinstitut, 1999] entnommen (Abbildung 4.21). Die Daten der kurzwelligen Strahlung stammen von der Station Ny Ålesund auf Spitzbergen [König-Langlo, 2000]. Die Meeresoberflächentemperatur wurde auf den Gefrierpunkt von $T = -1,7 \text{ °C}$ gesetzt.

Aus dem gesamten Wärmefluss lässt sich gemäss

$$h_{ice} = -\frac{H_{tot} \cdot K}{\rho_i \cdot q_i} \quad [\text{m/Tag}] \quad (4.14)$$

- K Konversionsfaktor: 86400 s/Tag
- h_{ice} gebildete Eishöhe [m/Tag]
- H_{tot} gesamter Wärmefluss [W/m^2] (s. Anhang B)
- ρ_i Dichte des Eises [kg/m^3]
- q_i Spezifische Schmelzwärme des Eises: $2,5 \cdot 10^5 \text{ [J/kg]}$ [Doronin und Hheisin, 1977]

die gebildete Eishöhe berechnen. Das gebildete Eisvolumen resultiert dann aus dem Anteil der offenen Wasserfläche im Storfjord und dessen Fläche:

$$V_{ice} = h_{ice} \cdot A \cdot (1 - \text{Eisbedeckung}) \quad [\text{m}^3/\text{Tag}] \quad (4.15)$$

- A Fläche des Storfjordes: $1,8 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$

Die auf der Basis von Satellitenbildern berechnete Eiskonzentration in polaren Gebieten ist vom National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado [NSIDC, 2000] erhältlich. Für die Winter 1996/1997 und 1997/1998 wurde die Eisbedeckung des Storfjordes aus den als Tageswerten gegebenen Karten der Eiskonzentration ermittelt. Die Eisbedeckung wurde als Mittelwert der auf den Karten in einer Zellengröße von 30 x 30 km angegebenen Eiskonzentration berechnet (Abbildung 4.22). Aus dem so erhaltenen mittleren Eisbedeckungsgrad lässt sich nicht nur die Eiskonzentration, sondern in guter Näherung auch der Beginn und das Ende der Eisbildungsphasen ablesen. Als Beginn der Eisbildungsphase wurde dasjenige Datum gewählt, ab dem ein

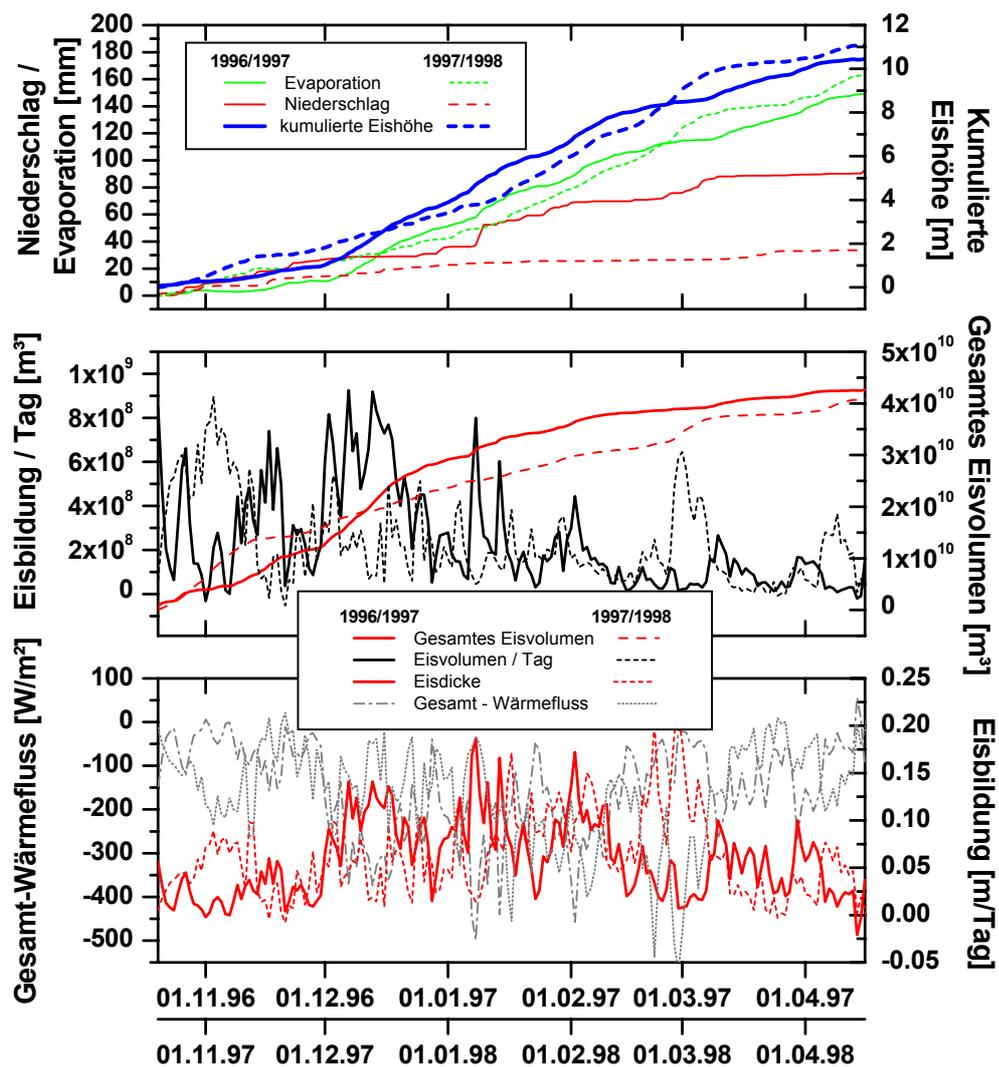


Abbildung 4.23: Gebildetes Eisvolumen, Evaporation und Niederschlag im Storfjordgebiet während der Eisbildungsperioden 1996/1997 und 1997/1998. Das gebildete Eisvolumen und die Evaporation sind in beiden Jahren annähernd gleich hoch, während der Niederschlag im Winter 1997/1998 wesentlich geringer ist als im Winter 1996/1997.

monotoner Anstieg der Eiskonzentration stattfindet. Das Ende der Eisbildungsphase lässt sich aufgrund von wind- und strömungsbedingten Variationen der Eisbedeckung wesentlich weniger genau bestimmen. Jedoch ist aus Abbildung 4.23 zu erkennen, dass das stärkste Eiswachstum zwischen Dezember und Ende Februar stattfindet und somit eine Fehlbestimmung des Endes der Eisbildungsphase zu einem nur kleinen Fehler von $<5\%$ führt. Das Ende der Eisbildungsperiode wird daher durch den Zeitpunkt bestimmt, ab dem die Eiskonzentration signifikant abfällt. Der Gesamtwärmeffluss wird in beiden betrachteten Wintern ab den so gewählten Zeitpunkten im Mittel positiv (Abbildung 4.23) und bestätigt damit die Eingrenzung der Eisbildungsperiode.

Die Ergebnisse der Berechnung des Gesamt-Wärmefflusses, der täglichen Eisbildung und des gesamten gebildeten Eisvolumens in den Wintern 1996/1997 und 1997/1998 sind in Abbildung 4.23 dargestellt. Im Eisbildungszeitraum 1996/1997 wurden demnach zwischen 0,6 und 2,9 m Eis pro Monat gebildet, insgesamt etwa 10,5 m. Zwischen Ende Oktober und Mitte April wurde ein Eisvolumen von $\approx 4,3 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ Eis produziert. Die höchste Eisbildung fand im November und Dezember statt. Im Winter 1997/1998 ergeben sich ähnliche Eisproduktionsraten, eine insgesamt Eishöhe von $\approx 11 \text{ m}$ und ein Eisvolumen von $\approx 4,1 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$. Demgegenüber gibt Haarpaintner [1999] die Eisbildung des Storfjordes im Winter 1997/1998 zu 30 km^3 an. Der Vergleich mit den von Schauer und Fahrbach [1999] und Schauer [1995] errechneten Eismengen von $8 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ im Winter 1991/1992 und $\approx 4 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ im Winter 1993/1994 zeigt, dass in den Wintern 1996/1997 und 1997/1998 das gebildete Eisvolumen etwa gleich hoch wie 1993/1994 war.

Evaporation Die Evaporation von der freien Wasseroberfläche des Polynien lässt sich aus dem latenten Wärmeffluss berechnen gemäss

$$E = \frac{H_V \cdot K}{l_v \cdot \rho_w} \quad [\text{m}/\text{Tag}] \quad (4.16)$$

K	Konversionsfaktor: 86400 s/Tag
l_v	spezifische Verdunstungswärme $2,5 \cdot 10^6 \text{ [J/kg]}$
H_V	latenter Wärmeffluss $[\text{W}/\text{m}^2]$ (s. Anhang B)
ρ_w	Dichte des Wassers $[\text{kg}/\text{m}^3]$

Unter Berücksichtigung der Eisbedeckung lässt sich daraus die Gesamt-Verdunstung berechnen. Sie ist

$$E_{\text{Gesamt}} = E \cdot A \cdot (1 - \text{Eisbedeckung}) \quad [\text{m}^3/\text{Tag}] \quad (4.17)$$

Die Ergebnisse sind in Abbildung 4.23 dargestellt. Im Winter 1996/1997 wurde eine Verdunstung von 157 mm bei einer insgesamt Verdunstung von $\approx 6,1 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ erreicht, 1997/1998 waren es 167 mm und $\approx 6,0 \cdot 10^8 \text{ m}^3$.

Niederschlag Die Niederschlagsmenge in den betrachteten Eisbildungszeiträumen im Storfjord wird nach Daten der Wetterstation Hopen [Norsk Polarinstitut, 1999] bestimmt (Abbildung 4.21 und 4.23). Im Winter 1996/1997 wurde von Mitte Oktober bis Mitte April ein Niederschlag von $N \approx 115 \text{ mm}$ beobachtet, während für den gleichen Zeitraum im Winter 1997/1998 lediglich

35 mm zu verzeichnen sind. Der Niederschlag auf die eisfreie Fläche der Polynien errechnet sich analog zur Evaporation gemäss

$$N_{Gesamt} = N \cdot A \cdot (1 - Eisbedeckung) \quad [\text{m}^3/\text{Tag}] \quad (4.18)$$

Es ergibt sich 1996/1997 eine Niederschlagsmenge von $5,9 \cdot 10^8 \text{ m}^3$, 1997/1998 nur $2 \cdot 10^8 \text{ m}^3$. Die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags nach Daten der Station Ny Ålesund, die für den Zeitraum von 1990 - 1997 erhältlich sind [IAEA/WMO, 1998], ist Abbildung 4.20 zu entnehmen. Die ^{18}O -Werte weisen eine große Variation im Jahresverlauf auf. Es ist jedoch keine jahreszeitliche Abhängigkeit oder Periodizität festzustellen. Der Mittelwert über den betrachteten Zeitraum ist $\delta^{18}\text{O} = -11,8 \pm 3,1\text{‰}$. Dieser Wert steht in guter Übereinstimmung mit Messungen des Isotopenverhältnisses von Gletschereisproben und Gletscherschmelzwasserproben aus dem Kongsfjord auf Spitzbergen, die von E. Damm, AWI Bremerhaven freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden. Aus diesen Messungen ergab sich ein Mittelwert von $\delta^{18}\text{O} = -11,41 \pm 0,04 \text{‰}$. Die sehr geringe Standardabweichung dieses Mittelwertes lässt sich durch die integrierende Probennahme erklären. Die Eisproben umfassen jeweils einen Bereich von mehreren Dezimetern, was aufgrund des geringen Niederschlages einem Zeitraum von einem oder mehreren Jahren entspricht. Die Schmelzwasserproben sind ebenfalls als eine Mischung von Niederschlag aus einem ähnlichen Zeitraum anzusehen.

Daher wird im folgenden $\delta^{18}\text{O} = -11,5 \text{‰}$ für das Isotopenverhältnis im Niederschlag verwendet.

4.4.3 Modellergebnisse

Die Berechnung der Eigenschaften des Storfjordaustromes erfolgt aus den Gleichungen 4.11 unter Verwendung der im letzten Abschnitt angegebenen Werte des Niederschlags, der Evaporation und der Eisbildung. Im folgenden werden jeweils nur die gegen Ende des Ausstromes aus dem Storfjord erreichten Salzgehalte und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte angegeben. Die zeitliche Entwicklung des Tracersignales im Ausstrom soll hier nicht untersucht werden, da weder eine Zeitreihe des Salzgehaltes und der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Ausstrom vorliegt, noch die Variabilität des Ausstromes durch Strömungsmessungen belegt ist. Die auf Tagesbasis vorliegenden Randbedingungen können daher nicht dazu benutzt werden, die vom variablen Ausstrom abhängigen Konzentrationen im Storfjord als Zeitreihe zu berechnen und finden als integraler Wert Eingang in die Berechnung. Aus den so abgeleiteten Beziehungen zwischen gesamter Ausstrommenge, Salzgehalt und $\delta^{18}\text{O}$ lässt sich in Verbindung mit den im Juni 1997 beobachteten Werten im Ausstrom die Ausstrommenge aus dem Storfjord im Winter 1996/1997 eingrenzen.

Zunächst soll der Einfluss von Evaporation und Niederschlag im Verhältnis zu den durch die Eisbildung verursachten Änderungen der Tracerkonzentration betrachtet werden. Die sich aus verschiedenen Ausstrommengen ergebenden Salzgehalt und $\delta^{18}\text{O}$ sind für die im Winter 1996/1997 berechnete Eisbildungsmenge von $4,3 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ in Abbildung 4.24 für vier Fälle dargestellt:

- ohne Berücksichtigung von Niederschlag und Evaporation
- nur Niederschlag berücksichtigt
- nur Evaporation berücksichtigt
- Evaporation und Niederschlag berücksichtigt

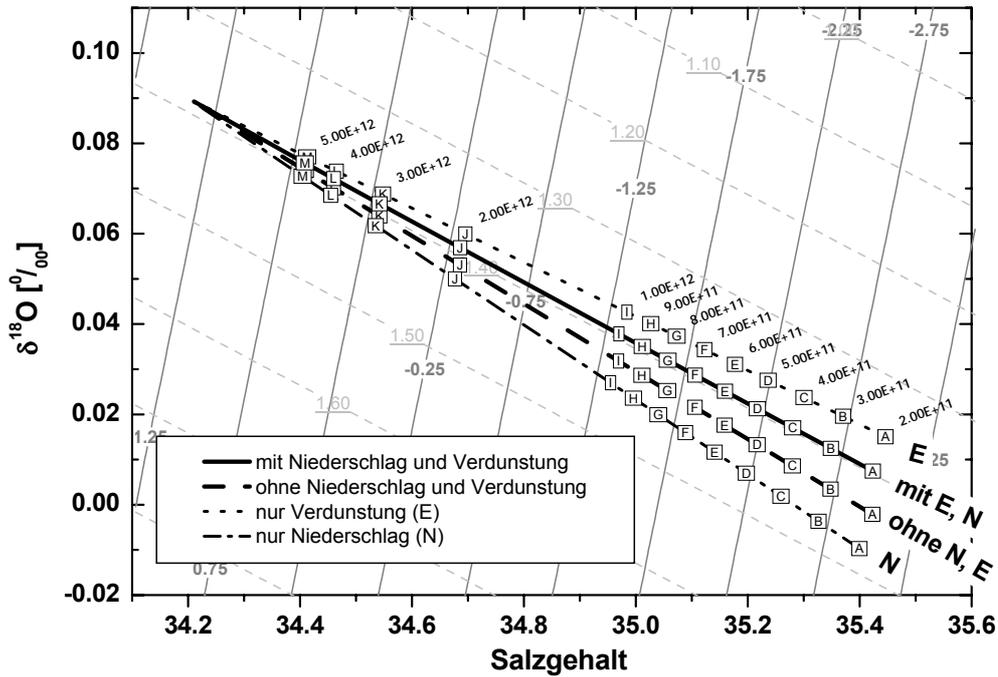


Abbildung 4.24: Im BSW-Ausstrom erreichte Isotopenkonzentration und Salzgehalt bei einer Eisbildungsmenge von $4,3 \cdot 10^{10} \text{m}^3$ und der jeweils angegebenen Ausstrommenge [m^3]. Der Einfluss von Niederschlag und Verdunstung wirkt gegenläufig auf die isotopische Änderung der Wassermasse, hebt sich aber nicht auf. Durchgezogene Linien zeigen den Meereis-Schmelzwasseranteil an, gestrichelt ist der Flusswasseranteil dargestellt.

Ausgehend vom Arktischen Wasser ergibt sich bei hohen Ausstrommengen im Eisbildungszeitraum eine nur geringe Veränderung der Ausgangswassermasse, da der Storfjord durch einen hohen Ausstrom gleichsam "durchspült" würde und die gegebene Eisbildung, Evaporation und Niederschlag nur gering im Verhältnis zur durchgesetzten Wassermenge wären. Ein geringerer Ausstrom führt zu einem höheren Gewicht dieser Größen und daher zu einer stärkeren Veränderung der Wassermassen-Eigenschaften. Die bei der Eisbildung auftretende Isotopenfraktionierung und der Salzausstoss bewirken eine Erhöhung des Salzgehaltes und eine Verringerung des $\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$ -Verhältnisses. Das Schmelzwasserdefizit nimmt stark zu bei einem nahezu gleichbleibenden Anteil meteorischen Wassers, dessen Veränderung von Evaporation und Niederschlag abhängen:

- **ohne Niederschlag und Verdunstung** nimmt der Anteil meteorischen Wassers leicht zu, da der Eisexport aus dem Storfjord weniger meteorisches Wasser exportiert, als durch den die Eisverfrachtung kompensierenden Zustrom Arktischen Wassers zugeführt wird. Netto muss sich demnach der Anteil meteorischen Wassers im Storfjordaustrom erhöhen. Selbiges gilt für den Anteil Atlantischen Wassers.
- **mit Niederschlag** ergeben sich geringere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im BSW-Ausstrom bei ebenfalls leicht verringertem Salzgehalt. Damit nimmt der Anteil meteorischen Wassers dem der Niederschlagsmenge entsprechend zu.

- mit **Verdunstung** verschiebt sich der im BSW-Ausstrom resultierende $\delta^{18}\text{O}$ -Wert und Salzgehalt durch den Süßwasserexport und die isotopische Fraktionierung bei der Verdunstung zu höheren Werten.
- **Niederschlag und Verdunstung** sind im Winter 1996/1997 nahezu gleich groß und bewirken daher gemeinsam bezüglich des Salzgehaltes eine nur geringe Änderung. Die isotopische Fraktionierung bei der Verdunstung überwiegt jedoch den Eintrag des isotopisch leichteren Niederschlags und führt somit zu einer Anreicherung von ^{18}O .

Aus diesem Grund werden für die weiteren Betrachtungen Niederschlag und Evaporation berücksichtigt. Die Transformation von Arktischem Wasser zu dem BSW des Storfjordausstromes und die damit einhergehende Verminderung des Meereis-Schmelzwasseranteils bis zu einem Schmelzwasser-Defizit kann somit durch die Eisbildung und geringe Einflüsse von Niederschlag und Evaporation vollständig erklärt werden (Abbildung 4.25). Ein Ausstrom von $1 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ führt von den Süßwasseranteilen des Arktischen Wassers, wie es im Juli 1997 beobachtet wurde, zu den im Juni 1997 im Storfjordausstrom gefundenen Werten (Abbildung 4.25). Eine Variation

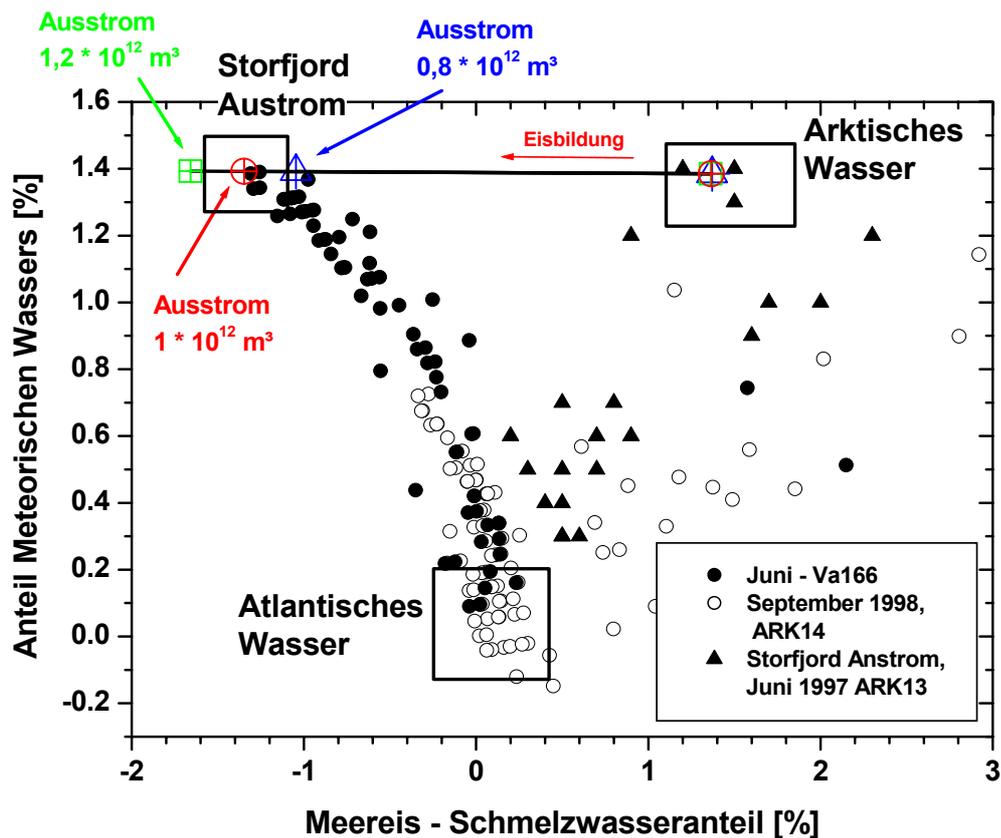


Abbildung 4.25: Eine Eisbildung von 4 - 5% der Ausstrommenge aus dem Storfjordausstrom reicht aus, um die beobachteten Werte der Süßwasseranteile im Arktischen Wasser des Storfjordausstroms auf die im Ausstrom gefundenen Anteile zu transformieren.

des Ausstromes um $\pm 0,2 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ ergibt Süßwasseranteile, die nicht mehr mit den beobachteten zu vereinbaren sind. Mit einer typischen Ausstromdauer von 5 – 6 Monaten [Schauer und Fahrbach, 1999], die auch der Dauer der Eisbedeckung entspricht, ergibt sich so ein Ausstrom von im Mittel $0,07 \pm 0,01 \text{ Sv}^c$. Weder die Evaporation, der Niederschlag noch die Eisbildung ermöglichen die Bildung des BSW aus Atlantischem Wasser. Dieses ist demnach als Ausgangswassermasse des BSW auszuschließen.

Die im September 1998 in der Storfjordrinne beobachteten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und Salzgehalte mit schwacher BSW-Signatur und die daraus resultierenden Süßwasseranteile können ebenfalls nicht durch die Eisbildung erreicht werden, wenn von dem Arktischen Wasser 1997 auf dem Barentschelf ausgegangen wird. Die annähernd gleiche Eisbildungsmenge im Winter 1997/1998 im Storfjord lässt eine ähnliche isotopische Anreicherung und Salzgehaltszunahme erwarten wie im Winter 1996/1997, was jedoch im September 1998 nicht beobachtet wurde. Haarpaintner [1999] gibt aber einen im Zentrum der Storfjordsenke gemessenen Salzgehalt von 35,05 an. Eine Erklärung kann demnach nur eine bereits weitgehend erfolgte Vermischung des Ausstromes liefern, auf welche auch die relativ hohe Temperatur von $-0,8^\circ\text{C}$ des Wassers mit schwacher BSW-Signatur hindeutet. Eine quantitative Betrachtung soll aufgrund der geringen Signaldynamik und mangelnden Daten aus dem Arktischen Wasser hier nicht durchgeführt werden.

Fehlerabschätzung Im folgenden soll die Sensitivität der Gleichungen 4.11 auf Änderungen der Evaporation und des Niederschlags, der Eisbildung und der Eigenschaften der Ausgangswassermasse Arktisches Wasser untersucht werden.

- Eine Variation der Eisbildung um $\approx 10\%$ (Abbildung 4.26) bewirkt bei einem Ausstrom von $1 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ eine Änderung des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes um $\pm 0,005 \text{ ‰}$ und des Salzgehaltes um $\pm 0,05$, der Meereis Schmelzwasseranteil und der Anteil Atlantischen Wassers variiert um $\pm 0,2\%$. Es ergibt sich ein Fehler des Ausstromes von $0,2 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$.
- Eine Variation der Evaporation und des Niederschlags um $\pm 50\%$ (Abbildung 4.27), wie sie durch eine Fehlbestimmung der Eiskonzentration für beide Größen gemeinsam auftreten kann, hat nahezu keine Auswirkung auf den Salzgehalt. Die Niederschlags- und Evaporationsmenge sind beinahe gleich groß, so dass sich die Zufuhr von meteorischem Wasser und die Aufsatzung des Wasserkörpers durch Verdunstung weitgehend aufheben. Die isotopische Anreicherung bei der Verdunstung führt zu einer Verschiebung des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes. Die Süßwasseranteile erfahren eine nur geringe Änderung. Insgesamt ergibt sich ein Fehler des bestimmten Ausstromes von $5 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$.
- Eine Variation der Ausgangswassermasse um $\delta^{18}\text{O} \pm 0,01$ und $S \pm 0,1$ bringt eine ebenso starke Änderung des berechneten BSW-Ausstromes mit sich. Im $\delta^{18}\text{O}$ -S-Diagramm zeigt sich, dass daher bereits der Bereich der Variation des Arktischen Wassers eingegrenzt werden kann, da beispielsweise mit Ausgangswerten von $S = 34,1 / \delta^{18}\text{O} = 0,08 \text{ ‰}$ oder $S = 34,3 / \delta^{18}\text{O} = 0,1 \text{ ‰}$ die Eigenschaften des BSW nicht erreicht werden können (Abbildung 4.28 oben). Der Meereis-Schmelzwasseranteil und der Anteil Arktischen Wassers variiert bei einem Ausstrom von $1 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ um $\pm 0,4\%$. Es ergibt sich ein Fehler des Ausstromes von ebenfalls $0,2 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$.

^cSv = Sverdrup. 1 Sverdrup entspricht einem Transport von $10^6 \frac{\text{m}^2}{\text{s}}$

Die einzelnen Fehler sind als unabhängig zu betrachten und dürfen daher im Sinne einer Gauß'schen Fehlerfortpflanzung addiert werden. Es ergibt sich ein Gesamtfehler von $0,35 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$.

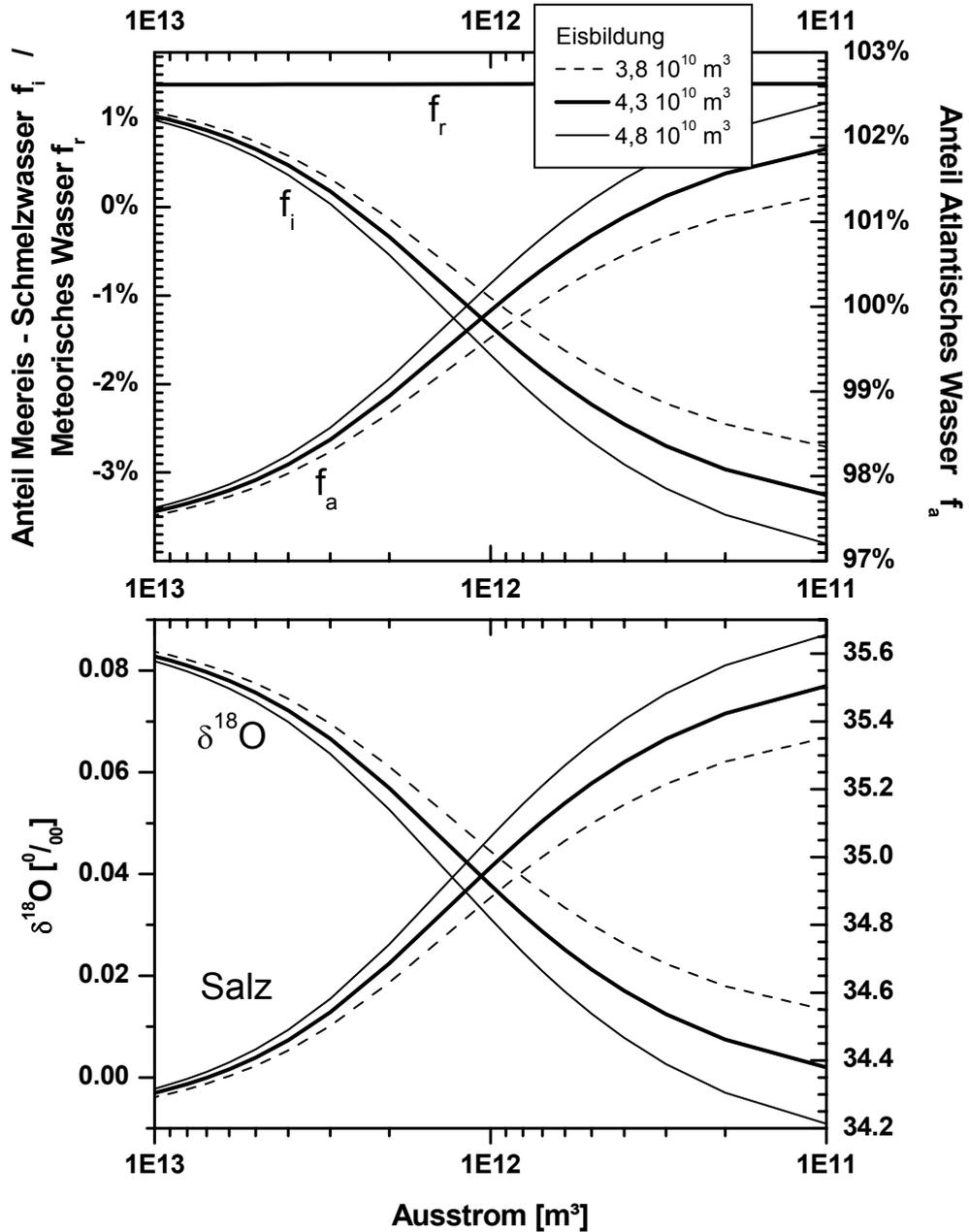


Abbildung 4.26: Ein Fehler der Eisbildungsmenge von $\approx 10\%$ bewirkt einen Fehler der bestimmten Ausstrommenge von $\approx 2 \cdot 10^{11} \text{ m}^3$.

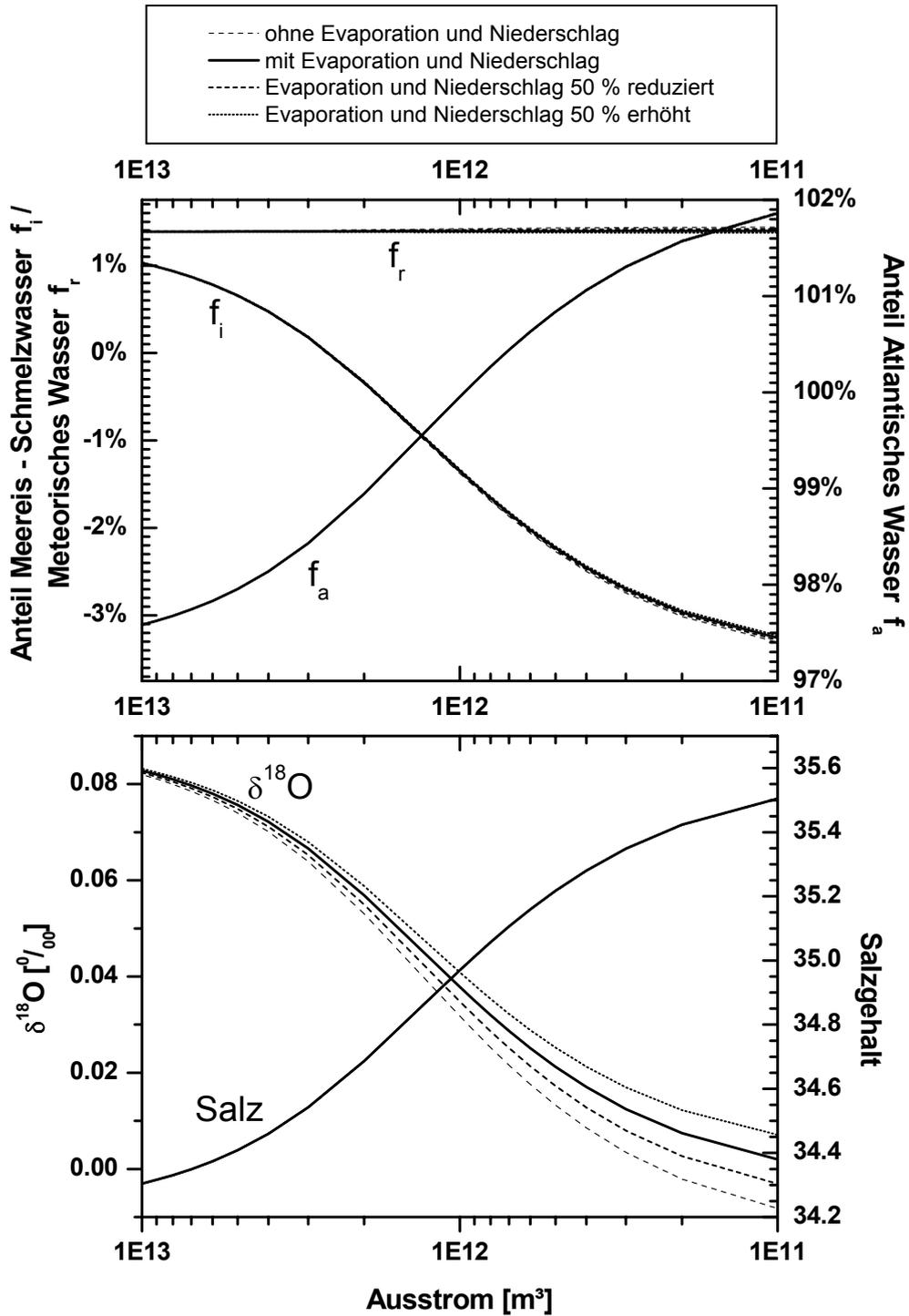


Abbildung 4.27: Einfluss unterschiedlicher Evaporations- und Niederschlagsraten auf die im BSW-Ausstrom erreichten Isotopenkonzentrationen, Salzgehalte und Süßwasseranteile.

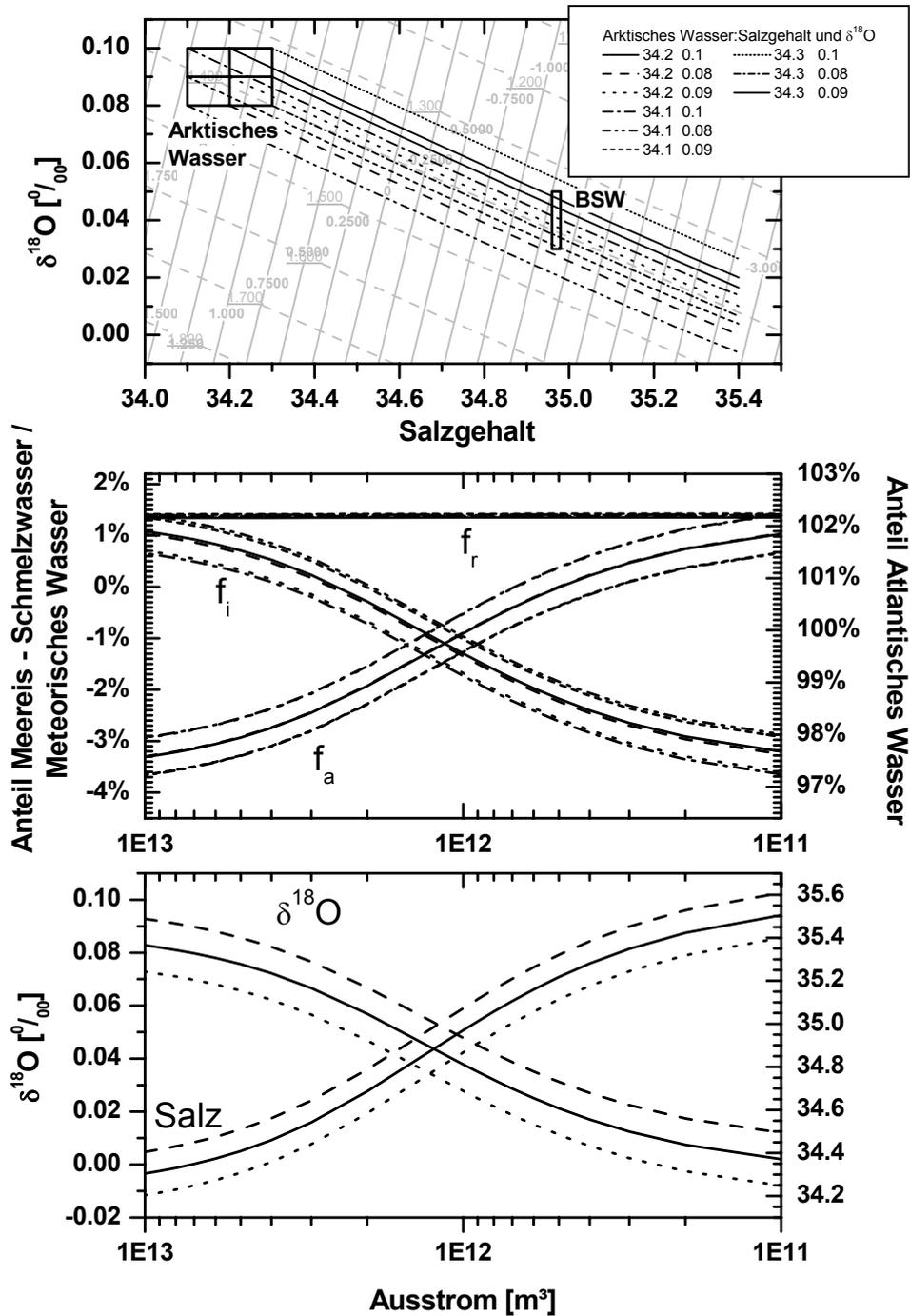


Abbildung 4.28: Einfluss des Fehlers des $\delta^{18}O$ -Wertes und Salzgehaltes im Arktischen Wasser auf die im BSW erreichten Werte. Die im BSW beobachteten Werte lassen nur eine enge Band der $\delta^{18}O$ -Werte und Salzgehaltes in der Ausgangswassermasse zu. Der resultierende Fehler des Ausstromes betragt $\approx 2 \cdot 10^{11} m^3$.

4.4.4 Diskussion der Modellergebnisse

Das dargestellte Ein-Boxmodell ist in der Lage, die im Jahr 1997 im Storfjordausstrom beobachteten $\delta^{18}O$ -Werte und Salzgehalte in zufriedenstellender Weise zu reproduzieren. Unter Einbeziehung der Eisbildungs-, Evaporations- und Niederschlagsmengen, wie sie im Winter 1996/1997 auftraten, konnte gezeigt werden, dass die $\delta^{18}O$ -Werte und Salzgehalte im Ausstrom nahezu ausschließlich auf eine Bildung des ausströmenden Wassers aus Arktischem Wasser der Barentssee zurückzuführen sind. Die Transformation der Eigenschaften des Arktischen Wassers im Zustrom auf die Eigenschaften des BSW im Ausstrom ist hauptsächlich der Auswirkung der Eisbildung zuzuschreiben, die durch Salzausstoß und Isotopenfraktionierung eine Salzanreicherung und eine $\delta^{18}O$ -Abreicherung im Wasserkörper bewirkt. Die aus den Salzgehalten und $\delta^{18}O$ -Werten berechneten Süßwasseranteile (Meereisschmelzwasser und meteorisches Wasser) zeigen besonders deutlich die Eisbildung als hauptsächlichen Transformationsprozess: Während im Arktischen Wasser der Barentssee ein positiver Schmelzwasseranteil zu finden ist, bewirkt die Eisbildung ein Schmelzwasserdefizit im Ausstrom. Der Anteil des meteorischen Wassers im Zu- und Ausstrom ist nahezu gleich groß, was auf den geringen Einfluss von Evaporation und Niederschlag hinweist. Des weiteren kann dadurch eine Bildung des BSW unter einem Einfluss von Atlantischem Wasser ausgeschlossen werden.

Die im Jahr 1997 im Zu- und Ausstrom des Storfjord beobachteten Spurenstoffsignaturen sowie die für den Winter 1996/1997 aus Wetter- und Eiskonzentrationsdaten errechnete gebildete Eismenge, Evaporation und Niederschlag im Storfjord führen auf einen BSW-Ausstrom von $1 \cdot 10^{12} \text{m}^3$ im Winter 1996/1997. Unter Annahme einer typischen Ausstromdauer von 5 - 6 Monaten [Schauer und Fahrbach, 1999] ergibt sich eine Ausstromrate von 0,07 Sv. Eine Fehlerabschätzung unter Betrachtung verschiedener möglicherweise fehlbestimmten Einflussgrößen (Eisbildungsmenge, Niederschlag, Evaporation, Spurenstoffsignatur im Zu- und Ausstrom) führt auf einen Gesamtfehler der bestimmten Ausstrommenge von $0,35 \cdot 10^{12} \text{m}^3$ beziehungsweise 0,025 Sv. Diese entspricht einem relativen Fehler von 35%.

Ein Vergleich der in dieser Arbeit aus Spurenstoffmessungen bestimmten Ausstrommenge im Winter 1996/1997 mit den aus Strömungsmesser-Daten in den Wintern 1991/1992 und 1993/1994 bestimmten Ausstrommengen zeigt eine gute Übereinstimmung des Verhältnisses zwischen Eisbildungs- und Ausstromvolumen.

Winter	BSW-Ausstrom [m ³]	Eisvolumen [m ³]	Eisvolumen/Aus- stromvolumen	Quelle
1991/1992	$1,6 \cdot 10^{12}$	$\approx 8 \cdot 10^{10}$	5 %	[Schauer, 1995]
1993/1994	$\approx 0,8 \cdot 10^{12}$	$\approx 4 \cdot 10^{10}$	≈ 5 %	[Schauer und Fahrbach, 1999]
1996/1997	$1 \pm 0,35 \cdot 10^{12}$	$4,3 \pm 0,4 \cdot 10^{10}$	$4,3 \pm 1,5$ %	diese Arbeit

Das Verhältnis des Eisbildungsvolumens zu dem Ausstromvolumen ist für alle betrachteten Jahre mit ≈ 5 % in etwa gleich. Hingegen variieren sowohl Ausstrom- als auch Eisvolumen um einen Faktor 2. Das gebildete BSW-Volumen zeigt einen nahezu linearen Zusammenhang mit der im Storfjord produzierten Eismenge.

Die in dieser Arbeit entworfene auf Spurenstoffmessungen beruhende Methode zur Bestimmung des Schelfwasserabflusses aus einem Fjord ermöglicht demnach im Vergleich zu den aus direkten Strömungsmessungen gewonnenen Ergebnissen eine ebenso hinreichend genaue Quantifizierung

der Ausstrommenge. Voraussetzung dafür ist aber

- ein relativ hohes Verhältnis des gebildeten Eisvolumens zu dem Ausstromvolumen. Aufgrund der geringen Isotopenfraktionierung bei der Eisbildung ist die Signaldynamik sonst zu gering im Vergleich zu den Messfehlern der $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmung.
- eine Beprobung des weitgehend unvermischten Ausstroms. Dies zeigen die Spurenstoff-Ergebnisse der im September 1998 auf der Fahrt ARKXIV/2 durchgeführten Beprobung des Storfjordaustromes. Das im Winter 1997/1998 im Storfjord gebildete Eisvolumen war nahezu gleich hoch wie im Winter 1996/1997. Ebenso war der im Storfjord gefundene Salzgehalt von 35,05 [Haarpaintner, 1999] zu anderen Beobachtungsjahren vergleichbar. Beide Punkte lassen für den Winter 1997/1998 die Annahme eines nicht vernachlässigbaren BSW-Ausstroms zu. Auf dieser Fahrt konnten aufgrund der späten Beprobung ausserhalb der Ausstromperiode aber lediglich auf dem Schelf vorliegende, bereits weitgehend vermischte Überreste des Storfjordaustromes gefunden werden. Die geringe Signaldynamik und der hohe Vermischungsgrad ließ keine quantitative Erfassung des Ausstroms zu.
- eine Beprobung der Ausgangswassermasse, um diese Wassermasse bezüglich Salzgehalt und $\delta^{18}\text{O}$ -Wert charakterisieren zu können.

