

**Transfer von Nordatlantischem Tiefenwasser
durch den Südatlantik mit
Tracer-Verteilungen und Transitzeit-Verteilungen**

Oliver Huhn

Universität Bremen, 2005

Transfer von Nordatlantischem Tiefenwasser durch den Südatlantik mit Tracer-Verteilungen und Transitzeit-Verteilungen

Vom Fachbereich für Physik und Elektrotechnik
der Universität Bremen

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

genehmigte Dissertation

von
Diplom-Physiker Oliver Huhn
aus Bremen

1. Gutachter: Prof. Dr. Wolfgang Roether
2. Gutachter: Prof. Dr. Reiner Schlitzer

Eingereicht am 5.11.2004
Tag des Promotionskolloquiums: 11.2.2005

Übersicht

Die Ausbreitung von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW = *North Atlantik Deep Water*) im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik wurde mit dem Ansatz von Transitzeit-Verteilungen (TTDs = *Transit Time Distributions*) untersucht. Die TTDs werden durch Beobachtungen der Tracer F11, F12, CCl₄ und Tritium im Ozeaninneren angepasst. In dem hier gewählten Ansatz beschreiben sie den mittleren zeitlichen Zustand des Systems unter der Näherung eindimensionaler Advektion und Mischung. Letztere beinhaltet auch alle nicht-advektiven Transportprozesse wie Wirbel, Rezirkulationen und kurzzeitige Variabilitäten des Transportfeldes. Gegenüber konventionellen Datierungsmethoden mit Tracern, die den Ansatz eines rein advektiven Transport verwenden, stellt diese Methode die nächst höhere Näherung dar.

Nach dem hier gewählten Ansatz lassen sich die TTDs durch eine begrenzte Anzahl von Parametern festlegen: dem mittleren Alter τ und der Péclet-Zahl Pe als dem Verhältnis von Advektion und Mischung. Ferner wird eine explizite tracerfreie Verdünnung V benutzt, um Mischung mit Wasser zu berücksichtigen, das zu alt ist, die verwendeten Tracer zu enthalten. Es zeigt sich, dass es i.d.R. für die Festlegung konsistenter Parameter nicht ausreicht, verschiedene Tracer und Tracer zu verschiedenen Beobachtungszeitpunkten an einem festen Ort zu verwenden. Zur Erweiterung der Datengrundlage wurde daher eine weitere Annahme gemacht, bei der die Parameter τ und V linear vom Ort abhängen und die Péclet-Zahl als konstant angesetzt wird. Damit können alle relevanten Tracerbeobachtungen – auch von verschiedenen Orten – zur Anpassung der freien Parameter der TTDs genutzt werden.

Konventionellerweise wird für die Tracer-Randbedingung der Ansatz eines zeitlich konstanten Tracer-Sättigungsgrads in den Quellwassermassen gemacht. Um eine realistischere Beschreibung der Randbedingung zu erreichen, wurde über ein einfaches Mischungsmodell eine zeitabhängige Randbedingung ermittelt.

Schließlich wird der Transport von oberem und unterem NADW im Südatlantik innerhalb des tiefen westlichen Randstroms sowie entlang des Äquators und auf einem zonalen Schnitt bei 11°S mit Hilfe der TTDs untersucht. Ein zentrales Ergebnis ist, dass die Péclet-Zahl klein ist, d.h. dass der Wassermassen-Transport zu einem nicht zu vernachlässigenden Teil von Mischung überlagert ist. Dieses Resultat ergibt sich insbesondere durch die Benutzung von Tritium als zusätzlichem Tracer, dessen zeitlicher Eintrag in den Ozean sich deutlich von den anderen Tracer unterscheidet und unabhängige Informationen liefert.

Mit Hilfe der TTDs lassen sich ozeanographisch relevante Größen wie Mischungskoeffizienten und Transportgeschwindigkeiten ableiten. Die berechneten Mischungskoeffizienten haben eine Größenordnung von 13000 m²/s und beschreiben formal alle Mischungsprozesse zwischen der Quelle und dem Beobachtungsort. Die Transportgeschwindigkeiten liegen bei 0.6 cm/s und ergeben Transportraten von 2.3 Sv (für oberes NADW bei rund 11°S). Eine weitere Anwendung der TTDs liegt in der verbesserten Bestimmung der Zerfallsrate für CCl₄ in kaltem Tiefenwasser ($\theta < 4^\circ\text{C}$).

Tracerbeobachtungen werden unter anderem auch dazu benutzt, numerische Modelle zu überprüfen. Vielfach werden jedoch die Vergleiche zwischen modellierten und realen Tracer-Verteilungen nur zur Feststellung von Unstimmigkeiten genutzt. TTDs bzw. die daraus gewonnenen Parameter bieten sich als Diagnose-Verfahren an, da sie direkt die für den Transport relevanten Größen betreffen. Außerdem kann mit den aus Tracern bestimmten TTDs die Aufnahme von CO₂ und anderer klimarelevanter Substanzen ins Ozeaninnere bestimmt werden. Die TTDs lassen sich ferner verwenden, um Tracerdatensätze zu synoptisieren.

Abstract

We examine the spreading of North Atlantic Deep Water (NADW) in the tropical Atlantic and subtropical South Atlantic by means of transit time distributions (TTDs) which are fitted to observations of the transient tracers CFC-11, CFC-12, CCl_4 and tritium. The TTDs are derived under the assumption of steady-state flow, and the flow being formally represented by one-dimensional advection and mixing. The latter includes all non-advective processes of the transport, such as eddies, recirculations and temporal variability of the transport field. In comparison with conventional tracer dating methods, which use the approach of a purely advective transport, this method represents the next higher approximation.

With the approach chosen here, the TTDs depend on a limited number of parameters only: the mean age τ , and the Péclet number Pe as the ratio of advection and mixing. Additionally an explicitly tracer-free dilution V is used to account for mixing with waters that are old enough to contain little or no tracer. It has turned out that the use of different tracers and of repeated observations usually does not provide enough independent information to determine the parameters of the TTDs consistently. Therefore we assume τ and V to vary linearly with the distance and that Pe is constant. This allows us to use all relevant tracer observations – at different locations and times – to determine the free parameters of the TTDs.

Conventionally a constant apparent tracer saturation in the source waters is used as a tracer boundary condition. To obtain a more realistic boundary condition a simple mixing model for the source water masses has been devised. This approach ensures a realistic approximation of the time evolution of the tracer concentration ratios in the source waters.

Using these TTDs we examine the transport of upper and lower NADW in the South Atlantic in the deep western boundary current, along the equator, and along a zonal section at 11°S . An important result is that the Péclet number is small, meaning that the transport is subject to strong mixing. This result arises especially from the use of tritium as an additional tracer. Tritium shows a different evolution in surface waters compared with the other tracers, and provides independent information.

The TTDs are then used to determine important oceanographic parameters such as mixing coefficients and transport rates. The mixing coefficients, which formally describe all mixing processes between the sources and the points of observation, amount to approximately $13000 \text{ m}^2/\text{s}$. Furthermore, transport velocities on the order of 0.6 cm/s and transport rates on the order of 2.3 Sv (both for upper NADW at 11°S) have been calculated from the estimated velocities. A further result concerns an improved estimate of the loss rate of CCl_4 in cold deep water ($\theta < 4^\circ\text{C}$).

Tracer observations have been used in the past to assess numerical models. However, the common comparison of modelled and observed tracer distributions is normally only useful to reveal inadequacies. TTDs and quantities derived from them provide more direct diagnostics and can thus help to reveal the causes of such inadequacies, because they refer directly to relevant parameters of the transport. Furthermore, tracer derived TTDs permit the estimation of the uptake of CO_2 or other climate relevant substances, and they can be used to adjust tracer data to a common date.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	13
2	Zirkulation und Wassermassen im Atlantik.....	21
2.1	BILDUNG VON TIEFENWASSER.....	24
2.1.1	<i>Overflow Wasser</i>	25
2.1.2	<i>Labradorseewasser</i>	27
2.1.2.1	Klassisches Labradorseewasser	27
2.1.2.2	Oberes Labradorseewasser.....	29
2.2	NADW IM TROPISCHEN ATLANTIK UND SUBTROPISCHEN SÜDATLANTIK.....	30
2.2.1	<i>Schichtung des NADW</i>	30
2.2.2	<i>Tiefer Randstrom und zonale Abzweigungen und Rezirkulationen</i>	33
2.2.3	<i>Verswinden des NADW im Südatlantik</i>	35
2.3	ZUSAMMENFASSUNG: NADW	37
3	Methoden	39
3.1	ALTERSBESTIMMUNG MIT TRANSIENTEN ODER RADIOAKTIVEN TRACERN.....	39
3.1.1	<i>Konventionelle Methoden: Konzentrations- und Verhältnisalter</i>	42
3.1.1.1	Konzentrationsalter	42
3.1.1.2	Verhältnisalter und Verdünnung.....	43
3.1.1.3	Alter von Radioisotopen	44
3.1.2	<i>Widersprüchliche Traceralter, Mischung und Altersverteilungen</i>	45
3.2	TRANSITZEIT-VERTEILUNGEN (TTDs)	48
3.2.1	<i>Mathematische Formulierung</i>	49
3.2.2	<i>Ansatz für die Verteilung $G(t)$</i>	51
3.2.3	<i>Parametrisierung der Mischung durch die Péclet-Zahl</i>	52
3.2.4	<i>Ortsabhängigkeit der Parameter τ, V und Pe</i>	53
3.3	BESTIMMUNG DER PARAMETER τ , V , Pe	54
3.3.1	<i>Konturierung der Konzentrationen im Parameterraum</i>	54
3.3.2	<i>Anpassen der Parameter: least squares</i>	57
3.3.3	<i>Fehler der Lösung</i>	58
3.4	TRACER-RANDBEDINGUNGEN	59
3.4.1	<i>Atmosphärische bzw. Oberflächenkonzentrationen</i>	59
3.4.2	<i>Konstante (mittlere) Sättigung α</i>	60
3.4.3	<i>Zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{obs})$</i>	62
3.5	ZUSAMMENFASSUNG UND EINSCHRÄNKUNGEN DER METHODEN	63
4	Tracer-Beobachtungen und Modell-Simulationen.....	67
4.1	VERWENDETE DATENSÄTZE	67
4.1.1	<i>Tropischer Atlantik und subtropischer Südatlantik (8°N – 29°S)</i>	68
4.1.2	<i>Nordatlantik</i>	69
4.1.3	<i>Messfehler und Datenqualität</i>	71
4.2	MITTLERE TRACER-KONZENTRATIONEN.....	72
4.2.1	<i>Stoffmenge und Partialdruck</i>	72
4.2.2	<i>Definition der Wassermassen</i>	73
4.2.2.1	Eingrenzung durch Dichteintervall und Stationen	73
4.2.2.2	50% größte Messwerte	75
4.2.2.3	Engere Eingrenzung: mittlere beobachtete Tracerkonzentrationen aus den Grenzen der 50% größten Tracerwerten.....	76
4.2.3	<i>Mittelwerte und Unsicherheiten der Beobachtungen</i>	77
4.3	F11-MODELLSIMULATIONEN: 1/3°-ATLANTIK-MODELL	79
5	Charakteristische Tracer-Verteilungen im Nordatlantik und Tracer-Randbedingungen.....	83
5.1	HYDROGRAPHISCHE EIGENSCHAFTEN UND TRACER-VERTEILUNGEN DER QUELLWASSERMASSEN	83
5.1.1	<i>Zeitliche Variation: Schichtdicken und Tracerkonzentrationen</i>	85
5.2	KONSTRUKTION DER FORMALEN QUELLWASSERMASSEN	88
5.2.1	<i>LSW als Quellwasser für uNADW</i>	88
5.2.2	<i>OW: Quellwasser für INADW</i>	89

5.3	KONSTANTE RANDBEDINGUNG: MITTLERE SÄTTIGUNGEN	91
5.4	ZEITABHÄNGIGE RANDBEDINGUNG	93
5.4.1	Lokale Tritium-Oberflächen-Korrektur	94
5.4.2	Anpassen der Parameter an die Beobachtungen im Ozeaninneren	95
5.4.2.1	LSW	95
5.4.2.2	OW-Wasser	99
5.4.3	Interner Verlust von CCl_4	99
5.5	ZUSAMMENFASSUNG KAP. 5.....	101
6	Charakteristische Tracer-Verteilungen und konventionelle Traceralter im Südatlantik	103
6.1	TRACERVERTEILUNGEN UND TRACERALTER IM RANDSTROM	103
6.1.1	uNADW im Randstrom.....	103
6.1.2	INADW im Randstrom.....	108
6.2	TRACERVERTEILUNGEN UND TRACERALTER ZONAL (ÄQUATOR UND 11°S).....	112
6.2.1	Äquator	112
6.2.1.1	uNADW am Äquator	112
6.2.1.2	INADW am Äquator	114
6.2.2	11°S.....	115
6.2.2.1	uNADW auf 11°S	116
6.2.2.2	INADW auf 11°S	119
6.3	ZUSAMMENFASSUNG KAP. 6.....	121
7	Transitzeit-Verteilungen im Südatlantik	123
7.1	ENTWICKLUNG DER TTDs IM RANDSTROM	124
7.1.1	TTDs von uNADW im Randstrom	124
7.1.1.1	Abschätzung von δ_{CCl_4} aus den Beobachtungen.....	124
7.1.1.2	TTDs aus allen Tracern gleichzeitig	125
7.1.1.3	Vergleich der beobachteten Konzentrationen und der theoretischen Konzentrationsverläufe aus den TTDs	127
7.1.1.4	Korrelation von $\tau(r)$, $V(r)$ und P_e	129
7.1.1.5	Fehler der TTDs aus den Unsicherheiten der Beobachtungen und der Randbedingung	131
7.1.1.6	Fehler aus der Unsicherheit des CCl_4 -Abbaus	132
7.1.1.7	Konstante Randbedingung	133
7.1.2	TTDs von INADW im Randstrom	134
7.1.2.1	Übereinstimmung mit den Beobachtungen, Fehler der Lösung.....	134
7.1.2.2	Behandlung des „Knicks“ im INADW zwischen 5°S und 5.6°S	138
7.1.2.3	Konstante Randbedingung	141
7.2	ZONALE ENTWICKLUNG DER TTDs	142
7.2.1	Entwicklung der TTDs am Äquator.....	143
7.2.1.1	TTDs von uNADW am Äquator.....	143
7.2.1.2	TTDs von INADW am Äquator.....	145
7.2.2	Entwicklung der TTDs bei 11°S.....	147
7.2.2.1	TTDs von uNADW auf 11°S	147
7.2.2.2	TTDs von INADW auf 11°S	150
7.3	ZUSAMMENFASSUNG: TTDs IM SÜDATLANTIK.....	153
8	Diskussion.....	155
8.1	ALLGEMEINE DISKUSSION DER ERGEBNISSE	155
8.1.1	Zeitabhängige vs. konstante Randbedingung: Überschätzung der alten C_0 führt zu Überschätzung von τ und V	155
8.1.2	TTDs vs. Traceralter	156
8.1.3	Advektiver Transport und Mischung.....	158
8.1.4	Transportgeschwindigkeiten	159
8.1.5	Transportraten aus TTDs.....	160
8.1.6	Unterschiede zwischen uNADW (älter, mehr Mischung) und INADW (jünger, weniger Mischung)	162
8.1.7	Entwicklung von τ und V im Randstrom: mittlerer Zustand und erzwungene lineare Verläufe vs. zeitliche und lokale Variationen	163
8.1.8	Tritium als weiterer Tracer.....	165
8.1.9	δ_{CCl_4} aus Beobachtungen im Südatlantik.....	165
8.2	VERGLEICH MIT F11-MODELLSIMULATIONEN	166

8.3	ANWENDUNGEN.....	170
9	Zusammenfassung und Ausblick	171
9.1	ZUSAMMENFASSUNG	171
9.2	AUSBLICK.....	174
10	Anhang A.....	177
10.1	ABKÜRZUNGEN UND SYMBOLE.....	177
10.2	LITERATUR	179
10.3	DANKSAGUNG	187
11	Anhang B	189

1 Einleitung

Der Ozean ist ein unmittelbarer und wesentlicher Bestandteil des Klimasystems der Erde. Über weite Entfernungen transportiert er riesige Wärmemengen von niederen zu hohen Breiten. Im tropischen Nordatlantik beträgt der meridionale nordwärtige Wärmetransport rund 2×10^{15} Watt (z.B. Bryden und Imawaki, 2001), – das entspricht in etwa dem Wärmetransport der Atmosphäre. Zugleich wirkt der Ozean als Senke für klimarelevante Stoffe wie das Treibhausgas CO_2 , das die thermische Abstrahlung von der Erde zurück in den Weltraum steuert, und andere Spurengase, z.B. die FCKWs¹, die die Ozon-Schicht zerstören (siehe Enquete-Kommission, 1992, IPCC, 2001). Durch die Aufnahme an der Meeresoberfläche und die Bildung von Tiefenwasser gelangen diese Gase in den tiefen Ozean, wo sie weitertransportiert und damit zumindest zeitweise gespeichert werden.

Das CO_2 -Mischungsverhältnis ist in der Atmosphäre von rund 280 ppm² zu Beginn der Industrialisierung Ende des 18. Jahrhunderts bis heute auf 365 ppm angestiegen (IPCC, 2001). Da zunehmende CO_2 -Konzentrationen unmittelbar Einfluss auf unser Klima haben (steigende Konzentrationen bewirken durch die erhöhte Rückstreuung langwelliger Strahlung von der Erdoberfläche eine globale Erwärmung, den sog. „Treibhauseffekt“), ist eine wesentliche Frage, in welcher Menge und über welchen Zeitraum der Ozean solche klimarelevanten Stoffe aufnehmen und in seinem Inneren speichern kann. Die Atmosphäre enthält z.Zt. *nur* etwa 750×10^9 t Kohlenstoff, während der tiefe Ozean ungefähr 40000×10^9 t Kohlenstoff speichert (Siegenthaler und Sarmiento, 1993). Siegenthaler und Sarmiento (1993) sowie Schimel et al. (1996) schätzen eine ozeanische Aufnahme von rund 2×10^9 t Kohlenstoff pro Jahr; das entspricht etwa einem Drittel des freigesetzten Kohlenstoffs aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe (6.3×10^9 t Kohlenstoff pro Jahr; Wert für die 90er Jahre, IPCC, 2001). Eine andere Schätzung von Tans et al. (1990) ergibt eine Aufnahme von 0.7×10^9 t Kohlenstoff pro Jahr nördlich von 15°N .

Der ozeanische Transport findet auf unterschiedlichen Zeit- und Längenskalen statt. Große Stromsysteme wie der Golf- oder Nordatlantikstrom oder der tiefe westliche Randstrom im Ozeaninneren sind dabei nur die Augenscheinlichsten. Wesentliche Beiträge zum Transport liefern auch Mischungsprozesse durch Rezirkulationen und mesoskalige Wirbel³ (z.B. Toole und McDougall, 2001; siehe auch Waugh et al., 2004). Von besonderem Interesse ist daher auch das Verhältnis von Advektion und Mischung.

Abb. 1-1 veranschaulicht schematisch die innerozeanischen Transportvorgänge. Der Transport von oberflächennahem Wasser ins Ozeaninnere geschieht darin durch einen advektiven Strom, z.B. durch einen Randstrom, sowie einer überlagerten Mischung, die formal als eine verallgemeinerte Diffusion interpretiert werden kann.

Eine fundamentale Größe des innerozeanischen Transports ist dessen Zeitskala (z.B. Waugh et al., 2003). Aus dem mittleren Alter – der Zeit zwischen der Belüftung der Wassermasse an der Meeresoberfläche und der Beobachtung weiter stromabwärts – bzw. aus der Alters-

¹ Fluor-Chlor-Kohlen-Wasserstoffe, auch Freone genannt. Im engl. CFCs (*Chlorofluorocarbons*).

² Partialdruck in [ppm], *parts per million*, 10^{-6}

³ *Meso-* bedeutet *Mittel-*: Mesoskalige Wirbel sind die Entsprechung von atmosphärischen Hoch- und Tiefdruckgebieten im Ozean. Die Skala bezieht sich dabei auf den Rossby-Radius; daher sind die mesoskaligen Wirbel rund eine Größenordnung kleiner als ihre atmosphärischen Entsprechungen. Charakteristische horizontale Skalen mesoskaliger Wirbel sind einige 10 bis 100 km.

Zusammensetzung einer Wassermasse lassen sich weitere Eigenschaften des Transports wie Geschwindigkeit, Transportraten, Beiträge aus Advektion und Mischung etc. ableiten.

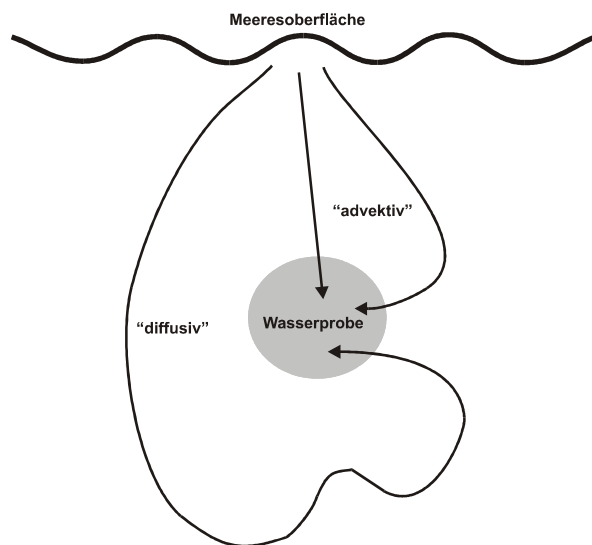


Abb. 1-1: Schematische Darstellung des Transports von der Meeresoberfläche ins Ozeaninnere durch Advektion und Mischung, d.h. einer verallgemeinerten Diffusion. Nach Khatiwala et al. (2001).

Zu den direkten Methoden der Transportbestimmung gehören Strömungsmesser, Floats und ADCP-Messungen. Floats (oder Drifter) sind passiv in der Strömung treibende Körper. Diese lassen sich auch im Ozeaninneren verwenden, indem sie auf eine bestimmte Dichte eingestellt werden und dann mit der Zirkulation mittreiben. Floats, die periodisch an die Oberfläche aufsteigen, übermitteln ihre Position und weitere Daten wie Temperatur und Salzgehalt an eine Landstation oder einen Satelliten. Bei anderen Typen wird die aktuelle Position akustisch bestimmt. ADCPs⁴ bestimmen die Strömungsgeschwindigkeit über die Ausbreitung und Rückstreuung eines Schallsignals. Aus der bekannten Schallgeschwindigkeit im Wasser und der Verzögerung des an Schwebeteilchen zurückgestreuten Signals lässt sich die relative Bewegung des Mediums zum Gerät durch den Dopplereffekt berechnen. Diesen Methoden ist gemeinsam, dass sie nur lokale oder zeitlich begrenzte Momentaufnahmen des inner-ozeanischen Transports liefern können. Die sogenannte Geostrophische Methode leitet aus der Verteilung von Temperatur und Salzgehalt und der daraus berechneten Druckverteilung im Ozeaninneren „indirekt“ Strömungsgeschwindigkeiten ab.

Numerische Modell-Simulationen stellen eine andere Methode zur Untersuchung der ozeanischen Zirkulation dar. Eine Übersicht über die verschiedenen Ansätze und Entwicklungen solcher Modelle liefern die Artikel von Böning und Semtner (2001) und Willebrand und Haidvogel (2001). Modelle diskretisieren den Ozean vertikal und horizontal in einzelne Boxen. Dynamische Modelle werden i.W. durch Wind sowie Wärme- und Frischwasserflüsse, die z.T. selber aus numerischen Modellen stammen, an der Ozeanoberfläche angetrieben; im Inneren wird die Mischung durch angepasste vertikale und horizontale Mischungskoeffizienten parametrisiert. Aus den bekannten Erhaltungsgleichungen für Masse, Impuls, Temperatur und Salzgehalt werden dann die Zirkulation sowie Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen berechnet. Beispiele sind das FLAME-Modell⁵ (siehe z.B. Beismann und Redler, 2003) oder das LOAM⁶-Modell (siehe Khatiwala et al., 2001), auf die in dieser Arbeit später eingegangen wird. Probleme ergeben sich dabei aus den Annahmen über die Parametrisierung

⁴ Acoustic Doppler Current Profiler

⁵ Family of Linked Atlantic Model Experiments

⁶ Lamont Ocean-Atmosphere Model

des Antriebs und der Mischung, z.B. durch Reibung an den Rändern, sowie aus dem räumlichen Auflösungsvermögen der Modelle (siehe z.B. Redler, 1997, Beismann und Redler, 2003 sowie England und Maier-Reimer, 2001).

Ein etwas anderer Ansatz wird in sogenannten Inversmodellen benutzt. Dabei werden alle verfügbaren realen Beobachtungen von Temperatur und Salzgehalt (z.T. auch andere Größen wie Spurenstoff-Verteilungen) verwendet und ein mittleres Strömungsfeld sowie Mischungskoeffizienten, Wärme- und Frischwasserflüsse berechnet, die mit diesen Verteilungen und den geostrophischen Geschwindigkeiten aus den gegebenen TS-Verteilungen konsistent sind (z.B. Schlitzer, 1995; Schlitzer, 1996; Vanicek und Siedler, 2002).

Eine weitere Methode ist schließlich die Betrachtung von Spurenstoffen, sogenannten Tracern. Tracer bedeutet wörtlich *Spurenstoff*. Das meint einerseits, dass diese Stoffe in der Regel nur in Spuren, also in kleinen Konzentrationen vorliegen. Andererseits ermöglichen sie die Verfolgung einer Wassermasse durch den Ozean wie durch einen Farbstoff, indem sie die Wassermasse charakteristisch markieren und somit eine Spur im Ozean legen. Tracer werden i.d.R. regional in den tiefen Ozean eingetragen und durch die Zirkulation durch Advektion und Mischung weitertransportiert. Durch den Transfer in die Tiefe (Konvektion) oder inner-ozeanische Quellen (Gase, die den Spreizungsregionen der Mittelatlantischen Rücken entspringen) breiten sie sich auch im Ozeaninneren aus und lassen sich dort verfolgen.

Im Gegensatz zu den klassischen Methoden liefern sie integrale Informationen über den Transport. Dadurch sind sie zwar nicht geeignet, kurzzeitige oder lokale Variabilitäten des Transports zu erfassen, können aber als ein langzeitliches Mittel Aussagen über den mittleren Transport aus Advektion und Mischung liefern. Ausführliche Darstellungen von Tracer-Methoden und deren Anwendungsmöglichkeiten finden sich z.B. bei Broecker und Peng (1982) oder Roether und Rhein (1989). Mittels Tracerbeobachtungen kann man direkt die horizontale und vertikale Dispersion von Wassermassen bestimmen (z.T. durch direktes Einsetzen künstlicher Tracer). Tracer erlauben ferner die Verfolgung von Wassermassen von ihren Quellen bis weit ins Ozeaninnere. Zeitabhängige Tracer gestatten des Weiteren die Bestimmung von Zeitskalen des Transports, d.h. von Verweil- und Transitzeiten im Ozeaninneren.

Und schließlich können Tracer zur Kontrolle von numerischen Modellen verwendet werden. Durch den Vergleich von in Modellen eingesetzten und real beobachteten Tracern lassen sich Zirkulationsmuster besser überprüfen, als dies allein durch Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen möglich ist. Eine gute Übersicht über solche Tracer-Vergleiche liefern England und Maier-Reimer (2001). Dabei zeigen sich z.B. Unstimmigkeiten der Modelle bei der Bildung von Tiefenwasser und der Tiefenzirkulation. Grobauflösende Modelle (i.d.R. für Klimauntersuchungen eingesetzt) zeigen häufig eine Überschätzung der räumlichen Skalen der Konvektion und Ströme im offenen Ozean, während sie die Transportraten sowie die Mischung im Ozeaninneren unterschätzen. Für eine Überprüfung der Zirkulation alter Wassermassen, z.B. Zirkumpolares Tiefenwasser, eignen sich besonders Tracer mit großen Zeitskalen wie ^{14}C (Halbwertszeit 5370 Jahre) oder $^{39}\text{Argon}$ (Halbwertszeit 269 Jahre). Für die Zirkulation auf dekadischer Zeitskala, z.B. Nordatlantisches Tiefenwasser oder Antarktisches Bodenwasser, sind Tracer auf kürzeren Zeitskalen wie die FCKWs hilfreich.

Experimente mit lokal (punktförmig) in den Ozean eingesetzten Tracern werden durchgeführt, um z.B. die vertikale Mischung in den obersten 100 Metern (siehe Ledwell et al., 1993, Ledwell et al., 1998, Law et al., 1998, Watson et al., 1999, Law et al., 2003) oder den Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean zu bestimmen (z.B. Nightingale et al., 2000). Sie

sind aber praktisch sehr aufwendig und in verschiedener Hinsicht kritisch. Die verwendeten Tracer, z.B. SF₆, kommen z.T. auch „natürlich“ vor⁷, und eine künstliche Einbringung dieser Stoffe überlagert die bereits vorhandenen, großräumig verteilten Signale, die damit zerstört werden. Experimente mit künstlich eingebrachten Tracern auf großen, beckenweiten Skalen sind praktisch nicht durchführbar; allerdings lassen sich dann oft „natürlich“ vorkommende Tracer wie für die Untersuchungen in dieser Arbeit nutzen.

Mit Tracern, die eine bekannte zeitabhängige Randbedingung haben (z.B. FCKWs) oder mit einer bekannten Rate im Laufe der Zeit zerfallen (Radioisotope wie ¹⁴C, ³⁹Ar oder Tritium), lassen sich ferner die Zeitskalen des Transports bestimmen. Broecker et al. (1960) haben z.B. aus der Verteilung von ¹⁴C erstmals die Zeitskala des großräumigen ozeanischen Transports weltweit bestimmt.

Als man sich mit Tracern im Ozean zu beschäftigen begann, war man zunächst an der Zirkulation im Großen, d.h. dem als dominierend angenommenen advektiven Transport interessiert. Tracer wie die FCKWs oder Tritium markieren z.B. deutlich die Ausbreitung von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW⁸) im tiefen westlichen Randstrom bis in den Südatlantik (z.B. Roether und Putzka, 1996). Ferner lässt sich durch einen einfachen Ansatz, in dem der Transport in erster Näherung als rein advektiv angenommen wird, das Alter bzw. die Transitzeit einer Wassermasse und damit die (advektive) Transportgeschwindigkeit direkt aus den Tracer-Konzentrationen im Ozeaninneren durch einen Vergleich mit den (bekannten) Oberflächenkonzentrationen ablesen (Konzentrationsalter). Ein erweiterter Ansatz verwendet statt der Konzentrationen das Verhältnis zweier Tracer (Verhältnialter). Dadurch lässt sich eine explizite tracerfreie Verdünnung berücksichtigen, da die Verhältnisse bei tracerfreier Verdünnung konstant bleiben (z.B. Weiss et al., 1985).

Vielleicht geriet durch diesen einfachen und praktischen Ansatz der Aspekt der Tracer, Aussagen über die Mischung machen zu können, etwas in den Hintergrund. Allerdings wurden die Unzulänglichkeiten dieses Ansatzes durch die vernachlässigte Mischung und die daraus resultierenden Widersprüche der Alter verschiedener Tracer durchaus bemerkt und diskutiert, z.B. von Pickart et al. (1989), Beining und Roether (1996) oder Sonnerup (2001).

In der Grundwasserforschung wird das Potential, aus Tracern Mischungseffekte beim Transport bestimmen zu können, schon länger genutzt, z.B. von Lenda und Zuber (1970), Zuber (1974) oder Kreft und Zuber (1978). Der Grundwasser-Transport ist durch die langsame Advektion in einem statischen Medium viel stärker von Mischung beeinflusst als im Ozean, so dass hier die Berücksichtigung des Mischungsbeitrags für eine realistische Abschätzung des Gesamttransports unumgänglich ist. Erst in jüngerer Zeit wurde auch in der Tracer-Ozeanographie die Mischung explizites Thema: neben den oben zitierten Untersuchungen zur Mischung in den obersten 100 Metern mit Hilfe von punktförmig eingebrachten Tracern auch bei großräumigen Transportprozessen mit Hilfe von „natürlich“ vorkommenden Tracern, z.B. durch Bolin und Rohde (1972), Broecker und Peng (1982), Beining und Roether (1996), Waugh et al. (2003⁹) und durch die praktischen Anwendungen

⁷ Das bedeutet nicht, dass diese Tracer von selbst in der Natur vorkommen. Die meisten der hier gemeinten Tracer sind anthropogenen Ursprungs. Allerdings sind sie nicht zu dem unmittelbaren Zweck verwendet worden, in die Umwelt und damit auch in den Ozean gebracht zu werden. Viele verwendete Tracer sind z.T. schädliche Abfallprodukte.

⁸ North Atlantic Deep Water

⁹ Waugh und Hall (2002) hatten das Konzept der Transitzeit-Verteilungen bereits bei meteorologischen Fragestellungen erprobt.

von Klatt et al. (2002), Waugh et al. (2004¹⁰) und Steinfeld und Rhein (2004). Nicht vergessen werden sollen an dieser Stelle die leider unveröffentlichten Arbeiten von A. Putzka (vor allem A. Putzka „Age distributions and transient tracer dating of ocean waters“, unveröffentlichtes Manuskript, 1999).

Der Transport im Ozeaninneren ist mit Beobachtungen künstlich eingebrachter Tracer nicht direkt bestimmbar. Dazu müsste ein Tracer in die Quellen der tiefen Wassermassen punktförmig eingesetzt und weiter stromabwärts die Entwicklung dieses Signals kontinuierlich beobachtet werden. Das künstliche Einbringen ergibt einerseits die bereits erwähnte Überdeckung bereits vorhandener Tracersignale, andererseits spielt sich der großräumige Transport im Ozeaninneren auf Zeitskalen von Jahrzehnten bis Jahrhunderten ab, was eine entsprechend lange Beobachtungszeit erfordern würde. In Zirkulationsmodellen wird ein entsprechender Ansatz durchaus gewählt, z.B. von Sonnerup (2001) in einem schematischen Modell oder von Khaliwala et al. (2001) in einem globalen Ozeanmodell. Die Modellsimulationen betrachten dann die Ausbreitung eines „idealen“ Tracers an einem festen Ort oder zu einem festen Zeitpunkt.

Für ein reales System, das sich näherungsweise in einem stationären Zustand befindet, lässt sich alternativ die Tracerausbreitung durch eine Verteilungsfunktion, die sogenannte Transitzeit-Verteilung (TTD¹¹), beschreiben. Die Transitzeit-Verteilungen lassen sich mit Hilfe eines geeigneten Ansatzes durch eine begrenzte Anzahl von Parametern – z.B. einem mittleren Alter und einer Alters-Breite – formal festlegen. Damit wird auch die Mischung – neben der Advektion und über den konventionellen Ansatz von Konzentrations- und Verhältnisaltern hinaus – berücksichtigt. Der gewählte Ansatz gehorcht der üblichen eindimensionalen Advektions-Diffusions-Differential-Gleichung¹². Mit „Diffusion“ ist hier allerdings nicht die molekulare sondern eine verallgemeinerte Diffusion gemeint, die Mischungsprozesse auf allen Skalen erfasst, d.h. Wirbel, Rezirkulationen sowie kurzzeitige Variabilitäten. Dieser Ansatz stellt gegenüber den konventionellen Methoden, Wassermassen ein Alter zuzuordnen, die nächst höhere Näherung an die Realität dar.

Für einen Transport innerhalb eines Randstromsystems, der in erster Näherung auf Isopyknen erfolgt, ist die eindimensionale Idealisierung jedoch eine geeignete Näherung. Transportbeiträge außerhalb des direkten Randstroms werden dann formal als Mischungsbeiträge erfasst. Durch die integrierenden Eigenschaften sowohl der Tracer als auch des Ansatzes selber kann ferner nur ein mittlerer (stationär angenommener) Zustand beschrieben werden. Innerhalb dieses Ansatzes können dann die Parameter der TTDs an reale Tracerbeobachtungen angepasst werden. Übliche Parametrisierungen verwenden dazu die mittlere Transitzeit τ , die Breite der Transitzeit-Verteilung σ (z.B. Waugh et al., 2003) sowie gegebenenfalls eine tracerfreie Verdünnung V (z.B. Steinfeld und Rhein, 2004)

¹⁰ Waugh et al. (2004) stellen z.B. fest, dass insbesondere Mischung eine entscheidende Rolle beim innerozeanischen Transport spielt; so werde bei Missachtung dieser Mischungsprozesse z.B. die Aufnahme von CO₂ in den Ozean um 20 bis 30% überschätzt.

¹¹ *Transit Time Distribution*; in der Literatur findet sich auch die Bezeichnung *Age Distribution* (Altersverteilung).

¹² Für diesen analytischen Ansatz ist man jedoch gezwungen, sich auf eine eindimensionale Näherung zu beschränken, da für den realen dreidimensionalen Fall der Advektions-Diffusions-Differential-Gleichung keine analytischen Lösungen existieren.

Unsere¹³ Parametrisierung der TTDs verwendet ein mittleres Alter τ , eine explizite tracerfreie Verdünnung V und eine Péclet-Zahl Pe als das Verhältnis von Advektion und Mischung. Um diese Parameter an reale Tracerbeobachtungen anpassen zu können, setzen wir ferner eine lineare Ortsabhängigkeit für das mittlere Alter und die Verdünnung sowie $Pe = \text{const.}$ an. Damit sind wir in der Lage, sowohl verschiedene Tracer (F11, F12, CCl_4 und Tritium) und Tracerbeobachtungen zu verschiedenen Zeiten als auch Tracerbeobachtungen an verschiedenen Orten gleichzeitig für die Festlegung der TTDs zu verwenden. Die gleichzeitige Verwendung verschiedener Tracer erweist sich als notwendig, da reale Tracer einen z.T. nur sehr beschränkten Informationsgehalt beinhalten (F11 und F12 liefern praktisch keine unabhängigen Informationen). Ferner sind die realen Beobachtungen mit Unsicherheiten behaftet. Insbesondere weit weg von den Quellen, wo die Konzentrationen klein sind, reichen daher auch mehrfache Beobachtungen verschiedener Tracer an einem einzelnen Ort nicht aus, die Parameter der TTDs für einen mittleren Zustand des Systems konsistent festzulegen. Um auch im Beckeninneren, wo die Tracerkonzentrationen besonders niedrig sind, TTDs an die Beobachtungen anpassen zu können, sind weitere Annahmen bzw. Einschränkungen dieses Ansatzes notwendig, indem einer oder mehrere der Parameter vorgegeben werden müssen.

Zu beachten sind ferner die Tracer-Randbedingungen (anschaulich der Tracer-Input in das System). Die verwendeten Tracer gelangen i.d.R. aus der Atmosphäre in den Ozean. Bei gasförmigen Tracern (F11, F12, CCl_4) entsprechen ihre Konzentration im Oberflächenwasser in erster Näherung einem Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre. Durch verschiedene äußere Einflüsse wie Einschlagen von Gasblasen durch Seegang, Luftdruckschwankungen sowie durch Mischungsprozesse bei der Bildung der tiefen Wassermassen kann es aber zu Unterschieden zwischen den tatsächlich dem weiteren Transport zur Verfügung stehenden Konzentrationen und den Oberflächenkonzentrationen kommen. Dieses Verhältnis der effektiv dem weiteren Transport zur Verfügung stehenden Konzentrationen und den Oberflächenkonzentrationen muss explizit berücksichtigt werden, z.B. in Form einer als konstant angenommenen (mittleren) Sättigung (als das beobachtete mittlere Verhältnis von Konzentrationen unmittelbar an der Oberfläche zu Konzentrationen in der Quellwassermasse) oder einer zeitabhängigen Sättigung, die sich mit dem Ansatz eines einfachen Mischungsmodells für die jeweilige Quellwassermasse formulieren lässt. Durch diesen zweiten Ansatz wird insbesondere gewährleistet, dass die zeitliche Entwicklung der Tracerverhältnisse realistisch wiedergegeben wird.

Die Methode der TTDs ist bereits erfolgreich angewendet worden, z.B. von Waugh et al. (2004) im subtropischen Nordatlantik, von Steinfeld und Rhein (2004) im tropischen Atlantik und von Klatt et al. (2002) in der Weddellsee. Die in diesen Arbeiten betrachteten Wassermassen liegen jedoch näher an den jeweiligen Quellen als in unserem Fall.

Wir werden Transitzeit-Verteilungen an Tracerverteilungen im Nordatlantischen Tiefenwasser im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik anpassen, und zwar für Tracerbeobachtungen im tiefen westlichen Randstrom sowie entlang des Äquators und eines zonalen Schnittes bei 11°S . Dabei gehen wir der Frage nach, wie gut sich die Transitzeit-Verteilungen an reale Tracerbeobachtungen in großer Entfernung von den Quellen anpassen lassen und wie weit die Ergebnisse physikalisch realistisch und interpretierbar sind. Wir werden dazu neben F11 und F12 auch CCl_4 und Tritium verwenden. Diese beiden letztgenannten Tracer sind, da sie wesentlich andere zeitliche Konzentrationsverläufe in der Atmosphäre zeigen als F11 und

¹³ Obwohl alleiniger Autor dieser Arbeit, verwende ich an vielen Stellen als Personalpronomen „wir“. Ich bitte, das nicht als ein *pluralis majestaticus* falsch zu verstehen. Aber eine fortwährend neutrale Formulierung durch „man“ oder „... wird“ ist stilistisch ebenso wenig befriedigend. Daher belasse ich es beim antiquierten „wir“.

F12, besonders geeignet, die Parameter der TTDs weiter einzugrenzen. Insbesondere Tritium ist für solche Untersuchungen ein neuer und wertvoller Tracer.

Es wird sich dabei zeigen, dass es möglich ist, neue Informationen über den Transport von Nordatlantischem Tiefenwasser aus den TTDs erhalten. Insbesondere finden wir, dass die Péclet-Zahl (d.h. das Verhältnis von Advektion und Mischung) klein ist. Das bedeutet, dass Mischung (Rezirkulationen, Wirbel, kurzzeitige Variabilitäten) einen entscheidenden Beitrag zum innerozeanischen Transport liefert. Des Weiteren können wir aus einem Vergleich von Anpassungen der TTDs mit und ohne die Verwendung von CCl_4 erstmals dessen Zerfall für relativ kaltes Tiefenwasser ($\theta < 4^\circ\text{C}$) innerhalb moderater Fehlergrenzen bestimmen.

Die Methode eignet sich ferner für eine quantitative Überprüfung numerischer Modelle. Während durch einen Vergleich von Modellergebnissen mit realen Tracerbeobachtungen nur eventuelle Unstimmigkeiten festgestellt werden können (z.B. England und Maier-Reimer 2001), erlauben die aus den TTDs gewonnenen Größen wie Zeitskalen, Transportgeschwindigkeiten und Péclet-Zahlen auch einen direkten Vergleich der für den Transport relevanten Größen.

Diese Ergebnisse lassen sich darüber hinaus verwenden, um z.B. Tracerdaten zu verschiedenen Beobachtungszeitpunkten zu synoptisieren, Modellen kontinuierliche interne Tracer-Randbedingungen zur Verfügung zu stellen oder die Aufnahme von atmosphärischem CO_2 realistisch abzuschätzen.

In Kapitel 2 werden wir zunächst die Zirkulation im Atlantik, speziell die des Nordatlantischen Tiefenwassers, betrachten. Das Nordatlantische Tiefenwasser ist für unsere weiteren Untersuchungen eine geeignete Wassermasse, da seine Quellen deutlich durch die Atmosphäre belüftet werden und es dadurch hohe Konzentrationen atmosphärischer Tracer enthält. Seine Ausbreitung im Atlantik ist bereits in vielen Details in umfangreichen Vorarbeiten untersucht worden.

In Kapitel 3 stellen wir die verwendeten Methoden vor. Zunächst skizzieren wir die konventionellen Methoden, Wassermassen mittels Tracerverteilungen zu datieren, und diskutieren die sich daraus z.T. ergebenden Widersprüche. Dann stellen sowohl unseren Ansatz mit einer eindimensionalen Advektion und Mischung vor als auch wie aus den beobachteten Tracerverteilungen die Transitzeit-Verteilungen festgelegt werden können. Durch den weiteren Ansatz (Ortsabhängigkeit des mittleren Alters und der Verdünnung sowie $Pe = \text{const.}$) können wir im Weiteren alle relevanten Tracerbeobachtungen gleichzeitig zur Festlegung der Parameter verwenden, d.h. sowohl verschiedene Tracer zu verschiedenen Beobachtungszeitpunkten als auch Beobachtungen an verschiedenen Orten. Schließlich beschreiben wir die Ansätze der Tracer-Randbedingung: wir werden dazu neben dem konventionellen Ansatz einer mittleren, zeitkonstanten Sättigung mit Hilfe eines Mischungsmodells eine zeitabhängige Sättigung für die Quellwassermassen ansetzen.

In Kapitel 4 stellen wir die verwendeten Daten vor. Wir verwenden Daten aus dem Nordatlantik zur Parametrisierung der Randbedingung und Daten aus dem tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik, um daran die Transitzeit-Verteilungen für Nordatlantisches Tiefenwasser anzupassen. Dabei verwenden wir keine Einzelmessungen sondern mittlere, charakteristische Tracerkonzentrationen, die wir aus Einzelmessungen auf hydrographischen Schnitten innerhalb definierter Grenzen bestimmen. Ferner stehen aus F11-Simulationen Zeitserien aus einem ozeanischen Modell für verschiedene Modell-Randbedingungen zur

Verfügung. Auch an diese Zeitserien werden wir später TTDs anpassen, um sie mit den TTDs aus realen Beobachtungen zu vergleichen.

In Kapitel 5 bestimmen wir die Tracer-Randbedingungen. Aus den relevanten nordatlantischen Quellwassermassen des NADWs legen wir zunächst formale Quellwassermassen fest. Für diese werden aus Tracerbeobachtungen im Nordatlantik jeweils die zeitkonstanten Sättigungen sowie die Parameter der zeitabhängigen Tracer-Randbedingungen bestimmen.

Die Kapitel 6 und 7 befassen sich mit NADW im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik. In Kapitel 6 werden zunächst die Tracerverteilungen sowie die konventionellen Konzentrations- und Verhältnisalter im tiefen westlichen Randstrom sowie entlang des Äquators und auf einem zonalen Schnitt bei 11°S diskutiert. In Kapitel 7 werden wir schließlich TTDs an diese Tracerverteilungen anpassen.

Schließlich werden in Kapitel 8 die Ergebnisse diskutiert und mit den Ergebnissen anderer Arbeiten sowie den Modell-Simulationen verglichen. Kapitel 9 gibt eine kurze Zusammenfassung und einen Ausblick. Im Anhang finden sich die verwendete Literatur sowie eine Übersicht über die verwendeten mittleren Tracerkonzentrationen.

2 Zirkulation und Wassermassen im Atlantik

Im Atlantik wird in niederen Breiten oberflächennahes Wasser erwärmt und durch Verdunstung salzreicher. Dieses Wasser wird windgetrieben vom Golfstrom bzw. vom Nordatlantikstrom nordwärts transportiert, wo es einen Teil seiner Wärme im hohen Nordatlantik (Grönland- und Norwegensee, Labradorsee) wieder an die Atmosphäre abgibt. Durch das Abkühlen der oberflächennahen Schicht – vor allem im Winter – und die daraus resultierende Erhöhung der Dichte, sinkt es in größere Tiefen ab. Von dort breitet sich dieses sogenannte Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) i.W. in einem tiefen westlichen Randstrom (DWBC¹⁴) – dem Hang des amerikanischen Kontinents folgend – nach Süden aus. Es überquert zum größten Teil den Äquator und gelangt schließlich in den Einflussbereich des Zirkumpolarstroms (ACC¹⁵), von wo es bis in den Indischen und Pazifischen Ozean gelangt. Dort steigt es langsam an die Oberfläche auf und strömt als relativ warmes Wasser im Agulhasstrom um die Südspitze Afrikas (Warmwasserweg) oder mit dem ACC als kalter Zweig durch die Drakepassage (Kaltwasserweg) zurück in den Atlantik, um den Kreislauf zu schließen. Dieser globale Kreislauf (siehe Abb. 2-1) wird auch schematisch *Conveyor Belt* genannt (z.B. Broecker, 1987).

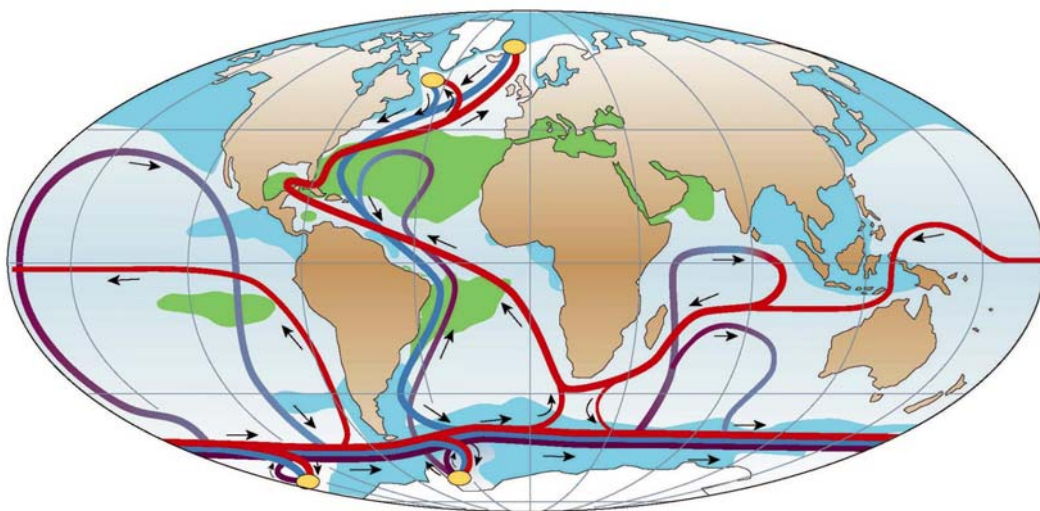


Abb. 2-1: Schema der globalen Zirkulation im Ozean. Regionen mit Tiefenwasserbildung sind als gelbe Kreise dargestellt. Warmes Oberflächenwasser ist rot, Tiefenwasser ist blau und Bodenwasser violett gefärbt. Grün unterlegt sind Regionen mit hohen Oberflächen-Salzgehalten. Abb. aus Rahmstorf (2002).

Das Nordatlantische Tiefenwasser bildet die stärkste Wassermasse dieser meridionalen Umwälzbewegung (MOC¹⁶) im Atlantik und stellt mit rund 15 Sv¹⁷ im subpolaren Nordatlantik die Hauptquelle für die tiefe Zirkulation zwischen 1000 und 4000 m dar (Hogg, 2001). In tropischen Breiten intensiviert sich der Transport im DWBC durch weitere Zumischungen u.a. aus dem Europäischen Mittelmeer sowie aus Rezirkulationen (Schmitz und McCartney, 1993) auf bis zu 40 Sv. Dem südwardigen Transport von NADW strömen andere Wassermassen, die

¹⁴ Deep Western Boundary Current

¹⁵ Antarctic Circumpolar Current

¹⁶ Meridional Overturning Circulation

¹⁷ 1 Sv (Sverdrup) = 10⁶ m³/s

im Südatlantik gebildet werden, entgegen: Antarktisches Zwischenwasser (AAIW¹⁸), Zirkumpolares Tiefenwasser (CDW¹⁹) und Antarktisches Bodenwasser (AABW²⁰).

Die wesentlichen Komponenten des NADW werden unmittelbar im Nordatlantik gebildet: Die untersten Komponenten (lNADW²¹) haben ihre Quellen in der Grönland- und Norwegensee (rund 5 Sv) und gelangen über ein System von Schwellen zwischen Grönland und Schottland in den Nordatlantik. Auf dem weiteren Weg werden diesem Wasser zusätzliche 5 Sv aus dem östlichen Nordatlantik beigemischt. Die oberen Komponenten (uNADW²²) werden durch Konvektion in der Labradorsee gebildet (weitere rund 5 Sv).

NADW ist charakterisiert durch relativ seine hohen Salzgehalte. Hohe Konzentrationen an Sauerstoff und anderen, ebenfalls aus der Atmosphäre aufgenommenen Spurenstoffen wie den FCKWs und Tritium belegen die gute Belüftung, d.h. die relativ kurz zurück liegende „Erneuerung“ durch Kontakt mit der Oberfläche und die rasche meridionale Ausbreitung (Abb. 2-2) – vor allem im tiefen westlichen Randstrom. Anhand dieser Charakteristika und Tracer-Signaturen kann man das NADW bis in die anderen Ozeane identifizieren und verfolgen (z.B. Mantyla und Reid, 1983).

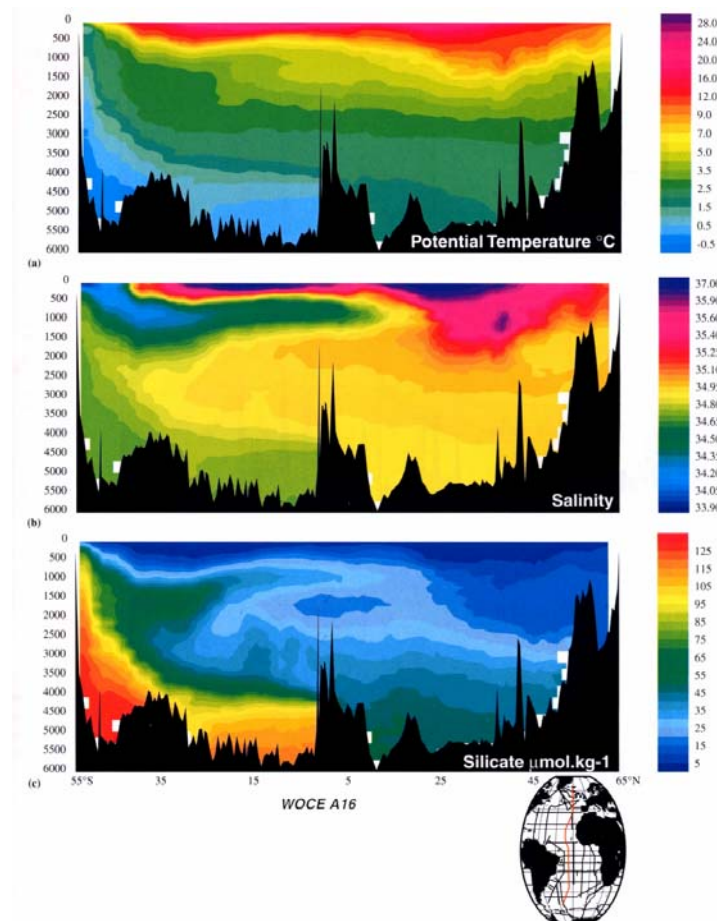


Abb. 2-2: Meridionaler Temperatur-, Salz- und Silicat-Schnitt durch den Atlantik, Süden ist links, Norden ist rechts (Lage des Schnittes siehe Karte unten rechts). Abb. aus Clarke et al. (2001).

¹⁸ Antarctic Intermediate Water

¹⁹ Circumpolar Deep Water

²⁰ Antarctic Bottom Water

²¹ lower North Atlantic Deep Water

²² upper North Atlantic Deep Water

In Abb. 2-2 sind meridionale Schnitte mit konturierter potentieller Temperatur²³, Salzgehalt und Silikat dargestellt. An der ausgeprägten Zunge hoher Salzgehalte in der Tiefe (1500 bis 4000 m) erkennt man das Vordringen des NADW nach Süden. Das von Süden vordringende AAIW ist hingegen durch ein deutliches Zwischen-Minimum im Salzgehalt charakterisiert, und das untere CDW ist durch ein Silikat-Maximum gekennzeichnet. Der Silikat-Gehalt ist im NADW minimal.

Der Atlantik wird im Westen durch den Amerikanischen Kontinent und im Osten durch Europa und Afrika begrenzt. Nach Norden ist der Atlantik über die Grönland- und Norwegensee und nördlich anschließend über die Framstraße zwischen Grönland und Spitzbergen mit dem Arktischen Ozean verbunden. Der Grönland-Island-Schottland-Rücken, eine relativ flache Schwelle von Grönland über Island, den Färöern bis Schottland bildet dabei eine beträchtliche Barriere. Die Dänemarkstraße zwischen Grönland und Island hat eine Schwellentiefe von maximal 750 m und mündet nach Süden in die Irmingersee; weiter östlich erreicht der Färöer-Bank-Kanal eine Tiefe von rund 850 m. Im Nordwesten grenzt der Atlantik an die Labradorsee zwischen Kanada und Grönland (Abb. 2-3).

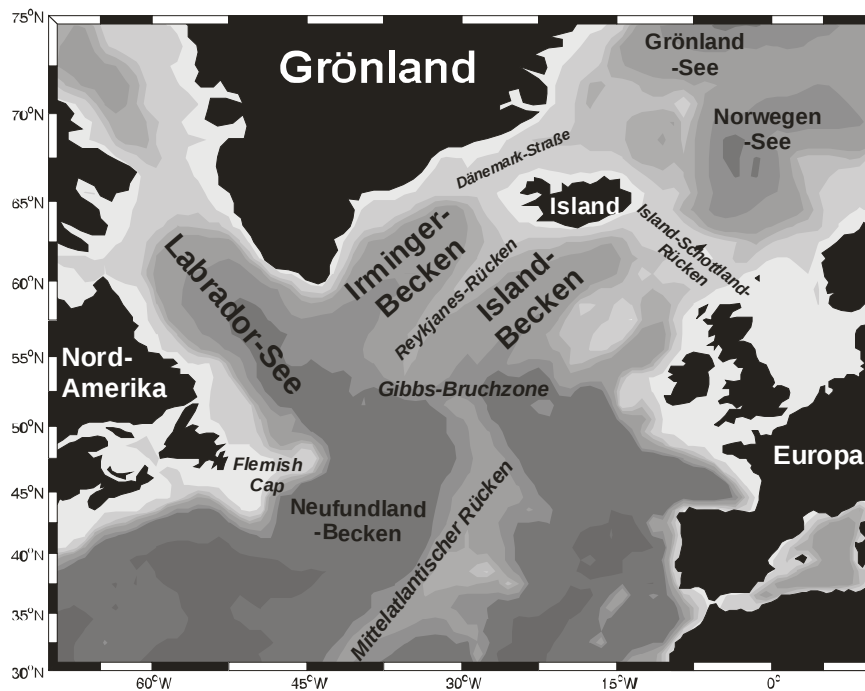


Abb. 2-3: Topographische Karte des Nordatlantik.

Der gesamte Atlantik wird durch den Mittelatlantischen Rücken (MAR) von Norden nach Süden durchzogen. Bis auf wenige Bruchstellen unterteilt diese langgestreckte Spreizungsregion der kontinentalen Platten den Atlantik mit Schwellentiefen von rund 2000 bis 3000 m in westliche und östliche Tiefseebecken. Wichtige Verbindungen zwischen den tiefen Becken sind u.a. die Charly-Gibbs-Bruchzone im Nordatlantik (im Reykjanes-Rücken südlich von Island bei 52°N, Schwellentiefe 3500 m), die den Nordostatlantik mit der Irmingersee verbindet, und die Romanche-Bruchzone (Schwellentiefe 4300 m) und Chain-Bruchzone (4000 m) in der Nähe des Äquators.

²³ Die potentielle Temperatur θ [°C] ist nicht die *in situ* beobachtete Temperatur T [°C] sondern die auf die Meeresoberfläche bezogene Temperatur, wobei addiabatische Temperaturänderungen durch den Druckunterschied zwischen Meeresoberfläche und der *in situ* Wassertiefe berücksichtigt werden.

Nach Süden ist der Atlantik lediglich durch ein System von Erhebungen und Inselketten (South Georgia, South Orkneys, South Shetlands) von der Weddellsee getrennt. Im Südwesten öffnet sich der Pazifik durch die Drakepassage in den Atlantik, im Südosten ist der Atlantik durch eine breite Verbindung südlich von Afrika mit dem Indischen Ozean verbunden.

2.1 Bildung von Tiefenwasser

Eine i.d.R. starke Dichteschichtung trennen die Meeresoberfläche von dem darunter liegenden tiefen Ozean. Dabei liegt leichtes, weniger dichtes Wasser (warm und/oder salzarm) über schwererem, dichterem Wasser (kalt und/oder salzreich). Normalerweise sind die tieferen Schichten durch einen scharfen Temperatur- und Salzgehalts-Gradienten von den darüber liegenden oberflächennahen Schichten isoliert. An bestimmten Stellen und unter bestimmten Bedingungen ist es jedoch möglich, oberflächennahes Wasser in große Tiefen zu transferieren, d.h. eine tiefe Wassersäule gleichmäßig zu durchmischen. Dadurch können an der Oberfläche aus der Atmosphäre aufgenommene Substanzen (gelöste Gase wie Sauerstoff, CO₂, FCKWs oder Tritium aus Niederschlag und Austausch von Wasserdampf) auch in den tiefen Ozean gelangen.

Die Bildung von Tiefenwasser und damit die Belüftung der tiefen Schichten des Ozeans geschieht überwiegend durch Konvektion, ausgelöst durch die Erhöhung der Dichte oberflächennahen Wassers. Eine ausführliche Beschreibung der bei der Konvektion beteiligten Prozesse, Mechanismen, Voraussetzungen und Skalen, sowie Ergebnisse aus Feldmessungen, Laborexperimenten und numerischen Modellen finden sich bei Marshall und Schott (1999) und Lazier et al. (2001). Voraussetzungen für die Konvektion sind eine lokal schwache Schichtung und die Möglichkeit, der Oberfläche stark Wärme zu entziehen (z.B. durch extrem kalte Winde) oder Salz zuzufügen (z.B. durch Verdunstung oder Meereisbildung, bei der das Salz aus dem gefrorenen Wasser unter dem Eis zurückbleibt). Eine zyklonale Zirkulation²⁴ begünstigt die Vorbedingungen für Konvektion, da die Isopyknen²⁵ zum Zentrum des Wirbels aufgewölbt sind und damit relativ dichtes Wasser näher an die Oberfläche gebracht wird. Dort kann es weiter abkühlen und zusätzlich Dichte gewinnen und gelangt zudem in Kontakt mit der Atmosphäre.

Im Winter sorgen meist von Land kommende kalte Winde oder Salzeintrag durch Meereisbildung für eine zunehmende Destabilisierung der Schichtung. Immer weiteres Abkühlen löst dann die Konvektion in mehreren sogenannten *plumes*²⁶ aus. Diese *plumes* mit einer horizontalen und vertikalen Ausdehnung von 1 bis 2 km transferieren das oberflächennahe Wasser mit vertikalen Geschwindigkeiten von bis zu 10 cm/s in die Tiefe (Schott und Leaman, 1991; Schott et al., 1996). Die *plumes* erzeugen schließlich einen tiefen, gut durchmischten Wasserkörper mit einer horizontalen Ausdehnung von einigen 10 bis einigen 100 km. Im Weiteren findet ein lateraler Austausch mit umgebendem Wasser statt. Dabei können mesoskalige Wirbel das frisch konvektierte Wasser in Linsen „einfangen“ und weitertransportieren. Nach einigen Wochen oder Monaten dispergiert der durchmischte Wasserkörper wieder und macht stabil geschichtetem Wasser aus der Umgebung Platz.

²⁴ auf der Nordhalbkugel Zirkulation gegen den Uhrzeigersinn

²⁵ Flächen gleicher Dichte

²⁶ Wortwörtlich Dampf- oder Rauchfahne; die gebräuchliche Übersetzung mit Schlauch oder Schlot ist insofern irreführend, als dass die *plumes* keine scharfe Kontur haben sondern eher diffus wie eine Rauchwolke gestaltet sind. Das Wasser stürzt nicht wie ein Rauchstoß in einem Schornstein nach unten sondern wird hinuntergemischt.

Die Labradorsee, die Grönlandsee und auch das nordwestliche Europäische Mittelmeer sind unter dem derzeit herrschenden Klima geeignete Konvektionsgebiete. In allen drei Gebieten existiert eine zyklonale Zirkulation, die ein lokal begrenztes Aufwölben der Isopyknen verursachen; kalte übers Land bzw. übers Eis streichende Winde ermöglichen extreme Abkühlung im Winter. Der nördliche Nordatlantik ist insofern eine günstige Stelle für die Bildung von Tiefenwasser, als bereits salzreiches Wasser aus niederen Breiten mit dem Nordatlantik-Strom hierher transportiert wird.

Weitere Mechanismen zur Durchmischung einer größeren Wassersäule sind Doppeldiffusion und turbulente Mischung. Doppeldiffusion, sogenannte Salzfinger, werden ausgelöst durch eine inverse Schichtung von Temperatur und Salz bei jedoch nahezu gleicher Dichte. Dadurch, dass der Austausch der Temperatur wesentlich schneller vonstattengeht als der von Salz, wird eine Vermischung der Schichten ausgelöst. Bei turbulenter Mischung wird kinetische Energie durch Reibung vor allem im Einflussbereich rauer Topographie oder Stromscherung umgewandelt.

2.1.1 Overflow Wasser

Eine Hauptquelle für Boden- und Tiefenwasser und Quelle für das untere Nordatlantische Tiefenwasser ist die Grönland- und Norwegensee. Mischung mit salzreichem Wasser aus dem Atlantik und starke Abkühlung im Winter erzeugen extrem dichtes Wasser, das bis zum Boden vordringen kann²⁷ und z.T. über das Schwellensystem zwischen Grönland, Island und Schottland in den Atlantik gelangt.

Warmes und salzreiches Wasser gelangt zwischen Island und Norwegen in die Grönland- und Norwegensee (siehe unten, Abb. 2-4, orange Pfeile). Ein Teil strömt nordostwärts in die relativ flache Barentsee, ein anderer Teil strömt als Westspitzbergenstrom durch die Framstraße in den Arktischen Ozean, wovon ein Teil jedoch innerhalb der Framstraße rezirkuliert und wieder südwärts fließt. Durch die Framstraße gelangt salzarmes aber kaltes Wasser aus der Arktis in die Grönlandsee. Dieses Arktische Wasser und das rezirkulierende Atlantische Wasser bilden als westlicher Randstrom den Ostgrönlandstrom, die westliche Flanke des zyklonalen Grönlandwirbels.

²⁷ In der zentralen Grönlandsee ermöglicht in kalten Wintern eine Eiszunge – die „Is Odden“ – über dem Jan-Mayen-Rücken, von denen kalte, trockene Winde über eine nördlich davon gelegene Fläche offenen Wassers – die „Nord Bukta“ – wehen, einen extrem hohen Abtransport von sensibler und latenter Wärme. Die daraus resultierende Konvektion dürfte der Hauptmechanismus zur Ventilation der tiefen Grönlandsee und damit die Quelle von Grönlandseetiefen- und -bodenwasser sein (Visbeck und Rhein, 2000). Hohe Konzentrationen von Tritium, ¹⁴C und ³⁹Ar weisen auf eine direkte Belüftung von der Oberfläche hin (Peterson und Rooth, 1976; Smethie et al., 1986). Als weitere Ursachen tiefer Durchmischung werden Doppeldiffusion (Carmack und Aagaard, 1973; Clarke et al., 1990) und turbulente Mischung über rauer Topographie diskutiert (Visbeck und Rhein, 2000). Seit den 80er Jahren wird in der tiefen Grönlandsee eine langsame Erhöhung der Temperatur bzw. Abnahme der potentiellen Dichte beobachtet. Schlosser et al. (1991) schätzen daraus eine Abnahme der Tiefen- und Bodenwassererneuerung durch Konvektion von 80 ± 10% ab. Ein weitergehender Anstieg in den Konzentrationen der antropogenen Tracer bedeutet aber eine weitergehende, wenn auch etwas schwächere Belüftung der Tiefe. Der Temperaturanstieg in der tiefen Grönlandsee kann durch vertikalen Austausch mit wärmerem Zwischenwasser erklärt werden. Visbeck und Rhein (2000) schlagen vor, dass für mildere Winter (vorherrschende Situation in den 80er und 90er Jahren) die Konvektionstiefe nur 1000 bis 2000 m erreichte, und dass dieses Wasser sich dann lateral ausbreitet. Über rauer Topographie und damit erhöhter diapiknischen Vermischung werden Teile dieses Wasser dann auch langsam in größere Tiefen transferiert, was die weitere Zunahme der Tracerkonzentrationen erklären kann. Für die Overflow-Wasser, die durch Überströmen der Grönland-Island-Schottland-Schwelle in den Nordatlantik gelangen, ist diese Variabilität in der Tiefen- und Bodenwassererneuerung jedoch nicht weiter von Bedeutung, da die Schwellentiefen nur 750 bis 850 m betragen.

Das dichteste, kälteste und am frischesten belüftete (tiefes Tracermaximum) Wasser im Nordatlantik ist das Dänemarkstraßen-Overflow-Wasser (DSOW²⁸), das über den Grönland-Island-Rücken durch die Dänemarkstraße (Schwellentiefe max. 750 m) in den Nordatlantik gelangt. Strass et al. (1993) zeigen, dass erhebliche Teile des DSOW durch horizontale (isopyknische) Mischung von oberem Arktischem Zwischenwasser (AIW²⁹) und dem in der Framstraße rezirkulierten Atlantischem Wasser im Ostgrönlandstrom gebildet werden. Beide Komponenten sind gut belüftet und liefern zusammen rund die Hälfte des DSOW-Ausstroms. Hohe DSOW-Bildungsraten sind dabei assoziiert mit hohen Strömungsvariabilitäten innerhalb des Ostgrönlandstroms, die zu einer erhöhten Vermischung der beiden Komponenten beitragen. Nach Mauritzen (1996) wird das DSOW i.W. im Arktischen Ozean gebildet. Eine Quellwassermasse ist wieder das warme, salzreiche Wasser aus dem Atlantik, das z.T. durch die Framstraße und die Barentsee in die Arktis gelangt, dort modifiziert wird und durch die Framstraße wieder zurück nach Süden fließt. Die durch die Framstraße in die Arktis eingeströmte Fraktion mischt sich auf dem Rückweg in der Grönlandsee mit dem in der Framstraße rezirkulierenden atlantischen Wasser und bildet so das DSOW. Die durch die Barentsee in die Arktis eingeströmte Fraktion strömt zurück in die Norwegensee und speist die Wassermasse, die die Island-Schottland-Schelle (ISOW³⁰) überquert (siehe unten). Wahrscheinlich sind letztlich beide Prozesse an der Bildung der Overflow-Wasser beteiligt.

DSOW kennzeichnet sich durch einen Salzgehalt von 34.8 bis 34.9 und Temperaturen von 0°C bis 2°C (entsprechend einer potentiellen Dichte³¹ von σ_θ 27.8 bis 28.0) sowie relative Maxima in atmosphärischen Stoffen wie O₂ und antropogenen Tracern wie FCKWs und Tritium. Smethie und Swift (1989) schätzen aus Tracermessungen ein Alter von 1.7 Jahren von DSOW südlich der Dänemarkstraße ab, mit einer Residenzzeit von max. 1.8 Jahren vor der Schwelle. Strass et al. (1993) geben für das DSOW-Alter eine Untergrenze von 1.5 – 2 Jahren beim Überströmen der Schwelle an (angenommene Quelle bei 75°N, Distanz bis zur Schwelle rund 1800 km und mittlere Geschwindigkeiten aus Verankerungen 6 cm/s ergeben ein Alter von rund 1 Jahr, wobei die Quellwassermassen bereits ein geringes eigenes Alter haben, wenn sie das DSOW bilden). Auf dem Weg von der Quelle bis zur Schwelle im Ostgrönlandstrom sinkt das DSOW kontinuierlich ab, bleibt aber flach genug, die Dänemarkstraße von max. 600 m Tiefe zu passieren. Abschätzungen des DSOW-Exports durch die Dänemarkstraße liegen je nach Definition der Wassermasse bei 1.6 Sv (Strass et al., 1993), 2.5 ± 0.5 Sv (Saunders, 2001) bis 2.9 Sv (Dickson et al., 1996).

Das Island-Schottland-Overflow-Wasser (ISOW, $\sigma_\theta < 28.0$) wird in der Norwegischen See gebildet. Es gelangt östlich von Island durch den ca. 850 m tiefen Färöer-Bank-Kanal (1.9 Sv; Saunders, 2001) und weiter westlich über den flacheren Island-Färöer-Rücken in den Nordatlantik. Dort vermischt es sich mit Atlantischem Wasser und anderen Wassermassen und transportiert insgesamt rund 3.2 Sv (Saunders, 2001). Ursprünglich ist das ISOW eine relativ frische Wassermasse, der aber durch die Zumischungen nach dem Overflow ein hoher Salzgehalt von rund 35 aufgeprägt wird (Dickson und Brown, 1994). Nach dem Overflow strömt es weiter südwärts entlang der Ostflanke des Reykjanes-Rückens, dem nördlichen Ausläufer des Mittelatlantischen Rückens bis Island. Ein Teil dieses Wassers verschwindet nach Süden (Fleischmann et al., 2001), während eine Mischung aus verbleibendem ISOW und

²⁸ Denmark Strait Overflow Water

²⁹ Arctic Intermediate Water

³⁰ Island Scotland Overflow Water

³¹ Als Dichte σ wird allgemein $\rho - 1000 \text{ kg/m}^3$ verwendet, wobei ρ die Dichte in kg/m^3 ist und aus Temperatur und Salzgehalt berechnet wird. σ_θ ist die potentielle Dichte des Wassers bezogen auf die potentielle Temperatur θ [°C], d.h. nicht die *in situ* beobachtete sondern auf die Meeresoberfläche bezogene Temperatur (siehe Fußnote zu potentieller Temperatur weiter oben).

anderen Beiträgen durch die Charly-Gibbs-Bruchzone in den westlichen Nordatlantik gelangt (2.4 Sv; Saunders 2001). Nach dem Passieren der Gibbs-Bruchzone zirkuliert diese ab hier auch Gibbs-Bruchzonen-Wasser genannte Wassermasse (GFZW³²) dem Hang folgend in der Irmingersee, wo es auf das dichtere und tiefer liegende DSOW trifft und nach ca. 7.5 Jahren die Südspitze Grönlands erreicht (Smethie und Swift, 1989),.

Nach dem Überströmen der Schwellen kommen das DSOW und ISOW jeweils mit anderen Wassermassen in Kontakt, von denen sie weitere Zumischungen erhalten. Dadurch erhöhen sich ihre Transportraten relativ zu denen beim Überströmen der Schwellen. Der Volumentransport von DSOW steigt von 2.9 auf 5.1 (Dickson et al., 1996) durch zugemischtes Wasser z.T. aus der Labradorsee. Auch der Volumentransport von ISOW erhöht sich von 1.9 Sv beim Überströmen der Schwelle auf 3.2 Sv südlich von Island; durch das Verschwinden von Teilen dieses Wassers weiter nach Süden gelangen schließlich 2.4 Sv durch die Gibbs-Bruchzone. Das GFZW könnte wiederum Zumischungen aus Labradorseewasser enthalten: Smethie und Fine (2001) schätzen aus Tracer-Beobachtungen im GFZW Zumischungen von 35% Labradorseewasser und 20% nordöstlichem Atlantikwasser (im Vergleich zu Smethie und Swift, 1989, die eine Mischung aus 59% ISOW und 41% nordöstlichem Atlantikwasser abschätzen).

Das tiefere, relativ junge und tracerreiche DSOW und das darüber liegende ältere und tracerärmere aber salzreichere ISOW bzw. GFZW umrunden die Südspitze Grönlands und transportieren zusammen rund 7.6 Sv (Smethie und Fine, 2001) bzw. 9 Sv (Saunders, 2001). Danach zirkulieren sie durch die tiefe Labradorsee und speisen als unteres Nordatlantische Tiefenwasser den tiefen westlichen Randstrom.

2.1.2 Labradorseewasser

Die Labradorsee ist das zweite wichtige Gebiet für die Bildung von Tiefenwasser und stellt die Quelle für das obere Nordatlantische Tiefenwasser dar. Die oberflächliche zyklonale Zirkulation wird bestimmt durch den Westgrönlandstrom und den Labradorstrom; darunter liegt salzreicheres Wasser aus der Irmingersee. Die zyklonale Zirkulation bewirkt ein Aufwölben der Isopyknen in der zentralen Labradorsee, so dass kalte, trockene Winde aus der Arktis der Deckschicht große Wärmemengen entziehen können.

2.1.2.1 Klassisches Labradorseewasser

In besonders kalten Wintern wird durch tiefe Konvektion in der zentralen Labradorsee das sogenannte klassische Labradorseewasser (cLSW³³) gebildet (Pickart et al., 1997). An der Temperatur-, Salz- und Tracerverteilung in der Labradorsee erkennt man einen gut durchmischten Wasserkörper, der bis ca. 2300 m tief reicht. Das cLSW hat eine Dichte von $\sigma_\theta = 27.74 - 27.80$ (bzw. $\sigma_{1.5} = 34.60 - 34.705$ ³⁴, Pickart und Smethie, 1998, Rhein et al., 2002) und ist gekennzeichnet durch sein Zwischenminimum im Salzgehalt und hohe Konzentrationen in Sauerstoff und anthropogenen Tracern, was seine gute Belüftung von der Oberfläche anzeigt. Von der Labradorsee aus breitet es sich i.W. auf drei Wegen aus: nach Nordosten in die Irmingersee, nach Osten in den östlichen Nordatlantik und nach Süden in

³² *Gibbs Fracture Zone Water*

³³ *classical Labrador Sea Water*

³⁴ $\sigma_{1.5}$ ist die potentielle Dichte des Wassers bezogen auf eine Wassertiefe von 1500 m (statt auf die Oberfläche).

den DWBC (Talley und McCartney, 1982; Sy et al., 1997, siehe auch Abb. 2-4, schematisch angedeutet durch die weißen Pfeile). Die Ausbreitung innerhalb der Labradorsee geschieht durch annähernd gleichstarken advektiven und diffusiven Transport, während der Export aus der Labradorsee heraus i.W. advektiv geschieht; etwa 80% verlassen die Labradorsee durch den DWBC, 20% werden in die Irmingersee exportiert (Straneo et al., 2003). Sy et al. (1997) berechnen aus Tracerbeobachtungen aus diesem Zeitraum einen extrem raschen Transitzeit von 4 bis 5.5 Jahren von der Labradorsee quer über den gesamten Atlantik.

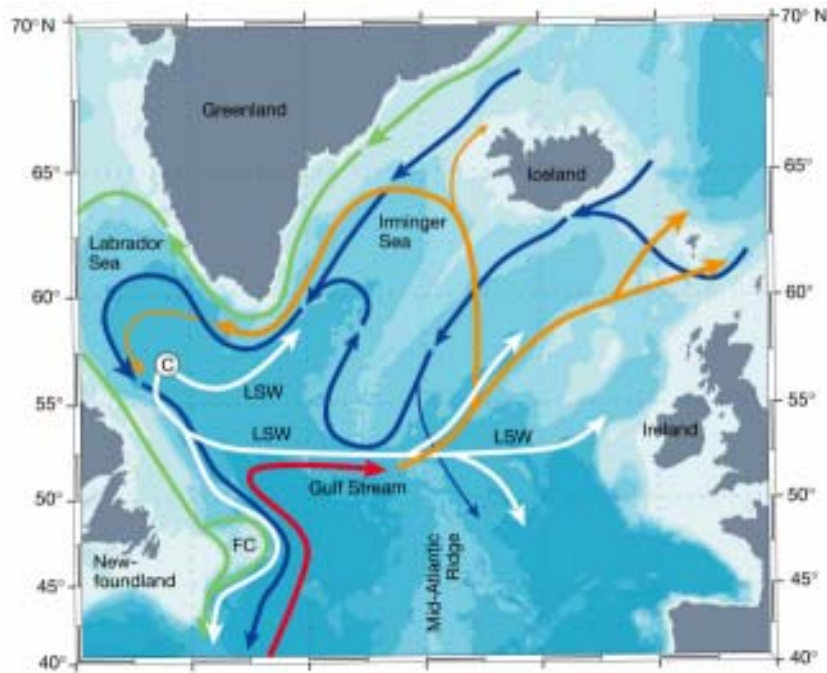


Abb. 2-4: Zirkulationsschema im Nordatlantik. Der Golfstrom ist rot dargestellt, die Fortsetzung des Golfstroms, der Nordatlantikstrom, sowie dessen Verzweigungen sind orange gefärbt, die Overflow-Wasser sind blau, LSW weiß. „C“ markiert das Bildungsgebiet von LSW. Abb. aus Rhein (2000).

Die Bildung von cLSW ist durch starke Variabilität gekennzeichnet und hängt eng mit dem NAO-Index³⁵ zusammen (Dickson et al., 1996). Starke cLSW-Bildung gab es Mitte der 70er und Ende der 80er Jahre; besonders kaltes und dichtes cLSW mit den größten Schichtdicken wurde zu Beginn der 90er Jahre beobachtet (Sy et al., 1997; Pickart et al., 1997; Pickart und Smethie, 1998; Curry et al., 1998). Anfang der 90er Jahre – pos. NAO-Index, strenge Winter – fand tiefe Konvektion bis 2300 m in der zentralen südlichen Labradorsee statt (siehe unten, Abb. 2-5). Danach waren die Winter wieder milder, die Konvektion erreichte nur noch eine Tiefe von bis zu 1000 m. In der tiefen (alten) Schicht (1000 bis 2000 m) erhöhte sich die Temperatur um 0.4°C und der Salzgehalt um 0.025, da wärmeres, salzreiches Wasser von den Rändern her hinzugemischt wurde. In der oberen Schicht (150 bis 1000 m) stieg die Temperatur (durch verringerten Wärmeverlust durch die milderen Winter) um 0.6°C, während der Salzgehalt nahezu konstant blieb (siehe auch Azetsu-Scott et al., 2003).

³⁵ Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist die Luftdruckschwankung zwischen dem Island-Tief im Norden und dem Azoren-Hoch im Süden. Der NAO-Index ist ein Maß für diese Schwankung: Starke Druckgradienten werden durch einen positiven NAO-Index beschrieben, schwache durch einen negativen NAO-Index. Der NAO-Index variiert mit der Zeit. In den 80er und frühen 90er Jahren war der NAO-Index überwiegend positiv, während er in den 60er und 70er Jahren meistens negativ war. Aus einem starken Druckgradienten (pos. NAO-Index) folgen stärkere Stürme, die milde, feuchte Winter in Europa nach sich ziehen. Schwache Gradienten (neg. NAO-Index) hingegen verlagern die Stürme weiter nach Süden, so dass die Winter in Europa kalt und trocken sind.

Lazier et al. (2002) schlagen einen kontinuierlichen horizontalen Fluss von Wärme und Salz in das Innere der Labradorsee vor: Ist der Wärmeverlust an der Oberfläche größer als der Gewinn der in der Tiefe, wird die durchmischte Schicht insgesamt kälter und dichter, die Konvektionstiefe nimmt zu (Situation Anfang der 90er); ist der Wärmeverlust oben jedoch geringer (milde Winter Ende der 90er Jahre), bleibt die Konvektion flach und die untere Schicht wird nicht von der Oberfläche her erneuert. Die Temperatur erhöht sich in beiden Schichten, während der Salzgehalt nur in der tiefen Schicht durch horizontale Zumischung zunimmt. Ferner wird diskutiert, ob in bestimmten Jahren tiefe Konvektion in der Irmingersee zur cLSW-Produktion beitragen kann (Rhein et al., 2002).

2.1.2.2 Oberes Labradorseewasser

Während das „klassische“ LSW nur in extremen Wintern in der zentralen bzw. südlichen, Labradorsee (Pickart et al., 1997) gebildet wird und dessen Erneuerung im Laufe der letzten Jahrzehnte immer wieder zeitweise nachgelassen oder aufgehört hat, wird das sogenannte „obere“ LSW (uLSW³⁶) kontinuierlich oder (relativ zur nachlassenden cLSW-Bildung) verstärkt gebildet. Dieses uLSW ist weniger salzhaltig, hat eine geringere Dichte als das cLSW (σ_θ 27.68 – 27.74, z.B. Pickart und Smethie, 1998) und findet sich in geringeren Tiefen (obere 100 bis 1000 m, siehe Abb. 2-5). Diese Wassermasse hat nach Pickart et al. (1996) ihren Bildungsursprung vor allem am südwestlichen Rand der Labradorsee im Einflussbereich des Labradorstroms über dem Kontinentalabhang, wo sich die frischesten und kältesten Wassermassen in der Labradorsee finden. Starker Wärmeverlust in der Nähe der kanadischen Küste zusammen mit der hydrographischen Struktur des Labradorstroms ermöglichen Konvektion bis ca. 1000 m Tiefe.

Pickart et al. (1996) haben mesoskalige Wirbel südlich der Labradorsee im westlichen Randstrom beobachtet. Diese Wirbel könnten ein Medium zur Bildung und zum schnellen Weitertransport von frisch gebildetem uLSW sein. Die enthaltene Wassermasse ist charakterisiert durch ihre schwache Schichtung und hohe Konzentrationen von Sauerstoff und Tracern; sie ist frischer und leichter als das cLSW und liegt im gleichen Dichteintervall wie das obere NADW-Tracermaximum im DWBC weiter südlich.

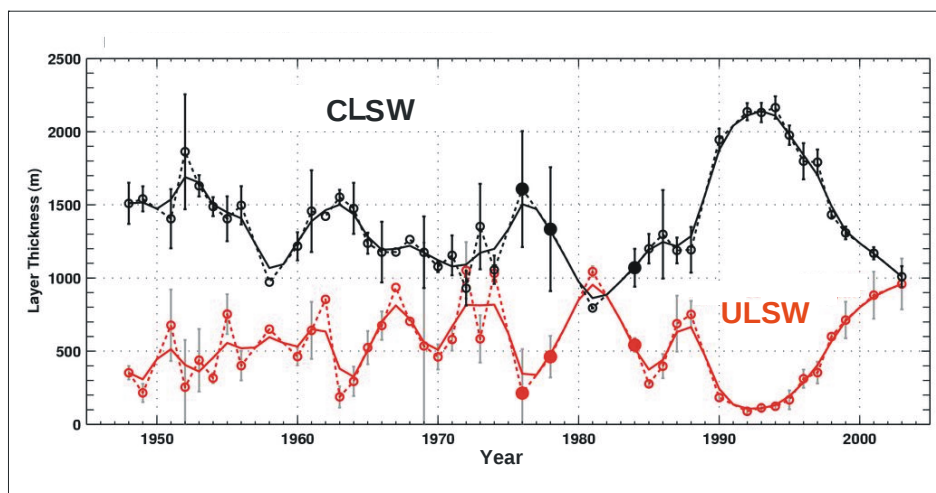


Abb.2-5: Zeitliche Variation der Schichtdicken von uLSW und cLSW in der zentralen Labradorsee. Abb. aus Kieke et al. (2004, zur Veröffentlichung angenommen).

³⁶ upper Labrador Sea Water

Die Schichtdicken im uLSW und cLSW variieren beide stark mit der Zeit (Abb. 2-5). Dabei sind jeweils deutliche Korrelationen mit dem NAO-Index erkennbar (z.B. Curry et al., 1998, oder Rhein et al., 2002). Die Summe der Schichtdicken bleibt jedoch über die Zeit relativ konstant.

2.2 NADW im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik

Das LSW (uLSW und cLSW) und die Overflow-Wässer (DSOW und GFZW) bilden die Quellwassermassen des Nordatlantischen Tiefenwassers, das sich vor allem innerhalb eines tiefen westlichen Randstroms (DWBC) entlang des amerikanischen Kontinents in Tiefen zwischen rund 1500 bis 4000 m südwärts ausbreitet (vgl. Abb. 2-2 und 2-4). Diesem Randstrom entspringen zahlreiche Rezirkulationen und Abzweigungen ins Ozeaninnere – vor allem im Bereich des Äquators, was einerseits die Zirkulation des NADW verkompliziert, andererseits aber auch eine Erneuerung der Wassermassen im Ozean-Innenen, außerhalb des Randstromgebietes und bis in die östlichen Becken hinein, ermöglicht (z.B. Weiss, 1985, Rhein et al., 1995, Andrié et al., 1998).

Diesem überwiegend südwärtigen Transport von NADW strömen andere, im Südatlantik gebildete Wassermassen entgegen (vgl. Abb. 2-2): Antarktisches Bodenwasser (AABW), Zirkumpolares Tiefenwasser (CDW) und Antarktisches Zwischenwasser (AAIW). Auf seinem Weg nach Süden kommt das NADW mit diesen Wassermassen in Kontakt und tauscht z.T. über diapkyknische Mischung Eigenschaften mit ihnen aus. Im Südatlantik wird seine südwärtige Ausbreitung im DWBC schließlich von diesen Wassermassen blockiert.

2.2.1 Schichtung des NADW

Das NADW lässt sich anhand der darin liegenden Tracerverteilungen in übereinander-gelagerte Schichten unterteilen, die jeweils mit den verschiedenen Quellwassermassen assoziiert werden können. Die oberste Schicht ist das obere NADW (uNADW, Dichtebereich $\sigma_{1.5} = 34.42$ bis 34.755 , z.B. Rhein et al., 1995). Diese Schicht ist charakterisiert durch einen vergleichsweise hohen Salz- und Sauerstoffgehalt sowie einem ausgeprägten tiefen Zwischenmaximum in den aus der Atmosphäre aufgenommenen Spurenstoffen (FCKWs und Tritium). Die Quelle für das uNADW ist die Labradorsee.

Z.T. wird das uNADW im tropischen Atlantik weiter unterteilt (z.B. Rhein et al., 1995). In dem sogenannten „flachen oberen NADW“ (suNADW³⁷, Dichtebereich von $\sigma_{1.5} = 34.42$ bis 34.70) befindet sich das Salz- und FCKW-Maximum; als Quelle wird das uLSW angenommen. Darunter liegt das „LSW“ (Dichtebereich $\sigma_{1.5} = 34.70$ bis 34.755), in dem das Sauerstoffmaximum liegt und als dessen Quelle das cLSW angenommen wird. Beide Wassermassen sind gut belüftet. Aber während bei der Bildung von uLSW nur eine Wassersäule von bis zu 1000 m durchmischt werden muss, erreicht die Konvektion zur Bildung von cLSW in den zentralen Labradorsee Tiefen über 2000 m. Aufgrund der größeren Tiefe von cLSW folgt eine etwas geringere relative Belüftung und daher etwas geringere FCKW-Konzentrationen. In der flacheren oberflächennäheren uLSW-Schicht wird hingegen mehr Sauerstoff verbraucht als darunter, wodurch diese inverse Schichtung der FCKW- und Sauerstoffmaxima verursacht wird.

³⁷ shallow upper North Atlantic Deep Water

Die unterste Schicht des NADW ist das tiefe NADW (INADW bzw. „OLNADW³⁸“, Dichtebereich $\sigma_4 = 45.83$ bis 45.90 , Rhein et al., 1995), das durch ein zweites, tieferes Zwischenmaximum in Sauerstoff und Tracern charakterisiert ist. Die Quellwassermassen des INADW sind die Overflow-Wässer, das gut belüftete, tracerreiche DSOW und das etwas ältere und tracerärmere GFZW.

Zwischen dem oberen und unteren tiefen Tracermaximum liegt eine Schicht (mittleres NADW oder – nach Rhein et al., 1995 – „LNADW-old³⁹“) mit minimalen Sauerstoff- und Tracerkonzentrationen, die das uNADW und INADW deutlich voneinander trennt. Der Zusatz „old“ beinhaltet die Vorstellung, dass dieses Wasser aufgrund seiner vergleichsweise langsamen Ausbreitung alt ist und daher in den Tracern und in Sauerstoff abgereichert ist. Insofern kann dieses mittlere NADW zwar auch eine Mischung aus ursprünglich gut belüftetem uNADW und INADW sein. Deren Beiträge zu dieser Wassermasse sind aber jeweils vor so langer Zeit belüftet worden, dass sich für diese Mischwassermasse das charakteristische relative Sauerstoff-Minimum durch internen Sauerstoff-Verbrauch ergibt. Zu dieser Schlussfolgerung gelangen Well und Roether (2002) aus einer Multiparameteranalyse⁴⁰.

