

Gerold Siedler
D 1203

Traceruntersuchungen
zur Bildung und Ausbreitung
von Tiefenwasser



Monika Rhein

Institut für Meereskunde
an der Christian-Albrechts-Universität
Kiel

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	2
Zusammenfassung	6
1 Die thermohaline Zirkulation	12
1.1 Komponenten der thermohalinen Zirkulation	12
1.2 Stärke der globalen thermohalinen Zirkulation	15
1.3 Modellierung der thermohalinen Zirkulation	20
1.4 Schwankungen der thermohalinen Zelle während Warm- und Kaltzeiten . .	23
Verringerte Tiefenwasserbildung durch Änderungen der Frischwasserbilanz im Nordatlantik	24
Die thermohaline Zirkulation während der Eiszeiten	25
1.5 Atmosphärische CO ₂ - Änderungen und thermohaline Zirkulation	26
Gibt es Schwankungen der thermohalinen Zelle in den letzten Dekaden? . .	31
1.6 Tracer zur Untersuchung der Tiefenwasserbildung und -ausbreitung	38
Eigenschaften und ozeanische Einträge von Freonen und Tritium	42
2 Konvektion und Tiefenwassererneuerung	47
2.1 Konvektion und Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee	47
Tracer-Ranbedingungen und Tiefenwassererneuerung	50
Schwankungen der Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee	52
2.2 Konvektion und Tiefenwassererneuerung im westlichen Mittelmeer	57
Hydrographie und Freonverteilungen im Dezember 1991	61
Konvektion im Februar – März 1992	65
Tiefenwassererneuerung im westlichen Mittelmeer	89

3	Ausbreitung von Tiefenwasser im westlichen Randstrom	100
3.1	Komponenten des tiefen westlichen Randstroms	100
	Denmark Strait Overflow Water (DSOW)	100
	Gibbs Fracture Zone Water (GFZW)	102
	Lower Deep Water (LDW)	105
	Labrador Sea Water (LSW)	106
	Shallow Upper North Atlantic Deep Water (suNADW)	110
3.2	Ausbreitung des NADW entlang des westlichen Randstroms	112
	Ausbreitung der einzelnen Wassermassen	112
3.3	Freonverteilungen und ihre zeitliche Änderungen im tiefen westlichen Randstrom	120
3.4	Mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit von suNADW anhand von Tracermessungen.	136
	Ein Tracer - Randstrommodell	137
	Transportabschätzungen mit Hilfe der Tracerverteilungen	152
4	Ausblick	155
	Literaturverzeichnis	162
A	Messung und Auswertung	186
A.1	Freone	186
A.2	Tritium	188

Einleitung

Die Anwendung von Spurenstoffen zur Untersuchung von Fragestellungen der physikalischen Ozeanographie ist noch ein sehr junges Gebiet. Die meisten geeigneten Tracer wurden in den letzten Jahrzehnten in den Ozean eingetragen, und die Konzentrationen in Meerwasserproben können erst seit kurzem mit ausreichender Genauigkeit gemessen werden. Als Tracer eignen sich Stoffe, die als eine Art 'Farbstoff' das Wasser markieren und deren Verteilungen nicht durch biologisch-chemische Prozesse beeinflusst werden (oder die Möglichkeit besitzen, dieses zu korrigieren). Diese Eigenschaft haben auch (abgesehen vom Oberflächenwasser) die Parameter Temperatur und Salzgehalt, die sehr viel weniger Meßaufwand erfordern.

Die Motivation zur Entwicklung hochpräziser Meßmethoden mit teilweise sehr großem Zeitbedarf pro Probe waren die **Zeitinformationen**, die in den horizontalen und vertikalen Verteilungen der Radioisotope ^{14}C , ^3H und der Freonkomponenten F11 und F12¹ im Ozean verborgen sind: radioaktiver Zerfall, zeitliche Änderungen im Verhältnis zweier Tracer und zeitliche Änderungen des Eintrags in den Ozean liefern 'Uhren', mit denen man Zeitskalen von ozeanischen Prozessen untersuchen kann. Die ersten Abschätzungen der Zeitskalen, auf denen das Tiefenwasser in den einzelnen Ozeanen erneuert wird, stammen z.B. aus ^{14}C -Messungen. Die Kombination von Wassermassenmarkierung (z.B. Verfolgung der Tracermaxima im oberen Nordatlantischen Tiefenwasser) und Zeitinformation (z.B. in welchem Jahr hatte das Wasser zuletzt Kontakt zur Atmosphäre, wie lange war es von A nach B unterwegs?) macht die Tracer zu einer wichtigen Methode für die Abschätzung der Ventilation der Warmwassersphäre und der Bildung und Ausbreitung von Tiefenwasser.

Mein besonderes Interesse gilt der Bildung und Ausbreitung von Tiefenwasser. Tracer sind dafür besonders geeignet, da Oberflächenwasser, das durch Wechselwirkung mit der Atmosphäre mit Tracern markiert wird, in den Tiefenwasserbildungsgebieten in die Tiefe sinkt. Mit Hilfe der Tracerverteilungen im Bildungsgebiet und ihrer zeitlichen Entwicklung können die Volumina von neu gebildetem Tiefenwasser und damit auch die

¹Freon: Handelsname von duPont für die Fluorkohlenwasserstoffe, abkürzt FCKWs. Wegen besserer Lesbarkeit wird in dieser Arbeit der Handelsname verwendet, die beiden häufigsten Komponenten werden mit F11 und F12 abgekürzt.

Ventilationszeit² abgeschätzt werden. Diese Methode erfordert weniger Meßaufwand und liefert zumeist auch bessere Abschätzung als ein Wassermassenzensus. Auf die Probleme der Tiefenwasserbildung in numerischen Modellen wird in Kap.1 näher eingegangen.

Die Verteilung der Tracer entlang der Ausbreitungspfade des Tiefenwassers macht es möglich, die mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeiten zu untersuchen. Die erhaltenen Abschätzungen sind in den meisten Fällen räumlich und zeitlich gemittelte Werte, da das Tracerfeld durch turbulente Vermischung mit benachbarten Wassermassen, Rezirkulation und interner (innerhalb einer Wassermasse) Vermischung von Wasser mit unterschiedlichen Entstehungszeiten beeinflusst wird. Die Tracer liefern also eine Ergänzung zu direkten Strömungsmessungen und zu der dynamischen Methode, die ebenfalls Transportabschätzungen geben, allerdings über andere zeitliche und/oder räumliche Mittel.

Als Tracer verwende ich hauptsächlich die Freone F11 und F12. Neben der zu den maßgeblichen physikalischen Prozessen passenden Zeitskala der Freone liegen ihre Vorteile in den im Vergleich zu anderen Tracern geringen Kosten, die für den Aufbau der Analytik aufgewandt werden müssen (was die Etablierung der Tracermethodik am IFM Kiel erleichterte) und dem relativ geringen Zeitaufwand für eine einzelne Messung. Im Gegensatz zu anderen Tracern, deren Messung Monate bis Jahre beansprucht (z.B. Tritiummessung im Massenspektrometer über das Zerfallsprodukt Helium) können die Freone bereits an Bord analysiert werden, so daß die Probennahmestrategie an die Ergebnisse angepaßt werden kann. Dies fördert auch die gemeinsame Auswertung der Tracerverteilungen mit anderen ozeanographischen Datensätzen (siehe z.B. Hinrichsen et al., 1993; Rhein und Hinrichsen, 1993; Rhein et al., 1994; Rhein, 1994a). Auf diese Weise kann auch das Potential der Tracermethodik selbst besser genutzt werden.

Die in dieser Arbeit diskutierten Fragestellungen lassen sich in zwei Hauptthemen zusammenfassen: Tiefenwasserbildung durch Konvektion (Kap. 2) und Ausbreitung und Transport von Tiefenwasser im westlichen Randstrom des Atlantiks (Kap 3).

Kap. 1 gibt eine Übersicht über die thermohaline Zirkulation mit Schwerpunkten bei den Fragestellungen, die mit der Tracermethodik untersucht werden: Tiefenwasserbildung

²Ventilationszeit (Erneuerungszeit): die Zeit, die theoretisch benötigt wird, um ein gegebenes Tiefenwasservolumen durch neu gebildetes Tiefenwasser, oder allgemein durch Wasser von außerhalb des Volumens zu ersetzen. Im Text ist zumeist die Menge an Tiefenwasser, die jährlich gebildet wird (m^3 /Jahr) in Sv umgerechnet angegeben.

und -Ausbreitung. Nach Diskussion vorliegender Transportabschätzungen mit Hilfe verschiedener Methoden (direkte Strömungsmessungen, Geostrophie, Wassermassenkonversion, Inversmodellierung, ^{14}C Methode) werden Probleme bei der Simulation der Tiefenwasserbildung in großräumigen Zirkulationsmodellen besprochen. Schwankungen der Zirkulation auf verschiedenen Zeitskalen werden diskutiert. Die möglichen Auswirkungen des Treibhauseffekts auf die Zirkulation und die Rückkopplung auf das Klimageschehen machen deutlich, daß Untersuchungen zur Tiefenwasserbildung, dem anfälligsten Teil der thermohalinen Zelle, nicht nur von meereskundlichem Interesse sind. Um diese Auswirkungen besser untersuchen zu können, ist es wünschenswert, zuerst den zeitlich und räumlich gemittelten Transport der thermohalinen Zelle zu kennen. Dieser kann mit Hilfe der Tracerverteilungen abgeschätzt werden.

Kap. 2 beschäftigt sich mit der Tiefenwasserbildung durch Konvektion. Die zeitlichen Schwankungen der Konvektionsaktivität im Zeitraum 1972 – 1993 in der Grönlandsee und die aus einem Freonprofil abgeleitete Parametrisierung der Konvektion in Boxmodellen werden kurz vorgestellt. Danach werden die Ergebnisse einer Prozeßstudie, die im Golf du Lion im westlichen Mittelmeer durchgeführt wurde, diskutiert. Der Golf du Lion ist als Testgebiet für Konvektionsuntersuchungen aus mehreren Gründen geeignet: er ist logistisch und wetterbedingt leichter zugänglich als die anderen Konvektionsgebiete (Labrador – und Grönlandsee), und die Wahrscheinlichkeit, daß im Februar – März Tiefenwasserbildung stattfindet, ist dort größer als in anderen Regionen mit winterlicher Konvektion. Hier konnte zum ersten Mal die tiefe Konvektion mit Hilfe von Tracerverteilungen untersucht werden. Die Tracerdaten können keinen Beitrag zur Untersuchung der Dynamik der Konvektion liefern, ermöglichen es jedoch, die Auswirkungen von Konvektion auf die Eigenschaften des Tiefenwassers abzuschätzen, und sie sind hilfreich, um die einzelnen physikalischen Prozesse (horizontale und vertikale Vermischung, Auftrieb, Entrainment, Gasaustausch) hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Tiefenwasserbildung zu parametrisieren. Dies ist nicht nur wichtig für die Berechnung der mittleren Tiefenwasserbildungsrate im westlichen Mittelmeer und in der Grönlandsee, sondern auch für die Randbedingungen der verschiedenen Komponenten des NADW, die an der thermohalinen Zirkulation beteiligt sind.

Kap. 3 beschäftigt sich mit der Ausbreitung und den Transporten der verschiedenen

Wassermassen des Nordatlantischen Tiefenwassers entlang des westlichen Randstroms und speziell im äquatorialen Bereich. Zuerst wird die Zusammensetzung des tiefen Randstroms diskutiert, sowie eigenen Überlegungen zum Bildungsgebiet der flachsten Komponente. Die Kontinuität des Randstroms von den Bildungsgebieten bis südlich des Äquators wird anhand von Tracerverteilungen untersucht, und die Ursachen für die unterschiedlichen Tracersignale der Tiefenwasserkomponenten diskutiert. Auf die zeitlichen Änderungen der Tracersignatur im äquatorialen Atlantik wird näher eingegangen.

Die neuen Erkenntnisse aus Kap. 2 über die Randbedingungen bei winterlicher Konvektion werden auf die Quellwassermassen des NADW angewandt, um mit Hilfe eines einfachen Modells die mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeiten des Randstroms abzuschätzen. Neben den verfügbaren Freonmessungen werden auch Tritiumdaten herangezogen, und die gewählten Modellparameter müssen Freon- und Tritiumverteilungen erzeugen, die mit den Beobachtungen im Atlantik übereinstimmen. Die so berechneten Ausbreitungsgeschwindigkeiten sind zeitlich und räumlich gemittelt: die Tracerverteilungen sind durch Advektion im westlichen Randstrom, durch Rezirkulation und Vermischung von Wasser, das in verschiedenen Jahren gebildet wurde, modifiziert, und sie spiegeln daher die 'Netto'-Ausbreitung des Tiefenwassers im Randstrom wieder. Im Gegensatz dazu liefern z.B. direkte Strömungsmessungen Bruttogeschwindigkeiten, also den thermohalinen Transport und die Rezirkulation und haben zumeist eine zu geringe zeitliche und räumliche Mittelung, während die Inversmodellierung zwar den Nettotransport liefert, aber nicht zeitlich mittelt. Mit einer Abschätzung der mittleren räumlichen Ausdehnung des Randstroms läßt sich aus den Tracerverteilungen ein zum Äquator gerichteten Transport von Tiefenwasser abschätzen, der dem Transport der meridionalen Zelle im Nordatlantik entspricht. Außerdem haben sich die Freone im westlichen Randstrom als hilfreich erwiesen, Wassermassengrenzen, Ausbreitungspfade und Rezirkulationszellen zu bestimmen (Rhein et al., 1994). Darüberhinaus wurde durch die Messung der Tracerverteilungen entlang des westlichen Randstroms der flachste Teil des NADW als eigenständige Wassermasse erkannt.

Zusammenfassung

Inhalt und Ergebnisse der Traceruntersuchungen zur Konvektion und zur Tiefenwasserausbreitung sind im folgenden kurz zusammengefaßt.

- Einfluß der Konvektion auf die Eigenschaften des neu gebildeten Tiefenwassers.
 - Freonmessungen, die im März 1989 in der Grönlandsee gewonnen wurden zeigten, daß die bis zu diesem Zeitpunkt benutzten Tracer – Randbedingungen, die in die Modellierung der Tiefenwasserbildung eingingen, zu hohe Konzentrationen für neu gebildetes Tiefenwasser annahmen. Ein Freonprofil, das bis in eine Tiefe von ca. 1300 m durch Konvektion homogenisiert wurde, legte nahe, daß die vertikale Vermischung die Eigenschaften des neuen Tiefenwassers bestimmt, und daß der Gasaustausch mit der Atmosphäre vernachlässigt werden kann. Diese neue Randbedingung erhöhte die modellierten Tiefenwasserbildungsraten für den Zeitraum vor 1982 um 100% . .
 - Vergleiche der Freonverteilungen von 1982 aus der tiefen Grönlandsee mit den Werten vom März/April 1993 legen nahe, daß das Tiefenwasser unterhalb 2000 m Tiefe seit nunmehr 11 Jahren nicht mehr erneuert wurde. Im Zeitraum 1982-89 wurden aber Konvektionstiefen um 1800 m erreicht. Dies wurde auch durch andere Tracer bestätigt sowie in den Wintern 1987-88 und 1988-89 durch direkte Beobachtungen (Rudels et al., 1989; Schott et al., 1993a). Zwischen 1989 und 1991 scheint noch Konvektion bis in 1200 m Tiefe stattgefunden zu haben, ab Frühjahr 1992 ist nur noch Konvektion flacher als 900 m in den Freonprofilen zu erkennen. Im Frühjahr 1993 wurde an zwei Profilen Konvektion bis 1100 m Tiefe bzw. 900 m Tiefe festgestellt.
 - Der Golf du Lion im westlichen Mittelmeer ist neben der Labrador- und der Grönlandsee eines der Gebiete, die alle nötigen Eigenschaften für Tiefenwasserbildung durch Konvektion besitzen. Die großräumige, fast barotrope zyklonale Zirkulation im Golf führt im Zentrum des Wirbels zu geringen Deckschichttiefen. Dieses Zentrum wird im Winter durch kalte trockene Winde (Mistral, Tramontane) so weit abgekühlt, daß das Oberflächenwasser mit dem darunter

liegenden warmen, salzreichen Levantinischem Zwischenwasser (LIW) mischt. Weitere Abkühlung der nun salzreicheren Deckschicht erhöht die Dichte soweit, daß der schon ursprünglich geringe Dichteunterschied zwischen LIW und Tiefenwasser aufgehoben wird, und Tiefenwasserbildung durch Konvektion einsetzt.

- Die hauptsächliche Auswirkung der Konvektion auf die Eigenschaften des neu gebildeten Tiefenwassers besteht in einer vertikalen Durchmischung der Wassersäule bis zur Konvektionstiefe. Entrainment aus den oberen 300 m der Wassersäule wird als vernachlässigbar abgeschätzt. Diese Ergebnisse aus dem Golf du Lion stimmen mit den Untersuchungen in der Grönlandsee (Rhein, 1991) überein.
- Durch Konvektion wurden im Golf du Lion positive Anomalien in Temperatur, Salzgehalt und Freonen im Tiefenwasser erzeugt, die aber im Rahmen der Meßgenauigkeit dieselbe Dichte hatten wie die Umgebung ('Nonpenetrative Convection').
- Die durch die Konvektion erzeugten Anomalien unterhalb 1000 m Tiefe mit einem Durchmesser von ca. 1 km und eine vertikale Ausdehnung bis zu 500 m wurden mit Geschwindigkeiten um 6 - 10 cm/s aus dem Konvektionsgebiet heraus transportiert. Diese Geschwindigkeiten entsprechen denen der in diesem Gebiet beobachteten Wirbel (Gascard, 1978), sind aber sehr viel höher als die durch verankerte Strommesser ermittelten durchschnittlichen Geschwindigkeiten.
- An einigen Stationen wurden in Tiefen zwischen 150 m - 300 m F12 Konzentrationen gefunden, die eher den Bedingungen zwischen 600 und 800 m entsprechen. Dies läßt sich als Relikt einer vermuteten vertikalen, nach oben gerichteten Ausgleichsbewegung in der Umgebung von aktiven Konvektionszellen interpretieren.
- Für die Freon - Randbedingung bei tiefer Konvektion scheint der einzig wichtige Prozess die Durchmischung der Wassersäule zu sein, Gasaustausch mit der Atmosphäre spielt bei der Konvektion auf Zeitskalen < 1 Monat keine Rolle. Dieser Befund ist nicht nur für den Golf du Lion wichtig, sondern auch für die

Untersuchung der Tiefenwasser – Bildungsrate in anderen Konvektionsgebieten und für die Abschätzungen der mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeiten des Tiefenwassers anhand von Tracerverteilungen.

- Das in Zeiten ohne Tiefenwasserbildung beobachtete Tracer – Minimum in ca. 800 m Tiefe kann nicht durch Konvektion (vertikale Homogenisierung) und Gasaustausch (Erhöhung der Konzentrationen an der Oberfläche) erzeugt werden. Es kann aber dadurch entstehen, daß das nach der Konvektion das Wasser um 800m durch freonärmeres Wasser von außerhalb des Golfs ersetzt wird.

- Tiefenwasserbildungsrate im westlichen Mittelmeer.

- Die mit Hilfe eines Boxmodells und Tracerbeobachtungen (Freone, Tritium) abgeschätzte Tiefenwassererneuerungszeit des gesamten tiefen westlichen Mittelmeers unterhalb von 1000 m durch Oberflächenwasser (MAW, 0-150 m) und Zwischenwasser (LIW, 150-400 m Tiefe) beträgt ca. 15 Jahre. Das Tiefenwasservolumen beginnt hier erst bei 1000 m Tiefe, da das in 800 m - 1000 m beobachtete Freonminimum nicht durch die im Modell betrachteten vertikalen Prozesse entstanden sein konnte, sondern durch Advektion von freonärmerem Wasser von außerhalb des Golfs. Der Bereich oberhalb 1000 m wurde deshalb in die Randbedingungen mit einbezogen. Die modellierte Erneuerungszeit entspricht einer jährlichen Konversion von 1.2 Sv Oberflächenwasser (MAW, 0-150 m Tiefe) und Zwischenwasser (LIW, 150-400 m Tiefe) in Tiefenwasser. Diese Berechnungen fanden unter der Annahme statt, daß sich das neu gebildete Tiefenwasser in einem Jahr im westlichen Mittelmeer mit 'altem' Tiefenwasser gut vermischt hat. Außerdem wurde davon ausgegangen, daß die Tiefenwassererneuerungsrate über den gesamten Zeitraum von 1940 – 1992 konstant blieb, in den Jahren von 1964 bis 1968 aber keine Tiefenwasserbildung stattgefunden hat. Die hier ermittelten Raten liegen in ähnlicher Größenordnung wie die über klimatologische Daten abgeschätzten Raten von Bethoux (1980) und Bethoux et al (1990).

- Bildung und Identifizierung der einzelnen Komponenten des Nordatlantischen Tiefenwassers und ihre Ausbreitung entlang des westlichen Randstroms.

- Die Messung von Spurenstoffverteilungen (vor allem die Freone und 3H) im Nordmeer und im westlichen Randstrom haben dazu beigetragen, die Zusammensetzung des NADW und seine Ausbreitung besser zu verstehen. Sie trugen wesentlich dazu bei, das oberhalb des LSW liegende suNADW zu identifizieren, seinen Herkunftsort einzugrenzen und die verschiedenen Ausbreitungspfade der einzelnen tracerhaltigen Wassermassen aufzuzeigen.
- Die Eigenschaften der dichtesten Komponente (Tracermaximum) wird durch das Overflow-Wasser der Dänemarkstraße bestimmt, das durch flache Konvektion (bis 500 m Tiefe) in der Island- und/oder Grönlandsee gebildet wird. Entlang des westlichen Randstroms ist das Tracermaximum bei $T_{pot}=2^\circ C$ kontinuierlich bis $10^\circ S$ verfolgbar, im tropischen Atlantik findet man das Maximum in ca. 3900 m Tiefe.
- Oberhalb (tropischer Atlantik: 2400 - 3400 m) schichtet sich Wasser ein, das aus ca. 800-900 m Tiefe nördlich von Island stammt und sehr langsam aus der Grönlandsee durch flache Konvektion erneuert wird. Daher ist es tracerarm (Smethie und Swift, 1989). Nach Überqueren der Schwellen zwischen Island und Shetland reißt diese Komponente Wasser aus dem Nordostatlantik mit in die Tiefe, das durch winterliche Konvektion erneuert wurde.
- Der obere Teil des tiefen Randstroms wird durch Konvektion in der Labradorsee gebildet. Das dichtere Labradorseewasser ist durch ein Sauerstoffmaximum und ein Minimum in der potentiellen Vorticity gekennzeichnet, seine Erneuerung durch Konvektion bis in 2000 m Tiefe geschieht nur sporadisch. Aus diesem Grund und vor allem wegen der größeren Konvektionstiefe ist das Tracersignal des LSW (im tropischen Atlantik 1900 - 2400 m Tiefe) kleiner als das der flachsten Wassermasse des NADW (im tropischen Atlantik: 1400 - 1900 m Tiefe). suNADW wird vermutlich durch Konvektion bis 500 m Tiefe in der Labradorsee und/oder Irmingersee gebildet, sein Tracermaximum kann ebenfalls kontinuierlich im westlichen Randstrom bis $10^\circ S$ beobachtet werden.
- Durch die erhöhten Freonwerte entlang des Äquators, die auf ein Aufspalten des tiefen Randstroms hindeuten (Weiss et al., 1985), wurden auch Untersuchungen mit anderen Methoden im tropischen Atlantik angeregt (z.B. Richardson und

Schmitz, 1993; Böning und Schott, 1993). Messungen des tiefen Freonmaximums in 3800 m Tiefe legen nahe, daß sich neben dem oberen Tracermaximum auch diese Wassermasse am Äquator aufspaltet. Hinweise dafür sind die große Abnahme des Freonsignals zwischen dem 35° W- und dem 5° S Schnitt (Rhein et al., 1994) sowie die beobachteten hohen Freonwerte weiter östlich nahe des Äquators (C.Andrie, pers.Mitt).

- Der zeitliche Anstieg des Freonsignals im tiefen westlichen Randstrom nahe des Äquators zwischen 1982 und 1990-92 wird durch die Ankunft von 'jüngerem' Wasser aus den Tiefenwasserbildungsgebieten im Nordatlantik und aus der Weddellsee verursacht. Der Anstieg war in allen tracerhaltigen Wassermassen vorhanden, allerdings war der Anstieg von 1990-1992 im suNADW mit einem Anstieg im Salzgehalt verknüpft. Die wahrscheinlichste Ursache für diese Schwankungen können Änderungen in den T-S Eigenschaften oder der Intensität der Bildung in der südlichen Labradorsee sein, lokale Ursachen, z.B. eine Verschiebung des lokalen Salzgehaltsgradienten nach Osten können aber nicht ausgeschlossen werden.
 - Das erste Freonsignal des AABW erreichte 1990 den Äquator bei 35° W. Die Dichte des dort beobachteten AABW legt nahe, daß es aus dem Zirkumpolarstrom stammt (Reid, 1989), und daher schon sehr lange (ca. > 30 Jahre) von der Oberfläche abgeschlossen war und kein Freonsignal haben dürfte. Das am Äquator beobachtete Freonsignal des AABW kann also nur durch vertikale Vermischung mit neu gebildetem Tiefenwasser aus der Weddellsee stammen. Das neu gebildeten Tiefenwasser aus der Weddellsee ist dichter und durch seinen erst vor kurzem abgebrochenen Kontakt mit der Atmosphäre mit Freonen versehen worden.
- Abschätzung der mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit und des thermohalinen Transports im Tiefenwasser.
 - Mit Hilfe von Boxmodellen wurde der Einfluß von Rezirkulation und turbulenter Diffusion auf die mit Hilfe der Tracer abgeschätzten mittleren Geschwindigkeiten entlang des Randstroms untersucht. Es zeigte sich, daß die unter ideali-

sierten Bedingungen (keine Vermischung) gewonnenen mittleren Geschwindigkeiten (1-2 cm/s) kleiner sind als mit Vermischung, und die 3H - und Freon-Verteilungen ließen sich mit einer mittleren Randstromgeschwindigkeit von 5 cm/s gut reproduzieren, falls die Vermischung in der Nähe des Randstroms ca. 10 mal größer ist als im Ozeaninneren. In der nördlichen Randbedingung für suNADW vermischt sich neu gebildetes suNADW zuerst mit älterem Wasser, bevor es in den Randstrom fließt.

- Die mittleren Geschwindigkeiten, die hier durch die Tracerverteilungen ermittelt wurden, stellen eine Abschätzung dar, die eine zeitliche und räumliche Mittelung entlang des gesamten westlichen Randstroms nördlich des Äquators mit einschließt und auch die Rezirkulation berücksichtigt. Zusammen mit einer Abschätzung über die laterale Ausdehnung des Randstroms errechnet sich daraus ein Transport von 9-12 Sv. Dieser 'Netto'-Transport ist für klimatologische Betrachtungen bedeutsam und gibt eine Abschätzung der globalen thermohalinen Zelle. Er liegt im unteren Bereich der durch andere Methoden errechneten Werte.

Kapitel 1

Die thermohaline Zirkulation

1.1 Komponenten der thermohalinen Zirkulation

Windantrieb und horizontale Dichteunterschiede sind die treibenden Kräfte für die Zirkulation von Wassermassen im Ozean. Die Dichteunterschiede, die durch die geographisch unterschiedlichen Wärme- und Frischwasserflüsse an der Meeresoberfläche hervorgerufen werden, sind verantwortlich für den Transport von warmem, salzreichem, oberflächennahem Wasser aus der Südhemisphäre und dem äquatorialen Atlantik in den nördlichen Atlantik. Dort kühlt im Winter das Wasser ab, erhöht dadurch seine Dichte, schwächt die Stabilität der Wassersäule, und im Spätwinter setzt Tiefenwasserbildung durch Konvektion (bis ca. 2000 m Tiefe) ein. Das jetzt von der Oberfläche abgeschlossene, kalte, neu gebildete (daher sauerstoffreiche, nährstoffarme, mit hohen Konzentrationen an anthropogenen Spurenstoffen versehene) Tiefenwasser wird dann als oberer Teil des NADW (North Atlantic Deep Water) nach Süden verfrachtet.

Eine zweite thermohaline Zelle wird durch die Bildung von Antarktischem Bodenwasser (AABW) im antarktischen Wasserring (hauptsächlich in der Weddellsee) angetrieben. Auf seinem Weg nach Norden entlang des Meeresbodens ersetzt AABW das dort vorhandene Wasser, das in die AABW - Bildungsgebiete zurückfließt. Diese Zelle ist kälter und salzärmer als die nördliche thermohaline Zelle, und ihre räumliche Ausdehnung ist im heutigen Ozean geringer. Die folgenden Ausführungen beschränken sich deshalb zumeist auf die durch die Bildung von NADW angetriebene Zirkulation.

Das NADW setzt sich aus mehreren Wassermassen aus verschiedenen Ursprungsgebiete-

ten zusammen. Seine kälteren und dichteren Komponenten strömen über die Schwellen zwischen Grönland und Shetland (Schwellentiefe 450 – 850 m) und vermischen sich beim Absinken südlich der Schwellen mit wärmerem Wasser aus dem Nordostatlantik bzw. Nordwestatlantik (Swift et al., 1980; Swift, 1984; Smethie und Swift, 1989; McCartney, 1992). Für den tiefen Teil des NADW sind also neben den ozeanographischen und meteorologischen Bedingungen im Bildungsgebiet das Überströmen von relativ flachen Schwellen und das darauf folgende Absinken und Entrainment¹ von umgebenden Wassermassen entscheidend für die hydrographischen Eigenschaften. Dies gilt auch für den salzreichen Ausstrom aus dem Mittelmeer, der sich in den Ostatlantik mit ähnlicher Dichte wie das Wasser aus der Labradorsee einschichtet. Er wird ebenfalls nach Überströmen der Straße von Gibraltar (350 m) durch Entrainment aus flacheren Horizonten modifiziert (Rhein und Hinrichsen, 1993; Price und O'Neil-Baringer, 1994) und in mehrere Kerne aufgespalten, bevor sie sich in Tiefen zwischen 600 m und 1600 m im Ostatlantik verteilen (Zenk und Armi, 1990; Hinrichsen et al., 1993; Hinrichsen und Rhein, 1994). Für die Wassermassen aus der Labradorsee hingegen, die zum oberen Stockwerk des NADW gehören, spielt die winterliche Konvektion die wichtigste Rolle.

Das NADW wird aus dem Nordatlantik hauptsächlich in einem tiefen westlichen Randstrom nach Süden transportiert und über den Zirkumpolarstrom in den Indischen Ozean und den Pazifik verteilt. Der Transport des Tiefenwassers geschieht zwar am raschesten in den westlichen Randströmen, aber auch die tiefen Ozeanbecken werden, wenn auch langsamer, durch neu gebildetes Tiefenwasser erneuert. Die Vorstellung von tiefen westlichen Randströmen an den Ozeanrändern, die den Aufstieg von Tiefenwasser in den Becken kompensieren sollen, stammt ursprünglich von Stommel (1958) und wurde in ozeanweiten Modellen mit einer vorgeschriebenen Tiefenwasserproduktion als Randbedingung untersucht (Stommel und Arons, 1960). Es stellte sich heraus, daß der südwärtige Transport nicht allein durch die Tiefenwasserbildungsrate bestimmt wird, sondern daß der tiefe Randstrom durch beckenweite zyklonale Wirbel verstärkt wird. Rezirkulationszellen entlang des

¹Entrainment: mit dem absinkenden Wasser wird Wasser aus der Umgebung – auch von oberhalb der Ausstromtiefe – mit in die Tiefe gesogen und mit dem Overflow vermischt (Rhein und Hinrichsen, 1993); die Rate, mit der Umgebungswasser zugemischt wird, ist abhängig vom Dichteunterschied zwischen absinkendem Wasser und der Umgebung und von der Geschwindigkeit. Somit findet Entrainment hauptsächlich nahe der Schwellen statt (Price und O'Neil-Baringer, 1994).

Randstroms werden auch beobachtet (z.B. Hogg et al., 1986; McCartney, 1992; Richardson und Schmitz, 1993) – ihre dynamische Ursache ist aber unklar –, und sie tragen zum Austausch der Tiefenwassereigenschaften im Randstrom mit dem weniger gut erneuerten Tiefenwasser in den einzelnen Becken bei, und sie vermischen innerhalb des Randstroms Tiefenwasser, das in verschiedenen Jahren gebildet wurde. Die durch die Bildungsprozesse aufgeprägten Eigenschaften des Tiefenwassers aus dem Nordatlantik sind daher in allen Ozeanen in der Tiefe zu finden (Reid und Lynn, 1971).

Das zweite Tiefenwasserbildungsgebiet ist die Weddellsee. Dort entsteht das AABW (Antarctic Bottom Water) durch Absinken von kaltem Wasser (Ice Shelf Water) am westlichen Schelfrand. Beim Absinken vermischt es sich mit dem umgebenden 'Warm Deep Water' (WDW) aus dem Zirkumpolarstrom und bildet das 'Weddell Sea Bottom Water' (WSBW). (Foster und Carmack, 1976; Weiss et al., 1979; Foster und Middleton, 1980). Es verläßt die Weddellsee kälter, salzärmer und dichter als NADW. Es breitet sich als AABW (Antarctic Bottom Water), teilweise topographisch geführt, in den Süd- und auch Nordatlantik aus und bildet den unteren Teil des Zirkumpolarstroms (Reid, 1989).

Der Rückstrom von oberflächennahem Wasser in den Atlantik erfolgt zum Teil über die sogenannte 'Warmwasserroute', mit der in den oberen 500 m der Wassersäule warmes Wasser über die Indonesische See aus dem Pazifik in den Indischen Ozean strömt. Es überquert den Indischen Ozean, und der Transport in den Südatlantik erfolgt dann durch Wirbel, die an der Agulhas-Retrofektion südlich von Afrika entstehen. Nach Überqueren des Äquators im Westatlantik nahe der brasilianischen Küste wird das südatlantische Wasser zum Teil durch Wirbel in den Floridaström und den Golfström geleitet, die es weiter nach Norden in die Tiefenwasserbildungsgebiete des Nordatlantiks befördern. Die sogenannte 'Kaltwasserroute' bringt Zwischenwasser (AAIW: Antarctic Intermediate Water) aus dem Pazifik über die Drakepassage in den Südatlantik. Der Anteil der beiden Routen an dem Rücktransport wird in der Literatur allerdings kontrovers diskutiert (siehe Kap. 1.2). Durch die thermohaline Zirkulation wird ein erheblicher Anteil des globalen meridionalen Wärmetransports geleistet, durch sie werden dem Atlantik nördlich von 35° N noch einmal ca. 30% der Wärme zugeführt, die durch solare Einstrahlung dorthin gelangt (Broecker und Denton, 1989).

1.2 Stärke der globalen thermohalinen Zirkulation

Die Stärke der heutigen globalen thermohalinen Zelle ist nicht genau bekannt, obwohl die Transporte mit verschiedensten Methoden berechnet werden können. Transportabschätzungen des tiefen Teils der thermohalinen Zelle im westlichen Randstrom wurden in den 1960er Jahren mit Floats und mit der dynamischen Methode durchgeführt (Swallow und Worthington, 1961; Barrett, 1965). Verankerte Strömungsmesser zeigen eine hohe Variabilität in den Strömungsgeschwindigkeiten im westlichen Randstrom, z.B. in Perioden von 40 Tagen bei Kap Hatteras (z.B. Pickart und Watts, 1990) und von 50 – 70 Tagen im tropischen Atlantik (Schott et al., 1993b; Johns et al., 1993). Zeitserien mit weniger als 1 Jahr Dauer sind daher wahrscheinlich unbrauchbar, um einen stabilen Mittelwert zu bestimmen. Bei 26.5° N zeigten sich in den Transporten erhebliche Schwankungen auf der Zeitskala von 100 Tagen, die wahrscheinlich auf ein Mäandrieren der Stromes zurückzuführen waren (Lee et al., 1990). Neben den Unsicherheiten in der Mittelung und den nicht immer bekannten horizontalen Ausmaßen der Stromkerne schätzen Strömungsmessungen den Bruttotransport im westlichen Randstrom ab, enthalten also auch den Anteil der Strömung, der rezirkuliert und damit nicht Teil der globalen thermohalinen Zelle ist.

Verankerte Strömungsmessungen, Floats und die dynamischen Methode ergeben im Atlantik Transporte im tiefen westlichen Randstrom von 7-9 Sv² bis 40 Sv, die meisten Abschätzungen liegen allerdings zwischen 15 – 27 Sv (Tab. 1.1, 1.2). Die erhaltenen Transporte scheinen größtenteils unabhängig von der geographischen Position und auch unabhängig von der Methode zu sein. Am besten passen die Werte zwischen 13° N und 5° S zusammen, die aus dieser Region veröffentlichten Werte schwanken zwischen 19 – 29 Sv.

Nördlich der Labradorsee existieren mehrjährige Zeitserien von Strömungsmessungen, die den Transport des tiefen westlichen Randstroms vor dem Einstrom in die Labradorsee auf etwa 12 Sv festlegen (Dickson et al., 1990). Dieser Transport setzt sich aus den verschiedenen Wassermassen zusammen, die über die Dänemarkstraße und über die Schwellen zwischen Island und Shetland strömen, samt dem durch Entrainment mitgerissenen Wasser und einer Rezirkulationskomponente (Kap. 3).

In Kap. 3 wird mit Hilfe der Freon- und Tritiumverteilungen (näheres zu den Tracern

²1 Sv: 10⁶ m³/s

Tabelle 1.1: *Transportabschätzungen mit Strömungsmessern (Strommesser.) Floats, Geostrophie im tiefen westlichen Randstrom südlich der Labradorsee bis 30° N. Geostrophie/Inversmodellierung gibt den Nettotransport des Tiefenwassers zu einem Zeitpunkt an. 1): Transport des Randstroms 40 Sv, 20 Sv rezirkulieren.*

Gebiet	Transport (Sv)	Methode	Autoren
40° N	10-15	Floats/Stromm.	Richardson, 1985
40° N	40 (20) ¹	Strommesser	Hogg et al., 1986
37° N	5-14	Strommesser	Watts, 1991
36° N	9 ± 3	Geostrophie	Joyce et al., 1986
35° N	24	Geostr./Stromm.	Richardson, 1977
35° N	4-12	Floats	Barrett, 1965
35° N	2	Geostrophie	Worthington und Kawai, 1971
35° N	10	Geostrophie	Richardson und Knauss, 1971
33° N	7	Floats	Swallow und Worthington, 1977
31° N	19	Geostrophie	Amos et al., 1971
30° N	40	Floats	Riser et al., 1978

Tabelle 1.2: *Transportabschätzungen mit Strömungsmessern (Stromm.) Floats, Geostrophie, bzw Geostrophie/Inversmodellierung (Invers) Pegasus (Peg.) und IADCP im tiefen westlichen Randstrom südlich von 30° N. Geostrophie/Inversmodellierung gibt den Nettotransport des Tiefenwassers zu einem Zeitpunkt an.*

Gebiet	Transport (Sv)	Methode	Autoren
28° N	24	Strommesser	Lai, 1984
26° N	17	Invers	Roemmich und Wunsch, 1985
26° N	9	Geostrophie	Fine und Molinari, 1988
26° N	35	Geost./ Peg.	Leaman und Harris, 1990
26° N	33	Strommesser	Lee et al., 1990
25° N	19	Invers	Bryden und Hall, 1980
23° N	12	Geostrophie	Fine und Molinari, 1988
20° N	10	Geostrophie	Fine und Molinari, 1988
13° N	25	Geostrophie	Speer und McCartney, 1991
7-10° N	26	Geostrophie	Speer und McCartney, 1991
2-12° N	24± 4	Geostrophie	Molinari et al., 1992
8° N	24	Invers	Roemmich, 1983
8° N	20-40	Strommesser	Johns et al., 1990
1° N, 44° W	19-22	Strommesser	Schott et al., 1993b
35° W	27± 7	Peg.IADCP,Geost.	Rhein et al., 1994
5° S	29± 5	Peg.IADCP,Geost.	Rhein et al., 1994
10° S	5	Geostrophie	Rhein et al., 1994
8° S	24	Invers	Roemmich, 1983
30° S	19-22	Invers	Fu, 1981
32° S	17	Invers	Rintoul, 1991

in Kap. 1.6) im tiefen Randstrom sowie anhand von Annahmen zu seiner horizontalen Ausdehnung der mittlere Tiefenwassertransport im westlichen Randstrom im Atlantik zu 13 Sv abgeschätzt. Im Gegensatz zu direkten Strömungsmessungen liefern Tracerdaten nicht den Bruttotransport des Randstroms, sondern den zeitlich und räumlich gemittelten Transport der thermohalinen Zelle, da die Tracerverteilungen selbst durch Vermischung und Rezirkulation modifiziert werden. Um aus den mittleren Geschwindigkeiten der einzelnen Tiefenwasserkomponenten, die mit Hilfe der Tritium- und Freonverteilungen abgeschätzt wurden, einen mittleren Transport zu erhalten, muß auch die mittlere horizontale Ausdehnung des Randstroms angegeben werden, dies versieht die oben genannten Transporte mit einer zusätzlichen Unsicherheit.

Eine höhere Zahl ergibt sich aus den ^{14}C - Daten des tiefen Atlantiks. Broecker et al. (1991a) ermittelten aus den Differenzen der $\Delta^{14}\text{C}$ Werte zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser eine Erneuerungszeit des Tiefenwassers von ca. 180 Jahren. Dies und die PO_4 - Verteilung im Atlantik, die zum Verhältnis der AABW- und NADW- Transporte korreliert ist (Broecker et al., 1991a), ergaben einen NADW Transport von 20 ± 5 Sv. Unsicherheiten in dieser Abschätzung rühren von der Abschätzung des mittleren Alters des Tiefenwassers her und von der Schwierigkeiten in der Ermittlung der ^{14}C - Werte für neu gebildetes Tiefenwasser.

Bei bekannten Oberflächenflüssen von Wärme und Frischwasser im Nordatlantik und bei bekannten meridionalen Volumen- und Wärmetransporten an den Rändern läßt sich die Umwandlung von warmem in kaltes, dichteres Wasser im Nordatlantik abschätzen und somit auch eine Tiefenwasserbildungsrate. Die so ermittelte Produktion von 6 - 8.5 Sv im Dichtebereich des LSW (McCartney und Talley, 1984; McCartney, 1992) wird aufgespalten in einen Anteil, der im Subpolarwirbel rezirkuliert, und in einen Teil (4 Sv), der in den tiefen westlichen Randstrom fließt (McCartney, 1992; Schmitz und McCartney, 1993). Die einzelnen Transporte sind sehr subjektiv ermittelt, z.B. sind die 4 Sv keine unabhängige Schätzung, sondern die Autoren wünschen einen Gesamttransport des Randstroms südlich der Labradorsee von 16 Sv (12 Sv von nördlich der Labradorsee stammend + 4 Sv LSW) um die von ihnen gewünschte Größe der thermohalinen Zirkulation von 13 Sv, motiviert durch die Arbeiten von McCartney und Talley (1984) und Schmitz und Richardson (1991), plus eine Rezirkulationskomponente von 3 Sv zu erreichen. Die von ihnen zitierten Unter-

suchung von McCartney und Talley (1984) kam zwar ebenfalls auf einen Transport von 14 Sv, darin war aber ein Anteil von 8.5 Sv LSW eingeschlossen. Speer und Tziperman (1992) schätzten eine Tiefenwasserbildungsrate von 9 Sv im nördlichen Nordatlantik ab, die ihrer Meinung nach an der thermohalinen Zirkulation beteiligt sind.

Richardson und Schmitz's (1991) Abschätzungen stammen aus dem nach Norden gerichteten Rückstrom von warmem Wasser im subtropischen Atlantik. Der Anteil an südhemisphärischem Wasser am Floridastrom wurde von ihnen aus den Wassermasseneigenschaften und Strommesserverankerungen zu 45% und damit zu 13 Sv abgeschätzt. Der schon oben erwähnte Rückstrom der thermohalinen Zirkulation transportiert entweder a) Wasser vom Pazifik durch das Indonesische Archipel in den Indischen Ozean und um die südliche Spitze von Afrika in den Südatlantik (Gordon, 1986) und/oder b) strömt als Antarktisches Zwischenwasser (AAIW: Antarctic Intermediate Water) vom Pazifik über die Drakestraße in den Atlantik. Südatlantisches Wasser wird dann zum Teil durch Wirbel in den Florida-, bzw Golfstrom gespeist, der ihn weiter in den nördlichen Nordatlantik transportiert.

Auch der Transport dieses oberen Zweigs der thermohalinen Zelle wurde mit unterschiedlichen Methoden abgeschätzt (Dynamische Methode, Strömungsmesser, Wassermasseneigenschaften). Die Inversmodellierung benutzt hydrographische Zonalschnitte über einen Ozean und setzt Massenerhalt voraus, zumeist nicht nur für den gesamten Schnitt, sondern auch für einzelne, definierte Wasserschichten (getrennt durch Isopyknen), die nicht miteinander wechselwirken. In Regionen mit großer Wirbelaktivität kann man die beckenweiten Schnitte möglicherweise nicht als synoptisch ansehen, was zu Unsicherheiten in den Ergebnissen führt. Mit geeigneten Randbedingungen werden dann die Meridionaltransporte in den einzelnen Schichten berechnet. Da die Temperaturverteilung bekannt ist, ergeben sich daraus auch die meridionalen Wärmetransporte. Diese Abschätzungen geben räumlich gemittelte Werte und den Nettotransport der thermohalinen Zirkulation zu einem Zeitpunkt (Tab. 1.3). Auch diese Schätzungen sind mit erheblichen Unsicherheiten verbunden, die Größe der Meridionaltransporte schwankt um 10 – 25 Sv (Tabs. 1.1, 1.2).

Abschätzungen des 'Warmwasserweges' (Durchfluß vom Pazifik in den Indischen Ozean) variieren von 1.7 – 20 Sv (siehe Tabelle in Macdonald, 1993, Creswell et al., 1993). Der Transport von Wasser aus dem Indischen Ozean in den Südatlantik geschieht hauptsäch-

Tabelle 1.3: *Transportabschätzungen mit verschiedenen Methoden für den tiefen Zweig der thermohalinen Zirkulation bei 26° N, modifiziert aus Lee et al., 1990*

Transport Sv	Methode	Autoren
17	Invers	Roemmich und Wunsch, 1985
12.8	Modell	Sarmiento, 1986
9	Geostrophie	Fine und Molinari, 1988
7.5	Modell	Semnter und Chervin, 1988
35	Geostrophie/ Pegasus	Leaman und Harris, 1990
33	Strommesser	Lee et al., 1990

lich an der Argulhas – Retrofektion durch Wirbel, die sich an der Retrofektion ablösen und im Benguela – Strom in den Südatlantik driften. Die berechneten Transporte reichen ebenfalls von 3 – 20 Sv (Gordon et al., 1987; Whitworth und Nowlin, 1987; Stramma und Peterson, 1990, Gordon und Haxby, 1990; McCartney und Woodgate-Jones, 1991, Gordon et al., 1992). Laut Rintoul (1991) schließt aber der zum Äquator gerichtete geringe meridionale Wärmetransport im Südatlantik bei 32° S einen großen Transport via Warmwasserroute aus dem Indischen Ozean aus, und favorisiert bei einer meridionalen Zelle von 17 Sv stark die Kaltwasserroute.

1.3 Modellierung der thermohalinen Zirkulation

Auch die mit Hilfe von großskaligen Zirkulationsmodellen abgeschätzten Raten der Tiefenwasserbildung und die Größe der thermohalinen Zelle sind mit einigen Unsicherheiten versehen. Dafür gibt es mehrere Gründe. Durch die meist sehr grobe räumliche Auflösung der GCMs (Global Circulation Model) von $4^\circ \times 4^\circ$, werden die z.B. die Bedingungen, die in der Labradorsee herrschen und Konvektion begünstigen, zusammen mit den Daten von außerhalb der Labradorsee gemittelt. Viele höher auflösende Modelle haben darüber hinaus ihre nördliche Randzone bei 65° N, so daß die tiefen Komponenten des westlichen Randstroms nicht im Modell gebildet, sondern durch Randbedingungen vorgegeben werden, z.B. durch mittlere Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen (Levitus, 1982) in der

Randzone (Sarmiento, 1986; Böning et al., 1991; Semtner und Chervin, 1992). Durch die grobe räumliche Mittelung dieses Datensatzes ist das Signal des Overflow-Wassers aus der Dänemarkstraße nicht mehr zu erkennen, so daß ein Teil der tiefen thermohalinen Komponente im Modell gar nicht vorhanden ist. Die Modelle werden meist mit monatlichen Mittelwerten der Windfelder angetrieben (Hellermann und Rosenstein, 1983; Isemer und Hasse, 1987) und dadurch, daß die Oberflächenwerte zu den monatlichen mittleren Salzgehalts- und Temperaturverteilungen von Levitus (1982) hingezwungen werden.

Beides, die räumliche und die zeitliche Mittelung ist viel gröber als die Skalen der tiefen Konvektion. Neuere Untersuchungen zur Dynamik der Konvektion haben gezeigt, daß die aktiven Konvektionszellen einen Durchmesser von <2 km besitzen und hohe Vertikalgeschwindigkeiten von einigen Stunden Dauer auftreten. (Schott und Leaman, 1991; Visbeck, 1993; Schott et al., 1994). Die Tiefenwasserbildung wird in den Modellen durch **Convective Adjustment** parametrisiert. Bei vertikaler instabiler Schichtung, hervorgerufen z.B. durch Abkühlung des Oberflächenwassers, werden die davon betroffenen vertikalen Schichten vermischt. Folgende Methoden werden dabei angewandt (Marotzke, 1991):

- 'Standardmethode' (Semtner, 1974; Cox, 1984): nach jedem Zeitschritt wird geprüft, ob die beiden oberflächennächsten vertikalen Schichten instabil sind. Falls ja, werden Schicht 1 und 2 vermischt. Als nächstes wird festgestellt, ob Schicht 3 und 4 instabil sind, wenn ja, findet Vermischung statt, usw. Beim nächsten Zeitschritt werden Schicht 2 und 3, Schicht 4 und 5, usw geprüft, und falls instabil, vermischt. Man braucht also mindestens $SA \cdot 2N$ Zeitschritte (SA :Anzahl der vertikalen Schichten, N : Anzahl der Iterationen) um Dichteänderungen an der Oberfläche in der Bodenschicht zu bemerken. Wenn bei zuerst homogener Dichte aller Schichten die Oberfläche abgekühlt wird, wird diese bei der ersten Iteration nur mit Schicht 2 vermischt. Bei der zweiten Iteration vermischt dann Schicht 2 mit Schicht 3, und die Dichteschichtung zwischen Schicht 1 und Schicht 2 wird wieder instabil. Stabile Verhältnisse können nur wiederhergestellt werden, falls die Dichte mit der Tiefe zunimmt.
- 'Complete Mixing'- Methode (Marotzke und Willebrand, 1991): Bei jeder Iteration wird überprüft, ob vertikale Instabilitäten auftreten. Ist dies der Fall, wird der instabile Teil der Wassersäule sofort vermischt. Alle Schichten mit gleicher potentieller Dichte werden in die Vermischung miteinbezogen. Nach maximal $SA-1$ Iterationen

ist eine vertikale Stabilität erreicht.

- 'Implicite Diffusion' – Methode (Cox, 1984): Falls vertikale Instabilitäten auftreten, wird der vertikale Diffusionskoeffizient erhöht und stärkere Vermischung in allen Tiefen setzt ein, bis die Stabilität wiederhergestellt ist. Dies kann mehrere Zeitschritte dauern oder sofort geschehen.

Ob diese Parametrisierungen der Konvektion geeignet sind, den integralen Effekt auf die Eigenschaften des neu gebildeten Tiefenwassers zu simulieren, kann besonders gut mit Tracern wie den Freonen untersucht werden. Bis jetzt mangelte es aber an geeigneten Beobachtungen. Da die beiden Gebiete im Nordatlantik mit tiefer Konvektion (Labradorsee und Grönlandsee) im Spätwinter schwer zugänglich sind und dort Konvektion nicht jedes Jahr stattfindet, bietet sich der Golf du Lion im westlichen Mittelmeer, wo ebenfalls im Spätwinter tiefe Konvektion bis zum Boden stattfinden kann als Untersuchungsgebiet für Prozeßstudien an. Das 1991-1992 dort durchgeführte Tomographie – Experiment (Thetis³ Group, 1994) bot die Möglichkeit, an einigen dafür vorgesehenen Reisen teilzunehmen und Traceranalysen durchzuführen. Tracermessungen zur Untersuchung der Tiefenwasserbildung durch Konvektion wurden auch im Rahmen des GSP (Greenland Sea Project) in der Grönlandsee durchgeführt (Rhein, 1991; Schlosser et al., 1991). Allerdings konnte dort nur ein Freonprofil in einem Konvektionsereignis gemessen werden. Die Ergebnisse werden in Kap. 2 vorgestellt.

Neben den bereits genannten Problemen zeigen die Modelle, z.B. das Hamburger Modell (Maier-Reimer et al., 1993) und das GFDL Modell (Manabe et al., 1990), ein Aufquellen von Tiefenwasser im Atlantik in mittleren Breiten (Böning et al., 1994). Beide Modelle werden auch zur Untersuchung des Treibhauseffekts benutzt (siehe Kap. 1.5) und das GFDL Modell, um die Verteilung von ¹⁴C im Weltozean zu simulieren (Toggweiler et al., 1989a, 1989b). Der künstliche Auftrieb zwischen Küste und westlichem Randstrom, der etwa 1/3 des vom Modell erzeugten Tiefenwassers entfernt, ergibt ein signifikantes Defizit im Bomben-¹⁴C Inventar im Vergleich zu Beobachtungen (Toggweiler et al., 1989b). Durch den dadurch geschwächten Tiefenwassertransport ist die meridionale Zelle auch nicht ausreichend, um den im subtropischen Atlantik bei 24° N beobachteten nordwärtigen

³ THETIS: THeoretical and Experimental Tomography In the Sea

Wärmetransport von 1.2 ± 0.3 PW zu reproduzieren (Hall und Bryden, 1982; Roemmich und Wunsch, 1985). Da die Tiefenwasserproduktion im Nordatlantik sehr sensitiv auf Variationen der nicht genau bekannten Frischwasser- und Wärmeflüsse reagiert (Döscher et al., 1994; Maier-Reimer et al., 1993; Washington et al., 1993), läßt sich die Tiefenwasserbildungsrate zwar auf unrealistische Werte erhöhen, aber trotz der damit verbundenen höheren meridionalen Wärmetransporte verhindert das Aufsteigen des Tiefenwassers am westlichen Rand eine Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Böning et al. (1994) konnten im CME Modell des Nordatlantiks den künstlichen Auftrieb durch eine andere Parametrisierung der isopyknischen Vermischung beseitigen (Gent und McWilliams, 1990): ohne die Tiefenwasserbildung (16 Sv) zu erhöhen, nahm die thermohaline Zelle von 8 Sv auf 13 Sv zu, mit einer erheblich besseren Übereinstimmung der modellierten meridionalen Wärmetransporte mit den Resultaten anderer Arbeiten (Isemer et al., 1989; Trenberth und Solomon, 1993).

1.4 Schwankungen der thermohalinen Zelle während Warm- und Kaltzeiten

Die Frage nach der Stabilität der thermohalinen Zirkulation wurde im Zusammenhang mit den Klimaschwankungen im Quartär gestellt. Der Wechsel von Warm- und Kaltzeiten, verbunden mit der Vergletscherung ganzer Kontinente, wurde durch Schwankungen in der jahreszeitlichen Sonneneinstrahlung verursacht, die wiederum Folge von Schwankungen der Erdbahnparameter sind (z.B. Imbrie et al., 1984). Auf- und Abbau der großen Gletschermassen geschah in Perioden von 19-23 000 und von 41 000 Jahren, und Vergletscherungszyklen wurden nach etwa 100 000 Jahren abrupt abgebrochen. Die kürzeren Perioden lassen sich gut durch die Perioden der Erdumlaufbahn-Schwankungen erklären. Das langsame Ansteigen der Vergletscherungen, sichtbar auch in den Isotopendaten mariner Sedimente, und das rasche Abschmelzen der Gletscher nach ca. 100 000 Jahren (dominierend in den letzten 700 000 Jahren), können aber nicht durch die Schwankungen der Erdumlaufbahn allein verursacht worden sein (Imbrie, 1985).

Das schnelle Umschlagen (Jahrhundert) zwischen Kalt und Warmperioden (Broecker et al., 1985b), das rasche Abschmelzen der nordhemisphärischen Eismassen (Fairbanks, 1989)

und das gleichzeitige Eintreten der Eis- und Warmzeiten in Nord und Südhemisphäre können ebenfalls nicht allein durch die Änderungen der Erdumlaufbahn erklärt werden. Da die Änderungen in der solaren Einstrahlung über Jahrtausende erfolgte, legen die oben genannte Befunde nahe, daß interne terrestrische Prozesse ebenfalls eine wichtige Rolle spielen. Vorgeschlagen wurden Änderungen in der Konzentration der atmosphärischen Treibhausgase – während der Kaltzeiten war ca. 30% weniger CO_2 in der Atmosphäre vorhanden – und Änderungen im polwärtigen meridionalen Wärmetransport durch reduzierte Tiefenwasserbildung während der Eiszeiten im Nordatlantik (z.B. Boyle und Keigwin, 1987; Manabe und Stouffer, 1988; Broecker und Denton, 1989; Keigwin et al., 1991; Charles und Fairbanks, 1992).

Verringerte Tiefenwasserbildung durch Änderungen der Frischwasserbilanz im Nordatlantik

Der heutige Atlantik besitzt höhere Oberflächensalzgehalte als der Pazifik. Dies wird durch die Verluste an Frischwasser durch atmosphärischen Wasserdampftransport vom Atlantik in den Pazifik und die benachbarten Kontinente verursacht. Abschätzungen des Wasserdampftransportes aus dem Nordatlantik bewegen sich zwischen 0.25 – 0.45 Sv (Baumgartner und Reichel, 1975; Manabe und Stouffer, 1988; Broecker et al., 1990). Durch diese höheren Salzgehalte kann im Nordatlantik bereits Wasser, das auf 3.2° C abgekühlt wurde, in der Labradorsee tiefe Konvektion bis 2000 m auslösen, während im Nordpazifik Wasser nahe des Gefrierpunktes (ca. -2.0° C) nur einige 100 m tief absinken kann. Das im Nordatlantik gebildete Tiefenwasser exportiert nun die höheren Salzgehalte in die benachbarten Ozeane, das von dort zurückströmende Wasser ist ca. 0.6 psu salzärmer (Broecker und Denton, 1989). Eine Reduzierung oder gar eine Umkehrung des Wasserdampftransportes könnte die Ursache für eine Reduzierung oder für ein völliges Abschalten der Tiefenwasserproduktion im Nordatlantik sein. Atmosphärenmodelle legen nahe, daß während der Kaltzeiten weniger Wasserdampf aus dem Atlantik wegtransportiert wurde oder möglicherweise der Wasserdampftransport vom Pazifik in den Atlantik gerichtet war (Miller und Russell, 1990). Ähnliches würde geschehen, wenn die Zufuhr von Frischwasser in den Nordatlantik erhöht würde (z.B. Broecker et al., 1985b; Broecker et al., 1989).

Einfache Boxmodelle (z.B. Welander, 1986; Joyce, 1991) sowie Untersuchungen mit

zwei- und dreidimensionalen numerischen Modellen (Marotzke et al., 1988; Marotzke und Willebrand, 1991; Stocker und Wright, 1991a) als auch mit gekoppelten Ozean-Atmosphäre Modellen (Manabe und Stouffer, 1988; Maier-Reimer et al., 1993) zeigen mehrere Zustände der thermohalinen Zirkulation. Es wurde auch gezeigt, daß die heutige Zirkulation auf Anomalien des Frischwasserflusses im Nordatlantik sensitiv reagiert (Maier-Reimer et al., 1993; Stocker und Wright, 1991a,b).

Die thermohaline Zirkulation während der Eiszeiten

Durch geochemische Untersuchungen an Sedimentkernen, vor allem durch die Unterschiede im Cd/Ca Verhältnis von atlantischen benthischen Foraminiferen zwischen Warm und Kaltzeiten ist bekannt, daß während der Eiszeiten die Tiefenwasserproduktion im Nordatlantik reduziert war (z.B. Boyle und Keigwin, 1982; Boyle und Keigwin, 1985). Während der Kaltzeiten hatte die Polarfront ihre südlichste Ausdehnung, die Tiefenwasserbildungsgebiete waren im Winter mit Meereis bedeckt, und/oder die Salzgehalte nördlich der Polarfront möglicherweise zu niedrig, um Tiefenwasserbildung zuzulassen (Ruddiman und McIntyre, 1981; Broecker et al., 1985b).

Sauerstoff-Isotopenmessungen in grönländischen Eisbohrkernen zeigen ebenfalls eine Reihe von raschen Änderungen zwischen Warm- und Kaltzeiten ('Dansgaard-Oeschger' events), die in den letzten 90 000 Jahren mit den Oberflächentemperaturen im Nordatlantik korreliert sind (Bond et al., 1993): zwischen 80 000 und 20 000 Jahren vor heute traten die einzelnen Abkühlungsperioden in Serien von etwa 10 000 – 15 000 Jahren Dauer auf. Das Ende einer Serie wurde durch einen großen Einstrom von Eisbergen in den Nordatlantik eingeleitet ('Heinrich event'), dem eine sofortige Erwärmung folgte. Die Autoren sehen in der schnellen Erwärmung einen Beitrag der wieder einsetzenden Tiefenwasserbildung: das Abschmelzen der Eismassen und der Rückgang der Schmelzwasserzuflüsse in den Nordatlantik nach einem 'Heinrich event' durch den Rückzug der Gletscher auf die Kontinente reichte ihrer Ansicht nach möglicherweise aus, den Oberflächensalzgehalt soweit zu erhöhen, daß verstärkt Tiefenwasserbildung stattfinden konnte, und so weiter Wärme in den Nordatlantik geführt wurde (Bond et al., 1992). Es bleibt die Frage, wo denn das Schmelzwasser der 'Heinrich'-Eisberge geblieben ist.

Klimauntersuchungen der letzten 15 000 Jahre zeigten Klimaänderungen in noch kürze-

ren Zeitspannen: Untersuchungen an Sedimentkernen im Nordatlantik von Boyle und Keigwin (1987) sowie Keigwin et al. (1991) legen nahe, daß zwischen 15 000 und 10 000 Jahren vor heute die NADW Bildung viermal verringert war oder sogar aufhörte (14 500, 13 500, 12 000 und 10 500 Jahre vor heute). Diese Reduzierung der Tiefenwasserbildung war mit Einleitung von Schmelzwasser in den Ozean verknüpft, außerdem gibt es Hinweise, daß während dieser Zeiten das Klima in der nordatlantischen Region kälter war. Die letzte Tiefenwasserreduktion um 10 500 Jahre vor heute fällt mit dem kühleren Klima in Nordeuropa während der 'Jüngeren Dryas' zusammen. In dieser Zeitspanne legen $\delta^{18}O$ und ^{14}C Messungen an Sedimentkernen im Golf von Mexiko nahe, daß der Schmelzwasserfluß in den Golf von Mexiko durch den Mississippi verringert wurde (Leventer et al., 1982), und das Schmelzwasser der nordamerikanischen Eismassen in den Nordatlantik umgeleitet wurde (Broecker et al., 1989). Dort könnte es die Produktion von NADW geschwächt oder sogar unterbunden haben. Die thermohaline Zelle und der meridionale Wärmetransport des Nordatlantiks nahmen dadurch ab mit anschließender Abkühlung von Nordeuropa. Diese Deutung der Jüngeren Dryas ist jedoch in der Literatur umstritten (Fairbanks, 1989; Jansen und Veum, 1990; Veum et al., 1992).

Spuren der Vereisungszyklen sind nicht nur in Sedimentkernen aus dem Nordatlantik sichtbar: Kohlenstoffisotope aus benthischen Foraminiferen aus Kernen des Südatlantiks zeigen ebenfalls starke und rasche Schwankungen in der Tiefenwasserbildung: vor dem großräumigen Abschmelzen der nordhemisphärischen Eismassen setzt die Bildung von NADW ein, danach folgt eine Reduzierung der Tiefenwasserproduktion (Charles und Fairbanks, 1992). Klimaschwankungen auf solch kurzfristigen Perioden wurden neulich auch in Eisbohrkernen aus Zentralgrönland während der letzten Warmzeit und während der Saale - Holstein Vereisung 150 000 - 250 000 Jahre vor heute beobachtet (Dansgaard et al., 1993; GRIP members, 1993). Dies wirft die Frage nach den Ursachen dieser Schwankungen auf; während des Interglazials standen keine Eismassen zur Verfügung, um über vermehrten Schmelzwassereintrag die thermohaline Zirkulation zu beeinflussen.