Diese Methode zur Quantifizierung des Tiefenwasserbeitrags durch Schelfkonvektion ist aufgrund der obengenannten Voraussetzungen nur bedingt für die Abschätzung der Tiefenwasserbeiträge von den Schelfen des Nordpolarmeeres zu dessen Tiefenwasser geeignet. Die Signaldynamik des durch die Schelfpolynien verursachten $\delta^{18}\text{O}$ -Signals ist zu gering, um nach einer Vermischung mit dem großen Volumen des Tiefenwassers des Nordpolarmeeres eine verlässliche Abschätzung der Süßwasseranteile und des durch Schelfkonvektion gebildeten Wassers zu ermöglichen. Eine Anwendung des beschriebenen Konzepts der Ausstromquantifizierung mittels kombinierter Salzgehalts- und $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen bleibt demnach auf lokale, eng begrenzte Ausstrompfade beschränkt.

Gleichzeitige Spurenstoff-, Salzgehalts-, Temperatur- und Strömungsgeschwindigkeits-Messungen direkt im Ausstrom ließen einen genaueren Vergleich der auf der Basis von Spurenstoffmessungen und Strömungsmessungen durchgeführten quantitativen Abschätzung des Ausstromvolumens zu. Eine Kombination beider Messungen ermöglicht eine exaktere Bestimmung des Ausstromvolumens, da die Ausstromdauer genauer bestimmt und die ^{18}O - und Salzbilanz auf Tagesbasis geschlossen werden kann. Solche Messungen lassen sich durch einen Einsatz von Strömungsmessern zusammen mit Autosamplern erreichen.

4.4.5 Variabilität des Storfjordaustromes

Die Variabilität des Storfjordaustromes in verschiedenen Jahren hängt entscheidend von der gebildeten Eismenge im Storfjord ab. Dickson *et al.* [1999] geben eine negative Korrelation des NAO Indexes mit der Eisbedeckung in der Barentssee an: bei hohem NAO Index ist die Eisbedeckung der Barentssee geringer. Während Phasen hohen NAO-Indexes findet eine Erwärmung der Barentssee statt [Furevik, 2000]. Die Eisbedeckung im Storfjord scheint dieser Korrelation nicht zu entsprechen. In den Jahren niederen NAO Indexes ist die Eiskonzentration zum Teil erheblich niedriger als in den Jahren hohen NAO Indexes. Die Eisbedeckung des Storfjordes hängt insbesondere von der Windrichtung ab, da bei südlichen Winden Eisschollen, die sich an

der Packeisgrenze der Barentssee angesammelt haben, in den Storfjord verdriftet werden können [Haarpaintner, 1999]. In diesem Fall schließt sich der Storfjord Polynya und die Eisproduktion im Storfjord bleibt gering. Bei nördlichen Winden, wie sie insbesondere bei niedrigerem NAO-Index in der Barentssee vorherrschen [Furevik, 2000], ist die Ausbildung des Storfjord Polynya begünstigt [Haarpaintner, 1999]. Die Variation der Eisbedeckung des Storfjordes könnte somit ein lokaler Effekt sein [Schauer und Fahrbach, 1999] und eine positive Korrelation mit dem NAO-Index aufweisen.

Die Salzgehalte im Bodenwasser des Storfjordes stehen in direktem Zusammenhang mit der Eisbildungsmenge und weisen ebenfalls eine Variation über verschiedene Jahre hinweg auf (Tabelle 4.7). Dabei werden hohe Salzgehalte vorwiegend in Jahren niedrigeren Winter NAO-Indexes beobachtet. In dieser Arbeit wurde für den Winter 1996/1997 der Ausstrom aus dem Storfjord zu $1 \pm 0,35 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ und die Eisbildungsmenge zu $\approx 4,3 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ abgeschätzt. Schauer [1995] und Schauer und Fahrbach [1999] geben für 1991/1992 Ausstromwerte von $1,6 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ bei einer Eisbildungsmenge von $\approx 8 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ und für 1993/1994 eine demgegenüber um 50 % reduzierte Ausstrom- und Eisbildungsmenge an (s. auch Abschnitt 4.4.4). Die geringere Eisbildungsmenge ist ein Resultat höherer Eiskonzentrationen und der sich daraus ergebenden geringeren offenen Wasserfläche und Wärmeflüsse. Die 1993/1994 niedrigere Eisbildungsmenge führte im Vergleich zu 1991/1992 zu einem geringeren Salzgehalt im Bodenwasser des BSW und einem um den Faktor 2 reduzierten Ausstrom [Schauer und Fahrbach, 1999]. Die für 1996/1997 abgeschätzten Ausstrom- und Eisbildungsmengen fügen sich in dieses Bild ein. Eine gegenüber 1991/1992

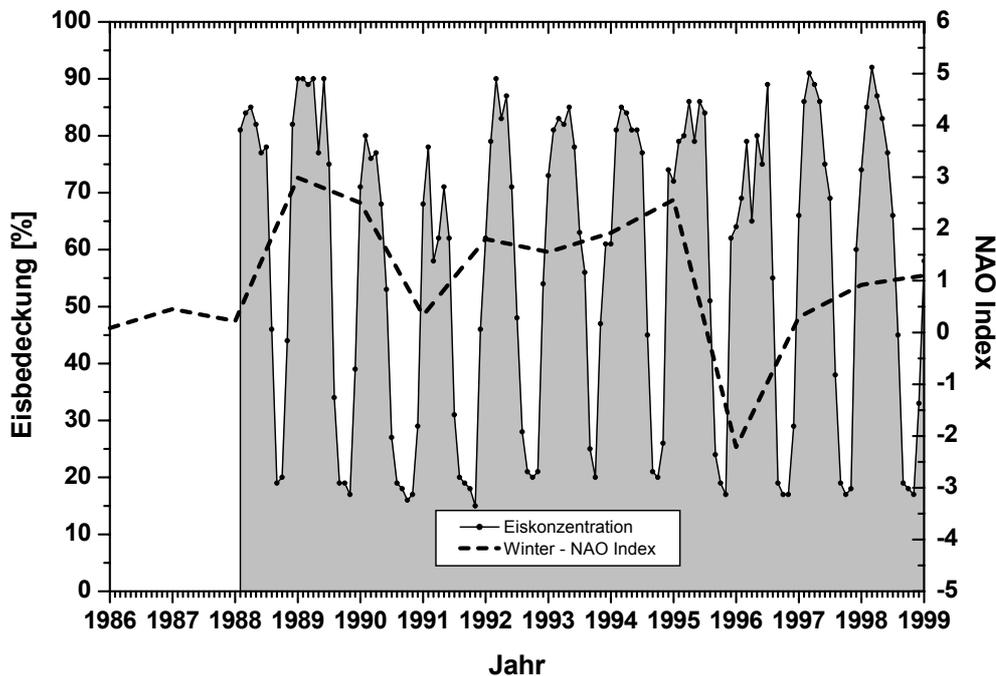


Abbildung 4.29: Eisbedeckung des Storfjordes von 1988 bis 1999, wie sie aus Satellitendaten des NSIDC [NSIDC, 2000] berechnet wurde. Weiterhin sind die Winterwerte des NAO Index [Jones et al., 1997] dargestellt.

t

Jahr	Salzgehalt	Winter NAO Index ^a	Ort	Quelle
1979	>35,20	-1,2	Novaya Zemlya Bank	[Midttun, 1985]
1986	>35,40	0,1	Storfjord	[Quadfasel <i>et al.</i> , 1988]
1991	35,02	0,3	Storfjord	[Schauer, 1995]
1992	35,13	1,8	Storfjord	[Schauer, 1995]
1993/ 1994	34,85	1,9	Storfjord	[Schauer und Fahrbach, 1999]
1995	> 34,85	2,6	Storfjord	[Piechura, 1996]
1997	34,97	0,3	Storfjordrinne	diese Arbeit
1998	35,05	0,9	Storfjord	[Haarpaintner, 1999]

^aNAO Index: Druckdifferenz zwischen Reykjavik (Island) und Ponta Delgada (Azoren)

Tabelle 4.7: *Salzgehalte in der Bodenwasserschicht im Storfjord und auf dem Barentsschelf. Der Winter NAO Index basiert auf Daten von Jones et al. [1997].*

um 40 - 50 % kleinere Eisbildungsmenge resultiert in einem um denselben Faktor verringerten Ausstrom bei einem Salzgehalt des BSW, der mit 34,97 zwischen den 1991/1992 und 1993/1994 beobachteten Salzgehalten liegt (Tabelle 4.7).

Eine Korrelation verstärkter Konvektion von den Schelfen des Eurasischen Beckens mit niederm NAO-Index, wie ihn Schauer und Fahrbach [1999] vorschlagen, kann aus den in dieser Arbeit durchgeführten Abschätzungen nicht bestätigt werden. Im Winter 1996/1997 war der NAO-Index niedriger als im Winter 1991/1992, die Ausstrommenge aus dem Storfjord jedoch um die Hälfte geringer als im Winter 1991/1992. Im Winter 1993/1994 war der NAO-Index höher als in den Wintern 1991/1992 und 1996/1997, die Ausstrommenge aber etwa gleich wie im Winter 1996/1997. Der Vergleich dieser drei Winter ist möglicherweise aber nicht repräsentativ für extrem gegensätzliche NAO Bedingungen, da in den 90er Jahren der NAO-Index generell hoch war [Jones *et al.*, 1997; Schauer und Fahrbach, 1999].

4.5 Herkunft der Heliumanomalien in der Storfjordrinne

Nachdem in dem letzten Abschnitt die $\delta^{18}\text{O}$ - Signatur und der Salzgehalt des Storfjordaustromes auf die Bildungsgeschichte des BSW unter dem Einfluss der hohen Eisbildung in Polynien zurückgeführt werden konnte, soll in diesem Abschnitt untersucht werden, inwieweit bei der Eisbildung auftretende Prozesse die Helium- und Neonsignatur beeinflussen können. Insbesondere soll diskutiert werden, ob die in der Storfjordrinne beobachteten Heliumanomalien mit $\delta^3\text{He}$ -Werten bis $< -2,7\%$, $\Delta^4\text{He}$ -Erhöhungen um $1 - 2\%$, ΔNe -Erhöhungen um $1 \pm 0,4\%$ und einer Verschiebung des ΔHeNe -Wertes von $1 \pm 0,4\%$ (Abschnitt 4.1.1) ebenfalls auf die Entstehungsgeschichte des BSW zurückzuführen sind oder ob ein alternativer Prozess beziehungsweise eine zusätzliche Heliumquelle in Betracht gezogen werden muss. Folgende Einflüsse werden im folgenden näher beleuchtet:

- Beitrag von Gletscherschmelzwasser
- Fraktionierung des $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ - bzw. $\frac{\text{He}}{\text{Ne}}$ -Verhältnisses bei der Eisbildung
- Terrigene Heliumquellen auf dem Barentsschelf

4.5.1 Beitrag von Gletscherschmelzwasser

Ein Beitrag von Gletscherschmelzwasser zum Storfjordaustrom konnte bereits in Abschnitt 4.2.5 aus der ^{18}O - und Salzbilanz im Storfjord ausgeschlossen werden. Dennoch soll hier untersucht werden, inwieweit ein hypothetischer Gletscherwasserbeitrag zu einer Veränderung der Edelgassignatur beitragen könnte. Ein Helium- oder Neonbeitrag durch Gletschereis zur Wassersäule des Storfjordes kann nur stattfinden, wenn Gletschereis unterhalb einer Eisbedeckung aufschmilzt, so dass die mitgeführte Edelgassignatur nicht dem Gasaustausch mit der Atmosphäre unterliegt. Es wäre ein Beitrag von $\approx 1 - 2,5\%$ Gletscherschmelzwasser erforderlich, um die ^{18}O -Signatur des Storfjordaustromes aus Atlantischem bzw. Arktischem Wasser zu erreichen (vgl. Tabelle 4.5). Bei einem Ausstrom von $1 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$, wie er für den Winter 1996/1997 in dieser Arbeit bestimmt wurde, würde dies einen Beitrag von $10 - 25 \text{ km}^3$ während der Eisbildungsphase im Winter bedeuten, was im Vergleich zu den Schmelzwasserbeiträgen ostgrönländischer Fjorde recht viel erscheint. So bringt beispielsweise der Kangerdlugssuag-Fjord einen Gletscherschmelzwasser-Beitrag von $15 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ [Azetsu-Scott und Tan, 1997], der gesamte nördlich der Dänemarkstrasse dem Ostgrönlandstrom zukommende Gletscherschmelzwasser-Beitrag wird von [Reeh, 1985] zu 54 km^3 abgeschätzt. Bei einem Schmelzwasserbeitrag von $10 - 25 \text{ km}^3$ müsste das Gletschereis eine Heliumsignatur mit $\delta^3\text{He} = -50 - -100\%$ aufweisen, um die beobachteten $\delta^3\text{He}$ -Anreicherung im Storfjordaustrom bewirken zu können. In Antarktischem Eis wurde jedoch von Craig und Chou [1982] ein Wert von $\delta^3\text{He} = -3\%$ gemessen, Jean-Baptiste *et al.* [1993] geben einen Wert von $\delta^3\text{He} = -1,7\%$ an. Gletscherschmelzwasser ist demnach als Ursache der $\delta^3\text{He}$ -Anomalien in der Storfjordrinne auszuschließen.

4.5.2 Fraktionierung des $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ - bzw. $\frac{\text{He}}{\text{Ne}}$ -Verhältnisses bei der Eisbildung

Die Helium- und Neonkonzentration wird bei der Meereisbildung durch verschiedene Prozesse beeinflusst:

- Der Salzausstoss bei der Eisbildung bewirkt eine Erhöhung des Salzgehaltes der Wassersäule. Die Löslichkeit von Helium und Neon nimmt bei zunehmendem Salzgehalt ab [Weiss, 1971], wobei der Löslichkeitskoeffizient von ^3He mit der Salzgehaltszunahme gegenüber demjenigen von ^4He um $\approx -\frac{0,46^\circ/\infty}{psu}$ geringer wird [Benson und Krause, 1980].
- Die Löslichkeit von Helium und Neon ist für Eis und Wasser unterschiedlich. Namoit und Bukhgalter [1965] geben das Verhältnis der Löslichkeit in fester zu flüssiger Phase für Helium und Neon zu 2 bzw. 0,9 an. [Top *et al.*, 1988] fanden in Laborexperimenten eine Anreicherung von Helium im Eis um den Faktor 1,2 - 1,3, die mit einer geringen Abreicherung im Wasser mit dem Faktor 0,95 bis 0,98 einherging. Die Abreicherung von Neon im Eis mit dem Faktor 0,9 konnte durch diese Laborexperimente bestätigt werden und war verbunden mit einer Anreicherung im Wasser um den Faktor 1,02 - 1,06. Die schwereren Edelgase zeigten eine um den Faktor 0,5 verminderte Löslichkeit in Eis gegenüber in Wasser. Top *et al.* [1988] schließen aus diesen Experimenten, dass in arktischen Polynien bei hohen Eisbildungsraten große Übersättigungen der schweren Edelgase im Wasser erreicht werden können.

Top und Clarke [1983] fanden an Proben im Nordpolarmeer erniedrigte He/Ne-Verhältnisse und vermuten deren Ursache in eine Beeinflussung des beprobten Wassers durch Eisbildung und den damit einhergehenden Neon-Ausstoß.

- Der Gasaustausch mit der Atmosphäre an der Wasseroberfläche ist bei einer Eisbedeckung unterdrückt. Die Verminderung des Gasaustausches ist schwer abzuschätzen, da sie von der Art der Eisbedeckung (Eisbrei, Pfannkucheneis, feste Eisbedeckung) abhängt und zudem verschiedene Arten von Eis neben offenen Wasserflächen in einem Polynya auftreten. Während bei einem unverminderten Gasaustausch mit der Atmosphäre die oben beschriebenen Prozesse den Gleichgewichtswert der Gaskonzentrationen im Wasser mit Atmosphäre nicht verändern, führt ein verminderter Gasaustausch in Zusammenhang mit dem Salzausstoss bei der Eisbildung zu einer Übersättigung im Wasser, die im Fall des Neons durch die verminderte Löslichkeit im Eis noch verstärkt wird.

Im weiteren erfolgt eine Abschätzung der Auswirkung dieser Prozesse auf die Neon- und Helium-Signatur im Storfjord -Ausstrom. Da die Verminderung des Gasaustausches hier nicht abgeschätzt werden kann, wird als Extremfall die vollständige Unterdrückung des Gasaustausches bei der Eisbildung betrachtet. Die Abschätzung der Neon-Konzentration im BSW-Ausstrom erfolgt entsprechend dem in Abschnitt 4.4.1 beschriebenen Modell des Storfjordes mit den sich daraus ergebenden Bilanzgleichungen, wie sie für den Salzgehalt und $\delta^{18}\text{O}$ aufgestellt wurden. Der Zustrom Arktischen Wassers wird dabei als im Gleichgewicht mit der Atmosphäre befindlich angenommen, im weiteren wird kein Gasaustausch zugelassen. Die Ausstrom- und Eisbildungsraten werden wie im vorigen Abschnitt ermittelt verwendet. Bezüglich der Eisbildung werden zwei Fälle betrachtet:

Kein Neon-Ausstoß bei der Eisbildung: In diesem Fall resultiert aus der verminderten Löslichkeit der Edelgase bei dem durch Salzausstoss aus dem Eis erhöhten Salzgehalt eine Übersättigung des BSW-Ausstromes bezüglich Helium und Neon um 0,5 % bzw. 0,6 %. Der ΔHeNe -Wert wird leicht erniedrigt auf 0,05 %. Der $\delta^3\text{He}$ -Wert bleibt nahezu unverändert.

Neon-Ausstoß bei der Eisbildung Entsprechend Top und Clarke [1983] wird angenommen, dass 10 % des Neons, welches in dem Wasser gelöst ist, aus dem das Eis gebildet wird, aus dem

Eis ausgestoßen wird und die Konzentration im Wasser erhöht, während alles gelöste Helium im Eis verbleibt. Aus diesem Szenario ergibt sich eine Erhöhung der ΔNe -Werte im BSW-Ausstrom gegenüber dem Zustrom um 0,8 %. Der $\Delta^4\text{He}$ -Wert ist wie im vorigen Fall um 0,5 % erhöht, woraus eine Erniedrigung des ΔHeNe -Wertes um $\approx 0,3$ % resultiert. Der $\delta^3\text{He}$ -Wert bleibt wiederum nahezu unverändert.

Während die aus diesen Prozessen resultierende leichte Erhöhung der $\Delta^4\text{He}$ - und ΔNe -Werte im Ausstrom mit den Beobachtungen der Helium- und Neonkonzentrationen im Storfjordaustrom qualitativ in Einklang steht, kann der beobachtete $\delta^3\text{He}$ -Wert unterhalb des Lösungsgleichgewichtes und auch die positive Anomalie des ΔHeNe -Wertes so nicht erklärt werden. Die Eisbildung ist demnach ebenfalls als Ursache der beobachteten $\delta^3\text{He}$ -Werte unterhalb des Lösungsgleichgewichtes auszuschließen.

4.5.3 Terrigene Heliumbeiträge

Radiogenes Helium	$\delta^3\text{He}$ [%]		$\Delta^4\text{He}$ [%]	ΔNe [%]	ΔHeNe [%]
		+ tritiog. ^3He			
0 %	-1,847	-1,6	2	2	0
0,5 %	-2,3	-2,1	2,5	2	0,49
1,0 %	-2,8	-2,5	3	2	0,98
1,5 %	-3,2	-3,0	3,5	2	1,47
2 %	-3,7	-3,5	4	2	1,96
Messwerte					
1997	$-2,6 \pm 0,1$				
1998	$-2,2 \pm 0,2$		$4,1 \pm 0,4$	$2,7 \pm 0,2$	$1,2 \pm 0,3$

Tabelle 4.8: Abschätzung des radiogenen Heliumbeitrags. Die angegebenen Messwerte stellen die Mittelwerte der im Storfjordaustrom in den Jahren 1997 und 1998 beobachteten Werte dar (Abschnitt 4.1.1).

Eine Verschiebung des $\delta^3\text{He}$ -Wertes in der Wassersäule kann durch geringe Beiträge kristalen Heliums mit einem $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ -Verhältnis von $1 - 3 \cdot 10^{-8}$ auftreten. Ausgehend von einem in Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre bei einem Luftexzess von 2 % zeigt Tabelle 4.8 die Veränderung der Helium- und Neon-Werte für verschieden hohe kristale Heliumbeiträge. Alternativ ist der $\delta^3\text{He}$ -Wert unter der zusätzlichen Berücksichtigung des tritiogenen ^3He -Anteils angegeben, der aus der Tritiumkonzentration von ≈ 2 TU und dem in Abschnitt 4.1 abgeschätzten Tritium-Helium-Alter des Ausstromes von 2 - 6 Monaten resultiert. Ein kristaler Helium-Beitrag von 1 - 1,5 % bzw. 0,5 - 1 % reicht aus, um die im Juni 1997 bzw. September 1998 beobachteten Heliumanomalien in der Storfjordrinne zu erklären und legt die Existenz einer Quelle kristalen Heliums auf dem Barentsschelf oder in der Storfjordrinne nahe.

Im folgenden werden verschiedene mögliche Beiträge kristalen Heliums auf dem Barentsschelf diskutiert.

Natürlicher Krustenfluss Eine terrigene Helium-Quelle stellt der natürliche Krustenfluss dar, der für ozeanische Kruste zwischen $0,3$ und $1,8 \cdot 10^9$ Atome $^4\text{He} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ beträgt [Torger-

sen, 1989] und ein $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ -Verhältnis von $1 - 3 \cdot 10^{-8}$ besitzt. Die in Abschnitt 4.4 gefundenen Ausstromraten aus dem Storfjord führen auf eine Erneuerungszeit des Wasserkörpers im Storfjord von $\approx 2 - 4$ Monate während der Ausstromphase. Berücksichtigt man den Krustenfluss in der durch die Erneuerungszeit vorgegebenen Akkumulationszeit, so wird selbst unter Annahme der Maximalwerte des Heliumflusses und des $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ -Verhältnisses lediglich eine Absenkung des $\delta^3\text{He}$ -Wert auf $\approx -1,9\%$ und eine Anhebung des $\Delta^4\text{He}$ -Wertes um $0,2\%$ im Storfjord erreicht. Auch die Berechnung mit einem höheren kontinentalen Krustenfluss von $8 \cdot 10^9$ Atome $^4\text{He} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ und 270 Atome $^3\text{He} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ([Torgersen, 1989], s. auch Abschnitt 2.2) führt auf den nicht die Beobachtung bestätigenden Wert von $\delta^3\text{He} \approx -2,0$ und eine Erhöhung des $\Delta^4\text{He}$ -Wertes um $\approx 0,4\%$. Eine Erklärung der beobachteten $\delta^3\text{He}$ -Werte bis $-2,7\%$ im Storfjordaustrom durch eine Helium-Anreicherung des Wasserkörpers im Storfjord aufgrund des natürlichen Helium-Krustenflusses verlangt eine unrealistische Akkumulationszeit von 2 Jahren (kontinentaler Krustenfluss) bis 8 Jahren (ozeanischer Krustenfluss).

Ein solches Szenario erscheint daher nicht plausibel. Es wird demnach ein weiterer terrigener Heliumbeitrag benötigt, um die beobachteten Heliumanomalien in der Storfjordrinne zu erklären.

Andere Quellen terrigenen Heliums auf dem Barentsschelf

Für den Bereich des Barentsschelfes existieren bislang nur spärliche Daten der Heliumsignatur im Bodenwasser. Abgesehen von den Messungen im Storfjordaustrom wurden Heliummessungen in einem von [Solheim und Elverhøi, 1993] beschriebenen Kraterfeld nordöstlich der Bäreninsel [IUP, unveröffentlichte Daten] durchgeführt sowie Sedimentproben von einem Schlammvulkan, dem Håkon Mosby Mud Vulcano (HMMV) auf Helium und schwere Edelgase untersucht [Prasolov *et al.*, 1999]. In beiden Fällen ist eine Heliumanomalie mit vermindertem $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ -Verhältnis festzustellen, die bei dem Kraterfeld zusammen mit einer Methanübersättigung in der Wassersäule auftritt und am HMMV in Sediment mit eingelagertem Gashydrat beobachtet wurde.

Gashydrate könne aufgrund ihrer Stabilitätskurve auch in Flachwasserbereichen ab 150 m Tiefe aufgefunden werden, wenn die Temperatur der Bodenwassermasse unterhalb von 0°C liegt [Kvenvolden, 1993]. Polare Regionen stellen daher ein Gebiet potentieller Gashydratbildung dar. Der größte Teil der Kontinentalabhänge des Europäischen Nordmeeres weist die P-T-Relation der Stabilitätszone der Gashydrate auf. Der Kontinentalhang des Barentsschelfes muss daher als ein Gebiet betrachtet werden, in dem mit großer Wahrscheinlichkeit Gashydrate in großer Verbreitung auftreten [Mienert und Posewang, 1999]. An verschiedenen Stellen der Barentssee wurden Vorkommen von Gashydraten durch reflexionsseismische Messungen nachgewiesen, so beispielsweise vor der Norwegischen Küste an der Storegga, einer der größten submarinen Hangrutschungen der Welt, die vermutlich aufgrund der Destabilisierung von Gashydraten ausgelöst wurde [Mienert und Posewang, 1999]. Ein weiteres Zeugnis der Gashydratvorkommen ist auf dem Meeresgrund in Form von Kratern zu finden, wie sie nordöstlich eines Gashydratvorkommens in der Barentssee beobachtet wurden [Lammers *et al.*, 1995; Solheim und Elverhøi, 1993]. Die Vorkommen von Gashydrat liegen in einer Wassertiefe von $300 - 350 \text{ m}$ und reichen etwa 180 m in die Sedimente hinab. Sie besitzen eine Größe von wenigen bis einigen Dutzend Kilometern. 1 m^3 Gashydrat enthält $\approx 163 \text{ m}^3$ Methan unter Normalbedingungen, was bei einer Destabilisierung der Gashydrate zu einem Druckaufbau im Porenwasser des Sediments und eruptiver Freisetzung von Methan und so zu Kraterbildung führen kann [Mienert und Posewang, 1999].

Der 1995 am Barentsschelf in der Nähe der Bäreninsel als Schlammvulkan entdeckte Håkon Mosby Mud Vulcano [Vogt *et al.*, 1997] weist flache Vorkommen von Gashydraten, einen anomal hohen geothermischen Gradienten von 20 - 40°C/km und Heliumanomalien auf [Prasolov *et al.*, 1999]. Sowohl die Heliumanomalien, die am HMMV vorgefunden wurden, als auch die Heliummessungen in dem von Solheim und Elverhøi [1993] beschriebenen Kraterfeld sollen im folgenden erläutert werden.

Håkon Mosby Mud Vulcano Der HMMV ist ein Schlammvulkan mit 1 km Durchmesser und einem Relief von 8-10 m in ≈ 1250 m Wassertiefe. Er befindet sich auf dem großen submarinen Fächer zänozoischer Sedimente vor dem Bjørnøa-Trog, der in voreiszeitliche eozäne, oligozäne, miozäne und späte miozän-pliozäne Sequenzen sowie in eiszeitliche Sequenzen eingeteilt wird, die 70% des gesamten Sediment Volumens ausmachen. Der HMMV ist in einer spät pleistozänen Rutschung gelegen, die jünger als 330 ka ist und wird von 3,1 km mächtigen Sedimentschichten unterlagert [Hjelstuen *et al.*, 1999]. Sowohl chemische als auch Isotopenuntersuchungen des Porenwassers in flachen Sedimentkernen sowie auch geothermische und geomorphologische Daten lassen vermuten, dass der konzentrische Aufbau des HMMV durch das aufsteigende Schlammvulkan-Fluid ausgebildet wurde [Ginsburg *et al.*, 1999]. Dieses stammt vermutlich aus Sedimenten des späten Pliozäns aus einer Tiefe von 2,5 - 3 km unter dem Meeresboden. Nach Ginsburgh *et al.* [1999] werden hauptsächlich aus dem Schlammvulkan-Fluid die im HMMV gefundenen Gashydrate gebildet, was auch durch ^{18}O -Messungen unterstützt wird: Das pure Gashydratwasser besitzt einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von $+3,3\text{‰}$, während das Schlammvulkan-Fluid einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von $0,4\text{‰}$ aufweist. Dieser Unterschied führt auf einen Fraktionierungsfaktor bei der Gashydratbildung der mit dem bei der Meereisbildung auftretenden gut übereinstimmt [Ginsburg *et al.*, 1999]. Prasolov *et al.* [1999] untersuchten die Helium- und Edelgassignatur am HMMV. Sie fanden in verschiedenen Proben aus den flachen Sedimentschichten des HMMV, welche Gashydrateinlagerungen aufwiesen, Heliumkomponenten mit einem sehr geringen $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ -Verhältnis von $0,9 - 60 \cdot 10^{-8}$, was sich stark von dem atmosphärischen $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ -Verhältnis von $1,384 \cdot 10^{-6}$ abhebt. Prasolov *et al.* [1999] führen die Heliumanomalien auf einen Transport von krustalem radiogenem Helium tieferen Ursprungs in die oberflächennahen Sedimentschichten durch die Aktivität des Schlammvulkanes zurück. Sie vermuten, dass die nichtatmosphärische Heliumkomponente mit dem niederen $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ -Verhältnis Teil des Residual-Gases war, welches sich bei der Gashydratbildung aus den hydratbildenden Gasen in Mikro-Interstitien der Gashydratstruktur einlagert.

Heliummessungen an einem Kraterfeld des Barentsschelfes Das Kraterfeld nordöstlich der Bjørnøya unterscheidet sich von den in der Barentssee häufigen Pockmarks, welche im allgemeinen lediglich 1 m tief sind und 10 – 25 m Durchmesser besitzen, dadurch, dass die Krater nicht nur das quartäre Sediment betreffen, sondern in darunterliegenden triassischen Sandstein eingeschnitten sind [Solheim und Elverhøi, 1993]. Die Krater besitzen eine Tiefe bis zu 30 m und einen Durchmesser von 300 – 400 m. Während die Existenz von Pockmarks in dem Kraterfeld darauf hindeutet, dass Gas derzeit oder zumindest nacheiszeitlich durch den Meeresgrund aufsteigt, führen Solheim und Elverhøi [1993] die Bildung der Krater auf ein anderes Szenario zurück:

- Während der Eiszeit war die Stabilitätszone der Gashydrate aufgrund der veränderten

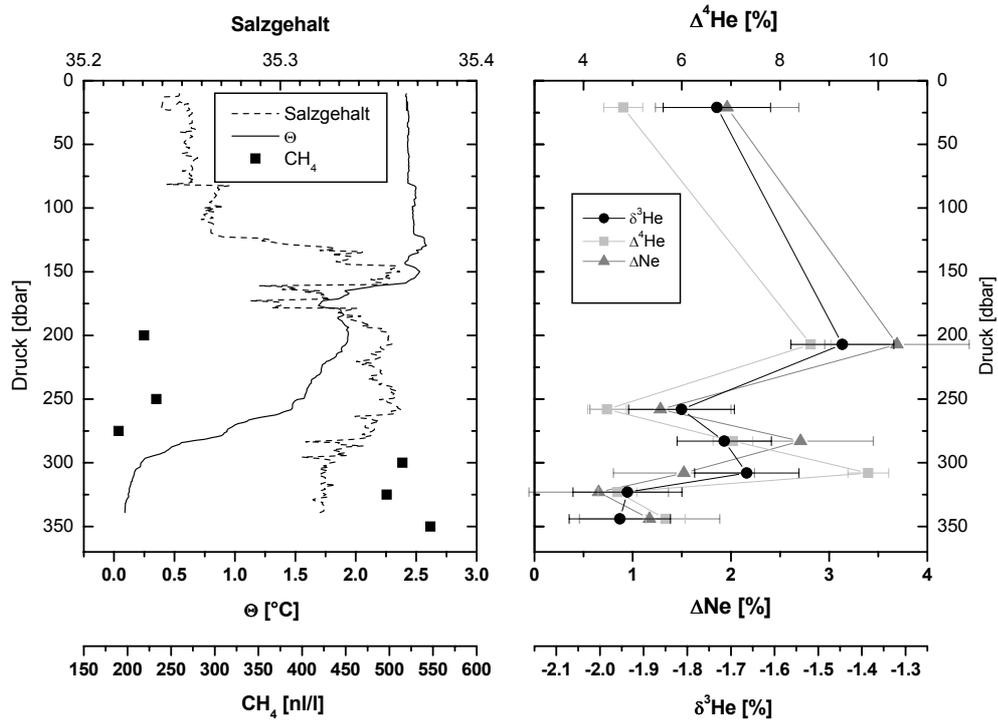


Abbildung 4.30: Temperatur-, Salzgehalts- und Methanprofile [Meteor-Berichte, 1994] und Heliumprofile aus einem Cold Seep der Barentssee (Me26, Station 498). In der durch niedere Temperaturen, gleichförmigen Salzgehalt und hohe Methankonzentrationen gekennzeichneten Bodenwasserschicht des Cold Seep sind niedrigere $\delta^3\text{He}$ Werte – die teilweise unter dem Lösungsgleichgewicht liegen – als in der darüberliegenden Wassersäule zu beobachten.

Druckbedingungen durch ein aufliegendes Eisschild wesentlich tieferreichender als heute. Aufsteigendes thermogenes Gas aus einer Quelle im mesozoischen Untergrundgestein konnte so eine mächtige Schicht von Gashydraten ausbilden.

- Der Rückgang des Eisschildes verschob die Druckbedingungen in den heute vorherrschenden Bereich.
- Der geothermische Wärmefluss bewirkte eine Destabilisierung der Gashydrate von der Unterseite her und große Gasmengen konnten sich unter der Gashydratschicht ansammeln. Bei einer Überschreitung kritischer Werte der Gashydrat-Schichtdicke und des Gasdruckes erfolgten eventuell Eruptionen von Gas und Sediment.

In dem Kraterfeld wurden hohe Methananomalien in der Wassersäule beobachtet. Die Krater tragen jedoch derzeit nicht zu der Methananomalie in der Wassersäule bei [Lammers *et al.*, 1995]. In dem oben beschriebenen Kraterfeld konnten 1993 während der Fahrt Me26 Profile der Heliumkonzentration aufgenommen werden. Die Ergebnisse der Helium-Messungen sind für ein repräsentatives Profil in Abbildung 4.30 dargestellt. Die Bodenwasserschicht ist in den Temperatur-, Salzgehalts- und Methan-Profilen durch eine auf nahe 0°C abnehmende Temperatur, gegenüber

der atlantischen Schicht durch geringeren Salzgehalt und hohe Methanwerte von 450 bis 550 nl/l in einem Tiefenbereich von 300 m bis zum Boden gekennzeichnet [Meteor-Berichte, 1994]. In der oberflächennahen Schicht Arktischen Wassers und der darunterliegenden Schicht Atlantischen Wassers werden $\delta^3\text{He}$ -, $\Delta^4\text{He}$ - und ΔNe -Werte beobachtet, wie sie durch Einstellung des Lösungsgleichgewichtes mit der Atmosphäre im Arktischen Wasser und durch eine Isolation von der Atmosphäre im Atlantischen Wasser erklärt werden können. In der Bodenwasserschicht ist hingegen in diesem Profil eine Abnahme der $\delta^3\text{He}$ -Werte auf -1,95 %, also unterhalb des Lösungsgleichgewichtes zu verzeichnen. Diese Abweichung wird in den zwei untersten beprobten Tiefen beobachtet, ist für sich alleine aber nicht als signifikant zu werten, Hingegen ist allen betrachteten Profilen des Kraterfeldes gemeinsam, dass der $\delta^3\text{He}$ -Wert in der Bodenwasserschicht gegenüber der darüberliegenden Wassersäule auf Werte zwischen -1,7 – -2,1 % abnimmt. Eine Korrelation der hohen Methankonzentration in der Bodenwasserschicht mit den niederen $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ -Verhältnissen kann daher nicht ausgeschlossen werden. Da der Ursprung des hohen Methangehaltes in der Wassersäule nach Lammers *et al.* [1995] in einer rezenten Aktivität derselben Methanquelle zu suchen ist, die auch die eruptive Bildung der Krater verursacht hat, lässt sich insbesondere unter Berücksichtigung der Heliummessungen an den gashydratreichen Sedimenten am HMMV von Prasolov *et al.* [1999] ein Zusammenhang der niederen $\delta^3\text{He}$ -Werte mit der Bildung von Gashydraten und eine Beimengung radiogenen Heliums vermuten.

4.5.4 Diskussion

Die in der Storfjordrinne gefundenen $\delta^3\text{He}$ -Anomalien lassen sich aufgrund obiger Betrachtungen weder auf bei der Eisbildung auftretende Prozesse noch auf einen Heliumbeitrag durch Gletscherschmelzwasser zurückführen. Die $\delta^3\text{He}$ -Werte von Gletschereis liegen nahe dem Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre und können daher nicht zur Erklärung negativerer $\delta^3\text{He}$ -Signaturen herangezogen werden. Bei der Eisbildung wird lediglich eine Verschiebung der $\Delta^4\text{He}$ -Werte und ΔNe -Werte um $<1\%$ erreicht, die $\delta^3\text{He}$ -Werte bleiben nahezu unverändert.

Demgegenüber reicht ein Beitrag krustalen Heliums von $\approx 1 \pm 0,5\%$ aus, um die beobachteten $\delta^3\text{He}$ -Werte zu erklären. Dieser Heliumbeitrag kann aber aufgrund der kurzen Erneuerungszeit des Storfjord-Wasserkörpers nicht durch den natürlichen Krustenfluss radiogenen Heliums in der Wassersäule des Storfjordes angereichert werden. Vielmehr erscheint ein Beitrag krustalen Heliums anderer Heliumquellen auf dem Barentsschelf plausibel.

Die in den obigen Abschnitten beschriebenen Methan- und Heliumanomalien in der Barentssee weisen Ähnlichkeiten mit den in der Storfjordrinne vorgefundenen Spurenstoffsignaturen auf. In der Bodenwasserschicht der Storfjordrinne existieren neben den in Abschnitt 4.1.1 beschriebenen Heliumanomalien auch Methananomalien. Auf dem südlichen Hangschnitt durch die Storfjordrinne im September 1998 (ARKXIV/2) wurden zum Boden hin zunehmende Methankonzentrationen bis über 450 nl/l beobachtet [Damm, 1999]. Die Existenz von Objekten ähnlicher Helium- und Methansignatur auf dem Barentsschelf, die auf tieferliegende Quellen von Methan und Helium hindeuten, bestärken daher die Hypothese eines krustalen radiogenen Heliumbeitrages in der Bodenwasserschicht der Storfjordrinne. Dieser Beitrag muss nicht kausal mit dem BSW-Ausstrom aus dem Storfjord verknüpft sein.

Kapitel 5

Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee

Spurenstoffmessungen aus dem Bereich des Europäischen Nordmeeres liegen seit 1972 vor. Eine umfassende Beschreibung der Langzeitentwicklung der Temperatur, des Salzgehaltes, der Dichte und der Spurenstoffe Tritium und Helium gibt Bönisch *et al.* [1997] für den Zeitraum bis 1994. In diesem Kapitel werden die im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen Datensätze aus den Jahren 1997 und 1998 beschrieben, soweit sie die Grönlandsee und die Norwegische See betreffen. Diese Datensätze werden mit einem bislang unveröffentlichten Datensatz aus der Grönlandsee aus dem Jahr 1993 verglichen, der im Institut für Umweltphysik, Heidelberg erzeugt wurde. Neben den Spurenstoffen Tritium und Helium wird in geringerem Umfang die SF₆-Konzentration in der Wassersäule betrachtet. Die 1993 bis 1998 ermittelten Spurenstoffkonzentrationen werden in den Kontext der von Bönisch *et al.* [1997] beschriebenen Entwicklung der Wassermassencharakteristiken in der Grönlandsee gestellt. Im letzten Teil dieses Kapitels wird diskutiert, inwieweit diffusive Prozesse zur Erneuerung des Tiefenwassers der Grönlandsee beitragen können und aus den Beobachtungen abzuleiten sind.

5.1 Tritium- und Heliumkonzentrationen in den Jahren 1993 bis 1998

Eine Übersicht der Stationen der Fahrten ARK IX/1 (1993), VA166 (1997) und ARK XIV/2 (1998) ist in Abbildung 5.1 dargestellt, soweit sie den Untersuchungsbereich des Europäischen Nordmeeres betreffen. Auf allen betrachteten Fahrten wurde jeweils ein longitudinaler und ein zonaler Schnitt über die Grönlandsee gelegt und eine Beprobung in der Norwegischen See durchgeführt. In diesem Abschnitt werden nur die Stationen in der Norwegischen See und der Ost - West - Schnitt bei 75°N betrachtet, der die wesentlichen in der Grönlandsee am Nord-Süd-Austausch beteiligten Wassermassen der Polar, Arctic und Atlantic Domain abdeckt.

5.1.1 Grönlandsee

Die Schnitte aus den drei Beobachtungsjahren besitzen aufgrund der unterschiedlichen Eisgängigkeit der verschiedenen Schiffe und entsprechend der jeweiligen Eislage eine unterschiedliche Ausdehnung. Der Schnitt aus dem Jahr 1998 besitzt die größte Ausdehnung und deckt das gesamte Grönländische Becken von dem Kontinentalrand der Barentssee bis zum Ostgrönlandschelf

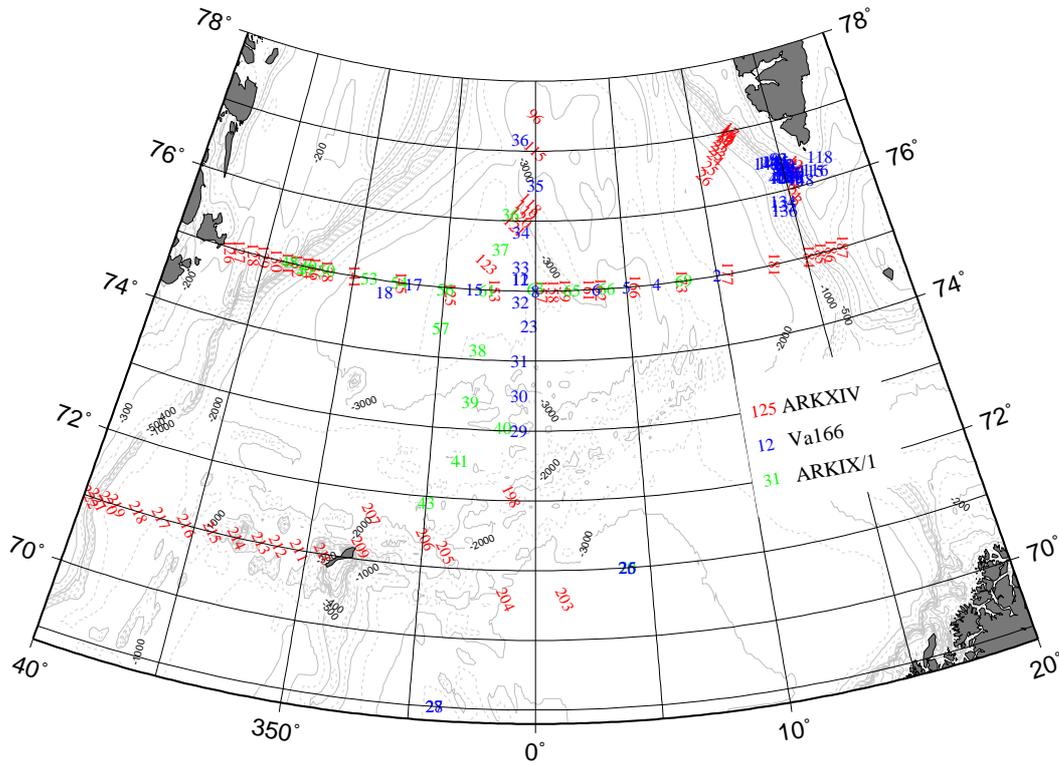


Abbildung 5.1: Stationsübersicht der in dieser Arbeit betrachteten Datensätze.

ab. Dieser Schnitt soll daher zuerst beschrieben werden.