In Abb. 2-6 ist ein zonaler Schnitt bei 11°S (A08, 1994) vom Randstrombereich bis zum MAR dargestellt. Konturiert wurden die Tracer F11, CCl_4 und Tritium. Das obere und untere NADW sind jeweils durch ein relatives Tracermaximum identifizierbar (siehe auch Kap. 4.2).

³⁸ *Overflow lower North Atlantic Deep Water*

³⁹ *lower North Atlantic Deep Water „old“ water mass*

⁴⁰ Die Multiparameteranalyse ist eine Methode zur Bestimmung der Zusammensetzung einer Wassermasse aus mehreren Quellwassermassen. Durch Verwendung „multipler“ Tracer, deren Konzentrationen in den fraglichen Quellwassermassen als bekannt angenommen wird, kann über inverse Verfahren die relative Zusammensetzung der fraglichen Wassermasse aus den Quellwassermassen über ihre Tracer-Zusammensetzung abgeschätzt werden. Siehe z.B. Tomczak und Lange (1989).

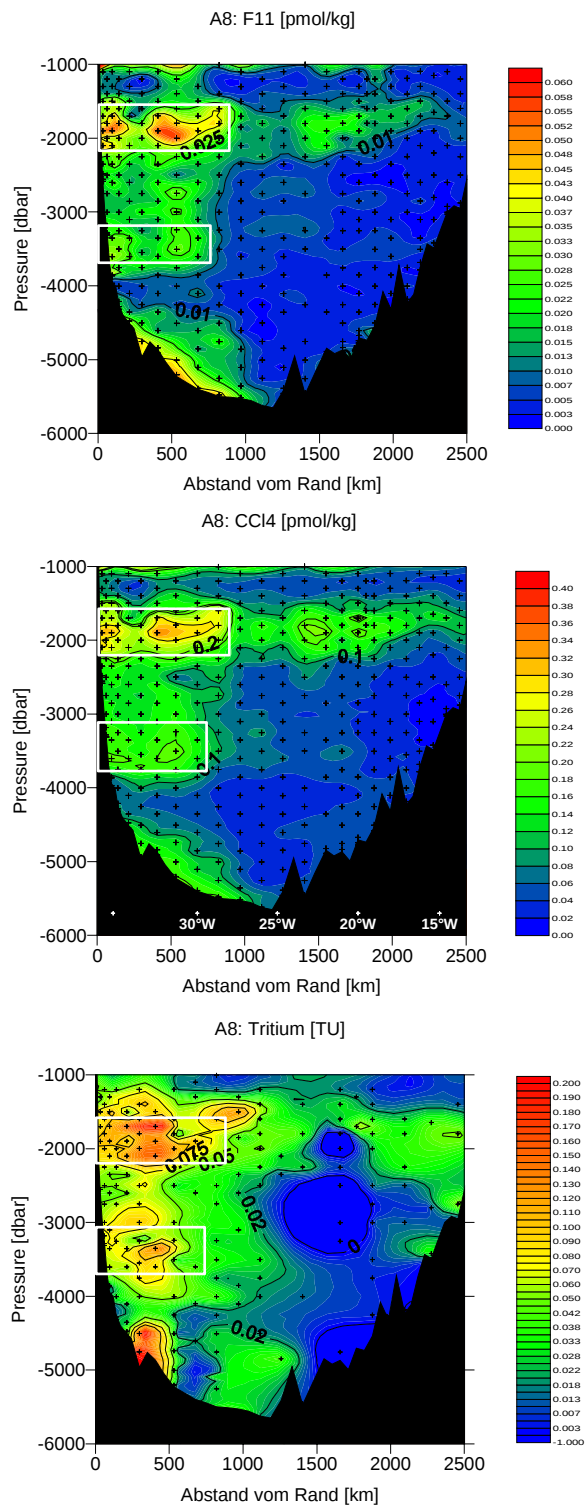


Abb. 2-6: Zonale Tracerschnitte auf 11°S (A08, 1994) vom Randstrombereich bis zum MAR (von Brasilien links bis 2500 km westlich rechts ohne die obersten 1000 m). Die weißen Rahmen bezeichnen schematisch das uNADW (1600 bis 2100 m) und INADW (3200 bis 3800 m). Die Kreuze sind die Positionen der Einzelmessungen.

Tabelle 2-1 fasst (nach Rhein et al., 1995) die Eigenschaften der einzelnen vier NADW-Komponenten für den tropischen Atlantik zusammen:

Wassermasse	Charakteristik	Bereich	Tiefe
<u>SUNADW</u>			
$\sigma_{1.5} = 34.42-34.70$	θ Maximum S Maximum FCKW Maximum	3.4° - 4.5° C 34.80 - 35.00	1200 - 1900
<u>LSW</u>			
$\sigma_{1.5} = 34.70-34.755$	θ S O₂ Maximum	2.8° - 3.4° C 34.94 - 34.98	1900 - 2400
<u>INADW-old</u>			
$\sigma_{1.5} > 34.755$	θ S O ₂ Minimum CFC Minimum	2.2° - 2.8° C 34.91 - 34.95	2400 - 3450
<u>OLNADW</u>			
$\sigma_4 = 45.83-45.90$ (45.92)	θ S CFC Maximum O₂ Maximum	1.75° - 2.2° C 34.84 - 34.91	3450 - 3900

Tabelle 2-1: Schichten des NADW und ihre Charakteristika (für den tropischen Atlantik) nach Rhein et. al, 1995 bzw. Rhein et al. (2002). Die (eigenen) Hervorhebungen markieren die jeweils charakteristischen Tracermerkmale des uNADW und INADW.

Anhand ihrer charakteristischen Zwischenmaxima im Salzgehalt (uNADW), Sauerstoffgehalt und Tracerkonzentrationen von FCKWs und Tritium (jeweils uNADW und INADW) lassen sich diese beiden Komponenten des NADW bis weit in den Südatlantik verfolgen.

2.2.2 Tiefer Randstrom und zonale Abzweigungen und Rezirkulationen

Die Ausbreitung des NADW erfolgt auch im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik i.W. durch den tiefen westlichen Randstrom. Dem überlagert sind diverse Rezirkulationszellen und zonale Abzweigungen, vor allem im Bereich des Äquators, die sich durch direkte Strömungsmessungen, Floats, hydrographische Methoden sowie durch Tracerverteilungen beobachten lassen. Die Ausbreitung des NADW ist somit im Detail viel verzweigter als in einem einfachen (quasi eindimensionalen) Randstrom.

Richardson und Fratantoni (1999) haben Floats im DWBC im Bereich des Äquators in einer Tiefe von 1800 m (uNADW) ausgesetzt und beobachtet. Während der meisten Zeit führt der Strom mit einer mittleren Geschwindigkeit von 8 bis 9 cm/s (im zeitlichen und räumlichen Mittel auf einer Distanz von 2800 km) südwärts über den Äquator; zu bestimmten Zeiten zweigen jedoch Teile des Stroms bei 2°N und 2°S nach Osten ab, während die Strömungsgeschwindigkeiten im Randstrom auf 1 bis 2 cm/s abnimmt. Die Abzweigung bei 2°S fällt mit der Zunge tracerreichen Wassers zusammen, das von diesen ostwärtigen *jets*⁴¹ dorthin

⁴¹ ein konzentrierter, schneller Strom

advectiert wurde. Langzeitlich gemittelte Strömungsgeschwindigkeiten aus Float-Trajektorien lagen bei > 4 cm/s. Modellrechnungen von Böning und Schott (1993) zeigen für das uNADW einen starken, saisonal alternierenden Ost-West-Transport mit jedoch relativ geringem Netto-Transport nach Osten (im Mittel 1 cm/s), der ausreicht, die Salz- und Tracerverteilungen entlang des Äquators zu erklären.

Das Aufspalten des NADW am Äquator beschreiben schon Weiss et al. (1985) anhand von Tracerbeobachtungen (Abb. 2-7). Sie schätzen, dass $2/3$ der FCKWs aus dem DWBC in den äquatorialen Zweig gehen ($u = 2$ cm/s), während nur $1/3$ den DWBC weiter südwärts folgen. Diese zonale Abspaltung könnte einen wesentlichen Beitrag zur Belüftung des Beckeninneren bis hinein in die östlichen Becken darstellen.

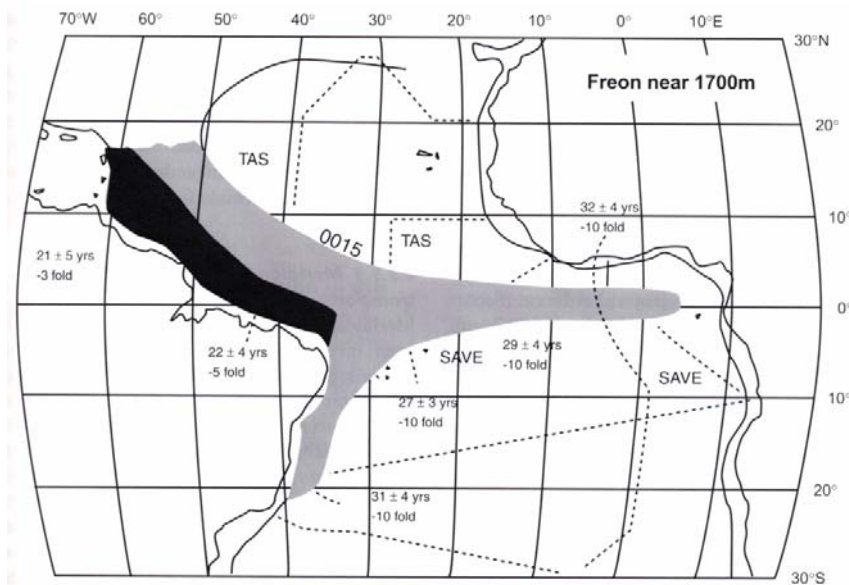


Abb. 2-7: Schema der F11-Ausbreitung im uNADW aus Daten von TTO-TAS (1983) und SAVE (1988). Alters-korrigiert auf 1988. Höhere Konzentrationen sind dunkler gefärbt. Abb. nach Weiss et al., 1985; die neuere Version dieser Abb. ist entnommen aus Godfrey et al. (2001).

Die aus Tracern bestimmten Geschwindigkeiten sind allgemein systematisch kleiner als die aus Strömungsmessungen und Floats. Das liegt an den überlagerten turbulenten Mischungsprozessen, Wirbeln und Rezirkulationen und kurzzeitigen Variabilitäten des Transports, welche dem advektiven Transport z.T. entgegenwirken und die effektive Ausbreitung der Tracer reduzieren. Tracer stellen ein *Ensemble* von Teilchen dar, dass über alle groß- und kleinskaligen Transportprozesse mittelt.

Auch weiter südlich zeigen einzelne Floats-Trajektorien, dass immer wieder Elemente aus dem DWBC schnell nach Osten ins Beckeninnere abzweigen. Anhand von Tracerverteilungen (Mémery et al., 2000) und Float-Daten (Hogg und Owens, 1999; Richardson und Fratantoni, 1999) lässt sich auch bei etwa 10°S das Abzweigen eines schmalen NADW-Bandes aus dem Randstrom heraus nach Osten beobachten. Das vom NADW transportierte Tracersignal reicht auf einigen zonalen Schnitten im Südatlantik bis weit in die Becken hinein, was eine Belüftung des Beckeninneren durch Rezirkulation, Mischung oder zonalen *jets* auch anzeigt.

LADCP- und Float-Daten auf einem meridionalen Schnitt entlang 35°W (von der brasilianischen Küste von 5°S nach Norden) zeigen die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten jeweils im Bereich der tiefen Tracermaxima von uNADW und INADW (Rhein et al., 1995). Die beiden Stromkerne mit den größten Geschwindigkeiten sind räumlich, wie die

beiden Tracermaxima selber, voneinander getrennt. D.h. das uNADW und das lNADW strömen ohne direkten räumlichen Kontakt zueinander. Das uNADW strömt in zwei getrennten Bändern, eines direkt am Hang und eines rund 320 km nördlich (3°S bis 1°S), mit Geschwindigkeiten bis zu 15 cm/s. Während ein Teil des uNADWs dem Kontinent folgend nach Süden abbiegt, setzt der andere Teil weiter nach Osten und breitet sich parallel zum Äquator aus, was sich mit den Tracer-Verteilungen in 1700 m Tiefe deckt. Das lNADW strömt mit Geschwindigkeiten > 15 cm/s nördlich des Parnaíba-Rückens, also rund 300 km nördlich des eigentlichen Kontinentalabhangs.

Auf einem südlicheren Schnitt, zonal entlang 5.6°S, ist der gesamte NADW-Strom zwischen der Brasilianischen Küste und 33.5°W lokalisiert (rund 150 km) und südwärts gerichtet. Maximale Geschwindigkeiten (20-25 cm/s) sind hier im Gegensatz zum 35°W-Schnitt nicht auf die beiden Tracermaxima beschränkt, sondern umfassen den gesamten vertikalen NADW-Bereich. Weiter östlich vom Kontinent findet sich im Bereich des NADW eine nordwärtige Strömung, noch weiter östlich wieder ein südwärtiger Strom.

Für das uNADW ergibt sich zwischen 44°W und 35°W eine Zunahme des Transports von 4 Sv auf 11 Sv, die auf Rezirkulationen zurückzuführen sein könnten. Eine Abnahme des Transports auf 7 Sv bei 5.6°S und nur noch 3 Sv bei 10°S könnte darauf hinweisen, dass Teile des uNADW ins Beckeninnere verschwunden sind. Andere mögliche Erklärungen sind zeitliche Variationen des Transports im DWBC.

Für das lNADW nehmen sowohl Strömungsgeschwindigkeit als auch Tracerkonzentration zwischen 35°W/5°S und 5.6°S deutlich ab; auch Temperatur und Salzgehalt ändern sich deutlich auf dieser kurzen Distanz (rund 400 km, wenn man berücksichtigt, dass das lNADW bei 35°W rund 300 km nördlich des Hangs strömt). Der südwärtige Transport geht von 4.6 auf 1.3 Sv zurück. Entweder strömt das lNADW nicht auf direktem Weg von 35°W/5°S bis 5.6°S sondern rezirkuliert und mischt auf dem Weg mit anderen Wassermassen, so dass es zu den beobachteten Temperatur-, Salzgehalts- und Tracerkonzentrations-Änderungen kommt. Oder Teile des lNADWs verlassen dem Randstrom und zweigen nach Osten ab. Schlitzer et al. (1985) schätzen einen Einstrom kalten Wassers ($\theta \approx 1.5^\circ\text{C}$) von 3.6 Sv durch die Romanche-Bruchzone, wovon gut die Hälfte Wasser nördlichen Ursprungs ist. Hohe FCKW-Konzentrationen in der Nähe der Chain- und Romanche-Bruchzone deuten ebenfalls an, dass Teile des lNADW den DWBC verlassen und parallel zum Äquator abzweigen (Messias et al., 1999; Andrié et al, 2002). Sowohl eine komplexere Zirkulation (weiterer Weg zwischen 35°W/5°S und 5.6°S) als auch ein teilweises Abzweigen aus dem DWBC können den starken Rückgang der Transportraten als auch der Tracerkonzentrationen erklären.

2.2.3 Verschwinden des NADW im Südatlantik

Weiter südlich gerät das NADW zunehmend in Kontakt mit südlichen Wassermassen sowie in den Einflussbereich des Zirkumpolarstroms. Es koppelt schließlich in diesen Ringstrom ein und gelangt auf diese Weise bis in den Indischen und Pazifischen Ozean. Abb. 2-8 ist eine schematische Darstellung der Schichtung der Wassermassen im Südatlantik (vgl. auch Abb. 2-2).

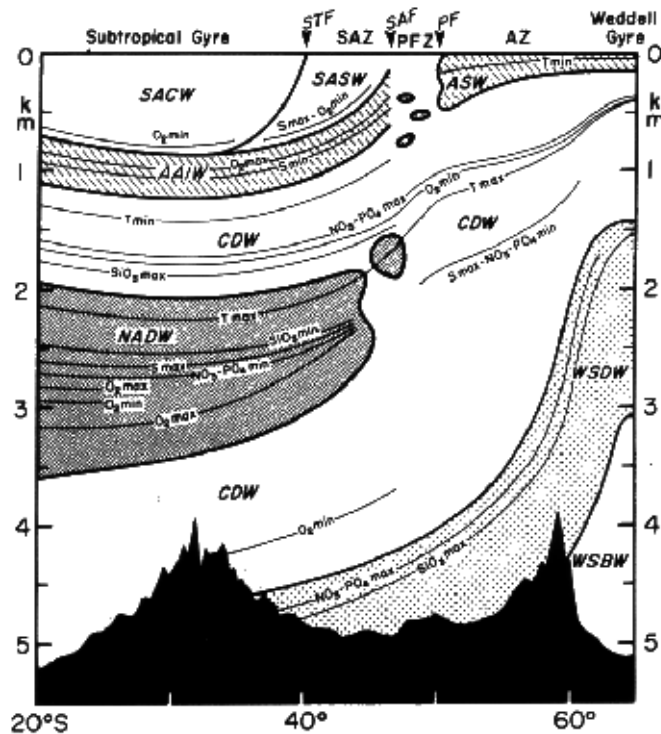


Abb. 2-8: Wassermassen auf einem schematischen meridionalen Schnitt durch den Südatlantik. Aus Peterson und Whitworth (1989).

Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser (uCDW⁴²) gelangt durch die Drakepassage und weiter über das Falkland-Plateau in Tiefen von 800 bis 2000 m in den Südatlantik und schichtet sich im Argentinischen Becken zwischen AAIW und uNADW ein (siehe Abb. 2-8). Es kennzeichnet sich – im Gegensatz zum uNADW – durch ein Sauerstoff-Minimum. Beim Einstrom in den Südatlantik liegen uCDW und uNADW auf ähnlichen Dichteniveaus ($\sigma_2 = 36.8$ bis 36.85), so dass es bei etwa 26°S zur horizontalen Begegnung dieser beiden Wassermassen kommt (Mémery et al., 2000). Südlich von 26°S wird das Salzmaximum von uNADW nach unten zu deutlich größeren Dichten verschoben und illustriert die teilweise Ablösung des NADW von der Küste bei 20° bis 25°S (Zangenberg und Siedler, 1998). Hogg und Owens (1999) zeigen jedoch mit Float-Trajektorien, dass das NADW um Vitoria-Trindade-Rücken (20° - 21°S) herumströmt und danach wieder in den Randstrom zurückkehrt. Mémery et al. (2000) zeigen anhand von zonaler Tracerverteilungen und den Float-Beobachtungen von Hogg und Owens einen ostwärtigen Strom bei 24° - 25°S und führen diesen auf ein teilweises Blockieren des uNADW durch die Subtropische Rezirkulation des uCDW zurück, wogegen Teile des Salzgehaltsmaximum des uNADW noch bis 34°S sichtbar sind.

Während der wesentliche Teil des uNADW demnach bereits bei rund 25°S nach Osten abbiegt, dringen die mittleren und untersten NADW-Schichten etwas weiter nach Süden vor. Mémery et al. (2000) lokalisieren ihr Zusammentreffen mit unterem CDW (lCDW⁴³) und Abbiegen nach Osten bei 34°S . Ein zonaler Schnitt im Randstrombereich zeigt, dass das NADW so weit südlich kaum noch FCKW enthält, während das von Süden kommende eigentlich schlecht belüftete untere CDW (nahezu Null in der Drake Passage, Roether et al., 1993), erstaunlich hohe FCKW-Konzentrationen aufweist. Diese hohen Konzentrationen können nur aus intensiver vertikaler Mischung mit Tiefenwasser aus der Weddellsee stammen.

⁴² upper Circumpolar Deep Water

⁴³ lower Circumpolar Deep Water

Well und Roether (2002) zeigen mittels ihrer Multiparameteranalyse, dass auf 29°S die Anteile von uNADW drastisch zugunsten von uCDW (gleicher Dichtebereich) zurückgegangen sind. Nur auf dem Kontinentalhang sind noch nennenswerte Mengen von uNADW zu finden. Das lNADW ist bereits nach Osten verschoben und konzentriert sich in einem Kern östlich des Kontinentalhangs am Fuß der Rio-Grand-Schwelle.

2.3 Zusammenfassung: NADW

Das Nordatlantische Tiefenwasser ist mit seinem charakteristischen Salzgehaltsmaximum und den hohen Konzentrationen von Sauerstoff und atmosphärischen Gasen die dominanteste Wassermasse der tiefen Zirkulation im Atlantik. Es liefert den Hauptbeitrag des tiefen süd-wärtigen Transports der meridionalen Umwälzung (MOC) und ist eine der Hauptquellen des globalen Conveyor Belts. Seine Ausbreitung im Atlantik erfolgt i.W. im tiefen westlichen Randstrom, dem zahlreiche Rezirkulationen und zonale Abzweigungen (vor allem im Bereich des Äquators) überlagert sind, so dass auch der tiefe Ozean außerhalb des Randstroms bis in die tiefen östlichen Becken hinein langsam vom NADW erneuert werden kann.

NADW ist aus verschiedenen übereinandergeschichteten Komponenten zusammengesetzt. Die Quellen dieser Wassermassen liegen in der Labradorsee bzw. der Grönland- und der Norwegensee. Das Labradorseewasser (uLSW und cLSW) und das in der Grönlandsee gebildete und durch die Dänemarkstraße in den Nordatlantik gelangende DSOW zeichnen sich u.a. durch ihre gute Belüftung aus. Diese Wassermassen bilden das uNADW bzw. mit weiteren Beiträgen aus dem GFZW das lNADW, die sich jeweils durch relativ hohe Konzentrationen von Sauerstoff und atmosphärischen Spurenstoffen (die beiden tiefen Zwischenmaxima in FCKWs sowie Tritium) bis weit in den Südatlantik verfolgen lassen. Das mittlere NADW trennt diese beiden Wassermassen durch Zwischenminima in Sauerstoff- und Tracerkonzentrationen.

Die Bildung der Quellwassermassen sind z.T. keine kontinuierlichen sondern variable Prozesse, die auf Zeitskalen von mehreren Jahren bis Jahrzehnten an klimatische Variabilitäten (NAO-Index) gekoppelt sind. So wird cLSW nur in extremen Wintern durch Konvektion bis über 2000 m Tiefe in der zentralen Labradorsee gebildet, während uLSW im Bereich des Labradorstroms über dem Schelf ständig gebildet werden kann. Als Maß für die Stärke der Bildung der jeweiligen LSW-Komponente kann ihre jeweilige Schichtdicke angenommen werden.

Relativ zu den frühen 90er Jahren, schlussfolgert Smethie (1993) aus Tracerbeobachtungen von 1983 und 1986 im DWBC zwischen 45°N und 32°N, ist cLSW während der letzten 30 Jahre nicht in signifikanten Mengen in den DWBC südlich der Grand Banks eingedrungen. Das würde bedeuten, dass der überwiegende Teil des oberen Tracermaximums weiter südlich (uNADW) aus uLSW gespeist worden sein muss. Pickart et al. (1998) schätzen für einen Schnitt südlich von Flamish Cap einen Transport von rund 2.1 Sv uLSW und 5.8 cLSW, d.h. zumindest in jüngster Zeit war die Produktion für cLSW fast drei mal so hoch wie für uLSW. Dieses „Alternieren“ von uLSW und cLSW lässt sich auch anhand der jeweiligen Schichtdicken bis in die 40er Jahre des letzten Jahrhunderts zurückverfolgen (siehe Abschnitt 2.1.2, Abb. 2-5). Aus den Verteilungen von T, S und FCKW schätzt Smethie (1993) für das untere tiefe Tracermaximum (lNADW) eine Mischung aus 2/3 GFZW und 1/3 DSOW ab; dabei stammen mehr als 80% der Tracerbeiträge aus dem DSOW. Smethie und Fine (2001) schätzen als gesamtes gebildetes NADW eine Rate von 17.2 Sv; rund 2.2 Sv uLSW und (im Mittel über die Jahre 1970-1990) 7.4 Sv cLSW sowie 5.2 Sv ISOW (2.4 Sv reines ISOW, 1.8

zugemisches cLSW und 1.0 Sv nordöstliches Atlantikwasser) und 2.4 Sv DSOW. Rhein et al. (2002) schätzen ebenfalls aus FCKW-Inventaren eine gesamte LSW-Bildungsrate von 4.7 – 5.9 Sv. Für das dichtere cLSW, das als frisch gebildete Wassermasse nur in den Jahren 1988 – 1994 in signifikanten Mengen beobachtet wurde, geben sie eine Rate von 8.1 – 10.8 Sv an, in den Jahren 1995 – 1997 jedoch nur 1.8 – 2.4 Sv (ein Unterschied in der FCKW-Randbedingung von 10% ändert die Ergebnisse um 0.5 – 0.7 Sv).

Beide LSW-Fractionen (uLSW und cLSW) müssen als Quellen für das obere NADW berücksichtigt werden. Sie sind jeweils durch hohe Tracerkonzentrationen charakterisiert und liegen im Dichtebereich des oberen Tracermaximums weiter südlich. Vor allem weit weg von den Quellen, im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik haben sie ihre individuellen Eigenschaften so sehr durch Mischung verloren, dass nicht mehr eindeutig uLSW oder cLSW als einzelne Quelle identifiziert werden kann (siehe Kap. 5.2). Auch für das untere INADW müssen, weit weg von den jeweiligen Quellen, sowohl das tracerreiche DSOW als auch Zumischungen des tracerärmeren GFZW als Quellwassermassen für das untere tiefe Tracermaximum berücksichtigt werden. Im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik werden im Weiteren die zwei durch ihr jeweiliges Tracermaximum charakterisierten NADW-Komponenten betrachtet: Das obere (uNADW, gebildet aus uLSW und cLSW) und das untere (INADW, gebildet aus DSOW und GFZW). Für Tracerstudien weit weg von den jeweiligen Quellen ist eine feinere Unterteilung von NADW (siehe Tab. 2-1) anhand immer schwächer werdenden Tracersignatur praktisch nicht durchführbar.

Die Quellwassermassen sind durch ihre Dichtebereiche (nach Rhein et al., 2002) bzw. TS-Eigenschaften und die darin liegenden Tracermaxima definiert:

Quellwassermassen	
uLSW	$\sigma_\theta = [27.68 - 27.74]$
cLSW	$\sigma_\theta = [27.74 - 27.80]$
GFZW	relatives TS-Maximum
DSOW	$\sigma_4 = [45.83 - 45.90]$

Tabelle 2-2: Dichtebereiche bzw. TS-Eigenschaften der Quellwassermassen im Nordatlantik (vgl. auch Tabelle 2-1).

Für die Tracermaxima uNADW und INADW im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik werden (nach Rhein et al., 1995) die folgenden Dichtebereiche verwendet:

Tracermaxima im Südatlantik	
uNADW	$\sigma_{1.5} = [34.42 - 34.755], S \geq 34.80$
INADW	$\sigma_4 = [45.83 - 45.90]$

Tabelle 2-3: Dichtebereiche bzw. TS-Eigenschaften der beiden tiefen Tracermaxima im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik (vgl. auch Tabelle 2-1).

Diese Dichteintervalle bzw. Definitionen (Tab. 2-2 und 2-3) werden wir später (Kap. 4.2) verwenden, um die jeweiligen Wassermassen grob einzugrenzen und darin jeweils mittlere, charakteristische Tracerkonzentrationen zu berechnen.

3 Methoden

In diesem Kapitel befassen wir uns zunächst mit den konventionellen Methoden, aus Tracerverteilungen im Ozeaninneren das Alter einer Wassermasse zu bestimmen. Bei diesen Methoden wird der Transport in erster Näherung als rein advektiv angenommen. Dabei kommt es durch die nicht explizit berücksichtigte Mischung im Ozeaninneren zu Widersprüchen dieser Traceralter.

Eine nächst höhere Näherung an die Realität stellen Transitzeit-Verteilungen (TTDs) dar, die einem Ansatz folgen, der eindimensionale Advektion und Mischung berücksichtigt. Für die TTDs wird eine bestimmte, gaussartige Verteilungsfunktion angenommen, die durch wenige Parameter beschrieben werden kann: ein mittleres Alter bzw. eine mittlere Transitzeit τ , die Péclet-Zahl Pe als das Verhältnis von Advektion und Mischung sowie eine explizite tracerfreie Verdünnung V . Durch einen weiteren Ansatz für die Ortsabhängigkeit der Parameter τ und V sowie $Pe = \text{const.}$ können die Transitzeit-Verteilungen an *alle* relevanten Tracerbeobachtungen – d.h. verschiedene Tracer zu verschiedenen Beobachtungszeitpunkten und an verschiedenen Beobachtungsorten – gleichzeitig angepasst werden.

Ferner ist entscheidend, wie die Tracer-Randbedingung angesetzt wird. Hierfür entwickeln wir – neben der konventionellen Formulierung als eine zeitlich konstante (mittleren) Sättigung – eine zeitabhängige Sättigung aus einem Mischungsmodell für die Quellwassermassen.

3.1 Altersbestimmung mit transienten oder radioaktiven Tracern

Wenn sich eine Wassermasse in Kontakt mit der Atmosphäre befindet, können Stoffe zwischen den beiden Phasen ausgetauscht werden. Dadurch wird die Wassermasse belüftet bzw. „erneuert“. Das „Alter“ τ einer Wassermasse bezeichnet die Zeit, die diese Wassermasse von ihrem letzten Kontakt mit der Atmosphäre zum Zeitpunkt t_0 bis zum Moment ihrer Beobachtung t_{obs} im Inneren des Ozeans benötigt:

$$\tau = t_{\text{obs}} - t_0 \quad 1$$

Diese Transitzeit wird durch den (in erster Näherung stationär angenommenen) Transport der Wassermasse bestimmt und ist eine fundamentale Größe zur Beschreibung des Transports im Ozeaninneren (Waugh et al., 2003).

Viele Tracer beinhalten – neben ihrer Eigenschaft, eine Wassermasse zu markieren – zusätzlich eine Zeitinformation: Entweder *wann* sie in den Ozean gelangt sind und/oder *wie lange* sie sich im Ozeaninneren aufgehalten haben. Entweder haben die Tracer eine bekannte, zeitlich veränderliche Randbedingung, mit der sie in den Ozean eingetragen werden (z.B. ein systematischer Anstieg der Konzentration in der Atmosphäre), und/oder sie zerfallen im Ozeaninneren mit einer bekannten Rate (z.B. radioaktiver Zerfall). Diese „Uhr“ ermöglicht es, unter bestimmten Annahmen über den Transport im Ozeaninneren, den Zeitpunkt des letzten Kontakts mit der Atmosphäre t_0 bzw. das Alter τ oder zumindest gewisse Eigenschaften des Alters zu bestimmen.

Sogenannte transiente Tracer, solche die ohne innerozeanische Quellen und Senken und passiv, d.h. ohne Wechselwirkung mit dem Transport und dem sie umgebenden Medium, durch den Ozean hindurch transportiert werden, enthalten eine Zeitinformation über ihre zeitlich sich ändernde atmosphärische Konzentration, d.h. durch ihren zeitlich veränderlichen Eintrag aus der Atmosphäre in den Ozean.

Zu den transienten Tracern gehören die FCKWs F11 (CCl_3F), F12 (CCl_2F_2), F113⁴⁴ ($\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$) und CCl_4 (F10). Sie gelangen durch Gasaustausch mit der Atmosphäre in den Ozean. Die FCKWs⁴⁵ sind rein anthropogenen Ursprungs und wurden etwa seit der Mitte des letzten Jahrhunderts zunehmend in der Industrie als Kühl- und Reinigungsmittel verwendet. Der Anstieg ihrer Konzentrationen in der Atmosphäre entwickelte sich bis zum Ende des letzten Jahrhunderts nahezu monotonen (siehe Abb. 3-1). Die atmosphärischen F11-, F12- und CCl_4 -Konzentrationen stammen von Walker et al. (2000). F11 und F12 sind chemisch stabil und gehen keine Wechselwirkung mit dem sie transportierenden Ozean ein. In der Atmosphäre haben sie eine mittlere Lebensdauer von rund 50 (F11) bzw. 100 (F12) Jahren. Ähnliches gilt für CCl_4 ; allerdings begann die industrielle Nutzung bereits viel früher, nämlich Anfang des letzten Jahrhunderts. CCl_4 hat eine atmosphärische Lebensdauer von ca. 35 Jahren. Im Ozean ist es nicht vollständig stabil (Jeffers und Wolfe, 1989; Huhn et al., 2001).

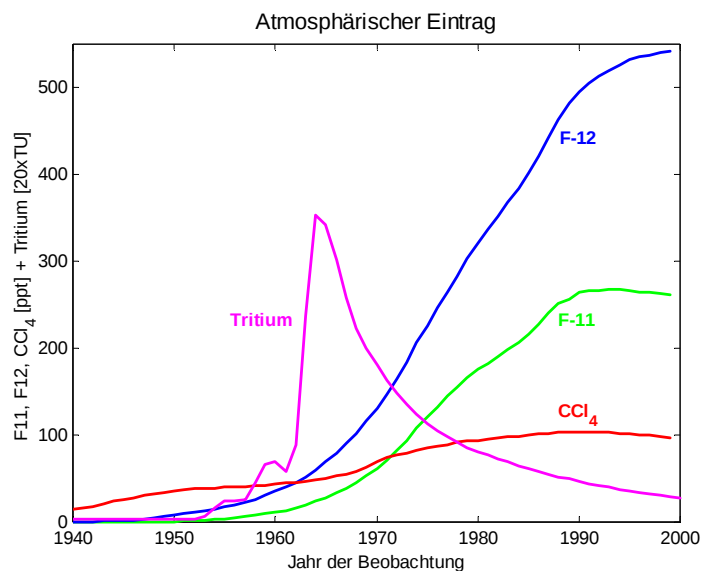


Abb. 3-1: Konzentrationen $C_0(t_{\text{obs}})$ von F11 (grün), F12 (blau), CCl_4 (rot) und Tritium (rosa) in der Atmosphäre bzw. im Ozean-Oberflächenwasser (FCKWs und CCl_4 nach Walker et al., 2000; Tritium nach Dreisigacker und Roether, 1978 bzw. Doney und Jenkins, 1988).

Zu den radioaktiven Tracern gehören die Radioisotope ^{39}Ar , ^{14}C und Tritium (^3H). Sie transportieren eine Zeitinformation über ihren bekannten radioaktiven Zerfall. Im Falle von

⁴⁴ F113 wird für diese Arbeit nicht verwendet. Einerseits sind die Unsicherheiten der Messungen im Südatlantik vergleichsweise groß. Andererseits hat F113 im Vergleich zu den anderen Tracern eine problematische Randbedingung (siehe Kap. 5). Im Ozeaninneren wird es wie CCl_4 abgebaut. Dieser interne Verlust ist erheblich größer als der von CCl_4 . Abschätzungen der Abbauraten existieren für das Mittelmeer, den Nordatlantik und den tropischen Pazifik für Temperaturen $> 14^\circ\text{C}$ (Roether et al., 2001, und vgl. Huhn et al., 2001).

⁴⁵ Die Messung der FCKWs wird gaschromatographisch durchgeführt (z.B. Bulsiewicz et al., 1998). Dazu wird ein Trägergas durch die Wasserprobe gespült, das die Gase aus dem Wasser löst und durch eine Chromatographie-Säule transportiert. Dort werden die einzelnen Gas-Komponenten voneinander getrennt. Die Messung erfolgt durch einen Elektroneneinfang-Detektor.

Tritium⁴⁶ ist der Zerfall durch die zeitliche Entwicklung der Konzentrationen in der Atmosphäre überlagert. Zum ersten ist Tritium charakterisiert durch seine Zerfallszeit von 12.43 Jahren, wobei der natürliche Hintergrund eine Konzentration von rund 0.2 TU⁴⁷ an der Ozeanoberfläche ausmacht (Dreisigacker und Roether, 1978), die dann im Ozeaninneren ohne weitere interne Quellen und Senken zerfällt. Zum zweiten sind große Mengen Tritiums in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts durch oberirdische Atombombentests in die Atmosphäre freigesetzt worden. Der natürliche Hintergrund wurde während des sogenannten Bomben-Peaks Mitte der 60er Jahre um mehrere Größenordnungen überstiegen. Seitdem nehmen die Konzentrationen durch radioaktiven Zerfall wieder ab (Abb. 3-1. Die Oberflächenkonzentrationen stammen von Dreisigacker und Roether (1978) bzw. Doney und Jenkins (1988). Tritium gelangt in Form von tritiiertem Wasser ($^1\text{H}^3\text{HO}$) als Niederschlag und durch den Austausch von Wasserdampf in den Ozean; weitere Quellen sind kontinentale Abflüsse und Eisschmelze.

Ein Wasservolumen, das sich an der Meeresoberfläche aufhält, tauscht Stoffe mit der Atmosphäre durch Gasaustausch bzw. im Falle von Tritium durch Niederschlag oder Wasserdampfaustausch aus. Dabei wird für die FCKWs und CCl_4 die Konzentration⁴⁸ der im Wasser gelösten Stoffe in erster Näherung auf den Wert der Atmosphäre $C_0(t_{\text{obs}})$ (Abb. 3-1) und sein „Alter“ auf Null gesetzt. Durch Konvektion sinkt das Wasservolumen ab und wird mit der tiefen Strömung weitertransportiert (siehe Abb. 3-2). Dabei ist zu berücksichtigen, dass die effektiv Jahr für Jahr t_{obs} dem weiteren Transport zur Verfügung stehende Tracerkonzentration nach der Konvektion $C_0^*(t_{\text{obs}})$ aufgrund i.a. unvollständiger Äquilibration und durch Mischungsprozesse mit umgebendem Wasser während des Absinkens nicht identisch mit der atmosphärischen bzw. Oberflächenkonzentration $C_0(t_{\text{obs}})$ ist.

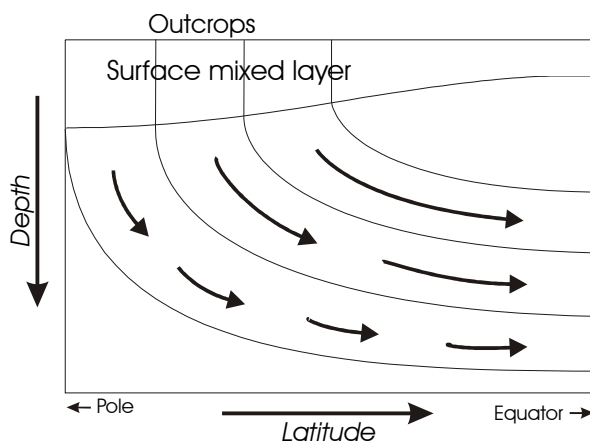


Abb. 3-2: Schematischer Transport auf Isopyknen. Die Isopyknen reichen an den sog. outcrops an die Meeresoberfläche. In der durchmischten Deckschicht („surface mixed layer“) werden Stoffe mit der Atmosphäre ausgetauscht, die dann entlang der Isopyknen weiter durchs Ozean-Innere transportiert werden.

Nach dem Absinken ist das Wasservolumen von der Atmosphäre isoliert. Änderungen der Konzentration und insbesondere die Konzentrationsverhältnisse im Inneren sind danach – sofern keine weiteren internen Quellen oder Senken vorhanden sind – nur noch durch Mischung und radioaktiven Zerfall (Tritium) oder anderen internen Verlust (CCl_4) möglich.

⁴⁶ Tritium wird über sein Zerfallsprodukt ^3He gemessen (β -Zerfall). Die eigentliche Messung erfolgt nach Lagerung einer zuvor entgasten Probe und anschließendem Zerfall zu ^3He . Nach erneuter Gasextraktion wird die Probe in einem Edelgas-Massenspektrometers gemessen (siehe Sültenfuß, 1998).

⁴⁷ 1 TU = $[\text{Tritium}]/[\text{Wasserstoff}] = 1 \times 10^{-18}$ (tritium unit)

⁴⁸ Bei Gasen der „Partialdruck“, siehe auch Kap. 4.2 und Kap. 5

Hiervon abgesehen hängen die Konzentrationen im Ozeaninneren ausschließlich von der effektiven Randbedingung $C_0^*(t_{\text{obs}})$ und im Weiteren zeitlich und räumlich vom Transport durch Advektion und Mischung ab.

Aus den bekannten zeitlichen Konzentrationsentwicklungen der Tracer in der Atmosphäre bzw. an der Ozeanoberfläche $C_0(t_{\text{obs}})$ und den bekannten Zerfallskonstanten der Radioisotope kann man den Zeitpunkt bestimmen, wann das Wasservolumen zuletzt mit der Atmosphäre Stoffe ausgetauscht hat. In erster Näherung ist dies der Zeitpunkt, an dem die Ozeanoberfläche die gleiche Zusammensetzung an Stoffen enthielt, wie das beobachtete Wasservolumen (dabei ist gegebenenfalls der radioaktive Zerfall zu berücksichtigen).

Diese Informationen kann man verwenden, um die Zeitskalen des ozeanischen Transports zu bestimmen. Entscheidend für das Ergebnis und die Interpretation ist dabei, wie weit man den realen Transport im Ozean (dreidimensionale Advektion, Rezirkulation, Wirbel, molekulare Diffusion etc.) ansatzweise vereinfacht und welche Annahmen man über die Randbedingungen (die *effektiv* dem Transport zur Verfügung stehenden Konzentrationen $C_0^*(t_{\text{obs}})$ in der Quellwassermasse im Ozeaninneren) für die einzelnen Tracer macht.

3.1.1 Konventionelle Methoden: Konzentrations- und Verhältnisalter

Schließt man als erste Näherung Mischung im Ozeaninneren aus, transportiert das Wasservolumen seine Anfangszusammensetzung $C_0^*(t_{\text{obs}})$ weiterhin mit sich. Diese Näherung verwenden die konventionellen Konzepte „Konzentrationsalter“ und „Verhältnisalter“.

3.1.1.1 Konzentrationsalter

Das „Konzentrationsalter“ vergleicht die im Ozeaninneren zur Zeit t_{obs} beobachtete Tracer-Konzentration $C(t_{\text{obs}})$ direkt mit den Atmosphären- bzw. Oberflächenkonzentrationen $C_0(t_{\text{obs}})$ (Abb. 3-1) bzw. $C_0^*(t_{\text{obs}})$ und bestimmt so das Jahr der Belüftung t_0 . Das Alter ist dann $\tau = t_{\text{obs}} - t_0$ (Abb. 3-3). Der Transport wird dabei zu einem mittleren eindimensionalen advektiven Transport auf Isopyknen vereinfacht.

In dem konstruierten Beispiel (Abb. 3-3) wurde 1990 $F11 = 54$ ppt und $F12 = 102$ ppt gemessen. Diese Werte entsprechen den atmosphärischen Konzentrationen ($C_0^*(t_{\text{obs}}) = C_0(t_{\text{obs}})$) aus den Jahren 1969 bzw. 1968. Mit Gl. 1 ergeben sich Konzentrationsalter von 31 bzw. 32 Jahren.

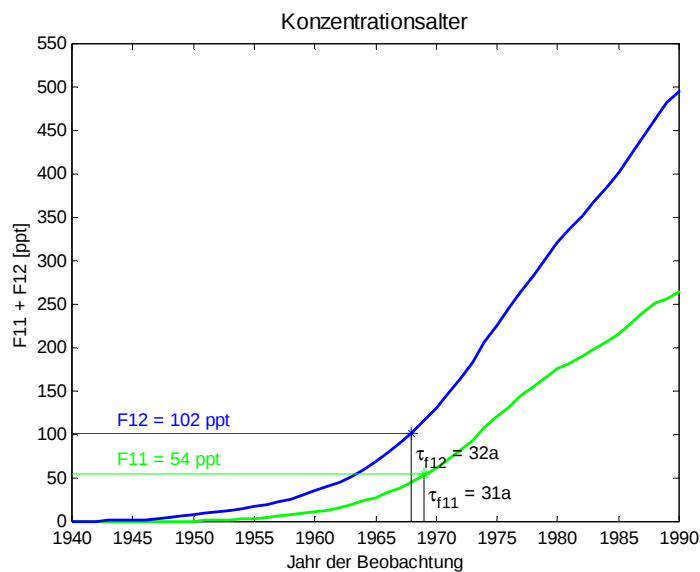


Abb. 3-3: Willkürliches Beispiel, 1990 wurden beobachtet $F11 = 54 \text{ ppt}^{49}$ (grün) und $F12 = 102 \text{ ppt}$ (blau). Bildungsjahr t_0 ist 1969 bzw. 1968. $F11$ -Alter = 31 und $F12$ -Alter = 32 Jahre. $C_0^*(t_{obs})$ wurde gleich $C_0(t_{obs})$ gesetzt.

3.1.1.2 Verhältnisalter und Verdünnung

Bei Mischung mit tracerfreiem Wasser, d.h. mit Wasser, das alt genug ist, (noch) keine Tracer zu enthalten (siehe Abb. 3-1) oder in dem alle Tracer bereits zerfallen sind, bleibt das Verhältnis zweier Tracer erhalten, da beide Tracer gleichermaßen „verdünnt“ werden (z.B. Weiss et al., 1985; Roether et al., 1993; Wallace et al., 1994; Beining und Roether, 1996).

Wieder ausgehend von einem eindimensionalen advektiven Transport auf Isopyknen (Abb. 3-2) sowie einer explizit tracerfreien Zumischung erhält man das „Verhältnisalter“ und die „Verdünnung“ aus dem Verhältnis zweier verschiedener Tracer.

Das „Verhältnisalter“ bestimmt t_0 aus dem Vergleich des im Ozeaninneren beobachteten Verhältnis zweier verschiedener Tracer mit dem Tracerverhältnis in der Atmosphäre bzw. an der Ozeanoberfläche. Daraus ergibt sich wieder ein Bildungsjahr; und aus der Zeitdifferenz bis zur Beobachtung entsprechend ein Alter (Abb. 3-4, linkes Panel). Aus diesem Verhältnisalter kann man ferner die Konzentrationen berechnen, die das Wasser zur Zeit der Bildung ohne die spätere tracerfreie Mischung gehabt hätte. Deren Verhältnis zu den tatsächlich gemessenen (verdünnten) Konzentrationen liefert den Anteil tracerfreien Wassers an der Gesamtmenge (d.h. die Größe der Verdünnung, Abb. 3-4, rechtes Panel).

⁴⁹ Partialdruck in [ppt]: „parts per trillion“, Teile pro Billion, $1 \text{ pro } 10^{12}$

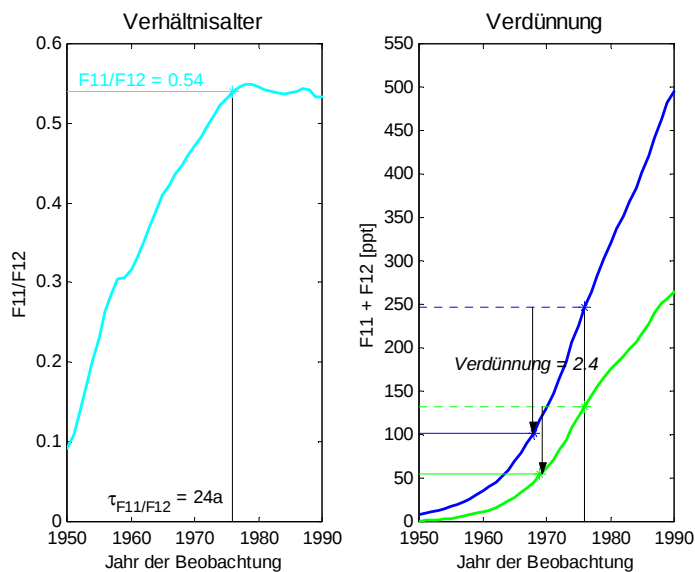


Abb. 3-4: Willkürliches Beispiel; 1990 wurden beobachtet $F11 = 54$ ppt und $F12 = 102$ ppt; $F11/F12 = 0.54$ (linkes Panel, türkis). Bildungsjahr t_0 ist 1976, Verhältnissalter = 24a. Atmosphärische Konzentration 1976 sind $F11 = 133$ (grün) ppt und $F12 = 246$ ppt (blau); das entspricht einer Verdünnung von 2.4 bzw. einer tracerfreien Anteil von 70% (rechtes Panel). $C_0^*(t_{obs})$ wurde gleich $C_0(t_{obs})$ gesetzt.

Nach dem gleichen Beispiel (Abb. 3-4) von oben wurde 1990 ein $F11/F12$ -Verhältnis von 0.54 gemessen. Dieses Verhältnis entspricht dem von 1976 (mit $C_0^*(t_{obs}) = C_0(t_{obs})$). Mit Gl. 1 ergibt sich ein Alter von 24 Jahren. Im Bildungsjahr 1976 betrugen die atmosphärischen Konzentrationen $F11 = 133$ ppt und $F12 = 246$ ppt. Dividiert durch die gemessenen Konzentrationen ergibt sich eine tracerfreie Verdünnung von 2.4.

In diesem Beispiel ist zu beachten, dass das gemessene $F11/F12$ -Verhältnis dicht am atmosphärischen Maximum (1978) liegt. Da seit Ende der 70er Jahre das atmosphärische $F11/F12$ -Verhältnis nahezu konstant ist, ergibt sich für gemessene Verhältnisse in dieser Größenordnung eine Mehrdeutigkeit, d.h. für $F11/F12 \approx 0.54$ kann eigentlich nur noch festgestellt werden, dass die Bildung nach 1978 stattgefunden haben muss.

3.1.1.3 Alter von Radioisotopen

Ähnlich dem Konzentrationsalter bestimmt man das Alter von Radioisotopen, z.B. das Tritium-, ^{14}C oder ^{39}Ar -Alter. Geht man von einer konstanten atmosphärischen Konzentration aus (z.B. ^{39}Ar) und existieren keine weiteren Quellen oder Senken außer radioaktivem Zerfall, lässt sich das Alter direkt aus der Zerfallskonstante und der atmosphärischen Randkonzentration berechnen. Ändert sich zusätzlich die Oberflächenkonzentration im Laufe der Zeit (Tritium, siehe Abb. 3-5), so ist zunächst die Oberflächenkonzentration vor der Zeit der Beobachtung auf den Zerfall zu korrigieren und dann erst mit der beobachteten Konzentration im Ozeaninneren zu vergleichen (Abb. 3-5). Im übrigen gilt wieder die Näherung des mittleren eindimensionalen advektiven Transports auf Isopyknen

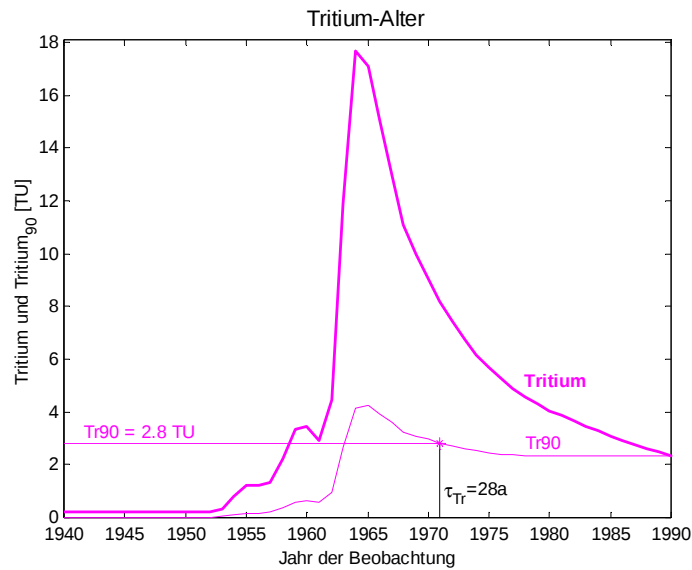


Abb. 3-5: Willkürliches Beispiel: 1990 wurden beobachtet Tritium = 2.8 TU. Die Tritium-Oberflächenkonzentrationen (fette Kurve) sind auf das Jahr der Beobachtung – 1990 – zerfallskorrigiert (dünne Kurve, Tr_{90}). Es ergibt sich ein Bildungsjahr 1971 bzw. ein Alter von 29 Jahren. $C_0^*(t_{obs})$ wurde gleich $C_0(t_{obs})$ gesetzt.

In dem selben konstruierten Beispiel wurde 1990 Tritium = 2.8 TU gemessen. Dieser Wert entspricht der auf 1990 zerfallskorrigierten Oberflächenkonzentration Tr_{90} aus dem Jahr 1971. Mit Gl. 1 ergibt sich ein Alter von 29 Jahren.

Da im Falle von Tritium auch dessen Tochternuklid ^3He messbar ist, kann man aus dem Helium/Tritium-Verhältnis ebenfalls ein Alter berechnen:

$$\tau = t_{obs} - t_0 = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{{}^3\text{He}(t_{obs}) - {}^3\text{He}(t_0)}{\text{Tr}(t_{obs})} \right)$$

Dabei sind ${}^3\text{He}(t_{obs})$ und $\text{Tr}(t_{obs})$ die zum Zeitpunkt t_{obs} gemessenen Konzentrationen, ${}^3\text{He}(t_0)$ ist die bekannte Konzentration von ${}^3\text{He}$ und zum Zeitpunkt t_0 und λ die Zerfallskonstante von Tritium. Im Südatlantik ist die Verwendung von ${}^3\text{He}$ nicht möglich, da weitere Quellen existieren⁵⁰.

3.1.2 Widersprüchliche Traceralter, Mischung und Altersverteilungen

Bei diesen konventionellen Traceraltern kommt es zu scheinbaren Widersprüchen: Beobachtung unterschiedlicher Tracer und Tracerbeobachtungen zu unterschiedlichen Zeiten liefern unterschiedliche Traceralter (sowohl Konzentrations- als auch Verhältnisalter – wobei die Verhältnisalter *per Definition* von den Konzentrationsaltern verschieden sein müssen, da sie tracerfreie Zumischungen und damit formal „altes“ Wasser nicht mitdatieren).

⁵⁰ ${}^3\text{He}$ gelangt aus den Spreizungsregionen des MAR in den tiefen Ozean, vor allem im Pazifik (siehe Well et al., 2003). Dieses Signal wird durch die Zirkulation im Südatlantik in den Atlantik transportiert und überlagert das ${}^3\text{He}$ -Signal des NADW.

Diese unterschiedlichen Alter sind unmittelbare Folgen der vereinfachenden Transportmodelle, die Mischung entweder gar nicht oder nur als tracerfreie Verdünnung berücksichtigen. Ursache sind nämlich die Mischungsprozesse im Ozeaninneren selber: Die nicht-linearen individuellen zeitlichen Entwicklungen der atmosphärischen bzw. Oberflächen-Konzentrationen (siehe Abb. 3-1 oder 3-6) sorgen bei Mischung im Ozeaninneren für jeden einzelnen Tracer für ein unterschiedliches Traceralter (Sonnerup, 2001; Waugh et al., 2003)⁵¹.

Bei einem theoretisch linearem Anstieg des atmosphärischen Tracereintrags bleiben die Tracerverhältnisse konstant. Damit würden auch die Unterschiede der Traceralter verschwinden. Dies gilt näherungsweise für die FCKWs ab Mitte der 70er Jahre (siehe Abb. 3-6). In den Zeiten davor bewirkt der nichtlineare Anstieg eine Unterschätzung des „idealen“ (realen) Alters, (Sonnerup, 2001; vgl. auch Abb. 3-1 oder 3-6). Dabei zeigt F11 einen etwas stärkeren zeitlichen Anstieg als F12, so dass das F12-Alter für Bildungsjahre vor ca. 1975 größer ist als das F11-Alter (in dem oben gezeigten Beispiel 32 bzw. 31 Jahre), und beide Konzentrationsalter sind größer als ihr Verhältnisalter (24 Jahre). Bei weiter in der Vergangenheit liegenden Bildungsjahren t_0 werden diese Unterschiede größer.

Z.B. Weiss et al. (1985) definieren den Transport bzw. das daraus abgeleitete F11/F12-Alter ohne Berücksichtigung weiterer Mischung. Mischung (und Abweichungen des Systems vom mittleren Zustand) resultiert dabei in einen „Fehler“. Pickart et al., (1989) zeigen, dass dieser „Fehler“ erheblich sein kann. Mischung mit angrenzenden, nicht tracerfreien Wassermassen verändert auch das Tracerverhältnis und damit die Gültigkeit des Verhältnisalters.

Mit einem einfachen isopyknischen Modell, dass der eindimensionalen Advektions-Diffusions-Differentialgleichung gehorcht (siehe auch 3.2.2), lässt sich ein „ideales“ Alter bestimmen und mit den Konzentrations- und Verhältnisaltern aus F11- und F12-Messungen vergleichen (Sonnerup, 2001). Dazu wird im Modell neben F11 und F12 ein „idealer“ Tracer simuliert, der δ -förmig in das Modell eingelassen wird und aus dessen Ausbreitung sich ebenfalls ein Alter (ideales Alter) bestimmen lässt. Dabei zeigt sich, dass $\tau_{\text{ideal}} \geq \tau_{\text{Konz.}} \geq \tau_{\text{Verh.}}$. Die Unterschiede bzw. Unterschätzungen der $\tau_{\text{Konz.}}$ und $\tau_{\text{Verh.}}$ nehmen mit stärker werdender Mischung relativ zur nachlassenden Advektion zu. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Unterschiede der Traceralter Folge der Mischung selbst sind. Dabei ist vor allem bemerkenswert, dass kleine Unterschiede zwischen F11- und F12-Alter zu großen Unterschieden der F11- und F12-Alter zum „idealen“ Alter führen.

Das gibt einerseits einen Hinweis darauf, dass schon kleine Unsicherheiten der Tracer-Beobachtungen zu großen Fehlern bei der Bestimmung des idealen Alters führen werden. Andererseits lässt sich schlussfolgern, dass F11 und F12 *alleine* offenbar eine wenig geeignete Kombination zur Bestimmung idealer bzw. realer Alter (bzw. Transitzeit-Verteilungen) sind, da sie fast identische Informationen liefern. Diese Redundanz von F11 und F12 wird besonders deutlich bei einer Darstellung der Oberflächen-Konzentrationen, in der die Konzentrationen auf den jeweiligen Wert eines gleichen Jahres normiert sind (Abb. 3-6):

⁵¹ Sonnerup (2001) skizziert auch, dass Teile der Altersunterschiede durch die nicht-lineare Temperaturabhängigkeit der Löslichkeitsfunktion (Warner und Weiss, 1985) zustande kommen können. Wenn Wasser verschiedener Temperaturen mischt, werden F11-Alter stärker zu jüngeren Altern verschoben als F12-Alter. Wir gehen hier davon aus, dass dieser Effekt klein genug ist, um vernachlässigt werden zu können. Eine weitere Verschiebung kommt durch die selbe nicht-lineare Temperaturabhängigkeit der Löslichkeit schon während des Gasaustausches an der Quelle zustande. Dies lässt sich jedoch leicht ausgleichen, indem man die Oberflächen-sättigungen für jeden Tracer einzeln an die reale Situation anpasst. Wir zeigen weiter unten, dass diese Unterschiede für F11 und F12 wenige Prozent in der (zeitlich konstanten) Sättigung ausmachen (Kap. 5.3) bzw. (für eine zeitabhängige gemeinsame Sättigungsfunktion) eine vernachlässigbare Rolle spielen (Kap. 5.4).

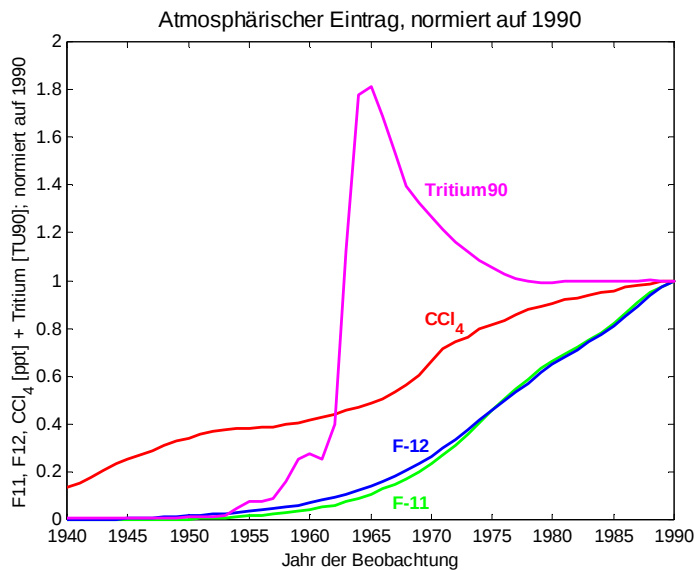


Abb. 3-6: Atmosphärische Tracerkonzentrationen (analog zu Abb. 3-1), hier jeweils normiert auf die Werte von 1990.

F11 und F12 verlaufen in dieser normierten Darstellung nahezu parallel. Ab etwa 1975 sind sie – insbesondere ihre Gradienten – sogar fast identisch. Daraus folgt einerseits, dass F11 und F12 nach ca. 1975 gleiche Konzentrationsalter liefern, während vor 1975 die Konzentrationsalter divergieren. Andererseits liefern F11 und F12 für Verhältnisalter (und die Festlegung von Transitzeit-Verteilungen, siehe 3.3) nicht genügend unabhängige Informationen für eine eindeutige Festlegung (vergleiche auch das Beispiel in 3.1.3). Dies wird weiter unten (Abb. 3-7) auch durch die Konturierung von Tracerkonzentrationen (Tracerkombinationen F11-F12) im Parameterraum der TTDs demonstriert werden. CCl_4 existiert viel länger in der Atmosphäre als F11 und F12 und steigt langsamer an. Grundsätzlich anders verlaufen die Tritium-Konzentrationen. Sie erreichen das Maximum vor den F11- und F12-Maxima und nehmen dann in erster Näherung exponentiell ab. Damit liefern CCl_4 und besonders Tritium zusätzliche Information für die Bestimmung der Alter (bzw. Alters-Spektren) von Wassermassen.

Die verschiedenen Traceralter spiegeln letztlich den Verteilungscharakter der Alter wieder, die die unterschiedlichen Komponenten eines Wasserpakets haben. Nicht die Traceralter sondern ihre Beziehung untereinander repräsentiert die für den Transport relevante Zeitskala; sogar die Identität zweier Traceralter sagt mehr über das reale (mittlere) Alter aus als die Traceralter selber (Waugh et al., 2003).

Hier sei abschließend noch einmal festgehalten, dass $\tau_{\text{ideal}} \geq \tau_{\text{Konz.}} \geq \tau_{\text{Verh.}}$. Dies ist Folge der für die $\tau_{\text{Konz.}}$ bzw. $\tau_{\text{Verh.}}$ nicht berücksichtigten bzw. als tracerfrei angesetzten Mischung, wodurch es zu Unterschätzungen des „realen“ Alters (bzw. dem mittleren Alter eines Alters-Spektrums) kommt. Dabei ist $\tau_{\text{Verh.}}$ das kleinste Alter, da es nur die tracerführende Fraktion einer Wassermasse erfasst. Insbesondere wird diese Unterschätzung mit zunehmender Mischung größer. Für ein System, in dem die Mischung durch sich auf dem Weg der Wassermasse „aufsummierende“ Wirbel, Rezirkulationen etc. formal zunimmt, muss diese Unterschätzung der konventionellen Traceralter ebenfalls mit dem Weg zunehmen.

3.2 Transitzeit-Verteilungen (TTDs)

Wie wir soeben dargestellt haben, ist der Mischungsbeitrag zum Transport für die Altersbestimmung von Wassermassen nicht zu vernachlässigen. Das meint sowohl Mischung mit in erster Näherung tracerfreiem Wasser (z.B. aus angrenzenden alten Wassermassen), als auch Mischungsbeiträge aus Wirbeln, Rezirkulationen und kurzzeitlichen Variabilitäten (also Mischung mit jüngeren, tracerhaltigen Beiträgen der selben Wassermasse). Vor allem weiter stromabwärts von den Quellen summieren sich diese Mischungsbeiträge mehr und mehr auf. Die Abweichungen der vereinfachenden Konzentrations- oder Verhältnisalder vom realen Alter der Wassermasse nehmen damit systematisch zu.

Das reale „Alter“ eines Wasservolumens im Ozeaninneren ist eine Mischung aus verschiedenen großen Beiträgen mit verschiedenen Altern. Ein Wasservolumen hat demnach kein diskretes Alter sondern ein Alters-Spektrum oder Transitzeit-Verteilung (TTD).

Alters- oder Transitzeit-Verteilungen berücksichtigen im Gegensatz zu den scharfen Traceraltern advektiven *und* diffusiven⁵² Transport. Somit stellt es gegenüber den konventionellen Konzepten der Konzentrations- und Verhältnisalder eine nächst höhere Näherung an die Realität dar. Die Vereinfachung des Transport-Modells besteht i.W. noch darin, dass das Modell einen stationären Zustand voraussetzt und den Transport eindimensional beschreibt.

Im Gegensatz zum δ -förmigen Traceralter *integriert* die Transitzeitverteilung über den gesamten tracerführenden Zeitbereich und erfasst daher auch die individuellen Strukturen, d.h. die unterschiedlichen, nicht-linearen zeitlichen Entwicklungen der einzelnen Tracer. Sobald die Verteilung eine von Null verschiedene Breite erlangt, also nicht δ -förmig ist, und die Tracereinträge $C_0^*(t_{\text{obs}})$ unterschiedliche zeitliche Gradienten haben, werden die konventionellen Traceralter unterschiedlich sein *müssen*, da für jeden Tracer im Laufe der Zeit verschieden viel Tracer aufintegriert wird. Die Altersverteilung integriert damit auch über die verschiedenen individuellen Traceralter, welche die verschiedenen Aspekte der Tracerausbreitung widerspiegeln, und vereinheitlicht diese zu einem Alters-Spektrum mit einem mittleren Alter⁵³ und einer Breite des Spektrums, aus der die Traceranteile im Laufe der Zeit jeweils aufaddiert werden.

Khaliwala et al. (2001) haben Transitzeiten-Verteilungen bestimmt, indem sie die Tracerausbreitung zeitlich und räumlich in einem Ozean-Zirkulations-Modell (LOAM, horizontale Auflösung 2°) studiert haben. Sie finden Verteilungen, die sich als asymmetrische, gaussartige Funktionen parametrisieren lassen. C. Rodehacke (1997, Diplomarbeit, Universität Bremen) hat in einem zweidimensionalen Modell mit einem einfachen Randstrombereich die Ausbreitung eines „idealen“ Tracers studiert und ähnliche asymmetrische Verteilungen gefunden. Mit einer überlagerter Rezirkulationszelle erhält er zweigeteilte Altersverteilungen – einen jungen, schmalen Anteil aus dem Randstrom und einen überlagerten alten, breiteren Anteil aus der Rezirkulationszelle. Sonnerup (2001) verwendet ein numerisches Advektions-Diffusions-Modell, um aus Traceraltern ein ideales Alter bzw. den Einfluss der Mischung auf die Traceralter zu bestimmen (siehe oben). Waugh et al. (2003) untersuchen unterschiedliche Tracer (FCKWs, Tritium und ³Helium) und Traceralter und daraus folgende Transitzeit-Verteilungen.

⁵² Gemeint ist hier wie im Weiteren nicht die molekulare Diffusion im engeren Sinne sondern eine verallgemeinerte Diffusion, die Mischung auf allen Skalen beinhaltet.

⁵³ Damit ist nicht ein einfacher Mittelwert verschiedener konventioneller Traceralter gemeint. Das hier gemeinte „mittlere Alter“ ist eine unmittelbare Eigenschaft der Altersverteilung selbst (Gl. 4b, erstes Moment der Verteilung).

Im Ozeaninneren lässt sich die Transitzeit-Verteilung praktisch nicht direkt messen, da ein idealer Tracer (δ -förmiger Tracereintrag in die Quellwassermassen, siehe auch 3.1.2) nicht zur Verfügung steht. Es stehen nur einzelne Momentaufnahmen realer Tracer zur Verfügung aus denen die Transitzeit-Verteilung bestimmt werden muss. Daher muss ein Ansatz gewählt werden, der den Zusammenhang zwischen den Tracerkonzentrationen am Rand $C_0^*(t_{\text{obs}})$ und den real beobachteten Tracerkonzentrationen im Ozeaninneren $C(t_{\text{obs}})$ formuliert.

3.2.1 Mathematische Formulierung

Die zeitliche Entwicklung einer beobachteten Tracerkonzentration $C_r(t_{\text{obs}})$ im Ozeaninneren an einem Ort r lässt sich allgemein als Transfer oder Verbreitung der Konzentration vom Rand $C_0^*(t_{\text{obs}})$ (bei $r = 0$, d.h. in der Quellwassermasse bzw. $C_0(t_{\text{obs}})$ an der Ozeanoberfläche) durch eine Verteilungsfunktion $G_r(t)$ beschreiben (z.B. Bolin und Rohde, 1972; Beining und Roether, 1996; Waugh et al., 2003):

$$C_r(t_{\text{obs}}) = \int_0^{\infty} G_r(t) \cdot C_0^*(t_{\text{obs}} - t) dt \quad 2$$

Dabei ist t das Alter und t_{obs} das Kalenderjahr der Beobachtung. $G_r(t) dt$ ist der Anteil an dem beobachteten Wasservolumen am Ort r , der den Rand im Zeitraum t bis $t + dt$ verlassen hat.

$C_0^*(t_{\text{obs}}) = C^*(r=0, t_{\text{obs}})$ sind die (beobachteten) *effektiven* Tracerkonzentrationen in der Quellwassermasse, die der weiteren Ausbreitung ins Ozeaninnere tatsächlich zur Verfügung stehen. $C_0(t_{\text{obs}}) = C(r=0, t_{\text{obs}})$ ist die (beobachtete) zeitliche Entwicklung der Konzentration am Rand des Systems, d.h. in der Atmosphäre bzw. unmittelbar an der Ozeanoberfläche (siehe Abb. 3-1). Die effektiven Quellwasser-Konzentrationen $C_0^*(t_{\text{obs}})$ sind im allgemeinen nicht identisch mit den atmosphärischen Atmosphären- bzw. Oberflächen-Konzentration $C_0(t_{\text{obs}})$, da bei der Bildung der Quellwassermasse Mischung mit älteren – und damit z.B. im Falle der FCKWs tracerärmeren – Beiträgen stattfindet (siehe Kap. 3.4).

Zu berücksichtigen sind ferner interne Senken, d.h. der radioaktive Zerfall von Tritium durch einen Term $\exp\{-\lambda_{\text{Tr}}t\}$ sowie der interne Verlust von CCl_4 erster Ordnung durch einen Term $\exp\{-\lambda_{\text{CCl}_4}t\}$. Außerdem beschränken wir uns zunächst auf die Betrachtung der zeitliche Entwicklung der Tracer an einem festen Ort r , d.h. im Folgenden schreiben wir $G_r(t) = „G(t)“$ (erst weiter unten in Kap. 3.2.4 formulieren wir einen Ansatz, der eine Ortsabhängigkeit implizit berücksichtigt). Ferner setzen wir eine explizite Verdünnung $V \geq 1$, d.h. Zumischung von tracerfreiem (und daher unbestimmt altem) Wasser, an (siehe 3.1.1.2). $1/V$ ist dann der unverdünnte Bruchteil des betrachteten Volumens. Bei Berücksichtigung der internen Verluste von Tritium und CCl_4 (siehe oben) durch einen Term $\exp\{-\lambda t\}$ als auch der explizit tracerfreien Verdünnung V , wird Gl. 2 zu

$$C(t_{\text{obs}}) = \frac{1}{V} \int_0^{\infty} G(t) \cdot C_0^*(t_{\text{obs}} - t) \cdot e^{-\lambda t} dt \quad 3$$

Die Verteilung $G(t)$ hat die folgenden Eigenschaften:

1) Sie ist normiert; d.h. aller Tracer muss irgendwann den Ort r passiert haben:

$$1 = \int_0^{\infty} G(t) dt \quad 4a$$

2) Das erste Moment dieser Verteilung ist das mittlere Alter τ der Verteilung:

$$\tau = \int_0^{\infty} t \cdot G(t) dt \quad 4b$$

3) Das zweite Moment dieser Verteilung ist die Varianz σ^2 der Verteilung (σ ist die Alters-Breite):

$$\sigma^2 = \int_0^{\infty} (t - \tau)^2 \cdot G(t) dt \quad 4c$$

Anschaulich ist das mittlere Alter τ die mittlere Transitzeit, d.h. die Zeit, die ein Wasser-
teilchen im Mittel von der Quelle bis zum Ort der Beobachtung r benötigt. σ^2 ist die Varianz
dieser mittleren Transitzeit und σ die Alters-Breite. Dabei kann die Verteilung auch
asymmetrisch sein.

Um einen definierten Bruchteil Δ ($0 \leq \Delta \leq 1$) eines beobachteten Wasservolumens
auszutauschen, benötigt man die Zeit t_{vent} :

$$\Delta(t_{vent}) = \int_0^{t_{vent}} G(t) dt \quad 5$$

Bei tracerfreier Verdünnung ($V > 1$) benötigt man für den Austausch der jüngsten, tracer-
führenden Fraktion Δ

$$\Delta(t_{vent}) = \frac{1}{V} \int_0^{t_{vent}} G(t) dt \quad 5a$$

Daraus folgt $0 \leq \Delta \leq 1/V \leq 1$. Für $\Delta = 1$ bzw. $\Delta = 1/V$ (d.h. alles Wasser bzw. maximal die
jüngste, unverdünnte Fraktion $\Delta = 1/V$ wird ausgetauscht) folgt $t_{vent} = \infty$.

Das mittlere Alter dieser (jüngsten) Fraktion Δ ist damit:

$$\tau_{\Delta(t_{vent})} = \frac{\int_0^{t_{vent}} t \cdot G(t) dt}{\int_0^{t_{vent}} G(t) dt} = \frac{\int_0^{t_{vent}} t \cdot G(t) dt}{\Delta(t_{vent})} \quad 6$$

Wenn $V = 1$ (keine Verdünnung) und $t_{\text{vent}} = \infty$ ist, dann folgt $\Delta = 1$ und $\tau_{\Delta(t_{\text{vent}})}$ ist das mittlere Alter des gesamten ausgetauschten Volumens τ . Für $\Delta < 1$ ist $\tau_{\Delta(t_{\text{vent}})}$ dann das mittlere Alter der jüngsten Anteile $\Delta(t_{\text{vent}})$. Bei gegebener Verdünnung $V \geq 1$ ist $\Delta(t_{\text{vent}}) \leq 1/V$, und $\tau_{\Delta(t_{\text{vent}})}$ existiert nur für den eingeschränkten Bereich von $\Delta(t_{\text{vent}}) \leq 1/V$.

3.2.2 Ansatz für die Verteilung $G(t)$

Die komplette Tracerentwicklung $C(t_{\text{obs}})$ und die Verteilung $G(t)$ im Ozeaninneren lässt sich, wie bereits gesagt, nicht direkt messen. Tracerbeobachtungen $C(t_{\text{obs}})$ – FCKWs, CCl_4 und Tritium – existieren für den Südatlantik lediglich in Momentaufnahmen seit den 80er Jahren. $G(t)$ ist praktisch gar nicht direkt messbar; – es müsste dazu zum Zeitpunkt $t = 0$ ein δ -förmiges Tracersignal („idealer Tracer“) in die Quellwassermassen eingetragen werden und dann kontinuierlich (über einen entsprechend langen Zeitraum) stromabwärts am Ort r die zeitliche Entwicklung dieses Signals beobachtet werden.

Für den rein advektiven Fall ($k = 0$) ist eine Lösung für die gesuchte Verteilung $G(t)$ in Gl. 2 bzw. Gl. 3 die δ -Funktion:

$$C(t_{\text{obs}}) = \int_0^{\infty} \delta(t) \cdot C_0^*(t_{\text{obs}} - t) dt \quad 7$$

und das resultierende Alter $\tau = t_{\text{obs}} - t$ ist das konventionelle Konzentrationsalter oder (wenn $C = C_1/C_2$) das Verhältnialter der Tracer 1 und 2.

Für den hier zu untersuchenden Randstrom-Transport *mit* explizit berücksichtigter Mischung – so dass die Verteilung nicht δ -förmig ist und ein Wasservolumen an einem Ort r statt eines einheitlichen Alters ein *mittleres* Alter τ eine endliche Alters-Breite σ hat (siehe 3.1.2) – wählen wir einen Ansatz (siehe z.B. Waugh et al., 2003, Waugh et al. 2004, Steinfeldt und Rhein, 2004), der formal einer eindimensionalen Advektion und Mischung entspricht.

Zuber (1974) und Kreft und Zuber (1978) entwickeln für ein entsprechendes eindimensionales, einseitig offenes System⁵⁴ als Lösung für die Verteilung $G(t)$ am Ort r :

$$G(t, r; u, k) = \frac{r}{\sqrt{4 \cdot \pi \cdot k \cdot t^3}} \exp \left\{ -\frac{(r - ut)^2}{4 \cdot k \cdot t} \right\} \quad 8$$

Diese Verteilung hängt damit außer von Ort und Zeit von einer als konstant angenommenen mittleren Geschwindigkeit u und einem Mischungskoeffizienten k ab.

Für die Geschwindigkeit u und an einem festem Beobachtungsort r gilt für das mittlere Alter τ dieser Verteilung (Gl. 4b) die Beziehung

$$u = \frac{r}{\tau} = \text{const.} \quad 9$$

⁵⁴ Es existieren nur Orte $r > 0$, ferner sei für $t = 0$ $G(r, 0) = 0$ und für $r \rightarrow \infty$ sei $G(r, t) = 0$. Ein solches System entspricht einem idealisierten Ozean, wobei $r = 0$ die Meeresoberfläche bzw. das Quellgebiet und $r < 0$ die Atmosphäre ist, in die anschaulich kein Tracer „zurück“-transportiert werden kann.

Damit lässt sich die Verteilung $G(t)$ auch schreiben als

$$G(t; u, \tau, k) = \frac{u \cdot \tau}{\sqrt{4 \cdot \pi \cdot k \cdot t^3}} \exp \left\{ -\frac{(u\tau - ut)^2}{4 \cdot k \cdot t} \right\} \quad 9a$$

Mit der Varianz σ^2 bzw. der Altersbreite σ (Gl. 4c) der Verteilung (9a)

$$\sigma^2 = \frac{2 \cdot k}{\tau \cdot u^2} \quad 10$$

lässt sich $G(t)$ dann schließlich schreiben als

$$G(t; \tau, \sigma) = \sqrt{\frac{\tau^3}{2 \cdot \pi \cdot \sigma \cdot t^3}} \exp \left\{ -\frac{\tau(\tau - t)^2}{2 \cdot \sigma^2 \cdot t} \right\} \quad 10a$$

Diese Verteilung ist festgelegt durch die gesuchten, primären Größen mittleres Alter τ und die Alters-Breite σ , d.h. die ersten beiden Momente der Verteilung selber (Gl. 4b und 4c). Sie gehorcht formal dem üblichen Ansatz für die Beschreibung des (mittleren) Transports im Ozeaninneren durch das eindimensionale Advektions-Diffusions-Modell (z.B. Zuber, 1974; Kreft und Zuber, 1978; Broecker und Peng, 1982; Beining und Roether, 1996; Klatt et al., 2002, Waugh et al., 2003), mit dem sich dann aus den Größen τ und σ auch weitere charakteristische Größen (siehe unten) formal ableiten lassen. Mathematisch formuliert wird dieses Modell durch die eindimensionale Advektions-Diffusions-Differential-Gleichung:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -u \frac{\partial C}{\partial r} + k \frac{\partial^2 C}{\partial r^2} \quad 11$$

Darin lässt sich u als Advektionsgeschwindigkeit $u = r/\tau$ (Gl. 9) und k als Diffusions- bzw. Mischungskoeffizient $k = r^2 \sigma^2 / 2\tau$ (Gl. 9 und 10) interpretieren (t ist die laufende Zeit und r ist der Abstand von der Quelle): u beschreibt einen eindimensionalen advektiven Transport, z.B. die direkte Ausbreitung innerhalb eines idealisierten Randstromes auf Isopyknen, und k ist eine verallgemeinerte Diffusion, die formal alle nicht advektiven Transporte, d.h. alle Arten von Mischung aus Rezirkulationen, Wirbeln auch quer zur Advektion und kurzzeitigen Variabilitäten berücksichtigt. Voraussetzung für diesen Ansatz ist, dass sich das System in einem stationärer Zustand (*steady state*) befindet, d.h. es wird ein konstantes advektives Geschwindigkeits- und Mischungsfeld angenommen.

Dieser Ansatz für den Transport durch Advektion *und* Mischung auf Isopyknen in einem idealisierten Randstrom-System ist das eindimensionale Advektions-Diffusions-Modell die nächst höhere Näherung für den Transport gegenüber dem rein advektiven Ansatz für die konventionellen Traceralter (Konzentrations- und Verhältnisalter).

3.2.3 Parametrisierung der Mischung durch die Péclet-Zahl

Führt man die Péclet-Zahl Pe als das charakteristische Verhältnis von Advektion und Mischung als dimensionslosen Parameter ein (r ist wieder der Abstand des Beobachtungsortes von der Quelle, u ist die mittlere Advektionsgeschwindigkeit und k der verallgemeinerte Mischungskoeffizient), d.h.

$$Pe = \frac{\mathbf{u} \cdot \mathbf{r}}{k} = 2 \frac{\tau^2}{\sigma^2} \quad 12$$

lässt sich $G(t)$ schließlich schreiben als:

$$G(t; \tau, Pe) = \sqrt{\frac{Pe \cdot \tau}{4 \cdot \pi \cdot t^3}} \exp\left\{-\frac{Pe(\tau - t)^2}{2 \cdot \tau \cdot t}\right\} \quad 13$$

Die Péclet-Zahl Pe als dimensionslose Kennzahl charakterisiert den Transport selber, in dem sie das Verhältnis von Advektion und Mischung beschreibt. Legt man Advektion und Mischung charakteristische Zeitskalen T zugrunde, schreibt sich Pe als T_{diff}/T_{adv} . Und mit der formalen Diffusionsgeschwindigkeit $u_{diff} = k/r$ ist formal $Pe = u_{adv}/u_{diff}$ (u_{adv} entspricht der mittleren Geschwindigkeit $u = r/\tau$ aus Gl. 9).

$$Pe = \frac{T_{diff}}{T_{adv}} = \frac{u_{adv}}{u_{diff}} \quad 12a$$

3.2.4 Ortsabhängigkeit der Parameter τ , V und Pe

Es zeigt sich, dass eine räumlich konsistente Anpassung der TTDs (Gl. 13) an die Tracer-Beobachtungen, d.h. die Festlegung der Parameter τ , V und Pe durch verschiedene Tracer an einem jeweils festem Ort r zu den zur Verfügung stehenden Beobachtungs-Zeitpunkten alleine, nicht möglich ist. Die gleichzeitige Verwendung aller Tracerbeobachtungen – also auch an verschiedenen Orten r – ist notwendig. Um dies formal zu gewährleisten, setzen wir als einfachste Näherung, dass τ linear mit dem Abstand von der Quelle zunehmen soll, d.h. wir setzen $\tau = \tau(r) = \tau_0 + \tau_r r$. Wegen der Annahme des stationären Zustands ($u = r/\tau = \text{const.}$, Gl. 9), ist dies eine plausible Näherung. Und auch für die Verdünnung setzen wir in erster Näherung einen linearen Zusammenhang $V = V(r) = V_0 + V_r r$ an.

Für die Péclet-Zahl Pe als Verhältnis von Advektion und Mischung innerhalb des Untersuchungsgebietes (z.B. im Randstrom von 8°N bis 29°S) machen wir ferner die Annahme, dass sie konstant sein soll:

$$Pe = 2 \frac{\tau^2}{\sigma^2} = \frac{\mathbf{u} \cdot \mathbf{r}}{k} = \text{const.} \quad 14$$

Im Rahmen dieses Ansatzes beschreibt der Mischungskoeffizient k formal alle Mischungsprozesse zwischen Quelle und Beobachtungsort. Für die konstant angenommene Advektionsgeschwindigkeit u und konstant gesetzte Péclet-Zahl Pe folgt dann aus Gl. 14:

$$k = k(r) \sim r \quad 15$$

D.h. dieser aus τ und σ bzw. aus u , r und Pe abgeleitete Mischungskoeffizient nimmt formal mit dem Abstand r von der Quelle systematisch zu. Er ist nicht als eine lokale Größe zu interpretieren; er gilt für den gesamten zurückgelegten Weg bzw. die gesamte Vorgeschichte des betrachteten Wasserpakets und integriert über alle Mischungsbeiträge aus Rezirkulationen, Wirbeln etc. zwischen der Quelle und dem Beobachtungsort.

Mit all dem zusammen – dem Ansatz für $G(t, \tau, Pe)$, einer expliziten tracerfreien Verdünnung V , dem linearen Ansatz $\tau = \tau(r)$, $V = V(r)$ und $Pe = \text{const.}$ sowie einem internem Tracer-Verlust erster Ordnung mit $\exp\{-\lambda t\}$ – schreibt sich dann die Tracerentwicklung $C(t_{\text{obs}})$ am Ort r als:

$$C(t_{\text{obs}}; \tau(r), Pe, V(r)) = \frac{1}{V(r)} \int_0^{t_{\text{obs}}} G(t; \tau(r), Pe) \cdot C_0^*(t_{\text{obs}} - t) \cdot e^{-\lambda t} dt \quad 16$$

mit der linear angesetzten Ortsabhängigkeit

$$\begin{aligned} \tau(r) &= \tau_c + \tau_r r \\ V(r) &= V_c + V_r r \\ Pe &= \text{const.} \end{aligned} \quad 16a$$

(und wegen Gl. 9 und Gl. 14 bzw. Gl. 15 folgt ferner $k(r) = k_c + k_r r$).

Einerseits beschränken wir damit die Anzahl der anzupassenden Parameter auf insgesamt fünf (τ_c , τ_r , V_c , V_r und Pe ; k_c und k_r ergeben sich aus Gl. 14 bzw. Gl. 15). Andererseits gestattet uns dieser Ansatz (neben der gleichzeitigen Verwendung verschiedener Tracer und Beobachtungen zu verschiedenen Zeiten t_{obs}) auch die gleichzeitige Verwendung von Beobachtungen an verschiedenen Orten r_{obs} .

Für die Betrachtungen der TTDs im tiefen Randstrom setzen wir aus praktischen Gründen $r = 0$ nicht an die jeweiligen Quellen sondern ungefähr in die Mitte des Untersuchungsgebietes, nämlich am Äquator. Dann ist $\tau_c = \tau_{\text{Äq}}$ das mittlere Alter am Äquator und τ_r die Alterszunahme mit dem Abstand r vom Äquator (entsprechendes gilt für $V(r)$). Die Quellen (siehe Kap. 5.2) liegen bei $R_{\text{LSW}} = -10000$ km (Labradorsee) bzw. bei $R_{\text{Overflow}} = -12000$ km (Irmingensee).

3.3 Bestimmung der Parameter τ , V , Pe

Formal beschreibt $G(t)$ die zeitliche (und räumliche) Entwicklung der Tracer-Randbedingung C_0^* ins Ozeaninnere. Sind $C(t_{\text{obs}})$ und $C_0^*(t_{\text{obs}})$ gegeben, lassen sich die Parameter τ , V und Pe aus der Invertierung von Gl. 16 bestimmen. Gl. 16 ist aber 1) nicht analytisch nach allen drei Parametern invertierbar und 2) unterbestimmt (drei Parameter, eine Beobachtung $C(t_{\text{obs}})$). Daher müssen τ , V und Pe aus einer Vielzahl von Gleichungen 16 – d.h. für einen Satz verschiedener Tracerbeobachtungen (verschiedene Tracer zum gleichen Zeitpunkt t_{obs} und/oder gleiche Tracer zu verschiedenen t_{obs}) – durch numerische Verfahren bestimmt werden. Durch den linearen Ansatz für $\tau(r)$, $V(r)$ und $Pe = \text{const.}$ können wir sogar Tracer-beobachtungen an verschiedenen Orten r gleichzeitig verwenden.

3.3.1 Konturierung der Konzentrationen im Parameterraum

Ein sehr elegantes und anschauliches Verfahren zur Bestimmung der Parameter ist die Darstellung von Flächen gleicher Konzentration $C(t_{\text{obs}})$ im Parameterraum τ - V - Pe (siehe Waugh et al., 2003). Mit Gl. 16 werden im Parameterraum für jeden Gitterpunkt $[\tau \ V \ Pe]$ die Tracerkonzentrationen für ein gemeinsames t_{obs} berechnet und Flächen gleicher Konzentration

konturiert. Um anschaulich zu bleiben, wird einer der drei Parameter festgehalten und im Raum der verbleibenden zwei Parameter werden Linien gleicher Konzentration konturiert.

Wenn man „ideale“ Tracer-Konzentrationen konturiert, erhält man einen Schnittpunkt der Tracer-Isolinien im Parameterraum, welche die beste Kombination der Parametern $[\tau^* V^* Pe^*]$ für diese Tracer-Konzentrationen darstellt. Für reale Beobachtungen – im Rahmen der Unsicherheiten (Fehlergrenzen) der Beobachtungen sowie anderer relevanter Fehler (z.B. der Randbedingung $C_0^*(t_{\text{obs}})$) – erhält man einen Parameter-Bereich, innerhalb dessen die Parameter $[\tau \pm \Delta_\tau, V \pm \Delta_V, Pe \pm \Delta_{Pe}]$ für diese Tracermessungen die besten sind.

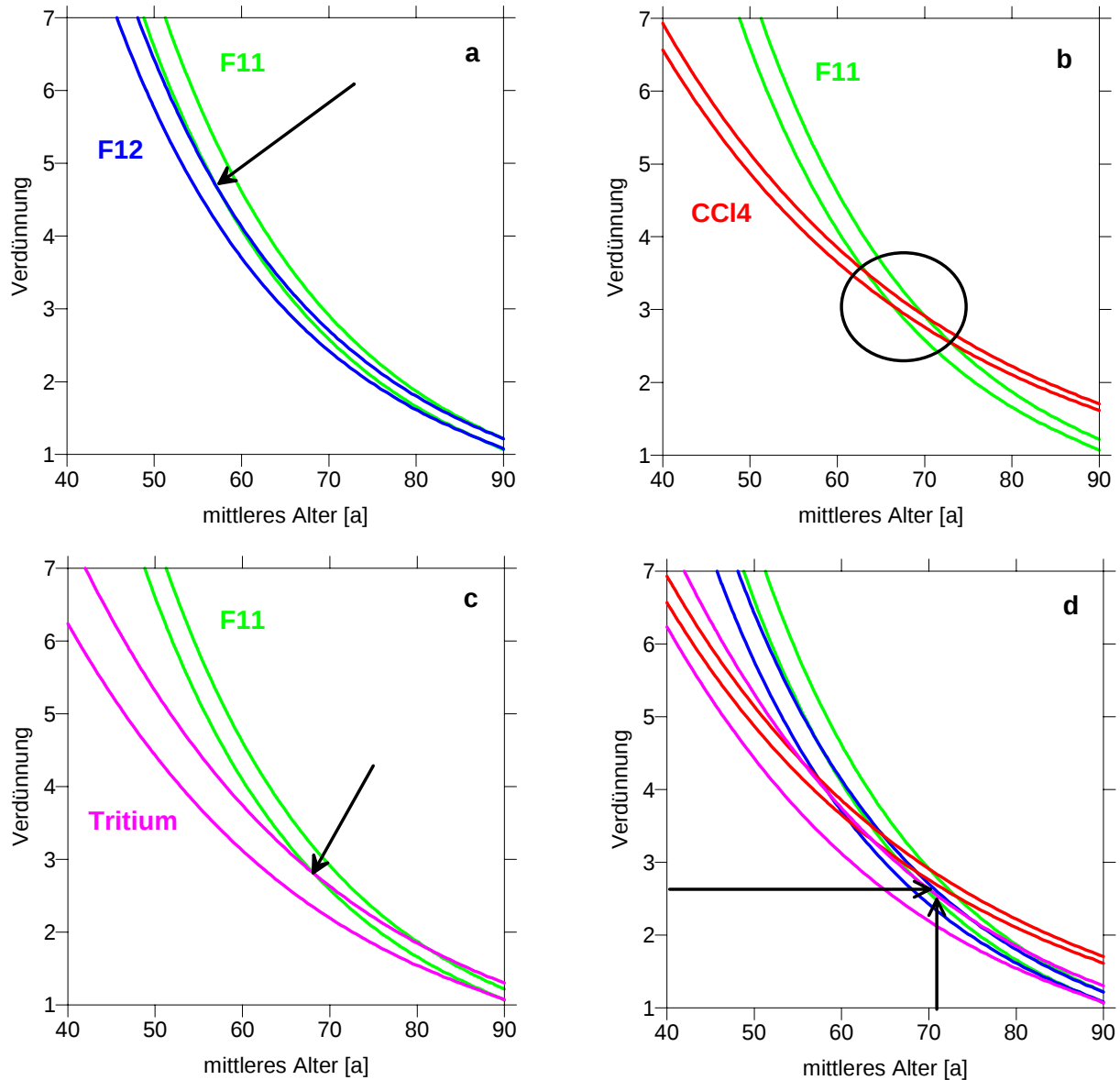


Abb. 3-7: Im Parameterraum τ - V ($Pe = 4.4 = \text{const.}$) konturierte Tracerbeobachtungen (maximale und minimale Konzentrationen im Rahmen der Unsicherheiten). Pfeile und Kreise siehe Text.