1.5 Atmosphärische CO_2 - Änderungen und thermohaline Zirkulation

Der Einfluß der thermohalinen Zirkulation beschränkt sich nicht nur auf Modifikationen des Klimas im Nordatlantik, sondern hat auch direkte Auswirkungen auf die atmosphärischen CO_2 Konzentrationen. Messungen von Treibhausgasen an den in Eiskernen eingeschlossenen Luftbläschen (Berner et al., 1980) zeigten um ein Drittel geringere atmosphärische CO_2 Konzentrationen während der Eiszeiten als in den Warmzeiten. Dies könnte durch geringeren Austausch von polarem Oberflächenwasser mit dem Rest des Ozeans während der Kaltzeiten durch eine schwache thermohaline Zirkulation verursacht worden sein (Broecker und Denton, 1989; Raynaud et al., 1993). Dadurch wird die Nährstoffkonzentration im polaren Oberflächenwasser gesenkt, da die Nährstoffe biologisch besser genutzt werden können. Gleichzeitig wird die Alkalinität des Meerwassers erhöht und die atmosphärischen CO_2 Werte erniedrigt (Sarmiento und Toggweiler, 1984; Siegenthaler und Wenk, 1984; Knox und McElroy, 1984; Broecker und Peng, 1989). Einen ähnlichen Effekt erzielt laut Boyle (1988) die Vertiefung des Nährstoffmaximums während der Kaltzeiten: sie erhöht die Alkalinität des Oberflächenwassers und senkt daher die atmosphärischen CO_2 Konzentrationen. In all diesen Szenarien ist der Abfall in den atmosphärischen CO_2 Werten auf die geänderte thermohaline Zirkulation während der Kaltzeiten und/oder Änderungen im biologischen Kreislauf zurückzuführen. Der Einfluß der thermohalinen Zirkulation beschränkt sich also nicht nur auf Änderungen der meridionalen Wärmeflüsse, die besonders das nordeuropäische Klima betreffen, sondern er bewirkt auch Änderungen im atmosphärischen CO_2 Haushalt, die sich global auswirken können. Allerdings waren die Differenzen in den atmosphärischen CO_2 Konzentrationen von 80 ppm⁴ zwischen Warm- und Kaltzeit zu gering, um die Temperaturunterschiede (6 – 9° C) zwischen den beiden Perioden allein zu erklären (z.B. Broccoli und Manabe, 1987).

Während der Kaltzeiten war also der niedrige atmosphärische CO_2 Gehalt durch eine schwache thermohaline Zelle bedingt. Seit Beginn der industriellen Revolution Mitte des 19. Jahrhunderts läuft ein neues Experiment: Menschliche Aktivitäten erhöhen den atmosphärischen Gehalt an Spurenstoffen, die eine Erwärmung durch den Treibhauseffekt

⁴ppm: parts per million = 10^{-6} ml auf 1 ml Luft

verursachen. Trotz der ansteigenden Konzentrationen der Treibhausgase Freone, N_2O und Methan trägt das seit 1850 von 280 auf 360 ppm gestiegene CO_2 immer noch am meisten zum Treibhauseffekt bei (ca. 60% Lashof und Ajuha, 1990; Subak et al., 1993). Die folgenden Abschnitte untersuchen die Rolle des Ozeans als Speicher für zusätzlich in die Atmosphäre gebrachtes CO_2 , und seine Rolle – insbesondere die der thermohalinen Zirkulation – für die durch den Treibhauseffekt erwartete globale Erwärmung in der Atmosphäre.

Das aus fossilen Brennstoffen (ca. 5Gt pro Jahr) und aus Änderungen der Landnutzung (0.4 – 2.6 Gt pro Jahr) freigesetzte CO_2 verbleibt nur teilweise in der Atmosphäre, ca. 3.5 Gt müssen pro Jahr entweder vom Ozean oder durch das terrestrische Ökosystem aufgenommen werden. Beobachtete und modellierte meridionale atmosphärische CO_2 Gradienten legen nahe, daß diese Senken in der Nordhemisphäre größer sind als im südlichen Teil (Keeling et al., 1989; Tans et al., 1990). Unterschiede im CO_2 Partialdruck zwischen Ozean und Atmosphäre ergeben eine ozeanische Senke von ca. 1Gt pro Jahr, während Untersuchungen der ozeanischen und atmosphärischen $\delta^{13}C$ Werte auf etwa 1.5 – 2.9 Gt pro Jahr kommen (Quay et al., 1992; Tans et al., 1993). Die Abschätzungen aus GCMs mit einem Kohlenstoffkreislauf und aus Boxmodellen liegen ebenfalls in diesem Bereich (Sarmiento et al., 1992; Siegenthaler und Sarmiento, 1993). Der Rest muß dann von der terrestrischen Biosphäre aufgenommen werden, eine erhöhte Einlagerung von Kohlenstoff in marine Sedimente wird als vernachlässigbar eingeschätzt (Berner, 1992).

In der Literatur wird auch häufig die biologische Pumpe erwähnt; durch sie wird zwar Kohlenstoff in den tiefen Ozean durch Produktion vor allem von POC (Particulate Organic Carbon) transferiert. Dieser Fluß wird jedoch, solange das biologische System im Gleichgewicht ist, durch einen ebenso großen Rückstrom von DOC (Dissolved Organic Carbon) ausgeglichen. Da die biologische Produktion nicht durch das Angebot von CO_2 begrenzt wird, sondern durch Nährstoffe und/oder Licht, wird angenommen, daß sie sich weiterhin im Gleichgewicht befindet und keinen Beitrag zur Speicherung des zusätzlichen CO_2 leisten kann (Siegenthaler und Sarmiento, 1993). Allerdings zeigten Laboruntersuchungen, daß bei gewissen Diatomeenarten ein erhöhtes CO_2 Angebot bei genügend Nährstoffen und Licht zu stärkerem Wachstum führen kann (Riebesell et al., 1992). Wie weiter oben erwähnt, werden die niedrigen CO_2 Konzentrationen während der Kaltzeiten auf die veränderte thermohaline Zirkulation und auf Änderungen im biologischen Kreis-

lauf zurückgeführt, die biologische Pumpe kann also auch durch Klimaänderungen oder durch sonstige Umwelteinflüsse gestört werden, mit eventuellen Auswirkungen auf den atmosphärischen CO_2 Gehalt.

Da die zwischen 1856 und heute beobachtete Temperaturerhöhung um $0.2 - 0.4^\circ C$ (Jones et al., 1986; Jones und Wigley, 1990; IPCC Bericht, 1990) noch im Bereich der natürlichen Klimavariabilität liegt (Wigley und Raper, 1990; Khesghi und White, 1993) werden gekoppelte Ozean – Atmosphärenmodelle herangezogen, um das durch den Treibhauseffekt verursachte Ausmaß der Erwärmung abzuschätzen und bei weiterer Erhöhung des CO_2 vorherzusagen. In den meisten numerischen AGCMs (Atmospheric General Circulation Model) wird der Ozean durch eine gut durchmischte Schicht mit konstanter Tiefe in der Größenordnung von 100 m repräsentiert (NCAR⁵ – Modell: Washington und Meehl, 1984; GFDL⁶ – Modell: Manabe und Wetherald, 1987; MO⁷ – Modell: Wilson und Mitchell, 1987; OSU⁸ – Modell: Schlesinger und Zhao, 1987); oder mit saisonalem Gang der Deckschicht (GISS⁹ – Modell: Hansen et al., 1984). Die thermohaline Zirkulation fehlt völlig, die Modelle simulieren nur den durch saisonale Änderungen betroffenen oberen Ozean. Grund dafür ist die lange Zeitdauer (Jahrhunderte), die der tiefe Ozean braucht, um ins thermische Gleichgewicht zu gelangen. Die dafür erforderliche Rechenzeit ist hoch, obwohl durch numerische Techniken die Annäherung an den Gleichgewichtszustand beschleunigt werden kann (Bryan, 1984). Die Modelle besitzen eine der horizontalen Auflösung angepaßte realistische Topographie, einen Jahresgang und veränderliche Wolkenbedeckung.

Der Response der Modelle auf den Treibhauseffekt wurde durch eine Verdoppelung der atmosphärischen CO_2 Konzentrationen getestet: die Modelle sagen einen globalen Temperaturanstieg von $1.8^\circ C$ (OSU) bis $5.2^\circ C$ (MO) voraus. Die größten Unsicherheiten in diesen Abschätzungen kommen von der ungenügenden und unterschiedlichen Parametrisierung der Wolkenbedeckung (Cess et al., 1990), dem hydrologischen Kreislauf auf den Kontinenten und der zu einfachen Behandlung des Ozeans (Mitchell, 1989). In einer neueren Untersuchung, die vier verschiedene Parametrisierungen der Wolkenbedeckung in ein

⁵NCAR: National Center for Atmospheric Research, Boulder

⁶GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton

⁷MO: United Kingdom Meteorological Office

⁸OSU: Oregon State University

⁹GISS: Goddard Institute for Space Studies

GCM (MO) einsetzte, schwankte die modellierte globale Erwärmung bei Verdoppelung des atmosphärischen CO_2 Gehalts von $1.9^\circ C$ bis $5.4^\circ C$ (Senior und Mitchell, 1993).

Gekoppelte Ozean – Atmosphären – Modelle, die den tiefen Ozean mitberücksichtigen, benötigen, wie schon erwähnt, sehr viel längere Integrationszeiten um das Gleichgewicht zu erreichen. Der Ozean spielt also nicht nur als Senke für atmosphärisches CO_2 eine Rolle, sondern er verzögert durch seine große thermische Trägheit die durch den Treibhauseffekt verursachte Erwärmung. Man darf also die Temperaturerhöhungen, die die Modelle ohne tiefen Ozean bei Verdoppelung der CO_2 Konzentrationen im Gleichgewicht liefern, nicht auf den real beobachteten CO_2 Anstieg von ca. 26% interpolieren, da das reale Ozean – Atmosphäre System nicht im Gleichgewicht ist. Die Modelle würden einen Temperaturanstieg von $1 - 2^\circ C$ vorhersagen (Mitchell, 1989), während die globale beobachtete Erwärmung seit 1880 in der Größenordnung von $0.2 - 0.4^\circ C$ liegt (Jones und Wigley, 1990).

Mit dem gekoppelten Atmosphäre – Ozean GCM von Stouffer et al. (1989), einer Weiterentwicklung¹⁰ des oben erwähnten GFDL Modells, wurden zwei Experimente durchgeführt: einmal wurde der CO_2 Gehalt der Atmosphäre um 1% pro Jahr erhöht (entspricht in etwa dem beobachteten Trend, ergibt Verdoppelung nach 70 Jahren) bis zur Verdoppelung der ursprünglichen Konzentration und das Verhalten des Modells während des Übergangs zum Gleichgewicht untersucht (Manabe et al., 1991). Zum andern wurde das Modell über 500 Jahre integriert, um Klimaänderungen auf einer größeren Zeitskala abzuschätzen (Manabe und Stouffer, 1993). In diesem globalen Modell mit realistischer Topographie ist der Ozean durch 12 vertikalen Schichten mit einer horizontalen Auflösung von $4.8^\circ \times 3.75^\circ$ repräsentiert. Es ist ein primitives Gleichungsmodell (Bryan und Lewis, 1979), und Instabilitäten in der Wassersäule werden durch vertikale Vermischung bis zur entsprechenden Schicht beseitigt ('Convective Adjustment'). Wasser, das durch eventuelles Abschmelzen der Gletscher gebildet wird, kann in diesem Modell nicht in den Ozean gelangen.

Die Oberflächentemperaturen bei Erhöhung der atmosphärischen CO_2 Werte im gekoppelten Modell steigen sehr langsam im nördlichen Nordatlantik und im Zirkumpolarstrom auf der südlichen Hemisphäre. In der südlichen Region findet tiefe vertikale Vermischung

¹⁰auch neuere Versionen des NCAR und MO - Modells besitzen eine thermohaline Zirkulation und einen ozeanischen Wärmetransport.

statt, die durch den CO_2 Anstieg erzeugte Wärme wird also über eine tiefe Wassersäule verteilt. Im nördlichen Nordatlantik wird durch den ansteigenden Wasserdampfgehalt in der Troposphäre der polwärtige Wasserdampftransport erhöht, was zu einer Erniedrigung des Oberflächensalzgehaltes führt. Dadurch verringert sich dort die Bildung von Tiefenwasser, es wird weniger warmes Oberflächenwasser in den Nordatlantik transportiert, und die Erwärmung des Nordatlantiks fällt daher ebenso wie im südlichen Ozean geringer aus als in Modellen ohne tiefen Ozean.

Vergleicht man nun die Lufttemperaturen dieses Modells bei verdoppeltem CO_2 Gehalt (im Jahr 70, das Modell ist nicht im Gleichgewicht) mit der Erwärmung, die mit den Modellen mit einem flachen Ozean erhalten wurden, so zeigen sich zwar unterschiedliche absolute Werte, aber eine ähnliche geographische Verteilung der Erwärmung in fast der gesamten nördlichen Hemisphäre und in den niederen Breiten der südlichen Hemisphäre (Manabe et al., 1991). Die mittlere globale Erwärmung bis zum Jahr 70 beträgt $2.2^\circ C$ ($3.5^\circ C$ pro Jahrhundert). Bei weiterer Integration (nach Jahr 70 bleibt der atmosphärische CO_2 Gehalt konstant) erhöht sich die Lufttemperatur nochmal um $1^\circ C$. Bei einer 26% Erhöhung des CO_2 Gehalts würde dies einer Erwärmung von etwa $0.7 - 0.8^\circ C$ entsprechen, etwa 2 – 3 mal soviel wie seit 1850 beobachtet. Die thermohaline Zirkulation wird bis etwa zum Jahr 150 durch die Abnahme des Salzgehalts im Nordatlantik um die Hälfte reduziert, danach steigt die Zirkulation bis zum Jahr 450 wieder auf ihren alten Wert. Ein ähnliches Verhalten der thermohalinen Zirkulation zeigt auch das Hamburger OGCM (Mikolajewicz et al., 1990; Cubasch et al., 1992).

Gibt es Schwankungen der thermohalinen Zelle in den letzten Dekaden?

Die gekoppelten Ozean – Atmosphärenmodelle zeigen also eine Abnahme der thermohalinen Zirkulation bei zunehmender Erwärmung. Die Temperaturerhöhung durch den Treibhauseffekt fällt in Nordeuropa und im Zirkumpolarstrom geringer aus als in Modellen ohne tiefen Ozean, und die globale Erwärmung wird verzögert. Hat der Treibhauseffekt bereits heute die thermohaline Zirkulation, also den Meridionaltransport der verschiedenen Wassermassen und den damit verbundenen Meridionaltransport von Wärme beeinflusst? Die Beantwortung dieser Frage scheitert an vielen Unsicherheiten, da selbst die Größe der heutigen thermohalinen Zirkulation unsicher ist. Wie auch schon weiter oben erwähnt, kann

die bis jetzt beobachtete globale Erwärmung auch noch durch natürliche Klimavariationen erklärt werden, unabhängig vom anthropogenen Anstieg des CO_2 in der Atmosphäre, so daß selbst der Anteil des Treibhauseffekts an der globalen Erwärmung der Atmosphäre unsicher ist (Khesghi und White, 1993).

Obwohl also Trends im thermohalinen Transport nicht auflösbar sind, wurden in den letzten Dekaden Änderungen in den Temperatur – und Salzgehaltsverteilungen auch im Tiefenwasser des Atlantiks beobachtet, Tracermessungen (vor allem die Freone und Tritium) zeigten, daß die Tiefenwasserbildungsrate (tiefer als 1500 m) in der Grönlandsee seit den 1980er Jahren nur noch ca. 20 – 30% ihres vorigen Wertes betrug (Rhein, 1991; Schlosser et al., 1991; Rhein, 1993) und dadurch das Tiefenwasser in der Grönlandsee wärmer und salzreicher wurde (GSP Group, 1990). Dieser Zustand der Grönlandsee wurde auch noch 1993 vorgefunden, der Tiefenwasseraustausch des GSDW mit der Norwegischen See scheint sich aber seit 1940 nicht geändert zu haben (Rhein, 1991). Konvektionsuntersuchungen in der Grönlandsee zeigen, daß die verminderte Tiefenwasserbildung nicht einfach auf einen Temperaturanstieg zurückzuführen ist, sondern dort die Konvektion abhängig ist von einem komplexen Zusammenspiel verschiedener Faktoren wie der Eisbildung und dem Eistransport in der 'Preconditioning' Phase (siehe Kap. 2), dem Salzgehalt der atlantischen Zwischenwasserschicht und dem Zustand des großräumigen Grönlandseewirbels (Quadfasel und Meincke, 1987; Visbeck, 1993; Schott et al., 1993a). Das Tiefenwasser der Grönlandsee ist zwar wichtig für die Bildung von Tiefenwasser in der Norwegischen See, und es wird auch durch die Framstraße ins Eurasische Becken transportiert, aber es ist nicht an der globalen thermohalinen Zirkulation beteiligt (Kap. 3).

Variationen in den T – S Eigenschaften des Overflows über die Dänemarkstraße wurden in der Labradorsee beobachtet (Lazier, 1988): Die Temperaturen des dichtesten Overflow – Wassers (beobachtet in der Labradorsee) stiegen in den 1960er Jahren um $0.15^\circ C$, nahmen bis Anfang der 80er Jahre um $0.3^\circ C$ ab, und erwärmten sich bis 1989 um ca. $0.15^\circ C$. 1990 war der Overflow wieder auf die Temperaturen, die zwischen 1981 – 1985 herrschten, abgekühlt. Die Dichte des Wassers blieb dabei aber konstant, da die Änderungen in der Temperatur durch entsprechende Schwankungen im Salzgehalt begleitet wurden (Lazier, 1988; Lazier und Gershey, 1991). Weiterhin kaltes und salzarmes Wasser wurde auch im Juni 1993 in der zentralen Labradorsee beobachtet (P. Rhines und J.R.N. Lazier, pers.

Mitt.) Die Autoren führen diese T – S Variationen auf veränderliche Oberflächentemperaturen und – Salzgehalte nördlich von Island zurück. Verankerte Strömungsmesser von Dickson et al. (1990) und Dickson (1992), südöstlich von Angmagssalik überwachten den Ausstrom aus der Dänemarkstraße vom September 1986 bis August 1991. Während dieser Zeitspanne wurden trotz der oben beschriebenen T – S Variationen im Ausstrom nur sehr geringe jahreszeitliche oder zwischenjährliche Schwankungen festgestellt.

Tiefenwasserbildung in der Labradorsee war ebenfalls in den letzten Dekaden Veränderungen unterworfen, und die Konvektionstiefen schwankten zwischen 200 und 2000 m: während der 1960er Jahre fand keine Bildung von LSW (Labrador Sea Water) statt, deshalb stiegen die Temperaturen und Salzgehalte des LSW in der Labradorsee. Tiefe Konvektion bis 1000m in den Jahren 1967 und 1972 – 1975 sorgte für eine abrupte Abkühlung des LSW. In den dazwischenliegenden Jahren war die maximale Konvektionstiefe ca. 300 m. In der folgenden Periode ab 1976 (ohne Tiefenwasserbildung) nahmen Salzgehalt und Temperatur wieder zu, bis durch tiefe Konvektion in den Wintern von 1984 – 1993 LSW erneuert wurde und daher abkühlte und salzärmer wurde. (Lazier, 1980; Talley und McCartney, 1982; Read und Gould, 1992). Das bis jetzt kälteste Tiefenwasser in der Labradorsee wurde im Winter 1992/1993 gebildet (P.B.Rhines und J.R.N. Lazier, pers. Mitt.); die Konvektionstiefe betrug ca. 2400m, und die Temperatur des LSW sank auf 2.7° C. Der Trend geht also nicht zu immer weniger Tiefenwasserbildung mit eihergehender Erwärmung, sondern die Tiefenwasserbildung in der Labradorsee zeigt Variabilitäten auf einer etwa dekadischen Zeitskala.

Das Ausbleiben der Tiefenwasserbildung von 1969 – 1971 läßt sich auf die 'Große Salzgehaltsanomalie' zurückführen, die Mitte der 60er Jahre nördlich von Island durch die Dänemarkstraße in den Nordatlantik advehiert wurde und als Teil des Subpolarwirbels von der Labradorsee nach Osten bis zu den Britischen Inseln und dann durch den Färøer – Shetland Kanal wieder nach Norden befördert wurde. Diese Anomalie verringerte signifikant die Salzgehalte in den obersten 500 – 800 m im nördlichen Nordatlantik (Dickson et al., 1988). 1979 erreichte sie die Framstraße, und wurde dann 1981 – 1982 in der Grönlandsee beobachtet, wo sie vielleicht mitverantwortlich für den Zusammenbruch der Tiefenwasserbildung war. Die Anomalie wurde möglicherweise durch erhöhten Frischwasserexport aus der Arktis ins europäische Nordmeer verursacht, entweder durch vermehrte

Meereisbildung (Aagaard und Carmack, 1989; Walsh und Chapman, 1989) oder durch Windanomalien in der Grönlandsee in den 1960ern (Dickson et al., 1988). Eine weitere Hypothese vermutet Anomalien in Niederschlag und Verdunstung (Pollard und Pu, 1985).

T - S Variationen im Tiefenwasser waren nicht nur in der Labradorsee zu beobachten, sondern im gesamten Nordatlantik. Brewer et al. (1983) fanden im Tiefenwasser nördlich von 50° N eine signifikante Abnahme im Salzgehalt um 0.02 psu von 1962 bis 1981. 1991 war das Gebiet zwischen Grönland und den Britischen Inseln um 0.15° C kälter als 1981 (0.08° C kälter als 1961) und etwas salzärmer als 1962 (Read und Gould, 1992). Die Autoren führen die beobachteten Änderungen auf das jeweilige Ausmaß der Konvektion in der Labradorsee zurück. Um die beobachtete zonale Salzgehaltsverteilung (höhere Salzgehalte in der Rockall Senke als im Islandbecken und als in der Irmingersee) erklären zu können, wird angenommen, daß die hohen Salzgehalte bei 56° N, 10° W von den Salzgehalten stammen, die 1970 - 71 in der Labradorsee während der geringsten Tiefenwasserbildung vorherrschten. Das LSW würde dann ca. 18 - 19 Jahre benötigen, um die Rockallsenke zu erreichen. Die anhaltende starke Tiefenwasserbildung seit 1984 wird also vermutlich den Nordatlantik noch weiter abkühlen und zu salzärmeren Verhältnissen führen (Read und Gould, 1992).

Tiefenwassermessungen im westlichen Mittelmeer (Lacombe et al., 1985; Leaman und Schott, 1991) zeigen einen Temperatur - und Salzgehaltsanstieg des WMDW (Western Mediterranean Deep Water) bis 1987. Von 1969 - 1977 stieg die potentielle Temperatur von 12.705° C auf 12.727° C (entspricht 0.028° C in 10 Jahren); bis 1987 stieg die Temperatur um weitere 0.026° C auf 12.753. Im Frühjahr 1992 wurden zwischen 1950 und 2050 dbar 12.785° C gemessen, so daß der Temperaturanstieg in den letzten 5 Jahren 0.032° C betrug (entspricht 0.064° C in 10 Jahren), also sich die Steigerungsrate mehr als verdoppelte. Die Salzgehalte, die von 1969 bis 1987 von 38.405 auf 38.440 psu zunahmen, veränderten sich in den letzten 5 Jahren nicht (Schott et al., 1994). Da die Streuung in den Salzgehaltsdaten in der Größenordnung des erwarteten Anstiegs liegt (0.01 psu), kann aber die Stagnation noch nicht als gesichert angesehen werden

In der Literatur werden mehrere Gründe für die Änderungen der Tiefenwassercharakteristik im westlichen Mittelmeer genannt: a) eine lokale Erwärmung, verursacht durch den globalen Anstieg von Treibhausgasen in der Atmosphäre (Bethoux et al., 1990), b) An-

stieg des mittleren Salzgehaltes im LIW (Leaman und Schott, 1991; Rohling und Bryden, 1992). Der naheliegendste Grund scheint die Änderung der Frischwasserbilanz im östlichen Mittelmeer durch menschliche Eingriffe zu sein: durch den Bau von Staudämmen wird der Einstrom von Süßwasser ins östliche Mittelmeer verringert. Dies sorgt für einen erhöhten Salzgehalt des im östlichen Mittelmeer gebildeten LIW (Levantine Intermediate Water), so daß im Golf du Lion das Oberflächenwasser nicht mehr so weit abgekühlt werden muß, das Tiefenwasser daher wärmer, aber auch salzreicher wird und seine Dichte beibehält. Historische Daten deuten darauf hin, daß der Salzgehalt des LIW im westlichen Mittelmeer seit ca. 1955 vermehrt angestiegen ist (Rohling und Bryden, 1992). Laut Überlegungen dieser Autoren sollte der Salzgehalt im LIW und daher auch im WMDW noch die nächsten 55 bis 90 Jahre ansteigen.

Hydrographische Schnitte im Atlantik bei 24° N und bei 36° N zeigen eine signifikante Erwärmung von 1959 bis 1981 um 0.2° C zwischen 700 und 3000 m Tiefe. Diese Erwärmung war nicht auf den westlichen Randstrom beschränkt, sondern erstreckte sich über den gesamten Schnitt (Roemmich und Wunsch, 1984). Die Temperaturzeitserie (1955 – 1982) bei der Panulirus Station (32° N, 64° 30'W) legt nahe, daß diese Erwärmung in einen längerskaligen Trend eingebettet ist: die 4° C – Isotherme sank dort von 1960 bis 1980 um etwa 100 m (Roemmich und Wunsch, 1984). Eine ähnliche Erwärmung verbunden mit zunehmenden Salzgehalten (0.1° C und 0.025 psu bei 1700 m) des Nordatlantiks wurde von Levitus (1989a) im Tiefenwasser beim Vergleich von hydrographischen Schnitten in den beiden Pentaden 1955 – 59 und 1970 – 74 beobachtet. Ausnahme war der östliche Atlantik zwischen 30° N und 50° N , wo eine leichte Abkühlung stattfand. Wie auch bei Roemmich und Wunsch (1984, 1985) sind diese T – S Änderungen dichtekompensiert und die hydrographischen Schwankungen in der Größenordnung der in der Labradorsee beobachteten.

Im Gegensatz zu den Befunden im Tiefenwasser wurde im Subtropenwirbel zwischen 500 und 1300 m eine Abkühlung von 1955 – 59 bis 1970 – 74 entlang einer Tiefe festgestellt, hauptsächlich verursacht durch ein Anheben der Dichteflächen um bis zu 175m (Levitus, 1989b). Der östliche Teil des Subpolarwirbels war ebenfalls kälter und salzärmer, während der westliche Teil höhere Salzgehalte und Temperaturen aufwies. Temperaturdifferenzen zwischen den Pentaden lagen in der Größenordnung von 0.5° C, und Salzge-

haltsänderungen um 0.025 psu wurden ermittelt. Auch im oberen Ozean sind Temperatur – und Salzgehaltsvariationen korreliert, sie sind im östlichen und zentralen Subpolarwirbel dichtekompensiert, nicht aber im westlichen Teil und im gesamten Subtropenwirbel. Der meridionale Wärmetransport von 1981 war nicht von den Ergebnissen von 1961 zu unterscheiden, da sich auch die zonal gemittelte meridionale Zirkulation nicht geändert hatte (Roemmich und Wunsch, 1985). Bei 24° 30' N wurde zwischen 1981 und 1991 im Osten eine weitere Erwärmung, im westlichen Teil des Atlantiks dagegen eine Abkühlung im Tiefenwasser beobachtet ($\Delta T = 0.025 - 0.05^\circ \text{C}$, Lavin et al., 1993). Im Vergleich zu 1957 erwärmte sich das Tiefenwasser im West- und Ostatlantik oberhalb 2500 m um etwa 0.2°C , während das untere Tiefenwasser abkühlte. Die Abkühlung ist am westlichen Rand mit $0.05^\circ - 0.1^\circ \text{C}$ am kräftigsten ausgeprägt (Lavin et al., 1993). Die Maxima der Erwärmung im Tiefenwasser liegen um 1000-1500 m Tiefe – in diesem Bereich werden im westlichen Randstrom Tracermaxima angetroffen, die neu gebildetes Tiefenwasser aus der Labradorsee signalisieren – , die größten Temperaturdifferenzen sind aber nicht auf den westlichen Randstrom beschränkt, sondern erstrecken sich bis in den Ostatlantik (Lavin et al., 1993).

Können die beobachteten T – S Variationen im Tiefenwasser des subtropischen Nordatlantiks ebenfalls von den Schwankungen der Tiefenwasserbildung in der Labradorsee verursacht worden sein? Für das Gebiet nördlich von 50°N bereitet diese Erklärung keine Schwierigkeiten, da die neu gebildeten Tiefenwassermassen aus der Labradorsee (suNADW und LSW) mit dem Subpolarwirbel auch in den Nordostatlantik transportiert werden. Bei 24°N hingegen fließt das Tiefenwasser in einem westlichen Randstrom entlang des nordamerikanischen Kontinents ohne direkten Kontakt mit dem östlichen Becken. Im Gegensatz zu den über den ganzen Schnitt verteilten Temperatur – und Salzgehaltsanomalien bleiben die Maxima in den Tracern wie Freone und Tritium im relativ jungen Tiefenwasser im Randstrom bis südlich des Äquators erhalten, ohne entsprechendes Signal in der Mitte der Becken: bei ca. 24°N wurde bereits 1986 im westlichen Randstrom ein Freonsignal um 0.3 pmol/kg gefunden (Fine und Molinari, 1988), während im Ostatlantik bei etwa 24°N , 30°W die Konzentrationen auf dieser Breite und weiter südlich immer noch knapp an der Nachweisgrenze ($<0.01 \text{ pmol/kg}$) lagen (Doney und Bullister, 1992).

Um also die Auswirkungen der globalen Erwärmung auf die thermohaline Zelle des

Ozeans und die Rückkopplung auf die Atmosphäre quantifizieren zu können, müssen zuerst Mittelwert und natürliche Variationen des Systems untersucht werden. Die auftretenden natürlichen Schwankungen in den meteorologischen Zeitreihen können Zeitskalen bis zu 100 Jahren haben (Khesghi und White, 1993), und globale Ozeanmodelle zeigen dekadische Schwankungen der ozeanischen Zirkulation (z.B. Stouffer et al., 1989, ICCP – Bericht, 1990) die z.Bsp durch Variationen von Niederschlag und/oder Verdunstung in den Tiefenwasserbildungsgebieten hervorgerufen sein können (Weaver et al., 1991). Selbst langjährige Zeitreihen von meteorologischen Daten können zur Ermittlung der Variationen nur mit Vorsicht angewandt werden, da sie inhomogen sind, z.Bsp durch Einführung einer genaueren Meßmethode, durch Änderungen der räumlichen und/oder zeitlichen Probenahme, durch Änderungen in der Datenaufbereitung und durch lokale Veränderungen der Umgebung der Wetterstation (Karl et al., 1993).

Zum besseren Verständnis der thermohalinen Zelle wäre wünschenswert, die Abhängigkeit der Tiefenwasserbildungsrate von meteorologischen und ozeanographischen Parametern besser zu verstehen (z.B.: wird die Tiefenwassererneuerung in der Labradorsee eher durch das lokale Klima bestimmt oder durch advective Vorgänge wie in den frühen 1980ern durch die Ankunft der 'Großen Salzgehaltsanomalie'? Durch welche Vorgänge werden Temperatur und Salzgehalt der Overflow – Wassermassen verändert? Welche Rolle spielt die Frischwasserzufuhr aus dem Arktischen Ozean? Welche Rolle spielt das Entrainment an den Schwellen?). Eine weitere wichtige Fragestellung ist dann die Bedeutung dieser Variationen im Nordmeer und im nördlichen Nordatlantik für die thermohaline Zirkulation selbst. Sind die T - S Schwankungen nur lokal von Bedeutung oder verändern sie den Wassermassentransport und/oder den meridionalen Wärmetransport? Da die meisten beobachteten Änderungen in den T - S Eigenschaften der Wassermassen dichtekompensiert sind (typisch für Wassermassen, die durch Konvektion gebildet werden, Levitus, 1989a) ändert sich theoretisch nichts am Antrieb der Zirkulation, vielleicht aber im Wärmetransport. Unter der Annahme, daß 4 Sv LSW zur thermohalinen Zirkulation beitragen (Schmitz und Richardson, 1991), errechnet sich der zusätzliche nach Süden gerichtete Wärmetransport in Jahren ohne Konvektion (LSW: $T_{pot}=3.4^{\circ} C^{11}$) im Vergleich zum kältesten bis jetzt erzeugten LSW ($T_{pot}=2.8^{\circ} C$) zu etwa 0.01 PW. Diese Zahl liegt weit unterhalb der

¹¹Tpot: potentielle Temperatur Θ

Fehlergrenze für die nach Norden gerichteten Netto – Absolutwerte von ca. 1 PW. Um den Einfluß der Variationen im nördlichen Atlantik auf den Meridionaltransport untersuchen zu können, sollten also neben Beobachtungen in den Tiefenwasserbildungsgebieten auch Zeitserien der Wassermassentransporte südlich der Labradorsee durchgeführt werden, sowie beckenweite hydrographische Schnitte.

Neben Zeitserien von meteorologischen und ozeanographischen Beobachtungen wäre auch eine Verbesserung der hochauflösenden Modelle in den Tiefenwasserbildungszonen wünschenswert, z.Bsp durch Einbeziehung der Gebiete nördlich von Island, die wichtig für die Bildung der Overflow – Komponenten sind. Die Overflow – Wassermassen samt dem durch sie erzeugten Entrainment liefern immerhin einen Randstrom von 13 Sv nördlich der Labradorsee. Weitere Unsicherheiten in den Modellen bezüglich der thermohalinen Zirkulation sind bereits in Kap. 1.2 genannt.

1.6 Tracer zur Untersuchung der Tiefenwasserbildung und -ausbreitung

Tiefenwasserbildung und -ausbreitung sind wichtige Bestandteile der thermohalinen Zelle: die Tiefenwasserbildung verbindet die Ozeanoberfläche mit dem tiefen Ozean, und durch diesen Kontakt werden Eigenschaften des Oberflächenwassers, die hauptsächlich durch den Austausch mit der Atmosphäre beeinflusst werden, in die Tiefe transferiert. Dies macht die Tiefenwasserbildung und damit die thermohaline Zirkulation anfällig für Variationen in den Oberflächenflüssen, und markiert gleichzeitig das neu gebildete Tiefenwasser durch hohe Konzentrationen an Spurenstoffen, die durch atmosphärischen Eintrag ins Oberflächenwasser gelangt sind. Tracermessungen im Ozean haben daher in den letzten beiden Jahrzehnten viel dazu beigetragen, die Tiefenwasserbildung und die Ausbreitung von Tiefenwasser besser zu verstehen. Als Tracer für physikalisch – ozeanographische Fragestellungen eignen sich Spurenstoffe, deren Konzentrationen nicht durch Wechselwirkungen mit biologischen oder chemischen Prozessen beeinflusst werden (oder die Möglichkeit besitzen, diese Effekte zu korrigieren), und die eine eingebaute 'Uhr' mit sich tragen, die Aussagen über die Zeitskalen der zu untersuchenden Prozesse erlaubt. Außerdem muß der Eintrag des Stoffes in den Ozean und seine zeitlichen Änderungen bekannt sein. Eine Zu-

sammenfassung der in der physikalischen Ozeanographie benutzten Tracer und Beispiele ihrer Anwendung geben Roether und Rhein (1989).

Die Anwendung von Tracern ist noch ein sehr junges Gebiet in der Ozeanographie. Eine erste globale Untersuchung der Ozeane mit Tracern wurde 1972 – 73 im Rahmen von GEOSECS¹² durchgeführt. Im Mittelpunkt des Interesses standen dabei die Verteilungen von zwei radioaktiven Komponenten: a) Radiokohlenstoff ^{14}C mit einer Halbwertszeit von 5730 Jahren und b) radioaktiver Wasserstoff ^3H (Tritium) mit einer Halbwertszeit von 12.43 Jahren. ^{14}C besitzt zwei Quellen: eine natürliche, – in der Stratosphäre wird aus ^{14}N durch die Höhenstrahlung ^{14}C gebildet, das als $^{14}\text{CO}_2$ am Kohlenstoffkreislauf teilnimmt – und eine anthropogene. Wie Tritium, – dessen natürliche Komponente ist vernachlässigbar – wurde es während der Kernwaffenversuche Mitte der 1960er Jahre freigesetzt. Beide Tracer werden über den Kontakt zwischen Oberflächenwasser und Atmosphäre in den Ozean eingetragen und sinken in den Tiefenwasserbildungsgebieten mit in die Tiefe.

Die Abnahme des natürlichen ^{14}C Gehaltes im Tiefenwasser vom Atlantik über den Indischen Ozean und den Pazifik ergab die Zeitskalen der Tiefenwassererneuerung in den einzelnen Becken, z.Bsp wurden für den Atlantik eine Erneuerungszeit des Tiefenwassers von 180 Jahren, und für den Pazifik von etwa 500 Jahren abgeschätzt (Broecker, 1979; Broecker et al., 1991a). Die Berechnung eines mittleren Alters für den Atlantik, mit dessen Hilfe die in Kap. 1.2 erwähnten thermohalinen Transporte der NADW Zelle aus den ^{14}C Daten ermittelt wurden, ist mit einigen Unsicherheiten verknüpft. Sie hängt hauptsächlich von den angenommenen ^{14}C -Werten von neu gebildetem Tiefenwasser im Nordatlantik und in der Weddellsee ab. Diese können nicht direkt gemessen werden, da die Beobachtungen durch das bei den Kernwaffentests freigesetzte Bomben - ^{14}C kontaminiert sind (Broecker et al., 1991a). In die Berechnung gehen auch die Anteile der beiden Tiefenwasserkomponenten an der Ventilation des Atlantiks ein, da die Abnahme der ^{14}C Werte von Nord nach Süd hauptsächlich durch die Zumischung von Tiefenwasser aus der südlichen Hemisphäre und nicht durch den radioaktiven Zerfall verursacht wird: AABW startet mit sehr viel niedrigeren $\Delta^{14}\text{C}$ Werten als NADW (Broecker et al., 1991a; Broecker et al., 1985a). Außerdem nahm seit 1650 durch natürliche Schwankungen und seit 1850 durch die Zugabe von ^{14}C freiem, fossilem CO_2 in die Atmosphäre das atmosphärische $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$

¹²GEOSECS: GEOchemical Ocean SECTIONS Study

Verhältnis exponentiell ab, zufällig mit einer ähnlichen Rate wie die ^{14}C -Zerfallskonstante, so daß z.Bsp archäologische oder geologische Proben aus dieser Zeitspanne nicht mit ^{14}C zu datieren sind (Stuiver und Quay, 1981). Die Tiefenwasserkomponenten haben aber bei der Bildung im Vergleich zur Atmosphäre sehr viel niedrigere $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ Verhältnisse – die Tiefenwasserbildung geschieht rascher als die Einstellung des isotopischen Gleichgewichts mit der Atmosphäre –, so daß das Abklingen der ^{14}C -Werte in der Atmosphäre im Ozean nur schwache Auswirkungen hat. Seine Berücksichtigung erhöht die abgeschätzte Ventilationszeit für den Atlantik um etwa 10-15% (Broecker et al., 1991b).

1982, als im TTO¹³ – Programm die Tracerverteilung im Nordatlantik genauer untersucht wurde, wurde ein Tritiumsignal auch im Tiefenwasser (3800 m) bei 40° N im westlichen Randstrom am nordamerikanischen Kontinent festgestellt (Jenkins und Rhines, 1980). Dies kann nur durch Absinken von oberflächennahem Wasser weiter im Norden und relativ rascher Ausbreitung entlang des Kontinents dorthin gelangt sein. Die Kontinuität der Ausbreitung von neu gebildetem Tiefenwasser in einem westlichen Randstrom konnte durch die verschiedenen Tracermaxima (Tritium, Freone) zweier NADW – Komponenten in den letzten Jahren nachgewiesen werden (Kap. 3).

Seit Anfang der 80er Jahre werden auch die Freone F11 und F12 als Tracer eingesetzt. Sie besitzen gegenüber den anderen Spurenstoffen mehrere Vorteile: sie sind vollständig anthropogenen Ursprungs und ihre zeitlich ansteigenden atmosphärischen Konzentrationen sind bekannt (z.B. Smethie et al., 1988). Darüberhinaus sind sie inert in der Troposphäre und verhalten sich wie ein Edelgas. Ihr Eintrag in den tiefen Ozean geschieht durch Kontakt des Oberflächenwassers mit der Atmosphäre und anschließendem Absinken in den Tiefenwasserbildungsregionen. Untersuchungen in der Grönlandsee zeigten, daß die Tracer – Randbedingungen und die Parametrisierung der tiefen Konvektion maßgeblich sind für die berechneten Tiefenwasserbildungsraten (Bullister und Weiss, 1983; Smethie et al., 1986; Rhein, 1991) und auch für die mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeiten des NADW entlang der westlichen Randströme (Pickart et al., 1989; Rhein, 1994b).

Die in den beiden folgenden Kapiteln vorgestellten Traceruntersuchungen beschäftigen sich mit zwei wichtigen Komplexen der thermohalinen Zirkulation: Tiefenwasserbildung durch Konvektion und Ausbreitung von Tiefenwasser entlang des westlichen Randstroms.

¹³TTO: Transient Tracers in the Ocean

Der Golf du Lion ist als Testgebiet für Konvektionsuntersuchungen aus mehreren Gründen geeignet, einmal ist er logistisch und wetterbedingt leichter zugänglich als die anderen Konvektionsgebiete (Labrador – und Grönlandsee), außerdem ist die Wahrscheinlichkeit, daß im Februar – März Tiefenwasserbildung dort stattfindet, größer als in anderen Regionen mit winterlicher Konvektion. Hier konnte zum ersten Mal die tiefe Konvektion mit Hilfe von Tracerverteilungen untersucht werden, vorher existierte nur ein Freonprofil in der Grönlandsee mit Konvektionsspuren (Rhein, 1991) und ein Profil in der Labradorsee (Wallace und Lazier, 1990), das kurz vor der Probennahme der Konvektion ausgesetzt gewesen sein mußte. Die Tracerdaten können keinen Beitrag zur Untersuchung der Dynamik der Konvektion liefern, sie können aber die Auswirkungen von Konvektion und den dabei stattfindenden physikalischen Prozesse wie z.B. horizontale und vertikale Vermischung, Auftrieb, Entrainment, Gasaustausch, auf die Tracerverteilungen abschätzen und damit auch die Bedeutung der einzelnen Prozesse für die Tiefenwasserbildung aufhellen. Die hieraus gewonnenen Erkenntnisse gehen dann in die Parametrisierung der Tiefenwasserkonvektion ein. Dies ist nicht nur wichtig für die Berechnung der mittleren Tiefenwasserbildungsrate im westlichen Mittelmeer, sondern auch für die Randbedingungen der verschiedenen Komponenten des NADW, die an der thermohalinen Zirkulation beteiligt sind.

Kap. 3 beschäftigt sich mit der Ausbreitung und den Transporten der verschiedenen Wassermassen des Nordatlantischen Tiefenwassers entlang des westlichen Randstroms und speziell im äquatorialen Bereich. Die neuen Erkenntnisse aus Kap. 2 über die Randbedingungen bei winterlicher Konvektion werden auf die Quellwassermassen des NADW angewandt, um mit Hilfe eines einfachen Modells die mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeiten des Randstroms abzuschätzen. Neben den verfügbaren Freonmessungen werden auch Tritiumverteilungen herangezogen, und die gewählten Ausbreitungsgeschwindigkeiten müssen Freon- und Tritiumverteilungen erzeugen, die mit den Beobachtungen im Atlantik übereinstimmen. Die so berechneten Ausbreitungsgeschwindigkeiten sind zeitlich und räumlich gemittelt: die Tracerverteilungen sind durch Advektion im westlichen Randstrom, durch Rezirkulation und Vermischung von Wasser, das in verschiedenen Jahren gebildet wird, modifiziert, und sie spiegeln daher die 'Netto'-Ausbreitung des Tiefenwassers im Randstrom wieder. Im Gegensatz dazu liefern z.B. direkte Strömungsmessungen

Bruttogeschwindigkeiten, die neben der mittleren Ausbreitung auch die durch die Rezirkulation verursachten Transporte mit erfassen, während die Inversmodellierung zwar den Nettotransport liefert, aber nicht zeitlich mittelt. Mit einer Abschätzung der mittleren räumlichen Ausdehnung des Randstroms läßt sich aus den Tracerverteilungen ein zum Äquator gerichteten Transport von Tiefenwasser abschätzen, der dem Transport der meridionalen Zelle im Nordatlantik entspricht. Außerdem haben sich die Freone im westlichen Randstrom als hilfreich erwiesen, Wassermassengrenzen, Ausbreitungspfade und Rezirkulationszellen zu bestimmen (Rhein et al., 1994). Darüberhinaus wurde durch die Messung der Tracerverteilungen entlang des westlichen Randstroms der flachste Teil des NADW als eigenständige Wassermasse erkannt.

Eigenschaften und ozeanische Einträge von Freonen und Tritium

Freone

Die Freonkomponenten F11 (CCl_3F) und F12 (CCl_2F_2) sind rein anthropogenen Ursprungs. Sie werden seit den 30er Jahren in immer größeren Mengen hergestellt. Nach ihrem Gebrauch – hauptsächlich als Kühlmittel, Reinigungsmittel und als Treibgas – entweichen sie in die Atmosphäre und reichern sich dort an. Ihre gegenwärtigen Konzentrationen betragen in Reinluftgebieten ca. 510 ppt_v¹⁴ F12 und 280 ppt_v F11. Zerstört werden können sie nur durch Photodissoziation in der Stratosphäre, wobei die dabei entstehenden Chlor – Radikale die Ozonschicht abbauen, während sie in der Troposphäre und im Ozean chemisch inert sind. Neben dem Abbau in der Stratosphäre ist der Ozean die einzige Senke, sie sind aber wie ein Edelgas schwerlöslich in Wasser. Ihre Lebensdauer in der Troposphäre wurde auf ca. 70 Jahre (F11) bzw. 110 Jahre (F12) abgeschätzt (Cunnold et al., 1986). Aufgrund der im Vergleich zur Vermischungszeitskala der Troposphäre (zonal: 14 Tage; interhemisphärischer Austausch: 2 Jahre) langen Aufenthaltsdauer in der Atmosphäre sind die Freone relativ gleichmäßig in der Troposphäre verteilt, obwohl sie zumeist in gemäßigten nördlichen Breiten freigesetzt werden. Neben dem Abbau der Ozonschicht zeigen Freone auch einen Treibhauseffekt, spielen aber aufgrund ihrer sehr geringen Konzentrationen im Vergleich zu CO_2 (aktuell 360 ppm) bis jetzt keine bedeutende Rolle.

¹⁴ppt_v: parts per trillion pro Volumeneinheit = 10^{-12} ml F12 auf 1 ml Luft

Freone sind wie Edelgase schwerlöslich in Seewasser und ihre Gleichgewichtskonzentrationen im Oberflächenwasser sind in erster Linie abhängig von der Temperatur der Meerwassers; außerdem existiert eine geringe Abhängigkeit vom Salzgehalt: ein Anstieg im Salzgehalt um 1 psu verringert die Löslichkeit um ca. 1% (Warner und Weiss, 1985). Kennt man also die atmosphärischen Freonkonzentrationen, lassen sich die Gleichgewichtskonzentrationen im Oberflächenwasser mit Hilfe der bekannten Löslichkeiten berechnen (Abb. 1.1).

Die Freone besitzen nun den großen Vorteil, daß ihre atmosphärischen Konzentrationen bis in die 1930er Jahre zurück rekonstruiert werden konnten. Die Chemical Manufacturers Association ermittelte die globalen jährlichen Emissionen; ihr zeitlicher Verlauf wurde an die absoluten atmosphärischen Konzentrationen durch Anpassung an seit 1970 existierende direkte Messungen angepaßt (z.B. Smethie et al., 1988). Neben den Freonkonzentrationen stieg auch bis Mitte der 70er Jahre das F11/F12 Verhältnis (Abb. 1.1).

In das Innere des Ozeans gelangen die Spurenstoffe in den Tiefenwasserbildungsgebieten, sei es durch tiefe Konvektion und/oder durch Absinken von oberflächennahem Wasser in größere Tiefen wie z.B. westlich der Straße von Gibraltar (Schwellentiefe 300 m), wo das Mittelmeerwasser in Tiefen bis zu 1600 m absinkt oder durch das Überströmen der Schwellen zwischen Grönland und den Shetland Inseln. Findet man nun in der Tiefe Wasser mit erhöhten Freonkonzentrationen und hohen F11/F12 Verhältnissen, so hat dieses Wasser erst vor kurzem die Oberfläche verlassen und unter idealisierten Bedingungen läßt sich durch das F11/F12 Verhältnis das Jahr bestimmen, in dem dieses Wasser gebildet wurde. Diese idealisierten Bedingungen – a) der Tiefenwasserbildungsprozess verändert nicht das F11/F12 Verhältnis, das dem Gleichgewicht mit der Atmosphäre entspricht, b) Vermischung geschieht nur mit freonfreiem Wasser – liefern Ergebnisse, die durch weitere Überlegungen modifiziert werden müssen. Oberflächenkonzentrationen im Jahre 1992 schwanken je nach Wassertemperatur zwischen 8 und 2 pmol/kg ¹⁵ F11 und 3.5 – 1 pmol/kg F12, die Nachweisgrenze im Tiefenwasser liegt bei etwa 0.01 pmol/kg F11 und F12.

¹⁵1 pmol/kg = 10⁻¹² mol Freon pro kg Wasser

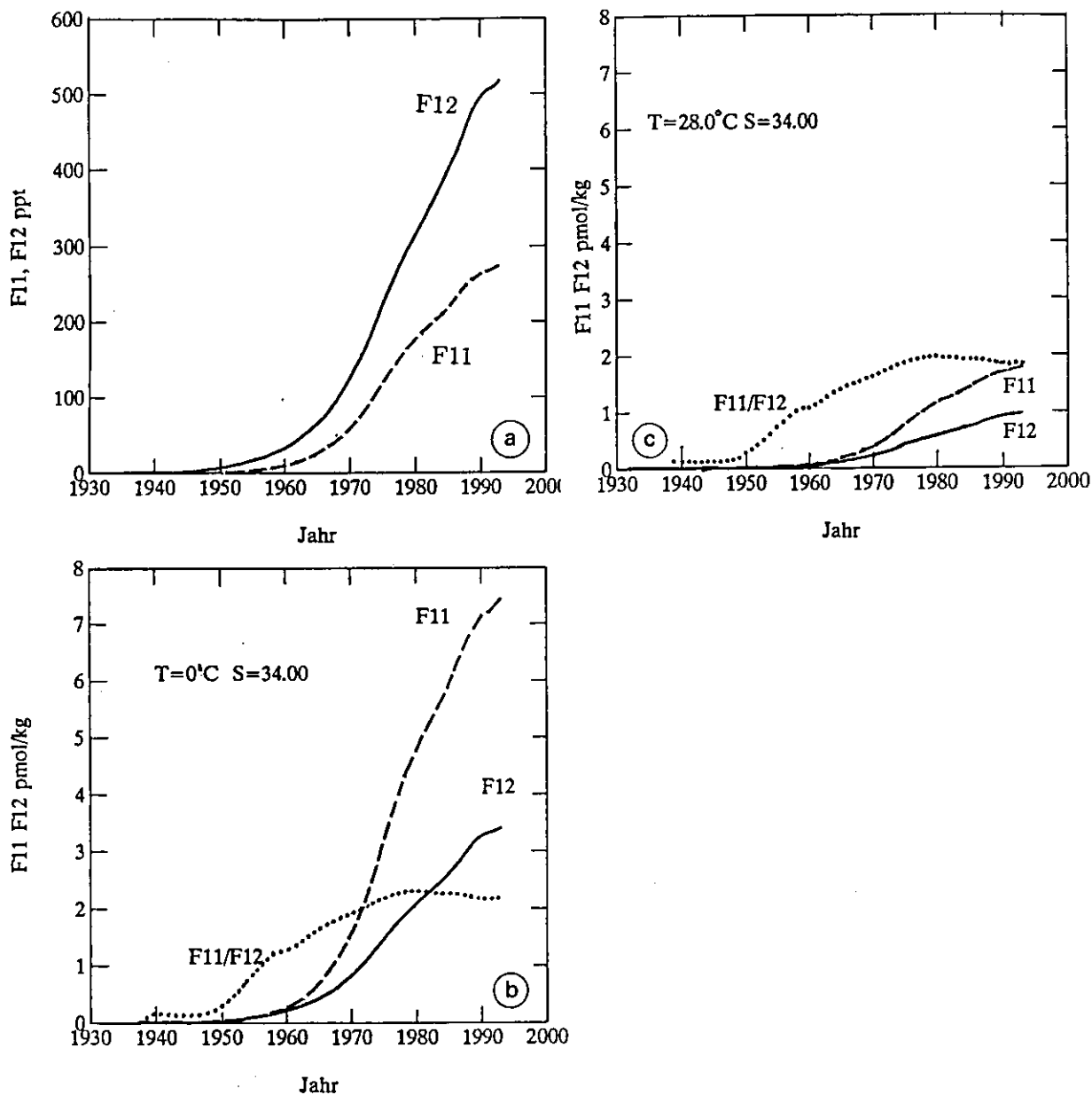


Abbildung 1.1: Zeitlicher Anstieg von a) F11 und F12 in der Atmosphäre (in ppt_v) und b) F11, F12 in pmol/kg und ihr Verhältnis (F11/F12) im Oberflächenwasser mit $T_{\text{pot}}=0^{\circ}\text{C}$ und $S=34.0$ psu und c) $T_{\text{pot}}=28^{\circ}\text{C}$ und $S=34.0$ psu (c). ($1\text{ pmol/kg} = 10^{-12}\text{ mol Freon pro kg Wasser}$)

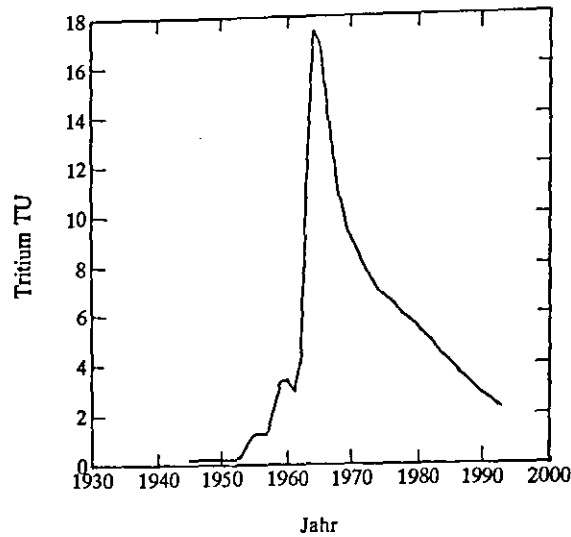


Abbildung 1.2: Zeitlicher Verlauf der Tritiumkonzentrationen im Oberflächenwasser bei $50^\circ N$ in TU. $1 \text{ TU} = 10^{-18} \cdot {}^3\text{H}/{}^2\text{H}$. Daten von Dreisigacker und Roether, 1980; Smethie und Swift, 1989. Von 1988 - 1993 wurde der in den vorigen Jahren beobachtete lineare Trend fortgesetzt.

Tritium

Bis auf eine vernachlässigbare natürliche Komponente stammt Tritium (Halbwertszeit: 12.43 Jahre) aus den oberirdischen Kernwaffenversuchen, die hauptsächlich in den frühen 60er Jahren ausgeführt wurden. Tritium wird über Niederschläge und über Wasserdampfaustausch der Meeresoberfläche zugeführt (Weiss und Roether, 1980).

$$D = \left(P + \frac{E}{\alpha} * \frac{h}{1-h} \right) * C_T \quad (1.1)$$

mit

D = Eintrag in den Ozean (TU · Meter/Jahr), P Niederschlag, E Verdunstung (m/Jahr), h = relative Feuchte, α = Isotopenfraktionierung zwischen Wasser und Wasserdampf von ${}^3\text{H}$ und ${}^2\text{H}$, C_T Tritiumkonzentration im Niederschlag in TU.

Diese Eintragmechanismen sorgten dafür, daß ${}^3\text{H}$ im Vergleich zu den Freonen eine relativ kurze Verweildauer in der Atmosphäre besitzt und deshalb nicht weitgehend meridional vermischt wurde: die größten Einträge in den Ozean fanden auf der nördli-

chen Hemisphäre statt, wo auch die meisten Kernwaffentests stattfanden (Abb. 1.2). Dies und die Rückverdunstung von Tritium auf den Kontinenten führte einmal zu großen Gegensätzen zwischen atmosphärischen Konzentrationen über Land und See, und zu starken meridionalen Gradienten im ozeanischen Eintrag, da die Kernwaffenversuche zum größten Teil auf der Nordhemisphäre um 50° N durchgeführt wurden (Dreisigacker und Roether, 1978). Dies führte zu regional unterschiedlichen Einträgen in den Ozean. Die Randbedingungen für ^3H sind daher längst nicht so gut bekannt wie für die Freone, da sehr wenig direkte Messungen in den 60er Jahren gemacht wurden. Dies setzt dem Einsatz als ozeanischer Tracer gewisse Grenzen. Zumeist wird als Randbedingung die von Dreisigacker und Roether (1978) ermittelte Kurve für 50° N benutzt, die dann durch Multiplikation mit einem entsprechenden Faktor an die im Untersuchungsgebiet gemessenen Oberflächenwerte angepaßt wird.

Kapitel 2

Konvektion und Tiefenwassererneuerung

2.1 Konvektion und Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee

In den letzten 10 Jahren wurde der Tiefenwasserbildung durch Konvektion in der Grönlandsee viel Aufmerksamkeit geschenkt, da angenommen wurde, daß das Tiefenwasser der Grönlandsee und somit seine Bildungsrate und ihre Schwankungen bedeutsam für die globale thermohaline Zirkulation sind (siehe Kap. 3). Hydrographische Untersuchungen, meist im Rahmen des 'Greenland Sea Projects' (GSP) wurden von 1986 – 1989 durchgeführt (GSP Group, 1990). Eine Fortsetzung dieser Aktivitäten (GSP-93) war Anfang 1993 die FS 'Polarstern' Reise ARK IX. Auf dieser Fahrt und auf der FS 'Valdivia' Reise im Februar-März 1989 wurden Freonanalysen zur Untersuchung der Tiefenwasserbildung und -zirkulation im Nordmeer durchgeführt. Wichtigstes Ergebnis der Tracermessungen 1989 war der Nachweis, daß von 1982 – 1989 keine Tiefenwasserbildung unterhalb 2000 m stattgefunden hat. Im März 1989 wurde zudem ein Freonprofil mit Konvektion bis in 1400 m Tiefe gemessen. Aus diesen Messungen konnte eine Parametrisierung des Einflusses der Konvektion auf die Eigenschaften von neu gebildetem Tiefenwasser in der Grönlandsee hergeleitet werden, die von früheren Annahmen signifikant abwich, und die modellierten Tiefenwasserbildungsraten erhöhte. Die Resultate sind veröffentlicht (GSP Group, 1990; Rhein, 1991; Schlosser et al., 1991), sie werden daher im folgenden nur kurz zusammenge-

faßt.

Alle Regionen mit tiefer Konvektion (Grönlandsee, Labradorsee, westliches Mittelmeer) haben einige gemeinsame Eigenschaften (e.g. Killworth, 1983):

- eine großräumige zyklonale Zirkulation, die im Zentrum zu einer Aufwölbung der Isopyknen und damit zu einer Verringerung der Deckschichttiefe führt. Im Nordmeer wird der östliche Arm des Wirbels durch relativ warmes, salzreiches Wasser des Nordatlantischen Stromes gebildet. Es wird vor Norwegen sowie östlich und westlich von Island aus dem Atlantik ins Nordmeer transportiert (Abb. 2.1). Ein Teil davon fließt durch die Framstraße bzw. die Barentsee in den arktischen Ozean, ein Teil rezirkuliert südlich und nördlich der Framstraße, und schichtet sich dann unterhalb des kalten, salzarmen Wassers aus der Arktis (PW, Polar Water) in den Ostgrönlandstrom ein, der den westlichen Teil des Wirbels bildet. Er transportiert an der Oberfläche kaltes und salzarmes Wasser aus dem Nordmeer in den Nordatlantik und darunter fließen relativ kalte Wassermassen über die Schwellen zwischen den Shetland Inseln und Grönland, sinken aufgrund ihrer großen Dichte zu Boden, und bilden zusammen mit 'entrainment' Wasser aus dem Nordatlantik die beiden dichtesten Komponenten des Nordatlantischen Tiefenwassers (ISOW und DSOW, Kap. 3). Die Wassermassen oberhalb des Tiefenwassers in der Grönlandsee werden durch eine Mischung der atlantischen und der polaren Komponente gebildet, ihre hydrographische Charakteristik wird aber durch Oberflächenflüsse stark modifiziert.
- eine Zwischenwasserschicht, die im Vergleich zum Oberflächenwasser und zum Tiefenwasser relativ warm und salzreich ist. Diese Zwischenwasserschicht besteht in der Grönlandsee aus Wasser atlantischen Ursprungs und ist als Temperaturmaximum in ca. 300 m zu erkennen
- eine relativ zu anderen Ozeangebieten schwache vertikale Schichtung. Die weitere Schwächung der vertikalen Schichtung durch Abkühlung im Winter erlaubt zuerst die Vermischung des Oberflächenwassers mit dem darunter liegenden relativ warmen, salzreichen Zwischenwasser. Die Abkühlung dieser nun salzangereicherten Mischung erniedrigt die Dichte so sehr, daß Mitte Februar – Mitte April tiefe Konvektion einsetzen kann.

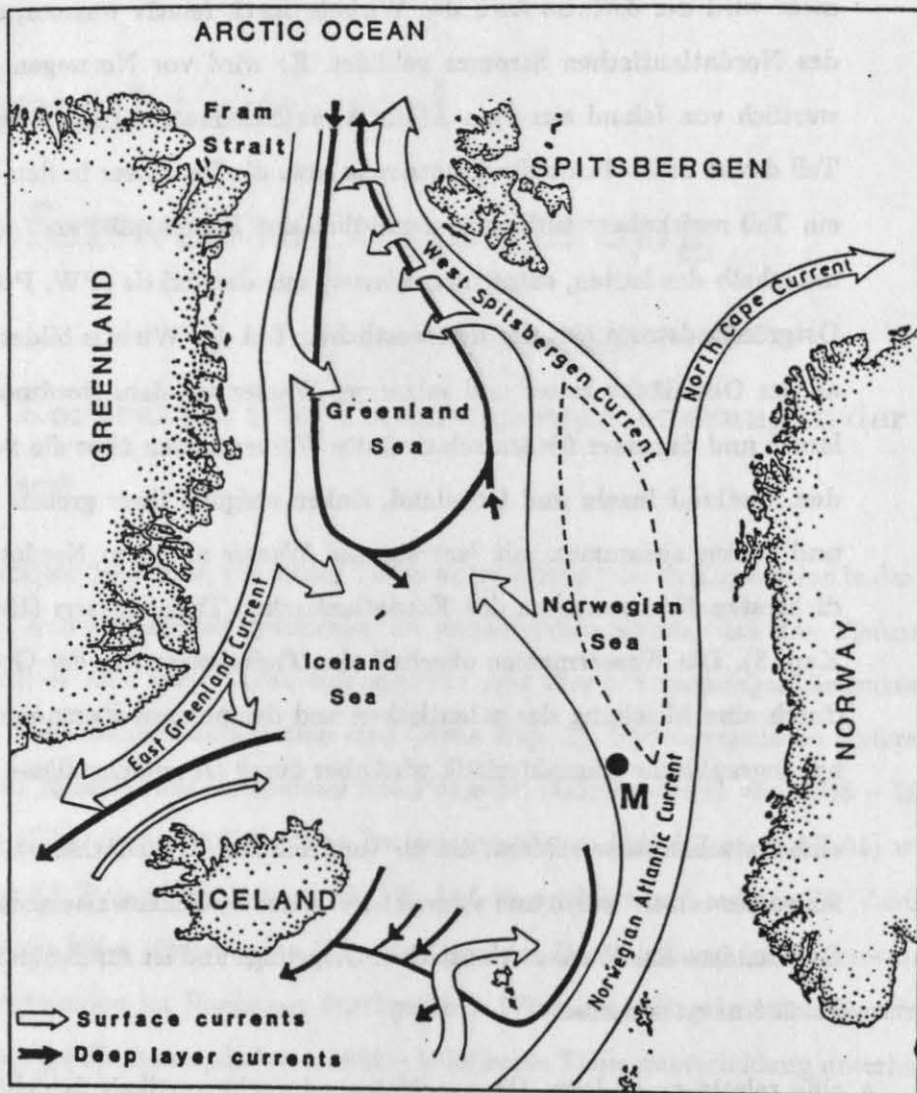


Abbildung 2.1: Zirkulation im Nordmeer, aus Gammelsrød, 1991.