Fahrt ARK XIV/1 – 1998 Die Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, die Tritiumkonzentration, die Konzentration tritiogenen Heliums und das aus den beiden letzten Größen berechnete Tritium-Helium-Alter auf dem zonalen Schnitt bei 75°N im Jahr 1998 sind in Abbildung 5.2 und 5.3 dargestellt. Im Osten ist anhand des hohen Salzgehaltes >35 und Temperaturen von 3 - 8°C das Atlantische Wasser des Norwegischen Stromes zu erkennen. Die Tritiumkonzentrationen in diesem Bereich betragen 1,8 – 2,5 TU. Die nahe Null liegenden tritiogenen ^3He -Werte zeigen eine weitgehende Einstellung des Lösungsgleichgewichtes mit der Atmosphäre an; entsprechend ist das Tritium-Helium-Alter 0 – 2 Jahre. Im Westen des Schnittes ist aus dem Nordpolarmeer ausströmendes Polares Wasser an der Oberfläche anhand niedrigerer Temperaturen bis zum Gefrierpunkt und geringen Salzgehalten von 30 bis 34 erkennbar. Die Tritiumkonzentrationen sind aufgrund eines hohen Süßwasseranteils mit bis zu 4,5 TU sehr hoch. Die Konzentration tritiogenen Heliums ist an der Oberfläche ≈ 0 , nimmt mit der Tiefe aber bis auf 1,5 – 2 TU zu und resultiert in einem Tritium-Helium-Alter von ≈ 10 Jahren.

Zwischen diesen beiden oberflächennahen Wassermassen, die die Atlantic Domain einerseits und die Polar Domain andererseits charakterisieren, ist die durch die Polare Front im Westen und die Arktische Front im Osten abgetrennte Arctic Domain lokalisiert. Diese weist an der Oberfläche Arktisches Oberflächenwasser (ASW) auf, welches im Sommer 1998 durch Salzgehalte von 34,4 – 34,8, Temperaturen $<0^\circ\text{C}$, Tritiumwerte von 1,5 bis 1,8 TU und eine Gleichgewichtseinstellung

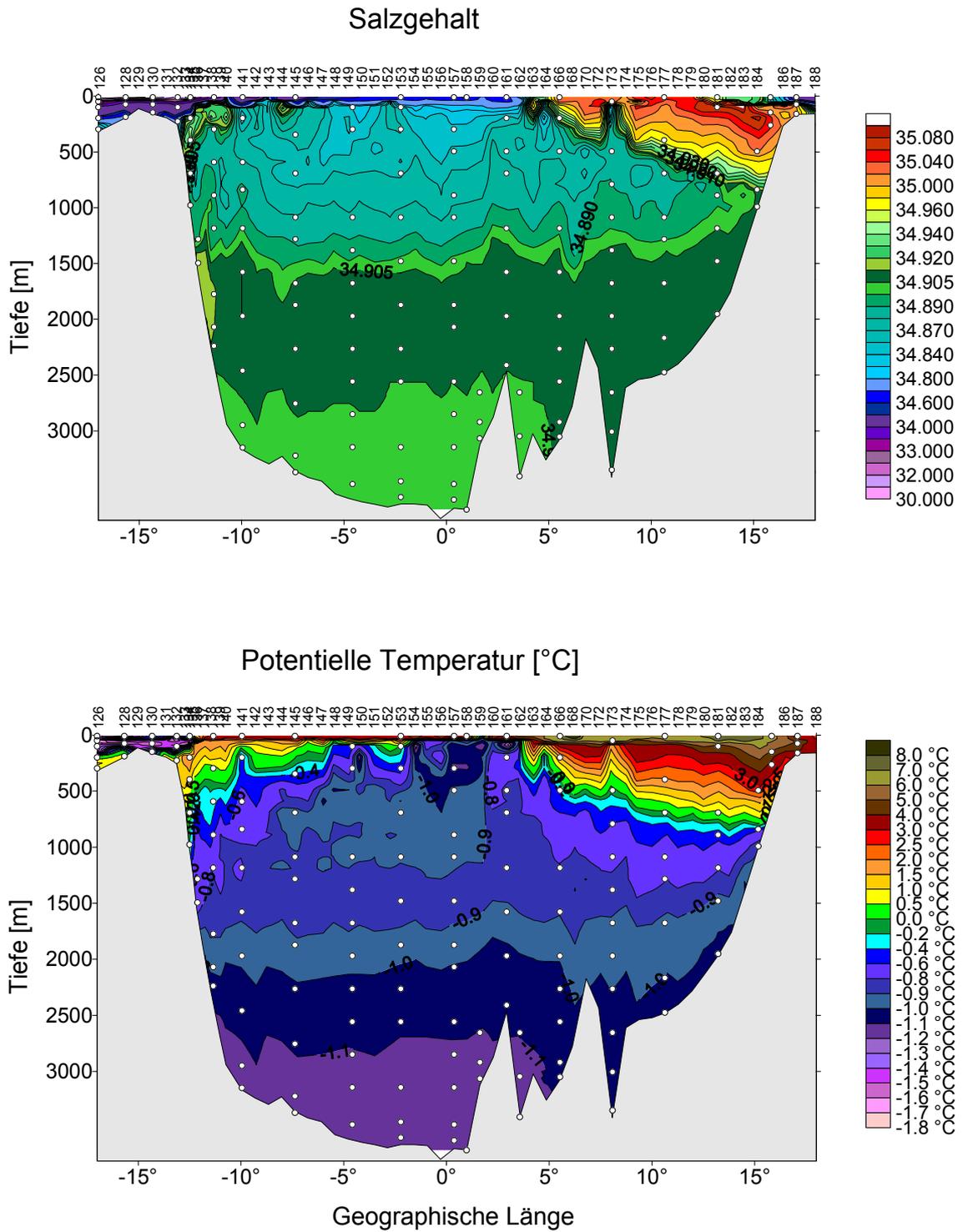


Abbildung 5.2: Salzgehalt und potentielle Temperatur auf einem 75° N Schnitt in der Grönlandsee 1998. Die Nummern am oberen Rand bezeichnen die Stationen.

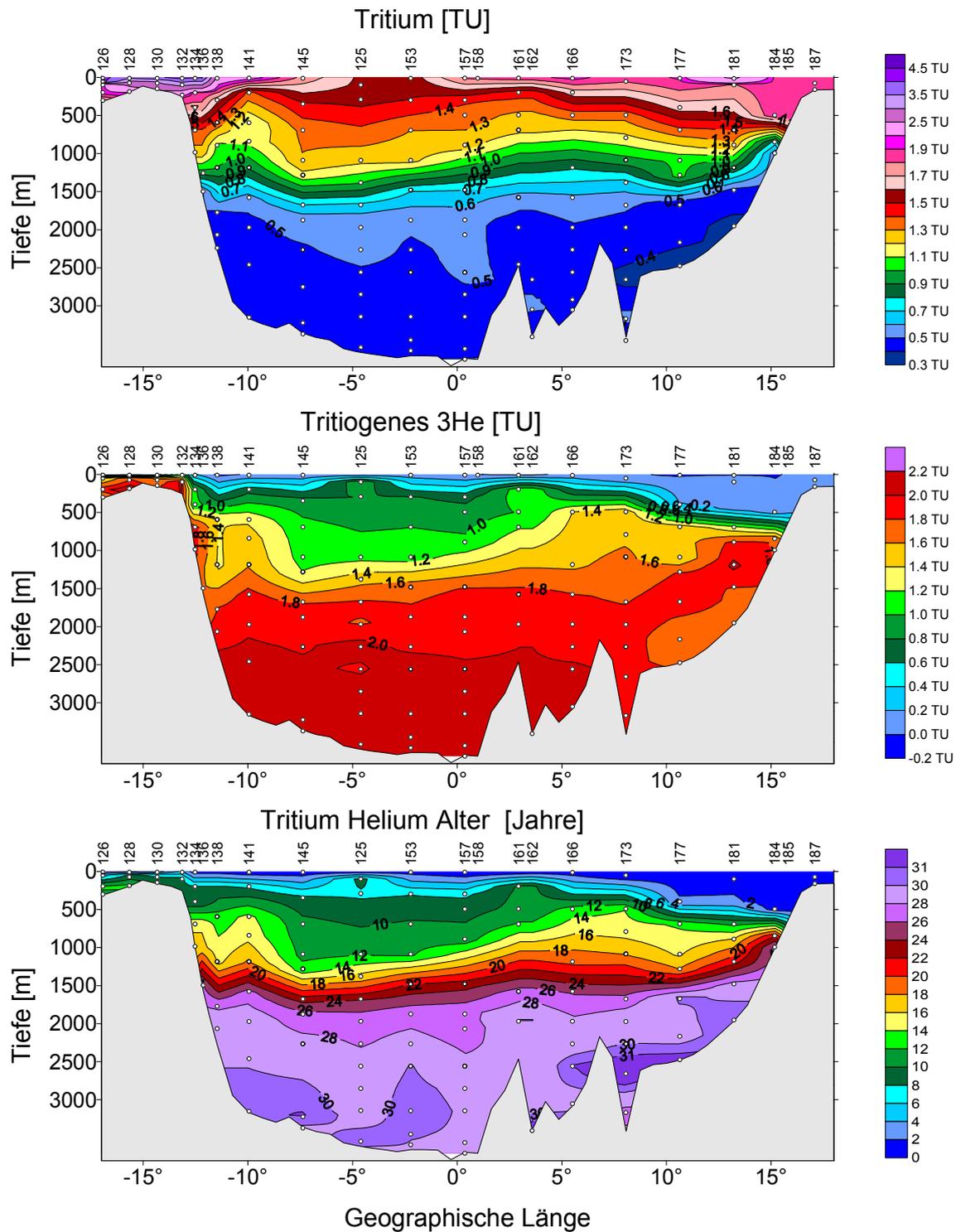


Abbildung 5.3: Tritiumkonzentration, tritiogenes $^3\text{Helium}$ und Tritium-Helium-Alter auf einem 75°N Schnitt in der Grönlandsee 1998. Die Nummern am oberen Rand bezeichnen die Stationen, die weißen Punkte die beprobten Tiefen.

mit der Atmosphäre bezüglich Helium gekennzeichnet ist.

Darunter ist das obere Arktische Zwischenwasser zu finden, welches nach Swift [1986] und Meincke *et al.* [1997] lokal im Winter konvektiv erneuert wird. Diese Wassermasse stellt ein horizontales Minimum der Temperatur und des Salzgehaltes in der zentralen Grönlandsee dar. Der Salzgehalt beträgt 34,7 bis 34,9, die Temperatur bewegt sich zwischen -1 und 1 °C. Die Tritiumkonzentrationen liegen zwischen 1 und 1,7 TU, die tritiogene ^3He -Konzentration ist 0 – 1,5 TU und entsprechend variabel ist das Tritium-Helium-Alter des Arktischen Zwischenwassers mit 0 – 12 Jahren.

In einem Tiefenbereich von 100 – 700 m ist im Westen am Ostgrönlandschelf anhand eines lokalen Salzgehalts- und Temperaturmaximums Atlantisches Wasser auszumachen, welches Tritiumwerte um 1,5 bis 2 TU, tritiogene ^3He -Konzentrationen von 0,5 – 1,5 TU und ein Alter von 6 – 14 Jahren aufweist. Es handelt sich hierbei um eine Mischung aus dem in der Framstrasse rezirkuliertem Atlantischen Wasser des Westspitzbergenstromes und dem im Nordpolarmeer modifizierten Atlantischen Wasser. Aus den unterschiedlich langen Zirkulationswegen im Nansenbecken des Nordpolarmeeres ergibt sich nach Frank [1996] für das aus dem Nordpolarmeer ausströmende Atlantische Wasser ein Tritium-Helium-Alter von im Mittel 8 Jahren. Die im Sommer 1998 gefundenen hohen Tritium-Helium-Alter deuten daher auf einen hohen Anteil von im Nordpolarmeer modifiziertem Atlantischen Wasser in diesem Bereich des Schnittes hin.

Bei etwa 1500 m Tiefe befindet sich ein vertikales Temperatur- und Salzgehaltsmaximum, das sich nahezu über den gesamten Schnitt zieht und auf einen Beitrag der Tiefenwassermassen des Eurasischen (EBDW) und Kanadischen (CBDW) Beckens des Nordpolarmeeres zurückzuführen ist [Meincke *et al.*, 1997]. EBDW ist anhand eines auf 35,1 erhöhten Salzgehaltes und einer Temperatur über -1°C am grönländischen Schelfhang in einem Tiefenbereich von 1500 - 2000 m auszumachen. Die räumliche Auflösung der Tritium- und Heliumbeprobung ist zu gering, um den Kern des am Hang strömenden EBDW zu erfassen.

Unterhalb von 1500 m Tiefe zeigt sich zwischen dem ostgrönländischen Kontinentalhang und 8°E die Tiefenwassermasse des Grönlandbeckens horizontal sehr homogen. Vertikal existieren hingegen deutliche Gradienten. Im Tiefenbereich zwischen 1500 und 2500 Metern liegt der Salzgehalt zwischen 34,905 und 34,91, die Temperatur nimmt von -0,8 bis -1,1 °C ab. In diesem Tiefenbereich nehmen die Tritiumkonzentrationen von >0,7 TU auf <0,5 TU ab, die Konzentrationen tritiogenen Heliums hingegen von 1,6 auf 2 TU zu. Das Alter bewegt sich entsprechend zwischen 18 und 28 Jahren. Ab 2500 m Tiefe verändern sich die Eigenschaften der Tiefenwassermasse nur noch wenig. Der Salzgehalt bleibt unter 34,905 und erreicht am Boden Minimalwerte von 34,90. Die Temperatur ist kleiner als -1,1°C, am Boden -1,16°C. Die Tritiumkonzentration ist durchweg kleiner als 0,5 TU, die Konzentration tritiogenen Heliums >2 TU, das Tritium-Helium-Alter ist 28 - 30 Jahre.

Die Tiefenwassermasse östlich von 8°E ist im Salzgehalt nicht wesentlich verschieden von dem Tiefenwasser der zentralen Grönlandsee, die Temperatur hingegen ist geringfügig höher. Ein deutlicher Unterschied ist aber in der Tritium- und tritiogenen ^3He -Konzentration zu erkennen: Die Tritiumwerte sind am Boden und am Kontinentalhang des Barentsschelfes <0,4 TU, die ^3He -Konzentration ist mit 1,6 - 1,8 TU geringer als in der gleichen Tiefe in der zentralen Grönlandsee. Das Alter dieser Wassermasse erreicht Werte >31 Jahre. Diese Charakteristik entspricht dem des Tiefenwassers der Norwegischen See (NSDW).

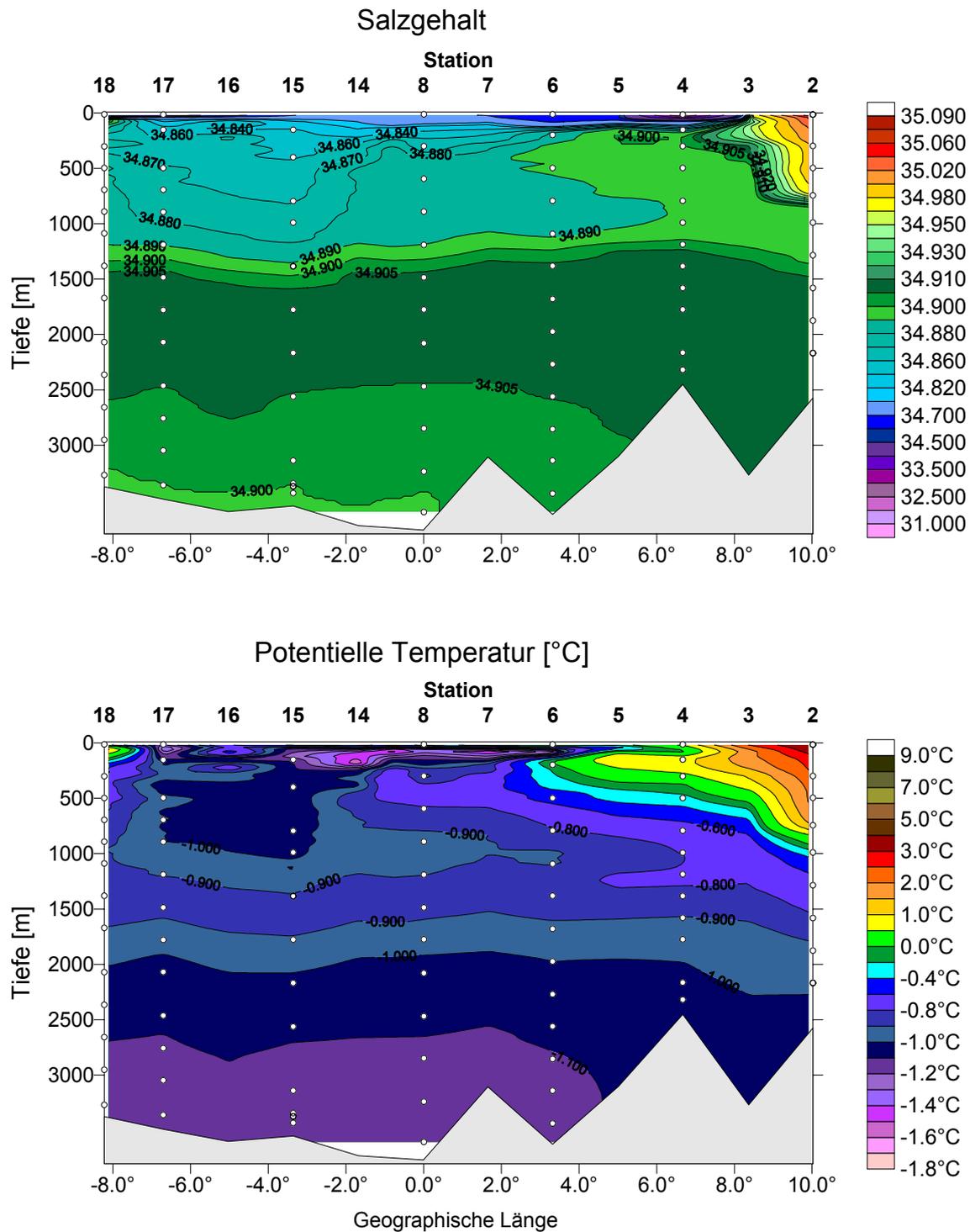


Abbildung 5.4: Salzgehalt und potentielle Temperatur auf einem 75° N Schnitt in der Grönlandsee 1997.

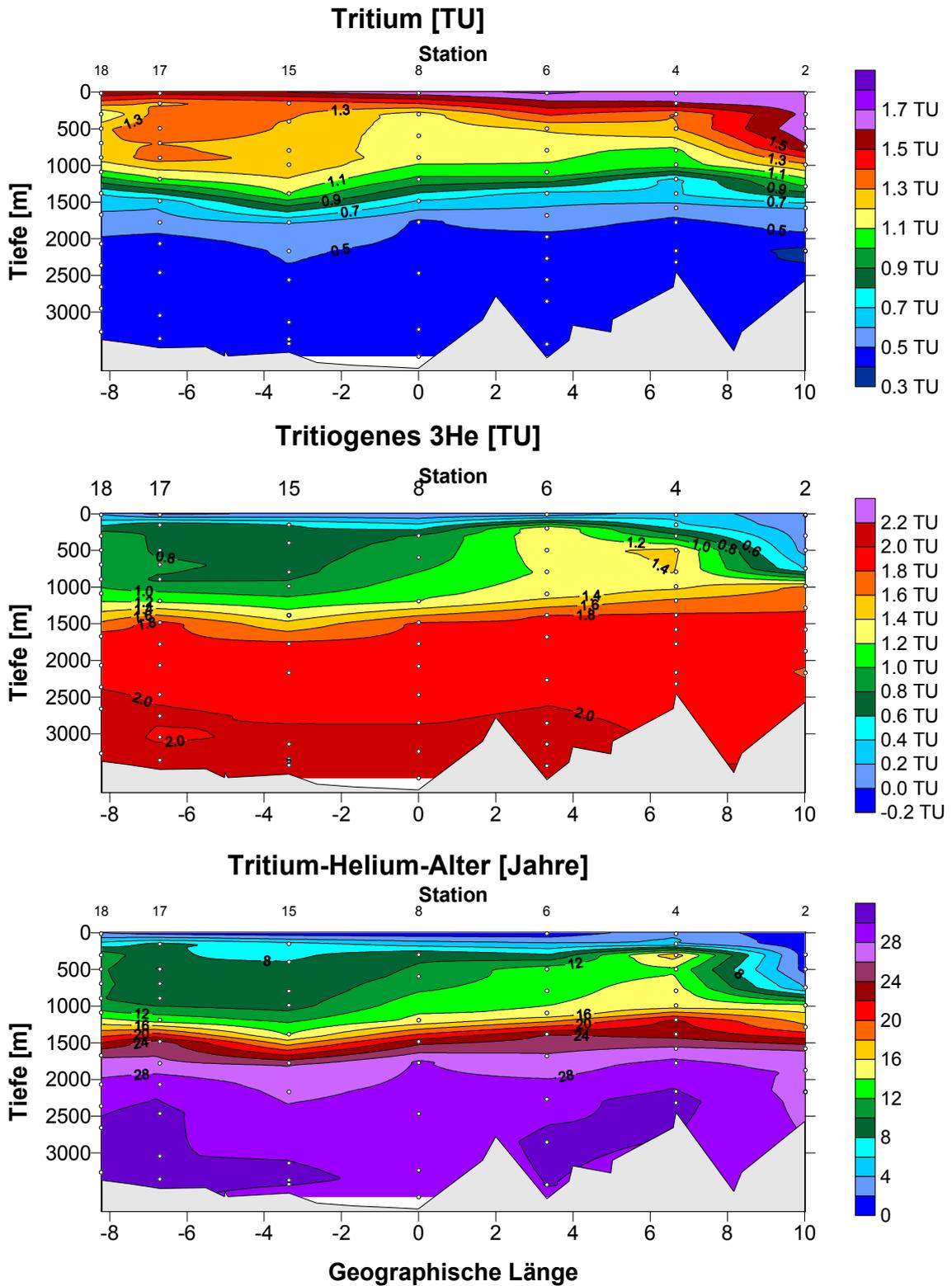


Abbildung 5.5: Tritiumkonzentration, tritiogenes $^3\text{Helium}$ und Tritium-Helium-Alder auf einem 75°N Schnitt in der Grönlandsee 1997.

Fahrt Va166 – 1997 Der 1997 auf der Fahrt Va166 aufgenommene Schnitt bei 75°N in der Grönlandsee (Abbildung 5.4 und 5.5) besitzt aufgrund der fehlenden Eisgängigkeit des eingesetzten Schiffes eine wesentlich geringere Ausdehnung in Richtung Westen. Da das Hauptinteresse dieser Fahrt der Beprobung der zentralen Grönlandsee galt, ist der Schnitt auch nach Osten hin begrenzt.

Im Osten ist daher an der Oberfläche gerade noch der Einfluss des Norwegischen Stromes durch die hohen Salzgehalte >35 , die Temperatur bis 8°C und Tritiumwerte von 1,6 TU zu erkennen. Ebenso ist das horizontale Temperatur und Salzgehaltsminimum des Arktischen Zwischenwassers mit Salzgehalten $<34,90$ und Temperaturen $>-1,8^\circ\text{C}$ auszumachen, welches zwischen 100 und 500 Metern Tiefe eine geringere Tritiumkonzentration als 1998 und damit eine Erneuerung von der Oberfläche mit tritiumreicherem Wasser zwischen 1997 und 1998 aufweist. Im Tiefenbereich von 500 bis 1000 m Tiefe ist die Tritiumkonzentration 1997 und 1998 im Mittel dieselbe, während die Konzentration tritiogenen Heliums zunimmt. Das Tritium-Helium-Alter erhöht sich zwischen 1997 und 1998 in diesem Tiefenintervall gerade um ≈ 1 Jahr und zeigt eine Stagnation dieses Wasserkörpers an.

Eine Erneuerung der Tiefenwassermasse der Grönlandsee zwischen den Jahren 1997 und 1998 ist aus dem Schnitt der Spurenstoffdaten nicht zu erkennen. Das Tiefenwasser unter 1500 m weist im wesentlichen die selben Merkmale auf, wie sie im vorigen Abschnitt zu der Situation 1998 beschrieben wurde.

Fahrt ARK IX/1 – 1993 Gegenüber den Beobachtungen aus den Jahren 1997 und 1998 lassen sich auf dem 1993 aufgenommenen Schnitt über die Grönlandsee bei ebenfalls 75°N deutliche Unterschiede erkennen. An der Oberfläche wird das aus dem Nordpolarmeer ausströmende polare Wasser nur peripher angeschnitten, ebenso das Atlantische Wasser im Osten. Beide Wassermassen weisen im wesentlichen die gleichen Eigenschaften auf, wie sie für den Schnitt von 1998 beschrieben wurden. Dasselbe gilt für den Ausstrom des rezirkulierten Atlantischen Wassers am ostgrönländischen Schelfabhang bei 100 - 700 m Tiefe. Das Arktische Zwischenwasser (AIW) ist wiederum als horizontales Salzgehalts- und Temperaturminimum zu erkennen mit Salzgehalten von 34,84 bis 34,9 bei Temperaturen von -0,8 bis $<-1,2^\circ\text{C}$. Die Tritiumwerte des AIW liegen 1993 bei 1 – 2 TU, die tritiogene ^3He -Konzentration ist 0,6 bis $>1,6$ TU und das Alter bewegt sich zwischen 4 bis 18 Jahren. Die Fahrt ARK IX-1 fand im Frühjahr des Jahres 1993 statt; daher ist das Arktische Oberflächenwasser offensichtlich durch kaltes und salzarmes, in die zentrale Grönlandsee rezirkuliertes Oberflächenwasser des Ostgrönlandstromes noch stark beeinflusst.

Deutlich ist wiederum im westlichen Tiefenwasser an dem hohen Salzgehalt am Hang entlangströmendes EBDW zu erkennen, was durch die geringe räumliche Auflösung der Tritium-Helium-Beprobung nicht anhand der Spurenstoffe zu erkennen ist.

Die auffälligsten Unterschiede zu den Jahren 1997 und 1998 betreffen das Tiefenwasser. Anhand des Salzgehaltes ist eine deutliche Differenzierung des Tiefenwassers der Norwegischen See (NSDW) von dem Tiefenwasser der Grönlandsee durch die Isohaline 34,905 zu erkennen. Das Tiefenwasser der Grönlandsee ist 1993 wesentlich salzärmer als 1997 und 1998, die Salzgehalte übersteigen im gesamten Tiefenbereich unter 1500 m nicht 34,905 und sinken am Boden bis auf 34,897 ab. Ebenso ist die Temperatur wesentlich niedriger und erreicht am Boden einen Minimalwert von $-1,22^\circ\text{C}$. Im Tiefenbereich zwischen 1500 und 2500 m liegt die Tritiumkonzentration bei 0,7 – 0,9 TU, die tritiogene ^3He -Konzentration bei 1,6 – 1,8 TU und das Alter bei 20 – 24 Jahren. Unterhalb von 2500 m sinkt die Tritiumkonzentration bis auf $<0,6$ TU ab, die Konzen-

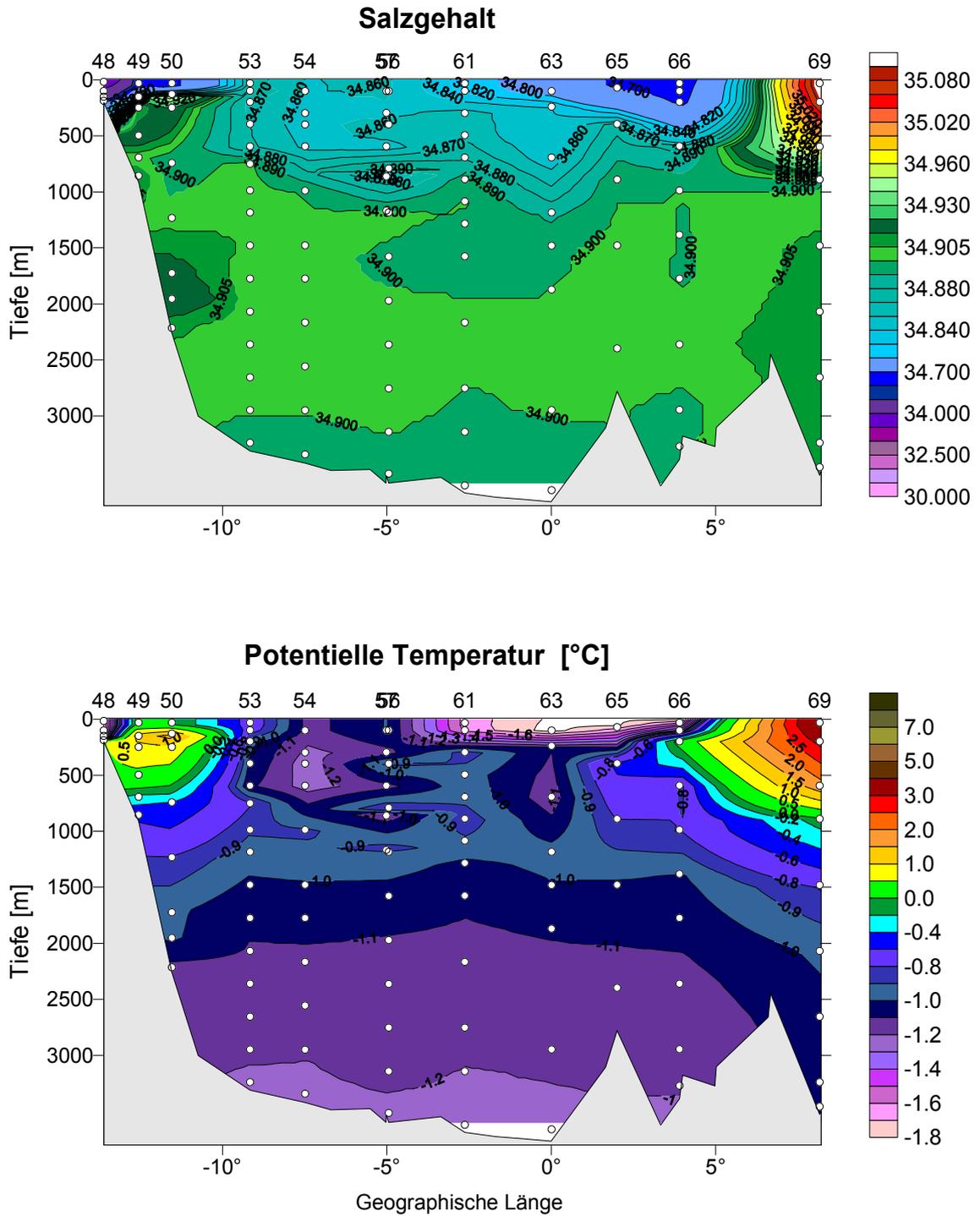


Abbildung 5.6: Salzegehalt und potentielle Temperatur auf einem 75°N Schnitt in der Grönlandsee 1993.

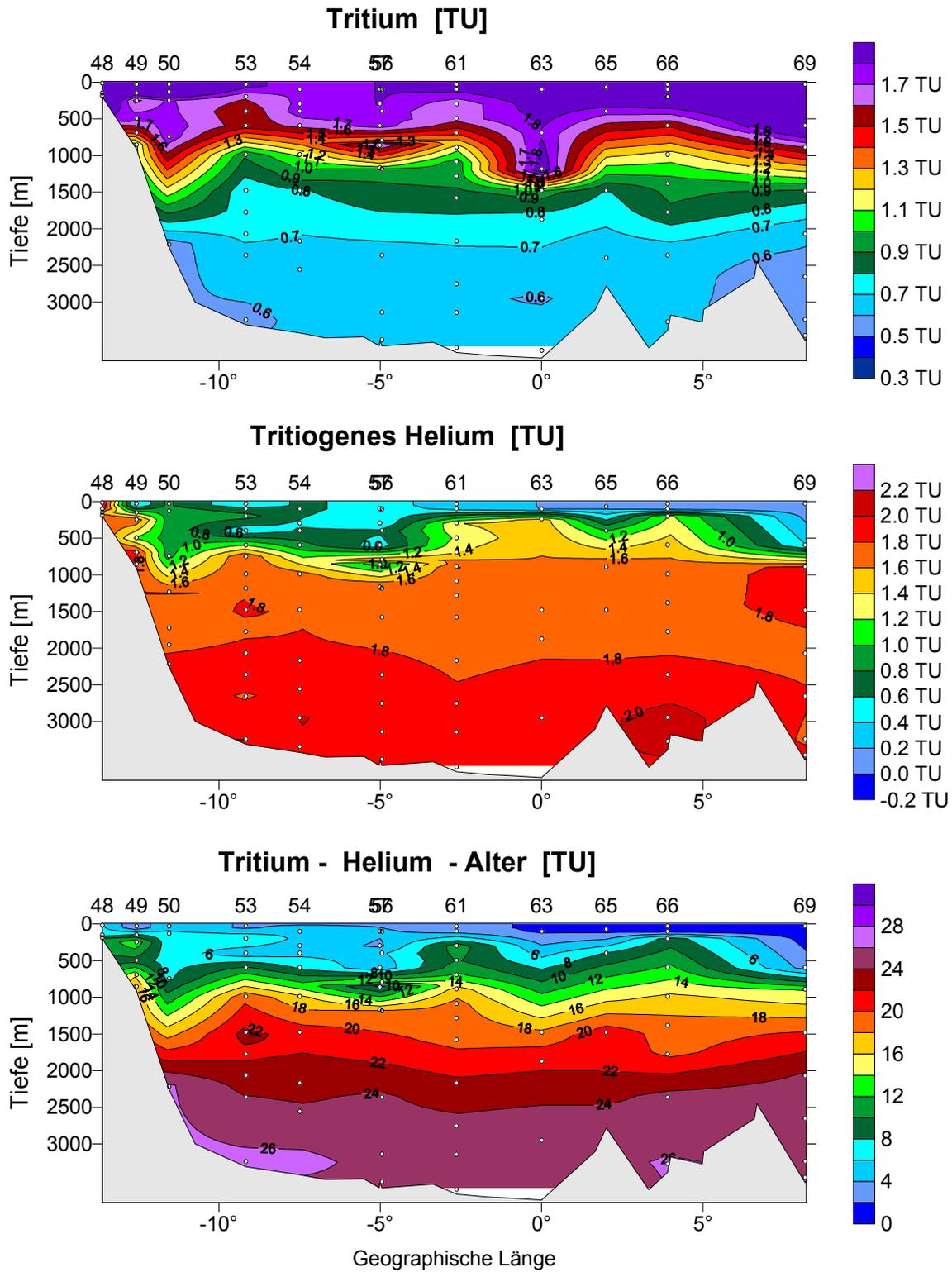


Abbildung 5.7: Tritiumkonzentration, tritiogenes ³Helium und Tritium-Helium-Alter auf einem 75° N Schnitt in der Grönlandsee 1993.

tration tritiogenen Heliums nimmt auf 1,8 bis 2 TU zu, ebenso das Tritium-Helium-Alter auf 24 – 26 Jahre. Es ist also ein deutlicher Gradient im Tiefenwasser zu erkennen. Zwischen 1993 und 1998 nahm das Tritium-Helium-Alter um $\approx 6 - 8$ Jahre zu, also 1:1 mit der tatsächlichen verstrichenen Zeit, was auf eine Stagnation des Tiefenwasserkörpers schließen lässt.

Östlich der Isohaline 34,905 nimmt die Temperatur auf die Werte des NSDW zu, die Tritiumkonzentration und die Konzentration tritiogenen Heliums nehmen leicht ab, während die Isolinien des Alters nach Osten hin leicht ansteigen und so eine Alterszunahme in der Tiefe anzeigen, was aufgrund des höheren Alters des NSDW gegenüber dem Tiefenwasser Grönlandsee auch zu erwarten ist.

Vergleich der tritiogenen ^3He -Konzentration und des Tritium-Helium-Alters 1993 und 1997

Ein Vergleich der tritiogenen ^3He -Konzentration und des Tritium-Helium-Alters auf dem 75°N Schnitt in der Grönlandsee in den Jahren 1997 und 1993 durch Differenzbildung lässt die wesentlichen Veränderungen in diesem Zeitraum deutlich werden (Abbildung 5.8). Der Tiefenbereich unterhalb von 1500 m ist durch eine Anreicherung des tritiogenen ^3He -Anteils um 0,1 bis 0,2 TU gekennzeichnet, was mit einer Erhöhung des Tritium-Helium-Alters von 3 - 6 Jahren einhergeht. Während dieser Tiefenbereich demnach zwischen 1993 und 1997 nicht in größerem Umfang von der Oberfläche her erneuert wurde, weist der Tiefenbereich zwischen 700 und 1500 m und im zentralen Teil des Grönlandbeckens auch von 200 bis 1500 m eine Abnahme der tritiogenen ^3He -Konzentration auf. Dies führt vorwiegend im westlichen Teil des Schnittes zu einer Abnahme des Tritium-Helium-Alters von bis zu 7 Jahren. Die oberen 700 m der Wassersäule zeigen eine Altersdifferenz von im wesentlichen 0 - 4 Jahren. Diese Veränderungen sind auf eine Erneuerung der Wassersäule bis 1500 m Tiefe in dem Zeitraum zwischen 1993 und 1997 und anschließender Restratifizierung zurückzuführen.

5.1.2 Norwegische See

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Tritium- und tritiogenen ^3He -Konzentrationen im Tiefenwasser der Norwegischen See in den Jahren 1997 und 1998 bestimmt. Zusätzlich konnten diese Werte für 1993 aus dem Datensatz der Fahrt ARK IX/1 ermittelt werden. 1993 und 1997 wurde bei 71°N und 4°E im Zentrum und 1998 bei $70,35^\circ\text{N}$ und $1,15^\circ\text{E}$ am Rand des Lofotenbeckens ein Profil aufgenommen. 1997 konnte zudem das Norwegische Becken bei 69°N und 4°W beprobt werden. Das Tiefenwasser aller beprobten Stationen entspricht unterhalb von 2000 m Tiefe in der Temperatur und annähernd im Salzgehalt den Eigenschaften des NSDW, wie es in Tabelle 3.1 definiert wird. Die Tritium- und tritiogenen ^3He -Konzentrationen zeigen für die verschiedenen Profile eine relativ hohe Streuung (Abbildung 5.9). Insbesondere fällt auf, dass das Profil aus dem Norwegischen Becken unterhalb von 2500 m Tiefe eine gegenüber den Profilen aus dem Lofotenbecken um $\approx 0,1$ TU niedrigere Konzentration aufweist. Die beiden Profile aus dem Lofoten- und Norwegischen Becken wurden daher gemittelt, um einen repräsentativen Wert für die Norwegische See zu erhalten. Die gemittelten Konzentrationen in den drei Beobachtungsjahren sind Tabelle 6.1 zu entnehmen.

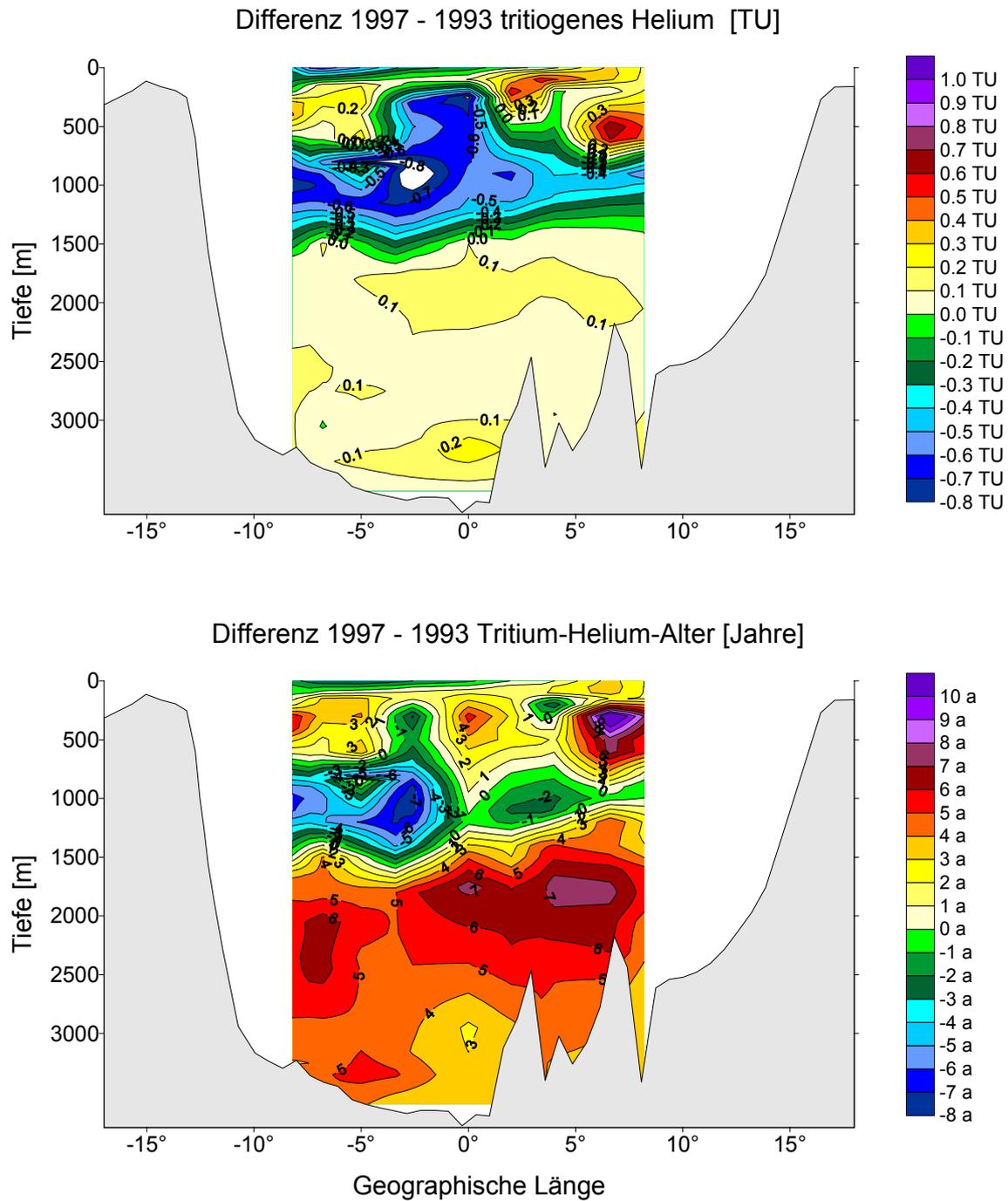


Abbildung 5.8: Differenz zwischen 1997 und 1993 der tritiogenen ^3He -Konzentration und des Tritium-Helium-Alters auf einem 75°N Schnitt in der Grönlandsee.

