

**Bestimmung von Verweilzeiten und
Transportraten in der Warmwassersphäre
des Südatlantiks aus Tracerdaten**

Dissertation
Martin Butzin

Universität Bremen
Institut für Umweltphysik
Mai 1999

Bestimmung von Verweilzeiten und Transportraten in der Warmwassersphäre des Südatlantiks aus Tracerdaten

Abstract

Tritium and CFC-11 data obtained from the programmes WOCE (1990-1995) and SAVE (1987-1989, CFC-11 data only) are used for an analysis of the upper level circulation in the South Atlantic Ocean (density range $\sigma_0 = 26.0-27.1 \text{ kg/m}^3$). A new bomb tritium input function for the South Atlantic is presented. The atmospheric deposition is based on previous work by Doney et al. [1992]. The new input function also accounts for tritium deposition due to river runoff and for tritium exchange with other ocean basins. The calculated total tritium input for 1960-1995 between $0^\circ\text{S}-50^\circ\text{S}$ and the observed tritium inventory in 1995 agree well (within 1%). This agreement supports a value of 0.70 for the liquid/vapor isotopic fractionation factor of tritium, disproving GCM model calculations by Koster et al. [1989] that yielded a fractionation factor of 0.35. Tritium surface water concentrations are inferred from a simple mixed layer model driven by atmospheric tritium fluxes and calibrated using GEOSECS and WOCE data. The surface water concentrations of the South Atlantic are lower than in the North Atlantic. The highest surface values in the 1990s are found in the subtropics where the surface water concentrations are still slowly increasing. As boundary condition for CFC-11 it is assumed that the sea surface is in a solubility equilibrium with the atmosphere. For quasi synoptic analyses the tritium and CFC-11 data are projected to the year 1993 using a 1D advection-diffusion model. Meridional sections show tracer concentrations decreasing with depth. Maximum penetration of tritium and CFC-11 is found in the subtropical region. North of about 20°S there is a concentration decline in both tracers indicating upwelling processes. Distributions on isopycnal surfaces show high tritium values in the western South Atlantic which may be due to the formation of Subtropical and Subantarctic Mode Waters. Near the sea surface, tritium-enriched water appears to leak from the Indian Ocean into the South Atlantic. Both tritium and CFC-11 concentrations show minimum values in the Angola Basin north of the Angola-Bengula Front. Water mass dating in the Subtropical Gyre yields average CFC-11 concentration ages of 5-18 years (uncertainty 1-2 years). In most regions tritium concentration dating has to be rejected because of large uncertainties. CFC-11/tritium ratio dating is more robust and yields apparent ages of 2-12 years (uncertainty 3-6 years). Turnover times inferred from the tritium budget of the mixed layer are in the range 10-14 years. Tracer age based meridional volume fluxes in the Subtropical Gyre amount to 19 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, uncertainty $\sim 30\%$), which agrees with the northward Sverdrup transport across 32°S (also 19 Sv). Tracer based subduction rates are about 40-100 m/a (total vertical volume flux 23 Sv, uncertainty $\sim 30\%$) and exceed the vertical transport due to Ekman pumping (max. 30 m/a, total volume flux 9 Sv). The difference between tracer based subduction rates and Ekman transport is significant and points to the importance of lateral processes (recirculation) on gyre ventilation.