Die Grönlandsee nimmt insofern eine Sonderrolle ein, als dort neben Abkühlung und Vermischung die Salzanreicherung durch Eisbildung und durch advektiven Eistransport in der Phase vor der tiefen Konvektion eine wichtige Rolle spielt (Visbeck, 1993). Die Komplexität der atmosphärischen und hydrographischen Bedingungen (Quadfasel and Meincke, 1987; Rudels, 1990, Visbeck, 1993) die in der Grönlandsee vorliegen müssen, um tiefe Konvektion zu ermöglichen, sind wahrscheinlich dafür verantwortlich, daß Tiefenwassererneuerung in diesem Gebiet nur sporadisch geschieht (Rhein, 1991; Schlosser et al., 1991).

Tracer-Ranbedingungen und Tiefenwassererneuerung

Das Tiefenwasser der Grönlandsee (GSDW) ist aufgrund seiner Entstehung durch Konvektion die kälteste und salzärmste ($\Theta = -1.2^\circ \text{ C}$, $S=34.899$) tiefe Wassermasse nördlich von Island (Aagaard et al., 1985). Weitere tiefe Wassermassen, die im Nordmeer und in der Arktis zu finden sind, stammen aus dem Eurasischen Becken (EBDW, Eurasian Basin Deep Water, $\Theta = -0.9^\circ \text{ C}$, $S=34.928$ und der Norwegischen See (NSDW, Norwegian Sea Deep Water, $\Theta = -1.05^\circ \text{ C}$, $S=34.910$). Das Tiefenwasser aus dem Kanadischen Becken (CBDW, Canadian Basin Deep Water) ist durch den Lomonosov Rücken unterhalb von 1500m Tiefe isoliert und ein Austausch findet nur oberhalb dieser Schwelle statt. An der Bildung von NSDW ist das Tiefenwasser aus der Grönlandsee maßgeblich beteiligt (Swift und Koltermann, 1988; Aagaard et al., 1991; Bourke et al., 1993), ebenso strömt es durch die Framstraße ins Eurasische Becken.

Versuche, die Bildungsrate von GSDW durch tiefe Konvektion abzuschätzen, gehen bis in die 70er Jahre zurück (Carmack und Aagaard, 1973; Peterson und Rooth, 1976; Bullister und Weiss, 1983; Smethie et al., 1986, 1988; Heinze et al., 1990; Rhein, 1991; Schlosser et al., 1991). Bis auf die erstgenannte Arbeit, die einen Wassermassenzensus durchführt, greifen die anderen Veröffentlichungen auf Tracerverteilungen (^{14}C , ^3H , F11, F12) zurück, und diese Methode hat sich als die praktikablere erwiesen: da die tiefen Becken in der Grönlandsee und in der Norwegischen See in Bezug auf die Spurenstoffe fast homogene Verteilungen aufweisen, genügen einige wenige Profile, um die mittleren Konzentrationen der tiefen Wassermassen und damit die zeitliche Entwicklung festzulegen. Bei einem Wassermassenzensus hingegen muß durch Vergleich von zwei großen Zahlen (Volumina der einzelnen Wassermassen im Winter, bzw Sommer) eine kleine Differenz

(=Tiefenwasserbildung) ermittelt werden, wobei die Ermittlung der einzelnen Volumina eine hinreichend gute Bedeckung mit hydrographischen Stationen im gesamten Gebiet fordert und eine genaue Kalibrierung aller in diesem Vorhaben beteiligten CTD-Sonden. Beides ist nur mit sehr großem Aufwand und internationaler Kooperation durchzuführen (GPS-Group, 1990).

Die mit Tracer – Boxmodellen abgeschätzten Tiefenwasserbildungsraten hängen davon ab, wie die Konvektion und ihre Auswirkung auf die Eigenschaften des neu gebildeten Tiefenwassers parametrisiert werden. Da ein erstes Freonprofil, das direkt durch Konvektion beeinflusst war, erst im März 1989 gemessen wurde (Rhein, 1991), war man vorher auf Vermutungen angewiesen. Frühere Arbeiten (Bullister und Weiss, 1983; Smethie et al., 1988) nahmen an, daß das neu gebildete Tiefenwasser zu 80% bezüglich der Atmosphäre mit Freonen gesättigt ist, dieser Wert entsprach den an der Meeresoberfläche in der winterlichen Grönlandsee gemessenen Daten. Heinze et al. (1990) gingen einen Schritt weiter und setzten das neu gebildete Tiefenwasser aus 70% Oberflächenwasser und 30% atlantischem Wasser, das vor 5-7 Jahren die Oberfläche verlassen hat, zusammen und kamen damit auf geringere Freonwerte für neues Tiefenwasser. Im März 1989 konnte in der zentralen Grönlandsee (Sta. 143, siehe Abb. 2.2) ein Konvektionsereignis mit Freonen beprobt werden, das eine Konvektionstiefe von ca. 1400 m aufwies (Rhein, 1991). Es zeigte sich, daß die beiden obigen Annahmen zu hohe Konzentrationen für neu gebildetes Tiefenwasser lieferten: ein Vergleich des Profils 143 mit dem mittleren Freonprofil aus der zentralen Grönlandsee legt nahe, daß Konvektion das Wasser oberhalb der Konvektionstiefe vermischt (Abb. 2.3), dabei aber kein Gasaustausch mit der Atmosphäre stattfindet, der das neu gebildete Tiefenwasser wieder auf Werte, die einer 80% – Sättigung entsprechen, anheben könnte (Abb. 2.4). Grund dafür ist, wie in Kap. 2.2.2 näher ausgeführt, die unterschiedlichen Zeitskalen der beteiligten Prozesse.

Unter Anwendung der in Rhein (1991) vorgeschlagenen Tracer-Randbedingung – Konvektion bewirkt eine vertikale Vermischung des exponentiell mit der Tiefe abnehmenden Freonprofils bis zur Konvektionstiefe, der Gasaustausch mit der Atmosphäre spielt während der Konvektion keine Rolle – stiegen die Tiefenwasserbildungsraten von GSDW im Zeitraum vor 1982 von ca. 0.4-0.6 Sv (entspricht einer Ventilationszeit von 26-36 Jahren) auf 0.8-1.2 Sv (entspricht einer Erneuerungszeit von 13

- 20 Jahre, Rhein, 1991).

Schwankungen der Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee

Die Aufnahme der Freonverteilungen in der Grönlandsee im Januar-März 1989 im Rahmen des Grönlandsee Projektes (GSP Group, 1990) zeigte im Zeitraum 1982-1989 keine Veränderungen der mittleren Konzentrationen im GSDW unterhalb 2000 m Tiefe. Dies war der erste sichere Hinweis, daß seit Anfang der 80er Jahre keine tiefe Konvektion mehr in der Grönlandsee stattgefunden hatte (Rhein, 1991). Dieses Ergebnis wurde dann auch durch andere Tracer bestätigt. So nahmen im GSDW die Tritiumwerte durch Zerfall ab und das Tritium/Helium Alter stieg an (Schlosser et al., 1991), Ferner nahmen Temperatur und Salzgehalt im Tiefenwasser zu (GSP Group, 1990). Im Zeitraum von 1982 - 1989 wurden immerhin noch Konvektionstiefen von 1600-1800 m erreicht, wie aus den Tracerprofilen und auch durch direkte Beobachtungen im Winter 1987-88 (Rudels et al., 1989) und im Winter 1988-1989 (Schott et al., 1993b) nachgewiesen. Freonmessungen in den folgenden Jahren (1991, 1992 und 1993) deuten auf weiterhin reduzierte tiefe Konvektionsaktivität: (Abb. 2.5): zwischen 1989 und 1991 scheint noch Konvektion bis in ca. 1200 m Tiefe nachweisbar, ab Frühjahr 1992 ist nur noch Konvektion flacher als 900 m in den Profilen zu erkennen. Im Frühjahr 1993 wurde an zwei Profilen Vermischung bis 1100 m bzw. 900 m Tiefe festgestellt. Diese Werte sind in dem in Abb. 2.5 gezeigten mittleren F12-Profil von 1993 nicht enthalten.

Die logistische Unzugänglichkeit der Grönlandsee während der Konvektionszeiten und die spärliche Konvektionsaktivität sind ernste Hindernisse für die Untersuchung des eigentlichen Konvektionsprozesses. Die Wahrscheinlichkeit, tiefreichende Konvektion anzutreffen, ist im westlichen Mittelmeer im Golf du Lion wesentlich größer, deshalb wurde der Golf schon 1969 und 1987 als Gebiet für Prozeßstudien gewählt (Medoc Group, 1970; Schott und Leaman, 1987). Das dort im Winter 1991 bis Sommer 1992 stattfindende Tomographie - Projekt 'Thetis' bot die Möglichkeit, an den dafür organisierten Forschungsreisen teilzunehmen (Thetis Group, 1994) und Tracermessungen durchzuführen. Dabei sollte unter anderem untersucht werden, ob sich die in der Grönlandsee aus einem Profil abgeleiteten Randbedingungen - bei Konvektion findet nur Vermischung statt, Gasaustausch mit der Atmosphäre beeinflusst die Freonkonzentrationen von neu gebildetem Tiefenwasser nicht



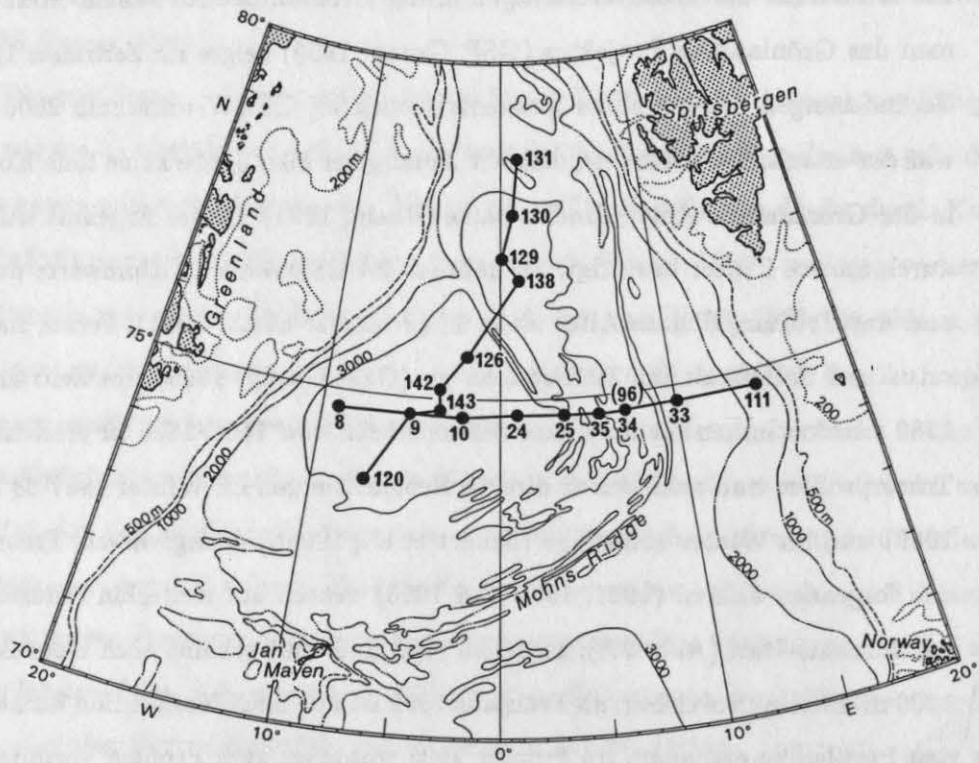


Abbildung 2.2: Stationskarte der RV 'Valdivia' 78 Reise, Februar - März 1989. Konvektion wurde bei Sta. 143 ($74^{\circ} 52' N$, $3^{\circ} 24' W$) in der zentralen Grönlandsee beobachtet, aus Rhein, 1991.

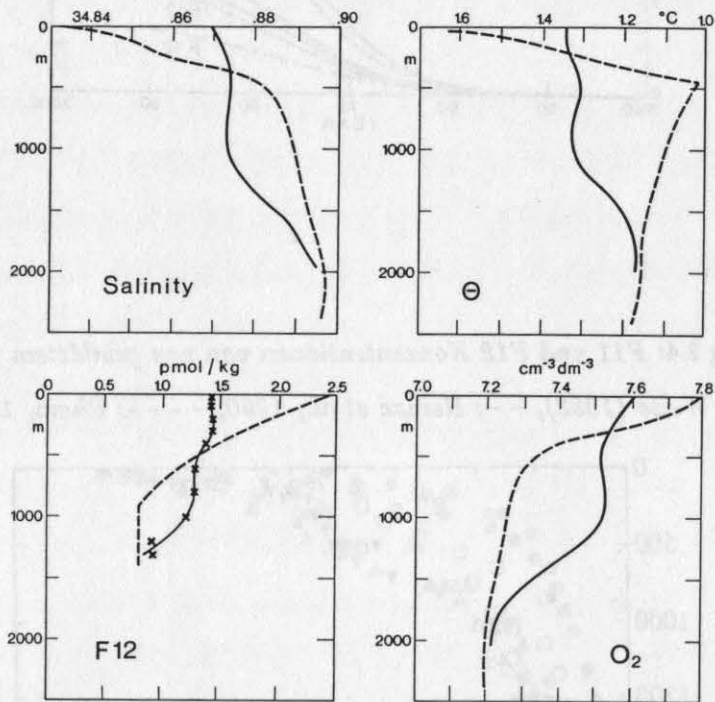


Abbildung 2.3: Salzgehalt-, Temperatur-, F12- und Sauerstoffprofile der Konvektionsstation 143 (—) und der für die zentrale Grönlandsee repräsentativen Station 126 (---). Das F12 - Profil von Sta.143 ist zusammen mit dem mittleren F12 - Profil der Grönlandsee dargestellt, aus Rhein, 1991.

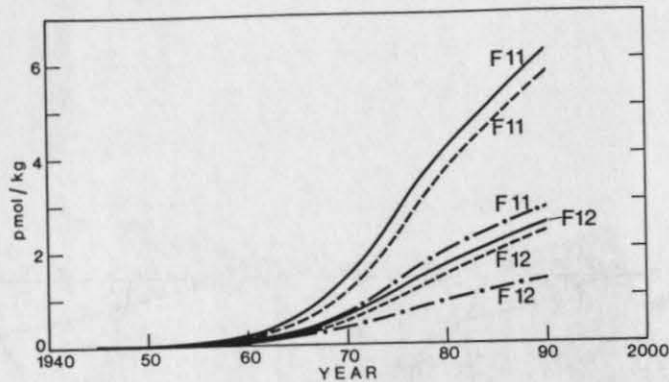


Abbildung 2.4: F11 und F12 Konzentrationen von neu gebildetem Tiefenwasser. —: Bullister und Weiss (1983), - -: Heinze et al., 1990, - - - -: Rhein, 1991, aus Rhein, 1991.

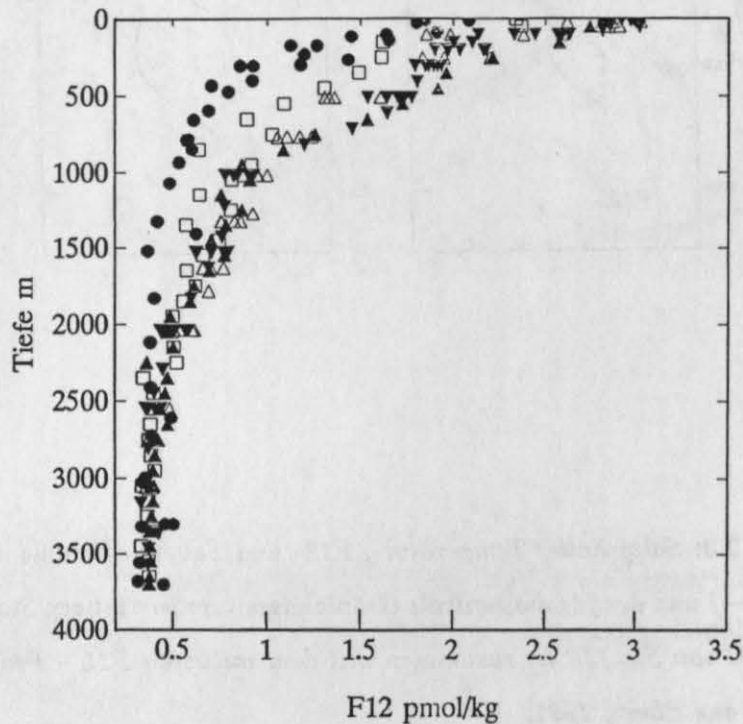


Abbildung 2.5: F12-Profile aus der zentralen Grönlandsee. Falls mehr als 3 Profile vorliegen, sind mittlere Profile angegeben. • 1982, Bullister und Weiss, 1983; □ 1989, Rhein, 1991; △: 1991, J.Bullister, pers.Mitt.; ▽: 1992, D.Wallace, pers. Mitt.; ausgefülltes ▲: 1993, RV 'Polarstern' Reise ARK IX, Rhein, 1993. Ein Manuskript über den gesamten Tritium- und Freonatensatz aus der Grönlandsee ist in Vorbereitung (Bayer et al., 1994).

- bestätigen lassen.

2.2 Konvektion und Tiefenwassererneuerung im westlichen Mittelmeer

Auch im Golf du Lion treffen die Faktoren zusammen, die Konvektion bis in große Tiefen begünstigen (Killworth, 1983): eine großräumige, zyklonale Zirkulation von Oberflächenwasser atlantischen Ursprungs (MAW = Modified Atlantic Water) und von darunterliegendem wärmerem und salzreicherem Levantinischem Zwischenwasser (LIW, Millot, 1987), kleine vertikale Dichteunterschiede unterhalb einer Tiefe von 500 m und im Winter trockene, kalte kontinentale Winde (Mistral, Tramontane). Im Zentrum des Wirbels, wo die Oberflächenschicht, bedingt durch die Aufwölbung der Isopyknen, ihre minimale vertikale Ausdehnung erreicht (100 – 150 m), kann im Winter ihre Dichte durch verstärkte latente und sensible Wärmeflüsse auf die des darunterliegenden warmen, salzreichen LIW (200 m – 500 m Tiefe) erhöht werden. Die darauf folgende Vermischung des Oberflächenwassers mit LIW führt zu salzreicherem Wasser an der Oberfläche, und nach weiterer Abkühlung wird die Dichte von Tiefenwasser (WMDW, 800 m – Boden) erreicht und tiefe Konvektion setzt ein.

Die Bildung von WMDW wird in drei Phasen eingeteilt (Medoc Group, 1970): Die zeitlich erste reicht von Oktober bis ca. Ende Januar. Im **Preconditioning** wird durch Energieverluste an die Atmosphäre die vertikale Dichteschichtung im oberen Teil der Wassersäule wegerodiert (Swallow und Gaston, 1973; Hogg, 1973; Sankey, 1973). Die dann stattfindende vertikale Vermischung vertieft die Deckschicht, bis schließlich auch das LIW in die gut durchmischte Deckschicht mit einbezogen wird. Die Deckschicht wird dadurch salzreicher und vorübergehend wärmer. Weitere Abkühlung im Februar – März durch kalte und trockene Winde führt zu Dichten in der Deckschicht ähnlich der des Tiefenwassers. Bei der darauf folgenden zweiten Phase **Violent Mixing** vermischt sich die Deckschicht mit dem darunter liegenden Tiefenwasser. Dabei werden abwärts gerichtete vertikale Geschwindigkeiten bis zu 10 cm/s gemessen (Voorhis und Webb, 1970; Gascard, 1978; Schott und Leaman, 1991). Abschätzungen zeigen, daß die Konvektionszellen ('Plumes') mit hohen vertikalen Geschwindigkeiten sehr kleinräumig sind (ca. 1 km, Schott und Leaman, 1991, Schott et al., 1994). Neben diesen Abwärtsbewegungen werden auch schwächere, nach oben gerichtete Geschwindigkeiten (einige cm/s) beobachtet (Schott und Leaman, 1991).

In der abschließenden Phase, dem **Sinking and Spreading**, verteilt sich das neu gebildete Tiefenwasser. Dies geschieht hauptsächlich über kleine Wirbel mit Advektionsgeschwindigkeiten um 5 – 10 cm/s (Gascard, 1978). Durch die tiefe Konvektion wird verfügbare potentielle Energie erzeugt, die zu baroklinen Instabilitäten am Rand des Konvektionsgebietes an der Front zwischen homogenem und geschichtetem Wasser führt. Diese Instabilitäten können zyklonale und antizyklonale Wirbel erzeugen (Gascard, 1978; Hermann und Owens, 1991), deren Größe durch den Rossbyradius (ca. 5 km) gegeben ist. Im Laufe von 2 – 3 Wochen wird das Konvektionsgebiet durch diese Wirbel wieder mit Oberflächenwasser von außerhalb des Konvektionsgebietes bedeckt, und die Eigenschaften des neu gebildeten Tiefenwassers werden aus seinem Bildungsgebiet hinaus transportiert. Das Tiefenwasserbildungsgebiet selbst hat eine Ausdehnung von ca. 50 – 100 km (Medoc Group, 1970, Gascard, 1978, Schott und Leaman, 1991). Im Golf du Lion werden also bei winterlicher Konvektion drei verschiedene räumliche Skalen beobachtet: einmal das durch Konvektion weitgehend ungeschichtete Gebiet mit einem Durchmesser von ca. 50 bis 100 km ('Chimney'), die aktiven Konvektionszellen mit abwärts gerichteten Geschwindigkeiten (ca. 1km, 'Plumes'), und die durch barokline Instabilitäten erzeugte Wirbel (Rossbyradius ca. 5 km).

Die Rate, mit der Tiefenwasser durch die winterliche Konvektion gebildet wird, wurde von Bethoux (1980) über die Energie -, Salz - und Wasserbilanzen abgeschätzt: Jährliche Mittelwerte der Energieflüsse sowie die von ihm berechneten Ein - und Ausströme aus dem westlichen Mittelmeer durch die Straße von Sizilien und durch die Straße von Gibraltar erforderten eine Konversion von 0.4 Sv Oberflächenwasser in Tiefenwasser und von 1.2 Sv LIW in WMDW, was einer Zusammensetzung von WMDW aus 25% Oberflächenwasser und 75% LIW entspricht. Bei einem WMDW Volumen von $11 \cdot 10^{14} \text{ m}^3$ (Tiefenwasser unterhalb 400 m) ergibt dies eine Ventilationszeit von 22 Jahren. (für Wasser unterhalb 1000 m, $\text{Vol} = 5.9 \cdot 10^{14} \text{ m}^3$ ergibt sich eine Erneuerungszeit von 12 Jahren).

Eine weitere Methode zur Bestimmung der Erneuerungsrate bilden Tracermessungen. Aus dem Anstieg der ^3H - Konzentrationen von 1971 auf 1981 in WMDW ließen sich mit Hilfe eines einfachen Boxmodells Ventilationszeiten für WMDW (Tiefen größer 450 m) von etwa 11 Jahren berechnen (Andrie und Merlivat, 1987). Als obere Randbedingung wählten die Autorinnen den in diesem Zeitraum konstanten ^3H - Gehalt von LIW und

es wurde davon ausgegangen, daß LIW alleine WMDW erneuert. Der Einfluß des MAW, das die höchsten Tritiumkonzentrationen aufweist und bei Konvektion ebenfalls mit dem Tiefenwasser vermischt wird, wurde nicht berücksichtigt.

Zwei Reisen im Dezember 1991 (Valdivia 118) und im Februar – März 1992 (Poseidon 189) in den Golf du Lion, die Teil des Tomographie – Projekts 'Thetis' (Thetis Group, 1994) waren, sollten dazu dienen, die Bildung von WMDW durch winterliche Konvektion näher zu untersuchen. (Abb. 2.6). Auf der Reise im Dezember wurden noch vorwinterliche Bedingungen vorgefunden, während im Frühjahr 1992 tiefe Konvektion beobachtet wurde. Außerdem fanden zwischen der Va118 – und der Po189 – Reise mehrere hydrographische Aufnahmen durch das französische Forschungsschiff Suroit statt. Neben den CTD – und Freonmessungen, deren Ergebnisse hier hauptsächlich diskutiert werden, wurden direkte Strömungsmessungen (LADCP¹ Fischer und Visbeck, 1993; Pegasus-Freifallsonde Send et al., 1993) durchgeführt. Im gesamten Zeitraum waren verankerte Strömungsmesser, ADCPs, Thermistorketten und Seacats (für Leitfähigkeitsmessungen) ausgelegt, sowie Transceiver für die akustische Tomographie. Im Zentrum des Konvektionsgebietes bei 42° N, 5° O wurden drei Verankerungen ausgelegt, die etwa ein gleichschenkliges Dreieck mit Kantenlängen von ca. 2 km bildeten. Sie sollten dazu dienen, die vertikalen Geschwindigkeiten sowie die räumliche und zeitliche Skalen, die mit den Konvektionszellen verknüpft ist, zu untersuchen. Die hydrographischen Schnitte während Po189 (1992) lagen zumeist auf den geraden Verbindungslinien zwischen den äußeren Tomographiestationen und der Zentralstation T6 (Abb. 2.6). Neben den üblichen CTD Profilen wurden auch JoJo Profile gefahren, bei denen sich das Schiff mit 2 kn vorwärts bewegte, der Abstand zwischen diesen Profilen ist also tiefenabhängig (Schott, 1993).

Während der Va118 Reise konnten nur an 6 Stationen Freonproben analysiert werden, die größtenteils östlich des Konvektionsgebietes bei 6° O lagen (Abb. 2.6), da schlechtes Wetter weiteres Arbeiten verhinderte. Messungen westlich von 6° O existieren nur bei T6 (Sta.3 und 29) sowie nordwestlich davon bei Sta.9. Im Februar – März 1992 wurden an insgesamt 46 Stationen Freonmessungen durchgeführt. Die Reproduzierbarkeit der F11 – Messungen betrug bei beiden Reisen nur ± 0.03 pmol/kg, hervorgerufen durch einen anomal hohen Blindwert von 0.1 pmol/kg. Die Reproduzierbarkeit für F12 betrug für die

¹LADCP: lowered Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP wird mit CTD-Sonde an einer Rosette befestigt in die Tiefe gelassen

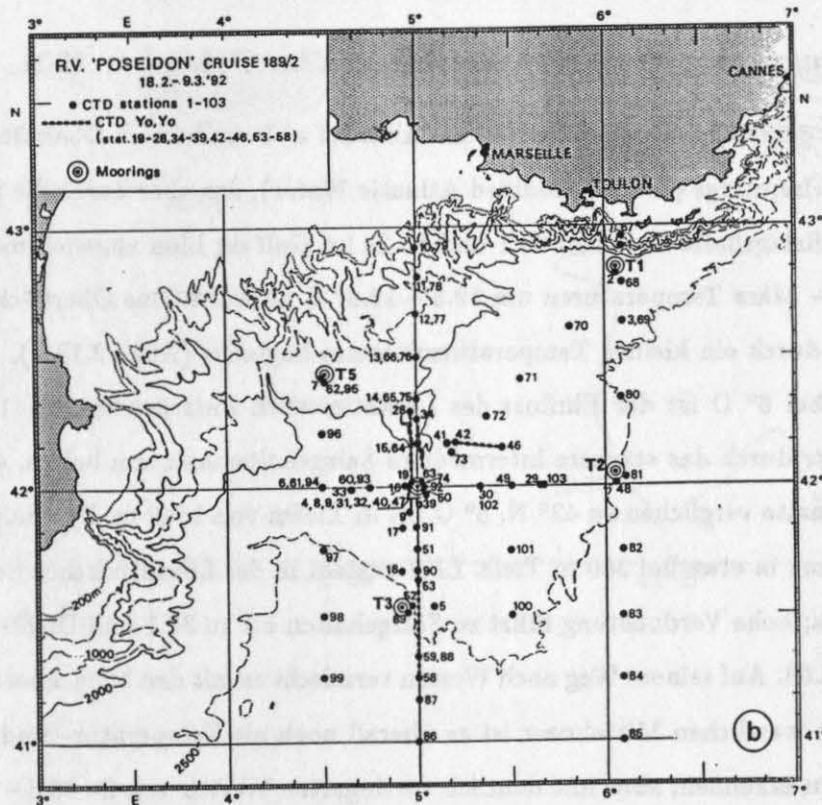
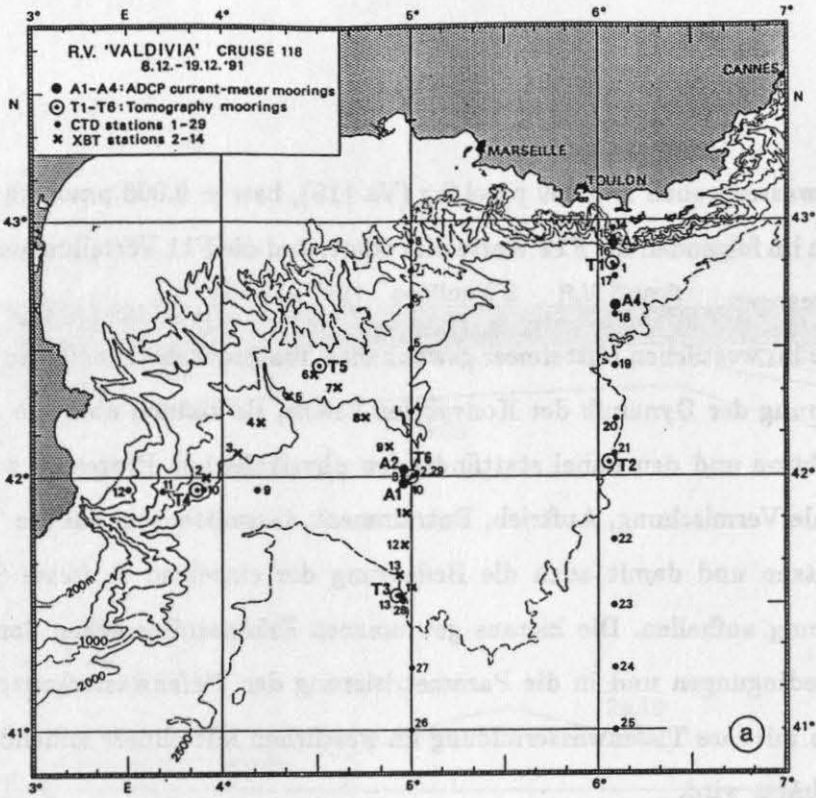


Abbildung 2.6: a) Stationskarte der Reise Va118, 8.12 - 19.12.1991, b) Stationskarte der Reise Po189, 18.2 - 19.3.1992

Tiefenwasserproben ± 0.009 pmol/kg (Va 118), bzw ± 0.008 pmol/kg (Po 189). Deshalb werden im folgenden die F12 Werte diskutiert, und die F11 Verteilungen nur zum Vergleich herangezogen.

Die im westlichen Mittelmeer gewonnenen Tracerdaten können keinen Beitrag zur Untersuchung der Dynamik der Konvektion liefern, sie können aber die Auswirkungen von Konvektion und den dabei stattfindenden physikalischen Prozessen wie horizontale und vertikale Vermischung, Auftrieb, Entrainment, Gasaustausch, auf die Tracerverteilungen abschätzen und damit auch die Bedeutung der einzelnen Prozesse für die Tiefenwasserbildung aufhellen. Die hieraus gewonnenen Erkenntnisse gehen dann in die Tracer - Randbedingungen und in die Parametrisierung der Tiefenwasserkonvektion ein, mit denen die mittlere Tiefenwasserbildung im westlichen Mittelmeer anhand von Boxmodellen abgeschätzt wird.

Hydrographie und Freonverteilungen im Dezember 1991

In den geschichteten obersten 150 m (Abb. 2.7 a) befindet sich Oberflächenwasser atlantischen Ursprungs (MAW: Modified Atlantic Water), das aber durch die hohe Verdunstung schon Salzgehalte zwischen 38.1 und 38.25 im Golf du Lion angenommen hat und im Februar - März Temperaturen um $12.5 - 12.6^\circ$ C aufweist. Das Oberflächenwasser ist nach unten durch ein kleines Temperaturminimum begrenzt (Abb. 2.10 a). Am nordöstlichen Rand bei 6° O ist der Einfluss des Levantinischen Zwischenwassers (LIW) am größten, sichtbar durch das stärkere intermediäre Salzgehaltsmaximum bei ca. 480 m und höhere Salzgehalte verglichen zu 42° N, 5° O bis in Tiefen von 1500 m. Das Salzgehaltsmaximum liegt dort in etwa bei 300 m Tiefe. LIW entsteht in der Levantinischen See bei Zypern und Rhodos; hohe Verdunstung führt zu Salzgehalten bis zu 39.1 und Dichten von $\sigma_\theta = 29.06$ und 29.08. Auf seinem Weg nach Westen vermischt es mit den benachbarten Wassermassen und im westlichen Mittelmeer ist es überall noch als Temperatur- und Salzgehaltsmaximum zu erkennen, aber mit deutlich verringerten Werten von $S=38.5 - 38.7$ (Abb. 2.8).

In 2000 dbar (± 50 dbar) Tiefe findet man im Golf du Lion potentielle Temperaturen und Salzgehalte zwischen 12.781° C - 12.794° C und 38.434 - 38.441 psu. Es zeigen sich innerhalb des Golfs keine lokale Abhängigkeiten, so daß für das Tiefenwasser keine Unterschiede zwischen 5° O und 6° O bestehen.

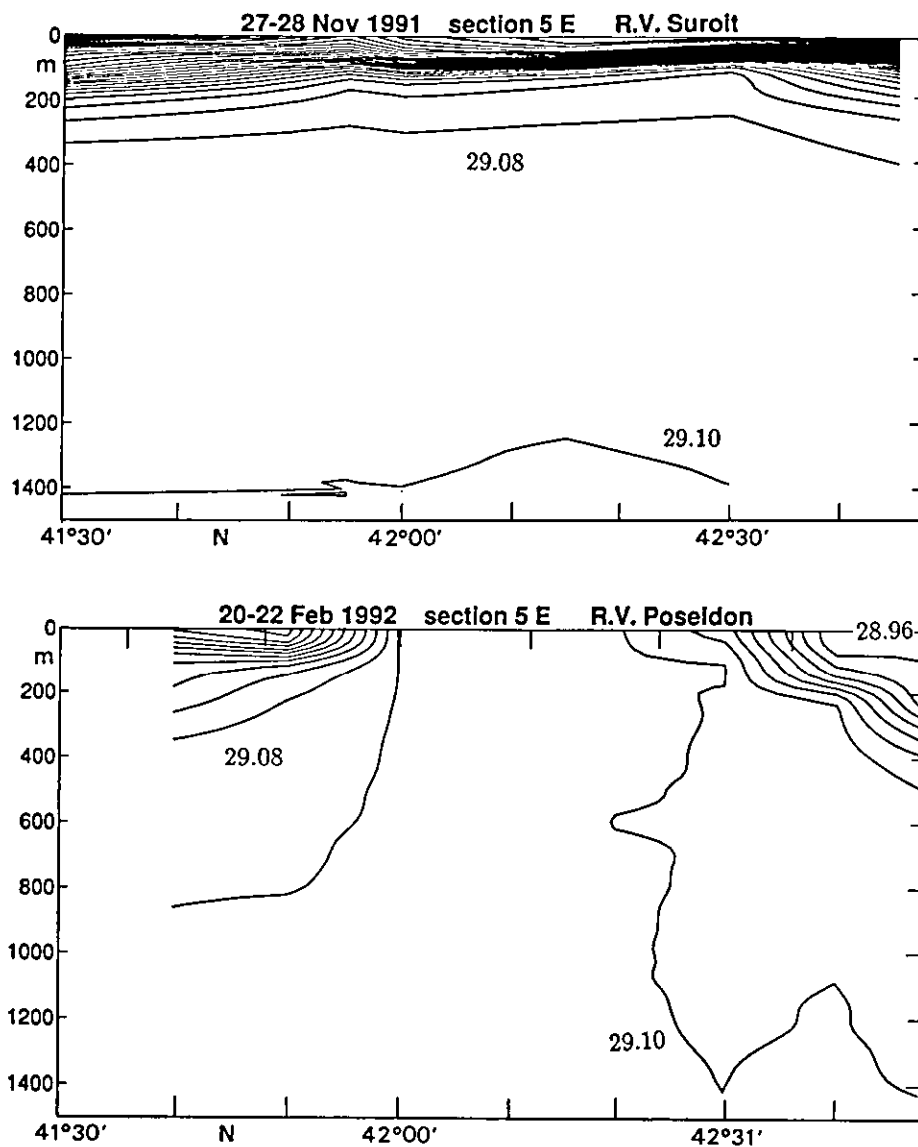


Abbildung 2.7: Verteilung von σ_θ in den obersten 1400 m bei 5° O, a) November 1991, von RV 'Suroit', b) vom 18.2 - 25.2 1992. Der Abstand der Dichtelinien beträgt 0.02, von G.Krahmann

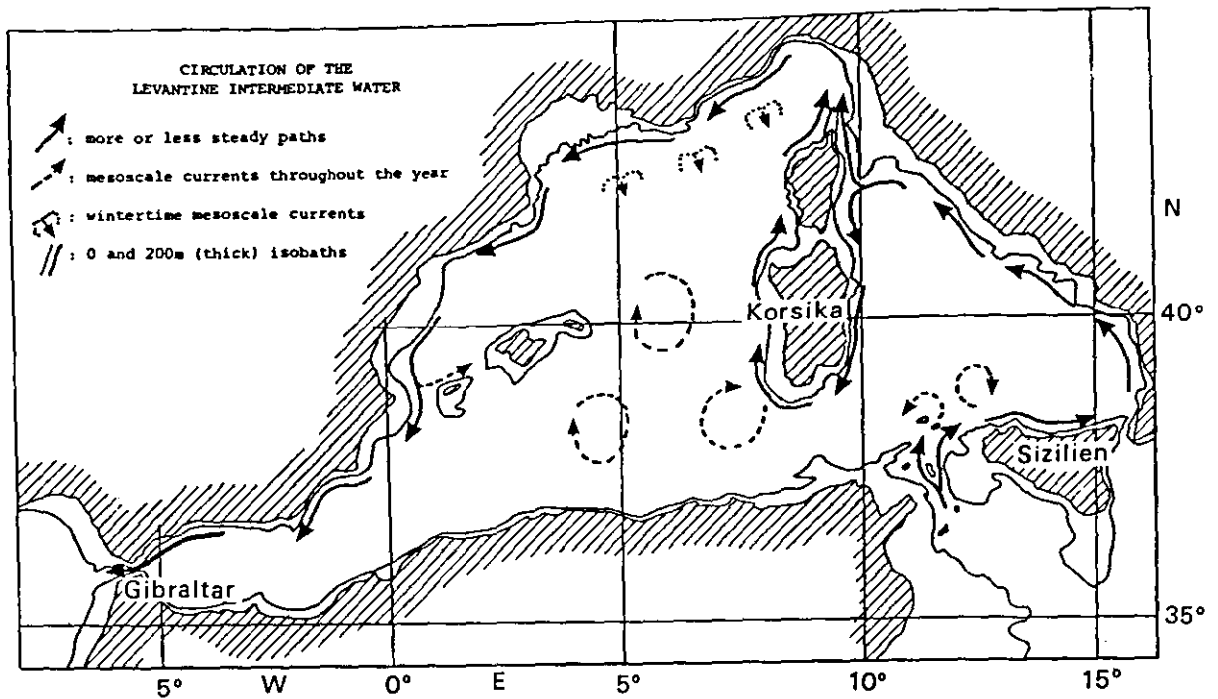


Abbildung 2.8: Großräumige Zirkulation des LIW im Mittelmeer, aus Millot, 1987

Die während der Va118 Reise gemessenen F12 Profile (Abb. 2.9) zeigen alle einen ähnlichen Verlauf: die Oberflächenwerte um 1.6 pmol/kg entsprechen in etwa dem Gleichgewicht mit den atmosphärischen Konzentrationen, unterhalb der obersten 100 m nehmen die F12 Werte fast exponentiell auf Minimalwerte um 0.4 pmol/kg bei 800 – 1000 m ab, unterhalb dieser Tiefe steigt der F12-Gehalt bis maximal 0.67 pmol/kg wieder an. Das LIW ist in den Freonprofilen nicht gesondert zu erkennen. LIW entsteht im östlichen Mittelmeer durch winterliches Absinken von Oberflächenwasser mit anschließender Ausbreitung nach Westen. Im östlichen Becken ist das LIW auch an seinem schwachen intermediären F12 – Maximum oder an kleinen vertikalen F12 Gradienten um 300 m zu erkennen (Roether und Schlitzer, 1990), aber fortlaufende Vermischung mit benachbarte Wassermassen verdecken diese Charakteristik im westlichen Becken.

Der Freon – Anstieg unterhalb ca. 800 – 1000 m Tiefe bis zum Boden kann dadurch entstehen, daß das Wasser oberhalb 1000 m schneller durch Advektion von freonärmeren Wasser ersetzt wird als die darunterliegenden Wassermassen. Wären Konvektion und Gasaustausch mit der Atmosphäre und anschließender vertikaler Vermischung die einzi-

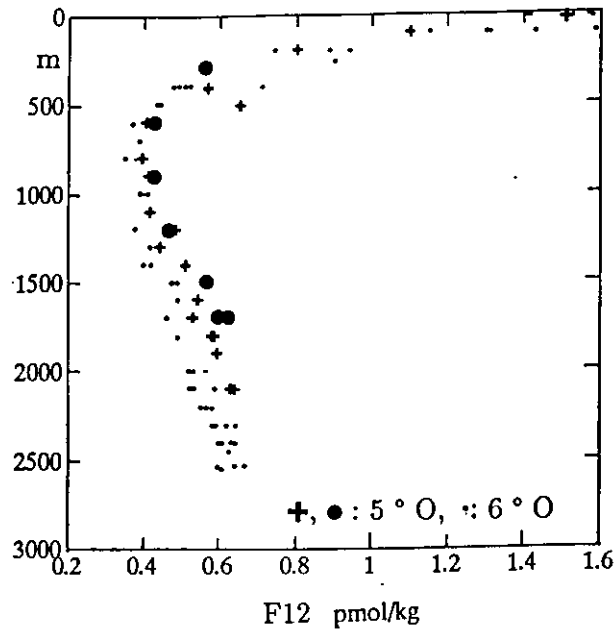


Abbildung 2.9: F12 - Profile (·) im Dezember 1991 (Va 118). Die Stationen entlang 5° O sind durch + (Stas.3,29) bzw. ● (Sta.9) gekennzeichnet.

gen wichtigen Faktoren, ließe sich das Minimum nicht erzeugen: Gasaustausch und vertikale Vermischung sorgen bei zeitlichem Anwachsen der Tracerkonzentrationen in der Atmosphäre für ein exponentiell mit der Tiefe abfallendes Profil, und die winterliche Konvektion für eine Durchmischung der Wassersäule.

Unterhalb von ca. 1400 m wurden im WMDW bei 5° O, dem Zentrum der Konvektionsaktivität, höhere Freonkonzentrationen gefunden als bei 6° O, es wurden aber keine horizontalen Gradienten in Tpot und S zwischen 5° und 6° O beobachtet. Ursache dafür sind möglicherweise die sehr geringen Tpot- und S- Unterschiede zwischen 'altem' und neu gebildeten Tiefenwasser, die nach Konvektion schnell durch Vermischung verschwinden. Die Vermischung scheint allerdings nicht ausreichend zu sein, die Freongradienten zwischen 5° O und 6° O zu nivellieren. Von 5° O nach 6° O abnehmende Tritiumkonzentrationen wurden auch schon 1981 von Andrie und Merlivat (1987) beobachtet. Neben diesen Spurenstoffgradienten deuten auch die sehr geringen, von 5° N nach Nordwest, bzw Südwest gerichteten mittleren Advektionsgeschwindigkeiten aus verankerten Strömungsmessern im Konvektionsgebiet (J.Fischer, pers.Mitteilung) darauf hin, daß das neu gebildete Tiefenwasser nicht nach Osten transportiert wird. Auf diesen Punkt wird in Kap.2.2 noch einmal näher eingegangen. Da die meisten Freonprofile im Dezember 1991 auf dem 6° O - Schnitt

genommen wurde, wird das daraus gemittelte Freonprofil in der Tiefe geringere Konzentrationen zeigen als im Konvektionsgebiet beobachtet. Dies muß beim Vergleich der Messungen während der Konvektionsphase im Frühjahr 1992 mit dem mittleren Profil der Dezember 1991 Reise berücksichtigt werden.

Konvektion im Februar – März 1992

Oberflächenflüsse

Schon die ersten hydrographischen Profile und die F12 – Verteilung bei 5° O zeigten, daß Konvektion stattgefunden hat. Vom 18.2. bis 23.2.92 waren auch die nächtlichen Oberflächenenergieflüsse noch groß genug, um aktive Konvektion anzuregen (Schott, 1993; Visbeck, 1993; Schott et al., 1994). Verantwortlich für den großen Energieverlust der Meeresoberfläche von über 600 Wm^{-2} waren vor allem die sehr trockenen, kalten Luftmassen verbunden mit moderaten Winden (abfallend von 14 auf 5 m/s). Die hohe solare Einstrahlung bei Tag verhinderte aktive Konvektion bei Tageslicht. Als ab dem 24.2. warme, feuchte Luft über dem Konvektionsgebiet herrschte, gingen die Wärmeflüsse trotz ansteigenden Windgeschwindigkeiten auf ca. 100 Wm^{-2} zurück, was nicht mehr für aktive Konvektion ausreichend war.

Maximale Konvektionstiefe

Ein Vergleich der Abbildungen 2.7 a und b zeigt deutlich die Abschwächung der Dichteschichtung im Frühjahr 1992, während tiefe Konvektion stattfand. Die zeitliche Entwicklung der Θ und S Profile bei T6 (Abb. 2.10 a,b) zeigt den Übergang von den vorwinterlichen Profilen bis zur Durchmischung der Wassersäule oberhalb von 1300 m am 25.2.1992. Tiefe Konvektion führt zur Vermischung der Wassersäule oberhalb der Konvektionstiefe: sie erhöht z.B. den Salzgehalt im Oberflächenwasser, während das Salzgehaltsmaximum im LIW wegerodiert wird. Die Profile bei T6 offenbaren auch die zeitliche und räumliche Kleinskaligkeit der Konvektion: man darf die Profile nicht als zeitliche Entwicklung eines Ereignisses werten, sie also nicht eindimensional betrachten: 30% der CTD Profile hatten im Hiev – und Fierprofil unterschiedliche Einschübe mit Anomalien in Tpot und S. Durch Advektion werden also kleinräumige Strukturen bei T6 vorbeigetrieben, die in den in Abb. 2.10 gezeigten Profile zu sehen sind. Man darf daher auch nicht den in Abb. 2.7 b gezeig-

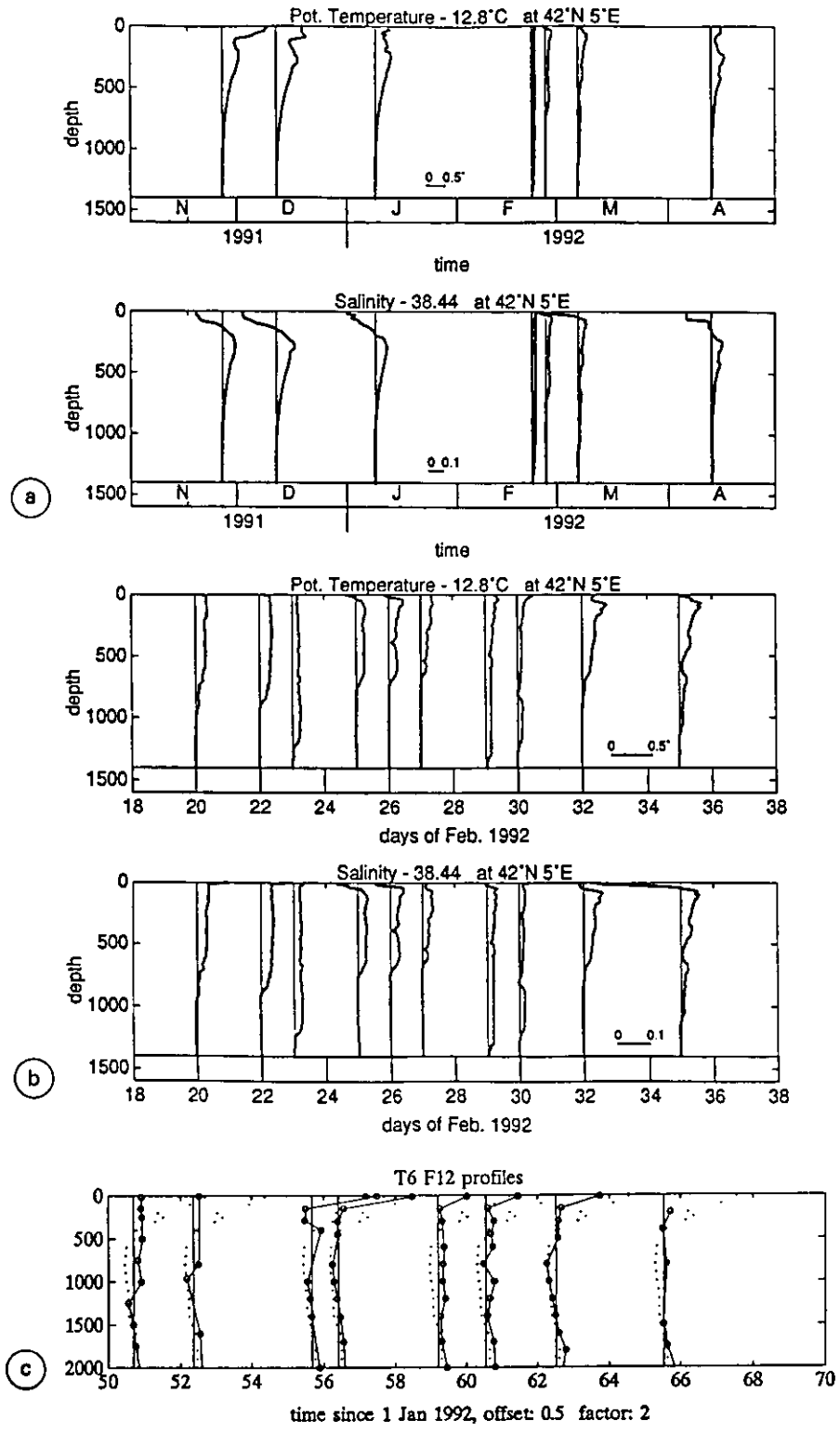


Abbildung 2.10: Zeitliche Entwicklung der Temperatur – und Salzgehaltsprofile an der zentralen Station T6, November 1991 – April 1992. Der Zeitraum vom 18.2 bis 8.3. 1992 wird in Teil b nochmals besser aufgelöst. c) die zu Teil b zugehörigen F12 – Profile, Abb. von M. Visbeck, Teil b aus Schott, 1993.

Tabelle 2.1: Mittelwerte und Standardabweichungen von potentieller Temperatur und Salzgehalt im Golf du Lion für verschiedene Tiefen, jeweils über ± 50 dbar gemittelt.

Tiefe	1000	1500	2000
Θ :			
Va 118	12.855 \pm 0.075	12.796 \pm 0.005	12.788 \pm 0.004
Po189	12.862 \pm 0.043	12.814 \pm 0.029	12.785 \pm 0.004
S			
Va 118	38.447 \pm 0.018	38.436 \pm 0.003	38.438 \pm 0.0016
Po189	38.454 \pm 0.011	38.444 \pm 0.008	38.439 \pm 0.0024

ten Schnitt als synoptische Aufnahme ansehen, obwohl zur Zeit mit aktiver Konvektion zumindest das Oberflächenwasser räumlich homogener war als zu späteren Zeiten. Es wird deshalb im weiteren davon abgesehen, die Daten in Schnitten durch das Konvektionsgebiet darzustellen.

Einige Temperatur - und Salzgehaltsprofile im Frühjahr 1991 weisen positive Anomalien tiefer als 1200 m auf (Abb. 2.11), alle Anomalien waren aber flacher als 1900 m. Ein Vergleich der T - S Charakteristik bei 1000, 1500 und 2000 dbar zwischen den beiden Reisen zeigt keinen signifikanten Unterschied bei 2000 m, (Tab. 2.1), so daß davon ausgegangen werden kann, daß Konvektion nur Tiefen oberhalb 1900 m betroffen hat. Die mittleren Temperaturen und Salzgehalte bei 1500 m sind jedoch verglichen zum Dezember 1991 angestiegen. Dies wird von der Vermischung der Wassersäule bei Konvektion verursacht, die größere Standardabweichung wird dadurch erzeugt, daß im Untersuchungsgebiet geschichtete und homogenisierte Profile gefunden wurden. Bei 1000 m Tiefe wurde ebenfalls ein Anstieg in Temperatur und Salzgehalt festgestellt. Positive Tpot und Salzgehaltsanomalien wurde auch beim MEDOC - Konvektionsexperiment 1969 beobachtet (Sankey, 1973).

Dies steht im Gegensatz zu den Beobachtungen von Leaman und Schott (1991), die eine Abkühlung um 0.02° C im Tiefenbereich von 1850 - 2000 dbar durch tiefe Konvektion fanden: im Feb.1992 sind die Profile, die durch Konvektionstiefen zwischen 1650 und 1850 dbar beeinflußt sind, um 0.02 bis 0.04° C wärmer und um 0.005 - 0.01 psu salzreicher in

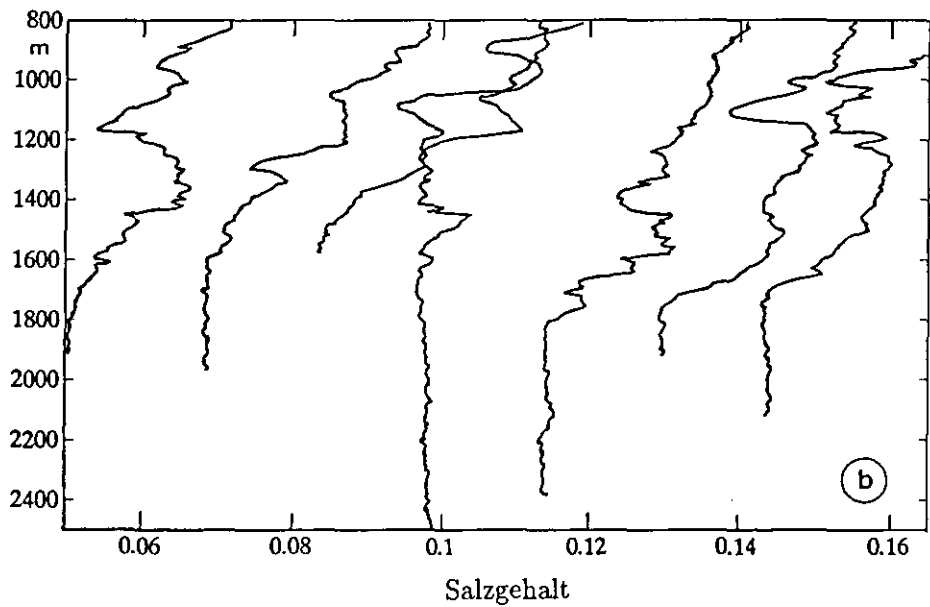
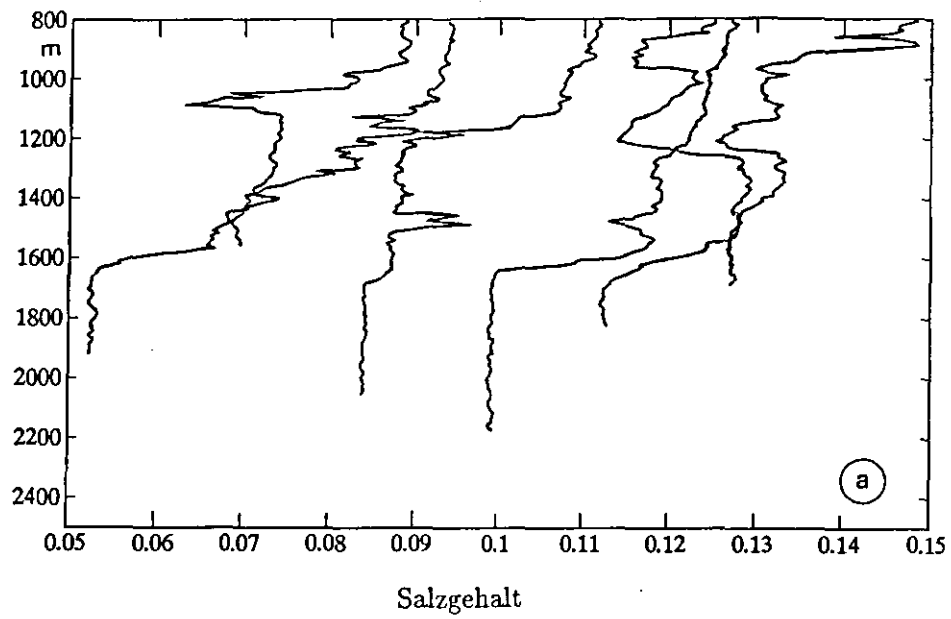


Abbildung 2.11: Ausgewählte Salzgehaltsprofile (Fierprofile) mit Konvektion unterhalb 1200 m, Feb - März 1992. Die Profile wurden um jeweils 0.02 psu gegeneinander verschoben.

diesem Tiefenbereich. Die Anomalien waren dichtekompensiert. Der Unterschied in den Beobachtungen rührt vermutlich von den unterschiedlichen Konvektionstiefen her: Konvektion bis 1800 m Tiefe (simuliert durch vertikale Vermischung bis zu 1800 m Tiefe) wie im Frühjahr 1992 beobachtet, erzeugt eine mittlere Temperatur des homogenisierten Wassers, die 0.04°C wärmer ist als bei Konvektion bis 2200 m (simuliert durch Vermischung der Wassersäule bis zu 2200 m Tiefe), typisch für die Situation 1987 (Leaman und Schott, 1991). Außerdem muß der Auftriebsverlust (z.B. durch Abkühlung) bei Vermischung bis 2200 m größer sein als bei Vermischung bis 1800 m.

Freonprofile mit Anzeichen von Konvektion hatten in den obersten 400 Metern geringere Konzentrationen als das ungestörte Profil (Abb. 2.12), unterhalb von 400 m nahmen die Werte zu. Ähnlich wie bei den Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen war das Konvektionsgebiet bezüglich der Freone nicht homogen durchmischt. Anzeichen von tiefer Konvektion waren an erhöhten Freonwerten zu erkennen, verbunden mit höheren Temperaturen und höheren Salzgehalten als die ungestörten Profile (Abb. 2.10 b,c).

Unterhalb von 1800 m Tiefe wurden im Februar 1992 höhere F12 - Konzentrationen gefunden als dem mittleren Profil vom Dezember 1991 entspricht. Die erhöhten F12 Werte liegen westlich von $5^{\circ} 30' \text{O}$ und nördlich von $41^{\circ} 55' \text{N}$. Wie schon oben erwähnt, existierte im Dezember 1991 ein zonaler lokaler Gradient in den F12 Konzentrationen. Vergleicht man die Freonwerte im Frühjahr 1992 mit den bei 5°O gemachten Beobachtungen im Dezember 1991, so läßt sich kein signifikanter Unterschied in den Freonwerten unterhalb 1800 m feststellen.

Räumliche Ausdehnung der Konvektion

Wie schon erwähnt, deuten höhere Salzgehalte als 38.4 an der Oberfläche darauf hin, daß Vermischung von MAW und LIW stattgefunden hat. Im Vergleich zu den Resultaten des Medoc 69 Experimentes (Medoc Group, 1970) war im Februar - März 1992 die Fläche mit $S > 38.4$ kleiner und mehr nach Norden verschoben (Abb. 2.14 a). Die Ausdehnung wurde entlang des Schiffskurses mit Hilfe eines Thermosalinographen gewonnen und auf die dazwischenliegende Flächen extrapoliert. Die Aufnahme entlang des Schiffskurses ist keineswegs synoptisch, so daß auch zeitliche Schwankungen der Ausdehnung möglicherweise nicht aufgelöst werden.

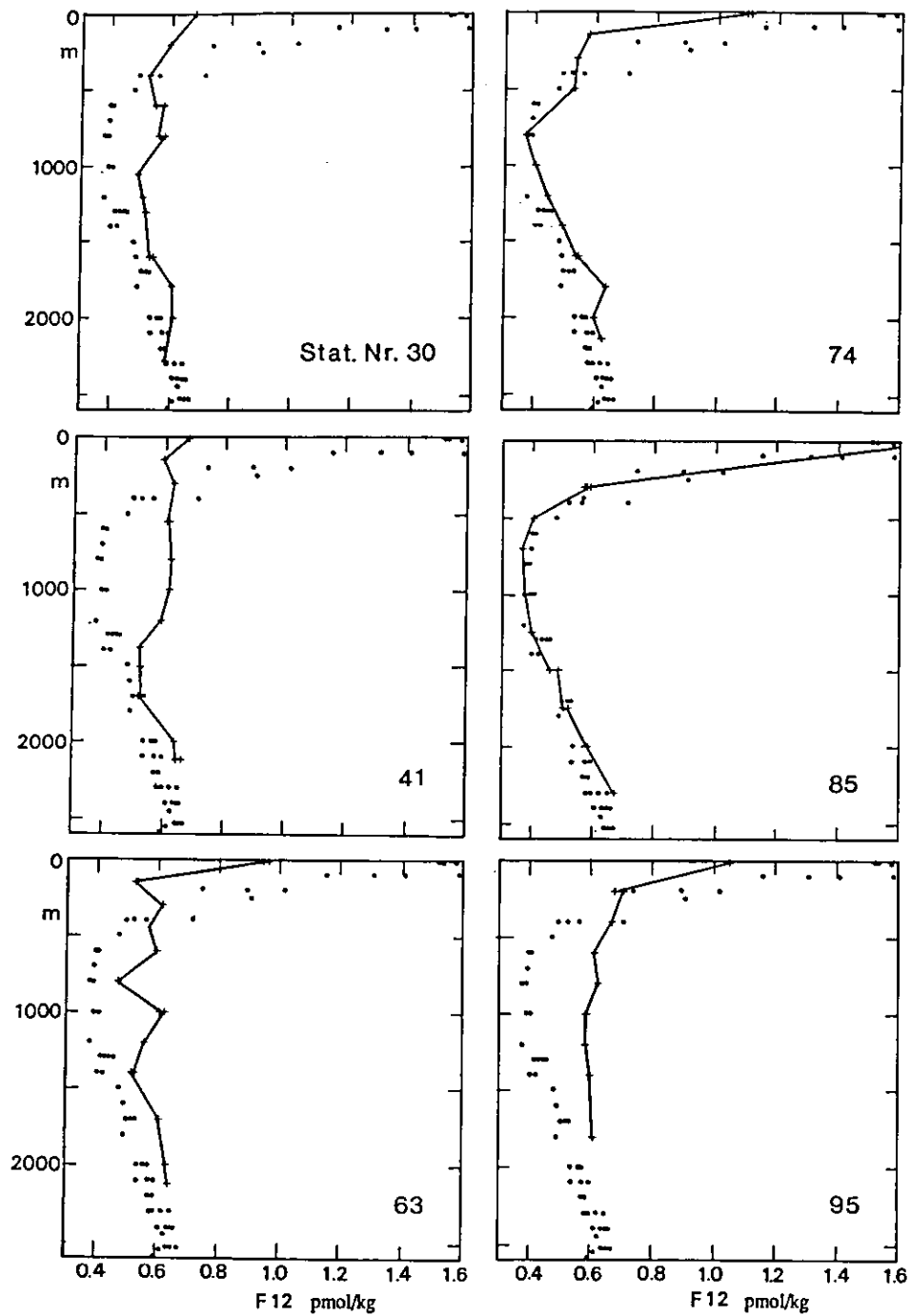


Abbildung 2.12: Einige F12 - Profile, Frühjahr 1992. Konvektion führt zu positiven Anomalien unterhalb von 400 m, gut erkennbar im Vergleich mit den Profilen (.), die im Dezember aufgenommen wurden.