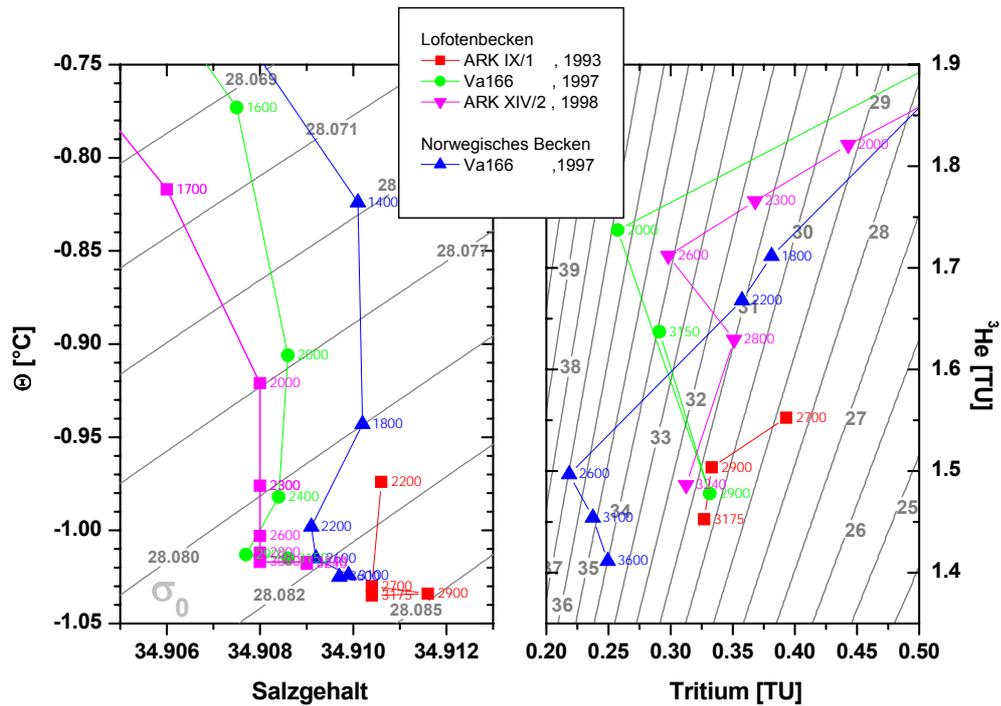


Abbildung 5.9: Temperatur, Salzgehalt, Tritiumkonzentration und tritiogene ^3He Konzentration im Tiefenwasser der Norwegischen See. Im rechten Teilbild sind zusätzlich die Isolinien des Tritium-Helium-Alters eingezeichnet.

5.2 Zeitentwicklung der Eigenschaften des Tiefenwassers in der zentralen Grönlandsee

Die Veränderung der Eigenschaften des Tiefenwassers der Grönlandsee nach 1993 wird in diesem Abschnitt mit der Zeitreihe der Tiefenwassermassen-Eigenschaften verglichen, wie sie von Bönisch *et al.* [1997] gegeben wird. Dazu wurden die Spurenstoffkonzentrationen, die Temperatur und der Salzgehalt für die oben beschriebenen Traceraufnahmen in dem Tiefenbereich unterhalb von 2000 m gemittelt. Dieser Tiefenbereich wurde von Bönisch *et al.* [1997] auf der Grundlage der exponentiell mit der Tiefe abfallenden Spurenstoffkonzentrationen gewählt, des weiteren liegt bei 2000 m die Schwellentiefe zwischen der Grönländischen See und der Norwegischen See.

Zunächst soll die Zeitentwicklung der Wassermassen-Eigenschaften nach Bönisch *et al.* [1997] beschrieben und die in dieser Arbeit ermittelten Werte für 1993, 1997 und 1998 als Fortführung eingebunden werden.

In den 1950er Jahren wurde eine kalte Periode des Tiefenwassers durch eine Erwärmung in den späten 1950ern und den frühen 1960er abgelöst. In den 1970ern schloss eine kalte Phase mit Temperaturen um $-1,3^\circ\text{C}$ an. Ab 1980 folgte eine Erwärmung bis auf $-1,149^\circ\text{C}$ im Jahr 1994, die sich bis 1998 auf $-1,11^\circ\text{C}$ fortsetzte. Der Salzgehalt war 1972 bis 1980 34,980 und stieg bis 1994 auf 34,899. 1997 und 1998 wurde ein leicht höherer Salzgehalt von 34,90 beobachtet. Die Daten von 1993 ergeben einen Salzgehalt von 34,896 und fügen sich in die Entwicklung ein. Die

mittleren Tritiumkonzentrationen lagen 1972 bei 1,39 TU und fielen bis 1980 auf 1,17 TU ab, 1993 waren es 0,64 TU, 1994 0,63 TU und 1997 schließlich $0,46 \pm 0,03$ TU bzw. 1998 $0,49 \pm 0,03$ TU. Die Veränderung 1998 gegenüber 1997 ist aufgrund der relativ hohen Standardabweichung nicht signifikant, die Daten von 1997 und 1998 können aufgrund des geringen zeitlichen Abstandes der Probennahme eher als ein Mittel für 1997/1998 betrachtet werden. Korrigiert man die Tritiumkonzentrationen bezüglich des radioaktiven Zerfalls auf ein Datum, hier analog zu Bönisch *et al.* [1997] der 1.1.1981, so lässt sich ein Anstieg der zerfallskorrigierten Tritiumkonzentrationen von 0,84 TU im Jahr 1972 auf 1,15 TU im Jahr 1980 erkennen, der sich bis 1985 auf 1,2 TU fortsetzte. 1991 wurde ein zerfallskorrigierter Tritiumwert von 1,39 TU erreicht, danach war kein weiterer Anstieg bis 1994 zu verzeichnen, eher ein leichter Abfall mit 1,15 TU im Jahr 1997 und 1,30 TU 1998. Der Tritiumzerfall bewirkt eine Erhöhung der tritiogenen ^3He -Konzentrationen in der Wassersäule und entsprechend eine Zunahme des Tritium-Helium-Alters. Während 1972 eine tritiogene Heliumkonzentration von 0,9 TU und ein Tritium-Helium-Alter von ≈ 9 Jahren beobachtet wurde, stiegen diese Werte bis 1993 auf 1,87 TU und 24,5 Jahre an. Von 1993 bis 1998 war ein weiterer Anstieg auf 2,02 TU und 29,5 Jahre zu verzeichnen.

Bönisch *et al.* [1997] führten eine Wassermassenanalyse für den Zeitraum bis 1994 aus, in der sie die Zeitentwicklung des zerfallskorrigierten Θ /Tritium-Verhältnisses, der Θ /Salzgehalts-Korrelation und auch der Θ /F11-Korrelation im Tiefenwasser der Grönlandsee den möglichen bei der Tiefenwasserbildung beteiligten Wassermassen gegenüberstellten. Das Tiefenwasser der Grönlandsee wird konvektiv von der Oberfläche her aus dem Oberflächenwasser der Grönlandsee

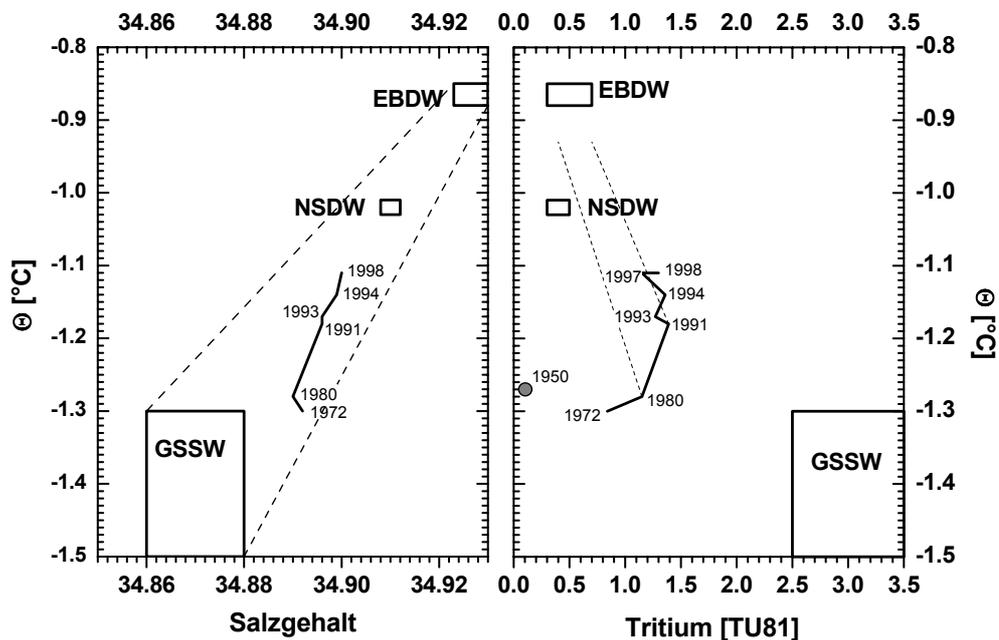


Abbildung 5.10: Entwicklung von Temperatur, Salzgehalt und Tritiumkonzentration im Tiefenwasser der Grönlandsee unterhalb von 2000 m nach [Bönisch *et al.*, 1997] ergänzt um die in dieser Arbeit ermittelten Daten von 1993, 1997 und 1998. Nach 1981 entwickelten sich die Eigenschaften des Tiefenwassers der Grönlandsee zunehmend zu denjenigen des EBDW und NSDW.

(GSSW) sowie aus dem Tiefenwasser der Norwegischen See (NSDW) und den Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres erneuert [Aagaard *et al.*, 1991; Bönisch und Schlosser, 1995; Meincke *et al.*, 1997; Rhein, 1991; Rhein, 1996; Schott *et al.*, 1993]. Die relativen Anteile von der Oberfläche und aus den Tiefenwassermassen hängen dabei wesentlich von der Intensität der Konvektionstätigkeit in der Grönlandsee ab. Bönisch *et al.* [1997] verwendeten Θ/S -Werte, wie sie von Schott *et al.* [1993] während eines winterlichen Konvektionsereignisses beobachtet wurden, um das winterliche Oberflächenwasser der Grönlandsee zu charakterisieren. Das Tiefenwasser in der zentralen Grönlandsee weist gegenüber allen anderen Tiefenwassern der Region die höchsten Konzentrationen an transienten Tracern auf [Bönisch *et al.*, 1997].

Diese Wassermassenanalyse wird hier in Bezug auf den Salzgehalt, die Temperatur und die zerfallskorrigierte Tritiumkonzentration auf die Jahre 1997 und 1998 erweitert (Abbildung 5.10). Von 1972 bis 1981 waren nur geringe Veränderungen des Salzgehaltes und der Temperatur im Tiefenwasser festzustellen. Nach 1981 begann aufgrund von verminderter Konvektionstätigkeit in der Grönlandsee [Bönisch und Schlosser, 1995] der Einfluss des GSSW nachzulassen und die Tiefenwassermassen der Norwegischen See und des Nordpolarmeeres gewannen ein größeres Gewicht. Dies bewirkte bis 1994 eine deutliche Verschiebung der Θ/S -Signatur in Richtung derjenigen des NSDW und EBDW [Bönisch *et al.*, 1997]. Dieser Trend setzte sich bis 1998 fort, es war eine weitere Erhöhung der Temperatur und des Salzgehaltes zu beobachten, die in auf eine Mischung des Tiefenwassers der Grönlandsee mit NSDW und EBDW zurückgeführt werden kann. Bönisch *et al.* [1997] zeigen aber auch, dass der dichteste Teil des Arktischen Zwischenwassers in der Grönlandsee eine dem Tiefenwasser entsprechende Entwicklung in Salzgehalt und Temperatur aufweist und schließen daraus, dass die Veränderung der Θ/S Eigenschaften der Tiefenwassermasse auf eine Bildung des Tiefenwassers aus einer Mischung des Zwischenwassers, NSDW und EBDW erfolgen kann.

Die Entwicklung der Korrelation zwischen Θ und der zerfallskorrigierten Tritiumkonzentration verläuft von 1950 bis 1994 nach Bönisch *et al.* [1997] wie folgt: 1950 war die Tritiumkonzentration sowohl im Tiefenwasser mit 0,03 TU [Bönisch und Schlosser, 1995] als auch im Oberflächenwasser mit 0,2 TU [Dreisigacker und Roether, 1978] nahe 0. Durch den Test von Nuklearwaffen in der Atmosphäre erhöhte sich die Tritiumkonzentration im Oberflächenwasser in den 1950er und 1960er Jahren rasch und fällt seither ab. Ausgehend von der Tritiumkonzentration nahe 0 und Temperaturen knapp oberhalb von $-1,3^{\circ}\text{C}$ im Jahr 1950 verschieben sich die Wassereigenschaften durch die Zumischung von Oberflächenwasser mit hohen Tritiumkonzentrationen in dessen Richtung. Ab 1980 begann die Temperatur des Tiefenwassers anzusteigen, während gleichzeitig der Anstieg der zerfallskorrigierten Tritiumkonzentration sich stark verringerte, was auf einen verstärkten Einfluss der umliegenden Tiefenwassermassen hindeutet. Jedoch entwickeln sich die Temperatur und die zerfallskorrigierte Tritiumkonzentration nicht entlang einer direkten Mischungslinie mit dem NSDW und dem EBDW, was Bönisch *et al.* [1997] auf einen weiterhin anhaltenden Beitrag von Wasser mit höheren Spurenstoffkonzentrationen schließen lässt. Da das Tiefenwasser der Grönlandsee aber die höchsten Spurenstoffkonzentrationen der Tiefenwasser im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer aufweist, kann ein solches Wasser nur aus der oberen Wassersäule der Grönlandsee stammen. Dies muss nicht zwingend Oberflächenwasser sein, es kann sich auch um Zwischenwasser handeln.

Die in dieser Arbeit ermittelten Werte der zerfallskorrigierten Tritiumkonzentration im Tiefenwasser für 1997 und 1998 zeigen jedoch gegenüber den 1994 beobachteten Werten eine leichte Abnahme bei weiter ansteigender Temperatur des Tiefenwassers (Abbildung 5.10). Es scheint

sich ein Trend zu bestätigen, der sich schon ab 1991 durch die bis 1994 nicht weiter ansteigenden zerfallskorrigierten Tritiumkonzentrationen angedeutet hatte: Die Eigenschaften des Tiefenwassers der Grönlandsee unterhalb von 2000 m Tiefe bewegen sich ab 1991 im Mittel auf einer Mischungslinie zum Tiefenwasser Eurasischen Beckens (EBDW) hin (gestrichelte Linie ab 1991) und der Einfluss des Oberflächenwassers nimmt ab. Diese Beobachtung wird unterstützt durch eine gegenüber dem Zeitraum 1982 - 1989 reduzierte Konvektionstätigkeit von 1989 - 1993 im Tiefenbereich von 500 bis 2250 m, wie sie Rhein [1996] aus Modellrechnungen zur Entwicklung der Freon-Konzentrationen in der Grönlandsee schloss.

5.3 Tiefenwassermassen-Beiträge des Nordpolarmeeres in der zentralen Grönlandsee

Meincke *et al.* [1997] zeigen anhand eines Vergleiches der Θ/S -Relationen von 1982 und 1993 in der zentralen Grönlandsee eine Zunahme des Anteiles von Tiefenwasser des Kanadischen Beckens am Tiefenwasser des Grönlandbeckens. Der Transport der Tiefenwassermassen des Ostgrönlandstromes teilt sich an der Jan Mayen Bruchzone in einen weiter südwärts fließenden Teil und einen Teil, der entlang des südlichen Randes des Grönlandbeckens ostwärts fließt. In der zentralen Grönlandsee findet man unterhalb des kalten und relativ salzarmen Arktischen Zwischenwassers anhand eines Temperaturmaximums und eines Salzgehaltsmaximums CBDW bzw. EBDW. Sowohl CBDW und EBDW werden demnach um den Grönlandsee-Wirbel transportiert und mischen dabei in den Wirbel ein.

Meincke *et al.* [1997] verstehen unter GSDW die Wassermasse, die unterhalb des Wendepunktes im Θ/S Diagramm (Abbildung 5.11 oben) zwischen dem Temperaturminimum des Arktischen Zwischenwassers und dem Temperaturmaximum des CBDW zu finden ist. Es beinhaltet demnach CBDW, das anhand eines Salzgehaltsmaximum unterhalb des Temperaturmaximums des CBDW erkennbare EBDW und durch lokale Konvektion gebildetes Wasser. Unterhalb des Salzgehaltsmaximums des EBDW befindet sich eine Wassermasse, welche aufgrund ihrer höheren Dichte nicht durch die Advektion der Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres erneuert werden

	CBDW-Beitrag	EBDW-Beitrag	GSDW	GSBW
ARKXIV/2 - Oktober 1998				
T [°C]	-0,87 – -0,82	-1,03 – -1,08	-0,82 – -1,08	-1,08 – -1,16
S	34,90 – 34,908	34,905 – 34,909	34,895 – 34,908	34,90 – 34,907
VA166 - Juni 1997				
T [°C]	-0,87 – -0,82	-1,03 – -1,08	-0,82 – -1,08	-1,08 – -1,17
S	34,90 – 34,906	34,90 – 34,908	34,90 – 34,908	34,899 – 34,906
ARK9-1 - Juni 1993				
T [°C]	-0,77 – -0,89	-1,05 – -1,14	-0,77 – -1,05	-1,14 – -1,23
S	34,895 – 34,905	34,90 – 34,904	34,895 – 34,905	34,896 – 34,903

Tabelle 5.1: Temperatur und Salzgebhaltsbereiche der Tiefenwasserkomponenten der Grönlandsee, wie sie in Anlehnung an Meincke *et al.* [1997] bestimmt wurden.

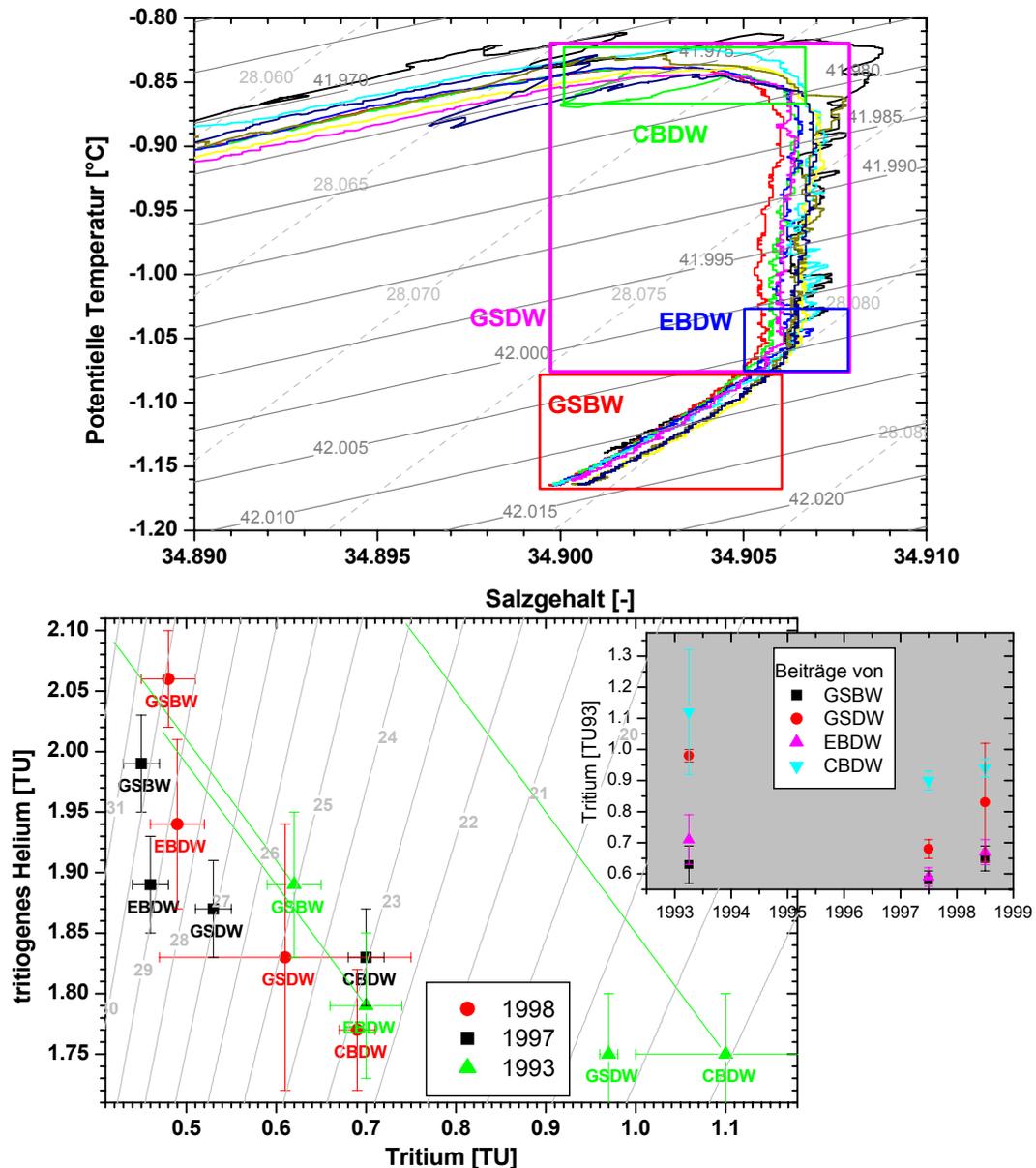


Abbildung 5.11: Einfluss der Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres auf das Tiefenwasser der Grönlandsee. Oben: Anhand von Temperatur und Salzgehalt lässt sich nach Meincke et al. [1997] der Einfluss der Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres in der zentralen Grönlandsee erkennen. Dargestellt sind die Θ -S Relationen aus der zentralen Grönlandsee im Juni 1997. Unten: Die anhand von Temperatur und Salzgehalt festgelegten Bereiche weisen unterschiedliche Konzentrationen von Tritium und tritiogenem Helium auf, die auf ein unterschiedliches Tritium-Helium-Alter führen. Von 1993 bis 1998 stiegen die Tritium-Helium-Alter aller Komponenten um ≈ 5 Jahre an, also 1:1 mit den Kalenderjahren. Die von dem CBDW-Anteil und dem GSBW 1993 ausgehenden Linien kennzeichnen die Tritiumzerfallskurve.

kann, sondern nur durch lokale Konvektion oder turbulente vertikale Mischung. Diese wird von Meincke *et al.* [1997] als Greenland Sea Bottom Water (GSBW) bezeichnet.

1993 war das Temperaturmaximum des CBDW mit $-0,86^{\circ}\text{C}$ wesentlich wärmer als die 1982 beobachteten $-1,09^{\circ}\text{C}$ [Meincke *et al.*, 1997], was einen höheren Anteil des CBDW in der zentralen Grönlandsee anzeigt. Bis 1997 und 1998 stieg die Temperatur des CBDW-Temperaturmaximums weiter auf $\approx -0,82^{\circ}\text{C}$ an. Ebenso besaß das Salzgehaltsmaximum des EBDW 1993 mit 34,904 einen höheren Salzgehalt als 1982, als 34,985 beobachtet wurde [Meincke *et al.*, 1997]. Der maximale Salzgehalt des tiefen Salzgehaltsmaximums in der zentralen Grönlandsee stieg 1997 und 1998 mit 34,908 - 34,909 weiter an. Diese Veränderungen können nur durch einen anhaltenden advektiven lateralen Transport von Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres in die zentrale Grönlandsee erklärt werden.

Im weiteren soll abweichend von der Definition von Meincke *et al.* [1997] unter GSDW diejenige Wassermasse verstanden werden, die unterhalb des Wendepunktes im Θ/S Diagramm zwischen dem Temperaturminimum des Arktischen Zwischenwassers zu finden und in der Tiefe durch die Obergrenze des GSBW begrenzt ist.

Ausgehend von den oben beschriebenen Wassermassendefinitionen im Tiefenwasser der Grönlandsee wurden mittlere Spurenstoffkonzentrationen in den verschiedenen Wasserkomponenten ermittelt. Dazu wurde zunächst anhand der Θ/S Relation und der oben beschriebenen Kriterien eine Eingrenzung der Wassermassen in Θ und Salzgehalt für die Beobachtungsjahre 1993, 1997 und 1998 vorgenommen (Abbildung 5.11, oben). Die ermittelten Bereiche sind in Tabelle 5.1 aufgelistet. Sodann wurden die Spurenstoffkonzentration für die verschiedenen Wassermassenbeiträge in den Θ -S-Bereichen gemittelt (Abbildung 5.11, unten).

In allen drei betrachteten Jahren ist im GSBW die höchste Konzentration tritiogenen $^3\text{Heliums}$ und die niedrigste Tritiumkonzentration festzustellen. Der durch EBDW beeinflusste Anteil des Tiefenwassers weist eine geringere $^3\text{Helium}$ -Konzentration als das GSBW auf, während 1997 und 1998 die Tritiumkonzentrationen denjenigen im GSBW entsprechen. 1993 ist dagegen ein Unterschied der Tritiumkonzentration im GSBW und in dem durch EBDW beeinflussten Teil des Tiefenwassers von $\approx 0,1$ TU festzustellen. Dieser Anteil des Tiefenwassers und das GSBW haben sich also von 1993 bis 1998 bezüglich der Tritiumkonzentration einander angenähert. Der durch CBDW beeinflusste Anteil des Tiefenwassers weist in allen betrachteten Jahren die geringste Konzentration tritiogenen Heliums und die höchsten Tritiumkonzentrationen im Tiefenwasser auf. Das GSBW ist demnach nicht als eine reine Mischung aus den anderen Komponenten des Tiefenwassers darstellbar.

Allen Tiefenwassermassen-Anteilen ist gemeinsam, dass in dem Zeitraum von 1993 bis 1998 das Tritium-Helium-Alter um $\approx 5 - 6$ Jahre zunimmt, also in etwa 1:1 mit der tatsächlich verstrichenen Zeit. Dies bedeutet zunächst, dass keine nennenswerte Erneuerung von der Oberfläche her stattgefunden hat. Jedoch kann die Zunahme des Tritium-Helium-Alters nicht für alle Komponenten des Tiefenwassers durch den Tritiumzerfall erklärt werden. In Abbildung 5.11 (unten) sind die Tritium- und Heliumkonzentrationen, wie sie sich aus einem reinen Tritiumzerfall ergeben würden, für das GSBW und den EBDW, beziehungsweise CBDW-Anteil als Linien eingezeichnet. Nur für das GSBW führt der Tritiumzerfall etwa auf die beobachteten Konzentration 1997/1998. Der EBDW-Anteil und insbesondere der CBDW-Anteil weisen aber niedrigere Heliumkonzentrationen auf, als sie sich durch den Tritiumzerfall ergeben würden. Eine Erniedrigung der Heliumkonzentrationen durch die Erneuerung mit Oberflächenwasser geringerer Heliumkonzentration kommt aber als alleinige Ursache nicht in Betracht, da dann die Tritiumkonzentration ansteigen

und der Salzgehalt abnehmen müsste. Andererseits erhöhte sich zwischen 1993 und 1998 die F12-Konzentration in diesem Tiefenbereich [Rhein, 1998], was nur durch eine Erneuerung aus der darüberliegenden Wassersäule zu erklären ist. Die Tiefenwassermassen des Nordpolarmees besitzen niedrigere F12-Konzentrationen. Demnach muss die Erneuerung dieser Komponenten des Tiefenwassers zum Teil von der Oberfläche oder aus dem aus dem Arktischen Zwischenwasser stattfinden, aber auch – wie von Meincke *et al.* [1997] aus der Entwicklung des Salzgehaltes und der Temperatur postuliert – zumindest teilweise aus den Tiefenwassermassen des Nordpolarmees, die niedrigere Spurenstoffkonzentrationen aufweisen.

Eine Zumischung von Wasser geringerer Tritiumkonzentration zu dem GSDW wird auch aus der Betrachtung der auf 1993 zerfallskorrigierten Tritiumkonzentration deutlich (Inset der Abbildung 5.11, unten). Während das GSBW eine nahezu konstante zerfallskorrigierte Tritiumkonzentration aufweist, ist in den durch EBDW und CBDW beeinflussten Tiefenwasserkomponenten im Mittel eine leichte Erniedrigung der zerfallskorrigierten Tritiumkonzentration zu erkennen, die auf den verstärkten Einfluss der Beimischung von Tiefenwassermassen des Nordpolarmees hinweist.

In den Jahren 1993 bis 1998 ist der Tiefenbereich des GSDW, der die CBDW und EBDW-Beiträge enthält $\approx 1500 - 2500$ m, das GSBW ist unterhalb von 2500 m zu finden. Die 1993, 1997 und 1998 beobachteten Mittelwerte der Spurenstoffkonzentrationen im Tiefenwasser der Grönlandsee sind für diese Tiefenbereiche und für den Bereich von 1500 m bis zum Boden in Tabelle 6.1 aufgelistet. Die auf 1981 zerfallskorrigierte Tritiumkonzentration in den oben beschriebenen Tiefenbereichen ist für den Zeitraum ab 1972 in Abbildung 5.12 dargestellt. Eine Auftrennung in

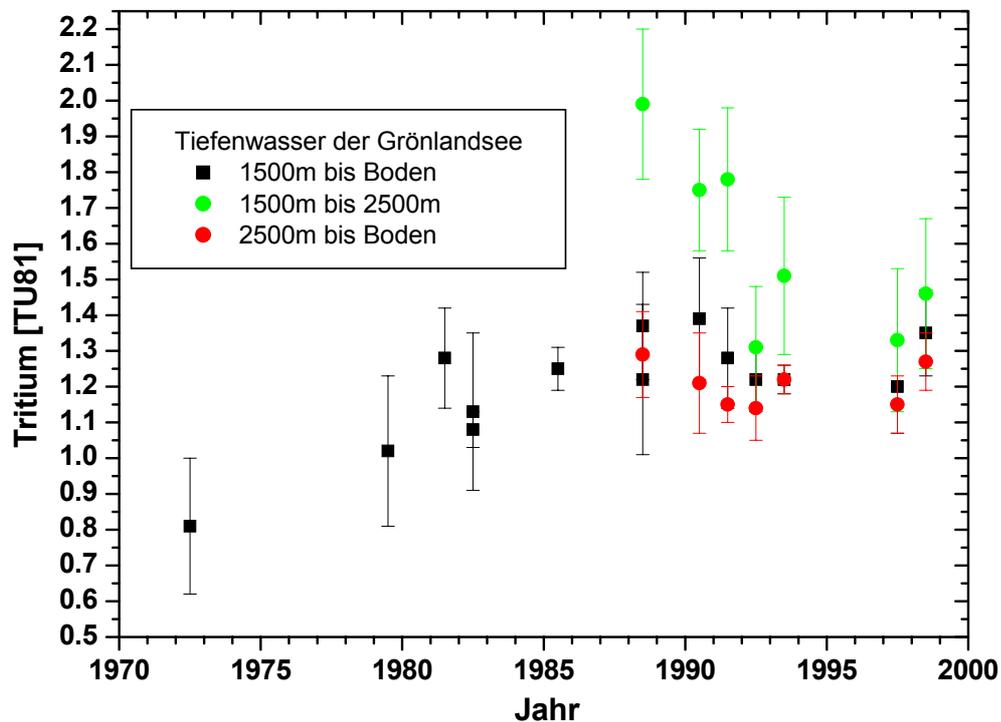


Abbildung 5.12: Tritiumkonzentration im Tiefenwasser der Grönlandsee auf 1981 korrigiert für die Tiefenbereiche 1500 m bis Boden, 1500 - 2500 m, 2500 m bis Boden.

den Tiefenbereich ober- bzw. unterhalb von 2500 m ist aufgrund der vorher nicht ausreichenden Datenlage erst ab 1988 sinnvoll. Es ist die bereits oben beschriebene Zunahme der zerfallskorrigierten Tritiumkonzentration bis 1981 zu erkennen, die ab 1988 wieder eine abnehmende Tendenz aufweist. Die Auftrennung in die Tiefenbereiche ober- und unterhalb von 2500 m zeigt, dass ab 1990 die zerfallskorrigierte Tritiumkonzentration im Bodenwasser unterhalb von 2500 m weitgehend konstant blieb. Jedoch ist im Tiefenbereich zwischen 1500 und 2500 m eine Abnahme der Konzentration um $\approx 0,5$ TU zu beobachten, die nur durch eine Zumischung von Wasser geringerer Tritiumkonzentration erklärt werden kann. Die Konzentrationen in den beiden betrachteten Tiefenbereichen nähern sich an und wiesen 1998 nur noch einen Unterschied von $\approx 0,2$ TU auf. Die Abwesenheit von tiefreichender Konvektion in der Grönlandsee führte also zu einem verstärkten Einfluss anderer Tiefenwassermassen in der zentralen Grönlandsee, wobei sich das EBDW und das CBDW aufgrund ihrer gegenüber dem Bodenwasser der Grönlandsee geringeren Dichte nur oberhalb des GSBW einschichten können. Meincke *et al.* [1997] schließen ebenfalls aus einer Salzgehaltszunahme bei gleichbleibender Dichte im Salzgehaltsmaximum im Tiefenwasser der Grönlandsee auf eine Erneuerung des Salzgehaltsmaximums aus den Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres. Eine Salzgehaltszunahme im GSBW bei gleichzeitiger Abnahme der Dichte führen sie auf eine Erneuerung des Bodenwassers aus dem Salzgehaltsmaximum durch turbulente vertikale Diffusion zurück.

5.4 Konvektion in der Grönlandsee

Im Juni 1997 auf der Fahrt Va166 wurde im zentralen Grönlandbecken an Station 12 (Abbildung 5.1) in der oberen Wassersäule bis 2000 m Tiefe eine Salzgehalts- und Temperaturverteilung beobachtet, die als Überreste einer Konvektionszelle zu interpretieren sind. Im Tiefenbereich zwischen 600 und 1600 m erscheinen der Salzgehalt und die Temperatur weitgehend vertikal homogenisiert (Abbildung 5.13) und deuten so auf ein tiefreichendes Konvektionsereignis hin. Das in der zentralen Grönlandsee in einer Tiefe von ≈ 1500 m vorliegende Salz- und Temperaturmaximum wurde in die Konvektionszelle eingemischt. Im oberen Tiefenbereich ist eine restratifizierte Wassersäule zu beobachten.

Die Auswirkung der Konvektion ist ebenfalls anhand von erhöhten Tritium- und verminderten tritiogenen ^3He -Konzentrationen sowie erhöhten F11 und F12-Sättigungen zu erkennen, wie sie an Station 12 im Vergleich zu den umliegenden Stationen beobachtet wurden. Die Erhöhung der Tritiumkonzentration und der Freon-Konzentrationen ist insbesondere im Tiefenbereich von 900 bis 1600 m signifikant, während die tritiogenen ^3He -Konzentrationen über die gesamte obere

Station	Salz- gehalt	Θ [°C]	σ_0 [kg/m ³]	^3He [Nml/g]	Tritium [TU]	F11 [pmol/kg]	F12 [pmol/kg]	S(F11) [%]	S(F12) [%]
8, 15, 32, 33	34,866	-0,88	28,05	$5,76 \pm 0,02 \cdot 10^{-14}$	$1,11 \pm 0,03$	$4,41 \pm 0,04$	$2,12 \pm 0,02$	60 ± 2	59 ± 2
12	34,866	-1,01	28,05	$5,61 \pm 0,02 \cdot 10^{-14}$	$1,33 \pm 0,04$	$5,25 \pm 0,05$	$2,54 \pm 0,03$	70 ± 2	70 ± 2

Tabelle 5.2: Temperatur, Salzgehalt und Spurenstoffkonzentration in den Überresten einer Konvektionszelle an Station 12, Va166 im Juni 1997 und den umliegenden Stationen. Die angegebenen Werte stellen tiefengewichtete Mittelwerte der oberen Wassersäule bis 1600 m Tiefe dar.

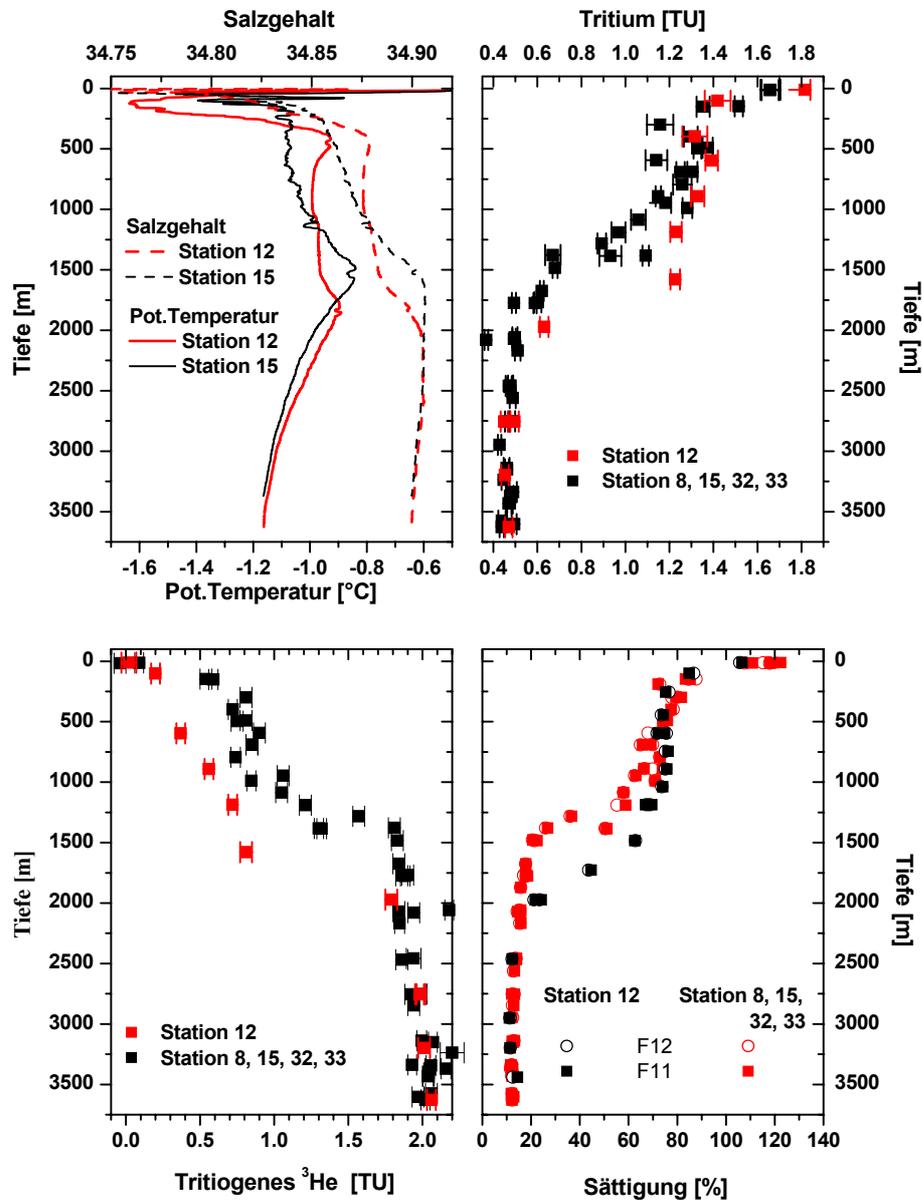


Abbildung 5.13: Temperatur, Salzgehalt, Tritium- und Heliumdaten sowie die Sättigungswerte von F11 und F12 der Station 12, Va166 (Juni 1997) im Vergleich zu den Daten der umliegenden Stationen. Die vertikale Homogenisierung von Temperatur- und Salzgehalt deutet auf die Einwirkung eines tiefreichenden Konvektionsereignisses hin. Es lassen sich ebenfalls deutliche Veränderungen der Tritium- und Heliumkonzentration sowie der Sättigung der Freone erkennen.

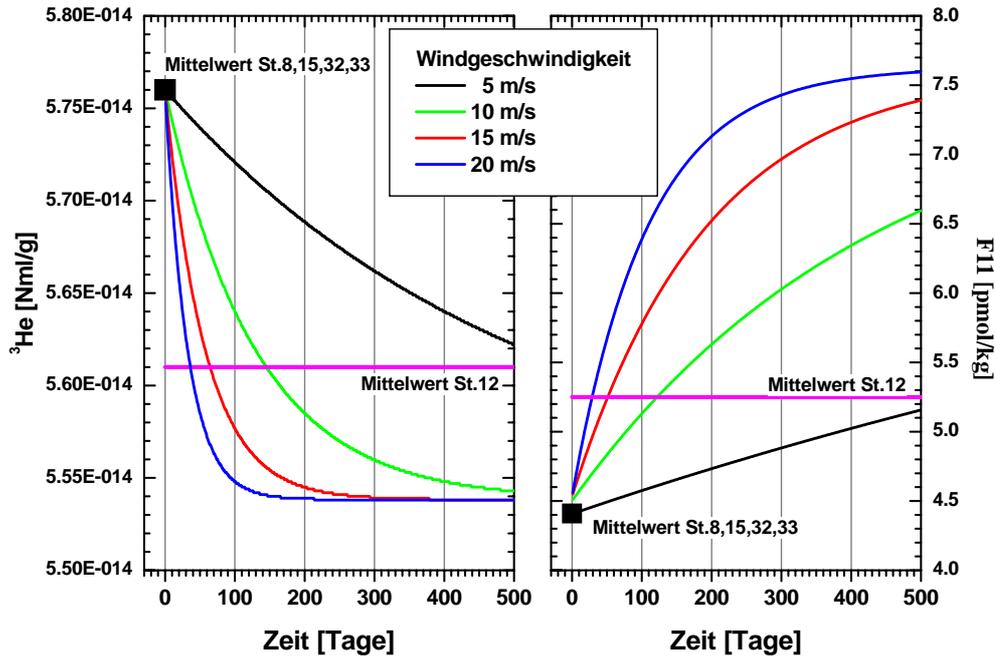


Abbildung 5.14: Entwicklung der ^3He - und F11-Konzentration in einer 1600 m tiefen vertikal homogenisierten Konvektionszelle für verschiedene Windgeschwindigkeiten. Die anfänglichen Konzentrationen wurden den im Juni 1997 an Station 12 beobachteten Werten entsprechend gewählt.

Wassersäule bis 1600 m Tiefe erniedrigt sind.

Die Veränderung des Spurenstoffinventars in der durch die Konvektion beeinflussten Wassersäule lässt sich anhand von tiefengewichteten Mittelwerten erkennen. Die für die Station 12 und die umliegenden Stationen 8, 15, 32 und 33 berechneten Mittelwerte sind in Tabelle 5.2 zu finden. Im folgenden wird betrachtet, ob die an der Station 12 gegenüber den umliegenden Stationen veränderten Konzentrationen von ^3He und der Freone alleine durch Gasaustausch an der Oberfläche während der Tiefenkonvektion erklärt werden kann. Der Gasaustausch lässt sich nach Upstill-Goddard *et al.* [1990] parametrisieren durch den Fluss j über die Luft-Wasser-Grenzschicht

$$j = \frac{k}{A} \cdot (\alpha \cdot C_L - C_W) \quad \left[\frac{\text{mol}}{\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}} \right] \quad (5.1)$$

k	Gastransfergeschwindigkeit [m/s]
A	Fläche [m^2]
C_L	Konzentration in der Atmosphäre [mol/kg]
C_W	Konzentration im Wasser [mol/kg]
α	Ostwaldsche Löslichkeit des betrachteten Gases [-]

Die Löslichkeiten wurden wie in Kapitel 2 angegeben verwendet.