In einem realistischen Beispiel wurden für $t_{\text{obs}} = 1994$ auf 11°S im Randstrom die mittleren Tracerkonzentrationen $F11 = 2 \pm 0.1$ ppt, $F12 = 4.9 \pm 0.3$ ppt, $\text{CCl}_4 = 3.8 \pm 0.2$ ppt und Tritium $= 0.1 \pm 0.01$ TU beobachtet (siehe z.B. 7.2.1). Die $C_0^*(t_{\text{obs}})$ für die Tracer seien bekannt (zeitabhängige Randbedingung, siehe Kap. 3.4 und 5.4). Ferner sei die Péclet-Zahl $Pe = \text{const.} = 4.4$ (siehe 7.1.1 und 7.2.1). Dann ergeben sich die obigen Diagramme in Abb. 3-7a bis d

(konturiert wurden die im Rahmen ihrer Unsicherheiten maximalen und minimalen Konzentrationen der Beobachtungen, d.h. jeweils $C + \sigma_c$ und $C - \sigma_c$):

- a) F11- und F12-Konzentrationen: Für $\tau > 55$ a und $V < 5$ überdecken sich die Konzentrationsbereiche beider Tracer, d.h. aus den Beobachtungen innerhalb ihrer Unsicherheiten kann nur festgestellt werden, dass $\tau > 55$ a und $V < 5$
- b) F11- und CCl_4 -Konzentrationen: Die Konzentrationsbereiche überdecken sich in einem Bereich $\tau = 63$ bis 73 Jahre und $V = 2.5$ bis 3.5
- c) F11- und Tritiumkonzentrationen: Es ergeben sich $\tau > 68$ a und $V < 2.8$.
- d) Die beste Übereinstimmung für alle vier Tracer liegt bei $\tau \approx 71$ a und $V \approx 2.7$.

Analoge Diagramme ergeben sich bei der Konturierung von τ und Pe für festes V .

Dass sich dabei mittlere Alter τ ergeben, die größer sind als die Zeitskalen der Tracer selber (vgl. Abb. 3-1), liegt an dem gewählten Ansatz (Kap. 3.2), in dem die TTDs durch ein mittleres Alter und eine Alters-Breite formal für *alle* Zeiten festgelegt sind und damit auch für Zeiten, die größer als die Tracer-Zeitskalen sind, extrapoliert werden können.

Praktisch können nur *Bereiche* von τ , V und Pe angegeben werden. Das liegt einerseits an den gegebenen Unsicherheiten der Beobachtungen selbst. Andererseits wirkt sich aber auch die Ähnlichkeit der Tracereinträge aus. Während F11 und F12 qualitativ einen nahezu parallelen Verlauf der Konturlinien zeigen und keine eindeutige Lösung für τ und V liefern, wird in Diagramm b) der Unterschied zu CCl_4 und in c) vor allem der Unterschied zu Tritium deutlich. CCl_4 und Tritium haben gegenüber F11 und F12 in den Konturdiagrammen relativ flache Konturlinien. Das liegt an ihren unterschiedlichen Konzentrationsentwicklungen im Oberflächenwasser (siehe Abb. 3-6). F11 und F12 zu einem festen Zeitpunkt alleine reichen nicht aus, die TTDs festzulegen bzw. die Parameter einzuschränken, da sie nahezu redundante Informationen liefern (siehe auch 3.1.2, Abb. 3-6). Vor allem die zusätzliche Verwendung von CCl_4 und Tritium können den Parameterbereich der TTDs deutlich besser eingrenzen. Insbesondere schränkt Tritium den Bereich für die Verdünnung erheblich ein ($V < 2.8$). Kommen noch Beobachtungen aus anderen Zeiten t_{obs} bzw. durch unseren Ansatz in 3.2.5 von anderen Orten r_{obs} hinzu, kann der Parameterbereich zusätzlich noch weiter eingegrenzt werden.

Dieses Beispiel soll vor allem zwei miteinander in Beziehung stehende Aspekte bei der Anpassung der TTDs an reale Beobachtungen verdeutlichen: Einerseits liefern zeitgleiche F11- und F12-Beobachtungen nicht genug unabhängige Informationen, die Parameter der TTDs hinreichend einzuschränken. Dazu sind Tracer mit möglichst verschiedenen Eintragscharakteristiken (z.B. Tritium, siehe Abb. 3-6) sowie Beobachtungen zu verschiedenen Zeitpunkten und von verschiedenen Orten notwendig. Andererseits ist durch die Anzahl der zur Verfügung stehenden verschiedenen Beobachtungen die Anzahl der festzulegenden Parameter praktisch eingeschränkt.

Ideal wäre ein Tracer, der senkrecht auf den Konturlinien von F11, F12, CCl_4 und Tritium (Abb. 3-7) steht. Ein solcher Tracer müsste mit dem Alter und gegen die Verdünnung zunehmen. Ein Zerfallsprodukt wie z.B. ^3He aus dem Tritium-Zerfall (Konzentration steigt mit τ) erfüllt zumindest die erste Bedingung. Allerdings nimmt auch dessen Konzentration mit der Verdünnung ab. Im Südatlantik ist die Verwendung von ^3He jedoch nicht möglich, da weitere Quellen existieren. Ein Tracer mit noch größerer Zeitskala, z.B. ^{39}Ar mit einer Halbwertszeit von 269 Jahren, würde in den Konturdiagrammen oben noch horizontalere Konturlinien ergeben und vor allem den Verdünnungsanteil stärker eingrenzen.

3.3.2 Anpassen der Parameter: *least squares*

In der Praxis werden die Parameter τ , V und Pe numerisch durch Anpassen der TTDs bzw. des Integrals Gl. 16 an die Beobachtungen festgelegt. Die Parameter τ , V und Pe werden iterativ variiert, bis die auf die jeweiligen Messfehler σ_i normierte und quadrierte Fehler-summe $\zeta_i^2 = 1/n \sum (C_i - 1/V \int_0^{t_{obs}} G(t; \tau, Pe) C_{0i}^*(t_{obs}-t) dt)^2 / \sigma_i^2$ („*least squares*“ = kleinste Quadrate) minimal ist. Die C_i sind mittlere Tracerkonzentrationen auf hydrographischen Schnitten und σ_i deren Unsicherheiten (siehe Kap. 4.2.3). Die „optimalen“ Parameter τ^* , V^* und Pe^* sind somit diejenigen, für die diese normierten Fehlerquadrate ζ_i^2 so klein wie möglich werden. Dabei werden die Fehlerquadrate ζ_i^2 aller relevanten Beobachtungen (verschiedene Tracer zu verschiedenen Zeiten t_{obs} und an verschiedenen Orten r_{obs}) zur fehlernormierten Fehlersumme ζ^2 aufsummiert.

$$\zeta^2(\tau, Pe, V) = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{\left(C_{obs}^i - \frac{1}{V} \int_0^{t_{obs}} G(\tau, Pe) C_0^*(t_{obs} - t) dt \right)^2}{(\sigma_{obs}^i)^2} \right] \quad 17$$

Für eine gute Anpassung ist der Erwartungswert von $\zeta^2 = 1$, d.h. im optimalen Fall liegen die Abweichungen der beobachteten Konzentrationen C_{obs} und der berechneten Konzentrationen (Gl. 13 und Gl. 16) in der Größenordnung der Fehler σ , und dann ist $\zeta^2 \approx 1$; $\zeta^2 > 1$ weist auf eine schlechte Anpassung hin.

Die Minimierung wird numerisch durch die in Matlab® enthaltene Routine „fmins.m“ erledigt. Diese Routine findet nach dem Nelder-Mead („direct search“) Simplex-Verfahren iterativ die optimale Lösung τ^* , V^* , Pe^* .

Alle in Gl. 17 eingehenden mittleren Tracerkonzentrationen auf den Schnitten werden gleich stark gewichtet. Nur die jeweiligen Unsicherheiten σ_i gehen als Gewichtung in die Fehlersumme von Gl. 17 ein. D.h. alle verfügbaren mittleren Tracerbeobachtungen (F11, F12, CCl₄ und Tritium) auf allen relevanten Schnitten tragen jeweils – bis auf die Gewichtung durch die jeweiligen Unsicherheiten – gleich stark zur Bestimmung von τ , V und Pe bei. Lediglich einige „offensichtliche Ausreißer“ (unrealistische Tracerverhältnisse etc.) werden durch eine manuelle Verdoppelung der Unsicherheiten weniger stark gewichtet (siehe Kap. 4.1.3 und 7).

- Da die absoluten Differenzen (Gl. 17) mit den jeweiligen absoluten Unsicherheiten der Beobachtungen gewichtet sind, ergeben sich fehlergewichtete Einzeldifferenzen ζ_i von näherungsweise gleicher Größenordnung und damit näherungsweise gleiche Gewichtungen. Eine Normierung der Tracerkonzentrationen auf eine jeweils mittlere Tracerkonzentration ist daher nicht nötig. Nur noch individuelle relative Unterschiede in den absoluten Unsicherheiten tragen zu einer unterschiedlichen Gewichtung bei. Beobachtungen mit relativ kleinen Fehlern legen die TTDs entsprechend stärker fest.
- Jeder Tracer auf jedem Schnitt geht mit gleichem Gewicht in die Anpassung ein. Da i.d.R. mehr Schnitte mit F11- und F12-Beobachtungen zur Verfügung stehen als mit CCl₄ und Tritium, haben diese Tracer auch ein entsprechend höheres Gewicht und legen die TTDs entsprechend stärker fest.

- Lediglich „subjektiv unsichere“ Beobachtungen werden durch Verdoppelung der Fehler weniger stark gewichtet: Das betrifft die beiden südlichsten Schnitte JCR10 (27°S) und A10 (29°S) (siehe Kap. 6) sowie die frühen FCKW-Beobachtungen SAVE1 (1988), da letztere einen als unrealistisch klein angesehenen Fehler (verglichen mit den geringen Konzentrationen) haben. Die noch früheren FCKW-Beobachtungen aus TTO-TAS (1983) im uNADW werden nicht subjektiv abgewichtet, da die Beobachtungsfehler hier relativ hoch sind. Im lNADW werden TTO-TAS-Beobachtungen nicht verwendet, da die Einzelbeobachtungen extrem kleine Konzentrationen haben und keine realistischen Mittelwerte ergeben. Ferner werden Schnitte mit unrealistischen F11/F12-Verhältnissen (beobachtetes F11/F12-Verhältnis > maximales Atmosphärenverhältnis, vgl. Abb. 3-4) durch Verdoppelung der Fehler weniger stark gewichtet (bzw. ignoriert wenn F11/F12-Verhältnis >> maximales Atmosphärenverhältnis). Auch deutlich unsystematische Abweichungen zu zeitlichen und räumlichen Nachbarn wurden durch Fehler-Verdoppelung abgewichtet.

Für die Anpassung der TTDs an die Beobachtungen wurden pro anzupassenden Parameter 300 Iterationsschritte gewählt, um zuverlässig das Minimum von Gl. 17 zu erreichen (an sich genügen 100 bis 200 Iterationsschritte pro Parameter).

3.3.3 Fehler der Lösung

Auch die Fehler der Lösung $[\tau^* \ V^* \ Pe^*] - \Delta_\tau, \Delta_v$ und Δ_{pe} – lassen sich nicht analytisch berechnen und werden deshalb abgeschätzt. Sie ergeben sich 1) aus den Unsicherheiten der Tracer-Beobachtungen (siehe Kap. 4), 2) aus den Unsicherheiten der Tracer-Randbedingungen und 3) aus der Unsicherheit des CCl_4 -Zerfalls (siehe Kap. 5.4.3). Schließlich werden diese drei Fehler quadratisch jeweils zu einem Gesamtfehler addiert.

Zu 1) Die optimalen Parameter werden N+1 mal nach oben beschriebenem iterativen Minimierungsverfahren berechnet. Die erste Berechnung erfolgt mit dem „originalen“ Datensatz $C_i(t_{obs})$ und liefert die optimale Lösung $[\tau^* \ V^* \ Pe^*] = [\tau_1 \ V_1 \ Pe_1]$. Ab der zweiten Berechnung werden die Messwerte innerhalb ihrer Unsicherheiten σ (Fehler der Mittelwerte, siehe Kap. 4.2.3) zufällig „verrauscht“. Die Differenzen zwischen der 1. und den folgenden N Lösungen geben dann den aus den Messunsicherheiten resultierenden Fehlerbereich $\tau^* \pm \Delta(\tau)$ (Standardabweichung bezüglich τ_1) etc. an:

$$\Delta(\tau) = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=2}^N (\tau_i - \tau_1)^2} \text{ etc.} \quad 18$$

Die verrauschten Werte sind innerhalb der Unsicherheiten um den Mittelwert gleichverteilt. Ein Unterschied zwischen gleichverteilten und normalverteilten Werten ist nicht signifikant. N wurde so groß gewählt, dass ein hinreichend stabiler Fehler entsteht.

Zu 2) und 3) Die Fehler resultierend aus den Unsicherheiten der Randbedingung $C_0^*(t_{obs})$ und des CCl_4 -Verlustes (δ_{CCl_4}) werden direkt aus deren Unsicherheiten abgeschätzt. Dazu werden die Parameter τ , V und Pe für minimale und maximale Randbedingung bzw. minimale und maximale δ_{CCl_4} berechnet. Die halben Differenzen der daraus folgenden maximalen und minimalen Parameter wird dann als jeweiliger Fehler angenommen.

3.4 Tracer-Randbedingungen

Das Ergebnis der Tracerdatierung (konventionelle Konzentrations- und Verhältnisalder sowie TTDs) hängt neben dem zugrunde gelegten Transportmodell und seinen Vereinfachungen (eindimensionales Modell, stationärer Zustand, siehe 3.2.2) explizit von den Randbedingungen $C_0^*(t_{\text{obs}})$ ab.

Die zeitliche Entwicklung der Tracer-Konzentrationen in der Atmosphäre bzw. an der Meeresoberfläche $C_0(t_{\text{obs}})$ sind hinreichend gut aus Beobachtungen bekannt (Walker et al., 2000, Doney und Jenkins, 1988), unterscheiden sich aber von den effektiven (*) Konzentrationen in der Quellwassermasse $C_0^*(t_{\text{obs}})$ bzw. den beobachteten Konzentrationen $C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}})$ in frisch gebildetem Wasser *nach* der Konvektion in der Tiefe. Ihr Verhältnis lässt sich formal als („scheinbare“) Sättigung α beschreiben, die konventionell näherungsweise als konstant angenommen wird. Diese Sättigungen können für die einzelnen Tracer und lokal sowie zeitlich verschieden sein.

Die i.a. nicht-linearen Konzentrationsanstiege in der Atmosphäre bzw. im Oberflächenwasser bewirken bei Mischung von kürzlich konvektiertem Wasser mit umgebendem älteren Wasser eine zeitliche Änderung der Sättigungen und insbesondere der Sättigungsverhältnisse der einzelnen Tracer in der Quellwassermasse (Sonnerup, 2001; Beining und Roether, 1996). Diese Zeitabhängigkeit der Sättigung lässt sich ansatzweise durch ein einfaches Mischungsmodell beschreiben und quantifizieren.

3.4.1 Atmosphärische bzw. Oberflächenkonzentrationen

Die FCKWs und CCl_4 gelangen aus der Atmosphäre per Gasaustausch bzw. Lösung in das Oberflächenwasser. Die verwendeten atmosphärischen FCKW- und CCl_4 -Konzentrationen $C_0(t_{\text{obs}})$ stammen von Walker et al. (2000). Die atmosphärischen Konzentrationen auf einer Hemisphäre können als nahezu homogen angenommen werden. Zwischen Nord- und Südhalbkugel besteht ein Konzentrationsunterschied von rund 20% zu Beginn der jeweiligen Tracerhistorie bis ca. 2% Ende der 90er Jahre.

Bestimmend für die an der Ozeanoberfläche gelösten Konzentrationen dieser Gase sind deren Löslichkeit in Seewasser, der Luftdruck und der Grad der Äquilibration. Die Löslichkeit der FCKWs und CCl_4 hängt ab von Temperatur und Salzgehalt. Mit Hilfe der Löslichkeitsfunktion kann man die Stoffmenge im Seewasser [pmol/kg] in Äquivalente der atmosphärischen Konzentrationen (Partialdruck in [ppt], *parts per trillion*, 10^{-12}) umrechnen und dadurch die Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt eliminieren. Zur Umrechnung von F11 und F12 wurde die Löslichkeitsfunktion von Warner und Weiss (1985) verwendet, für CCl_4 die von Bullister und Wisegarver (1998).

Trotz Eliminierung der Temperatur- und Salzeffekte existieren zwischen den einzelnen Tracern zeitliche und lokale Unterschiede in den beobachteten Sättigungen im Oberflächenwasser. Lokale Luftdruckschwankungen können die Oberflächenkonzentrationen um einige Prozent ändern. Bedeutender ist der lokal und zeitlich veränderliche Äquilibrationsgrad. Die Einstellzeit für FCKW und CCl_4 in der Deckschicht beträgt je nach Windgeschwindigkeit nur einige Wochen⁵⁵ (z.B. Wanninkhof, 1992). Starke Winde beschleunigen die

⁵⁵ Die Einstellzeit ist abhängig von der Windgeschwindigkeit und der Schmidt-Zahl der jeweiligen Gase (Wanninkhof, 1992). Für F11 ist $Sc = 3100$ und für F12 ist $Sc = 2860$ (für Seewasser mit $S = 35$ und $T = 4^\circ\text{C}$).

Äquilibration. Das Einschlagen von Luftblasen kann sogar zur Übersättigung führen. Rasche Erneuerung der Deckschicht (schneller als die Einstellzeit des Lösungsgleichgewichts) und Mischung mit darunter liegenden älteren Wassermassen, z.B. in Auftriebsgebieten oder bei Konvektion in älteres residierendes Wasser, führt hingegen zu einer Untersättigung.

Tritium gelangt in Form von tritiiertem Wasser ($^1\text{H}^3\text{HO}$) als Niederschlag und per Wasserdampf-Austausch in den Ozean; weitere Tritium-Quellen sind kontinentale Abflüsse und Eisschmelze. Die Tritium-Konzentrationen im Oberflächenwasser bis 1974 stammen von Dreisigacker und Roether (1978) und danach bis 1981 von Doney und Jenkins (1988). Werte nach 1981 wurden entsprechend dem radioaktiven Zerfall extrapoliert (vgl. Mensch et al., 1996, Butzin und Roether, 2004).

Die Tritiumkonzentrationen im Oberflächenwasser sind regional verschieden. Die Tritiumkonzentrationen von Dreisigacker und Roether (1978) gelten für einen Bereich von 20° bis 60°N , Doney und Jenkins (1988) geben für ihre Konzentrationsentwicklung eine Referenzbreite von 30°N an, zwischen 30°N und 60°N zeigen Beobachtungen einen Anstieg der Oberflächenkonzentrationen relativ zu den Referenzwerten um rund 0.6% pro Grad an. Auf der Südhalbkugel sind die Tritiumkonzentrationen nahezu eine Größenordnung geringer (Butzin und Roether, 2004). Auch zonal können die Tritiumkonzentrationen unterschiedlich sein, z.B. durch Eisschmelze oder Flusswasser an Kontinentalrändern. Diese regionalen Unterschiede von den Referenz-Konzentrationen müssen durch eine entsprechende Korrektur berücksichtigt werden, für die wir einen regionalen, zeitlich konstanten Faktor Tr_{kor} annehmen. Tr_{kor} wird dabei an beobachtete Tritium-Konzentrationen angepasst.

3.4.2 Konstante (mittlere) Sättigung α

Die Tracer-Randbedingung $C_0^*(t_{\text{obs}}) = \alpha C_0(t_{\text{obs}})$ bzw. die Sättigung α lässt sich direkt aus den Verhältnissen der beobachteten Konzentrationen in der Quellwassermasse $C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}})$ und den Oberflächenkonzentrationen $C_0(t_{\text{obs}})$ bestimmen (siehe Abb. 3-8):

$$C_0^*(t_{\text{obs}}) = C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}}) = \alpha C_0(t_{\text{obs}}) \quad 19$$

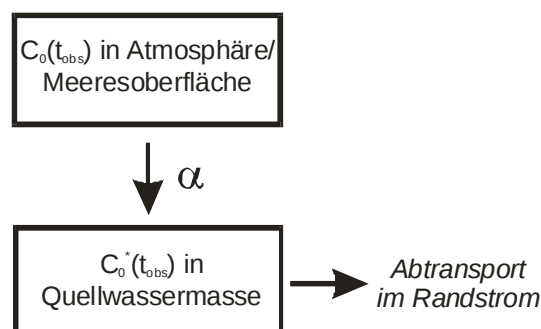


Abb. 3-8: Schema der effektiven Tracerkonzentrationen $C_0^*(t_{\text{obs}}) = \alpha C_0(t_{\text{obs}})$ in der Quellwassermasse bei konstanter Sättigung α .

Bei einer angenommenen Windgeschwindigkeit von 10 m/s ergeben sich Transfargeschwindigkeiten von 18.4 (F11) bzw. 19.2 (F12) cm/h. Bei einer Deckschichttiefe von 100 m ergibt sich eine Einstellzeit von rund 3 Wochen. Die Einstellzeit von CCl_4 ist etwas länger (12%, siehe Huhn et al., 2001). Da die atmosphärischen Konzentrationen von CCl_4 bereits früher und langsamer angestiegen sind, bewirkt Mischung mit umgebenden Wasser sogar eine effektiv größere Sättigung (vgl. Kap. 5.4.2, Abb. 5-9).

Für jeden Tracer ergibt sich eine *mittlere* Sättigung α , indem man für jeden Tracer jeweils über alle verfügbaren Beobachtungen mittelt:

$$\alpha = \frac{C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}})}{C_0(t_{\text{obs}})} \quad 19a$$

wobei $C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}})$ die beobachtete Konzentration in der Nähe der Quelle, $C_0(t_{\text{obs}})$ die aktuelle Oberflächenkonzentration (Abb. 3-1) im jeweiligen Beobachtungsjahr und α die mittlere (zeitlich konstant angenommene) Sättigung ist.

Die mittleren Sättigungen α können lokal und für jeden einzelnen Tracer verschieden sein. Abschätzungen der Sättigungen von den FCKWs finden sich z.B. bei Smethie, 1993, Smethie et al., 2000 oder jüngst sehr ausführlich bei Azetsu-Scott et al. (2003), die i.W. auf F12-Messungen in unmittelbarer Nähe der Quellen von LSW (Labradorsee) und DSOW (Grönlandsee, Dänemarkstraße) beruhen. Spezielle Abschätzungen für CCl_4 und Tritium liegen in der Literatur nicht vor.

Im Rahmen dieses Ansatzes, in dem für jeden Tracer die mittlere Sättigung einzeln bestimmt wird, ist keine regionale Tritiumkorrektur $\text{Tr}_{\text{kor}}^{\text{r}}$ notwendig, da $\text{Tr}_{\text{kor}}^{\text{r}}$ als ebenfalls zeitlich konstanter Faktor unmittelbar in α_{Tr} enthalten ist.

In Kap. 5.3 werden wir Zeitserien mittlerer beobachteter Tracerkonzentrationen in LSW und Overflow-Wasser in der Nähe ihrer angenommenen Quellen (siehe Kap. 5.2) mit den jeweiligen aktuellen Atmosphären- bzw. Oberflächenkonzentrationen (Abb. 3-1) vergleichen und daraus mittlere Sättigungen α für jeden Tracer einzeln und für jede der Quellen ermitteln. Diese mittleren Sättigungen gelten nur für den Zeitraum, aus dem die Beobachtungen stammen, hier die 90er Jahre. Für die Zeiten davor müssen die Sättigungen extrapoliert werden. Der üblicher Ansatz ist, diese Sättigungen formal als konstant anzunehmen (siehe Smethie et al., 2000, Smethie und Fine, 2001, Klatt et al., 2002, Steinfeld und Rhein, 2004, Waugh et al., 2004)

Wie wir sehen werden, zeigen sich an den beiden Quellen unterschiedlich Sättigungen, was an den jeweiligen klimatischen Bedingungen liegt. Ferner zeigen sich Unterschiede zwischen den verschiedenen Tracern, was eine Folge unterschiedlich schnellen Gasaustausches sein kann. Bedeutender für die unterschiedlichen Sättigungen ist jedoch die Mischung des konvektierenden Oberflächenwassers mit umgebenden älteren Wasser in der Tiefe.

Insbesondere erkennt man an den einzelnen beobachteten Sättigungen α einen zeitlichen Trend (siehe Kap. 5.3). Diesen Trend (Zunahme der FCKW- und CCl_4 -Sättigungen in der 90er Jahren und kleinere Sättigungen für Tritium in der zeitlichen Nähe des Bomben-Peaks) erklären u.a. Steinfeld und Rhein (2004) mit verschiedenen Tiefenwasser-Bildungsraten. Wir können mit einem einfachen Mischungsmodell zeigen, dass sich selbst bei zeitlich gleichförmiger Wassermassen-Bildung die Sättigungen in den Quellwassermassen ändern.

3.4.3 Zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{\text{obs}})$

Zur Bestimmung einer zeitabhängigen Sättigung $\alpha(t_{\text{obs}})$ bzw. der effektiven Tracer-Randbedingung $C_0^*(t_{\text{obs}})$ konstruieren wir ein einfaches Modell, in dem sich ein direkter, konvektierter Anteil β (≤ 1) mit in der Zeit an Stärke abnehmenden Beiträgen aus angrenzendem Wasser aus den Vorjahren vermischt (Abb. 3-9).

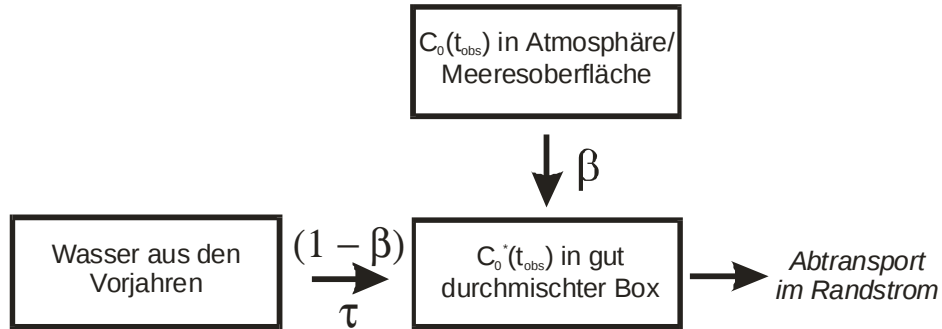


Abb. 3-9: Schema der effektiven Tracerkonzentrationen $C_0^*(t_{\text{obs}})$ in der gut durchmischten Box mit dem direkten Anteil β von der Oberfläche und Zumischungen von Wasser aus den Vorjahren $(1 - \beta)$.

Die effektive Randbedingung $C_0^*(t_{\text{obs}})$, d.h. die effektiv dem weiteren Transport zur Verfügung stehende Konzentration in der gut durchmischten Box, lässt sich dann schreiben als

$$C_0^*(t_{\text{obs}}) = C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}}) = \beta C_0(t_{\text{obs}}) + \frac{(1-\beta)}{\tau_0} \int_1^{\infty} \exp\{-t/\tau_0\} C_0(t_{\text{obs}} - t) dt \quad 20$$

bzw. die zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{\text{obs}})$ ist

$$\alpha(t_{\text{obs}}) = \frac{C_0^*(t_{\text{obs}})}{C_0(t_{\text{obs}})} \quad 20a$$

wobei β den Anteil aus dem aktuellen Jahr und $(1-\beta)$ den Anteil der Vorjahre ($1/\tau_0$ vor dem Integral wegen Normierung) darstellt. τ_0 ist die „Abklingzeit“ der Anteile aus den Vorjahren. Für Tritium (und CCl_4) ist ferner der radioaktive (innere) Zerfall zu berücksichtigen.

Die daraus folgenden Parameter β und τ_0 der zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{\text{obs}})$ gelten dann für alle vier Tracer gleichermaßen. Lediglich für Tritium sind die regionalen Abweichungen von den Referenz-Konzentrationen als konstant angenommener Faktor Tr_{kor}^* zu berücksichtigen, der an Beobachtungen in den Quellwassermassen angepasst wird. Die geringfügig unterschiedlichen Gasaustauschraten zwischen F11, F12 und CCl_4 werden dabei vernachlässigt.

Insbesondere wird durch diesen Ansatz gewährleistet, dass die nicht-linearen Änderungen der Tracer-Verhältnisse bzw. Sättigungsverhältnisse durch Mischung an den Quellen zu allen Zeiten im Rahmen dieses Modells realistisch wiedergegeben werden (Kap. 5.4, Abb. 5-9 und 5-10). Allerdings ist auch dieser Ansatz nur eine Näherung, da die Sättigungen $\alpha(t_{\text{obs}})$ für die Zeiten vor den Beobachtungen extrapoliert werden. Dieser Ansatz stellt einen zeitlich mittleren Zustand dar, der Variabilitäten der Wassermassenbildung nicht berücksichtigt.

Die Parameter β , τ_0 und $\text{Tr}_{\text{kor}}^{\text{r}}$ werden später (Kap. 5.4) an die im Ozeaninneren beobachteten Sättigungen von F11, F12, Tritium in den Quellwassermassen durch einen *least square fit* (vgl. Kap. 3.3.2) angepasst, indem die quadrierten und auf die jeweiligen Unsicherheiten der Beobachtungen σ_i normierten Differenzen zwischen den beobachteten $\alpha_i(t_{\text{obs}})$ und den theoretischen $\alpha_i(t_{\text{obs}}; \beta, \tau_0)$ aus Gl. 20a minimiert werden:

$$\chi^2(\beta, \tau_0) = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(\alpha_i(t_{\text{obs}}) - \alpha_i(t_{\text{obs}}; \beta, \tau_0))^2}{\sigma_i^2} \right] \quad 21$$

Der interne Verlust von CCl_4 – δ_{CCl_4} (siehe z.B. Huhn et al., 2001) – wird später aus Beobachtungen im Südatlantik abgeschätzt (siehe Kap. 7.1.1).

3.5 Zusammenfassung und Einschränkungen der Methoden

Zunächst haben wir die konventionellen Datierungs-Konzepte Konzentrationsalter und Verhältnissalter vorgestellt und die daraus resultierenden Widersprüche diskutiert. Diese ergeben sich aus der nicht berücksichtigten Mischung. Das Konzept der Transitzeit-Verteilung stellt, da es im Gegensatz zu den konventionellen Datierungskonzepten Mischung berücksichtigt, eine höhere Näherung dar. Formal beruht das Konzept auf der Annahme eines eindimensionalen Transports durch Advektion und Mischung, z.B. in einem Randstrom-System. Die Transitzeit-Verteilung – sozusagen der Propagator der (effektiven) Tracer-Oberflächenkonzentration ins Ozeaninnere – kann im Rahmen dieses Transport-Modells durch das mittlere Alter τ , die Péclet-Zahl Pe sowie die explizite tracerfreie Verdünnung V festgelegt werden. Die Tracerkonzentration im Ozeaninneren wird dann durch die Transitzeit-Verteilung und die effektive Tracer-Randbedingung (3.2.4, Gl. 16) gegeben.

Anders herum lässt sich die Transitzeit-Verteilung an die vorhandenen Tracer-Beobachtungen anpassen (Gl. 17). Aufgrund des z.T. redundanten Informationsgehalts bestimmter Tracer (insbesondere F11 und F12) und der gegebenen Unsicherheiten der Beobachtungen ist es jedoch notwendig, möglichst verschiedene Tracer und Beobachtungen von verschiedenen Zeitpunkten und an verschiedenen Orten gleichzeitig zu verwenden.

Randbedingungen

Kritisch für die Bestimmung konventionellen Traceralter sowie der TTDs sind die Tracer-Randbedingungen. Sie lässt sich in erster Näherung durch eine konstante (mittlere) Sättigung α formulieren (Gl. 19 und 19a). Eine bessere Näherung stellt eine zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{\text{obs}})$ dar, die deutlich besser den Beobachtungen entspricht (siehe Kap. 5.4) und die formal aus dem Ansatz eines Mischungsmodells für die Quellwassermassen folgt (Gl. 20 und 20a). Die Parametrisierung der zeitabhängigen Sättigung gilt für alle Tracer zugleich und gewährleistet im Rahmen des Modells vor allem eine realistische Wiedergabe der sich im Laufe der Zeit verändernden Tracer- bzw. Sättigungsverhältnisse an den Quellen.

Da für die Zeit vor den 90er Jahren keine Tracer-Beobachtungen vorliegen, müssen die Sättigungen für frühere Zeiten extrapoliert werden. Ferner können den mittleren Sättigungsentwicklungen zeitlich variierende Wassermassenbildungsraten überlagert sein. Diese können allerdings nicht vollständig quantifiziert werden. Aufgrund von internen Mischungsprozessen und für die hier betrachteten großen Entfernungen von den Quellen können kurzzeitige Variabilitäten bei der Festlegung der TTDs jedoch in erster Näherung vernachlässigt werden.

Beschränkter Informationsgehalt der Tracer

Wie oben gezeigt, beschränkt die Ähnlichkeit der atmosphärischen Entwicklungen verschiedener Tracer die Anzahl der anzupassenden Parameter; bzw. die Anpassung erlaubt nur die Festlegung von Parameterbereichen. Das Verhältnis von F11/F12 ist seit Mitte der 70er Jahre nahezu konstant (und nimmt seit den 90er Jahren sogar wieder ab). Die Konzentrationsverläufe dieser beiden Tracer unterscheiden sich nahezu nur durch einen konstanten Faktor (siehe Abb. 3-6) und liefern daher redundante Informationen zur Bestimmung der TTDs. Der Konzentrationsanstieg von CCl_4 unterscheidet sich von denen von F11 und F12, da er früher einsetzt und langsamer ansteigt, dafür ist der innere Zerfall von CCl_4 mit einer Unsicherheit behaftet. Vor allem die Konzentrationsentwicklung von Tritium unterscheidet sich grundsätzlich von denen der anderen Tracer (steiler Anstieg Mitte der 60er Jahre und danach näherungsweise exponentieller Abfall) und liefert unabhängige Informationen.

Unsicherheiten der Beobachtungen

Es zeigt sich, dass die zur Verfügung stehenden maximal vier Tracer pro Schnitt dennoch nicht genügend unabhängige Informationen für eine eindeutige Bestimmung der drei Parameter τ , V und Pe (siehe Abb. 3-7/d) liefern; ein System von Gleichungen 16 ist selbst durch vier Tracer nicht genügend festgelegt. Es können nur Parameterbereiche festgelegt werden. Der tropische und subtropische Südatlantik ist von den Quellen Labradorsee und Irmingersee mehr als 10000 km bzw. 12000 km entfernt. Die Tracerkonzentrationen so weit stromabwärts sind aufgrund ihrer langen Transitzeit und Mischung unterwegs demzufolge sehr gering, so dass sich das Verhältnis der Konzentrationen zu deren Unsicherheiten immer weiter verschlechtert, was die Festlegung der Parameter der TTDs erschwert.

linarer Ansatz für τ und V und $Pe = \text{const.}$

Die Gleichungen 16 gestattet es jedoch explizit, Tracer von verschiedenen Beobachtungszeitpunkten gleichzeitig zu verwenden, was die Festlegung der TTDs verbessert. Für viele der verwendeten Tracerschnitte im tropischen und Südatlantik existieren Wiederholungen oder sogar längere Zeitserien (Steinfeld und Rhein, 2004, bestimmen z.B. ihre TTDs nur auf Schnitten, für die mindestens Beobachtungen zu zwei verschiedenen Zeitpunkten existieren).

Wir können zusätzlich auch Schnitte von verschiedenen Orten (innerhalb eines definierten Gebietes, z.B. innerhalb des Randstroms im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik) gleichzeitig verwenden, da wir die freien Parameter τ und V der TTDs als Funktion des Ortes die Péclet-Zahl als konstant ansetzen (gl. 16a). Da nur eine begrenzte Anzahl von Parametern bestimmt werden kann (siehe 3.3), wählen wir als erste Näherung eine lineare Ortsabhängigkeit von τ und V . Im Randstrom ist dann $\tau = \tau(r) = \tau_{\text{Äq}} + \tau_r r$, $V = V(r) = V_{\text{Äq}} + V_r r$ und $Pe = \text{const.}$ Aus $k = u r / Pe$ und $u = \tau/r = \text{const.}$ können wir ferner $k = k(r) = k_{\text{Äq}} + k_r r$ bestimmen. Damit erhalten wir fünf an alle (räumlich und zeitlich verteilte) Beobachtungen anzupassende Parameter. Der Beobachtungsort r ist der Abstand von der Quelle, gemessen in einem Ausbreitungspfad innerhalb des Randstroms. Aus praktischen Gründen definieren wir $r = 0$ ungefähr in der Mitte des Gebietes, d.h. für die Beobachtungen im Randstrom am Äquator. Dann ist $r_{\text{Äquator}} = 0$ und $R_{\text{LSW}} = -10000$ km (Labradorsee) und $R_{\text{Overflow}} = -12000$ km (südlich der Dänemarkstraße in der Irmingersee). $\tau_{\text{Äq}}$ ist das mittlere Alter am Äquator und τ_r die lineare Entwicklung des mittleren Alters (entsprechendes gilt für $V(r)$).

Sinnvolle Nebenbedingungen sind $\tau_r \geq 0$ und $V_r \geq 0$, d.h. die Alter und Verdünnungen müssen stromabwärts zunehmen. Es sind auch Ortsabhängigkeiten höherer Ordnung denkbar, etwa um zu approximieren, dass die Verdünnung durch zonales Abzweigen von Teilen des Randstroms und kompensierende Zumischung tracerfreien Wassers sprunghaft ansteigt oder sich die Geschwindigkeit ändert (siehe Kap. 7.1.2). Die Begrenzung der Anzahl der Parameter, die aus den Beobachtungen angepasst werden können, erfordert dann aber weitere Einschränkungen an anderer Stelle (z.B. muss dann einer der Parameter gesetzt werden).

Variabilität des Systems

Sowohl das Modell für die Tracer-Randbedingungen als auch das Transportmodell beschreiben ein stationäres System. Das mittlere Alter, die Péclet-Zahl und die Verdünnung beschreiben im Rahmen unseres Modells, vor allem durch die Einbeziehung aller Tracer zu allen Beobachtungszeitpunkten und an allen Beobachtungsorten innerhalb eines Gebietes, einen zeitlich mittleren Zustand.

Tatsächlich existieren Variabilitäten sowohl an den Quellen (z.B. unterschiedliche Bildungsraten durch klimatische Variabilitäten) als auch weiter stromabwärts (z.B. durch Wirbel und Mäander des Randstroms), die nicht erfasst werden können. Kurzzeitliche und kleinskalige Variabilitäten werden formell von der mittleren Mischung k bzw. der Péclet-Zahl Pe erfasst. Diese Variabilitäten, die der Ansatz formal nicht beschreiben kann, werden als lokale und zeitliche Abweichungen vom mittleren Zustand des Modells erscheinen, z.B. als zeitlich und/oder lokal von den realen Beobachtungen abweichende Konzentrationsverläufe aus Gl. 16.

4 Tracer-Beobachtungen und Modell-Simulationen

In diesem Kapitel werden wir zunächst die verwendeten Datensätze aus dem Nordatlantik sowie aus dem tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik vorstellen, d.h. die Positionen der hydrographische Schnitte und von welchen Tracern Messungen vorliegen sowie Bemerkungen zur Datenqualität.

Für die weiteren Berechnungen (Tracer-Randbedingungen in Kap. 5, Tracerverteilungen und konventionelle Traceralter in Kap. 6 und TTDs in Kap. 7) werden nicht Einzelmessungen verwendet, sondern jeweils für jeden Schnitt charakteristische (mittlere) Tracerkonzentrationen sowie mittlere potentielle Temperaturen, Salzgehalte, Dichten und Tiefen. Innerhalb definierter Grenzen, die sich i.W. an den Dichtegrenzen aus Kap. 2.3 (Tab. 2-2 und 2-3) und der Lage der Tracermaxima orientieren, werden dann Mittelwerte und deren Unsicherheiten berechnet. Das Verfahren dazu wird in Abschnitt 4.2 erläutert werden.

In 4.3 präsentieren wir F11-Simulationen eines Ozeanmodells der Kieler Arbeitsgruppe von Claus Böhring. Wir skizzieren die Modelleigenschaften und Resultate, um später (Kap. 8) die Ergebnisse aus den realen Beobachtungen mit denen aus den Modell-Simulationen zu vergleichen.

4.1 Verwendete Datensätze

Es stehen uns umfangreiche Datensätze aus dem Nordatlantik sowie dem tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik zur Verfügung. F11- und F12- sowie teilweise CCl₄- und Tritium-Messungen liegen von den unten in Karten und Tabellen zusammengefassten Schnitten vor. Sie stammen überwiegend aus dem WOCE-Programm⁵⁶, des Weiteren werden frühere Beobachtungen von GEOSECS⁵⁷, TTO⁵⁸ und SAVE⁵⁹ sowie spätere Wiederholungsschnitte verwendet. Ein Großteil der Daten stammt vom WHPO⁶⁰ (<http://whpo.ucsd.edu>, 2003 und 2004). Viele der Datensätze wurden am eigenen Institut gemessen (IUP Bremen, siehe Tab. 4-1 und 4-2). Alle eigenen und darüber hinaus alle WOCE-Schnitte im Südatlantik wurden hier auch qualitätskontrolliert.

Weitere Datensätze wurden von den zuständigen Wissenschaftlern (PIs⁶¹) freundlicher Weise für diese Arbeit zur Verfügung gestellt: FCKW-Daten der Reisen SONNE 151 und 152 und METEOR 53/2 von Monika Rhein (IFM Kiel, jetzt IUP Bremen), sowie die meisten Tritium-Messungen der WOCE Wiederholungs-Schnitte AR07w⁶² von Peter Schlosser (Lamont Doherty Earth Observatory). Für einige der AR07w-Schnitte (Labradorsee) existieren rekali-brierte F11- und F12-Daten, die von Peter Jones bzw. Kumiko Azetsu-Scott (Bedford Institute of Oceanography) für diese Arbeit zur Verfügung gestellt wurden.

⁵⁶ *World Ocean Circulation Experiment*

⁵⁷ *GEOchemical Ocean SEction Study*

⁵⁸ *Transient Tracers in the Ocean*

⁵⁹ *South Atlantic Circulation Experiment*

⁶⁰ *Woce Hydrographic Program Office*

⁶¹ *Principle Investigator* = verantwortlicher Wissenschaftler

⁶² AR07/e (1994) und A01w (1995) nur aus Konturplots

4.1.1 Tropischer Atlantik und subtropischer Südatlantik (8°N – 29°S)

In der folgenden Karte (Abb. 4-1) sind die Positionen der verwendeten Tracerschnitte im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik eingetragen. In Tabelle 4-1 sind alle verwendeten Schnitte und die jeweils vorhandenen Tracerbeobachtungen sowie die messenden Institute und PIs verzeichnet. Nicht in der Karte (Abb. 4-1) verzeichnet sind die östlicheren meridionalen Schnitte A13, A14 und A16.

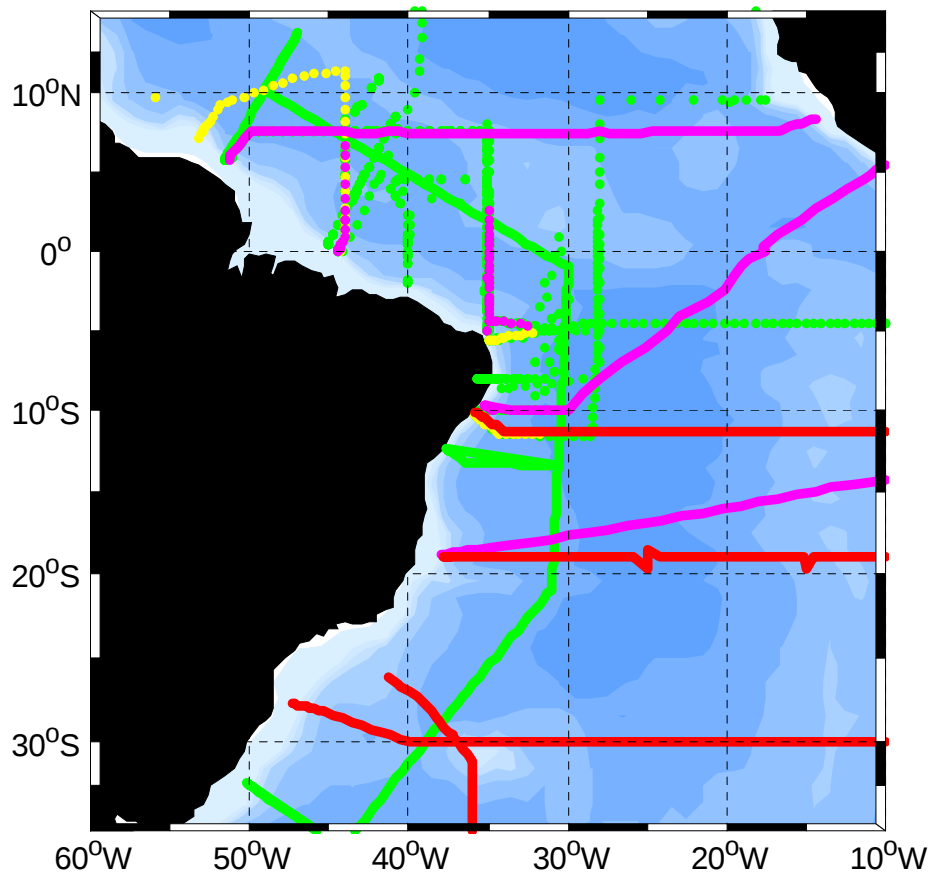


Abb. 4-1: Karte tropischer Atlantik und subtropischer Südatlantik (westlicher Teil) mit verwendeten Tracer-Schnitten. Die Einzelschnitte wurden wegen ihrer Vielzahl aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht verschieden dargestellt. Statt dessen die jeweils gemessenen Tracer-Kombinationen: grün Schnitte mit F11 und F12; gelb mit F11, F12 und CCl₄; rosa mit F11, F12 und Tritium; rot mit allen vier Tracern (siehe Tabelle 4-1). Nicht dargestellt sind die meridionalen Schnitte A13, A14 und A16.

Fahrt	Schiff/Reise	Zeitraum	vorh.	PI: F11 F12 CCl ₄	PI: Tritium
pre WOCE					
TTO/TAS2	KNORR	12.82-1.83	12 - ⁶³	SIO, R.F. Weiss	Miami, H.G. Östlund/ WHOI, W. J. Jenkins
TTO/TAS3	KNORR	1.83-2.83	12 - ⁶⁴	SIO, R.F. Weiss	Miami, H.G. Östlund/ WHOI, W.J. Jenkins
SAVE1	KNORR	11.-12.1987	12 4	SIO, R.F. Weiss	WHOI, W. J. Jenkins
SAVE2	KNORR	12.87-1.88	12 4	SIO, R.F. Weiss	WHOI, W. J. Jenkins

⁶³ Tritium nicht in entsprechenden Tiefen vorhanden

⁶⁴ Tritium nicht in entsprechenden Tiefen vorhanden

Fahrt	Schiff/Reise	Zeitraum	vorh.	PI: F11 F12 CCl ₄	PI: Tritium
WOCE One-Time					
A09	METEOR 15/3	2.-3.1991	1 2 3 4	IUP Bremen, W. Roether	IUP Bremen, W. Roether
A10	METEOR 22/5	12.92-1.93	1 2 3 4	IUP Bremen, W. Roether	IUP Bremen, W. Roether
A06	CITHER 1/2	2.-3.1993	1 2 4	LODYC, C. Andrié	LMCE Saclay, J.-Baptiste
A07	CITHER 1/1	1.-2.1993	1 2 - ⁶⁵	LODYC, C. Andrié	LMCE Saclay, J.-Baptiste
A17	CITHER 2/1+2	1.-3.1994	1 2 - ⁶⁶	LODYC, L. Mémery	LODYC, Dutay
A08	METEOR 28/1	3.-5.1994	1 2 3 4	IUP Bremen, W. Roether	IUP Bremen
A15	KNORR	4.-5.1994	1 2 3	LDEO, W. Smethie	
A23	JCR 10	3.-5.1995	1 2 3 4	PML, A. Watson	IUP Bremen, Chr. Rùth
	SONNE 151	11.2000	1 2 3	IfM Kiel, M. Rhein	
	SONNE 152	12.2000	1 2 4	IfM Kiel, M. Rhein	IUP Bremen, M. Rhein
	METEOR 53/2	5.2002	1 2	IUP Bremen, M. Rhein	
WOCE One-Time (nur meridional Äquator)					
A16	MELVILLE	3.-4.1989	1 2 4	SIO, R.F. Weiss	WHOI, W. J. Jenkins
A14	CITHER 3	1.-2.1995	1 2 4	LODYC, L. Mémery	IUP Bremen, W. Roether
A13	CITHER 3	1995	1 2 4	LODYC, L. Mémery	IUP Bremen, W. Roether
WOCE Repeat					
AR04-a	METEOR 14/2	10.1990	1 2 4	IfM Kiel, M. Rhein	IUP Heidelberg,
AR04-b	METEOR 16/3	5.-6.1991	1 2	IfM Kiel, M. Rhein	
AR04-d	METEOR 22/2	10.-11.1992	1 2	IfM Kiel, M. Rhein	
AR04-e	METEOR 27/3	2.-3.1994	1 2	IfM Kiel, M. Rhein	
AR04-g	35LLETAMBOT1	9.-10.1995	1 2	ORSTOM, Ch. Andrié	
AR04-h	33LLETAMBOT2	4.-5.1996	1 2	ORSTOM, Ch. Andrié	

Tabelle 4-1: Verwendete Datensätze tropischer Atlantik und subtropischer Südatlantik (siehe Karte, Abb. 4-1); Expedition bzw. WOCE-Nummer, Schiff bzw. Reisername, Zeitraum, vorhandene Tracerbeobachtungen sowie verantwortliche Institute und PIs; 1=F11, 2=F12, 3=CCl₄, 4=Tritium; „-“ = existiert aber liegt nicht vor; „ „“ = existiert nicht. LDEO = Lamont Doherty Earth Observatory, USA; LODYC = Laboratoire d’Océanographie Dynamique et de Climatologie, Frankreich; IfM = Institut für Meereskunde Kiel, Deutschland; IUP Bremen = Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, Deutschland; IUP Heidelberg = Institut für Umweltphysik Heidelberg, Deutschland; ORSTOM = ORSTOM Centre, Brest, Frankreich; PML = Plymouth Marine Laboratory, UK; SIO = Scipps Institute of Oceanography, La Jolla, USA; WHOI = Woods Hole Oceanographic Institution, USA

4.1.2 Nordatlantik

In der folgenden Karte (Abb. 4-2) sind die Positionen der verwendeten Tracerschnitte im Nordatlantik eingetragen. In Tabelle 4-2 sind alle verwendeten Schnitte und die jeweils vorhandenen Tracer-Beobachtungen sowie die messenden Institute und PIs verzeichnet.

⁶⁵ Tritium nur bis ~1500 m

⁶⁶ Tritium nur bis ~1500 m

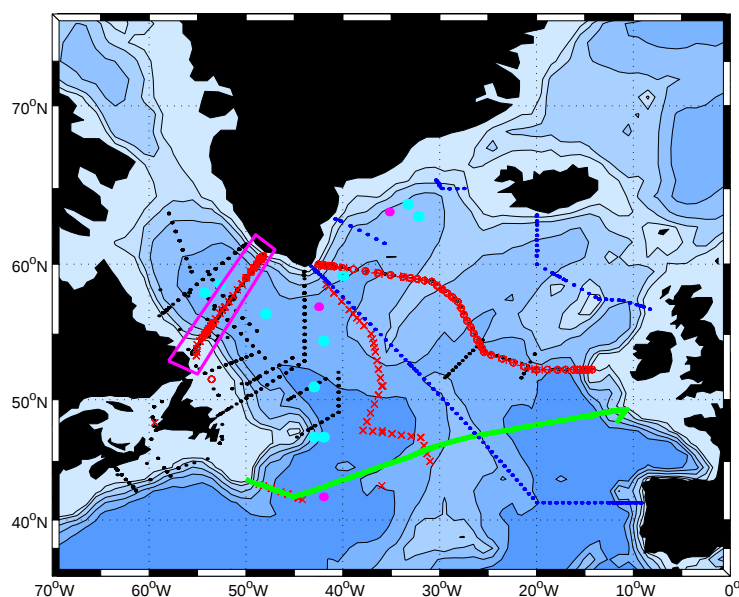


Abb. 4-2: Karte Nordatlantik mit verwendeten Tracer-Schnitten: Grüne Punkte = GEOSECS, rosa Punkte = TTO-NAS, schwarze Punkte = AR07 (1990-2000), rote + = A01e, rote o = A01ew, rote x = A01w, grüne Linie = A02, blaue Punkte = A25. Rosa eingrahmt ist der im Folgenden explizit mit „AR07“ bezeichnete Schnitt quer über die Labradorsee – d.h. ohne die z.T. parallelen Schnitte der jeweils selben Reisen.

Fahrt	Schiff/Reise	Zeitraum	vorh.	PI: F11 F12 CCl ₄	PI: Tritium
pre WOCE					
GEOSECS	KNORR	7.72 -3.73	--- 4	-	Miami, H.G. Östlund
TTO-NAS	KNORR	4.-10.1981	12 4	Washington, R.H. Gammon	Miami, H.G. Östlund/
WOCE One-Time					
A01e	METEOR 18/1	9.1991	12 4	IUP Bremen, W. Roether	IUP Heidelberg, R. Bayer
A01ew	METEOR 30/3	11.-12.1994	12 4	IfM Kiel, M. Rhein	IUP Heidelberg, R. Bayer
A02	METEOR 30/2	10.-11.1994	1234	IUP Bremen, W. Roether	IUP Heidelberg, R. Bayer
A01w	HUDSON 95011	6.-7.1995	123 -	BIO Bedford, P. Jones	LDEO, P. Schlosser
AR07e/i	METEOR 39/5	8.-9.1997	12 -	IfM Kiel, M. Rhein	IUP Heidelberg, Hildebrand
A02	METEOR 39/3	6.-7.1997	1234	IUP Bremen, W. Roether	IUP Bremen, W. Roether
A24	Knorr	6.-7.1997	12 4	SIO, R.F. Weiss	LDEO, P. Schlosser
A25	Discovery	8.-9.1997	12	SOC, D. Smythe-Wright	
WOCE Repeat					
AR07w/a	DAWSON	6.-7.1990	123	BDR Halifax, B. Gershey	
AR07w/c	HUDSON 92014	5.-6.1992	12 -	BIO Bedford, P. Jones	LDEO, P. Schlosser
AR07w/d	HUDSON 93019	6.1993	123 -	BDR Halifax, B. Gershey	LDEO, P. Schlosser
AR07w/e	HUDSON 94008	5.-6.1994	1234 ⁶⁷	BDR Halifax, B. Gershey	LDEO, P. Schlosser
AR07w/f	HUDSON 96006	5.-6.1996	1234 ⁶⁸	BIO Bedford, P. Jones	LDEO, P. Schlosser
AR07w/h	HUDSON 97009	5.-6.1997	123 -	BDR Halifax, B. Gershey	LDEO, P. Schlosser
AR18/f	ARANDA	8.-9.1997	123	Univ. Gotenburg, T. Tanhua	
AR07w/j	HUDSON 98023	6.-7. 1998	123 -	BDR Halifax, B. Gershey	LDEO, Hanley
AR07w/k	HUDSON 99022	6.-7.1999	123 -	BDR Halifax, B. Gershey	LDEO, Hanley
AR07w/l	HUDSON 2000009	5.-6.2000	123	BDR Halifax, B. Gershey	

⁶⁷ Es standen keine Tritium-Daten sondern nur ein Konturplot zur Verfügung.

⁶⁸ Es standen keine Tritium-Daten sondern nur ein Konturplot zur Verfügung.

Tabelle 4-2: Verwendete Datensätze Nordatlantik (Labradorsee, Irmingersee, etc., siehe Karte Abb. 4-2); Expedition bzw. WOCE-Nummer, Schiff bzw. Reise, Zeitraum, vorhandene Tracerbeobachtungen sowie verantwortliche Institute und PIs; 1=F11, 2=F12, 3=CCl₄, 4=Tritium; „-“ = existiert aber liegt nicht vor; „ “ = existiert nicht. **Grau** bedeutet „vorläufig“ bzw. „fragwürdig“ (i.d.R. nicht rekali­brierte CCl₄-Daten, siehe Text). BDR = Halifax, Kanada; BIO = Bedford Institute of Oceanography, USA; LDEO = Lamont Doherty Earth Observatory, USA; IfM = Institut für Meereskunde Kiel, Deutschland; IUP Bremen = Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, Deutschland; IUP Heidelberg = Institut für Umweltphysik Heidelberg, Deutschland; SIO = Scripps Institute of Oceanography, La Jolla, USA; SOC = Southampton Oceanography Centre, UK; WHOI = Woods Hole Oceanographic Institution, USA

4.1.3 Messfehler und Datenqualität

Alle FCKW- und CCl₄-Daten sind angegeben in oder wurden umgerechnet auf die SIO93 Skala⁶⁹ (siehe z.B. Walker et al., 2000).

Die Mess- und Reproduzierbarkeitsfehler werden i.d.R. für die FCKWs mit < 1% bzw. < 0.005 pmol/kg⁷⁰ (WOCE-Standard, siehe z.B. Bullister, 1991) und für CCl₄ mit < 1.5% bzw. < 0.01 pmol/kg⁷¹ angegeben (welcher der jeweils größere ist). Für Tritium liegt der Messfehler bei rund 0.05 TU bzw. 5%. Der WOCE-Standard „empfiehlt“ sogar 0.05 TU für den Nordatlantik/Oberfläche und 0.005 TU bzw. 1.5% überall sonst (Bullister, 1991).

Zu beachten ist, dass einige der FCKW- und CCl₄-Datensätze der Repeat-Schnitte AR07w (Nordatlantik, 1990 – 2000) auf dem WHPO-Server (PIs Peter Jones, BIO bzw. Robert Gershey, BDR) in einem „vorläufigen“ Zustand zu sein „scheinen“ (P. Jones, persönliche Mitteilung 2004). Kumiko Azetsu-Scott hat freundlicher Weise für einen Großteil der fraglichen Schnitte überarbeitete bzw. rekali­brierte FCKW-Daten zur Verfügung gestellt, und zwar nur für die rosa umrahmten AR07-Stationen in der Labradorsee in Abb. 4-2 für die Jahre 1993 – 2000. Für die entsprechenden CCl₄-Messungen existieren solche Überarbeitungen noch nicht; und diese nicht korrigierten CCl₄-Daten sollten „besser nicht“ verwendet werden (Azetsu-Scott, persönliche Mitteilung 2004). D.h. alle Messungen vom BIO bzw. BDR vor 1993 sowie alle CCl₄-Messungen (grau hervorgehoben in Tab. 4-2) und alle Messungen parallel zu AR07 befinden sich in *nicht* rekali­brierten Zustand; daher verdoppeln wir für diese Daten die Fehler. Die fraglichen CCl₄-Messungen werden für Berechnungen im Weiteren gar nicht verwendet.

F12- und CCl₄-Konzentrationen von AR07w/a (Labradorsee, 1990) wurden im Weiteren nicht berücksichtigt, da einzelne Tracer-Messungen im Ozeaninneren z.T. weit über allen je beobachteten atmosphärischen Werten liegen und daher offenbar fehlerhaft sind; ferner wurden Daten von AR07w/b (Labradorsee, 1991) wegen möglicherweise schlechtem Standard (Azetsu-Scott, persönliche Mitteilung 2004) nicht verwendet. Die relativ geringen F12-Konzentrationen von AR07w/f (Labradorsee, 1996) werden wegen eines möglichen Kalibrationsfehlers im Folgenden ebenfalls ausgelassen (siehe Azetsu-Scott et al., 2003, und Abb. 5-2 unten). Für 1992 existieren nur Beobachtungen für die Südwest-Hälfte des AR07-Schnittes. Für AR07w/h (Labradorsee, 1997) zeigen sich relativ zu Vor- und Folgejahren erhöhte CCl₄-Werte, die aber auch mit deutlichen Übersättigungen in der Oberfläche korreliert sind (siehe Kap. 5.1.1, Abb. 5-4).

⁶⁹ Scripps Institute of Oceanography 1993 Scale

⁷⁰ Bei $\theta = 4^{\circ}\text{C}$ und $S = 35$ entspricht das rund 0.25 ppt für F11 und 0.95 ppt für F12.

⁷¹ Bei $\theta = 4^{\circ}\text{C}$ und $S = 35$ entspricht das rund 0.2 ppt für CCl₄.

Für die zwei Beobachtungen aus dem Jahr 1994 (AR07w/e vom BDM Halifax und A01ew vom IfM Kiel, siehe Tab. 4-2 und Abb. 5-4 in Kap. 5.1.1) tritt eine auffällige Inkonsistenz auf: Der A01ew-Datensatz zeigt für LSW systematisch höhere Salzgehalte (+0.025) und höhere Temperaturen (+0.2°) sowie etwas geringere Dichten (σ_θ -0.003), F11 ist 8 ppt (0.1 pmol/kg) höher und F12 12 ppt (0.1 pmol/kg) niedriger; in den Overflowwassern sind Salzgehalt und Temperatur etwas niedriger (-0.01 und -0.15°C) und daher die Dichte etwas geringer (σ_4 -0.01), F11 und F12 sind beide deutlich erhöht (F11 +25 ppt bzw. +0.6 pmol/kg und F12 +30 ppt bzw. +0.2 pmol/kg). Die Diskrepanzen in Dichte, Temperatur und Salzgehalt sind größer als die jeweiligen Unsicherheiten; für F11 und F12 sind die Diskrepanzen deutlich größer und liegen je nach Wassermasse und Tracer zwischen dem 3- bis 8-fachen der Unsicherheiten. Ferner sind in allen Fällen die Tracerkonzentrationen auf A01ew höher als Beobachtungen am selben Ort zeitlich unmittelbar davor und danach. Diese Inkonsistenz lässt sich möglicherweise dadurch erklären, dass A01ew im November/Dezember – statt wie alle anderen AR07-Schnitte im Mai bis Juli durchgeführt wurde; ferner erfasst A01ew nur die Randbereiche über dem kanadischen und grönländischen Schelf. Folglich repräsentiert A01ew – verglichen mit allen anderen Beobachtungen in der Labradorsee – eine etwas andere hydrographische Situation. Um diesem Umstand Rechnung zu tragen, haben wir alle Mittelwertfehler von AR01ew verdoppelt.

Ferner wurden die Unsicherheiten manuell verdoppelt, wenn F11/F12-Verhältnisse deutliche Auffälligkeiten zeigten (z.B. größer waren als maximale atmosphärische Verhältnisse) oder Konzentrationen deutlich unsystematisch kleiner oder größer waren als auf benachbarten Schnitten zeitlich davor oder danach.

Von den Tritium-Beobachtungen auf AR07e (1994) und A01w (1995) standen nur Kontur-Plots zur Verfügung. Für diese Schnitte konnten mittlere Tritium-Werte nur grob aus der Farbskala der Kontur-Plots abgelesen werden. Die Unsicherheiten wurden entsprechend großzügig abgeschätzt.

4.2 Mittlere Tracer-Konzentrationen

Zur späteren Berechnung von Traceraltern und zur Anpassung der TTDs sowie der Tracer-Randbedingungen wurden aus den beobachteten Einzelmessungen auf jedem Schnitt und für jede Wassermasse für jeden einzelnen Tracer charakteristische, mittlere Tracerkonzentrationen und deren Unsicherheiten bestimmt.

4.2.1 Stoffmenge und Partialdruck

Um die im Ozean beobachtete FCKW- und CCl₄-Konzentrationen direkt mit den atmosphärischen Partialdrücken vergleichen zu können und um Temperatur- und Salzgehaltseffekte zu eliminieren, wurden zunächst die FCKW- und CCl₄-Stoffmenge ([pmol/kg] bzw. [pmol/l]) umgerechnet in Partialdruck [ppt]⁷². Zur Umrechnung von F11 und F12 wurde die Löslichkeitsfunktion von Warner und Weiss (1985), verwendet. Für CCl₄ haben wir die Löslichkeit von Bullister und Wisegarver (1998) verwendet.

Die Verwendung der Stoffmenge [pmol/kg] statt des Partialdruck [ppt] für Vergleiche und Rechnungen würde eine Umrechnung der atmosphärischen Partialdrücke in äquivalente

⁷² „parts per trillion“, Teile pro Billion bzw. 1 pro 10¹²

Stoffmengen verlangen. Das würde aber eine genaue Kenntnis der Oberflächentemperaturen und -salzgehalte zum Zeitpunkt der Wassermassenbildung bzw. des Gasaustausches an der Meeresoberfläche voraussetzen. Smethie (1993) rechnet z.B. die atmosphärischen Partialdrücke in äquivalente Stoffmengen um, indem er mittlere Temperatur und Salzgehalt für die Quellwassermassen abschätzt. Diese Größen sind i.d.R. jedoch – zumindest für Wassermassen weit weg von den Quellen und/oder alte Wassermassen, die zu Zeiten gebildet wurden, aus denen es noch keine verlässlichen hydrographischen Messungen gab – nur sehr schwer reproduzierbar.

Zunächst wurde jeder Messwert (FCKWs und CCl_4) einzeln mit der jeweiligen potentiellen Temperatur und Salzgehalt von Konzentration [pmol/kg] in Partialdruck [ppt] umgerechnet; später erst wurden die umgerechneten Partialdrücke gemittelt. Der Unterschied bei der Umrechnung der einzelnen Werte in ppt mit der jeweiligen potentiellen Temperatur und Salzgehalt und spätere Mittelung bzw. erst Mittelung der Einzelwerte und dann Umrechnung mit mittleren potentiellen Temperaturen und Salzgehalten war deutlich kleiner 1% (i.d.R. < 0.2%).

4.2.2 Definition der Wassermassen

Um die mittleren charakteristischen Konzentrationen sowie mittlere charakteristische Dichte, potentielle Temperatur, Salzgehalt und Tiefe innerhalb der Wassermassen auf den einzelnen Schnitten zu berechnen, wurden die Wassermassen anhand von Dichte (gegebenenfalls auch durch Salzgehalt, Temperatur) und der Lage der Tracermaxima vertikal und horizontal eingegrenzt.

4.2.2.1 Eingrenzung durch Dichteintervall und Stationen

Zunächst wurden die Wassermassen uLSW, cLSW, GFZW und DSOW im Nordatlantik sowie uNADW und INADW im Südatlantik vertikal und horizontal eingegrenzt. Zur vertikalen Begrenzung wurden die jeweiligen Dichtebereiche (bzw. weitere Charakteristika wie das TS-Maximum von GFZW) aus Tab. 2-2 und 2-3 (Kap. 2.3) verwendet.

Die horizontale Eingrenzung wurde an jeden hydrographischen Schnitt individuell angepasst, da die Ausdehnung der Wassermassen (d.h. die Tracermaxima an den Quellen bzw. im Randstrom) lokal und zeitlich verschieden sein können und nicht immer alle Schnitte die gesamte Breite der Quellen bzw. des Randstroms erfassen. Für die jeweilige Wassermasse wurden alle aufeinanderfolgenden hydrographischen Stationen berücksichtigt, in denen die Tracerkonzentrationen (innerhalb des oben genannten Dichteintervalls) „augenscheinlich“ homogen bleiben. Im Fall der Randströme wurden Stationen so weit vom Rand hinein ins Beckeninnere zum Tracermaximum mitgezählt, bis die Tracerkonzentrationen vom Rand weg deutlich abfielen, d.h. die mittleren Tracerkonzentrationen von Station $q+1$ deutlich kleiner waren als der Mittelwert C_{mittel} minus Standardabweichung s der Stationen p bis q (jeweils innerhalb des Dichteintervalls). D.h. die horizontalen Grenzen wurden für jeden Schnitt individuell nach folgendem Schema (Gl. 22 bzw. Abb. 4-3) gesetzt.

$$C_{\text{mittel}}(\text{Stat. } p \rightarrow q) - s(\text{Stat. } p \rightarrow q) > C_{\text{mittel}}(\text{Stat. } q + 1) \quad 22$$

Dabei war nicht immer die „erste“ Station p die randnächste Station. Einerseits waren die randnächsten Stationen i.d.R. über dem Schelf und nicht tief genug; andererseits befindet sich

das Tracermaximum nicht immer unmittelbar am Rand sondern ist z.T. ins Beckeninnere versetzt.

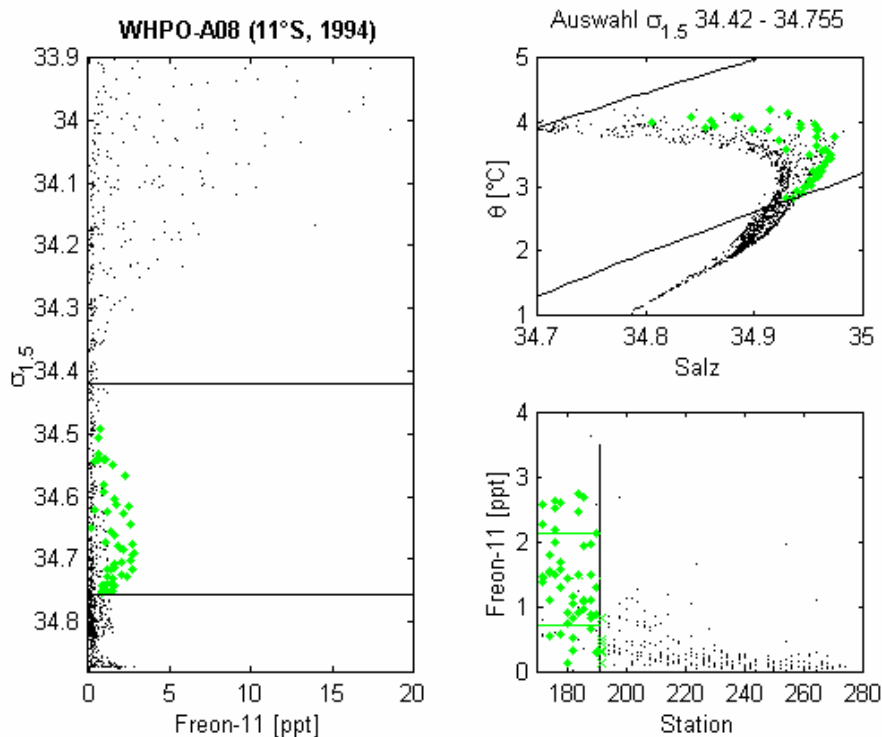


Abb. 4-3: Beispiel Bestimmung mittlerer Tracerkonzentrationen anhand von F11 auf dem WOCE-Schnitt A08 (11°S, 1994): Links (F11 vs. $\sigma_{1.5}$) und oben rechts (θ vs. S) sind neben den Einzelmessungen (schwarze Punkte) die Dichtegrenzen (durchgezogene Linien) eingezeichnet. Rechts unten: horizontale Darstellung aller Einzelmessungen zwischen $\sigma_{1.5} = 34.42$ bis 34.755 und $S \geq 34.80$. Grün sind alle Messpunkte im Intervall $\sigma_{1.5} = 34.42$ bis 34.755 und $S \geq 34.80$ sowie zwischen Station 170 und 190; für Stationen weiter östlich sind die Konzentrationen kleiner als $C_{\text{mittel}} - s$.

Für die meridionalen Schnitte über den Äquator, die so weit östlich liegen, dass sie den DWBC nicht mehr berühren, wurden in Gleichung 22 praktisch nur Stationen in einem Intervall von $\pm 2^\circ$ um den Äquator herum berücksichtigt.

Anschauliche Beispiele für die vertikale und horizontale Ausdehnung bzw. Eingrenzung des Tracermaximums (bzw. des Randstrombereichs) finden sich weiter unten in Kap. 4.3 (Abb. 4-7) und in der Diskussion der zonalen Tracerverteilung bei 11°S in Kap. 6.2.

Einzelne Ausreißer wurden anhand von unrealistischen Tracerverhältnissen oder in Extremfällen anhand augenscheinlich unrealistischer Tracerkonzentrationen identifiziert und eliminiert. Bei qualitätskontrollierten WOCE-Daten wurden nur „gut“ oder „doppelt“ gekennzeichnete Daten verwendet.

4.2.2.2 50% größte Messwerte

Im Weiteren wurden alle in diesem Intervall [Dichte σ_1, σ_2 und Station p,q] enthaltenen Tracerwerte (exklusive offensichtlicher Ausreißer) der Größe nach sortiert und über die größten 50% der Tracerwerte $C_{\max}$ gemittelt. Dies bezeichnen wir im Folgenden als „maximale mittlere Tracerkonzentration“ $C_{\max}$ (Abb. 4-4).

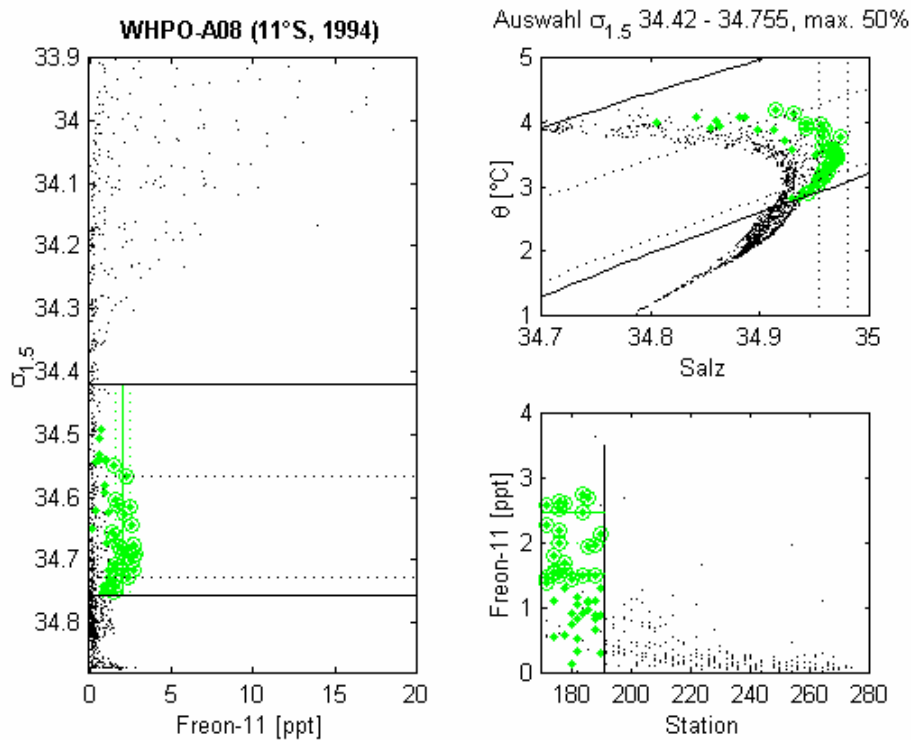


Abb. 4-4: Beispiel Bestimmung „maximale mittlerer Tracerkonzentrationen“ anhand von F11 auf dem WOCE-Schnitt A08 (11°S, 1994): Grüne Punkte wie in Abb. 4-3, grüne Kreise sind die 50% größten Einzelmessungen im Intervall $\sigma_{t,5} = 34.42$ bis 34.755 und $S \geq 34.80$ sowie zwischen Station 170 und 190. Die Dichtegrenzen sind links (F11 vs. $\sigma_{t,5}$) und oben rechts (θ vs. S) als durchgezogene Linien eingezeichnet. Die 50% größten Werte liegen innerhalb kleinerer Intervalle $\sigma = 34.567$ bis 34.729 und $S = 34.954$ bis 34.98, die jeweils durch gepunktete Linien dargestellt sind. Rechts unten: horizontale Darstellung aller Einzelmessungen zwischen $\sigma_{t,5} = 34.42$ bis 34.755; grüne Kreise markieren die 50% größten Messwerte zwischen Station 170 und 190; für Stationen weiter östlich sind die Konzentrationen kleiner als $C_{\text{mittel}} - s$.

Steinfeld und Rhein (2004) verwenden eine ähnliche Definition für mittlere F11- und F12-Konzentrationen im tropischen Atlantik, an die sie TTDs anpassen. Innerhalb fester Dichtegrenzen (entsprechend denen aus Kap. 2.3, Tab. 2-3) bilden sie die Mittelwerte aus den Einzelmessungen, die mindestens $\frac{1}{2}$ mal so groß wie die größte Einzelmessung.

Um einerseits den Grenzen der Tracermaxima Rechnung zu tragen, andererseits aber auch hydrographische Gegebenheiten (z.B. durchlaufende Wirbel, die lokal und zeitlich begrenzt kleinere Konzentrationen in die Wassermasse einmischen) nicht unberücksichtigt zu lassen, verwenden wir im Weiteren jedoch mittlere Tracerkonzentration C aus einem zwar enger eingegrenzten Bereiche, der auch Konzentrationen enthalten kann, die kleiner als die 50% größten sind.

4.2.2.3 Engere Eingrenzung: mittlere beobachtete Tracerkonzentrationen aus den Grenzen der 50% größten Tracerwerten

Für die 50% größten Tracerwerte $C_{\max}$ (deren Mittelwert die maximale mittlere Tracerkonzentration $C_{\max}$ bilden), lassen sich eigene (engere) Dichtegrenzen und horizontale Grenzen (Stationen) bestimmen, innerhalb derer sich diese 50% größten Tracerwerte befinden; ferner lassen sich dafür Tiefen- und Salzgehaltsgrenzen angeben. Diese Grenzen sind i.d.R. enger als die in 4.2.2.1 verwendeten Grenzen (Kap. 2.3, Tab. 2-2 und 2-3). Z.T. lässt sich die Menge der 50% größten Tracerwerte noch genauer durch weitere Einschränkungen in Tiefe und Salzgehalt eingrenzen. Wo immer es möglich und sinnvoll war, wurden neben der Begrenzung der 50% größten Tracerwerte durch Dichte und Stationen zusätzlich auch begrenzende Tiefen und Salzgehalte mitverwendet.

Die mittlere beobachtete Tracerkonzentration C ist dann definiert als Mittelung über alle Tracerwerte innerhalb dieser (engeren) Dichte-, Tiefen-, Salzgehalts- und horizontalen Grenzen.

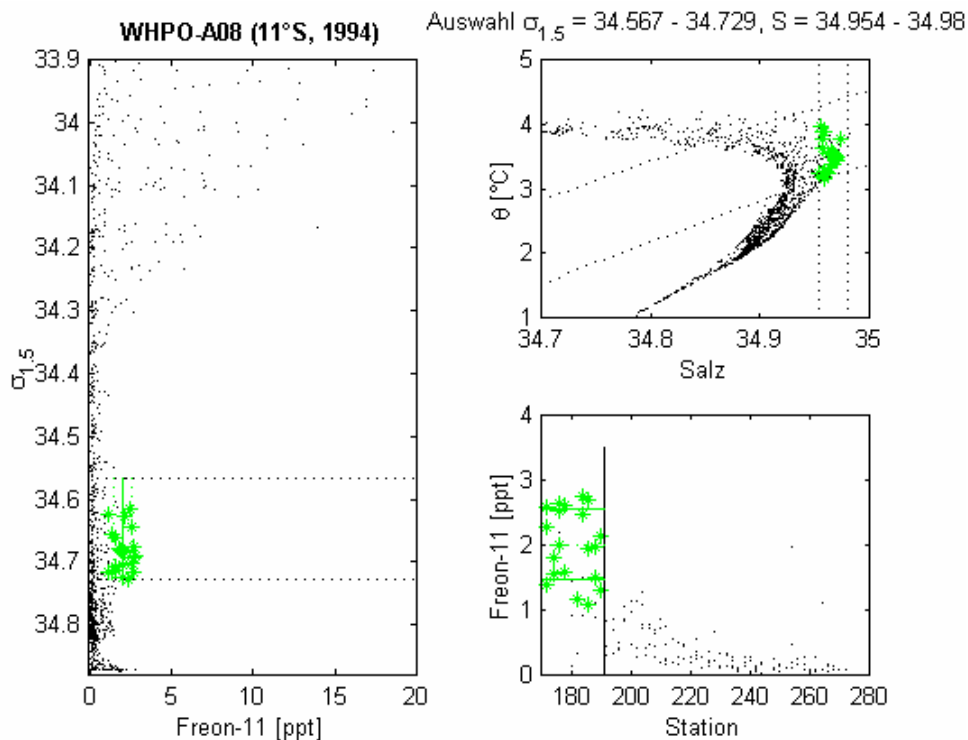


Abb. 4-5: Beispiel Bestimmung „mittlerer Tracerkonzentrationen“ anhand von F11 auf dem WOCE-Schnitt A08 (11°S, 1994). Links und rechts oben: Grüne Sterne sind Einzelmessungen im Intervall $\sigma_{1.5}$ 34.567 bis 34.729 und S 34.954 bis 34.98 sowie zwischen Station 170 und 190 (folgend den maximalen mittleren Konzentrationen Abb. 4-4). Diese Grenzen sind links (F11 vs. $\sigma_{1.5}$) und oben rechts (θ vs. S) (gepunktete Linien) mit eingetragen. Rechts unten: horizontale Darstellung aller Einzelmessungen zwischen $\sigma_{1.5}$ 34.567 bis 34.729 sowie S 34.954 bis 34.98; grüne Sterne markieren Messwerte zwischen Station 170 und 190; für Stationen weiter östlich sind die Konzentrationen kleiner als $C_{\text{mittel}} - s$.

Die horizontalen Grenzen (in die Mittelung einfließende Stationen) wurden an die jetzt gegebenenfalls engeren vertikalen Grenzen nach obigem Schema nachjustiert:

$$C_{\text{mittel}}(\text{Stat. } p' \rightarrow q') - s(\text{Stat. } p' \rightarrow q') > C_{\text{mittel}}(\text{Stat. } q' + 1)$$

Wiederum wurden Ausreißer anhand von unrealistischen Tracerverhältnissen oder in Extremfällen anhand von augenscheinlich unrealistischen Tracerkonzentrationen identifiziert und ausgeschlossen. Bei qualitätskontrollierten WOCE-Daten wurden wieder nur „gut“ oder „doppelt“ gekennzeichnete Daten verwendet.

Die Abb. 4-6 veranschaulicht die analoge Situation für uLSW und cLSW im Nordatlantik für einen Schnitt durch die Labradorsee:

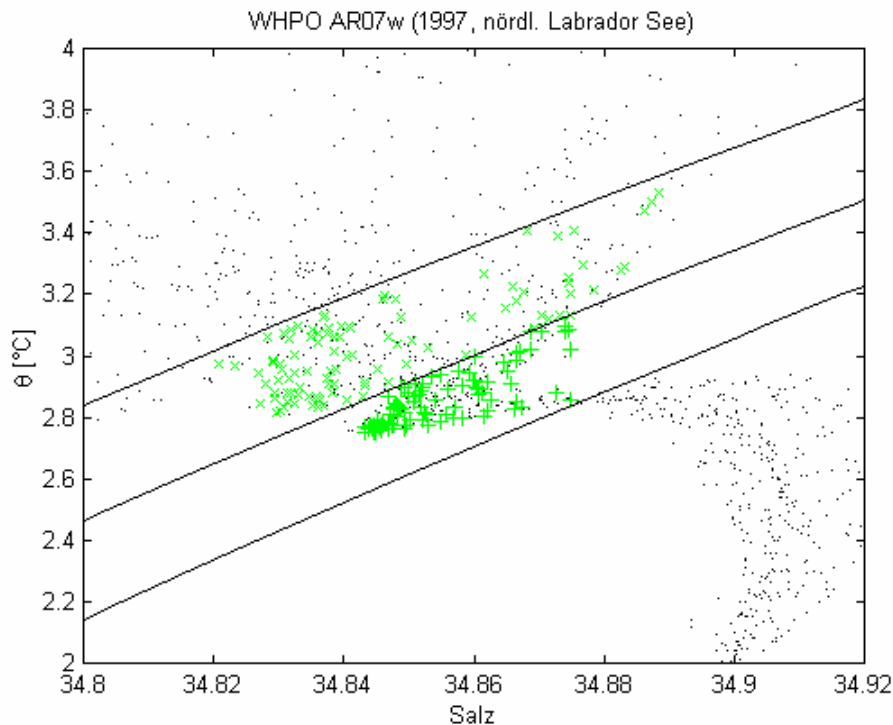


Abb. 4-6: Beispiel Bestimmung gemittelter Tracerkonzentrationen anhand von F11 auf dem WOCE-Schnitt AR07w (nördliche Labradorsee, 1997). Grün sind Messpunkte im Intervall $\sigma_\theta = 27.74$ bis 37.80 ; zwischen uLSW und cLSW wurde als Grenze $\sigma_\theta = 27.77$ gewählt, Messwerte oberhalb 27.77 als grüne x und unterhalb als grüne + gekennzeichnet. Die Dichtegrenzen sind als durchgezogene Linien markiert.

I.d.R. ist $C \leq C_{\max}$. Die $C_{\max}^j$ sind in der Menge der C^j enthalten, aber auch kleinere Werte als die größten 50% können in dem von den $C_{\max}^j$ definierten Dichteintervall liegen.

Angaben zu den jeweils verwendeten Grenzen finden sich in Anhang B bei den Tabellen B-1 bis B-6 mit den verwendeten mittleren Tracerkonzentrationen sowie teilweise in Abbildungen dargestellt in Kap. 6.

4.2.3 Mittelwerte und Unsicherheiten der Beobachtungen

Schließlich wurden für jeden einzelnen Schnitt i (und daraus für jeden Tracer einzelnen) innerhalb der oben beschriebenen Grenzen σ , θ , S , Tiefe und Stationen als „mittlere beobachtete Tracerkonzentration“ das arithmetische Mittel C_i und die Standardabweichung s_i über die innerhalb dieser Grenzen liegenden n_i Messwerte C^j gebildet. Ferner wurden auf diese Weise mittlere Dichte, Temperatur und Salzgehalt und deren Standardabweichungen gebildet (siehe Anhang B, Tab. B-1 bis B-6).

Aus der Standardabweichung s_i und der Anzahl der eingehenden Datenpunkte n_i wurde der Mittelwertfehler gebildet:

$$\sigma_i = \frac{s_i}{\sqrt{n_i}} \quad 24$$

Um einzelne „zu kleine“ Mittelwertfehler σ_i aufgrund kleiner n_i aber zufällig fast gleich großer Einzelwerte zu vermeiden, wurde der individuelle Mittelwertfehler σ_i mit einem *mittleren* Mittelwertfehler σ_i^* verglichen und der jeweils größere als „Unsicherheit“ genommen. Dabei wurde eine mittlere Standardabweichung s^* für jeden der vier Tracer aus allen i Schnitten eines Gebietes bzw. einer Wassermasse bestimmt, indem die individuellen Standardabweichungen s_i mit den individuellen Anzahlen von Datenpunkten n_i gewichtet wurden:

$$s^* = \frac{\sum s_i n_i}{\sum n_i} \quad 25$$

Aus dieser mittleren Standardabweichung aus allen Schnitten s^* wurde dann ein auf den individuellen Schnitt i bezogener Mittelwertfehler σ_i^* bestimmt:

$$\sigma_i^* = \frac{s^*}{\sqrt{n_i}} \quad 26$$

Schließlich wurde als „Unsicherheit der Beobachtung“ der individuelle Mittelwertfehler σ_i oder der aus der mittleren Standardabweichungen bestimmte Mittelwertfehler σ_i^* (mit Gl. 25 und Gl. 26) verwendet, welcher der jeweils größere war, d.h.

$$\max \left[\frac{s_i}{\sqrt{n_i}} \text{ oder } \frac{s^*}{\sqrt{n_i}} \right] \quad 27$$

Für die vier relevanten Wassermassen aus der Labradorsee (siehe 5.2.1), die Overflowwasser (5.2.2) sowie uNADW und lNADW im Südatlantik ergeben sich für die beobachteten charakteristischen Tracerkonzentrationen folgende mittlere Unsicherheiten:

	alle [%]	F11+F12 [%]	CCl ₄ [%]	Tritium [%]
LSW	2.8	2.1	2.6	5.7
OW	3.6	2.6	3.1	6.2
UNADW	9.5	9.2	6.9	13.7
LNADW	11.9	10.7	13.8	19.9

Tab. 4-3: Mittlere prozentuale Unsicherheiten der beobachteten Tracerkonzentrationen für LSW (Beobachtungen aus der Labradorsee), Overflow-Wasser (aus der Irmingersee) sowie uNADW und lNADW (Südatlantik). Gemittelt wurde jeweils über die individuellen Mittelwertfehler σ_i oder mittleren Mittelwertfehler $\sigma_i^* = s^*/\sqrt{n_i}$ mit s^* nach Gl. 25 (welcher der jeweils größere ist).

Diese Mittelwertfehler sind deutlich größer als die jeweiligen Messfehler (siehe Kap. 4.1.3), so dass für weitere Fehlerbetrachtungen stets die Mittelwertfehler $\max[\sigma_i, \sigma_i^*]$ (als

Fehlergewichte in Gl. 17 bzw. 21) bzw. die gemittelten Mittelwertfehler aus Tab. 4-3 als „Unsicherheiten“ der Beobachtungen verwendet wurden.

Von den Tritium-Beobachtungen auf AR07e (1994) und A01w (1995) standen nur Kontur-Plots zur Verfügung. Für diese Schnitte konnten mittlere Tritium-Werte nur grob aus den Kontur-Plots abgelesen werden. Die Unsicherheiten wurden entsprechend großzügig abgeschätzt.

4.3 F11-Modellsimulationen: 1/3°-Atlantik-Modell

Die Kieler Modellier-Gruppe von Claus Böning hat für diese Arbeit im Sommer 2003 F11-Simulationen aus ihrem 1/3°-Atlantik-Modell (FLAME) zur Verfügung gestellt. An diese Modell-Simulationen sollen ebenfalls TTDs angepasst und mit den Anpassungen an die realen Tracerbeobachtungen verglichen werden. Mit Hilfe der gewonnenen Parameter könnten dann Modellsimulationen über einen Vergleich der Tracerverteilungen hinaus auch anhand von Transportgrößen – mittleres Alter τ , Altersbreite σ bzw. Péclet-Zahl Pe – überprüft werden, wobei diese Transportgrößen, da sie auf der selben Methode – nämlich TTDs – beruhen, unmittelbar miteinander vergleichbar sind.