Anzeichen für tiefe Konvektion sind auch geringere F12 - Konzentrationen an der Wasseroberfläche als dem Gleichgewicht mit der Atmosphäre entspricht, da durch die Vermischung während der Konvektion das quasi exponentiell mit der Tiefe abnehmende Freonprofil homogenisiert wird. Nimmt man das mittlere F12 - Profil vom Dezember 1991 und vermischt es homogen bis zur Konvektionstiefe K_t (Abb. 2.13), so zeigt sich, daß Oberflächensättigungswerte um 60% einer Konvektionstiefe K_t von ca. 500 m zugeordnet sind, und 40% Sättigung einer K_t von 1000 m. Der Bereich, in dem in den obersten 30 Metern Sättigungswerte $< 60\%$ gefunden wurde, ist in Abb. 2.14 b dargestellt. Die Diskrepanz in der räumlichen Verteilung der hohen Oberflächensalzgehalte und der niedrigen F12 - Sättigungen liegt an den unterschiedlichen Zeiten der Aufnahme. Während der Salzgehalt das an der Oberfläche homogene Gebiet mit $S > 38.4$ für den Zeitraum vom 18. - 22. 2. 1992 zeigt, charakterisiert die Fläche mit Freonsättigungen unter 60 % ein Gebiet, in dem diese Sättigungswerte beobachtet wurden, allerdings nicht zu allen Zeitpunkten; d.h. nicht alle in diesem Gebiet gemessenen Oberflächenwerte liegen unterhalb 60%, aber alle Oberflächenkonzentrationen, die einem Sättigungswert kleiner 60% entsprechen, wurden dort gefunden. Diese niedrigen Sättigungswerte sind ebenfalls mit Salzgehalten > 38.4 verbunden (Kap. 2.2).

Die räumliche Verteilung der Stationen, die Anzeichen von Konvektion in Tiefen > 1200 m (Abb. 2.15) zeigen (höhere Salzgehalte und Temperaturen, höhere Freonkonzentrationen) reicht über das Gebiet, in dem Indizien für Konvektion an der Oberfläche gefunden wurde, hinaus (Abb. 2.14 a,b). Diese kleinskaligen Strukturen lassen sich gut im $\Theta - S$ Diagramm (Abb. 2.16) als 'Nase' erkennen: Dichtekompensierte Abweichungen in Θ und S , die im Salzgehalt 0.005 psu überschreiten, finden sich in allen Tiefenbereichen unterhalb 800 m und oberhalb 1900 m. Sie tragen die Kennzeichen von Konvektionseignissen mit sich und sind eingebettet in Schichten mit davon unberührtem Wasser. Die vertikale Erstreckung kann bis zu 500 m (Sta. 96) betragen, aber auch Schichten dünner als 100 m (Sta.19, Abb. 2.11) wurden beobachtet. Diese Strukturen wurden immer nur isoliert an einer CTD Station festgestellt, obwohl benachbarte CTD Stationen meist nur ca. 5 - 20 m voneinander entfernt lagen, und die Zeit zwischen zwei Stationen ca. 2 - 5 Stunden betrug.

Die einzige Ausnahme wurde bei den JoJo Stationen 53 und 54 beobachtet; jedoch war

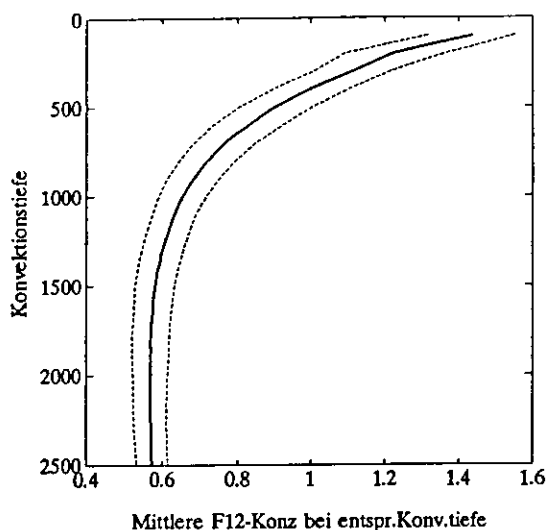


Abbildung 2.13: Mittlere F12 Konzentrationen (pmol/kg) im homogenisierten Teil des Profils in Abhängigkeit von der Konvektionstiefe K_t . Das Ausgangsprofil war das mittlere F12 - Profil der Va118 Reise, Dezember 1991.

das Signal bei Sta. 54 nur beim Hievprofil, aber nicht im zeitlich früher liegenden Fierprofil vorhanden (Abb. 2.16), und die einzelnen Profile lassen nicht auf eine kontinuierliche zeitliche Entwicklung schließen. 38 % (10 von insgesamt 26) dieser Inhomogenitäten mit Salzgehaltsanomalien > 0.005 waren sogar nur beim Hiev - oder Fierprofil vorhanden. Die Anzahl der beobachteten Anomalien häuften sich mit zeitlichem Abstand zur aktiven Konvektion: allein 50% (mit $S > 0.01$ psu) wurden vom 5. - 8. März 1992 beobachtet, obwohl in diesem Zeitraum nur 30% der CTD Profile aufgenommen wurden.

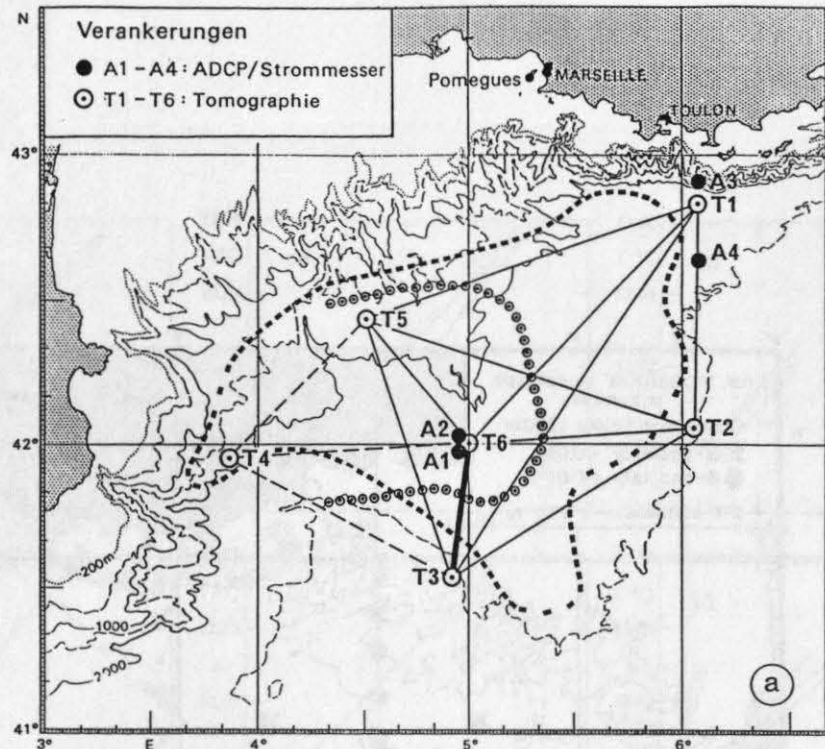
Anhand der Schiffsdrift (ca. 0.5 kn) und der in den verankerten Messketten registrierten horizontalen Geschwindigkeiten von 1 ± 5 cm/s (J.Fischer, pers.Mitteilung), sowie der Zeitdauer zwischen Hieven und Fieren (etwa 1 Stunde) lassen sich die untere Grenzen der auftretenden räumlichen Skalen dieser T - S Anomalien zu ca. 700 - 900 m abschätzen. Bei diesen groben Abschätzung wird angenommen, daß a) Schiffsdrift und Advektion entgegengesetzt gerichtet sind oder b) Schiffsdrift und Advektion in die gleiche Richtung zeigen. Weiterhin wird angenommen, daß die Anomalie etwa radial durchfahren wird. Da die JoJo Stationen kein durchgängiges Signal zeigen, kann die obere Grenze der Ausdehnung auch nicht größer sein als der Abstand der JoJo Profile von ca. 5 sm.

Das Vorhandensein der dichtekompensierten positiven Temperatur – Salzgehalts – und Freonanomalien außerhalb des Gebiets mit Oberflächensalzgehalten $S > 38.4$ und F12 Sättigungswerten $< 60\%$ kann dadurch erklärt werden, daß a) ihre Verteilung mit der ursprünglichen Ausdehnung des Konvektionsgebietes vor unserer Ankunft im Konvektionsgebiet übereinstimmte, oder b) die Anzeichen von tiefer Konvektion sind durch barokline Wirbel, die am Rand des Konvektionsgebietes entstehen, weiter weg von ihrem Bildungsgebiet verteilt worden und noch nicht vollständig mit ihrer Umgebung vermischt. Die letztgenannte Möglichkeit scheint wahrscheinlicher, da Anzeichen von tiefer Konvektion erst kurz (ab 18.2.1993, Thetis Group, 1994) vor Beginn unserer Ankunft bei T6 beobachtet wurden. Tiefe Konvektion kann nicht mehr nach dem 23.2.1992 stattgefunden haben. Auffällig ist, daß die Ausbreitung der Profile mit Anzeichen von Konvektion sich auch nach Osten erstreckt (Sta.68, $42^{\circ} 50' N$, $6^{\circ} O$ und Sta. 81, $42^{\circ} N$, $6^{\circ} O$). Beide Profile zeigen um 1600 m im Hiev – bzw. Fierprofil erhöhte Salzgehalte und Temperaturen.

Mit den Annahmen

- die Anomalie, die am 1.3.1992 bei $41^{\circ} 20' N$ beobachtet wurde, wurde am südlichen Rand des Konvektionsgebietes ($41^{\circ} 50' N$, $5^{\circ} O$) im Zeitraum vom 18.-22.2.1992 gebildet und bewegte sich dann nach Süden,
- die am 3.3.1992 bei $42^{\circ} 50' N$, $6^{\circ} O$ beobachtete Anomalie wurde am nordöstlichen Rand des Konvektionsgebietes erzeugt und wanderte nach Norden,

läßt sich eine grobe Abschätzung der Advektionsgeschwindigkeit dieser Strukturen machen. Die südliche Anomalie benötigte mindestens 8 Tage und maximal 12 Tage, um nach $41^{\circ} 20' N$ zu gelangen und war daher mit mittleren Advektionsgeschwindigkeiten von 8 – 5.5 cm/s unterwegs. Die mittlere, nach Nordost gerichtete Advektionsgeschwindigkeit der östlichen Anomalie errechnet sich bei Laufzeiten von mindestens 10 Tagen und maximal 14 Tagen zu 10 – 7.5 cm/s. Diese Geschwindigkeiten sind ca. eine Größenordnung höher als die aus den Strommessern abgeleiteten mittleren Advektionsgeschwindigkeiten. Sie sind aber vergleichbar mit den aus Floats gewonnenen Geschwindigkeiten von Wirbeln im Konvektionsgebiet (5 – 10 cm/s in 600 und 1000 m Tiefe, Gascard, 1978).



Ausdehnung des Konvektionsgebietes
 - - - - - 17. - 23. Feb. 1987
 •••••••• 18. - 22. Feb. 1992

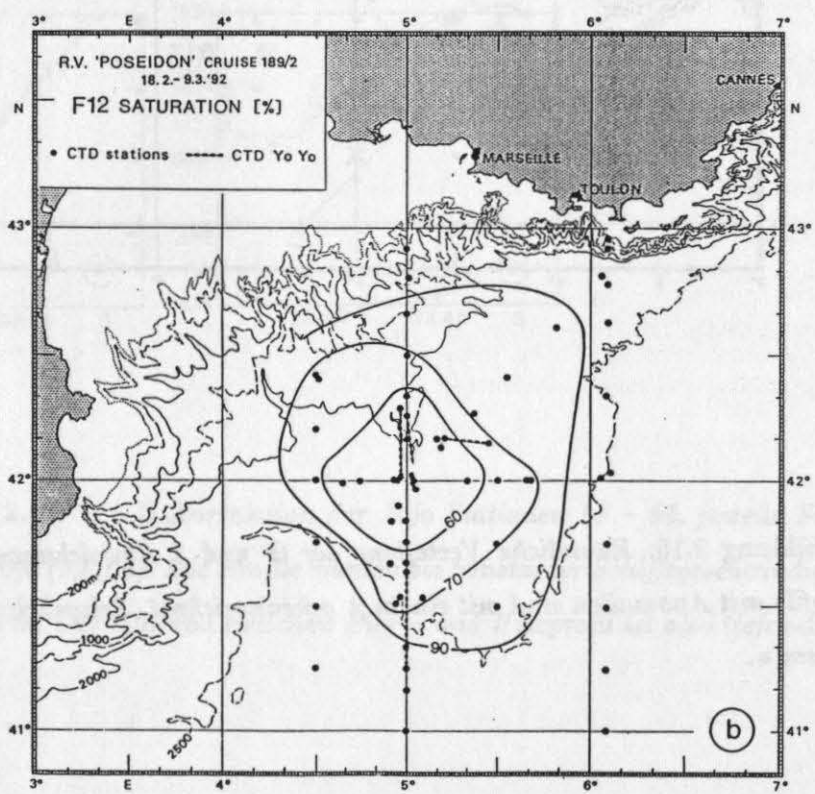


Abbildung 2.14: Räumliche Ausdehnung des Konvektionsgebietes in den Jahren 1987 und 1992, aufgezeigt anhand a) der Oberflächensalzgehalte > 38.40 , aus Schott et al., 1994 und b) für 1992 anhand der Verteilung der F12 - Sättigungen in den obersten 30 m, Februar - März 1992.

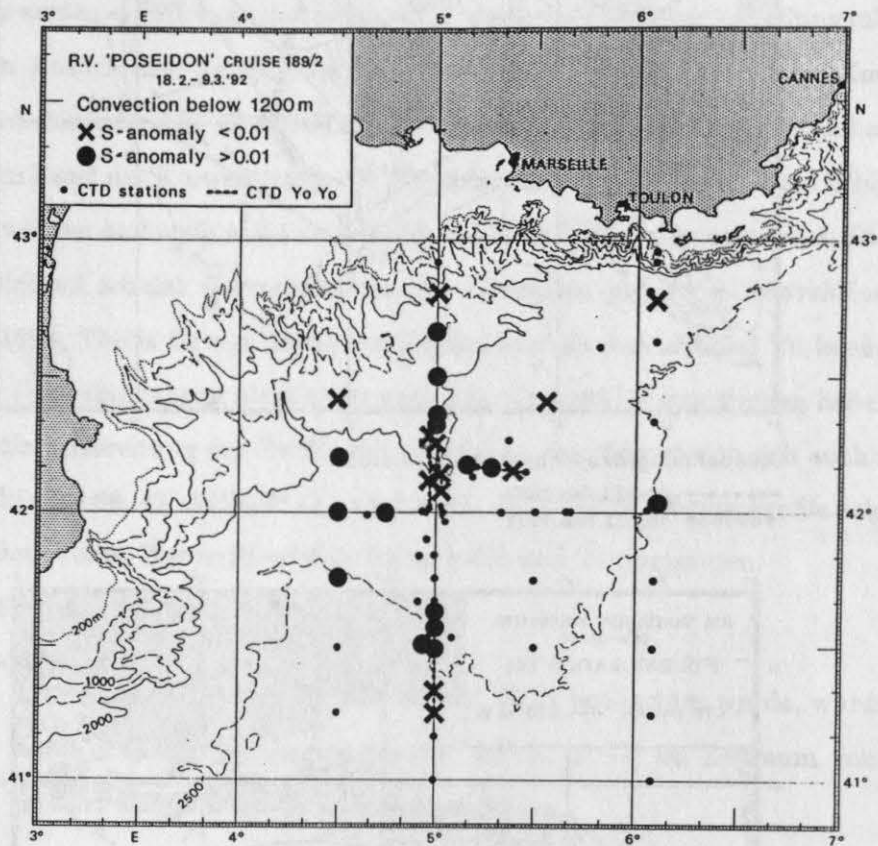


Abbildung 2.15: Räumliche Verteilung der Θ und S Abweichungen unterhalb 1200 m. Profile mit Anomalien sind mit einem \times gekennzeichnet, Salzgehaltsanomalien >0.01 mit einem \bullet .

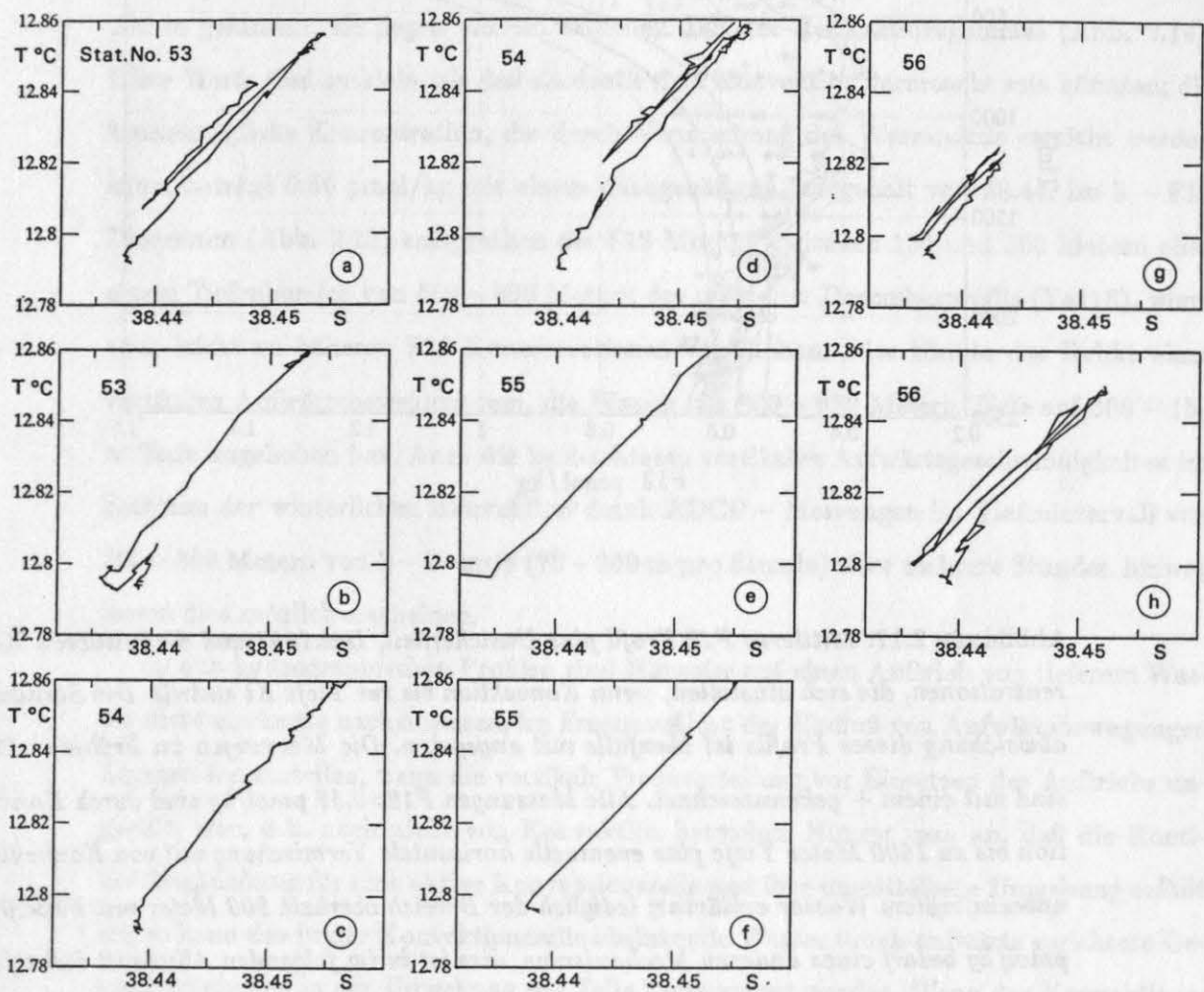


Abbildung 2.16: $\Theta - S$ Korrelation der Jojo Stationen 53 - 56, jeweils Fier (a,c,e,g) - und Hievprofil (b,d,f,h). Die Profile wurden bei konstanter Schiffsgeschwindigkeit von 2 Kn aufgenommen. Der Abstand zwischen Fier - und Hievprofil ist also tiefenabhängig.

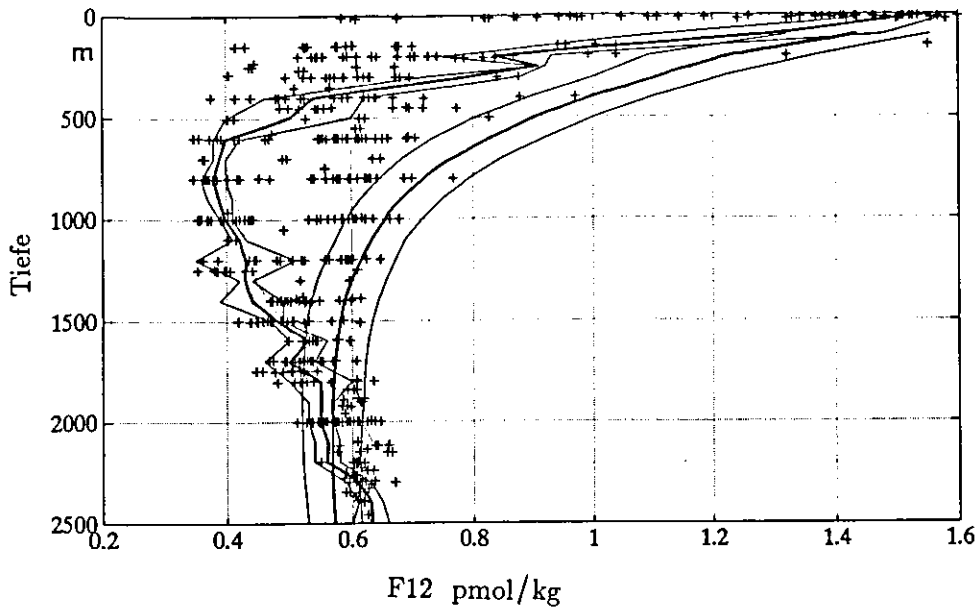


Abbildung 2.17: Mittleres F12 Profil plus Unsicherheit, Dez.1991 und die mittleren Konzentrationen, die sich einstellen, wenn Konvektion bis zur Tiefe K_t eintritt. Die Standardabweichung dieses Profils ist ebenfalls mit angegeben. Die Messungen im Frühjahr 1992 sind mit einem + gekennzeichnet. Alle Messungen $F_{12} > 0.56$ pmol/kg sind durch Konvektion bis zu 1500 Meter Tiefe plus eventuelle horizontale Vermischung mit von Konvektion unbeeinflusstem Wasser erklärbar; lediglich der Bereich oberhalb 500 Meter mit $F_{12} < 0.56$ pmol/kg bedarf eines anderen Mechanismus, dies ist in im folgenden Abschnitt diskutiert, die Abweichungen hin zu höheren Konzentrationen unterhalb 1800 Meter wurden bereits behandelt.

Auftrieb im Konvektionsgebiet

Weiterhin wurde untersucht, ob sich die vorgefundenen F12 – Profile im Februar – März 1992 durch horizontale Vermischung von Wasser erklären lassen, dessen F12 Konzentration durch Konvektion in der oben beschriebenen Weise beeinflusst wurde, und von Wasser, das von Konvektion unbeeinflusst war. Für diese Berechnungen wurde ein mittleres Val18 – Profil hergestellt (Abb. 2.9) und die zu einer Konvektionstiefe zugehörige F12 – Konzentration durch Vermischung des F12 – Profils bis zur entsprechenden Tiefe ermittelt (Abb. 2.13). Beide Kurven werden in Abb 2.17 mit den im Frühjahr 1992 erhaltenen Messungen (+) verglichen.

Bei einigen Profilen wurden F12 – Minima < 0.45 pmol/kg in Tiefen zwischen 150 und

300 m gefunden; sie liegen alle im östlichen Teil des Konvektionsgebietes (Abb. 2.19). Diese Werte sind zu klein, als daß sie durch tiefe Konvektion verursacht sein könnten; die kleinstmögliche Konzentration, die durch Vermischung der Wassersäule erreicht werden kann, beträgt 0.56 pmol/kg mit einem dazugehörigen Salzgehalt von 38.44. Im S - F12 Diagramm (Abb. 2.18) entsprechen die F12 Minima zwischen 150 und 300 Metern eher einem Tiefenbereich von 650 - 800 Metern des mittleren Dezemberprofils (Va118), wenn auch leicht zu höheren F12 Konzentrationen verschoben. Dies könnte das Relikt einer vertikalen Aufwärtsbewegung sein, die Wasser aus 800 - 650 Metern Tiefe auf 300 - 150 m Tiefe angehoben hat. Auch die beobachteten vertikalen Aufwärtsgeschwindigkeiten im Zentrum der winterlichen Konvektion durch ADCP - Messungen im Tiefenintervall von 200 - 300 Metern von 2 - 6 cm/s (70 - 200 m pro Stunde) über mehrere Stunden hinweg lassen dies möglich erscheinen.

In den hydrographischen Profilen sind Hinweise auf einen Auftrieb von tieferem Wasser nicht eindeutig nachzuweisen, im Freonprofil ist der Einfluß von Aufwärtsbewegungen dagegen festzustellen, wenn die vertikale Freonverteilung vor Einsetzen des Auftriebs ungestört war, d.h. noch nicht von Konvektion betroffen. Nimmt man an, daß die Kontinuitätsgleichung für eine aktive Konvektionszelle und ihre unmittelbare Umgebung erfüllt ist, so kann das in der Konvektionszelle absinkende Wasser durch aufwärts gerichtete Geschwindigkeiten in der Umgebung der Zelle kompensiert werden. Wenn das Konvektionsgebiet nicht vollständig vermischt ist wie im Frühjahr 1992, kann diese Aufwärtsbewegung auch in noch geschichtetem Wasser stattfinden. Da die Messungen zumeist nach der aktiven Konvektionsphase durchgeführt wurden, kann aber die räumliche Verteilung der F12 - Profile mit vermuteten Aufwärtsbewegungen schon stark durch horizontale Advektion beeinflusst worden sein (Abb. 2.19).

Entrainment bei der Konvektion

In den aktiven Konvektionszellen ('Plumes') kann folgendes geschehen: a) die Wassersäule wird bis zur Konvektionstiefe vertikal vermischt, oder b) zusätzlich zu dieser Vermischung wird durch die abwärts gerichteten Geschwindigkeiten von bis zu 10 cm/s durch Entrainment benachbartes Wasser, das noch nicht mit Konvektion in Berührung war, mit in die Tiefe gezogen. Dieser Prozeß wäre umso intensiver, je höher die vertikalen Geschwindig-

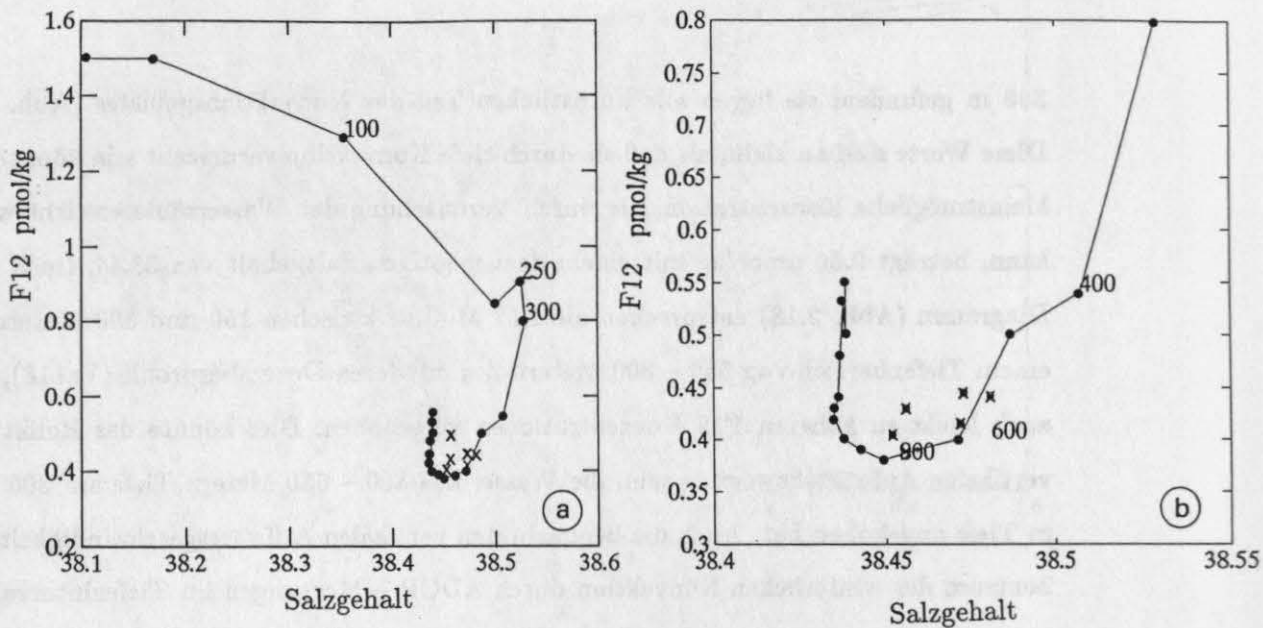


Abbildung 2.18: Mittlere $S - F12$ Korrelation für Dezember 1991 (●), zusammen mit den Messungen mit Anzeichen von Auftrieb im Februar – März (×). Teil b zeigt eine Ausschnittsvergrößerung. Die Position der Profile mit Anzeichen von Auftrieb kann aus Abb. 2.19 entnommen werden.

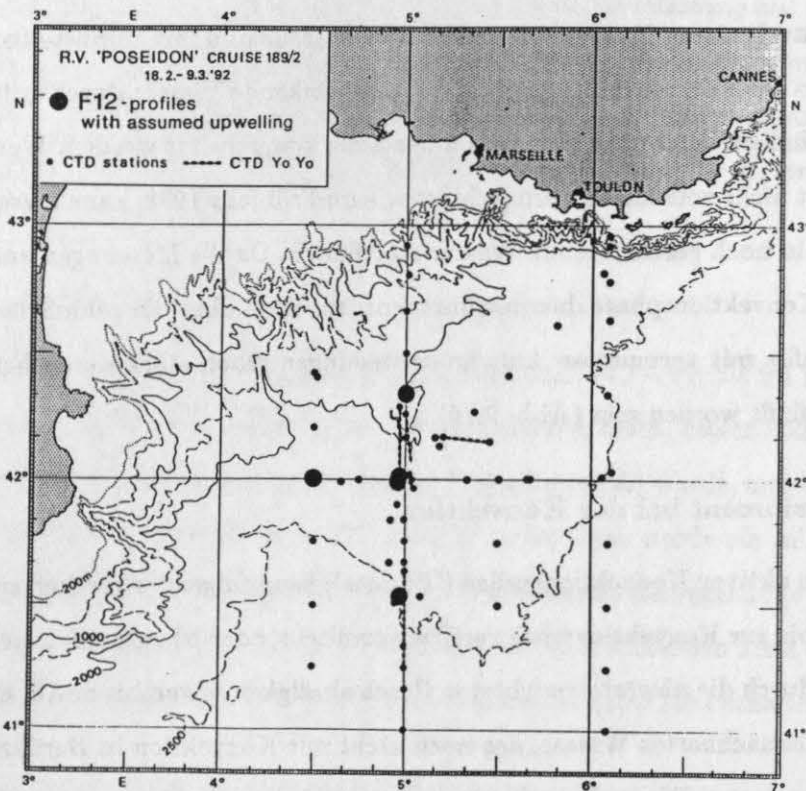


Abbildung 2.19: Verteilung der Profile ● mit vermuteten Aufwärtsbewegungen.

keiten sind. Die vertikalen Geschwindigkeiten werden im oberen Drittel des Profils größer sein, da im westlichen Mittelmeer der thermobarische Effekt (Gewinn an Auftrieb durch Druckabhängigkeit der thermischen Kompressibilität) klein ist, und er somit die Konvektionszellen beim Absinken nicht beschleunigen kann (Visbeck, 1993). Falls Konvektion ohne Entrainment stattfindet (Fall a), dann würde sich das Freonbudget der Wassersäule nach Konvektion nicht gegenüber dem im Dezember 1991 beobachteten erhöhen. Anders sieht es aus, wenn Entrainment von oberflächennahem Wasser (oberste 300 m, Fall b) eine Rolle spielt. Das bei der Konvektion nach unten sinkende Wasser vermischt mit seiner Umgebung und verläßt in der Konvektionstiefe die Wassersäule mit Freonkonzentrationen ähnlich denen des Tiefenwassers, während an der Oberfläche freonreiches Wasser nachströmt. Die Erhöhung des Freonbudgets durch Entrainment müßte sich im Vergleich der Freoninventare im Dezember 1991 zu Februar – März 1992 zeigen und im Vergleich der Profile im Frühjahr 1992 mit und ohne Einfluß von Konvektion. Entrainment tiefer als 300 m ändert, wie unten ausgeführt, das Freoninventar kaum und kann mit Hilfe der Tracerverteilungen nicht nachgewiesen werden.

Die mittleren F12 Konzentrationen, die nach der aktiven Konvektionsphase in der durchmischten Wassersäule vorliegen, können neben dem möglichen Entrainment durch andere Ursachen beeinflusst werden: a) vom Messfehler (hier vernachlässigbar, da statistisch verteilt) b) von der vertikalen Mittelung; da die F12 – Probennahme diskret ist, wird eine F12 – Messung i.a. über ein Tiefenintervall von 50 bis zu 300 Metern gemittelt, obwohl die gemessene Konzentration nicht notwendigerweise für das gesamte Intervall repräsentativ ist. c) von vertikal und zeitlich variabler horizontaler Advektion von Wasser nach der Konvektion, das eine andere F12 – Konzentration aufweist als das verdrängte. Würde beispielsweise nach tiefer Konvektion bis 1600 Meter der Tiefenbereich zwischen 300 und 400 Meter durch Wasser, das noch seine ungestörte F12 Konzentration hat ersetzt, so erhöht sich das Inventar der Wassersäule oberhalb 1600 Meter von 930 pmolm/kg auf 940 pmolm/kg. Entrainment aus Wasser unterhalb 500 m hat aufgrund der kleinen Unterschiede zwischen Konvektions – und ungestörten Profilen in diesem Tiefenbereich einen geringeren Einfluss auf das Freoninventar, aber Advektion zwischen 200 und 300 m Tiefe kann das F12 – Inventar auf 960 pmolm/kg erhöhen.

Die Advektion von geschichtetem Wasser ins Konvektionsgebiet kann an Abb. 2.20

nachvollzogen werden: die mittlere F12 Konzentration oberhalb von 1800 m steigt mit der Zeit an und erreicht maximale Werte von über 0.62 pmol/kg (Stas 61, 81, 97). Während des gesamten Zeitraums scheint aber eine Zweiteilung der Profile zu erfolgen: die Profile mit mittleren F12 Werten >0.57 pmol/kg, also mit erhöhtem Freonbudget, sind auch Stationen, die stark von Konvektion betroffen waren (Abb. 2.21). Eine Ausnahme ist Sta.97, die aber in ca. 500 m Tiefe eine anomal tiefe Lage des Temperaturmaximums des LIW zeigt, mit hohen F12 Werten oberhalb dieser Schicht. Die beiden anderen Profile (61 und 81) mit anomal hohem mittleren F12 Wert befinden sich ebenfalls am Rand des Konvektionsgebietes und sind nach der Konvektion von advehiertem Wasser beeinflusst worden.

Nimmt man nur die Freonprofile, die durch Konvektion modifiziert wurden, so ergibt sich eine Erhöhung des mittleren Freonbudgets durch Konvektion um 60 pmolm/kg, wobei die Profile 61, 81 und 97 nicht berücksichtigt wurden. Nimmt man nun an, daß Entrainment hauptsächlich in den obersten 300 m stattfindet, so müßten 6% der Wassersäule oberhalb 2000 m zusätzlich durch Entrainment zugeführt worden sein. Die Ergebnisse stützen die Ergebnisse von Send und Marshall (1993), die aus theoretischen Überlegungen und einem Konvektionsmodell ebenfalls die Rolle des Entrainments während der Konvektion als gering abschätzten.

Rolle des Gasaustausches bei der Konvektion und Abhängigkeit der Freon – Oberflächenwerte von der Tiefe der Konvektion

Die während der Po189 Reise gefundenen Sättigungswerte für F12 lagen an der Oberfläche zwischen 100 % und 36% ; ihr Wert ist mit der Oberflächendichte korreliert, wobei grössere Dichten, die ja Konvektion anzeigen, niedrigere Sättigungsgrade aufweisen (Abb .2.22). Sättigungen an der Oberfläche von 36% – 60% entsprechen einer aus den Freonkonzentrationen berechneten Konvektionstiefe von 1400 m – 500 m, wenn kein zusätzlicher Gasaustausch mit der Atmosphäre stattfindet, sondern nur eine Durchmischung der Wassersäule. Kleine Sättigungen (<50 %) sind außerdem auf Salzgehalte > 38.45 konzentriert und Werte < 70 % findet man in einem Temperaturband von 12.7° bis 13° C und nur leicht verringerten Salzgehalten (Abb. 2.23). Erst für $S < 38.2$ steigt der Sättigungsgrad auf > 90 % . Sättigungen < 60 % finden sich in der Mitte des Konvektionsgebietes. Werte, die

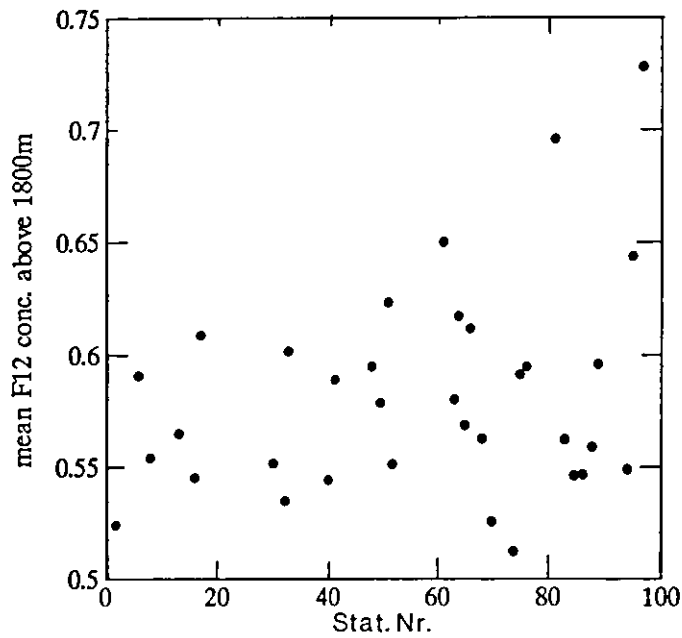


Abbildung 2.20: Mittlere F12 Konzentration oberhalb 1800 m für alle Profile mit einem gemessenen F12 Wert oberhalb 30 m im Februar – März 1992. Der Wert für das mittlere F12 Profil vom Dezember 1991 (Va 118) beträgt 0.57 pmol/kg . Die Stationsnummern auf der Ordinate lassen sich auch als Zeitachse lesen.

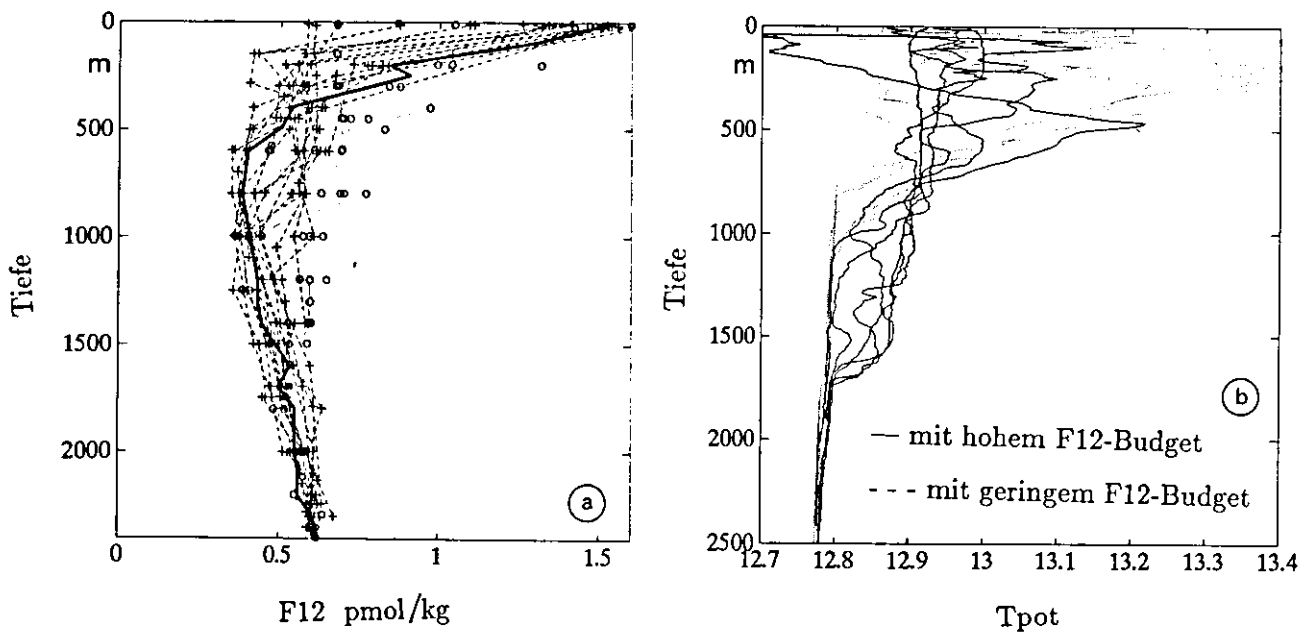


Abbildung 2.21: F12 Profile mit erhöhtem Freonbudget (o) verglichen mit Profilen ohne Erhöhung (+) und mit dem mittleren Profil, Dezember 1991 (—). a) F12 Profile, b) die dazugehörigen Temperaturprofile (—): erhöhte F12 Werte, (....): keine Erhöhung.

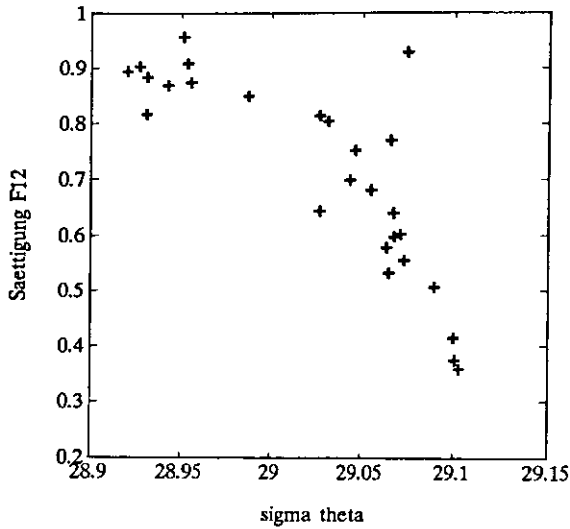


Abbildung 2.22: F12 - Sättigung in den obersten 30 m in Abhängigkeit von der Dichte.

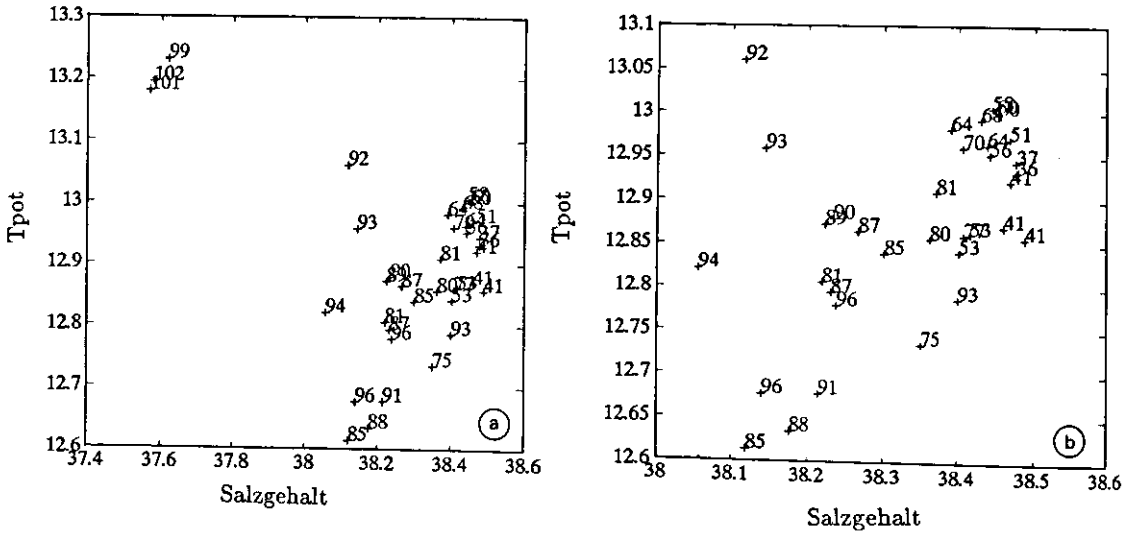


Abbildung 2.23: $\Theta - S$ Diagramm der Oberflächenwerte, für die auch F12 Messungen existieren. Der Sättigungsgrad (in %) ist zu jedem gemessenen $\Theta - S$ Wert dazugeschrieben, Teil b zeigt eine Ausschnittsvergrößerung.

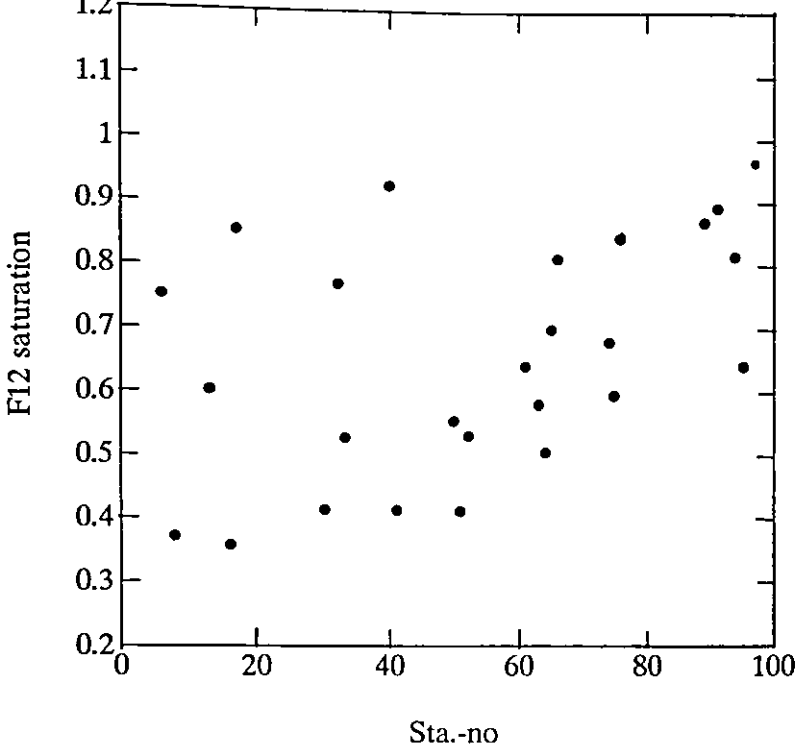


Abbildung 2.24: Freon Sättigungswerte in den obersten 30 m in Abhängigkeit von der Zeit im Gebiet $41^{\circ} 30'N$ - $42^{\circ} 30'N$ und $4^{\circ} 30'O$ - $5^{\circ} 30'O$.

im Gleichgewicht mit der Atmosphäre stehen, sind dagegen nur südlich davon in der Peripherie zu finden (Abb. 2.14 b), während östlich bei $5^{\circ} O$ die Oberfläche zu 90 – 95 % bezüglich F12 gesättigt ist. Die zeitliche und räumliche kleine Skala der Konvektion im Zentrum läßt sich auch an der Variabilität der Sättigung ablesen: bei $42^{\circ} N$, $5^{\circ} O$ (T6) wurden im Laufe von 4 Wochen Werte zwischen 34 % und >90 % gefunden, die meisten Messungen liegen aber < 70 %. Die kleinsten Sättigungen (< 40 %) werden im Zeitraum vom 18.2 – 22.2. 1992 erreicht (Stas. 8, 16), bis zum 2.3.1992 werden noch 50 % des Gleichgewichtskonzentration gefunden, und im März liegen die niedrigsten Daten um die 60 % (Abb. 2.24).

Die mit der Zeit ansteigenden Oberflächen – Sättigungswerte können durch mehrere Prozesse verursacht werden: erhöhte Freonkonzentrationen gibt es a) durch Gasaustausch mit der Atmosphäre, oder b) die geringen Sättigungswerte vermischen mit Wasser von außerhalb des Konvektionsgebietes, das ja zu 100% mit Freonen gesättigt ist, oder c) die Oberflächensättigungswerte sind hauptsächlich bedingt durch die erreichte maximale Konvektionstiefe, und der beobachtete Anstieg bis ca 75% mehr oder weniger zufällig.

- a) Nimmt man nun an, daß der zeitliche Anstieg der minimalen F12 Sättigungswerte durch Gasaustausch mit der Atmosphäre verursacht wird, so kann man mit einem

einfachen Modell berechnen, wie lange es dauert, bis nach tiefer Konvektion bis 1400 m (Sättigung 36 %) die Freonkonzentrationen in den obersten 30 m wieder fast im Gleichgewicht mit der Atmosphäre stehen.

Bei den folgenden Berechnungen wird nun vorausgesetzt, daß kein Austausch zwischen dieser 30 m dicken Oberflächenschicht und dem darunterliegenden Wasser stattfindet. Die zeitliche Änderung der Freonkonzentrationen ist dann:

$$\frac{dC}{dt} = kw * \frac{Ca - C}{H} \quad (2.1)$$

C : Freonkonzentration, bzw Sättigungsgrad in Oberflächenwasser, *Ca*: atmosphärische Konzentration bzw Sättigungsgrad (100 %), *dt*: Zeitschritt (hier alle 4 Stunden), *kw*: Transferkoeffizient (m/h), *H* : Dicke der Oberflächenschicht

Das Modell startet am 24.2.1992 mit einer Oberflächensättigung von 34 % . Der zeitliche Anstieg für verschiedene Transferkoeffizienten ist in Abb. 2.25 mit den gemessenen minimalen Sättigungsgraden verglichen; innerhalb der Messwerte liegen die Werte für $kw=0.02 - 0.04 \text{ mh}^{-1}$ ($180-350 \text{ ma}^{-1}$). Dies ist vergleichbar mit Modellabschätzungen (200 ma^{-1}) von Keir et al. (1992). Da der Diffusionskoeffizient *Dk* in Wasser für O_2 und CO_2 ungefähr doppelt so groß ist wie für F12 und F11 (Wanninkhof, 1992) und *kw* proportional zur Wurzel *Dk* ist (Jähne et al., 1984), entspricht dies CO_2 - Transferkoeffizienten von $250 - 490 \text{ ma}^{-1}$. Der mittlere Wind während des gesamten Zeitraums betrug 6.5 ms^{-1} , der in früheren Untersuchungen des Gasaustauschs (mit Radon - Defizit Methode: BOMEX, JASIN, FGGE, e.g. Roether und Rhein, 1989) mit *kws* von $440 - 1000 \text{ ma}^{-1}$ verknüpft war; die hier ermittelten Transferkoeffizienten liegen also eher im niedrigeren Bereich. Sie sind aber stark abhängig von der angenommenen Tiefe der Deckschicht (30 m). Da in einem Konvektionsereignis eigentlich keine Schichtung mehr vorhanden ist, muß hier eigentlich die Konvektionstiefe eingesetzt werden. Nimmt man eine *Kt* von 900 m, erhöhen sich die berechneten Transferkoeffizienten um das Dreißigfache. Andererseits kann sich bei wenig Wind durch die solare Einstrahlung rasch wieder eine flache Deckschicht bilden. Falls Gasaustausch eine wichtige Rolle spielt, dürfen die Sättigungswerte nicht vom Salzgehalt abhängen, da dieser weder durch Gasaustausch,

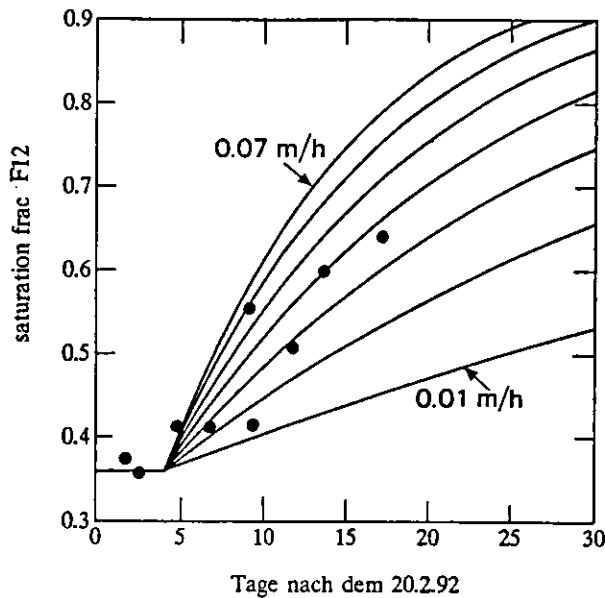


Abbildung 2.25: Modellierter Verlauf der Sättigung in Abhängigkeit von der Zeit bei einer Schichtdicke von 30 m. Die nahe der beobachteten minimalen Sättigung liegenden Werte sind ebenfalls aufgezeichnet.

noch durch die Erwärmung geändert werden kann. Dies entspricht nicht den Beobachtungen (Abb. 2.26).

- b) Würden die mit der Zeit ansteigenden Freonkonzentrationen durch Zumischung von Wasser von außerhalb des Konvektionsgebietes verursacht, dann müßten die beobachteten Salzgehalte und dazugehörige Freonkonzentrationen auf einer Mischungsline zwischen den Werten, die maximale Konvektionstiefen anzeigen ($F12 < 0.5$ pmol/kg, Salzgehalte > 38.45 psu) und den durch Konvektion ungestörten Oberflächenwerten ($F12 = 1.5 - 1.6$ pmol/kg, Salzgehalte um $38.0 - 37.6$ psu) liegen. Abb. 2.26 zeigt aber, daß dies nicht der Fall ist. Die Beobachtungen mit Freonsättigungen $> 75\%$ könnten aber durch Zumischung von Oberflächenwasser, das fast im Gleichgewicht mit der Atmosphäre steht und Wasser mit Sättigung um 75% modifiziert worden sein.
- c) Vergleicht man aber die in den obersten 30 Metern während der P189 Reise gewonnenen Oberflächendaten von F12 und S mit den theoretischen Werten, die sich bei Vermischung des mittleren Va118 Profils mit Konvektion von 100 m – 2000 m ergeben, so lassen sich fast alle im Frühjahr 1992 gemessenen Werte durch diese Kurve

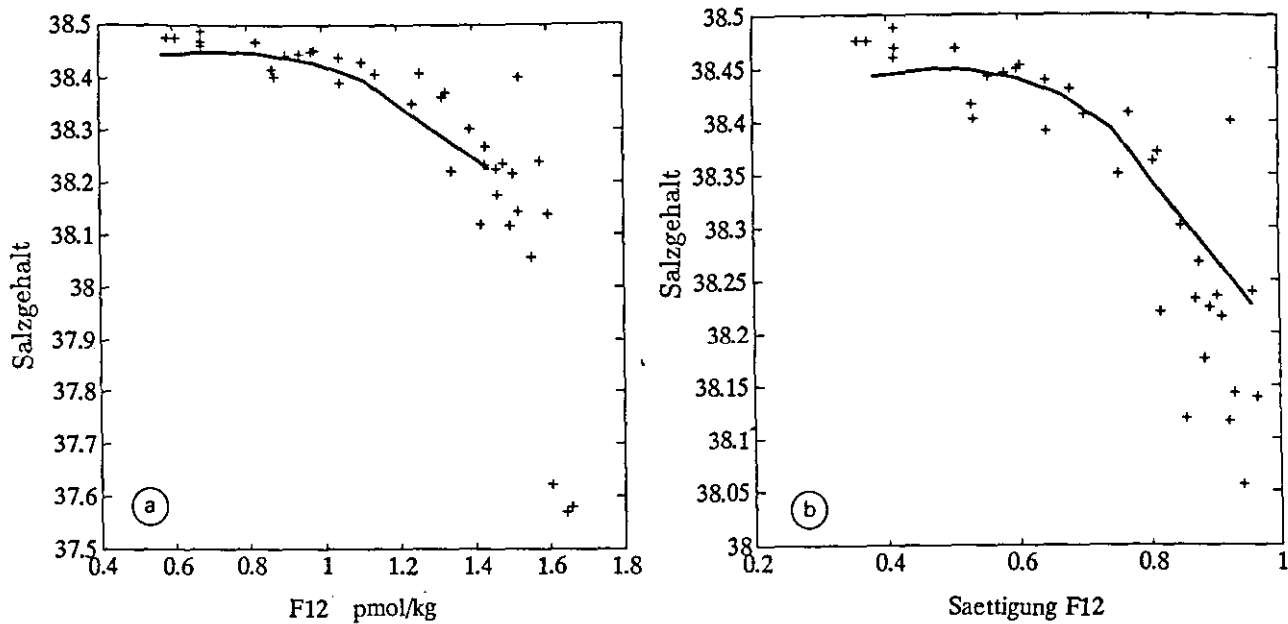


Abbildung 2.26: a) F12 Konzentrationen (pmol/kg) in den obersten 30 m in Abhängigkeit vom Salzgehalt der Po189 Werte (+) verglichen mit der theoretischen Abhängigkeit die sich ergibt, wenn das mittlere Va118 Freon - und Salzgehaltsprofil der Konvektion unterworfen wird. b) Dito, aber mit der F12 Sättigung. Eine Sättigung von 1 entspricht dem Gleichgewicht mit der Atmosphäre, 0.2 entspricht 20% der Gleichgewichtskonzentration.

gut annähern (Abb. 2.26). Sie liegt allerdings leicht zu niedrigeren F12 Werten verschoben, ein Effekt, der durch die im Mittel höheren Oberflächentemperaturen im Dezember zu erklären ist; vergleicht man nicht die absoluten F12 Werte, sondern die Sättigungsgrade, werden die Beobachtungen gut durch die theoretische Kurve wiedergegeben. Dieser Befund läßt sich dahin interpretieren, daß alle im Februar - März beobachteten oberflächennahen Freon - und Salzgehalte mit $S > 38.2$ durch Vermischung des mittleren Dezember - Profils bis zu einer entsprechenden Kt verursacht sein können. Die Beobachtungen mit Salzgehalten kleiner 38.2 sind Oberflächenwerte, die nicht von Konvektion beeinflußt sind; sie sind deshalb in der berechneten Kurve für Konvektionstiefen unterhalb 100 m nicht vertreten.

Die Korrelation des Salzgehalts mit den F12 Konzentrationen und die oben aufgeführte Übereinstimmung zwischen theoretischer Kurve und Beobachtungen legen also nahe, daß nicht der Gasaustausch für die unterschiedlichen Sättigungswerte verantwortlich ist, sondern durch unterschiedliche Konvektionstiefen verursacht wurde. Dies ist nochmal in einem

Θ - S Diagramm verdeutlicht, in dem zu jedem Wertepaar der beobachtete Sättigungswert angegeben ist (Abb. 2.23). Die Bereiche niedriger Sättigung entsprechen höheren Salzgehalten, während die Zuordnung durch die Temperatur mehrdeutig ist.

Tiefenwassererneuerung im westlichen Mittelmeer

Parametrisierung der Konvektion und Freon - Randbedingungen

Die einfachste Parametrisierung für Konvektion besteht für die Freone in der Annahme, daß die Tracerkonzentrationen im Wasser, das durch Konvektion in die Tiefe gebracht wird, im Gleichgewicht mit den atmosphärischen Werten stehen. Die Annahme des Gleichgewichts zwischen Atmosphäre und Oberflächenwasser ist in fast alle Regionen des Ozeans durch Messungen gut bestätigt, aber sie gilt nicht für Gebiete mit tiefer Konvektion, wo Werte zwischen 35 und 80 % des Sättigungswertes gefunden wurden (Wallace und Lazier, 1988; Bullister, 1989; Rhein, 1991; Rhein, 1993). Dies liegt an den verschiedenen Zeitskalen der beteiligten Prozesse. Konvektion spielt sich im Zeitraum von Tagen ab (Schott und Leaman, 1991), aber die Einstellung der Gleichgewichtskonzentration an der Meeresoberfläche dauert eher Monate (Broecker und Peng, 1982). Während des Konvektionsprozesses kann sich also die Wassersäule bezüglich der Freone durchmischen, aber sich nicht mehr mit der Atmosphäre ins Gleichgewicht setzen. Bis jetzt wurde nur ein Konvektionsereignis in der Grönlandsee beprobt; dort sah es so aus, als ob kein zusätzlicher Gasaustausch mit der Atmosphäre stattfand, dh daß der Gesamt - Freongehalt der Wassersäule oberhalb der Konvektionstiefe durch die Konvektion nicht verändert wurde (Rhein, 1991). Bei dieser Betrachtung wurde davon ausgegangen, daß laterale Effekte vernachlässigt werden können. Die Ergebnisse der Konvektionsstudie aus dem Golf du Lion legen ebenfalls nahe, daß der Gasaustausch bei Konvektion keine Rolle spielt, und auch der Einfluß von Entrainment vernachlässigt werden kann.

Wie schon in Kap. 1 ausgeführt, sind die zeitlich ansteigenden atmosphärischen F12 und F11 Konzentrationen in Reinluft hinlänglich gut bekannt und man kann mit Hilfe der von Warner und Weiss (1985) angegebenen Löslichkeiten die Freonkonzentration im Oberflächenwasser berechnen, sofern Gleichgewicht mit der Atmosphäre angenommen wird. Luftmessungen, die während der Forschungsreisen im Dezember 1991 und Februar - März 1992 durchgeführt wurden, zeigten, daß auch bei nordwestlichen Winden Reinluftbedingungen herrschten. Außer während der Konvektionsereignisse, wo durch die Vermischung mit tieferem Wasser die Freonwerte an der Oberfläche kleiner werden, wird angenommen, daß die Freonkonzentrationen in der Oberfläche im Gleichgewicht mit der Atmosphäre stehen.

Laut den vorigen Kapiteln besteht der Einfluss der Konvektion auf die Freonwerte in einer Durchmischung der Wassersäule; der Einfluss von zusätzlichem Gasaustausch mit der Atmosphäre zeigte sich als vernachlässigbar und wird im folgenden nicht berücksichtigt. Entrainment aus den obersten 300m war zwar vom dynamischen Standpunkt aus ebenfalls vernachlässigbar, aber Entrainment erhöhte die mittleren F12 Konzentrationen in den Profilen mit Konvektion um etwa 0.045 pmol/kg . Die 1991 und 1992 gemessenen, von Konvektion ungestörten Freonprofile lassen sich in den obersten 600 m gut durch einen exponentiellen Abfall mit der Tiefe annähern, darunter steigt die Konzentration linear an (Abb. 2.9). Der ermittelte Exponent wurde nun für jedes Jahr an die Oberflächenkonzentration angepaßt,

$$C(t, d) = C_{ob}(t) * \exp(-d * 0.0023) \quad (2.2)$$

C: F11, F12, Tritium- Konzentration im Jahr *t* in Tiefe *d* (maximale Tiefe = 600m)
C_{ob}(t) F11, F12, Tritium Konzentration an der Oberfläche im Jahr *t*.

während unterhalb 600m Tiefe der lineare Anstieg von $\frac{1}{48}$ (Jahr 1945) bis auf den an Abb. 2.9 angepaßten Wert (0.011 pmol/kg pro 100m) stieg. Die Freon – Randbedingung für die Erneuerung des Tiefenwassers wurde durch Vermischung (also Mittelung) des so berechneten Profils bis 1000 m gewonnen (Abb. 2.27a).

$$C(t) = \overline{C(t, d = 0 - 1000m)} \quad (2.3)$$

In einer zweiten Variante der Randbedingungen wird Entrainment berücksichtigt, in dem 6% der Wassersäule aus den obersten 300m ersetzt werden:

$$C(t) = \overline{C(t, d = 0 - 1000m)} * 0.94 + \overline{C(t, d = 0 - 300)} * 0.06 \quad (2.4)$$

Die obere Grenze der Tiefenwasserbox wurde bei 1000 m gewählt, um der Tatsache Rechnung zu tragen, daß die Freonminima um 800 m durch horizontale Advektion von freonärmeren Wasser von ausserhalb des Konvektionsgebiets geprägt sind. Da die ursprünglichen Konzentrationen dieser Wassermasse nicht bekannt sind, muß dieser Einfluss über die oben beschriebene Berechnung des mutmaßlichen Freonprofils parametrisiert werden. Neben den Freonen wurde in die Modellrechnungen als weiterer Spurenstoff Tritium miteinbezogen. Die Oberflächenkonzentrationen im westlichen Mittelmeer wurden

Tabelle 2.2: Tritiummessungen im Golf du Lion. Daten aus Andrie und Merlivat, 1987 und Roether et al., 1993

Datum	Position	Anzahl der Einzel - messungen	mittl.Konz TU
März 1971	42° N, 6° O	3	2.8
Dez. 1976	42° N, 4° 45'O	3	0.7
März 1977	42° N, 4° 45'O	8	0.7
April 1981	42° N, 5° O	6	2.2
April 1981	42° N, 6° O	1	1.3

durch geeignete Anpassung an Messwerte der von Dreisigacker und Roether (1980) und Smethie und Swift (1989) berechneten Kurve für die zeitabhängige Oberflächenkonzentration bei 50° N bestimmt. Die Tritiumzufuhr von Süßwasser durch Flüsse (Rhone) wurde vernachlässigt. Das vertikale Profil wurde dann ähnlich dem Freonprofil berechnet (Abb. 2.27).