Das Verhältnis der Gastransfergeschwindigkeiten k verschiedener Gase lässt sich Jähne *et al.* [1987b] durch die folgende Relation in Abhängigkeit der Schmidt-Zahlen Sc der betreffenden

Gase ausdrücken

$$\left(\frac{k_1}{k_2}\right) = \left(\frac{Sc_1}{Sc_2}\right)^n \quad (5.2)$$

Der Wert des Exponenten n beträgt für raue Wasseroberflächen wie im Ozean $n = 0,5$ [Jähne *et al.*, 1987b]. Die Gastransfergeschwindigkeit lässt sich durch eine Parametrisierung nach Wanninkhof [1992] ausdrücken und wird auf die Schmidtzahl und Gastransfergeschwindigkeit von CO_2 bei $20^\circ C$ gemäss Gleichung 5.2 bezogen. Es ergibt sich

$$k = 0,39 \cdot u_{10}^2 \cdot \left(\frac{Sc}{660}\right)^{0,5} \quad \left[\frac{m}{s}\right] \quad (5.3)$$

Die Schmidtzahlen der Freone und von 4He sind ebenfalls von Wanninkhof [1992] in Abhängigkeit von der Temperatur gegeben. Die Gastransfergeschwindigkeit von 3He ergibt sich aus derjenigen von 4He durch eine Multiplikation mit dem Faktor $1,075 \pm 0,015$ [Fuchs *et al.*, 1987].

Die Inhaltsänderung des Spurenstoffes in der durchmischten Wassersäule der Konvektionszelle lässt sich durch $\frac{dM}{dt} = j \cdot A$ berechnen, wobei $M = C_W \cdot V$ gilt. V ist das Volumen. Mit Gleichung 5.1 und $H = V/A$ ergibt sich

$$\frac{dc}{dt} = k \cdot (\alpha \cdot C_L - C_W) \frac{1}{H} \quad \left[\frac{mol}{kg \cdot s}\right] \quad (5.4)$$

Dieses Anfangswertproblem besitzt die Lösung

$$C_W(t) = \alpha \cdot C_L + (C_{W_0} - \alpha \cdot C_L) e^{-\frac{k}{H} \cdot t} \quad \left[\frac{mol}{kg}\right] \quad (5.5)$$

$C_W(t)$ Konzentration im Wasser zur Zeit t
 C_{W_0} Konzentration im Wasser zur Zeit 0

Die Ergebnisse für 3He und F11 sind in Abbildung 5.14 für verschiedene Windgeschwindigkeiten dargestellt. Die mittleren Windgeschwindigkeiten in der Grönlandsee betragen $5 - 8$ m/s ([Hopkins, 1988] in [Rhein, 1996]). Bei einer Windgeschwindigkeit von 5 m/s werden die an Station 12 beobachteten mittleren Werte von 3He und F11 in der Wassersäule bis 1600 m erst nach einem Zeitraum größer als 500 Tage, bei einer Geschwindigkeit von 10 m/s nach $120 - 150$ Tagen erreicht. Erst bei größeren, unrealistischen mittleren Windgeschwindigkeiten von $15 - 20$ m/s reicht der Gasaustausch aus, um die an Station 12 beobachteten gegenüber den umliegenden Station veränderten Spurenstoffkonzentrationen innerhalb von $1 - 2$ Monaten zu erreichen. Die Konvektionsdauer beträgt aber nur wenige Tage [ESOP-2, 1997a; GSP-Group, 1990; Rudels *et al.*, 1989]. Die beobachteten Werte können daher nicht durch den Gasaustausch während eines einzelnen Konvektionsereignisses erklärt werden.

Zwei Szenarien sind demnach aufgrund der veränderten Spurenstoffinventare als Bildungsmechanismus denkbar:

- Die Konvektionszelle existierte über einen längeren Zeitraum hinweg und unterlag mehreren – durch die niedrige Stabilität der Wassersäule begünstigten – Konvektionsereignissen. Diese Hypothese erscheint aufgrund der wie in Abschnitt 3.3.2 beschriebenen vermutlich relativ langen Lebensdauer von Konvektionszellen in der Grönlandsee nicht unwahrscheinlich.

- Die Spurenstoffinventare in der Konvektionszelle ließen sich durch eine Beimischung von $\approx 40 \pm 10$ % Oberflächenwasser aus einer Tiefe bis 200 m für alle betrachteten Spurenstoffe zufriedenstellend erklären. Dieser Erklärungsversuch wird unterstützt durch Beobachtungen einer ähnlichen Struktur am Randes des Grönlandwirbels im Rahmen des Projektes ESOP-2 [ESOP-2, 1997a]. Es wurde im Gegensatz zu der umliegenden, stark durch das in der Grönlandsee freigesetzte SF_6 beeinflussten Wassersäule, innerhalb der damals beobachteten Konvektionszelle lediglich SF_6 -Konzentrationen gefunden, die dem Lösungs-gleichgewicht mit der Atmosphäre entsprachen. Eine Erklärung wird durch eine thermische Konvektion Atlantischen Wassers des Westspitzbergenstromes gegeben [ESOP-2, 1997a]. Weitere konvektive Vertikalstrukturen mit gegenüber der umliegenden Wassersäule erhöhten Freon-Konzentrationen wurden bereits 1993 in der Grönlandsee gefunden [Rhein, 1996]. Deren Bildung wird von Rhein [1996] auf horizontale Advektion in den oberen 200 m und eine nachfolgende vertikale konvektive Vermischung zurückgeführt.

Beiden Erklärungen ist gemeinsam, dass eine Erneuerung der oberen Wassersäule bis 2000 m Tiefe unter dem Einfluss von Oberflächenwasser stattfindet, entweder durch wiederholte vertikale Homogenisierung der Wassersäule im ersten Fall oder im zweiten Fall durch eine laterale Advektion von Oberflächenwasser, welches in der Konvektionszelle einer Absinkbewegung unterworfen ist.

Die beobachtete Struktur gibt demnach Evidenz für eine auch aktuell auftretende tiefreichende Konvektion in der zentralen Grönlandsee, die eine Erneuerung des Tiefenwasserbereiches zumindest zwischen 1500 und 2000 m Tiefe bewirken kann.

5.5 Diffusion im Tiefenwasser der Grönlandsee

Eine tiefreichende konvektive Durchmischung der Wassersäule bewirkt eine Abkühlung und Salzgehaltsverminderung des Bodenwassers der Grönlandsee. In der seit zwei Jahrzehnten andauernden Phase ausbleibender Tiefenkonvektion in der Grönlandsee wurde hingegen eine Erwärmung und Salzgehaltzunahme im Bodenwasser der Grönlandsee bei gleichzeitig ansteigenden Konzentrationen der Freon-Konzentrationen beobachtet. Eine Erklärung der fortgesetzten Erneuerung des Bodenwassers trotz des Ausbleibens von Konvektion ist durch turbulente vertikale Mischung möglich [Meinke *et al.*, 1997; Visbeck und Rhein, 2000].

In diesem Abschnitt soll daher ein Diffusionskoeffizient in dem Übergang zwischen dem durch die Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres beeinflussten GSDW und dem nur durch turbulente Mischung erneuerten GSBW aus den zwischen 1992 und 1998 beobachteten Veränderungen der tritiogenen ^3He -Konzentration berechnet werden. Die Grenze zwischen GSDW und GSBW lässt sich wie oben beschrieben in einer Tiefe von 2500 m festlegen. Die zu berücksichtigenden Heliumflüsse sind in Abbildung 5.15 dargestellt:

- Es wird der Wasserkörper des Grönlandbeckens unterhalb von 2500 m Tiefe betrachtet. Dessen Volumen von 151400 km^3 und die Fläche von 272000 km^2 bei 2500 m Tiefe wurde aus morphometrischen Daten der zentralen Grönlandsee (Terrainbase, [NGDC, 2000]) ermittelt.
- Der Tritiumzerfall in der Wassersäule erhöht die tritiogene ^3He -Konzentration.

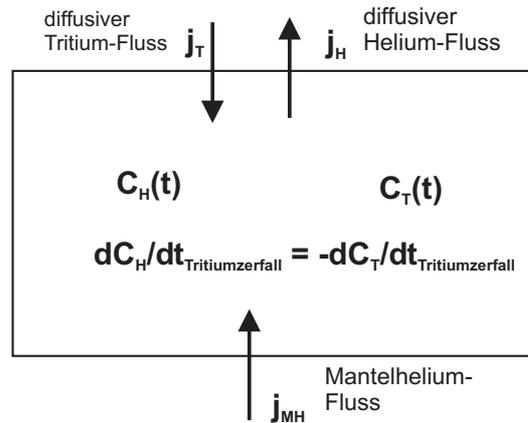


Abbildung 5.15: Diffusion im Bodenwasser der Grönlandsee.

- Über die obere Begrenzungsfläche findet ein diffusiver Transport von Helium aus dem GSBW in das GSDW statt.
- Der Mantelheliumfluss in der Grönlandsee aus der ozeanischen Kruste in das GSBW beträgt $\approx 1,6 \text{ } ^3\text{He-Atome cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ [Bönisch und Schlosser, 1995]. Für den betrachteten Wasserkörper entspricht dies nach der Umrechnung auf TU einer Zunahme von $8,67 \cdot 10^{-3} \frac{\text{TU}}{\text{Jahr}}$ bei einer vollständigen Isolierung des Wasserkörpers.
- Durch die turbulente Diffusion wird Tritium aus dem GSDW in das GSBW transportiert und führt zu einer Veränderung der Konzentration im Tiefenwasser. Dadurch wird die über den Tritiumzerfall entstehende ^3He -Menge beeinflusst. Der Tritiumfluss über die obere Grenzfläche muss daher berücksichtigt werden.
- Eine laterale Advektion von Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres muss nicht berücksichtigt werden, da das GSBW in dem betrachteten Zeitraum nicht advektiv erneuert wurde.

Aus diesen Punkten ergeben sich die Bilanzgleichungen für Tritium und tritiogenes Helium in der betrachteten Wassersäule:

$$C_T \cdot V = C_{T_0} \cdot V + j_T \cdot A \cdot t - C_{T_0} (1 - e^{-\lambda t}) \quad [\text{TU}] \quad (5.6)$$

$$C_{He} \cdot V = C_{He_0} \cdot V + j_{He} \cdot A \cdot t + C_{He_0} (1 - e^{-\lambda t}) + \left(\frac{\partial C_{He}}{\partial t} \right)_M \cdot t \cdot V \quad [\text{TU}] \quad (5.7)$$

C_T, C_{He}	Konzentration Tritium, Helium [TU]
C_{T_0}, C_{He_0}	Anfangskonzentration Tritium, Helium [TU]
j_T, j_{He}	diffusiver Tritium-, Helium-Fluss $[\frac{\text{TU} \cdot \text{m}}{\text{s}}]$
t	Zeit [Jahr]
λ	Tritium - Zerfallskonstante
A	Fläche in 2500 m Tiefe [m^2]
V	Volumen unterhalb von 2500 m Tiefe [m^3]

$\left(\frac{\partial C_{He}}{\partial t}\right)_M$ Veränderung der ^3He -Konzentration durch den Mantelheliumfluss [TU/s]

Durch Elimination des Tritiumzerfall-Termes und unter Verwendung des Fick'schen Diffusionsgesetzes

$$j = -K_v \frac{\partial c}{\partial z} \quad (5.8)$$

K_v vertikaler turbulenter Diffusionskoeffizient [$\frac{m^2}{s}$]
 $\frac{\partial c}{\partial z}$ vertikaler Konzentrationsgradient [$\frac{m^2}{s}$]

sowie Umschreibung von der diskreten auf differentielle Formulierung ergibt sich der Diffusionskoeffizient zu

$$K_v = -\frac{V}{A} \frac{1}{\frac{\partial C_{He}}{\partial z} + \frac{\partial C_T}{\partial z}} \cdot \left(\frac{\partial C_{He}}{\partial t} + \frac{\partial C_T}{\partial t} - \frac{\partial C_{He}}{\partial t}_M \right) \quad (5.9)$$

Im GSBW wurden zwischen 1992 und 1998 die in Abbildung 5.16 dargestellten Veränderungen der mittleren Tritium- und tritiogenen ^3He -Konzentration beobachtet:

- **Tritium** Zusätzlich zu den für das GSBW gemittelten Tritiumkonzentrationen ist die von dem Tritiumwert 1991 ausgehende Zerfallskurve eingezeichnet. Es lässt sich Abnahme der Konzentration im GSBW feststellen, die nahezu dem Tritiumzerfall entspricht. Eine lineare Regression ergibt eine Abnahme um $-0,026 \pm 0,006 \frac{TU}{Jahr}$.
- **Tritogene ^3He -Konzentration** Neben der im GSBW gemittelten tritiogenen ^3He -Konzentration ist eine lineare Regression der beobachteten Konzentrationen dargestellt. Es ergibt sich eine Zunahme von $0,021 \pm 0,003 \frac{TU}{Jahr}$. Weiterhin sind dargestellt die sich durch den Tritiumzerfall ergebende tritiogene ^3He -Konzentration und die durch den Tritiumzerfall **plus** Mantelheliumfluss entstehende ^3He -Konzentration, wie sie sich bei völliger Isolation des Wasserkörpers einstellen würde. Die demgegenüber geringere Zunahme deutet auf einen Transport von Helium aus dem Tiefenwasser in die darüberliegende Wassersäule hin.

Die Bestimmung eines Diffusionskoeffizienten nach Gleichung 5.9 erfordert die Kenntnis der vertikalen Gradienten der Tritium- und tritiogenen ^3He -Konzentration. Diese wurden als Mittel der Vertikalgradienten in dem betrachteten Zeitraum von 1992 bis 1998 in dem Tiefenbereich von 2000 bis 2500 m bestimmt. Es ergibt sich für Tritium ein Vertikalgradient von $-4,2 \pm 1,9 \cdot 10^{-5} \frac{TU}{m}$ und für Helium $1,54 \pm 0,16 \cdot 10^{-4} \frac{TU}{m}$.

Aus diesen Werten lässt sich ein Diffusionskoeffizient von $2,1 \pm 1,2 \cdot 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ berechnen.

Diskussion des ermittelten Diffusionskoeffizienten Der in dieser Arbeit berechnete Diffusionskoeffizient in der zentralen Grönlandsee bei einer Tiefe von 2500 m stimmt gut überein mit entsprechenden Abschätzungen des Diffusionskoeffizienten nach Meincke *et al.* [1997], die aus den Veränderungen des Salzgehaltes zwischen 1982 und 1993 einen Diffusionskoeffizienten von $3,7 \cdot 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ und aus den Veränderungen der Temperatur im gleichen Zeitraum $2,1 \cdot 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ errechnen. Visbeck und Rhein [2000] geben einen Diffusionskoeffizienten im Tiefenwasser der Grönlandsee von $2 - 3 \cdot 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ an, der benötigt wird, um den ansteigenden Trend der Temperatur und der Freon-Konzentrationen im Tiefenwasser zu erklären.

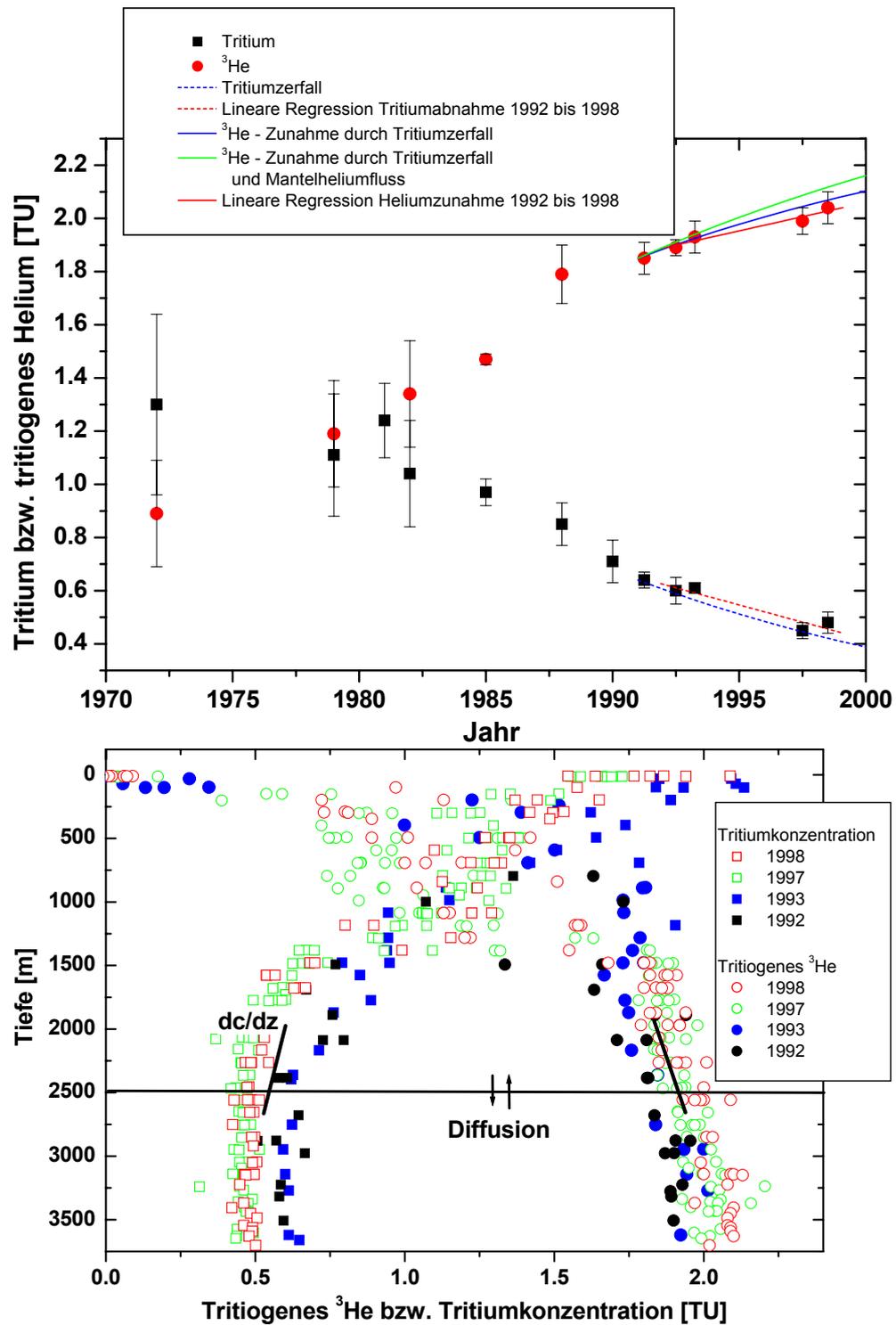


Abbildung 5.16: Zeitentwicklung und vertikale Gradienten der Tritium- und ^3He Konzentration in der zentralen Grönlandsee.

Der somit in der tiefen Grönlandsee zu $\approx 2 - 4 \cdot 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ eingegrenzte turbulente Diffusionskoeffizient ist vergleichsweise hoch gegenüber verschiedenen von Polzin *et al.* [1997] zitierten Bestimmungen des Diffusionskoeffizienten in der oberen freien Wassersäule durch Mikrostrukturmessungen [Gregg, 1989], Tracerexperimente im Nordatlantik [Ledwell *et al.*, 1993; Ledwell *et al.*, 1998] und diversen Messungen im Tiefenwasser in großem Abstand zu den Rändern [Gregg, 1989; Toole, 1994], die einen Diffusionskoeffizient von $\approx 1 \cdot 10^{-5} \frac{m^2}{s}$ ergaben. Auch gegenüber dem in der oberen Wassersäule der Grönlandsee, im Arktischen Zwischenwasser, durch ein SF₆-Experiment bestimmten Diffusionskoeffizienten von $\approx 1,3 \cdot 10^{-4} \frac{m^2}{s}$ [Watson *et al.*, 1999] ist der im Tiefenwasser errechnete Diffusionskoeffizient eine Größenordnung höher.

Mikrostrukturmessungen in der Nähe rauer Bodentopographie deuten aber darauf hin, dass die dort die turbulente Vermischung erhöht ist [Toole, 1994; Toole *et al.*, 1997]. Ebenso fanden Polzin *et al.* [1997] in Mikrostrukturmessungen und durch ein SF₆-Ausbreitungsexperiment im tiefen Brasilianischen Becken des Südatlantiks im zentralen – durch glatte Bodentopographie gekennzeichneten – Teil des Beckens Werte des Diffusionskoeffizienten um $1 \cdot 10^{-5} \frac{m^2}{s}$, während die Diffusionskoeffizienten in der Bodenwasserschicht über dem Mittelatlantischen Rücken zu $> 0,5 \cdot 10^{-4} \frac{m^2}{s}$ bis $1 \cdot 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ bestimmt wurden. Polzin *et al.* [1997] führen die erhöhte turbulente Mischung in den Bereichen rauer Bodentopographie auf die Ausbildung interner Wellen in der Wassersäule durch über die raue Topographie fließende Bodenströmungen zurück. Sie schließen die Erhöhung der Diffusionskoeffizienten in der ganzen Wassersäule durch Bodenreibung aus, da diese nur die nur wenige dutzend Meter mächtige Bodengrenzschicht beeinflusst.

Visbeck und Rhein [Visbeck und Rhein, 2000] halten einen Diffusionskoeffizient von $\approx 2 - 3 \cdot 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ in der ungestörten freien Wassersäule für unwahrscheinlich und schlagen als Mechanismus der Tiefenwassererneuerung eine wesentlich erhöhte Mischung in einer bis zu 150 m mächtigen Bodengrenzschicht bei einem Diffusionskoeffizienten von $\approx 10^{-2} \frac{m^2}{s}$ vor.

5.6 SF₆ im Europäischen Nordmeer

Im Jahr 1993 wurden erstmals Profile der SF₆-Konzentration im Europäischen Nordmeer und im Eurasischen Becken des Nordpolarmeeres erstellt. Im Rahmen dieser Arbeit wurden 1997 und 1998 auf den Fahrten in die Grönlandsee weitere SF₆-Profile aufgenommen. 1997 wurden zudem Luftproben genommen, um die Einstellung des Lösungsgleichgewichtes an der Meeresoberfläche zu untersuchen. Die Beprobung verschiedener Stationen des Nordmeeres erfolgte im Hinblick auf die Untersuchung der Eignung von SF₆ als transienter Tracer in der Ozeanographie. Aufgrund der gut parametrisierten, quadratisch ansteigenden Konzentration von SF₆ in der Atmosphäre [Maiss und Brenninkmeijer, 1998] eignet sich SF₆, sofern die Lösungsgleichgewichtseinstellung gut bekannt ist, grundsätzlich als transienter Tracer, der eine weiterhin zunehmende Signaldynamik erwarten lässt.

Im folgenden soll zunächst die Einstellung des Lösungsgleichgewichtes diskutiert werden. Sodann werden Mittelwerte der SF₆-Konzentration den verschiedenen Wassermassen zugeordnet.

Einstellung des Lösungsgleichgewichtes Die Lösungsgleichgewichtseinstellung wurde durch die Parallelbeprobung der Meeresoberfläche in 10 m Tiefe und der atmosphärischen Luft an sechs Stationen auf der Fahrt Va166 ermittelt. Die ermittelten SF₆-Konzentration in der Luft betragen $4,12 \pm 0,02$ ppt. Der Vergleich mit der nach Maiss und Brenninkmeijer [1998] berechneten SF₆-Konzentration in der Luft auf der Nordhalbkugel von $4,07 \pm 0,01$ ppt für Juni 1997 lässt eine gute Übereinstimmung erkennen, wenn berücksichtigt wird, dass für polare Breiten ein Offset von 0,07 ppt zu der von Maiss und Brenninkmeijer [1998] gegebenen Funktion der atmosphärischen SF₆-Konzentration hinzuaddiert werden muss [Maiss *et al.*, 1996].

Die Einstellung des Lösungsgleichgewichtes wird als Verhältnis des Partialdruckes, wie er sich aus der im Wasser gemessenen SF₆-Konzentration und Bunsenschen Löslichkeitskoeffizienten [Wanninkhof, 1992] nach dem Henryschen Gesetz ergibt, und der gemessenen atmosphärischen Konzentration angesetzt. Die betrachteten Probenpaare wiesen eine Sättigung von 92% bis 105% mit einem Mittelwert von $98 \pm 3\%$ auf. Die Temperatur der Wasserproben betrug bei der Hälfte der Proben $\approx 5^\circ\text{C}$, bei der anderen Hälfte $\approx 0^\circ\text{C}$. Beide Temperaturen liegen außerhalb des Gültigkeitsbereiches ($9^\circ\text{C} - 22^\circ\text{C}$) der Funktion für den Löslichkeitskoeffizienten nach Wanninkhof *et al.* [1992]. Wie in Abschnitt 2.6 ausgeführt wurde, ist in dem Temperaturbereich unterhalb von 9°C die Funktion 2.13 als obere Abschätzung der Löslichkeit von SF₆ in Meerwasser anzusehen. Entsprechend ist die mit dieser Funktion berechnete Sättigung eine untere Abschätzung in dem Temperaturbereich unterhalb des Gültigkeitsbereiches der Formel. Dies bedeutet wiederum, dass die beobachtete Sättigung nahe 100 % eher noch größer wäre und eventuell sogar eine Übersättigung vorliegt. Eine solche leichte Übersättigung zeigen die Freon-Konzentrationen der betrachteten Wasserproben. Die Freon-Sättigung ist im Mittel $112 \pm 8\%$ und liegt damit etwa 15 % über der SF₆ Sättigung.

Somit ist die Eintragsfunktion von SF₆ in die Wassersäule in Abwesenheit von Eisbedeckung durch die gut parametrisierte Funktion der SF₆-Konzentration in der Atmosphäre und die für die in polaren Breiten auftretenden Oberflächentemperaturen mit einem Fehler um 15 - 20 % bestimmt. Eine Nutzung von SF₆ als transienter Tracer setzt demnach eine Erweiterung der Löslichkeitsfunktion auf den Temperaturbereich unterhalb von 9°C voraus.

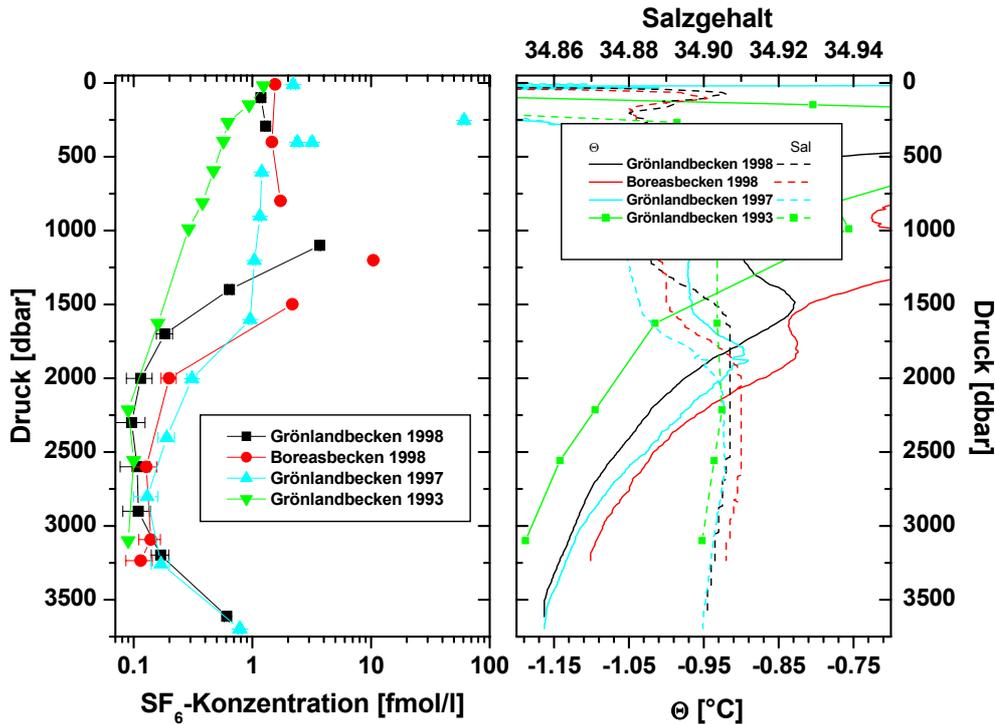


Abbildung 5.17: SF_6 -Konzentration im Tiefenwasser der Grönlandsee 1993–1998.

Tiefenwasser der Grönlandsee Ein Profil der SF_6 -Konzentration im zentralen Grönlandbecken wurde erstmals 1993 aufgenommen. Die Beprobung wurde 1997 und 1998 wiederholt, wobei 1998 auch das Boreasbecken beprobt wurde. Der Salzgehalt und die Temperatur zeigen die oben beschriebene Entwicklung mit der Zeit, das ist eine Salzgehalts- und Temperaturzunahme. Das Boreasbecken weist höhere Temperaturen und Salzgehalte im Tiefenwasser auf. Nur 1993 zeigt sich ein ungestörtes SF_6 -Profil in der zentralen Grönlandsee mit Oberflächenkonzentrationen nahe des Lösungsgleichgewichtes und einer Abnahme der Konzentration ins Tiefenwasser, wo in der Bodenwasserschicht SF_6 -Konzentrationen $<0,09$ fmol/l erreicht werden. Im Herbst 1996 wurden im Rahmen des European Sub-polar Ocean Programme (ESOP-2) zum Zweck eines mehrere Skalenbereiche überdeckenden Tracerexperimentes im Arktischen Zwischenwasser der zentralen Grönlandsee 320 kg SF_6 freigesetzt [ESOP-2, 1997; Watson *et al.*, 1999]. Ziel war es, Aussagen über die vertikalen und horizontalen Transportkoeffizienten und über die Transportwege in der Grönlandsee zu gewinnen. Dieses SF_6 ist in allen 1997 und 1998 aufgenommenen Profilen deutlich zu erkennen: Sowohl in der zentralen Grönlandsee als auch im Boreasbecken sind in der oberen Wassersäule SF_6 -Übersättigungen zu beobachten, die auf das künstlich freigesetzte SF_6 zurückzuführen sind. Auch im Bodenwasser des Grönlandbeckens, nicht aber im Boreasbecken, ist eine deutliche Erhöhung der SF_6 -Konzentration zu erkennen, die kontrovers diskutiert wird aber mit großer Wahrscheinlichkeit auf einen Einbringfehler bei der Tracerfreisetzung zurückzuführen ist. Zwischen den künstlich erhöhten Tracerkonzentrationen im Bodenwasser und im Arktischen Zwischenwasser existiert jedoch ein Bereich, in dem 1998 nahezu dieselbe Konzen-

tration wie 1993 auftritt, und der demnach als nicht von dem freigesetzten SF₆ beeinflusst gelten muss. 1997 sind die SF₆-Konzentrationen in diesem Tiefenbereich mit 0,13 fmol/l geringfügig höher als 1998, stimmen im Rahmen des Fehlers aber mit diesen überein. Im Boreasbecken ist im Tiefenwasser keine signifikante Erhöhung der SF₆-Konzentration gegenüber dem zentralen Grönlandbecken oder durch im Rahmen des Tracerausbreitungs-Experimentes freigesetztes SF₆ nachzuweisen.

Die gemittelten SF₆-Konzentrationen sind in Tabelle 6.1 (S. 131) zu finden.

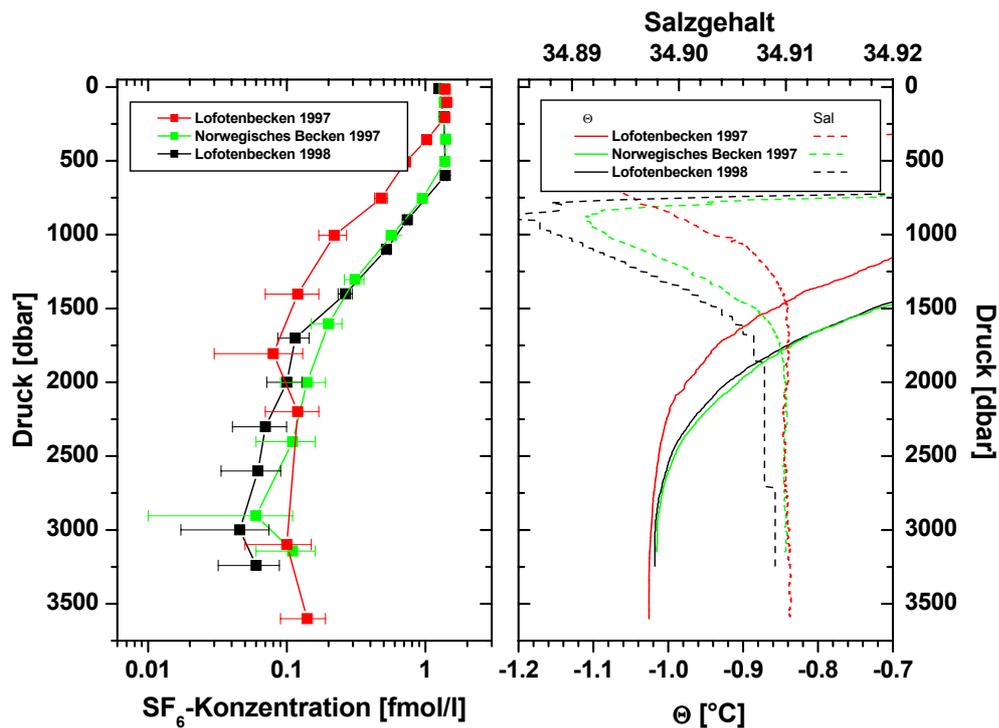


Abbildung 5.18: SF₆-Konzentration im Tiefenwasser der Norwegischen See 1997 und 1998.

Tiefenwasser der Norwegischen See Die SF₆-Konzentration im Tiefenwasser der Norwegischen See wurde 1997 im Norwegischen und im Lofotenbecken sowie 1998 im Lofotenbecken an den in Abschnitt 5.1.2 angegebenen Positionen bestimmt. Das Tiefenwasser wurde hier wiederum als der Bereich unterhalb von 2000 m Tiefe festgelegt. Die SF₆-Konzentrationen lagen 1997 wie auch in der Grönlandsee um $\approx 0,05$ fmol/l höher als 1998 und weisen eine höhere Streuung auf. 1997 wurden im Mittel 0,12 fmol/l beobachtet, 1998 waren es 0,06 fmol/l. Eine Kontamination des NSDW durch das in der Grönlandsee im Zwischenwasser und Bodenwasser vorliegende künstlich eingebrachte SF₆ ließ sich 1998 nicht feststellen.

Tiefenwasser des Eurasischen Beckens Die SF₆-Konzentration im Tiefenwasser des Eurasischen Beckens konnte 1993 und 1998 bestimmt werden.

1993 wurde ein Profil auf der Fahrt ARK IX/4 im Eurasischen Becken des Nordpolarmeeres bei

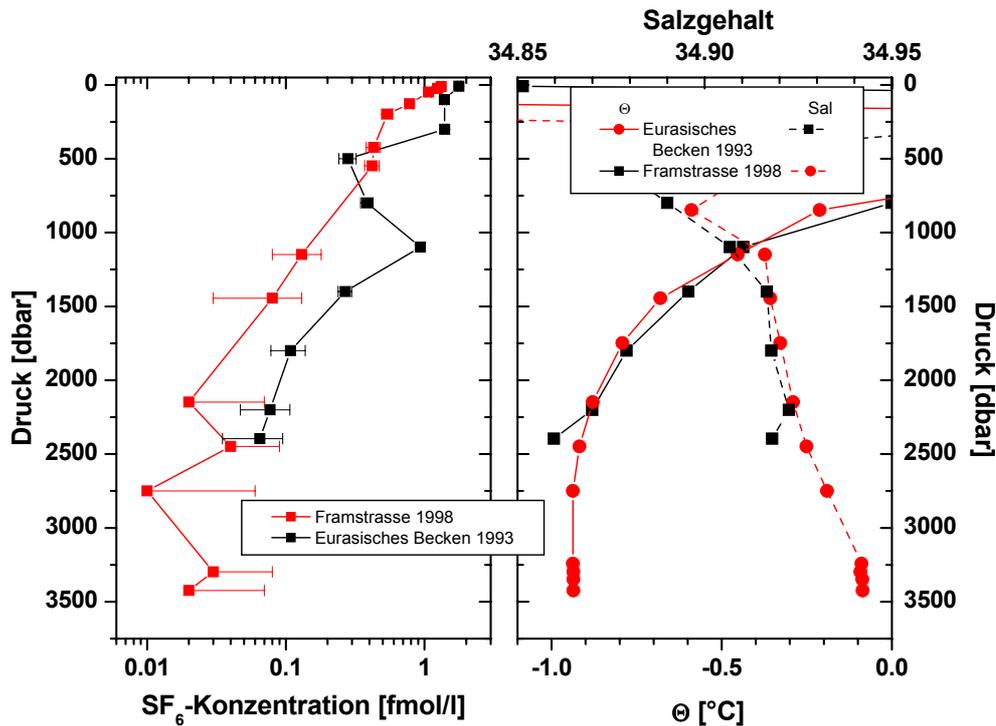


Abbildung 5.19: SF_6 -Konzentration im Tiefenwasser des Eurasischen Beckens.

79,65°N, 130,60°W aufgenommen werden (Abbildung 5.19). Anhand von Temperatur und Salzgehalt lassen sich die Tiefenbereiche des EBDW zu 1750 m bis 2500 m und des EBBW von 2500 m bis 3450 m festlegen. In diesen Tiefenbereichen war 1993 die SF_6 -Konzentration im Bereich der Nachweisgrenze und weist deshalb einen großen Fehler und einen unregelmäßigen Profilverlauf auf. Im Mittel ergeben sich aber für das EBDW eine SF_6 -Konzentration von $0,03 \pm 0,02$ fmol/l, für das EBBW $0,02 \pm 0,02$ fmol/l.

1998 konnte das EBDW nicht direkt im Nordpolarmeer beprobt werden, sondern es wurde eine Beprobung des entlang des ostgrönländischen Kontinentalhangs ausströmenden EBDW in der Framstrasse durchgeführt. In der Wassersäule zwischen 500 und 1750 m Tiefe ist eine Beeinflussung der SF_6 -Konzentration durch das in der Grönlandsee im Rahmen des ESOP-2 Tracerausbreitungs-Experimentes freigesetzten SF_6 zu erkennen. Offensichtlich fand bis Herbst 1998 bereits eine Ausbreitung des SF_6 Spikes bis in die Framstrasse statt. Inwieweit die Tiefen unterhalb von 1750 m durch das künstlich eingebrachte SF_6 verfälscht sind, lässt sich anhand des Profils nicht feststellen. Die potentielle Temperatur von $-0,88^\circ\text{C}$ und der Salzgehalt von 34,923 bei 2200 m Tiefe zeigen ein noch weitgehend unvermisches EBDW an, in dem eine SF_6 -Konzentration von $0,7 \pm 0,02$ fmol/l gemessen wurde. In Kapitel 6.1 wird aber zu sehen sein, dass die 1998 im EBDW gemessenen SF_6 -Konzentrationen durchaus mit dem aus dem transienten Eintrag erwarteten Wert in Einklang stehen.

Alle gemessenen SF_6 -Konzentrationen sind in Tabelle 6.1 (S. 131) zusammengefasst.

Kapitel 6

Boxmodell des Europäischen Nordmeeres

Die in Kapitel 5 beschriebenen Datensätze und die daraus gewonnenen Ergebnisse werden in diesem Kapitel anhand eines zeitabhängigen Modells des Europäischen Nordmeeres weiter ausgewertet. Insbesondere soll überprüft werden, ob die oben dargestellte Unterteilung des Tiefenwassers in einen durch die Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres beeinflussten Bereich und eine lediglich diffusiv erneuerte Bodenwassermasse in einem zeitabhängigen Modell die beobachteten Spurenstoffkonzentrationen reproduzieren kann. Während die auf einer solchen Unterteilung beruhende Bestimmung des Diffusionskoeffizienten in Kapitel 5 aufgrund des transienten Signalverlaufs nur für den Zeitraum von 1992 – 1998 durchgeführt wurde, soll hier ein größerer Zeitraum untersucht werden. Schwerpunkte bilden die Untersuchung der Diffusionskoeffizienten im Tiefenwasser und der Variabilität der Tiefenwasserbildungsrate sowie des Einflusses der Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres in der Grönlandsee.

Dabei wird erstmals die Verteilung von transientem SF_6 in ein Modell des Europäischen Nordmeeres mit einbezogen, welches die Verteilung verschiedener anderer Spurenstoffe wiedergeben kann. Der Vergleich der beobachteten mit den aus dem Modell ermittelten SF_6 -Konzentrationen erlaubt daher eine Abschätzung des Potenzials von SF_6 als transienter Tracer.

Zunächst wird das verwendete Modell beschrieben (Abschnitt 6.1), die beobachteten Vergleichswerte der Spurenstoffkonzentrationen nach 1993 zusammengefasst und schließlich eine Anpassung des Modells an die neuen Datensätze durchgeführt und diskutiert (Abschnitt 6.3).

6.1 Modellbeschreibung

Das in dieser Arbeit verwendete Boxmodell basiert auf einem Modell des Europäischen Nordmeeres, welches Bönisch [1991] auf der Grundlage eines Modells nach Heinze [1990] aufbaute. Das Modell nach Bönisch [1991] nimmt ein einheitliches Tiefenwasser der Grönlandsee unterhalb von 1500 m Tiefe an und ist an Datensätze aus dem Zeitraum von 1972 bis 1989 angepasst. Es kann die Entwicklung der Spurenstoffkonzentrationen in diesem Zeitraum unter der Annahme zeitlich variierender Tiefenwasserbildungsraten gut beschreiben. Für den Zeitraum nach 1989 sind aber die Modellergebnisse nicht mehr mit den Beobachtungen in Einklang zu bringen. Insbesondere steigen die tritiogenen ^3He -Konzentrationen im Tiefenwasser der Grönlandsee stärker an als

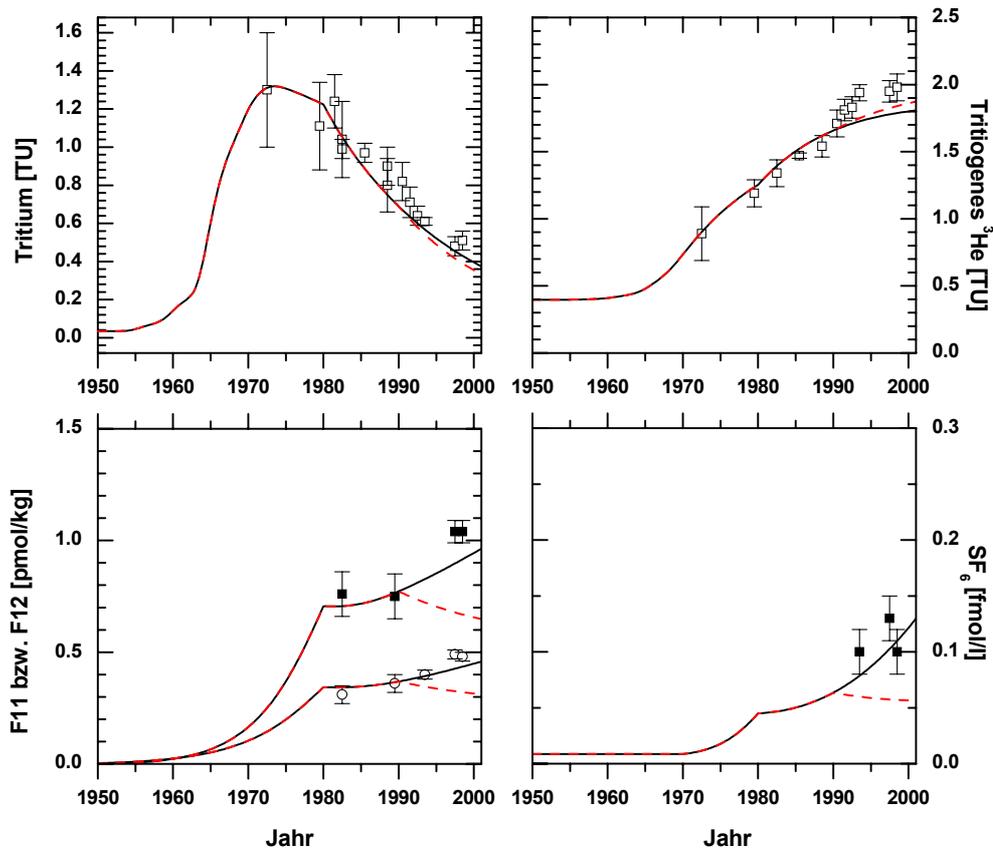


Abbildung 6.1: Ergebnisse eines Boxmodells des Europäischen Nordmeeres nach Bönisch und Schlosser [1995]. Die durchgezogene schwarze Linie nimmt wie in Bönisch und Schlosser [1995] beschrieben eine Reduktion der Tiefenwasserbildung um 80% nach 1980 an. Die rote unterbrochene Linie zeigt die Ergebnisse bei einer vollständigen Unterdrückung der Tiefenwasserbildung nach 1990.

von dem Modell prognostiziert wird. Auch durch eine völlige Isolation des Tiefenwasserkörpers von der Oberfläche, die aufgrund des Tritiumzerfalls zu einer ^3He -Anreicherung führt, können in diesem Modell die beobachteten ^3He - sowie die Freon- und SF_6 -Konzentrationen nicht erreicht werden (Abbildung 6.1). Des Weiteren kann das Boxmodell von Bönisch [1991] aufgrund der Annahme eines einheitlichen Tiefenwassers unter 1500 m Tiefe in der Grönlandsee die ab 1989 deutlich werdenden vertikalen Gradienten der Spurenstoffkonzentrationen nicht berücksichtigen. Aus diesen Gründen wird in dieser Arbeit ein modifiziertes Boxmodell verwendet, welches die in Kapitel 5 beschriebenen neueren Verhältnisse im Tiefenwasser der Grönlandsee berücksichtigt. Es nimmt eine Unterteilung des Tiefenwassers der Grönlandsee vor in ein durch Erneuerung aus dem Oberflächen- und Zwischenwasser sowie den Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres beeinflusstes GSDW und ein nur durch diffusiven Austausch mit dem GSDW beeinflusstes GSBW (Abbildung 6.2).