Vergleiche von TTDs bzw. deren Parametern aus den realen Beobachtungen (τ oder $u = r/\tau$ und Pe oder k) mit den Mischungskoeffizienten des Modells und mittleren Modell-Geschwindigkeitsfeldern sind jedoch nicht sinnvoll, da sie grundsätzlich unterschiedliche Bedeutungen haben. Die aus den TTDs an reale Beobachtungen bestimmten Geschwindigkeiten und Mischungskoeffizienten sind jeweils abgeleitete Größen, die den gesamten mittleren Tracer-Transfer zwischen Quelle und Beobachtungsort beschreiben, und die mit den lokalen u 's und k 's des Modells nicht kompatibel sind; sie können nur mit den an die Modell-Tracer-Simulationen angepassten TTDs bzw. den daraus abgeleitete Größen $u = r/\tau$ und $k = u r / Pe$ verglichen werden.

Das Modell ist ausführlich beschrieben in Beismann und Redler (2003). Es erstreckt sich von 70°N bis 70°S und vom Westrand des Atlantiks bis 30°O. Vertikal ist das Modell in 45 nicht-äquidistante Schichten unterteilt (10 m nahe der Oberfläche bis 250 m von 2500 m bis max. 5500 m). Die Diffusion ist tiefenabhängig mit 200 m²/s (Oberfläche) bis 50 m²/s (unter 4000 m) parametrisiert. Der F11-Eintrag an der Oberfläche der Labradorsee geschieht im sog. „ungestörten“ Modelllauf mit einer konstanten „Piston-Geschwindigkeit“ von 5.6 cm/h (nach Broecker et al, 1980) und im „gestörten“ Modelllauf mit einer Parametrisierung der Piston-Geschwindigkeit in Abhängigkeit von der aktuellen Windgeschwindigkeit Wanninkhof (1992) folgend, so dass sich klimatische Änderungen (NAO-Index) auf die Wassermassen-Bildung „störend“ auswirken können. Auf dem Nordrand (70°N: Grönlandsee, Norwegensee) werden die Tracerkonzentrationen in den jeweiligen Boxen vorgeschrieben.

In den F11-Modell-Simulationen liegt das uNADW-Maximum etwas tiefer als in den realen Beobachtungen (siehe Abb. 4-7: Vergleich 11°S Beobachtungen von 1994 und Modell-Simulationen der Modelljahre 1988, 1994, 2001 im gestörten Modelllauf). Im Modell sinkt das LSW in der Labradorsee in zu große Tiefen. Ferner existiert kein separates zweites Tracerminimum (INADW) sondern nur ein einziger, zu größeren Tiefen schwächer werdender Tracer-Kern im Randstrom. Ursache dafür sind die auf dem Nordrand vorgeschriebenen Tracer-Konzentrationen für die Wassermassen aus der Grönland- und Norwegensee, aus denen sich das DSOW und ISOW bilden. Es kommt dadurch zu einer Unter-Repräsentation des tiefen Tracermaximums, das vom zu tief liegenden oberen Tracermaximum so sehr

überlagert wird, dass eine scheinbar einheitliche Wassermasse entsteht (Arbeitsgruppe C. Böning, persönliche Mitteilung, 2003). Das Tracermaximum im Randstrombereich ist im Modell durch einen erheblich schärferen Konzentrationsgradienten vom östlichen Teil getrennt (Abb. 4-7).

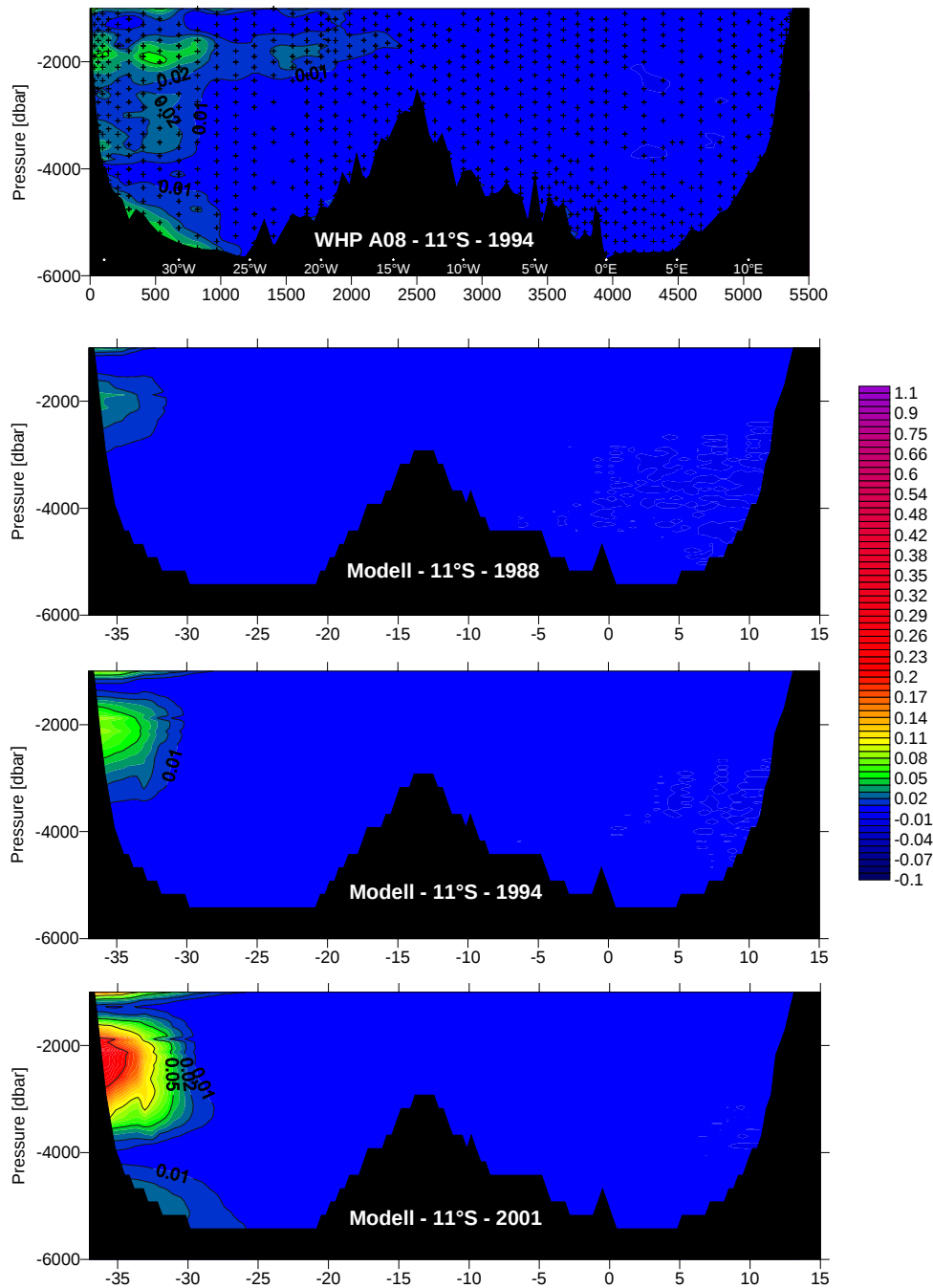


Abb. 4-7: Vergleich der F11-Beobachtungen [pmol/kg] auf 11°S sowie Modellergebnisse für die Jahre 1988, 1994 und 2001 für den gestörten Modelllauf ohne die obersten 1000 m. Die Farbskala ist in allen Fällen die gleiche

Abb. 4-7 zeigt einen Vergleich der F11-Beobachtungen und -Modellersimulationen auf einem zonalen Schnitt bei 11°S (ohne die obersten 1000 m). Im Modell ist zu erkennen, dass nur ein gemeinsames Tracermaximum existiert, dass (1994) von rund 1700 bis 3200 m reicht (0.01 pmol/kg Konturlinie), während die Beobachtungen zwei voneinander getrennte Maxima (uNADW von 1600 bis 2100 m und lNADW von 3200 bis 3800 m) zeigen (siehe auch Abb.

2.5). Das Modell-Tracermaximum reicht vom Rand bis etwa 30°W, wo es in einem scharfen Gradienten vom östlichen Teil des Beckens getrennt ist. Das beobachtete Maximum nimmt langsamer nach Osten ab und ist bis zum MAR bei 15°W zu identifizieren (0.01 pmol/kg Konturlinie).

Uns liegen für den ungestörten und den gestörten Fall Zeitserien von F11 bei 6°N, 11°S und 19°S vor (jeweils die Modelljahre 1958 bis 2001). Diese haben wir in der Schicht maximaler Tracerkonzentration (in diesem Fall also nur im uNADW) im Randstrombereich (wie in 4.2 beschrieben) gemittelt (Abb. 4-8).

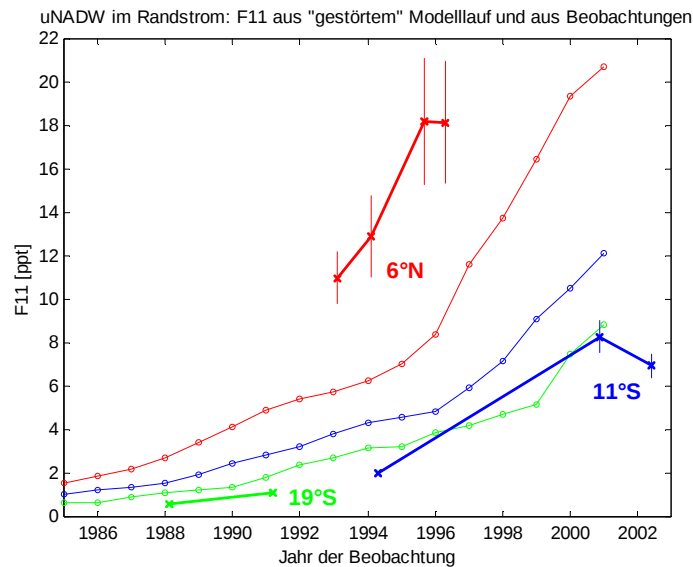


Abb 4-8: F11-Konzentrationen aus dem 1/3°-Modell mit „gestörter“ Randbedingung (o) und beobachtete F11-Konzentrationen (x) im Randstrom bei 6°N (rot), 11°S (blau) und 19°S (grün).

Im Norden sind die Modellkonzentrationen systematisch deutlich niedriger als in den Beobachtungen, weiter südlich werden die Modellkonzentrationen größer als in den Beobachtungen. Die F11-Simulation aus dem ungestörten Modelllauf sind im Mittel um einen Faktor 2 kleiner.

5 Charakteristische Tracer-Verteilungen im Nordatlantik und Tracer-Randbedingungen

Für die Berechnung der Traceralter (Kap. 6) und der TTDs (Kap. 7) müssen die effektiven Tracer-Randbedingungen $C_0^*(t_{\text{obs}})$ bzw. Sättigungen α und $\alpha(t_{\text{obs}})$ aus den Oberflächen-Konzentrationen $C_0(t_{\text{obs}})$ und den Tracer-Beobachtungen in den Quellwassermassen $C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}})$ bestimmt werden (siehe Kap. 3.4). Dazu betrachten wir zunächst die vier relevanten Quellwassermassen im Nordatlantik (uLSW, cLSW, GFZW und DSOW) im Hinblick auf ihre hydrographischen Eigenschaften und Tracer-Verteilungen jeweils einzeln.

Bereits in Kap. 2 haben wir uLSW und cLSW als Quellwassermassen für uNADW sowie GFZW und DSOW als Quellwassermassen für lNADW identifiziert. In Abschnitt 5.2 werden wir aus jeweils uLSW und cLSW sowie aus DSOW und GFZW formale Quellwassermassen „LSW“ für das uNADW bzw. „OW“ für das lNADW im tropischen Atlantik und subtropischen und Südatlantik konstruieren. Für uLSW und cLSW wurden dazu ansatzweise die jeweiligen Tracer-Konzentrationen mit den jeweiligen Schichtdicken gewichtet, um die zeitlich variierenden relativen Beiträge zum Tracer-Export aus der Labradorsee zu berücksichtigen.

Für die Festlegung der Tracer-Randbedingungen (siehe 3.4) stehen Beobachtungen aus den 90er und teilweise aus den 80er Jahren zur Verfügung. Für die Zeiten davor werden die Randbedingungen extrapoliert. Aus einem direkten Vergleich der Tracerbeobachtungen in den konstruierten Quellwassermassen mit den jeweiligen Oberflächen-Konzentrationen bestimmen wir dann in Abschnitt 5.3 mittlere Tracer-Sättigung (siehe Kap. 3.4.2), und mit Hilfe eines einfachen Mischungsmodells (siehe Kap. 3.4.3) in Abschnitt 5.4 eine zeitabhängige Tracer-Sättigung.

5.1 Hydrographische Eigenschaften und Tracer-Verteilungen der Quellwassermassen

Auf dem „AR07“-Schnitt durch die Labradorsee (Karte Abb. 4-2, rosa eingerahmt) hat das uLSW (nach der Definition aus $\sigma_\theta = 27.68 - 27.74$ und dem darin liegenden Tracermaximum, siehe Kap. 4.2.2) eine mittlere potentielle Temperatur von $3^\circ - 3.4^\circ\text{C}$ und einen Salzgehalt von $34.75 - 34.89$; das darunter liegende cLSW (nach der Definition aus $\sigma_\theta = 27.74 - 27.80$ und dem darin liegenden Tracermaximum) ist etwas kälter ($2.7^\circ - 3.1^\circ$) und salzreicher ($34.80 - 34.90$). Beide Wassermassen zeichnen sich jeweils durch ein eigenes relatives TS-Minimum aus, das jeweils zwischen $\sigma_\theta = 27.68 - 27.74$ ($\sigma_{1.5} = 34.55 - 34.68$) bzw. $\sigma_\theta = 27.74 - 27.80$ ($\sigma_{1.5} = 34.65 - 34.73$) liegt (siehe Abb. 5-1).

Bei der Ausbreitung nach Süden erhält das uNADW Zumischungen aus dem Europäischen Mittelmeer (angedeutet durch den Pfeil in Abb. 5-1). Die Dichte von uNADW liegt bei 6°N bei $\sigma_\theta = 27.70$ bis 27.81 ($\sigma_{1.5} = 34.55$ bis 34.68) und nimmt weiter nach Süden zu, so dass die Dichten von uLSW und cLSW allein kein geeignetes Identifizierungs- bzw. Unterscheidungsmerkmal für die Quellwassermasse von uNADW sein kann. Viel mehr müssen beide LSW-Komponenten als Quellen in Betracht gezogen werden.

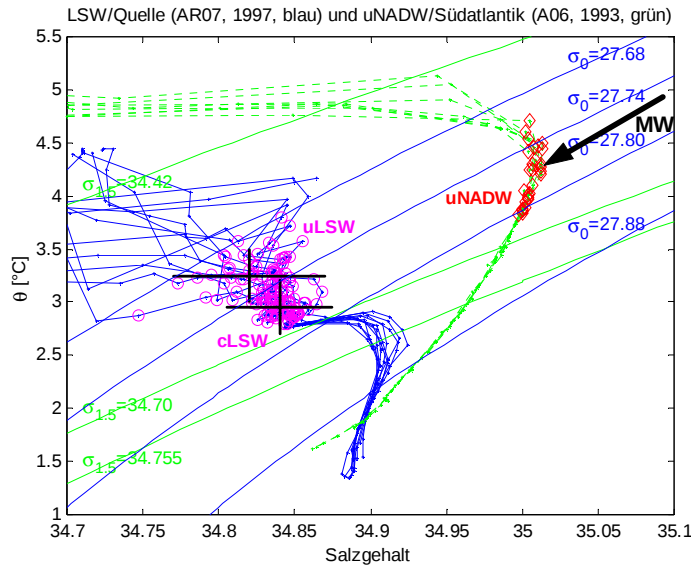


Abb. 5-1: Exemplarische Temperatur-Salz-Profil von Beobachtungen aus der Labradorsee (blau: AR07w/h, 1997) und im Randstrombereich des tropischen Atlantik (grün: A06, 6°N). Rosa hervorgehoben sind Datenpunkte in den Grenzen des uLSW und cLSW (siehe 4.2; die schwarzen Kreuze markieren jeweils mittlere pot. Temperaturen und Salzgehalte $\pm$ Standardabweichung). Rot hervorgehoben sind Datenpunkte in den Grenzen des uNADW. Der Pfeil weist aus der Richtung der Zumischungen aus dem Europäischen Mittelmeer. Die Dichtelinien ($\sigma_{1.5}$ bzw. σ_{θ}) entsprechen den Wassermassen-Definitionen für uLSW und cLSW bzw. uNADW aus Kap. 2.3 (Tab. 2-2 und Tab. 2-3).

Die beiden Overflow-Wässer DSOW und GFZW haben in der Irmingersee potentielle Temperaturen und Salzgehalte von $1.5^{\circ} \pm 0.2^{\circ} \text{ C}$ und 34.88 ± 0.01 (DSOW, nach der Definition aus $\sigma_4 > 45.83$ und dem darin liegenden Tracermaximum) bzw. $2.8^{\circ} \pm 0.2^{\circ} \text{ C}$ und 34.92 ± 0.02 (GFZW, nach der Definition Lage des relativen TS-Maximums). Das DSOW ist gekennzeichnet durch sein relatives TS-Minimum (bei $\sigma_{\theta} \sim 27.88$, $\sigma_4 > 45.90$), während das GFZW durch sein relatives TS-Maximum deutlich eingrenzbar ist (bei $\sigma_{\theta} = 27.80 - 27.88$, $\sigma_4 = 45.72$ bis 45.80), siehe Abb. 5-4.

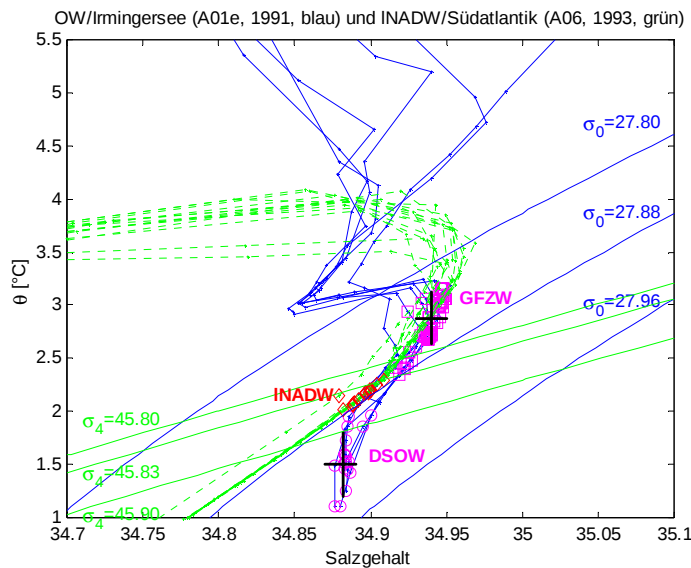


Abb. 5-2: Exemplarische Temperatur-Salz-Profile von Beobachtungen aus der Irmingersee (blau: A01e, 1991) und im Randstrombereich des tropischen Atlantik (grün: A06, 6°N). Rosa hervorgehoben sind Datenpunkte in den Grenzen des GFZW und DSOW (siehe 4.2; die schwarzen Kreuze markieren jeweils mittlere pot. Temperaturen und Salzgehalte $\pm$ Standardabweichung). Rot hervorgehoben sind Datenpunkte in den Grenzen des INADW. Die Dichtelinien (σ_4 bzw. σ_θ) entsprechen den Wassermassen-Definitionen für GFZW und DSOW bzw. INADW aus Kap. 2.3 (Tab. 2-2 und Tab. 2-3).

Die nördlichsten Schnitte in der Irmingersee (65°N) zeigen keine Anwesenheit von GFZW (d.h. es existiert kein charakteristisches TS-Maximum). D.h. nach dem Eindringen in die Irmingersee durch die bei rund 57°N liegende Gibbs-Bruchzone kann das GFZW aufgrund seiner zyklonischen Zirkulation nicht so weit nach Norden gelangen.

In der Labradorsee sind die mittlere Temperatur und der Salzgehalt für DSOW nahezu identisch mit denen aus der Irmingersee. Lediglich die Tiefe nimmt mit zunehmender Entfernung von der Dänemarkstraße zu. Südlich der Dänemarkstraße liegt das DSOW noch zwischen 1500 – 2500 m, in der südlichen Irmingersee ist es bereits auf 2000 – 3500 m abgesunken, und in der Labradorsee liegt es direkt über dem Boden in Tiefen von 2800 bis 3600 m. Während das GFZW in der südlichen Irmingersee noch zwischen 1600 – 2200 m lag, schichtet es sich in der Labradorsee zwischen rund 2000 – 3000 m ein.

Das INADW im Südatlantik hat eine Dichte von $\sigma_4 = 45.85$ bis 45.90 (8°N) und reicht damit in die Dichtebereiche von DSOW und GFZW (Abb. 5-2), hinein. Auch hier müssen beide Overflow-Komponenten als Quellen für INADW in Betracht gezogen werden.

5.1.1 Zeitliche Variation: Schichtdicken und Tracerkonzentrationen

Die Zusammensetzungen der Quellwassermassen zeigen sowohl in hydrographischen als auch in den Tracer-Zusammensetzungen zeitliche Veränderungen (z.B. Sy et al., 1997, Rhein et al., 2002; Stramma et al., 2004). Die Schichtdicken von uLSW und cLSW variieren stark mit der Zeit (siehe Abb. 2-5), während ihre Summe aber annähernd konstant bleibt.

Die folgenden Abbildungen zeigen aus unseren Daten die zeitlichen Variationen der Schichtgrenzen (Abb. 5-3) und mittleren Tracerkonzentrationen (Abb. 5-4) für uLSW und cLSW

in der Labradorsee auf dem „AR07“-Schnitt (siehe Karte Abb. 4-2, rosa eingerahmt). Schichtgrenzen und mittlere Konzentrationen wurden wie in 4.2 beschrieben ermittelt. Zu beachten ist hierbei, dass mit größerer Tiefe die „Unsicherheit“ der Schichtdicke zunimmt, da der Proben-Abstand mit der Wassertiefe größer wird.

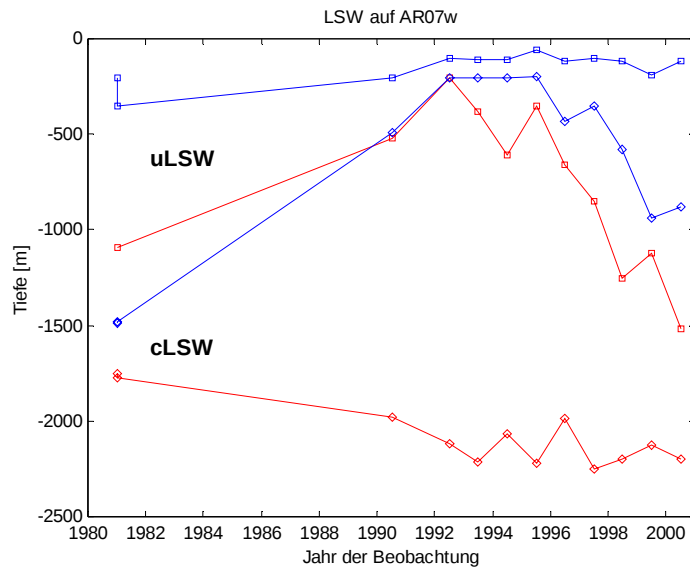


Abb. 5-3: Vertikale Lage von uLSW (Quadrate) und cLSW (Rauten) in der Labradorsee von 1980 bis 2000. Obergrenzen jeweils in blau und Untergrenzen in rot. Die Beobachtungen von 1981 sind allerdings nur Mittelwerte aus 2 Stationen (TT0-NAS Stationen 193, 194).

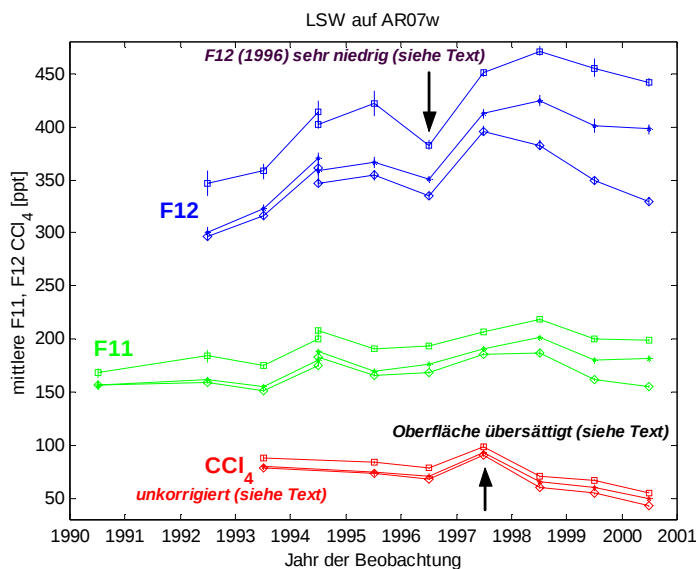


Abb. 5-4: Zeitliche Entwicklung von F11, F12 und CCl_4 in der Labradorsee im uLSW (Quadrate) und cLSW (Rauten). Jeweils dazwischen (Punkte) die Konzentrationen im „LSW“ als Schichtdicken-gewichtetes Mittel über uLSW und cLSW (siehe unten). Die CCl_4 Konzentrationen nehmen über den ganzen Zeitraum (außer 1997) unerklärlicherweise ab, werden weiter nicht verwendet.

Die mittleren FCKW-Konzentrationen in beiden LSW-Fractionen zeigen eine zeitlich nahezu kontinuierliche Entwicklung, die in erster Näherung den zeitlichen Verlauf der Atmosphärenkonzentrationen widerspiegeln (siehe Kap.3, Abb. 3-1). Nach 1998 beginnen sie abzunehmen. Nur CCl_4 nimmt scheinbar über den ganzen Zeitraum ab, was aber an den nicht

rekalibrierten Daten liegen kann (siehe Kap. 4.1.3). Ebenfalls zu Erkennen sind die in Kap. 4.1.3 bereits erwähnten „zu geringen“ F12-Konzentrationen 1996 und die „hohen“ CCl₄-Konzentrationen 1997.

Die Schichtdicken von uLSW (Abb. 5-3) sind in den Jahren 1992 bis 1995 minimal (100 bis 400 m), die von cLSW maximal (1900 bis 2000 m); vergleiche auch Abb. 2-5. Die Tracerkonzentrationen sind in diesem Zeitraum in cLSW rund 13% kleiner als in uLSW. In den Jahren davor und danach ist die cLSW-Schichtdicke deutlich geringer (1990: 1400 m und 1999: 1200 m⁷³) und die uLSW-Schichtdicke maximal; in diesen Phasen ist auch die Tracerkonzentration in cLSW relativ zu uLSW geringer (20% kleiner). Im uLSW streuen die mittleren Temperaturen und Salzgehalte so, dass keine deutlichen zeitlichen Trends festgestellt werden können. Im cLSW sind im Zeitraum 1992 bis 1995 Temperatur und Salzgehalt am kleinsten (2.8°C und 34.83) und nehmen danach kontinuierlich zu (3.05°C und 34.85 im Jahre 2000).

Die Schichtdicke des gesamten LSW-Wasserkörpers (uLSW + cLSW) zeigt einen näherungsweise konstanten zeitlichen Verlauf. Die Obergrenze von uLSW liegt von 1981 bis 2000 bei rund 100 bis 200 m und die Untergrenze von cLSW bei 2000 bis 2200 m, so dass wir von einer mittleren LSW-Gesamtschichtdicke von rund 2000 ± 200 m ausgehen können. Die Untergrenze von uLSW und die Obergrenze von cLSW zeigen die ganze Zeit näherungsweise einen parallelen Verlauf und einen Trend wie oben beschrieben. Dieser Befund deckt sich mit den Beobachtungen von Curry et al. (1998), Rhein et al. (2004) und Kieke et al. (2004, angenommen) (siehe Abb. 2-5 in Kap. 2.1.2).

Die Schichtgrenzen der Overflow-Wasser zeigen eine größere Fluktuation als die der Labradorsee-Wasser, so dass keine systematischen Trends darin nachvollziehbar sind. Die Schichtdicke von DSOW bleibt im Zeitraum 1980 bis 2000 in der Irmingersee und in der Labradorsee annähernd konstant. Lediglich zu Beginn der 80er Jahre scheint die obere DSOW-Grenze in der Labradorsee etwas tiefer zu liegen (unter 3200 m⁷⁴). Auch T und S zeigen für das DSOW keine signifikanten zeitlichen Trends. Die Schichtdicke des GFZW in der Labradorsee scheint während der 90er Jahre leicht zuzunehmen; von 1981 bis 1993 sinkt die GFZW-Untergrenze von 2700 m auf 3200 m ab und die Obergrenze steigt von 2400 m (1981 und 1991) auf 1800 m (1996 und 1997) auf. T und S nehmen über den gesamten Beobachtungszeitraum in beiden Gebieten systematisch ab (vgl. auch Stramma et al., 2004).

Die FCKW-Konzentrationen sind im GFZW deutlich kleiner als in DSOW: im GFZW in der Irmingersee sind sie Mitte der 90er Jahre 50% kleiner und Ende der 90er Jahre bis 40% kleiner; in der Labradorsee sind sie Mitte der 90er Jahre rund 35% kleiner und bis Ende der 90er Jahre 25% kleiner als in DSOW. Offensichtlich werden die Konzentrationsunterschiede in beiden Wassermassen mit zunehmendem Abstand von den Quellen kleiner. Ursache dafür könnte ein zunehmender Austausch zwischen beiden Wassermassen durch Mischung sein.

Die FCKWs nehmen von 1990 bis 1998 in allen vier Quellwassermassen annähernd monoton zu (siehe LSW-Trend in Abb. 5-2), was in erster Näherung den Konzentrationsanstieg in der Atmosphäre widerspiegelt. Nach 1998 nehmen sie vor allem im cLSW wieder ab, was z.T. durch den ab Ende der 90er Jahre stagnierenden (F12) bzw. sogar rückläufigen Anstieg (F11: -3% von 1994 bis 1999) der atmosphärischen Konzentrationen, insbesondere aber durch die ab 1997 nachlassende Erneuerung des cLSW (Schichtdicken von cLSW werden zugunsten

⁷³ 1981 sogar nur 500 m. Dies ist allerdings nur durch zwei einzelne Beobachtung (TTO-NAS Station 193, 194) belegt.

⁷⁴ Auch hierfür liegen nur zwei Stationen von TTO-NAS vor.

von uLSW kleiner) erklärbar ist (vgl. Stramma et al., 2004). Der in allen Wassermassen beobachtete Abnahme-Trend des CCl_4 während der 90er Jahre (außer in den Beobachtungen von 1997, in denen auch starke Übersättigungen im Oberflächenwasser beobachtet wurden, siehe Kap. 4.1.3) ist hingegen durch rückläufige Atmosphärenkonzentrationen (-7% von 1990 bis 1999) oder nachlassende Wassermassenerneuerung nicht nachvollziehbar. Die Zunahme in F11 und F12 bis 1998 widerspricht dem. Zu beachten ist, dass diese CCl_4 -Daten möglicherweise falsch kalibriert oder anderweitig fehlerhaft sind (siehe 4.1.3). Die Tritium-Konzentrationen (nicht dargestellt) sind in erster Näherung für den gesamten Zeitraum konstant.

5.2 Konstruktion der formalen Quellwassermassen

Als Quellwassermassen für uNADW und INADW im tropischen und subtropischen Südatlantik verwenden wir uLSW, cLSW, GFZW und DSOW nicht direkt, sondern konstruieren daraus jeweils charakteristische Misch-Wassermassen. Als Quelle für das obere Tracermaximum (uNADW) konstruieren wir ein an Hand der jeweiligen Schichtdicke gewichtetes „mittleres“ Labradorseewasser (LSW) in der Labradorsee, und für das tiefe Tracermaximum ein „gemischtes“ Overflow-Wasser (OW) in der Irmingersee.

5.2.1 LSW als Quellwasser für uNADW

Maximale Tracerkonzentrationen in der Labradorsee erstrecken sich nahezu homogen über den gesamten uLSW und cLSW einschließenden Dichtebereich von $\sigma_\theta = 27.68 - 27.80$ bzw. $\sigma_{1.5} = 34.42 - 34.70$ und damit den Dichtebereich von uNADW weiter südlich (siehe Kap. 2.3 und Abb. 5-1). Es zeigt sich nur eine schwache Abnahme der Konzentrationen mit der Dichte: Wenn man als Grenze zwischen beiden Wassermassen $\sigma_\theta = 27.74$ annimmt (siehe 2.3), sind die Tracerkonzentrationen im cLSW im Mittel $13\% \pm 4\%$ geringer als im uLSW.

Für das uNADW im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik (obere Tracermaximum, $\sigma_\theta = 27.70 - 27.82$ bzw. $\sigma_{1.5} = 34.53 - 34.68$ bei 6°N und nach Süden zunehmend) müssen daher beide LSW-Fraktionen als Tracerquellen in Betracht gezogen werden. Auf ihrem weiteren Weg nach Süden mischen und verlieren beide LSW-Fraktionen mehr und mehr ihre individuellen Eigenschaften und tragen beide zum oberen Tracermaximum im Südatlantik bei. Als Maß für ihren jeweiligen Beitrag zum Tracer-Export aus der Labradorsee setzen wir ihre jeweilige Schichtdicke in der Labradorsee (Abb. 5-3) an. Je stärker ihre jeweilige Schicht ist, um so mehr Tracer exportieren sie.

Zumischungen aus dem Europäischen Mittelmeer, die die Umkehr des charakteristische TS-Minimums in den beiden LSW-Fraktionen in das TS-Maximum im uNADW erzeugen, werden nicht berücksichtigt. Ausgehend von einem anfänglichen Salzgehalt von rund $S = 37$ und einer potentiellen Temperatur von 13°C beim Ausstrom aus der Straße von Gibraltar und den beobachteten mittleren Salzgehalten und Temperaturen von $34.84/3.2^\circ$ im LSW und $35.0/4.1^\circ$ im uNADW (6°N) genügt für die Umkehr vom TS-Minimum zum -Maximum eine Zumischung von rund 10%. Aufgrund dieses geringen Beitrags zum uNADW sowie des zu erwartenden hohen Alters dieses Beitrags nehmen wir Tracerbeiträge aus dem Mittelmeer als vernachlässigbar an.

Als formale Quellwassermasse (im nachfolgenden „LSW“) für das obere Tracermaximum im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik (uNADW) konstruieren wir somit eine

Mischung aus uLSW und cLSW, indem wir die jeweiligen charakteristischen Tracerkonzentrationen – mit der jeweiligen Schichtdicke gewichtet – für jeden Schnitt addieren:

$$C_{LSW} = \frac{C_{uLSW} \cdot d_{uLSW} + C_{cLSW} \cdot d_{cLSW}}{d_{uLSW} + d_{cLSW}} \quad 28$$

Die getrennte Betrachtung von uLSW und cLSW als einzelne Quellen stellt unter diesen Annahmen lediglich zwei Extreme der gesamten LSW-Quelle dar. Die Konzentrationsunterschiede in beiden Wassermassen sind ferner klein (rund 13%, Abb. 5-4), so dass eine direkte Mittelung über beide Wassermassen praktisch keinen gravierenden Unterschied zu obigem Ansatz (Gl. 28) bedeuten würde. In Abb. 5-4 ist aber auch zu erkennen, dass zu Beginn der 90er Jahre (große cLSW-Präsenz) die so gemittelten LSW-Konzentrationen stärker zu den cLSW-Konzentrationen tendiert, während am Ende der 90er Jahre (nachlassende uLSW-Präsenz) die LSW-Konzentrationen etwa dem Mittel aus uLSW und cLSW entsprechen.

U.a. wird mit dem Ansatz von Gl. 28 ausgeschlossen, dass bei einer direkten Mittelung über den ganzen Bereich möglicherweise unterschiedlich viele Einzelmessungen in uLSW und cLSW eine unerwünschte Verschiebung des Ergebnis zur der stärker beprobten Wassermasse zur Folge hat. Innerhalb jede einzelnen Wassermasse können wir solche Gewichtungseffekte praktisch als vernachlässigbar ansehen, da die einzelnen Wassermassen in ihren Definitionsbereichen (siehe 2.3 und 4.2) relativ homogene Tracerkonzentrationen aufweisen.

5.2.2 OW: Quellwasser für INADW

Der Dichtebereich des INADW im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik (tiefes Tracermaximum, $\sigma_4 = 45.85 - 45.90$) reicht in die Dichtebereiche beider Quellwassermassen DSOW und GFZW hinein (Abb. 5-2). Im Nordatlantik zeichnet sich das DSOW durch ein tiefes, relativ homogenes Tracer-Maximum aus ($\sigma_4 = 45.95 \pm 0.05$), während das darüber liegende GFZW ($\sigma_4 = 45.75 \pm 0.03$ in der Irmingersee bis 45.77 in der Labradorsee) deutlich geringere Tracerkonzentrationen zeigt. Die Tracerkonzentrationen im GFZW sind 50% bis 25% kleiner als im DSOW. Mittelung in jeder Wassermasse für sich kann auch bei räumlich inhomogener Beprobung zu keinen gravierenden Fehlern führen, da jede einzelne Wassermasse innerhalb ihrer Definitionsbereiche (siehe Kap. 4.2) wieder relativ homogen verteilte Konzentrationen zeigt. Eine Mittelung über beide Wassermassen-Fractionen gleichzeitig würde aufgrund möglicher unterschiedlich häufiger Einzelbeprobung⁷⁵ hier aber zu größeren Fehlern führen als beim LSW.

Aus beiden Quellwasser-Fractionen konstruieren wir ein Mischwasser „Overflow-Wasser“ („OW“) als formale Quelle für das INADW. Um die relativen Anteile zu quantifizieren, setzen wir als Parameter jeweils die mittleren potentiellen Temperaturen und Salzgehalte der drei Wassermassen an: Für DSOW und GFZW mit mittleren Werten aus der Irmingersee, für INADW aus dem tropischen Atlantik. Daraus schätzen wir die relativen Anteile und die damit korrelierten Tracerbeiträge von GFZW und DSOW am OW bzw. INADW ab (siehe Tab. 5-1 und Abb. 5-5):

⁷⁵ I.d.R. existieren in den GFZW-Definitionsbereichen (4.2) mehr Einzelmessungen als innerhalb der DSOW-Bereiche. Z.T. liegt das daran, dass die GFZW-Schicht vertikal ausgedehnter ist. Bei Mittelung über beide Bereiche würden die Mittelwerte dadurch zu den kleineren GFZW-Werten verschoben werden.

	pot. Temperatur	Salzgehalt	Beiträge [%]
GFZW	2.82 ± 0.15	34.927 ± 0.015	56 ± 5
DSOW	1.39 ± 0.22	34.873 ± 0.016	44 ± 5
INADW	2.02 ± 0.04	34.901 ± 0.003	100

Tabelle 5-1: Charakteristische Temperaturen und Salzgehalte der Quellwassermassen DSOW und GFZW in der Irmingersee und Zielwassermasse INADW im tropischen Atlantik. Die Fehler für die potentiellen Temperaturen und Salzgehalte sind Standardabweichungen. Die Fehler für die Beiträge wurden abgeschätzt durch Einsetzen der Fehler von T und S abgeschätzt.

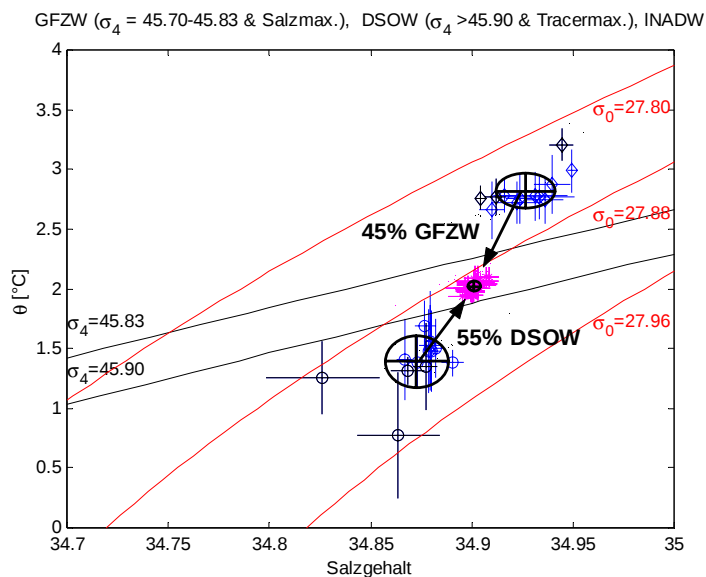


Abb. 5-5: Mischungsdiagramm für INADW aus DSOW (Kreise) und GFZW (Rauten). Die mittlerer Temperaturen und Salzgehalte der Quellwassermassen stammen aus der Irmingersee (schwarz = nördliche, blau = südliche Irmingersee, dargestellt sind Mittelwert und Fehlerkreuze für jeden einzelnen Schnitt). Die Ellipsen markieren jeweils Mittelwerte und Standardabweichungen aus allen DSOW- und GFZW-Schnitten. Rosa sind mittlere Temperaturen und Salzgehalte von INADW für jeden Schnitt im tropischen Atlantik im Randstrombereich.

Die Zielwassermasse INADW liegt dabei fast exakt auf der Mischungsgeraden zwischen GFZW und DSOW, und es ergibt sich eine Mischung von 56% DSOW und 44% GFZW (Tab. 5-1). Führt man die selbe Rechnung für Werte von DSOW und GFZW in der Labradorsee durch, erhält man eine Mischung von 53% DSOW und 47% GFZW. Den Fehler von jeweils $\pm 5\%$ haben wir durch Einsetzen der Fehler für T und S abgeschätzt..

Wir setzen für spätere Rechnungen als Quelle für INADW:

$$C_{OW} = 55\% C_{DSOW} + 45\% C_{GFZW} \quad 29$$

mit einem jeweils geschätzten Fehler von $\pm 5\%$.

Smethie (1993) schätzt für das tiefe Tracermaximum im DWBC Beiträge von rund 1/3 DSOW und 2/3 GFZW ab, wobei wegen der deutlich größeren Konzentrationen im DSOW 80% der Tracermenge aus dieser Wassermasse beigetragen wird. Dabei definiert Smethie als DSOW-Quelle allerdings das nördlich der Dänemarkstraße lokalisierte AIW (in der zentralen Islandsee) mit deutlich niedrigeren Temperaturen und Salzgehalten ($\sim 0.5^\circ\text{C}$ und 34.80),

während „unser“ DSOW weiter südlich (südlich der Dänemarkstraße in der Irmingersee) definiert ist. Ferner stammen Smethies Quellwassermassen-Parameter aus einem engen Zeitraum von 1981 bis 1982 (TTO-NAS und Hudson82-001). Die Werte des INADW (OCE 134, 1983 und WBEX, 1986) stammen aus der Schelfregion zwischen 44°N und 32°N und liegen damit ebenfalls weiter nördlich als unser INADW im tropischen Atlantik; die Größen T und S stimmen jedoch sehr gut mit unseren überein, was eine geringe räumliche und zeitliche Variabilität der OW- bzw. INADW-Eigenschaften belegt.

5.3 Konstante Randbedingung: mittlere Sättigungen

Für die konstruierten Quellwassermassen LSW und OW bestimmen wir für jeden Tracer (F11, F12, CCl₄ und Tritium) und zunächst für jeden Schnitt einzeln eine Sättigung α aus dem Verhältnis der im Ozeaninneren beobachteten Tracerkonzentrationen $C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}})$ und den entsprechenden Oberflächen-Konzentrationen $C_0(t_{\text{obs}})$ (siehe Abb. 3-1) (siehe Kap. 3.4.2, Gleichung 19 bzw. 19a).

Die zeitlichen Entwicklungen der Sättigungen α von F11, F12 und CCl₄ in LSW sowie in uLSW und cLSW auf dem AR07-Schnitt (rosa eingrahmt in Abb. 4-2) sind in Abb. 5-6 dargestellt. Die jeweiligen Fehler der Sättigungen sind aus den Unsicherheiten der Tracer-Beobachtungen abgeschätzt worden.

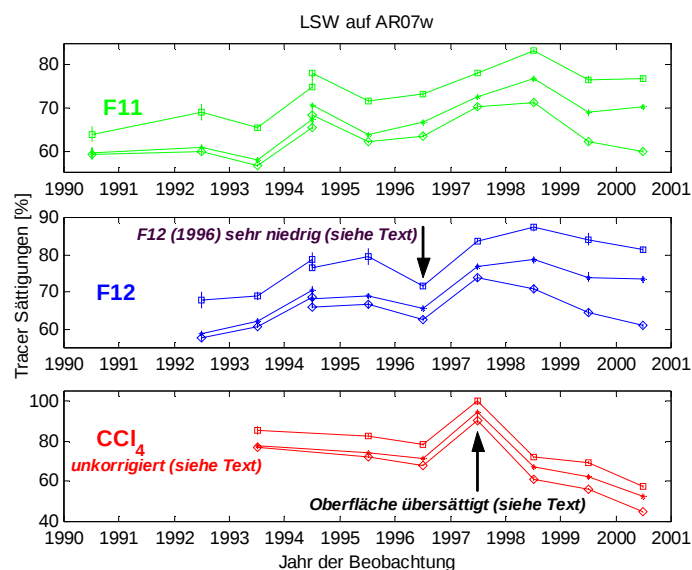


Abb. 5-6: Zeitliche Entwicklung der Tracersättigungen $\alpha = C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}})/C_0(t_{\text{obs}})$ in der Labradorsee (AR07-Schnitte) für uLSW (Quadrate), cLSW (Rauten) und für das formale Mischwasser LSW (Punkte).

Für die vier Tracer ergeben sich daraus über den gesamten Zeitraum (für CCl₄ nur bis einschließlich 1998) fehlergewichtete mittlere Sättigungen für LSW sowie für uLSW und cLSW:

Tracer	cLSW Sättigung [%]	LSW Sättigung [%]	uLSW Sättigung [%]
F11	$65 \pm 1 \pm 1$	$68 \pm 1 \pm 2$	$76 \pm 2 \pm 2$
F12	$68 \pm 1 \pm 2$	$71 \pm 1 \pm 2$	$81 \pm 3 \pm 2$
CCl₄	$74 \pm 1 \pm 5$	$78 \pm 2 \pm 5$	$84 \pm 4 \pm 5$
Tritium	$93 \pm 5 \pm 1$	$97 \pm 5 \pm 1$	$107 \pm 5 \pm 2$

Tabelle 5-2: Mittlere Tracer-Sättigungen im LSW sowie im uLSW und cLSW. Diese mittleren Sättigungen sind aus den jeweils fehlergewichteten Einzel-Sättigungen $C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}})/C_0(t_{\text{obs}})$ auf AR07 bestimmt. Der erste Fehler bezieht sich jeweils auf die Unsicherheiten der Tracer-Beobachtungen, der zweite Fehler ist der Fehler des Mittelwerts.

Die Fehler aus den Unsicherheiten der Beobachtungen sind relativ klein. Größer sind die Mittelwertfehler von F11, F12 und CCl₄. Ursache dafür ist letztlich die systematische Zunahme der FCKW-Sättigungen, d.h. die Annahme einer näherungsweise zeitlich konstanten Sättigung, bzw. die unrealistische Abnahme der CCl₄-Sättigungen. Die beobachteten Tritium-Sättigungen innerhalb der 90er Jahre sind näherungsweise konstant, so dass deren Mittelwertfehler klein sind.

Für das LSW setzen wir im Folgenden als mittlere Sättigungen rund

LSW: mittleres α		
$\alpha_{\text{F11}} = \alpha_{\text{F12}}$	=	70 %
α_{CCl_4}	=	80 %
α_{Tritium}	=	100 %

Die regionale Korrektur von Tritium relativ zu den Referenz-Werten (Tr_{korrt}) muss hier nicht berücksichtigt werden, da sie als konstanter Faktor in α_{Tritium} enthalten ist.

Für OW sowie GFZW und DSOW ergeben sich für die vier Tracer über den gesamten Zeitraum (für CCl₄ wieder nur bis einschließlich 1998) fehlergewichtete mittlere Sättigungen:

Tracer	GFZW Sättigung [%]	Sättigung [%]	DSOW Sättigung [%]
		0.45 GFZW + 0.55 DSOW	
F11	$30 \pm 1 \pm 2$	$44 \pm 1 \pm 2$	$56 \pm 1 \pm 2$
F12	$30 \pm 1 \pm 2$	$43 \pm 1 \pm 2$	$55 \pm 2 \pm 2$
CCl₄	$37 \pm 2 \pm 3$	$46 \pm 2 \pm 4$	$64 \pm 2 \pm 4$
Tritium	$33 \pm 4 \pm 4$	$58 \pm 4 \pm 3$	$75 \pm 3 \pm 2$

Tabelle 5-3: Mittlere Tracer-Sättigungen im OW sowie im GFZW und DSOW. Diese mittleren Sättigungen sind aus den jeweils fehlergewichteten Einzel-Sättigungen $C_{\text{obs}}(t_{\text{obs}})/C_0(t_{\text{obs}})$ auf AR07 bestimmt. Der erste Fehler bezieht sich jeweils auf die Unsicherheiten der Tracer-Beobachtungen, der zweite Fehler ist der Fehler des Mittelwerts.

Auch hier sind aus den selben Gründen wie beim LSW für die FCKWs sowie CCl₄ die Fehler der Mittelwerte größer als die Fehler aus den Unsicherheiten der Beobachtungen. Die Tracer-Sättigungen im OW in der Labradorsee unterscheiden sich nicht signifikant von denen in der Irmingersee, obwohl eine Distanz von rund 2000 km zwischen beiden Gebieten liegt.

Für das OW setzen wir als mittlere Sättigungen rund

OW: mittleres α		
$\alpha_{F11} = \alpha_{F12}$	=	45%
α_{CCl_4}	=	45%
$\alpha_{Tritium}$	=	60%

Bemerkenswert ist, dass die Verhältnisse $\alpha_{F11}:\alpha_{F12}:\alpha_{CCl_4}:\alpha_{Tritium}$ der mittleren Sättigungen im Rahmen ihrer Unsicherheiten für LSW und OW identisch sind, die Sättigungen der Tracer im OW sind lediglich absolut rund 1/3 kleiner als im LSW.

Smethie et al. (2000) schätzen mittlere FCKW-Sättigungen von 70% für uLSW, 60% für cLSW und 60% bis 75% für DSOW (70% unmittelbar in der Dänemarkstraße). Unsere Sättigungen für die LSW-Fraktionen sind jeweils etwas höher als Smethies, was an der anderen Wassermassen-Definition aus Dichteintervall und Tracermaximum und den daraus folgenden etwas höheren Tracerkonzentrationen liegen könnte. Unsere DSOW-Sättigungen sind niedriger als die von Smethie et al., da wir unsere Quelle etwas weiter südlich lokalisieren und dem OW in der Irmingersee mehr tracerarmes Wasser zugemischt werden konnte. Rhein et al. (2002) schätzen für LSW eine FCKW-Oberflächensättigung (vor der Konvektion) von rund 80% plus weitere 5% aus dem Gasaustausch unmittelbar während der Konvektion. Nach der Konvektion beträgt die Sättigung dann nur noch 40% bis 60%. Steinfeld und Rhein (2004) verwenden für die FCKWs für alle Wassermassen die selbe Sättigung von 60%.

5.4 Zeitabhängige Randbedingung

Wie schon in Kap. 3.4 ausgeführt, repräsentieren die beobachteten zeitlichen Entwicklungen der Tracer F11, F12, CCl_4 und Tritium in den Quellwassermassen (vgl. Abb. 5-4) nur annähernd den zeitlichen Verlauf der Atmosphären- bzw. Oberflächenkonzentrationen $C_0(t_{obs})$ (Abb. 3-1). Die Tracer-Sättigungen in LSW und OW zeigen systematische Trends (siehe FCKWs in Abb. 5-6). Mit der zeitlich konstanten (mittleren) Sättigung α sind die beobachteten Einzelsättigungen in den Quellwassermassen daher nicht vollständig zu erklären. Ein Hinweis darauf sind die Mittelwertfehler der mittelwerten Sättigungen (Tab. 5-2 und 5-3), die aus den zeitlichen Trends in den dort als konstant angenommenen Sättigungen resultieren. Die FCKW-Sättigungen nehmen während der 90er Jahre zu (von rund 60% auf fast 80%), was bei Berücksichtigung von Mischungsbeiträgen von Wasser aus den Vorjahren zur frisch konvektiertem Wasser zu erwarten ist.

Zur Bestimmung der zeitabhängigen Tracer-Randbedingung sind nach Gl. 20 (Kap. 3.4.3) der Anteil der direkt erneuerten Komponente β und die Abklingzeit τ_0 der zugemischten Beiträge aus den Vorjahren an die Tracer-Beobachtungen anzupassen. Wegen der wahrscheinlichen Fragwürdigkeit der CCl_4 -Beobachtungen (siehe oben und 4.1.3) wird CCl_4 hier nicht verwendet. Die zeitabhängige Sättigung $\alpha(t; \beta, \tau_0)$ nach Gl. 20 bzw. 20a gilt aber für alle Tracer gleichzeitig und somit auch für CCl_4 . Daher werden wir die Parameter β und τ_0 nur an die Beobachtungen von F11, F12 und Tritium anpassen. Dabei muss hier die regionale Tritium-Korrektur Tr_{kor} berücksichtigt werden. Für Tr_{kor} wird zunächst durch Beobachtungen im Oberflächenwasser in den entsprechenden Regionen eine Obergrenze abgeschätzt.

Der interne CCl_4 -Verlust kann wegen der Fragwürdigkeit der Beobachtungen im Nordatlantik nicht direkt angepasst werden, sondern wird später (Kap. 7) aus den südlichen Beobachtungen abgeschätzt.

5.4.1 Lokale Tritium-Oberflächen-Korrektur

Dreisigacker und Roethers (1978) Tritium-Oberflächenkonzentrationen beziehen sich auf den Nordatlantik zwischen 20° und 60°N . Die Tritium-Oberflächenkonzentrationen von Doney und Jenkins (1988) beziehen sich auf eine Referenzbreite von 35°N . Die beobachteten Konzentrationen in der Oberfläche nehmen von dort relativ zu den Referenzwerten systematisch nach Norden zu. Anhand von TTO-Tritium-Daten haben sie eine meridionale Abhängigkeit der Tritium-Oberflächenkonzentrationen abgeschätzt: relativ zur Referenzbreite ergibt sich bei 55°N eine Überhöhung von rund 115% (im Rahmen der Unsicherheiten max. 125%). Diese Abschätzung bezieht sich allerdings vor allem auf Beobachtungen aus dem östlichen Nordatlantik. Aus früheren Beobachtungen (1965 bis 1966) aus dem östlichen Atlantik zeigen Münnich und Roether (1967) maximale Oberflächenkonzentrationen von Tritium bei 35°N sowie abnehmende Tritium-Konzentrationen im Oberflächenwasser nach Norden (rund -15% von 50°N bis 60°N).

Diese Überhöhung der Tritium-Oberflächenwerte – relativ zur Referenzbreite – zeigt sich auch in den Beobachtungen aus der Labradorsee.

Jahr	Tritium [TU]	Sättigung [%]	Bemerkung
1972 – GEOSECS	8.51 ± 0.23	115 ± 3	1 Messpunkte östlich der Labradorsee
1981 – TTO-NAS	5.60 ± 0.42	145 ± 10	2 Messpunkte
1992 – AR07c	2.26 ± 0.12	108 ± 6	
1993 – AR07d	2.93 ± 0.28	148 ± 14	
1994 – AR07e	2.10 ± 0.20	112 ± 12	aus Kontur-Plot geschätzt
1994 – A01ew	2.47 ± 0.10	134 ± 5	
1995 – A01w	2.00 ± 0.20	113 ± 11	aus Kontur-Plot geschätzt
Mittelwert		122 ± 8	fehlergewichtetes Mittel

Tabelle 5-4: Tritium Oberflächenwasser-Sättigungen in der Labradorsee (AR07-Schnitt). Aus den Unsicherheiten der Tritiumbeobachtungen wurden Fehler der Sättigung abgeschätzt.

Der fehlergewichtete Mittelwert für die Labradorsee liegt in der selben Größenordnung wie der meridionale Trend von Doney und Jenkins (1988) auf der selben geographischen Breite. Weiter nach Norden nehmen laut Münnich und Roether (1967) die Tritiumkonzentrationen im Oberflächenwasser relativ zum Maximum bei 35°N ab, so dass die Überhöhungen relativ zu den Referenz-Werten in den Quellgebieten von DSOW und ISOW eher niedriger einzuschätzen sind.

Das effektive Tr_{kor} ist jedoch sicher kleiner anzunehmen. Tritium wird während der Konvektion praktisch nicht aus der Atmosphäre nachgeliefert, während die FCKWs und CCl_4 beständig dem Gleichgewicht zustreben. Die Einstellzeit für FCKW und CCl_4 beträgt für die Deckschicht nur einige Wochen (siehe Kap. 3.4.1). Wenn während der Konvektion FCKWs in die Tiefe transferiert werden und die Konzentration in der Oberfläche durch Mischung mit dem darunter liegenden (älteren) Wasser abnehmen, wird dieses Defizit eher wieder

ausgeglichen, da das Oberflächenwasser in Richtung Gleichgewicht mit der Atmosphäre strebt⁷⁶. Wird während der Konvektion Tritium aus der Oberfläche in die Tiefe transferiert, wird das resultierende Defizit in der Oberfläche nicht ausgeglichen, da die Tritium-Nachlieferung aus der Atmosphäre langsam erfolgt.

5.4.2 Anpassen der Parameter an die Beobachtungen im Ozeaninneren

Die Parameter β , τ_0 und Tr_{kor} der zeitabhängigen Randbedingung (Gl. 20) bzw. der Sättigungsfunktion $\alpha(t_{\text{obs}})$ (Gl. 20a) werden an die FCKW- und Tritium-Beobachtungen aus der Labradorsee bzw. aus Irmingersee durch Minimierung von Gl. 21 angepasst. CCl_4 wird wegen der Fragwürdigkeit der Messungen (siehe 4.1.3) hierzu nicht verwendet. Da es hier explizit auf die zeitliche Entwicklung der Tracer-Konzentrationen bzw. Sättigungen ankommt, werden für LSW nur Beobachtungen unmittelbar auf dem AR07-Schnitt verwendet, um Über-Gewichtungen einzelner Jahrgänge durch zeitgleiche parallele Schnitte zu vermeiden. Da in der Irmingersee keine vergleichbar vollständige Zeitreihe wie der AR07-Schnitt in der Labradorsee vorliegt, werden alle Schnitt aus der Irmingersee verwendet, und zeitgleiche Schnitte entsprechend abgewichtet: von 1981 existieren vier Beobachtungen: Gewichtung mit je $\frac{1}{2}$; und von 1997 existieren acht Beobachtungen: Gewichtung mit je $\frac{1}{4}$.⁷⁷

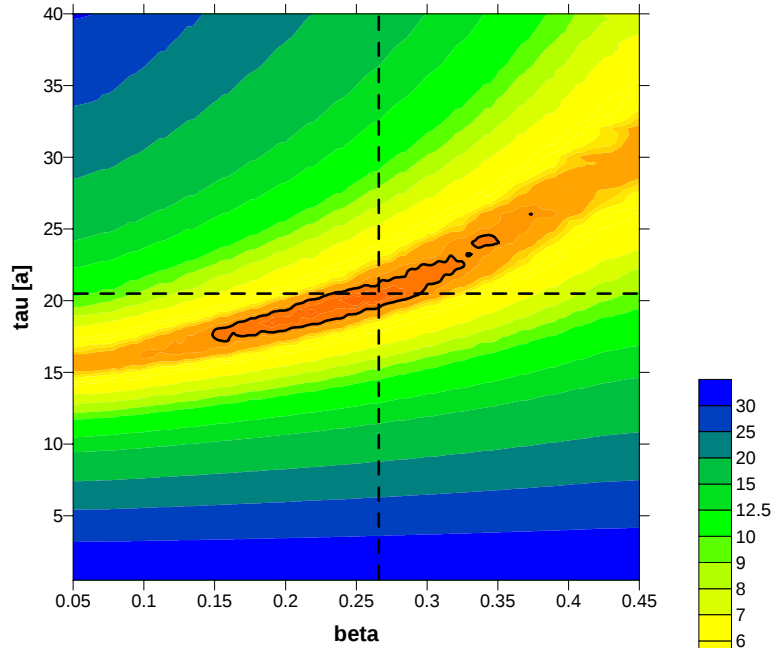
5.4.2.1 LSW

Beim Anpassen von $\alpha(t_{\text{obs}})$ an die Beobachtungen zeigt sich eine starke Korrelation der Parameter, insbesondere von β und τ_0 (siehe Abb. 5-7). Relativ große (junge und tracerreiche) direkte Anteile β werden dabei durch relativ große Abklingzeiten τ_0 und damit große (alte und tracerarme) Beiträge ausgeglichen, um die beobachtete scheinbaren Sättigungen zu erzeugen, und umgekehrt. Dabei gibt zwar eine eindeutige Lösung (d.h. ein eindeutiges Minimum der Fehlersummen ζ (Gl. 21)), nämlich $\beta = 0.265$, $\tau_0 = 20.5$ Jahre und $Tr_{\text{kor}} = 1.11$. Aber innerhalb eines Toleranzbereichs von ζ_{min} bis $\zeta_{\text{min}} + 5\%$ (schwarze Isolinien in Abb. 5-7; $\zeta_{\text{min}} = 4.65$) beträgt der Korrelationskoeffizient für β und τ_0 rund 0.93, und $\beta = 0.15$ bis 0.35 und $\tau_0 = 17$ bis 25 Jahre sind darin gültige Lösungen.

⁷⁶ Rhein et al. (2002) schätzen z.B. als effektive Sättigung für LSW eine Oberflächensättigung von 80% vor der Konvektion plus einen unmittelbaren Beitrag aus dem Gasaustausch während der Konvektion von 5%.

⁷⁷ Eine solche Gewichtung wird für die Anpassungen der TTDs in Kap. 7 nicht durchgeführt (siehe Kap. 3.3.2). Die für die Anpassung der TTDs im Südatlantik verwendeten Schnitte zeigen keine Häufungen einzelner Jahrgänge am selben Ort.

Fehlersumme fit LSW (regionale Tritium-Korrektur = 1.11)



Fehlersumme fit LSW (direkter Anteil beta = 0.25)

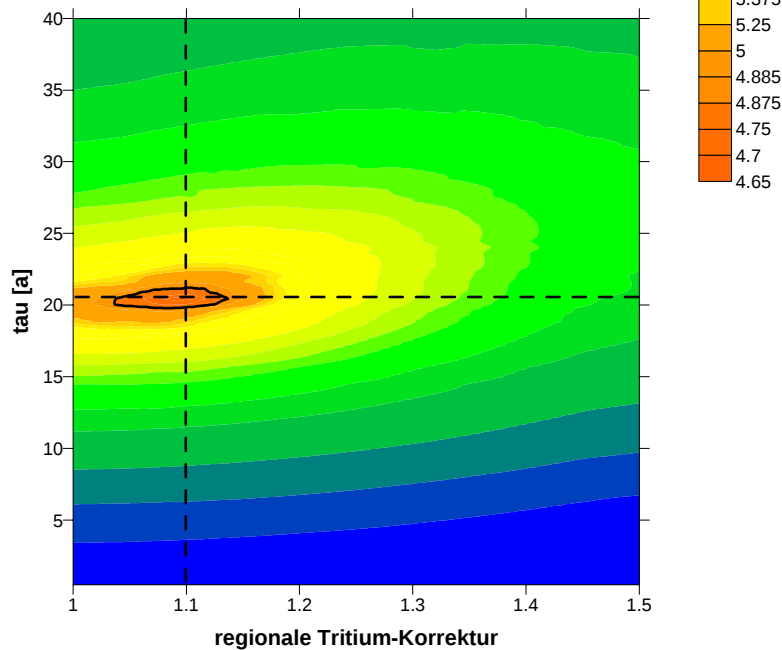


Abb. 5-7: Konturierung der Fehlersummen ζ (Gl. 21) für systematisch variierende Parameter τ_0 und β ($Tr_{korr} = 1.11 = \text{const.}$) bzw. τ_0 und Tr_{korr} ($\beta = 0.25 = \text{const.}$) für LSW. Die schwarzen Konturlinien sind jeweils die 5%-Toleranz vom Minimum ($\zeta_{\min} = 4.65$, $\zeta = \zeta_{\min} + 5\%$). Die gestrichelten Geraden schneiden sich jeweils im Minimum bei $\tau_0 = 20.5$ a und $\beta = 0.265$ bzw. $Tr_{korr} = 1.10$.

Ist die Bildungsrate und das gesamte Anfangs-Volumen einer Wassermasse (Fläche der gesamten für die Konvektion zur Verfügung stehenden Fläche mal deren Schichtdicke) bekannt, kann man daraus den direkt erneuerten Anteil β abschätzen. Um eine Vergleichbarkeit des Ansatzes zu gewährleisten, soll sich diese Bildungsrate und das Konvektions-Volumen ebenfalls auf Tracer-Beobachtungen beziehen. Ferner sollen hier nur langzeitliche Mittelwerte berücksichtigt werden. Wir setzen daher die Abschätzungen mittlerer Bildungs-raten aus Tracer-Inventaren von Smethie und Fine (2001) bzw. Rhein et al. (2002) an.

Rhein et al. (2002) schätzen für „LSW“ ($\sigma_\theta = 27.74 - 27.80$, also cLSW entsprechend) aus dem FCKW-Inventar für 1997 eine mittlere Bildungsrate von 5 Sv ab. Das entspricht über ein ganzes Jahr einem Volumen von $1.6 \times 10^{14} \text{ m}^3$. Die Konvektionsfläche in der Labradorsee schätzen sie ab mit $3 \times 10^5 \text{ km}^2$ (entspr. einem Kreis mit $r = 310 \text{ km}$, siehe schwarze Ellipse in Abb. 5-8). Diese Fläche entspricht auch einer Abschätzung von Lilly et al. (1999), die ein Konvektionsgebiet von 500 km mal 600 km angeben. Bei einer mittleren cLSW-Schichtdicke von $1800 \pm 100 \text{ m}$ (eigene Abschätzung für 1997, siehe Abb. 5-3) folgt daraus ein direkt erneuerter Anteil von $\beta = 0.29 \pm 0.02$.

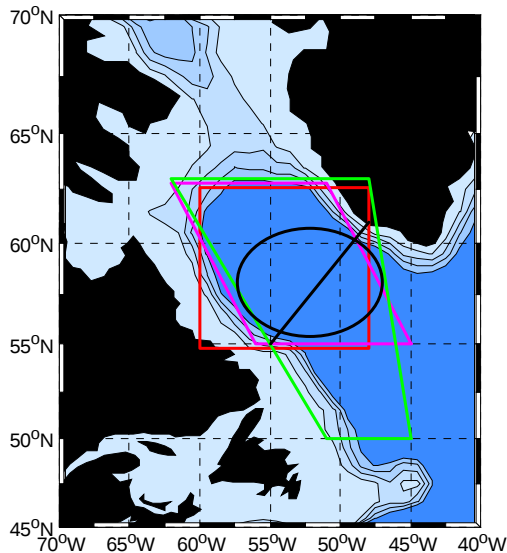


Abb. 5-8: Karte Labradorsee. Schwarze, diagonale gerade = AR07-Schnitt. Eingezeichnete Figuren sind angenommene Konvektionsgebiete (siehe Text).

Eine eigene Abschätzung ergibt für den Konvektionsbereich in der Labradorsee eine Fläche von 5.6 bzw. $6.1 \times 10^{11} \text{ km}^2$ (Abb. 5-8, rotes Quadrat bzw. rosa Parallelogramm) und eine mittlere Schichtdicke von $2000 \pm 100 \text{ m}$ (entspr. Abb. 5-3). Smethie geben (aus FCKW-Inventaren abgeschätzte) mittlere Bildungsraten von 2.2 Sv für uLSW sowie weitere 7.4 Sv für cLSW (entsprechend 9.6 Sv LSW) an. Daraus folgt ein direkt erneuerter Anteil $\beta = 0.26 \pm 0.03$. Kieke (persönliche Mitteilung, 2004) rechnet sogar mit einem noch größeren Konvektionsgebiet ($10 \times 10^{11} \text{ km}^2$, Abb. 5-8, grünes Viereck, schematisch⁷⁸), was einen geringeren direkten Beitrag β ergeben würde.

Wir setzen den direkt erneuerten Anteil β von LSW auf rund 0.25 ± 0.05 . Dann folgen für die Abklingzeit τ_0 und 20 ± 2 Jahre und für die regionale Tritium-Korrektur $\text{Tr}_{\text{kor}} = 1.10 \pm 0.02$. Daraus ergeben sich Sättigungsverläufe $\alpha(t_{\text{obs}})$ (Gl. 20a) für die vier Tracer, wie sie Abb. 5-9 und 5-10 dargestellt sind.

⁷⁸ Das Konvektionsgebiet liegt nördlich von 50°N, westlich von 45°W und erfasst alle Bereiche mit Wassertiefen $> 500 \text{ m}$.

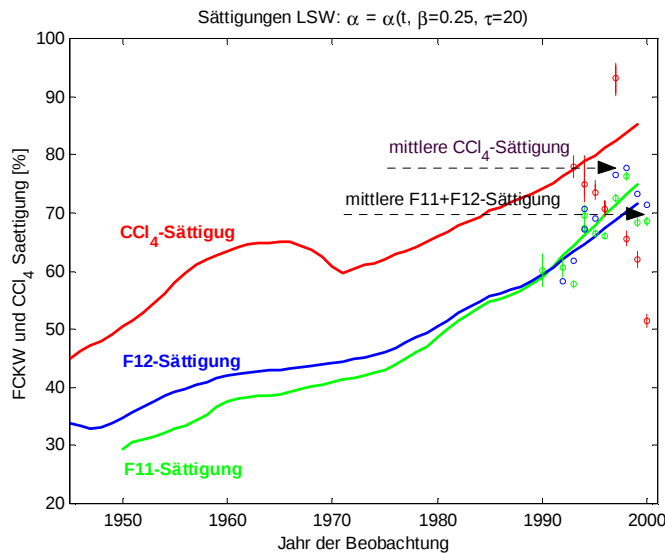


Abb. 5-9: Zeitabhängige Sättigungen für F11, F12, CCl₄ mit $\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20a$. Die offenen Kreise sind die beobachteten Sättigungen im LSW. Die gestrichelten Pfeile zeigen die mittleren (konstanten) Tracer-Sättigungen α aus Kap. 5.3.

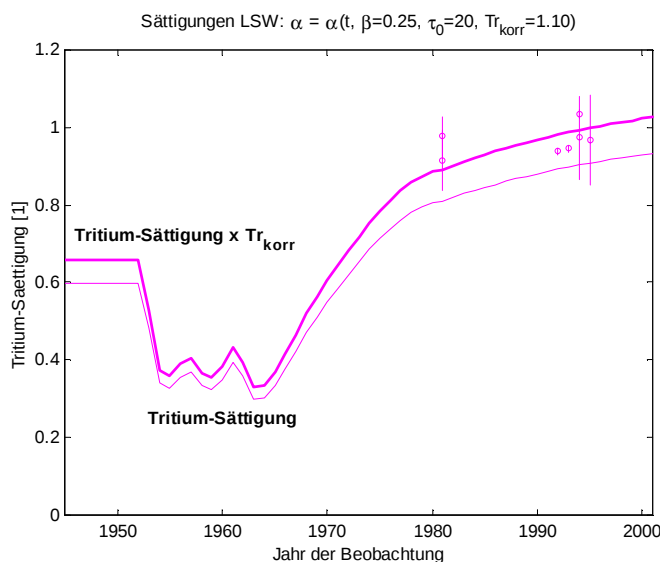


Abb. 5-10: Zeitabhängige Sättigungen für Tritium mit $\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20a$ (dünne Kurve). Die lokale Tritium-Korrektur $Tr_{korr} = 1.10$ verschiebt die Sättigung nach oben (dicke Kurve). Die offenen Kreise sind die beobachteten Sättigungen im LSW.

Die Abbildungen 5-9 und 5-10 zeigen die Verläufe der theoretischen FCKW-, CCl₄- und Tritiumsättigungen für $\beta = 0.25$, $\tau = 20$ Jahre und $Tr_{korr} = 1.10$ gegen die Zeit. Ab Mitte der 90er Jahre entspricht die Sättigung $\alpha(t_{obs})$ ungefähr der mittleren konstanten Sättigung α (siehe oben, Tab. 5-3). Die Sättigungsverläufe des Modells $\alpha(t_{obs})$ entsprechen den Beobachtungen von F11, F12 und Tritium. Die Sättigungsverläufe $\alpha(t_{obs})$ von F11, F12 und CCl₄ nehmen mit der Zeit systematisch zu. Bemerkenswert ist der Verlauf der Tritium-Sättigung: Während des Bomben-Peaks (60er Jahre, vgl. Abb. 3-1 und 3-7), d.h. während der Zeit der höchsten Konzentrationen und kurz davor (während des steilen Anstiegs der Oberflächenkonzentrationen zu Beginn der Test-Phase) sind die Sättigungen minimal. In der Vor-Bombenära sind die Sättigungen konstant, da auch die Oberflächenkonzentrationen zeitlich davor konstant angenommen werden (0.2 TU, Dreisigacker und Roether, 1978).

5.4.2.2 OW-Wasser

Für das Overflowwasser ist eine Abschätzung des direkt erneuerten Anteils β aus Bildungsrate und Konvektionsflächen nicht durchführbar. Einerseits handelt es sich um zwei an verschiedenen Orten gebildete Fraktionen (DSOW in der Grönlandsee und GFZW in der Norwegensee plus Zumischungen nach dem Überströmen des Island-Schottland-Rückens, siehe 2.1.1). Ferner sind die Bildungsgebiete und Schichtdicken der ursprünglichen Quellwassermassen nicht lokalisierbar und eingrenzbar wie für die beiden in der Labradorsee gebildeten LSW-Fraktionen. Das DSOW wird nicht unmittelbar durch Konvektion gebildet sondern durch Mischung aus Zwischenwassern (siehe Kap. 2.1.1). Da die zur Bestimmung der Parameter β , τ_0 und Tr_{kor} vorliegenden Beobachtungen weit entfernt von den DSOW- und GFZW-Quellen in der Irmingersee liegen und DSOW und GFZW auf dem Weg dorthin weitere Zumischungen erhalten, können wir nur sagen, dass der direkte Anteil β deutlich kleiner als beim LSW (0.25) sein muss.

Bei einer gleichzeitigen Anpassung von β , τ_0 und Tr_{kor} an alle verfügbaren Beobachtungen aus der Irmingersee (F11, F12, Tritium) erhält man $\beta = 0.04$, $\tau_0 = 33$ Jahre und $Tr_{kor} = 1.02$. Über einen Bereich ζ_{min} bis $\zeta_{min} + 5\%$ sind $\beta = 0.03$ bis 0.06 und $\tau_0 = 32$ bis 35 gültige Lösungen (für gesetzt $Tr_{kor} = 1.02 = const.$). Für größere β werden auf Grund der Korrelation auch τ_0 und Tr_{kor} größer. Als gerundete Werte unterscheiden wir im Folgenden zwei Fälle: Fall a) mit $\beta = 0.05$, $\tau_0 = 34$ Jahre und $Tr_{kor} = 1.02$ als Referenz und als eine obere Abschätzung Fall b) mit $\beta = 0.10$, $\tau_0 = 39$ und $Tr_{kor} = 1.06$.

5.4.3 Interner Verlust von CCl_4

Die Gültigkeit von CCl_4 als zeitlich stabiler Tracer ist eingeschränkt, da CCl_4 im Ozeaninneren durch bisher nicht vollständig verstandene Prozesse abgebaut wird (siehe Wallace et al., 1994, Meredith et al. 1996 und Huhn et al., 2001).

Die Hydrolyse von CCl_4 nach Jeffers und Wolfe (1989) ist temperaturabhängig (Abb. 5-11) und spielt wegen der geringen Temperaturen der betrachteten Wassermassen nur eine schwache Rolle. Das uNADW hat an der Quelle eine Temperatur von $< 3.5^\circ\text{C}$ und ist auch im Südatlantik nicht wärmer als 4.3° ; das DSOW hat im Nordatlantik eine Temperatur von max. 1.8°C , im Südatlantik von max. 2.2°C . Bei Temperaturen unter 10°C liegt der CCl_4 -Verlust durch Hydrolyse bereits bei weniger als $0.002/\text{a}$, bei Temperaturen unter 5°C beträgt er weniger als $0.001/\text{a}$.

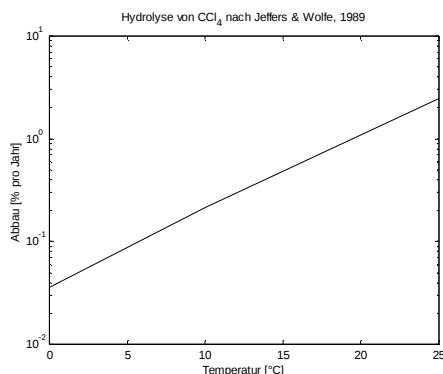


Abb. 5-11: Hydrolyse von CCl_4 in Abhängigkeit von der Temperatur nach Jeffers und Wolfe (1989).

Huhn et al. (2001) untersuchen den internen CCl_4 -Abbau im Südatlantischen Zentralwasser (SACW⁷⁹) und im Antarktischen Zwischenwasser (AAIW⁸⁰) sowie im Weddellsee- und Zirkumpolaren Tiefenwasser durch Vergleiche mit als stabil angenommenem F12. Für das SACW und AAIW finden sie eine temperaturabhängige Verlustrate, die bei Temperaturen über 4°C größer ist als die Hydrolyse (Abb. 5-12), und die bei Temperaturen von 8°C rund 0.05/a ergibt. Bei Temperaturen unter 4°C gerät die Verlustrate in die Größenordnung der Hydrolyse. Für Wassermassen aus dem antarktischen Bereich – unter Berücksichtigung einer anfänglichen Untersättigung für alle Tracer – kommen sie auf einen Anfangsverlust von 32 ± 5 % in frisch belüftetem Wasser, der sich formal als (absolut) 32% größere Untersättigung relativ zu anderen Tracern behandeln lässt; weiter im Inneren schätzen sie einen internen Verlust von $\leq 0.01/a$.

Waugh et al., (2004) haben aus TTDs, die sie aus Tracerbeobachtungen im Nordatlantik ohne CCl_4 abgeschätzt haben, einen internen CCl_4 -Verlust für Wasser mit Temperaturen unter 5°C von 0.005/a bis 0.015/a abgeschätzt. Das ist eine etwas größere Rate als Huhn et al. (2001) gefunden haben. Für $T = 5^\circ\text{C}$ bis 7.5°C schätzen Waugh et al. (2004) rund 0.03/a und für $T = 7.5^\circ\text{C}$ bis 10°C rund 0.08/a; diese Werte entsprechen denen von Huhn et al. (2001).

Fittet man im LSW den internen CCl_4 -Verlust gleichzeitig mit den anderen Parametern (β , τ_0 und Tr_{kor} , siehe 5.4.2.1), kommt man auf Verlustraten von rund 0.005/a. Dieses Ergebnis ist aber wegen der Fragwürdigkeit der CCl_4 -Beobachtungen aus der Labradorsee (siehe 4.1.3) nicht sehr aussagekräftig.

Insgesamt schätzen wir an dieser Stelle den internen Verlust von CCl_4 zunächst auf $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.000/a$ bis $0.010/a$. In Kap. 7.1.1 werden wir mit Hilfe von TTDs, die wir an Tracer-Beobachtungen im Südatlantik ohne CCl_4 angepasst haben, den CCl_4 -Verlust genauer abschätzen.

⁷⁹ South Atlantic Central Water

⁸⁰ Antarctic Intermediate Water

5.5 Zusammenfassung Kap. 5

Als Quellwassermassen für uNADW haben wir die beiden in der Labradorsee gebildeten Wassermassen uLSW und cLSW identifiziert. Beide Wassermassen enthalten hohe Tracerkonzentrationen, die sie zum oberen Tracermaximum weiter südlich beitragen. Zumischungen aus dem Europäischen Mittelmeerwasser haben wir aufgrund des als gering abgeschätzten Beitrags und wegen des relativ höheren Alters geringen Tracerkonzentrationen als vernachlässigbar eingeschätzt. Als Maß für die relativen Tracer-Exporte von uLSW und cLSW aus der Labradorsee haben wir die zeitlich variierenden beobachteten Schichtdicken angesetzt und daraus die Misch- bzw. gemeinsame Quellwassermasse LSW konstruiert.

Als Quellwassermassen für INADW haben wir das DSOW und GFZW identifiziert. Auch für diese beiden Komponenten haben wir eine gemeinsame Quellwassermasse konstruiert, indem wir mittlere TS-Eigenschaften der Quellwassermassen (DSOW und GFZW) und der Zielwassermasse (INADW) zur Bestimmung der relativen Beiträge angesetzt haben. Die daraus resultierende Mischung von 45% GFZW und 55% DSOW haben wir als zeitlich konstant angenommen.

Aus Tracerbeobachtungen aus den 90er Jahren in den Quellwassermassen und den bekannten Oberflächenkonzentrationen haben wir mittlere (konstant angenommene) Sättigungen α für jeden Tracer einzeln bestimmt. Für LSW in der Labradorsee ergeben sich Sättigungen $\alpha = 70\%$ (F11 und F12), 80% (CCl_4) und 100% (Tritium). Für OW in der Irmingersee ergeben sich $\alpha = 45\%$ (F11 und F12), 50% (CCl_4) und 60% (Tritium).

Mit Hilfe eines Mischungsmodells haben wir für die beiden Quellwassermassen ferner zeitabhängige Sättigungen abgeschätzt. Für LSW in der Labradorsee ergeben sich $\beta = 0.25 \pm 0.05$ als direkt erneuerter Anteil sowie Mischung mit alten Anteilen mit einer „Abklingzeit“ $\tau_0 = 20 \pm 2$ a. Für OW in der Irmingersee ergeben sich $\beta = 0.05$ bis 0.10 und $\tau_0 = 34$ bis 38 a. Die regionalen Tritium-Korrekturen bezüglich der Referenzwerte sind $\text{Tr}_{\text{korrt}} = 1.10 \pm 0.02$ für LSW und $\text{Tr}_{\text{korrt}} = 1.02$ bis 1.06 für OW. Dieser zeitabhängige Ansatz gewährleistet eine realistische Wiedergabe der Sättigungs-Verhältnisse der Tracer in den Quellwassermassen. Für den internen CCl_4 -Verlust haben wir zunächst eine Obergrenze von $\delta_{\text{CCl}_4} \leq 0.01/\text{a}$ abgeschätzt.

6 Charakteristische Tracer-Verteilungen und konventionelle Traceralter im Südatlantik

Bevor wir in Kapitel 7 die TTDs in uNADW und lNADW im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik bestimmen, betrachten wir hier die Eigenschaften dieser Wassermassen hinsichtlich ihrer mittleren Tracerkonzentrationen sowie ihrer vertikalen Lage, Temperaturen und Salzgehalte. Ferner bestimmen wir konventionelle Traceralter (siehe Kap. 3.1), um sie dann mit den mittleren Altern TTDs aus Kap. 7 zu vergleichen.

6.1 Tracerverteilungen und Traceralter im Randstrom

6.1.1 uNADW im Randstrom

In den folgenden Abbildungen sind die vertikale Lage, Dichte, Temperatur und Salzgehalte sowie mittlere Tracerkonzentrationen des uNADW (oberes Tracermaximums: $\sigma_{1.5} = 34.62$ bis 34.70 , siehe 2.3 und 4.2.2) im Randstrom dargestellt. Tiefengrenzen, Dichtegrenzen, mittlere potentielle Temperaturen und Salzgehalte und mittlere Tracerkonzentrationen wurden wie in 4.2 beschrieben ermittelt.

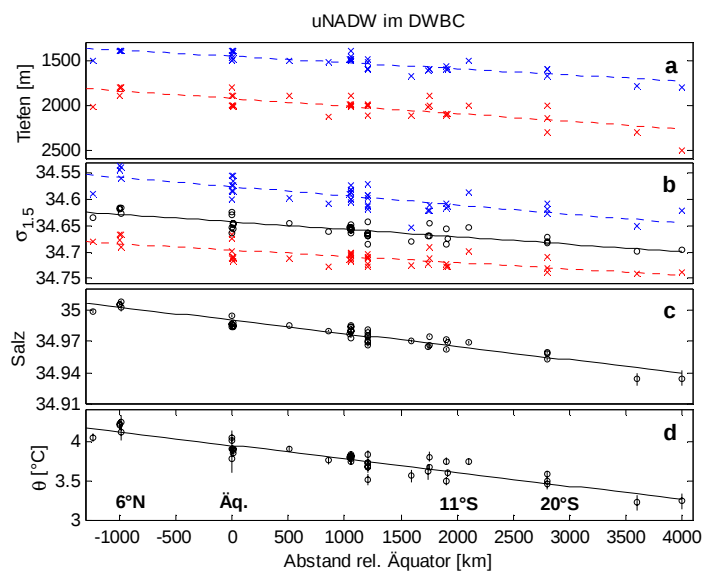


Abb. 6-1: a) Tiefen-Grenzen, b) Dichte-Grenzen und mittlere Dichte, c) mittlere Salzgehalte, d) mittlere potentielle Temperaturen von uNADW im DWBC in Abhängigkeit vom Abstand relativ zum Äquator; blaue x = Obergrenzen, rote x = Untergrenzen, schwarze o = Mittelwerte und Unsicherheiten der Mittelwerte ($\sigma/\sqrt{n}$). Die Linien sind jeweils lineare Fits durch die Daten.

Das Tracermaximum im uNADW sinkt langsam nach Süden hin ab (Abb. 6-1a). Bei 6°N liegt es zwischen rund 1400 bis 1900 m, während es bei 11°S eine Tiefe von rund 1600 bis 2100 m erreicht hat. Auch die potentielle Dichte nimmt nach Süden zu (Abb. 6-1b), von $\sigma_{1.5} = 34.55$ bis 34.68 (bzw. $\sigma_\theta = 27.70$ bis 27.81) bei 6°N auf $\sigma_{1.5} = 34.60$ bis 34.72 (bzw. $\sigma_\theta = 27.76$ bis 27.83) bei 11°S. Durch Mischung mit salzärmeren, kälteren Wassermassen aus dem Süden (siehe Kap. 2.2.3) nehmen auch Salzgehalte und potentielle Temperaturen nach Süden ab (Abb. 6-1c und d). Die südlichsten NADW-Schnitte (JCR10 bei 27°S und besonders A10 bei

29°S) sind daher mit größerer Vorsicht zu betrachten. Wie in Kap. 2.2.3 beschrieben, kann das NADW südlich von 26°S bereits erheblich von südlichen (kälteren, salzärmeren) Wassermassen überdeckt sein, so dass wir hier nicht mehr pures NADW sehen (siehe auch Well und Roether, 2002). Das zeigt sich auch in den Tracerverteilungen und Traceraltern der südlichsten Schnitte (Abb. 6-2 und 6-3).

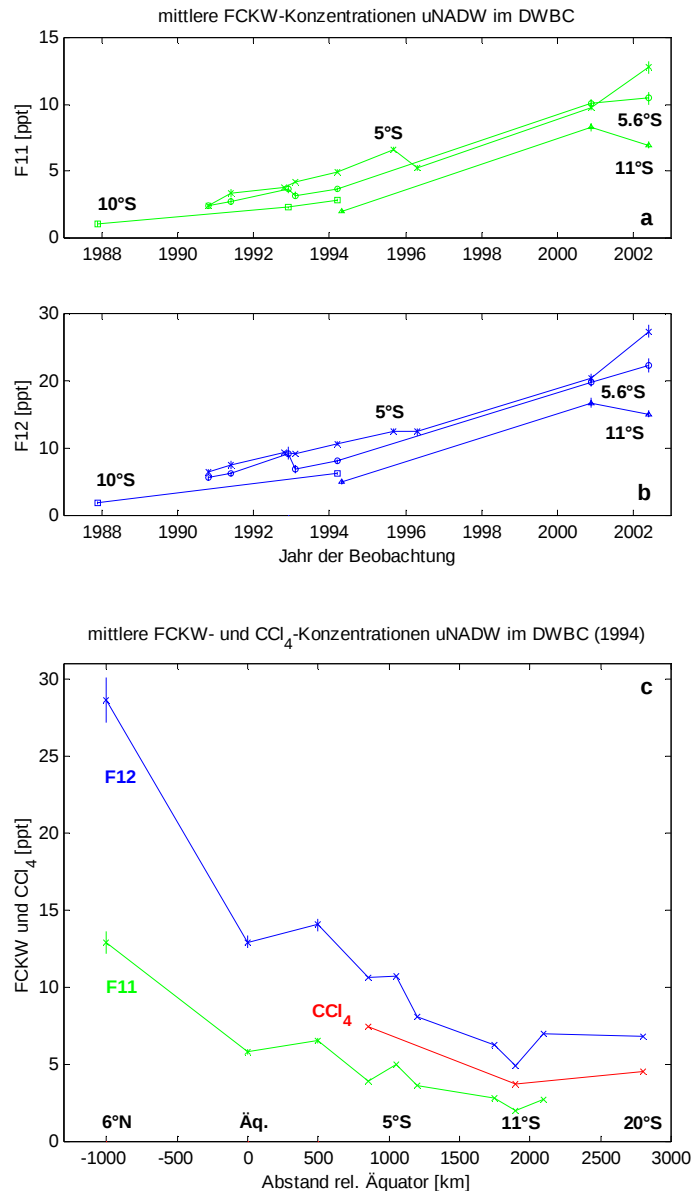
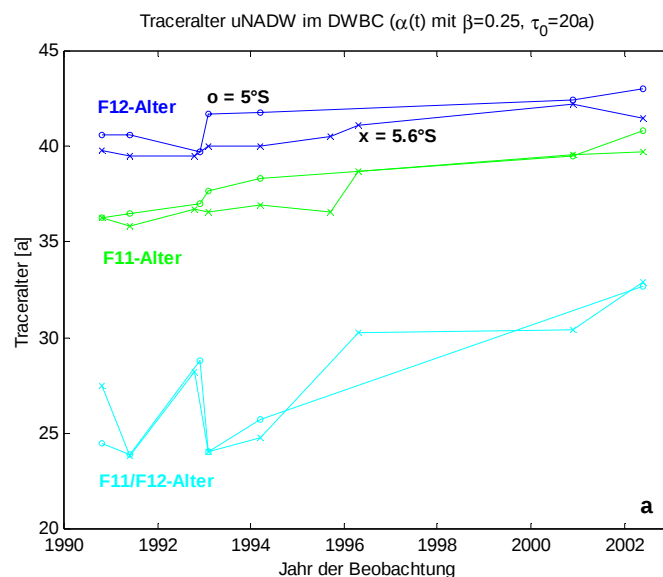


Abb. 6-2: Mittlere Tracerkonzentrationen im uNADW im DWBC: a) und b) zeitliche Trends bei 35°W/5°S meridional (x), 5.6°S zonal (o) 10°S zonal (Quadrat) und 11°S zonal ($\wedge$); c) räumliche Trends entlang des DWBC aus Beobachtungen des selben Jahres (1994). Dargestellt sind jeweils Mittelwert und Fehler des Mittelwerts ($\sigma/\sqrt{n}$); grün = F11, blau = F12, rot = CCl₄.

Die Tracerkonzentrationen nehmen auf allen Schnitten im Laufe der Zeit mehr oder weniger systematisch zu (entsprechend der Zunahme der Oberflächenkonzentrationen an der Quelle, siehe Kap. 3, Abb. 3-1). Mit wachsendem Abstand von der Quelle nehmen die Tracerkonzentrationen ab, wie ein Vergleich der zeitlichen Trends bei 44°W, 5°S, 5.6°S und 10/11°S sowie der räumliche Trend aller Konzentrationen aus 1994 (Abb. 6-2c) zeigt.