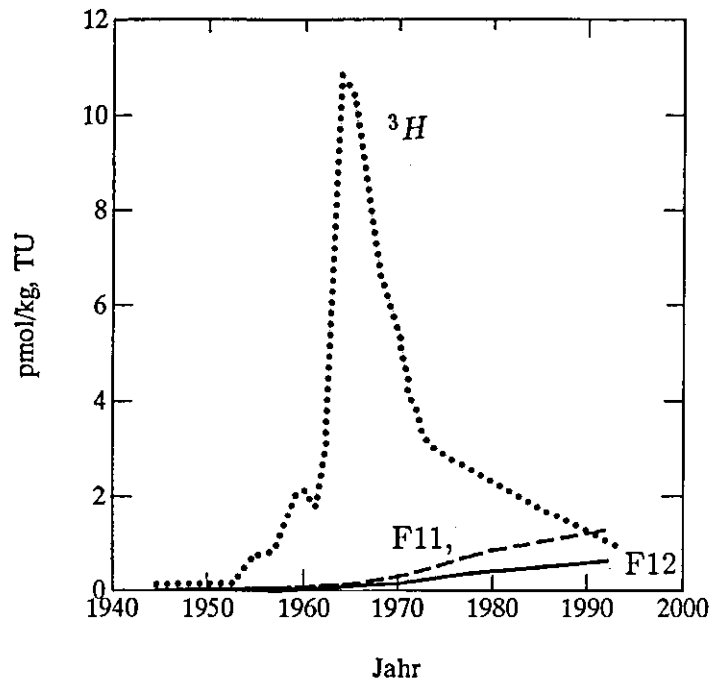


Abbildung 2.27: Zeitliche Entwicklung der über die obersten 1000 m gemittelten Freon und 3H - Konzentrationen ohne Entrainment.

Modelle zur Tiefenwassererneuerung

Die Tiefenwasserbox erstreckt sich von 4° O bis 6° O und von $41^{\circ} 20' N$ bis $42^{\circ} 50' N$ ($2.5 \cdot 10^{10} m^2$). Bei einer mittleren Wassertiefe im Golf du Lion von 2200 m berechnet sich das Volumen der Tiefenwasserbox K_{box} unterhalb 1000 m auf $3.0 \cdot 10^{13} m^3 = V_{box}$. Die Tiefenwassererneuerungsrate T_w ($m^3 a^{-1}$) wurde in erster Näherung als konstant angenommen. Da im Februar – März 1992 aktive Konvektion beobachtet werden konnte, obwohl nur moderate Winde herrschten, scheint es wahrscheinlich, daß dies, wenn auch in unterschiedlichem Maße, fast jedes Jahr geschieht, so daß die Annahme einer konstanten Erneuerungsrate als erste Näherung gerechtfertigt erscheint. Hydrographische Beobachtungen belegen, daß in den Jahren 1963, 1969, 1970, 1972 – 1975, 1981, 1987 und 1992 (Sankey, 1973, Medoc Group, 1970, Gascard, 1978; Lacombe et al., 1985; Schott und Leanman, 1991) tiefe Konvektion stattgefunden hat, 1964 wurde keine Konvektion beobachtet (Sankey, 1973).

Die Tiefe der Konvektion und das Ausmaß der Tiefenwasserbildung wird durch mehrere Faktoren beeinflusst: a) das Preconditioning Dezember – Januar muß das Oberflächenwasser ausreichend abkühlen, b) die Dauer und Intensität der Oberflächenflüsse, die durch kalte, trockene Luftmassen über dem Golf du Lion im Januar – März Werte über $500 Wm^{-2}$ erreichen können, muß ausreichend sein, c) der Unterschied in der Dichte zwischen Oberflächenwasser und darunter liegendem LIW darf nicht zu groß sein, da sonst die Schichtung nicht aufgebrochen werden kann.

Bei konstanter Tiefenwassererneuerungsrate wird jedes Jahr derselbe Volumenanteil der Tiefenwasserbox K_{box} durch Wasser aus den obersten 1000 m ersetzt, Dieses neue Tiefenwasser besitzt die über die obersten 1000 m gemittelte Tracerkonzentration und besteht aus 15% MAW (0-150 m Tiefe) und 25% LIW (150 - 400 m Tiefe). Sofort nach dem Eintrag wird das neue Tiefenwasser mit dem Wasser aus K_{box} vermischt, so daß in K_{box} überall die Tracerkonzentrationen konstant sind. Die Erneuerungszeit ist dann der Zeitraum, der benötigt wird, um theoretisch das gesamte Volumen von K_{box} durch Wasser aus den obersten 1000 m zu ersetzen. Die Massenbilanz wird erfüllt, indem genauso viel Wasser, wie pro Jahr gebildet wird, auch wieder aus der tiefen Box entfernt wird. Die Integration startet im Jahre 1945 mit tritium – und freonfreien Boxen, der Integrationszeit beträgt ein Jahr. Bei der Modellierung der Tritiumverteilung muß noch der

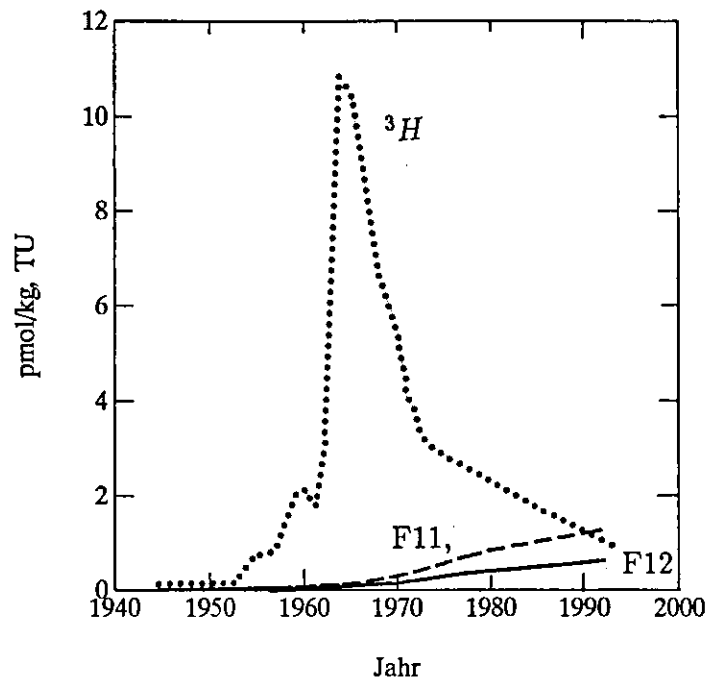


Abbildung 2.27: Zeitliche Entwicklung der über die obersten 1000 m gemittelten Freon und 3H - Konzentrationen ohne Entrainment.

radioaktive Zerfall berücksichtigt werden. Die Erneuerungsraten T_w werden als Lösung anerkannt, die Modellkonzentrationen erzeugen, die mit den Messungen vergleichbar sind (Rhein und Schlitzer, 1988). Die Tracerkonzentrationen im Jahr $i+1$ berechnen sich:

$$c_{box_T}(i+1) = (c_{s_T}(i) - c_{box_T}(i)) * T_w / V_{box} - \lambda * c_{box_3}(i) \quad (2.5)$$

i : 1945...1992 Zeitschritt in Jahren, $c_{box_T}(i)$: Tracerkonzentrationen in K_{box} , $T=1:F12$, $T=2:F11$, $T=3: {}^3H$ Konzentration im Jahre i , $c_{s_T}(i)$: vorgeschriebene Tracerkonzentrationen in der Oberflächenbox im Jahre i , λ = Zerfallskonstante von Tritium, T_w : konstante Erneuerungsrate, V_{box} : Volumen von K_{box} .

Die 1991 und 1992 gemessenen Freonkonzentrationen lassen sich am besten durch eine Erneuerungszeit von 5 - 7 Jahren (jährlich umgerechnet eine Rate von 0.19 - 0.14 Sv) reproduzieren (Abb. 2.28). Die 3H - Messungen jedoch sind durch die oben eingeführten Randbedingungen und die mit Hilfe der Freone ermittelten Erneuerungsraten nicht zu modellieren (Abb. 2.28). Eine Berücksichtigung der Tritiumzufuhr durch Frischwasser (Rhone) würde die Modellkonzentrationen weiter erhöhen, und somit die Differenz zwischen Messung und Modell vergrößern. Die Anzahl der Einzelmessungen ist allerdings sehr gering (Tab. 2.2), so daß nicht davon ausgegangen werden kann, daß alle Werte repräsentativ für den Golf du Lion sind. 3H - und Freon - Modellwerte und - Daten lassen sich in etwa in Übereinstimmung bringen, wenn keine Tiefenwasserbildung in den Jahren 1964 - 1968 stattgefunden hat (Abb. 2.29). Die Erneuerungszeiten bei Berücksichtigung des Entrainments liegen ähnlich, die Freon und Triumkonzentrationen werden mit Erneuerungszeiten von 6.5 - 7.6 Jahren reproduziert. Die Freone reagieren nicht sensitiv auf das Ausbleiben der Konvektion von 1964-1968, da keine Messungen um diese Zeitspanne herum vorliegen, die Erneuerung des Tiefenwassers durch Konvektion sehr rasch vonstatten geht, und somit die Änderung auf die Modellwerte in Jahren mit Beobachtungen vernachlässigbar gering bleibt. Die 1976 und 1977 gemessenen Tritiumkonzentrationen lassen sich auch mit dieser Modifikation nicht anpassen. Sie sind signifikant zu niedrig, obwohl sie im Zentrum des Konvektionsgebiets gewonnen wurden. Die Jahre 1969, 1970, 1972 - 1975 (Medoc Group, 1970; Lacombe et al., 1985) waren Jahre mit einem starken Mistral, zu diesen Zeiten wurde auch tiefe Konvektion beobachtet. Selbst wenn man dies ignoriert und Konvektion

in den Jahren 1972-1975 stoppt, läßt sich keine Übereinstimmung erzielen, da die in den vorangegangenen Jahren eingetragenen Signale zu hoch sind. Diese Werte wurden auch von Merlivat und Andrie (1987) nicht in ihre Modellrechnungen miteinbezogen.

Nach der Tiefenwasserbildung im Golf du Lion wird neu gebildetes Tiefenwasser durch Advektion aus dem Bildungsgebiet heraustransportiert und mit dem umgebenden Wasser vermischt. Dies geschieht einmal durch die bereits erwähnten Wirbel und durch großräumige Advektion. Die mittleren Advektionsgeschwindigkeiten im Tiefenwasserbildungsgebiet unterhalb von 200 m sind jedoch gering: die verankerten Strömungsmesser (Dezember 1991 – April 1992) zeigen sehr geringe, meist nach Nordwest oder Südwest gerichtete mittlere Geschwindigkeiten um -1 ± 5 cm/s (u – Komponente), bzw $(+1.5 - 1.5) \pm 4$ cm/s (v – Komponente, J.Fischer, pers.Mitteilung). Die mittlere Advektion ist nicht nach Osten gerichtet, was vielleicht auch den im Dezember 1991 beobachteten F12 – Abfall von 5° O nach 6° O verständlich macht. Ein solcher Gradient wurde auch 1981 in 2000 m Tiefe beobachtet (Andrie und Merlivat, 1987): Die Tritiumkonzentrationen, die im Zentrum des Konvektionsgebietes bei 5° O 2.2 – 2.6 TU betragen, fielen bei 6° O bis auf 1.3 TU ab. Allerdings wird das neu gebildete Tiefenwasser auch durch Wirbel verteilt, die Advektionsgeschwindigkeiten um 5 – 10 cm/s aufweisen. Anzeichen für solche Wirbel wurden im Frühjahr 1992 auch bei 6° O gefunden.

Eine mittlere südwestlich gerichtete Advektionsgeschwindigkeit von 1 cm/s bedeutet eine zurückgelegte Strecke von 300 km pro Jahr, die horizontale Erstreckung des Konvektionsgebiets beträgt weniger, dh innerhalb eines Jahres wird theoretisch das gesamte neu gebildete Tiefenwasser aus dem Golf du Lion heraustransportiert und mit älterem Tiefenwasser im westlichen Mittelmeer vermischt. Dies kann durch Hinzufügen einer Tiefenwasserbox simuliert werden, die das gesamte Tiefenwasser unterhalb 1000 m des westlichen Mittelmeers repräsentieren soll und ein Volumen V_{ges} von $5.9 \cdot 10^{14} m^3$ (Fläche: $8.5 \cdot 10^{11} m^2$, mittlere Tiefe: 700 m, Bethoux et al., 1990) besitzt. Innerhalb eines Jahres wird nun das im Golf du Lion neu gebildete Tiefenwasser mit dem Tiefenwasservolumen des westlichen Mittelmeeres vermischt.

Die Berücksichtigung des gesamten westlichen Mittelmeers vergrößert das Tiefenwasservolumen um ca. Faktor 19. Da die Beobachtungen, an die das Modell angepaßt wird, alle aus dem Golf du Lion stammen, ändert sich die oben errechnete Tiefenwassererneue-

rungszeit von 5-7 Jahren (mit Entrainment 6.5-7.5 Jahre) nicht, die modellierten Tiefenwasserbildungsraten steigen dadurch aber um Faktor 19 auf 2.6 – 3.6 Sv. Eine Tiefenwasserbildungsrate von 3.0 Sv bedeutet eine Vermischung von 0.46 Sv MAW (aus 0 – 150 m Tiefe) und 0.76 Sv LIW (aus 150 – 400 m Tiefe) mit Tiefenwasser, d.h. das Tiefenwasser unter 1000 m wird bezüglich MAW und LIW (insgesamt 1.2 Sv) in 15 Jahren erneuert. Die zur Tiefenwasserbildung benötigte Menge von LIW muß sich als Differenz zwischen Ein- und Ausstrom bemerkbar machen: Der Einstrom von LIW ins westliche Mittelmeer durch die Straße von Sizilien wird auf 1.5 Sv abgeschätzt (Manzella et al., 1988), der Ausstrom von LIW durch die Straße von Gibraltar auf ca. 0.5 Sv (Bryden und Kinder, 1991). Der Transport von LIW in den Golf du Lion westlich und östlich von Korsika (ca. 0.55 und 0.15 Sv, Astraldi et al., 1990; Astraldi und Gasparini, 1992) ist in ähnlicher Größenordnung wie die modellierte Konversionsrate von 0.76 Sv. Man darf bei diesen Betrachtungen aber nicht vergessen, daß durch Vermischung mit benachbarten Wassermassen die T – S Eigenschaften von LIW im Golf du Lion modifiziert werden, die auch das als LIW klassifizierte Volumen ändern können: In der Straße von Sizilien werden Salzgehaltsmaxima im LIW bis zu 38.72 psu beobachtet, während südwestlich des Golfs (Katalanische See) Salzgehalte um 38.5 psu (Font, 1987). gefunden werden. Diese sind vergleichbar mit denen in der östlichen Alboransee (38.47 – 38.51, Gascard und Richez, 1985).

Vor allem muß man berücksichtigen, daß die durch das Modell berechneten Tiefenwasserbildungsraten nur durch Anpassung an Messungen aus dem Golf du Lion gewonnen wurde. Die Beobachtungen im Tiefenwasser im Dezember 1991 und im Frühjahr 1981 haben gezeigt, daß die Vermischung schon im Golf nicht vollständig war (signifikante Freon – und Tritiumdifferenzen zwischen 5 ° O und 6° O), und somit wahrscheinlich auch nicht für das gesamte westliche Mittelmeer vollständig sein kann. Mangels weiterer Tracermessungen im westlichen Mittelmeer kann das Modell auch nicht weiter modifiziert werden. Deshalb muß man die geschätzten 15 Jahre Erneuerungszeit bezüglich MAW und LIW (5-7 Jahre bezüglich der gesamten Wassersäule oberhalb 1000 m) als untere Grenze und die so ermittelte Tiefenwasserbildungsrate von 1.2 Sv MAW und LIW (bezüglich der gesamten Wassersäule oberhalb 1000 m 2.6 – 3.6 Sv) als obere Grenze ansehen.

Bei einem Ausstrom durch die Straße von Gibraltar von 0.4 Sv Tiefenwasser (Bryden und Kinder, 1991) müssen bei der hier modellierten Bildungsrate von ca. 3.0 Sv etwa 2.6

Sv (80 000 km³ pro Jahr) durch Auftrieb aus dem Tiefenwasser unterhalb 1000 m entfernt werden. Die hier vorgestellten Modelle können allerdings nicht entscheiden, wie die Massenbilanz in der Tiefenwasserbox geschlossen wird, durch Auftrieb oder durch Ausstrom (Abb. 2.30). Nimmt man an, daß der Auftrieb von 2.6 Sv über das gesamte westliche Becken vonstatten geht (Fläche = $8.5 \cdot 10^{11} \text{ m}^2$), so berechnet sich eine mittlere Auftriebsgeschwindigkeit von $3.1 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ (= 23 cm pro Tag). Dies ist um eine Größenordnung mehr als die von Stommel und Arons (1960) angenommene Auftriebsgeschwindigkeit im Welt-ozean. Die im im Frühjahr 1987 und 1992 (Schott und Leaman, 1991; Schott et al., 1994) während aktiver Konvektion beobachtete Differenz zwischen zeitlich gemittelten ab- und aufwärts gerichteten vertikalen Geschwindigkeiten ist nicht signifikant von Null verschieden (Schott und Leaman, 1991; Schott et al., 1994), so daß im Rahmen der Unsicherheiten im Golf du Lion während der aktiven Konvektionsphase etwa gleich viel Wasser in die Tiefe transportiert wird wie durch Auftrieb wieder aus dem Tiefenwasser unterhalb 1000 m entfernt wird. Nimmt man, wie im Frühjahr 1992 beobachtet, an, daß Auftrieb auch in von Konvektion ungestörtem Wasser stattfinden kann, so kann unter Umständen ein Teil des Auftriebs im Golf du Lion erfolgen und dadurch die mittlere Auftriebsgeschwindigkeit für den Rest des westlichen Mittelmeers verringern.

Um Freonverteilungen, wie hier geschehen, zur Abschätzung von Tiefenwasserbildungs-raten im westlichen Mittelmeer besser nutzen zu können, sind vor allem zwei Dinge notwendig. Eine Aufnahme der Freonverteilung im gesamten westlichen Mittelmeer kann Auf-schluß darüber geben, wie schnell sich das im Golf du Lion neu gebildete Tiefenwasser mit seiner Umgebung vermischt, und regelmäßige Tracer - Probennahmen im Golf du Lion sind nötig, um das Ausmaß der jährlichen Konvektion abzuschätzen.

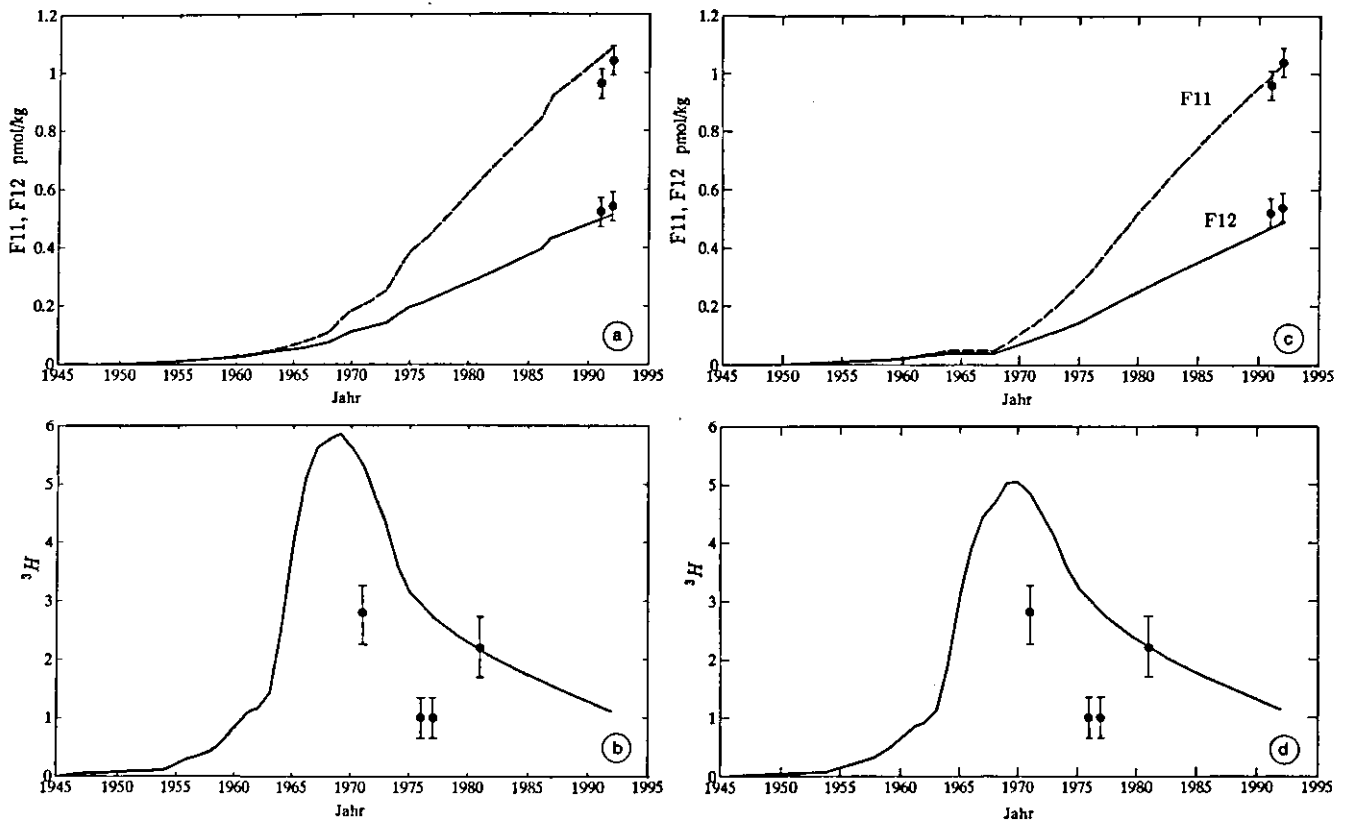


Abbildung 2.28: Freon und 3H Konzentrationen im Golf du Lion bei einer Erneuerungszeit von 5.3 (a) F11,F12; b) 3H) und 7.0 Jahre (c) F11,F12; d) 3H). Ebenfalls angegeben sind die Tracermessungen im Golf du Lion.

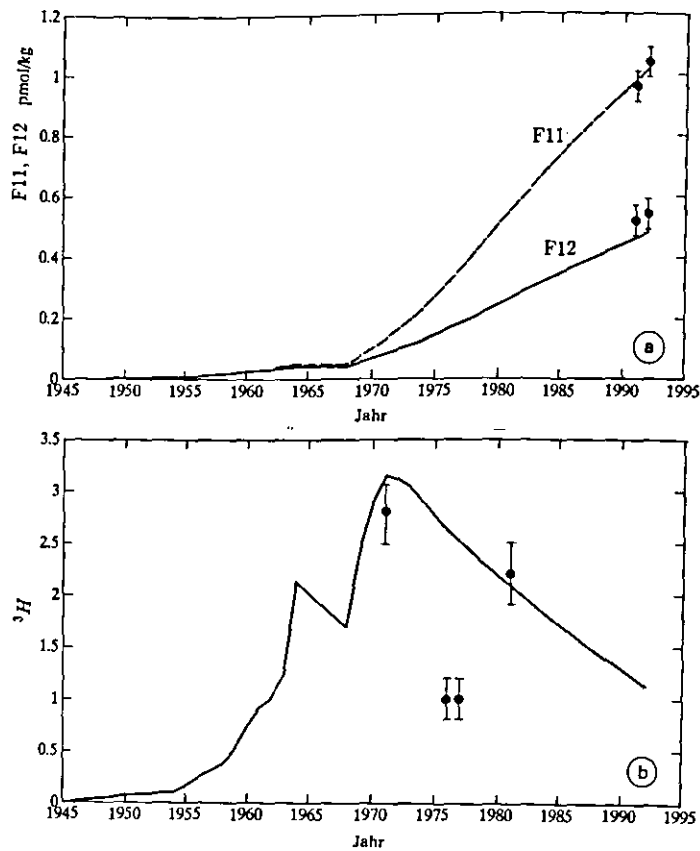


Abbildung 2.29: Freon und 3H Konzentrationen in WMDW Tiefenwasser bei Unterbrechung der Konvektion in den Jahren 1964 - 1968 mit einer Erneuerungszeit von 6.3 Jahren. a) Freone, b) Tritium.

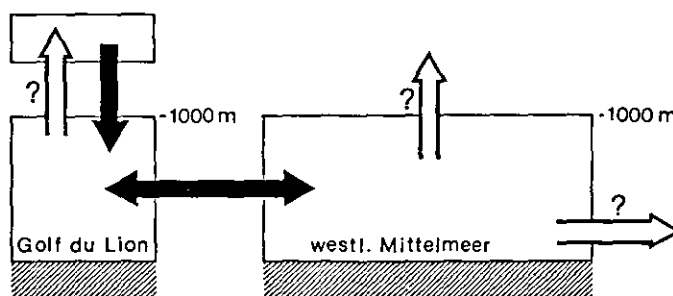


Abbildung 2.30: Das Modell berechnet die Tiefenwasserbildungsrate im Golf von Lion, und vermischt das neue Tiefenwasser mit dem Tiefenwasser im Golf und im westlichen Mittelmeer (dunkle Pfeile). Um die Massenbilanz zu schließen, muß nun genausoviel Tiefenwasser wie pro Jahr erzeugt wird, die tiefen Boxen verlassen. Die Eigenschaften des Ausstroms bzw. Auftriebs sind die des Tiefenwassers vor der Konvektion. Das Modell kann keine Unterscheidung zwischen Auftrieb und Ausstrom (hellen Pfeile) treffen.

Kapitel 3

Ausbreitung von Tiefenwasser im westlichen Randstrom

Das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) besteht aus mehreren Komponenten, die sich nach Bildungsprozeß und/oder Bildungsgebiet unterscheiden lassen. Wie schon in Kap. 1 erwähnt, stammen seine kälteren und dichteren Wassermassen nördlich von Island. Nach Überströmen der Schwellen zwischen Grönland und den Shetland Inseln sinken sie aufgrund ihrer höheren Dichte zum Boden und reißen dabei benachbarte Wassermassen mit sich. Untersuchungen im Mittelmeerwasserausstrom haben ergeben, daß Entrainment am stärksten nahe der Schwellen ist und daß auch Wasser mit in die Tiefe gerissen wird, das über der Ausstromtiefe liegt (Rhein und Hinrichsen, 1993). Das oberer Stockwerk des NADW wird von Wasser gebildet, das durch Konvektion in der zentralen und südlichen Labradorsee im Spätwinter gebildet wird. Die unterschiedlichen Komponenten sind auch noch im subtropischen und tropischen Atlantik als Wassermassen mit charakteristischen Eigenschaften zu erkennen.

3.1 Komponenten des tiefen westlichen Randstroms

Denmark Strait Overflow Water (DSOW)

Die dichteste Wassermasse besteht aus oberem Arktischem Zwischenwasser (uAIW), das nördlich von Island durch winterliche Konvektion gebildet wird. Nach Überqueren der Dänemarkstraße (Schwellentiefe ca. 450 m) sinkt es wegen seiner großen Dichte bis zum

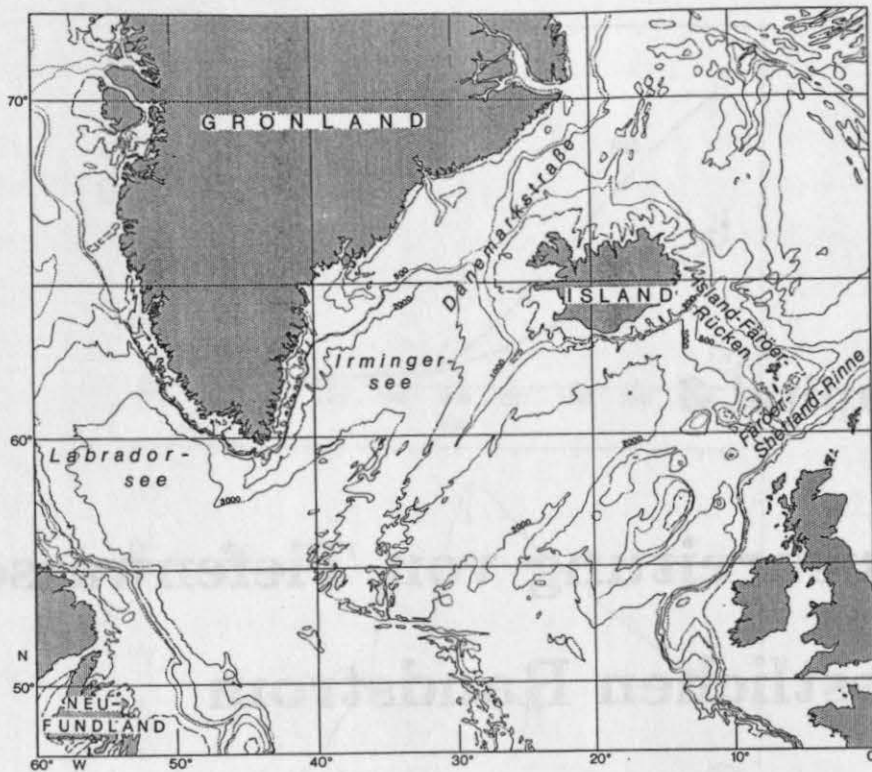


Abbildung 3.1: *Topographie des Nordatlantiks und Lage der Schwellen.*

Boden ab (Tab. 3.1). Dabei wird durch Entrainment Wasser aus dem Nordwestatlantik mit in die Tiefe gerissen. Die Bodentemperaturen südlich der Straße betragen noch um 1°C , aber während das DSOW der Topographie nach Süden folgt (Abb.3.1), vermischt es sich weiter mit dem darüberliegenden Wasser (siehe Kap.3.1), und die niedrigsten DSOW-Bodentemperaturen in der Labradorsee schwanken zwischen 1.2 und 1.5°C . Südlich von Neufundland werden noch Temperaturen um 2°C gefunden, und Wasser mit dieser Charakteristik (ov-INADW) ist entlang des westlichen Randstroms bis 10°S zu finden (Speer und McCartney, 1991; Rhein et al., 1994).

In der Islandsee werden Salzgehalte, die denen des Overflows entsprechen, in Tiefen oberhalb 400 m beobachtet, in der Grönlandsee oberhalb von 300 m ; in beiden Gebieten hat die entsprechende Dichtefläche im Winter Kontakt mit der Meeresoberfläche und erklärt somit die hohen Tracerkonzentrationen (Tritium, Freone), die im DSOW festgestellt wurden. Untersuchungen von Smethie und Swift (1989) haben ergeben, daß zwei AIW-Komponenten am Overflow beteiligt sind, wobei der hauptsächliche Teil von Wasser gebildet wird, das ca. $0-2$ Jahre nördlich der Schwellen vom Ursprungsgebiet bis zur Dänemarkstraße benötigte (uAIW). Eine kleinere salzreichere Komponente des Ausstroms mit geringeren Sauerstoff- und Tracerwerten ist etwa 15 Jahre bis zur Schwelle unterwegs

(Smethie und Swift, 1989). Neuere Untersuchungen von Straß et al. (1993) zeigen, daß Wasser mit den T-S Eigenschaften des Overflows auch im Ostgrönlandstrom zu finden war; es entsteht durch isopyknische Vermischung von rezirkuliertem atlantischen Wasser und obererem Arktischen Zwischenwasser (uAIW) in 100-300 m Tiefe. Das gebildete Volumen im Ostgrönlandstrom ist zeitlich sehr variabel, und die Autoren schätzten ab, daß maximal die Hälfte des Overflows im Ostgrönlandstrom gebildet werden kann.

Gibbs Fracture Zone Water (GFZW)

Oberhalb des DSOW schichtet sich das GFZW (Gibbs Fracture Zone Water) ein. Es besteht aus ISOW (Iceland Scotland Overflow Water), das die bis zu 850 m tiefen Schwellen zwischen Island und Shetland (Swift, 1984) überquert hat und sich beim Abtauchen südlich der Schwellen mit dem warmen, salzreichen NEAW (North East Atlantic Water) aus Tiefen um 800-900 m vermischt. ISOW stammt aus etwa 900-1000 m Tiefe in der Norwegischen See und wird nicht durch Konvektion erneuert, sondern sehr viel langsamer durch Kontakt der entsprechenden Dichtefläche mit oberflächennahem Wasser in der Grönlandsee und anschließender Advektion in die Norwegische See (Abb.3.2). NEAW hingegen wird durch winterliche Konvektion im Nordostatlantik erneuert (e.g. Robinson et al., 1980). Nach Absinken und Entrainment folgt das GFZW dem Mittelatlantischen Rücken nach Südwesten, strömt durch die Gibbs Bruchzone, wendet sich nach Norden (Swift, 1984; Harvey und Theodorou, 1986) und verbindet sich mit dem DSOW zum westlichen tiefen Randstrom (Abb.3.1). Das kälteste und dichteste Wasser des Randstroms südlich der Labradorsee besitzt Temperaturen um 2°C und besteht zu ca. 30% aus DSOW und 70% aus GFZW. Das DSOW steuert aber bei weitem das höhere Tracersignal (60%) bei, so daß der tiefe westliche Randstrom bei Temperaturen um 2.0°C und $\sigma_4 = 45.85-45.89$ durch ein Tracermaximum gekennzeichnet ist, das bis 10°S nachgewiesen werden konnte (Speer und McCartney, 1991; Rhein et al., 1994; Rhein, 1994b).

Mit der Wassermassencharakteristik laut Tab. 3.1 setzt sich GFZW südlich der Island-Shetland Schwellen aus 59% ISOW und 41% NEAW zusammen und das Tracermaximum im tiefen westlichen Randstrom (bei 2°C) aus 31% DSOW und 69% GFZW. Laut Dickson et al. (1990) beträgt der Transport in der zweijährigen Verankerungszeitserie von Wasser mit Dichten von $\sigma_{\theta} > 27.8$ über die Dänemarkstraße 2.9 Sv; es war kein saisonales Signal

Tabelle 3.1: *Eigenschaften und Zusammensetzung des Nordatlantischen Tiefenwassers für den Nordatlantik. Wassermassencharakteristik aus Swift et al., 1980; Talley und McCartney, 1982; Swift, 1984; Smethie und Swift, 1989, Pickart, 1992; McCartney, 1992). *: Temperatur und Salzgehalt von LSW sind zeitlich variabel*

Name	Temperatur	Salzgehalt	Bildung
suNADW	4.5	34.82	Konvektion südl.Labradorsee
LSW	3.35*	34.87*	Konvektion zentr. L.see
GFZW	2.99	35.05	Mischung aus ISOW und NEAW: aus 900 m Tiefe Norw.See
ISOW	-0.50	34.92	Overflow Island-Shetland
NEAW	8.0	35.25	Konvektion NO-Atlantik
LDW	2.0	34.91	Randstrom Westeurop. Becken mit AABW-Komponente
DSOW	-0.45	34.75	Overflow Dänemarkstraße aus 400 m Tiefe, Konvektion nördlich Island

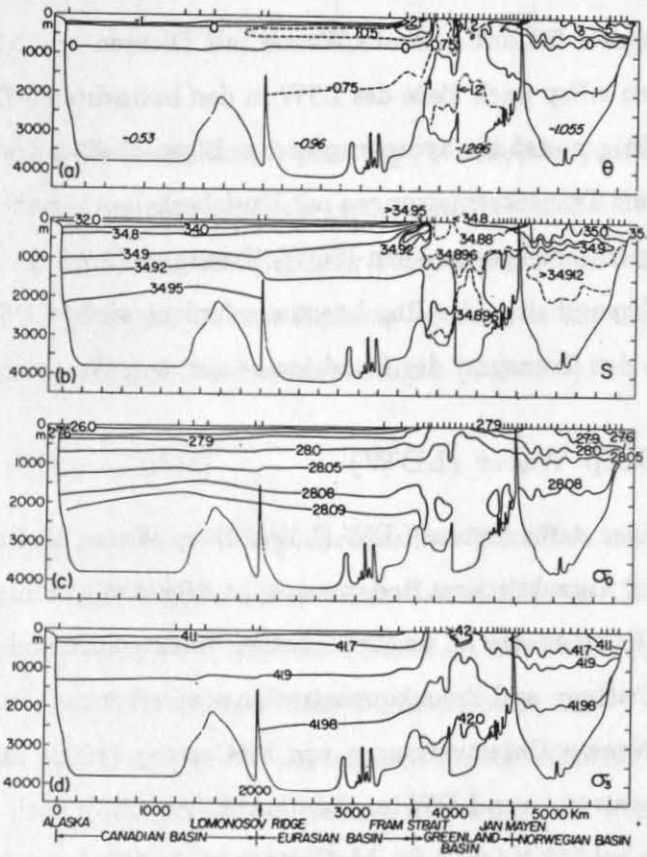


Abbildung 3.2: Hydrographischer Schnitt durch die Arktis und das Nordmeer. Aus Aagaard et al., 1985. Das obere Bild zeigt die geographische Position des Schnitts, a) Verteilung der potentiellen Temperatur, b) des Salzgehaltes, c) der potentiellen Dichte σ_0 , d) der potentiellen Dichte σ_3 bezogen auf 3000 m Tiefe.

vorhanden. Dieser Wert kann als gut gesichert angenommen werden. Bei oben genannter Zusammensetzung des Randstroms (31% DSOW, 69% GFZW) benötigt man (zu den 2.9 Sv DSOW) 6.5 Sv GFZW, wovon 4.7 Sv ISOW sein müßten (GFZW setzt sich aus 59% ISOW und 41% NEAW zusammen). Der Gesamttransport südlich der Dänemarkstraße berechnet sich dann zu 9.4 Sv, was unter dem gemessenen Mittel von ca. 11 Sv (Dickson et al., 1990) liegt.

Strömungsmessungen zwischen Island und Shetland ergeben aber insgesamt nur einen Transport von ISOW von 2.7 Sv – 2.9 Sv (Dickson et al., 1990; Saunders, 1990). Zum Teil ergeben sich die Abweichungen aus der Tatsache, daß die Anteile der einzelnen Wassermassen für eine Temperatur von 2.0° C im westlichen Randstrom berechnet wurden, während die Transporte für das gesamte Wasser mit Dichten $\sigma_\theta > 27.8$ gelten. In der Irmingersee gehören z.Bsp auch Teile des LSW in den betrachteten Dichtebereich. Man muß auch berücksichtigen, daß die hydrographischen Eigenschaften des Ausstroms variabel sind und daß auch die Transportmessungen mit Unsicherheiten versehen sind. Eine bessere Übereinstimmung zwischen gemessenen ISOW-Transport (2.7 Sv) und dem Transport, der durch die T-S Eigenschaften des Randstroms gefordert wird (4.7 Sv), läßt sich erreichen, wenn man noch den Transport des Randstroms aus dem Westeuropäischen Becken einbezieht:

Lower Deep Water (LDW)

Als Kandidat dafür kommt LDW (Lower Deep Water, McCartney, 1992) in Frage. LDW besteht aus Antarktischem Bodenwasser (AABW) mit Zumischung von NADW. Die Antarktische Komponente ist an ihrem hohen Silikatgehalt und im Nordostatlantik an ihren geringen Tritium- und Freonkonzentrationen zu erkennen (R.Bayer, W.Roether, pers. Mitteilung). Neuere Untersuchungen von McCartney (1992) führen zu der Annahme eines tiefen Randstroms von LDW im Ostatlantik (Abb.3.3): nach Einströmen durch die Vema-Bruchzone bei 11° N (ca. 2 Sv, McCartney et al., 1991) wendet sich der Randstrom zuerst nach Norden und folgt der Topographie am östlichen Rand des westeuropäischen Beckens, wendet sich dann nach Westen und erreicht das Isländische Becken, wo er durch den Overflow und die Zumischung von warmem NEAW verstärkt wird. Dies läßt sich auch an den Tracerverteilungen entlang des WOCE¹ – Schnittes A1 bei ca. 55° N an den niedrigen

¹WOCE: World Ocean Circulation Experiment

Tabelle 3.2: *Transportabschätzungen der Wassermassen, die zum tiefen Teil des westlichen Randstrom nördlich der Labradorsee beitragen. Die berechneten Transporte ergeben den gemessenen Gesamttransport südlich der Dänemarkstraße (Dickson et al., 1990) und die Komponenten ergeben in dieser Zusammensetzung eine Temperatur des Randstroms von 2.0 ° C und einen Salzgehalt von 34.95 psu.*

Wassermasse	Transport Sv
ISOW	2.7
NEAW	2.5
LDW	2.5
DSOW	2.9

bodennahen Konzentrationen ($F_{12} < 0.01$ pmol/kg, W.Roether, pers.Mitteilung) am östlichen Rand des westeuropäischen Beckens erkennen, dort wo auch die höchsten Silikatwerte gefunden wurden (McCartney, 1992). Bei einer Temperatur des LDW von 2° C und einem Salzgehalt von 34.91 (Westeuropäisches Becken, Tsuchiya et al., 1992) müssten etwa 2.5 Sv LDW zum tiefen westlichen Randstrom beitragen (Tab. 3.2).

Labrador Sea Water (LSW)

Als weitere Wassermasse ist das LSW (Labrador Sea Water) zu nennen, das in der zentralen Labradorsee durch winterliche Konvektion bis in 2000 m Tiefe gebildet wird und Temperaturen zwischen 3.2-3.6° C aufweist (Tab. 3.1). Die seit einigen Jahren eingetretene Abkühlung auf 2.6° C (P.Rhines und G.Lazier, pers. Mitt.) ist auf die seit 1986 vermehrte Konvektionsaktivität in der Labradorsee zurückzuführen. LSW breitet sich auf drei Hauptpfaden aus: ein Teil fließt von seinem Bildungsgebiet weg nach Norden in das Irmingerbecken (Abb.3.4), ein Teil breitet sich nach Südosten Richtung Iberisches Becken aus, und ein Teil folgt dem tiefen westlichen Randstrom nach Süden. Laut McCartney (1992) wird auch LSW, das in die Irmingersee gelangt ist, durch Entrainment dem tiefen Randstrom zugemischt und kehrt dann mit ihm wieder in die Labradorsee zurück. Die Θ -S Charakteristik des LSW war in den letzten Dekaden sehr variabel; in den Jahren 1961-1970 war LSW wärmer als in den vorherigen Jahren, da aufgrund geringerer oberflächennaher

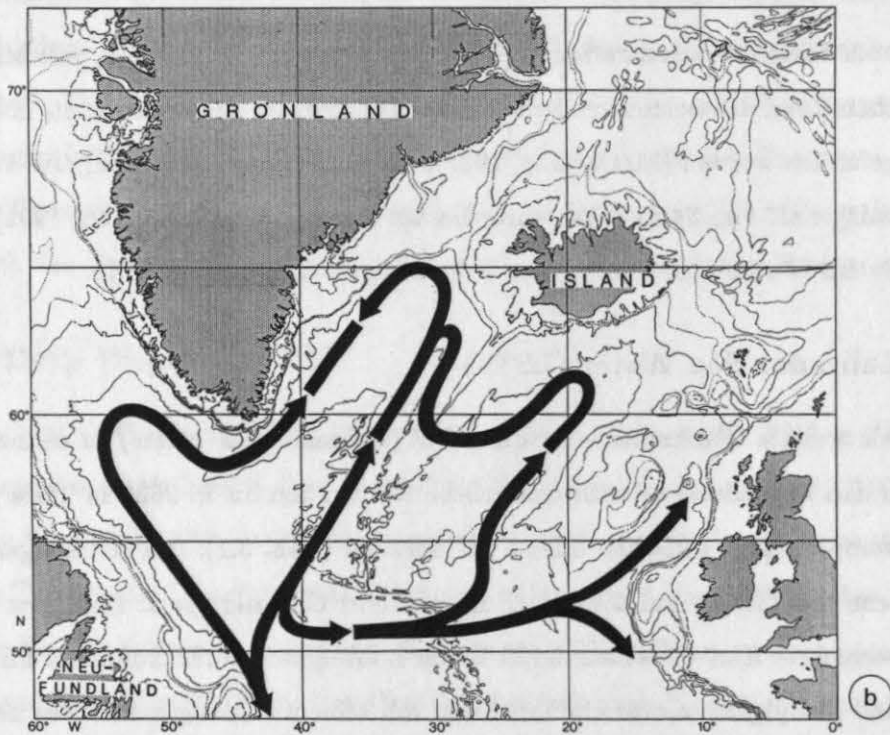
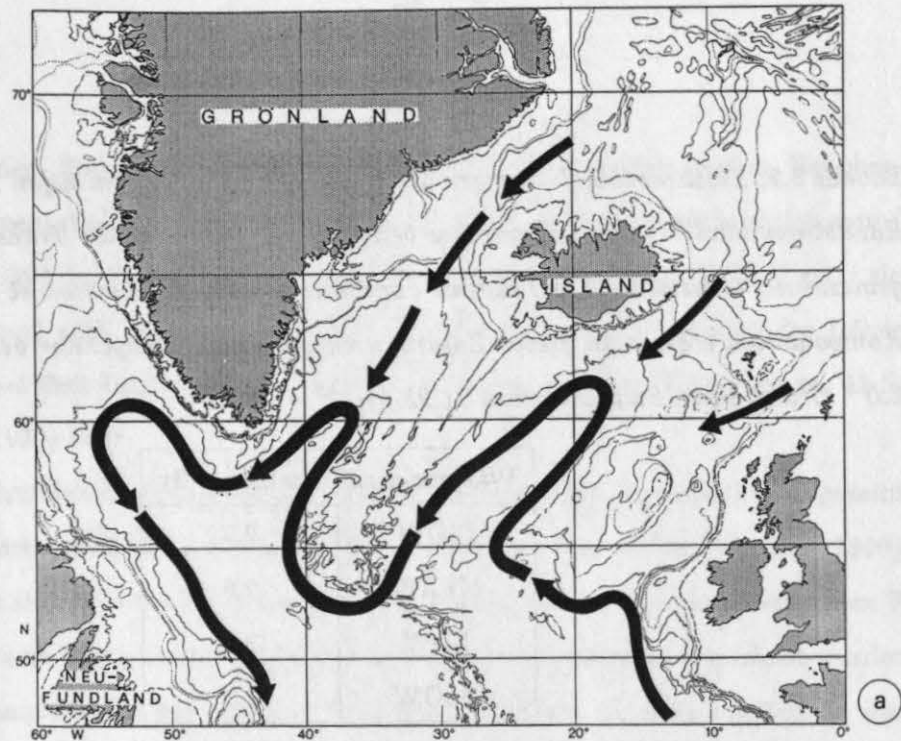
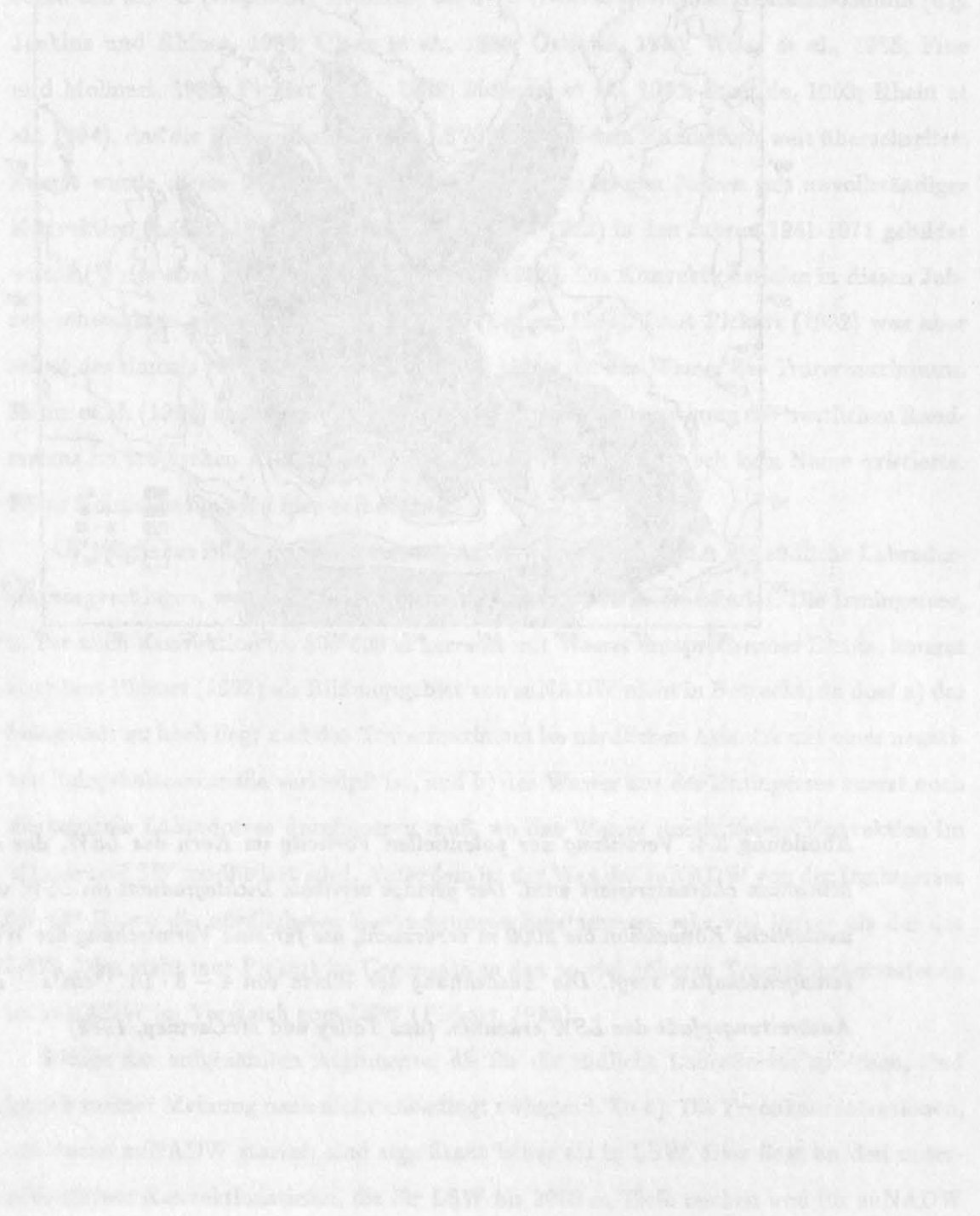


Abbildung 3.3: a) Zirkulationsschema für den unteren Teil des tiefen westlichen Randstroms. b) für den oberen Teil, nach McCartney, 1992. Der Austausch zwischen den beiden Schemata ist nicht mit eingezeichnet.

Salzgehalte die Konvektion zumeist nur Tiefen zwischen 200 und 1000 m erreichte (Lazier, 1980, Dickson et al., 1988). Von 1971 bis 1976 setzte die tiefe Konvektion wieder ein, und das in dieser Zeit gebildete LSW war wieder kälter. Nach einer erneuten Phase reduzierter Konvektion und sukzessiver Erwärmung setzte 1984 wieder Abkühlung durch tiefe Konvektion ein (Read und Gould, 1992).



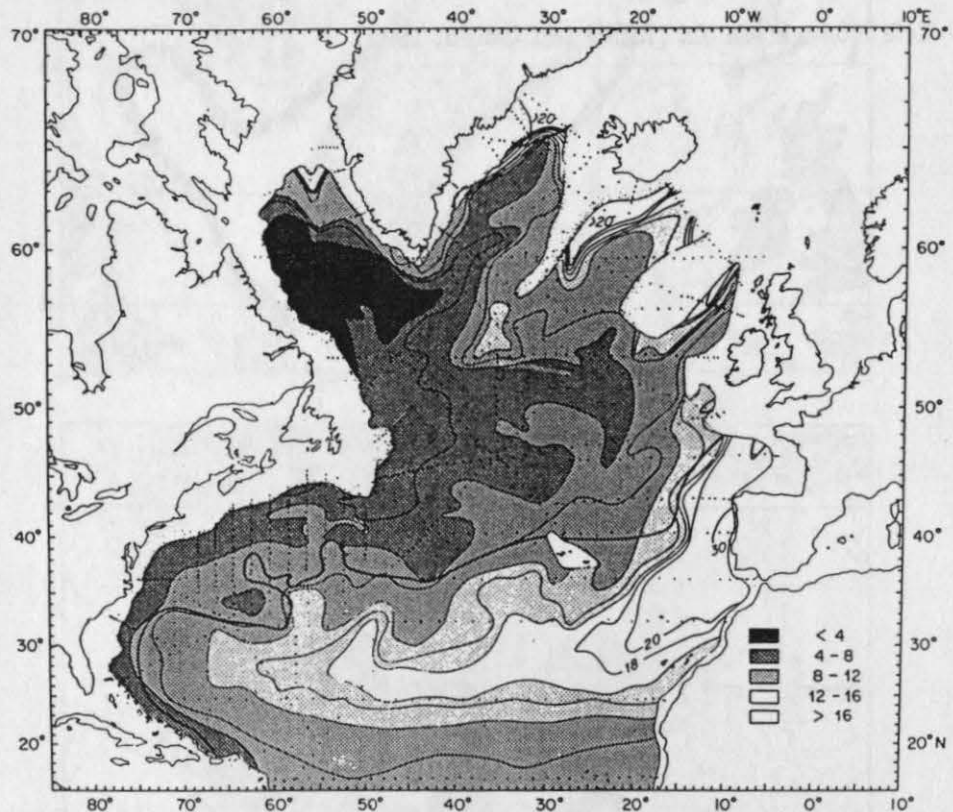


Abbildung 3.4: Verteilung der potentiellen Vorticity im Kern des LSW, das durch das Minimum charakterisiert wird. Der geringe vertikale Dichtegradient im LSW wird durch winterliche Konvektion bis 2000 m verursacht, die für eine Vermischung der Wassermasseneigenschaften sorgt. Die Ausdehnung der Werte von $4 - 8 \cdot 10^{-14} \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ lassen die Ausbreitungspfade des LSW erkennen (aus Talley und McCartney, 1982)

Shallow Upper North Atlantic Deep Water (suNADW)

Zu den bereits länger bekannten Komponenten des NADW gesellte sich in den letzten Jahren eine weitere Wassermasse, die sich oberhalb des LSW einschichtet. Freon- und ^3H -Messungen entlang des westlichen Randstroms von 44°N bis 10°S zeigten für Temperaturen um 3.5°C (tropischer Atlantik) bis 5°C (Nordatlantik) ein Tracermaximum (e.g. Jenkins und Rhines, 1980; Olson et al., 1986; Östlund, 1984; Weiss et al., 1985; Fine und Molinari, 1988; Pickart et al., 1989; Molinari et al., 1992; Smethie, 1993; Rhein et al., 1994), das die Konzentrationen im LSW im westlichen Randstrom weit überschreitet. Zuerst wurde dieses Wasser als LSW angesehen, das in den Jahren mit unvollständiger Konvektion (Lazier, 1980; Talley und McCartney, 1982) in den Jahren 1961-1971 gebildet wurde (Weiss et al., 1985; Fine und Molinari, 1988). Die Konvektionstiefen in diesen Jahren schwankten zwischen 200 und 1500 m (Lazier, 1980). Laut Pickart (1992) war aber selbst das damals gebildete LSW dichter und kälter als das Wasser des Tracermaximums. Rhein et al. (1994) nannten diese Wassermasse in ihrer Untersuchung des westlichen Randstroms im tropischen Atlantik suNADW, da in der Literatur noch kein Name existierte. Diese Nomenklatur wird hier beibehalten.

Als mögliches Bildungsgebiet von suNADW wurde von Pickart die südliche Labradorsee vorgeschlagen, wo winterliche Konvektion bis ca. 500 m stattfindet. Die Irmingersee, in der auch Konvektion bis 500-600 m herrscht mit Wasser entsprechender Dichte, kommt aber laut Pickart (1992) als Bildungsgebiet von suNADW nicht in Betracht, da dort a) der Salzgehalt zu hoch liegt und das Tracermaximum im nördlichen Atlantik mit einer negativen Salzgehaltsanomalie verknüpft ist, und b) das Wasser aus der Irmingersee zuerst noch die zentrale Labradorsee durchqueren muß, wo das Wasser durch tiefere Konvektion im Winter zu LSW modifiziert wird. Außerdem ist der Weg des suNADW von der Irmingersee bis 44°N , wo die nördlichsten Beobachtungen herkommen, sehr viel länger als der des LSW. Dies steht laut Pickart im Gegensatz zu den so viel höheren Tracerkonzentrationen im suNADW im Vergleich zum LSW (Pickart, 1992).

Einige der aufgezählten Argumente, die für die südliche Labradorsee sprechen, sind jedoch meiner Meinung nach nicht unbedingt zwingend. Zu c): Die Freonkonzentrationen, mit denen suNADW startet, sind signifikant höher als in LSW. Dies liegt an den unterschiedlichen Konvektionstiefen, die für LSW bis 2000 m Tiefe reichen und für suNADW

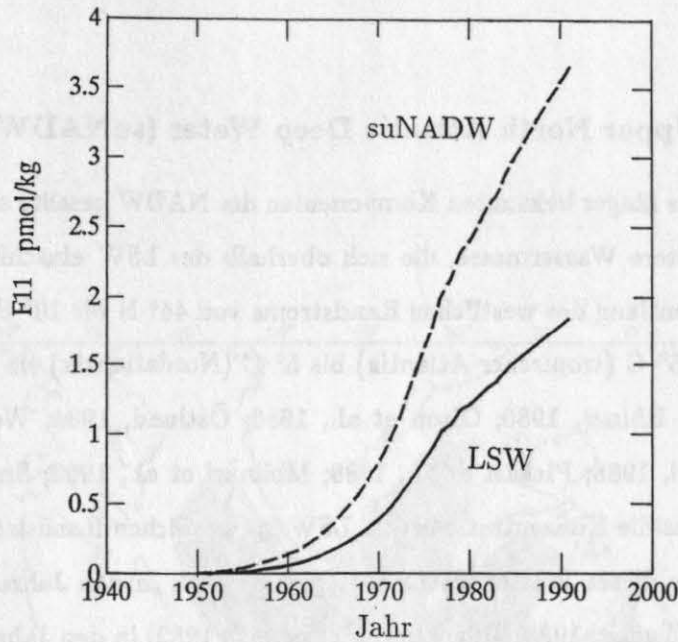


Abbildung 3.5: Verlauf der F11 Konzentrationen in LSW mit $T_{pot}=3.4$, $S=34.88$, Konvektionstiefe 2000 m (-), und in suNADW mit $T_{pot}=4.5$, $S=34.82$, Konvektionstiefe 500 m (- -).

nur bis ca. 500 m (Abb3.5), das heißt, daß trotz des längeren Weges für suNADW – falls es in der Irmingersee gebildet wird – die Freonkonzentrationen von suNADW im westlichen Randstrom höher sein könnten. Es ist bis jetzt auch unklar, ob frisch gebildetes LSW sich in den westlichen Randstrom einschichtet, oder ob vielleicht die Komponente, die zuerst an der zyklonalen subpolaren Zirkulation teilnimmt, überwiegt (McCartney, 1992).

Zu b) und a) Laut Pickart ist suNADW nördlich von 44° W mit einer negativen Salzanomalie verbunden; mit zunehmender Entfernung von der Quelle nimmt dann der Salzgehalt durch Vermischung mit warmem salzreichen Wasser aus dem Nordatlantischen Strom zu. In ähnlicher Weise müßte ja auch die Temperatur zunehmen. In der Tat zeigen Tab. 3.3 und die Messungen von Smethie (1993) zwischen 44° N und 35° N eine Zunahme der Temperatur des Tracermaximums nach Süden von 4.3° C auf 4.6° C und einen Anstieg des Salzgehalts von 34.93 auf 35.00 psu bei unveränderter Dichte ($\sigma_{1.5} = 34.55-34.57$). Dies legt die Vermutung nahe – bei Extrapolation in Richtung Bildungsgebiet –, daß die Ursprungstemperatur des suNADW eher bei 4.0° C liegt.

Unter der Annahme, daß sich die Dichte des suNADW durch die Vermischung ($\sigma_\theta = 27.60 - 27.73$) auf dem Wege vom Bildungsgebiet nach 44° N nicht drastisch ändert,

entspräche eine Ursprungstemperatur von 4.0°C einem Salzgehalt von 34.88-34.92. Diese T-S Charakteristika sind auch in der Irmingersee anzutreffen. Die TTO Stationen 164-169 (Abb.3.6) zeigen ein Maximum im ^3H -Profil bei 3.8° bis 4.4°C ($S=34.90$ - 34.94), so daß Wasser mit der Charakteristik von suNADW auch in der Irmingersee vorkommt. Aber die Stationen südlich von 60°N (TTO Stationen 170-177) und am Ausgang der Labradorsee (TTO 190-202, Abb.3.6) weisen unterhalb 200 m Temperaturen kleiner 3.5°C auf, so daß zumindest in diesem Datensatz keine Verbindung zwischen dem Wasser aus der Irmingersee und dem westlichen Randstrom besteht. Die Temperaturschnitte durch die Labradorsee aus der Arbeit von Talley und McCartney (1982) zeigen aber oberhalb 500 m Temperaturen um 3.5 - 4°C am nordöstlichen und am südwestlichen Rand der Labradorsee, so daß unklar ist, ob nicht doch das suNADW im Randstrom eine Komponente aus der Irmingersee enthält.

Südlich von Island zeigt sich in den Tpot- und Freonverteilungen entlang 53°N der Temperaturbereich zwischen $\Theta = 3.0^{\circ}\text{C}$ und 4.0°C in Tiefen zwischen 1000 und 1500 m verbunden mit vertikal fast konstanten hohen Freonwerten, die nach Süden hin abnehmen (Doney und Bullister, 1992), ein Hinweis dafür, daß sich suNADW, vergleichbar dem LSW, nach Osten ausbreitet (Abb. 3.3 b). Die Autoren diskutieren in ihrem Artikel nur die Ausbreitung anderer Wassermassen wie LSW, obwohl der Temperaturbereich des LSW keineswegs durch konstante Freonwerte, sondern im Gegenteil durch einen hohen vertikalen Freongradienten gekennzeichnet ist, der nicht typisch für eine Wassermasse ist, die erst kürzlich durch Konvektion erneuert wurde. Es ist allerdings nicht zu entscheiden, ob die Wassermasse mit dem geringen vertikalen Freongradienten aus der Irmingersee oder aus der südlichen Labradorsee stammt.

3.2 Ausbreitung des NADW entlang des westlichen Randstroms

Ausbreitung der einzelnen Wassermassen

suNADW

Laut Pickart (1992) wird suNADW in der südlichen Labradorsee mit Salzgehalten um 34.82 gebildet, und erreicht höhere Salzgehalte auf seinem Weg nach Süden durch laterale

TTO - NORTH ATLANTIC STUDY

1980-81

• Large Volume
• Small Volume

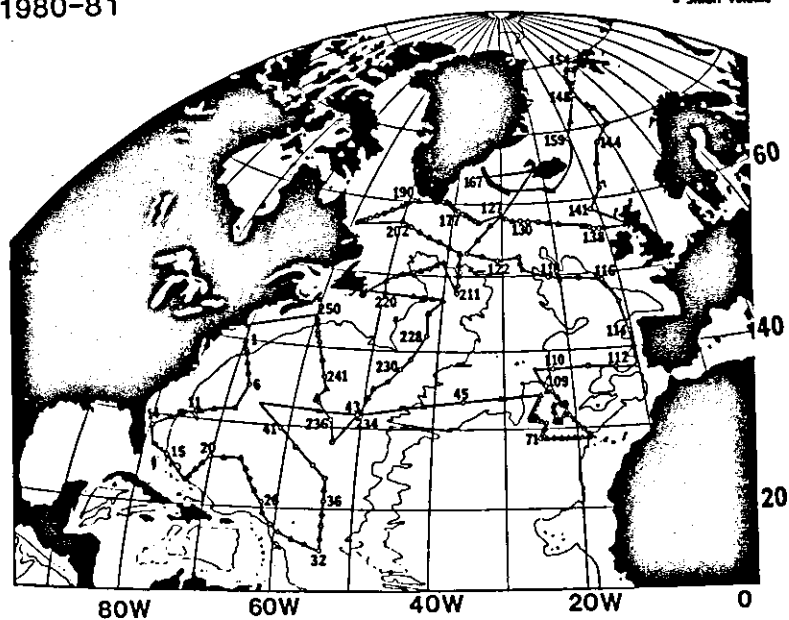


Abbildung 3.6: Lage der TTO-NAS Stationen im Nordatlantik (aus Östlund und Grall, 1987).