Eine ausführliche Darstellung des ursprünglichen Modells ist in Bönisch [1991] sowie Bönisch und Schlosser [1995] zu finden. Hier sollen nur die wesentlichen Merkmale und die Veränderungen gegenüber diesem Modell beschrieben werden.

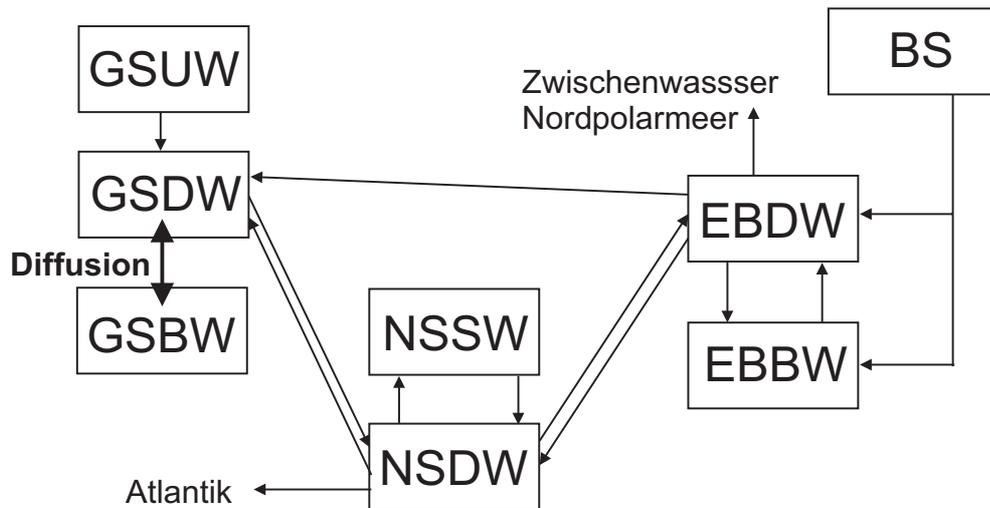


Abbildung 6.2: Boxmodell des Europäischen Nordmeeres nach Bönisch und Schlosser [1995] erweitert um Diffusion im Tiefenwasser der Grönlandsee.

Der Wassermassentransport im Europäischen Nordmeer wird in dem Modell durch den Austausch zwischen acht verschiedenen Boxen dargestellt (Abbildung 6.2). Aufgrund der Aufteilung des Tiefenwassers der Grönlandsee wird somit eine weitere Box gegenüber dem ursprünglichen Modell nach Bönisch und Schlosser [1995] eingeführt. Die Boxen werden als gut durchmischt angenommen, was durch eine relativ homogene Verteilung in den betrachteten Tiefenwassermassen gerechtfertigt wird. Dennoch stellt diese Annahme und das Modellkonzept nur eine grobe Näherung der tatsächlichen Verhältnisse dar. Es kann aber die beobachteten Spurenstoffverteilung zufriedenstellend reproduzieren.

Die Grönlandsee ist unterteilt in ein **Greenland Sea Upper Water** (GSUW), und in die bereits angesprochenen Wassermassen des GSDW und GSBW. Die Norwegische See wird durch eine Oberflächenbox (NSSW) und eine Tiefenwasserbox (NSDW) dargestellt, zwischen denen ein minimaler Austausch zugelassen wird. Die in ein Tiefenwasser (EBDW, unterhalb 1500 m Tiefe) und ein Bodenwasser (EBBW, unterhalb 3000 m Tiefe) unterteilte Tiefenwassermasse wird nicht aus der darüberliegenden Wassersäule erneuert, da ein konvektiver Austausch durch die Arktische Halokline unterdrückt wird. Die Erneuerung erfolgt durch Schelfabflüsse aus der Barentssee (BS). Zur Volumenerhaltung ist ein Aufstieg des EBDW in das Zwischenwasser des Nordpolarmeeres zugelassen. Der ebenfalls aus Volumenerhaltungsgründen nötige Ausstrom aus dem NSDW wird dem Meeresbereich südlich der Grönland-Schottland-Schwellen zugeschlagen (Atlantik). Das Tiefenwasser des Kanadischen Beckens wird in dem Modell nicht berücksichtigt, da nahezu keine Spurenstoff-Vergleichsdaten vorliegen.

6.1.1 Unterteilung des Tiefenwassers der Grönlandsee

Aus der in Kapitel 5 beschriebenen Entwicklung von Temperatur und Salzgehalt sowie der Tritium- und Helium-Konzentrationen im Tiefenwasser der Grönlandsee wird deutlich, dass die Annahme eines homogenen Tiefenwassers unterhalb von 1500 m in der Grönlandsee spätestens

nach 1982 nicht mehr gerechtfertigt ist und eine Unterteilung des Tiefenwassers in einem Bereich zwischen 1500 - 2500 m Tiefe (GSDW) und einen Bereich unterhalb von 2500 m Tiefe notwendig wird (GSBW). Dies wird unterstützt durch die Ausbildung unterschiedlicher Freon-Konzentrationen in diesen Tiefenbereichen ab 1982 [Visbeck und Rhein, 2000]. Das GSDW wird im Modell konvektiv erneuert, da auch nach 1982 Konvektion bis in Tiefen größer als 1500 m beobachtet wurde (z.B. [ESOP-2, 1997; ESOP-2, 1997a; GSP-Group, 1990; Rhein, 1991] und diese Arbeit, Abschnitt 5.4). Diese Annahme stellt aber eine Vereinfachung dar, da der Vertikaltransport in der oberen Wassersäule der Grönlandsee nicht nur konvektiv, sondern in gleichem oder sogar größerem Ausmaß durch turbulente Vermischung erfolgt [Watson *et al.*, 1999]. Entsprechend der Betrachtungen nach Meincke *et al.* [1997] (s. Kapitel 5) wird ein Austausch der Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres nur mit dem GSDW zwischen 1500 und 2500 m Tiefe angenommen, während zwischen dem GSDW und dem GSBW im Modell nur ein diffusiver Austausch zugelassen wird. Der diffusive Fluss j_{Diff} wird aus dem Konzentrationsunterschied zwischen GSDW und GSBW für die Fläche bei 2500 m Tiefe mit dem Diffusionskoeffizienten D berechnet:

$$j = -A \cdot D \cdot \frac{c_{GSDW} - c_{GSBW}}{\Delta z} \quad (6.1)$$

$\Delta z = 1110$ m ist der Tiefenabstand der Mittelpunkte der GSDW und GSBW - Box. Die Volumina und Flächen der Boxen GSDW und GSBW wurden aus den morphometrischen Daten der zentralen Grönlandsee (Terrainbase, [NGDC, 2000]) in den entsprechenden Tiefen bestimmt und sind:

	Volumen [km ³]
GSDW	353000
GSBW	151400

Die Fläche bei 2500 m Tiefe beträgt 272000 km², bei 1500 m Tiefe 390500 km².

6.1.2 Mantelheliumfluss

Bönisch und Schlosser [1995] schließen aus den Ergebnissen ihres Boxmodells auf einen Fluss von Mantelhelium in das Tiefenwasser der Grönlandsee von $\approx 1,6$ ³He -Atome cm⁻² s⁻¹, was für die Wassersäule von 1500 m Tiefe bis zum Boden bei 3700 m einer ³He-Quelle von $5,2 \cdot 10^{-3}$ TU/Jahr entspricht. Die Unterteilung des Tiefenwassers in ein GSDW und ein GSBW in dieser Arbeit wird durch eine Gewichtung des Mantelheliumflusses entsprechend des jeweiligen Anteils der Sedimentfläche in den beiden Tiefenbereichen berücksichtigt. Daraus ergeben sich unter Einbeziehung der Volumina für das GSDW eine ³He-Veränderung von $\approx 3,71 \cdot 10^{-3}$ TU/Jahr und für das GSBW eine ³He-Veränderung von $\approx 8,67 \cdot 10^{-3}$ TU/Jahr.

6.1.3 Spurenstoff-Vergleichswerte

Gegenüber dem Boxmodell nach Bönisch und Schlosser [1995] wird eine geringere Anzahl an Spurenstoffen verwendet. Es werden Tritium, tritiogenes und nicht tritiogenes ³He, F11 und F12 sowie das aus der Tritium- und tritiogenen ³He-Konzentration abgeleitete Tritium-Helium-Alter und das F11/F12-Verhältnis betrachtet. Als neuer Tracer wird SF₆ in dem Modell eingesetzt.

	Fahrt	Jahr	^3H [TU]	$\Delta^3\text{H}$ [TU]	$^3\text{He}_{trit}$ [TU]	$\Delta^3\text{He}_{trit}$ [TU]	T/He-Alter [Jahre]	F11 [$\frac{\text{pmol}}{\text{kg}}$]	ΔF11 [$\frac{\text{pmol}}{\text{kg}}$]	F12 [$\frac{\text{pmol}}{\text{kg}}$]	ΔF12 [$\frac{\text{pmol}}{\text{kg}}$]	$\frac{\text{F11}}{\text{F12}}$	$\Delta\frac{\text{F11}}{\text{F12}}$	SF ₆ [$\frac{\text{f mol}}{\text{t}}$]	ΔSF_6 [$\frac{\text{f mol}}{\text{t}}$]
GSDW 1500 m bis Boden	M8 (TUP)	1988	0,9	0,1			17,9±1								
	ARK VII	1990	0,82	0,1	1,71	0,1	20,2±1,6								
	HM91	1991	0,71	0,08	1,81	0,08	22,6±1,6								
	L92	1992	0,64	0,05	1,83	0,08	24,3±1,2								
	ARK IX/1	1993	0,61	0,02	1,94	0,06	25,7±	1,04	0,05	0,4	0,02	2,12	0,1	0,1	0,02
	Va166	1997	0,48	0,05	1,95	0,08	29,3±2	1,04	0,05	0,49	0,02	2,17	0,1	0,13	0,02
	ARK IVX/2	1998	0,51	0,05	1,98	0,1	28,5±1,7		0,05	0,48	0,02			0,1	0,02
GSBW 2500 m bis Boden	M8 (TUP)	1988	0,85	0,08	1,79	0,11	21±1,1								
	ARK VII	1990	0,71	0,08			24±1,2								
	HM91	1991	0,64	0,03	1,85	0,06	24,9±2,2								
	L92	1992	0,6	0,05	1,89	0,03	25,5±1,3								
	ARK IX/1	1993	0,61	0,02	1,93	0,06	25,5±1,6	0,94	0,05	0,4	0,02	2,09	0,1	0,1	0,02
	Va166	1997	0,46	0,03	1,99	0,05	30,5±1,4	0,93	0,05	0,44	0,02	2,16	0,2	0,13	0,03
	ARK IVX/2	1998	0,48	0,03	2,04	0,06	29,9±1,1		0,05	0,43	0,02			0,1	0,02
GSDW 1500 m bis 2500 m	M8 (TUP)	1988	1,31	0,14	1,5	0,25	15,6±2,5								
	ARK VII	1990	1,03	0,1			16,3±1,2								
	HM91	1991	0,99	0,11	1,71	0,08	16,4±2								
	L92	1992	0,69	0,09	1,72	0,17	22,8±2								
	ARK IX/1	1993	0,75	0,11	1,75	0,06	21,3±1,9	1,13	0,3	0,55	0,12	1,8	1	0,1	0,02
	Va166	1997	0,53	0,08	1,87	0,03	27,5±2,4	1,13	0,3	0,61	0,26	2,1	0,8	0,13	0,03
	ARK IVX/2	1998	0,55	0,05	1,87	0,07	26,6±2,2		0,3	0,58	0,14	2,1	0,2	0,1	0,02
NSDW	ARK IX/1	1993	0,35	0,03	1,53	0,06	29,97±1								
	Va166	1997	0,29	0,05	1,52	0,09	33,7±2,3	0,55	0,1	0,29	0,05	1,9	0,5	0,12	0,03
	ARK IVX/2	1998	0,34	0,04	1,67	0,03	32,1±1	0,71	0,1	0,33	0,05	2,2	0,4	0,06	0,01
NSSW	Va166	1997	1,63	0,1			6,5	0,5	3,1	0,3	2,1	2,1	0,3	1,38	0,02
	ARK IVX/2	1998	1,67	0,3			5,6	0,4	2,8	0,2	2	2	0,2	1,33	0,06
GSSW	ARKIX/1	1993	1,99	0,2											
	Va166	1997	1,4	0,5			5,92	0,5	2,85	0,3	2,1	2,1	0,3		
	ARK IVX/2	1998	1,65	0,2			5,55	0,5	2,69	0,3	2,1	2,1	0,3		
GSZW 500 m bis 1500 m	ARKIX/1	1993	1,28	0,33	1,57	0,30	15	5						0,38	0,07
	Va166	1997	1,1	0,23	1,16	0,3	13±5	3,93	0,5	1,87	0,3	2,1	0,4		
BS	ARK IVX/2	1998	1,06	0,26	1,34	0,3	15±5	3,93	0,5	1,86	0,3	2,1	0,4		
	ARK IV/3	1987	3,5	0,3	0,2	0,1		5,5	0,3	2,55	0,1				
	ARK IX/4	1993	2,5	0,3											
EBDW	ARK IX/4	1993	0,27	0,05	1,48	0,1	34±3	0,22	0,05	0,11	0,03	2	0,7	0,03	0,02
	ARK IVX/2	1998	0,29	0,03	1,6	0,1	34±3	0,52	0,08	0,25	0,08	2,1	0,7	0,07	0,02
EBBW	ARK IV/3	1987	0,15	0,1	1,2	0,2	39±11	0,04	0,02	0,02	0,01	2	0,5	0,02	0,02
	ARK IX/4	1993	0,09	0,03	1,37	0,1	49±5	0,06	0,01	0,04	0,01	1,7	0,5	0,02	0,02

Tabelle 6.1: Spurenstoff-Messwerte für die in dem Boxmodell betrachteten Wassermassen. GSZW: Zwischenwasser der Grönlandsee.

Für den Zeitraum von 1972 bis 1989 werden die von Bönisch und Schlosser [1995] angegebenen Vergleichswerte verwendet, für den Zeitraum von 1988 bis 1992 die in Frank [1993] beschriebenen Datensätze, danach die in dieser Arbeit beschriebenen Datensätze. Die F11 und F12-Werte von 1982 bis 1997 stammen von Visbeck und Rhein [2000], die F11 und F12 Daten der Fahrt ARKXIV, 1998 wurden von M.Rhein [Rhein, 1998] überlassen.

Aus den für die einzelnen Wassermassen repräsentativen Stationen und Tiefenbereichen wurden tiefengewichtete Mittelwerte gebildet. Die Fehler ergeben sich aus der Standardabweichung der betrachteten Größen in den als repräsentativ angesehenen Bereichen. Die berechneten Mittelwerte der verschiedenen Wassermassen sind in Tabelle 6.1 zusammengefasst.

6.2 Anpassung der Eintragsfunktionen

Die Spurenstoffkonzentration in den Oberflächenboxen des Modells werden durch eine Eintragsfunktion vorgegeben. Die Konzentration von F11, F12 und SF_6 ergeben sich aus dem zeitlichen Verlauf der atmosphärischen Konzentration und der Einstellung des Lösungsgleichgewichtes mit

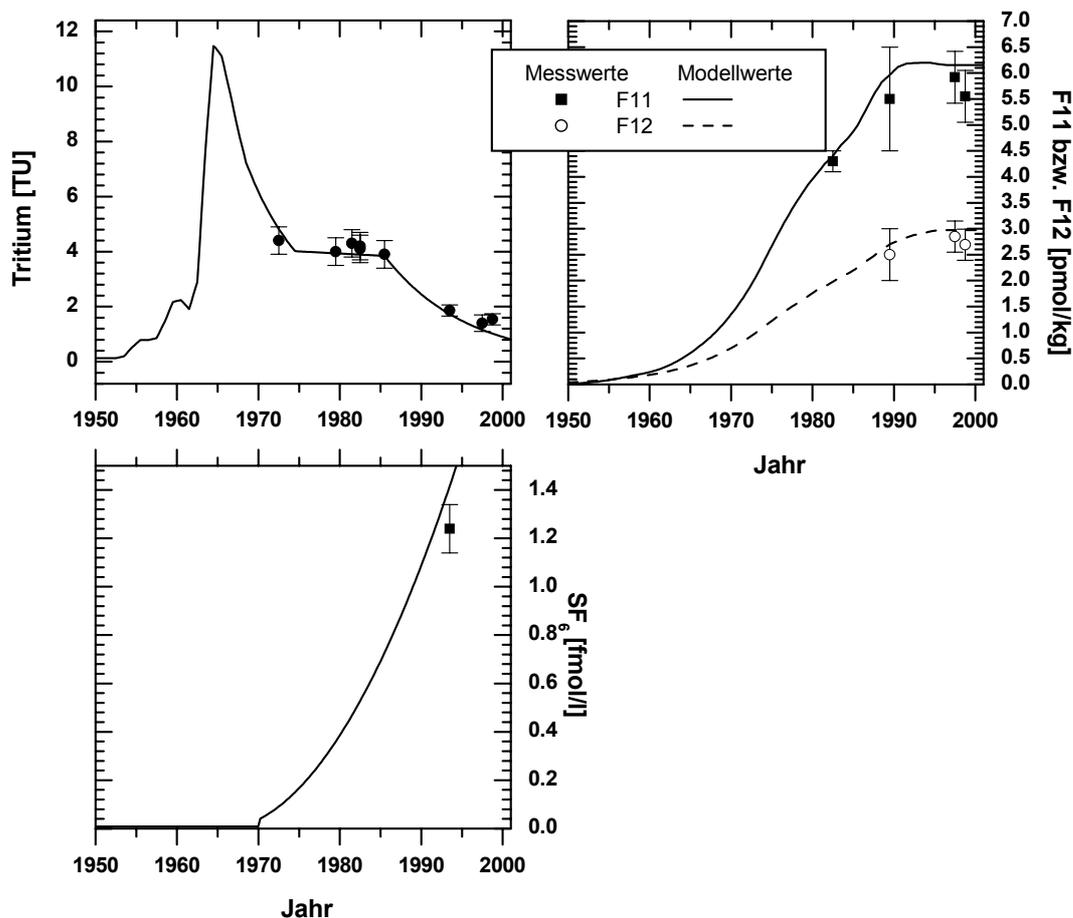


Abbildung 6.3: Eintragsfunktionen: Oberflächenwasser der Grönlandsee.

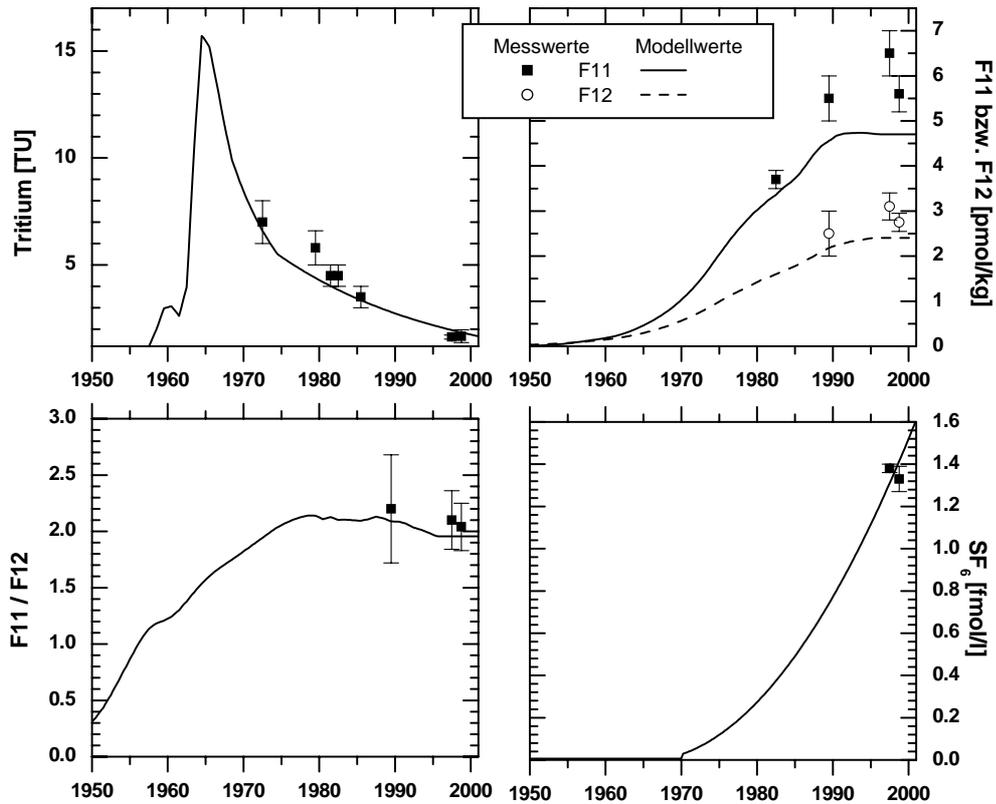


Abbildung 6.4: Eintragsfunktionen: Oberflächenwasser der Norwegischen See.

der Atmosphäre, wobei in der Grönlandsee für die Freone eine Sättigung von 80% [Rhein, 1996] angenommen wird. Die Sättigung von SF_6 wird auf der Grundlage der in Kapitel 5 beschriebenen Beobachtungen der Einstellung des Lösungsgleichgewichtes in der Grönlandsee zu 95 % angesetzt. Aufgrund der flacher ventilierten Wassersäule in der Norwegischen See und der Barentssee wird dort eine Sättigung von 100% angenommen. Die Konzentration von tritiogenem ^3He wird auf 0 TU gesetzt.

Die Tritiumkonzentration in den Oberflächenboxen wird für den Zeitraum von 1952 bis 1974 durch die auf die Oberflächenmesswerte skalierte Dreisigacker-Roether-Funktion (DRF) festgelegt. Die Skalierung wird nötig, da das Europäische Nordmeer außerhalb des Gültigkeitsbereiches der DRF von 20°N bis 60°N liegt. Nach 1974 wird ein exponentieller Zerfall entsprechend $T(t) = T_{DRF}(1974) \cdot a \cdot e^{-bt}$ angesetzt, wobei vor 1974 $t = 0$ ist und nach 1974 $t = \text{Jahr} - 1974$ gilt. In der Norwegischen See können die 1997 und 1998 gemessenen Tritiumwerte gut durch die Parametrisierung nach Bönisch und Schlosser [1995] mit $a = 0,89$ und $b = 0,045$ beschrieben werden. In der Grönlandsee hingegen kann eine Parametrisierung von $a = 0,65$ und $b = 0,004$ die beobachteten Werte nur bis 1985 beschreiben, danach wird eine neue Parametrisierung mit $T(t) = T(1985) \cdot e^{-bt}$, $b = 0,1$, $t = \text{Jahr} - 1985$ nötig. Dieses Verhalten der Eintragsfunktion in der Grönlandsee lässt sich durch einen erhöhten Einfluss von Atlantischen Wassers gegenüber Polarem Wasser in der zentralen Grönlandsee in den letzten Jahren [Rudels, 1995] erklären.

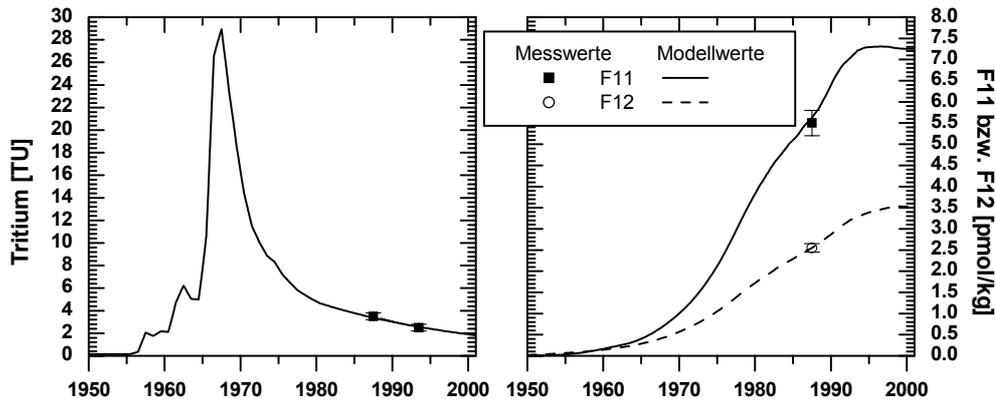


Abbildung 6.5: Eintragsfunktionen: Oberflächenwasser der Barentssee.

Atlantisches Wasser besitzt eine geringere Tritiumkonzentration als Polares Wasser und führt daher bei einem zunehmenden Anteil zu einem schnelleren Abfall der Tritiumkonzentration im Oberflächenwasser. Die Eintragsfunktionen für die Norwegische See und das Oberflächenwasser der Grönlandsee sind unter der Einbeziehung der neueren Daten in Abbildung 6.4 und 6.3 dargestellt.

Die Eintragsfunktionen in der Barentssee werden wie in Bönisch und Schlosser [1995] beschrieben verwendet (Abbildung 6.5). Sie nehmen das Oberflächenwasser der Barentssee als eine Mischung aus 99,8 % Atlantischem Wasser und 0,2 % arktischem Flusswasser an. Die Tritiumkonzentration des Atlantischen Wassers wird dabei entsprechend der Parametrisierung des Oberflächenwassers der Norwegischen See gewählt. Der Atlantischen Komponente wird die mittlere Aufenthaltszeit in der Barentssee 3 Jahre [Schlosser *et al.*, 1994b] zugeordnet. In dieser Zeit zerfällt Tritium. Die Tritiumkonzentration des arktischen Flusswassers geht wie in Anhang A beschrieben ein.

Das GSDW wird sowohl von der Oberflächenschicht als auch aus dem Arktischen Zwischenwasser der Grönlandsee erneuert. Bönisch und Schlosser [1995] verwendeten für den Zeitraum bis 1989 ein Mischungsverhältnis von 4:1 für das Verhältnis von Oberflächen- zu Zwischenwasser und eine Erneuerungszeit von 5 Jahren im Zwischenwasser. Die Tritiumwerte des Zwischenwassers leiten sich aus der Tritium-Eintragsfunktion der Norwegischen See durch eine Verzögerung um die Erneuerungszeit des Zwischenwassers ab. Die Mischung aus Oberflächen- und Zwischenwasser wird im folgenden **Greenland Sea Upper Water (GSUW)** bezeichnet. Die in dieser Arbeit verwendeten Mischungsverhältnisse und Zwischenwasser-Erneuerungszeiten werden in Abschnitt 6.3 beschrieben.

6.3 Modellergebnisse

Im folgenden Abschnitt sollen die Ergebnisse des Modells dargestellt und diskutiert werden. Dabei wird zunächst die Wahl derjenigen Parameter dargestellt, welche die beste Übereinstimmung der Modellwerte mit den Messwerten ergibt. Sodann wird für die einzelnen Wassermassen eine Betrachtung der Auswirkung von Variationen der Modellparameter auf das Modellergebnis durchgeführt. Besonderer Augenmerk wird dabei auf die Grönlandsee gelegt.

Fluss	vor 1980	1980 – 1989	nach 1989
GSDW→NSDW	0,95	0,78	0,63
EBDW→NSDW	0,37	0,37	0,37
EBDW→GSDW	0,12	0,12	0,12
EBDW→EBBW	0,06	0,06	0,06
EBBW→EBDW	0,09	0,09	0,09
EBDW (Upwelling)	0,39	0,30	0,23
NSDW→GSDW	0,36	0,36	0,36
NSDW→EBDW	0,58	0,49	0,42
NSDW↔NSSW	0,01	0,01	0,01
BS→EBDW	0,27	0,27	0,27
BS→EBBW	0,02	0,02	0,02
GSUW → GSDW	0,47	0,30	0,15
NSDW→Atl	0,39	0,30	0,22

Tabelle 6.2: Flüsse zwischen den Wassermassen-Boxen. Die Flüsse sind auf Hundertstel gerundet.

6.3.1 Flüsse

Für den Zeitraum bis 1980 wird die Parametrisierung der Austauschraten zwischen den einzelnen Boxen nach Bönisch und Schlosser [1995] verwendet und eine konvektive Durchmischung des GSDW und GSBW angenommen. Lediglich für den Austausch des EBBW wird aufgrund neuerer Messwerte eine Anpassung nötig, der Fluss aus der BS in das EBBW muss verringert werden. Erst ab den frühen 1980er Jahren bilden sich im Tiefenwasser der Grönlandsee vertikale Gradienten der Spurenstoffkonzentrationen aus [Bönisch *et al.*, 1997] und es wird eine Unterteilung in das konvektiv erneuerte GSDW und das diffusiv erneuerte GSBW notwendig. Rhein [1996] stellt auf der Basis von Freon-Beobachtungen eine Verminderung der konvektiven Erneuerung in der zentralen Grönlandsee in dem Zeitraum 1989–1993 gegenüber der Periode von 1982 bis 1989 fest. Für den Tiefenbereich von 1050 – 2250 m gibt sie zwischen 1982 – 1989 eine Erneuerungsrate von 0,42 Sv, von 1989 bis 1993 eine Erneuerungsrate von 0,14 Sv an. Diese Werte führen nach einer anteiligen Umrechnung des hier relevanten Tiefenbereiches von 1500 – 2250 m auf den in dem hier verwendeten Modell betrachteten Tiefenbereich des GSDW von 1500 – 2500 m auf Erneuerungsraten von 0,26 Sv (1982 – 1989) und 0,09 Sv (1989 – 1993).

Eine Anpassung der Flussraten sowohl der Tiefenwassererneuerungsrate in der Grönlandsee als auch sämtlicher Austauschraten zwischen den Boxen des Modells führt auf die in Tabelle 6.2 angegebenen Flüsse. Dabei wird der Ausstrom des NSDW in den Atlantik aus der Flussbilanz im NSDW berechnet, ebenso die Tiefenwasserbildung vom Barentsschelf in das EBDW aus der Flussbilanz im EBDW und die Tiefenwasserbildung aus dem Oberflächenwasser GSUW in das GSDW aus der Bilanz im GSDW. Die Reduzierung der Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee wird durch einen entsprechend reduzierten Ausstrom von GSDW in das NSDW erreicht. Der resultierende verringerte Zustrom in das NSDW wird je zur Hälfte durch einen verringerten Ausstrom in das EBDW und den Atlantik kompensiert.

Die beste Übereinstimmung der Modellwerte mit den beobachteten Werten ergab sich bei einem Wechsel der konvektiven Mischung von GSDW und GSBW zu einem diffusiven Austausch ab

	Erneuerungszeit [Jahre]			
	GSDW+ GSBW		GSDW	
	Oberfläche	Gesamt	Oberfläche	Gesamt
vor 1980	34±4	17±2		
1980 - 1989			37±4	14±2
ab 1989			75±15	18±2

Tabelle 6.3: *Erneuerungszeiten des Tiefenwassers in der Grönlandsee von der Oberfläche und gesamte Erneuerungszeit. Vor 1980 wird das gesamte Tiefenwasser, also GSDW + GSBW advektiv und konvektiv erneuert, nach 1980 nur das GSDW. Für das GSBW lässt sich aufgrund des rein diffusiven Austausches keine Erneuerungszeit angeben.*

1980 mit einem Fehler von ± 1 Jahr. Ein früherer oder späterer Wechsel führt auf zu niedrige beziehungsweise zu hohe Freon-Konzentrationen im Tiefenwasser der Grönlandsee. Ebenso lassen sich die Tritium- und tritiogenen ^3He -Konzentrationen in diesem Fall nicht reproduzieren.

Nach 1980 müssen die konvektiven Tiefenwassererneuerungsraten des GSDW gegenüber den aus Rhein [1996] abgeleiteten Werten nach oben korrigiert werden, um zufriedenstellende Ergebnisse im GSDW und GSBW zu erzielen. Die Reduktion der Tiefenwassererneuerungsrate ab 1989, wie sie von Rhein [1996] angegeben wird, führt aber auf die beobachteten ^3He -Werte im GSDW und GSBW und konnte somit bestätigt werden.

Die Zwischenwassererneuerungszeit in der Grönlandsee wurde gegenüber den in Bönisch und Schlosser [1995] verwendeten 5 Jahren nach 1980 den beobachteten Tritium-Helium-Altern angepasst. Es wurde von 1980 bis 1989 eine Erneuerungszeit von 9 Jahren, von 1989 bis 2000 eine Erneuerungszeit von 14 Jahren verwendet. Ebenfalls musste nach 1989 der Zwischenwasseranteil stark auf 70% erhöht werden, da nur so die beobachteten tritiogenen ^3He -Konzentrationen im GSDW erreicht werden konnten.

Die simulierte Konzentrationsentwicklung der betrachteten Spurenstoffe im GSBW ist mit einem Diffusionskoeffizienten von $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ mit den Beobachtungen in Einklang zu bringen.

Die sich aus den Tiefenwassererneuerungsraten und dem Austausch der tiefen Wassermassen ergebenden Erneuerungszeiten des Tiefenwassers der Grönlandsee sind in Tabelle 6.3 gegeben.

6.3.2 Grönlandsee

Im folgenden Abschnitt wird anhand der Variation verschiedener Modellparameter die Sensitivität des Modells auf abgeschätzt. Die angenommenen Variationen wurden willkürlich gewählt und sollen als Eingrenzung des noch mit der Beobachtung verträglichen Parameterbereiches verstanden werden.

Variation der Tiefenwasserbildung Eine Variation der Tiefenwasserbildungsraten nach 1980 um + 30% hat nahezu keinen Einfluss auf die tritiogene ^3He -Konzentration im Tiefenwasser der Grönlandsee, während die Tritium- und F12-Konzentrationen insbesondere im GSBW zu hoch berechnet werden (Abbildung 6.6). Im GSDW liegen die Tritiumkonzentrationen zwischen 1980 und 1990 näher an den beobachteten Werten und erst nach 1990 etwas zu hoch, während die F12 -Konzentrationen höher als die Messwerte sind.

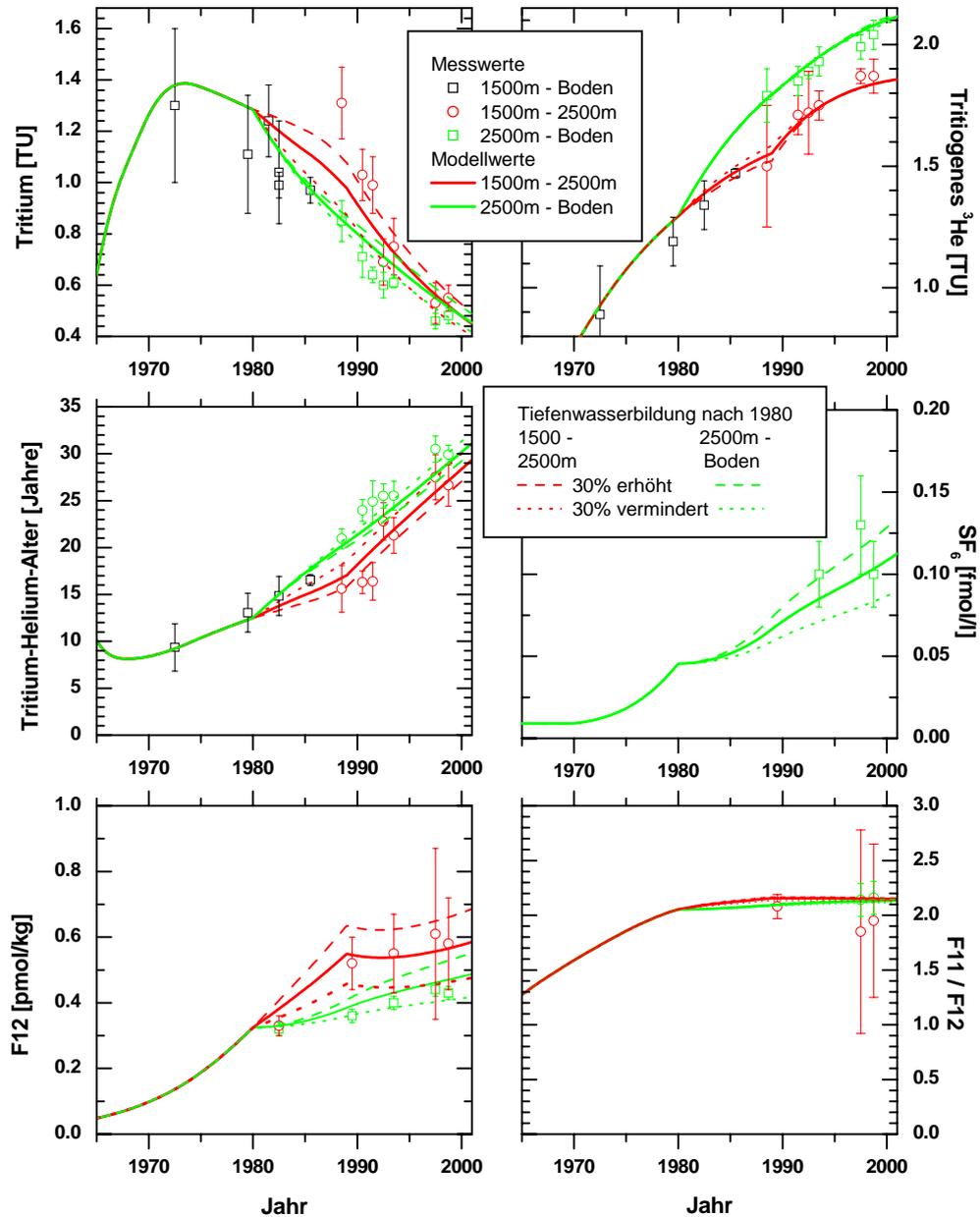


Abbildung 6.6: Grönlandsee: Variation der Tiefenwasserbildungsrate.

Eine Verminderung der Tiefenwasserbildungsrate um - 30 % führt im GSDW zu niedrigeren Tritium- und F12 Konzentrationen als sie beobachtet wurden. Ebenso wird eine gegenüber den Beobachtungen zu niedrige SF_6 -Konzentration erreicht. Die tritiogenen ^3He -Konzentrationen werden durch die verringerte Tiefenwasserbildung kaum beeinflusst.

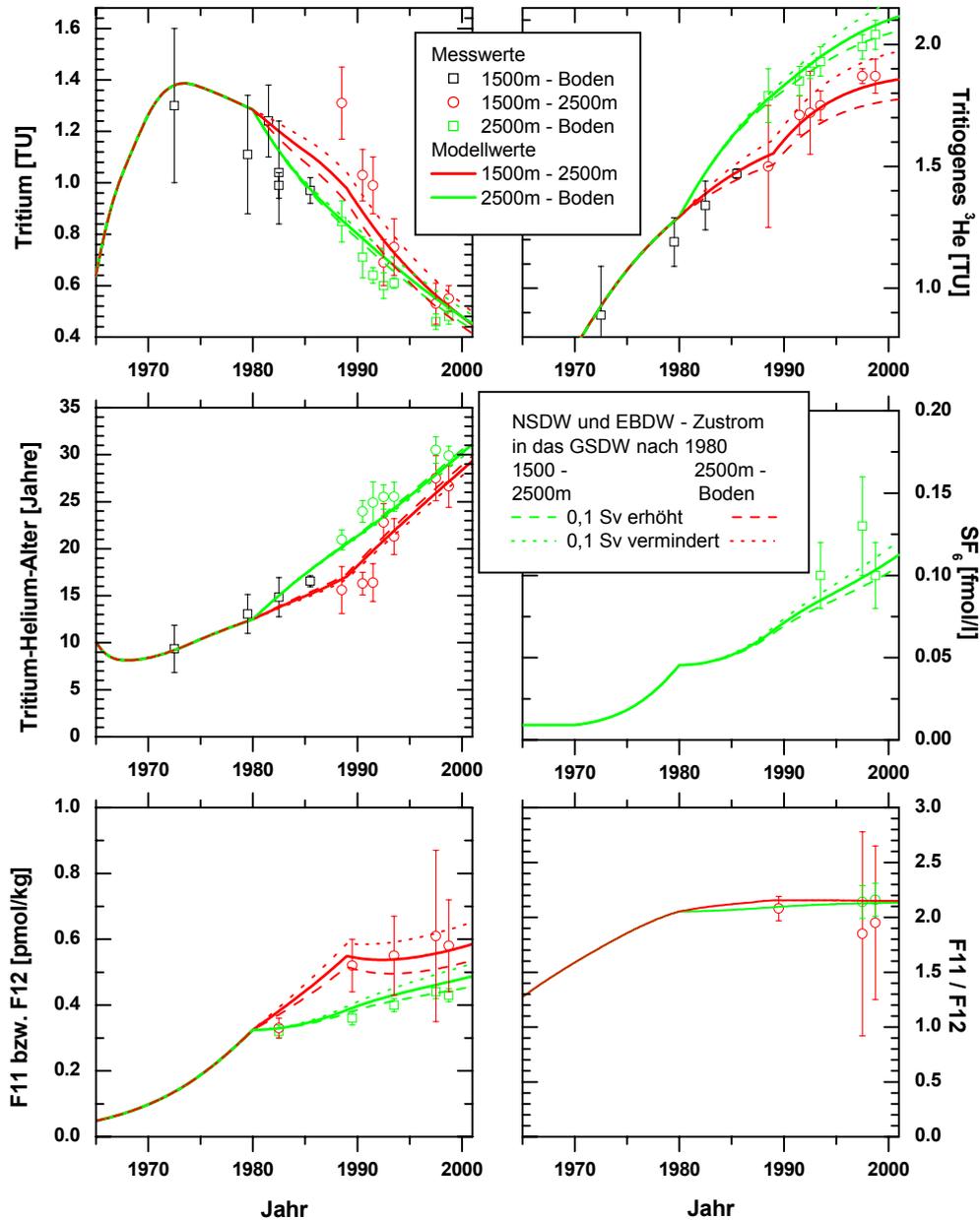


Abbildung 6.7: Grönlandsee: Variation des Zustromes von EBDW und NSDW ins GSDW.