Auf den südlicheren Schnitten ($5.6^{\circ}\text{S} = \circ$ und $11^{\circ}\text{S} = \times$ in Abb. 6-2a und b) deutet sich jedoch eine Stagnation bzw. Abnahme der Konzentrationen an. Ob es sich dabei um einen systematischen Datenfehler (Interkalibration), ein zufälliges Ereignis (z.B. Verdünnung durch einen durchlaufenden Wirbel), oder um einen realen Trend handelt, ist unklar. Die Abnahme kann nicht auf den Rückgang der FCKW-Konzentrationen in der Atmosphäre zurückgeführt werden, da dieser ausschließlich bei F11 – und das auch erst ab Mitte der 90er Jahre – einsetzt. Der atmosphärische Rückgang von weniger als 3% F11 (1993 bis 1999) kann schwerlich innerhalb von weniger als 10 Jahren rund 12000 km propagieren und dort einen Rückgang von 16% in F11 (und F12) bewirken. Steinfeld und Rhein (2004) führen die Stagnation bzw. Abnahme der Tracerkonzentrationen auf lokale Variabilitäten der Zirkulation bzw. variable Wassermassenbildung zurück, die entsprechend früher stattgefunden haben müssen.

Zur Berechnung der Traceralter im uNADW (Abb. 6-3 und Tab. 6-1) wurde die zeitabhängige Randbedingung $\alpha(t_{\text{obs}})$ (siehe Kap. 3.4.3, Gl. 20) mit $\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20$ Jahre verwendet (siehe Kap. 5.4). Für CCl_4 wurde ferner eine Verlustrate von 0.7% pro Jahr angenommen (siehe Kap. 7.1). Aus der Unsicherheit der Randbedingung von $\beta \pm 0.05$ und $\tau_0 \pm 2$ Jahre schätzen wir einen systematischen Fehler in den Traceraltern von jeweils ± 1 Jahr ab; aus den Unsicherheiten der Beobachtungen schätzen wir einen weiteren Fehler von ± 1 Jahr (Konzentrationsalter) bzw. ± 2 Jahre (Verhältnisalter). (Entsprechendes gilt bei den Berechnungen von Traceralter für uNADW zonal weiter unten.)



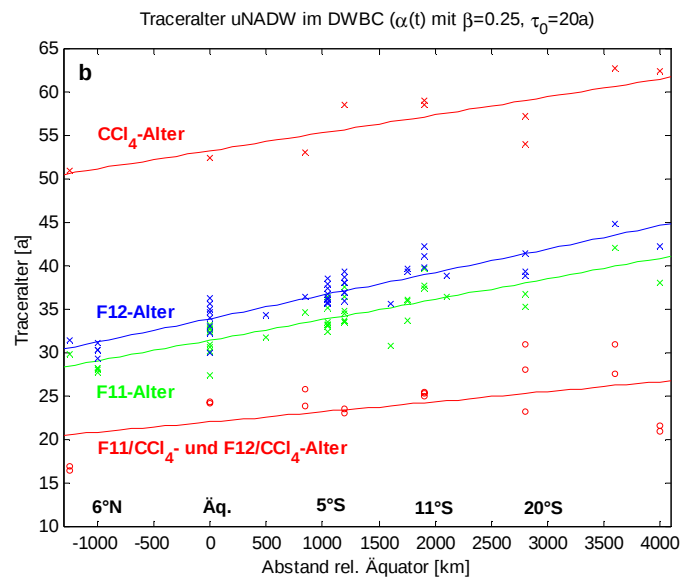


Abb. 6-3: Traceralter (F11- und F12-Konzentrationsalter und Verhältnissalter) im uNADW im DWBC; a) zeitliche Trends, 35°W/5°S (o) und 5.6°S (x); b) räumliche Trends Konzentrationsalter (x) und Verhältnissalter (offene Symbole). Als Tracer-Randbedingung wurde die zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{obs})$ verwendet ($\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20$, siehe Kap. 5.4, sowie $\delta_{CCl_4} = 0.007$, siehe Kap. 7.1); grün = F11, blau = F12, rot = CCl_4 bzw. F11/ CCl_4 und F12/ CCl_4 . Die durchgezogenen Linien sind lineare Fits durch die Traceralter.

Bei Verwendung der konstanten Randbedingung (F11 und F12 = 0.70, CCl_4 = 0.80, siehe 5.3) fallen die Traceralter systematisch rund 3 bis 5 Jahre höher aus. (Entsprechendes gilt bei den Berechnungen von Traceralter für uNADW zonal weiter unten.)

Alle Traceralter zeigen erwartungsgemäß ein systematisches Älterwerden der Wassermasse mit dem Abstand von der Quelle, was die Belüftung des Randstroms von Norden wieder spiegelt. Von 6°N bis 27°S (JCR10) nehmen die Konzentrationsalter (x in Abb. 6-3b) um rund 12 Jahre nahezu linear zu. Die absoluten Konzentrationsalter sind für CCl_4 (51 bis 63 Jahre) fast doppelt so groß wie für F11 und F12 (im Mittel 30 bis 43 Jahre). Bei 29°S (A10) nehmen die Traceralter plötzlich ab, was wieder durch eine Überlagerung mit südlichen Wassermassen erklärt werden kann. Die F11/ CCl_4 - und F12/ CCl_4 -Verhältnissalter (offene Symbole in Abb. 6-3b) steigen von 20 auf 30 Jahre (6°N bis 27°S)⁸¹.

Die F11/ CCl_4 und F12/ CCl_4 -Verhältnissalter (21 bis 31 Jahre) sind deutlich geringer als die Konzentrationsalter. Wie wir bereits in Kap. 3.1.2 festgestellt haben, müssen die Verhältnissalter kleiner sein als die Konzentrationsalter, sofern es eine tracerfreie Mischung gibt. Bei der expliziten Berücksichtigung der tracerfreien (also alten) Zumischung durch die Verhältnissalter, wird die tracerführende (also jüngste) Fraktion ohne diese (alten) Beiträge datiert. Die Verdünnung aus den F11/ CCl_4 - und F12/ CCl_4 -Altern steigt von rund 4 ± 1 (6°N) auf 8 ± 3 (11°S) Jahre und weiter auf maximal 21 ± 3 bei 29°S (die Fehler der Verdünnung folgen aus dem oben abgeschätzten Fehler der Verhältnissalter).

Bemerkenswert ist hier vor allem die „scheinbare“ Zunahme der Traceralter an einem Ort (rund 3 bis 5 Jahren, siehe Abb. 6-3a). Für einen stationären Zustand erwarten wir konstante

⁸¹ Wegen der Unsicherheiten der F11- und F12-Beobachtungen und der relativen Redundanz dieser beiden Tracer (siehe Kap. 3.1.2) streuen die F11/F12-Verhältnissalter und wurden hier wie im Weiteren nicht dargestellt. Sie liegen aber im Mittel in der selben Größenordnung.

Alter an einem festen Ort. Die Zunahme der Traceralter ist eine Folge der nicht berücksichtigten Mischung (siehe Kap. 3.1.2). Bei Verwendung der konstanten Sättigung ist dieser Trend sogar noch stärker. Die Verwendung der zeitabhängigen Sättigung löst das Problem der zeitabhängigen Alter nicht, da sie nur die Zeitabhängigkeit des Eintrags erfasst. Die zeitabhängige Randbedingung bewirkt nur, dass die Alter systematisch niedriger sind als bei der zeitlich konstanten Randbedingung, da ältere Beiträge effektiv weniger Tracer liefern (Abb. 5-9).

Die Abnahme der Alter von 27°S (JCR10) bis 29°S (A10) und der überproportional starke Anstieg der Verdünnungen kann nur durch Überlagerung mit tracerärmeren Wassermassen aus dem Süden erklärt werden. Zu berücksichtigen ist ferner, dass bei diesem südlichsten Schnitt die absoluten Konzentrationen bereits sehr klein sind.

Aus den Traceraltern am Ort r und mit R als Abstand zur Quelle (Labradorsee bis Äquator rund 10000 km und damit $R = r + 10000$ km) ergeben sich mittlere Geschwindigkeiten $u = R/\tau$. Ferner lässt sich aus der Alterung $\Delta\tau$ eine „regionale“ Geschwindigkeit $u_{\text{reg}} = \Delta r/\Delta\tau$ errechnen:

	Alter [a] (-1000 bis 4000 km)	$u = R/\tau$ [cm/s]	$u_{\text{reg}} = \Delta r/\Delta\tau$ [cm/s]
CCl₄	51 – 63	0.6	1.3
F11 und F12	30 – 43	1.0	1.3
F11/CCl₄ und F12/CCl₄	21 – 31	1.4	1.6

Tabelle 6-1: Traceralter und zugehörige mittlere Geschwindigkeiten $u = R/\tau$ und regionale Geschwindigkeiten $u_{\text{reg}} = \Delta r/\Delta\tau$ in uNADW. R bezieht sich auf den Abstand zur Quelle in der Labradorsee bei rund -10000 km, d.h. $R = r + 10000$ km.

Die über die gesamte Entfernung gemittelten Geschwindigkeiten $u = R/\tau$ sind jeweils kleiner als die „regionalen“ $u = \Delta r/\Delta\tau$ im Südatlantik. Dies folgt aus der Unterschätzung der „realen“ Alter durch die nicht berücksichtigte Mischung (siehe Kap. 3.1.2). Da die Mischung mit größer werdendem Abstand von der Quelle formal zunimmt, wird auch die Unterschätzung der realen Alter systematisch größer. Dadurch wird insbesondere die Zunahme der Traceralter ($\Delta\tau$) systematisch unterschätzt, wodurch es zu den zu großen regionalen Geschwindigkeiten $\Delta r/\Delta\tau$ im Südatlantik kommt. Ferner sind die Geschwindigkeiten aus den Konzentrationsaltern kleiner als die aus den Verhältnisalthern, was an der nicht mitdatierten tracerfreien Verdünnung im Falle der Verhältnisalther liegt.

6.1.2 INADW im Randstrom

Die vertikale Lage, Temperaturen, Salzgehalte und Tracerkonzentrationen im INADW (tiefes Tracermaximum: $\sigma_4 = 45.83$ bis 45.90) im DWBC entwickeln sich analog zu denen im uNADW, außer dass die Tiefen und Dichten entsprechend größer, die Temperaturen und Salzgehalte etwas niedriger und die Tracerkonzentrationen geringer ausfallen. Auffällig ist ein Sprung in den Werten zwischen 5°S und 5.6°S ($r = 1100$ km).

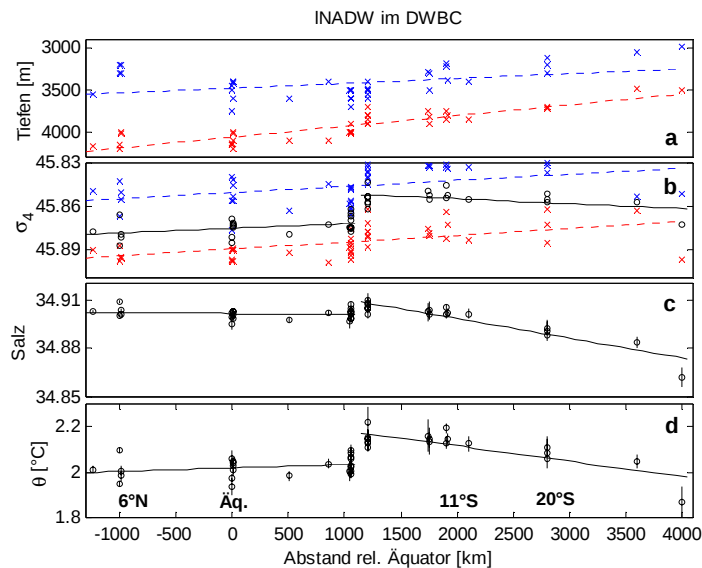


Abb. 6-4: a) Tiefen-Grenzen, b) Dichte-Grenzen und mittlere Dichte, c) mittlere Salzgehalte, d) mittlere potentielle Temperaturen im INADW im DWBC in Abhängigkeit zum Abstand relativ zum Äquator; blaue x = Obergrenzen, rote x = Untergrenzen, schwarze o = Mittelwerte und Unsicherheiten der Mittelwerte ($\sigma/\sqrt{n}$). Die Linien sind jeweils lineare Fits durch die Daten.

Das INADW steigt im Gegensatz zum uNADW nach Süden hin langsam auf, von rund 3500 bis 4200 m bei 8°N bis 3000 bis 3700 m bei 20°S . Auch die Dichte nimmt etwas ab, – von $\sigma_4 = 45.85$ bis 45.89 bei 8°N auf $\sigma_4 = 45.83$ bis 45.87 bei 20°S . Dieses Aufsteigen und die Dichteabnahme wird (analog zum uNADW) durch zunehmende Mischung mit von Süden entgegenströmenden Wassermassen (siehe Kap. 2.2) verursacht.

Besonders in der Entwicklung von T und S (Abb. 6-4c und d) fällt auf, dass zwischen 5°S und 5.6°S (bzw. zwischen 1000 und 1200 km, Ostspitze von Brasilien) Salzgehalt und Temperatur sprunghaft ansteigen, um danach langsam wieder abzusinken (letzteres durch entgegenströmendes Wasser aus dem Süden). Dieser „Knick“ in den hydrographischen Größen (und auch in den Tracerkonzentrationen und -altern, siehe Abb. 6-5) kann, da er durch mehrfache Beobachtungen bestätigt wird (siehe auch 2.2.2), nicht durch Messfehler o.ä. erklärt werden. Im uNADW war dieser Effekt nicht zu beobachten. Dieser Knick könnte möglicherweise durch Rezirkulation oder Abzweigen von Teilen des Randstroms nach Osten entstehen (siehe 2.2.2). Der südlichste Schnitt (A10 bei 29°S) zeigt wieder eine unsystematische Temperatur- und Salzabnahme, so dass wir bei diesem Schnitt nicht mehr davon ausgehen, dass wir reines INADW vorliegen haben.

Der „Knick“ zwischen 5°S und 5.6°S ($r = 1100$ km) wird auch in den Tracerentwicklungen (Abb. 6-5c) deutlich:

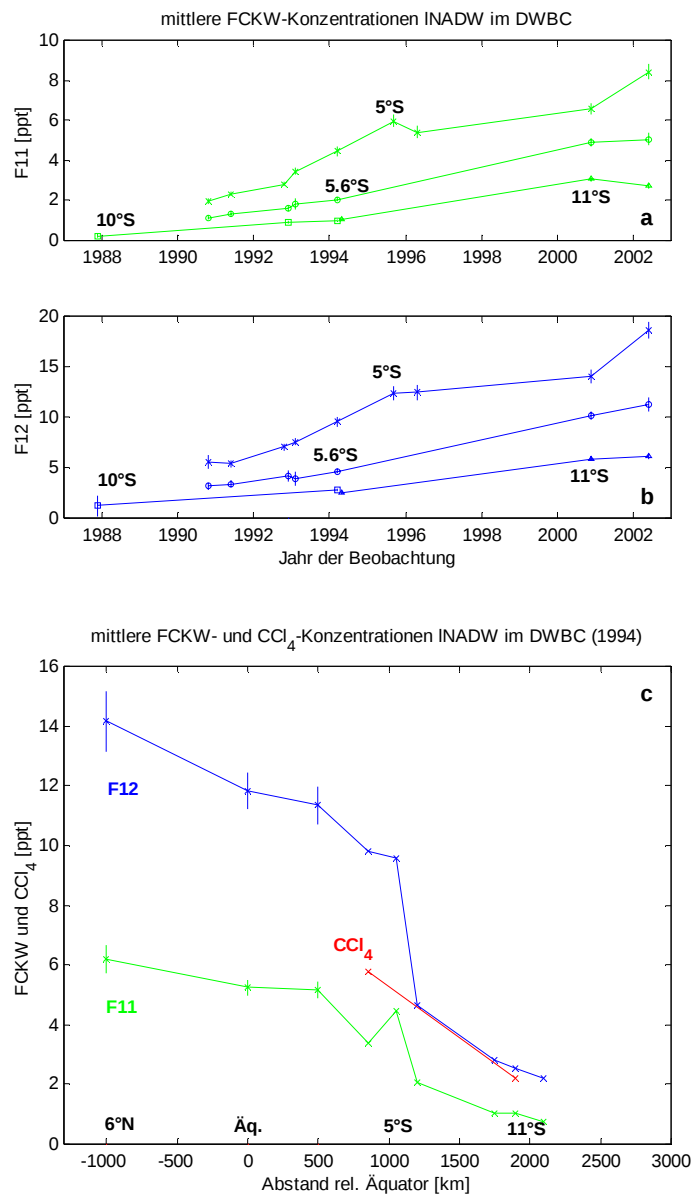


Abb. 6-5: Mittlere Tracerkonzentrationen im INADW im DWBC: a und b) zeitliche Trends bei 35°W/5°S meridional (x), 5.6°S zonal (o) 10°S zonal (Quadrat) und 11°S zonal ($\wedge$); c) räumliche Trends entlang des DWBC aus Beobachtungen des selben Jahres (1994). Dargestellt sind jeweils Mittelwert und Fehler des Mittelwerts ($\sigma/\sqrt{n}$); grün = F11, blau = F12, rot = CCl₄.

Die mittleren Tracerkonzentrationen nehmen auch hier auf allen Schnitten mit der Zeit zu und spiegeln damit den atmosphärischen Anstieg an der Quelle wieder. Zwischen 5°S und 5.6°S (Ostspitze Brasiliens) nehmen die Tracerkonzentrationen sprunghaft ab (rund 50% in den Beobachtungen von 1994) und nehmen weiter nach Süden schneller ab als nördlich des Sprungs. Eine solch rapide Abnahme kann im uNADW (siehe Abb. 6-2) nicht beobachtet werden.

Zur Berechnung der Traceralter im INADW (Abb. 6-6 und Tabelle 6-2) wurde die zeitabhängige Randbedingung Fall a) mit $\beta = 0.05$, $\tau_0 = 34$ a (siehe Kpa. 5.4) verwendet. Für

CCl_4 wurde wieder eine Verlustrate von 0.7% pro Jahr angenommen (siehe Kap. 7.1). Aus der Unsicherheit der Randbedingung von $\beta = 0.05 - 0.10$ und $\tau = 34 - 39$ Jahre schätzen wir einen systematischen Fehler in den Traceraltern von ± 1 Jahr ab; aus den Unsicherheiten der Tracerkonzentrationen schätzen wir einen weiteren Fehler von ± 1 Jahr (Konzentrationsalter) bzw. ± 2 Jahre (Verhältnissalter).

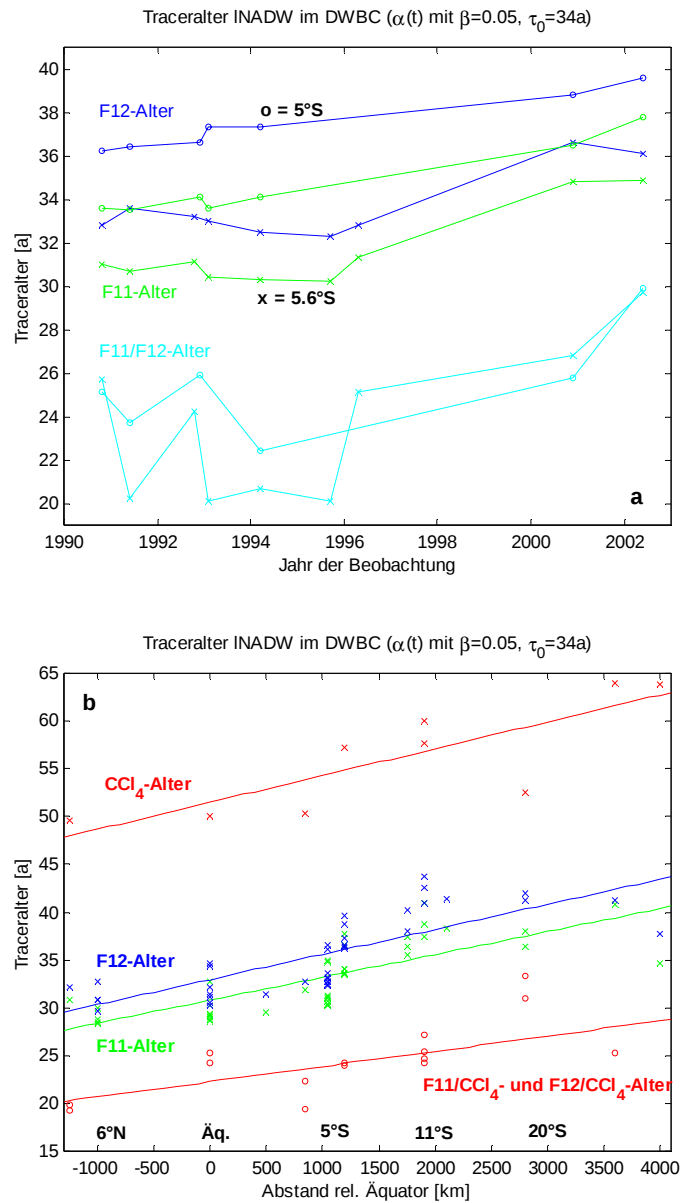


Abb. 6-6: Traceralter (F11- und F12-Konzentrationsalter und Verhältnissalter) im INADW im DWBC; a) zeitliche Trends, 5°S ($\circ$) und 5.6°S ($\times$); b) räumliche Trends ($\times$ = Konzentrationsalter, $\circ$ = Verhältnissalter). Als Tracer-Randbedingung wurde die zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{\text{obs}})$ verwendet ($\beta = 0.05$, $\tau = 34$, siehe Kap. 4.5, $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007$, siehe Kap. 7.1); grün = F11, blau = F12, rot = CCl_4 bzw. F11/ CCl_4 und F12/ CCl_4 . Die durchgezogenen Linien sind lineare Fits durch die Traceralter.

Die Traceralter im INADW sind fast identisch mit denen im uNADW, was – bei größerem Abstand von der Quelle (rund 2000 km von der Irmingensee bis zu Labradorsee) – einen deutlich schnelleren Transport bedeutet. Die Verdünnungen aus den Verhältnissaltern steigen von 4 ± 2 (6°N) auf 12 ± 2 (11°S) und weiter auf max. 20 ± 15 (20°S); noch weiter südlich ist keine realistische Verdünnung mehr zu bestimmen.

Der „Knick“ zwischen 5°S und 5.6°S bewirkt bei den Traceraltern einen Anstieg der F11- und F12-Alter von rund 3 Jahre und kann durch eine stärkere Verdünnung bzw. Rezirkulation von älterem Wasser in dieser Tiefe erklärt werden (siehe auch Kap. 7.1.2). Ein solcher Altersanstieg kann in uNADW nicht beobachtet werden (siehe Abb. 6-3b). Die beiden südlichsten Schnitte zeigen eine noch deutlichere Abnahme der F11-, F12- und Verhältnisalter (letztere unter 15 Jahre!) als beim uNADW, was durch die größeren Unsicherheiten bzw. noch stärkere Überlagerung mit südlichem Wasser erklärt werden muss.

Aus den Traceraltern und dem mittleren Abstand R zur Quelle (Irmingersee bis Äquator rund 12000 km und $R = r + 12000$ km) lassen sich wieder mittlere Geschwindigkeiten $u = R/\tau$ berechnen. Ferner lässt sich $u_{\text{reg}} = \Delta r/\Delta \tau$ errechnen:

INADW im Randstrom	Alter [a] (-1000 bis 3000 ⁸² km)	$u = R/\tau$ [cm/s]	$u_{\text{reg}} = \Delta r/\Delta \tau$ [cm/s]
CCl₄	50 – 60	0.7 – 0.8	1.3
F11 und F12	28 – 38	1.2	1.3
F11/CCl₄ und F12/CCl₄	20 – 30	1.6	1.3

Tabelle 6-2: Traceralter und zugehörige mittlere Geschwindigkeiten $u = R/\tau$ und regionale Geschwindigkeiten $u_{\text{reg}} = \Delta r/\Delta \tau$ in INADW. R bezieht sich auf den Abstand zur Quelle in der Irmingersee bei rund –12000 km, d.h. $R = r + 12000$ km.

⁸² Wegen der unrealistischen Abnahme der Traceralter der beiden südlichsten Schnitte betrachten wir nur Traceralter bis 20°S statt wie beim uNADW bis 29°S

6.2 Tracerverteilungen und Traceralter zonal (Äquator und 11°S)

6.2.1 Äquator

Den Äquator schneiden auch diverse meridionale Schnitte weiter östlich, außerhalb des Randstroms (siehe Kap. 4.1.2, Tabelle 4-2), so dass es auch hier möglich ist, einen räumlich dichten Datensatz zu erzeugen.

6.2.1.1 uNADW am Äquator

Im Gegensatz zu den Ergebnissen im DWBC sind Tiefenbereiche, Dichtebereiche und Temperatur von uNADW entlang des Äquators relativ konstant (Abb. 6-7). Der Salzgehalt zeigt jedoch eine systematische Abnahme von Westen nach Osten.

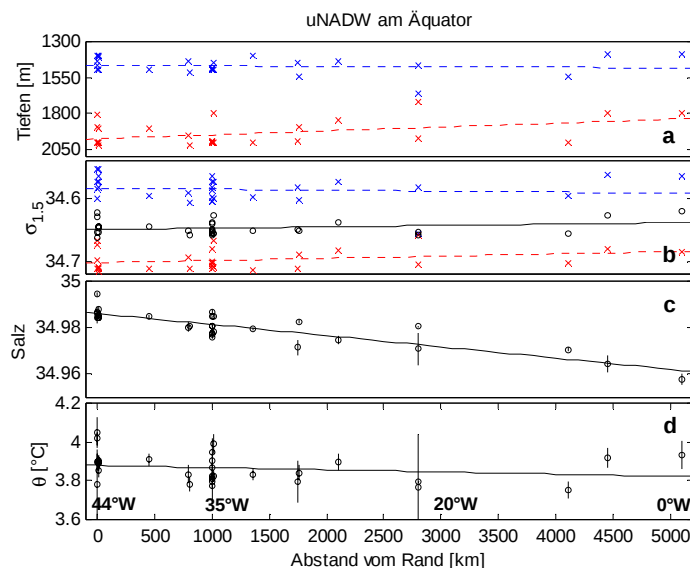


Abb. 6-7: a) Tiefen-Grenzen, b) Dichte-Grenzen und mittlere Dichte, c) mittlere Salzgehalte, d) mittlere potentielle Temperaturen im uNADW entlang des Äquators ($\pm 2^\circ$); blaue x = Obergrenzen, rote x = Untergrenzen, schwarze o = Mittelwerte und Fehler der Mittelwerte ($\sigma/\sqrt{n}$), gestrichelte und durchgezogene Linien sind lineare Fits durch die Daten).

Die Tracerkonzentrationen von uNADW entlang des Äquators nehmen mit der Zeit zu (Abb. 6-8a) und vom Rand ins Beckeninnere ab (Abb. 6-8b), was die Erneuerung der Wassermassen außerhalb des Randstroms in erster Näherung vom Rand her anzeigt.

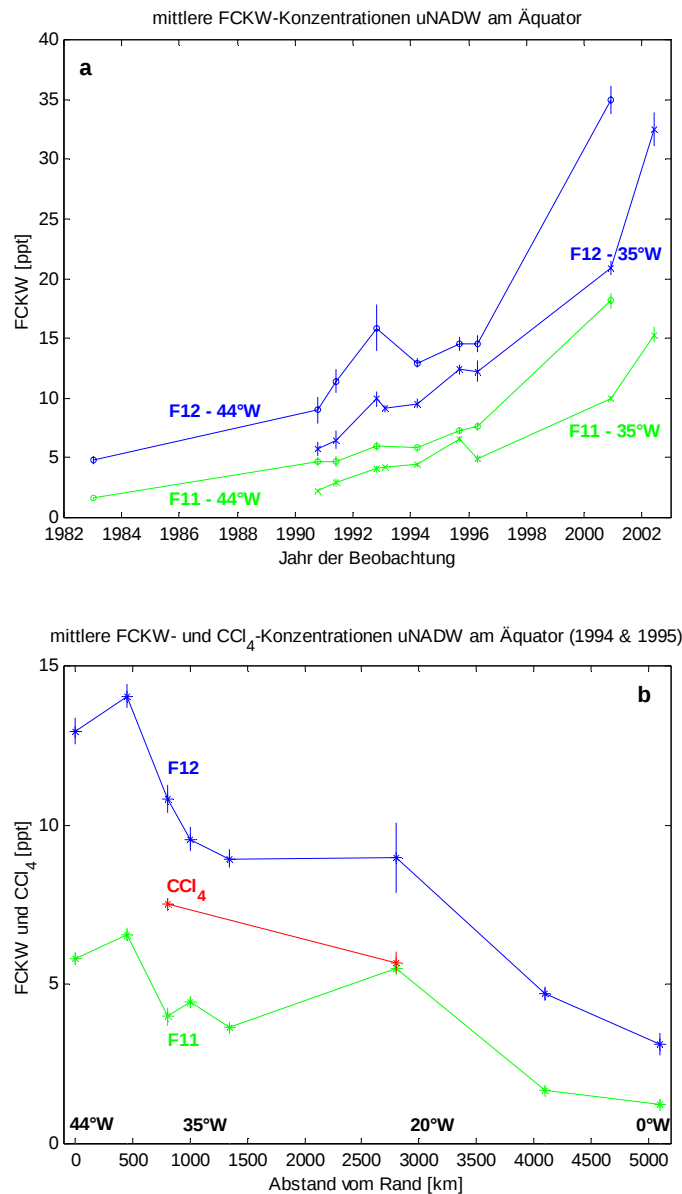


Abb. 6-8: Mittlere Tracerkonzentrationen im uNADW entlang des Äquators ($\pm 2^\circ$): a) zeitliche Trends bei 44°W (o) und 35°W (x); b) räumliche Trends entlang des Äquators aus Beobachtungen der Jahre 1994-1995. Dargestellt sind jeweils Mittelwert und Fehler des Mittelwerts ($\sigma/\sqrt{n}$); grün = F11, blau = F12, rot = CCl₄.

Die Traceralter (Abb. 6-9, zeitabhängige Randbedingung mit $\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20\text{a}$ und $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.7\%$ pro Jahr) steigen ebenfalls nahezu systematisch vom Rand bis ins östliche Becken an, wobei auch hier das CCl₄-Alter das höchste und die Verhältnialter (die sehr stark streuen) die niedrigsten sind. Direkt am Rand entsprechen die Konzentrationen und Traceralter denen aus dem Randstrom an dieser Stelle (Abb. 6-2c und 6-3b bei $r = 0$). Die Verdünnungen aus den FCKW/CCl₄-Verhältnialtern liegen im Westen bei 4 bis 5 und bei 20°W bei 10.

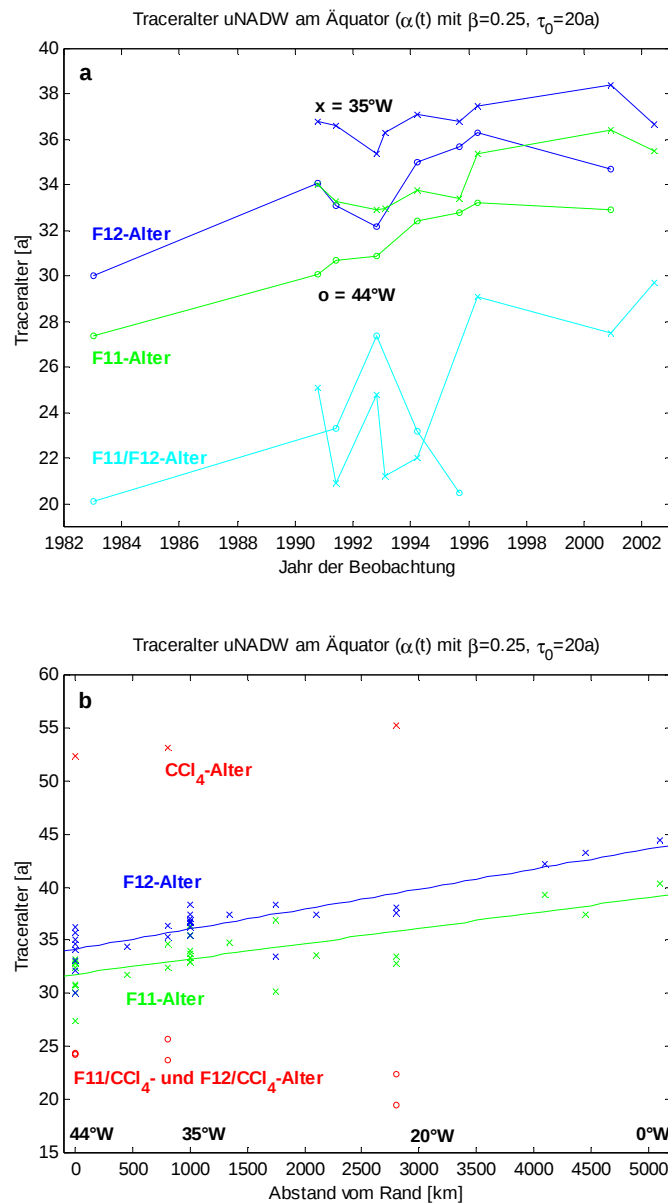


Abb. 6-9: Traceralter (F11- und F12-Konzentrationsalter und Verhältnialter) im INADW entlang des Äquators ($\pm 2^\circ$); a) zeitliche Entwicklung bei $44^\circ W$ (o) und $35^\circ W$ (x); b) räumliche Trends der Konzentrationsalter (x) und Verhältnialter (offene Symbole). Als Tracer-Randbedingung wurde die zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{obs})$ verwendet ($\beta = 0.25$, $\tau = 20$, siehe Kap. 5.4, und $\delta_{CCl_4} = 0.007$, siehe Kap. 7.1); grün = F11, blau = F12, rot = CCl₄ bzw. F11/CCl₄ und F12/CCl₄. Die durchgezogenen Linien sind lineare Fits durch die Traceralter (nur für F11- und F12-Alter).

Eine Zunahme der F11- und F12-Alter von rund 33 auf 43 Jahre (auf 5000 km) entspricht dabei formal einer zonalen Geschwindigkeit $u = \Delta r / \Delta \tau$ von rund 1.6 cm/s.

6.2.1.2 INADW am Äquator

Das INADW entlang des Äquators zeigt analoge Trends. Die Tiefe ist über die ganze Breite nahezu konstant, die Dichte und der Salzgehalt nehmen nach Osten etwas ab. Auch hier zeigt ein Ansteigen der Tracerkonzentrationen mit der Zeit und die Abnahme mit dem Abstand vom Rand näherungsweise die Belüftung vom Rand her. Zu beachten ist, dass der MAR am Äquator den tiefen westlichen vom östlichen Atlantik trennt.

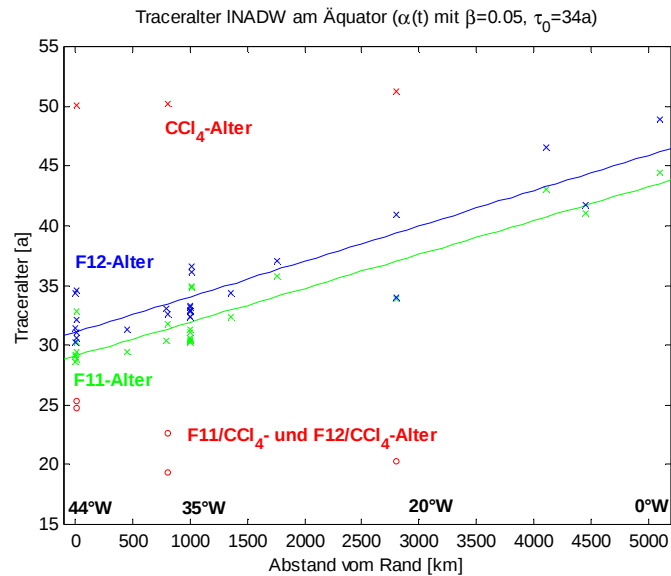


Abb. 6-10: Traceralter (F11- und F12-Konzentrationsalter und Verhältnissalter) im INADW entlang des Äquators ($\pm 2^\circ$); räumliche Trends der Konzentrationsalter (x) und Verhältnissalter (o und $\square$). Als Tracer-Randbedingung wurde die zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{obs})$ verwendet (Fall a) mit $\beta = 0.05$, $\tau_0 = 34$, $\delta_{CCl_4} = 0.007$; grün = F11, blau = F12, rot = CCl_4 bzw. F11/ CCl_4 und F12/ CCl_4 . Die durchgezogenen Linien sind lineare Fits durch die Traceralter)nur für F11- und F12-Alter.

Die Verdünnungen liegen in der gleichen Größenordnung wie im uNADW. Im Gegensatz dazu steigen die Traceralter steiler an, von 30 auf 45 Jahre, was formal einer geringeren zonalen Geschwindigkeit $u = \Delta r / \Delta \tau = 1.1 \text{ cm/s}$ entspricht.

6.2.2 11°S

Bei 11° liegen drei zonale Schnitte vor: A08 (1994) quert den Atlantik auf der gesamten Breite von rund 5300 km, S151 (2000) reicht etwa 500 km vom Rand ins Beckeninnere, M532 (2002) 900 km. Aus allen Einzelbeobachtungen innerhalb der Wassermassen-Grenzen für uNADW und INADW (siehe Kap. 2.3 und Kap. 4.2.2) wurden in Abständen von 100 km jeweils Mittelwerte innerhalb horizontaler Intervalle von $\pm 200 \text{ km}$ berechnet⁸³.

Der Mittelatlantische Rücken (MAR) bei 13°W (2500 km östlich vom Rand) ragt bis etwa 3000 m unter die Wasseroberfläche und berührt die Schicht des uNADW (1700 bis 2300 m) nicht. Das INADW (3400 bis 3900 m) wird an dieser Stelle durch den MAR blockiert; die Datenmittelwerte in diesem Bereich (2200 bis 2600 km) sind aus den horizontal angrenzenden Messwerten extrapoliert.

⁸³ Die Intervallbreite $\pm 200 \text{ km}$ ist so gewählt worden, um einerseits die z.T. starke Streuung der Einzelwerte zu glätten, andererseits zonale Variationen noch genügend auflösen zu können. Etwas kleinere Intervalle führen qualitativ zu den selben Bildern, „streuen“ nur etwas stärker.

6.2.2.1 uNADW auf 11°S

Für uNADW auf 11°S ergeben sich (dargestellt sind nur Daten von A08 – 1994) folgende zonale Schichtungen, Dichten, Salzgehalte und potentielle Temperaturen:

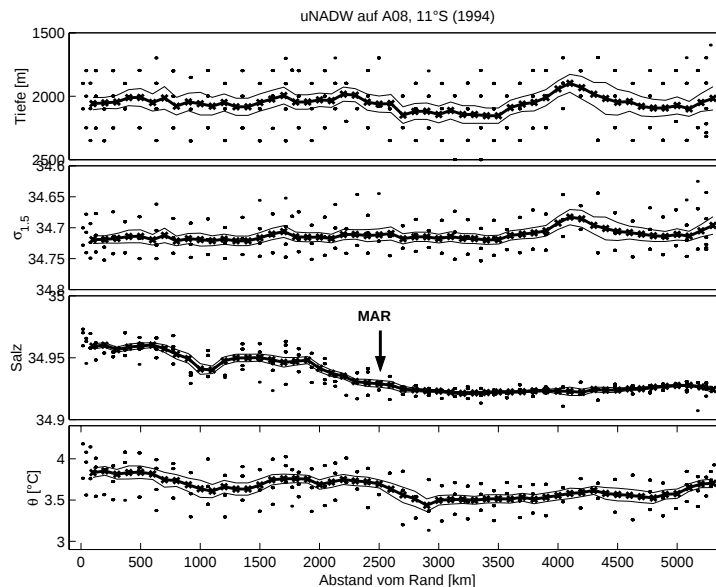


Abb. 6-11: a) Tiefe, b) Dichte, c) Salzgehalt, d) potentielle Temperatur im uNADW entlang A08/11°S; in Abständen von 100 km wurden in horizontalen Intervallen von ± 200 km Mittelwerte (durchgezogene Linie) aus den Einzelwerten (Punkte) berechnet; die dünnen Linien sind Fehler der Mittelwerte innerhalb der horizontalen Intervalle. Die Tiefe ist hier nicht die Tiefengrenze wie in den sonst analogen Abb. 5-3, 6-1a, 6-4a u.s.w. sondern die mittlere Tiefe (siehe Kap. 4.2).

Das obere Tracermaximum liegt auf dem gesamten A08-Schnitt in einer Tiefe von 1700 bis 2300 m (im Mittel bei 2000 m). Die mittlere Dichte ist bis 3500 km östlich des Randes nahezu konstant und nimmt dann (1300 km vor der afrikanischen Küste) leicht ab. Der hohe Salzgehalt von uNADW nimmt vom Rand nach Osten hin ab, was den nach Osten abnehmenden Einfluss des Randstroms kennzeichnet. Rund 1500 km östlich des Randes zeigt der Salzgehalt ein leichtes Zwischenmaximum, was möglicherweise auf rezirkulierendes uNADW zurückgeführt werden kann. Östlich des MAR bleibt der Salzgehalt homogener und deutlich niedriger als im Randstrombereich.

Ferner ergeben sich (dargestellt sind wieder nur Daten von A08 – 1994) folgende zonale Tracerentwicklungen:

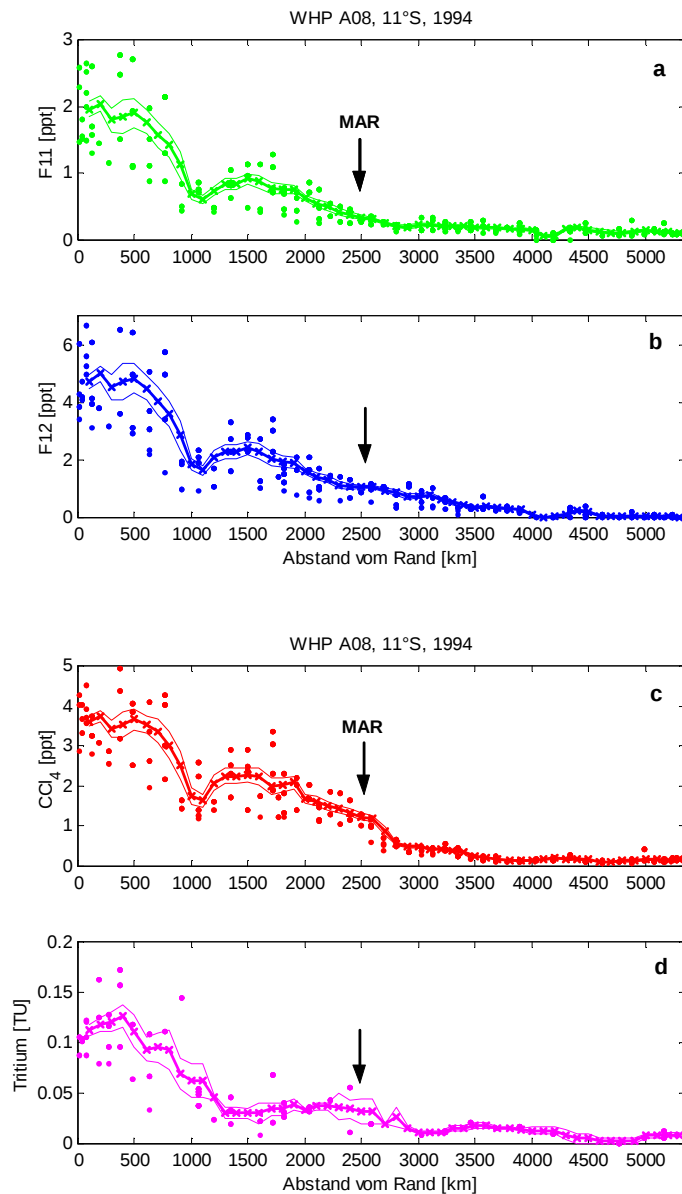


Abb. 6-12: Mittlere Tracerkonzentrationen im uNADW entlang A08/11°S; in Abständen von 100 km wurden in horizontalen Intervallen von ± 200 km Mittelwerte (dicke Linien) aus den Einzelwerten (Punkte) berechnet, die dünnen Linien sind Fehler der Mittelwerte innerhalb der Intervalle.

Die Tracerentwicklungen zeigen die höchsten Konzentrationen am Westrand im Bereich des Randstroms und nehmen dann ins Beckeninnere hin ab. Nach der Definition des uNADW-Tracermaximums (siehe Kap. 4.2.2) reicht der Randstrombereich hier bis rund 700 km ins Beckeninnere. Ein Zwischen-Minimum in den FCKWs und CCl_4 (nicht in Tritium) rund 1100 km östlich des Randes (vgl. Kap. 2.2.1, Abb. 2-6) könnte aus rezirkulierendem Wasser stammen. Östlich des MAR werden die Tracerkonzentrationen sehr klein und geraten in den Größenbereich der Messfehler bzw. Nachweisgrenzen (beobachtete mittlere Konzentrationen $\text{F11} < 0.3$ ppt, $\text{F12} < 0.6$ ppt, $\text{CCl}_4 < 0.4$ ppt und $\text{Tr} < 0.02$ TU; vgl. Messfehler Kap. 4.1.3).

Zur Berechnung der Traceralter im uNADW (Abb. 6-13) wurde wiederum die zeitabhängige Randbedingung ($\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20\text{a}$, $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.7\%$ pro Jahr) verwendet. Aus der Unsicherheit der Randbedingung ($\beta \pm 0.05$ und $\tau_0 \pm 2$ Jahre) schätzen wir einen Fehler in den Traceraltern

von ± 1 Jahr ab; aus den Unsicherheiten der Tracerkonzentrationen schätzen wir einen weiteren Fehler von ± 1 Jahr.

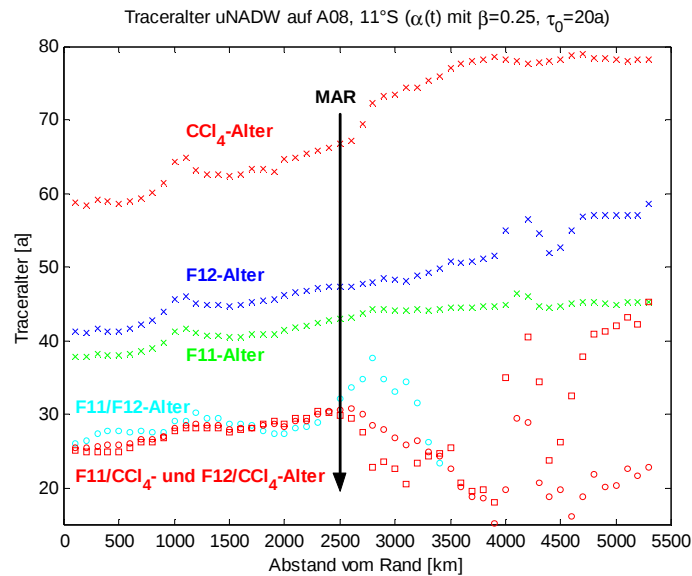


Abb. 6-13: Mittlere Konzentrationsalter (x) und Verhältnialter (offene Symbole) im uNADW entlang A08/11°S; in Abständen von 100 km wurden in horizontalen Intervallen von ± 200 km Mittelwerte berechnet. Als Tracer-Randbedingung wurde die zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{obs})$ verwendet ($\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20$, siehe Kap. 5.4, sowie $\delta_{CCl_4} = 0.007$, siehe Kap. 7.1); grün = F11, blau = F12, rot = CCl_4 bzw. $F11/CCl_4$ und $F12/CCl_4$. Der Pfeil markiert die Position des MAR.

Die Konzentrationsalter zeigen bis 800 km (ungefähr Randstrom-Breite, siehe oben) einen homogenen Verlauf. Bei ca. 1100 km östlich des Randes zeigt sich besonders in den Konzentrationsaltern ein Zwischenmaximum, was möglicherweise auf rezirkulierendes älteres Wasser zurückgeführt werden kann. Weiter östlich steigen die Konzentrationsalter kontinuierlich aus dem Randstrombereich bis in das östliche Becken an. Die Verhältnialter zeigen bis zum MAR einen ähnlichen Verlauf; östlich des MAR können jedoch keine sinnvollen Verhältnialter mehr bestimmt werden, da die Konzentrationen hier zu klein und Unsicherheiten der Beobachtungen zu groß werden. In den Verhältnialtern wird die Rezirkulation älteren Wassers durch eine höhere (tracerfreie) Verdünnung (nicht abgebildet) kompensiert, so dass das Alters-Zwischenmaximum bei 1100 km hier nicht so sichtbar wird.

6.2.2.2 INADW auf 11°S

Die folgenden Abb. 6-14 und 6-15 zeigen die analoge Situation für das INADW:

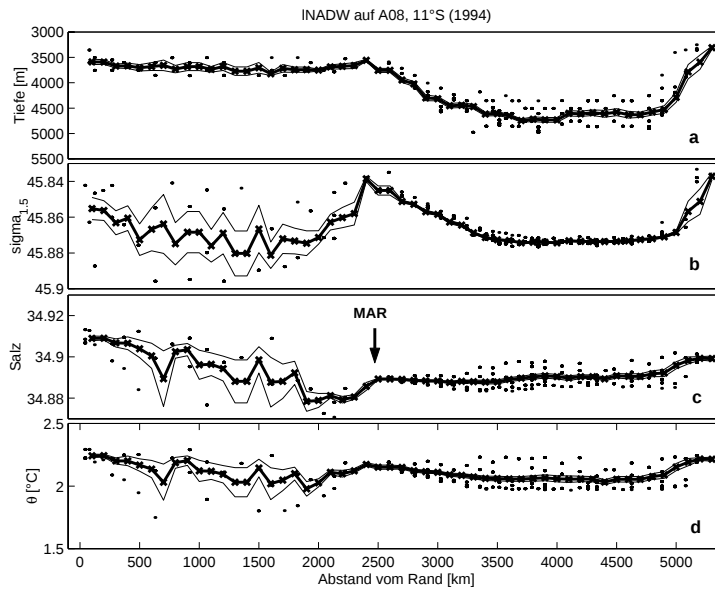
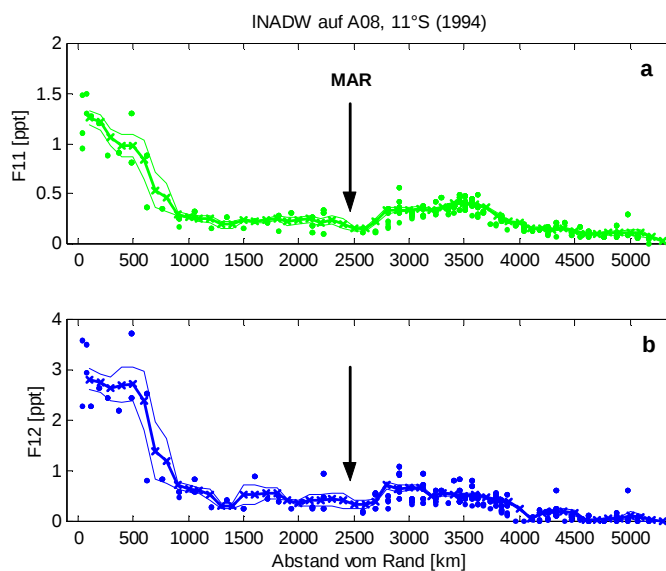


Abb. 6-14: a) Tiefe, b) Dichte, c) Salzgehalt, d) potentielle Temperatur im INADW entlang A08/11°S; in Abständen von 100 km wurden in horizontalen Intervallen von ± 200 km Mittelwerte (durchgezogene Linie) aus den Einzelwerten (Punkte) berechnet; die dünnen Linien sind Fehler der Mittelwerte innerhalb der horizontalen Intervalle.

Die Tiefe der INADW-Schicht ist bis zum MAR nahezu konstant. Östlich des MARs sind Tiefe, Dichte, T und S für INADW nicht mehr nachvollziehbar.



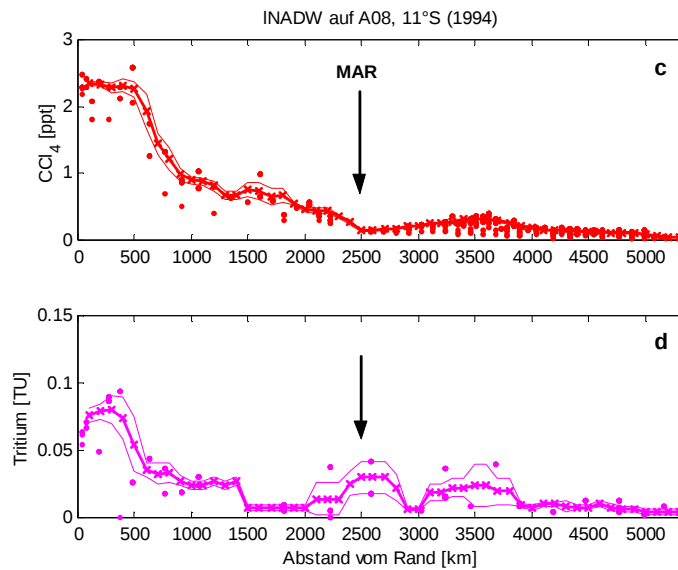


Abb. 6-15: Mittlere Tracerkonzentrationen im INADW entlang A08/11°S; in Abständen von 100 km wurden in horizontalen Intervallen von ± 200 Mittelwerte berechnet (dicke Linien) aus den Einzelwerten (Punkte) berechnet, die dünnen Linien sind Fehler der Mittelwerte. Im Bereich des MAR (2200 – 2600 km) wurden Mittelwerte horizontal interpoliert.

Im INADW ist der Randstrombereich durch einen schärferen Gradienten vom Beckeninneren getrennt als beim uNADW, erkennbar an den steil abfallenden Tracerkonzentrationen rund 500 km östlich des Randes.

Zur Berechnung der Traceralter im INADW (Abb. 6-15) wurde wiederum die zeitabhängige Randbedingung (Fall a) mit $\beta = 0.05$, $\tau_0 = 34a$ und $\delta_{CCl_4} = 0.7\%$ pro Jahr) verwendet. Aus der Unsicherheit der Randbedingung von $\beta = 0.05 - 0.10$ und $\tau_0 = 34 - 39$ Jahre schätzen wir einen Fehler in den Traceraltern von ± 1 Jahr ab; aus den Unsicherheiten der Beobachtungen schätzen wir einen weiteren Fehler von ± 1 Jahr.

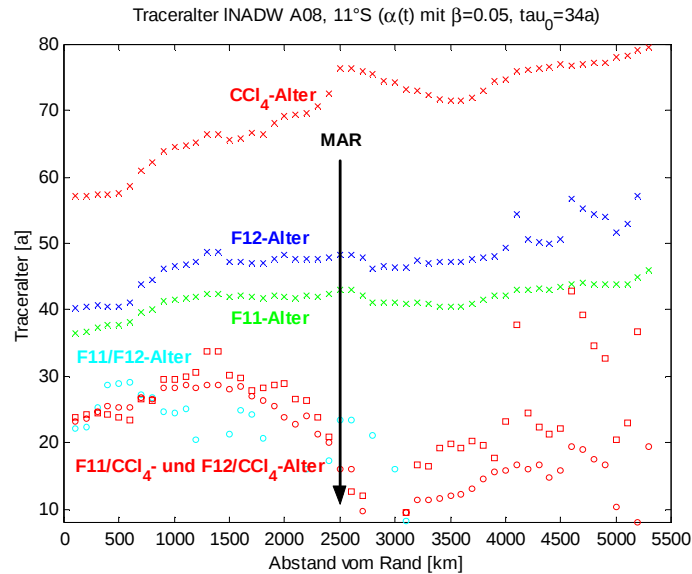


Abb. 6-16: Mittlere Konzentrationsalter (x) und Verhältnissalter (offene Symbole) im INADW entlang A08/11°S; in Abständen von 100 km wurden in horizontalen Intervallen von ± 200 km Mittelwerte berechnet. Als Tracer-Randbedingung wurde die zeitabhängige Sättigung $\alpha(t_{obs})$ verwendet ($\beta = 0.05$, $\tau_0 = 34$, siehe Kap. 5.4, sowie $\delta_{CCl_4} = 0.007$, siehe Kap. 7.1); grün = F11, blau = F12, rot = CCl_4 bzw. $F11/CCl_4$ und $F12/CCl_4$. Der Pfeil markiert die Position des MAR.

Die Traceralter nehmen vom Rand ins Beckeninnere zunächst systematisch alle zu. Die Konzentrationsalter zeigen einen systematischen Verlauf bis zum MAR. Die Verhältnissalter fangen bereits früher (1500 km östlich des Randes) an, unrealistisch abzunehmen, was eine Folge der noch geringeren Tracerkonzentrationen als im uNADW ist. Gerade die Tracer-Verhältnisse (und Verhältnissalter) sind sensibel für die aus den kleinen Konzentrationen entstehenden Unsicherheiten.

6.3 Zusammenfassung Kap. 6

Im Randstrom zeigen sich nach Süden abnehmende Salzgehalte und Temperaturen sowie ein leichtes Absinken von uNADW und Aufsteigen von INADW durch entgegenströmende Wassermassen. Besonders die südlichsten Schnitte (JCR20/27°S und A10/29°S) zeigen daher deutliche Abweichungen von den meridionalen Trends (z.B. Abb. 6-1). Die Tracerkonzentrationen nehmen mit der Zeit zu (z.B. Abb. 6-2a und b) und nach Süden (Abb. 6-2c) und vom Rand weg nach Osten ab (z.B. Abb. 6-8b und 6-12), was die Erneuerung in erster Näherung durch bzw. aus dem Randstrom widerspiegelt. Die Traceralter nehmen entsprechend nach Süden und ins Beckeninnere hin zu (z.B. Abb. 6-3b, 6-9a und 6-13). Beachtlich ist die scheinbare (formale) Zunahme der Traceralter an festen Orten (Abb. 6-3a, 6-6a), die durch die nicht berücksichtigte Mischung des Ansatzes entsteht. Im INADW zeigt sich ferner ein „Knick“ in Salzgehalt, Temperatur und Tracerkonzentrationen zwischen 5°S und 5.6°S (Abb. 6-4 und 6-5), der durch rezirkulierendes Wasser entstehen könnte.

In den zonalen Salzgehalts- und Tracerverteilungen entlang des Äquators und auf 11°S (Abb. 6-7, 6-11 und 6-12) erkennt man den nach Osten abnehmenden Einfluss des Randstroms (uNADW und INADW sind u.a. charakterisiert durch hohe Salzgehalte, die im uNADW systematisch nach Osten abfallen). Diese Abnahme wird ferner deutlich durch den Rückgang

der Tracerkonzentrationen vom Rand weg nach Osten (Äquator und 11°S, z.B. Abb. 6-12). Im Randstrombereich sind die Tracerkonzentrationen nahezu konstant und nehmen dann nach Osten hin rasch ab. Besonders INADW zeigt auf 11°S einen scharfen Konzentrationsabfall 500 km östlich des Randes. Der abnehmende Einfluss des Randstroms zeigt sich auch in den entsprechenden Traceraltern, die im Randstrom konstant sind und dann weiter nach Osten stark zunehmen (Abb. 6-13). Bei 11°S zeigt sich ca. 1500 km östlich des Randes ein zweites Tracermaximum (und Traceralter-Minimum) im uNADW (Abb. 6-12 und 6-13), das im INADW nicht sichtbar ist (Abb. 6-16) und das durch rezirkulierendes Wasser entstanden sein könnte.

Die südlichsten Schnitte (27°S/JCR10 und 29°S/A10) sind mit Vorsicht zu betrachten. Besonders die Traceralter (Abb. 6-3b und 6-6b) und Verdünnungen aus Verhältnisaltern zeigen ein deutliches Abweichen vom Trend im Randstrom und bestätigen, dass diese beiden Schnitte nicht mehr pures NADW enthalten sondern bereits zu erheblichen Teilen mit südlichen Wassermassen vermischt sind (siehe Well und Roether, 2002), obwohl die hydrographischen Eigenschaften (Tiefe und Dichte) den Definitions-Charakteristiken entsprechen.

Die Fehler der Traceralter aus den Unsicherheiten der Randbedingung sind relativ klein (± 1 Jahr). Größer sind die systematischen Verschiebungen der Traceralter bei konstanter oder zeitabhängiger Sättigung (Traceralter +3 bis +5 Jahre bei konstanter Sättigung).

Smethie et al. (2000) haben für LSW und Overflow-Wasser F11/F12-Alter und Verdünnungen im Atlantik bis ca. 10°S bestimmt. Für „uLSW“ finden sie im Randstrombereich südlich des Äquators Alter von > 25 Jahre und Verdünnungen ~ 10 und für „OW“ Alter > 30 und Verdünnungen > 10 . Im Randstrom, bei 0°S bis 5°S finden wir aus F11/CCL₄- und F12/CCL₄-Altern für uNADW 24 Jahre und Verdünnung 3 bis 6 bzw. für INADW 25 Jahre und Verdünnung von 4 bis 8. Erstens könnten unsere mittleren Tracerkonzentrationen etwas höher sein, da wir nicht über alle Tracer-Messungen aus einem Dichteintervall mitteln, sondern über alle Messungen aus einem kleinern Dichteintervall, in dem die 50% größten Tracer-Messungen liegen (siehe Kap. 4.2). Folglich müssten unsere Alter und Verdünnungen niedriger sein. Zweitens verwenden Smethie et al. eine konstante Randbedingung (70% für F11 und F12 in LSW und OW), was auch unsere Verhältnisalter um jeweils rund 3 bis 5 Jahre erhöhen würde. Und drittens verwenden Smethie et al. Daten ausschließlich aus den 80er und frühen 90er Jahren, so dass so weit südlich der Quellen die relativen Unsicherheiten dieser Daten zu hohen Fehlern führen müssen. Allerdings ist zu beachten, dass die von uns verwendeten Beobachtungen aus späteren Jahren stammen und daher eher höhere Alter zu erwarten wären (vgl. Abb. 6-3 und 6-6).

7 Transitzeit-Verteilungen im Südatlantik

In diesem Kapitel bestimmen wir die Transitzeit-Verteilungen von uNADW und lNADW im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik. Dazu verwenden wir in erster Linie die zeitabhängigen Tracer-Randbedingungen (Kap. 5.4). Ferner werden Rechnungen mit den konstanten Randbedingungen (Kap. 5.3) durchgeführt, um sie mit den Ergebnissen der zeitabhängigen Randbedingungen zu vergleichen. Das mittlere Alter τ , die Verdünnung V und die Pécelet-Zahl Pe der TTDs (Kap. 3.2, Gl. 13 und 16) werden durch Minimierung der Fehlersummen $\zeta(t; \tau, V, Pe)$ (Gl. 17) an die beobachteten mittleren Tracerkonzentrationen auf den hydrographischen Schnitten (siehe Kap. 4.2 und Kap. 6) angepasst.

Zunächst bestimmen wir TTDs für uNADW und lNADW im Randstrom. Dabei zeigt sich, dass es praktisch nicht möglich ist, konsistente TTDs für einzelne Schnitte zu bestimmen – konsistent in dem Sinne, dass die mittleren Alter τ (und die Verdünnungen V) mit dem Abstand von der Quelle systematisch zunehmen, wie wir es für ein stationäres Randstromsystem ($u = r/\tau = \text{const.}$, siehe Kap. 3.2.2) erwarten. Aufgrund des nahezu redundanten Informationsgehalts bestimmter Tracer (besonders von F11 und F12, siehe Kap. 3.1.5 und 3.3.1), ist die Anzahl der anzupassenden Parameter beschränkt. Ferner erlauben die Unsicherheiten der Beobachtungen nur die Festlegung von Parameter-Bereichen.

Es zeigt sich, dass Beobachtungen von verschiedenen Beobachtungszeiten und -orten gleichzeitig für die Anpassung mit Gl. 17 verwendet werden müssen, indem (wie in Kap. 3.2.4 dargestellt) das mittlere Alter τ und die Verdünnung V als in erster Näherung lineare Funktionen des Weges r im Randstrom und $Pe = \text{const.}$ im gesamten Gebiet (8°N bis 29°S) angesetzt werden:

$$\begin{array}{l} \tau = \tau_{\text{Äq}} + \tau_r r \\ V = V_{\text{Äq}} + V_r r \\ Pe = \text{const.} \end{array}$$

Dabei ist r [km] der Abstand vom Äquator im Randstrom, d.h. am Äquator ist $r = 0$. Die Quellen sind für uNADW bei $r = R_{\text{LSW}} = -10000$ km (LSW/Labradorsee) bzw. für lNADW bei $r = R_{\text{OW}} = -12000$ km (OW/Irmingersee). $\tau_{\text{Äq}}$ ist dann ein konstanter Wert am Äquator und τ_r ist die Zunahme des Alters relativ zum Äquator (entsprechendes gilt für V). Damit sind also fünf freie Parameter zu bestimmen. Insgesamt stehen dafür 43 Schnitte zu verschiedenen Zeiten t_{obs} (1982 bis 2002) und an verschiedenen Orten r_{obs} (8°N bis 29°S) zur Verfügung (siehe Kap. 4.1., Tab. 4-1). Für all diese Schnitte haben wir wie in Kap. 4.2 beschrieben charakteristische FCKW-Konzentrationen bestimmt, auf 10 Schnitten zusätzlich CCl_4 und auf 11 Schnitten zusätzlich Tritium.

Als Nächstes passen wir TTDs für uNADW und lNADW an Beobachtungen entlang des Äquators an. Um auch hier alle verfügbaren Beobachtungen gleichzeitig verwenden zu können, wählen wir ebenfalls einen linearen Ansatz für die Ortsabhängigkeit von τ und V : hier mit $\tau = \tau_{\text{Rand}} + \tau_r r$, $V = V_{\text{Rand}} + V_r r$ und $Pe = \text{const.}$, wobei hier τ_{Rand} ein konstanter Wert am Rand, τ_r die Alterszunahme nach Osten und r der Abstand vom Rand sind (entsprechendes gilt für V). Entlang des Äquators stehen weniger Beobachtungen zur Verfügung als im Randstrom (27 x FCKWs, 3 x CCl_4 und 5 x Tritium). Daher erweist es sich als notwendig, die Anzahl der anzupassenden Parameter noch weiter einzuschränken. Dazu setzen wir am Schnittpunkt des Äquators mit dem Randstrom $\tau_{\text{Rand}} = \tau_{\text{Äq}}$.

Schließlich passen wir weiter südlich (bei 11°S) TTDs an zonale Schnitte an. Da wir hier einen räumlich dichten Datensatz von (zumindest im Randstrombereich) bis zu drei verschiedenen Beobachtungszeitpunkten zur Verfügung haben, können wir praktisch auf den linearen Ansatz für τ und V verzichten. Wir werden lediglich Pe (= const.) auf die jeweils vorher bestimmten Werte aus dem Randstrom festlegen, um zonal konsistente TTDs zu erhalten. Mit diesem Ansatz können wir auch zonale Variationen in τ und V auf einer Skala von einigen 100 km erfassen.

7.1 Entwicklung der TTDs im Randstrom

7.1.1 TTDs von uNADW im Randstrom

Da sich aus dem unsicheren CCl_4 -Zerfall (siehe Kap. 5.4.3: $\delta_{CCl_4} = 0.000/a$ bis $0.010/a$) sehr starke Schwankungen in den TTDs ergeben (siehe Abb. 7-1), wurde zunächst eine Anpassung *ohne* CCl_4 durchgeführt. Für die FCKWs und Tritium wurde die zeitabhängige Randbedingung mit $\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20$ a und $Tr_{\text{korrt}} = 1.10$ angesetzt (siehe 5.4.2.1). Daraus ergeben sich TTDs mit $\tau(r) = 60.0 + 10.7 \times 10^{-3} r$, $V(r) = 1.33 + 0.00 \times 10^{-3} r$ und $Pe = 4.39 = \text{const.}$

7.1.1.1 Abschätzung von δ_{CCl_4} aus den Beobachtungen

Aus der Anpassung *ohne* CCl_4 wurde ein bester Wert für den CCl_4 -Zerfall aus den Beobachtungen selber abgeschätzt, indem die TTDs jetzt *mit* CCl_4 angepasst wurden und δ_{CCl_4} systematisch zwischen $0.000/a$ und $0.010/a$ variiert wurde. Mit der gleichen zeitabhängigen Randbedingung ($\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20$ a und $Tr_{\text{korrt}} = 1.10$) erhält man dann am Äquator mittlere Alter $\tau_{\text{Äq}}$ zwischen 28 und 78 Jahren und entsprechend damit korrelierte Verdünnungen $V_{\text{Äq}}$ zwischen 3.9 und 1.1 und Péclet-Zahlen zwischen 12 und 3. Abb. 7-1 zeigt die Entwicklung von $\tau_{\text{Äq}}$, $V_{\text{Äq}}$ und Pe bei systematisch variierendem δ_{CCl_4} . Die roten Linien zeigen jeweils den Wert aus der Anpassung ohne CCl_4 .

Wie Abb. 7-1 zeigt, ist die beste Übereinstimmung zwischen der Anpassung *ohne* CCl_4 und den Anpassungen *mit* CCl_4 bei $\delta_{CCl_4} \approx 0.007/a$ bis $0.008/a$ gegeben. Vor allem bei der Entwicklung von $\tau_{\text{Äq}}$ erkennt man, dass für größer werdende δ_{CCl_4} die Parameter überproportional ansteigen. Für $\delta_{CCl_4} > 0.009/a$ werden die Lösungen sogar unrealistisch, da die Verdünnung kleiner 1 wird (wegen des nicht verschwindenden V_r ist die Verdünnung für $\delta_{CCl_4} \geq 0.009/a$ bei 6°N kleiner 1). Da ferner die Tracerkonzentrationen aus den TTDs (Gl. 13 und 16) mit den Beobachtungen insbesondere für CCl_4 besser für kleine Zerfallsraten übereinstimmen (die Fehlersumme ζ nur für CCl_4 ist am kleinsten für $\delta_{CCl_4} = 0.005/a$), wird im Folgenden $\delta_{CCl_4} = 0.007/a$ als bester Wert angenommen. Weiter unten werden wir ein Fehlerbereich dafür abschätzen.

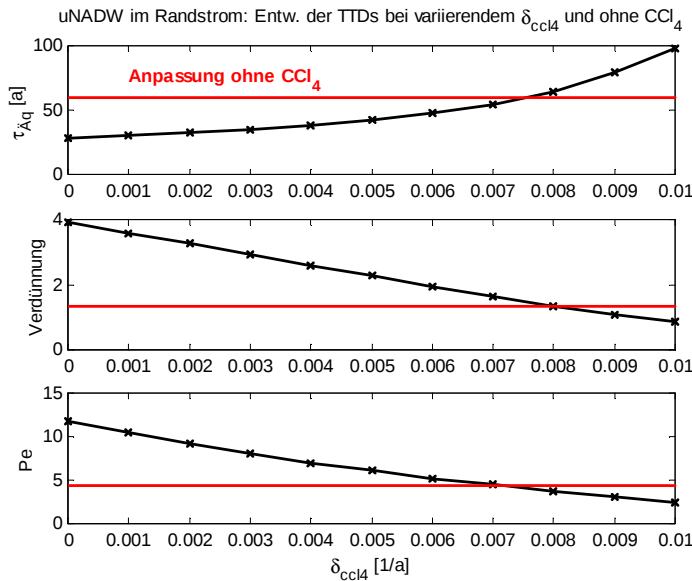


Abb. 7-1: Entwicklung von τ_{Aq} , V_{Aq} und Pe für eine gemeinsame Anpassung mit CCl_4 bei Variation von δ_{CCl_4} von 0.000/a bis 0.010/a (schwarze Kurven). Zusätzlich sind τ_{Aq} , V_{Aq} und Pe aus der Anpassung ohne CCl_4 eingezeichnet (rote Geraden). Die Tracer-Randbedingung ist in allen Fällen $\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20$ a und $\text{Tr}_{\text{kor}} = 1.10$.

7.1.1.2 TTDs aus allen Tracern gleichzeitig

Mit der zeitabhängigen Tracer-Randbedingung ($\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20$ a, $\text{Tr}_{\text{kor}} = 1.10$) und gleichzeitiger Verwendung von CCl_4 ($\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007/\text{a}$) ergeben sich schließlich die folgenden Parameter für die TTDs von uNADW im Randstrom:

Parameter der TTDs mit CCl_4 ($\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007/\text{a}$)
$\tau(r) = 54.7 + 8.57 \times 10^{-3} r$ [a]
$V(r) = 1.64 + 0.165 \times 10^{-3} r$
Pe = 4.44 = const.

Mit Gl. 9 ($u = R/\tau$) und dem Abstand R von der Quelle bis zum Beobachtungsort ($R = 10000$ km + r) lässt sich die mittlere Geschwindigkeit berechnen. Dabei erhält man $u = 0.6$ cm/s. Ferner lässt sich aus $\Delta r/\Delta t$ bzw. hier direkt aus $1/\tau_r$ formal eine „lokale“ Geschwindigkeit innerhalb des Untersuchungsgebiets berechnen. Dabei ergibt sich $u_{\text{reg}} = 0.4$ cm/s. Aus dem Vergleich der mittleren und regionalen Geschwindigkeit lässt sich schließen, dass die Geschwindigkeit über den gesamten Abstand von der Quelle bis in der Südatlantik abgenommen haben muss.

Diese Geschwindigkeiten aus den TTDs stehen im Widerspruch zu den Geschwindigkeiten aus den konventionellen Traceraltern (siehe Kap. 6.1.1, Tab. 6-1). Erstens sind die Geschwindigkeiten aus den TTDs systematisch kleiner, und zweitens sind die regionalen Geschwindigkeiten kleiner als die mittleren. Das liegt zum ersten daran, dass die konventionellen Traceraltern (sowohl Verhältnialter als auch Konzentrationsalter) die „realen“ Alter durch die nicht berücksichtigte Mischung unterschätzen. Und zum zweiten nimmt diese Unterschätzung mit größer werdendem Abstand von der Quelle durch sich

aufsummierende Mischung aus Rezirkulationen, Wirbeln etc. immer weiter zu, so dass auch die Zunahme der konventionellen Traceralter zu gering abgeschätzt wird (siehe Kap. 3.1.2).

Mit Gl. 9 ($u = R/\tau$) und Gl. 12 ($Pe = uR/k$) kann man des Weiteren aus $\tau(r)$ und Pe einen formalen horizontalen Mischungskoeffizienten ableiten, der $k = k_{\text{Äq}} + k_r = 13000 + 600 \times 10^{-3} r$ m²/s beträgt.

Die TTDs sind in der folgenden Abb. 7-2 dargestellt bei 6°N ($r = -1000$ km), 0°S ($r = 0$ km), 5°S ($r = 1000$ km), 11°S ($r = 1900$ km) und 20°S ($r = 2800$ km).

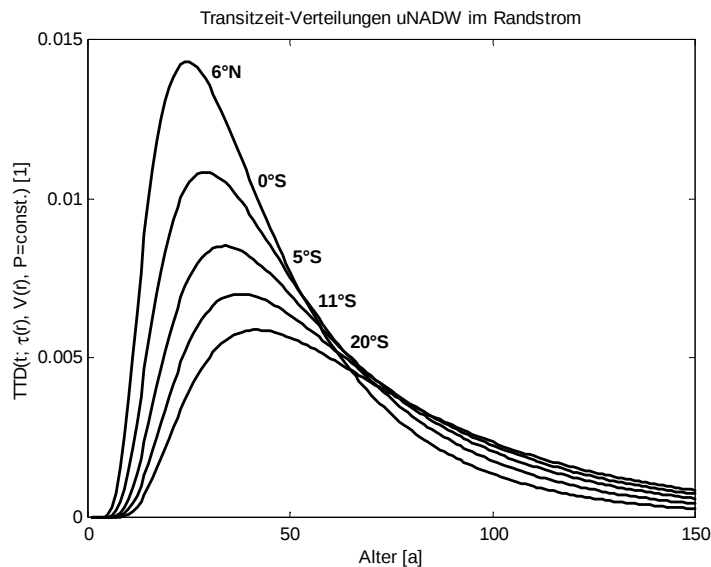


Abb. 7-2: TTDs von uNADW im Randstrom mit mittleren Altern $\tau(r) = 54.7 + 8.57 \times 10^{-3} r$, Verdünnungen $V(r) = 1.64 + 0.165 \times 10^{-3} r$ und konstanter Péclet-Zahl $Pe = 4.44 = \text{const.}$ bei 6°N ($r = -1000$ km), 0°S ($r = 0$ km), 5°S ($r = 1000$), 11°S ($r = 1900$ km) und 20°S ($r = 2800$ km).

Mit größer werdendem Abstand von der Quelle nehmen das mittlere Alter τ in Folge unseres Ansatzes sowie die Breiten σ der TTDs (Kap. 3.2.2, Gl. 10) zu (Breite $\sigma = 31, 37, 42, 48, 52$ Jahre). Auch die häufigsten Alter (Maximum der TTDs) nehmen zu und liegen bei 24, 29, 34, 38 und 42 Jahren. D.h. auch wenn die mittleren Alter τ – verglichen z.B. mit den Verhältnisaltern, siehe Kap. 6 – relativ groß sind, erreicht eine große Fraktion den Beobachtungsort durch die am Transport beteiligte Mischung schon relativ früh. Abb. 7-3 zeigt das Ventilationsalter t_{vent} und den dazugehörigen ventilierten Anteil $\Delta(t_{\text{vent}})$ der tracerführenden, d.h. unverdünnten Komponente aus den TTDs (Kap. 3.2.1, Gl. 5) bei 6°N ($r = -1000$ km), 0°S ($r = 0$ km), 11°S ($r = 1900$ km) und 20°S ($r = 2800$ km).

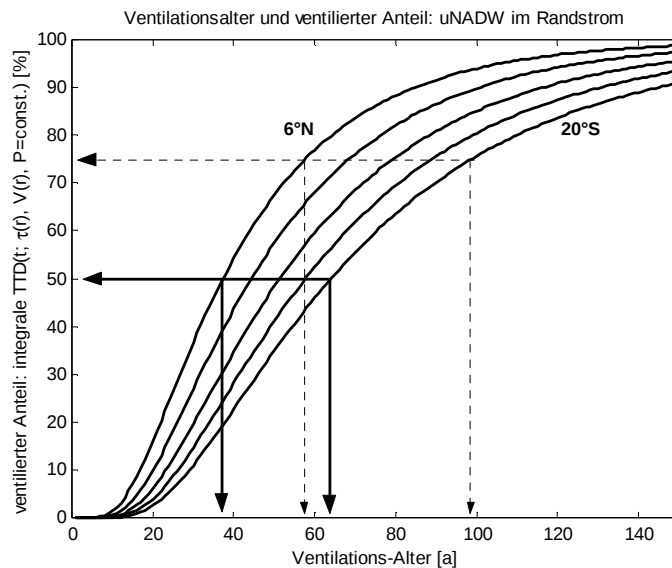
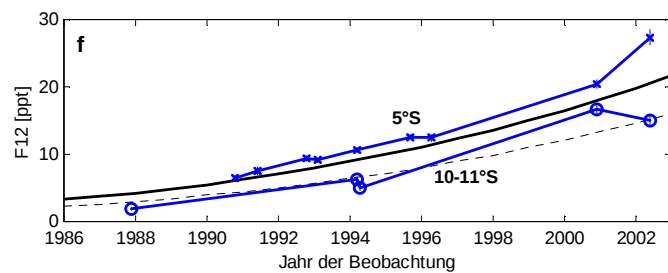
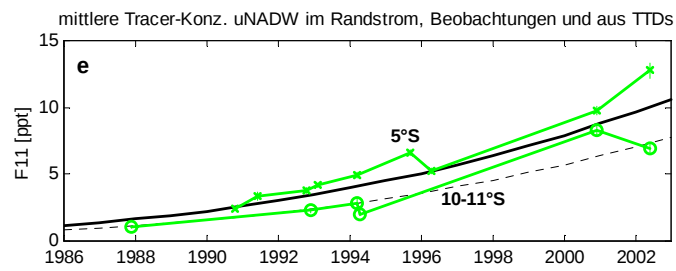
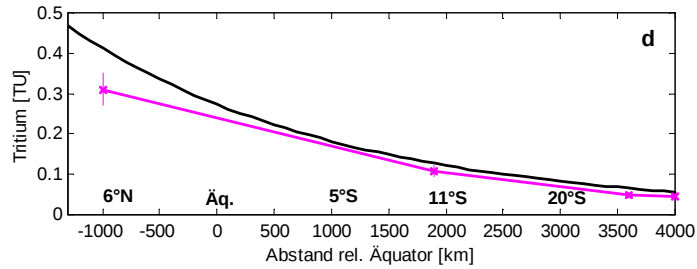
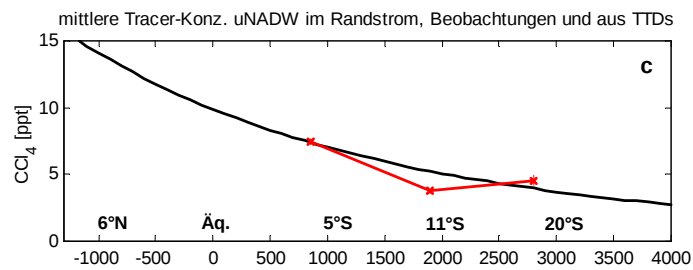
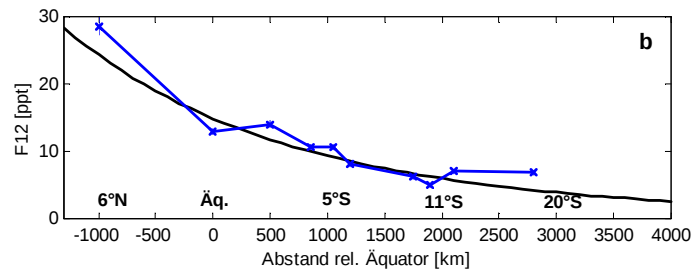
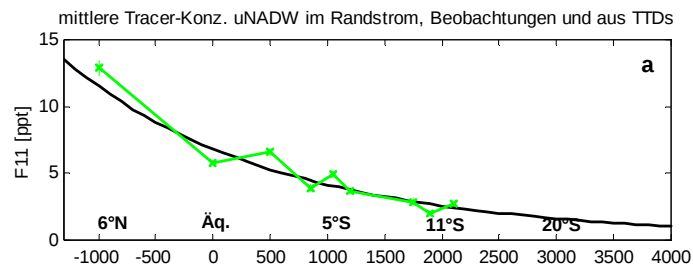


Abb. 7-3: Ventilationsalter t_{vent} und ventilierter Anteil $\Delta(t_{vent})$ aus den TTDs von uNADW im Randstrom mit $\tau(r) = 54.7 + 8.57 \times 10^{-3} r$ und $Pe = 4.44 = \text{const.}$ bei 6°N ($r = -1000\text{km}$), 0°S ($r = 0\text{ km}$), 5°S ($r=1000$), 11°S ($r = 1900\text{ km}$) und 20°S ($r = 2000\text{ km}$).

50% des Wassers bei 6°N sind nach rund 37 Jahren mit Wasser von der Quelle ausgetauscht, bei 20°S dauert es 64 Jahre. 75% des Wassers bei 6°N sind nach 57 Jahren mit Wasser von der Quelle ausgetauscht, bei 20°S dauert es 99 Jahre. Etwa 50% des gesamten FCKW- und CCl₄-Inventars sind erst innerhalb der letzten 25 Jahren in den Ozean gelang (siehe Abb. 3-1). Während dieser Zeit wurden also 30% des Wassers bei 6°N ausgetauscht (7% bei 20°S).

7.1.1.3 Vergleich der beobachteten Konzentrationen und der theoretischen Konzentrationsverläufe aus den TTDs

Die gute Übereinstimmung der theoretischen Konzentrationsverläufe aus den TTDs (Gl. 13 und 16 mit den oben genannten Parametern $\tau(r)$, $V(r)$ und Pe) mit den Beobachtungen zeigen die folgenden Abb. 7-4. In a-d sind die beobachteten Tracerkonzentrationen aus dem Jahre 1994 (F11, F12, CCl₄) bzw. 1993 bis 1995 (Tritium) im Randstrom und die räumlichen Konzentrationsverläufe aus den TTDs zur gleichen Zeit ($t_{obs} = 1994$) dargestellt; in e-h sind die beobachteten Tracerkonzentrationen im Randstrom bei 5°S und 10-11°S und die zeitlichen Konzentrationsverläufe aus den TTDs am gleichen Ort dargestellt.



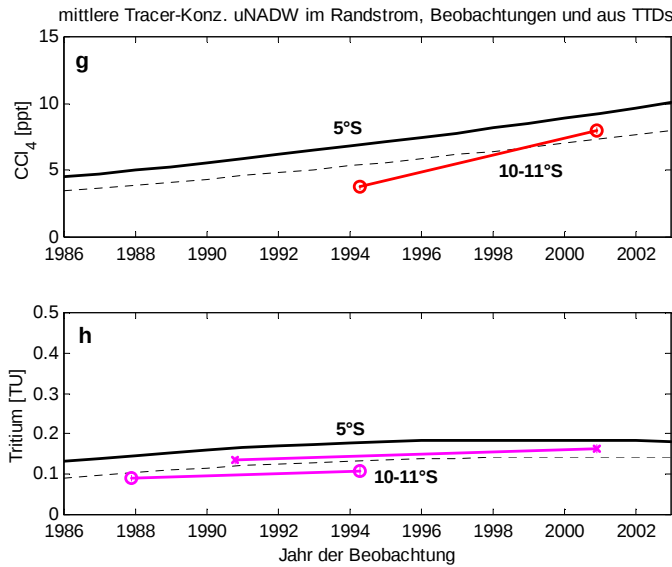


Abb. 7-4: Theoretische Konzentrationsverläufe aus den TTDs (Gl. 16) mit $\tau(r) = 54.7 + 8.57 \times 10^{-3} r$, $V(r) = 1.64 + 0.165 \times 10^{-3} r$ und $Pe = 4.44 = \text{const.}$; a-d für $t_{\text{obs}} = 1994$ (schwarze Kurven) sowie die Beobachtungen von 1994 (x); e-h bei $r = 1100$ (5°S, dick) und $r = 1900$ (10-11°S, gestrichelt) sowie die Beobachtungen (x = 5°S und o = 10°-11°S).

Die Abweichung der theoretischen von den beobachteten Tracer-Werten lässt sich statt als Fehlersumme ζ (Gl. 17) praktisch als eine mittlere prozentuale Abweichung ζ^* angeben:

$$\zeta^* = 100 \times 1/n \sum |(1 - C_{\text{beobachtet}}/C_{\text{theoretisch}})| [\%]$$

Sie beträgt für diesen Fall im Mittel rund 16% für alle Tracer zusammen, die Abweichungen für die FCKWs betragen 15%, für CCl_4 18% und für Tritium 19%, dabei ist Tritium aus den TTDs *systematisch* größer als in den Beobachtungen. Gegenüber diesen Abweichungen stehen mittlere Unsicherheiten der beobachteten Tracerkonzentrationen von rund 10% (alle Tracer) bzw. 9% (F11 und F12), 7% CCl_4 und 14% Tritium (siehe Kap. 4, Tab. 4-3).

Die systematisch positiven Abweichungen von Tritium könnten von der geringeren relativen Gewichtung von Tritium herrühren (siehe 3.3.2). Da Tritium eine grundsätzlich andere Eintrags-Charakteristik wie die FCKWs und CCl_4 hat, wird Tritium – für sich – besser durch TTDs mit größeren mittleren Altern, kleineren Verdünnungen und kleineren Péclet-Zahlen angepasst, während die Anpassung für die FCKWs und CCl_4 alleine zu etwas jüngeren, stärker verdünnten und weniger stark von Mischung beeinflussten (größere Pe 's) TTDs führt. Aufgrund des „Kompromisses“ zugunsten von den FCKWs und CCl_4 wird Tritium systematisch überschätzt. Allerdings ist die mittlere Unsicherheit von Tritium größer als die der anderen Tracer (Kap. 4.2, Tab. 4-3), was einerseits die Anpassung der TTDs zu Ungunsten von Tritium beeinflusst, andererseits die größeren Abweichungen vom Tritium relativiert.

7.1.1.4 Korrelation von $\tau(r)$, $V(r)$ und Pe

Die Parameter $\tau(r)$, $V(r)$ und Pe sind stark miteinander korreliert, wie Abb. 7-5 veranschaulicht. Wenn innerhalb einer Fehlertoleranz ζ_{min} bis $\zeta_{\text{min}} + \Delta\zeta$ (siehe Gl. 17) $\tau(r)$ größer wird, werden $V(r)$ und Pe jeweils kleiner. Für diese Darstellung wurden jeweils τ_r , V_r sowie Pe bzw. $V_{\text{Äq}}$ festgehalten und die Fehlersummen $\zeta(\tau_{\text{Äq}}, V_{\text{Äq}})$ bzw. $\zeta(\tau_{\text{Äq}}, Pe)$ für

systematisch variierende $\tau_{\text{Äq}}$ und $V_{\text{Äq}}$ bzw. $\tau_{\text{Äq}}$ und Pe konturiert (Randbedingung wie oben). Die eingezeichneten Pfeile liegen jeweils auf den Werten von $\tau_{\text{Äq}} = 54.7$ a und $V_{\text{Äq}} = 1.64$ bzw. $Pe = 4.44$ (siehe oben) und zeigen auf das Minimum von ζ .

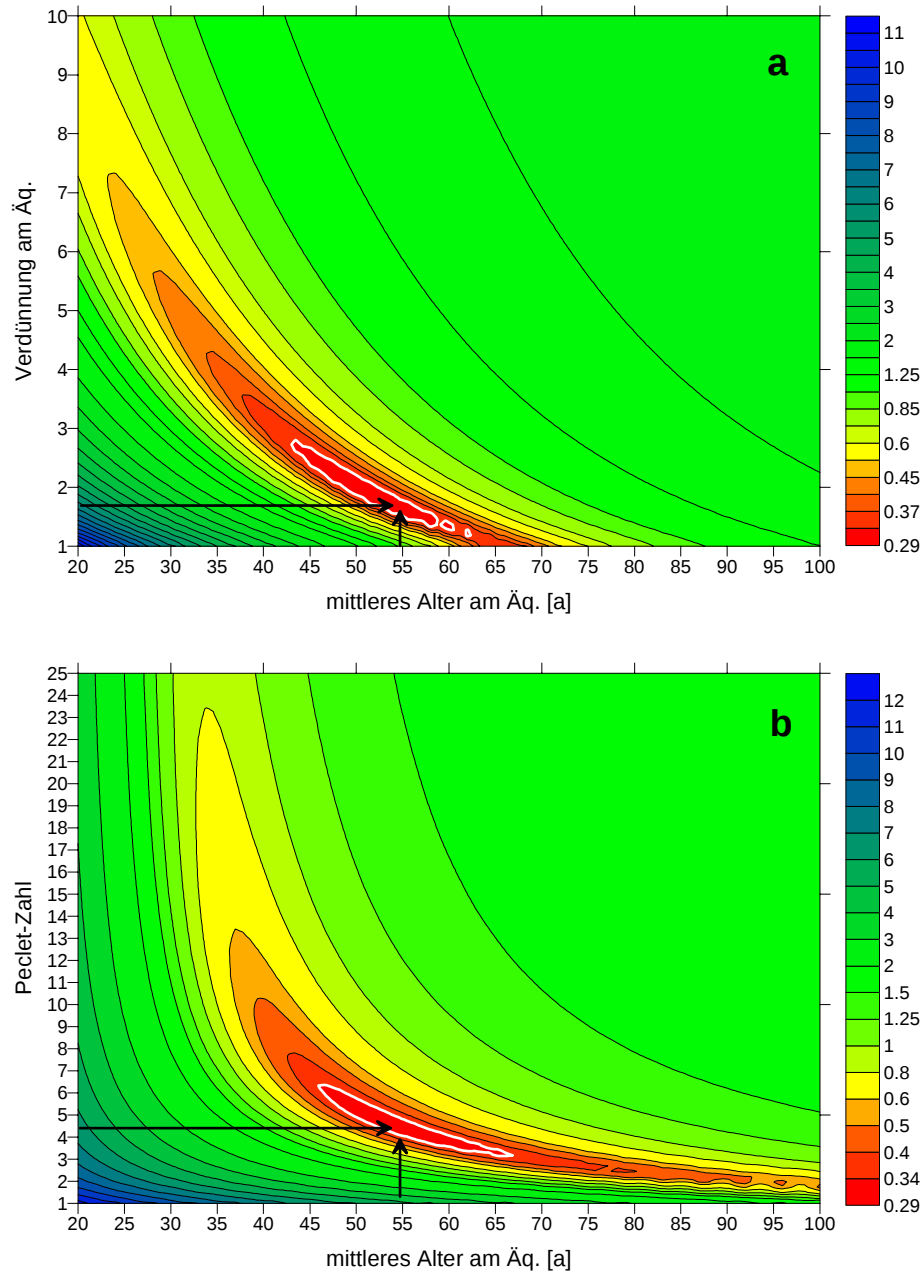


Abb. 7-5: In a Fehlersummen $\zeta(\tau_{\text{Äq}}, V_{\text{Äq}})$ bzw. in b $\zeta(\tau_{\text{Äq}}, Pe)$ nach Gl. 17. In a variieren mittlere Alter $\tau_{\text{Äq}}$ und $V_{\text{Äq}}$ bei festem $Pe = 4.44$ bzw. in b variieren mittlere Alter $\tau_{\text{Äq}}$ und Pe mit fester Verdünnung $V_{\text{Äq}} = 1.64$. Es ist jeweils $\tau_r = 8.57 \times 10^{-3}$ und $V_r = 0.165 \times 10^{-3}$. Die $\zeta = \zeta_{\min} + 25\%$ Konturlinie ist jeweils weiß hervorgehoben. Die Pfeile weisen auf des Minimum $\zeta_{\min}$ bei $\tau_{\text{Äq}} = 54.7$ und $V = 1.64$ bzw. $Pe = 4.44$.