Vermischung mit warmem, salzreichen Wasser aus dem Nordatlantischen Strom. Bei 40° N werden im suNADW in Tiefen zwischen 600 und 1000 m Temperaturen um 4.5° C – 5.0° C und Dichten um $\sigma_{1.5} = 34.55 - 34.57$ gemessen (Pickart et al., 1992; Smethie, 1993). Diese Dichte entspricht den für σ_{Θ} angegebenen Werten, da aber das suNADW südlich von 40° W unterhalb 1000m angetroffen wird, wird hier $\sigma_{1.5}$ verwendet. Die maximalen Temperaturen und Salzgehalte werden ungefähr bei 33° N erreicht, in den Subtropen und Tropen nehmen sie dann durch Vermischung mit salzärmerem, kälterem Wasser wieder ab. Im tropischen Nordatlantik bei 44° W findet man es bei Temperaturen zwischen 3.6° C und 4.4° C in ca. 1600 m Tiefe und einer Dichte von $\sigma_{1.5} = 34.63$ (Weiss et al., 1985; Fine und Molinari, 1988; Molinari et al., 1992; Rhein et al., 1994). Im subtropischen und tropischen Atlantik ist das Tracermaximum mit einem Salzgehaltsmaximum verbunden (Weiss et al., 1985; Fine und Molinari, 1988; Molinari et al., 1993; Rhein et al., 1994), während nördlich davon eine negative Salzgehaltsanomalie das Tracermaximum charakterisiert (Pickart, 1992; Smethie, 1993). Bei 10° S sind die Temperaturen des suNADW im Tracermaximum auf 3.5-3.7° C gesunken (Rhein et al., 1994; Tab. 3.3), das Tracermaximum ist im Südatlantik bis 20° S immer noch gut zu erkennen (Roether, pers. Mitteilung). Es existieren keine Messungen, bei denen das Tracermaximum nicht gefunden wurde und die Vielzahl der Messungen scheint zu bestätigen, daß suNADW kontinuierlich gebildet wird.

LSW

Kontrovers diskutiert wird hingegen die Kontinuität des 'klassischen' LSW im westlichen Randstrom. Dies liegt einmal an seinen zeitlich variablen T-S Eigenschaften, die eine eindeutige Zuordnung erschweren. Die Verteilung der potentiellen Vorticity (Abb.3.4) legt aber ein Vordringen des LSW im westlichen Randstrom bis ca. 20° N (Talley und McCartney, 1984) nahe. Ebenfalls zu verfolgen ist im tropischen und subtropischen Bereich des Randstroms ein Sauerstoffmaximum bei Temperaturen um 3.3° C und geringe vertikale Dichtegradienten (Fine und Molinari, 1988; Molinari et al., 1992; Rhein et al., 1994). Beides deutet darauf hin, daß dort der Tiefenbereich des Randstroms zwischen ca. 1900 m und 2400 m von Wasser aus der zentralen Labradorsee eingenommen wird.

Was erstaunt, sind die wesentlich geringeren Tracerkonzentrationen des LSW im Vergleich zu dem darüberliegenden suNADW (Ausnahme: bei 44° W im Oktober 1992 sind

Tabelle 3.3: *Eigenschaften des Tracermaximums (Tritium, Freone) im suNADW entlang des westlichen Randstroms. NAGS: Östlund, 1984; TTO: Östlund und Grall, 1987; Weiss: Weiss et al., 1985; Rhein: Meteor Reisen M14, M16, M22., WESTRAX: Molinari et al., 93; STACS: Fine und Molinari, 1988; Smethie: Smethie, 1993; Pickart: Pickart et al., 1992. Die TTO und NAGS-Daten haben zumeist eine geringe vertikale und horizontale Auflösung in diesem Tiefenbereich.*

Ort	Tiefe m	Tpot ° C	Salzgehalt psu	Jahr	Lit.
10° S	19-2000	3.5-3.7	34.96-34.98	1992	Rhein
5° S	17-1800	3.6-4.3	34.96-34.98	1990-92	Rhein
0° N	17-1800	3.8-4.4	34.98-35.00	1982,90-92	Weiss, Rhein
6° -13° N	15-1600	3.2-4.7	34.97-35.00	1982-83 1989, 1991	Weiss, TTO, WESTRAX
13° N (1 Sta.)	1500	4.5	34.97	1977	NAGS
13° -22° N	10-1700	4.1-4.9	-	1986	STACS
13° -21° N	14-1700	4.3-4.6	34.99-35.01	1981	TTO
19° -23° N	11-1500	4.4-5.6	35.02-35.10	1976	NAGS
23° -26° N	12-1500	4.0-4.7	35.00-35.04	1981	TTO
26.5° N	15-1600	4.2-5.9	-	1986	STACS
28° -30° N	11-1400	4.9-5.9	35.04-35.07	1975-76	NAGS
30° -33° N	11-1400	4.6-5.9	35.02-35.22	1975-77	NAGS
33° N	950	4.6	35.00	1986	Smethie
32° -34° N	12-1300	4.8-5.0	34.98-35.05	1990	Pickart
36° -39° N	600-750	4.6-5	34.97-35.0	1990	Pickart
36° -41° N	750-900	4.3-4.4	34.95-34.98	1983, 1986	Smethie
44° N	790	4.3	34.93	1983	Smethie

die Konzentrationen im LSW auch > 0.1 pmol/kg) bei umgekehrten Verhältnissen in den Sauerstoffwerten: LSW ist sehr viel sauerstoffreicher als suNADW. Das Fehlen eines O_2 -Maximums für suNADW kann durch biologische Aktivität verursacht worden sein, da suNADW im Nordwestatlantik nahe der Tiefe liegt, in der man auch das biologisch erzeugte Sauerstoffminimum findet. Ein Grund für die Differenzen in den Freonkonzentrationen können die unterschiedlichen Konvektionstiefen der beiden Wassermassen sein, der suNADW mit etwa doppelt so hohen Konzentrationen starten läßt wie LSW (Abb. 3.5).

Nimmt man nun an, daß beide Wassermassen in etwa gleich mit freonarmem Wasser verdünnt werden, so müßte die Konzentration in LSW etwa halb so groß sein wie in suNADW. Im tropischen Atlantik werden bei 44° W und 35° W F11 Konzentrationen zwischen 0.04-0.065 pmol/kg (1990-1991) um 3.1 - 3.2° C gefunden, während das suNADW im Maximum über 0.12 pmol/kg F11 aufweist (Rhein et al., 1994). Die höchsten F11 Werte in LSW wurden 1992 beobachtet, die niedrigsten 1990. Nimmt man eine mittlere Geschwindigkeit von LSW und suNADW entlang des Randstroms von 5 cm/s , so hätten die Wassermassen, die 1990-1992 im tropischen Atlantik beprobt wurden, ihr Ursprungsgebiet in den Jahren 1984-1986 verlassen, dh nach Wiedereinsetzen der tiefen Konvektion in der Labradorsee.

Macht man diese Abschätzung aber für die Messungen bei 40° N (OCE 134, WBEX86 Schnitte) vor, so liegen die beobachteten Konzentrationen im LSW (0.13 - 0.28 pmol/kg) deutlich unter den theoretisch erwarteten (0.5 - 0.8 pmol/kg), wenn man eine mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit von 5 cm/s voraussetzt (bei 1 cm/s (erwartet: 0.4 - 0.5 pmol/kg)). Allerdings war von 1976 bis 1984 die Erneuerung des LSW reduziert, die Messungen fanden 1983 und 1986 statt; bei einer Geschwindigkeit von 5 cm/s benötigt LSW auf dem direkten Weg bis 44° N (OCE 143 bzw. 39° N (WBEX 86) etwa 2 bzw. 3 Jahre, dh das LSW, das 1983 und 1986 bei 40° N beobachtet wurde, wurde 1981 bzw. 1983 gebildet.

Dieser Befund gilt aber auch für die Messungen, die im Juni 1990 zwischen 32° N und 39° N durchgeführt wurden (EN-213), obwohl die Startzeit in der Labradorsee von 1986-1987 (bei 5 cm/s mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit) in einem Zeitraum liegt, in dem tiefe Konvektion in der Labradosee wieder einsetzte und höhere Konzentrationen im LSW zu erwarten gewesen wären. Eine zusätzliche Verdünnung der LSW Konzentrationen kann auch durch eine LSW Komponente herrühren, die zuerst an der subpolaren Zirkulation

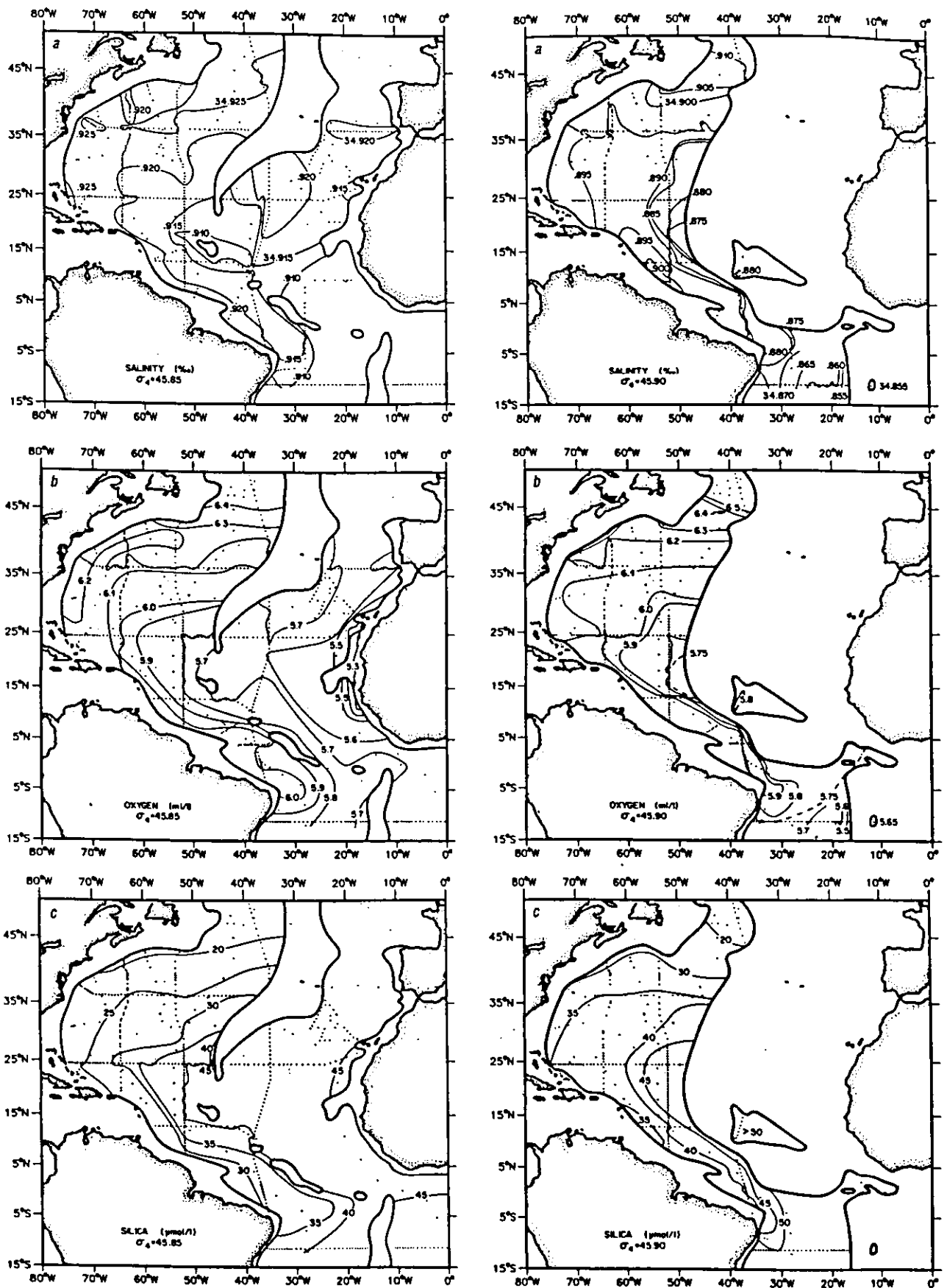


Abbildung 3.7: a) Salzgehalts-, b) Sauerstoff und c) Silikat-Verteilung im Nordatlantik auf den Dichteflächen $\sigma_4 = 45.85$ (linke Spalte) und $\sigma_4 = 45.90$ (rechte Spalte). Aus Speer und McCartney, 1991.

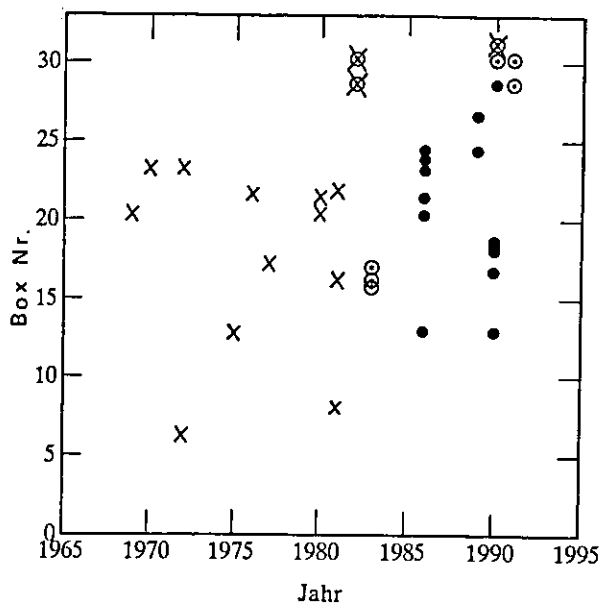


Abbildung 3.8: Tracermessungen (x: Tritium, •: F11, ⊙: F11 und F12) Messungen im ov-INADW. Angegeben sind das Jahr der Messung und die Entfernung von der Färöer-Shetland Rinne in Vielfachen von 500 km. Da die Messungen in verschiedenen Jahren gemacht wurden und der Eintrag der Tracer in den Ozean zeitlich variiert, können keine sinnvollen geographischen Verteilungen aus Messungen von verschiedenen Jahren gezeichnet werden. (aus Rhein, 1994b)

teilnimmt und dann erst sich mit dem westlichen Randstrom nach Süden bewegt. Dies würde eine Differenz in den Laufzeiten der beiden Wassermassen und damit zusätzlich eine größere Differenz zwischen den Tracerkonzentrationen im suNADW und LSW bedeuten.

INADW-old

Zwischen dem LSW und dem bereits erwähnten Tracermaximum des ov-INADW findet sich bei Temperaturen zwischen 2.9 und 2.4° C entlang des westlichen Randstroms eine ausgeprägte Freon- und Tritium-Minimumzone (Fine und Molinari, 1988; Pickart et al., 1992; Molinari et al., 1992; Rhein et al., 1994). In ähnlicher Tiefenlage wird auch ein O₂-Minimum beobachtet. Laut der Wassermassencharakteristik aus Tab. 3.1 sind die Wassermassen in diesem Temperaturbereich Mischungen, die hauptsächlich aus GFZW bestehen. GFZW startet aufgrund der langsamen Erneuerung von ISOW mit sehr viel geringeren Freon- und Tritiumkonzentrationen als DSOW (Rhein, 1994b), und die beobachteten Ge-

schwindigkeiten in diesem Tiefenbereich sind zumeist kleiner als in den Tracermaxima (e.g. Fine und Molinari, 1988; Johns et al., 1990; Schott et al., 1993b; Rhein et al., 1994; Richardson und Schmitz, 1993). Pickart et al. (1992) fanden bei 40° N F11-Minimumwerte im Randstrom um 0.3 pmol/kg, (außerhalb des Randstroms: 0.1 pmol/kg), während im ov-INADW- Maximum 0.63 pmol/kg vorlagen. Die Freonkonzentrationen im GFZW bei seiner Bildung betragen nur ca. 40% des DSOWs, so daß sich die bei 40° N beobachtete Differenz allein schon aus den unterschiedlichen Anfangskonzentrationen erklären lassen.

Im tropischen Atlantik liegen die F11-Minimumwerte des INADW-old bei ca 0.05 pmol/kg (1.5° N, 44° W) – 0.03 pmol/kg (1° N, 35° W, Rhein et al., 1994), die von der Küste weg schnell auf Werte nahe der Nachweisgrenze abnehmen. Die Differenz zum Maximum des ov-INADW (0.1 pmol/kg) entspricht in etwa den Erwartungen, wenn man die unterschiedlichen Startkonzentrationen der Wassermassen berücksichtigt. Man kann aber nicht ausschließen, daß die erhöhten Freonkonzentrationen in dieser Minimumzone am Rand durch vertikale turbulente Vermischung am Kontinentalabhang mitverursacht oder zumindest beeinflußt werden. Der schnelle Abfall der Freonkonzentrationen bei Entfernung vom Randstrom kann aber auch durch Zumischung von älterem Tiefenwasser verursacht werden, das wie Reid (1989) vermutet, auch südhemisphärische Komponenten enthalten kann.

ov-INADW

Die Kontinuität der dichtesten Wassermasse des westlichen Randstroms ($\Theta=2^\circ\text{C}$, $S=34.95$ psu, $\sigma_4=45.85-45.9$) entlang des nordamerikanischen Kontinents bis in die Südhemisphäre kann als gesichert gelten: sowohl Nährstoff- und Sauerstoffverteilungen auf den oben genannten Dichteflächen (Speer und McCartney, 1991) als auch Tracermessungen (^3H und Freone, Jenkins und Rhines, 1980; Olson et al., 1986; Fine und Molinari, 1988; Smethie, 1993; Rhein et al., 1994) bestätigen einen kontinuierlichen Fluß von Wasser, das durch hohe Sauerstoffkonzentrationen und durch ein Tracermaximum gekennzeichnet ist (Abb.3.7 und 3.8). Das ov-INADW hat die Charakteristik der in Kap.3.1 und 3.1 angesprochenen Zusammensetzung des tiefen NADW mit $\sigma_\theta > 27.8$ mit ca. 30% DSOW und 70% GFZW. Das DSOW steuert aber 60-70% des Tracersignals bei (Rhein, 1994b).

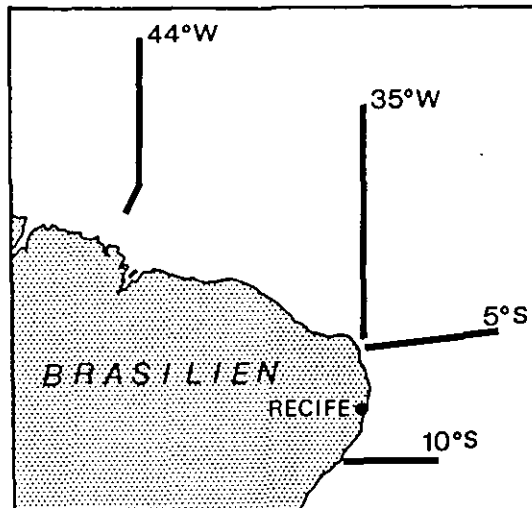


Abbildung 3.9: Lage der Tracerschnitte der Reisen M14, M16, M22 im tropischen Atlantik.

3.3 Freonverteilungen und ihre zeitliche Änderungen im tiefen westlichen Randstrom

Im folgenden werden die zeitlichen Veränderungen im Tracersignal des DWBC im tropischen Atlantik untersucht. Dieses Gebiet wurde gewählt, weil dort mehrere Aufnahmen zu verschiedenen Jahren existieren (Abb. 3.9, Abb. 3.10, – 3.12). Alle F11-Schnitte im tropischen Atlantik haben einige Merkmale gemeinsam (Tab. 3.4): unterhalb eines Minimums bei ca. 1000 m (CPDW Circumpolar Deep Water) findet man bei etwa 1800 m ein Freonmaximum, und in gleicher Tiefe ein Salzgehaltsmaximum, die Kennzeichen von suNADW in dieser Region. Die Freonkonzentrationen nehmen langsam mit der Tiefe ab (LSW) bis zu einem Minimum bei ca. 2800 m (INADW-old), das tiefe Maximum bei ca. 3800 m repräsentiert das ov-INADW. Das aus der Südhemisphäre stammende AABW ist bei 44° W nicht mehr zu erkennen, östlich davon zeigt es sich aber als weiteres Minimum unterhalb 4000 m (Abb. 3.10, 3.11, bzw Abb. 3.12). Zum Boden hin, also innerhalb des AABW steigen die Freonwerte wieder an, dies war am deutlichsten 1992 bei 10° S zu erkennen.

Die horizontale Ausbreitung des suNADW ist größer als die Ausdehnung der Schnitte; im Inneren des Beckens wurden ähnlich hohe Freonkonzentrationen festgestellt wie am Rand, dies kann als Anzeichen einer beckenweiten Rezirkulation angesehen werden. (Abb. 3.11, 3.12). Die Tracermaxima sind auch räumlich erheblich ausgedehnter als die Geschwin-

Tabelle 3.4: Grenzen und Eigenschaften der NADW Komponenten im tiefen westlichen Atlantik, aus Rhein et al., 1994.

Wassermasse oder Dichte	Eigenschaften	S,T,pot	Tiefen im trop. Atlantik
$\sigma_1 = 32.15$			1200 m
suNADW	Θ -Max F11-Max S-Max	3.4 - 4.5 ° C 34.80-35.00	
$\sigma_2 = 36.94$			1900 m
LSW	Θ O2-Max S	2.8-3.4 ° C 34.94-34.98	
$\sigma_2 = 37.00$			2400 m
INADW-old	Θ O2-Min F11-Min S	2.2-2.8 ° C 34.91-34.95	
$\sigma_4 = 45.83$			3450 m
ov-INADW	Θ F11-Max O2-max S	1.75-2.2 ° C 34.85-34.91	
$\sigma_4 = 45.90$			3900 m
AABW	Θ S,O2,T abnehmend S F11- Anstieg	<1.75° C <34.85	

digkeitsmaxima. Im Gegensatz dazu sind die Tracersignale der anderen Wassermassen räumlich mehr beschränkt; die Werte im LSW und INADW-old nehmen fast kontinuierlich mit der Entfernung vom Randstrom ab, und das ov-INADW scheint zumindest bei 35° W topographisch geführt zu sein, die Tracermaxima sind zumeist gekoppelt mit den Maxima im Geschwindigkeitsfeld (Rhein et al., 1994).

suNADW

Ein Vergleich der Korrelationen zwischen Salzgehalt und F11 für 1982 und 1990-1992 für suNADW (Abb. 3.14 a und b) für den äquatorialen Atlantik bei 44° W zeigt einen Anstieg der F11 Konzentrationen in den dazwischenliegenden 8 bis 10 Jahren und rührt von der Ankunft von jüngerem Wasser her, das mit höheren Konzentrationen im Bildungsgebiet gestartet ist. Zwischen 1990 und 1992 stiegen die gemessenen F11 Werte ebenfalls, doch gleichzeitig veränderten sich auch die Salzgehalte. Die mittleren Salzgehalte für die charakteristische Schicht für suNADW zwischen 1200 und 1800 m nahmen von Oktober 1990 bis Juni 1991 um bis zu 0.015 psu zu, so daß sich nicht entscheiden läßt, ob nun unverdünnteres suNADW den Äquator erreicht hat, oder jüngerer Wasser mit höheren Freonwerten. Die mittlere Salzgehaltserhöhung ist in den S-F11 Korrelationen bei M16 nicht so gut zu erkennen, da auf dieser Reise auf dem 44° W Schnitt nur 2 Freonprofile gemessen werden konnten. Im Oktober 1992 waren die maximalen Salzgehalte ebenfalls höher, nicht nur bei 44° W, sondern auch bei den 35° W und 5° S Schnitten; insgesamt scheinen S und F11 für die Daten zwischen 1990 und 1992 im Bereich des Salzgehaltsmaximums annähernd linear korreliert zu sein. Vergleicht man die F11 Konzentrationen bei gleichem Salzgehalt zwischen S= 34.885 und S=34.995 (Abb 3.14 c), so scheinen die F11 Werte von 1990 bis 1992 sogar leicht abgenommen zu haben. Dieser Trend wird aber weniger deutlich, wenn man für alle Reisen nur die Werte, die südlich von 4° N gewonnen wurden vergleicht (Abb. 3.14 d). Die Dichte des F11 Maximums verschiebt sich aufgrund der höheren Salzgehalte von $\sigma_{1.5} = 34.60$ auf Werte um $\sigma_{1.5} = 34.65$ (Abb 3.14 e).

Die Salzgehaltserhöhung war auf suNADW beschränkt, für alle anderen Wassermassen konnten keine systematischen Änderungen in der Θ -S Charakteristik beobachtet werden. Deutlich ist die Zunahme des Salzgehaltes und die Ankunft von höheren Freonkonzentrationen auch bei 5° S im Vergleich zwischen Oktober 1990 und November 1992 zu sehen

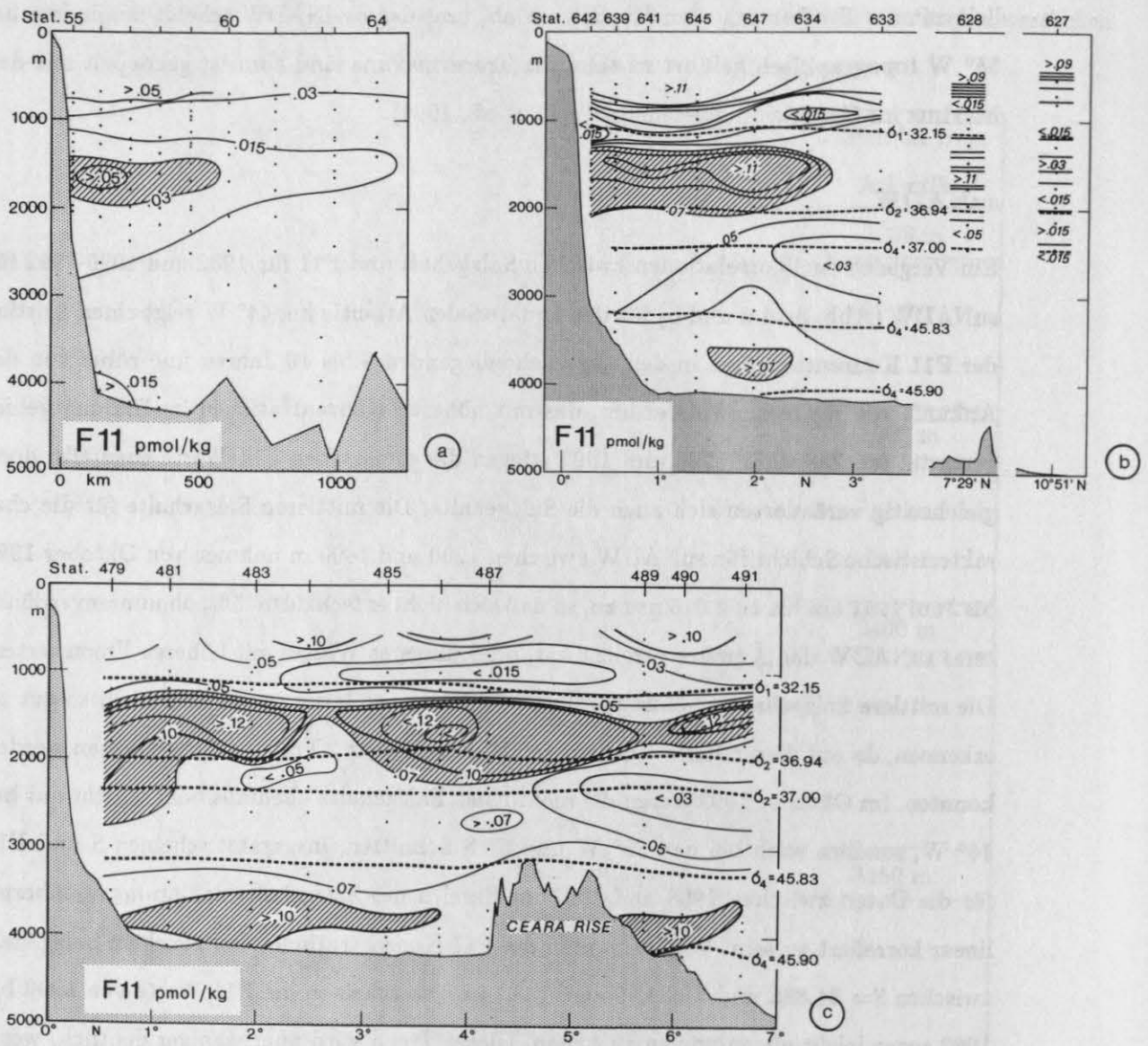


Abbildung 3.10: F11-Verteilungen entlang 40° W in den Jahren 1982 (a), aus Weiss et al., 1985) und entlang 44° W 1990 (b) bzw 1992 (c). Die Freonmaxima sind schraffiert.

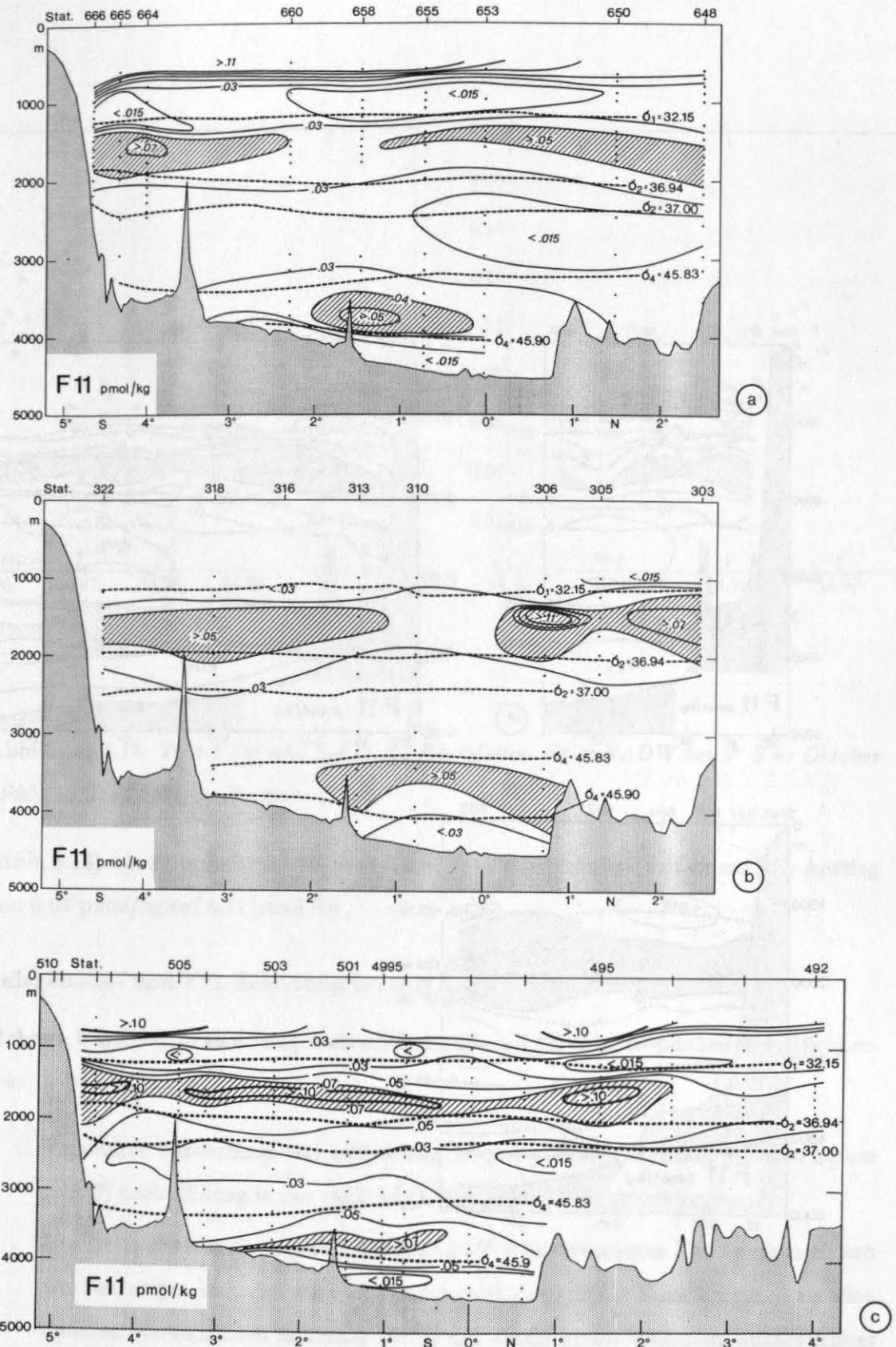


Abbildung 3.11: F11-Verteilungen entlang 35° W, a) Oktober 1990 (M14) und b) Juni 1991 und c) November 1992 (M22), aus Rhein et al., 1994. Die Freonmaxima sind schraffiert.

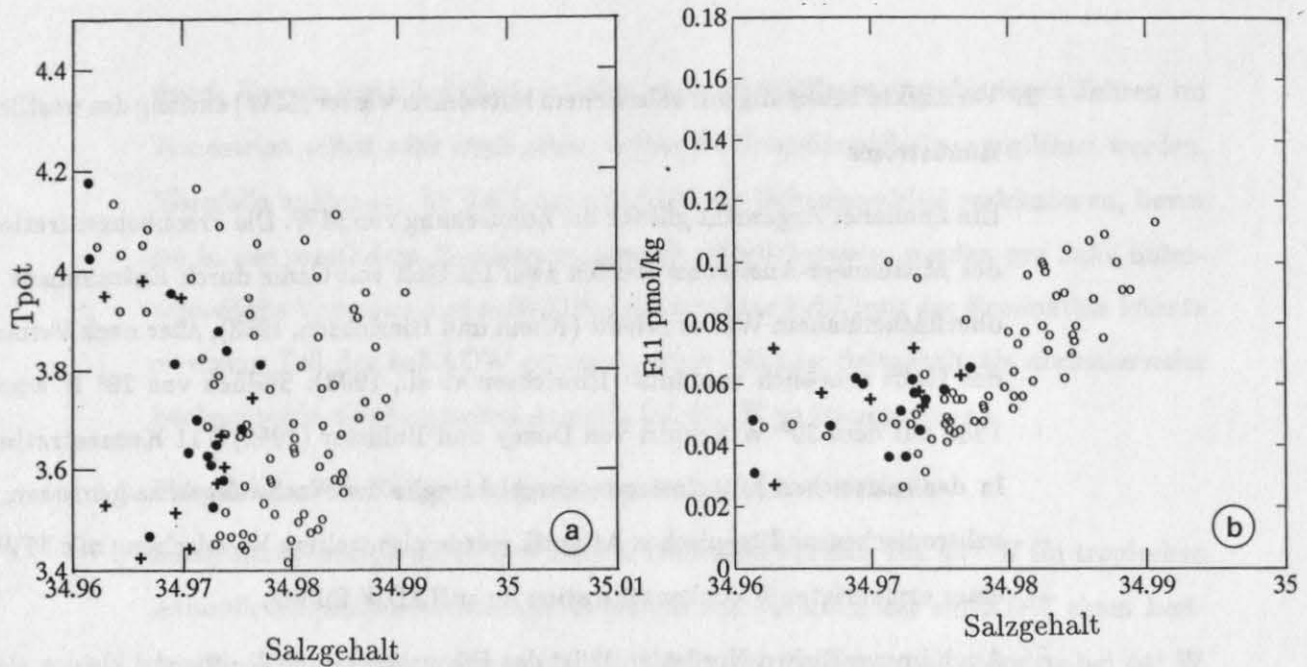


Abbildung 3.13: T_{pot} - S (a) und S - F_{11} (b) Korrelation für suNADW bei 5° S ●: Oktober 1990, +: Juni 1991, ○: November 1992.

(Abb. 3.13): ein Salzgehaltsanstieg um ca. 0.015 psu war verknüpft mit einem F_{11} -Anstieg von 0.07 pmol/kg auf 0.11 pmol/kg .

Salzgehalts- und F_{11} -Erhöhung im suNADW

Mehrere Ursachen für eine Salzgehaltserhöhung des suNADW im tropischen Atlantik kommen in Betracht:

1. Verstärkte Zumischung von salzreichem Wasser aus dem Nordatlantischen Strom (NAC) nach Bildung in der südlichen Labradorsee

Die Freonschnitte, die zwischen 44° N und 35° N am westlichen Rand aufgenommen wurden, zeigen klar, daß auch im Nordatlantik das suNADW im Vergleich zu allen anderen Wassermassen ähnlicher Dichte mit einem Freon-Maximum ausgezeichnet ist. Vermehrte Mischung mit Wasser aus dem Nordatlantischen Strom würde zwar den Salzgehalt von suNADW erhöhen, gleichzeitig aber auch die Freonkonzentrationen erniedrigen. Dies widerspricht den Beobachtungen.

2. Verstärkte Mischung mit salzreichem Mittelmeerwasser (MW) entlang des westlichen Randstroms

Ein ähnliches Argument gilt für die Zumischung von MW. Die Freonkonzentrationen des Mittelmeer-Ausstroms werden zwar im Golf von Cadiz durch Entrainment von oberflächennahem Wasser erhöht (Rhein und Hinrichsen, 1993), aber nach Verlassen des Golfs erheblich verdünnt (Hinrichsen et al., 1993). Südlich von 28° N wurden 1988 auf dem 30° W Schnitt von Doney und Bullister (1992) F11 Konzentrationen in der salzreichen Mittelmeerwasserschicht nahe der Nachweisgrenze gemessen. Im subtropischen und tropischen Atlantik würde also weitere Vermischung mit MW zu einer erniedrigten Freonkonzentration im suNADW führen.

Auch im westlichen Nordatlantik ist das Freosignal im MW sehr viel kleiner als im suNADW. Dies liegt einmal an der Entfernung, die das Mittelmeerwasser zurücklegen muß, um in Kontakt mit suNADW im westlichen Randstrom zu gelangen, an den niedrigeren Freonwerten des MW nach Absinken im Golf von Cadiz und an der Vermischung mit freonärmeren Tiefenwasser im Ostatlantik. Bei 40° N, 20° W wurde 1989 ein F11-Signal von 0.68 pmol/kg gemessen (Hinrichsen et al., 1993). Nimmt man an, daß dieses Wasser den Golf von Cadiz noch im selben Jahr verlassen hat, entspricht dies 30% des Gleichgewichtswerts mit der Atmosphäre, sehr viel weniger als für suNADW. Außerdem sind die Bildungstemperaturen für suNADW niedriger (4° C) als für MW (13° C), was ebenfalls zu höheren absoluten F11 Konzentrationen im suNADW führt.

3. Änderungen der T-S Charakteristik von suNADW im Ursprungsgebiet oder Änderung der Produktionsrate

Die südliche Labradorsee, das von Pickart (1992) vorgeschlagene Bildungsgebiet für suNADW, war beeinflusst von der 'Großen Salzgehaltsanomalie', die 1971-1972 im Nordatlantik beobachtet wurde (Dickson et al., 1988) und auch vom Temperaturanstieg in den 60er und 70er Jahren: das salzarme Wasser zwischen Küste und Nordatlantikstrom, also im Bildungsgebiet von suNADW war 1978 salzärmer und kälter als 1966 (Wright und Worthington, 1970; Clarke et al., 1980). Es ist wahrscheinlich, daß solche Änderungen im Bildungsgebiet zu Änderungen in den T-S Eigenschaften der gebildeten Wassermassen führen, aber es ist unklar, inwieweit diese Unterschiede

durch Vermischung und Rezirkulation von suNADW aus verschiedenen Jahren im Randstrom selbst oder auch schon vorher im Subpolarwirbel ausgeglichen werden. Ebenfalls unklar ist, ob Teile des suNADW im Subpolarwirbel rezirkulieren, bevor sie in den westlichen Randstrom münden. Möglicherweise werden pro Jahr unterschiedliche Volumina von suNADW gebildet: Eine Erhöhung der Produktion könnte es einem Teil des suNADW erlauben, einen höheren Salzgehalt als normalerweise beobachtet in den tropischen Atlantik bei 44° W zu transportieren.

4. Mäandrieren des Salzgehaltsgradienten im tropischen Atlantik

Salzgehaltsschnitte, die in den Jahren 1988-1990 westlich von 44° W im tropischen Atlantik aufgenommen wurden, zeigen im Dichtebereich des suNADW einen horizontalen Salzgehaltsgradienten (Abb. 3.15). Auch die Salzgehaltsschnitte bei 44° W vor Oktober 1990 deuten durch die Variabilität des Salzgehalts, die aber keinen zeitlichen Trend aufweist, darauf hin, daß Schwankungen im suNADW Salzgehalt durch Mäandrieren der Salzgehaltsfront verursacht werden können (Bob Molinari, pers.Mitteilung).

Es kann aber auch nicht ausgeschlossen werden, daß die systematische Erhöhung des Salzgehaltes vom Oktober 1990 bis November 1992 bei 44° W und weiter südöstlich bei 35° W und 5° S um ca. 0.015 psu nicht doch durch Änderungen im Volumen des gebildeten suNADW, bzw durch Änderungen seiner T-S Eigenschaften verursacht werden.

Aufspaltung am Äquator

Eine weitere Besonderheit des tiefen äquatorialen Atlantiks ist eine Freon- und Salzgehaltszunge im Dichtebereich des suNADW, die sich vom westlichen Randstrom ausgehend entlang des Äquators nach Osten erstreckt (Weiss et al., 1985; Kawase und Sarmiento, 1986). Dies wurde als Hinweis dafür genommen, daß sich ein Teil des Randstroms vom südamerikanischen Kontinent löst und entlang des Äquators ausbreitet. SOFAR-Floats, die in Tiefen um 1800 m nahe der brasilianischen Küste ausgesetzt wurden (Richardson und Schmitz, 1993), zeigten nach Verlassen des Randstroms bei ca. 35° W entlang des Äquators abwechselnd nach Ost (Februar 1989 – Februar 1990) und West (März 1990 – November 1990) gerichtete Geschwindigkeiten um 4-5 cm/s . Die mit der Salzgehaltszunge verbundenen ostwärtigen Nettotransporte von suNADW müssen nicht groß sein,

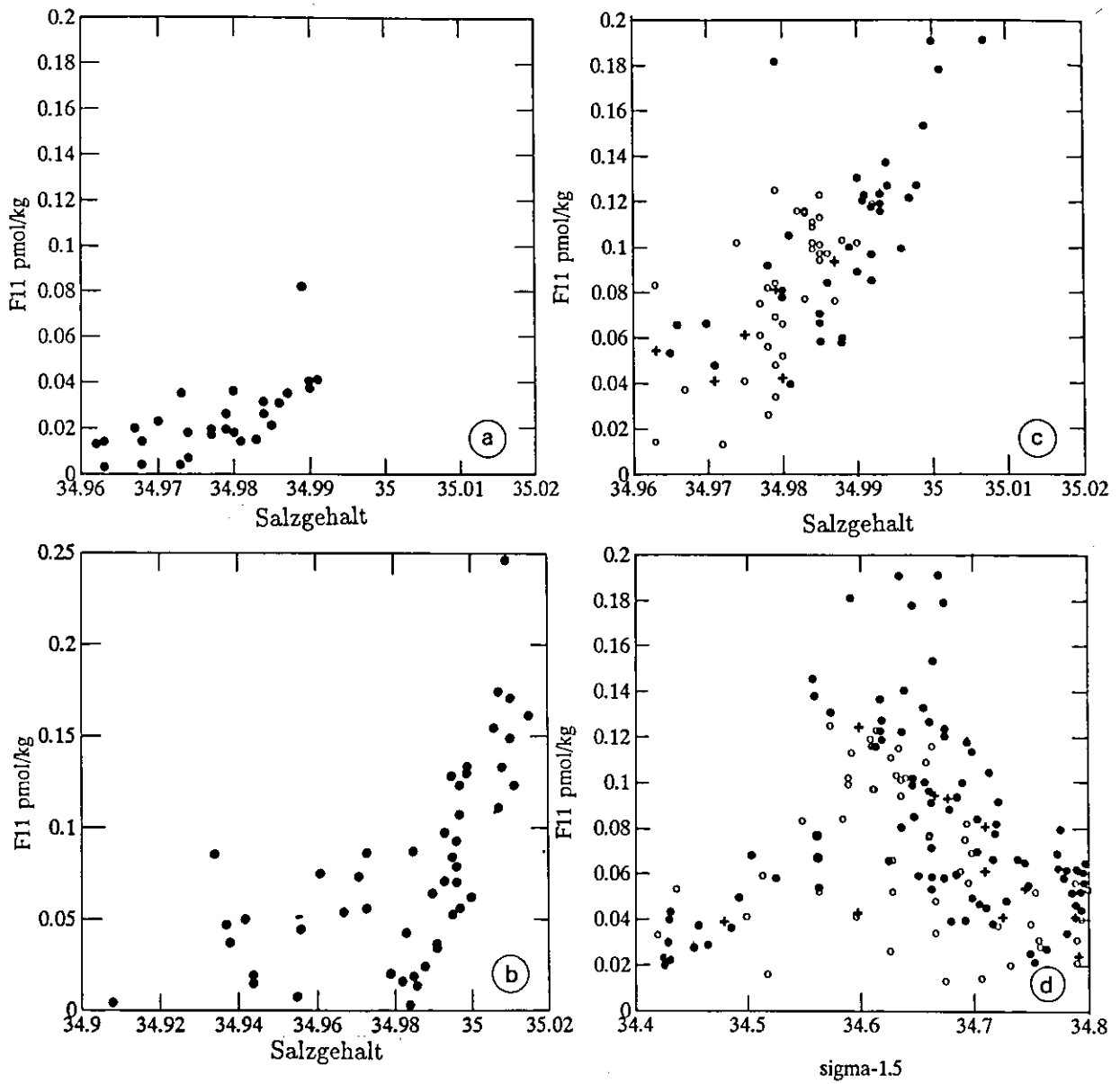


Abbildung 3.14: S-F11 Korrelationen a) für 1982 im tropischen Atlantik bei 40° W, Weiss et al., 1985, b) STACS 3 – Messungen nordwestlich von 44° W, Molinari et al., 1992, c) für 1990-1992 südlich von 4° N: (o: M14, Oktober 1990; +: M16, Juni 1991; •: M22, November 1992. d) $\sigma_{1.5}$ -F11 für 1990-1992, 44° W.

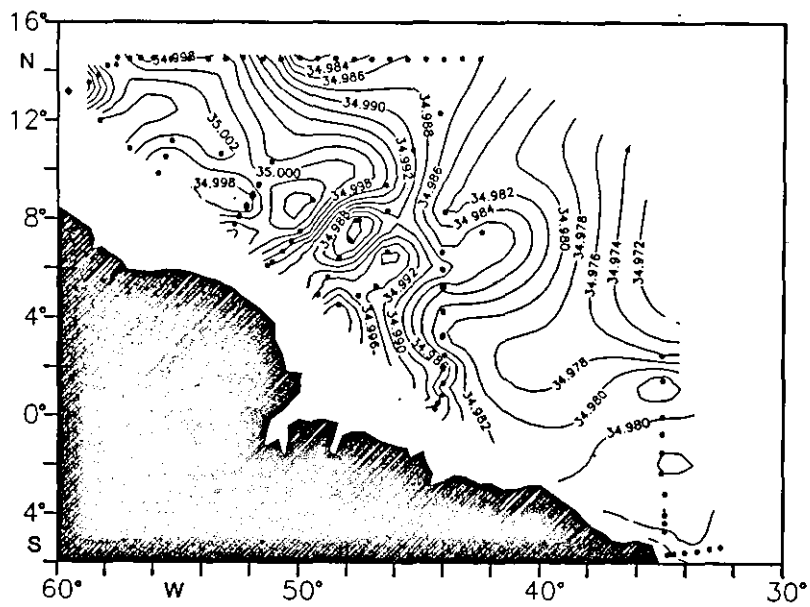


Abbildung 3.15: Salzgehaltsverteilung auf der Dichtefläche $\sigma_{1.5} = 34.65$, charakteristisch für suNADW. Die Verteilung zeigt kombinierte Daten aus den STACS 3 Forschungsreisen (Molinari et al., 1992) im Februar 1989 und September 1990, sowie der Meteor 14 Reise im Oktober 1990.

um sie aufrecht zu erhalten. Modellergebnisse von Böning und Schott (1993) ergaben, daß mittlere, nach Osten gerichtete Geschwindigkeiten um 1 cm/s genügen würden, die Salzgehaltszunge entlang des Äquators zu reproduzieren. Die Aufspaltung in zwei Freon-Hauptmaxima bei 35° W ist in allen drei Schnitten zu erkennen (Abb. 3.11). Ihre Lage stimmt aber nur ungefähr mit den Maxima der Geschwindigkeitsfelder (Abb. 3.16) überein, die Freonmaxima erstrecken sich horizontal über einen größeren Bereich.

Im November 1992 wurden auch Unterschiede in suNADW in der S-F11 Korrelation zwischen Stationen südlich von 1° 50'S und nördlich davon beobachtet (Abb. 3.17): die Freonkonzentrationen für den nördlicheren Kern waren zum gleichen Salzgehalt geringer als südlich davon. Dies könnte ein Hinweis dafür sein, daß das Wasser des nördlichen Freonkerns durch Vermischung entlang des Äquators modifiziert wurde: Vermischung würde aufgrund der großen horizontalen Freongradienten – die umgebenden Wassermassen sind noch freonfrei (Doney und Bullister, 1992) – die Freonkonzentrationen mehr erniedrigen als die Salzgehalte.

LSW, INADW-old

Diese beiden Wassermassen zeigten keine Veränderungen ihrer T-S Korrelationen im tropischen Atlantik zwischen 1990 und 1992. Aufgrund der wenigen Freonproben, die im Mai-Juni 1991 gewonnen wurden, läßt sich ein Freonanstieg im INADW-old zwischen Oktober 1990 und 1991 nicht signifikant nachweisen, leicht höhere F11 Werte wurden aber 1992 gemessen: z.B. erhöhten sich die F11-Konzentrationen von LSW (bei 3.1° C) bei 35° W und 5° S von 0.03 pmol/kg (1990, 1991) auf 0.055 pmol/kg (1992). Bei 44° W wurden im LSW 1990-1991 ca. 0.065 pmol/kg gemessen, während im Januar 1983 die Konzentrationen noch nahe an der Nachweisgrenze von 0.015 pmol/kg lagen. 1992 erstreckten sich bei 44° W die Tracermaxima auch in den Bereich des LSW und maximale Werte um 0.1 pmol/kg wurden beobachtet.

ov-INADW

Der Freonanstieg im ov-INADW von 1990 bis 1992 ist in allen Schnitten erkennbar (Abb. 3.10 – 3.12), ebenso wie der Abfall der Konzentrationen von 44° W nach 10° S: 1992 wurden bei 44° W Maximalkonzentrationen von 0.11 pmol/kg F11 beobachtet, bei 35° W

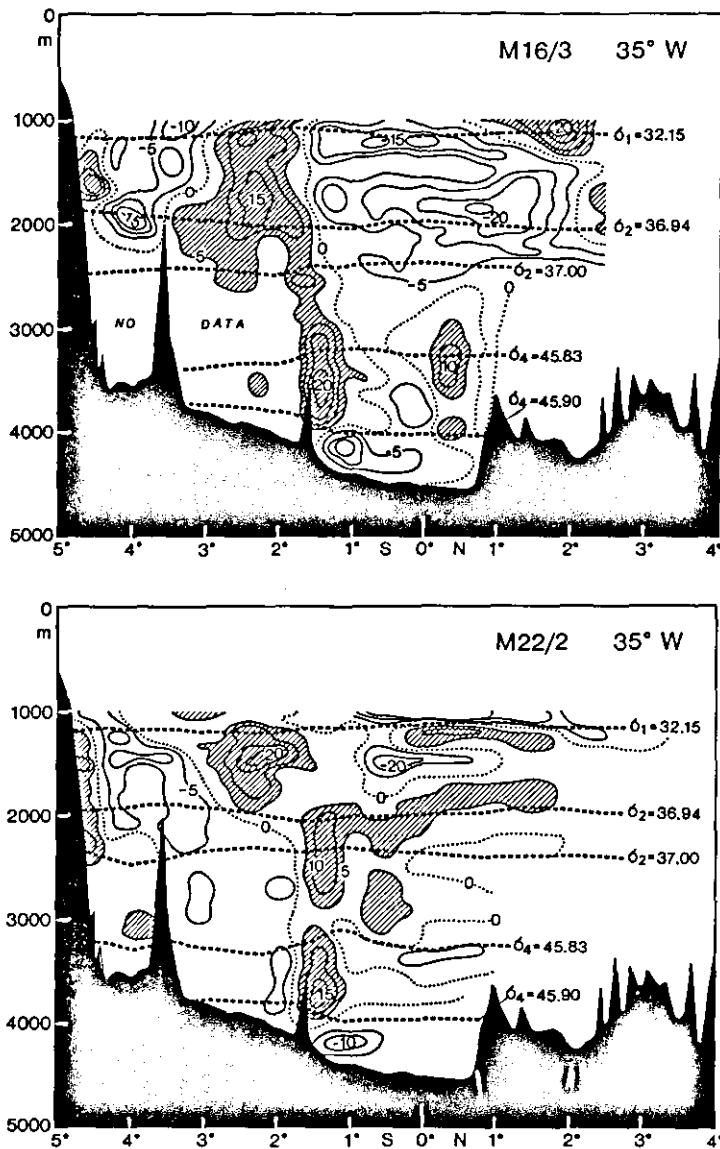


Abbildung 3.16: Geschwindigkeitsfelder aus kombinierten ADCP- und Pegasus Profilen im tropischen Atlantik bei 35° W für Juni 1991 (a) und November 1992 (b). Ostwärtige Geschwindigkeiten größer 5 cm/s sind schraffiert, aus Rhein et al., 1994.

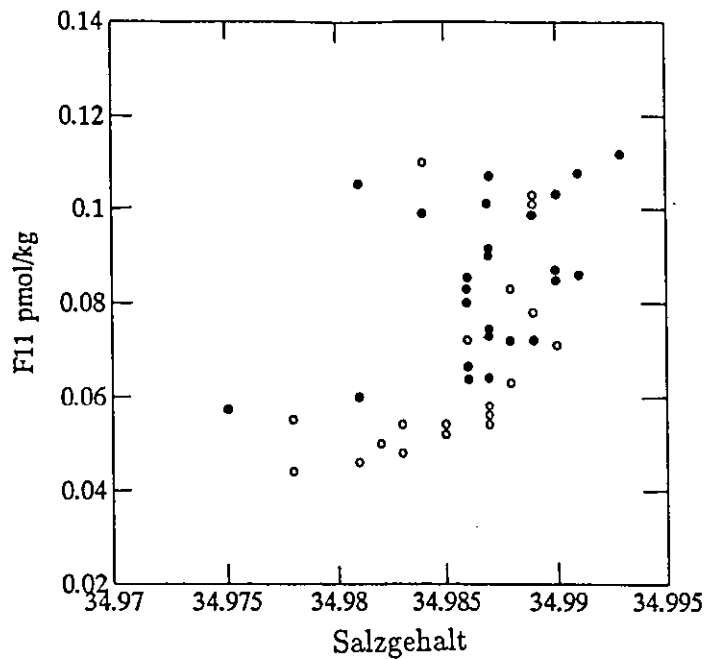


Abbildung 3.17: S-F11 Korrelation für suNADW, November 1992. o: nördlich von 1° 50'S, •: südlich von 1° 50'S, aus Rhein et al., 1994.

wurden 0.085 pmol/kg gemessen, bei 5° S nur 0.04-0.05 pmol/kg gefunden, und bei 10° S lagen die Werte bei 0.03 pmol/kg. Da sich die T-S Eigenschaften in diesem Zeitraum nicht geändert haben, ist der zeitliche F11-Anstieg im ov-INADW durch den F11-Anstieg in den Quellwassermassen verursacht. Die zeitliche Zunahme kann ebenfalls dazu benutzt werden, eine mittlere Geschwindigkeit dieser Wassermasse im westlichen Randstrom abzuschätzen (siehe Kap.3.4).

Im Gegensatz zum suNADW, dessen Freonsignal bei 35° W nicht von dem bei 5° S zu unterscheiden ist, nehmen die Freonwerte im ov-INADW von 35° W bis 5° S um etwa die Hälfte ab (Abb. 3.18). Dies kann nicht an der transienten Natur des Freonsignals liegen – die Entfernungen sind zu klein –, und gleichzeitig nehmen auch die Salzgehalte zwischen 35° W und 5° S in dieser Wassermasse ab. Dies zusammen mit den im Vergleich zu 35° W geringen südwardigen Transporten bei 5° S legt nahe, daß sich der Freonkern beim Parnaiba-Rücken bei 35° W vom Randstrom abspaltet und sich entlang des Äquators ausbreitet. Erhöhte Freonwerte im Dichtebereich des ov-INADW nahe der Romanche-Bruchzone bei ca. 0° , 11° W (C.Andrie, pers.Mitteilung) unterstützen diese Hypothese.

AABW

Unterhalb der Wassermassen des NADW schichtet sich das Antarktische Bodenwasser (AABW) ein. Der größte Teil dieser Wassermasse stammt allerdings aus dem Zirkumpolarstrom, und nur die dichteste Komponente ($\sigma_4 > 46.06$; Reid, 1989) kommt aus der Weddellsee. Dieses Wasser besitzt relativ hohe Freonkonzentrationen (Bullister, 1989), während das Wasser aus dem Zirkumpolarstrom 'altes' und damit tracerarmes Tiefenwasser repräsentiert.

Im Oktober 1990 und im Juni 1991 waren die F11 Konzentrationen im AABW nahe der Nachweisgrenze, aber beide Datensätze zeigten für Temperaturen unterhalb von 1.5°C einen F11-Anstieg im AABW hin zu größeren Dichten. Im November 1992 war aufgrund der im AABW erhöhten Freonwerte dieser Anstieg besser aufzulösen, am deutlichsten war er bei 10°S zu erkennen (Abb. 3.18), aber auch noch gut bei 35°W . Bei 44°W ist AABW nur sporadisch zu finden, und die Anzahl der Messungen im AABW ist nicht hoch genug, um einen Trend aufzulösen. Da die F11-Konzentrationen sehr klein sind und 1992 keine guten F12-Analysen bei 10°S und 5°S aufgeführt werden konnten, kann aus dem F11/F12-Verhältnis kein 'Alter' abgeleitet werden. Der beobachtete F11-Anstieg dokumentiert die Ankunft des Freonsignals aus der Weddellsee am Äquator, wenn auch in indirekter Weise. Die größten, bei 5°S beobachteten Dichten liegen um $\sigma_4 = 46.02$, dh daß dieses Wasser aus dem freonarmen Zirkumpolarstrom stammt (Reid, 1989). Es kann sein Freosignal nur durch Vermischung mit darunterliegendem, freonreichen Wasser aus der Weddellsee empfangen haben.

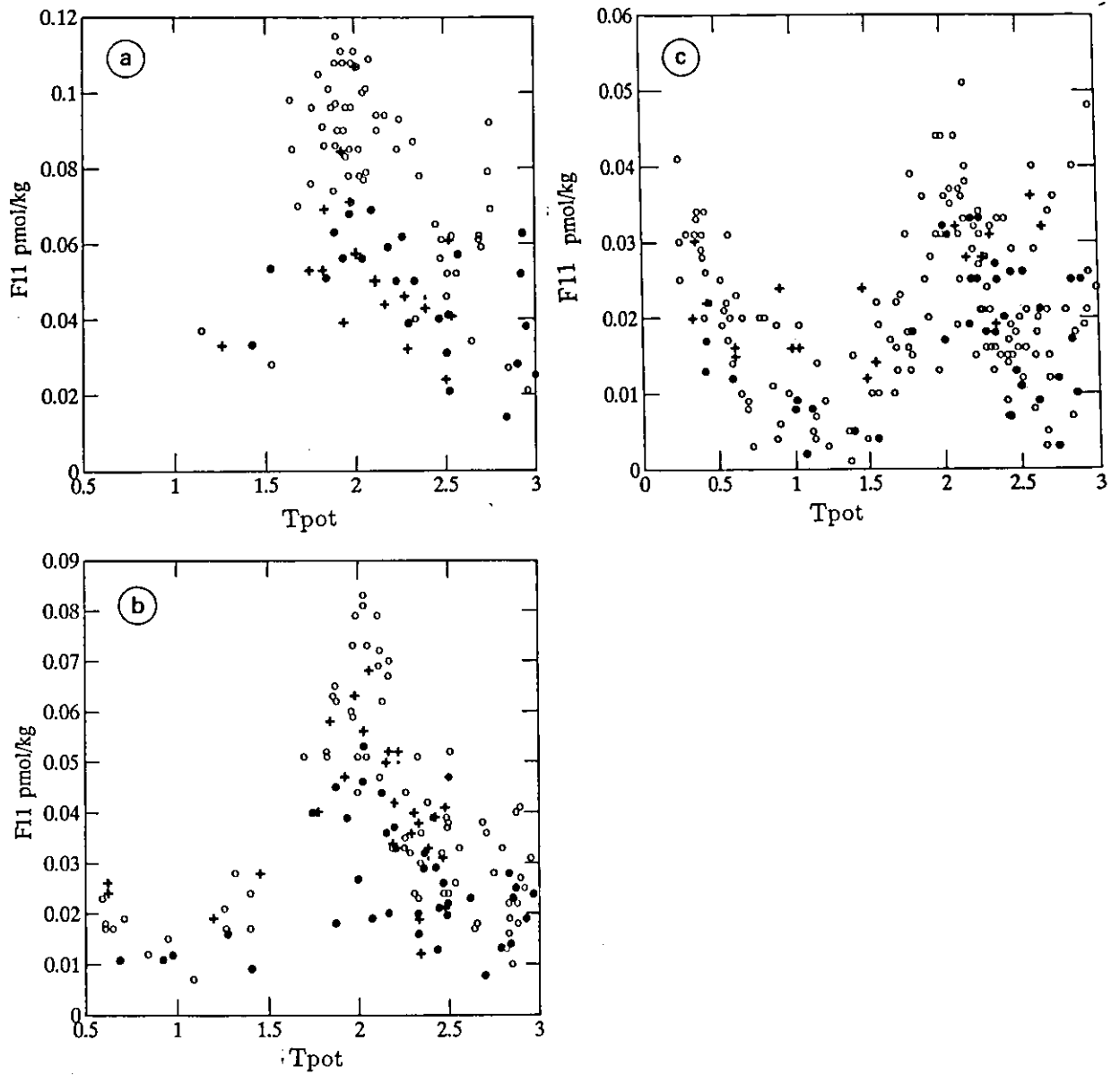


Abbildung 3.18: T_{pot} -F11 Korrelation für *ov-l*NADW und AABW bei 44° W (a), 35° W (b), 5° S (c) M14: ●, M16: +, M22: ○. F11-Skala veränderlich !

Tabelle 3.5: *Mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit des suNADW, abgeleitet unter idealisier-
ten Bedingungen aus Tracermessungen. a) abgeleitet aus der jährlichen Änderung des F11
Anstiegs b) abgeleitet aus dem F11/F12 Verhältnis*

Messungen in den Jahren	Ort geogr.Breite	Zeitraum seit Bildung	Entfernung v.Bild.ggebiet	Umittel cm/s
a) 1983-1990	1.5° N	16 - 20	8 000 km	1.7 - 1.4 cm/s
1990-1992	1.5° N	19 - 24	8 000 km	1.7 - 1.1 cm/s
1983-1992	10° S	12 - 15	10 000 km	2.8 - 2.2 cm/s
b 1983	trop.Atlantik	18 - 22	8 000 km	1.5 - 1.2 cm/s
1990-91	1.5° N	16 - 24	8 000 km	1.7 - 1.1 cm/s
1992	1.5° N	26 - 22	8 000 km	1.0 - 1.2 cm/s

3.4 Mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit von suNADW anhand von Tracermessungen.

Weiss et al. (1985) benutzten zum ersten Mal das F11/F12 Verhältnis des oberen Tracermaximums im tropischen Atlantik, um die mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit des westlichen Randstroms zu bestimmen. Dabei gingen die Autoren von idealisierten Annahmen aus: a) das F11/F12 Verhältnis, das dem Oberflächenwasser im Bildungsgebiet des Tiefenwassers durch die Freonkonzentrationen in der Atmosphäre aufgeprägt wurde, ändert sich bei der Tiefenwasserbildung nicht, b) das Tiefenwasser wird nur aus einer Quelle gespeist, c) das frisch gebildete Tiefenwasser verläßt sofort das Bildungsgebiet, und d) während seiner Ausbreitung vermischt es nur mit freonfreiem Tiefenwasser.