Variation des Austauschs mit den Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres Eine Erhöhung des NSDW- und EBDW- Zustromes in das GSDW um 0,1 SV bringen eine zu niedrige Tritium- und tritiogene ^3He -Konzentration im GSDW mit sich und führen ebenso zu F12-Werten, die unterhalb der beobachteten Werte liegen (Abbildung 6.7). Das Tritium-Helium-Alter wird nur geringfügig beeinflusst. Eine entsprechende Reduzierung der Tiefenwasserflüsse aus dem NSDW und EBDW ins GSDW führt auf wesentlich zu hohe Tritium-, tritiogene ^3He -

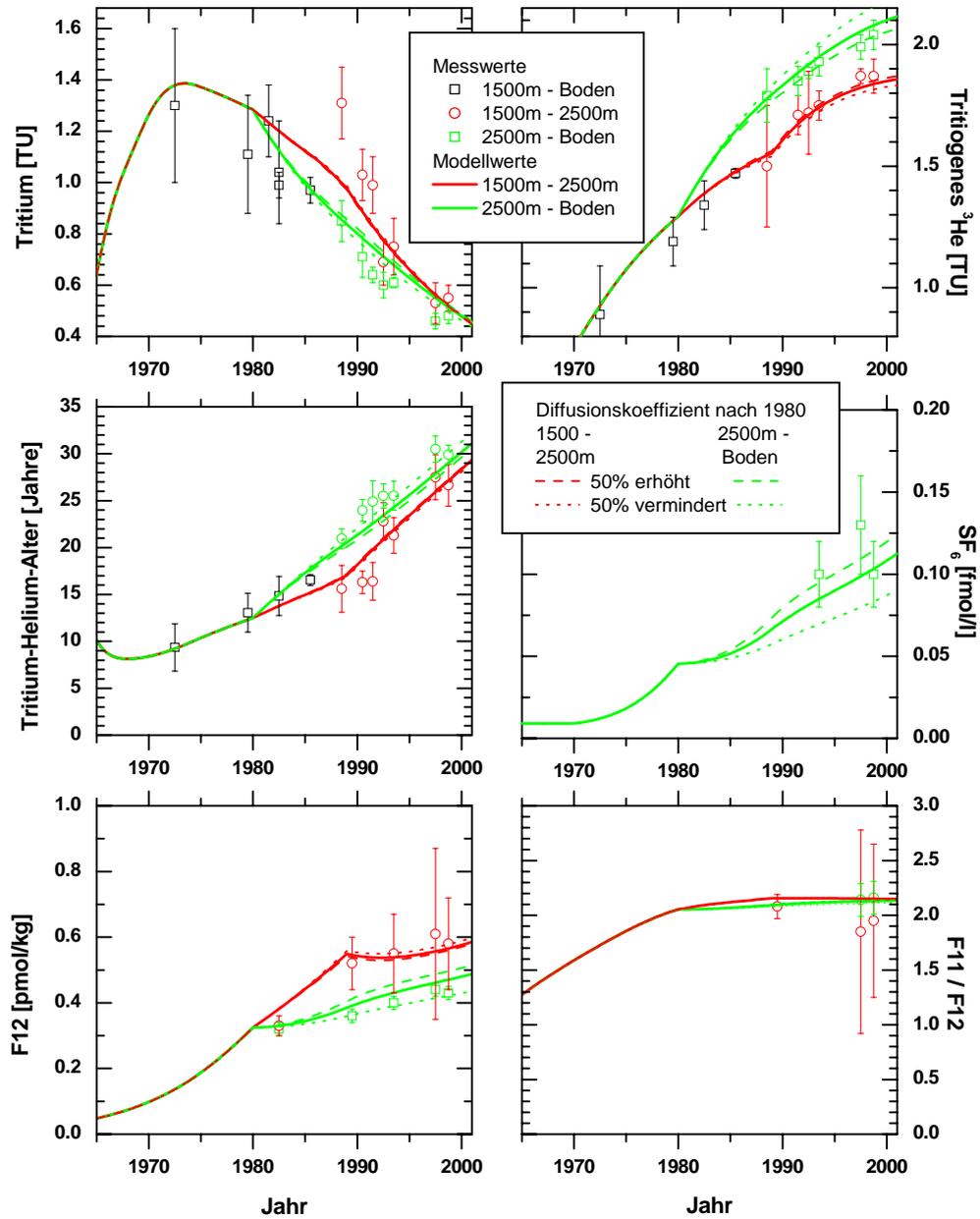


Abbildung 6.8: Grönlandsee: Variation des Diffusionskoeffizienten im Tiefenwasser.

und F12-Konzentrationen im GSBW. Diese Abweichungen lassen sich nicht durch eine veränderte Tiefenwasserbildungsrate kompensieren. So sind beispielsweise die aus einem höheren Tiefenwasserzustrom erniedrigten Tritium- und F12-Konzentrationen im GSDW durch eine höhere Tiefenwasserbildungsrate auszugleichen, nicht aber die gleichzeitig einhergehende erniedrigte ^3He -Konzentration. Ähnliches gilt im umgekehrten Fall eines erniedrigten Tiefenwasserzustroms und einer erniedrigten Tiefenwasserbildungsrate: die ^3He -Konzentration im GSDW und GSBW

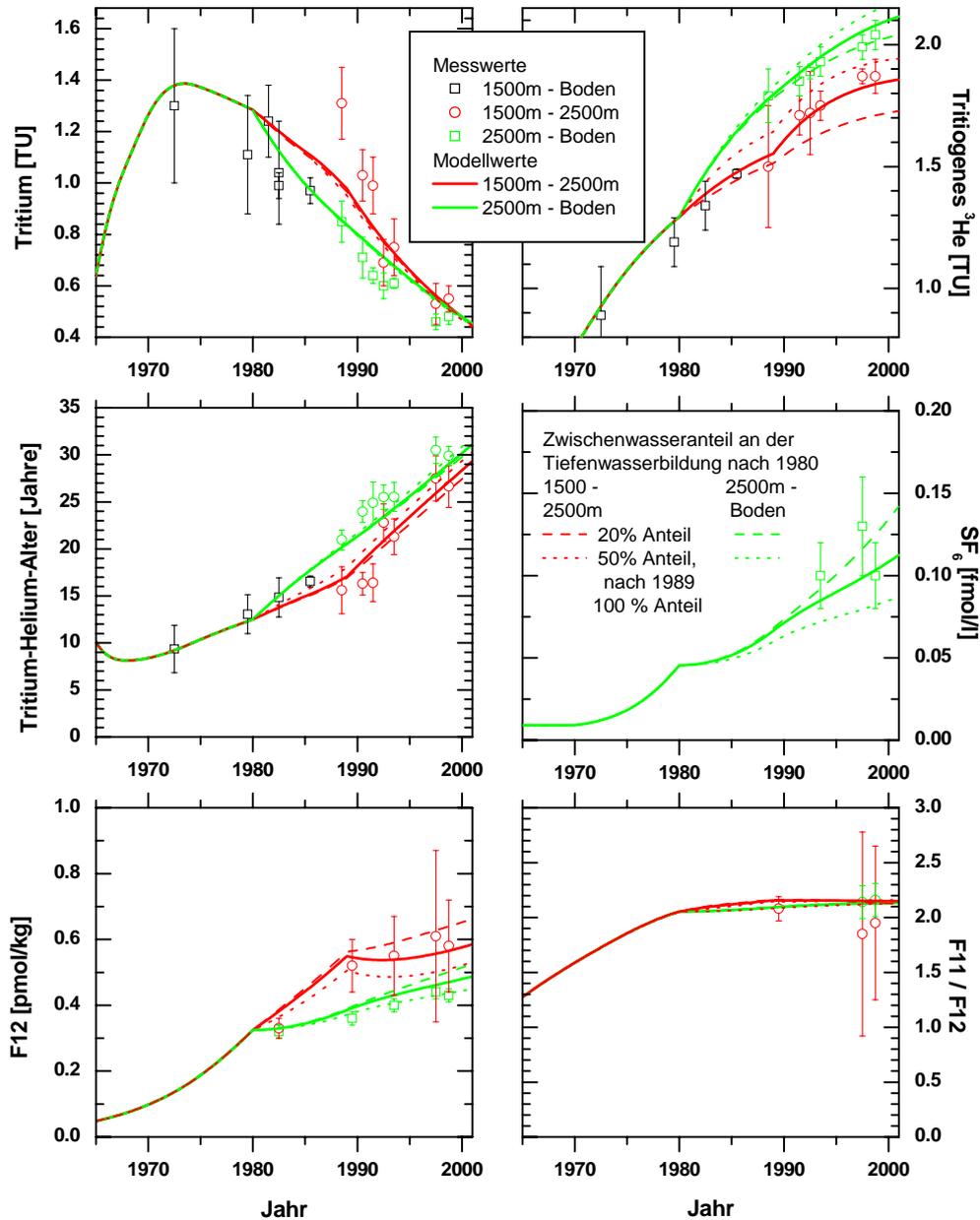


Abbildung 6.9: Grönlandsee: Variation des Zwischenwassereinflusses.

steigen dann zu stark an, während die F12-Konzentration im GSDW zu niedrig bleibt.

Variation des Diffusionskoeffizienten im Tiefenwasser Eine Variation des Diffusionskoeffizienten zwischen dem GSDW und dem GSBW bewirkt aufgrund des größeren Volumens des GSDW gegenüber dem GSBW nur in diesem eine signifikante Veränderung der Spurenstoffkonzentrationen (Abbildung 6.8). Ein um 50% erhöhter Diffusionskoeffizient führt im GSBW zu

einer geringfügig besseren Übereinstimmung der Modell- mit den Messwerten in Bezug auf die tritiogene ^3He -Konzentration, während sich signifikant zu hohe F12-Konzentrationen ergeben. Eine Erniedrigung des Diffusionskoeffizienten um 50% bringt eine zu hohe Konzentration tritiogenen Heliums im GSBW mit sich, die SF_6 -Konzentration ergibt sich eher zu niedrig. Die Tritiumkonzentration wird in beiden Fällen nicht signifikant beeinflusst.

Variation des Zwischenwasseranteils Die Annahme eines konstanten Zwischenwasseranteils von 20% und einer Erneuerungszeit des Zwischenwassers von 5 Jahren während des gesamten Simulations-Zeitraumes führt zu kaum veränderten Tritiumkonzentrationen im GSDW und GSBW, während die tritiogene ^3He -Konzentration in diesen Wassermassen insbesondere nach 1990 nicht stark genug ansteigt (Abbildung 6.9). Hingegen ergeben sich im GSBW zu hohe F12-Konzentrationen. Dies lässt sich nicht durch eine niedrigere Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee ausgleichen, da in diesem Fall die beobachteten ^3He -Werte nicht erreicht werden. Eine Festsetzung der Zwischenwasser-Erneuerungszeiten wie im Abschnitt 6.3.1 beschrieben und eine Erhöhung des Zwischenwasseranteils auf 50% nach 1980 und 100% nach 1989 ergibt sowohl im GSDW als auch im GSBW zu hohe tritiogene ^3He -Konzentrationen und im GSDW zu niedrige F12-Konzentrationen. Die Tritiumkonzentrationen und das Tritium-Helium-Alter werden nur geringfügig beeinflusst. Eine erhöhte Tiefenwasserbildung könnte zwar den Anstieg der Helium- und F12-Konzentrationen kompensieren, würde aber auf zu hohe Tritiumkonzentrationen führen.

6.3.3 Norwegische See und Nordpolarmeer

Die Modellergebnisse in der Norwegischen See können die Beobachtungen sehr gut reproduzieren (Abbildung 6.10). Insbesondere die Tritium und tritiogene ^3He -Konzentration sowie das daraus resultierende Alter erscheinen gut angepasst. Die F11- und F12-Konzentrationen ergeben sich geringfügig zu niedrig, die SF_6 -Konzentration stimmt gut mit dem 1998 bestimmten Wert im NSDW überein. Die angenommenen Erneuerungsraten des NSDW (Tabelle 6.4) sind daher mit den Beobachtungen verträglich.

Im EBDW zeigt sich eine gute Übereinstimmung der simulierten Tritium-, F11-, F12- und SF_6 -Konzentrationen mit den Messwerten. Durch die neueren Messwerte wird somit die von Bönisch und Schlosser [1995] angegebene Erneuerungszeit von $\approx 60 - 70$ Jahren bestätigt (Abbildung 6.11).

Dies ist im EBBW nicht der Fall: Auf der Basis neuerer Messdaten von 1993 muss eine gegenüber Bönisch und Schlosser [1995] verringerte Erneuerung des EBBW aus Schelfabflüssen der Barentssee angenommen werden, da ansonsten die simulierten Tritium-, F11- und F12- Werte

	NSDW	EBDW		EBDW	
	Gesamt	Oberfläche	Gesamt	Oberfläche	Gesamt
vor 1980	23±2	210±30	61±6	1350±200	350±50
1980 - 1989	27±3	210±30	68±7	1350±200	350±50
ab 1989	31±3	210±30	74±7	1350±200	350±50

Tabelle 6.4: Erneuerungszeiten des NSDW, EBDW und EBBW von der Oberfläche (Schelfabfluss von der Barentssee) und gesamte Erneuerungszeit.

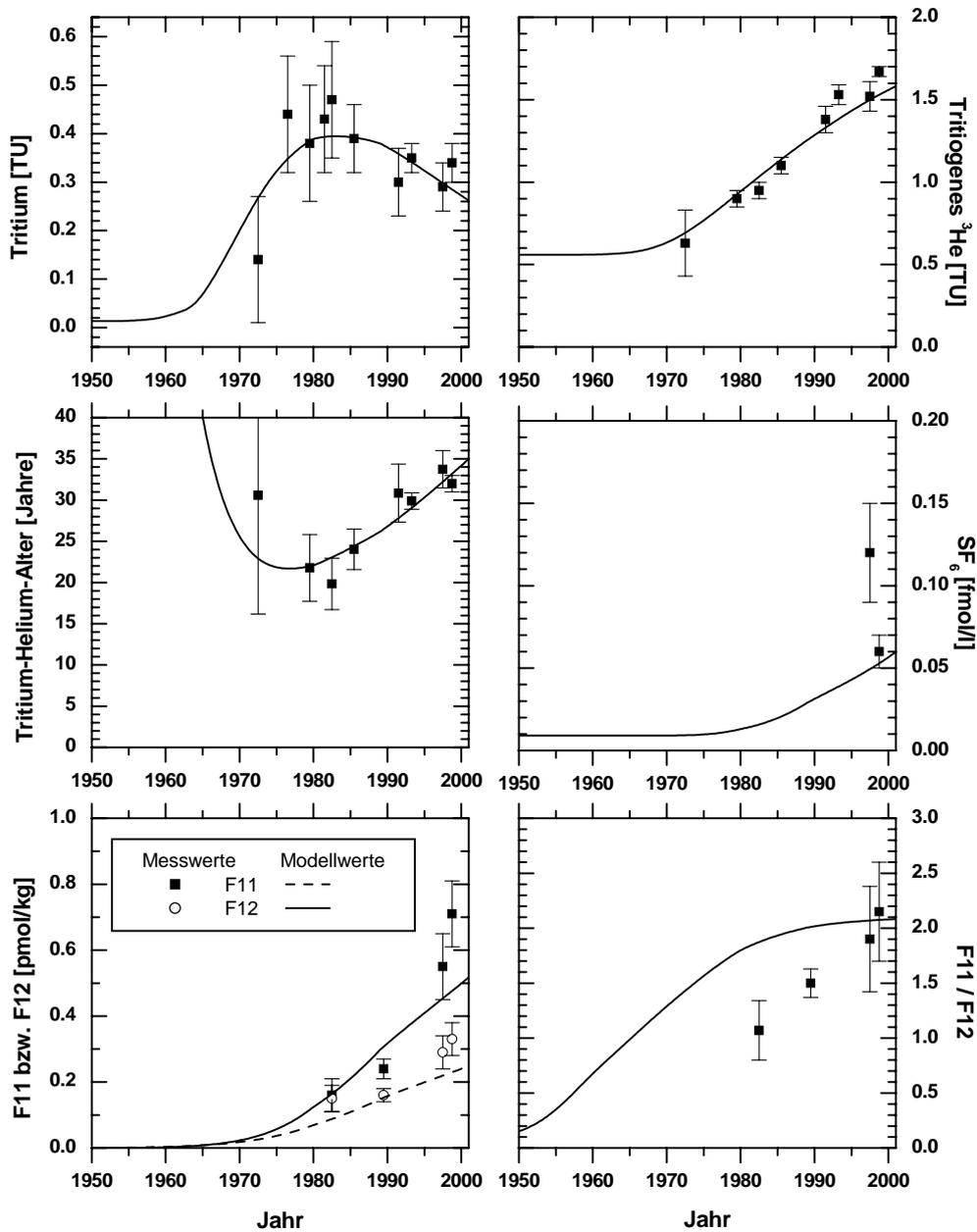


Abbildung 6.10: Modellergebnisse: Tiefenwasser der Norwegischen See.

nicht mit den Beobachtungen in Einklang zu bringen sind (Abbildung 6.12). Die Flussraten werden in Tabelle 6.2 gegeben. Die Erneuerungszeit aus der Barentssee ergibt sich mit 1350 Jahren doppelt so groß wie von Bönisch und Schlosser [1995] angegeben, ebenso ist die insgesamt Erneuerungszeit mit 350 ± 50 Jahren gegenüber 290 ± 35 Jahre erhöht.

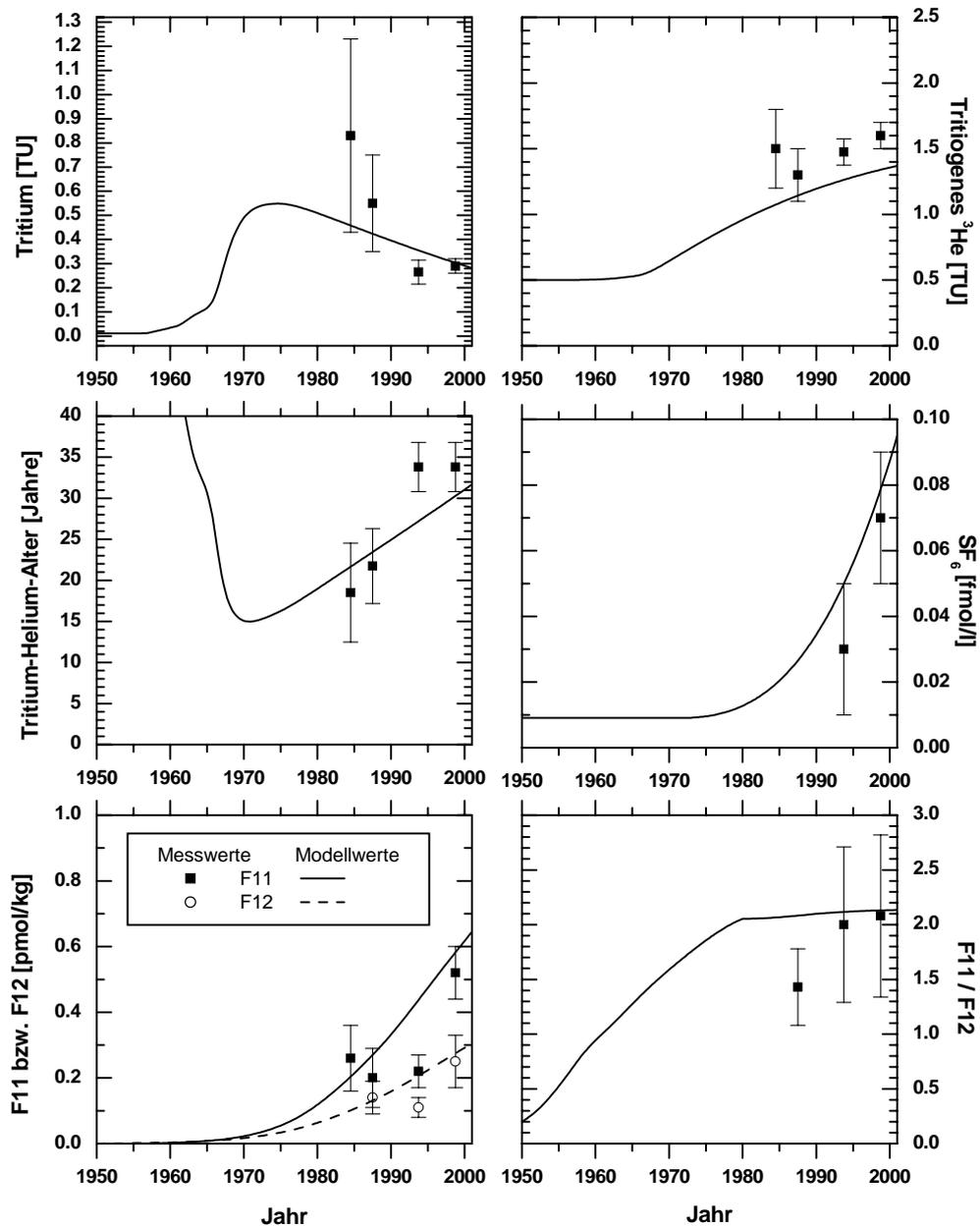


Abbildung 6.11: Modellergebnisse: Tiefenwasser des Eurasischen Beckens.

6.3.4 Zusammenfassung

Eine Unterteilung des Tiefenwassers der Grönlandsee in einen durch advektiven Austausch mit den Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres geprägten Tiefenbereich und einen rein diffusiv erneuerten Bodenwasserkörper erlaubt es, mit einem Boxmodell die im Europäischen Nordmeer und insbesondere in der Grönlandsee beobachtete Spurenstoffverteilung auch im Zeitraum nach 1989 zu reproduzieren. Dies war mit dem unveränderten Modell nach Bönisch und Schlosser [1995],

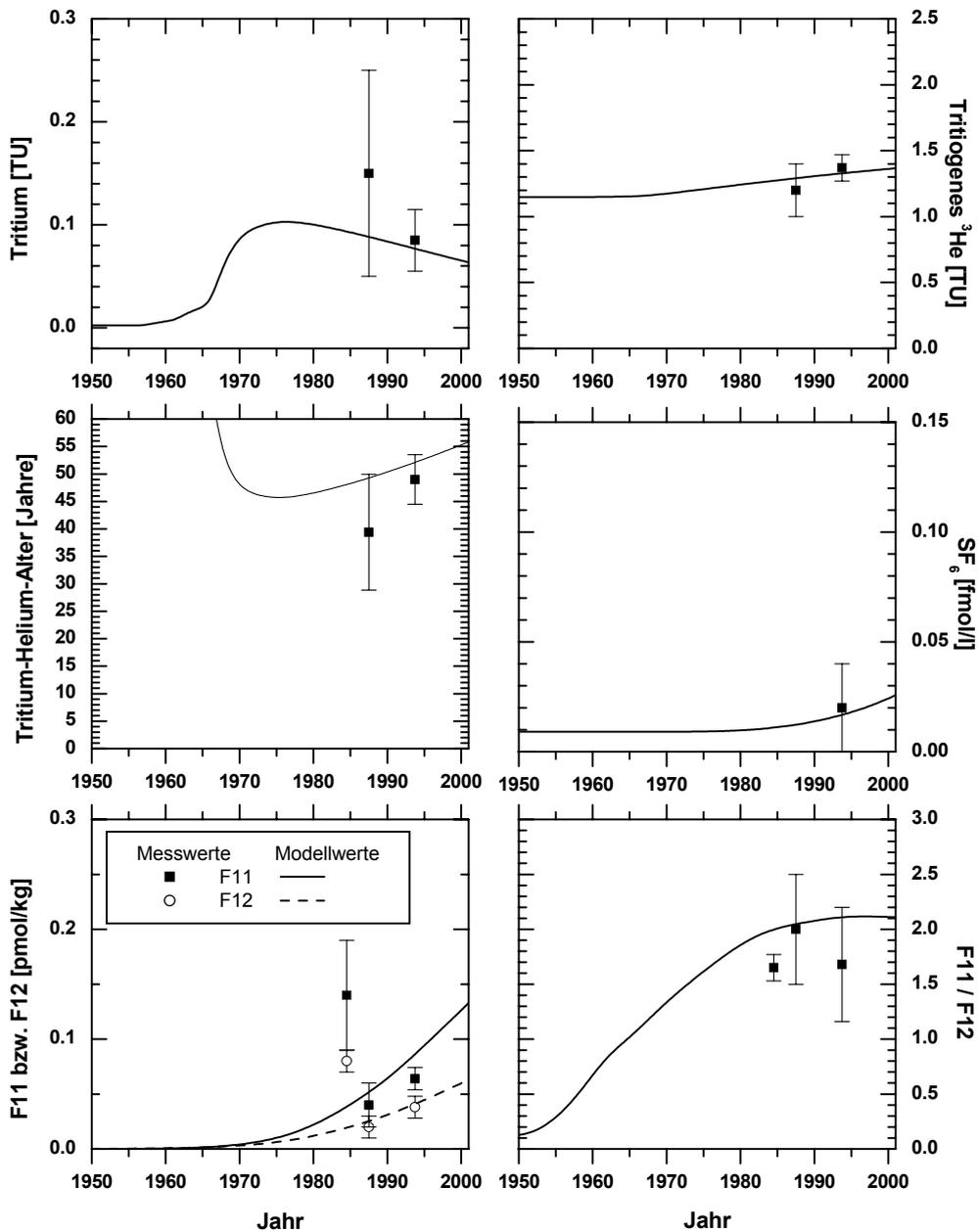


Abbildung 6.12: Modellergebnisse: Bodenwasser des Eurasischen Beckens.

welches die bis 1980 beobachteten Konzentrationen ohne eine Unterteilung des Tiefenwasserkörpers der Grönlandsee erklären kann, nicht möglich. Die ab 1988 beobachteten unterschiedlichen Spurenstoffkonzentrationen im Tiefenwasser (GSDW) und Bodenwasser (GSBW) der Grönlandsee können in der Simulation nur erreicht werden, wenn im Modell schon ab 1980 eine Unterteilung in das Tiefen- und Bodenwasser vorgenommen wird.

Der auf der Basis der Tritium- und Heliumdaten von 1992 bis 1998 berechnete diffusive Austausch

könnte daher schon ab 1980 die Erneuerung des Bodenwassers der Grönlandsee beherrscht haben. Die Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee kann in dem betrachteten Zeitraum nicht als konstant angenommen werden. Ab 1980 ist eine Reduzierung der Tiefenwasserbildungsrate des GSDW von der Oberfläche von $0,5$ Sv auf $0,3 \pm 0,1$ Sv nötig. Diese Tiefenwasserbildungsrate unterscheidet sich signifikant von den in Bönisch und Schlosser [1995] angegebenen $0,1$ Sv nach 1980. Dies erscheint jedoch plausibel, da Bönisch und Schlosser [1995] ein Mittel für den gesamten Tiefenwasserkörper einschließlich des nur diffusiv erneuerten Bodenwasserkörpers angeben und somit einen systematischen Fehler eingehen. Demgegenüber wird in dieser Arbeit die Erneuerungsrate nur auf das obere Tiefenwasser zwischen $1500 - 2500$ m Tiefe (GSDW) bezogen. Nach 1989 ist in dem in dieser Arbeit verwendeten Modell eine weitere Reduktion der Tiefenwasserbildung auf $0,15 \pm 0,05$ Sv und eine starke Erhöhung des Zwischenwasseranteils an der Tiefenwasserbildung von 20% auf 70% erforderlich, um die ab diesem Zeitpunkt stärker ansteigenden tritiogenen ^3He -Konzentrationen im Tiefenwasser erklären zu können. Diese Ergebnisse stimmen mit den in Kapitel 5 dargestellten Beobachtungen überein, wonach ab 1980 ein verminderter, aber nicht vernachlässigbarer Einfluss des Oberflächenwassers der Grönlandsee auf das Tiefenwasser unterhalb von 2000 m Tiefe gefunden wurde, während nach ≈ 1990 der Einfluss des Oberflächenwassers weiter abnahm. Ebenso findet Rhein [1996] aus Betrachtungen zur Entwicklung der Freon-Konzentrationen in der zentralen Grönlandsee eine Reduktion der Tiefenwassererneuerung bis 2250 m Tiefe ab 1989.

Ein turbulent diffusiver Austausch zwischen GSDW und GSBW mit einem Diffusionskoeffizienten von $1,5 \pm 0,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ reicht aus, um die Konzentrationsveränderungen im GSBW als alleiniger Austauschprozess bereits ab 1980 zu erklären. Dieser sich aus dem Modell ergebende Diffusionskoeffizient ist etwas geringer als der in Kapitel 5 aus der Heliumverteilung berechnete Diffusionskoeffizient, stimmt aber im Rahmen der Fehler mit diesem überein und liegt signifikant über einem in der freien Wassersäule zu erwartendem Diffusionskoeffizienten von $\approx 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (s. Abschnitt 5.5). Der in dieser Arbeit ermittelte Wert stellt einen mittleren Wert für die im Tiefenwasser des Grönlandbeckens auftretende turbulente Diffusion dar. Daher lässt sich aus diesen Betrachtungen nicht erschließen, welcher der in Abschnitt 5.5 angesprochenen Prozesse die Ursache der erhöhten turbulenten Mischung ist.

Die von Bönisch und Schlosser [1995] angegebenen Austauschraten zwischen den Tiefenwasser-massen konnte auf der Basis neuerer Daten im wesentlichen bestätigt werden. Die veränderten Tiefenwasserbildungsraten ab 1980 und 1989 führen jedoch auf einen geringeren Austausch des GSDW mit dem NSDW. Analog zu dem Vorgehen von Bönisch und Schlosser [1995] wurde der Fluss von GSDW in das NSDW im Modell um den der Reduktion der Tiefenwasserbildungsrate in der Grönlandsee entsprechenden Betrag verringert. Der resultierende geringere Ausstrom aus dem NSDW wurde je zur Hälfte auf eine Verringerung des Flusses vom NSDW in das EBDW und vom NSDW in den Atlantik verteilt. Es ergeben sich die in Tabelle 6.2 aufgelisteten Flüsse, die sowohl im EBDW als auch im NSDW auf eine gute Übereinstimmung der Modellwerte mit den beobachteten Spurenstoffkonzentrationen führen. Des weiteren musste die gesamte Erneuerungszeit des EBBW auf 350 ± 50 Jahre nach oben korrigiert werden, um den neueren Beobachtungen gerecht zu werden.

Die im Modell angenommene Verminderung des Flusses von GSDW in das NSDW bei einer Reduktion der Tiefenwasserbildungsrate in der Grönlandsee bewirkt einen geringeren Austausch zwischen dem Tiefenwasser der Grönlandsee und der Norwegischen See. Das Modell fordert aber einen unverminderten Zustrom der Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres in das Tiefenwas-

ser der Grönlandsee. Dies steht in Übereinstimmung mit Top *et al.* [1998], der ebenfalls aus Tritium- und Heliumdaten eine Abschwächung des Austausches zwischen den Tiefenwassern der Grönlandsee und der Norwegischen See, hingegen einen verstärkten tiefen Austausch zwischen Grönland- und Eurasischem Becken folgert.

Die Modellergebnisse wurden nicht auf die beobachteten SF₆-Konzentrationen optimiert. Dennoch zeigen die simulierten Konzentrationen eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten SF₆-Werten. SF₆ weist demnach ein hohes Potenzial als transienter Tracer in der Ozeanographie auf. Allerdings ist die Signaldynamik bislang noch zu schwach, die im Tiefenwasser auftretenden Konzentrationen liegen nahe an der Nachweisgrenze. Weiterhin ansteigende SF₆-Konzentrationen in der Atmosphäre [Maiss und Brenninkmeijer, 1998; Victor und MacDonald, 1999] werden aber eine Erhöhung der Signaldynamik in der Wassersäule bewirken. Die Anwendung von SF₆ als transienter Tracer kann aber empfindlich durch die künstliche Freisetzung von SF₆ in der Wassersäule zum Zweck von Spurenstoff-Ausbreitungsexperimenten gestört werden. Speziell im Fall des Europäischen Nordmeeres kann SF₆ keine Bedeutung mehr als transienter Tracer erlangen, da die künstliche Freisetzung von SF₆ in der oberen Wassersäule ein weitaus höheres, den transienten Eintrag verfälschendes Signal bewirkt hat und in den umgebenden Wassermassen und Tiefenwassermassen bewirken wird.

Kapitel 7

Schlussbetrachtung

In dieser Arbeit konnten zwei Aspekte der Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer mit Spurenstoffmethoden untersucht werden, die Schelfkonvektion und die Konvektion in der freien Wassersäule. Es konnte gezeigt werden, dass Spurenstoffmessungen eine Abschätzung des durch Schelfkonvektion gebildeten Wasservolumens ermöglichen. Die in Kapitel 4 beschriebene, auf einer ^{18}O - und Salzgehaltsbilanzierung basierende Prozessstudie kann unabhängig von direkten Ausstrommessungen die Bestimmung des Schelfwasserabflusses mit geringem Aufwand ermöglichen und so zur Bestimmung der Variabilität des Ausstromes in verschiedenen Jahren herangezogen werden. Der Einsatz dieser Methode ist allerdings auf lokale, sehr stark durch die Eisbildung beeinflusste Prozesse beschränkt, kann dort aber zu Strömungsmessungen komplementäre Informationen wie die Eingrenzung der Ursprungswassermasse liefern. Eine gleichzeitige Strömungsmessung und Spurenstoffbeprobung in einem Schelfwasserabfluss könnte eine weitere Validierung der hier vorgestellten Ausstromabschätzungen ermöglichen. In Studien zu Schelfabflüssen sollte daher neben Strömungsmessungen und hydrographischen Messungen immer eine begleitende ^{18}O -Beprobung des Ausstromes und des Zustrombereiches erfolgen.

Anhand der Spurenstoffuntersuchungen im Europäischen Nordmeer konnte gezeigt werden, dass in den 1990er Jahren ein weiterer Rückgang der Tiefenwasserbildung von der Oberfläche her in der zentralen Grönlandsee stattfand. Demgegenüber hält der Austausch mit den Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres unvermindert an und gewinnt dadurch an Einfluss gegenüber der Erneuerung von der Oberfläche. Die Tritium- und Heliumdaten unterstützen das Konzept einer diffusiven Erneuerung des Bodenwassers der Grönlandsee seit 1980. Ein Vergleich der Schelfabflüsse mit der Tiefenwasserbildungsrate in der Grönlandsee zeigt ein ähnliches Gewicht beider Prozesse an der Erneuerung der Tiefenwassermassen des Europäischen Nordmeeres.

Das Potenzial von Tritium und Helium für die Beobachtung der Tiefenwassererneuerung im Europäischen Nordmeer ist auf kurzen Zeitskalen aufgrund der abflachenden Eintragsfunktion von Tritium nahezu ausgeschöpft. Eine Beobachtung über längere Zeitskalen kann aber weiterhin die Eingrenzung der Transportprozesse im Tiefenwasser erlauben und ließe ein Wiedereinsetzen der konvektiven Tiefenwassererneuerung erkennen. Demgegenüber konnte die Bedeutung von SF_6 als neuer transientser Tracer mit hohem Zukunftspotenzial gezeigt werden. Die weiterhin ansteigende atmosphärische Konzentration von SF_6 lässt eine hohe Signaldynamik auch im Ozean erwarten. Dies erlaubt die Nutzung von SF_6 als transientser Tracer, sofern SF_6 nicht in großem Umfang als "purposeful tracer" im Ozean freigesetzt wird.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Tritiumeintragsfunktionen	6
3.1	Übersicht über das Europäische Nordmeer und das Nordpolarmeer	20
3.2	Strömungen im Europäischen Nordmeer	21
3.3	T-S-Diagramm der Wassermassen im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer	23
3.4	Oberflächenströmungen in der Barentssee	32
3.5	Temperatur- und Salzgehaltsverteilung im Storfjord	34
3.6	Zirkulation im Storfjord	35
3.7	Windrose Station Hopen	36
4.1	Stationsübersicht Storfjord	40
4.2	T-S-Diagramm Storfjordrinne Juni 1997, Va166	41
4.3	Tracerprofile im Storfjordausstrom	43
4.4	Horizontale Verteilung von T, S, $\delta^3\text{He}$ und $\delta^{18}\text{O}$ in der Storfjordrinne 1997	44
4.5	Temperatur und Salzgehalt auf den Schelfschnitten ARKXIV/2, September 1998	45
4.6	$\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^3\text{He}$ auf dem südlichen Schelfschnitt ARKXIV/2, September 1998	46
4.7	S - $\delta^{18}\text{O}$, T - $\delta^{18}\text{O}$ - Diagramm	47
4.8	$\delta^{18}\text{O}$ -Tritium-Diagramm	49
4.9	$\delta^3\text{He}$ - $\delta^{18}\text{O}$, $\Delta^4\text{He}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm	50
4.10	$\delta^3\text{He}$ - $\Delta^4\text{He}$, $\Delta^4\text{He}$ - ΔNe -Diagramm	51
4.11	Flusswasser- und Schmelzwasseranteile im Arktischen Wasser des Storfjordanstromes	55
4.12	Profil Süßwasseranteile im Storfjordausstrom	56
4.13	Meereis-Schmelzwasser- und Flusswasseranteil aus $\delta^{18}\text{O}$ und Salzgehalt	57
4.14	Meereis-Schmelzwasser- und Flusswasseranteil über Anteil des Atlantischen Wassers	58
4.15	Schelfschnitt Juni 1997, Va166, Süßwasseranteile	59
4.16	Südlicher Schelfschnitt September 1998, ARKXIV/2, Süßwasseranteile	61
4.17	T-S-Bodenwerte Storfjordrinne Juni 1997, Va166	65
4.18	Tracersignal bei weiterer Vermischung des Storfjordausstromes	67
4.19	Storfjord - Boxmodell	68
4.20	Stabile Isotope im Niederschlag von Ny Ålesund	72
4.21	Wetterdaten Station Hopen	73
4.22	Tägliche Eisbedeckung des Storfjordes Juli 1996 bis Dezember 1998	74
4.23	Gebildetes Eisvolumen, Evaporation und Niederschlag im Storfjordgebiet während der Eisbildungsperioden 1996/1997 und 1997/1998	75
4.24	Modellergebnisse: Einfluss von Niederschlag und Evaporation	78
4.25	Modellergebnisse: Süßwasseranteile	79
4.26	Modellergebnisse: Einfluss unterschiedlicher Eisbildungsraten	81
4.27	Modellergebnisse: Fehler der Niederschlags- und Evaporationsmengen	82
4.28	Modellergebnisse: Fehler der Ausgangswassermasse	83
4.29	Eisbedeckung des Storfjordes von 1988 bis 1999	86

4.30	Temperatur-, Salzgehalts- und Helium-Profil aus einem Cold Seep der Barentssee	93
5.1	Stationsübersicht Europäisches Nordmeer	96
5.2	Salzgehalt und potentielle Temperatur auf einem 75° N Schnitt in der Grönlandsee 1998 .	97
5.3	Tritiumkonzentration, tritiogenes ³ Helium und Tritium-Helium-Alter auf einem 75° N Schnitt in der Grönlandsee 1998	98
5.4	Salzgehalt und potentielle Temperatur auf einem 75° N Schnitt in der Grönlandsee 1997 .	100
5.5	Tritiumkonzentration, tritiogenes ³ Helium und Tritium-Helium-Alter auf einem 75° N Schnitt in der Grönlandsee 1997	101
5.6	Salzgehalt und potentielle Temperatur auf einem 75°N Schnitt in der Grönlandsee 1993 .	103
5.7	Tritiumkonzentration, tritiogenes ³ Helium und Tritium-Helium-Alter auf einem 75°N Schnitt in der Grönlandsee 1993	104
5.8	Differenz zwischen 1997 und 1993 der tritiogenen ³ He-Konzentration und des Tritium-Helium-Alters auf einem 75°N Schnitt in der Grönlandsee	106
5.9	Temperatur, Salzgehalt, Tritiumkonzentration und tritiogene ³ He Konzentration im Tiefenwasser der Norwegischen See	107
5.10	Entwicklung von Temperatur, Salzgehalt und Tritiumkonzentration im Tiefenwasser der Grönlandsee	108
5.11	Einfluss der Tiefenwassermassen des Nordpolarmeeres auf das Tiefenwasser der Grönlandsee	111
5.12	Tritiumkonzentration im Tiefenwasser der Grönlandsee auf 1981 korrigiert	113
5.13	Konvektionsprofil in der zentralen Grönlandsee, Juni 1997	115
5.14	Spurenstoff-Konzentrationsentwicklung in einer Konvektionszelle durch Gasaustausch . . .	116
5.15	Diffusion im Bodenwasser der Grönlandsee	119
5.16	Zeitentwicklung und vertikale Gradienten der Tritium- und ³ Heliumkonzentration in der zentralen Grönlandsee	121
5.17	SF ₆ -Konzentration im Tiefenwasser der Grönlandsee 1993–1998	124
5.18	SF ₆ -Konzentration im Tiefenwasser der Norwegischen See 1997 und 1998	125
5.19	SF ₆ -Konzentration im Tiefenwasser des Eurasischen Beckens	126
6.1	Ergebnisse eines Boxmodells des Europäischen Nordmeeres nach Bönisch und Schlosser [1995]	128
6.2	Boxmodell des Europäischen Nordmeeres nach Bönisch und Schlosser [1995] erweitert um Diffusion im Tiefenwasser der Grönlandsee	129
6.3	Eintragsfunktionen: Oberflächenwasser der Grönlandsee	132
6.4	Eintragsfunktionen: Oberflächenwasser der Norwegischen See	133
6.5	Eintragsfunktionen: Oberflächenwasser der Barentssee	134
6.6	Grönlandsee: Variation der Tiefenwasserbildungsrate	137
6.7	Grönlandsee: Variation des Zustromes von EBDW und NSDW ins GSDW	138
6.8	Grönlandsee: Variation des Diffusionskoeffizienten im Tiefenwasser	139
6.9	Grönlandsee: Variation des Zwischenwassereinflusses	140
6.10	Modellergebnisse: Tiefenwasser der Norwegischen See	142
6.11	Modellergebnisse: Tiefenwasser des Eurasischen Beckens	143
6.12	Modellergebnisse: Bodenwasser des Eurasischen Beckens	144

Tabellenverzeichnis

2.1	$^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse der terrestrischen Heliumkomponenten	8
2.2	Terrigene Heliumflüsse	10
3.1	Wassermassen des Europäischen Nordmeeres	25
4.1	Helium- und Neonwerte in der Storfjordrinne	52
4.2	Endkomponenten der Komponentenseparation	54
4.3	Fehler der Komponententrennung	60
4.4	Spurenstoffsignaturen der am Storfjordaustrom beteiligten Wassermassen	63
4.5	Einfluss von Gletscherschmelzwasser	64
4.6	Vermischung des BSW auf dem Schelf	66
4.7	Salzgehalte im Storfjord und auf dem Barentsschelf	87
4.8	Abschätzung des radiogenen Heliumbeitrags	90
5.1	Temperatur und Salzgehaltsbereiche der Tiefenwasserkomponenten der Grönlandsee . . .	110
5.2	Spurenstoffkonzentrationen in den Überresten einer Konvektionszelle (St.12, Va166) . . .	114
6.1	Spurenstoff-Messwerte für die in dem Boxmodell betrachteten Wassermassen	131
6.2	Flüsse zwischen den Boxen	135
6.3	Erneuerungszeiten des GSDW	136
6.4	Erneuerungszeiten des NSDW, EBDW und EBBW	141
A.1	Tritium im arktischen Niederschlag: verwendete Stationen	161
A.2	Tritiumkonzentration im Arktischen Niederschlag und Festlandsabfluss	162

Literaturverzeichnis

- Aagaard, K., Wind-driven transports in the Greenland and Norwegian Seas, *Deep Sea Res.*, 17, 281-291, 1970.
- Aagaard, K., und E.C. Carmack, The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation, *J. Geophys. Res.*, 94 (C10), 14485-14498, 1989.
- Aagaard, K., E. Fahrbach, J. Meincke, und J.H. Swift, Saline outflow from the Arctic Ocean : Its contribution to the deep waters of the Greenland, Norwegian, and Iceland Seas, *J. Geophys. Res.*, 96 (C11), 20433-20441, 1991.
- Aagaard, K., J.H. Swift, und E.C. Carmack, Thermohaline circulation in the Arctic Mediterrenean Seas, *J. Geophys. Res.*, 90 (C3), 4833-4846, 1985.
- Akitomo, K., Open ocean deep convection due to thermobaricity. 1. Scaling argument, *J. Geophys. Res.*, 104 (C3), 5225-5234, 1999a.
- Akitomo, K., Open-ocean deep convection due to thermobaricity, 2, Numerical experiments, *J. Geophys. Res.*, 104 (C3), 5235-5249, 1999b.
- Anderson, L.G., E.P. Jones, R. Lindegren, B. Rudels, und P.I. Sehlstedt, Nutrient regeneration in cold, high salinity bottom water of the Arctic shelves, *Continental Shelf Research*, 8 (12), 1345-1355, 1988.
- Ashton, J.T., R.A. Dawe, K.W. Miller, E.B. Smith, und B.J. Stickings, The solubility of certain gaseous fluorine compounds in water, *J.Chem.Soc.A.*, 1793-1796, 1968.
- Azetsu-Scott, K., und F.C. Tan, Oxygen isotope studies from Iceland to an East Greenland Fjord: behaviour of a glacial meltwater plume, *Mar. Chem.*, 56, 239-251, 1997.
- Bauch, B., P. Schlosser, und G. Fairbanks, Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of H₂¹⁸O, *Prog.Oceanog.*, 35, 53-80, 1995.
- Bauch, D., The distribution of δ¹⁸O in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 144 S., 1995.
- Baumgartner, A., und E. Reichel, The World Water Balance, 179 S., R.Oldenbourg Verlag, München, Wien, 1975.
- Bayer, R., P. Schlosser, G. Bönisch, H. Rupp, F. Zaucker, und G. Zimmek, Performance and blank components of a mass spectrometric system for routine measurement of helium isotopes and tritium by the ³He ingrowth method, Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Heidelberg, 241-279 S., 1989.
- Benson, B.B., und D. Krause, Isotopic fractionation of helium during solution: A probe for the liquid state, *Journal of Solution Chemistry*, 9, 895-909, 1980.