Die Korrelation der Parameter untereinander ist erheblich. Für $\zeta \leq \zeta_{\min} + 10\%$ (siehe Abb. 7-5a und b, innerhalb der weißen Konturlinie) beträgt sie für $\tau_{\text{Äq}}/Pe$ für den hier diskutierten Fall rund -97% , wobei $\tau_{\text{Äq}}$ zwischen 48 und 65 Jahren und Pe zwischen 5.75 und 3.25 liegt (für $\zeta \leq \zeta_{\min} + 20\%$ ergeben sich immer noch -95% und für $\zeta \leq \zeta_{\min} + 100\%$ noch -86%). Und für $\zeta \leq \zeta_{\min} + 10\%$ beträgt die Korrelation für $\tau_{\text{Äq}}/V_{\text{Äq}}$ ebenfalls -97% , wobei $\tau_{\text{Äq}}$ zwischen 46

und 63 Jahren und $V_{\text{Äq}}$ zwischen 2.4 und 1.2 liegt (für $\zeta \leq \zeta_{\text{min}} + 100\%$ immer noch -92%). Nur eine hinreichend große Anzahl verschiedener Beobachtungen (verschiedene Tracer zu verschiedenen Zeitpunkten und Orten, siehe Kap. 5) führt zu stabilen, zuverlässigen Lösungen.

7.1.1.5 Fehler der TTDs aus den Unsicherheiten der Beobachtungen und der Randbedingung

Die Fehler der Parameter $\tau(r)$, $V(r)$ und Pe wurden zunächst 1) aus den Unsicherheiten der beobachteten Tracerkonzentrationen (Fehler der Mittelwerte, siehe Kap. 4.2) und 2) aus den Unsicherheiten der Randbedingungen (d.h. den Unsicherheiten von β , τ_0 und Tr_{kor} , siehe 5.4.2.1) abgeschätzt. Die Messfehler (siehe 4.1.3) sind verglichen mit den Unsicherheiten der Mittelwerte klein und wurden nicht extra berücksichtigt.

Zu 1) Die Fehler der TTDs (bzw. deren Parameter τ , V und Pe) aus den Unsicherheiten der Beobachtungen haben wir abgeschätzt, indem wir die beobachteten Tracerkonzentrationen innerhalb ihrer jeweiligen Unsicherheiten N mal verrauscht haben (gleichverteilt⁸⁴). Als Fehler der Parameter $\tau_{\text{Äq}}$, τ_r , $V_{\text{Äq}}$, V_r und Pe wurden dann die Standardabweichungen der aus den N „verrauschten“ Parametern gegenüber den Parametern der unverrauschten Lösung genommen (siehe Kap. 3.3.3, Gl. 18).

Zu 2) Aus der Unsicherheit der direkten Komponente $\beta = 0.25 \pm 0.05$ und der damit (entsprechend positiv korrelierten – siehe Kap. 5.4.2.1) Abklingzeit $\tau_0 = 20 \pm 2$ a und der (ebenfalls entsprechend positiv korrelierten) regionalen Tritiumoberflächenkorrektur $Tr_{\text{kor}} = 1.10 \pm 0.02$ wurden extreme Parameter $\tau_{\text{Äq}}^{\text{min}}$, $\tau_{\text{Äq}}^{\text{max}}$ etc. bestimmt und die halben Differenzen ($\Delta_{\tau_{\text{Äq}}} = (\tau_{\text{Äq}}^{\text{max}} - \tau_{\text{Äq}}^{\text{min}})/2$ etc.) jeweils als Fehler Δ_2 angenommen (entsprechend für die anderen Parameter).

Die Quadrate dieser Fehler wurden schließlich jeweils zu einem Gesamtfehler der Parameter addiert ($\Delta_{\text{gesamt}}^2 = \Delta_1^2 + \Delta_2^2$). Die Fehler 1) und Fehler 2) und deren quadratische Summe sind in der folgenden Tabelle 7-1 zusammengefasst:

	beste Werte	Δ_1	Δ_2	$\sqrt{(\Delta_1^2 + \Delta_2^2)}$	
$\tau_{\text{Äq}}$	54.7	+/-4.6	+/-4.0	+/-6.1	[a]
τ_r	8.57	+/-0.86	+/-0.58	+/-1.04	[a/10 ³ km]
$V_{\text{Äq}}$	1.64	-/+0.13	-/+0.12	-/+0.18	
V_r	0.165	-/+0.023	-/+0.021	-/+0.031	[1/10 ³ km]
Pe	4.44	-/+0.51	-/+0.20	-/+0.55	

Tabelle 7-1: Beste Werte, Fehler aus den Unsicherheiten der Beobachtungen Δ_1 , Fehler aus den Unsicherheiten der Randbedingung Δ_2 und daraus folgender Gesamtfehler der TTDs für uNADW im Randstrom.

⁸⁴ gleichverteiltes oder normalverteiltes Verrauschen ergibt keinen signifikanten Unterschied

7.1.1.6 Fehler aus der Unsicherheit des CCl₄-Abbaus

Aus den Summen der Fehler Δ_1 und Δ_2 der Parameter (siehe Tab. 7-1) wird ein mittlerer Fehlerbereich für δ_{CCl_4} abgeschätzt. Wieder wurden TTDs mit systematisch variierenden δ_{CCl_4} berechnet. Als beste Werte wurden die Parameter für δ_{CCl_4} 0.007/a angenommen (siehe oben). Dann wurde verglichen, für welchen Variations-Bereich von δ_{CCl_4} die Parametern noch innerhalb der Fehler liegen. Wie in Abb. 7-6 dargestellt, folgt für das Intervall $\tau_{\text{Äq}} \pm \Delta_{\tau_{\text{Äq}}}$, $V_{\text{Äq}} \pm \Delta_{V_{\text{Äq}}}$ und $Pe \pm \Delta_{Pe}$:

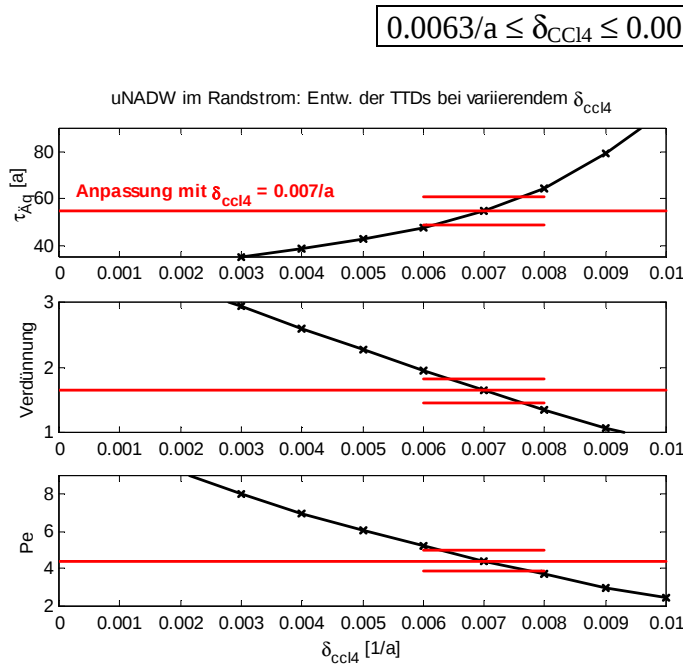


Abb. 7-6: Entwicklung von $\tau_{\text{Äq}}$, $V_{\text{Äq}}$ und Pe für eine gemeinsame Anpassung mit CCl_4 bei Variation von δ_{CCl_4} von 0.000/a bis 0.010/a (schwarze Kurven). Zusätzlich sind jeweils $\tau_{\text{Äq}} \pm \Delta_{\tau_{\text{Äq}}}$, $V_{\text{Äq}} \pm \Delta_{V_{\text{Äq}}}$ und $Pe \pm \Delta_{Pe}$ aus der Anpassung mit $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007$ eingezeichnet (rot). Die Tracer-Randbedingung ist in allen Fällen $\beta = 0.25$, $\tau = 20$ a und $Tr_{\text{kor}} = 1.10$.

Zu 3) Aus $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.0063/a$ bis $0.0077/a$ schätzen wir jeweils einen Fehler Δ_3 für die Parameter aus der Unsicherheit von δ_{CCl_4} ab (entspr. $\Delta_{\tau_{\text{Äq}}} = (\tau_{\text{Äq}}^{\text{max}} - \tau_{\text{Äq}}^{\text{min}})/2$, für die anderen Parameter entsprechend). Aus allen drei Fehlern bilden wir schließlich den Gesamtfehler für die Parameter:

	beste Werte	Δ_1	Δ_2	Δ_3	$\Delta = \sqrt{(\Delta_1^2 + \Delta_2^2 + \Delta_3^2)}$	
$\tau_{\text{Äq}}$	54.7	+/-4.6	+/-4.0	+/-6.0	+/-8.6	[a]
τ_r	8.57	+/-0.86	+/-0.58	+/-0.99	+/-1.44	[a/10 ³ km]
$V_{\text{Äq}}$	1.64	-/+0.13	-/+0.12	-/+0.21	-/+0.27	
V_r	0.165	-/+0.023	-/+0.021	-/+0.037	-/+0.048	[1/10 ³ km]
Pe	4.44	-/+0.51	-/+0.20	-/+0.53	-/+0.76	

Tabelle 7-1a: Beste Werte, Fehler aus den Unsicherheiten der Beobachtungen Δ_1 , Fehler aus den Unsicherheiten der Randbedingung Δ_2 , Fehler aus der Unsicherheit des CCl_4 -Abbaus Δ_3 und daraus folgender Gesamtfehler der TTDs für uNADW im Randstrom.

Die Fehler 3) aus der Unsicherheit des CCl₄-Abbaus sind größer als die aus 1) und 2). Für eine gerundete Unsicherheit für δ_{CCl_4} von $\pm 0.001/\text{a}$ sind die nach diesem Verfahren abgeschätzte Fehler Δ etwa 25% größer. Der jeweilige Gesamtfehler liegt demnach für alle 5 Parameter bei rund 20%.

Aus diesem Gesamtfehler folgen dann – wieder unter Berücksichtigung der entsprechenden Fehler-Korrelationen⁸⁵ – mittlere Fehlerbereiche für die theoretischen Konzentrationsverläufe:

Fehler der Konz. aus dem Gesamtfehler der TTDs	
F11, F12:	11 %
CCl ₄ :	7 %
Tritium:	11 %

Damit liegen die Abweichungen der theoretischen Konzentrationsverläufe (F11, F12 = 16%, CCl₄ = 18% und Tritium = 19%, siehe oben) innerhalb eines σ -Fehlers aus den Unsicherheiten der Beobachtungen (F11, F12 = 9%, CCl₄ = 7%, Tritium = 14%, siehe Kap. 4.2, Tab. 4-3) plus den Fehlern folgend aus dem Gesamtfehler der TTDs aus Tab. 7-1a. Lediglich für CCl₄ liegt die Abweichung etwas darüber.

7.1.1.7 Konstante Randbedingung

Konventionell werden Traceralter mit der zeitlich konstanten (mittleren) Randbedingung (Kap. 5.3) bestimmt. Daher wurde auch der Ansatz mit der konstanten Randbedingung verwendet, um die Ergebnisse der zeitabhängigen Randbedingung (siehe oben) damit zu vergleichen. Mit den konstanten Sättigungen $\alpha(\text{F11 \& F12}) = 70\%$, $\alpha(\text{CCl}_4) = 80\%$ und $\alpha(\text{Tritium}) = 100\%$ (siehe Kap. 5.3) sowie $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007/\text{a}$ ergeben sich TTDs mit den Parametern

Parameter der TTDs (konst. Randbedingung)	
$\tau(r)$	$= 78.7 + 12.0 \times 10^{-3} R [\text{a}]$
$V(r)$	$= 1.37 + 0.12 \times 10^{-3} R$
Pe	$= 3.44 = \text{const.}$

Die mittleren Alter sind bei konstanter Randbedingung deutlich höher. Die Verdünnung und die aus τ und Pe abgeleitete Mischung ($k = 11700 + 600^{-3} R \text{ m}^2/\text{s}$) liegen nur wenig unter denen aus der zeitabhängigen Randbedingung. Die Abweichungen der theoretischen von den beobachteten Tracerkonzentrationen beträgt in diesem Fall im Mittel 18% (für alle Tracer zusammen) bzw. 16% (F11 und F12), 18% (CCl₄) und 37% (Tritium), wobei auch in diesem Fall Tritium systematisch zu groß ist. Damit liegen die Abweichungen der FCKWs und CCl₄ ungefähr in den Größenordnungen derer aus dem Fall der zeitabhängigen Randbedingung. Die Abweichung von Tritium ist bei konstanter Sättigung jedoch fast doppelt so groß.

Damit bestätigt Tritium qualitativ den Ansatz der zeitabhängigen Sättigung $\alpha(t_{\text{obs}})$. Für die zeitabhängige Randbedingung zeigt die Tritium-Sättigung einen deutlich anderen Verlauf als die der anderen Tracer (siehe Kap. 5, Abb. 5-9 und 5-10). Da auch im Fall der konstanten

⁸⁵ D.h. $\tau_{\text{Äq}} + \sigma_{\tau_{\text{Äq}}}$, $\tau_r + \sigma_{\tau_r}$ aber $V_{\text{Äq}} - \sigma_{V_{\text{Äq}}}$, $V_r - \sigma_{V_r}$, $Pe - \sigma_{Pe}$ und umgekehrt.

Sättigung wieder die FCKWs die Anpassung dominieren, zeigt Tritium durch die unrealistischere Randbedingung, bei der die Sättigungsverhältnis der einzelnen Tracer konstant gehalten werden, stärkere Abweichungen von den Beobachtungen.

7.1.2 TTDs von INADW im Randstrom

Im Folgenden werden die TTDs für INADW im Randstrom entwickelt. Dabei ist zu beachten, dass die beobachteten Konzentrationen im tiefen Tracermaximum sehr viel niedriger und die mittleren Unsicherheiten größer sind (siehe Kap. 4, Tab. 4-3), was die genaue Festlegung der TTDs erschwert.

Insbesondere ist es wegen der größeren Unsicherheiten nicht möglich, wie oben für uNADW eine eigene CCl_4 -Abbaurrate für das INADW durch Anpassung ohne CCl_4 abzuschätzen. Daher verwenden wir die selbe Abbaurrate wie beim uNADW ($\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007/\text{a}$) mit einem gerundeten Fehler von $\pm 0.001/\text{a}$. Wegen der größeren Unsicherheiten der Tracer-Beobachtungen im INADW ist die Anzahl der Parameter bei einer Abschätzung ohne die Verwendung von CCl_4 eingeschränkt. Für eine Bestimmung der TTDs ohne CCl_4 sind weitere Annahmen notwendig. Setzt man daher Pe auf den Wert für das uNADW ($Pe = 4.44$) und bestimmt damit die anderen Parameter für INADW zunächst *ohne* CCl_4 und dann *mit* CCl_4 bei systematisch variierendem δ_{CCl_4} wie oben, findet man ebenfalls als beste Schätzung $\delta_{\text{CCl}_4} \approx 0.007/\text{a}$.

Für das INADW erhalten wir mit den zeitabhängigen Randbedingungen Fall a) $\beta = 0.05$, $\tau_0 = 34$ a und $Tr_{\text{korrt}} = 1.02$ bzw. Fall b) $\beta = 0.10$, $\tau_0 = 38$ a, $Tr_{\text{korrt}} = 1.06$; siehe Kap. 5.4.2.2, und $\delta_{\text{CCl}_4} 0.007/\text{a}$, siehe oben) folgende Parameter für die TTDs:

Fall a)	Fall b)
$\tau = 27.2 + 5.39 \times 10^{-3} r [\text{a}]$	$30.3 + 5.73 \times 10^{-3} r [\text{a}]$
$V = 3.70 + 0.279 \times 10^{-3} r$	$3.31 + 0.236 \times 10^{-3} r$
$Pe = 13.44 = \text{const.}$	$12.4 = \text{const.}$

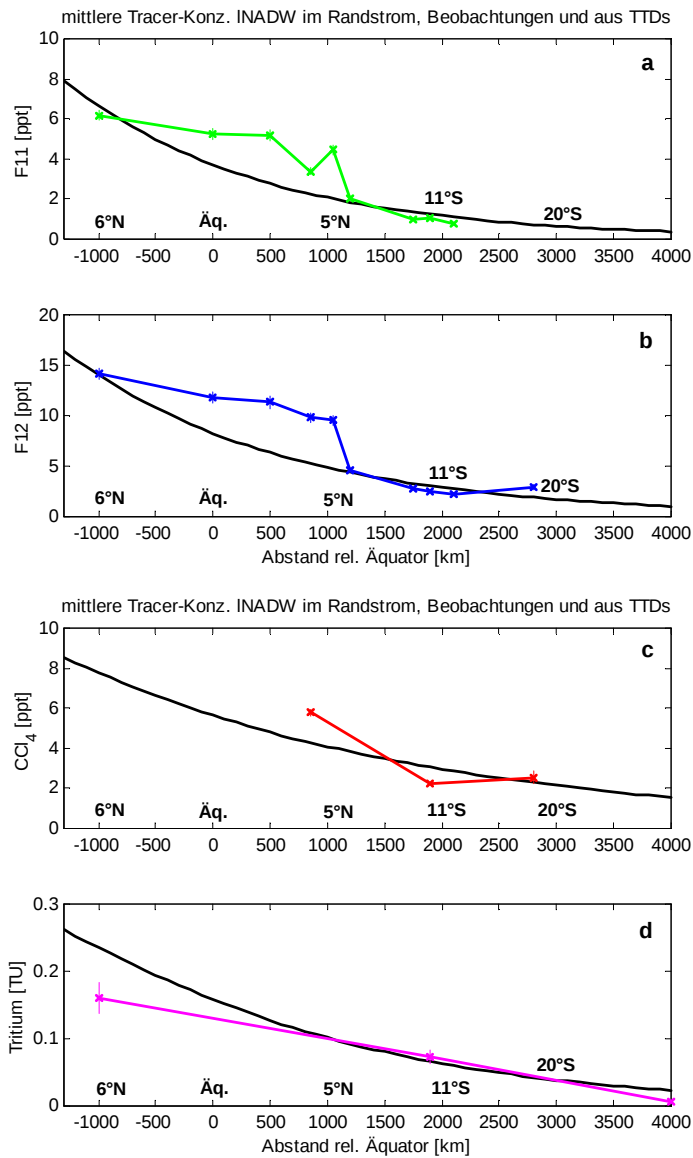
Die Unterschiede zwischen Fall a) und Fall b) der zeitabhängigen Randbedingung sind klein. Die folgenden Rechnungen verwenden durchgehend die Randbedingung nach Fall a). Auch hier sind die Parameter τ , V und Pe in analoger Weise korreliert wie beim uNADW (größeres τ mit kleinerem V und kleinerem Pe und umgekehrt).

Mit Gl. 9 ($u = R/\tau$) und dem Abstand R von der Quelle ($R = 12000 \text{ km} + r$) lässt sich wieder eine mittlere Geschwindigkeit berechnen. Dabei erhält man für Fall a) $u = 1.4 \text{ cm/s}$. Und aus $1/\tau_r$ ergibt sich die „regionale“ Geschwindigkeit $u = 0.6 \text{ cm/s}$. Das bedeutet, dass die Geschwindigkeit von der Quelle bis in der Südatlantik viel stärker abgenommen haben muss als im Fall des uNADW. Mit Gl. 9 ($u = r/\tau$) und Gl. 12 ($Pe = uR/k$) ergibt sich ferner aus $\tau(r)$ und Pe der horizontale Mischungskoeffizient für Fall a) $k = 12500 + 260 \times 10^{-3} r \text{ m}^2/\text{s}$.

7.1.2.1 Übereinstimmung mit den Beobachtungen, Fehler der Lösung

Die Übereinstimmung der theoretischen Konzentrationsverläufe aus den TTDs aus Gl. 16 mit den oben genannten Parametern und den Beobachtungen zeigt die folgende Abb. 7-7. Dargestellt sind für den Fall der Randbedingungen a) in a-d wieder Beobachtungen im

Randstrom aus dem Jahre 1994 (F11, F12, CCl_4) bzw. 1993 bis 1995 (Tritium) und die zeitlichen Konzentrationsverläufe aus den TTDs zur gleichen Zeit ($t_{\text{obs}} = 1994$) sowie in e-h die Beobachtungen im Randstrom bei 5°S und 10-11°S und die räumlichen Konzentrationsverläufe. aus den TTDs am selben Ort.



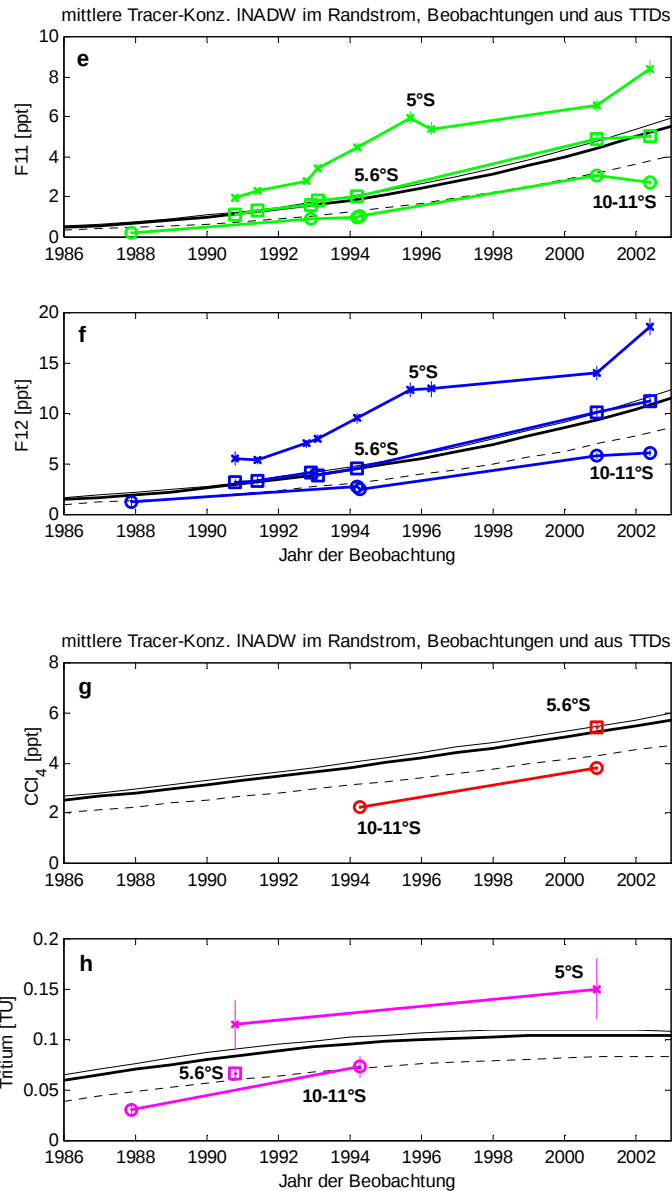


Abb. 7-7: Theoretische Konzentrationsverläufe aus den TTDs (Gl. 16) mit $\tau = 27.2 + 5.39 \times 10^{-3} r$, $V = 3.70 + 0.28 \times 10^{-3} R$, $Pe = 13.4 = \text{const.}$ (Randbedingung Fall a); a-d für $t_{\text{obs}} = 1994$ (durchgezogene Linien) sowie Beobachtungen von 1994 (x); e-h bei $r = 1100$ (5°S, dünne Linien), $r = 1200$ (5.6°S, fette Linien) und $r = 1800$ (10-11°S, gestrichelte Linien) sowie die Beobachtungen bei 5°S(x), 5.6°S (Quadrate) und 10°-11°S (o).

Die mittleren prozentualen Abweichungen ξ^* der theoretischen Werte von den Beobachtungen sind deutlich größer als beim uNADW und liegen in beiden Fällen der zeitabhängigen Randbedingungen bei rund 41% (alle Tracer) bzw. 44% (F11 und F12), 26% (CCl₄) und 31% (Tritium), wobei Tritium hier *nicht* systematisch zu klein ist. Besonders große Abweichungen ergeben sich für die beiden südlichsten Schnitte sowie in der Nähe des „Knicks“ (vgl. Kap. 6.1.2) bei 5°S.

Den Abweichungen stehen die mittleren Unsicherheiten der Beobachtungen (siehe Kap. 4.2, Tab. 4-3) von 12% (alle Tracer) bzw. 11% (F11 und F12), 14% (CCl₄) und 20% (Tritium) selbst sowie die Fehler der theoretischen Konzentrationen folgend aus 1) den Unsicherheiten der Beobachtungen 2) den Unsicherheiten der Randbedingungen und 3) der Unsicherheit der CCl₄-Zerfalls gegenüber.

Zu 1) Aus den Unsicherheiten der Beobachtungen ergeben sich die Fehler Δ_1 für die Parameter (bzgl. Randbedingung Fall a).

Zu 2) Aus dem Vergleich der TTDs von Fall a) der Randbedingungen und Fall b) als oberste Abschätzung (siehe Kap. 5.4.2.2) schätzen wir den Fehler Δ_2 . Als Fehler wurde die halbe Differenz der Parameter zu Fall a) und Fall b) der Randbedingung genommen:

Zu 3) Aus der Unsicherheit des CCl_4 -Abbaus $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007/a \pm 0.001/a$ (der Fehler wird aufgerundet, da δ_{CCl_4} nicht unmittelbar aus Beobachtungen von INADW bestimmt wurde) schätzen wir den Fehler Δ_3 ($\Delta_{\tau_{\text{Äq}}} = (\tau_{\text{Äq}}^{\text{max}} - \tau_{\text{Äq}}^{\text{min}})/2$ und entsprechend für die anderen Parameter) für die Parameter ab (bzgl. Randbedingung Fall a):

Die Quadrate aller Fehler haben wir schließlich wieder zu jeweils einem Gesamtfehler der Parameter addiert ($\Delta_{\text{gesamt}}^2 = \Delta_1^2 + \Delta_2^2 + \Delta_3^2$).

	beste Werte (Fall a)	Δ_1	Δ_2	Δ_3	$\Delta = \sqrt{(\Delta_1^2 + \Delta_2^2 + \Delta_3^2)}$	
$\tau_{\text{Äq}}$	27.2	+/-1.67	+/-1.5	+/-2.0	+/- 3.0	[a]
τ_r	5.39	+/-0.30	+/-0.17	+/-0.30	+/- 0.46	[a/10 ³ km]
$V_{\text{Äq}}$	3.70	-/+0.26	-/+0.19	-/+0.42	-/+ 0.53	
V_r	0.279	-/+0.014	-/+0.022	-/+0.045	-/+ 0.052	[1/10 ³ km]
Pe	13.4	-/+2.45	-/+0.54	-/+2.25	-/+ 3.37	

Tabelle 7-2: Beste Werte, Fehler aus den Unsicherheiten der Beobachtungen Δ_1 , Fehler aus den Unsicherheiten der Randbedingung Δ_2 , Fehler aus der Unsicherheit des CCl_4 -Abbaus Δ_3 und daraus folgender Gesamtfehler der TTDs für INADW im Randstrom.

Die Fehler folgend aus 1) den Unsicherheiten der Beobachtungen, 2) den Unsicherheiten der Randbedingung und 3) der Unsicherheit des CCl_4 -Zerfalls liegen beim INADW ungefähr in der jeweils gleichen Größenordnung. Der Gesamtfehler liegt für $\tau_{\text{Äq}}$ und τ_r bei rund 10% und ist kleiner als bei uNADW, für $V_{\text{Äq}}$ und V_r liegt er bei 14% bzw. 18% und für Pe beträgt er rund 24%. Aus dem Gesamtfehler folgen mittlere Fehler in den theoretischen Konzentrationsverläufen:

Fehler der Konz. aus dem Gesamtfehler der TTDs	
F11, F12:	7 %
CCl_4 :	6 %
Tritium:	6 %

Die Abweichungen der theoretischen Konzentrationen von den Beobachtungen (44% für F11 und F12, 26% für CCl_4 und 31% für Tritium, siehe oben) sind damit deutlich größer als die Fehler der theoretischen Konzentrationsentwicklungen aus den TTDs plus die Unsicherheiten der Beobachtungen (11% F11 und F12, 14% CCl_4 und 20% Tritium, siehe Tab. 4-3) selber. Die Abweichungen entsprechen dem 2-fachen bis 2½-fachen der Fehler.

Es zeigt sich, dass zumindest ein Teil der großen mittleren Abweichungen aus den Abweichungen der beiden südlichen Schnitte (JCR10 bei 27°S und A10 bei 29°S) resultiert (Abweichungen der Tracer > 100%). Ein wesentlicher Teil der Abweichungen resultiert

jedoch aus dem linearen Ansatz $\tau = \tau_{\text{Äq}} + \tau_r r$ und $V = V_{\text{Äq}} + V_r r$, der für das INADW nur noch eingeschränkt (bzw. nur abschnittsweise) eine sinnvolle Näherung darstellt.

Wie schon aus dem in Kap. 2.2.2 Gesagten zu erwarten war, zeigen die theoretischen Werte bei 5°S bis 5.6°S hohe systematische Abweichungen von den Beobachtungen, da die beobachteten Konzentrationen in diesem Bereich sprunghaft abfallen (siehe Kap. 6.1.2, Abb. 7-7). An dem Übergang von 5°S/35°W zu 5.6°S können τ und V nicht linear verlaufen. Für die Schnitte bei 5°S liegen die Abweichungen bei 100% bis max. 120%, und die theoretischen Werte sind dort systematisch zu niedrig. Nach Norden werden die Abweichungen wieder kleiner und sind nicht mehr systematisch negativ. Die Abweichungen für die Schnitte bei 5.6°S liegen hingegen bei nur 10% und nehmen dann weiter nach Süden wieder etwas zu.

7.1.2.2 Behandlung des „Knicks“ im INADW zwischen 5°S und 5.6°S

Um diesen Knick im Rahmen des linearen Ansatzes zu erklären, wurde zunächst der Abstand zwischen 5°S und 5.6°S künstlich vergrößert, um einen „Umweg“ um den Parnaiba-Rücken oder eine Rezirkulationsschleife zu simulieren (Rhein et al. 1995, siehe Kap. 2.2.2). D.h. für $r > 1100$ km (südlich von 5°S) sei $r = r + \Delta r$. Für $\Delta r = +500$ km ergeben sich TTDs mit geringfügig höheren Altern ($\tau = 29.0 + 5.2 \times 10^{-3} r$) und etwas geringeren Verdünnungen ($V = 3.3 + 0.21 \times 10^{-3} r$) und Péclet-Zahlen ($Pe = 11$). Im Rahmen der Fehler (Tab. 7-2) sind sie von den TTDs ohne den „Umweg“ Δr nicht zu unterscheiden. Die Abweichungen der theoretischen Konzentrationen von den Beobachtungen sind jetzt etwas geringere: 36% für alle Tracer bzw. 37% für F11 und F12, 24% für CCl_4 und 34% für Tritium. Bei 5°S reduzieren sich die systematisch negativen Abweichungen auf 80% bis max. 100%.

Als Nächstes wurde angenommen, dass die Verdünnung zwischen 5°S und 5.6°S einen „Sprung“ haben darf, d.h. dass $V(r \approx 5^\circ\text{S}) \neq V(r \approx 5.6^\circ\text{S})$ und auch, dass V_r in den Teilgebieten verschieden sein darf. Ansonsten sollen $\tau(r)$ und Pe im ganzen Gebiet von 8°N bis 29°S gleich sein. Für gesetzte $\tau(r)$ und Pe wie oben und die Randbedingung Fall a) ergibt sich dann eine Verdünnung für das nördliche (N) Teilgebiet $V^N = 3.22 + 0.00 \times 10^{-3} r$ und südlich der Grenze (S) ist $V^S = 1.87 + 1.75 \times 10^{-3} r$. Bei $r = 1100$ km springt die Verdünnung von 3.2 auf 3.8 (+20%) und steigt dann weiter nach Süden schneller an als im nördlichen Teilgebiet⁸⁶. Der sprunghafte Verdünnungsanstieg kann als lokale Zumischung tracerfreien Wassers oder Rezirkulation älteren Wassers interpretiert werden. Durch den Sprung in der Verdünnung wird die Übereinstimmung der theoretischen Werte mit den Beobachtungen insgesamt besser. Bei 5°S beträgt die Abweichung nur noch bis zu 70%. Steinfeld und Rhein (2004) finden ebenfalls aus TTD-Anpassungen einen Anstieg der Verdünnung von 5°S bis 5.6°S um rund 45%.

Schließlich haben wir versucht, $\tau(r)$, $V(r)$ und Pe für die Teilgebiete nördlich 5°S (N) und südlich 5.6°S (S) getrennt abzuschätzen, wobei am Übergang der beiden Teilgebiete τ und V ungefähr gleich sein sollen ($\tau^N(r = 1100) \approx \tau^S(r = 1100)$ und $V^N(r = 1100) \approx V^S(r = 1100)$). Da die Lösung für beide Teilgebiete zusammen im Süden zu besserer Übereinstimmung mit den Beobachtungen führt als im Norden, passen wir zunächst die südliche Teillösung an die südlichen Beobachtungen an. Es ergeben sich dann $\tau^S = 28.30 + 3.71 \times 10^{-3} r$, $V^S = 1.05 + 2.37 \times 10^{-3} r$ und $Pe^S = 16.5$. Die Übereinstimmung der Konzentrationsverläufe aus den südlichen TTDs mit den südlichen Beobachtungen ist damit sogar besser als 10%. Nun passen

⁸⁶ Die kleinere „südliche“ Verdünnung am Äquator ($V_{\text{Äq}}^S = 1.87$) gilt nur formal, da das südliche $V(r)$ erst ab 5.6°S definiert ist.

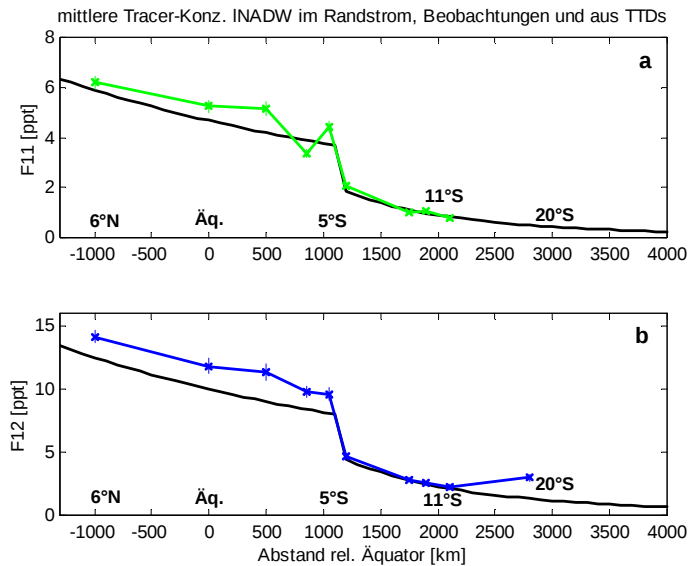
wir die Parameter an die nördlichen Beobachtungen an, so dass $\tau^N(r = 1100) \approx \tau^S(r = 1100) = 32.4$ a und $V^N(r = 1100) \approx V^S(r = 1100) = 3.7$.

Als grob abgeschätzte Lösung erhalten wir insgesamt ein System, dass nördlich der Grenze diffusiver ist als südlich; dafür steigen das mittlere Alter und die Verdünnung im südlichen Teilgebiet stärker nach Süden an, d.h. die Wassermasse altert im Süden schneller (bzw. strömt langsamer) und erhält mehr tracerfreie Zumischungen:

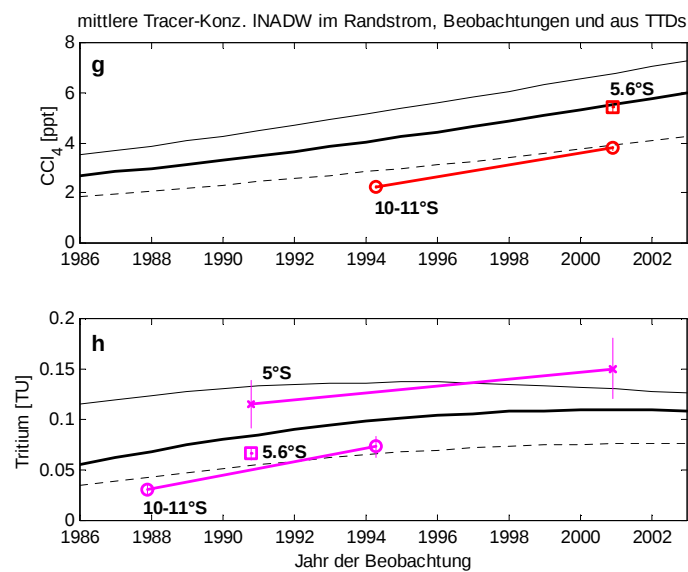
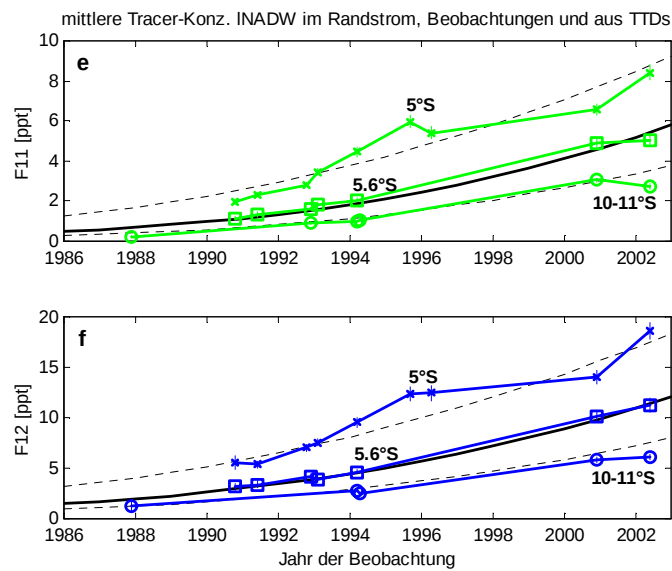
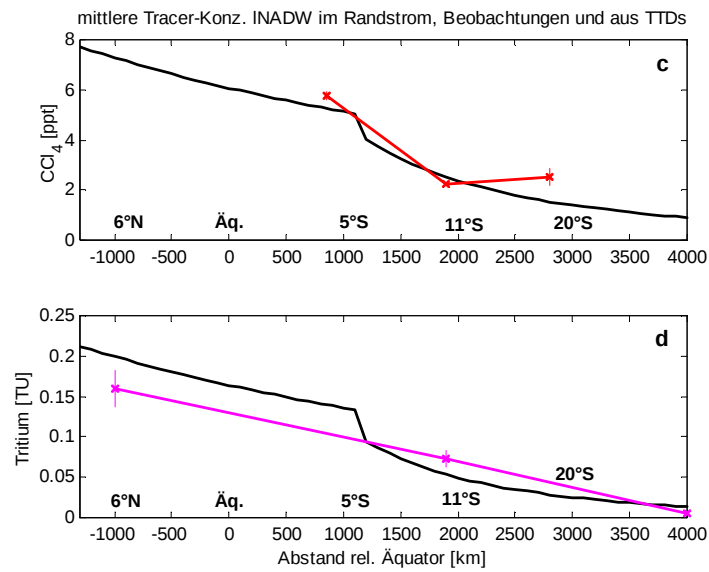
$$\begin{array}{l} \tau^N = 30.6 + 1.60 \times 10^{-3} r, V^N = 3.25 + 0.37 \times 10^{-3} r, Pe^N = 6.5 \quad \text{für } 8^\circ N \text{ bis } 5^\circ S \\ \tau^S = 28.3 + 3.71 \times 10^{-3} r, V^S = 1.05 + 2.37 \times 10^{-3} r, Pe^S = 16.5 \quad \text{für } 5.6^\circ S \text{ bis } 29^\circ S^{87} \end{array}$$

Für das nördliche Teilgebiet ergibt sich aus $1/\tau_r^N$ eine regionale Geschwindigkeit von 2.0 cm/s. Für das südliche Teilgebiet ergibt sich $u_{reg} = 0.9$ cm/s. Das bestätigt die aus dem Vergleich der größeren „mittleren“ Geschwindigkeit (1.4 cm/s) und der kleineren regionalen Geschwindigkeit (0.6 cm/s) aus der Berechnung für das gesamte Gebiet (Kap. 7.1.2) gewonnene Schlussfolgerung, dass die Geschwindigkeit von INADW von der Quelle bis zum Südatlantik erheblich abnimmt. Das größere Advektions-Mischungs-Verhältnis im südlichen Teilgebiet ($Pe^N < Pe^S$) kann möglicherweise darauf zurückgeführt werden, dass bei langsamerer Advektion im Süden auch die Mischung durch Kontakt mit dem Boden abnimmt. Die Zunahme von Pe^S auf das 2½-fache ist aber erstaunlich groß.

Die folgende Abb. 7-8 zeigen den Vergleich der Tracerkonzentrationen aus Beobachtungen und aus den TTDs sowie die Verläufe von τ , V und Pe für die nördlichen und südlichen Teilabschnitte.



⁸⁷ Das niedrigere südliche Alter am Äquator ($\tau_{Äq}^S = 28.3 < \tau_{Äq}^N = 30.6$) ist nur scheinbar widersinnig. Für das südliche Teilgebiet ist $\tau_{Äq}^S$ (wie oben bei der zweigeteilten Verdünnung) nur eine formale Größe, da $\tau^S(r)$ nur südlich von 5°S ($r \geq 1100$ km) definiert ist. Entsprechendes gilt für die Verdünnung.



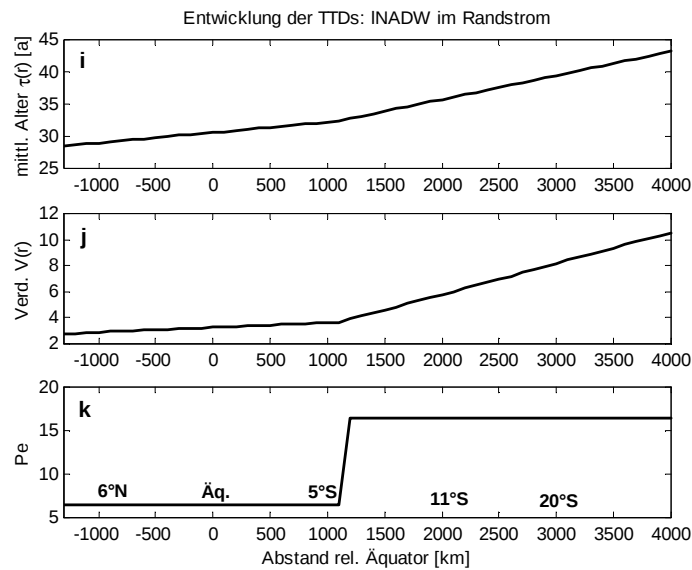


Abb. 7-8: Theoretische Konzentrationsverläufe aus nördlichen und südlichen TTDs (siehe Text) und Beobachtungen (analog zu Abb. 7-7); die mittleren Alter τ , Verdünnungen V und Pe im Randstrom sind explizit in i-k dargestellt.

In diesen Fällen zeigen sich keine großen, vor allem keine systematischen Abweichungen zwischen den theoretischen Werten und den Beobachtungen bei 5°S. Die Abweichungen liegen hier im Mittel nur noch bei 28% für alle Tracer bzw. 29% für F11 und F12, 26% für CCl_4 und 21% für Tritium. Die größten Abweichungen zeigen die beiden südlichsten Schnitte.

Alle drei Varianten für sich („Umweg“ Δr , Sprung in der Verdünnung und getrennte Entwicklung der TTDs für ein nördliches und südliches Teilgebiet) führen jeweils zu einer besseren Übereinstimmung der theoretischen Konzentrationsverläufe mit den Beobachtungen. Wahrscheinlich verursacht eine Kombination aller dieser drei Varianten den sprunghaften Konzentrationsabfall an der Ostspitze Brasiliens: Zunächst muss der Randstrom eine größerer Distanz zwischen 5°S und 5.6°S zur Umrundung der Topographie (siehe Kap. 2.2.2) zurücklegen (Δr). Tracerfreie Zumischung bzw. rezirkulierendes älteres Wasser sorgt für eine Reduzierung der Tracerkonzentrationen, was sich formal als sprunghafter Verdünnungs-Anstieg beschreiben lässt. Und schließlich könnte der Transport im südlichen Teilgebiet langsamer ($\tau_r^s > \tau_r^n$), stärker verdünnt und durch die verlangsamte Strömung (und damit geringere Reibung an der Topographie) auch weniger diffusiv (lokaler Mischungskoeffizient $k^s < k^n$) sein.

7.1.2.3 Konstante Randbedingung

Beim Verwenden der konstanten (mittleren) Randbedingung für INADW (siehe Kap. 5.3) mit Sättigungen für F11 und F12 = 45%, CCl_4 = 50% und Tritium = 60% sowie $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007/\text{a}$ erhalten wir:

Parameter der TTDs (konst. Randbedingung)	
$\tau(r)$	$= 51.7 + 8.12 \times 10^{-3} R \text{ [a]}$
$V(r)$	$= 2.12 + 0.146 \times 10^{-3} R$
Pe	$= 7.2 = \text{const.}$

Auch für das INADW sind die mittleren Alter größer und die Verdünnungen bei der konstanten Randbedingung niedriger als bei der zeitabhängigen (vgl. uNADW in Kap. 7.1.1.6). Die Péclet-Zahl ist etwa halb so groß wie bei der zeitabhängigen Randbedingung.

Die Abweichungen der theoretischen Tracerkonzentrationen von den Beobachtungen betragen rund 41% für alle Tracer bzw. 42% für F11 und F12), 25% für CCl₄ und 39% für Tritium, wobei Tritium systematisch zu klein ist. Diese Abweichungen liegen in der selben Größenordnung wie bei der zeitabhängigen Randbedingung (Fall a) und Anpassung an das ganze Gebiet (siehe oben); nur dass die Abweichungen von Tritium auch hier größer sind, was wieder als Bestätigung für den zeitabhängigen Ansatz der Randbedingung $\alpha(t_{\text{obs}})$ interpretiert werden kann (vgl. 7.1.1.8).

7.2 Zonale Entwicklung der TTDs

Als Nächstes wurden TTDs an zonal verteilte Tracerbeobachtungen angepasst, um die Abzweigung von Teilen des uNADW und INADW aus dem Randstrom heraus nach Osten am Äquator bzw. den Transport ins Beckeninnere weiter südlich zu untersuchen (siehe Kap. 2.2.2).

Um TTDs an alle mittleren Tracerkonzentrationen auf hydrographischen Schnitten senkrecht zum Äquator gleichzeitig anzupassen, wurde wieder ein linearer Ansatz für die Entwicklung der mittleren Alter und der Verdünnung und $Pe = \text{const.}$ gewählt. In diesem Falle ist der lineare Ansatz für $\tau(r)$ und $V(r)$ mit etwas mehr Vorsicht zu betrachten, da die Tracerkonzentrationen am Äquator nicht ausschließlich aus Abzweigungen aus dem Randstrom nahe des Äquators stammen müssen. Zumindest lokal können sie auch durch meridionalen advektiven Transport außerhalb des Randstroms überlagert sein. Aufgrund der beobachteten zonalen *jets* vom Rand ins Beckeninnere in der Nähe des Äquators (siehe Kap.2.2.2), können wir jedoch näherungsweise die Haupt-Transportrichtung parallel zum Äquator annehmen.

Bei 11°S liegt uns ein Schnitt (A08, 1994) vor, der den gesamten Atlantik überquert (für INADW betrachten wir nur den westlichen Teil bis zum MAR). Dieser Schnitt enthält zonal dicht verteilte Messungen von F11, F12, CCl₄ und Tritium, so dass wir hier auf den linearen Ansatz für τ und V verzichten können und lediglich für gesetztes $Pe = \text{const.}$ konsistente TTDs an in 100 km Abständen gemittelte Tracerkonzentrationen anpassen können. Ferner existieren zwei weitere, kürzere Schnitte (S151, 2000, 500 km vom Rand bis ins Beckeninnere und M532, 2002, 900 km ins Beckeninnere), die für die Anpassung der TTDs hinzugezogen werden können. Zeitliche Variabilitäten an den Quellen und in der Tracerausbreitung können dann allerdings zu einer systematischen Verschiebung der Parameter zwischen den Bereichen mit allen drei Schnitten und dem östlichen Teil mit Beobachtungen von A08 alleine führen. Die TTDs für den gemeinsam abgedeckten Bereich repräsentieren dann einen zeitlich mittleren Zustand für den Zeitraum 1994 bis 2002, während im östlichen, allein von A08 abgedeckten Bereich die TTDs nur den Zustand von 1994 wiedergeben müssen.

Die Anpassungen der TTDs am Äquator und auf 11°S sind unsicherer als im Randstrom, da jeweils weniger Beobachtungen vorliegen. Über den gesamten Äquatorbereich existieren jeweils 27x F11- und 27x F12-Beobachtungen sowie 3xCCL₄- und 5x Tritiumbeobachtungen, für INADW sind es nur 21/21/2/3 Beobachtungen. Auf 11°S existieren nur Beobachtungen zu drei verschiedenen Zeitpunkten, wovon zwei nur einen schmalen zonalen Bereich abdecken. Dafür erstreckt sich der A08-Schnitt über die gesamte Breite des Atlantik und stellt einen

konsistenten Datensatz da, der nicht durch systematische Unsicherheiten wie einer falschen Interkalibrationen zwischen gleichen Tracern beeinträchtigt sein kann.

Die Anzahl der festlegbaren Parameter ist durch weniger verfügbare Beobachtungen als im Randstrom stärker eingeschränkt. In beiden Fällen (Äquator und 11°S) erweist es sich daher als notwendig, die TTDs am Schnittpunkt mit dem Randstrom zumindest teilweise auf die bereits in Kap. 7.1.1 bzw. 7.1.2 für den Randstrom bestimmten Parameter festzulegen.

7.2.1 Entwicklung der TTDs am Äquator

Für eine konsistente Entwicklung der TTDs entlang des Äquators wurde der lineare Ansatz $\tau(r) = \tau_{\text{Rand}} + \tau_r r$, $V(r) = V_{\text{Rand}} + V_r r$ sowie $Pe = \text{const.}$ gewählt. Hier ist r der Abstand vom Rand in km. τ_{Rand} und V_{Rand} sind die Werte am westlichen Rand, wo der Äquator den Randstrom schneidet. Ferner muss mindestens einer der Parameter gesetzt werden, um konsistente TTDs an die Beobachtungen anpassen zu können.

7.2.1.1 TTDs von uNADW am Äquator

Für uNADW und mit der zeitabhängigen Randbedingung $\beta = 0.25$, $\tau_0 = 20$ a, $Tr_{\text{kor}} = 1.10$ und $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007/\text{a}$ sowie gesetztem $\tau_{\text{Rand}} = \tau_{\text{Äq}} = 54.7$ (siehe 7.1.1) ergeben sich entlang des Äquators TTDs mit den Parametern

Parameter der TTDs ($\tau_{\text{Rand}} = \tau_{\text{Äq}} = 54.7$ a)	
$\tau(r)$	$= 54.7! + 3.45 \times 10^{-3} r$ [a]
$V(r)$	$= 1.41 + 0.27 \times 10^{-3} r$
Pe	$= 5.3 = \text{const.}$

Aus $1/\tau_r$ ergibt sich formal eine zonale Geschwindigkeit von 0.9 cm/s. Und aus τ und Pe folgt ein Mischungskoeffizient $k = 10900 + 1500^{-3} r$ m²/s.

Durch Setzen von τ_{Rand} auf den Wert aus dem Randstrom ($\tau_{\text{Rand}} = \tau_{\text{Äq}}$) folgen auch im Rahmen der Fehler (siehe Tab. 7-1a) $V_{\text{Rand}} \approx V_{\text{Äq}}$ und $Pe_{\text{Rand}} \approx Pe_{\text{Äq}}$. Ferner erhält man eine Entwicklung von TTDs, die einem etwas schnelleren zonalen Transport und einer stärkeren Zunahme der Verdünnung nach Osten als im Randstrom nach Süden entsprechen. Der Mischungskoeffizient nimmt noch Osten hin stärker zu als im Randstrom nach Süden.

Die Konzentrationsverläufe aus diesen TTDs und Beobachtungen sind in den folgenden Abb. 7-9 exemplarisch für F11 und F12 dargestellt.

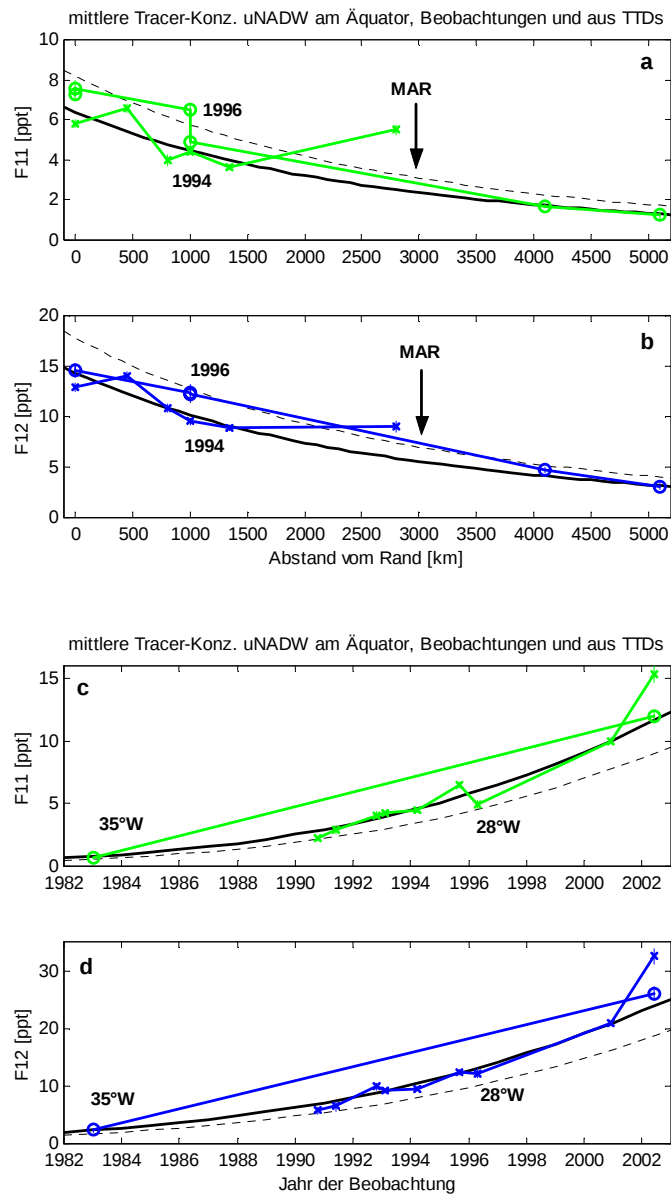


Abb. 7-9: Theoretische Konzentrationsverläufe aus den TTDs (Gl. 16) mit $\tau = 54.7 + 3.45 \times 10^{-3} r$, $V = 1.41 + 0.27 \times 10^{-3} r$, $Pe = 5.3 = \text{const.}$ In a-b ist $t_{\text{obs}} = 1994$ (durchgezogene Linie) bzw. 1996 (gestrichelte Linie) sowie Beobachtungen von 1994 (x) und 1996 (o); in c-d entspricht $r_{\text{obs}} = 35^\circ\text{W}$ (durchgezogene Linie) und $r = 28^\circ\text{W}$ (gestrichelte Linie) sowie Beobachtungen bei 35°W (x) und 28°W (o).

Die Übereinstimmung der theoretischen mit den beobachteten Werten ist gut bis über den MAR hinaus ins östliche Becken. Ausnahmen sind Beobachtungen von 1994 nahe der Westflanke des MAR, wo die beobachteten Konzentrationen größer sind (Abb. 7-9a und b). Die beobachteten FCKW-Konzentrationen sind sogar größer als zeitgleiche Beobachtungen weiter westlich (nahe dem Randstrom) und können aus am Westhang des MAR nordwärts rezirkulierenden Wassermassen stammen. Für Beobachtungen nach 2002 (Abb. 7-9/c-d) sind die theoretischen Konzentrationsverläufe systematisch zu klein.

Die Abweichungen der theoretischen von den beobachteten Tracerkonzentrationen beträgt in diesem Fall im Mittel 16% für alle Tracer zusammen bzw. 16% für F11 und F12, 11% für CCl_4 und 22% für Tritium, wobei Tritium aus den TTDs auch hier systematisch zu klein ist.

Zwingt man das System am Schnittpunkt mit dem Randstrom zur Übereinstimmung mit *allen* Parametern aus dem Randstrom, d.h. setzt sowohl $\tau_{\text{Äq}}$ als auch $V_{\text{Äq}}$ und Pe auf die Werte aus dem Randstrom an dieser Stelle (siehe 7.1.1), erhält man eine etwas stärkere Alterszunahme bzw. geringere zonale Geschwindigkeit ($\tau_r = 5.1 \times 10^{-3} r$ bzw. $u = 0.6 \text{ cm/s}$) und eine fast gleich starke Verdünnungszunahme nach Osten ($V_r = 0.23 \times 10^{-3} r$) wie im Randstrom nach Süden. Der Mischungskoeffizient ist dann am Schnittpunkt mit dem Randstrom identisch mit der Mischung im Randstrom an dieser Stelle, nimmt aber schnell nach Osten zu ($k = 13000 + 1400^{-3} r \text{ m}^2/\text{s}$).

Ohne die Festlegung einzelner Parameter auf Werte aus dem Randstrom, d.h. bei freier Anpassung aller fünf Parameter gleichzeitig, erhält man $\tau(r) = 77.0 + 5.03 \times 10^{-3} r$, $V(r) = 1.00 + 0.19 \times 10^{-3} r$ und $Pe = 3.4$. Als einzig notwendige Einschränkung musste allerdings $V_{\text{Rand}} \geq 1$ erzwungen werden, damit die Verdünnung $V(r)$ nirgendwo kleiner 1 ist. Insgesamt ist diese Lösung für fünf freie Parameter weniger plausibel, was an der geringeren Anzahl zur Verfügung stehenden Beobachtungen und den im Beckeninneren vergleichsweise geringeren Tracerkonzentrationen liegt. Insbesondere stimmen die Parameter nicht mit den Parametern am Schnittpunkt mit dem Randstrom (siehe 7.1.1) überein.

7.2.1.2 TTDs von INADW am Äquator

Für das INADW verwenden wir nur Beobachtungen westlich des MAR. Etwas weiter östlich teilt der MAR den tiefen westlichen vom östlichen Atlantik, so dass eine zonale Ausbreitung über den MAR hinweg nicht möglich ist. Damit kann auch keine systematische Entwicklung der TTDs über diese Breite hinweg erwartet werden.

Für INADW im Bereich vom Rand bis 30°W sowie die Randbedingung Fall a) mit $\beta = 0.05$, $\tau_0 = 34 \text{ a}$ und $Tr_{\text{kor}} = 1.02$ und $\delta_{\text{CCl}_4} = 0.007/\text{a}$ und setzen von τ_{Rand} auf den Wert aus der Randstrom-Anpassung ($\tau_{\text{Rand}} = \tau_{\text{Äq}} = 27.2$, siehe 7.1.2) führt auch hier in den anderen Parametern ($V_{\text{Äq}}$ und Pe) zu einer guten Übereinstimmung mit Werten aus der Randstrom-Anpassung.

Parameter der TTDs (Fall a) ($\tau_{\text{Rand}} = \tau_{\text{Äq}} = 27.2$)	
$\tau(r)$	$= 27.2! + 2.1 \times 10^{-3} r \text{ [a]}$
$V(r)$	$= 2.88 + 0.44 \times 10^{-3} r$
Pe	$= 12.6 = \text{const.}$

Aus $1/\tau_r$ folgt eine zonale Geschwindigkeit von 1.5 cm und aus $\tau(r)$ und Pe ein Mischungskoeffizient $k = 13300 + 1200^{-3} r \text{ m}^2/\text{s}$. Auch hier ergeben sich eine schnellere Advektion und eine stärker zunehmende Mischung nach Osten als im Randstrom nach Süden.

Die theoretischen Konzentrationsverläufe und die Beobachtungen sind in den Abb. 7-10 für die gesamte Breite dargestellt. Die TTDs gelten für Beobachtungen bis zum MAR (30°W); die Konzentrationsverläufe östlich des MARs wurden extrapoliert.

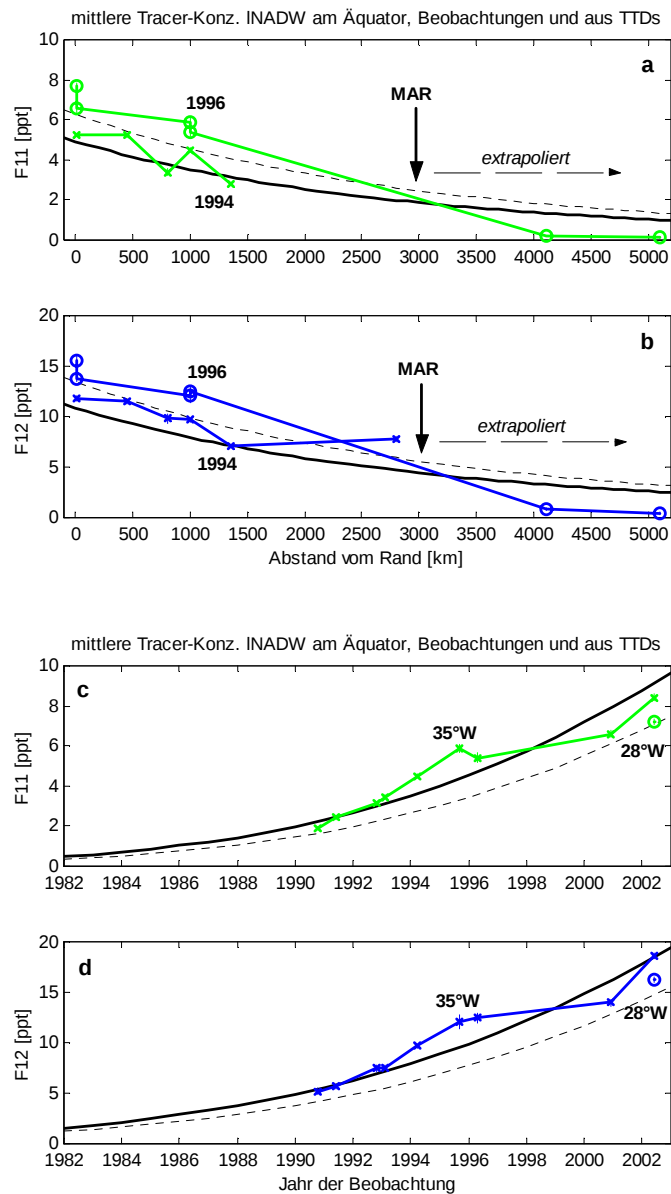


Abb. 7-10: Theoretische Konzentrationsverläufe aus den TTDs (Gl. 16) mit $\tau = 27.2 + 2.1 \times 10^{-3} r$, $V = 2.88 + 0.44 \times 10^{-3} r$, $Pe = 12.6 = \text{const.}$ In a-b ist $t_{\text{obs}} = 1994$ (durchgezogene Linie) bzw. 1996 (gestrichelte Linie) sowie Beobachtungen von 1994 (x) und 1996 (o); in c-d entspricht $r_{\text{obs}} = 35^\circ\text{W}$ (durchgezogene Linie) und $r = 28^\circ\text{W}$ (gestrichelte Linie) sowie Beobachtungen bei 35°W (x) und 28°W (o). „Extrapoliert“ bedeutet, dass die TTDs östlich des MAR nicht an die Beobachtungen in diesem Bereich angepasst wurden.

Die theoretischen Konzentrationsverläufe weichen von den Beobachtungen rund 12% ab (alle Tracer, bzw. 12% F11 und F12, 8% CCl_4 und 18% Tritium). Die hohen Abweichungen der beobachteten FCKWs östlich vom MAR (Abb. 7-10 a und b) belegen, dass das östliche Becken in dieser Schicht (vgl. Kap. 6.2.2) praktisch keine Tracer mehr aus dem Randstrom erhält.

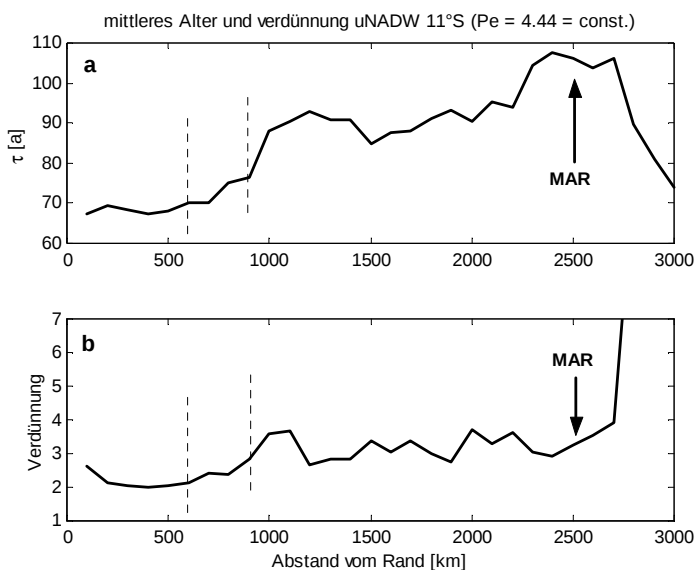
Beschränken wir auch in diesem Fall die Lösung weiter, indem wir $\tau_{\text{Rand}} = \tau_{\text{Äq}} = 27.2$, $V_{\text{Rand}} = V_{\text{Äq}} = 3.7$ und $Pe = 13.8$ (auf die Werte am Schnittpunkt mit dem Randstrom, 7.1.2) setzen, ergeben sich $\tau_r = 0.46 \times 10^{-3} r$ und $V_r = 0.19 \times 10^{-3} r$. Bei freier Anpassung erhalten wir TTDs mit den Parametern $\tau(r) = 59.0 + 8.67 \times 10^{-3} r$, $V(r) = 1.43 + 0.00 \times 10^{-3} r$, $Pe = 3.0$. D.h. für diese zonale Anpassung erhalten wir TTDs, die im Randstrombereich älter, weniger verdünnt und diffusiver herauskommen als aus der Anpassung für den Randstrom.

7.2.2 Entwicklung der TTDs bei 11°S

Auf 11°S existieren Tracerbeobachtungen zu drei verschiedenen Zeiten: A08 (1994; F11, F12, CCl₄ und Tritium) quert den gesamten Atlantik, S151 (2000; F11, F12 und CCl₄) reicht vom Rand bis etwa 32°W (500 km vom Rand) und M532 (2002, nur F11 und F12) bis 28.5°W (900 km vom Rand). Um die TTDs wieder an charakteristische Tracerkonzentrationen anzupassen, haben wir die Einzelmessungen der vier Tracer auf den jeweiligen Schnitten schrittweise alle 100 km in Intervallen von ± 200 km gemittelt (vgl. Kap. 6.2.2).

7.2.2.1 TTDs von uNADW auf 11°S

Für uNADW haben wir wieder die zeitabhängige Randbedingung verwendet. Da wir die Anzahl der anzupassenden Parameter beschränken mussten, haben wir ferner $Pe = 4.44 = \text{const.}$ (Wert aus dem Randstrom, siehe 7.1.1) gesetzt. Aus der Anpassung an alle drei Schnitte gleichzeitig erhalten wir unmittelbar im Bereich des Randstroms mittlere Alter $\tau_{\text{Rand}} \approx 68.4 \pm 1.1$ a und Verdünnungen $V_{\text{Rand}} \approx 2.1 \pm 0.2$. Diese Werte entsprechen denen aus dem Randstrom bei 11°S im Rahmen der Fehler (Kap. 7.1.1.3, Tab. 7-1a). In den folgenden Abb. 7-11 sind in a die zonale Entwicklung des mittleren Alters und in b der Verdünnung sowie in c bis f die Vergleiche der daraus folgenden theoretischen Konzentrationsverläufe und der Beobachtungen dargestellt.



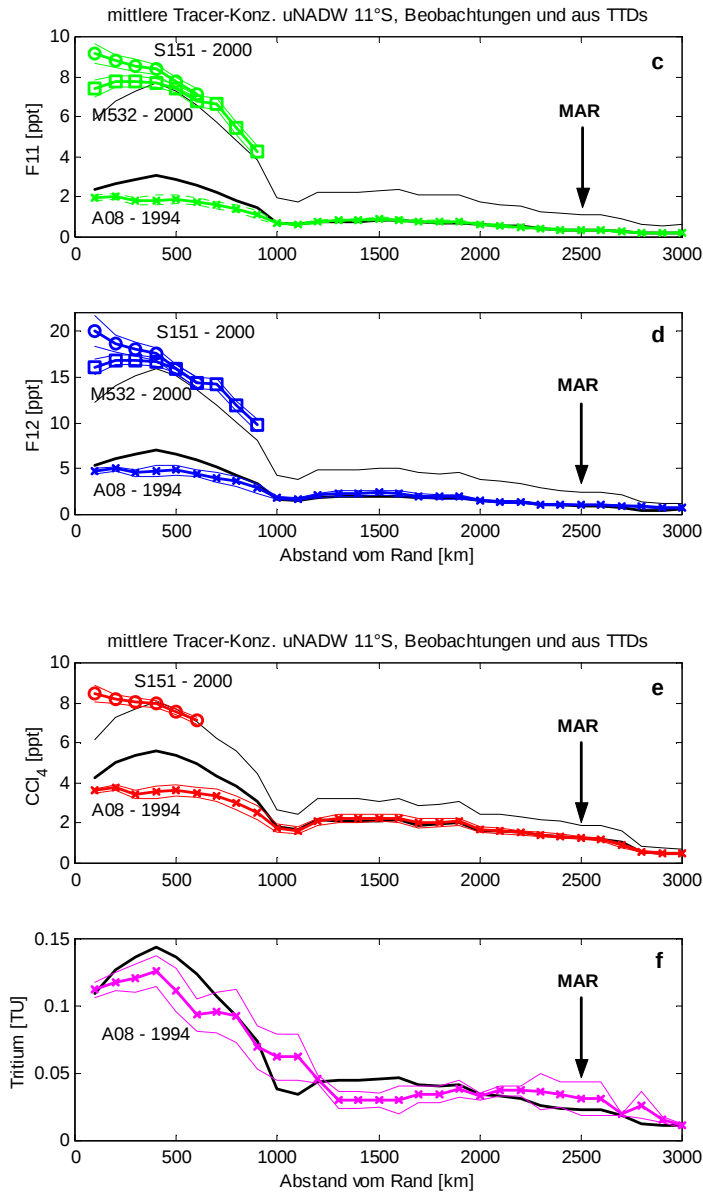


Abb. 7-11: In a und b sind $\tau(r)$ und $V(r)$ der TTDs für uNADW entlang 11°S (Beobachtungen von WHP A08, 1994, S151, 2000 und M532, 2002; $Pe = 4.44 = \text{const.}$) dargestellt; c-f zeigen die daraus berechnete Konzentrationsverläufe (Gl. 16) (jewe. schwarze Kurve; durchgezogen bzgl. 1994, gestrichelt bzgl. 2001) im Vergleich mit den Beobachtungen (grün = beobachtete mittlere F11, blau = F12, rot = CCl_4 und rosa = Tritium; x = A08, o = S151, Quadrate = M532). Die gestrichelten senkrechten Geraden in a und b markieren die zonalen Ausdehnungen von S151 bzw. M532.

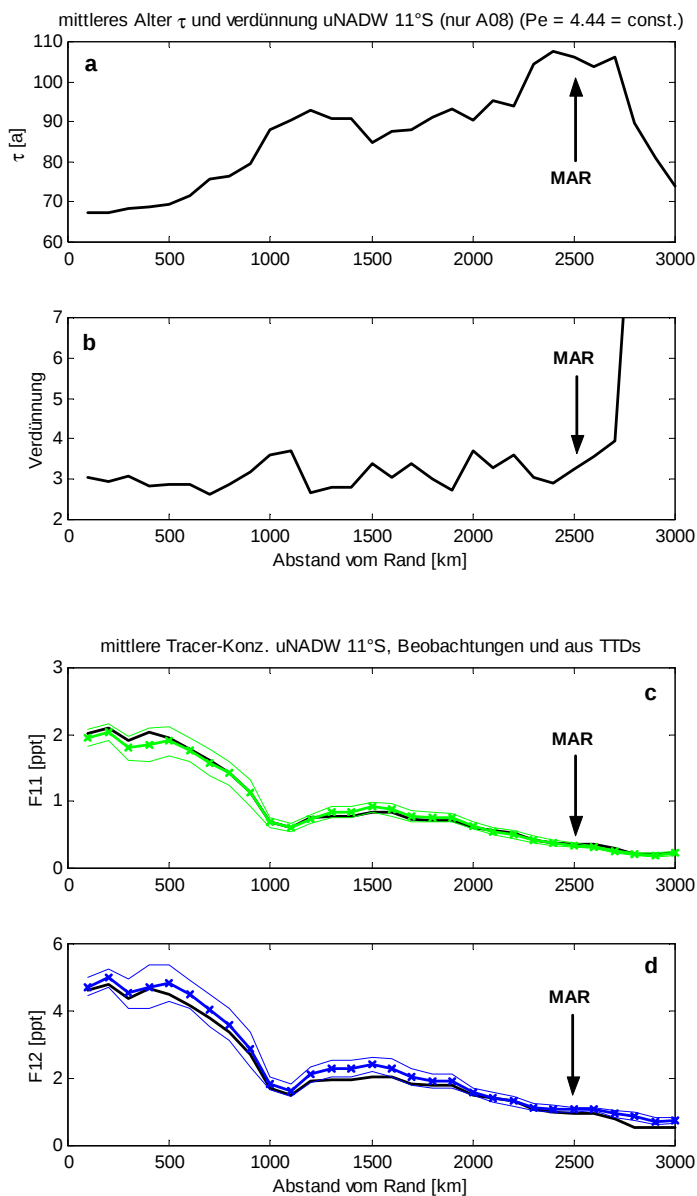
Nach Osten hin nehmen die mittleren Alter und Verdünnungen bis zum MAR systematisch zu. Zwischen dem Rand und dem MAR steigt das Alter von ca. 68 Jahre auf ca. 105 Jahre, was einer Alterung $\tau_r \approx 15 \times 10^{-3} r$ entspricht. Auch für diese Alterung lässt sich formal eine zonale Geschwindigkeit $u = \Delta r / \Delta t = 0.2 \text{ cm/s}$ berechnen.

Insbesondere das Tracer-Zwischenminimum bei $r \approx 1100 \text{ km}$ wird durch höhere mittlere Alter und höhere Verdünnungen von den TTDs wiedergegeben (Alter +20 a und Verdünnung x2). Das höhere Alter und die höhere Verdünnung lassen auf rezirkulierendes älteres Wasser schließen. Über den MAR hinaus zeigen τ und V keine systematische Entwicklung mehr, da

die Tracerkonzentrationen (nur noch A08) zu klein werden, um realistische TTDs daran anzupassen.

F11, F12 und besonders CCl_4 (durchgezogene schw. Linien) werden im Randstrombereich, verglichen mit den Beobachtungen aus 1994 (A08), überschätzt. Das ist eine Folge der Diskrepanz der Beobachtungen von 2000 und 2002, bei denen die FCKWs 2000 höher sind als 2002 (siehe auch Kap. 6.2.2). Natürlich können die TTDs diese Tracer-*Abnahme* nicht realistisch wiedergeben. Die Abnahme der FCKW-Oberflächenkonzentration (F12 und CCl_4 an den Quellen ab Ende der 90er Jahre, siehe Kap. 3, Abb. 3-1) ist sehr gering und kann sich nicht so schnell über rund 12000 km nach Süden ausbreiten. Die TTDs repräsentieren einen mittleren Zustand und ergeben unmittelbar im Randbereich, in dem die relativ „zu großen“ FCKW-Werte aus S151 existieren, auch für 1994 zu große FCKW-Konzentrationen.

Weglassen von S151- und M532-Daten beeinflusst die Anpassung nur in der Nähe des Randstromes (Abb. 7-12/a-f).



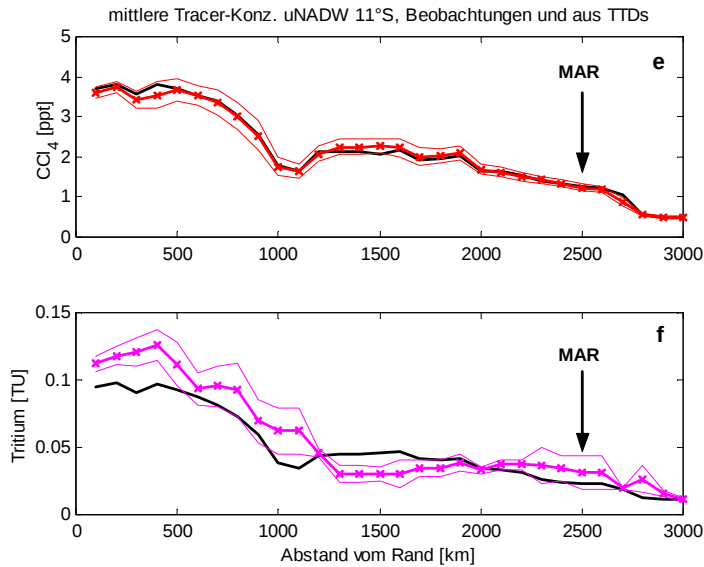


Abb. 7-12: In a und b sind $\tau(r)$ und $V(r)$ der TTDs für uNADW entlang 11°S (nur Beobachtungen von WHP A08, 1994, $Pe = 4.44 = \text{const.}$) dargestellt; c-f zeigen die daraus berechneten Konzentrationsverläufe (Gl. 16) (jew. schwarze Kurve bzgl. 1994) im Vergleich mit den Beobachtungen (grün = beobachtete mittlere F11, blau = F12, rot = CCl_4 und rosa = Tritium; $x = \text{A08}$)

Die Alter kommen im Randstrombereich für die Anpassung an A08 alleine etwas niedriger und die Verdünnungen etwas höher heraus. Die Zunahme des mittleren Alters um rund 20 a bis zum Tracer-Zwischenminimum wird auch für die Anpassung an A08 alleine wiedergegeben. Die Verdünnung nimmt in diesem Bereich jedoch nur geringfügig zu. Da hier innerhalb der westlichen 900 km nicht mehr den zeitlich späteren Beobachtungen von S151 und M532 Rechnung getragen werden muss, können wir mutmaßen, dass der Verdünnungsanstieg in Abb. 7-11b i.W. auf eine systematische Verschiebung durch diese späteren Beobachtungen zurückzuführen ist, die durch eine geänderte Zirkulation entstanden sein kann.

7.2.2.2 TTDs von INADW auf 11°S

Für INADW auf 11°S mit der zeitabhängigen Randbedingung Fall a) ergeben sich mit gesetztem $Pe = 13.4$ (siehe 7.1.2) für alle Beobachtungen der drei Schnitte gleichzeitig die in Abb. 7-13a und b dargestellte Parameterentwicklungen der TTDs sowie in c bis f dargestellten Konzentrationsverläufe. Dargestellt ist nur der Bereich bis 2000 km östlich des Randes, wo die Westflanke des MAR das INADW nach Osten blockiert.

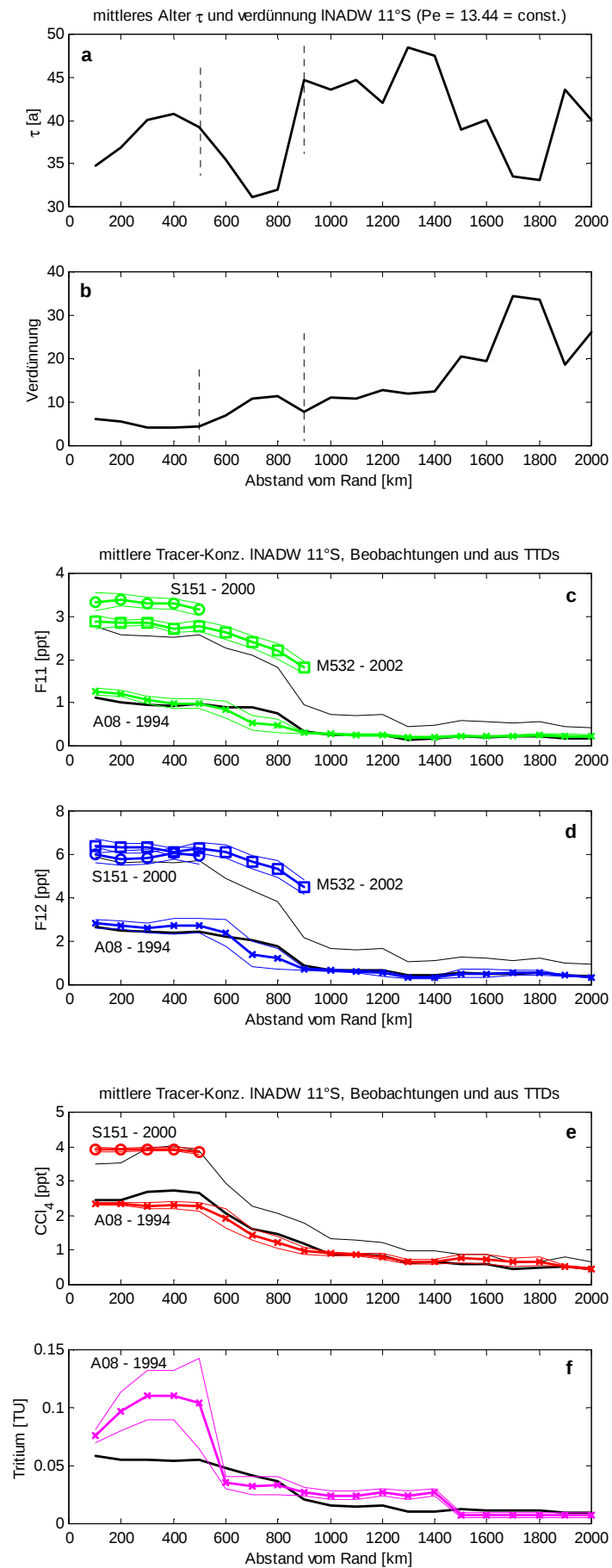


Abb. 7-13: In a und b sind die $\tau(r)$ und $V(r)$ der TTDs für INADW entlang 11°S (Beobachtungen von WHP A08, 1994, S151, 2000 und M532, 2002, ($Pe = 13.4 = \text{const.}$) dargestellt; c-f zeigen die daraus berechnete Konzentrationsverläufe (Gl. 16) (jew. schwarze Kurve; durchgezogen bzgl. 1994, gestrichelt bzgl. 2001) im Vergleich mit den Beobachtungen (grün = beobachtete mittlere F11, blau = F12, rot = CCl_4 und rosa = Tritium; x = A08, o = S151, Quadrate = M532). Die gestrichelten senkrechten Geraden in a und b markieren die zonalen Ausdehnungen von S151 bzw. M532.

Unmittelbar im Randstrom ergeben sich $\tau_{\text{Rand}} \approx 38 \pm 3a$ und $V_{\text{Rand}} = 5.2 \pm 1.1$. Mit den Werten aus dem Randstrom bei 11°S ($\tau(11^\circ\text{S}) = 37 \pm 4 a$ und $V = 4.2 \pm 0.6$) stimmen sie im Rahmen der Fehler (Tab. 7-2) überein. Das Alters-Minimum rund 700 km östlich des Randes lässt sich jedoch nur als Folge der Inkonsistenz zwischen den Beobachtungen von 1994 und 2002 verstehen. Rund 1300 km von Rand entfernt beginnen die TTDs plötzlich wieder jünger zu werden. Hier existieren nur noch Beobachtungen von A08, und die beobachteten Tracerkonzentrationen sind so gering, dass keine konsistenten TTDs mehr festgelegt werden können (vgl. Kap. 6.2.2.2). Die Alterung nach Osten von 35 Jahren ganz am Rand bis ca. 48 Jahre 1300 km östlich beträgt rund 10 Jahre, was formal einer zonalen Geschwindigkeit von 0.4 cm/s entspricht.

Auffällig ist die Diskrepanz zwischen theoretischen Werten und Beobachtungen im Tritium im Bereich des Randstroms: Das beobachtete Tritium-Maximum von 0.11 TU (vom Rand 300 km nach Osten verschoben) wird von den theoretischen Werten aus den TTDs überhaupt nicht wiedergegeben. Auch bei einer Anpassung an A08-Daten alleine wird dieses Tritium-Minimum von den TTDs nicht richtig wiedergegeben.

7.3 Zusammenfassung: TTDs im Südatlantik

Die Anpassungen der TTDs an Tracer-Beobachtungen in uNADW und INADW im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik im Randstrom liefern – mit der zeitabhängigen Randbedingung sowie dem linearen Ansatzes $\tau(r)$, $V(r)$ und $Pe = \text{const.}$ und der gleichzeitigen Verwendung aller verfügbaren Beobachtungen – konsistente Parametrisierungen für alle Parameter (mittleres Alter, tracerfreie Verdünnung und Péclet-Zahl bzw. daraus abgeleitete Mischungskoeffizienten).

Die Parameter, die die TTDs beschreiben (τ , V , Pe), sind stark miteinander korreliert. Größere τ und entsprechend kleinere V und Pe (und umgekehrt) liefern ähnliche theoretische Tracerkonzentrationen (7.1.1.3). Durch die gleichzeitige Verwendung aller Tracer zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten konnten die Parameter innerhalb dieser Korrelation aber innerhalb kleiner Fehlergrenzen – die aus den Unsicherheiten der Beobachtungen, der Randbedingungen und des CCl_4 -Zerfalls sowie aus der Variabilität des NADW resultieren – eingegrenzt werden.

Die Festlegung der TTDs im Randstrom und vor allem im uNADW führt aufgrund der hohen Datendichte zu zuverlässigen Ergebnissen. Im INADW sind die Konzentrationen geringer; die Unsicherheiten sind größer und führen zu größeren Fehlern in den TTDs. Beim uNADW im Randstrom liegen die Fehler der Parameter der TTDs aufgrund der Unsicherheiten der Beobachtungen, Randbedingungen und des CCl_4 -Abbaus bei rund 20%. Die daraus folgenden möglichen Fehler für die theoretischen Konzentrationsverläufe betragen 13% für F11, F12, 9% für CCl_4 und 13% für Tritium. Die mittleren Unsicherheiten der Beobachtungen selber betragen rund 9% für F11, F12, 7% für CCl_4 und 14% für Tritium. Die tatsächlichen Abweichungen der theoretischen Konzentrationen von den Beobachtungen liegen bei dem gewählten linearen Ansatz für τ , V und Pe , also innerhalb der zu erwartenden Fehlergrenzen.

Beim INADW ergibt die Fehlerabschätzung Fehler für die Parameter der TTDs zwischen 10% und 25%, die hieraus folgenden Fehler für die theoretischen Konzentrationsverläufe sind im Mittel sogar etwas kleiner als beim uNADW und betragen 7% für F11 und F12 und jeweils 6% für CCl_4 und Tritium. Die Unsicherheiten der INADW-Beobachtungen sind größer, nämlich 11% für F11 und F12, 14% für CCl_4 und 20% für Tritium. Die tatsächliche Abweichungen zwischen theoretischen Konzentrationen und Beobachtungen sind größer, was aber vor allem an den unsicheren südlichsten Beobachtungen und dem mit dem linearen Ansatz nicht reproduzierbaren Konzentrationsabfall zwischen 5°S und 5.6°S liegt.

Für die Anpassung der TTDs an zonal verteilte Beobachtungen am Äquator (d.h. für einen Transport in erster Näherung aus dem Randstrom heraus nach Osten) und bei 11°S existieren nicht genügend Beobachtungen, so dass einzelne Parameter auf die Werte am Schnittpunkt mit dem Randstrom gesetzt werden müssen. Der lineare Ansatz führt auch bei Tracer-Beobachtungen entlang des Äquators zu konsistenten Resultaten, wenn man die TTDs am Schnittpunkt mit dem Randstrom zumindest teilweise auf die Werte aus dem Randstrom einschränkt. Dabei zeigt sich, dass für beide Wassermassen der meridionale (advective) Transport nach Osten schneller ist als innerhalb des Randstromes nach Süden. Weiter südlich (11°S) ist der zonale Transport erheblich langsamer als nach Süden.

Es zeigt sich ferner, dass Mischung beim Transport eine erhebliche Rolle spielt und nicht vernachlässigt werden kann. Im Falle von uNADW ergeben sich Péclet-Zahlen 4.4 ± 0.8 ; für lNADW sind die Péclet-Zahlen mit 13.4 ± 3.4 größer (wobei die mittleren Alter entsprechend kleiner sind), so dass sich für beide Wassermassen formale Mischungskoeffizienten $k \approx 13000 \text{ m}^2/\text{s}$ (am Äquator) ergeben.

Insbesondere liefert Tritium ein Argument für die zeitabhängige Tracer-Randbedingung, indem die Abweichungen der Beobachtungen von den theoretischen Konzentrationsverläufen bei Ansatz der mittleren (zeitlich konstanten) Sättigung deutlich größer sind.

Aus einer Anpassung von TTDs an uNADW ohne CCl_4 und Anpassungen mit CCl_4 bei variierender Verlust-Rate konnten wir einen CCl_4 -Zerfall $\delta = 0.007 \pm 0.001$ pro Jahr abschätzen.

8 Diskussion

In diesem Kapitel werden wir die Ergebnisse aus den Kapiteln 5 (Randbedingungen), Kapitel 6 (Tracer-Verteilungen) und Kapitel 7 (TTDs im Südatlantik) diskutieren und mit den Ergebnissen des $1/3^\circ$ -Modells (siehe Kap. 4.3) vergleichen.