Neben dem zeitlichen Anstieg in den F11/F12 Verhältnissen läßt sich auch der Anstieg in den absoluten F11- bzw. F12- Konzentrationen einer Wassermasse an einem Ort zur Ermittlung des Bildungsjahres einsetzen, da ja dieser ebenfalls bis Mitte der 1970er Jahre immer größer wurde. Wenn man annimmt, daß das Tiefenwasser auf seinem Ausbreitungspfad nur mit freonfreiem Wasser vermischt wird, und die Vermischungsrate sich nicht ändert, so läßt sich z.B. der Anstieg der Freonkonzentrationen bei ca. 44° W zwischen 1983 (Weiss et al., 1985) und 1990 (M14 Reise) mit dem berechneten Anstieg im

Oberflächenwasser des Bildungsgebietes verglichen. Beide Methoden (Tab. 3.5) liefern ähnliche mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeiten von ca. 1-2 cm/s (Weiss et al., 1985; Pickart et al., 1989; Smethie, 1993)

Messungen mit verankerten Strommessern deuten darauf hin, daß das Mittel eher bei 5-7 cm/s liegt (Historische Strommesserverankerungen für 40 Positionen um 40° N, Watts, 1991). Im Tropischen Atlantik werden mittlere jährliche Geschwindigkeiten bis zu 30 cm/s gefunden (Schott et al., 1993b). Die Diskrepanz wird hauptsächlich aus zwei Gründen verursacht: zum einen geben die Freonmessungen eine räumlich und zeitlich integrale mittlere Geschwindigkeit an, die auch den Einfluß der Rezirkulation berücksichtigt, zum anderen sind die idealisierten Voraussetzungen für die Freonmethode nicht gegeben: Der Randstrom steht in Kontakt mit seiner ruhenden Umgebung, die durch Austausch mit dem Randstrom ein Freonsignal bekommt, das dann wieder das F11/F12 Verhältnis und die Freonkonzentrationen im Randstrom beeinflusst. Rezirkulation und Austausch mit der ruhenden Umgebung führen zur Erniedrigung des F11/F12 Verhältnisses und damit zu geringeren berechneten mittleren Geschwindigkeiten. Falls das frisch gebildete Tiefenwasser nicht sofort das Bildungsgebiet verläßt, sondern vorher noch mit älterem Wasser mischt, so verringert dies ebenfalls die F11/F12 Verhältnisse im Tiefenwasser des Randstroms.

Ein Tracer – Randstrommodell

Es existieren zwei Arbeiten, die nicht die idealisierten Annahmen benutzen, um aus dem F11/F12 Verhältnis die mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit zu berechnen (Pickart et al., 1989; Rhein, 1994b). Beide beschäftigen sich mit dem ov-INADW in ca. 3800 m Tiefe. Pickart et al (1989) bauten die turbulente Diffusion zwischen Randstrom und Umgebung in ihr Modell ein, sowie eine Aufenthaltsdauer von 10 Jahren, die das frisch gebildete Tiefenwasser hinter den Island-Shetland Schwellen verbringt. Die F11/F12 Messungen im westlichen Randstrom bei 40° N waren dann kompatibel mit einer mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit von 5 cm/s -10 cm/s .

In meiner Arbeit (Rhein, 1994b) wurde die Ausbreitung des ov-INADW von der Färöer-Shetland Rinne entlang des amerikanischen Kontinents bis 10° S untersucht. Im Gegensatz zu der Arbeit von Pickart et al. (1989) wurden alle tracerhaltigen Komponenten des ov-INADW (mehrere Komponenten des DSOW, NEAW, ISOW) in der Zusammensetzung

des Tiefenwassers berücksichtigt: Der Modell-Randstrom (Abb. 3.19) startet südlich der Färöer Inseln mit ISOW und mit NEAW, das beim Absinken nach dem Überströmen mit in die Tiefe gerissen wird. Südlich der Dänemarkstraße wird dann noch DSOW dem Randstrom zugefügt. Die turbulente Vermischung des Randstroms mit seiner Umgebung wurde ebenfalls berücksichtigt (s.u.). Die modellierten Ausbreitungsgeschwindigkeiten müssen entlang des Randstroms und in seiner Umgebung Tracerkonzentrationen (Freone F11, F12 und Tritium) erzeugen, die mit allen verfügbaren Beobachtungen übereinstimmen. Da beide Tracer unterschiedliche Eintragsfunktionen haben (siehe Kap. 1), und die ^3H -Messungen hauptsächlich in die Zeit vor 1983 fallen, in der noch keine Freonmessungen verfügbar waren, liefern beide Spurenstoffe unabhängige Informationen. Die maximale Geschwindigkeit, die mit den Tracermessungen entlang des westlichen Randstroms kompatibel war, betrug in diesem Modell 5 cm/s (Rhein, 1994b). Variationen in der Zusammensetzung des ov-INADW sowie Änderungen in den Randbedingungen der Quellwassermassen (z.B. Aufenthaltsdauer des neuen Tiefenwassers im Bildungsgebiet, bevor es über die Schwellen strömt, Zusammensetzung des Randstroms) in einem realistischen Rahmen erhöhten die maximal mögliche Randstromgeschwindigkeit nicht (Tab. 3.6).

Im folgenden soll dieses Modell auch auf die Ausbreitung von suNADW angewandt werden. Trotz der schon diskutierten Unsicherheiten über den Bildungsort von suNADW, wird im folgenden die südliche Labradorsee als Konvektionsgebiet für diese Wassermasse angenommen. In der ersten Version verläßt suNADW sofort das Bildungsgebiet und strömt in den westlichen Randstrom. In einer zweiten Version vermischt suNADW im Subpolarwirbel zuerst mit älterem Wasser, bevor es den westlichen Randstrom erreicht. Das Modellgebiet umfaßt für suNADW den Randstrom von der südlichen Labradorsee entlang des amerikanischen Kontinents bis 10° S (10 000 km). Es ist in 32 Boxen a 310 km Länge eingeteilt, die gut durchmischt sind und das gleiche Volumen haben. Boxnr.32 entspricht dem Bildungsgebiet in der südlichen Labradorsee, Boxnr.0 repräsentiert die Region um 10° S .

Der Randstrom besitzt eine konstante Geschwindigkeit für das gesamte Modellgebiet und kann sich nur in Vielfachen von 1 cm/s (310 km pro Jahr) vorwärts bewegen. Diese Boxen sind durch 32, den Randstrom umgebende Boxen mit Volumen V_{sur} (Abb.3.20) begrenzt. Sie bleiben selbst in Ruhe, sind aber durch turbulenten Austausch mit dem

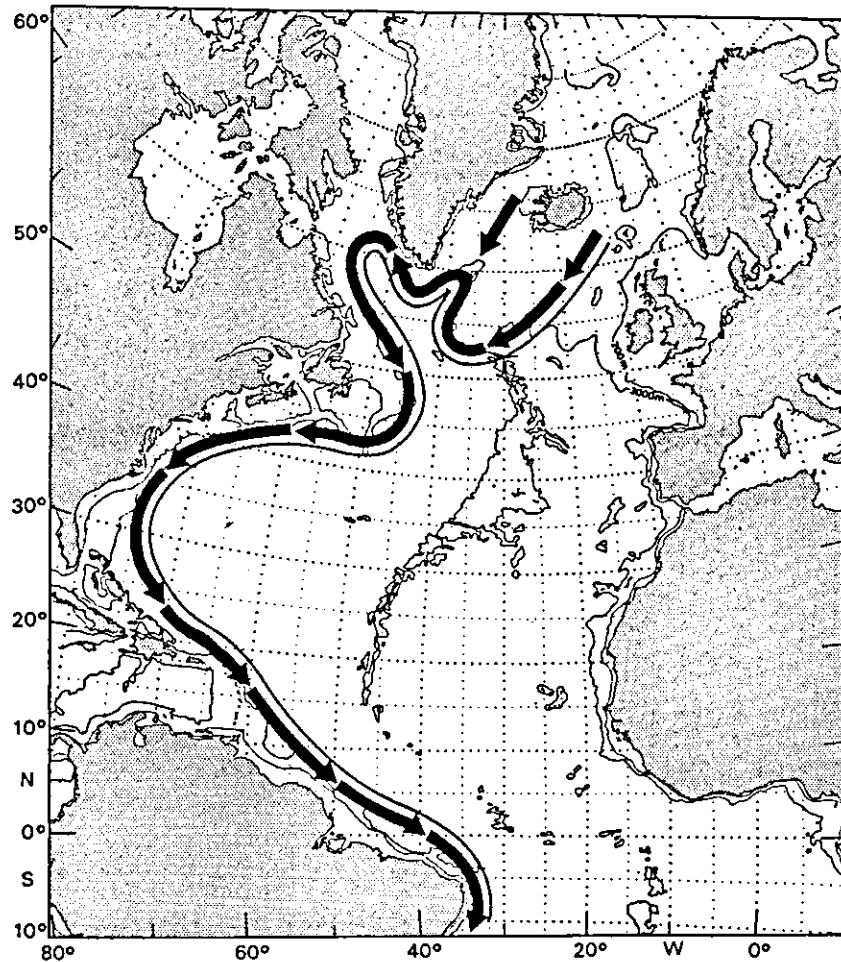


Abbildung 3.19: Weg und Modellgebiet des tiefen westlichen Randstroms. Der Modellrandstrom startet südlich Färøer mit einer Mischung aus ISOW und NEAW. Südlich der Dänemarkstraße wird DSOW zugeführt. Danach folgt der Randstrom dem nordamerikanischen Kontinent bis 10° S (Rhein, 1994b). Für die Modellierung des suNADW ist die südliche Labradorsee die nördliche Begrenzung des Modells. Dort wird suNADW durch Konvektion gebildet und fließt entweder sofort nach Süden in den Randstrom, oder nimmt zuerst an der subpolaren Zirkulation teil.

Tabelle 3.6: Randbedingungen und Zusammensetzung des unteren Teils des westlichen Randstroms (ov-INADW) für den Standardlauf und ihre Modifikationen, aus Rhein, 1994b.

Wassermasse	Standardlauf	Modifikationen
ISOW- Randbedingung	startet mit 40% der Gleichgewichtskonz. für $T = -0.5^{\circ} \text{C}$	bleibt 10 Jahre hinter der Schwelle.
Anteil am Randstrom:	40.7%	69%
NEAW- Randbedingung	startet mit 80% der Gleichgewichtskonz. für $T = 8.0^{\circ} \text{C}$	-
Anteil am Randstrom	28.3%	0%
DSOW- Randbedingung	Konvektion bis 400m Tiefe, fließt sofort ü. Schwelle	bleibt bis 10 Jahre hinter Schwelle, Zumischung von 10% e. Komponente bis 15 J.
Anteil am Randstrom	31%	-

Randstrom verbunden. Die allgemeine Gleichung (noch nicht in der Formulierung für das Modell) für die Änderung der Tracerkonzentrationen $C(x,y,z,t)$ im Randstrom lautet:

$$C_t + U * C_x = K_H * (C_{xx} + C_{yy}) + K_V * C_{zz} \quad (3.1)$$

Die x -Achse sei entlang des Stromes gerichtet, y quer zur Stromachse, und z sei die Vertikalachse, U die Geschwindigkeit des Randstroms, und K_H, K_V die horizontalen, bzw vertikalen turbulenten Diffusionskoeffizienten. Die tief gestellten Indices x, x, z, t bedeuten die Ableitung nach diesen Variablen

Für die Umgebung des Randstroms ist $U=0$ (Abb. 3.20). Die Längenskala der Tracerverteilung in Stromrichtung X ist sehr viel größer als quer zum Randstrom (Y), und die turbulente Diffusion entlang des Randstroms im Verhältnis quer dazu ($\circlearrowleft Y^2/X^2 \ll 1$) daher vernachlässigbar (Pickart et al., 1989). Vertikale (Längenskala Z) und horizontale Diffusion sind vergleichbar in ihrer Stärke, falls K_H ca. 5 Größenordnungen über K_V liegt (Verhältnis $\circlearrowleft Y^2/Z^2 \sim 10^5$ bei $Y \sim 300km, Z \sim 1000m$). Gleichung 3.1 lautet dann (Pickart et al., 1989):

$$C_t + U * C_x = K * (C_{yy} + C_{z'z'}) \quad (3.2)$$

mit $z'=(Y/Z) * z$

Die Umgebung des Randstroms (V_{sur} , Abb.3.20) ist als gut durchmischt angenommen, so daß $C_{yy} \sim C_{z'z'}$. Der turbulente Austausch (rechte Seite von Gleichung 3.2 wird nun im Boxmodell durch die dimensionslosen Parameter A_c (turbulente Diffusion zwischen Randstrom und seiner Umgebung) und A_i (turbulente Diffusion zwischen Randstromumgebung und den Ozeanbecken ($0 < A_i, A_c < 1$)) angegeben. A_c repräsentiert den Teil der Randstrombox, der pro Zeitschritt mit der Umgebung ausgetauscht wird, und A_i repräsentiert den Teil der den Randstrom umgebenden Boxen, der mit dem Ozeaninneren wechselwirkt. Der turbulente Austausch ist isotrop und parametrisiert somit die turbulente iso- und diapyknische Diffusion (Abb.3.20).

Die Vorwärtsintegration beginnt 1945 mit einem 3H und freonfreien Ozean. Der Zeitschritt hängt von der vorgeschriebenen Geschwindigkeit U ab: 1 cm/s (310 km pro Jahr) bedeutet 1 Zeitschritt pro Jahr ($\Delta t = 1$), 5 cm/s (1550 km pro Jahr) bedeuten 5 Zeitschritte pro Jahr ($\Delta t = 0.2$). Die Tracerkonzentrationen $C_n(t)$ in Randstrombox n und die

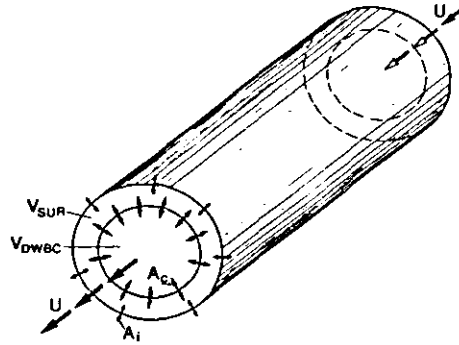


Abbildung 3.20: *Prinzipskizze einer Randstrombox und dem Austausch mit dem sie umgebenden Wasser, aus Rhein, 1994b. V_{DWBC} : Randstrombox, V_{sur} : Umgebungsbox, A_c : Austauschkoeffizient zwischen Randstrom und Umgebung, A_i : Austauschkoeffizient zwischen der Umgebungsbox und dem Ozeaninneren.*

Tracerkonzentrationen in der Umgebung $C_{sn}(t)$ zum Zeitschritt t berechnen sich iterativ; pro Zeitschritt bewegt sich das Volumen einer Randstrombox von Box $n+1$ nach n , also weiter weg vom Bildungsgebiet und tauscht mit der ortsfesten Umgebungsbox s_n aus:

$$C_n(t) = C_{n+1}(t - \Delta t) * [1 - \lambda * \Delta t] + A_c * [C_{sn}(t - \Delta t) - C_{n+1}(t - \Delta t)] \quad (3.3)$$

$$C_{sn}(t) = C_{sn}(t - \Delta t) * [1 - \lambda * \Delta t] + A_c * C_{n+1}(t - \Delta t) - C_{sn}(t - \Delta t) - A_i * C_{sn}(t - \Delta t) \quad (3.4)$$

Vorgegeben werden das Verhältnis $R=A_i/A_c$ und die mittlere Geschwindigkeit U . Zu jedem R und U sucht das Modell jenen Wert für A_c , der den besten Fit zwischen Tracermessungen und berechneten Modellkonzentrationen ergibt (Rhein, 1994b; Rhein und Schlitzer, 1988). Ob die vorgegebene Geschwindigkeit U und der berechnete Austauschkoeffizient A_c eine Lösung darstellen, hängt nicht nur von der Übereinstimmung der Messungen und Modellkonzentrationen ab, sondern auch von der Übereinstimmung der F11/F12 Verhältnisse zwischen Messung und Modell. Abweichungen der F12- und F11 Konzentrationen

zwischen Modell und Messung werden also in gewissem Maße erlaubt, die Abweichungen sollte für beide Freonkomponenten jedoch so erfolgen, daß die Zeitinformation, die im F11/F12 Verhältnis steckt, innerhalb der Meßfehler korrekt wiedergegeben wird. Außerdem wird gefordert, daß die Konzentrationen im Randstrom größer bleiben müssen als in der unmittelbaren Umgebung. Dies wird dadurch gewährleistet, daß auch die berechneten Konzentrationen in den Randboxen mit den Messungen übereinstimmen müssen (Rhein und Schlitzer, 1988; Rhein, 1994b).

Die Modelluntersuchungen von Rhein (1994b) ergaben, daß unter diesen Bedingungen $R=10$ (turbulente Diffusion zwischen Randstrom und Umgebung ist 10 mal größer als die turbulente Diffusion zwischen Umgebung und dem Inneren der Ozeanbecken) die obere Grenze des Verhältnisses ist. Vergleichbare Größenordnungen von R ergeben sich auch aus folgenden Überlegungen: die Dispersionsgleichung (bei horizontal isotroper Diffusion) für K_H lautet (Taylor, 1921):

$$K_H = \bar{U}^2 * T_L \quad (3.5)$$

wobei \bar{U}^2 die mittlere quadratische Geschwindigkeit ist und T_L die Lagrange'sche Zeitskala mit

$$T_L = \int_0^\infty L(\tau) d\tau \quad (3.6)$$

und $L(\tau)$ die Lagrange'schen Autokorrelationsfunktion.

Beobachtungen aus der Sargassosee in ca. 1500 m Tiefe ergaben Lagrange'sche Zeitskalen T_L von ungefähr 10 Tagen (Freeland et al., 1975), Rossby et al. (1986) fanden Werte in 1300 m Tiefe in der POLYMODE-Region (28° N, 74° W) von 2-7 Tagen bei mittleren Geschwindigkeiten um 2 cm/s. Nimmt man nun an, daß T_L in der Nähe des Randstroms und im Ozeaninneren 10 Tage beträgt, die mittlere Geschwindigkeit in der Umgebung des Randstroms ca. 1 cm/s – dies ist wahrscheinlich realistischer als die Modellannahme einer bewegungslosen Randstromumgebung – und die mittlere Geschwindigkeit des Randstroms selbst 5 cm/s, berechnen sich die entsprechenden Diffusionskoeffizienten K_H zu $100m^2/s$ ($u=1$ cm/s) und zu $2000m^2/s$ ($u=5$ cm/s). Das Verhältnis (20) liegt in ähnlicher Größenordnung wie aus dem Modell abgeschätzt.

Abb. 3.21 zeigt alle Messungen im suNADW des Randstroms, aufgeteilt nach Jahr der

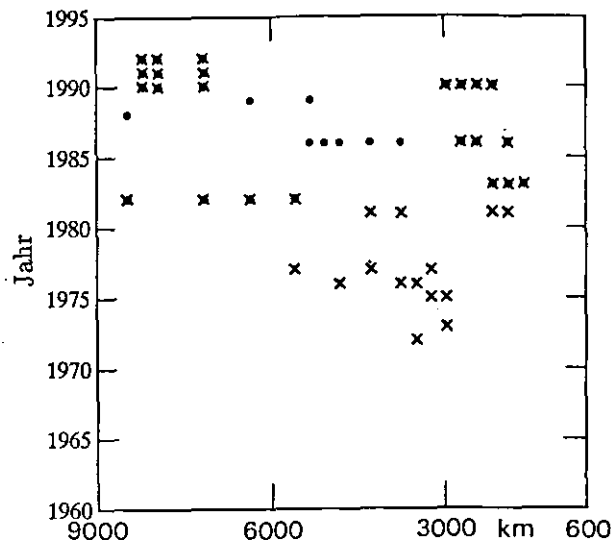


Abbildung 3.21: Tracermessungen im suNADW entlang des westlichen Randstroms, aufgeteilt nach Jahr der Messung und nach Entfernung vom Bildungsgebiet in der südlichen Labradorsee. \times : Tritium; \bullet : F11, \otimes : F11, F12.

Messung und nach Boxnummer. Die ^3H -Messungen gehen bis 1973 zurück, während die ersten Freonkonzentrationen 1983 analysiert wurden. Die meisten ^3H -Messungen stammen aus den NAGS- und TTO Programmen (Östlund, 1984; Östlund und Grall, 1987), die Freonmessungen stammen aus dem TTO Programm (Weiss et al., 1985), im subtropischen Bereich von STACS (Fine und Molinari, 1988) und WESTRAX (Molinari et al., 1992) sowie aus dem deutschen Beitrag zum WOCE Programm (Rhein et al., 1994). Die Daten von 33° - 44° N stammen von Smethie, 1993 und Pickart et al., 1993).

Der Randstrom bekommt sein Tracersignal in der südlichen Labradorsee aufgeprägt. Laut Pickart (1992) wird dort das suNADW bei Temperaturen um 4° C und einem Salzgehalt von $S=34.82$ durch winterliche Konvektion bis in 600 m Tiefe gebildet. Es wird angenommen, daß ähnlich wie in der Grönlandsee und im westlichen Mittelmeer beobachtet, Freon und ^3H exponentiell mit der Tiefe abnehmen, und bei der Konvektion die obersten 600 m gut durchmischt werden, aber kein weiterer Gasaustausch mit der Atmosphäre stattfindet (Rhein, 1991 und Kap. 2). Die exponentiellen F11- und F12-Tiefenprofile werden jedes Jahr an die berechneten Oberflächenwerte angepaßt (Warner und Weiss, 1985), die ^3H - Oberflächenkonzentrationen stammen von Dreisigacker und Roether (1980), und

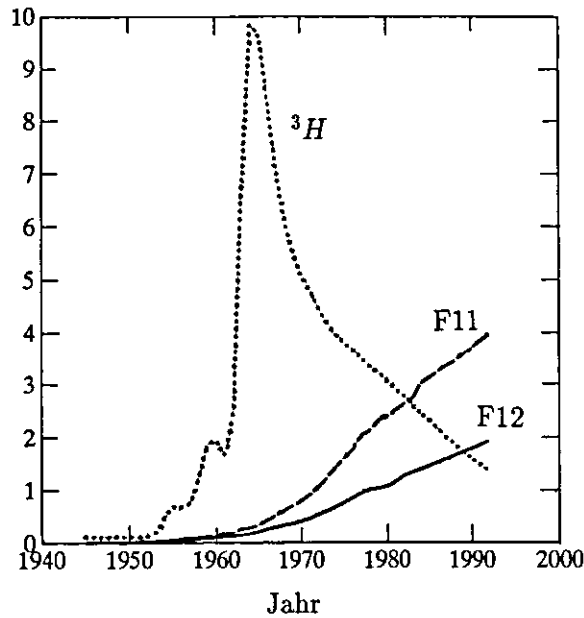


Abbildung 3.22: Tracerkonzentrationen in den obersten 600 m, homogenisiert durch die winterliche Konvektion in der südlichen Labradorsee. —: F12, — —: F11, - - -: Tritium

von Smethie und Swift, 1989). Die von den letztgenannten Autoren gefundene lineare Abnahme der 3H -Werte wurde bis 1992 fortgesetzt (Abb.3.22).

Das wärmere, salzreiche Wasser aus dem Nordatlantischen Strom (Tiefe ca 600 m), das zu dem neu gebildeten suNADW zugemischt wird, wird in erster Näherung als tracerfrei angenommen. Auch die mögliche Zumischung von Mittelmeerwasser wird vernachlässigt, da sein Freonsignal im westlichen Atlantik vernachlässigbar ist (Bullister und Doney, 1992; Hinrichsen et al., 1993). Im Modell sorgt also die turbulente Diffusion für einen Traceraustausch zwischen Randstrom und Umgebung, wobei das Tracersignal der Umgebung nur aus dem Randstrom und damit aus der südlichen Labradorsee kommt.

Mit den oben beschriebenen Randbedingungen war es nicht möglich, die gemessenen 3H - und Freonkonzentrationen für Geschwindigkeiten $U > 1$ cm/s im suNADW zu reproduzieren. Eine zufriedenstellende Übereinstimmung zwischen Modell F11/F12 Verhältnissen und Messungen ergeben sich noch bei einem mittleren U von 3 cm/s, aber die absoluten 3H -Konzentrationen und die F11 Werte in der Randstromumgebung des Modells sind höher als die beobachteten. Zudem sind die Modell- Freonwerte in den Randstromboxen nördlich von 30° N zu hoch und im tropischen Atlantik leicht zu niedrig, so daß insgesamt die auch die Lösung mit $U=3$ cm/s verworfen werden muß. (Abb. 3.23, 3.24). Eine Erhöhung

des turbulenten Austausches der Randstromumgebung mit dem Ozeaninneren würde zwar die Tracerkonzentrationen in der Randstromumgebung herabsetzen, gleichzeitig aber auch für eine unerwünschte Erhöhung der Modell-F11/F12 Verhältnisse im Randstrom selbst sorgen, so daß auch auf diese Weise keine Tracerkonzentrationen für $U=3$ cm/s berechnet werden können, die an die Beobachtungen angepaßt sind.

Bei einer zweiten Modellversion wurde die nördliche Rezirkulationszelle des tiefen westlichen Randstroms zwischen ca. 38° N, 65° W und 40° N, 50° W explizit mit in das Modell mit aufgenommen. Nach Arbeiten von Hogg et al. (1986) beträgt dort der gesamte Randstromtransport 40 Sv, wobei 20 Sv rezirkulieren. Es wird nun angenommen, daß diese Verhältnisse auch für suNADW gelten, also die Hälfte des Randstroms an der Rezirkulation teilnimmt: 50% der Randstrombox bei 38° N, 65° W (Boxnr. 24) werden in die Umgebungsbox eingespeist. In den Umgebungsboxen wird dieses Wasser mit der Geschwindigkeit U (die Absolutbeträge der Geschwindigkeiten im Randstrom und der Umgebung sind gleich, sie sind aber entgegengesetzt gerichtet) bei weiterem turbulenten Austausch mit dem Randstrom zurück nach Nordwesten transportiert und bei Boxnr. 28 wieder in den Randstrom eingespeist. Die Geschwindigkeit in den Umgebungsboxen außerhalb der Rezirkulationszelle bleibt 0. In dieser Modifikation war die höchste Geschwindigkeit im Randstrom, die die Beobachtungen reproduzierte, 3 cm/s .

Eine höhere mittlere Geschwindigkeit für suNADW im westlichen Randstrom, die Modellkonzentrationen in Übereinstimmung mit den beobachteten Tracerverteilungen produziert, läßt sich nur erzielen, wenn die Randbedingungen in der südlichen Labradorsee so geändert werden, daß das Wasser, das das Bildungsgebiet verläßt, geringere F11/F12 Verhältnisse hat. Dies kann dadurch erreicht werden, daß das neu gebildete suNADW mit Wasser vermischt wird, das in früheren Jahren gebildet wurde und daher freonärmer ist mit geringeren F11/F12 Verhältnissen. Diese Vermischung kann geschehen, wenn das neu gebildete suNADW zuerst im Subpolarwirbel rezirkuliert, bevor es südlich in den Randstrom eingespeist wird.

Um dem Rechnung zu tragen, wurden die Freon- und ^3H - Randbedingungen dergestalt geändert, daß nun das Bildungsgebiet als eine abgesperrte Region behandelt wurde. Dort mischt sich das neu gebildete Wasser zuerst mit älterem suNADW, bevor es in den westlichen Randstrom fließt. Je länger sich das Wasser in der Bildungsregion aufhalten

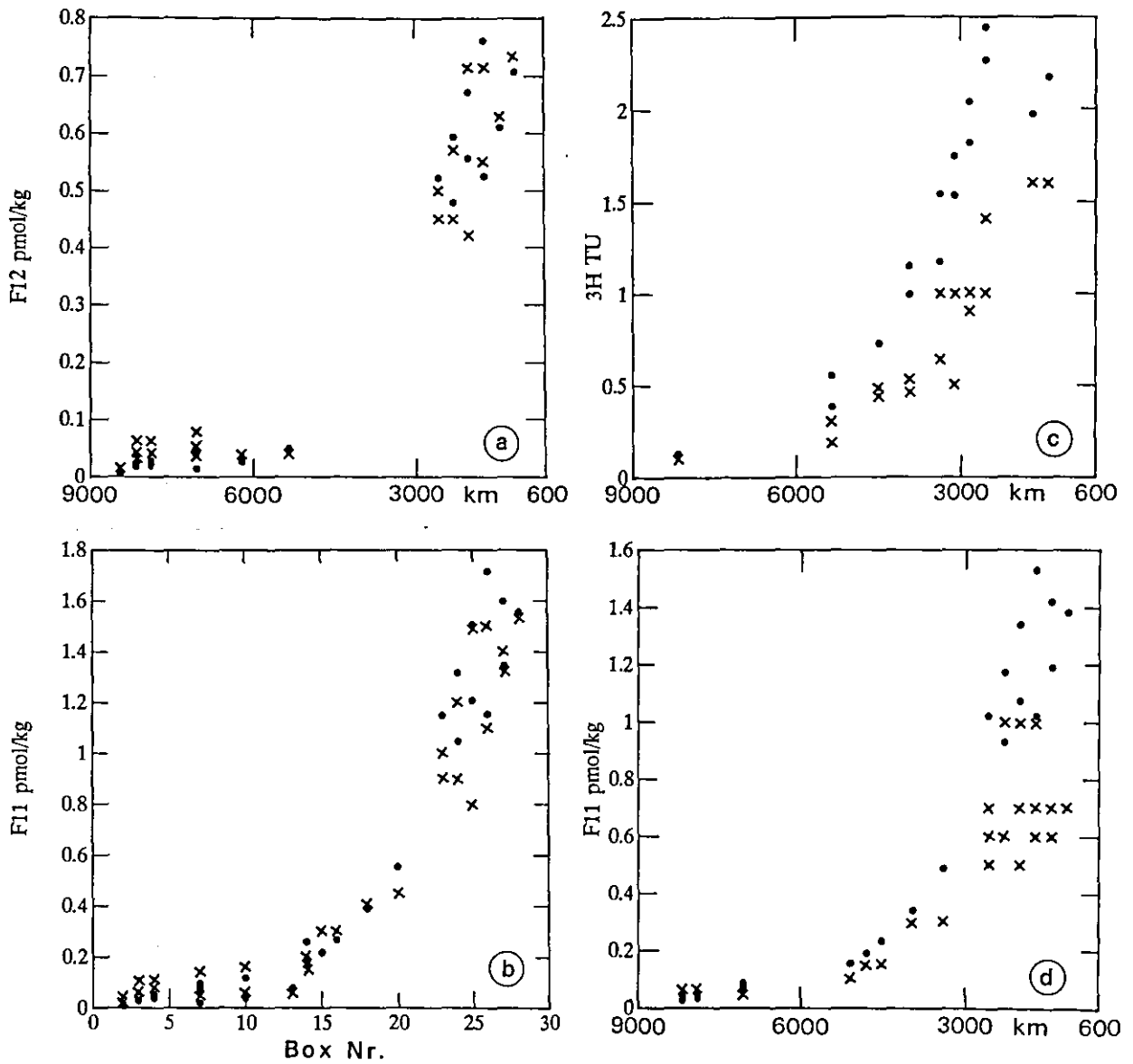


Abbildung 3.23: Vergleich zwischen berechneten (•) und gemessenen (x) Tracerkonzentrationen, aufgeteilt nach Bozen, das Jahr der Messung ist aus diesen Abbildungen nicht ersichtlich. $U=3 \text{ cm/s}$, $Ac=0.45$, $Ac/Ai=10$. a) F12 im Randstrom, b) F11 im Randstrom, c) Tritium im Randstrom, d) F11 in der Randstromumgebung.

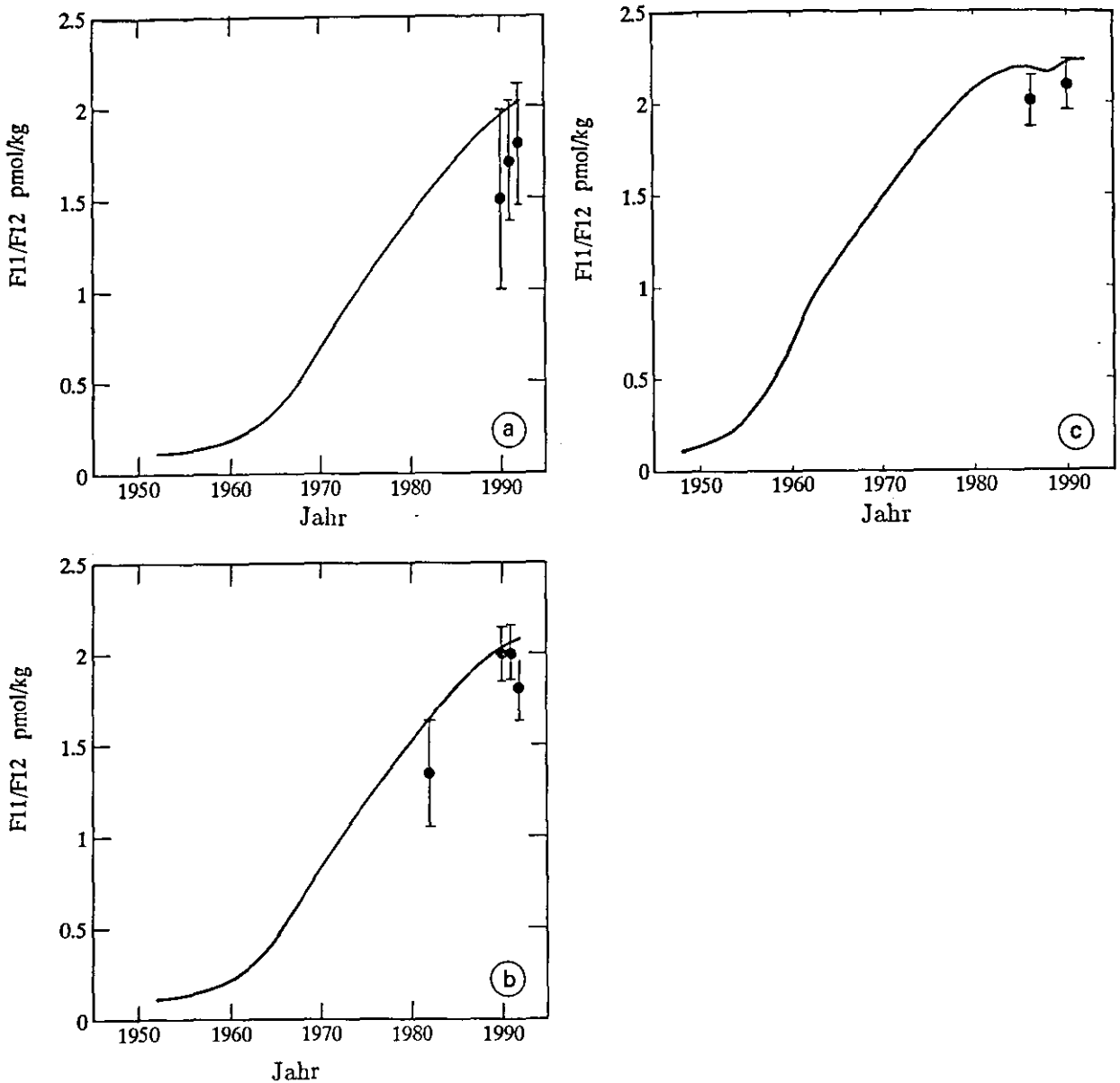


Abbildung 3.24: Zeitlicher Verlauf der F11/F12 Verhältnisse in ausgewählten Boxen für $U=3 \text{ cm/s}$, bei denen auch F11- und F12-Messungen vorliegen. a) Box 3 (tropischer Atlantik), b) Box 7 (Subtropen), c) Box 24 (Nordatlantik). Die unterschiedlichen Fehlerbalken rühren von den unterschiedlichen absoluten Tracerkonzentrationen her: je höher die Werte (Nordatlantik), desto geringer die Unsicherheit in den Verhältnissen.

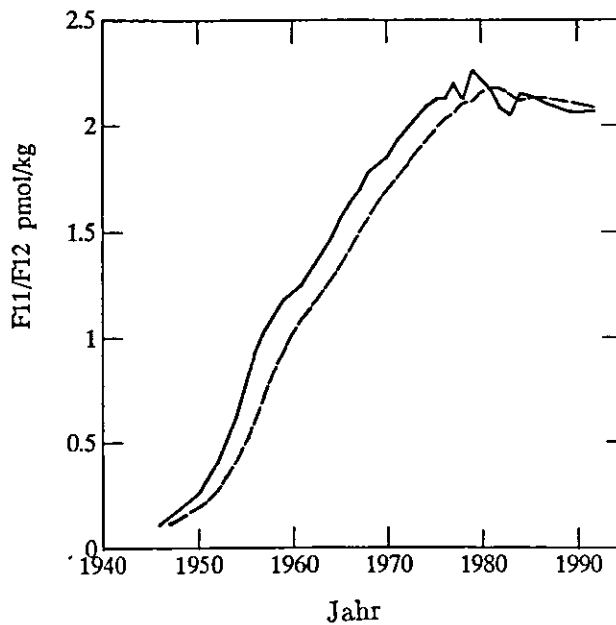


Abbildung 3.25: $F11/F12$ Verhältnisse im Bildungsgebiet des suNADW, $\Theta=4.0^\circ \text{ C}$, $S=34.8$, Konvektionstiefe=600 m. — : Wasser verläßt sofort nach Bildung die südliche Labradorsee, - - : Ventilationszeit des Bildungsgebietes: 4 Jahre

muß, desto größer wird die Erneuerungszeit dieser Region. Schon eine Ventilationszeit der südlichen Labradorsee oberhalb von 600 m von vier Jahren (Abb.3.25) verändert die $F11/F12$ Verhältnisse im suNADW so sehr, daß die Modell- $F11/F12$ Verhältnisse entlang des Randstroms mit den gemessenen (Abb. 3.26, 3.27) bei einer mittleren Geschwindigkeit von 5 cm/s vergleichbar sind, und die Übereinstimmung der absoluten Werte befriedigender ausfällt als beim Modell ohne Aufenthaltsdauer in der Labradorsee.

Aber es gibt trotzdem Differenzen in den absoluten Werten: die Modell- Freonwerte im Randstrom sind geringer als die Messungen in der nördlichen Rezirkulationszelle, während dies bei den Tritiumwerten umgekehrt ist. Dieser Widerspruch läßt sich nicht durch Änderungen der Modellparameter auflösen. Wahrscheinlich sind die zu ungenauen Randbedingungen Ursache für diese Diskrepanz. Da bis jetzt Tracermessungen aus der südlichen Labradorsee selbst fehlen und das Bildungsgebiet des suNADW noch unsicher ist, können die gewählten Tracer-Randbedingungen auch nicht weiter verfeinert werden.

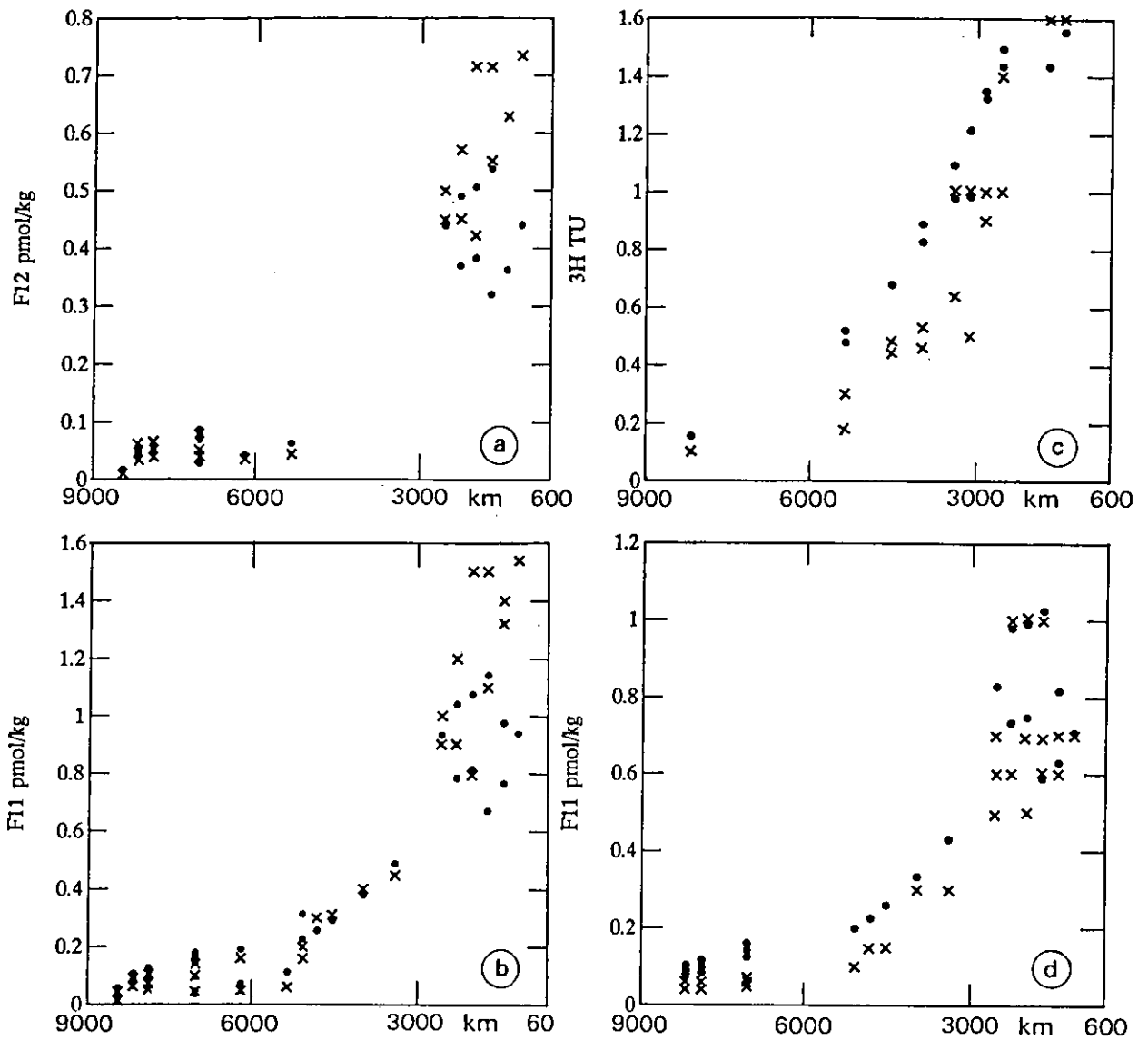


Abbildung 3.26: Vergleich zwischen berechneten (•) und gemessenen (×) Tracerkonzentrationen, aufgeteilt nach Bozen, das Jahr der Messung ist aus diesen Abbildungen nicht ersichtlich. $U=5 \text{ cm/s}$, $Ac=0.45$, $Ac/Ai=10$, mit nördlicher Rezirkulation und Aufenthaltsdauer des suNADW im Bildungsgebiet von 4 Jahren. a) F12 im Randstrom, b) F11 im Randstrom, c) Tritium im Randstrom, d) F11 in der Randstromumgebung.

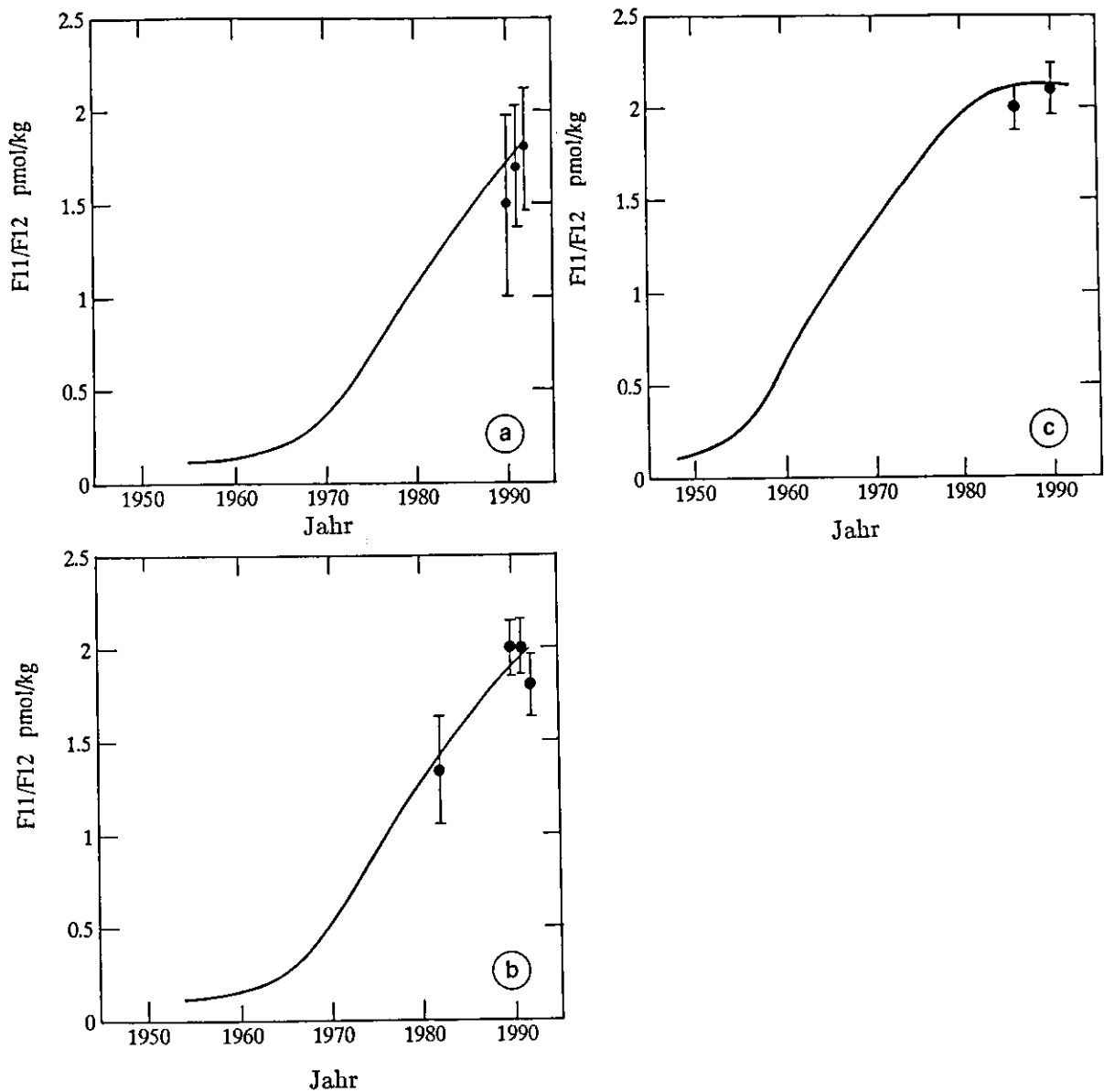


Abbildung 3.27: Zeitlicher Verlauf der $F11/F12$ Verhältnisse in ausgewählten Bozen, mit $U=5$ cm/s, mit nördlicher Rezirkulation und Aufenthaltsdauer des suNADW im Bildungsgebiet von 4 Jahren. a) Boz 3 (tropischer Atlantik), b) Boz 7 (Subtropen), c) Boz 24 (Nordatlantik).

Transportabschätzungen mit Hilfe der Tracerverteilungen

Eine Berücksichtigung realistischer Tracerrandbedingungen bei der Bildung von Tiefenwasser plus die Einbeziehung von Rezirkulation und turbulentem Austausch des tiefen Randstroms mit der Umgebung erhöht also die mit Hilfe der Tracerverteilungen ermittelte Durchschnittsgeschwindigkeit von suNADW und ov-INADW im Randstrom auf die Größenordnung von 5 cm/s. Die Abschätzung des Nettotransports hängt dann entscheidend von der angenommenen horizontalen und vertikalen Ausdehnung des Randstroms ab.

Historische hydrographische Schnitte zwischen 33° N und 40° N ergaben eine Randstrombreite zwischen 40 und 120 km (Watts, 1991), bzw 200 km (Richardson, 1985). Tracerverteilungen kommen zwischen 36° N und 45° N auf ca. 150 km (Pickart, 1992). SOFAR floats und Verankerungen kombiniert führten im tropischen Atlantik zu 100 km (Richardson und Schmitz, 1993), während McCartney (1993) mit einer durchschnittlichen Breite des Randstroms von 200 km rechnete. Diese große Unsicherheit in der horizontalen Ausdehnung versieht die nachfolgenden Transportabschätzungen mit einer großen Unsicherheit.

Mit einer mittleren Breite von 100 km und einer Schichtdicke von 600 m ergeben sich ein Transport von suNADW von 3 Sv, für das tiefe Tracermaximum des ov-INADW (vertikale Ausdehnung 500 m) errechnet sich ebenfalls ca. 3 Sv, dh die Summe der freon- und tritiumhaltigen Wassermassen suNADW und ov-INADW beträgt 6 Sv.

Die restlichen 2 Wassermassen (LSW und INADW 'old water') sind durch Tracermessungen nicht zugänglich. Eine Anwendung des obigen Modells auf die Ausbreitung von LSW scheitert an mehreren Unzulänglichkeiten: a) die Freonkonzentrationen im tropischen Atlantik sind zu gering, so daß die Unsicherheiten in den F11/F12 Verhältnissen zu groß werden. b) die ³H-Messungen in den 70er und frühen 80er Jahren zeigen kein Signal im tropischen Atlantik, und c) Vor allem das Fehlen von gemessenen F11/F12 Verhältnissen beraubt das Modell um die Möglichkeit, die Kompatibilität der gewählten mittleren Geschwindigkeit mit Messungen zu verifizieren. Ein weiteres Problem sind die stark variierenden Randbedingungen (Tiefe der Konvektion) für LSW im interessierenden Zeitraum.

Ebenfalls unsicher ist der Ausbreitungspfad des neu gebildeten LSW. Wird es direkt

in den Randstrom eingespeist oder nimmt es zuerst an der subpolaren Zirkulation teil? Durch vertikale turbulente Diffusion kann außerdem das geringe Tracersignal des LSW durch das darüber liegende Maximum im suNADW erheblich verändert werden. Wegen der auch in jüngster Zeit immer noch zu geringen Spurenstoffkonzentrationen läßt sich auch das INADW 'old water' nicht mit Hilfe von anthropogenen Tracern verfolgen.

In den meisten Untersuchungen (Strommesser, Geostrophie) jedoch sind die tracerhaltigen Wassermassen mit den größten Geschwindigkeitssignalen verbunden, wobei unter Umständen auch das LSW mit ins Maximum fällt (Watts, 1991, Fine und Molinari, 1988; Molinari et al., 1991; Richardson und Schmitz, 1993; Schott et al., 1993b; Rhein et al., 1994). Es ist daher wahrscheinlich, daß auch die mittleren Nettogeschwindigkeiten im Tiefenbereich von 1900 - 3400 m kleiner sind als die Geschwindigkeiten von suNADW und ov-INADW. Nimmt man eine mittlere Nettogeschwindigkeit von 2 bis 4 cm/s an (Richardson und Schmitz, 1993), transportieren LSW und INADW-old ca. 3 - 6 Sv bei einer horizontalen Ausdehnung von 100 km. Dies addiert sich zu einem zeitlich und räumlich gemittelten Netto-Gesamttransport des NADW entlang des amerikanischen Kontinents von 9 - 12 Sv. Die größte Unsicherheit in dieser Abschätzung kommt von der horizontalen Ausdehnung des westlichen Randstroms: nimmt man die aus historischen hydrographischen Schnitten bei 40° N abgeleitete Ausdehnung von 40-120 km (Watts, 1991) erhält man 4-14 Sv, eine Ausdehnung von 200 km (Richardson, 1985; McCartney, 1993) führt zu einem Transport von 18-24 Sv.

Die mittleren Geschwindigkeiten, die hier durch die Tracerverteilungen ermittelt werden, stellen eine Abschätzung dar, die eine zeitliche und räumliche Mittelung entlang des gesamten westlichen Randstroms nördlich des Äquators mit einschließt und auch die Rezirkulation berücksichtigt. Zusammen mit einer Abschätzung über die laterale Ausdehnung des Randstroms (hier angenommen: 100 km) errechnet sich daraus ein Transport. Dieser 'Netto'-Transport ist für klimatologische Betrachtungen bedeutsam und gibt eine Abschätzung der globalen thermohalinen Zelle. Der hier berechnete mittlere Transport von 9-12 Sv liegt im unteren Bereich der durch andere Methoden errechneten Werte (siehe Kap. 1: 15-27 Sv, direkte Strömungsmessungen, 10-25 Sv, Inversmethode und Tab. 3.7 für Abschätzungen aus dem tropischen Atlantik).

Tabelle 3.7: Transportabschätzungen für den tropischen tiefen westlichen Randstrom, modifiziert aus Schott et al., 1993b und Rhein et al., 1994. *: 35 Sv Transport im DWBC, wobei 17 Sv rezirkulieren.

Autoren	Methode	Ort	NADW Transport Sv
Roemmich, 1983	Geostrophie-	8 ° S	24.1
	Inversmethode	8 ° N	23.7
Speer und McCartney, 1992	Geostrophie	13° N	25.2
	rel 1200 m	7-10° N	25.8
Molinari et al, 1992	Geostrophie rel. $\Theta = 4.7^\circ \text{ C}$	2° -12° N	23.7±4.0
Schmitz und McCartney, 1993	Worthington- art	5° S-5° N	35 (17) *
Schott et al.,1993b	Verankerung	1° N, 44° W	18.7-21.8
Rhein et al., 1994	Pegasus,IADCP-	35° W	26.8 ±7.0
	Geostrophie	5° S	19.5 ±5.3
	Geostrophie	10° S	4.7

Kapitel 4

Ausblick

Obwohl Freonmessungen im Ozean erst seit 1982 quantitativ ausgeführt werden können, haben sie bereits wichtige Beiträge zu Problemen der physikalischen Ozeanographie geliefert. Einige dieser Beiträge

- Einfluß der Konvektion auf die Eigenschaften des neu gebildeten Tiefenwassers (Rhein, 1991; Rhein, 1994a).
- Tiefenwasserbildungsrate im westlichen Mittelmeer (Rhein, 1994a).
- Zeitliche Schwankungen der Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee (Rhein, 1991; Schlosser et al., 1991).
- Kontinuierliche Ausbreitung des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) im westlichen Randstrom.
- Bildung und Identifizierung von NADW-Komponenten im Randstrom (Rhein et al., 1994).
- Aufspaltung des tiefen Randstroms am Äquator, erkennbar durch die Tracermaxima in 1700 m und 3800 m Tiefe.
- Abschätzung der mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit und des thermohalinen Transports im Tiefenwasser (Rhein, 1994b).

wurden in dieser Arbeit behandelt, zu einigen der Themen habe ich eigene Arbeiten veröffentlicht. Fragestellungen, zu denen Tracerverteilungen einen wichtigen Beitrag leisten

können, und die ich in den nächsten Jahren untersuchen möchte, sind:

- Bildung der dichten Komponenten des NADW nördlich von Island und ihre Modifizierung durch Entrainment und Vermischung südlich der Schwellen

Der tiefe westlichen Randstrom im Atlantik wird zum Teil von Wasser gespeist, das über die Dänemarkstraße fließt (DSOW), und das nördlich von Island durch winterliche Konvektion mit einem hohen Tracersignal markiert wird. Die für Sommer 1997 mit FS 'Polarstern' vorgeschlagenen Tracermessungen in der Islandsee sollen Aufschluß über die Charakteristik der Wassermassen und den Zustand der Konvektion in der Islandsee geben. Laut Smethie und Swift (1989) stammt DSOW aus flachen Horizonten aus der Islandsee und wird durch winterliche Konvektion mit hohen Tracersignalen versehen.

Temperatur und Salzgehalt des DSOW südlich der Schwellen (Abb. 4.1) zeigen signifikante zeitliche Schwankungen: einer Temperaturabnahme von 1971 – 1981 folgt ein Anstieg bis 1989. 1990 sank die Temperatur auf ca. 1.32° C. Vergleicht man diese Zeitreihe mit Konvektionsschwankungen in der Grönlandsee, so läßt sich eine gewisse Übereinstimmung feststellen: man weiß aus Tritiummessungen, die in der Grönlandsee in den Jahren 1972, 1979 und 1981 durchgeführt wurden (Bayer et al., 1994), daß tiefreichende Konvektion auch im Frühjahr 1980 und/oder 1981 stattfand, dies ist mit abnehmenden Temperaturen im DSOW verknüpft. In den Jahren von 1982 – 1989 fand keine Konvektion unterhalb 2000 m Tiefe statt, Konvektion bis ca. 1200 m wurde aber im Jahre 1988 und bis ca. 1500 m im Jahr 1989 beobachtet, was in etwa mit dem kühleren Temperaturen im DSOW, die 1990 beobachtet wurden, zusammenfällt. Ob zwischen den Temperaturschwankungen des DSOW in der Labradorsee und der Konvektion in der Grönlandsee ein Zusammenhang besteht, ist unklar. Die geplanten Tracermessungen in der Grönland- und Islandsee (vorgeschlagen für 1997) sowie Tracermessungen südlich der Schwellen (geplant entlang des WOCE Schnittes A1/AR7, November – Dezember 1994 mit FS 'Meteor'; in den folgenden Jahren sind in der Labradorsee Tracermessungen von kanadischen und amerikanischen Kollegen geplant) können Hinweise auf Herkunftsort und Änderungen der Wassermasseneigenschaften durch Entrainment und Vermischung nach Überströmen der Dänemarkstraße geben.

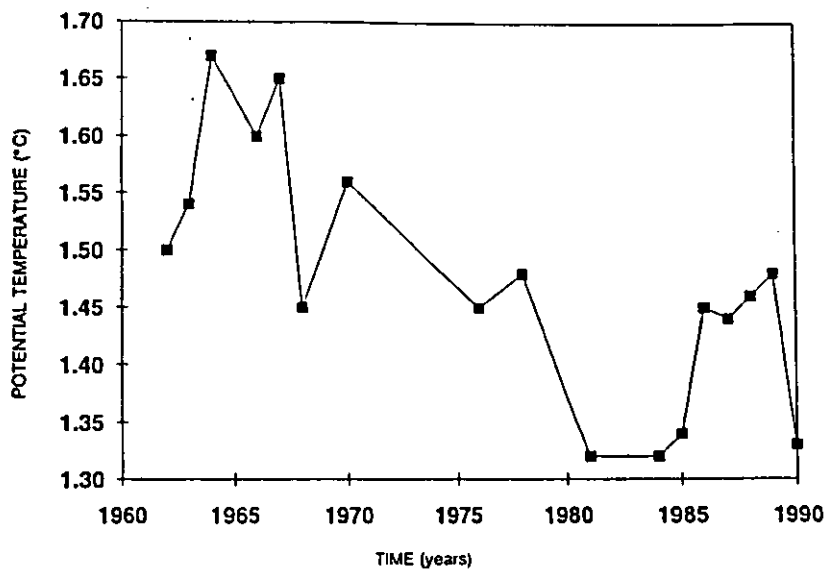


Abbildung 4.1: Potentielle Temperatur im DSOW auf der Dichtefläche $\sigma_2=32.16$ im Zeitraum 1962 - 1990. Die Daten stammen aus der Labradorsee, aus Lazier und Gershey, 1991.

- Bildung und Zirkulation von LSW und suNADW

Zum besseren Verständnis der thermohalinen Zelle ist es wünschenswert, die Abhängigkeit der Tiefenwasserbildungsrate von meteorologischen und ozeanographischen Parametern besser zu verstehen (z.B. wird die Tiefenwassererneuerung in der Labradorsee eher durch das lokale Klima bestimmt oder durch advective Vorgänge wie in den frühen 1980ern durch die Ankunft der 'Großen Salzgehaltsanomalie'? Durch welche Vorgänge werden Temperatur und Salzgehalt der Overflow - Wassermassen verändert? Welche Rolle spielt die Süßwasserzufuhr aus dem Arktischen Ozean? Welche Rolle spielt das Entrainment an den Schwellen?). Eine weitere wichtige Fragestellung ist die Bedeutung der Schwankung in der Tiefenwasserbildung im Nordmeer und im nördlichen Nordatlantik für die thermohaline Zirkulation selbst. Sind die T - S Variabilitäten in LSW und DSOW nur lokal von Bedeutung oder verändern sie den Wassermassentransport und/oder den meridionalen Wärmetransport? Um den Einfluß der Variationen im nördlichen Atlantik auf den Meridionaltransport untersuchen zu können, sollten neben Beobachtungen in den Tiefenwasserbildungsgebieten und bei den Schwellen (Dänemarkstraße und zwischen Färöer und den Shetlandin-

seln) Zeitserien der Wassermassentransporte südlich der Labradorsee durchgeführt werden, sowie beckenweite hydrographische Schnitte.

Einige Probleme, die sich in diesem Zusammenhang stellen, lassen sich durch Tracermessungen im Nordatlantik untersuchen: es ist ungeklärt, welcher Anteil des LSW im westlichen Randstrom nach Süden transportiert wird. Ebenfalls unbekannt ist, ob das LSW im Randstrom aus Wasser besteht, das erst kürzlich gebildet wurde, oder ob Teile des Wassers vorher im Subpolarwirbel rezirkulierten. Tracermessungen in der südlichen Labradorsee und der Irmingersee können auch dazu beitragen, den Herkunftsort und die Zirkulation von suNADW im Nordatlantik und im Randstrom untersuchen. Dies würde auch Hinweise auf die Tracer – Randbedingung für LSW und suNADW geben und die Abschätzungen der Ausbreitungsgeschwindigkeiten dieser Wassermassen im Randstrom verbessern.

- Konvektion in der Grönlandsee und Auswirkungen auf die Tiefenwasserzirkulation im Nordmeer

Mit Hilfe von Tracermessungen (Freone F11 und F12 sowie Tritium/Helium) war es möglich, die Tiefenwasserbildungsrate durch Konvektion in der Grönlandsee zu bestimmen, sowie ihr Abschwächen bzw. Ausbleiben seit 1982 nachzuweisen. Anhand der 1993 erhaltenen Tracerverteilungen ('Polarstern'-Reise ARK IX/1) konnte gezeigt werden, daß auch im Spätwinter dieses Jahres keine Tiefenwasserbildung unter 2000 m erfolgte, und somit seit 11 Jahren das GSDW keinen Kontakt zum Oberflächenwasser hatte.

Die verringerte Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee hatte bis jetzt anscheinend noch keine signifikanten Auswirkungen auf die Produktionsrate von NSDW. Die mit einer seit 1940 konstanten jährlichen Bildung von NSDW modellierten Tracerkonzentrationen stimmen daher gut mit den beobachteten Werten überein. In der Framstraße wurde 1993 Wasser mit der T-S Charakteristik von NSDW beobachtet. Freonmessungen (ARK IX/1, Feb-März 1993) wiesen darauf hin, daß dieses Wasser nicht aus dem Lofoten-, bzw. Norwegischen Becken stammte, sondern lokal durch Vermischung von GSDW und EBDW gebildet wurde. EBDW wurde im Frühjahr 1993 am westlichen Abhang der Framstraße in 2300 m Tiefe beobachtet. Lokale Bildung von NSDW wurde auch schon früher vermutet, da in der Framstraße auch

Wasser mit einer T-S Charakteristik zwischen NSDW und GSDW beobachtet wurde (Aagaard et al., 1991). Ein besseres Unterscheidungsmerkmal zwischen lokaler Bildung und Transport von NSDW aus der Norwegischen See bietet die unterschiedliche Tracersignatur des Wassers. Die Unterscheidung der beiden Prozesse ist nicht nur wichtig für die Tiefenwasserzirkulation im Nordmeer, sondern auch für die modellierten Eneuerungsdaten von EBDW, da das Tiefenwasser aus der Framstraße zum Teil ins Eurasische Becken fließt.

Durch die geplanten Messungen (Vorschlag für eine Forschungsreise mit FS 'Polarstern' im Frühjahr bzw. Sommer 1997) wird unter anderem sichergestellt, daß der Zustand der Konvektion in der Grönlandsee in regelmäßigen Abständen über längere Zeit hinweg untersucht wird. Für die Jahre 1994-1996 ist dies in internationaler Zusammenarbeit von Kollegen (Drs. J.Bullister, P.Schlosser, D.Wallace) im Rahmen des ACCP (Atlantic Climate Change Program) geplant.