- Bönisch, G., Spurenstoffuntersuchungen zur Tiefenwasserbildung und -zirkulation im Europäischen Nordmeer, Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 152 S., 1991.
- Bönisch, G., J. Blindheim, J.L. Bullister, P. Schlosser, und D.W.R. Wallace, Long-term trends of temperature, salinity, density and transient tracers in the central Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 102 (C8), 18553-18571, 1997.
- Bönisch, G., und P. Schlosser, Deep water formation and exchange rates in the Greenland/Norwegian Seas and the Eurasian Basin of the Arctic Ocean derived from tracer balances, *Prog. Oceanog.*, 35, 29-52, 1995.
- Bradley, D., J., W.F. Clyde, und Y. Mikerin, Nuclear contamination from weapons complexes in the Former Soviet Union and the United States, *Physics Today*, 49 (4), 40-45, 1996.
- Broecker, W.S., T.-H. Peng, und T. Takahashi, A strategy for the use of bomb-produced radiocarbon as a tracer for the transport of fossil fuel CO₂ into the deep-sea source regions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 463-468, 1980.
- Budéus, G., W. Schneider, und G. Krause, Winter convective events and bottom water warming in the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 103 (C9), 18513-18527, 1998.
- Bullister, J.L., Chlorofluoromethanes as time-dependent tracers in the ocean, *Oceanography*, 2, 12-17, 1989.
- Bulsiewicz, K., H. Rose, O. Klatt, A. Putzka, und W. Roether, A capillary-column chromatographic system for efficient chlorofluorocarbon measurements in ocean waters, *J. Geophys. Res.*, 103 (C8), 15959-15970, 1998.
- Carmack, E., und K. Aagaard, On the deep water of the Greenland Sea, *Deep Sea Res.*, 20, 687 - 715, 1973.
- Carsey, F.D., und R.W.J. Garwood, Identification of modeled ocean plumes in Greenland gyre ERS-1 SAR data, *Geophys. Res. Lett.*, 20 (20), 2207-2210, 1993.
- Clarke, W.B., W.J. Jenkins, und Z. Top, Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ³He, *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 27, 515-522, 1976.
- Craig, H., Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen 18 in natural waters, *Science*, 133, 1833-1834, 1961a.
- Craig, H., und C.C. Chou, Helium isotopes and gases in Dye 3 Ice Cores, *EOS*, 63 (18), 298, 1982.
- Craig, H., W.B. Clarke, und M.A. Beg, Excess ³He in deep water on the East Pacific Rise, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 125-132, 1975.
- Craig, H., und B. Hom, Relationships of deuterium, oxygen 18, and chlorinity in the formation of sea ice, *Transactions of the American Geophysical Union*, 49, 216-217, 1968.
- Craig, H., und D. Lal, The production rate of natural tritium, *Tellus*, 13 (1), 85-105, 1961.
- Craig, H., und R.F. Weiss, Dissolved gas saturation anomalies and excess helium in the ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 289-296, 1971.
- CRC, CRC Handbook of chemistry and physics, edited by D.R. Lide, CRC Press, 1996.
- Currie, L.A., W.F. Libby, und R. Wolfgang, L., Tritium production by high-energy protons, *The Physical Review*, 101 (5), 1557-1563, 1956.
- Damm, E., Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, Persönliche Kommunikation, 1999.

- Denbo, D.W., und E.D. Skyllingstad, An ocean large-eddy simulation model with application to deep convection in the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 101 (C1), 1095-1110, 1996.
- Dickson, R.R., T.J. Osborn, J.W. Hurrell, J. Meincke, J. Blindheim, B. Adlandsvik, T. Vinje, G. Aleksev, W. Maslowski, und H. Cattle, The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, submitted for publication, 1999.
- Doronin, Y.P., und D.E. Hheisin, Sea Ice, 323 S., Amerind Publishing CO. PVT. LTD., New Delhi Bombay Calcutta New York, 1977.
- Dreisigacker, E., und W. Roether, Tritium and ^{90}Sr in the North Atlantic surface water, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 301-312, 1978.
- Eriksson, E., An account of the major pulses of tritium and their effects in the atmosphere, *Tellus*, 17, 118-130, 1964.
- ESOP-2, European Union Project ESOP-2 gives surprising evidence of climate processes, ESOP-2 Newsletter No 3, , <http://www.smr.uib.no/esop2/newsletter/news3/news3.html>, 1997.
- ESOP-2, Annual report 1997. Summary of scientific achievements, , http://www.smr.uib.no/esop2/science_rep97/, 1997a.
- Ferronsky, V.I., und V.S. Brezgunov, Stable isotopes in ocean mixing, in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, edited by P.F.a.J.C. Fontes, S. 1-28, Elsevier, Amsterdam-New York-Oxford-Tokio, 1989.
- Fohrmann, H., Sedimente in bodengebundenen Dichteströmungen - Numerische Fallstudien, Universität Kiel, Kiel, 106 S., 1996.
- Frank, M., Tritium/ ^3He -Untersuchungen im Europäischen Nordmeer, Diplomarbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Heidelberg, 113 S., 1993.
- Frank, M., Spurenstoffuntersuchungen zur Zirkulation im Eurasischen Becken des Nordpolarmeers, Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 100 S., 1996.
- Friedman, H.L., The solubility of sulfur hexafluoride in water and of the rare gases, sulfur hexafluoride and osmium tetroxide in Nitromethane, *The Journal of the American Chemical Society*, 26, 3294-3297, 1954.
- Friehe, C.A., und K.F. Schmitt, Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamics formula, *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 801-809, 1976.
- Fuchs, G., W. Roether, und P. Schlosser, Excess ^3He in the ocean surface layer, *J. Geophys. Res.*, 92 (C6), 6559-6568, 1987.
- Furevik, T., On anomalous sea surface temperatures in the Nordic Seas, *J. Clim.*, 13, 1044-1053, 2000.
- Gat, J.R., A. Shemesh, E. Tziperman, A. Hecht, D. Georgopoulos, und O. Baturk, The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.*, 101 (C3), 6441-6451, 1996.
- Geller, L.S., J.W. Elkins, J.M. Lobert, A.D. Clarke, D.F. Hurst, J.H. Butler, und R.C. Myers, Tropospheric SF_6 : Observed latitudinal distribution and trends, derived emissions and interhemispheric exchange time, *Geophys. Res. Lett.*, 24 (6), 675-678, 1997.
- Ginsburg, G.D., A.V. Milkov, V.A. Soloviev, A.V. Egorov, G.A. Cherkashev, P.R. Vogt, K. Crane, T.D. Lorenson, und M.D. Khutorskoy, Gas hydrate accumulation at the Håkon Mosby Mud Volcano, *Geo-Marine Letters*, 19 (57-67), 1999.
- Glückauf, E., und F.A. Paneth, The Helium content of atmospheric air, *Proc. R. Soc.*

Lond. A., 185, 89-98, 1946.

- Gonfiantini, R., Environmental isotopes in lake studies, in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Volume 2: The terrestrial environment*, B, edited by P.F.a. J.Ch.Fontes, S. 113-168, Elsevier, Amsterdam, 1986.
- Gordon, A.L., Deep antarctic convection west of Maud Rise, *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 600-612, 1978.
- Gregg, M.C., Scaling turbulent dissipation in the thermocline, *J. Geophys. Res.*, 94, 9686-9698, 1989.
- GSP-Group, Greenland Sea Project - A venture toward improved understanding of the oceans role in climate, *Eos*, 71 (24), 750-751 and 754-755, 1990.
- Haarpaintner, J., The Storfjorden polynya: ERS-2 SAR observations and overview, *Polar Research*, 18 (2), 175-182, 1999.
- Häkkinen, S., Upwelling at the ice edge; A mechanism for deep water formation ?, *J. Geophys. Res.*, 92 (C5), 5031-5034, 1987.
- Harms, I., Numerische Modellstudie zur winterlichen Wassermassentransformation in der Barentssee, Dissertation, Universität Hamburg, Hamburg, 1994.
- Harnisch, J., und A. Eisenhauer, Natural CF₄ and SF₆ on Earth, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (13), 2401-2404, 1998.
- Harris, C.L., A.J. Plueddemann, und G.G. Gawarkiewicz, Water mass distribution and polar front structure in the western Barents Sea, *J. Geophys. Res.*, 103 (C2), 2905-2917, 1998.
- Heinze, C., P. Schlosser, K.P. Koltermann, und J. Meincke, A tracer study of the deep water renewal in the European polar seas, *Deep Sea Res.*, 37 (9), 1425-1453, 1990.
- Hjelstuen, B.O., O. Eldholm, J.I. Faleide, und P.R. Vogt, Regional setting of Håkon Mosby Mud Volcano, SW Barents Sea margin, *Geo-Marine Letters*, 19, 22-28, 1999.
- Hopkins, T.S., The GIN Sea: Review of physical oceanography and literature from 1972, SACLANTCEN Rep.124, NATI, San Bartolomeo, Italy, 190 S., 1988.
- IAEA/WMO, Global Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Release 3, October 1999, IAEA/WMO, <http://www.iaea.org/programs/ri/gnip/gnipmain.htm>, 1998.
- Jähne, B., G. Heinz, und W. Dietrich, Measurement of the diffusion coefficients of sparingly soluble gases in water, *J. Geophys. Res.*, 92 (C10), 10767-10776, 1987a.
- Jähne, B., K.O. Münnich, R. Bossinger, A. Dutzi, W. Huber, und P. Libner, On parameters influencing air-water as exchange, *J. Geophys. Res.*, 92, 1937-1943, 1987b.
- Jean-Baptiste, P., D. Raynaud, F. Mantsi, T. Sowers, und N. Barkov, Analyse des isotopes de l'hélium dans la calotte polaire Antarctique: résultats préliminaires au site Vostok, *C.R.Acad.Sci.Paris, Série II*, 316, 491-497, 1993.
- Jenkins, W.J., Tritium and ³He in the Saragasso Sea, *J. Mar.*, 38 (3), 533-569, 1980.
- Jones, P.D., T. Jonsson, und D. Wheeler, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observation from Gibraltar and south-west Iceland, *International Journal of Climatology*, 17, 1433-1450, 1997.
- Jungclaus, J.H., J.O. Backhaus, und H. Fohrmann, Outflow of dense water from the Storfjord in Svalbard: A numerical model study, *J. Geophys. Res.*, 100 (C12), 24719-24728, 1995.
- Killworth, P.D., Deep convection in the world ocean, *Reviews of Geophysics and space*

physics, 21 (1), 1-26, 1983.

- Ko, M.K.W., N.D. Sze, W.-C. Wang, G. Shia, A. Goldman, F.J. Murcray, D.G. Murcray, und C. Rinsland, Atmospheric Sulfur Hexafluoride: sources, sinks and greenhouse warming, *J. Geophys. Res.*, 98 (D6), 10499-10507, 1993.
- König-Langlo, G., Surface Radiation Measurements at Koldewey, Alfred Wegener Institut Bremerhaven, <http://www.awi-bremerhaven.de/MET/NyAlesund/radiation.html>, 2000.
- König-Langlo, G., und E. Augstein, Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions, *Meteorol.Z.*, 3 (6), 343-347, 1994.
- Kvenvolden, K.A., Gas Hydrates - Geological perspective and global change, *Reviews of Geophysics*, 31 (2), 173-187, 1993.
- Lammers, S., E. Suess, und M. Hovland, A large methane plume east of Bear Island (BarentsSea): Implications for the marine methane cycle, *Geologische Rundschau*, 84 (59-66), 1995.
- Ledwell, J.R., A.J. Watson, und C.S. Law, Evidence for slow mixing across the pycnocline from an open-ocean tracer-release experiment, *Nature*, 364, 701-703, 1993.
- Ledwell, J.R., A.J. Watson, und C.S. Law, Mixing of a tracer in the pycnocline, *J. Geophys. Res.*, 103 (C3), 21499-21529, 1998.
- Lehmann, M., und U. Siegenthaler, Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water, *Journal of Glaciology*, 37 (125), 23-26, 1991.
- Lester, D., und L.A. Greenberg, The toxicity of sulfur hexafluoride, *Arch. Ind. Hygiene Occup. Med.*, 2, 348-349, 1950.
- Lherminier, P., und J.-C. Gascard, Réponse de flotteurs isobares dérivants dans un régime de convection profonde en mer du Groenland, *C.R.Acad.Sci.Paris, Série II*, 326, 341-346, 1998.
- Libby, W., F., Tritium in Nature, *Scientific American*, 190 (4), 38-42, 1954.
- Libby, W.F., The potential usefulness of natural tritium, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 39 (4), 245-247, 1953.
- Loeng, H., Features of the physical oceanographic investigations of the Barents Sea, *Polar Research*, 10, 5-18, 1991.
- Lovelock, J.E., und G.J. Ferber, Exotic tracers for atmospheric studies, *Atmospheric environment*, 16 (6), 1467-1471, 1982.
- Lupton, J.E., Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 11, 371-414, 1983.
- MacDonald, R.W., D.W. Paton, E.C. Carmack, und A. Omstedt, The freshwater budget and under-ice spreading of Mackenzie River water in the Canadian Beaufort Sea based on salinity and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurement in water and ice, *J. Geophys. Res.*, 100 (C1), 895-919, 1995.
- Maiss, M., und C.A.M. Brenninkmeijer, Atmospheric SF₆: Trends, Sources and Prospects, *Environmental Science & Technology*, 32 (20), 3077-3086, 1998.
- Maiss, M., L.P. Steele, R.J. Francey, P.J. Fraser, R.L. Langenfelds, N.B.A. Trivett, und I. Levin, Sulfur Hexafluoride – a powerful new atmospheric tracer, *Atmospheric Environment*, 30 (10/11), 1621-1629, 1996.
- Majoube, M., Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur, *J. Chim. Phys.*, 197, 1423-1436, 1971.

- Marshall, J., und F. Schott, Open-ocean convection: Observations, theory, and models, *Reviews of Geophysics*, 37 (1), 1-64, 1999.
- Martin, S., A field study of brine drainage and oil entrainment in first-year sea ice, *Journal of Glaciology*, 22, 473-502, 1979.
- Martin, S., und D.J. Cavalieri, Contributions of the Siberian Shelf Polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water, *J. Geophys. Res.*, 94 (C9), 12725-12738, 1989.
- Martin, S., und P. Kauffman, A field and laboratory study of wave damping by grease ice, *Journal of Glaciology*, 27, 283-314, 1981.
- Meincke, J., S. Jonsson, und J.H. Swift, Variability of convective conditions in the Greenland Sea, *ICES mar. Sci. Symp*, 195, 32-39, 1992.
- Meincke, J., B. Rudels, und H.J. Friedrich, The Arctic Ocean-Nordic Seas thermohaline system, *ICES Journal of Marine Science*, 54, 283-299, 1997.
- Melling, H., und R.M. Moore, Modification of halocline source waters during freezing on the Beaufort Sea Shelf: evidence from oxygen isotope ratios and dissolved nutrients, *Continental Shelf Research*, 15, 89-113, 1995.
- Merlivat, L., Molecular diffusivities of $H_2^{16}O$, $HD^{16}O$ and $H_2^{18}O$ in gases, *J. Chem. Phys.*, 69, 2864-2871, 1978.
- Merlivat, L., und G. Nief, Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide vapeur et liquide-vapeur de l'eau á des températures inférieures á 0°C, *Tellus*, 19, 122-126, 1967.
- Meteor-Berichte, Nordatlantik 93, Cruise No.26. Edited by E.Suess. K. Kremling and J.Mienert, Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, 256 S., 1994.
- Midttun, L., Formation of dense bottom water in the Barents Sea, *Deep Sea Res.*, 32 (10), 1233-1241, 1985.
- Mienert, J., und J. Posewang, Evidence of shallow - and deep-water gas hydrate destabilizations in North Atlantic polar continental margin sediments, *Geo-Marine Letters*, 19, 143-149, 1999.
- Morawitz, W.M.L., P.J. Sutton, P.F. Worcester, B.D. Cornuelle, J.F. Lynch, und R. Pawlowicz, Three-dimensional observations of a deep convective chimney in the Greenland Sea during winter 1988/1989, *J. Phys. Oceanogr.*, 26 (11), 2316-2343, 1996.
- Morrison, T.J., und N.B.B. Johnstone, The salting-out of non-electrolytes. Part III. The inert gases and sulphur hexafluoride, *Journal of the Chemical Society*, 4, 3655-3659, 1955.
- Namoit, A., und E.B. Bukhgalter, Clathrates formed by gases in ice, *Journal of structural chemistry*, 6, 911-912, 1965.
- Neubert, R., Messung der stabilen Isotopomere des atmosphärischen Kohlendioxids, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 144 S., 1998.
- NGDC, N.G.D.C., 5-Minute Gridded Elevation Data Selection, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/seltopo.html>, 2000.
- Norsk Polarinstitut, Meteorologische Daten der Wetterstation Hopen, Persönliche Kommunikation, 1999.
- NSIDC, DMSP SSM/I Brightness Temperatures and Sea Ice Concentration Grids for the Polar Regions DMSP-F8, -F11 and -F13 Daily Sea Ice Concentrations 1987 through 1999., National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder, CO., http://www-nsidc.colorado.edu/NASA/guide/docs/dataset_documents/dmsp_ssmi_sea_ice_concen-

tration.html, 2000.

- O'Neil, J.R., Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water, *The Journal of Physical Chemistry*, 72 (10), 3683-3684, 1968.
- Østerhus, S., T. Gammelsrød, und R. Hogstad, Ocean wather ship station M (66°N, 2°E): The longest homogeneous time series from the deep ocean, *International WOCE Newsletter*, 24, 31-33, 1996.
- Østlund, H.G., The residence time of the freshwater component in the Arctic ocean, *J. Geophys. Res.*, 87 (C3), 2035-2043, 1982.
- Østlund, H.G., und G. Hut, Arctic Ocean Water Mass Balance From Isotope Data, *J. Geophys. Res.*, 89 (C4), 6373-6381, 1984.
- Pawlowicz, R., J.F. Lynch, O. W.B., P.F. Worcester, W.M.L. Morawitz, und P.J. Sutton, Thermal evolution of the Greenland Sea Gyre in 1988-1989, *J. Geophys. Res.*, 100 (C3), 4727-4750, 1995.
- Pfirman, S.L., D. Bauch, und T. Gammelsrød, The northern Barents Sea: water mass distribution and modification, in *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, Geophysical Monograph, edited by , S. 77-94, American Geophysical Union, 1994.
- Piechura, J., Dense bottom waters in Storfjord and Storfjordrenna, *OCEANOLOGIA*, 38 (2), 285, 1996.
- Polzin, K.L., J.M. Toole, J.R. Ledwell, und R.W. Schmitt, Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean, *Science*, 276, 93-96, 1997.
- Prandtl, L., K. Oswatitsch, und K. Wieghardt, Führer durch die Strömungslehre, 648 S., Vieweg, Braunschweig, 1990.
- Prasolov, E.M., I.V. Tokarev, G.D. Ginsburg, V.A. Soloviev, und G.M. Eltsova, Helium and other noble gases in gas-hydrate sediments of the Hakon Mosby Mud Volcano, *Geo-Marine Letters*, 19, 84-88, 1999.
- Quadfasel, D., B. Rudels, und K. Kurz, Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait, *Deep Sea Res.*, 35 (7), 1143-1150, 1988.
- Redfield, A.C., und I. Friedman, The effect of meteoric water, melt water and brine on the composition of Polar Sea water and of the deep waters of the ocean, *Deep Sea Res.*, Supplement to Vol.16, 197-214, 1969.
- Reeh, N., Greenland ice-sheet mass balance and sea-level change, in *Glaciers, Ice sheets and Sea Level: Effect of CO₂ -Induced Climatic Change*, Department of Energy, Washington, D.C., 155-171 S., 1985.
- Rhein, M., Ventilation rates of the Greenland and Norwegian Seas derived from distributions of the chlorofluoromethanes F11 and F12, *Deep Sea Res.*, 38 (4), 485-503, 1991.
- Rhein, M., Convection in the Greenland Sea, 1982 - 1993, *J. Geophys. Res.*, 101 (C8), 18183 - 18192, 1996.
- Rhein, M., Institut für Meeresforschung, Kiel, Persönliche Kommunikation, 1998.
- Roedel, W., Physik der Atmosphäre, 437 S., Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York, 1992.
- Roether, W., Estimating the tritium input to groundwater from wine samples: Groundwater and direct runoff contribution to Central Europe surface waters, In: *Isotopes in Hydrology (Proc. Symp. Vienna, 1966) IAEA*, 73-91, 1967.
- Rudels, B., Haline convection in the Greenland Sea, *Deep Sea Res.*, 37 (9), 1491-1511,

1990.

- Rudels, B., The thermohaline circulation of the Arctic ocean and the Greenland Sea, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 352, 287-299, 1995.
- Rudels, B., D. Quadfasel, H. Friedrich, und M.-N. Houssais, Greenland Sea convection in the winter of 1987-1988, *Journal of Geophysical Research*, 94, 3223-3227, 1989.
- Rudels, B.a.D.Q., Convection and deep water formation in the Arctic Ocean-Greenland Sea system, *Journal of Marine Systems*, 2, 435-450, 1991.
- Schauer, U., The release of brine-enriched shelf water from Storfjord into the Norwegian Sea, *J. Geophys. Res.*, 100 (C8), 16015-16028, 1995.
- Schauer, U., und E. Fahrbach, A dense bottom water plume in the western Barents Sea: Downstream modification and interannual variability, *Deep Sea Res.*, 46, 2095-2108, 1999.
- Schauer, U., R.D. Muench, B. Rudels, und L. Timokhov, Impact of eastern Arctic Shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers, *J. Geophys. Res.*, 102 (C2), 3371-3382, 1997.
- Schlosser, P., A new tracer in Antarctic oceanography, *Nature*, 321, 365-377, 1986.
- Schlosser, P., Tritium/³He-Dating of waters in natural systems, in *Proceedings of a consultants meeting, 29 May - 2 June 1989*, edited by , IAEA, Vienna, 1989.
- Schlosser, P., G. Bönisch, P. Kromer, H.H. Loosli, R. Bühler, R. Bayer, G. Bonani, und K.P. Koltermann, Mid-1980s distribution of tritium, ³He, ¹⁴C and ³⁹Ar in the Greenland/Norwegian Seas and the Nansen Basin of the Arctic Ocean, *Prog. Oceanog.*, 35, 1-28, 1995.
- Schlosser, P., G. Bönisch, M. Rhein, und R. Bayer, Reduction of deep water formation in the Greenland Sea during the 1980s: Evidence from tracer data, *Science*, 251, 1054-1056, 1991.
- Schlosser, P., D. Bauch, R. Fairbanks, und G. Bönisch, Arctic river-runoff: mean residence time on the shelves and in the halocline, *Deep Sea Res.*, 41, 1053-1068, 1994a.
- Schlosser, P., D. Bauch, R. Fairbanks, und G. Bönisch, Arctic river-runoff: mean residence time on the shelves and in the halocline, *Deep Sea Res.*, 41, 1053-1068, 1994b.
- Schlosser, P., und W.M. Smethie Jr., Transient tracers as a tool to study variability of ocean circulation, in *Natural Climate on Decade-to-Century Time Scales*, S.:274-289, National Research Council, 1995.
- Schott, F., M. Visbeck, und J. Fischer, Observations of vertical currents and convection in the central Greenland Sea during the winter of 1988-1989, *J. Geophys. Res.*, 98, 14401-14421, 1993.
- Shuchman, R.A., E.G. Josberger, C.A. Russel, K.W. Fischer, O.M. Johannessen, J. Johannessen, und P. Gloersen, Greenland Sea Odden sea ice feature: Intra-annual and interannual variability, *J. Geophys. Res.*, 103 (C6), 12709-12724, 1998.
- Smethie, W.M., D.W. Chipman, J.H. Swift, und K.P. Koltermann, Chlorofluoromethanes in the Arctic Mediterranean seas: evidence for formation of bottom water in the Eurasian Basin and deep-water exchange through Fram Strait, *Deep Sea Res.*, 35 (3), 347-369, 1988.
- Smith, S.D., R.D. Muench, und C.H. Pease, Polynyas and Leads: An overview of physical processes and environment, *J. Geophys. Res.*, 95 (C6), 9461-0479, 1990.
- Solheim, A., und A. Elverhøi, A pockmark field in the central Barents Sea, *Geo-Marine Letters*, 13 (235-243), 1993.
- Sonntag, C., Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg, Persönliche Kommunikati-

on, 1996.

- Steele, M., J.H. Morison, and T.B. Curtin, Halocline water formation in the Barents Sea, *J. Geophys. Res.*, 100 (C1), 881-894, 1995.
- Swift, J.H., The Arctic Waters, in *The Nordic Seas*, edited by B.G.Hurdle, S. 129-153, Springer Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, 1986.
- Taylor, C.B., Tritium in southern hemisphere precipitation, *Tellus*, 18, 105-131, 1965.
- Toole, J.M., Estimates of diapycnal mixing in the abyssal ocean., *Science*, 1120, 1994.
- Toole, J.M., R.W. Schmitt, K.L. Polzin, and E. Kunze, Near-boundary mixing above the flanks of a midlatitude seamount, *J. Geophys. Res.*, 102 (C1), 947-959, 1997.
- Top, Z., und W.B. Clarke, Anomalous Neon-Helium ratios in the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 10 (12), 1168-1171, 1983.
- Top, Z., W.C. Eismont, und W.B. Clarke, Helium isotope effect and solubility of helium and neon in distilled water and seawater, *Deep Sea Res.*, 1987.
- Top, Z., S. Martin, und P. Becker, A laboratory study of dissolved noble gas anomaly due to ice formation, *Geophys. Res. Lett.*, 15 (8), 796-799, 1988.
- Top, Z., R.M. Moore, und W.B. Clarke, Variability in deep exchange between the Eurasian and Greenland Basins: Evidence from tritium and helium-3, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9), 1403-1406, 1998.
- Torgersen, T., Terrestrial helium degassing fluxes and the atmospheric helium budget: implications with respect to the degassing processes of the continental crust, *Chemical Geology*, 79 (1-14), 1989.
- Trenberth, K.E., Seasonal variations in global sea level pressure and the total mass of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 86, 5238-5246, 1981.
- Unterweger, M.P., F.J. Coursey, F.J. Schima, und W.B. Mann, Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standards tritiated-water standards, *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 31, 611-614, 1980.
- Upstill-Goddard, R.C., A.J. Watson, P.S. Liss, und M.I. Liddicoat, Gas transfer velocities in lakes measured with SF₆, *Tellus*, 42B, 364-367, 1990.
- Victor, D.G., und G.J. MacDonald, A model for estimating future emissions of sulfur hexafluoride and perfluorocarbons, *Climatic Change*, 42 (4), 633-662, 1999.
- Visbeck, M., J. Fischer, und F. Schott, Preconditioning the Greenland Sea for deep convection: Ice formation and ice drift, *J. Geophys. Res.*, 100 (C9), 18489-18502, 1995.
- Visbeck, M., und M. Rhein, Is bottom boundary layer mixing slowly ventilating Greenland Sea Deep Water ?, *J. Phys. Oceanogr.*, 30 (1), 215-224, 2000.
- Vogt, P.R., G. Cherkashev, G. Ginsburg, G. Ivanovov, A. Milkov, K. Crane, A. Lein, E. Sundvor, N. Pimenov, und A. Egorov, Haakon Mosby Mud Volcano provides unusual example of venting, *Eos*, 78 (48), 549-557, 1997.
- Walker, S.J., R.F. Weiss, und P.K. Salameh, Atmospheric histories for the halocarbons CFC-11, CFC-12, CFC-113 and Carbon Tetrachloride, *Accepted for publication in Journal of Geophysical Research, Paper Number 1999JC900273*, 1999.
- Wallace, D.W., P. Schlosser, M. Krysell, und G. Bönisch, Halocarbon ratio and tritium/³He dating of water masses in the Nansen basin, Arctic Ocean., *Deep Sea Res.*, 39, 435-458, 1992.
- Wallace, D.W.R., und J.R.N. Lazier, Anthropogenic chlorofluoromethanes in newly formed Labrador Sea water, *Nature*, 332, 61-63, 1988.

- Wanninkhof, R., Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *J. Geophys. Res.*, 97 (C5), 7373-7382, 1992.
- Wanninkhof, R., J.R. Ledwell, und A.J. Watson, Analysis of Sulfur Hexafluoride in Seawater, *J. Geophys. Res.*, 96 (C5), 8733-8740, 1991.
- Warner, M.J., und R.F. Weiss, Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater, *Deep Sea Res.*, 32 (12), 1485-1497, 1985.
- Watson, A.J., M.-J. Messias, E. Fogelqvist, K.A. Van Scoy, Johannessen, K.I.C. Oliver, D.P. Stevens, F. Rey, T. Tanhua, K.A. Olsson, F. Carse, K. Simonsen, J.R. Ledwell, E. Jansen, D.J. Cooper, J.A. Kruepke, und E. Guilyardi, Mixing and convection in the Greenland Sea from a tracer-release experiment, *Nature*, 401, 902-904, 1999.
- Weeks, W.F., und S.F. Ackley, The growth, structure and properties of sea ice, in *The Geophysics of Sea Ice*, NATO ASI Ser., Ser.B, edited by N.Untersteiner, S. 9-164, NATO, Brussels, 1986.
- Weiss, R.F., Solubility of helium and neon in water and seawater, *Journal of Chemical and Engineering Data*, 16 (2), 235-240, 1971.
- Weiss, R.F., H.G. Østlund, und H. Craig, Geochemical studies of the Wedell Sea, *Deep Sea Res.*, 26A, 1093-1120, 1979.
- Weiss, W., und W. Roether, The rates of tritium input to the world oceans, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 435-446, 1980.
- Wilhelm, E., R. Battino, und R.J. Wilcock, Low-pressure solubility of gases in liquid water, *Chem.Rev.*, 77, 219-262, 1977.
- Winckler, G., Radiogenes Helium im Ozean - Drei Fallstudien, Dissertation, Universität Heidelberg, Heidelberg, 151 S., 1998.
- Wu, L., Bubbles in the near-surface ocean. A general description., *J. Geophys. Res.*, 93, 587-590, 1988.

Anhang A

Tritiumkonzentration in arktischem Flusswasser

Station Name	Geographische Länge	Geographische Breite	Normierungsfaktor F_{Ott}	Zeitraum
Anchorage	61°N	150°W	0,75±0,05	1962 -1994
Whitehorse	61°N	135°W	1,2±0,07	1960 -1990
Reykjavik	64°N	22°W	0,4±0,05	1960 -1997
Ottawa	45°N	76°W	1,0±0,00	1960 -1997
Archangelsk	65°N	41°E	1,0±0,2	1969 -1990
Perm	58°N	56°E	1,4±0,2	1973 -1990
Danmarkshavn	76°N	18°W	0,8±0,1	1991 -1997

Tabelle A.1: Stationen, die die Tritiumkonzentration im Niederschlag nach 1984 angeben [IAEA/WMO, 1998]. Der Normierungsfaktor F_{Ott} ist im Text erklärt.

Østlund [1982] gibt die Tritiumkonzentration im arktischen Niederschlag und Flusswasser von 1953 bis 1977 an. Diese Zeitreihe basiert auf Messungen der Tritiumkonzentration im Niederschlag an verschiedenen Stationen nördlich von 50°N. Bauch [1995] setzte die Zeitreihe bis 1984 fort. In dieser Arbeit wurde die Zeitreihe bis 1997 in Anlehnung an die Methode, wie sie von Østlund [1982] und Bauch [1995] verwendet und im folgenden beschrieben wird, fortgesetzt. Monatliche Daten der Tritiumkonzentration im Arktischen Niederschlag [IAEA/WMO, 1998] sind für den Zeitraum nach 1984 nur für wenige derjenigen Stationen erhältlich, wie sie von Bauch [1995] verwendet wurden. Eine Übersicht der in dieser Arbeit verwendeten Stationen gibt Tabelle A.1. Die Berechnung der Tritiumkonzentrationen im Arktischen Niederschlag erfolgte wie von Bauch [1995] beschrieben:

Aus den jährlichen Mittelwerten der Tritiumkonzentrationen wurden Normierungsfaktoren F_{Ott} gegen die Daten der Station Ottawa ermittelt beziehungsweise soweit vorhanden von Østlund [1982] übernommen. Ein weiterer Normierungsfaktor F_{ARK} , der sich als Mittelwert aus den Normierungsfaktoren F_{Ott} derjenigen Stationen ergibt, die kontinental sind und die zum Festlandsabfluss in das Nordpolarmeer beitragen, wurde ebenfalls wie von Østlund [1982] angegeben

mit $F_{ARK} = 1,5 \pm 0,12$ verwendetet. Die jährlichen Mittelwerte der Tritiumkonzentrationen der einzelnen Stationen wurden sodann mit dem Faktor F_{ARK}/F_{Ost} multipliziert und dann über die betrachteten Stationen gemittelt.

Østlund [1982] verwendet ein einfaches Modell, um aus den Niederschlagsdaten die Tritiumkonzentration im Festlandsabfluss zu berechnen: Es wird ein Ein-Box-Modell des Grundwassersystems mit einem konstanten Volumen V und einer Tritiumkonzentration G angenommen. Das Tritiuminventar im Grundwasser wird durch den radioaktiven Zerfall mit einer Zerfallskonstante von $\lambda = 0,0565$ / Jahr und durch den Festlandsabfluss mit einer Rate dV / dt vermindert sowie durch den Niederschlag der Tritiumkonzentration P mit derselben Rate ergänzt. Also ist

$$d(VG) = PdV - GdV - VG\lambda dt$$

und mit $r = (dV / V) / dt$

$$dG = (Pr - Gr - G\lambda)dt$$

Unter der Annahme, dass ein Austausch des Grundwasserreservoirs nur einmal pro Jahr im Sommer stattfindet, lässt sich daraus die Tritiumkonzentration des Festlandabflusses berechnen. Eine Anpassung an die Tritiumdaten des Mackenzie führt auf einen Wert von $r = 0,5$ [Østlund, 1982], welcher in dieser Arbeit verwendet wird.

Jahr	Tr [TU]	Tr [TU]	Jahr	Tr [TU]	Tr [TU]
	Niederschlag	Arktisches Flusswasser		Niederschlag	Arktisches Flusswasser
1953	41	21	1976	104	119
1954	432	255	1977	84	95
1955	62	131	1978	86	85
1956	276	196	1979	76	76
1957	177	175	1980	76	72
1958	795	475	1981	82	72
1959	725	573	1982	90	77
1960	252	380	1983	47	58
1961	522	430	1984	58	55
1962	1859	1120	1985	46	57
1963	4484	2739	1986	52	48
1964	2411	2421	1987	43	47
1965	1143	1645	1988	45	43
1966	762	1111	1989	50	41
1967	434	710	1990	48	44
1968	354	492	1991	43	43
1969	357	397	1992	31	40
1970	300	326	1993	28	33
1971	392	341	1994	35	29
1972	213	258	1995	33	30
1973	216	222	1996	31	30
1974	170	184	1997	28	29
1975	148	151			

Tabelle A.2: Tritiumkonzentration im Arktischen Niederschlag und Festlandsabfluss

Anhang B

Wärmeflüsse

Der Wärmeaustausch mit der Atmosphäre setzt sich aus fünf Komponenten zusammen :

H_S	der vom Wasser absorbierte Anteil der kurzwelligen Strahlung
H_A	der vom Wasser absorbierte Anteil der langwelligen, infraroten Strahlung
H_W	die langwellige, infrarote Abstrahlung des Wassers
H_V	latenter Wärmefluss, also Wärmeaustausch an der Wasseroberfläche durch Verdunstung und Kondensation
H_K	Konvektion, d.h. Übergang fühlbarer Wärme zwischen Wasser und Luft

Diese Beiträge summieren sich zu einem totalen Wärmefluss H_{tot}

$$H_{tot} = H_S + H_A + H_W + H_V + H_K \quad [\text{W}/\text{m}^2] \quad (\text{B.1})$$

Es bezeichnen im folgenden

S	Stefan-Boltzmann-Konstante: $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/\text{m}^2\text{K}^4$
T_A	Absolute Temperatur der Atmosphäre [K]
T_W	Absolute Temperatur des Wassers [K]
e_A	Dampfdruck der Atmosphäre [mbar]
e_S	Sättigungsdampfdruck bei Meeresoberflächentemperatur [mbar] (s. Gl. B.8)
h	Relative Luftfeuchte [%]
B	Bewölkung [-]
p	Luftdruck [mbar]
u_{10}	Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe [m/s]
R	spezifische Gaskonstante der Luft: $287 \text{ J} / (\text{K} \cdot \text{kg})$
lv	spezifische Verdunstungswärme $2,5 \cdot 10^6 \text{ J}/\text{kg}$
c_p	spezifische Wärmekapazität der Luft: $1007 \text{ J} / (\text{K} \cdot \text{kg})$, [CRC, 1996]
c_e	Transferkoeffizient fühlbarer Wärme: $1,3 \cdot 10^{-3}$ [-], [Friehe und Schmitt, 1976]
c_h	Feuchtigkeits-Transferkoeffizient: $1,5 \cdot 10^{-3}$ [-], [Friehe und Schmitt, 1976]

H_S Es wird eine vollständige Absorption der gemessenen kurzwelligen Strahlung im Wasser angenommen.

H_A Die vom Wasser absorbierte langwellige, infrarote Strahlung der Atmosphäre wird durch das Stefan-Boltzmann'sche Gesetz, angewandt auf die Atmosphäre als Infrarot-Strahler, bestimmt. Die Strahlung geht hauptsächlich vom Wasserdampf in der Luft aus. Es wird eine Parameterisierung nach König-Langlo und Augstein [1994] verwendet, nach der die Emissivität der Atmosphäre lediglich von dem Wolkenbedeckungsgrad abhängt.

$$H_A = S \cdot T_A^4 \cdot (0,74 + 0,22 \cdot B^3) \quad [\text{W/m}^2] \quad (\text{B.2})$$

H_W Die langwellige, infrarote Abstrahlung des Wassers wird ebenfalls nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz errechnet und lautet

$$H_W = -S \cdot T_W^4 \quad [\text{W/m}^2] \quad (\text{B.3})$$

H_V Der Wärmeverlust des Wassers durch Verdunstung ist nach Friehe und Schmitt [1976] gegeben durch

$$H_V = -lv \rho_a c_e u_{10} (s_a - s_0) \quad [\text{W/m}^2] \quad (\text{B.4})$$

Dabei ist ρ_a die Luftdichte mit

$$\rho_a = \frac{p}{R \cdot T_A} \quad [\text{kg/m}^3] \quad (\text{B.5})$$

und die spezifische Luftfeuchtigkeit direkt über dem Wasser bzw. in Anemometerhöhe

$$s_0 = 0,622 \frac{e_S(T_W)}{p} \quad [-] \quad (\text{B.6})$$

$$s_a = 0,622 h \frac{e_S(T_A)}{p} \quad [-] \quad (\text{B.7})$$

Die Temperaturabhängigkeit des Sättigungsdampfdruckes ist gegeben durch

$$e_S(T) = A_0 + (TC \cdot (A_1 + TC \cdot (A_2 + TC \cdot (A_3 + TC \cdot (A_4 + TC \cdot (A_5 + TC \cdot A_6)))))) \quad [\text{mbar}] \quad (\text{B.8})$$

$$A_0 = 6,107799961$$

$$A_1 = 4,4365185 \cdot 10^{-1}$$

$$A_2 = 1,4289458 \cdot 10^{-2}$$

$$A_3 = 2,65064847 \cdot 10^{-4}$$

$$A_4 = 3,0312404 \cdot 10^{-6}$$

$$A_5 = 2,0340809 \cdot 10^{-8}$$

$$A_6 = 6,1368209 \cdot 10^{-11}$$

$$TC = T - 273,15$$

T bezeichnet die absolute Temperatur [K], TC die Temperatur in °C.

H_K Der Übergang fühlbarer Wärme zwischen Wasser und Luft ergibt sich nach Friehe und Schmitt [1976] aus

$$H_K = \frac{p c_p c_h (T_A - T_W) u_{10}}{R \cdot T_A} \quad [\text{W/m}^2] \quad (\text{B.9})$$

Danksagungen

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben:

- Herrn Dr. Reinhold Bayer für die Betreuung der Arbeit
- Herrn Prof. Dr. Ulrich Platt und Herrn Prof. Dr. Kirsten für die Übernahme des Referats
- Frau Dr. Ursula Schauer für wertvolle Anregungen und hilfreiche Diskussionen
- Frau Dr. Monika Rhein für die Überlassung der hydrographischen Daten der Fahrt Va166 und Freondaten der Fahrten Va166 und ARKXIV/2
- Frau Dr. Ellen Damm für die Überlassung der Gletscherproben
- den Fahrtteilnehmern, Kapitänen und Mannschaften der Fahrten ARKXIV und Va166
- Herrn Dr. Gereon Budéus für die Überlassung der hydrographischen Daten der Fahrt ARKXIV/2
- Herrn Dr. James Ledwell für Diskussionen und Anregungen bezüglich des Einsatzes von SF₆ im Ozean
- Herrn Dr. Mike Meredith für hilfreiche Diskussionen
- Herrn Gerhard Zimmek für technische Unterstützung am massenspektrometrischen Messsystem
- Frau Facklam für die $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen
- Herrn Hauke Hildebrandt, Herrn Dr. Manfred Mensch, Herrn Dr. Andre Rübel und Frau Dr. Gisela Winckler für die ständige Diskussions- und Hilfsbereitschaft sowie Erheiterung während des Institutsalltages
- Meiner Freundin Frau Anja Heß für ihre geduldige Unterstützung im Alltag