8.1 Allgemeine Diskussion der Ergebnisse

8.1.1 Zeitabhängige vs. konstante Randbedingung: Überschätzung der alten C_0 führt zu Überschätzung von τ und V

Wie wir in Kap. 3 ausgeführt haben, kommt es bei der Bestimmung der Traceralter und der TTDs vor allem auf eine korrekte Bestimmung der Tracer-Verhältnisse an den Quellen an. Bei vorhandener Mischung des konvektierten Wassers mit älteren Beiträgen bewirkt die konstante Randbedingung (konstante Sättigung α) eine unrealistische Verzerrung der Tracerverhältnisse in der Quellwassermasse. Absolute Verschiebungen der Konzentrationen können zwar durch eine etwas andere tracerfreie Verdünnung formal ausgeglichen werden, aber das mittlere Alter und die Mischung (Pe bzw. k) hängen unmittelbar von den Tracer-Verhältnissen in der Quellwassermasse ab. Die zeitabhängige Randbedingung $\alpha(t_{obs})$ ist in der Lage, die Tracerkonzentrationen in den Quellwassermassen zu allen Zeiten in einem realistischen Verhältnis zu beschreiben. Zeitliche Änderungen sind nur noch abhängig von den gegebenen Oberflächen- bzw. Atmosphärenkonzentrationen.

Schon Beining und Roether (1996) stellen eine Zeitabhängigkeit des Tracereintrags bzw. der Tracersättigung fest. Eine instantane Belüftung des gesamten Quellwasser-Körpers aus einem einzigen Jahr ist nicht realistisch, da davon ausgegangen werden muss, dass unmittelbar von der Oberfläche ins Ozeaninnere absinkende Beiträge sich mit vorher dorthin gelangten, älteren Beiträgen vermischen. Die Folge ist, wie Abb. 5-9 und 5-10 zeigen, ein Anstieg der Sättigung mit dem kontinuierlichen Anstieg der FCKW-Konzentrationen in der Oberfläche bzw. ein Rückgang der Sättigung beim Einsetzen des Bomben-Peaks beim Tritium.

Ferner stimmt auch die zeitabhängige Tracer-Randbedingung besser mit den Beobachtungen im Nordatlantik überein als die konstante (zeitlicher Anstieg der Sättigungen von F11 und F12 und nahezu konstante Sättigung von Tritium in den 80er und 90er Jahren in der Labradorsee, siehe Kap. 5.4.2, Abb. 5-9 und 5-10).

Da es bei der Festlegung der Verhältnisalter oder der TTDs besonders auf die Tracerverhältnisse ankommt, ist die Vergleichbarkeit der Randbedingungen für alle Tracer zu allen Zeiten entscheidend, um die jeweiligen Tracerverhältnisse beim Eintrag in den tiefen Ozean realistisch zu beschreiben. Bestimmt man Traceralter oder TTDs nur aus FCKWs, würde eine Verwendung entweder der zeitabhängigen oder der konstanten Randbedingung zu einer systematischen Verschiebung der Ergebnisse (insbesondere der Verdünnung) führen, da das atmosphärische Verhältnis der FCKWs nahezu konstant bleibt. Da sich insbesondere das FCKW/Tritium-Verhältnis stark mit der Zeit ändert, ändern sich Traceralter bzw. TTDs bei konstanter oder zeitabhängiger Randbedingung aber unsystematisch.

Wie Abb. 5-9 und 5-10 anschaulich verdeutlicht, muss es besonders für alte Beiträge (Beiträge zu den im Ozeaninneren beobachteten Tracerkonzentrationen, die relativ lange vor der Beobachtung in den Ozean eingetragen wurden) einen erheblichen Unterschied bedeuten, ob man eine zeitlich konstante oder zeitabhängige Tracer-Randbedingung zur Bestimmung von Traceraltern oder TTDs ansetzt. Dies gilt insbesondere für Tritium. Ungeachtet der Unsicherheiten für beide Fälle, die aus Unsicherheiten der Beobachtungen an den Quellen und aus den Definitionen der Quellwassermassen resultieren, betragen die Unterschiede zwischen beiden Fällen für ein beispielsweise 1960 ins Ozeaninnere gelangtes Wasserpaket rund 30% absolut für F11 und F12, für CCl₄ rund 15% bis 20% und für Tritium rund 60%. Bemerkenswert ist, dass gerade für Tritium zur Zeit der höchsten Konzentrationen (Bomben-Peak) die zeitabhängigen Sättigungen minimal und damit auch der effektive Eintrag in den Ozean drastisch kleiner ist als in der konstanten Behandlung.

Konstante Sättigungen können nur eine Näherung bedeuten und führen zu einer deutlichen Überschätzung der mittleren Alter. Vor allem für große mittlere Alter stammen wesentliche Tracerbeiträge aus frühen Jahrgängen. Da bei konstant angenommener Sättigung für frühe Jahrgänge formal „zu viel“ Tracer in den Ozean eingetragen wird, müssen das Traceralter oder die TTDs diesen Überschuss durch Beiträge von noch älteren Jahrgängen und entsprechend geringeren Konzentrationen $\alpha C_0(t_{\text{obs}})$ ausgleichen, so dass sie das reale Alter überschätzen. Oder sie überschätzen die tracerfreie Verdünnung, um die zu großen $\alpha C_0(t_{\text{obs}})$ auszugleichen. Ein Vergleich von Konzentrationsaltern ($V=1$), Verhältnialtern ($V \geq 1$) und TTDs ($V \geq 1$ und $Pe < \infty$) zeigt, dass die Konzentrationsalter die zu hohen $\alpha C_0(t_{\text{obs}})$ durch zu hohe Alter und die Verhältnialter und TTDs diese durch zu hohe Alter und erhöhte Verdünnungen ausgleichen.

In den Traceraltern erhalten wir im Vergleich der konstanten und zeitabhängigen Randbedingung im Südatlantik einen Unterschied von rund +5 Jahren bei Verwendung der konstanten Randbedingung. Bei den TTDs beträgt der Unterschied am Äquator rund 24 ± 10 Jahre für uNADW und für das etwas jüngere und weniger diffusive lNADW 25 ± 3 Jahre. Die Fehler sind jeweils die Fehler der mittleren Alter $\tau_{\text{Äq}}$ der TTDs bei Verwendung der zeitabhängiger Randbedingung. Selbst wenn man für die $\tau_{\text{Äq}}$ bei konstanter Randbedingung gleich große Fehler veranschlagt, ist die Differenz deutlich größer als die Fehler erwarten ließen.

Mit der zeitabhängigen Randbedingung erhält man etwas größere Pe 's ($Pe(\alpha(t_{\text{obs}})) = 4.44$ statt $Pe(\alpha=\text{const.}) = 3.44$ für uNADW im Randstrom bzw. $Pe(\alpha(t_{\text{obs}})) = 13.4$ statt $Pe(\alpha=\text{const.}) = 7.2$ für lNADW), aber die $Pe(\alpha(t_{\text{obs}}))$ sind realistischer, da die „richtigen“ Tracerverhältnisse in der Quellwassermasse wiedergegeben werden. Die Schlussfolgerung, dass Pe insgesamt klein ist und Mischung daher nicht vernachlässigt werden kann, bleibt in beiden Fällen davon unberührt.

8.1.2 TTDs vs. Traceralter

TTDs beschreiben den Wassermassen-Transport durch ein mittleres Alter und eine endliche Breite der Verteilung σ bzw. die Péclet-Zahl $Pe = 2 \tau^2/\sigma^2 = uR/k$. Da Mischungsprozesse berücksichtigt werden, beschreibt dieser Ansatz (der formal einer eindimensionalen Advektion-Diffusion entspricht) den Transport in Randströmen deutlich realistischer als Konzentrations- oder Verhältnialter.

Die Konzentrationsalter gelten formal für einen rein advektiven Transport, die Verhältnissalter gelten ferner für einen mit tracerfreiem (altem) Wasser mischenden advektiven Transport. Die Folgen sind, dass die Konzentrationsalter das reale Alter überschätzen, da physikalisch existierende tracerarme oder tracerfreie Beiträge aus Rezirkulationen, Wirbeln oder Eismischungen aus angrenzenden Wassermassen durch ältere, tracerärmere Beiträge von der Quelle formal ausgeglichen werden müssen. Die Verhältnissalter unterschätzen die Alter bei gleichzeitiger Überschätzung der tracerfreien Verdünnung (z.B. Sonnerup, 2001). Diese Fehleinschätzungen sind übrigens nicht mit den Fehleinschätzungen durch die unterschiedlichen Ansätze für die Randbedingung zu verwechseln.

Die TTDs bzw. die mittleren Alter τ (uNADW bei 11°S im Randstrom hat ein mittleres Alter $\tau \approx 71$ Jahren, siehe Kap. 7.1) liegen z.T. deutlich über den Zeitskalen der verwendeten Tracer (Abb. 3-1). Da die TTDs jedoch durch den gewählten Ansatz (Kap. 3.2, Gl. 13) allein durch die Festlegung eines mittleren Alters τ und einer Altersbreite σ oder der Péclet-Zahl Pe formal für den gesamten Zeitraum $0 \rightarrow \infty$ bestimmt sind, gestattet sie auch einen Blick über die Tracer-Zeitskalen hinaus. D.h. die TTDs können auch über die Zeiten vor der Tracerentwicklung extrapoliert werden. Da nur die jüngeren Anteile der Verteilungen durch reale Tracer-Beobachtungen abgedeckt werden (vgl. Abb. 3-1), ist es notwendig, verschiedene Tracer (auch zu verschiedenen Beobachtungszeiten und an verschiedenen Beobachtungsorten) zu deren konsistenten Festlegung zu verwenden. Dies ist vor allem deshalb möglich, da die wesentlichen Tracermengen während der jüngsten 20 bis 30 Jahre in den Ozean gelangt sind (über 90% des ozeanischen F11- und F12-Inventars stammt aus den letzten 30 Jahren, für CCl₄ sind es im gleichen Zeitraum rund 70%, siehe Abb. 3-1) und trotz der großen Breiten σ der TTDs die wesentlichen Anteile der Verteilungen aus dieser Zeit stammen (Ventilation von uNADW am Äquator zu rund 30% und von INADW zu rund 60% innerhalb von 30 Jahren, siehe Abb. 7-3 und Abb. 8-1 unten).

Konventionelle Datierungen von Wassermassen aus Tracerbeobachtungen verwenden – weit weg von den Quellen, wo tracerarme und tracerfreie Mischung eine Rolle spielen muss – i.d.R. Verhältnissalter mit explizit tracerfreier Verdünnungen. In der Literatur gängige Alter für uNADW im Randstrom von 30 Jahren und Verdünnungen um den Faktor 10 am Äquator (Smethie et al., 2000) sind nach dem oben gesagten jedoch Unter- bzw. Überschätzungen der Realität. Aus den rund 30 Jahren sich ergebende Transportgeschwindigkeiten von rund 1 cm/s sind damit ebenfalls Überschätzungen.

Diese Unterschätzung der Alter ist nicht Folge einer anderen Wassermassendefinition oder Wahl der Randbedingung. Smethie et al. (2000) definieren als uNADW das uLSW mit $\sigma_{1.5}$ zwischen 34.5 und 34.7, was zu keinen wesentlichen Änderungen in den mittleren Konzentrationen führt. Ferner verwenden Smethie et al. eine zeitkonstante Sättigung von 70% für uLSW, was quantitativ eher zu einer Überschätzung führen würde (siehe oben). Die relativ geringen Alter sind also Folge des verwendeten Konzepts der Verhältnissalter-Datierung bzw. der dabei nicht implizit berücksichtigten Mischung.

Fine et al. (2002) berechnen am Äquator bei 35°W FCKW-Konzentrationsalter: für uNADW und INADW erhalten sie Alter von 20 – 22 Jahren. Andrié et al. (2002) berechnen für die selbe Stelle aus F11/F12-Verhältnissen Alter für uNADW von 25 Jahren und für INADW von 26.5 Jahren. Wir finden jedoch deutlich höhere mittlere Alter: 63 ± 7 Jahre für uNADW und 33 ± 3.5 Jahre für INADW (Kap. 7.1, Tab. 7-1 und 7-2, mittlere Alter und Fehler für 35°W/5°S bzw. $r \approx 1100$ km).

Steinfeld und Rhein (2004) finden eine gute Übereinstimmung ihrer mittleren Alter aus TTDs (angepasst an FCKWs) und den Traceraltern von Fine et al. (2002) und Andrié et al. (2002). Ihre mittleren TTD-Alter sind aber ebenfalls geringer als die von uns gefundenen, weil sie mit etwas höheren Tracerkonzentrationen rechnen und ferner kein CCl_4 und Tritium verwenden, so dass für die Mischung nur ein Parameterbereich angegeben werden kann. Für die Tracer-mittelwerte benutzen sie erstens feste Dichteintervalle (entsprechend unseren Dichtegrenzen in Tab. 2.2 aus Kap. 2.3), und darin nur Einzelmessungen, die mindestens $\frac{1}{2}$ so groß sind wie die maximale Einzelmessung. Dieses Verfahren entspricht etwa unserem „max. 50%“ Kriterium (siehe Kap. 4.2.2.2) und führt systematisch zu etwas höheren mittleren Tracerkonzentrationen und damit zu kleineren mittleren Altern. Zweitens können sie für den Mischungskoeffizienten nur eine Obergrenze von $k \leq 10000 \text{ m}^2/\text{s}$ (entsprechend $Pe > 15$) angeben. Die mittleren TTD-Alter beziehen sich auf einen angenommenen Mischungskoeffizienten $k = 1000 \text{ m}^2/\text{s}$ als beste Schätzung (rund eine Größenordnung geringer als unsere $k > 10000 \text{ m}^2/\text{s}$), was durch die Korrelation der Parameter (siehe Kap. 7.1.1) ebenfalls zu kleineren mittleren TTD-Altern führt und diese damit stärker in die Nähe der (unterschätzenden) Verhältnisalter bringt. Die Mischung ist vernachlässigbar klein, und das System wird überwiegend von Advektion bestimmt.

Die in dieser Arbeit gefundenen mittleren Alter τ sind z.T. erheblich größer als die Tracer-geschichte selbst (Abb. 3-1). Die Entwicklung der F11- und F12-Oberflächenkonzentrationen reichen bis etwa 60 Jahre, der CCl_4 -Konzentrationen etwa 90 Jahre in die Vergangenheit zurück; und Tritium mit einer Halbwertszeit von 12.43 Jahren und dem Bomben-Peak vor rund 50 Jahren agiert auf einer ähnlichen Zeitskala. Konventionelle Traceralter (Konzentrations- und Verhältnisalter) können sich – im Unterschied zu dem Ansatz mit TTDs – definitionsgemäß nur innerhalb dieser Zeitskala befinden.

8.1.3 Advektiver Transport und Mischung

Ein wesentliches Ergebnis unserer Untersuchung ist, dass Mischung einen erheblichen Beitrag zum Transport liefert. Für uNADW erhalten wir Péclet-Zahlen $Pe = 4.4 \pm 0.6$ und für lNADW $Pe = 13 \pm 3$. Daraus können wir formal einen Mischungskoeffizienten (für die jeweilige Distanz R zwischen Quelle und Beobachtungsort) abschätzen, die bei 11°S im uNADW und unter Berücksichtigung der Fehler von τ_{Aq} , τ_r und Pe rund $14500 \pm 5000 \text{ m}^2/\text{s}$ und für lNADW bei 11°S rund $12400 \pm 4500 \text{ m}^2/\text{s}$ beträgt und rund eine Größenordnung größer ist als die z.B. von Steinfeld und Rhein (2004) angenommenen $k = 1000 \text{ m}^2/\text{s}$.

Unsere sehr großen Mischungskoeffizienten resultieren aus den dem direkten Randstrom überlagerten Rezirkulationen und Wirbeln sowie zeitlichen Variabilitäten, da der verwendete Ansatz lediglich einen mittleren Zustand des Systems beschreibt. Ferner ist k nicht als eine lokale Größe zu interpretieren. Das k ist eine aus dem mittleren Alter τ und der Alters-Breite σ abgeleitete Größe (Gl. 10 bzw. 12) und integriert über alle Mischungsprozesse zwischen Quelle und Beobachtungsort. Die von uns gefundenen Mischungskoeffizienten beziehen sich auf eine räumliche Skala von rund 10000 km. Ledwell et al. (1998) bestimmen aus künstlich in einer Tiefe von 300 m eingebrachten Tracern eine isopyknische Mischung von rund $1000 \text{ m}^2/\text{s}$ (nach einem Zeitraum von 18 Monaten) auf einer räumlichen Skala von 30 – 300 km. Die von uns betrachtete räumliche Skala ist um mehr als eine Größenordnung größer, so dass die von uns gefundenen Mischungskoeffizienten $k > 10000 \text{ m}^2/\text{s}$ plausibel sind.

Waugh et al. (2004) haben TTDs an FCKWs, CCl_4 , Tritium und ^3He im subpolaren Nordatlantik angepasst. Als Randbedingung wählen sie relativ hohe konstante Sättigungen für

F11, F12, CCl₄ (90%) sowie die Tritium-Oberflächenkonzentrationen von Doney und Jenkins (1988) ohne regionale Korrektur. Dabei finden sie Advektions-Mischungsverhältnisse (Pe) in der Größenordnung 1, was eine noch größere Mischung bedeutet. Allerdings verwenden sie keine explizite tracerfreie Verdünnung, so dass die TTDs sehr breit sein müssen, um genügend tracerarme bzw. tracerfreie Beiträge zu erhalten.

Ozeanmodelle verwenden typischer Weise Mischungskoeffizienten $k = 50 - 200 \text{ m}^2/\text{s}$ (z.B. Beismann und Redler, 2003, dreidimensionales $1/3^\circ$ -Atlantik-Modell, siehe Kap. 4.2). Mischungskoeffizienten aus Modellen sind jedoch durch die Diskretisierung des realen Ozeans in Boxen endlicher Größe nicht mit der realen Mischung im Ozean bzw. unserer integralen Mischung vergleichbar. Mischungskoeffizienten in Modellen sind abhängig von der zugrunde liegenden Skala (Box-Größe) und müssen Prozesse parametrisieren, die gegebenenfalls kleiner sind als die einzelnen Modell-Boxen. Das $1/3^\circ$ -Modell hat eine Box-Größe L von rund 35 km, während die hier bestimmten Mischungskoeffizienten sich auf eine Skala von $R = 10000 \text{ km}$ beziehen. Ferner ist zu beachten, dass die Mischungskoeffizienten im TTD-Modell formal einen dreidimensional mischenden Ozean parametrisieren und alle Arten von Mischung (Rezirkulationen, Wirbel, etc.) zwischen der Quelle und dem Ort der Beobachtung integrieren.

8.1.4 Transportgeschwindigkeiten

Aus den mittleren Altern der TTDs im Randstrom können wir mittlere Geschwindigkeiten u von der Quelle bis zum Ort der Beobachtung $u = R/\tau$ ableiten (siehe Kap. 3.2.2, Gl. 9), wobei R der Abstand zwischen Quelle und Beobachtungsort ist. Ferner hat $1/\tau_r$ (dem Inversen der Alterszunahme) die Dimension einer Geschwindigkeit. Daher können wir formal aus $1/\tau_r$ eine *regionale* Geschwindigkeit u_{reg} im Randstrom bestimmen.

Rand-strom	$R(6^\circ\text{N}-29^\circ\text{S})$ [10^3 km]	$\tau(6^\circ\text{N}-29^\circ\text{S})$ [a]	$u(6^\circ\text{N}-29^\circ\text{S})$ [cm/s]	τ_r [a/1000km]	u_{reg} [cm/s]
uNADW	9 – 14	$46.1 - 89.0 \pm 10$	$0.6 - 0.5 \pm 0.2$	8.6 ± 1.8	0.4 ± 0.1
INADW	11 – 16	$21.8 - 48.8 \pm 11$	$1.6 - 1.1 \pm 0.2$	5.4 ± 0.5	0.6 ± 0.1

Tabelle 8-1: Die mittleren Alter und die Alterszunahme τ_r aus Kap. 7.1.1 und 7.1.2 bzgl. $r = -1000 \text{ km}$ (6°N) bzw. $+4000 \text{ km}$ (29°S); die Abstände R beziehen sich auf den Abstand von der Quelle. Die Fehler für u und u_{reg} wurden aus den Fehler für τ und τ_r (siehe 7.1.1.3 und 7.1.2.1) abgeschätzt.

Smethie (1993) schätzt aus Tracerdaten (aus den 80er Jahren) im westlichen Nordatlantik Transportgeschwindigkeiten von 0.8 cm/s für uNADW und 1.6 cm/s für INADW ab, was mit unseren mittleren Geschwindigkeiten gut übereinstimmt. Die Smethies Arbeit zu Grunde liegenden Tracerbeobachtungen stammen aus dem Randstrom im subpolaren Nordatlantik. Sie liegen daher relativ dicht bei den Quellen, so dass bei den verwendeten konventionellen Verhältnisaltern die nicht explizit berücksichtigte Mischung das Ergebnis noch nicht zu sehr nach zu kleinen Altern und damit zu großen Transportgeschwindigkeiten verschoben haben sollte.

Unsere mittleren Transportgeschwindigkeiten u sind ansonsten geringer als die von anderen Autoren für den Randstrom im subtropischen Nordatlantik bzw. tropischen Atlantik angegebenen, die ebenfalls Traceralter bzw. TTDs verwenden: Steinfeld und Rhein (2004) geben als mittlere Geschwindigkeit $u = 1.5 \text{ cm/s}$ für uNADW und $u = 2.0 \text{ cm/s}$ für INADW an (aus TTDs), Smethie et al. (2000) rund 1.1 cm/s bzw. 1.8 cm/s und Stramma und Rhein

(2001) rund 2.2 cm/s bzw. 3.0 cm/s. Smethie et al. (2000) und Stramma und Rhein (2001) bestimmen ihre Geschwindigkeiten auf Grund von Tracer-Verhältnissen, die nach dem oben gesagten kleiner sein müssen als mittlere Alter aus TTDs und daher zu größeren Geschwindigkeiten führen.

Die Geschwindigkeiten von Steinfeld und Rhein (2004) beruhen auf an FCKW angepasste TTDs. Deren TTDs führen, wie oben bereits gesagt, aufgrund größerer angesetzter mittlerer Tracer-Konzentrationen sowie kleiner angenommenem Mischungskoeffizienten ($k = 1000 \text{ m}^2/\text{s}$) zu kleineren mittleren Altern und damit zu größeren Geschwindigkeiten.

Die regionalen Advektionsgeschwindigkeiten u_{reg} sind kleiner als die mittleren u . Im Falle von uNADW ist der Unterschied klein und liegt im Bereich der Fehler. Bei lNADW ist u_{reg} deutlich kleiner als u . Nimmt man als erste Näherung eine lineare Abnahme der Geschwindigkeit zwischen der Quelle (Irmingersee) und dem Äquator an, so dass das mittlere $u = 1.6 \text{ cm/s}$ und dass am Äquator das lokale $u = u_r = 0.6 \text{ cm/s}$ beträgt, liegt die Geschwindigkeit nahe der Quelle bei 2.6 cm/s. Aus F11-Beobachtungen in lNADW bei 41°N von 1983 bis 1986 bestimmt Smethie eine Geschwindigkeit von 2.2 bis 2.5 cm/s.

Aus den TTDs entlang des Äquators können wir mit einem analogen Ansatz wie oben formale zonale Geschwindigkeit angeben, nämlich mit $u = \Delta r / \Delta \tau = 1 / \tau_r$. Für uNADW ergibt sich aus $\tau_r = 3.45 \times 10^{-3} \text{ a/km}$ (Kap. 7.2.1) eine zonale Geschwindigkeit $u = 0.9 \text{ cm/s}$ und für lNADW aus $\tau_r = 2.1 \times 10^{-3} \text{ a/km}$ eine zonale Geschwindigkeit $u = 1.5 \text{ cm/s}$. Diese zonalen Geschwindigkeiten sind für beide Wassermassen größer als die jeweiligen Geschwindigkeiten im Randstrom und entsprechen Beobachtungen großer zonaler Geschwindigkeiten am Äquator (siehe Kap. 2.2.2). Böning und Schott (1993) haben aus Modellrechnungen eine mittlere zonale Geschwindigkeit von 1 cm/s (uNADW) bestimmt.

Es lassen sich sogar aus den Alterszunahmen bei 11°S zonale Geschwindigkeiten $u = \Delta r / \Delta \tau$ berechnen. Für uNADW (Alterszunahme 15a/1000km, siehe Kap. 7.2.2.1, Abb. 7-11) ergibt sich $u = 0.2 \text{ cm/s}$ und für lNADW (Alterszunahme 10a/1000km, Kap. 7.2.2.2, Abb. 7-13) folgt $u = 0.4 \text{ cm/s}$.

8.1.5 Transportraten aus TTDs

Aus dem mittleren Alter τ und der daraus formal abgeleiteten Geschwindigkeit $u = R / \tau$ lassen sich ferner Transportraten errechnen. Wenn u eine mittlere Geschwindigkeit und A die durchströmte äquivalente Fläche ist, dann ergibt sich der Transport M aus dem Produkt von u und A , – vorausgesetzt dass die mittlere Geschwindigkeit u auf der Fläche A näherungsweise konstant ist (sonst müsste über die Geschwindigkeitsverteilung über die Fläche A integriert werden). Die mittlere Geschwindigkeit ist $u = R / \tau$ (siehe Kap. 3.2, Gl. 9), wobei τ das mittlere Alter am Ort R und R der Abstand von der Quelle ist. Der Gesamttransport M aus Advektion und Mischung wird damit zu

$$M = uA = \frac{R}{\tau} A \quad 30$$

Für uNADW im Randstrom bei 11°S ($R \approx 12000 \text{ km}$) schätzen wir eine Dicke von 600 m (z.B. Abb. 6-1). Das mittlere Alter τ beträgt auf einer Breite von rund 700 km senkrecht zum Strom (zonal) 70 Jahre (näherungsweise konstant, siehe Kap. 7.2.2.1, Abb. 7-11). Daraus

ergibt sich eine Fläche $A = 4.20 \times 10^8 \text{ m}^2$ und eine mittlere Geschwindigkeit $u = R/\tau = 0.54 \text{ cm/s}$. Daraus folgt mit Gl. 30 ein Transport von $M = 2.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s} = 2.3 \text{ Sv}$.

$$M = 2.3 \text{ Sv}$$

Die Unsicherheiten der Fläche von $\pm 1 \times 10^8 \text{ m}^2$ ($\pm 100 \text{ km}$ Breite des Randstroms und $\pm 100 \text{ m}$ Dicke des uNADW-Schicht) sowie ein Fehler des mittleren Alters bei 11°S von rund ± 11 Jahren (siehe Kap. 7.1.1, Tab. 7-1a) ergeben eine Unsicherheit dieser Transportabschätzung von rund 25%. Rhein et al. (1995) schätzen für 10°S aus LADCP- und Float-Daten einen uNADW-Transport von rund 3 Sv. Unser Wert befindet sich also im Rahmen der Fehler in guter Übereinstimmung mit dem von Rhein. et al. (1995). Die aus Tracern bestimmten Geschwindigkeiten sind grundsätzlich wesentlich kleiner als die aus direkten Beobachtungen, da sie einen *effektiven* Transport beschreiben, der von Wirbeln und Rezirkulationen verzögert wird. Andererseits werden die kleineren Geschwindigkeiten in diesem Fall wieder ausgeglichen, da die angenommene Breite des Randstroms (zonaler Bereich mit $\tau \approx \text{const.}$) größer abgeschätzt wird als bei direkten Methoden.

Für eine entsprechende Rechnung für INADW bei 11°S ($R \approx 14000 \text{ km}$) mit einer grob geschätzten Breite des Randstroms von 600 km (Abb. 7-13), einer Dicke von 600 m (Abb. 6-3) sowie einem mittleren Alter $\tau = 37\text{a}$ bzw. mittlerer Geschwindigkeit $u = R/\tau = 1.2 \text{ cm/s}$ (Kap. 7.2.2.2, Abb. 7-13a) folgt

$$M = 4.3 \text{ Sv}$$

Die Unsicherheit der Fläche von wiederum $\pm 1 \times 10^8 \text{ m}^2$ sowie ein Fehler für das mittlere Alter von ± 4 Jahren (7.1.2, Tab. 2) ergibt eine Unsicherheit für den Transport von 27%. Diese Transportraten für INADW sind relativ hoch und sind durch unabhängige Beobachtungen nicht nachvollziehbar. Rhein et al. (1995) schätzen (wieder aus direkten Methoden) einen Transport von rund 2 Sv bei 10°S . Wie wir bereits in Kap. 7.1.2 und Kap. 8.1.4. gesehen haben, ist für INADW der lineare Ansatz für τ nur in Teilgebieten ein realistischer Ansatz bzw. ist u nur für die *ganze* Strecke von der Quelle bis zum Südatlantik ein Mittelwert. Es zeigte sich, dass die Geschwindigkeit im Südatlantik kleiner ist als nahe den Quellen. Daher setzen wir für R/τ statt u die regionale Advektionsgeschwindigkeit $u_{\text{reg}} = 1/\tau_r = 0.6 \text{ cm/s}$ (Tab. 8-1) ein. Dann ergibt sich ein deutlich kleinerer Transport von

$$T = 2.2 \text{ Sv}$$

Die Transportabschätzung mit regionaler Geschwindigkeit $u_{\text{reg}} = 0.6 \text{ cm/s}$ entspricht deutlich besser den Beobachtungen von Rhein et al. (1995).

Für uNADW (2.3 Sv) und INADW (2.2 Sv) im Randstrom ergibt sich damit ein Gesamttransport von $4.5 \pm 1.2 \text{ Sv}$. Diese Abschätzung entspricht der von Rhein et al. (1995) für den Randstrom bei 10°S , ist aber deutlich geringer als die häufig zitierten 15-20 Sv für den gesamten meridionalen NADW-Transport im Südatlantik (z.B. Holfort, 1994, Schlitzer, 1995, Vanicek und Siedler, 2002). Allerdings werden 1) nur die beiden Kerne maximaler Tracerkonzentrationen erfasst (das Tracerminimum zwischen uNADW und INADW wird überhaupt nicht berücksichtigt). 2) wird aufgrund der Verdünnung V nur der „unverdünnte“ Anteil des NADW-Transports erfasst. Verdünnungen von rund 2 (uNADW) bis 4 (INADW) entsprechen tracerfreier Zumischung von +100% bis +300%. Sofern es sich bei diesen Zumischungsbeiträgen um NADW-Fraktionen handelt, die z.B. längere Zeit im Ostatlantik residiert haben und aufgrund ihres großen Alters tracerfrei (Abb. 3-1) und daher undatierbar sind, bringen

diese zusätzlichen Beiträge die Transportraten deutlich in Richtung der zitierten Transportraten.

Entlang des Äquators hatten wir mittlere zonale Geschwindigkeiten aus der Alterszunahme nach Osten bestimmt. Dabei ergaben sich 0.9 cm/s für uNADW und 1.5 cm/s für INADW. Auch aus diesen Geschwindigkeiten können wir einen mittleren (zonalen) Transport abschätzen. Bei einer geschätzten mittleren Breite von 2° (entsprechend 220 km) und einer Schichtdicke von jeweils 500 m ergeben sich ostwärtige Transporte von 1.0 Sv (uNADW) bzw. 1.7 Sv (INADW).

8.1.6 Unterschiede zwischen uNADW (älter, mehr Mischung) und INADW (jünger, weniger Mischung)

Der Transport von uNADW ist nach unserer Auswertung deutlich geringer (größere Alter, kleinere Transportgeschwindigkeiten) und stärker von Mischung beeinflusst (kleinere Péclet-Zahlen) als der von INADW (kleinere Alter, größere Transportgeschwindigkeiten). Wir finden (siehe oben) einen rund 2- bis 3-fach schnelleren advektiven Transport in INADW.

Die stärkere Advektion im INADW ist hinreichend belegt. Steinfeld und Rhein (2004) finden mit ebenfalls aus Tracern bestimmten TTDs einen rund 33% größeren Transport im INADW. Stramma und Rhein (2001) finden aus Tracer-Verhältnissen einen 36% größeren Transport und Smethie et al. (2000) sogar einen 64% größeren Transport. Diese Unterschiede sind aber – verglichen mit unseren Ergebnissen – moderater.

Im uNADW sind die advektiven Transportgeschwindigkeiten klein und die Péclet-Zahlen relativ klein, während im INADW die advektiven Transportgeschwindigkeiten vergleichsweise groß und die Péclet-Zahlen relativ groß sind. Die Mischungskoeffizienten liegen aber für beide Wassermassen in der selben Größenordnung.

Für uNADW im Randstrom finden wir mittlere Alter von rund 55 Jahren am Äquator. Das entspricht einer Distanz von der Quelle zum Äquator von $R \approx 10000$ km. Die daraus abgeleitete Advektionsgeschwindigkeit $u = R/\tau$ beträgt demzufolge rund 0.6 cm/s. Aus der Mischungskonstanten kann man formal eine horizontale Mischungsgeschwindigkeit $u_{\text{diff}} = k/R$ ableiten (siehe Kap. 3.2.3 bzw. 8.1.5, Gl. 30), die in diesem Fall 0.1 cm/s beträgt und „nur“ 5 mal so langsam ist wie die Advektion. Für INADW finden wir $u = 1.4$ cm/s und ebenfalls $u_{\text{diff}} = 0.1$ cm/s. Im INADW ist der Transport durch Mischung also vergleichbar schnell wie im uNADW, nur die Advektion ist im INADW erheblich schneller als im uNADW. Die geringeren Tracerkonzentrationen im INADW resultieren demnach erstens aus dem geringerem effektiven Eintrag der Tracer an den OW-Quellen (direkter Anteil $\beta = 0.05$ und Abklingzeit der alten, zugemischten Beiträge $\tau_0 = 34$ a) und zweitens aus der viel stärkeren Verdünnung (siehe Abb. 8-1). Beide Faktoren überkompensieren die offenbar schnellere Advektion, so dass schließlich effektiv weniger Tracer im INADW transportiert werden.

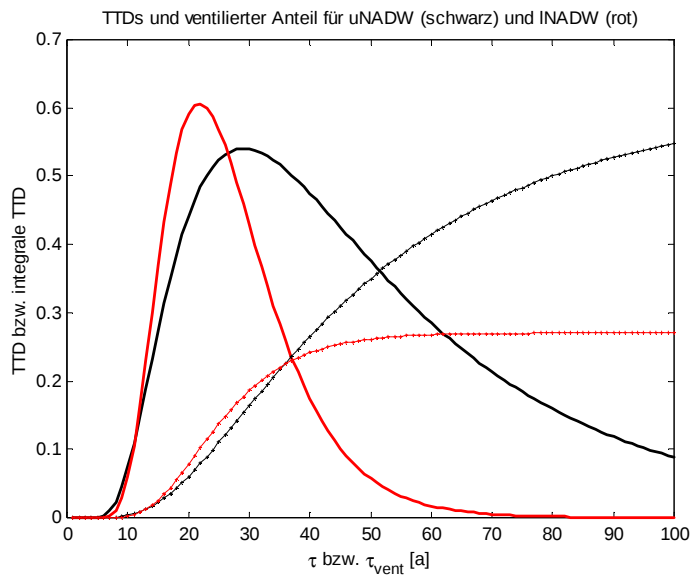


Abb. 8-1: TTDs (durchgezogene Kurven, willk. Einheiten) und integrale TTDs (ventilierter Anteil [1], siehe Gl. 5a, gepunktete Kurven) für uNADW (schwarz) und lNADW (rot) am Äquator. Dargestellt ist nur der direkt von der Quelle ventilierter Anteil, d.h. die Verdünnung ist berücksichtigt, so dass die integralen TTDs jeweils gegen den Wert $1/V$ gehen.

Abb. 8-1 vergleicht die TTDs und die ventilierten Anteile ($\Delta(t_{\text{vent}})$, siehe Gl. 5a) von uNADW und lNADW. Obwohl beide TTDs grundsätzlich verschieden sind (uNADW: τ groß, V klein, P_e klein und lNADW: τ klein, V groß, P_e groß), ist der Anstieg der Verteilungen in beiden Fällen relativ ähnlich. Erst für Alter > 20 machen sich signifikante Unterschiede in den Verteilungen bemerkbar. Noch deutlicher wird das bei der Betrachtung des ventilerten Anteils. Aus Beiträgen die jünger als 35 Jahre sind, werden beide Wassermassen ungefähr gleichstark erneuert. Das lNADW wird etwas effektiver aus vor 20 bis 30 Jahren in den Ozean eingetragenen Anteilen erneuert.

Das bedeutet auch, dass gerade die alten Beiträge ($\tau_{\text{vent}} > 40$ Jahre bzw. Eintrag vor 1950) durch die Tracerbeobachtungen bzw. den Tracereintrag selber weniger gut abgesichert sind, da vor dieser Zeit lediglich CCl_4 in den Ozean eingetragen wurde (siehe Kap. 3, Abb. 3-1 bzw. 3-6). Für eine bessere Unterscheidung zwischen tracerfreier Verdünnung und „alter“ Zumischung von den Quellen wäre ein Tracer mit entsprechend längerer Zeitskala, z.B. $^{39}\text{Argon}$, hilfreich. $^{39}\text{Argon}$ mit einer Halbwertszeit von 269 Jahre wäre ein geeigneter Tracer zur genaueren Festlegung der alten Anteile der TTDs (siehe z.B. Broecker und Peng, 2000). Allerdings existieren bisher nur rund 70 Messungen im äquatorialen Atlantik und Südatlantik (Rodriguez, 1993), und davon nur wenige im Bereich des tiefen Randstroms. Bisher sind Wassermengen von jeweils 1000 – 1500 Liter für eine einzelne $^{39}\text{Argon}$ -Messung nötig, was die Analyse sehr umständlich und kostspielig macht.

8.1.7 Entwicklung von τ und V im Randstrom: mittlerer Zustand und erzwungene lineare Verläufe vs. zeitliche und lokale Variationen

TTDs an Beobachtungen an individuellen Orten oder nur zu gleichen Zeiten anzupassen, erweist sich als unmöglich, da innerhalb der gegebenen Parameterkorrelation (siehe Kap. 7.1.1.2) keine realistischen Parameter eindeutig angepasst werden können. Z.T. ergeben sich unrealistisch hohe Alter mit Verdünnungen < 1 oder zu kleine Alter, die durch unrealistisch

große Verdünnungen ausgeglichen werden. Mit dem linearen Ansatz $\tau(r) = \tau_{Aq} + \tau_r r$ und $\tau(r) = \tau_{Aq} + \tau_r r$ sowie $Pe = \text{const.}$ können alle Tracerbeobachtungen gleichzeitig zur Festlegung der Parameter τ , V und Pe verwendet werden. Damit ist es möglich, zeitlich und räumlich konsistente Entwicklungen der TTDs zu bestimmen und gleichzeitig nicht-systematische „Fehler“ in einzelnen den Beobachtungen durch die Vielzahl von Beobachtungen auszugleichen.

Allerdings wird durch diesen Ansatz ein zeitlich und räumlich mittlerer Zustand beschrieben, der zeitliche und lokale Variabilitäten (z.B. zeitlich veränderliche Bildung der Wassermassen und damit variable Randbedingungen an den Quellen, variablen Transport im Randstrom oder lokale Wirbel etc. weiter stromabwärts) glättet und mittelt und stabile mittlere Lösungen gewährleistet.

Ein Beispiel seien die drei Beobachtungen im uNADW bei 11°S: A18 – 1994, S151 – 2000 und M532 – 2002. Aus dem gemeinsamen Fit über alle Beobachtungen entlang des Randstroms (7.1.1) erhalten wir bei 11°S $\tau = 71 \pm 14$ a, $V = 2 \pm 0.5$ und $Pe = 4.4 \pm 1$ (siehe 7.1.1). Bei festen $\tau = 71$ a und $Pe = 4.4$ erhalten wir für die drei Schnitte jeweils:

verwendete Schnitte	Verdünnung
A08 (1994)	2.7 ± 0.1
S151 (2000)	1.7 ± 0.1
M532 (2002)	1.8 ± 0.1
alle drei gleichzeitig ⁸⁸	2.0 ± 0.2

Diese unterschiedlichen Verdünnungen am gleichen Ort sind im Rahmen ihrer Fehler als Abweichung vom mittleren Zustand zu interpretiert, z.B. durch einen durchlaufenden Wirbel, der räumlich und zeitlich lokal älteres, tracerärmeres Wasser in den Randstrom mischt. Nach 1994 kann auch der advective Transport zugenommen haben oder (entsprechend früher) die Bildung von uNADW schwächer gewesen sein haben. Setzt man statt fester τ und Pe feste V und Pe , erhält man für nach 1994 entsprechend kleinere Alter als für die Beobachtungen von 1994. Diese Unterschiede müssen daher als Variabilität und nicht als Folge des Ansatzes interpretiert werden. Ohne berücksichtigte Mischung (also wie beim Verhältnisalter) hätten die Alter mit der Zeit sogar zunehmen müssen (siehe Sonnerup, 2001 und vgl. Kap. 6).

Insgesamt zeigen vor allem die jüngeren und nördlicheren theoretischen Tracerkonzentrationen aus den TTDs eine Tendenz, die beobachteten Tracerkonzentrationen zu unterschätzen (siehe z.B. Abb. 7-4e und f). Das bedeutet entweder, dass a) in jüngerer Zeit mehr Tracermaterial in den Ozean gelangt sein müsste als im Mittel (durch erhöhte Bildung von LSW), das rasch nach Süden gelangt ist, oder dass b) in jüngerer Zeit der Transport im Randstrom insgesamt schneller wurde.

Fall a) ist realistisch angesichts der sich ständig ändernden Bildungsraten von uLSW und cLSW (siehe Kap. 2.1.2). Andererseits ist in einem so stark von Mischung beeinflussten System ($k > 10000 \text{ m}^2/\text{s}$) eine rasche Fortpflanzung höherer uLSW-Raten in den frühen 90er Jahren (und Ankunft im Südatlantik knapp 10 Jahre später) schwer nachvollziehbar. Eher würde man eine Kombination aus Fall a) und Fall b) – höhere Bildungsraten und damit stärkere Tracerzufuhr sowie höherer, effektiver Transport im Randstrom und damit mehr Tracertransport als im Mittel – erwarten.

⁸⁸ Entspricht dem in Kap. 7.2.2 behandelten Fall – jedoch mit der Besonderheit, dass dort τ nicht auf $\tau_{11^\circ\text{S}}$ aus der Randstrom-Anpassung festgelegt war.

Die sprunghafte Abnahme der Tracerkonzentrationen im INADW im DWBC zwischen 5°S und 5.6°S kann nicht durch einen räumlich linearen Verlauf von τ und V angenähert werden. Hohe FCKW-Konzentrationen in der Nähe der Romanche Bruchzone deuten darauf hin, dass große Teile des INADW südlich des Äquators nach Osten abzweigen und den Randstrom verlassen (siehe Schlitzer et al, 1985; Messias et al., 1999; Andrié et al., 2002). Das Tracer-Defizit lässt sich formal beschreiben als Umweg um topographische Besonderheiten, die tief genug sind, dass das uNADW nicht nennenswert davon beeinflusst wird, als sprunghafte Zunahme der Verdünnung bzw. „Verlust“ von Tracern durch Abzweigen nach Osten und als verlangsamter advektiver Transport und schwächere Mischung weiter südlich.

8.1.8 Tritium als weiterer Tracer

Aufgrund seiner grundlegend anderen Eintragscharakteristik in den Ozean stellt Tritium eine bedeutende Ergänzung zur Festlegung der TTDs dar (siehe Kap 3., Abb. 3-6 und 3-7). Die zeitliche Entwicklung seines Konzentrationsverhältnis zu den anderen Tracern erlaubt eine deutlich bessere Abschätzung des Mischungsbeitrags zum Transport (siehe auch Sültenfuß, 1998). Allerdings mussten wir feststellen, dass bei gleichzeitiger Verwendung aller Tracer zur Festlegung der TTDs das Tritium im uNADW i.d.R. überschätzt wird.

Einerseits muss bemerkt werden, dass die Tritiumkonzentrationen im Südatlantik (relativ zu denen an den Quellen) aufgrund des Zerfalls erheblich geringer sind als die der anderen Tracer, und dass das Signal-Rausch-Verhältnis bei Tritium deutlich schlechter ist (siehe Kap. 4.2.3, Tab. 4-3). Ferner stehen weniger Tritiumbeobachtungen zur Festlegung der TTDs zur Verfügung als FCKWs. Erhöht man die Gewichtung von Tritium (durch manuelle Reduzierung der Tritium-Unsicherheit, die als Wichtungsfaktor in die Fehlersumme ζ (Gl. 17) eingehen), erhält man TTDs mit größeren Altern sowie kleineren Verdünnungen und Péclet-Zahlen; allerdings wird die Übereinstimmung für die FCKWs und des CCl_4 deutlich schlechter.

8.1.9 δ_{CCl_4} aus Beobachtungen im Südatlantik

Aus einer TTD-Anpassung ohne Verwendung von CCl_4 konnte ein CCl_4 -Zerfall von $0.007/\text{a} \pm 0.001/\text{a}$ abgeschätzt werden, der mit den CCl_4 -Beobachtungen selber übereinstimmt. Diese Abbaurate ist klein, darf aber beim gleichzeitigen Verwenden von CCl_4 als Tracer zur Anpassung von Traceraltern oder TTDs nicht vernachlässigt werden.

Huhn et al. (2001) haben den Zerfall von CCl_4 für oberflächennahes Wasser aus dem Südatlantik bestimmt und geben temperaturabhängige Zerfallsraten für $T > 8^\circ\text{C}$ bzw. $\sigma_\theta < 27.0$ an. Diese fallen von $0.22/\text{a}$ an der Oberfläche ($T > 13^\circ\text{C}$) und $0.11/\text{a}$ ($T \approx 10^\circ\text{C}$, $\sigma_\theta = 26.8$). Darunter nehmen die Zerfallsraten schnell ab. Unterhalb von $\sigma_\theta = 27.1$ werden die Fehler aufgrund der geringen Konzentrationen so groß, dass keine verlässlichen Abbauraten mehr angegeben werden können. Für den CCl_4 -Zerfall im inneren der Weddellsee geben sie als Obergrenze von $0.01/\text{a}$ an. Die Hydrolyse von CCl_4 (Jeffers Wolfe, 1989) ist bei Temperaturen $< 4^\circ\text{C}$ vernachlässigbar klein ($< 0.1\%$). Waugh et al. (2004) schätzen einen CCl_4 -Zerfall ebenfalls mit Hilfe von TTDs, die sie an Beobachtungen anderer Tracer im subtropischen Nordatlantik angepasst haben. Sie erhalten für Wassermassen, die kälter als 5°C sind, eine Obergrenze des Abbaus von $0.015/\text{a}$. Allerdings setzen sie eine konstante und

größere Oberflächensättigung (90%) an, was einen Teil dieser im Mittel größeren Werte erklärt. Unsere Abbaurate von $0.007/a \pm 0.001/a$ steht mit diesen Einschätzungen im Einklang. Wir konnten jedoch erstmals eine genauere Festlegung für den Zerfall in kalten Wassermassen innerhalb moderater Fehlergrenzen vornehmen.

Da CCl_4 wegen seiner größeren Zeitskala als F11 und F12 einen nützlichen Tracer darstellt, verbessert sich damit seine Anwendbarkeit auch für quantitative Untersuchungen. Klatt und Holfort (2000) haben z.B. die Zirkulation von Bodenwasser im äquatorialen Pazifik untersucht. Als zeitabhängiger Tracer stand lediglich CCl_4 zur Verfügung, da F11 und F12 noch nicht bis hierher vorgedrungen waren. Aus einer beobachteten CCl_4 -Konzentration von 0.13 ppt sowie einer angenommenen Verdünnung von etwa 95% errechnen sie ein Wassermassenalter von rund 70 Jahren. Der interne Verlust entspricht dann 40%. Dieser Verlust hätte aber bereits vor der Abschätzung des Alters berücksichtigt werden müssen. Korrigiert man als ersten Schritt einer iterativen Näherung die CCl_4 -Konzentrationen um diese 40%, ergibt sich ein deutlich jüngeres Alter (61 Jahre).

8.2 Vergleich mit F11-Modellsimulationen

Für einen Vergleich unserer Ergebnisse mit Modell-Simulationen, verwenden wir die jeweils kompletten Zeitserien mittlerer F11-Konzentrationen aus uNADW im Randstrom aus dem Kieler $1/3^\circ$ -Modells (siehe Kap. 4.3). Um konsistente TTDs zu erhalten, musste einer der Parameter gesetzt werden, da nur ein einziger Tracer – wenn auch in einer kompletten Zeitserie – zur Verfügung stand. Es wurde jeweils V_{Rand} für 6°N , 11°S und 19°S auf $V(r) = 1.64 + 0.165 \times 10^{-3} r$ (siehe Kap. 7.1.1) gesetzt.

Im „gestörten“ Modellauf wird der F11-Eintrag in die Labradorsee durch die zeitlich variable Windgeschwindigkeit parametrisiert. Dadurch können sich klimatische Variabilitäten (korreliert mit dem NAO-Index) als „Störungen“ auf den F11-Eintrag auswirken. Zunächst haben wir für diesen Fall TTDs an die Modell- Konzentrationen mit der zeitabhängigen Randbedingung angepasst (siehe Abb. 8-2), wobei wir $V(r)$ wie oben beschrieben gesetzt haben:

<i>gestört</i>	$\tau_{\text{Rand}} [\text{a}]$	$u=R/\tau [\text{cm/s}]$	V_{Rand}	Pe	k [m^2/s]
6°N ($r \approx -1000 \text{ km}$)	44.3	0.6	1.47	8.5	6800
11°S ($r \approx +1900 \text{ km}$)	49.6	1.2	1.95	7.6	11490
19°S ($r \approx +2800 \text{ km}$)	51.3	1.7	2.10	8.8	11500

Die mittleren Alter sind für die TTDs aus den Modell-Konzentrationen jünger und die Péclet-Zahl doppelt so groß wie für die TTDs aus den realen Beobachtungen ($Pe = 4.4 \pm 0.8$, siehe Tab 7-1a, Kap. 7.1.1). Die mittlere Advektionsgeschwindigkeit $u = R/\tau$ steigt von rund 0.8 cm/s auf 1.7 cm/s an (aus den realen Beobachtungen ergibt sich $u = R/\tau = 0.6 \text{ cm/s}$ bis 0.5 cm/s).

Die Modell-F11 und theoretischen F11-Konzentrationen aus den an das Modell angepassten TTDs sind in der folgenden Abb. 8-2 dargestellt.

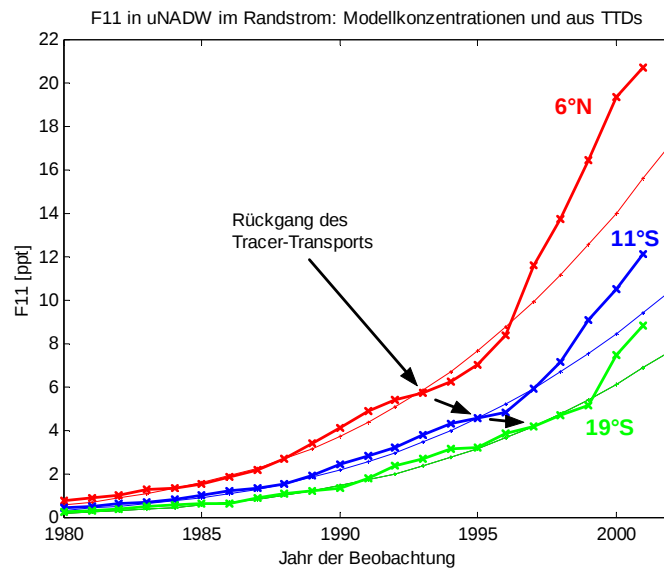


Abb. 8-2: Modell-F11 direkt aus dem „gestörten“ Modelllauf (x) sowie F11-Konzentrationsverläufe aus den an die Modell-F11 angepassten TTDs (Punkte) bei 6°N (rot), 11°S (blau) und 19°S (grün). Bedeutung der Pfeile siehe Text.

Interessanterweise weichen auch in diesem Fall vor allem die jüngeren und nördlicheren theoretischen Konzentrationsverläufe aus den TTDs stärker von den Modell-Konzentrationen ab. In den Modellkonzentrationen im „gestörten“ Fall ist die Variabilität der Wassermassen-Bildung durch klimatische Variabilitäten implizit enthalten. Die Konzentrationsverläufe aus den TTDs geben aber einen zeitlich stabilen mittleren Zustand wieder.

An einem Vergleich zwischen diesem mittleren Zustand und der Ausbreitung eines „Stör-signals“ in den Modellkonzentrationen (in Abb. 8-2 ist eine kurzzeitige Stagnation des Tracernachschubs durch Pfeile gekennzeichnet), kann man die Ausbreitung der Störung im Modell untersuchen. Das willkürlich ausgewählte Signal erscheint bei 6°N ungefähr im Jahr 1993, bei 11°S erscheint sie ca. 1996 und bei 19°S im Jahre 1997. D.h. das Signal breitet sich mit ca. 3 cm/s nach Süden aus, wobei $u = R/\tau$ im Modell nur 0.6 cm/s beträgt. Daraus muss man schließen, dass auch im Modell ein erheblicher Teil des Transports auf Mischungseffekten beruht, wie es auch die niedrigen Péclet-Zahlen anzeigen.

Für die mittleren F11-Konzentrationen aus dem Modell im ungestörten Fall ergeben sich mit der zeitabhängigen Randbedingung folgende Parameter für die TTDs:

ungestört	τ_{Rand} [a]	$u=R/\tau$ [cm/s]	V_{Rand}	Pe	k [m²/s]
6°N (r $\approx$ -1000 km)	41.2	0.7	1.47	31.1	2000
11°S (r $\approx$ +1900 km)	44.7	1.4	1.95	26.5	3800
19°S (r $\approx$ +2800 km)	46.1	1.9	2.10	30.3	3700

Die TTDs aus den ungestörten Modellkonzentrationen haben etwas geringere mittlere Alter ($u = R/\tau = 0.7$ cm/s) aber deutlich höhere Péclet-Zahlen als aus den realen Beobachtungen. Ferner ist die Péclet-Zahl deutlich höher als für den „gestörten“ Modelllauf. Dies ist ein Hinweis darauf, dass formal ein Teil der auf reale zeitliche Änderungen zurückzuführen Variabilitäten durch die mit Pe parametrisierte Mischung erfasst wird.

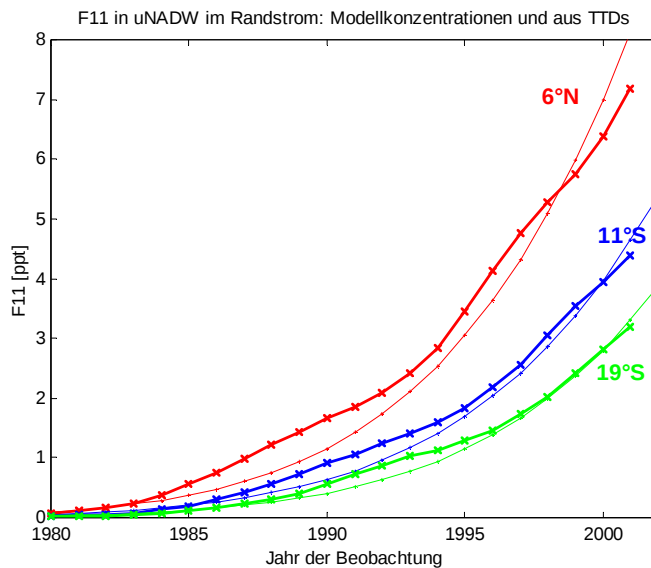


Abb. 8-3: Modell-F11 direkt aus dem „ungestörten“ Modelllauf (x) sowie F11-Konzentrationsverläufe aus den an die Modell-F11 angepassten TTDs (Punkte) bei 6°N (rot), 11°S (blau) und 19°S (grün).

Für diesen ungestörten Modell-Lauf sind erwartungsgemäß keine signifikanten zeitlichen Variabilitäten der ursprünglichen Modell-Konzentrationen und folglich keine deutlichen Abweichungen der Modell-Konzentrationsverläufe und den mittleren Konzentrationsverläufen aus den TTDs zu erkennen. Beide Konzentrationsverläufe repräsentieren einen mittleren Zustand.

Die Parameter der TTDs des ungestörten Modelllaufs stimmen kaum mit denen aus realen Tracerbeobachtungen (vgl. Kap. 7.1.1) überein. Dies war aber auch schon aus dem Vergleich von simulierten und beobachteten F11-Verteilungen selber nicht anders zu erwarten. Im ungestörten Modelllauf sind die F11-Konzentrationen im uNADW im Mittel um einen Faktor 2 kleiner als im gestörten Fall (siehe Kap. 4.3) und damit auch im Vergleich zu den realen Beobachtungen erheblich zu klein. Im ungestörten Modelllauf wird entweder nicht genug F11 in die Quelle eingetragen (d.h. der F11-Fluss ins Modell wird unterschätzt) oder es wird nicht genügend Tiefenwasser in der Labradorsee produziert.

Aber selbst für den realistischeren gestörten Modelllauf (Tracer-Eintrag abhängig von der Windgeschwindigkeit und damit abhängig von klimatischen Variabilitäten) weichen die F11-Konzentrationen von den realen Beobachtungen deutlich ab (vgl. Kap. 4.3, Abb. 4-7 und 4-8). Das uNADW-F11-Maximum liegt etwas tiefer und ist durch einen wesentlich schärferen Gradienten vom Beckeninneren getrennt als in den Beobachtungen (Abb. 4-7). Und auch die zeitliche Entwicklung der F11-Konzentrationen stimmt lediglich qualitativ mit den Beobachtungen überein (Abb. 4-8). Insbesondere ist auf dem 6°N-Schnitt der Anstieg der F11-Konzentrationen verzögert. Und auf den südlichen Schnitten sind die Modellkonzentrationen systematisch zu groß.

Anhand des Vergleichs der Parameter (τ , u , V , Pe , k) aus den jeweiligen TTDs lässt sich nun direkt diskutieren, was die möglichen Ursachen der Abweichungen der Modellsimulation von den realen Beobachtungen sein können. Auffällig sind die kleineren Mischungskoeffizienten bzw. größeren Péclet-Zahlen aus den Modell-Simulationen sowie die scheinbare Beschleunigung nach Süden ($u = R/\tau$ nimmt nach Süden von 0.6 cm/s auf 1.7 cm/s zu). Eine solche scheinbare Beschleunigung konnten wir schon bei den Traceraltern von uNADW (vgl.

Kap. 6.1.1, Tab. 6-1) beobachten. Dort hatten wir die Beschleunigung durch eine zu geringe Zunahme der Traceralter mit Abstand von der Quelle erklärt. Die sich aus dem Ansatzes eines rein advektiven Transports ergebende Unterschätzung der „realen“ Alter nimmt mit dem Abstand von der Quelle zu, da auch die effektive Mischung zunimmt (vgl. auch Kap. 3.1.2).

Die geringere Mischung im Modell lässt sich unmittelbar an den größeren Pe 's bzw. kleineren k 's ablesen. Die TTD-Mischungskoeffizienten des Modells sind selbstverständlich nicht mit den Modell-Mischungskoeffizienten ($200 \text{ m}^2/\text{s} - 50 \text{ m}^2/\text{s}$, siehe Kap. 4.3) zu vergleichen. Letztere hängen von der Skala der Modellboxen ab und beschreiben formal Prozesse, die unterhalb dieser Skala liegen (vgl. Kap. 8.1.2). Die TTD-Mischungskoeffizienten beschreiben hingegen die *effektive* Mischung des Systems als ganzes und sind mit denen aus den Beobachtungen (aus Kap. 7) vergleichbar.

Ein weiter reichenderer Vergleich zwischen den Tracer-Modell-Simulationen und den TTDs aus Tracerbeobachtungen, etwa anhand eines in das Modell integrierten Alterstracers (δ -förmig injizierter Tracer im Modell), aus dessen zeitlichen und räumlichen Entwicklung TTDs direkt hätten bestimmt werden können, oder anhand eines geeignet gemittelten Geschwindigkeitsfeldes des Modells, wäre sinnvoll gewesen. Entsprechende Daten lagen aber während des Verfassens dieser Arbeit nicht vor (siehe Ausblick in Kap. 9.2). Allerdings ist fraglich, wie weit mittlere Modell-Geschwindigkeitsfelder und aus den TTDs abgeleitete Geschwindigkeiten vergleichbar sind. Im Modell müssten über die Geschwindigkeiten aller zum Beobachtungsort führenden Trajektorien gemittelt werden. Einfacher wäre die Verwendung eines Alters-Tracers (siehe Khatiwala et al., 2001, vgl. Kap. 3.2) zur direkten Bestimmung der TTDs innerhalb des Modells. Aus diesen TTDs abgeleitete Geschwindigkeiten ($u = R/\tau$) und abgeleitete Mischungskoeffizienten ($k = u r / Pe$) gehorchen dem selben formalen Ansatz für *mittlere* Größen und sind insofern kompatibel mit denen aus realen Tracer-Beobachtungen bestimmten TTDs und deren abgeleiteten Größen.

8.3 Anwendungen

Die Anwendungsmöglichkeiten von aus Tracer-Verteilungen gewonnenen TTDs sind zahlreich. Zunächst können aus den TTDs direkt Informationen über die Zeitskalen des Wassermassen-Transports und das Verhältnis von Advektion und Mischung im Ozeaninneren abgeleitet werden. Die Parameter τ , V , Pe und k können ferner zur Diagnose von Zirkulationsmodellen dienen, und zwar nicht nur zur Diagnose von Unstimmigkeiten zwischen Modellbeobachtungen und real beobachteten Tracerverteilungen (siehe England und Maier-Reimer, 2001), sondern des Weiteren auch zur Identifizierung der Ursachen der Unstimmigkeiten, etwa zu starke advective Transporte und zu geringe Mischung (siehe oben).

Ozean-Modelle sind u.a. durch ihr begrenztes räumliches und zeitliches Auflösungsvermögen eingeschränkt. Mesoskalige Wirbel auf einer Skala von typischerweise 10 bis 100 km können oft nur begrenzt dargestellt werden. Weitere Beschränkungen ergeben sich aus der Parametrisierung der Mischung und des atmosphärischen Antriebs. Großräumige Temperatur- und Salzverteilungen können zwar oft realistisch wiedergegeben werden, aber Konvektionstiefen, Bildungsraten von Tiefenwasser und deren räumliche Ausbreitung im tiefen Ozean stimmen nur näherungsweise mit realen Beobachtungen überein. Die Feststellung von Abweichungen von realen Beobachtungen durch Vergleich von Tracer-Verteilungen kann aber nicht unmittelbar die Ursachen für diese Abweichungen nennen.

Wie wir zeigen konnten, lassen sich mittels TTDs die typische Zeitskalen bzw. Alters-Spektren, das Verhältnis von Advektion und Mischung, Transportgeschwindigkeiten und -raten sowohl im realen Ozean als auch in den Modellen selber bestimmen und vergleichen. Damit stellen die TTDs ein Instrument zum direkten Vergleich der den Transport bestimmenden Größen selber dar, während der Vergleich über die Tracerverteilungen nur eine qualitative Aussage ermöglicht.

Eine weitere Anwendungsmöglichkeit ist die Synoptisierung von Tracer-Datensätzen. Dies ist z.B. notwendig, um Datensätze zeitabhängiger Tracer zu verschiedenen Zeitpunkten in ein Invers-Modell zu integrieren. Konventionell verwendet man dazu Konzentrations- oder als nächst höhere Näherung Verhältnisalter. Man berechnet dann aus dem Konzentrations- oder Verhältnisalter Korrekturen für die Tracerkonzentrationen zu einem gemeinsamen Zeitpunkt. Bei nicht-linearen Konzentrationsentwicklungen in der Atmosphäre bzw. im Oberflächenwasser ergibt sich aber aus den konventionellen Traceraltern ein Fehler, der sich in das Inversmodell fortpflanzt. Die TTDs stellen eine bessere Näherung dar, die die Fehler aus der Synoptisierung minimieren können.

Als weitere Anwendung sei die ursprüngliche Frage nach der Aufnahme von CO_2 genannt (siehe Kap. 1). Mit Hilfe der an Tracerbeobachtungen angepassten TTDs kann man mit dem gleichen Ansatz (siehe Kap. 3.2, Gl. 16) direkt aus den atmosphärischen CO_2 -Konzentrationen und mit einer entsprechenden Randbedingung die CO_2 -Aufnahme bestimmen. Waugh et al. (2004) haben dies im subtropischen Atlantik durchgeführt und kamen dabei zu dem Ergebnis, dass sich durch die Berücksichtigung der Mischung in den TTDs eine 20% bis 30% geringere Aufnahme von CO_2 ergibt als durch Abschätzungen mit anderen Methoden.

9 Zusammenfassung und Ausblick

9.1 Zusammenfassung

Aus einem umfangreichen Datensatz – bestehend aus den Tracern F11, F12, CCl₄ und Tritium – haben wir charakteristische Konzentrationen in oberem und unterem NADW (uNADW und INADW im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik) sowie deren Quellwassermassen LSW (uLSW und cLSW in der Labradorsee) bzw. Overflow-Wasser (GFZW und DSOW in der Irmingersee) bestimmt.

Aus den charakteristischen Tracerkonzentrationen in den Quellwassermassen haben wir zunächst die Tracer-Randbedingungen bestimmt. Neben dem konventionellen Ansatz einer konstanten (mittleren) Tracersättigung α im Quellwasser (dem jeweils mittleren Verhältnis von den in den Quellwassermassen beobachteten Tracer-Konzentrationen und den Konzentrationen in der Atmosphäre bzw. im Oberflächenwasser) haben wir mit Hilfe eines einfachen Mischungsmodells eine zeitabhängige Sättigungsfunktion $\alpha(t_{\text{obs}})$ bestimmt. Die Parameter dieser zeitabhängigen Sättigung (ein direkt konvektierter Anteil β sowie eine Zumischung von in Vorjahren konvektiertem Wasser, deren Beiträge mit $\exp\{-t/\tau_0\}$ abnehmen und durch eine Abklingzeit τ_0 parametrisiert werden) gelten für alle verwendeten Tracer. Die Tritium-Oberflächenkonzentrationen können ferner regional von den Referenzwerten für den subtropischen Atlantik (Doney und Jenkins, 1988) abweichen. Diese Abweichung wurde durch einen zeitlich konstant angenommenen Korrekturfaktor Tr_{korr} berücksichtigt. Der zeitabhängige Ansatz beschreibt zeitlich ansteigende Sättigungen für F11, F12 und CCl₄, während die Sättigung für Tritium gerade während der Zeit maximaler atmosphärischer Tritiumkonzentrationen (Atombomben-Testphase in den 60er Jahren) minimal ist. Diese Verläufe geben auch die beobachteten Sättigungs-Verläufe in den Quellwassermassen wieder. Insbesondere werden durch diesen Ansatz die zeitlich variierenden Tracerverhältnisse in den Quellwassermassen realistisch wiedergegeben.

Für uNADW, dem oberen Tracermaximum im tiefen westlichen Randstrom, haben wir aus oberem uLSW und cLSW eine auf deren jeweilige Schichtdicke in der Labradorsee gewichtete Quellwassermasse „LSW“ konstruiert. Aus der Anpassung an die beobachteten Tracerkonzentrationen in dieser Quellwassermasse ergab sich ein direkter Anteil $\beta = 0.25 \pm 0.05$ und eine Abklingzeit $\tau_0 = 20 \pm 5$ a. Für das untere Tracermaximum, INADW, haben wir aus GFZW und DSOW eine Mischwassermasse „Overflow-Wasser“ in der Irmingersee konstruiert. Für die in dieser Quellwassermasse „OW“ beobachteten Tracerkonzentrationen ergaben sich $\beta = 0.05$ bis 0.10 und $\tau_0 = 34$ bis 39 a. Für Tritium ergaben sich regionale Korrektur-Faktoren (Verhältnis von Referenz-Werten und den Beobachtungen) $\text{Tr}_{\text{korr}} = 1.10$ für LSW und $\text{Tr}_{\text{korr}} = 1.02$ für OW.

Konventionelle Konzepte setzen zur Auswertung von Tracerdatensätzen als erste Näherung einen rein advektiven Transport im Ozeaninneren voraus. Aus den daraus folgenden diskreten Konzentrationsaltern und Verhältnisaltem und tracerfreien Verdünnungen ergeben sich jedoch Widersprüche durch die nicht berücksichtigten Mischungsprozesse aus Wirbeln, Rezirkulationen etc. Der hier verwendete Ansatz mit eindimensionaler Advektion und einer verallgemeinerten Diffusion entspricht formal einem eindimensionalen Randstrom-System mit überlagelter Mischung. Die Tracerausbreitung lässt sich durch eine Verteilungs-Funktion (Transitzeit-Verteilung, TTD) beschreiben, die diesem Ansatz gehorcht und durch wenige

Parameter – das mittlere Alter τ , die Péclet-Zahl Pe als Verhältnis von Advektion und Mischung sowie die explizite, tracerfreie Verdünnung V – festgelegt werden kann. Dieser Ansatz stellt daher die nächst höhere Näherung gegenüber den konventionellen Methoden dar.

Die TTDs beschreiben einen räumlich und zeitlich mittleren Zustand. Das Verhältnis des mittleren advektiven Transports zu dem überlagerten Transport aus Rezirkulationen und Wirbeln sowie kurzzeitige Variabilitäten sowohl an der Quelle als auch des Transports selber werden durch die Péclet-Zahl parametrisiert. Die daraus ableitbaren Mischungskoeffizienten k haben eine rein formale Bedeutung, indem sie über alle Mischungseffekte zwischen der Quelle und dem Ort der Beobachtung integrieren.

In früheren Untersuchungen wurden üblicherweise die Tracer F11 und F12 verwendet, z.B. von Smethie et al. (2000) für konventionelle Datierungsmethoden oder Steinfeld und Rhein (2004) für die Bestimmung von TTDs. Wie wir zeigen konnten, liefern F11 und F12 aufgrund ihrer ähnlichen zeitlichen Entwicklung in der Atmosphäre nahezu redundante Information, so dass die freien Parameter der TTDs mit F11 und F12 alleine nicht eindeutig festgelegt werden können. Die gleichzeitige Verwendung von CCl_4 und Tritium hilft, die Parameter deutlich besser einzugrenzen. Insbesondere zeigt Tritium eine wesentlich andere zeitliche Konzentrations-Entwicklung in der Atmosphäre und liefert daher bedeutende zusätzliche Information zur Festlegung der TTDs. Dadurch konnten wir die Mischungsbeiträge zum Transport deutlich enger eingrenzen, als dies allein durch F11 und F12 möglich ist (vgl. Steinfeld und Rhein, 2004). Ferner können wir durch einen linearen Ansatz für die Ortsabhängigkeit der Parameter τ , V und Pe (im Randstrom setzen wir $\tau(r) = \tau_{Äq} + \tau_r r$ und $V(r) = V_{Äq} + V_r r$ sowie $Pe = \text{const.}$ mit $r = 0$ am Äquator) alle relevanten Tracerbeobachtungen gleichzeitig zur Festlegung dieser fünf freien Parameter verwenden, d.h. alle vier Tracer zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten.

Mit diesem Konzept ist es uns möglich, das mittlere Alter sowie das Verhältnis von Advektion und Mischung (Pe) von uNADW und INADW im tiefen westlichen Randstrom sowie entlang des Äquators und auf einem zonalen Schnitt bei 11°S zu bestimmen.

Das wesentliche Ergebnis dabei ist, dass die Péclet-Zahl klein ist. Da im Rahmen unseres Ansatzes der Mischungsbeitrag zum Gesamttransport unmittelbar aus dem Inversen der Péclet-Zahl folgt, bedeutet dies, dass die Mischung (Rezirkulation, Wirbel, kurzzeitige Variationen des Transports) einen erheblichen Beitrag zum Transport im Ozeaninneren liefert. Für uNADW im tiefen westlichen Randstrom ergibt sich $Pe = 4.4 \pm 0.8$. D.h. der Transportbeitrag aus der Mischung trägt rund 23% zum Gesamttransport bei. Für das INADW ergibt sich eine höhere Péclet-Zahl von $Pe = 13.4 \pm 3.4$, was in einen Beitrag aus Mischung von rund 7% bedeutet. Allerdings muss dabei beachtet werden, dass der lineare Ansatz für τ für das INADW nur eingeschränkte Gültigkeit hat und das Ergebnis damit für INADW insgesamt eine größere Unsicherheit beinhaltet.

Für uNADW im tiefen westlichen Randstrom ergeben sich mittlere Alter von $\tau = 55 \pm 9$ Jahren am Äquator bis $\tau = 70 \pm 11$ Jahren bei 11°S . Die tracerfreie Verdünnung nimmt im gleichen Gebiet von 1.6 ± 0.3 auf 2.0 ± 0.4 zu. Die Péclet-Zahl ist $Pe = 4.4 \pm 0.8$. Daraus folgt ein Mischungskoeffizient von $13000 \text{ m}^2/\text{s}$ am Äquator und $14200 \text{ m}^2/\text{s}$ bei 11°S . Als mittlere Geschwindigkeit im Randstrom erhalten wir $u = 0.54 \pm 0.2 \text{ cm/s}$. Daraus ergibt sich bei 11°S ein Transport rund 1.8 Sv aus Advektion sowie ein Transport von 0.5 Sv durch Mischung. Der Gesamttransport von 2.3 Sv (mit einem geschätzten Fehler von 25%) ist kleiner als z.B. der aus LADCP- und Float-Messungen bestimmte Transport (3 Sv) von Rhein et al. (1995). Das liegt z.T. an dem von uns verwendeten Ansatz. Einerseits sind die aus Tracern

bestimmten Geschwindigkeiten wesentlich kleiner als die aus direkten Beobachtungen, da sie einen effektiven Transport beschreiben, der von Wirbeln und Rezirkulationen überlagert ist. Andererseits werden die kleineren Geschwindigkeiten in diesem Fall wieder ausgeglichen, da die angenommene Breite des Randstroms (zonaler Bereich mit $\tau \approx \text{const.}$) größer ist.

Für INADW ist die Festlegung der TTDs schwieriger, da die Konzentrationen kleiner sind und sich daher die Unsicherheiten der Beobachtungen stärker bemerkbar machen. Es ergeben sich mittlere Alter von 27 ± 3 Jahren am Äquator und 37 ± 4 Jahren bei 11°S . Die Verdünnung steigt von 3.7 ± 0.5 auf 4.2 ± 0.6 , und die Péclet-Zahl beträgt 13.4 ± 3.4 . Daraus ergeben sich wiederum Mischungskoeffizienten von $12500 \text{ m}^2/\text{s}$ am Äquator und $13000 \text{ m}^2/\text{s}$ bei 11°S . Aus der mittleren Geschwindigkeit von 1.2 cm/s bei 11°S ergibt sich ein Transport von 4.0 Sv aus Advektion und 0.3 Sv aus Mischungsbeiträgen. Der Gesamttransport ist (4.3 Sv) deutlich höher aus der Bestimmung von Rhein et al. (1995) (2 Sv). Mögliche Fehlerquelle ist hier der lineare Ansatz für τ und V , der für INADW offenbar nur in Teilgebieten eine realistische Näherung ist. Setzt man für den Transport statt der mittleren Geschwindigkeit $u = R/\tau$ die regionale Geschwindigkeit $u_{\text{reg}} = 1/\tau_r$ (τ_r ist die Zunahme des mittleren Alters) an, ergeben sich 2.0 Sv aus Advektion, 0.2 Sv aus Mischung, was den anderen Beobachtungen besser entspricht.

Entlang des Äquators liegen vergleichsweise weniger Tracerbeobachtungen vor. Im Beckeninneren, also außerhalb des Randstrombereiches vor der Brasilianischen Küste, werden die Konzentrationen zudem klein, und die Unsicherheiten werden größer. Um dennoch konsistente TTDs festlegen zu können, haben wir für τ und V wieder einen räumlich linearen Ansatz verwendet, der als erste Näherung eine zonale Ausbreitung des NADWs aus dem Randstrom heraus ins Beckeninnere beschreibt. Ferner haben wir, um die Anzahl der anzupassenden Parameter einzuschränken, τ auf den Wert aus dem Randstrom gesetzt.

Es ergeben sich entlang des Äquators formal zonale Geschwindigkeiten für uNADW von $u = 1/\tau_r = 0.9 \text{ cm/s}$ (τ_r ist die Zunahme des Alters vom Rand nach Osten) und $u = 1.5 \text{ cm/s}$ für INADW. Dabei ist zu beachten, dass diese Strömungsgeschwindigkeiten einen effektiven, mittleren zonalen Transport darstellen. Bei einer geschätzten mittleren Breite von 2° und einer Schichtdicke von jeweils 500 m werden 1.0 Sv (uNADW) bzw. 1.7 Sv (INADW) ostwärts transportiert. Für die zonalen Schnitte bei 11°S ergeben sich formale zonale Geschwindigkeiten $u = \Delta r/\Delta \tau = 0.2 \text{ cm/s}$ für uNADW und $u = 0.4 \text{ cm/s}$ für INADW.

Mit Hilfe der TTDs konnten wir ferner den internen Zerfall von CCl_4 in kaltem Tiefenwasser innerhalb moderater Fehlergrenzen bestimmen. Es ergibt sich ein Zerfall von 0.007 ± 0.001 pro Jahr, womit die Angaben von Huhn et al. (2001) und Waugh et al. (2004) für kaltes Tiefenwasser präzisiert werden konnten. Da CCl_4 wegen seiner größeren Zeitskala als F11 und F12 einen nützlichen Tracer darstellt, verbessert sich damit seine Anwendbarkeit auch für quantitative Untersuchungen (z.B. Klatt und Holfort, 2000).

Die aus Tracerverteilungen gewonnenen TTDs können u.a. dazu verwendet werden, den Eintrag und den Transport andere Stoffe im tiefen Ozean zu bestimmen, z.B. um die Ausbreitung von Schadstoffen oder CO_2 im Ozeaninneren zu verfolgen und zu quantifizieren (siehe z.B. Waugh et al., 2004).

Die TTDs können auch dazu dienen, Unsicherheiten von Zirkulations-Modellen qualitativ und quantitativ einzuschränken. Tracerverteilungen an sich können helfen, Modelle qualitativ zu verifizieren. Durch die TTDs können jedoch ferner quantitative Aussagen darüber gemacht werden, wie realistisch deren Zeitskalen des Transports und deren Verhältnis von Advektion

und Mischung ist. D.h. es können durch Vergleich mit Tracern nicht nur Diskrepanzen diagnostiziert sondern durch TTDs aus den Tracern auch deren Ursachen analysiert werden.

9.2 Ausblick

Eine Fortsetzung der Beobachtungen von FCKWs sowie zusätzlich von CCl_4 und Tritium, sowohl an den Quellen als auch im Südatlantik im Randstrom und weiter ins Beckeninnere hinein, wäre für weitere Untersuchungen des innerozeanischen Transports wünschenswert. Einerseits ließen sich damit an den Quellen die Tracer-Randbedingungen genauer festlegen, insbesondere was deren zeitlichen Variabilitäten betrifft. Für die Festlegung der TTDs im Südatlantik, vor allem im INADW und weiter im Beckeninneren, wo die bisher beobachteten Tracer-Konzentrationen noch niedrig und die Unsicherheiten vergleichsweise groß waren, ließen sich damit auch komplexere Ortsabhängigkeiten von τ , V und Pe ansetzen und festlegen. Z.B. wäre es interessant zu untersuchen, in welcher Weise sich Pe beim Verlassen des Randstroms ändert. Eine gleichzeitige Anpassung von τ , V und Pe an die bisher vorliegenden zonalen Schnitte ist bisher nicht möglich. Es existieren zwar Zeitserien von Tracerbeobachtungen im Südatlantik, aber nicht alle reichen weit genug ins Beckeninnere hinein.

Komplexere Ansätze für die TTDs selber (etwa Linearkombinationen zweier TTDs, um z.B. sehr alte Beiträge zu datieren, die sonst als tracerfreie Verdünnung erfasst werden) oder Ortsabhängigkeiten der Parameter höherer Ordnungen (auch $Pe = Pe(r)$) in- und außerhalb des Randstroms würde die Anzahl der anzupassenden Parameter (in dem hier vorgestellte Ansatz fünf freie Parameter) erhöhen, was bei den zur Zeit verfügbaren Tracer-Beobachtungen problematisch ist. In beiden Fällen bedürfte es zusätzlicher Beobachtungen.

Messungen von ^{39}Ar würden wegen dessen längeren Zeitskala ($T_{1/2} = 269$ Jahre) eine verbesserte Abgrenzung der tracerfreien Verdünnung von Mischung mit „altem“ Wasser, d.h. Mischung mit Beiträgen, die zu alt sind, Tracer wie F11 , F12 und CCl_4 zu enthalten, ermöglichen. Solche Beobachtungen liegen zur Zeit jedoch nur sehr begrenzt – und z.B. überhaupt nicht im tiefen Randstrom im subtropischen Südatlantik – vor.

Ein solider Datensatz von CCl_4 z.B. in unmittelbarer Nähe der Quellenwassermassen könnte ferner eine weiter verbesserte Bestimmung der CCl_4 -Zerfallsrate im Ozeaninneren liefern.

Für weitere Untersuchungen des NADW-Transports lassen sich auch Daten im Bereich des subtropischen und tropischen Nordatlantiks hinzuziehen. Damit ließen sich gegebenenfalls komplette Entwicklungen der Parameter τ , V und Pe von der Quelle bis in den Südatlantik festlegen. Wie wir durch den Vergleich der mittleren und regionalen Geschwindigkeiten im Südatlantik gezeigt haben, ist die Geschwindigkeit offensichtlich nicht über die gesamte Distanz konstant, so dass man den linearen Ansatz für τ , V und Pe nur abschnittsweise anwenden könnte. Man würde dann die abschnittsweise bestimmten Parameter hinterher zusammensetzen. Man könnte aber den Ansatz auch dahingehend erweitern, dass man im Norden beginnend TTDs berechnet, die dann als quasi Randbedingung für den südlich anschließenden Abschnitt dient. Die daraus folgende TTDs wäre dann wieder die Randbedingung für den noch weiter südlichen Abschnitt u.s.w. Im Prinzip stellt die zeitabhängige Sättigung die erste TTD für eine solche Betrachtung dar, nur dass ihr Maximum noch unmittelbar bei $t = 0$ liegt.

Die Methode der TTDs kann auch auf andere Wassermassen angewendet werden. Klatt et al. (2002) haben TTDs aus Zeitserien von F11 - und F12 -Schnitten durch die zentrale Weddellsee

und auf dem Greenwich-Meridian bestimmt. Im November 2004 bis April 2005 werden diese Schnitte wiederholt. Da auf diesen geplanten Reisen insbesondere das in der südlichen Weddellsee frisch gebildete Tiefen- und Bodenwasser auf F11 und F12 beprobt werden soll, können die Tracer-Randbedingungen für diese südlichen Wassermassen genauer festgelegt werden. Eine Fortsetzung der Tracer-Zeitreihen auf dem Greenwich-Meridian sowie durch die zentrale Weddellsee kann helfen, die TTDs dort besser festzulegen. Eine zusätzliche Verwendung von Tritium und CCl_4 ist hier hingegen weniger gut geeignet als im Atlantik. Für Tritium sind die Konzentrationen in der Weddellsee aufgrund der vergleichsweise geringen Oberflächenkonzentrationen (rund eine Größenordnung geringer als im Nordatlantik) niedrig. CCl_4 zeigt in der Weddellsee einen komplexeren Abbau, der erstens aus einem Anfangsverlust und zweitens aus einem inneren Zerfall zu bestehen scheint (siehe Huhn et al., 2001), was den Wert von CCl_4 für quantitative Untersuchungen einschränkt.

Die Abschätzung der Aufnahme von anthropogenem CO_2 könnte – wie bei Waugh et al. (2004) im Nordatlantik – mit Hilfe der TTDs für NADW bis in den Südatlantik sowie für in der Weddellsee gebildete Wassermassen erfolgen. Dazu wäre es sinnvoll, TTDs auch weiter im Inneren der jeweiligen Becken festzulegen. Damit könnte eine solide Rate der ozeanischen CO_2 -Aufnahme für zwei große Reservoirs bestimmt werden.

Der Vergleich mit numerischen Modellen auf der Basis von TTDs sollte unbedingt fortgesetzt und ausgeweitet werden. Weitere Zeitserien auch an anderen Stellen des Modells (wir haben bisher nur drei zonale F11-Zeitreihen im tropischen Atlantik und subtropischen Südatlantik verwendet) würden helfen, die bisherigen Ergebnisse zu sichern und zu erweitern. Hilfreich wäre in jedem Fall ein „idealer“ Tracer im Modell. Dieser könnte als δ -förmig in das Modell eingebrachtes Tracersignal und aus dessen zeitlichen und räumlichen Entwicklung die TTDs direkt liefern (siehe Khatiwala et al., 2001). Die Berechnung eines solchen weiteren Tracers könnte auch „offline“ (in bereits vorliegenden Transportfeldern des Modells) betrieben werden, da der Tracer selber keinen Einfluss auf das Feld ausübt. Mit Hilfe solcher Modell-Rechnungen könnte dann z.B. die Form der TTDs (große mittlere Alter und große Alters-Breiten) und der *lineare* Ansatz für das mittlere Alter und die Verdünnung überprüft werden. Vergleiche von Modellläufen unterschiedlicher Konfiguration (siehe „gestörter“ und „ungestörter“ Fall in Kap. 4.3 bzw. 8.2) würde weitere Erkenntnisse in die Dynamik der Modelle sowie in die Eigenschaften der TTDs liefern. Es könnten auch leicht weitere Modelle, in denen bereits Tracer simuliert wurden, in diese Studien einbezogen werden.