Die Verringerung der Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee wurde häufig im Kontext mit der Erhöhung der atmosphärischen Konzentrationen verschiedener Treibhausgase wie CO_2 , CO, Methan und Freone und dem damit verbundenen Treibhauseffekt genannt (z.B. Kellogg, 1993). Tiefe Konvektion in der Grönlandsee hängt aber nicht nur von der Oberflächentemperatur ab, sondern sie ist abhängig von einem komplexen Zusammenspiel verschiedener Faktoren wie Eisbildung und Eistransport (also auch Windsystem) in der 'Preconditioning' Phase, dem Salzgehalt der atlantischen Zwischenwasserschicht und im Oberflächenwasser und dem Zustand des großräumigen Grönlandseewirbels. Durch vermehrte Informationen, vor allem durch Satellitendaten über Eisbedeckung und Eisbildung wird es vielleicht in den nächsten Jahren möglich sein, Ausmaß und Tiefe der spätwinterlichen Konvektion in der Grönlandsee bereits in der 'Preconditioning'-Phase (November-Februar) zu prognostizieren. Verifikation durch direkte Messungen über den Zustand der Konvektion in der Grönlandsee sind auch dafür unbedingt nötig.

- Tiefenwasserbildung und -ausbreitung im westlichen Mittelmeer.

In Kap. 2 wurde ausgeführt, daß die Tiefenwasserbildungsdaten im Golf du Lion unter der Annahme berechnet wurden, daß neu gebildetes Tiefenwasser innerhalb eines Jahres vollständig mit dem restlichen Tiefenwasser vermischt. Es gibt bereits

Hinweise, daß dies selbst für den Golf nur annähernd der Fall ist. Eine Aufnahme der Tracerverteilung im gesamten westlichen Mittelmeer kann Aufschluß darüber geben, inwieweit sich neu gebildetes Tiefenwasser im westlichen Mittelmeer vermischt hat. Eine weitere offene Frage ist die Herkunft des Tracerminimums in 600 – 800 m Tiefe im Golf du Lion. Mit jährlichen Freonmessungen im Golf du Lion, möglichst im Herbst / Winter, wenn das Tiefenwasser im Golf du Lion fast homogen ist, kann der Umfang der jährlichen Tiefenwasserbildung anhand weniger Freonprofile abgeschätzt werden. Diese Zeitreihe, zusammen mit Zeitreihen der meteorologischen und hydrologischen Parameter kann dann möglicherweise dazu benutzt werden, die Intensität der Konvektion anhand von meteorologischen Parametern vorauszusagen.

- Tiefenwasserbildung im Eurasischen Becken

Im Nordmeer und in der Arktis werden die tiefen Wassermassen der einzelnen Becken durch verschiedene Prozesse gebildet: das kälteste und salzärmste wird durch tiefe Konvektion in der Grönlandsee erneuert (GSDW), während das Tiefenwasser im Eurasischen Becken (EBDW) seine Eigenschaften (relativ warm und salzreich) durch Schelfprozesse und anschließendem Entrainment von Wasser atlantischen Ursprungs erhält. Das EBDW nimmt an der Zirkulation in der Arktis und im Nordmeer teil. Es verläßt die Arktis auf der westlichen Seite der Framstraße, fließt als Teil des Ostgrönlandstroms nach Süden und bildet in einer 50:50 Mischung mit GSDW das Tiefenwasser des Lofoten und des Norwegischen Beckens (NSDW, Norwegian Sea Deep Water). Im Gegenzug fließt Tiefenwasser aus dem Nordmeer ins Eurasische Becken. Das Bodenwasser EBBW (Eurasian Basin Deep Water) hingegen ist nicht außerhalb des Eurasischen Beckens zu finden.

Die Prozesse bei der Entstehung von EBDW und EBBW sind in groben Zügen bekannt: warmes salzreiches Wasser atlantischen Ursprungs wird auf den flachen Schelfen (Barentssee, Laptevsee, Karasee) abgekühlt und durch Eisbildung salzreicher. Es sinkt zu Boden, und reißt an der Schelfkante durch Entrainment relativ warmes atlantisches Wasser mit in die Tiefe. Tracermessungen (Freone F11, F12 und Tetrachlorkohlenstoff CCl₄) zeigten, daß das Bodenwasser des Eurasischen Beckens sehr viel langsamer erneuert wird als das darüberliegende EBDW (Krysell und Wallace, 1988). Um aber mit Hilfe von Tracern Tiefenwasserbildungsdaten abzuschätzen,

und um sie in Modellen einzusetzen, müssen die Randbedingungen bei der Tiefenwasserbildung bekannt sein. Bei der Bildung von EBDW und EBBW sind dies: a) die Anteile der verschiedenen Wassermassen auf dem Schelf an der Bildung, b) ihr Alter, also die Freonkonzentrationen der einzelnen Wassermassen, bzw. den Grad ihrer Sättigung bezüglich den Konzentrationen in der Atmosphäre, c) die T-S - Eigenschaften und die Dichte des entstehenden Tiefenwassers, d) die Rolle des Entrainments von atlantischem Wasser im Eurasischen Becken, und e) das Tracersignal der Wassermassen im Eurasischen Becken in der Nähe des Schelfrandes.

Diese Tiefenwasserbildungsprozesse am Schelfrand und im Eurasischen Becken sowie eine Abschätzung der Bildungsrate von EBDW und EBBW sollen im Rahmen des ACSYS - Programms im Sommer 1996 (beantragt) anhand von Freon- und Tetra-chlorkohlenstoff- Verteilungen und anhand hydrographischer Schnitte senkrecht zur Schelfkante untersucht werden.

- Tracermessungen im Indischen Ozean

Bei genauerer Betrachtung von Freondaten aus der Meeresoberfläche stellt sich heraus, daß vor allem in warmem Wasser (östliches Mittelmeer, Schlitzer et al., 1991; Nordindischer Ozean, eigene Messungen 1990 und 1993) F11 und F12 in unterschiedlichem Maße gesättigt sind; für F11 wurden Übersättigungen bis zu 20% gefunden. Die Ursache dafür ist noch ungeklärt. Eindimensionale Deckschichtmodelle können die Beobachtungen nicht reproduzieren, obwohl die Transferkoeffizienten der beiden Freonkomponenten differierten. Durch den saisonalen Gang der Deckschicht und die rasche Erwärmung im Sommer werden zwar Übersättigungen erzeugt, sie liegen aber nicht höher als 1-2% (Haine, pers. Mitt.). Mit den für April, Juni und August 1995 geplanten Messungen im Nordindischen Ozean (als deutscher Beitrag zu WOCE) sollen die zeitliche Entwicklung der Übersättigungen untersucht werden sowie die Rolle des Auftriebs und der horizontalen Vermischung.

Im August 1993 konnte im Tiefenwasser unterhalb des Ausstroms aus dem Roten Meer weder ein Freon- noch ein CCl_4 -Signal beobachtet werden. Letzteres läßt vermuten, daß auch in den kommenden Jahren nicht mit meßbaren Freonkonzentrationen unterhalb ca. 1200 m Tiefe gerechnet werden kann und daher die Ausbreitung des Tiefenwassers im Nordindischen Ozean nicht mit Tracern untersucht werden

kann.

- Neuentwicklungen

Bekanntlich stagniert seit 1976 das F11/F12 Verhältnis in der Atmosphäre. Dies tut dem Nutzen der Freone zur Abschätzung der Tiefenwasserbildungsrate keinen Abbruch, da dort die zeitlichen Änderungen der Freonkonzentrationen im Tiefenwasser untersucht werden. Abschätzungen der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Tiefenwasser wird dagegen schwieriger, da die hauptsächlich verwendete Information die F11/F12 Verhältnisse sind. Möglichkeiten zur Umgehung dieser Problematik sind Messungen anderer chlorierter und/oder halogener Kohlenwasserstoffe, die zusammen mit den Freonen in einem Chromatogramm analysiert werden können. An erster Stelle sind hier Freon-113 (F113) und Tetrachlorkohlenstoff (CCl_4) zu nennen. F113 besitzt ähnlich wie F11 und F12 eine lange Lebensdauer und verhält sich in Ozean und Troposphäre wie ein Edelgas. Die atmosphärischen F113 Konzentrationen stiegen seit Mitte der 70er Jahre stark an, so daß anstatt des F11/F12 Verhältnisses für diesen Zeitraum das F11/F113 Verhältnis benutzt werden kann. Bis jetzt liegen nur wenige F113 Daten vor, da die Messung erst seit 1-2 Jahren von einigen Labors erfolgreich durchgeführt werden kann. CCl_4 scheint auch fast vollständig anthropogenen Ursprungs zu sein, der Anstieg in der Atmosphäre begann aber ca. 20-30 Jahre früher als der der Freone, so daß man mit diesem Tracer weiter in die Vergangenheit zurückgehen kann. Für die Kaltwassersphäre ist CCl_4 vermutlich als Tracer geeignet, in warmem Wasser wird es aber durch Hydrolyse abgebaut.

Einige Freonlabors sind dabei, die Analytik für diese beiden Tracer aufzubauen oder haben bereits Messungen durchgeführt. Das Kieler Labor kann aufgrund der geringen Grundausstattung an Personal und an Geräten auf dieser Neuentwicklung nicht führend sein, zumal in den letzten 5 Jahren Forschungsreisen von insgesamt 11 Monaten Dauer durchgeführt wurden, und die Freonanalytik erst 1988 aufgebaut wurde. In Kiel konnten die ersten CCl_4 Konzentrationen im August 1993 im Indischen Ozean auf einer Kapillarsäule gemessen werden. Die bis jetzt erhaltenen F113 Werte sind stark kontaminiert, erste erfolgreiche Analysen erwarte ich bis Ende 1994.

Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. and E.C. Carmack, 1989: The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, **94** (C10), 14485-14498.
- Aagaard, K., J.H. Swift und E.C. Carmack, 1985: Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *J. Geophys. Res.*, **90** (C3), 4833-4846.
- Aagaard, K., E. Fahrbach, J. Meincke, J.H. Swift, 1991: Saline outflow from the Arctic Ocean: Its contribution to the Deep waters of Greenland, Norwegian and Iceland Seas. *J. Geophys. Res.*, **C96**, 20433-20441.
- Amos, A.F., A.L. Gordon und E.E. Schneider, 1971: Water masses and circulation patterns on the region of the Blake-Bahama Outer Ridge. *Deep-Sea Res.*, **18**, 145-166.
- Andrie, C. und L. Merlivat, 1987: Tritium in the western Mediterranean Sea during 1981 Phycemed cruise. *Deep-Sea Res.*, **35**, 247-267.
- Astraldi, M. und G.P. Gasparini, 1992: The seasonal characteristics of the circulation in the north Mediterranean Basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions. *J. Geophys. Res.*, **97** (C6), 9531-9540.
- Astraldi, M., G.P. Gasparini, G.M.R. Manzella und T.S. Hopkins, 1990: Temporal variability in the Eastern Ligurian Sea. *J. Geophys. Res.* **95C**, 1515-1522.
- Barrett, J.R., 1965: Subsurface currents off Cape Hatteras. *Deep-Sea Res.*, **12**, 173-184.
- Baumgartner, A. und E. Reichel, 1975: Die Weltwasserbilanz. *Oldenburg Verl. München*, 179 S.
- Bayer, R., P. Schlosser, G. Bönisch, H. Rupp, F. Zaucker und G. Zimmek, 1989: Performance and blank components of a mass spectrometric system for routine measurement of Helium isotopes and Tritium by the ^3He ingrowth method. *Springer Verlag*, 944 S.
- Bayer, R., G.Boenisch, J.Bullister, M.Rhein, P.Schlosser und D.Wallace, 1994: Ventilation of Greenland Sea Deep Water, 1970-1993. in Vorbereitung.

- Berner, R.A., 1992: Comments on the role of marine sediment burial as a repository for anthropogenic CO₂. *Global Biogeochem. Cycles*, **6**, 1-2.
- Berner, W., H. Oeschger, und B. Stouffer, 1980: Information on the CO₂ cycle from ice core studies. *Radiocarbon*, **22**, 227-235.
- Bethoux, J.P., 1980: Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanol. Acta*, **3** (1), 79-88.
- Bethoux, J.P., B. Gentili, J. Raunet und D. Tailliez, 1990: Warming trend in the western Mediterranean deep water. *Nature*, **347**, 660-662.
- Böning, C. und F. Schott, 1993: Deep currents and the eastward salinity tongue in the equatorial Atlantic: Results from an eddy-resolving, primitive equation model. *J. Geophys. Res.*, **98** (C4), 6991-6999.
- Böning, C.W., R. Döscher und R.G. Budich, 1991: Seasonal transport variation in the Western Subtropical North Atlantic: Experiments with an Eddy-resolving model. *J. Phys. Oceanogr.*, **21** (9), 1072.
- Böning, C.W., F.O. Bryan und W.R. Holland, 1994: An overlooked problem in model simulations of the thermohaline circulation and heat transport in the Atlantic Ocean. eingereicht
- Bond, G., H. Heinrich, W. Broecker, L. Labeyrie, J. McManus, J. Andrews, S. Huon, R. Jantschik, S. Clasen, C. Simet, K. Tedesco, M. Klas, G. Bonani and S. Ivy, 1992: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, **360** (6401), 245-249.
- Bond, G., W. Broecker, S. Johnsen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel und G. Bonani, 1993: Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**, 143-147.
- Boyle, E.A., 1988: Cadmium: chemical tracer of deep water. *Paleoceanography*, **3**, 471-489.
- Boyle, E.A. und L.D. Keigwin, 1982: Deep circulation of the North Atlantic over the last 20 000 years; geochemical evidence. *Science*, **218**, 784-787.

- Boyle, E.A. und L.D. Keigwin, 1985: Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215 000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **76**, 135-150.
- Boyle, E.A. und L.D. Keigwin, 1987: North Atlantic thermohaline circulation during the past 20.000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature*, **330**, 35-40.
- Brewer, P.G., W.S. Broecker, W.J. Jenkins, P.B. Rhines, C.G. Rooth, J.H. Swift, T. Takahashi und R.T. Williams, 1983: A climatic freshening of the Deep Atlantic north of 50°N over the past 20 years. *Science*, **222**, 1237-1239.
- Broccoli, A.J. und S. Manabe, 1987. The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land albedo on the climate of the last glacial maximum. *Clim. Dyn.*, **1**, 87-99.
- Broecker, W.S., 1979: A revised estimate for the radiocarbon age of NADW. *J. Geophys. Res.*, **84** (C6), 3218-3226.
- Broecker, W.S. und T.H. Peng, 1982: Tracers in the Sea. Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, Palisades, N.Y., 690 S.
- Broecker, W.S. und G.H. Denton, 1989: The role of ocean-atmosphere reorganization in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 2465-2501.
- Broecker, W.S. und T.H. Peng, 1989: The cause of the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change: a polar alkalinity hypothesis. *Biogeochem. Cycles*, **3**, 215-239.
- Broecker, W.S., T.H. Peng, G. Östlund und M. Shriever, 1985a: The distribution of bomb radiocarbon in the ocean. *J. Geophys. Res.*, **90** (C4), 6953-70.
- Broecker, W.S., D.M. Peteet und D. Rind, 1985b: Does the ocean-atmosphere system have more than one mode of operation? *Nature*, **315**, 21-26.
- Broecker, W.S., J.P. Kennett, B.P. Flower, J.T. Teller, S. Trumbore, G. Bonani und W. Wolfli, 1989: Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, **341**, 318-321.
- Broecker, W.S., T.H. Peng, J. Jouzel und G. Russell, 1990: The magnitude of global fresh-water transports of importance to ocean circulation. *Climate Dyn.*, **4**, 73-79.

- Broecker, W.S., S.Blanton, T.Takahashi, W.Smethie und G. Östlund, 1991a: Radiocarbon decay and oxygen utilisation in the deep Atlantic Ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **5**, 87-117.
- Broecker, W.S., A.Virgilio und T.H. Peng, 1991b: Radiocarbon age of waters in the deep Atlantic Revisited. *Geophys. Res. Letters*, **18** (1), 1-3.
- Bryan, K., 1984: Accelerating the convergence to equilibrium of ocean-climate models. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 666-673.
- Bryan, K., und L.J. Lewis, 1979: A water mass model of the world ocean. *J. Geophys. Res.*, **84C**, 2503-2517.
- Bryden, H.L. und M.M. Hall, 1980: Heat transport by currents across 25°N in the Atlantic Ocean. *Science*, **207**, 884-886.
- Bryden, H.L. und T.H. Kinder, 1991: Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res.*, **38** (Supplement), 445-463.
- Bullister, J.L., 1989: Chlorofluorocarbons as time dependent tracers in the ocean. *Oceanography*, **2**, 12-17.
- Bullister, J.L. und R.F. Weiss, 1983: Anthropogenic chlorofluoromethanes in the Greenland and Norwegian Seas. *Science*, **221**, 265-268.
- Bullister, J.L. und R.F. Weiss, 1988: Determination of CCl₃F und CCl₂F₂ in seawater and air. *Deep-Sea Res.*, **35** (5), 839-853.
- Carmack, E. und K. Aagaard, 1973: On the deep water of the Greenland Sea. *Deep-Sea Res.*, **20**, 687-715.
- Charles, C.D. und R.G. Fairbanks, 1992: Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate. *Nature*, **355**, 416-418.
- Clarke, R.A., H.W. Hill, R.F. Reiniger und B.A. Warren, 1980: Current system south and east of the Grand Banks of Newfoundland. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 25-65.
- Cox, M.D., 1984: A primitive equation, three dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Tech. Rep. No.1, 143 S. GFDL, Princeton University.

- Creswell, G., A. Frische, J. Peterson und D. Quadfasel, 1993: Circulation in the Timor Sea. *J. Geophys. Res.*, **98C**, 14379-14390
- Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B.D. Santer und R. Sausen, 1992: Time dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Clim. Dyn.*, **8**, 55-69.
- Cunnold, D.M., R.G. Prinn, R.A. Rasmussen, P.G. Simmonds, F.N. Alyea, C.A. Cardelino, A.J. Crawford, P.J. Fraser und R.D. Rosen, 1986: Atmospheric lifetime and annual release estimates for CFCl_3 and CF_2Cl_2 from 5 years of ALE data. *J. Geophys. Res.*, **91**, 10,797-10,817.
- Dansgaard, W. et al 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250kyear ice core record. *Nature*, **364**, 218-220.
- Dansgaard, W., H.B. Clausen, N. Gundestrup, C.U. Hammer, S.F. Johnson, P.M. Kristindottir und N. Reeh, 1982: A new Greenland ice core. *Science*, **218**, 1273-1278.
- Dickson, R.R., 1992: Characteristics of the Denmark Strait Overflow. AGU 1992 Oceans Meeting, January 27-31, New Orleans, Louisiana.
- Dickson, R.R., J. Meincke, S.-A. Malmberg and A.L. Lee, 1988: The 'great salinity anomaly' in the northern North Atlantic 1968-1982.
- Dickson, R.R., E.M. Gmitrowicz und A.J. Watson, 1990: Deep-water renewal in the northern North Atlantic. *Prog. Oceanog.*, **20**, 103-151.
- Döscher, R., C.W. Böning, und P. Herrmann, 1993: Relevance of thermohaline forcing in northern latitudes for circulation and heat transport in the North Atlantic: a model study. (eingereicht)
- Doney, S.C. und J.L. Bullister, 1992: A chlorofluorocarbon section in the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **39**, 1857-1883.
- Dreisigacker, E. und W. Roether, 1978: Tritium and ^{90}Sr in North Atlantic surface water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 301-312.

- Fairbanks, R.G., 1989: A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- Fine, R.A. und R.L. Molinari, 1988: A continuous deep western boundary current between Abaco (26.5°N) and Barbados (13°N). *Deep-Sea Res.*, **35**, 1441-1450.
- Fischer, J. und M. Visbeck, 1993: Deep velocity profiling with self-contained ADCPs. *J. Atmos. and Oceanic Techn.*, **10** (5), 764-773.
- Font, J., 1987: The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea. *Deep-Sea Res.*, **34** (10), 1745-1755.
- Foster, T.D. und E.C. Carmack, 1976: Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the Southern Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **23**, 301-317.
- Foster, T.D. und J.H. Middleton, 1980: Bottom water formation in the Western Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **27A**, 367-381.
- Freeland, H.J., Rhines, P.B., and T. Rossby, 1975: Statistical observations of trajectories of neutrally buoyant floats in the North Atlantic. *J. Mar. Res.* **33**, 383-404.
- Fu, L., 1981: The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse methods. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1171-1193.
- Gammelsrød, T., S. Østerhus und G. Øystein, 1992: Decadal variations of ocean climate in the Norwegian Sea observed at Ocean Station "Mike" (66°N 2°E). *ICES mar. Sci. Symp.*, **195**, 68-75.
- Gascard, J.-C., 1978: Mediterranean deep water formation, baroclinic instability and oceanic eddies. *Oceanol. Acta*, **1** (3), 315-330.
- Gascard, J.C. und C. Richez, 1985: Water masses and circulation in the Western Alboran Sea and in the Straits of Gibraltar. *Prog. Oceanog.*, **15**, 157-216.
- Gordon, A., 1986: Interocean exchange of thermocline water. *J. Geophys. Res.*, **91**, 5037-5046.

- Gordon, A.L. und W.F. Haxby, 1990: Algulhas eddies invade the South Atlantic: evidence from Geosat altimeter and shipboard conductivity temperature depth survey. *J. Geophys. Res.*, **95C**, 3117-3125.
- Gordon, A.L., J.R.E. Lutjeharms und M.L. Gründlingh, 1987: Stratification and circulation in the Algulhas Retroflection. *Deep-Sea Res.*, **34**, 565-599.
- Gordon, A.L., R.F. Weiss, W.M. Smethie, Jr. und M.J. Warner, 1992: Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. *J. Geophys. Res.*, **97** (C5), 7223-7240.
- GRIP members, 1993: Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* **364**, 203-207.
- GSP Group, 1990: Greenland Sea Project - a venture towards improved understanding of the ocean's role in climate. *EOS*, **71** (24), 750-755.
- Hall, M.M. und H.L. Bryden, 1982: Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. *Deep-Sea Res.*, **29** (3a), 339-359.
- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy und J. Lerner, 1984: Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanismus. In *Climate Processes und Climate Sensitivity*, Geophys. Monogr. Ser., Vol. 29, edited by J.E. Hansen und T. Takahashi, S. 130-163, AGU, Washington, D.C..
- Harvey, J.G. und A. Theodorou, 1986: The circulation of Norwegian Sea overflow water in the eastern North Atlantic. *Oceanologica Acta*, **9**, 393-402.
- Hellermann, S. und M. Rosenstein, 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104.
- Herman, A.J. und W.B. Owens, 1991: Modeling the geostrophic adjustment and spreading of waters formed by deep convection. In *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*, Chu, P.C. and J.-C. Gascard, eds., Elsevier, New York, 283-308
- Heinze, Ch., P. Schlosser, K.P. Koltermann und J. Meincke, 1990: A tracer study of the deep water renewal in the European polar seas. *Deep-Sea Res.*, **37**(9), 1425-1453.

- Hinrichsen, H.H. und M. Rhein, 1994: On the origin and the spreading of the shallow Mediterranean water core in the Iberian Basin. *Deep-Sea Res.*, im Druck.
- Hinrichsen, H.H., M. Rhein, R.H. Käse und W. Zenk, 1993: The Mediterranean water tongue and its chlorofluoromethane signal in the Iberian Basin in early summer 1989. *J. Geophys. Res.*, **98** (C5), 8405-8412.
- Hogg, N.G., 1973: The preconditioning phase of MEDOC 1969 - II. Topographic effects. *Deep-Sea Res.*, **20**, 449-459.
- Hogg, N.G., R.S. Pickart, R.M. Hendry und W.J. Smethie, Jr., 1986: The northern recirculation gyre of the Gulf Stream. *Deep-Sea Res.*, **33**, 1139-1165.
- Imbrie, J., 1985: A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. *J. Geol. Soc. (London)* **142**, 417-432.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D. Martinson, A. Mix, N. Pisias, und N.J. Shackelton, 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ -O18 record. In: *Milankovich and Climate*, Part I, eds: A.L. Berger et al., S. 269-305.
- IPCC Report, 1990: Scientific assessment of climate change. 366 S., WMO-UNEP.
- Isemer, H.-J. und L. Hasse, 1987: The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean, Vol.2, Air-Sea Interactions, *Springer Verlag*, 256 S.
- Isemer, H.-J., L. Hasse und J. Willebrand, 1989: Fine adjustment of large scale air-sea energy flux parametrizations by direct estimates of ocean heat transports. *J. Climate*, **2**, 1173-1184.
- Jähne, B., K.H. Fischer, J. Ilmberger, P. Libner, W. Weiss, D. Imboden und J.M. Jaquet, 1984: Parametrization of air/lake gas exchange. *Gas Transfer at the Water Surface*, W. Brutsaert and J. Jirka (eds.), D. Reidel Publishing Company, 459-466.
- Jansen, E und T. Veum, 1990: Evidence for two step deglaciation and its impact of North Atlantic deep water circulation. *Nature*, **343**, 612-616.
- Jenkins, W.J. und P.B. Rhines, 1980: Tritium in the deep North Atlantic Ocean. *Nature*, **286**, 877-880.

- Johns, W.E., D.M. Fratantoni und R.J. Zantopp, 1993: Deep western boundary current variability off northeastern Brazil. *Deep-Sea Res. I*, **40** (2), 293-310.
- Johns, W.E., T.N. Lee, F. Schott, R. Zantopp und R. Evans, 1990: The North Brazil Current retroflection: seasonal structure and eddy variability. *J. Geophys. Res.*, **95** (C12), 22,103-22,120.
- Jones, P.D., und T.M.L. Wigley, 1990: Global warming trends. *Scient. Amer.*, **263**, 84-91.
- Jones, P.D., T.M.L. Wigley und P.B. Wright, 1986: Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, **322**, 430-434.
- Joyce, T.M., 1991: Thermohaline catastrophe in a simple four box model of the ocean climate. *J. Geophys. Res.*, **C11**, 20,393-20,402.
- Joyce, T.M., C. Wunsch und S.D. Pierce, 1986: Synoptic Gulf Stream velocity profiles through simultaneous inversion of hydrographic and acoustic Doppler data. *J. Geophys. Res.* **91C**, 7573-7585.
- Karl, T.R., R.G. Quayle und P.Y. Groisman, 1993: Detecting Climate Variations and change. New challenges for Observing and Data management systems. *J. Climate*, **6**, 1481-1494.
- Kawase, M. und J.L. Sarmiento, 1986: Circulation and nutrients in middepth Atlantic waters. *J. Geophys. Res.*, **91C**, 9749-9770.
- Keeling, C.D., R.B. Bacastow, A.F. Carter, W.G. Mook und H. Roeloffzen, 1989: A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds. In: *Aspects of climate variability in the Pacific and the Western Americas*. Geophysical Monograph, 55, AGU, Washington, U.S.A.
- Keigwin, L.D., G.A. Jones and S.J. Lehman, 1991: Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep circulation, and abrupt climate change. *J. Geophys. Res.*, **96** (C9), 16,811-16,826.
- Keir, R.S., Michel, R.L. und R.F. Win, 1992: Ocean mixing vs. gas exchange in Antarctic Shelf Waters near 150°E, *Deep-Sea Res.*, **39**, 97-119

- Kellogg, W.W., 1993: An apparent moratorium on the greenhouse warming due to the deep ocean. *Climatic Change* 25, 85-88.
- Kheshgi, H.S. und B.S. White, 1993: Does recent global warming suggest an enhanced greenhouse effect? *Climatic Change*, 23, 121-139.
- Killworth, P.D., 1983: Deep convection in the World Ocean. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 21(1), 1-26.
- Knox, F., und M. McElroy, 1984: Change in atmospheric CO₂: influence of marine biota at high latitude. *J. Geophys. Res.*, 89, 4629-4637.
- Krysell, M. und D.W.R. Wallace, 1988: Arctic ocean ventilation, studied with a suite of anthropogenic halocarbon tracers. *Science*, 242, 746-749.
- Lacombe, H., P. Tchernia und L. Gamberoni, 1985: Variable Bottom Water in the Western Mediterranean Basin. *Progr. Oceanogr.*, 14, 319-338.
- Lai, D.Y., 1984: Mean flow and variabilities in the deep western boundary current. *J. Phys. Oceanogr.* 14, 1488-1498.
- Lashof, D.A. und D.R. Ahuja, 1990: Relative contributions of greenhouse gas emissions to global warming. *Nature*, 344, 529-531.
- Lavin, A., G. Parilla, H. Bryden, C. Wunsch, R. Millard und M.J. Garcia, 1993: Comparison over time of temperature and salinity at 24.5° N in the Atlantic. International Council for the Exploration of the Sea, Hydrography Committee, 14 pages.
- Lazier, J.R., 1980: Oceanographic conditions at Ocean Weather Ship "Bravo", 1964-1974. *Atmosph.-Ocean*, 18 (3), 227-238.
- Lazier, J.R., 1988: Temperature and salinity changes in the deep Labrador Sea, 1962-1986. *Deep-Sea Res.*, 35 (8), 1247-1253.
- Lazier, J.R.N., und R.M. Gershey, 1991: Labrador Sea Line-July 1990. *WOCE Newsletter*, 11, 5-7.

- Leaman, K.D. und J.E. Harris, 1990: On the average absolute transport of the deep western boundary currents east of Abaco Island, the Bahamas. *J. Phys. Oceanogr.*, **20** (3), 467-475.
- Leaman, K.D. und F. Schott, 1991: Hydrographic structure of the convection regime in the Golfe du Lion. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 575-598.
- Lee, T.M., W. Johns, F. Schott und R. Zantopp, 1990: Western Boundary Current structure and variability east of Abaco, Bahamas at 26.5° N. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 446-466.
- Leventer, A., D.F. Williams und J. Kennett, 1982: Dynamics of the Laurentide ice sheet during the last deglaciation: Evidence from the Gulf of Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 11-17.
- Levitus, S., 1989: Interpentadal variability of temperature and salinity at intermediate depths of the North Atlantic Ocean, 1970-74 versus 1955-59. *J. Geophys. Oceanogr.* **94C**, 6091-6131.
- Levitus, S., 1989: Interpentadal variability of temperature and salinity in the Deep North Atlantic Ocean, 1970-74 versus 1955-59. *J. Geophys. Oceanogr.* **94C**, 16125-16131.
- Macdonald, A.M., 1993: Property fluxes at 30°S and their implications for the Pacific-Indian throughflow and the global heat budget. *J. Geophys. Res.*, **98** (C4), 6851-6868.
- Maier-Reimer, E., U. Mikojalewicz und K. Hasselmann, 1993: Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 731-757.
- Manabe, S. und R.T. Wetherald, 1987: Large scale changes of soil wetness induced by an increase in atmospheric carbon dioxide. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1211-1235.
- Manabe, S. und K.J. Stouffer, 1988: Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *J. Clim.*, **1**, 841-866.
- Manabe, S. und R.J. Stouffer, 1993: Century scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean atmosphere system. *Nature*, **364**, 215-218

- Manabe, S., K. Bryan und M.J. Spelman, 1990: Transient response of a global ocean atmosphere model to a doubling of atmospheric carbon dioxide. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 722-749.
- Manabe, S., R.J. Stouffer, M.J. Spelman und K. Bryan, 1991: Transient responses of a coupled ocean atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: annual mean response. *J. Clim.*, **4**, 785-818.
- Manzella, G.M.R., G.P. Gasparini und M. Astraldi, 1988: Water exchange between the eastern and western Mediterranean through the Strait of Sicily. *Deep-Sea Res.*, **35**(6), 1021-1035.
- Marotzke, J., 1991: Influence of Convective Adjustment on the stability of the thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 903-907.
- Marotzke, J. and J. Willebrand, 1991: Multiple equilibria of the global thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1372-1385.
- Marotzke, J., P. Welander und J. Willebrand, 1988: Instability and multiple steady states in a meridional plane model of the thermohaline circulation. *Tellus A*, **40 A**, 162-172.
- McCartney, M.S., 1992: Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, **29**, 283-383.
- McCartney, M.S., 1993: Crossing the equator by the Deep Western Boundary Current in the Western Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, im Druck.
- McCartney, M.S. und L.D. Talley, 1982: The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1169-1188.
- McCartney, M.S. und L.D. Talley, 1984: Warm-to-cold water conversion in the Northern North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 922-935.
- McCartney, M.S. und M.E. Woodgate-Jones, 1991: A deep reaching anticyclonic eddy in the subtropical gyre of the eastern south Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **38**, suppl, 411-443.
- McCartney, M.S., S.L. Bennett und M.E. Woodgate-Jones, 1991: Eastward flow through the Mid-Atlantic Ridge at 11°N and its influence on the abyss of the Eastern Basin. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1089-1121.

- MEDOC Group, 1970: Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969, *Nature*, **227**, 1037-1040.
- Mikolajewicz, U., B.D. Santer and E. Maier-Reimer, 1990: Ocean response to greenhouse warming. *Nature*, **345**, 589-593.
- Miller, J.R. und G. L. Russell, 1990: Oceanic freshwater transport during the last glacial maximum. *Paleoceanography*, **5** (3), 397-407.
- Millot, C., 1987: The circulation of the Levantine Intermediate Water in the Algerian basin. *J. Geophys. Res.*, **92**, 8265-8276.
- Mitchell, J.F.B., 1989: The greenhouse effect and climate change. *Rev. Geophys.*, **27**, 115-139.
- Molinari, R.L., R.A. Fine und E. Johns, 1992: The deep western boundary current in the tropical North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **39**, 1967-1984.
- Östlund, H.G., 1984: North Atlantic Gyre Studies. *Data report No.13*, University of Miami, RSMAS, Florida 33149, U.S.A.
- Östlund, H.G. und C.Grall, 1987: TTO North and Tropical Atlantic Tritium and Radiocarbon data. *Data Report No.16*, University of Miami, RSMAS, Florida 33149, U.S.A.
- Östlund, H.G. und R. Brescher, 1982: GEOSECS Tritium. *Data report No.12*, University of Miami, RSMAS, Florida 33149, U.S.A.
- Östlund, H.G. und C.G.H. Rooth, 1990: The North Atlantic Tritium and Radiocarbon Transients 1972-1983. *J. Geophys. Res.*, **95**, 20,147-20,165.
- Olson, D.B., H.G. Östlund und J. Sarmiento, 1986: The Western Boundary Undercurrent off the Bahamas. *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 233-240.
- Parilla, G., T.H. Kinder and R.H. Preller, 1986: Deep and intermediate Mediterranean water in the western Alboran Sea. *Deep-Sea Res.*, **33**, 55-88.
- Peterson, W.H. und C.R. Rooth, 1976: Formation and exchange of deep water in the Greenland and Norwegian Seas. *Deep-Sea Res.*, **23**, 273-283.

- Pickart, R.S., 1992: Water mass components of the North Atlantic deep western boundary current. *Deep-Sea Res.*, **39** (9), 1553-1572.
- Pickart, R.S. und B. Watts, 1990: Deep western boundary current at Cape Hatteras. *J. Mar. Res.*, **48**, 765-791.
- Pickart, R.S., N.G. Hogg und W.M. Smethie, Jr., 1989: Determining the strength of the deep western boundary current using the chlorofluoromethane ratio. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 940-951.
- Pickart, R.S., T. McKee und W.M. Smethie 1992: Hydrographic Data from Endeavor 214. *Technical Report*. Woods Hole Oceanographic Institution.
- Pollard, R.T. und S. Pu, 1985: Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. *Prog. Oceanogr.*, **14**, 443-462.
- Price, J.F. und M. O'Neil-Baringer, 1994: Outflows. *eingereicht*.
- Quadfasel, D. und J. Meincke, 1987: Note on the thermal structure of the Greenland gyre. *Deep-Sea Res.*, **34**, 1883-1888.
- Quay, P.D., B. Tilbrook und C.S. Wong, 1992: Oceanic uptake of fossil fuel CO₂: Carbon-13 evidence. *Science*, **256**, 74-79.
- Raynaud, D., J. Jouzel, J.M. Barnola, J. Chappellaz, R.J. Delmas und C. Lorius, 1993: The Ice Record of Greenhouse Gases. *Science*, **259**, 926-934.
- Read, J.F. und W.J. Gould, 1992: Cooling and freshening of the subpolar North Atlantic Ocean since the 1960s. *Nature*, **360**, 55-57.
- Reid, J.L., 1989: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Oceanogr.*, **23**, 149-244.
- Reid, J.L. und R.J. Lynn, 1971: On the influence of the Norwegian-Greenland and Weddell Seas upon the bottom waters of the Indian and Pacific Oceans. *Deep Sea Res.*, **18**, 1063-1088.

- Rhein, M., 1991: Ventilation rates of the Greenland and Norwegian Seas derived from distributions of the chlorofluoromethanes F11 and F12. *Deep-Sea Res.*, **38** (4), 485-503.
- Rhein, M., 1993: Fahrtbericht der Reise ARK IX, FS Polarstern. im Druck.
- Rhein, M., 1994a: Deep water formation in the Western Mediterranean. *J. Geophys. Res.* (eingereicht).
- Rhein, M., 1994b: The Deep Western Boundary Current: tracers and velocities. *Deep-Sea Res.* (im Druck).
- Rhein, M. und R. Schlitzer, 1988: Radium-226 and barium sources in the deep East Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **35**, 1499-1510.
- Rhein, M. und H.H. Hinrichsen, 1993: Modification of Mediterranean Water in the Gulf of Cadiz, studied with hydrographic, nutrient and chlorofluoromethane data. *Deep-Sea Res.*, **40** (2), 267-291.
- Rhein, M., L. Stramma und U. Send, 1994: The Deep Western Boundary Current: water masses and transports near the equator. *J. Geophys. Res.* (eingereicht).
- Richardson, P.L., 1977: On the crossover between the Gulf Stream and the Western Boundary Undercurrent. *Deep-Sea Res.*, **24**, 139-159.
- Richardson, P.L., 1985: Average velocity and transport of the Gulf Stream near 55° W. *J. Marine Res.* **43**, 83-111.
- Richardson, P.L. und J.A.Knauss, 1971: Gulf stream and western boundary undercurrent observations at Cape Hatteras. *Deep Sea Res.* **18**, 1089-1109.
- Richardson, P.L. und W.J. Schmitz, Jr., 1993: Deep cross-equatorial flow in the Atlantic measured with SOFAR floats. *J. Geophys. Res.*, **98** (C5), 8371-8387.
- Riebesell, U., D.A. Wolf-Gladrow und V. Smetacek, 1993: Carbon dioxide limitation of marine phytoplankton growth rates. *Nature*, **361**, 249-251.
- Rintoul, S.R., 1991: South Atlantic Interbasin exchange. *J. Geophys. Res.*, **96C**, 2675-2692.

- Riser, S.C., H. Freeland und T.H. Rossby, 1978: Mesoscale motions near the deep western boundary of the North Atlantic. *Deep Sea Res.* **25**, 1179-1191.
- Robinson, M.K., R.A. Bauer und R.H. Schröder, 1980: Atlas of North Atlantic-Indian Ocean monthly mean temperatures and mean salinities of the surface layer. *Ref. Publ.*, **18**, U.S. Navy Oceanographic Office, Washington, D.C.
- Roemmich, D.H., 1980: Estimation of meridional heat flux in the North Atlantic by inverse methods. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1972-1983.
- Roemmich, D.H., 1983: The balance of geostrophic and Ekman transports in the tropical Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1534-1539.
- Roemmich, D. und C. Wunsch, 1984: Apparent changes in the climate state of the deep North Atlantic Ocean. *Nature*, **307**, 447-450.
- Roemmich, D. und C. Wunsch, 1985: Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **32**, 619-664.
- Roether, W. und M. Rhein, 1989: Chemical tracers in the ocean. In: *Oceanography*, Landolt Börnstein, VI3b, 59-121, Springer-Verlag.
- Roether, W. und R. Schlitzer, 1990: Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of CFM and tritium data. *Dyn. Atmos. Oceans*, **15**, 333-354.
- Roether, W., P. Schlosser, R. Kuntz und W. Weiss, 1992: Transient tracer studies of the thermohaline circulation of the Mediterranean. In: *Winds and currents of the Mediterranean Basin*. H. Charnock. editor. Proceedings Nato Workshop, 7-14 Sep. 1983. issued by Harvard University, Cambridge.
- Rohling, E.J. und H.L. Bryden, 1992: Man-induced salinity and temperature increases in the Western Mediterranean deep water. *J. Geophys. Res.*, **97** (C7), 11,191-11,198.
- Rossby, T., Price, J., and D. Webb, 1986. The spatial and temporal evolution of a cluster of SOFAR floats in the Polymode Local Dynamics Experiment (LDE). *J. Phys. Oceanogr.* **16**, 428-442.

- Rudels, B. and D. Quadfasel, 1991: Convection and deep water formation in the Arctic Ocean - Greenland Sea system. *J. Mar. Systems*, **2**, 435-450.
- Rudels, B., D. Quadfasel, H. Friedrich and M.-N. Houssais, 1989: Greenland Sea convection in the winter of 1987-1988. *J. Geophys. Res.*, **94** (C3), 3223-3227.
- Ruddiman, W.F., und A.McIntyre, 1981: The North Atlantic Ocean during the last glaciation. *Paleogeogr.Paleoclim.Paleoec.*, **35**, 145-214.
- Sankey, T., 1973: The formation of deep water in the northwestern Mediterranean. *Prog. Oceanogr.*, **6**, 159-179.
- Sarmiento, J.L., 1983: A simulation of bomb Tritium entry into the Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1924-1939
- Sarmiento, J.L., 1986: On the North and Tropical Atlantic Heat Balance. *J. Geophys. Res.*, **91C**, 11677-11689.
- Sarmiento, J.L. und J.R. Toggweiler, 1984: A new model for the role of the oceans in determining pCO₂. *Nature*, **308**, 621-624.
- Sarmiento, J.L., J.C. Orr und U. Siegenthaler, 1992: A pertubation simulation of CO₂-uptake in an ocean general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **97C**, 3621-3645.
- Saunders, P.M., 1990: Cold outflow from the Faroe Bank Channel. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 29-43
- Schlesinger, M.E. und Z. Zhao, 1987: Seasonal climate changes induced by doubled CO₂ as simulated by the OSU atmospheric OCM/mixed layer model. Rep.70, 73 S., Oreg. State Univ. Clim. Inst., Corvallis.
- Schlitzer, R., W.Roether, H.Oster, H.G. Junghans, M.Hausmann, H.Johannsen und A.Michelato, 1991: Chlorofluoromethane and oxygen in the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Res.* **12**, 1531-1551.
- Schlosser, P., G. Bönisch, M. Rhein und R. Bayer, 1991: Reduction of deepwater formation in the Greenland Sea during the 1980s: evidence from tracer data. *Science*, **251**, 1054-1056.

- Schott, F., 1993: Enhanced Acoustic Tomography and its Application to Circulation and Deep Convection in the western Mediterranean. Abschlußbericht, MAST 0008-C, 189 S.
- Schott, F. und K.D. Leaman, 1991: Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 558-574.
- Schott, F., M. Visbeck and J. Fischer, 1993a: Observations of vertical currents and convection in the central Greenland Sea during the winter of 1988/89. *J. Geophys. Res.*, **98** (C8), 14401-14421.
- Schott, F., J. Fischer, J. Reppin und U. Send 1993b: On mean and seasonal currents and transports at the western boundary of the equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **98**, 14353-14368.
- Schott, F., M. Visbeck und U. Send, 1994: Open ocean deep convection, Mediterranean and Greenland Seas. *Ocean Processes on Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, Malanotte-Rizzoli, P. und A.R. Robinson (Hrsg.) . Kluwer Publishers (im Druck).
- Schmitz, W.J. und P.L. Richardson, 1991: On the sources of the Florida Current. *Deep-Sea Res.*, **38** (Suppl.1) 5379-5409.
- Semtner, A.J., 1974: An oceanic general circulation model with bottom topography. Numerical simulation of weather and climate. *Tech. Rep. No.9*, Dept. Meteor. UCLAR, 99 S.
- Semtner, Jr., A.J. und R.M. Chervin, 1988: A simulation of the global ocean circulation with resolved eddies. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15,502-15,522.
- Send, U. und J. Marshall, 1993: Integral effects of deep convection. *J. Phys. Oceanogr.* (eingereicht).
- Send, U., M. Visbeck und G. Krahnemann, 1993: Some developments for acoustic transponder surveys and acoustic navigation. *J. Ocean. Techn.* (in Vorbereitung).

- Senior, C.A. und J.F.B. Mitchell, 1993: Carbon dioxide and climate: The impact of cloud parametrization. *J. Clim.*, **6**, 393-418.
- Siegenthaler, U. und Th. Wenk, 1984: Rapid atmospheric CO₂ variation and ocean circulation. *Nature*, **308**, 624-626.
- Siegenthaler, U. und J.L.Sarmiento, 1993: Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, **365**, 119-125.
- Smethie, W.M., 1993: Tracing the thermohaline circulation in the western North Atlantic using chlorofluorocarbons. *Prog. Oceanog.*, **31**, 51-99.
- Smethie, W.M. und J.H. Swift, 1989: The tritium:krypton-85 age of Denmark Strait Overflow waters and Gibbs Fracture Zone Water just south of Denmark Strait. *J. Geophys. Res.*, **94**, 8265-8275.
- Smethie, W.M., H.G. Östlund und H.H.Loosli, 1986: Ventilation of the deep Greenland and Norwegian Seas: evidence from krypton-85, tritium, carbon-14 and argon-39. *Deep Sea Res.*, **33**, 675-703.
- Smethie, W.M., D.W. Chipman, J.H. Swift und K.P. Koltermann, 1988: CFMs 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**, 347-369
- Speer, K.G. und M.S. McCartney, 1991: Tracing lower North Atlantic deep water across the equator. *J. Geophys. Res.*, **96** (C11), 20,443-20,448.
- Speer, K.G. und E. Tziperman, 1992: Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 93-104.
- Stocker, T.F., und D.G. Wright, 1991a: A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation, Parts, I, II. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1713-1739.
- Stocker, T.F. und D.G. Wright, 1991b: Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes. *Nature*, **351**, 729-732.
- Stommel, H., 1958: The abyssal circulation. *Deep-Sea Res.*, **5**, 80-82.

- Stommel, H. und A.B.Arons, 1960: On the abyssal circulation of the world ocean. I. stationary planetary patterns on a sphere. *Deep-Sea Res.*, **6**, 140-151.
- Stouffer, R.J., S. Manabe und K. Bryan, 1989: Interhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO₂. *Nature*, **342**, 660-662.
- Stuiver, M. und P.Quay, 1981: Atmospheric ¹⁴C changes resulting from fossil fuel CO₂ release and cosmic ray flux variability. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 349-362.
- Stramma, L. und R. Peterson, 1990: The South Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 846-859.
- Strass, V.H., E. Fahrbach, U. Schauer and L. Sellmann, 1993: Formation of Denmark Strait Overflow water by mixing in the East Greenland Current. *J. Geophys. Res.*, **98** (C4), 6907-6919.
- Subak. S., P. Raskin und D. Hippel, 1993: National Greenhouse gas accounts: current anthropogenic sources and sinks. *Climatic Change*, **25**, 15-58.
- Swallow, H.C. und L.V. Worthington, 1961: An observation of a deep counter-current in the Western North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **8**, 1-9
- Swallow, J.C. und G.F. Caston, 1973: The preconditioning phase of MEDOC 1969 - I. Observations. *Deep-Sea Res.*, **20**, 429-448.
- Swift, J.H., 1984: The circulation of the Denmark Strait and Island-Scotland overflow waters in the North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **31**(11), 1339-1355.
- Swift, J.H. und K.-P. Koltermann, 1988: The origin of Norwegian Sea Deep Water. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3563-3569.
- Swift, J.H., K. Aagaard und S.-A. Malmberg, 1980: The contribution of Denmark Strait Overflow to the deep North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **27A**, 29-42.
- Talley, L.D. und M.S. McCartney, 1982: Distribution and circulation of Labrador Sea water. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1189-1205
- Tans, P.P., I. Fung und T. Takahashi., 1990: Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. *Science*, **247**, 1431-1438.

- Tans, P.P., J.A. Berry, R.F. Keeling, 1993: Oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Observations: a new window on oceanic CO_2 uptake. *Global Biogeochem. Cycles*, **7**, 353-368.
- Taylor, G.I., 1921. Diffusion by continuous movements. *Proc. London Math. Soc., Ser A*, **20**, 196-211.
- THETIS-Group, 1994: Deep convection in the Gulf of Lions and application of acoustic tomography. *EOS* (eingereicht).
- Toggweiler, J.T., K. Dixon und K. Bryan, 1989a: Simulations of radiocarbon in a coarse resolution world ocean model. I steady state prebomb distributions. *J. Geophys. Res.*, **94C**, 8217-8242.
- Toggweiler, J.T., K. Dixon und K. Bryan, 1989b: Simulations of radiocarbon in a coarse resolution world ocean model. 2. distributions of bomb produced carbon-14. *J. Geophys. Res.*, **94C**, 8243-8264.
- Trenberth, K.E. und A. Solomon, 1993: The global heat balance: heat transport in the atmosphere and ocean. *Clim. Dynam.*, eingereicht.
- Tsuchiya, M., L.D. Talley und M.S. McCartney, 1992: An eastern Atlantic section from Iceland southward across the equator. *Deep-Sea Res.*, **39**, 1885-1917
- Veum, T., E. Jansen, A. Maurice, I. Beyer, J.-C. Duplessy, 1992: Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28000 years. *Nature*, **356**, 783-785.
- Visbeck, M., 1993: Konvektion im offenen Ozean. Dissertation, Institut für Meereskunde an der Christian Albrechts Universität Kiel, 187 Seiten.
- Voorhis, A.D. und D.C. Webb, 1970: Large vertical currents observed in a winter sinking region of the northwestern Mediterranean. *Cah. Oceanogr.*, **22** (6), 571-580.
- Wallace, D.W.R. und J.R.N. Lazier, 1988: Anthropogenic chlorofluoromethanes in newly formed Labrador Sea water. *Nature*, **332**, 61-63.
- Walsh, J.E. und W.L. Chapman, 1990: Arctic contribution to upper-ocean variability in the North Atlantic. *J. Climatol.*, **3**, 1462-73.

- Wanninkhof, R., 1992: Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, **97** (C5), 7373-7382
- Warner, M.J. und R.F. Weiss, 1985: Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep-Sea Res.*, **32**, 1485-1497.
- Washington, W.M. und G.A. Meehl, 1984: A seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO₂ with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed layer ocean. *J. Geophys. Res.*, **89**, 9475-9503.
- Washington, W.M., G.A. Meehl, L. VerPlank und T.W. Bettge, 1993: A world ocean model for greenhouse sensitivity studies: resolution, intercomparison and the role of diagnostic forcing. *Climate Dynamics*, im Druck.
- Watts, D.R., 1991: Equatorwards currents in the temperature range 2°-6°C on the continental slope, Mid Atlantic Bight. H. Chu und J.G. Gascard, eds, *Deep water convection and deep water formation*. Elsevier. New York.
- Weaver, A.J., E.S. Sarachik und J. Marotzke, 1991: Freshwater flux forcing of decadal and interdecadal oceanic variability. *Nature*, **353**, 836-838.
- Weiss, W. und W. Roether, 1980: The rates of tritium input to the world oceans. *Earth Planet Sci. Letters*, **49**, 435-446
- Weiss, W., W. Roether und G. Bader, 1976: Determination of blanks in low-level tritium measurement. *Intern. J. Applied Radiation and Isotopes*, **27**, 217-225
- Weiss, R.F., G. Östlund und H. Craig, 1979: Geochemical studies of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **26A**, 1093-1120.
- Weiss, R.F., J.L. Bullister, R.H. Gammon und M.J. Warner, 1985: Atmospheric chlorofluoromethanes in the deep equatorial Atlantic. *Nature*, **314**, 608-610.
- Weiss, R.F., J.L. Bullister, R.A. Van Woy, J.M. Warner, P.K. Salameh und R.H. Gammon, 1991: Transient tracers in the ocean, Tropical Atlantic Study: Fluorochlorocarbon measurements. Scripps Inst. *Oceanogr. Rept.* **91-1**, 159 S.

- Welander, P., 1986: Thermohaline effects in the ocean circulation and related simple models. In: *Large scale transport processes in Ocean and Atmosphere*, pp163-200, eds: J. Willebrand und D.L.T. Anderson, Reidel.
- Wigley, T.M.L., und S.C.B. Raper, 1990: Natural variability of the climate system and detection of the greenhouse effect. *Nature*, **344**, 324-327.
- Wilson, C.A. und J.F.B. Mitchell, 1987: A double CO₂ climate sensitivity experiment with a global climate model including a simple ocean. *J. Geophys. Res.*, **92**, 13315-13343.
- Whitworth, T. und W.D. Nowlin, 1991: Water masses and currents of the southern ocean at the Greenwich meridian. *J. Geophys. Res.*, **92C**, 6462-6476.
- Worthington, L.V. und H. Kawai, 1972: Comparison between deep sections across the Kuroshio and the Gulf stream. In: *Kuroshio: its physical aspects* Hrsg. K. Yoshida und H. Stommel, University of Washington Press, Seattle, , 371-385.
- Wright, W.R., und L.V. Worthington, 1970: The water masses of the North Atlantic Ocean: a volumetric census of temperature and salinity. American Geological Society Serial Atlas of Marine Environment, Folio No 19.
- Wunsch, C., und B. Grant, 1982: Toward the general circulation of the North Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, **11**, 1-59.
- Zenk, W. und W. Armi, 1990: The complex spreading pattern of Mediterranean water off the Portuguese continental shelf. *Deep-Sea Res.*, **37**, 1805-1823.

Anhang A

Messung und Auswertung

A.1 Freone

Etwa 30 ml Wasser, die mit einer gasdichten Spritze aus Niskin-Wasserschöpfern entnommen werden, werden entgast und über ein 'Purge and Trap'-System in einen Gaschromatographen (bis 1991 Fa. Tracor, ab März 1991 Fa. Shimadzu, GC 14A) überführt; der Nachweis geschieht mit Hilfe eines Elektroneneinfang-Detektors (ECD, Fa. Shimadzu), der an einen Integrator angeschlossen ist. Für die Freone wird eine gepackte gaschromatographische Säule eingesetzt (1/8 Zoll Edelstahlsäule gepackt mit Porasil C, Bullister und Weiss, 1988), während für andere Komponenten (Tetrachlorkohlenstoff CCl_4 , F113) eine Megabore-Kapillarsäule bessere Ergebnisse erzielt (Megabore DB 624, Krysell und Wallace, 1988).

Die Freonanalytik wurde ab März 1988 in Kiel aufgebaut und im Februar 1989 erstmals erfolgreich in der Grönlandsee eingesetzt. Seit 1992 ist das System computergesteuert. Die ersten CCl_4 Profile wurden mit einem neuen System mit Kapillarsäule erstmals im Indischen Ozean im August 1993 gemessen. Die Analyse muß bereits an Bord erfolgen, da sich die Proben unter Kühlung nur 10 Stunden lagern lassen. Das sich bei Erwärmung in den Gasblasen einlagernde Freon aus der Wasserprobe kann nicht mitanalysiert werden und führt so zu einer Verfälschung der gemessenen Konzentrationen: Bei einer 100 ml Wasserprobe, die bei 0° C und einer F12-Konzentration von 1 pmol/kg beprobt wurde, und die sich dann auf Labortemperatur (20° C) erwärmt, entsprechen 160 ppt in der Gasphase dem Gleichgewicht zwischen Wasser und Gas. Bei einem Gasvolumen von 0.5ml (ca 0.6mg)

befinden sich 0.003pmol F12 in der Gasphase. Da in der gesamten Wasserprobe 0.1pmol F12 enthalten sind, wird also die Konzentration in der Wasserphase um 3% verringert. Ein System zum Einschweißen von Wasserproben unter Reinstgas und anschließender Messung im Heimatlabor wird momentan getestet.

Die zwei hauptsächlichsten Probleme der Messungen sind Kontamination und die Schwankungen der Ansprechwahrscheinlichkeit des ECDs. Die meisten Schiffe benutzen F12 als Kühlmittel, das durch Lecks entweicht und die F12-Konzentration in den Labors auf das Hundertfache des Reinluftwertes ansteigen läßt. Kleinste Lecks oder Verunreinigungen durch Fette und Öle können dann die lipophilen Freone in das Meßsystem einschleppen und den Blindwert der Apparatur wesentlich erhöhen. Die Wasserschöpfer müssen ebenfalls entfettet werden, und alle Ventile und O-Ringe werden im Vakuumofen bei 80° C mehrere Tage lang entgast, so daß der Blindwert der Schöpfer unterhalb der Nachweisgrenze bleibt. Um den Blindwert der Spritzen und des Meßsystems zu untersuchen, wird in einem 10l-Kolben freonfreies Wasser durch Entgasen hergestellt und mit derselben Technik wie für die Niskinschöpfer werden Proben entnommen und gemessen.

Schwankungen der Ansprechwahrscheinlichkeit des ECDs müssen durch tägliche und manchmal stündliche Eichung mit einem Gasstandard kompensiert werden, was den Zeitaufwand für die Messungen auf das Doppelte erhöht. Die Eichgase wurden von R.Weiss (Scripps Institution for Oceanography, San Diego) hergestellt, so daß die Kieler Messungen an die international gebräuchliche SIO-Skala angeschlossen sind. Dies wird auch durch die Teilnahme an WOCE Interkalibrationsprogrammen gewährleistet. Die Reproduzierbarkeit der Messungen, getestet durch Mehrfachmessung einer Wasserprobe und durch doppelte Probennahme aus einem und auch aus verschiedenen Wasserschöpfern variierte von Reise zu Reise, abhängig von Kontaminationsproblemen und vom Zustand des ECD (Tab. A.1)

Der Blindwert der Messung kann auf mehrere Weisen bestimmt werden: a) Messung von freonfreiem Tiefenwasser, so vorhanden. Diese Messung liefert den Gesamtblank, eingeschlossen die etwaige Kontamination der Niskinschöpfer und der Probennahme-Spritzen. b) Messung von etwa 1ml Probe von freonarmem Wasser. Hier bekommt man den Blindwert der Apparatur plus den Blindwert der Einlaßeinheit. Über diese Einheit, die im wesentlichen aus einem 3-Wege Ventil und den Verbindungswegen Glaspritze-Ventil und Ventil-Entgasungseinheit besteht, werden beim Messen einer Wasserprobe üblicherweise ca

30 ml Seewasser in die 'Purge and Trap' Einheit überführt. c) Herstellung von freonfreiem Seewasser in einem 10L Glaskolben durch Entgasen mit reinem Stickstoff oder Argon-Methan-Gemisch. Am unteren Teil des Kolbens befindet sich eine Probenentnahmeeinheit ähnlich der der Niskinschöpfer, so daß Wasser mit den üblichen 100 ml Glasspritzen entnommen werden kann. Auch diese Methode liefert den Apparateblank plus den Blindwert der Einlaßeinheit plus der Probennahme. d) Der Blindwert der Apparatur ohne Einlaßeinheit kann durch Messung von freonfreiem Gas ermittelt werden; dieser Blindwert ist in der Regel unterhalb der Nachweisgrenze.

Üblicherweise ist der Blindwert der Einlaßeinheit der einzig bedeutende (Tab. A.1); diese Einheit muß zum Wechseln der Proben geöffnet und der Laboratmosphäre ausgesetzt werden. Auf den Va118 und Po159 Reisen stellte es sich allerdings heraus, daß das Trocknungsmittel die Ursache für den hohen Blindwert war; auch das häufige Wechseln brachte keine Besserung, da die ganze Serie kontaminiert war (warscheinlich eine ältere Charge).

Der in Kiel benutzte Elektroneneinfangdetektor (ECD) besitzt ein relativ lineares Ansprechverhalten. Zur Umwandlung der Peakfläche einer Luft- bzw. Wasserprobe in eine Konzentration werden nur die jeweils benachbarten Eichpunkte benutzt und dazwischen linear interpoliert. Da die Ansprechwahrscheinlichkeit des ECD zeitlich variiert, ist eine Driftkorrektur notwendig. Daher wird vor Beginn und nach Ende der Messung von Wasserproben einer Station eine vollständige Eichkurve aufgenommen und zwischen diesen beiden Zeitpunkten ebenfalls linear interpoliert. Die Integration der Peaks erfolgt mit Hilfe eines Integrators (Fa. Shimadzu). Da die Software Schwierigkeiten hat, kleine Peaks zu finden, müssen diese zumeist manuell nachintegriert werden. Die entgaste Probenmenge wird über die Bestimmung des Kolbenhubs der Spritze mit einer digitalen Schieblehre durchgeführt. Berücksichtigt in der Auswertung werden ebenfalls die individuelle Volumeneichung der Glasspritzen und die Dichte der Wasserprobe.

A.2 Tritium

Bei der Probennahme wird ca 1l Wasser aus dem Niskinschöpfer in eine gereinigte Glasflasche gefüllt. Tritium wird mit Hilfe von Zählrohren gemessen (Weiss et al., 1976), sowie durch massenspektrometrische Messung seines Zerfallsprodukts ^3He (e.g. Bayer et al.,

1989). Die letztere Methode ist die genauere mit einem Fehler von $\pm 1\%$ verglichen mit bis $\pm 2.5\% - \pm 5\%$ für die Zählrohrtechnik. Zur Analyse im Massenspektrometer muß die Wasserprobe zuerst entgast und danach gasdicht verschlossen werden. Während der Lagerungszeit (einige Monate) sammelt sich das durch den Tritiumzerfall entstehende ${}^3\text{He}$ an, was dann im MS nachgewiesen werden kann. Die bekannte Zerfallskonstante von Tritium erlaubt dann die Berechnung der Tritiumkonzentration. Die Angabe der Tritiumkonzentrationen erfolgt in TU (Tritium unit) und entspricht einem Verhältnis von radioaktivem ${}^3\text{H}$ zum 'normalen' Wasserstoff ${}^2\text{H}$ von 10^{-18} .

Tabelle A.1: Reproduzierbarkeit und Blindwerte der Kieler Freonmessungen bei Forschungsreisen 1989 – 1993.

Forschungsreise	Reproduzier-	barkeit	Blind-	werte
	± pmol/kg	± pmol/kg	± pmol/kg	± pmol/kg
	F11	F12	F11	F12
Va78, Jan.1989 Grönlandsee	0.07	0.04	0.05	0.01
Po159 Juni 1989 Iberisches Becken	0.04	-	0.18-0.02	-
Po172 Mai 1990 Golf v. Cadiz	0.015	0.014	0.012	0.01
M14 Oktober 1990 Tropischer Atlantik	0.003	0.004	0.009	0.007
So73 Januar 1991 Indischer Ozean	0.01	0.01	0.003	0.006
M16 Juni 1991 Tropischer Atlantik	0.005	0.005	0.01	0.008
Va118 Dez.1991 Golf d. Lyon	0.03	0.009	0.1	0.008
Po189 Feb. 1992 Golf d. Lyon	0.03	0.008	0.1	0.005
M22 Oktober 1992 Tropischer Atlantik	0.004	0.005	0.003	0.003
ARK IX März 1993 Nordmeer	0.03	0.01	0.01	0.003
So89 August 1993 Indischer Ozean	0.02	0.01	0.05	0.003

Danksagung

Ich danke allen meinen Kollegen in der Abteilung Regionale Ozeanographie, besonders Dr. Jürgen Fischer, Dr. Martin Visbeck und Dr. Lothar Stramma für die vielen wissenschaftlichen Diskussionen. Mein Dank gilt Dr. Claus Böning, Dr. Jürgen Fischer, Dr. Martin Visbeck und Dr. Reinhold Bayer für das kritische Lesen meiner Arbeit. Alfred Eisele unterstützte mich bei den Abbildungen. Ohne die technische Hilfe von Kapitän und Mannschaft der Forschungsschiffe 'Meteor', 'Poseidon', 'Sonne', 'Valdivia' und 'Polarstern' wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Wichtig und hilfreich war auch die technische Unterstützung durch Martina Elbrächter, die viele der hier vorgestellten Freonanalysen mit großer Sorgfalt durchführte.

Meinen besonderen Dank richte ich an Prof.Dr. Fritz Schott. Sein lebhaftes wissenschaftliches Interesse an der Tracermethodik ermöglichte erst die Einführung dieser Arbeitsmethode am IFM Kiel und damit meine Arbeit. Durch zahlreiche Kommentare und Anregungen, sowie durch stetige und vielfältige Unterstützung auch im logistischen Bereich (z.B. durch die Möglichkeit, an vielen von ihm koordinierten Forschungsreisen teilzunehmen) trug er wesentlich zum Gelingen bei.