10 Anhang A

10.1 Abkürzungen und Symbole

α	konstante (mittlere) Tracer-Sättigung [1]
β	Beitrag des direkten Anteils (Jahr Nr. 0) der zeitabhängigen Sättigung
C	Tracerkonzentration; in der Atmosphäre bzw. im Oberflächenwasser ist dies C_0
δ_{CCl_4}	Zerfallskonstante von CCl_4 [1/a]
G	Transitzeit-Verteilung
k	Mischungskonstante [m^2/s]
λ	Zerfallskonstante [1/a] (für Tritium ist die Halbwertszeit = 12.43 Jahre und $\lambda = 0.6931/12.43 = 0.055$ pro Jahr)
r	Ortskoordinate bzw. Abstand rel. zum Äquator od. relativ zum westlichen Rand [km]
R	Abstand von der Quelle [km]
σ_θ	potentielle Dichte [kg/m^3] bezogen auf die potentielle Temperatur θ
σ	Breite der TTD [a] bzw. Fehler des Mittelwerts
s	Standardabweichung
S	Salzgehalt
T	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
θ	potentielle Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
t	Zeit, Alter
t_{obs}	Beobachtungszeit, Kalenderjahr
τ	mittleres Alter der TTD [a]
τ_0	mit $\exp\{-\tau_0 t\}$ ist τ_0 [a] die „Abklingzeit“ der Beiträge aus den Vorjahren bei der zeitabhängigen Sättigung
Tr_{korrr}	regionale Tritium-Oberflächenkorrektur bei der zeitabhängigen Sättigung
u	Geschwindigkeit [cm/s]
V	Verdünnung

AABW Antarctic Bottom Water = Antarktisches Bodenwasser

AADW Antarctic Deep Water = Antarktischen Tiefenwasser

AAIW Antarctic Intermediate Water = Antarktisches Zwischenwasser

AIW Arctic Intermediate Water = Arktisches Zwischenwasser

CDW Circumpolar Deep Water = Zirkumpolares Tiefenwasser

DSOW Denmark Strait Overflow Water = Dänemarkstraßenwasser

DWBC Deep Western Boundary Current = tiefer westlicher Randstrom

GFZW Gibbs Fracture Zone Water = Gibbs-Bruchzonen-Wasser; siehe auch ISOW, dass durch die Charly Gibbs Bruchzone in die Irmingersee eindringt

ISOW Island-Scotland Overflow Water = Island-Schottland-Überstrom-Wasser

LSW Labrador Sea Water = Labradorseewasser

MAR Mittelatlantischer Rücken

NADW North Atlantik Deep Water = Nordatlantisches Tiefenwasser

OW Overflow Water = Wassermassen aus der Grönland- und Norwegensee, die über die Grönland-Island-Schottland-Schwelle in den Nordatlantik strömen

TTD Transit Time Distribution = Transitzeitverteilung; auch age distribution = Altersverteilung oder Altersspektrum

WSBW Weddell Sea Bottom Water = Weddellsee Bodenwasser

WSDW Weddell Sea Deep Water = Weddellsee Tiefenwasser

10.2 Literatur

- ANDRIÉ, C., J.-F. TERNON, M.-J. MESSIAS, L. MEMERY, B. BOURLÈS (1998): Chlorofluoromethane distributions in the deep equatorial Atlantic during January-March 1993; Deep-Sea Research I, Vol. 45, pp. 903-930
- ANDRIÉ, C., M. RHEIN, S. FREUDENTHAL, O. PLÄHN (2002): CFC time series in the deep water masses of the western tropical Atlantic, 1990-1999; Deep-Sea Research I, Vol. 49, pp. 281-304
- AZETSU-SCOTT, K., E.P. JONES, I. YASHAYAEV, R.M. GERSHEY (2003): Time series study of CFC concentrations in the Labrador Sea during deep and shallow convection regimes (1991-2000); Journal of Geophysical Research, Vol. 108, No. C11, doi: 10.1029/2002JC001317, 8 pp.
- BEINING, P., W. ROETHER (1996): Temporal evolution of CFC 11 and CFC 12 concentrations in the ocean interior; Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No. C7, pp. 16455-16464
- BEISMANN, J.-O., R. REDLER (2003): Modell simulations of CFC uptake in the North Atlantic Deep Water: effects of parametrizations and grid resolution; Journal of Geophysical Research, Vol. 108, No. C5, 3159, doi: 10.1029/2001JC001253, 16 pp.
- BÖNING, C.W., F.A. SCHOTT (1993): Deep currents and the eastward salinity tongue in the equatorial Atlantic: results from an eddy-resolving, primitive equation model; Journal of Geophysical Research, Vol. 98, pp. 6991-6999
- BÖNING, C.W., A.J. SEMTNER (2001): High-Resolution modelling of the thermohaline and wind-driven circulation; in *Ocean Circulation and Climate*, Hrsg. G. Siedler, J. Church, J. Gould, Academic Press, pp. 59-77
- BOLIN, B., H. ROHDE (1972): A note on the concepts of age distributions and transit times in natural reservoirs; Tellus XXV, pp. 58-62
- BROECKER, W.S., R. GERARD, M. EWING, B.C. HEEZEN (1960): Natural radiocarbon in the Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, Vol. 65, pp. 2903-2931
- BROECKER, W.S., T.H. PENG, T. TAKAHASHI (1980): A strategy for the use of bomb produced radiocarbon as a tracer for the transport of fossil fuel CO₂ into the deep sea source region; Earth Planet Science Letter, Vol. 49, pp. 463-468
- BROECKER, W.S., T.H. PENG (1982): *Tracers in the Sea*; Eldigio Press, Palisades, New York, 692 pp.
- BROECKER, W.S. (1987): The biggest chill; Natural History Magazin, Vol. 96, pp. 74- 82
- BROECKER, W.S., T.-H. PENG (2000): Comparison of ³⁹Ar and ¹⁴C ages for waters in the deep ocean; Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, Vol. 172, pp. 473-478
- BRYDON, H.L., S. IMAWAKI (2001): Ocean heat transport; in *Ocean Circulation and Climate*, Hrsg. G. Siedler, J. Church, J. Gould, Academic Press, pp. 455-474
- BULLISTER, J. (1991): Chlorofluorocarbons, ³He-tritium and small volume radiocarbon; WHP Operations and Methods
- BULLISTER, J.L., D.P. WISEGARVER (1998): The solubility of carbon tetrachloride in water and seawater; Deep-Sea Research I, Vol. 45, pp. 1285-1302
- BULSIEWICZ, K., H. ROSE, O. KLATT, A. PUTZKA, W. ROETHER (1998): A capillary-column chromatographic system for efficient chlorofluoromethane measurement in ocean waters; Journal of Geophysical Research, Vol. 103, No. C8, pp. 15959-15970
- BUTZIN, M., W. ROETHER (2004): Tritium budget of the South Atlantic; Journal of Geophysical Research, Vol. 109, No. C3, doi: 10.1029/2002JC001561, 11 pp.
- CARMACK, E., K. AAGAARD (1973): On the deep water of the Greenland Sea; Deep-Sea Research, Vol. 20, pp. 687-715

- CLARKE, R., J. SWIFT, J. REID, K. KOLTERMANN (1990): The formation of Greenland Sea Deep Water: Double diffusion or deep convection?; *Deep-Sea Research*, Vol. 37, pp. 1385-1424
- CLARKE, A., J. CHURCH, J. GOULD (2001): Ocean processes and climate phenomena; in *Ocean Circulation and Climate*, Hrsg. G. Siedler, J. Church, J. Gould, Academic Press, pp. 11-30
- CURRY, R.G., M.S. MCCARTNEY, T.M. JOYCE (1998): Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters; *Letters to Nature*, Vol. 391, pp. 575-577
- DICKSON, R.R., J. BROWN (1994): The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates and pathways; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, pp. 12319-12341
- DICKSON, R.R., J. LAZIER, J. MEINKE, P. RHINES, J. SWIFT (1996): Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic; *Progress in Oceanography*, Vol. 38, pp. 241-295
- DONEY, S.C., W.J. JENKINS (1988): The effect of boundary conditions on tracer estimates of thermohaline ventilation rates; *Journal of Marine Research*, Vol. 46, pp. 947-965
- DREISIGACKER, E., W. ROETHER (1978): Tritium and ⁹⁰Sr in North Atlantic surface water; *Earth and Planet Science Letters*, Vol. 38, pp. 301-312
- ENGLAND, M., E. MAIER-REIMER (2001): Using chemical tracers to assess ocean models; *Reviews of Geophysics*, Vol. 39, No. 1, pp. 29-70
- ENQUETE-KOMMISSION (1992): Klimaänderung gefährdet globale Entwicklung; Hrsg. durch die Enquete-Kommission „Schutz der Erdatmosphäre des Deutschen Bundestages, Economica Verlag, Bonn/Germany, 238 pp.
- FINE, R.A., M. RHEIN, C. ANDRIÉ (2002): Using a CFC effective age to estimate propagation and storage of climate anomalies in the deep western North Atlantic; *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, No. 24, doi: 10.1029/2002GL015618
- FLEISCHMANN, U., H. HILDEBRANDT, A. PUTZKA, R. BAYER (2001): Transport of newly ventilated deep water from the Iceland Basin to the Westeuropean Basin; *Deep-Sea Research I*, Vol. 48, pp. 1793-1819
- GODFREY, J.S., G.C. JOHNSON, M.J. MCPHADEN, G. REVERDIN, S.E. WUIFFELS (2001): The tropical ocean circulation; in *Ocean Circulation and Climate*, Hrsg. G. Siedler, J. Church, J. Gould, Academic Press, pp. 215-246
- HOGG, N.G., W.B. OWENS (1999): Direct measurement of the deep circulation within the Brasil Basin; *Deep-Sea Research II*, Vol. 46, pp. 333-353
- HOGG, N.G. (2001): Quantification of the deep circulation; in *Ocean Circulation and Climate*, pp. 259-270; Hrsg. G. Siedler, J. Church, J. Gould; Academic Press
- HOLFORT, J. (1994): Großräumige Zirkulation und meridionaler Transport im Südatlantik; *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrecht-Universität Kiel*, Nr. 260, ISSN 0341-8561-
- HUHN, O., W. ROETHER, P. BEINING, H. ROSE (2001): Validity limits of carbon tetrachloride as an ocean tracer; *Deep-Sea Research I*, Vol. 48, pp. 2025-2049
- IPCC (2001): *Climate Change 2001*; http://www.grida.no/chclimate/ipcc_tar/, 2004
- JEFFERS, P.M., N.L. WOLFE (1989): Hydrolysis of carbon tetrachloride; *Science*, Vol. 246, pp. 1638-1639
- KHATIWALE, S., M. VISBECK, P. SCHLOSSER (2001): Age tracer in an ocean GCM; *Deep-Sea Research I*, Vol. 48, pp. 1423-1441
- KIEKE, D., M. RHEIN, L. STRAMMA, W.M. SMETHIE, D.A. LEBEL, W. ZENK (2004): Changes in the CFC inventories and formation rates of Upper Labrador Sea Water, 1997-2001; *Journal of Physical Oceanography*, zur Veröffentlichung angenommen
- KLATT, O., J. HOLFORT (2000): Bottom water circulation in the western equatorial Pacific as inferred from carbon tetrachloride observations; *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 4, pp. 545-548

- KLATT, O., W. ROETHER, M. HOPPEMA, K. BULSIEWICZ, U. FLEISCHMANN, C. RODEHACKE, E. FAHRBACH, R. F. WEISS, AND J. L. BULLISTER (2002): Repeated CFC sections at the Greenwich Meridian in the Weddell Sea; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. C4, doi: 10.1020/2000JC000731, 14 pp.
- KREFT, A., A. ZUBER (1978): On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions of different initial and boundary conditions; *Chemical Engineering Science*, Vol. 33, pp. 1471-1480
- LAW, C.S., A.J. WATSON, M.I. LIDDICOAT, T. STANTON (1998): Sulphur hexafluoride as a tracer of biogeochemical and physical processes in an open-ocean iron fertilisation experiment; *Deep-Sea Research II*, Vol. 45, pp. 977-994
- LAW, C.S., E.R. ABRAHAM, A.J. WATSON, M.I. LIDDICOAT (2003): Vertical eddy diffusion and nutrient supply to the surface mixed layer of the Antarctic Circumpolar Current; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. C8, doi: 10.1029/2002JC001604, 14 pp.
- LAZIER, J., R. PICKART, P. RHINES (2001): Deep convection; in *Ocean Circulation and Climate*, Hrsg. G. Siedler, J. Church, J. Gould; Academic Press, pp. 387-400
- LAZIER, J., R. HENDRY, A. CLARKE, I. YASHAYAIEV, P. RHINES (2002): Convection and restratification in the Labrador Sea 1990-2000; *Deep-Sea Research I*, Vol. 49, pp. 1819-1835
- LEDWELL, J.R., A.J. WATSON, C.S. LAW (1993): Evidence of slow mixing across the pycnocline from an open ocean tracer release experiment; *Nature*, Vol. 364, pp. 701-703
- LEDWELL, J.R., A.J. WATSON, C.S. LAW (1998): Mixing of a tracer in the pycnocline; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. C10, pp. 21499-21529
- LENDI, A., A. ZUBER (1970): Tracer dispersion in groundwater experiments; *Isotope Hydrology*, IAEA, Wien, pp. 619-641
- LILLY, J.M., P.B. RHINES, M. VISBECK, R. DAVIES, J. LAZIER, F. SCHOTT, D. FARMER (1999): Observing deep convection in the Labrador Sea during winter 1994/1995; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 29, pp. 2065-2098
- MANTYLA, A.W., J.L. REID (1983): Abyssal characteristics of the World Ocean waters; *Deep-Sea Research*, Vol. 30, No. 8A, pp. 805-833
- MARSHALL, J., F. SCHOTT (1999): Open ocean convection: observations, theory, and models; *Review of Geophysics*, Vol. 37, No. 1, pp. 1-64
- MAURITZEN, C. (1996): Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge, Part 1, Evidence for a revised circulation scheme; *Deep-Sea Research*, Vol. 43, pp. 769-806
- MÉMERY, L., M. ARHAN, X.A. ALVARES-SALGADO, M.-J. MESSIEAS, H. MERCIER, C.G. CASTRO, A.F. RIOS (2000): The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic, *Progress in Oceanography*, Vol. 47, pp. 69-98
- MENSCH, M., R. BAYER, J.L. BULLISTER, P. SCHLOSSER, R.F. WEISS (1996): The distribution of tritium and CFCs in the Weddell Sea during the mid-1980s; *Progress in Oceanography*, Vol. 38, pp. 377-415
- MEREDITH, M.P., K.A. VAN SCOY, A. WATSON, R.A. LOCARNINI (1996): On the use of carbon tetrachloride as a transient tracer in the Weddell Sea deep and bottom waters; *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 21, pp. 2947-2950
- MESSIAS, M.-J., C. ANDRIÉ, L. MÉMERY, H. MERCIER (1999): Tracing the North Atlantic Deep Water through the Romanche and Chain fracture zones with chlorofluoromethanes; *Deep-Sea Research I*, Vol. 46, pp. 1247-1278
- MÜNNICH, K.O., ROETHER, W. (1967): Transfer of bomb ^{14}C and tritium from the atmosphere to the ocean. Interannual mixing of the ocean on the basis of tritium and ^{14}C profiles; in *Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting*; IAEA, Vienna

- NIGHTINGALE, P.D., P.S. LISS, P. SCHLOSSER (2000): Measurement of air-sea gas transfer during an open ocean algal bloom; *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 14, pp. 2117-2120
- PETERSON, W., C. ROTH (1976): Formation and exchange of deep water in the Greenland and Norwegian Sea; *Deep-Sea Research*, Vol. 23, pp. 273-283
- PETERSON, R.G., T. WHITWORTH III (1989): The Subantarctic and Polar Front in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. C8, pp. 10817-10838
- PICKART, R.S., N.G. HOGG, W.M. SMETHIE (1989): Determining the strength of the deep western boundary current using the chlorofluoromethane ratio; *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 19, pp. 940-951
- PICKART, R.S., W.M. SMETHIE, J.R.N. LAZIER, E.P. JONES (1996): Eddies of newly formed upper Labrador Sea water; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. C9, pp. 20711-20726
- PICKART, R.S., M.A. SPALL, J.R.N. LAZIER (1997): Mid-depth ventilation in the western boundary current system of the sub-polar gyre; *Deep-Sea Research I*, Vol. 44, pp. 1025-1054
- PICKART, R.S., W.M. SMETHIE (1998): Temporal evolution of the Deep Western Boundary current where it enters the sub-tropical domain; *Deep-Sea Research I*, Vol. 45, pp. 1053-1083
- RAHMSTORF, S. (2002): Ocean circulation and climate during the past 120.000 years; *Nature*, Vol. 419, pp. 207-214
- REDLER, R. (1997): Prozeßstudien zur Wassermassenbildung und -ausbreitung in numerischen Modellen des subpolaren Nordatlantik; Dissertation, Universität Kiel, 115 pp.
- RHEIN, M., L. STRAMMA, U. SEND (1995): The Atlantic Deep Western Boundary Current: Water masses and transport near the Equator; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp. 2441-2457
- RHEIN, M., O. PLÄN, R. BAYER, L. STRAMMA, M. ARNOLD (1998): Temporal evolution of the tracer signal in the Deep Western Boundary Current, tropical Atlantic; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. C8, pp. 15869-15883
- RHEIN, M. (2000): Drifters reveal deep circulation; *Nature*, Vol. 407, pp. 30-31
- RHEIN, M., J. FISCHER, W.M. SMETHIE, D. SMITH-WRIGHT, R.F. WEISS, C. MERTENS, D.-H. MIN, U. FLEISCHMANN, A. PUTZKA (2002): Labrador Sea Water: Pathways, CFC inventories, and formation rates; *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 32, pp. 648-665
- RHEIN, M., M. WALTER, C. MERTENS, R. STEINFELD, D. KIEKE (2004): The circulation of North Atlantic Deep Water at 16°N, 2000-2003; *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, doi: 10.1029/2004JC019993, 4 pp.
- RICHARDSON, P.H., D.M. FRANTONI (1999): Float trajectories in the deep water boundary current and deep equatorial jets of the tropical Atlantic; *Deep-Sea Research II*, Vol. 46, pp. 305-333
- RODRIGUEZ, J. (1993): Beitrag zur Verteilung von ³⁹Ar im Atlantik; Dissertation, Universität Bern, pp 121
- ROETHER, W., M. RHEIN (1989): Chemical tracers in the ocean; in *Landolt-Börnstein*, New Series, Group V, Vol. 3b; Hrsg. J. Sündermann, Springer-Verlag, Berlin, pp. 59-122
- ROETHER, W., R. SCHLITZER, A. PUTZKA, P. BEINING, K. BULSIEWICZ, G. ROHARDT, F. DELAHAYDE (1993): A chlorofluoromethane and hydrographic section across Drake Passage: deep water ventilation and meridional transport; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. C8, pp. 14423-14435

- ROETHER, W., A. PUTZKA (1996): Transient-tracer information on ventilation and transport of South Atlantic waters; in *The South Atlantic*, Hrsg. G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler, D.J. Webb, Springer-Verlag, Berlin, pp. 45-62
- ROETHER, W., B. KLEIN, K. BULSIEWICZ (2001): Apparent loss of CFC-113 in the upper ocean; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, No. C2; pp. 2679-2688
- SAUNDERS, P.M. (2001) The dense northern overflows; in *Ocean Circulation and Climate*, pp. 401-417; Hrsg. G. Siedler, J. Church, J. Gould; Academic Press
- SCHIMEL, D., D. ALVES, I. ENTING et al. (1996): CO₂ and the carbon cycle; in *Climate Change 1995: The Science of Climate Change: Contribution of WG I to the Second Assessment Report of the IPCC*, Hrsg. J.T. Houghton, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 65-86
- SCHLITZER, R., W. ROETHER, U. WEIDMANN, P. KALT, H.H. LOOSLI (1985): A meridional ¹⁴C and ³⁹Ar section in the northeast Atlantic deep water; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. C4, pp. 6945-6952
- SCHLITZER, R. (1995): An adjoined model for the determination of the mean ocean circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients; Habilitationsschrift von 1993; in *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 156, Alfred Wegener Institut, Bremerhaven, 103 pp.
- SCHLITZER, R. (1996): Mass and heat transport in the South Atlantic derived from historic hydrographic data; in *The South Atlantic*, Hrsg. G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler, D. Webb, Springer-Verlag, Berlin, pp. 305-325
- SCHLOSSER, P., G. BÖNISCH, M. RHEIN, R. BAYER (1991): Reduction of deep water formation in the Greenland Sea during the 1980s: Evidence from tracer data; *Science*, Vol. 251, pp. 1054-1056
- SCHMITZ, W.J., M.S. MCCARTNEY (1993): On the North Atlantic circulation; *Reviews of Geophysics*, Vol. 31, pp. 29-49
- SCHOTT, F., K.D. LEAMAN (1991): Observations with moored acoustic Doppler current profiler in the convection regime of the Golfe de Lion; *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 21, pp. 558-574
- SCHOTT, F., M. VISBECK, U. SEND, J. FISCHER, L. STRAMMA, Y. DESAUBIES (1996): Observations of deep convection in the Golfe of Lion, northern Mediterranean, during the winter of 1991/92; *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 26, pp. 505-524
- SIEGENTHALER, U., J.L. SARMIENTO (1993): Atmospheric carbon dioxide and the ocean; *Nature*, Vol. 365, pp. 119-125
- SMETHIE, W.M., H. ÖSTLUND, H. LOOSLI (1986): Ventilation of the deep Greenland and Norwegian Seas: evidence from krypton-85, tritium, carbon-14 and argon-39; *Deep-Sea Research*, Vol. 33, pp. 675-703
- SMETHIE, W.M., J.H. SWIFT (1989): The tritium:krypton-85 age of Denmark Strait Overflow Water and Gibbs Fracture Zone Water just south of Denmark Strait; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. C6, pp. 8265-8275
- SMETHIE, W.M. (1993): Tracing the thermohaline circulation in the western North Atlantic using chlorofluorocarbons; *Progress in Oceanography*, Vol. 31, pp. 51-99
- SMETHIE, W.M., R. FINE, A. PUTZKA, E.P. JONES (2000): Tracing the flow of North Atlantic Deep Water using chlorofluorocarbons; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. C6, pp. 14297-14323
- SMETHIE, W.M., R.A. FINE (2001): Rates of North Atlantic Deep Water formation calculated from chlorofluorocarbon inventories; *Deep Sea research I*, Vol. 48, pp. 189-215
- SONNERUP, R.E. (2001): On the relations among CFC derived water mass ages; *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, No. 9, pp. 1739-1742

- STEINFELDT, R., M. RHEIN (2004): Spreading velocities and dilution of North Atlantic Deep Water in the tropical Atlantic based on CFC time series; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, C03046, doi: 10.1029/2003JC002050, 15 pp.
- STRAMMA L., M. RHEIN (2001): Variability in the Deep Western Boundary Current in the equatorial Atlantic at 44°W; *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, No. 8, pp. 1623-1626
- STRAMMA, L., D. KIEKE, M. RHEIN, F. SCHOTT, I. YASHAYAEV, K.P. KOLTERMANN (2004): Deep water changes at the western boundary of the subpolar North Atlantic during 1996-2001; *Deep-Sea Research I*, Vol. 51, pp. 1033-1056
- STRANEO, F., R.S. PICKART, K. LAVANDER (2003): Spreading of Labrador sea water: an advective-diffusive study based on Lagrangian data; *Deep-Sea Research I*, Vol. 50, pp. 701-719
- STRASS, V.H., E. FAHRBACH, U. SCHAUER, L. SELLMANN (1993): Formation of Denmark Strait Overflow Water by mixing in the East Greenland Current; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. C4, pp. 6907-6919
- SÜLTENFUSS, J. (1998): Das Radionuklid Tritium im Ozean: Messverfahren und Verteilungen von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer; in *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 256, Alfred Wegener Institut, Bremerhaven, 199 pp.
- SWIFT, J.H., K. AAGAARD, S.V. MALMBERG (1980): The contribution of the Denmark Strait Overflow to the deep North Atlantic; *Deep Sea Research, Part A*, Vol. 27, pp. 29-42
- SY, A., M. RHEIN, J.R.N. LAZIER, K.P. KOLTERMANN, J. MEINCKE, A. PUTZKA, M. BERSCH (1997): Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean; *Nature*, Vol. 386, pp. 675-679
- TALLEY, L.D., M.S. MCCARTNEY (1982): Distribution and circulation of Labrador Sea Water; *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 12, pp. 1189-1295
- TANS, P.P., I.Y. FUNG, T. TAKAHASHI (1990): Observational constraints on the global CO₂ budget; *Science*, Vol. 247, pp. 1431-1438
- THIELE, G., J.L. SARMIENTO (1990): Tracer dating and ocean ventilation; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. C1, pp. 9377-9391
- TOMCZAK, M., D.G.B. LANGE (1989): Optimum Multiparameter Analysis of Mixing in the Thermocline of the Eastern Indian Ocean; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. C11, pp. 16141-16149
- TOOLE, J.M., T.J. MCDUGALL (2001): Mixing and stirring in the ocean interior; in *Ocean Circulation and Climate*, Hrsg. G. Siedler, J. Church, J. Gould, Academic Press, pp. 337-355
- VANICEK, M., G. SIEDLER (2002): Zonal fluxes in the deep water layer of the western South Atlantic Ocean; *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 32, pp. 2205-2235
- VISBECK, M., M. RHEIN (2000): Is bottom boundary layer mixing slowly ventilating Greenland Sea Deep Water?; *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 30, pp. 215-224
- WALKER, S.J., R.F. WEISS, P.K. SALAMEH (2000): Reconstructed histories of the annual mean atmospheric mole fractions for the halocarbons CFC-11, CFC-12, CFC-113 and carbon tetrachloride; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, pp. 14285-14296
- WALLACE, D.W.R., P. BEINING, A. PUTZKA (1994): Carbon tetrachloride and chlorofluorocarbons in the South Atlantic Ocean 19°S; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C4, pp. 7803-7819
- WANNINKHOF, R. (1992): Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. C5, pp. 7373-7382
- WARNER, M.J., R.F. WEISS (1985): Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater; *Deep-Sea Research*, Vol. 32, pp. 1485-1497

- WATSON, A.J., M.-J. MESSIAS, E. FOGELQVIST, K.A. VAN SCOY, T. JOHANNESSEN, K.I.C. OLIVER, D.P. STEVENS, F. FEY, T. TANHUA, K.A. OLSSON, F. CARSE, K. SIMONSEN, J.R. LEDWELL, E. JANSEN, D.J. COOPER, J.A. KRUEPKE, E. GUILYARDI (1999): Mixing and convection in the Greenland Sea from a tracer-release experiment; *Letters to Nature*, Vol. 401, pp. 902-904
- WAUGH, D.W., T.M. HALL (2002): Age of stratosphere air: theory, observations, and models; *Reviews of Geophysics*, Vol. 40, No. 4, doi: 10.1029/2000RG000101
- WAUGH, D.W., T.M. HALL, T.W.N. HAINE (2003): Relationships among tracer ages; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. C5, doi: 10.1029/2002JC001325, 16 pp.
- WAUGH, D.W., T.W.N. HAINE, T.M. HALL (2004 – in press): Transport Times and anthropogenic carbon in the subpolar North Atlantic Ocean; *Deep-Sea Research I*
- WEISS, R.F., J.L. BULLISTER, R.H. GAMMON, M.J. WARNER (1985): Atmospheric chlorofluoromethanes in the deep equatorial Atlantic; *Nature*, Vol. 314, pp. 608-610
- WELL, R., W. ROETHER (2002): A multiparameter water mass analysis of South Atlantic deep waters and updated determination of primordial ^3He from Mid-Atlantic Ridge; Unpublished Report, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen
- WELL, R., W. ROETHER, D.P. STEVENS (2003): An additional deep water mass in Drake Passage as revealed by ^3He data; *Deep-Sea Research I*, Vol. 50, pp. 1079-1098
- WILLEBRAND, J., D.B. HAIDVOGEL (2001): Numerical ocean circulation modelling: present status and future directions; in *Ocean Circulation and Climate*, Hrsg. G. Siedler, J. Church, J. Gould, Academic Press, pp. 547-556
- ZANGENBERG, N., G. SIEDLER (1998): Path of the North Atlantic Deep Water in the Brazil Basin; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, pp. 12433-12457
- ZUBER, A. (1974): Theoretical possibilities of the two-well pulse method; in *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, IAEA, Wien, pp. 277-293

10.3 Danksagung

Ich möchte mich als erstes herzlich bei Wolfgang Roether für die exzellente Betreuung und die vielfältige Unterstützung dieser Arbeit sowie die vielen Diskussionen bedanken. Meinem zweiten Gutachter, Herrn Reiner Schlitzer, gilt mein Dank im Voraus für die Mühe bei der Durchsicht dieser Arbeit.

Ich danke der Arbeitsgruppe von Monika Rhein für die fruchtbare und menschliche Zusammenarbeit. Insbesondere möchte ich Birgit Klein für viele kritische Fragen und ihr stets offenes Ohr und Lösungsvorschläge bei großen und kleinen Problemen danken, Monika Rhein für die vielen wichtigen Hinweise und nicht zuletzt die finanzielle Unterstützung, Uli Fleischmann-Wischnath für gute Tipps und Anregungen und Dagmar Kieke für die gute Kooperation. Klaus Bulsiewicz danke ich stellvertretend für alle anderen aus der Arbeitsgruppe – nicht zuletzt für den starken Kaffee und das angenehme Arbeitsklima.

Diese Arbeit wurde gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Für die Finanzierung der Tracermessungen und deren Auswertung danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (Fonds-Nummern 03F0538A, 03F0050B, 03F0121A, 03F0157A, 03F0246A), beide in Bonn-Bad Godesberg.

Ich danke ferner den wissenschaftlichen PIs für das freundliche Überlassen weiterer Daten, vor allem Monika Rhein, Komiku Azetsu-Scott und Peter Jones sowie Peter Schlosser.

Meinen Eltern, Bärbel und Herwald, danke ich für all die Liebe, das Vertrauen und die Zuversicht sowie die Unterstützung auch in materieller Hinsicht während meiner Ausbildung. Ich danke all meinen Freunden und Kollegen vom Theater für das notwendige Maß an Ablenkung.

Ein weiterer Dank gebührt meinem Freund Balti, der in den letzten Jahren mein gutmütigster Begleiter war und den Abschluss dieser wichtigen Lebensphase leider nicht mehr miterleben kann. – Ich vermisse Dich sehr!

Mein ganz besonderer Dank gilt schließlich meiner liebsten Steffie, die mich durch ihre Liebe und Zärtlichkeit immer wieder angespornt, aufgerichtet und unterstützt hat. Auch möchte ich ihr für die Hilfe und die Hinweise zu Grammatik und Orthographie während der Fertigstellung dieser Arbeit danken.

11 Anhang B

In den im Folgenden angehängten Tabellen sind die verwendeten hydrographischen Schnitte (siehe Kap. 4, Tab. 4-1 und 4-2), die wie in Kap. 4.2 beschrieben definierten Grenzen und Mittelwerte $\pm$ Standardabweichung aufgelistet.

Tabelle B-1: Schnitte entlang des Randstrom, uNADW

Tabelle B-2: Schnitte entlang des Äquators, uNADW

Tabelle B-3: Schnitte in der Labradorsee, jeweils uLSW und cLSW zeilenweise alternierend (kursiv = unkalibrierte Daten (siehe Kap. 4.1))

Tabelle B-4: Schnitte entlang des Randstrom, DSOW

Tabelle B-5: Schnitte entlang des Äquators, DSOW

Tabelle B-6: Schnitte in der Irmingersee und der Labradorsee, jeweils GFZW und DSOW zeilenweise alternierend (kursiv = unkalibrierte Daten (siehe Kap. 4.1))

Die Spalten 1 bis 13 beinhalte jeweils die gleichen Größen:

1. Name und Jahr der Fahrt/Reise
2. ungefähre Position
3. verwendete Daten von Station von/bis
4. verwendete Daten in Wassertiefe von/bis [m]
5. verwendete Daten mit pot. Dichte von/bis
6. verwendete Daten mit Salzgehalten von/bis
7. aus Grenzen 3-6 mittlere pot. Dichte $\pm$ Standardabweichung
8. aus Grenzen 3-6 mittlere pot. Temp. $\pm$ Standardabweichung [$^{\circ}$ C]
9. aus Grenzen 3-6 mittlerer Salzgehalt $\pm$ Standardabweichung
10. aus Grenzen 3-6 mittlere F11-Konzentration $\pm$ Standardabweichung [pmol/kg] sowie mittlere F11-Konzentration $\pm$ Standardabweichung [ppt] und Anzahl der Einzelwerte
11. aus Grenzen 3-6 mittlere F12-Konzentration $\pm$ Standardabweichung [pmol/kg] sowie mittlere F12-Konzentration $\pm$ Standardabweichung [ppt] und Anzahl der Einzelwerte
12. aus Grenzen 3-6 mittlere CCl₄-Konzentration $\pm$ Standardabweichung [pmol/kg] sowie mittlere CCl₄-Konzentration $\pm$ Standardabweichung [ppt] und Anzahl der Einzelwerte
13. aus Grenzen 3-6 mittlere Tritium-Konzentration $\pm$ Standardabweichung [TU] und Anzahl der Einzelwerte

Leere Felder bedeuten i.d.R., dass keine Daten vorhanden sind (vgl. Tab. 4-1 und 4-2). Unrealistische Daten wurden ebenfalls nicht verzeichnet, z.B. bei „extrem kleinen“ Tracer-Konzentrationen wie aus TTO-TAS im INADW oder bei von vornherein fragwürdigen Datensätzen (vgl. Kap. 4.1.3).

Tabelle B-1: uNADW im Randstrom: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	$\sigma_{1.5}$	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	F12 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	Tritium [TU] $\pm$ s n
S151 2000	53°W/8°N	7 15	1510 2020	34.5876 34.6794	34.986 35.011	34.636 0.026	4.04 0.22	34.999 0.008	0.594 0.076 28.94 3.79 19	0.278 0.037 53.76 7.20 19	1.263 0.118 17.61 1.60 21	
A06 1993	51°W/6°N	120 130	1390 1790	34.5427 34.6660	34.997 35.013	34.618 0.036	4.20 0.26	35.006 0.005	0.224 0.042 11.00 2.07 28	0.111 0.020 21.66 3.88 28		0.310 0.037 4
A17 1994	51°W/6°N	223 234	1400 1900	34.5362 34.6772	34.995 35.019	34.614 0.041	4.22 0.30	35.006 0.006	0.262 0.042 12.90 2.11 34	0.147 0.022 28.64 4.25 34		
AR4-g 1995	51°W/6°N	1 8	1400 1800	34.5381 34.6662	34.995 35.016	34.615 0.041	4.23 0.31	35.008 0.007	0.369 0.023 18.19 1.16 11	0.159 0.011 31.21 2.24 11		
AR4-h 1996	51°W/6°N	1 8	1400 1800	34.5583 34.6899	34.986 35.017	34.627 0.048	4.11 0.38	35.002 0.010	0.371 0.044 18.16 2.18 12	0.154 0.020 29.94 3.96 12		
TTO-TAS 1983	44°W/0°S	55 59	1470 1810	34.5528 34.6739	34.970 34.991	34.623 0.043	4.05 0.28	34.984 0.007	0.032 0.007 1.58 0.33 12	0.024 0.006 4.77 1.26 13		
AR4-a 1990	44°W/0°S	628 647	1440 1900	34.5845 34.6662	34.979 34.993	34.629 0.024	4.02 0.17	34.986 0.003	0.096 0.020 4.69 1.01 28	0.046 0.006 8.99 1.21 5		0.236 0.005 3
AR4-b 1991	44°W/0°S	293 295	1500 2000	34.5995 34.7108	34.979 34.993	34.663 0.047	3.78 0.36	34.987 0.006	0.098 0.018 4.71 0.99 4	0.060 0.009 11.43 1.93 4		
AR4-d 1992	44°W/0°S	476 487	1400 2000	34.5728 34.6985	34.987 35.007	34.653 0.029	3.90 0.21	34.994 0.005	0.124 0.037 5.96 1.80 23	0.083 0.023 15.88 4.48 22		
AR4-e 1994	44°W/0°S	61 82	1400 1900	34.5641 34.7093	34.972 34.995	34.647 0.035	3.89 0.24	34.985 0.005	0.121 0.030 5.82 1.45 58	0.067 0.016 12.95 3.13 58		
AR4-g 1995	44°W/0°S	65 84	1500 2000	34.5723 34.7089	34.975 34.997	34.645 0.035	3.90 0.25	34.984 0.005	0.151 0.053 7.27 2.56 89	0.076 0.028 14.58 5.40 89		
AR4-h 1996	44°W/0°S	65 85	1400 2000	34.5535 34.7160	34.970 35.003	34.645 0.039	3.90 0.29	34.986 0.008	0.157 0.068 7.58 3.29 81	0.076 0.033 14.55 6.34 81		
S151 2000	44°W/0°S	30 46	1410 2020	34.5824 34.7115	34.976 34.999	34.654 0.036	3.85 0.28	34.988 0.006	0.376 0.097 18.13 4.74 56	0.182 0.047 34.97 9.08 56	1.167 0.173 16.07 2.44 56	
AR4-e 1994	40°W/2°S	86 96	1500 1900	34.5960 34.7115	34.974 34.993	34.644 0.030	3.91 0.21	34.985 0.005	0.136 0.024 6.56 1.17 37	0.073 0.012 14.05 2.33 37		
A15 1994	37°W/4°S	3 22	1510 2120	34.6074 34.7269	34.971 34.993	34.662 0.034	3.75 0.24	34.980 0.005	0.082 0.036 3.90 1.76 40	0.056 0.014 10.68 2.70 40	0.545 0.091 7.45 1.23 46	
AR4-a 1990	35°W/5°S	648 672	1490 1990	34.5898 34.7148	34.968 34.984	34.654 0.032	3.79 0.24	34.977 0.004	0.051 0.013 2.43 0.62 30	0.034 0.010 6.44 1.88 18		0.134 0.023 14
AR4-b 1991	35°W/5°S	303 325	1500 2000	34.5991 34.7005	34.975 34.988	34.656 0.037	3.80 0.27	34.980 0.004	0.069 0.020 3.33 0.99 11	0.039 0.011 7.54 2.22 11		
AR4-d 1992	35°W/5°S	495 508	1500 2000	34.5875 34.7057	34.975 34.990	34.660 0.033	3.80 0.24	34.985 0.004	0.079 0.018 3.77 0.87 33	0.049 0.009 9.36 1.72 30		
A07 1993	35°W/5°S	98 111	1490 1994	34.5984 34.7026	34.975 34.989	34.654 0.028	3.83 0.20	34.984 0.004	0.087 0.016 4.19 0.79 54	0.048 0.009 9.12 1.71 54		
AR4-e 1994	35°W/5°S	117 130	1500 2000	34.6052 34.7066	34.972 34.988	34.653 0.028	3.82 0.19	34.981 0.004	0.103 0.023 4.96 1.09 45	0.056 0.011 10.698 2.03 45		
AR4-g 1995	35°W/5°S	42 62	1400 2000	34.5817 34.7170	34.967 34.990	34.657 0.036	3.79 0.24	34.980 0.004	0.138 0.034 6.63 1.64 86	0.066 0.017 12.56 3.25 86		

Tabelle B-1: uNADW im Randstrom: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	$\sigma_{1.5}$	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	F12 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	Tritium [TU] $\pm$ s n
AR4-h 1996	35°W/5°S	40 62	1500 2020	34.5816 34.7115	34.975 34.991	34.664 0.034	3.74 0.25	34.980 0.004	0.11 0.036 5.25 1.77 104	0.065 0.023 12.41 4.50 104		
S152 2000	35°W/5°S	5 32	1450 2003	34.5729 34.7161	34.972 34.997	34.657 0.034	3.81 0.25	34.984 0.005	0.204 0.048 9.79 2.34 74	0.107 0.025 20.44 4.81 74		0.162 0.042 16
M532 2002	35°W/5°S	236 252	1500 1899	34.5855 34.7023	34.965 34.985	34.648 0.037	3.82 0.27	34.973 0.005	0.265 0.061 12.75 3.04 39	0.143 0.031 27.38 6.21 39		
AR4-a 1990	35°W/5.6°S	677 682	1490 1990	34.5712 34.7082	34.952 34.981	34.644 0.043	3.83 0.27	34.970 0.009	0.050 0.012 2.39 0.60 19	0.029 0.007 5.59 1.27 15		0.119 0.019 13
AR4-b 1991	35°W/5.6°S	328 336	1600 2000	34.5925 34.7106	34.957 34.978	34.664 0.039	3.68 0.27	34.969 0.006	0.057 0.014 2.72 0.67 12	0.032 0.006 6.16 1.25 12		
AR4-d 1992	35°W/5.6°S	513 525	1600 2000	34.5968 34.7035	34.971 34.991	34.668 0.030	3.72 0.21	34.981 0.005	0.076 0.021 3.65 1.04 42	0.049 0.012 9.26 2.21 25		
A07 1993	35°W/5.6°S	80 91	1590 2000	34.6120 34.7083	34.971 34.985	34.665 0.027	3.72 0.20	34.978 0.004	0.067 0.018 3.19 0.89 36	0.036 0.009 6.93 1.75 35		
AR4-e 1994	35°W/5.6°S	133 144	1600 2000	34.6172 34.7129	34.968 34.985	34.669 0.027	3.68 0.20	34.976 0.004	0.077 0.019 3.65 0.89 35	0.043 0.010 8.08 1.90 35		
S151 2000	35°W/5.6°S	50 61	1510 2120	34.5914 34.7229	34.963 34.984	34.668 0.039	3.68 0.28	34.975 0.006	0.211 0.052 10.03 2.47 38	0.105 0.025 19.86 4.65 38	0.626 0.099 8.51 1.35 38	
M532 2002	35°W/5.6°S	259 262	16000 2000	34.6110 34.7283	34.961 34.974	34.685 0.038	3.52 0.27	34.967 0.004	0.222 0.034 10.46 1.73 13	0.119 0.018 22.34 3.68 13		
TTO-TAS 1983	34°W/8.5°S	127 131	1700 2110	34.6525 34.7255	34.967 34.975	34.681 0.029	3.57 0.21	34.970 0.003	0.010 0.004 0.50 0.19 7	0.007 0.004 1.26 0.78 7		
SAVE 1 1987	35.5°W/10° S	10 19	1620 2020	34.6210 34.7224	34.956 34.972	34.670 0.038	3.62 0.26	34.965 0.008	0.022 0.006 1.03 0.26 7	0.010 0.002 1.84 0.31 7		0.090 0.022 10
AR4-d 1992	35.5°W/10° S	530 539	1600 2000	34.6222 34.7117	34.964 34.981	34.670 0.025	3.67 0.17	34.975 0.004	0.048 0.006 2.26 0.30 21			
AR4-e 1994	35.5°W/10° S	155 164	1600 1900	34.6092 34.6912	34.957 34.973	34.645 0.031	3.80 0.19	34.966 0.006	0.060 0.005 2.86 0.27 10	0.033 0.004 6.25 0.85 10		
A08 1994	35.5°W/11° S	170 190	1600 2100	34.6151 34.7281	34.954 34.973	34.684 0.034	3.50 0.24	34.962 0.006	0.043 0.012 2.01 0.54 21	0.026 0.007 4.94 1.25 21	0.279 0.050 3.75 0.67 21	0.108 0.052 17
S151 2000	35.5°W/11° S	67 81	1600 2120	34.6065 34.7218	34.960 34.980	34.656 0.033	3.75 0.24	34.971 0.006	0.173 0.039 8.27 1.93 31	0.088 0.020 16.77 3.97 31	0.58 0.093 7.97 1.33 33	
M532 2002	35.5°W/11° S	313 325	1600 2100	34.6122 34.7266	34.963 34.976	34.675 0.029	3.60 0.21	34.968 0.003	0.147 0.025 6.95 1.15 22	0.080 0.013 15.04 2.41 22		
A17 1994	37.5°W/12.5°S	118 126	1500 2000	34.5866 34.6993	34.953 34.980	34.654 0.032	3.75 0.21	34.969 0.007	0.057 0.010 2.70 0.47 33	0.037 0.006 6.99 1.11 33		
SAVE 2 1988	38°W/19°S	96 105	1600 2000	34.6172 34.7090	34.940 34.970	34.671 0.029	3.58 0.18	34.959 0.008	0.013 0.002 0.61 0.10 16	0.012 0.003 2.20 0.56 18		0.0557 0.0067 7
A09 1991	38°W/19°S	122 139	1590 2300	34.6066 34.7388	34.943 34.970	34.682 0.042	3.47 0.30	34.953 0.006	0.024 0.006 1.11 0.31 22	0.013 0.005 2.43 0.95 21	0.3364 0.0420 4.4939 0.5623 4	0.066 0.004 3
A15 1994	38°W/19°S	138 152	1680 2150	34.6265 34.7299	34.948 34.970	34.680 0.028	3.51 0.22	34.958 0.006		0.036 0.009 6.78 1.77 22	0.340 0.119 4.56 1.59 22	

Tabelle B-1: uNADW im Randstrom: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	$\sigma_{1.5}$	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	F12 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	Tritium [TU] $\pm$ s n
JCR10 1995	40°W/27°S	122	1790	34.6500	34.914	34.698	3.23	34.934	0.017 0.008	0.016 0.008	0.192 0.049	0.050 0.010 3
		127	2300	34.7424	34.955	0.037	0.24	0.015	0.77 0.38 6	2.99 1.43 6	2.54 0.67 6	
A10 1993	44°W/29°S	620	1800	34.6219	34.894	34.697	3.24	34.934	0.029 0.006	0.017 0.004	0.144 0.029	0.045 0.009 3
		7	2500	34.7391	34.954	0.042	0.28	0.021	1.33 0.27 8	3.07 0.76 4	1.92 0.39 10	

Tabelle B-1: uNADW im Randstrom: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Tabelle B-2: uNADW entlang des Äquators: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	$\sigma_{1.5}$	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	F12 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	Tritium [TU] $\pm$ n
TTO-TAS 1983	44°W	55 59	1470 1810	34.5528 34.6739	34.970 34.991	34.623 0.043	4.05 0.28	34.984 0.007	0.032 0.007 1.58 0.33 12	0.024 0.006 4.77 1.26 13		0.236 0.005 3
AR4-a 1990	44°W	628 647	1440 1900	34.5845 34.6662	34.979 34.993	34.629 0.024	4.02 0.17	34.986 0.003	0.096 0.020 4.69 1.01 28	0.046 0.006 8.99 1.21 5		
AR4-b 1991	44°W	293 295	1500 2000	34.5995 34.7108	34.979 34.993	34.663 0.047	3.78 0.36	34.987 0.006	0.098 0.018 4.71 0.99 4	0.060 0.009 11.43 1.93 4		
AR4-d 1992	44°W	476 487	1400 2000	34.5728 34.6985	34.987 35.007	34.653 0.029	3.90 0.21	34.994 0.005	0.124 0.037 5.96 1.80 23	0.083 0.023 15.88 4.48 22		
AR4-e 1994	44°W	61 82	1400 1900	34.5641 34.7093	34.972 34.995	34.647 0.035	3.89 0.24	34.985 0.005	0.121 0.030 5.82 1.45 58	0.067 0.016 12.95 3.13 58		
AR4-g 1995	44°W	65 84	1500 2000	34.5723 34.7089	34.975 34.997	34.645 0.035	3.90 0.25	34.984 0.005	0.151 0.053 7.27 2.56 89	0.076 0.028 14.58 5.40 89		
AR4-h 1996	44°W	65 85	1400 2000	34.5535 34.7160	34.970 35.003	34.645 0.039	3.90 0.29	34.986 0.008	0.157 0.068 7.58 3.29 81	0.076 0.033 14.55 6.34 81		
S151 2000	44°W	30 46	1410 2020	34.5824 34.7115	34.976 34.999	34.654 0.036	3.85 0.28	34.988 0.006	0.376 0.097 18.13 4.74 56	0.182 0.047 34.97 9.08 56	1.167 0.173 16.07 2.44 56	
AR4-e 1994	40°W	86 96	1500 1900	34.5960 34.7115	34.974 34.993	34.644 0.030	3.91 0.21	34.985 0.005	0.136 0.024 6.56 1.17 37	0.073 0.012 14.05 2.33 37		
A16 1989	37°W	374 379	1440 1950	34.5907 34.6931	34.963 34.991	34.651 0.030	3.83 0.18	34.980 0.009	0.047 0.019 2.25 0.89 14	0.030 0.011 5.75 2.09 14		
A15 1994	37°W	3 22	1510 2020	34.6074 34.7102	34.972 34.993	34.659 0.031	3.78 0.22	34.981 0.005	0.083 0.036 4.00 1.74 38	0.057 0.014 10.81 2.71 38	0.548 0.090 7.50 1.20 44	
AR4-a 1990	35°W	648 660	1500 1990	34.6055 34.6790	34.971 34.979	34.638 0.022	3.90 0.15	34.976 0.003	0.045 0.010 2.19 0.48 14	0.030 0.008 5.76 1.47 6		0.121 0.026 3
AR4-b 1991	35°W	303 313	1500 2000	34.5743 34.7005	34.970 34.988	34.657 0.044	3.78 0.32	34.977 0.006	0.060 0.025 2.89 1.25 12	0.034 0.014 6.51 2.80 12		
AR4-d 1992	35°W	495 498	1500 2000	34.5875 34.7062	34.981 34.990	34.640 0.034	3.94 0.24	34.987 0.003	0.084 0.017 4.07 0.87 10	0.051 0.010 9.91 1.99 10		
A07 1993	35°W	101 111	1490 1990	34.5984 34.7026	34.977 34.989	34.650 0.027	3.86 0.19	34.985 0.003	0.087 0.016 4.20 0.80 41	0.048 0.009 9.12 1.76 41		
AR4-e 1994	35°W	114 122	1500 2000	34.6052 34.7066	34.973 34.988	34.657 0.029	3.79 0.20	34.981 0.004	0.093 0.022 4.44 1.03 32	0.050 0.011 9.56 2.06 32		
AR4-g 1995	35°W	45 56	1500 2000	34.5817 34.7017	34.972 34.990	34.652 0.031	3.83 0.22	34.982 0.004	0.136 0.034 6.54 1.64 50	0.065 0.016 12.39 3.19 50		
AR4-h 1996	35°W	49 55	1490 2000	34.5650 34.7115	34.962 34.990	34.652 0.042	3.81 0.30	34.978 0.006	0.102 0.042 4.91 2.11 34	0.064 0.027 12.26 5.29 34		
S152 2000	35°W	10 32	1450 2000	34.5729 34.7086	34.977 34.996	34.656 0.031	3.82 0.23	34.985 0.004	0.208 0.045 9.99 2.18 64	0.109 0.023 20.86 4.48 64		0.162 0.038 11
M532 2002	35°W	236 241	1500 1800	34.6009 34.6658	34.971 34.984	34.628 0.023	3.99 0.17	34.979 0.005	0.315 0.046 15.30 2.24 11	0.168 0.023 32.51 4.57 11		
A17 1994	32°W	166 182	1400 2000	34.5977 34.7131	34.970 34.993	34.651 0.035	3.83 0.25	34.980 0.005	0.076 0.021 3.63 1.01 69	0.047 0.012 8.949 2.33 69		

Tabelle B-2: uNADW entlang des Äquators: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	$\sigma_{1.5}$	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	F12 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	Tritium [TU] $\pm$ n
TTO-TAS 1983	28°W	114	1440	34.5817	34.956	34.649	3.80	34.972	0.013 0.004	0.012 0.005		
		117	1990	34.7119	34.977	0.042	0.27	0.008	0.63 0.19 6	2.31 0.93 6		
M532 2002	28°W	281	1550	34.6027	34.977	34.652	3.84	34.983	0.248 0.048	0.136 0.025		
		287	1900	34.6885	34.988	0.025	0.18	0.003	11.93 2.34 19	26.13 4.82 19		
A16 1989	25°W	366	1440	34.5735	34.955	34.637	3.90	34.975	0.034 0.010	0.020 0.005		
		370	1850	34.6833	34.985	0.031	0.19	0.008	1.64 0.47 18	3.93 0.97 18		
SAVE1 1987	19°W	28	1670	34.6566	34.980	34.657	3.80	34.982	0.023 0.004	0.013 0.007		0.070 0.048 7
		32	1720	34.6569	34.981	0.001	0.01	0.001	1.079 0.17 2	2.48 1.35 2		
A15 1994	19°W	41	1470	34.5824	34.955	34.653	3.77	34.971	0.112 0.005	0.047 0.012	0.414 0.103	
		47	1970	34.7046	34.978	0.041	0.27	0.007	5.51 0.10 1	8.97 2.29 17	5.68 1.42 18	
A14 1995	7°W	10	1540	34.5961	34.960	34.655	3.75	34.971	0.035 0.011	0.025 0.006		0.079 0.019 2
		21	2000	34.7027	34.981	0.033	0.22	0.005	1.69 0.54 26	4.71 1.14 25		
A06 1993	4°W	216	1390	34.5619	34.936	34.626	3.92	34.965	0.034 0.009	0.013 0.005		
		219	1790	34.6791	34.977	0.040	0.22	0.014	1.63 0.43 17	2.56 0.89 17		
A13 1995	2°E	221	1390	34.5648	34.940	34.619	3.93	34.958	0.025 0.012	0.016 0.007		
		226	1800	34.6853	34.969	0.047	0.29	0.010	1.23 0.62 16	3.11 1.42 16		

Tabelle B-3: uLSW & cLSW im Nordatlantik: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen (unkalibrierte Daten *kursiv*, siehe Kap. 4.1)

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	σ_θ	S	σ_{mean}	θ_{mean} [°C]	S_{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm n$	F12 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm n$	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm n$	Tritium [TU] $\pm s$ n
AR07w-h 1997	58°W/55°S	102 116	130 690	27.683 27.740	34.736 34.860	27.713 0.018	3.34 0.22	34.825 0.024	4.463 0.233 207.67 9.69 34	2.442 0.162 454.26 27.24 34	8.268 0.824 109.82 10.57 34	
AR07w-h 1997	58°W/55°S	106 116	450 1900	27.740 27.785	34.821 34.865	27.766 0.013	2.94 0.11	34.844 0.010	4.020 0.270 182.65 12.78 60	2.162 0.162 393.80 30.67 60	7.589 0.813 98.25 10.74 60	
AR07w-h 1997	58°W/55°S	87 96	130 500	27.691 27.740	34.797 34.874	27.720 0.016	3.30 0.20	34.829 0.019	4.761 0.316 221.12 14.45 16	2.497 0.155 463.485 26.15 16	7.333 0.670 96.39 8.58 9	
AR07w-h 1997	58°W/55°S	87 97	340 2010	27.742 27.785	34.823 34.853	27.766 0.013	2.91 0.11	34.840 0.008	4.287 0.309 194.39 14.82 63	2.206 0.214 401.10 40.14 63	7.224 0.531 93.21 7.12 30	
TTO-NAS 1981	58°W/54°S	193 194	200 1090	27.707 27.740	34.820 34.843	27.723 0.008	3.25 0.14	34.826 0.008				4.09 0.21 8
TTO-NAS 1981	58°W/54°S	193	1490 1750	27.740 27.776	34.884 34.897	27.768 0.012	3.32 0.05	34.891 0.009				2.70 0.22 2
AR07w-a 1990	57°W/52°S	9 22	210 520	27.683 27.740	34.821 34.833	27.721 0.032	3.28 0.34	34.827 0.006	3.630 0.181 168.35 8.24 3			
AR07w-a 1990	57°W/52°S	7 23	490 1980	27.740 27.772	34.826 34.844	27.762 0.008	2.90 0.10	34.834 0.006	3.456 0.319 156.62 14.42 14			
AR07w-c 1992	56°W/53°S	37 45	100 200	27.716 27.740	34.801 34.817	27.728 0.009	3.05 0.04	34.808 0.007	4.111 0.325 187.96 15.11 5	1.939 0.181 355.09 33.50 5		2.158 0.137 5
AR07w-c 1992	56°W/53°S	37 45	200 2120	27.740 27.781	34.818 34.855	27.769 0.008	2.84 0.07	34.836 0.006	3.537 0.250 159.65 11.66 48	1.637 0.162 296.40 29.83 48		1.951 0.152 53
AR07w-d 1993	56°W/53°S	11 24	110 380	27.680 27.740	34.780 34.870	27.716 0.021	3.33 0.20	34.824 0.031	3.765 0.153 175.05 5.95 9	1.920 0.118 357.94 21.07 10	6.901 0.824 92.58 12.09 11	2.110 0.202 4
AR07w-d 1993	56°W/53°S	11 26	200 2210	27.740 27.790	34.830 34.880	27.774 0.011	2.86 0.19	34.846 0.012	3.352 0.219 151.49 9.98 68	1.741 0.162 315.91 29.31 72	6.153 0.477 79.25 5.94 74	1.828 0.092 47
AR07w-e 1994	56°W/53°S	27 40	110 610	27.690 27.740	34.770 34.890	27.713 0.017	3.35 0.41	34.824 0.041	4.307 0.189 200.58 6.39 22	2.229 0.283 414.37 47.150 22	6.640 0.940 87.63 12.33 9	1.90 0.25 1
AR07w-e 1994	56°W/53°S	31 40	210 2070	27.740 27.780	34.800 34.880	27.771 0.011	2.78 0.14	34.831 0.012	3.891 0.167 175.04 8.37 57	1.999 0.200 360.76 36.74 57	5.749 0.785 73.67 10.28 33	1.80 0.25 1
A01ew 1994	55°W/54°S	492 499	200 450	27.682 27.740	34.818 34.895	27.710 0.020	3.64 0.26	34.858 0.023	4.397 0.154 208.57 7.44 10	2.124 0.070 401.93 13.89 10		2.124 0.070 10
A01ew 1994	55°W/54°S	492 501	200 2000	27.740 27.784	34.835 34.876	27.768 0.014	2.98 0.25	34.852 0.013	4.007 0.115 182.60 6.52 33	1.899 0.077 346.72 15.02 33		1.908 0.088 35
A01w 1995	55°W/54°S	10 37	60 350	27.685 27.740	34.750 34.844	27.713 0.018	3.13 0.22	34.799 0.023	4.333 0.178 198.19 8.57 25	2.277 0.329 416.98 60.02 25	6.438 0.364 84.30 4.45 22	1.80 0.25 1
A01w 1995	55°W/54°S	10 37	200 2220	27.740 27.785	34.801 34.869	27.770 0.013	2.83 0.13	34.835 0.013	3.859 0.176 174.17 8.57 104	1.987 0.270 359.74 49.34 104	5.710 0.234 73.34 3.22 126	1.70 0.25 1
AR07w-f 1996	55°W/54°S	28 43	120 660	27.681 27.740	34.734 34.839	27.712 0.016	3.18 0.21	34.804 0.024	4.216 0.201 194.26 9.18 39		5.983 0.296 78.63 3.96 39	
AR07w-f 1996	55°W/54°S	28 43	430 1990	27.740 27.785	34.810 34.871	27.768 0.013	2.91 0.16	34.843 0.013	3.720 0.208 168.69 9.76 87		5.289 0.282 68.32 3.77 90	
AR07w-h 1997	56°W/53°S	51 71	100 850	27.680 27.740	34.786 34.859	27.721 0.019	3.26 0.18	34.826 0.018	4.454 0.153 206.37 7.12 49	2.430 0.143 450.32 26.92 49	7.503 0.929 99.264 12.40 39	

Tabelle B-3: uLSW & cLSW im Nordatlantik: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen (unkalibrierte Daten *kursiv*, siehe Kap. 4.1)

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	σ_θ	S	σ_{mean}	θ_{mean} [°C]	S_{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm n$	F12 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm n$	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm n$	Tritium [TU] $\pm s$ n
AR07w-h 1997	56°W/53°S	51 71	350 2250	27.740 27.780	34.822 34.862	27.763 0.015	2.95 0.14	34.842 0.008	4.075 0.293 185.34 14.37 87	2.172 0.211 395.89 40.12 87	6.956 0.874 90.20 11.55 62	
AR04w-j 1998	56°W/54°S	44 92	120 1260	27.680 27.740	34.790 34.850	27.717 0.018	3.30 0.17	34.825 0.012	4.701 0.211 218.31 10.21 65	2.538 0.203 471.25 39.01 66	5.325 0.325 70.60 4.52 56	
AR04w-j 1998	56°W/54°S	44 97	580 2200	27.740 27.780	34.820 34.860	27.761 0.015	3.01 0.12	34.847 0.009	4.097 0.358 187.02 17.19 72	2.093 0.231 382.86 43.80 74	4.620 0.466 60.23 6.21 52	
AR04w-k 1999	56°W/54°S	68 141	190 1120	27.680 27.740	34.780 34.880	27.712 0.018	3.39 0.17	34.829 0.022	4.276 0.382 199.67 17.64 68	2.440 0.389 455.17 71.83 68	5.057 0.448 67.37 5.93 72	
AR04w-k 1999	56°W/54°S	68 141	940 2120	27.740 27.790	34.840 34.880	27.763 0.014	3.04 0.17	34.853 0.009	3.539 0.235 161.79 11.33 77	1.908 0.215 349.36 40.38 77	4.190 0.250 54.56 3.44 86	
AR04w-l 2000	56°W/54°S	39 110	120 1520	27.680 27.740	34.760 34.860	27.715 0.015	3.23 0.13	34.813 0.016	4.305 0.274 199.02 12.72 79	2.387 0.196 441.40 36.35 79	4.184 0.374 55.18 4.95 79	
AR04w-l 2000	56°W/54°S	80 110	880 2200	27.740 27.790	34.840 34.870	27.764 0.014	3.06 0.15	34.853 0.006	3.392 0.219 155.25 10.72 64	1.800 0.141 330.06 27.27 64	3.284 0.272 42.86 3.62 62	
TTO-NAS 1981	56°W/48°S	202	350 1090	27.699 27.740	34.787 34.826	27.718 0.013	3.17 0.02	34.810 0.017				3.96 0.21 5
TTO-NAS 1981	56°W/48°S	202	1480 1770	27.740 27.777	34.883 34.900	27.768 0.013	3.33 0.04	34.892 0.012				2.43 0.35 2
AR07w-h 1997	53°W/51°S	122 126	200 520	27.683 27.740	34.766 34.839	27.711 0.020	3.21 0.07	34.806 0.025	4.262 0.162 196.81 7.34 10	2.274 0.137 420.14 24.73 10	7.935 0.500 104.51 6.42 10	
AR07w-h 1997	53°W/51°S	122 126	630 1800	27.740 27.786	34.834 34.854	27.766 0.013	2.97 0.12	34.847 0.005	3.831 0.187 174.44 9.36 19	2.042 0.125 372.60 24.07 19	7.013 0.855 90.99 11.13 19	
AR07w-c 1992	52°W/48°S	25 27	150 300	27.686 27.740	34.735 34.851	27.710 0.019	3.06 0.23	34.789 0.040	3.739 0.323 171.06 12.76 6	1.760 0.143 322.62 26.07 6		
AR07w-c 1992	52°W/48°S	25 33	390 2440	27.740 27.783	34.827 34.849	27.763 0.010	2.90 0.09	34.836 0.007	3.249 0.169 147.26 7.67 23	1.466 0.114 266.31 20.49 23		
AR07w-h 1997	51°W/48°S	22 24	150 400	27.682 27.740	34.750 34.824	27.706 0.021	3.13 0.07	34.792 0.027	4.432 0.181 203.61 7.61 9	2.455 0.094 451.60 16.69 9	7.271 0.426 95.34 5.37 8	
AR07w-h 1997	51°W/48°S	21 26	600 1600	27.743 27.785	34.835 34.871	27.767 0.013	2.99 0.10	34.852 0.010	3.821 0.267 174.19 12.42 24	2.071 0.178 378.34 32.94 24	6.677 0.589 86.75 7.84 24	

Tabelle B-4: INADW im Randstrom: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	σ_4	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	F12 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	Tritium [TU] $\pm s$ n
S151 2000	53°W/8°N	9 15	3550 4160	45.8497 45.8901	34.896 34.916	45.878 0.010	2.01 0.07	34.903 0.005	0.301 0.052 12.89 2.25 21	0.147 0.023 25.51 4.04 21	0.893 0.059 10.87 0.72 21	
A06 1993	51°W/6°N	127 136	3300 4200	45.8675 45.8986	34.891 34.912	45.888 0.009	1.95 0.07	34.900 0.006	0.118 0.022 5.06 0.96 48	0.060 0.010 10.35 1.68 48		0.160 0.018 4
A17 1994	51°W/6°N	221 228	3200 4150	45.8430 45.8872	34.899 34.919	45.867 0.012	2.10 0.08	34.908 0.005	0.143 0.031 6.18 1.32 33	0.081 0.017 14.15 2.94 33		
AR4-g 1995	51°W/6°N	9 14	3200 4020	45.8553 45.8951	34.894 34.915	45.879 0.011	2.00 0.09	34.903 0.006	0.178 0.031 7.63 1.33 16	0.087 0.016 15.08 2.79 16		
AR4-h 1996	51°W/6°N	14 21	3300 4000	45.8507 45.8964	34.891 34.913	45.881 0.013	1.98 0.09	34.901 0.006	0.165 0.019 7.06 0.81 18	0.074 0.014 12.73 2.37 18		
TTO-TAS 1983	51°W/6°N									"zu klein"	"zu klein"	
AR4-a 1990	44°W/0°S	634 647	3450 4140	45.8397 45.8904	34.889 34.916	45.869 0.018	2.06 0.13	34.902 0.009	0.065 0.012 2.78 0.49 12	0.025 0.002 4.27 0.34 2		0.129 0.019 2
AR4-b 1991	44°W/0°S	293 295	3750 4150	45.8773 45.8970	34.885 34.902	45.886 0.008	1.94 0.07	34.895 0.007	0.083 0.018 3.53 0.76 4	0.044 0.004 7.50 0.79 4		
AR4-d 1992	44°W/0°S	479 490	3510 4150	45.8563 45.8979	34.884 34.913	45.882 0.010	1.98 0.08	34.899 0.007	0.098 0.015 4.20 0.62 28	0.063 0.014 10.94 2.48 28		
AR4-e 1994	44°W/0°S	73 78	3400 4110	45.8530 45.8907	34.889 34.910	45.875 0.013	2.01 0.10	34.898 0.007	0.122 0.007 5.24 0.31 12	0.068 0.006 11.81 0.94 12		
AR4-g 1995	44°W/0°S	68 72	3400 4020	45.8453 45.8901	34.892 34.915	45.872 0.013	2.04 0.10	34.903 0.007	0.178 0.018 7.66 0.76 18	0.090 0.011 15.61 1.89 18		
AR4-h 1996	44°W/0°S	69 73	3600 4010	45.8560 45.8893	34.894 34.909	45.874 0.011	2.03 0.08	34.901 0.005	0.152 0.010 6.54 0.45 8	0.079 0.006 13.75 0.97 8		
S151 2000	44°W/0°S	32 45	3410 4200	45.8418 45.8984	34.886 34.919	45.873 0.018	2.04 0.13	34.903 0.010	0.220 0.026 9.44 1.10 43	0.107 0.012 18.62 2.01 43	0.868 0.073 10.58 0.85 43	
AR4-e 1994	40°W/2°S	93 96	3600 4110	45.8635 45.8920	34.890 34.907	45.879 0.009	1.98 0.07	34.898 0.006	0.120 0.008 5.15 0.31 10	0.066 0.005 11.34 0.84 10		
A15 1994	37°W/4°S	11 21	3390 4110	45.8450 45.8989	34.880 34.915	45.873 0.014	2.04 0.11	34.902 0.009	0.079 0.018 3.38 0.75 22	0.057 0.013 9.80 2.20 23	0.475 0.071 5.79 0.87 28	
AR4-a 1990	35°W/5°S	655 660	3490 4000	45.8587 45.8888	34.884 34.907	45.875 0.011	2.00 0.10	34.897 0.009	0.045 0.005 1.95 0.22 5	0.032 0.000 5.52 0.03 2		0.116 0.008 2
AR4-b 1991	35°W/5°S	306 318	3500 4000	45.8477 45.8924	34.883 34.915	45.867 0.016	2.07 0.13	34.903 0.011	0.054 0.008 2.33 0.34 9	0.031 0.005 5.36 0.84 9		
AR4-d 1992	35°W/5°S	496 503	3610 4010	45.8565 45.8973	34.883 34.914	45.875 0.014	2.03 0.11	34.902 0.010	0.066 0.011 2.82 0.45 17	0.041 0.007 7.02 1.15 17		
A07 1993	35°W/5°S	102 105	3590 4000	45.8665 45.8860	34.893 34.907	45.875 0.006	2.02 0.05	34.902 0.004	0.081 0.009 3.46 0.40 12	0.044 0.005 7.56 0.90 12		
AR4-e 1994	35°W/5°S	117 122	3700 4010	45.8611 45.8915	34.885 34.906	45.876 0.009	2.00 0.07	34.898 0.007	0.104 0.008 4.44 0.36 12	0.055 0.004 9.574 0.69 12		
AR4-g 1995	35°W/5°S	52 57	3600 4000	45.8625 45.8942	34.887 34.908	45.878 0.009	1.99 0.08	34.899 0.006	0.140 0.018 5.98 0.78 12	0.071 0.014 12.31 2.37 12		

Tabelle B-4: INADW im Randstrom: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	σ_4	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	F12 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	Tritium [TU] $\pm s$ n
AR4-h 1996	35°W/5°S	52 55	3600 4000	45.8571 45.8828	34.897 34.912	45.870 0.010	2.06 0.07	34.904 0.005	0.126 0.016 5.41 0.70 9	0.072 0.008 12.44 1.40 8		
S152 2000	35°W/5°S	10 19	3500 4000	45.8482 45.8872	34.893 34.915	45.866 0.012	2.09 0.09	34.907 0.006	0.153 0.014 6.60 0.60 15	0.081 0.008 14.02 1.32 15		0.151 0.009 2
M532 2002	35°W/5°S	240 248	3500 3900	45.8470 45.8754	34.893 34.907	45.863 0.011	2.08 0.07	34.902 0.005	0.195 0.014 8.422 0.57 14	0.107 0.007 18.59 1.18 14		
AR4-a 1990	35°W/5.6°S	678 682	3480 3790	45.8332 45.8719	34.892 34.912	45.853 0.014	2.15 0.11	34.904 0.009	0.026 0.006 1.13 0.27 9	0.018 0.006 3.14 1.08 8		0.066 0.010 8
AR4-b 1991	35°W/5.6°S	333 336	3400 3700	45.8314 45.8625	34.901 34.915	45.844 0.017	2.22 0.12	34.909 0.007	0.030 0.002 1.32 0.09 3	0.019 0.001 3.39 0.12 3		
AR4-d 1992	35°W/5.6°S	516 525	3500 3810	45.8442 45.8807	34.893 34.915	45.862 0.010	2.11 0.08	34.907 0.008	0.037 0.007 1.59 0.28 13	0.024 0.004 4.17 0.66 6		
A07 1993	35°W/5.6°S	85 87	3590 3900	45.8412 45.8882	34.887 34.916	45.857 0.017	2.14 0.13	34.908 0.010	0.042 0.009 1.81 0.39 9	0.022 0.006 3.87 0.98 9		
AR4-e 1994	35°W/5.6°S	135 143	3500 3910	45.8366 45.8781	34.888 34.912	45.854 0.012	2.15 0.09	34.905 0.007	0.048 0.013 2.05 0.55 20	0.027 0.007 4.65 1.17 20		
S151 2000	35°W/5.6°S	53 61	3550 3860	45.8399 45.8817	34.885 34.916	45.858 0.014	2.13 0.12	34.905 0.010	0.113 0.019 4.88 0.84 14	0.058 0.009 10.14 1.64 14	0.440 0.040 5.40 0.49 14	
M532 2002	35°W/5.6°S	262 267	3500 3800	45.8360 45.8782	34.886 34.915	45.854 0.014	2.14 0.11	34.901 0.009	0.117 0.021 5.07 0.90 8	0.064 0.011 11.22 1.83 8		
TTO-TAS 1983	35°W/5.6°S									"zu klein"	"zu klein"	
SAVE 1 1987	35°W/10°S	12 19	3290 3750	45.8321 45.8762	34.886 34.915	45.850 0.018	2.16 0.14	34.903 0.011	0.005 0.002 0.24 0.10 4	0.007 0.005 1.22 0.89 3		0.031 0.004 3
AR4-d 1992	35°W/10°S	530 532	3510 3810	45.8334 45.8809	34.884 34.917	45.856 0.019	2.14 0.16	34.904 0.014	0.022 0.005 0.93 0.21 7			
AR4-e 1994	35°W/10°S	151 160	3300 3910	45.8323 45.8792	34.881 34.915	45.852 0.014	2.14 0.12	34.901 0.011	0.023 0.004 1.01 0.16 12	0.016 0.003 2.79 0.53 11		
A08 1994	35°W/11°S	174 188	3180 3760	45.8328 45.8642	34.893 34.913	45.846 0.010	2.19 0.08	34.906 0.006	0.024 0.007 1.05 0.28 15	0.014 0.004 2.51 0.65 15	0.181 0.018 2.23 0.23 15	0.073 0.037 12
S151 2000	35°W/11°S	63 79	3210 3860	45.8307 45.8824	34.879 34.917	45.855 0.015	2.13 0.13	34.901 0.011	0.071 0.012 3.06 0.51 20	0.034 0.005 5.86 0.87 20	0.308 0.025 3.78 0.31 22	
M532 2002	35°W/11°S	312 323	3380 3800	45.8338 45.8730	34.888 34.914	45.853 0.012	2.15 0.10	34.902 0.008	0.063 0.011 2.73 0.47 17	0.035 0.006 6.14 1.00 17		
A17 1994	37°W/12°S	124 130	3400 3850	45.8331 45.8838	34.878 34.918	45.856 0.015	2.12 0.13	34.901 0.012	0.018 0.007 0.76 0.28 16	0.013 0.004 2.22 0.73 16		
SAVE 2 1988	38°W/19°S	96 103	3200 3720	45.8366 45.8727	34.873 34.906	45.856 0.017	2.08 0.15	34.891 0.014	0.004 0.002 0.18 0.10 5	0.003 0.001 0.50 0.17 8		0.018 0.002 4
A09 1991	38°W/19°S	130 143	3300 3690	45.8304 45.8619	34.882 34.909	45.851 0.012	2.11 0.11	34.892 0.010	0.008 0.004 0.34 0.18 5	0.006 0.004 1.00 0.72 3	0.233 0.041 2.87 0.52 3	0.026 0.008 6
A15 1994	38°W/19°S	134 151	3120 3710	45.8321 45.8858	34.864 34.906	45.857 0.017	2.06 0.15	34.888 0.014		0.017 0.006 2.95 1.03 15	0.206 0.088 2.52 1.09 12	

Tabelle B-4: INADW im Randstrom: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	σ_4	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	F12 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	Tritium [TU] $\pm$ s n
JCR10 1995	40°W/27°S	121	3060	45.8533	34.877	45.857	2.05	34.884	0.013 0.001	0.017 0.001	0.093 0.018	
		127	3480	45.8628	34.888	0.005	0.04	0.005	0.54 0.03 2	2.87 0.12 2	1.13 0.22 4	
A10 1993	44°W/29°S	620	2980	45.8519	34.843	45.873	1.87	34.862	0.035 0.029	0.021 0.016	0.067 0.053	0.006 0.003 1
		11	3510	45.8978	34.875	0.014	0.12	0.011	1.48 1.22 3	3.50 2.71 3	0.81 0.64 4	

Tabelle B-4: INADW im Randstrom: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Tabelle B-5: INADW entlang des Äquators: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	$\sigma_{1.5}$	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	F12 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	Tritium [TU] $\pm$ s n
AR4-a 1990	44°W	628 647	3450 4140	45.8397 45.8904	34.889 34.916	45.869 0.018	2.06 0.13	34.902 0.009	0.065 0.012 2.78 0.49 12	0.025 0.002 4.27 0.34 2		0.129 0.019 2
AR4-b 1991	44°W	293 295	3750 4150	45.8773 45.8970	34.885 34.902	45.886 0.008	1.94 0.07	34.895 0.007	0.083 0.018 3.54 0.76 4	0.044 0.004 7.50 0.79 4		
AR4-d 1992	44°W	476 487	3510 4150	45.8563 45.8979	34.884 34.913	45.882 0.010	1.98 0.08	34.899 0.007	0.098 0.015 4.20 0.62 28	0.063 0.014 10.94 2.48 28		
AR4-e 1994	44°W	61 82	3400 4110	45.8530 45.8907	34.889 34.910	45.875 0.013	2.01 0.10	34.898 0.007	0.122 0.007 5.24 0.31 12	0.068 0.006 11.81 0.94 12		
AR4-g 1995	44°W	65 84	3400 4020	45.8453 45.8901	34.892 34.915	45.872 0.013	2.04 0.10	34.903 0.007	0.178 0.018 7.66 0.76 18	0.090 0.011 15.61 1.89 18		
AR4-h 1996	44°W	65 85	3600 4000	45.8560 45.8893	34.894 34.909	45.874 0.011	2.03 0.08	34.901 0.005	0.152 0.010 6.54 0.45 8	0.079 0.006 13.75 0.97 8		
S151 2000	44°W	30 46	3410 4200	45.8418 45.8984	34.886 34.919	45.873 0.018	2.04 0.13	34.903 0.010	0.220 0.026 9.44 1.10 43	0.107 0.012 18.62 2.01 43	0.868 0.073 10.58 0.85 43	
AR4-e 1994	40°W	93 96	3700 4110	45.8688 45.8920	34.890 34.905	45.881 0.007	1.97 0.06	34.897 0.005	0.122 0.006 5.21 0.27 9	0.067 0.004 11.49 0.71 9		
A16 1989	37°W	374 378	3560 4020	45.8599 45.8888	34.893 34.908	45.873 0.009	2.03 0.07	34.902 0.005	0.038 0.004 1.62 0.19 12	0.024 0.005 4.11 0.88 11		
A15 1994	37°W	11 21	3390 4110	45.8450 45.8989	34.880 34.915	45.873 0.014	2.04 0.11	34.902 0.009	0.079 0.018 3.38 0.75 22	0.057 0.013 9.80 2.20 23	0.475 0.071 5.79 0.87 28	
AR4-a 1990	35°W	655 660	3490 3400	45.8495 45.8888	34.884 34.912	45.871 0.015	2.04 0.12	34.899 0.010	0.044 0.006 1.89 0.24 6	0.030 0.004 5.20 0.56 3		0.116 0.008 2
AR4-b 1991	35°W	303 313	3500 4000	45.8477 45.8924	34.883 34.915	45.872 0.016	2.04 0.13	34.901 0.011	0.057 0.007 2.43 0.31 7	0.033 0.004 5.64 0.68 7		
AR4-d 1992	35°W	498 503	3600 3910	45.8565 45.8839	34.899 34.914	45.868 0.009	2.08 0.07	34.908 0.005	0.073 0.007 3.13 0.31 9	0.043 0.007 7.45 1.16 9		
A7 1993	35°W	102 105	3590 4000	45.8665 45.8860	34.893 34.907	45.875 0.006	2.02 0.05	34.902 0.004	0.081 0.009 3.46 0.40 12	0.044 0.005 7.57 0.90 12		
AR4-e 1994	35°W	119 122	3700 4010	45.8611 45.8915	34.885 34.906	45.877 0.009	1.99 0.08	34.897 0.007	0.105 0.008 4.50 0.37 10	0.056 0.004 9.72 0.66 10		
AR4-g 1995	35°W	52 56	3600 4000	45.8560 45.8892	34.890 34.910	45.874 0.010	2.03 0.08	34.901 0.006	0.137 0.019 5.87 0.81 13	0.070 0.014 12.06 2.48 13		
AR4-h 1996	35°W	52 55	3600 4000	45.8571 45.8828	34.897 34.912	45.870 0.010	2.06 0.07	34.904 0.005	0.126 0.016 5.41 0.70 9	0.072 0.008 12.44 1.40 8		
S152 2000	35°W	10 19	3500 4000	45.8482 45.8872	34.893 34.915	45.866 0.012	2.09 0.09	34.907 0.006	0.153 0.014 6.60 0.60 15	0.081 0.008 14.02 1.32 15		0.151 0.009 2
M532 2002	35°W	240 248	3500 3900	45.8470 45.8754	34.893 34.907	45.863 0.011	2.08 0.07	34.901 0.005	0.195 0.014 8.42 0.57 14	0.107 0.007 18.59 1.18 14		
A17 1994	32°W	166 176	3700 4000	45.8685 45.8892	34.886 34.907	45.877 0.006	2.00 0.05	34.899 0.005	0.066 0.007 2.816 0.30 25	0.041 0.005 7.12 0.78 25		
M532 2002	28°W	286 289	3700 4000	45.8667 45.8833	34.894 34.905	45.874 0.006	2.02 0.05	34.900 0.004	0.168 0.010 7.22 0.41 9	0.094 0.005 16.26 0.82 9		

Tabelle B-5: INADW entlang des Äquators: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	$\sigma_{1.5}$	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S_{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	F12 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	Tritium [TU] $\pm s$ n
SAVE 1 1987	19°W	28 34	3430 3980	45.8432 45.8942	34.882 34.907	45.861 0.024	2.08 0.17	34.897 0.011	0.010 0.002 0.43 0.09 4	0.003 0.002 0.52 0.26 1		0.082 0.032 3
A15 1994	19°W	44 45	3750 4060	45.8675 45.8984	34.869 34.896	45.880 0.011	1.93 0.10	34.887 0.010		0.045 0.005 7.79 0.77 6	0.410 0.101 4.98 1.24 5	
A14 1995	7°W	10 21	3400 4000	45.8360 45.8728	34.887 34.903	45.856 0.011	2.10 0.08	34.895 0.005	0.005 0.003 0.22 0.11 27	0.005 0.003 0.84 0.52 16		0.009 0.003 3
A06 1993	4°W	219 219	3590 4190	45.8499 45.8728	34.882 34.893	45.862 0.010	2.04 0.07	34.888 0.005	0.005 0.004 0.23 0.15 4	0.010 0.005 1.73 0.84 4		
A13 1995	2°E	223 227	3400 3800	45.8441 45.8655	34.890 34.900	45.857 0.007	2.08 0.05	34.893 0.003	0.003 0.002 0.12 0.11 9	0.002 0.001 0.40 0.26 7		0.003 0.002 1

Tabelle B-6: GFZW & DSOW im Nordatlantik: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen (unkalibr. Daten *kursiv*, siehe Kap. 4.1)

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	σ_4	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	F12 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ n	Tritium [TU] $\pm$ s n
AR18-f 1997	klein GFZW	--- ---	--- ---	-- --	-- --	-- --	-- --	-- --				
AR18-f 1997	65N/31W	449 460	910 1730	45.8939 46.0284	34.780 34.858	45.957 0.052	1.26 0.31	34.826 0.028	4.326 0.144 176.74 5.67 9	2.103 0.093 348.79 16.05 9	6.100 0.233 70.50 2.16 9	
GEOSECS 1972	64N/35W	11	1610 1860	45.6921 45.7431	34.943 34.951	45.720 0.026	3.39 0.15	34.948 0.004				1.587 0.466 3
GEOSECS 1972	64N/35W	11	2050 2350	45.8383 46.0799	34.876 34.902	45.967 0.122	1.81 0.74	34.893 0.015				3.677 0.392 3
TTO-NAS 1981	64N/33W	165 167	1600 2200	45.7055 45.7884	34.936 34.950	45.752 0.030	3.21 0.14	34.944 0.006				1.675 0.259 6
TTO-NAS 1981	64N/33W	165 167	2160 2320	45.9363 46.2267	34.823 34.881	46.123 0.098	0.77 0.52	34.864 0.021				2.996 0.605 9
AR18-f 1997	65N/35W	438 443	1750 2650	45.7122 45.7614	34.900 34.908	45.737 0.019	2.76 0.10	34.904 0.003	2.537 0.105 114.02 4.35 6	1.205 0.048 217.40 8.01 6	3.427 0.18 43.85 2.31 6	
AR18-f 1997	65N/35W	440 444	1600 2620	45.9547 46.0117	34.859 34.879	45.979 0.022	1.32 0.11	34.868 0.008	3.759 0.140 154.23 5.70 7	1.839 0.048 306.03 7.92 7	4.997 0.165 58.02 1.77 7	
A24 1997	64°N/36°W	85 87	2280 2730	45.7087 45.7925	34.905 34.921	45.741 0.029	2.77 0.15	34.912 0.006	2.26 0.205 101.53 8.90 8	1.089 0.098 196.53 17.03 8		0.875 0.430 6
A24 1997	64°N/36°W	86 89	1990 2910	45.8541 46.0426	34.867 34.887	45.980 0.067	1.35 0.36	34.877 0.006	3.615 0.161 148.66 6.74 13	1.753 0.081 292.36 13.72 13		1.244 0.132 3
A25 1997	63°N/41°W	94 95	2400 2780	45.7088 45.8181	34.903 34.916	45.761 0.043	2.66 0.24	34.910 0.006	2.326 0.303 103.79 12.33 5	1.140 0.177 204.26 29.96 5		
A25 1997	63°N/41°W	96 98	1810 2570	45.8586 46.0119	34.876 34.880	45.956 0.065	1.48 0.35	34.879 0.002	3.692 0.101 153.17 5.54 5	1.832 0.035 307.82 4.61 5		
A01e 1991	60N/42W	564 574	1960 2950	45.6925 45.8271	34.916 34.950	45.741 0.042	2.88 0.25	34.940 0.009	1.282 0.139 58.07 6.05 47	0.602 0.064 109.37 11.24 48		1.268 0.081 29
A01e 1991	60N/42W	563 569	2298 3140	45.8772 46.0259	34.877 34.886	45.956 0.043	1.50 0.25	34.883 0.003	2.940 0.106 122.03 3.51 13	1.379 0.051 231.86 7.09 13		1.801 0.049 12
A01ew 1994	60N/42W	512 518	2100 3040	45.7025 45.8229	34.906 34.938	45.752 0.039	2.76 0.22	34.924 0.007	1.861 0.187 83.65 8.25 30	0.839 0.098 151.38 17.49 30		0.839 0.098 30
A01ew 1994	60N/42W	510 514	2010 3140	45.8821 46.0544	34.862 34.876	45.961 0.061	1.41 0.34	34.867 0.004	3.697 0.155 152.59 6.24 14	1.767 0.078 295.65 12.02 14		1.767 0.078 14
AR07e-i 1997	60N/42W	511 520	1900 2800	45.7026 45.8162	34.903 34.926	45.741 0.029	2.78 0.14	34.915 0.006	2.167 0.201 97.55 9.16 31	1.056 0.094 190.85 17.14 31		
AR07e-i 1997	60N/42W	510 515	2020 3140	45.8443 46.0171	34.877 34.887	45.958 0.063	1.48 0.34	34.880 0.004	3.574 0.130 148.19 3.49 8	1.775 0.055 298.18 5.30 8		
GEOSECS 1972	57N/42.5W	5	1540 2160	45.6971 45.7908	34.945 34.963	45.741 0.032	3.31 0.15	34.955 0.007				0.919 0.115 7
GEOSECS 1972	57N/42.5W	5	3380 3380	45.991 45.991	34.918 34.918	45.991 0.050	1.79 0.50	34.918 0.050				3.140 0.120 1
TTO-NAS 1981	59N/42W	177 181	2100 2400	45.7614 45.8212	34.947 34.952	45.798 0.032	2.99 0.18	34.950 0.003				1.380 0.099 3

Tabelle B-6: GFZW & DSOW im Nordatlantik: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen (unkalibr. Daten *kursiv*, siehe Kap. 4.1)

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	σ_4	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	F12 [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm s$ [ppt] $\pm s$ n	Tritium [TU] $\pm s$ n
TTO-NAS 1981	59N/42W	177 181	2130 3120	45.9178 46.0707	34.873 34.890	46.006 0.055	1.53 0.34	34.880 0.006				3.176 0.203 8
A01w 1995	59N/42W	44 55	1930 3230	45.7013 45.8234	34.921 34.950	45.765 0.035	2.74 0.20	34.936 0.009	1.345 0.149 60.44 7.00 44	0.673 0.128 121.42 23.71 44	2.495 0.231 31.91 3.05 46	
A01w 1995	59N/42W	44 47	3010 3260	45.9354 46.0098	34.866 34.880	45.970 0.037	1.39 0.23	34.873 0.006	3.241 0.287 133.45 10.05 5	1.639 0.252 273.64 39.91 5	5.150 0.396 60.04 3.77 5	
A24 1997	59°N/42°W	102 119	1670 3090	45.7003 45.8226	34.900 34.965	45.757 0.031	2.77 0.18	34.934 0.017	1.920 0.284 86.38 12.67 65	0.929 0.138 167.82 24.66 65		1.033 0.017 2
A24 1997	59°N/42°W	102 105	2090 3130	45.8826 45.9988	34.872 34.885	45.918 0.040	1.69 0.21	34.877 0.005	3.610 0.060 151.71 2.41 11	1.766 0.029 300.26 5.74 11		1.156 0.074 2
A25 1997	59N/42W	70 84	1700 3090	45.7045 45.8094	34.909 34.961	45.755 0.034	2.78 0.21	34.931 0.016	1.917 0.222 86.29 10.20 12	1.001 0.135 181.05 25.64 14		
A25 1997	59N/42W	84 86	2250 2770	45.8561 46.0085	34.876 34.881	45.942 0.078	1.56 0.42	34.880 0.003	3.783 0.061 157.73 3.54 3	1.841 0.004 310.75 7.48 3		
AR07w-h 1997	58N/44W	30 40	2180 3160	45.7015 45.8295	34.895 34.947	45.759 0.039	2.72 0.18	34.922 0.011	1.695 0.239 76.082 11.35 43	0.853 0.149 153.72 27.54 43	3.088 0.442 39.44 5.81 44	
AR07w-h 1997	58N/44W	39 40	3120 3480	45.9669 46.0011	34.887 34.894	45.984 0.024	1.38 0.11	34.891 0.005	3.400 0.144 140.17 6.93 2	1.902 0.048 317.839 6.073 2	5.244 0.234 61.193 3.188 2	
TTO-NAS 1981	56.5N/48W	202	2270 2860	45.7525 45.8524	34.933 34.938	45.803 0.050	2.90 0.26	34.936 0.003				1.300 0.183 3
TTO-NAS 1981	56.5N/48W	202	3350 3600	45.9563 46.0464	34.877 34.896	46.002 0.045	1.58 0.30	34.885 0.010				3.227 0.176 3
AR07w-a 1990	58N/51W	6 22	2470 3040	45.7091 45.8236	34.916 34.924	45.772 0.045	2.64 0.24	34.919 0.002	1.267 0.129 56.53 5.79 16			
AR07w-a 1990	58N/51W	12 23	2880 3600	45.9721 46.0074	34.879 34.884	45.991 0.012	1.31 0.06	34.882 0.002	2.576 0.118 105.65 4.65 10			
AR07w-c 1992	58N/51W	42 51	2220 3120	45.7050 45.8251	34.916 34.928	45.768 0.038	2.66 0.20	34.921 0.003	1.370 0.172 61.24 7.81 17	0.685 0.134 123.02 24.44 17		1.200 0.201 23
AR07w-c 1992	58N/51W	45 51	3280 3670	45.9215 45.9825	34.887 34.892	45.960 0.025	1.51 0.14	34.889 0.002	2.563 0.184 106.47 6.95 5	1.177 0.104 197.93 16.06 5		1.713 0.185 4
AR07w-d 1993	58N/51W	10 25	1950 3200	45.7076 45.8266	34.905 34.921	45.769 0.037	2.63 0.18	34.914 0.004	1.886 0.593 84.06 26.05 22	0.94 0.259 169.15 45.99 25	3.585 0.875 45.50 10.97 27	1.360 0.096 11
AR07w-d 1993	58N/51W	12 25	2740 3600	45.9220 45.9659	34.864 34.893	45.952 0.015	1.53 0.09	34.884 0.008	2.467 0.125 102.79 4.89 10	1.313 0.141 221.57 23.52 10	4.618 0.314 54.42 3.66 12	1.693 0.058 8
AR07w-e 1994	58N/51W	30 38	2050 3250	45.7120 45.8288	34.903 34.915	45.776 0.038	2.58 0.20	34.910 0.003	1.799 0.088 80.04 3.88 17	0.895 0.084 160.05 15.02 17	3.835 0.713 48.50 9.09 26	1.30 0.25 1
AR07w-e 1994	58N/51W	29 38	2900 3660	45.9143 45.9892	34.874 34.888	45.952 0.024	1.51 0.15	34.880 0.004	2.785 0.221 115.88 8.26 19	1.369 0.161 230.67 25.56 19	5.353 1.007 62.99 11.67 25	1.70 0.25 1
A01ew 1994	58N/51W	497 501	2050 2750	45.7147 45.8147	34.900 34.912	45.748 0.032	2.71 0.15	34.905 0.004	2.309 0.235 103.52 11.15 11	1.067 0.130 192.13 24.50 11		1.067 0.130 11
A01ew 1994	58N/51W	497 500	3030 3510	45.9457 46.0152	34.858 34.870	45.990 0.028	1.22 0.17	34.862 0.005	3.648 0.206 148.75 6.91 9	1.725 0.115 285.42 16.52 9		1.725 0.115 9

Tabelle B-6: GFZW & DSOW im Nordatlantik: Schnitte, Grenzen, mittlere $\sigma_{1.5}$, θ , S und Tracer-Konzentrationen (unkalibr. Daten *kursiv*, siehe Kap. 4.1)

Sektion	Position	Stat.	Tiefe [m]	σ_4	S	$\sigma_{1.5\text{mean}}$	θ_{mean} [°C]	S _{mean}	F11 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	F12 [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	CCl ₄ [pmol/kg] $\pm$ s [ppt] $\pm$ s n	Tritium [TU] $\pm$ s n
A01w 1995	58N/51W	28 35	2300 3060	45.7143 45.8210	34.903 34.920	45.770 0.034	2.62 0.18	34.912 0.005	1.936 0.239 86.08 10.55 15	0.963 0.139 172.26 25.11 16	3.055 0.226 38.73 2.94 19	1.20 0.25 1
A01w 1995	58N/51W	29 39	2730 3670	45.8931 46.0039	34.866 34.885	45.951 0.035	1.49 0.21	34.874 0.005	3.115 0.323 129.40 12.18 24	1.633 0.207 274.78 33.12 24	4.744 0.372 55.70 3.78 25	1.60 0.25 1
AR07w-f 1996	58N/51W	29 46	1810 3070	45.7011 45.8299	34.886 34.913	45.763 0.037	2.61 0.18	34.902 0.008	2.208 0.309 98.32 14.23 56		3.453 0.419 43.78 5.49 59	
AR07w-f 1996	58N/51W	31 43	2810 3610	45.9461 46.0241	34.866 34.881	45.986 0.025	1.29 0.14	34.872 0.004	3.352 0.145 137.31 5.23 32		4.781 0.186 55.41 1.81 32	
AR07w-h 1997	58N/51W	46 71	1810 3150	45.7021 45.8293	34.891 34.924	45.767 0.036	2.60 0.17	34.904 0.007	2.334 0.319 103.92 14.42 66	1.203 0.190 215.29 34.33 66	4.298 0.857 54.45 10.85 65	
AR07w-h 1997	58N/51W	47 69	2760 3640	45.9312 45.9856	34.881 34.895	45.956 0.018	1.54 0.11	34.890 0.004	3.308 0.157 137.62 5.88 33	1.713 0.108 288.69 17.27 33	6.330 0.827 74.54 9.51 26	
AR07w-j 1998	58N/51W	57 95	2140 3200	45.7040 45.8274	34.886 34.921	45.765 0.037	2.61 0.18	34.905 0.008	2.400 0.309 106.81 13.97 38	1.157 0.162 206.97 29.40 38	2.968 0.380 37.63 4.94 40	
AR07w-j 1998	58N/51W	57 95	2890 3610	45.9191 45.9882	34.877 34.890	45.956 0.020	1.52 0.12	34.885 0.003	3.381 0.256 140.75 10.04 22	1.720 0.170 289.96 28.00 21	3.955 0.259 46.55 2.68 12	
AR04w-k 1999	58N/51W	61 141	2000 3140	45.7027 45.8290	34.880 34.900	45.765 0.036	2.55 0.18	34.890 0.008	2.341 0.223 103.92 10.24 52	1.291 0.244 230.49 43.78 53	2.854 0.295 36.08 3.82 55	
AR04w-k 1999	58N/51W	75 141	2620 3680	45.8756 45.9964	34.850 34.880	45.934 0.036	1.54 0.22	34.862 0.010	3.205 0.280 133.25 10.28 50	1.810 0.289 304.59 46.95 51	3.857 0.341 45.38 3.57 53	
AR04w-l 2000	58N/51W	39 112	1900 3190	45.7027 45.8196	34.880 34.900	45.764 0.035	2.55 0.18	34.886 0.006	2.385 0.225 105.84 10.25 50	1.264 0.115 225.43 20.94 50	2.398 0.256 30.28 3.31 50	
AR04w-l 2000	58N/51W	45 110	2700 3620	45.9137 46.0112	34.850 34.860	45.966 0.033	1.34 0.19	34.857 0.005	3.516 0.202 144.42 7.27 34	1.884 0.134 313.74 19.94 34	3.438 0.241 39.96 2.58 34	
TTO-NAS 1981	58.5N/53W	193	2350 2650	45.7850 45.8365	34.926 34.929	45.811 0.036	2.83 0.21	34.928 0.002				1.725 0.064 2
TTO-NAS 1981	58.5N/53W	193	3240 3490	45.9819 46.0590	34.880 34.888	46.028 0.041	1.42 0.26	34.883 0.005				3.177 0.205 3
AR07w-h 1997	59N/54W	82 97	1730 2960	45.7137 45.8254	34.890 34.911	45.762 0.032	2.63 0.15	34.903 0.005	2.509 0.199 111.85 9.28 38	1.241 0.122 222.29 22.46 38	4.653 0.634 59.02 8.02 38	
AR07w-h 1997	59N/54W	85 94	2980 3420	45.9168 45.9822	34.884 34.897	45.957 0.020	1.53 0.12	34.890 0.004	3.506 0.250 145.84 9.89 15	1.730 0.153 291.43 24.20 15	7.374 0.631 86.73 7.37 7	