Inhaltsverzeichnis

1 Einführung	1
1.1 Hintergrundinformationen über Tritium und FCKWs	1
1.2 Die Warmwassersphäre des Südatlantiks	4
1.3 Fragestellung dieser Arbeit	6
2 Das Tritiumbudget des Südatlantiks	8
2.1 Bestimmung des atmosphärischen Eintrags	8
2.1.1 Vorbetrachtungen	8
2.1.2 Rekonstruktion der Tritiumkonz. im Niederschlag 1960-1995	10
2.1.3 Tritiumeintrag aus der Atmosphäre	15
2.1.4 Belastbarkeit der atmosphärischen Eintragsfunktion	17
2.1.5 Zwischenfazit zum atmosphärischen Eintrag	19
2.2 Kontinentaler Abfluss von Tritium	20
2.3 Tritiumaustausch mit den benachbarten Ozeanen	21
2.3.1 Modellansatz	21
2.3.2 Ergebnisse	25
2.4 Synthese: Das Tritiumbudget der Warmwassersphäre	26
2.4.1 Berechneter Tritiumeintrag bis 1995	26
2.4.2 Beobachtete Tritiuminventare 1973 und 1995	26
2.4.3 Diskussion der Ergebnisse	28
2.5 Zwischenfazit	29
3 Modellierung der Tritium-Oberflächenkonzentrationen	31
3.1 Problemstellung	31
3.2 Modellansatz	32
3.3 Ergebnisse	33
3.3.1 Zeitliche und räumliche Entwicklung der Oberflächenkonz.	33
3.3.2 Räumliche Verteilung der Modellparameter	37
3.3.3 Fehlerbetrachtung	38
3.4 Anwendung: Bestimmung von Residenzzeiten und Subduktionsraten	40
3.5 Ergänzung: Die Freon-Randbedingung für den Südatlantik	43
4 Tritium- und F11-Verteilungen in der Warmwassersphäre	47
4.1 Vorbemerkungen und Datenlage	47
4.2 Meridionalschnitte durch den Südatlantik	48
4.3 Tracerverteilungen auf Isopyknenflächen	51
4.3.1 Isopykne $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$	51
4.3.2 Isopykne $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$	53

5 Wassermassendatierung und Bestimmung von Transportraten	56
5.1 Methodischer Hintergrund	56
5.1.1 Wassermassenalter und Mischung	56
5.1.2 Zusammenhang zwischen Residenzzeit und Wassermassenalter	59
5.2 Wassermassendatierung mit F11- und Tritiumdaten	61
5.2.1 Datierungsbeispiel	61
5.2.2 Räumliche Altersverteilungen auf der Isopykne $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$	62
5.2.3 Räumliche Altersverteilungen auf der Isopykne $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$	64
5.2.4 Räumlich gemittelte Traceralter im Bereich $s_0 = 26,0\text{-}27,1 \text{ kg/m}^3$	66
5.2.5 Fehlerbetrachtung	69
5.2.6 Beeinflussung der Datierung durch Mischung	73
5.2.7 Zwischenfazit zur Wassermassendatierung	77
5.3 Schätzung von Strömungsgeschwindigkeiten und Volumentransporten	77
5.3.1 Problemlösungsstrategien bei nicht vernachlässigbarer Mischung	77
5.3.2 Meridionale Strömungsgeschwindigkeiten und Subduktionsraten	78
5.3.3 Meridionale und subduzierte Volumentransporte	81
6 Zusammenfassung und Ausblick	85
Anhang 1 Datenbasis des Tritium-Oberflächenmodells	88
Anhang 2 Zeittransformation der Tracerdaten	90
A2.1 Basisansatz	90
A2.2 Synoptisierung von Tritium-Oberflächendaten	90
A2.3 Synoptisierung von isopyknischen Tracerdaten	91
A2.3.1 Modellansatz	91
A2.3.2 Advektion und Mischung im Modell	93
A2.3.4 Zusammenhang mit Altersverteilungen	95
Literaturverzeichnis	96
Abbildungsverzeichnis	106
Tabellenverzeichnis	107

Kapitel 1

Einführung

1.1 Hintergrundinformationen über Tritium und FCKWs

Das Wasserstoff-Isotop *Tritium* (chemisches Symbol ^3H oder T) wurde 1934 von Oliphant [Oliphant et al., 1934] entdeckt. Tritium ist im Gegensatz zu den beiden anderen Isotopen des Wasserstoffs ^1H und ^2H (Deuterium) radioaktiv. Es ist ein Beta-Strahler und zerfällt mit einer Halbwertszeit von 12,43 Jahren [Unterweger et al., 1980] zum stabilen Helium-Isotop ^3He . Die maximale Zerfallsenergie beträgt 18,6 keV [Evans, 1974]. Tritium kann entweder über seine β -Strahlung oder - wie im Tracerlabor des Instituts für Umweltphysik - massenspektrometrisch über sein Zerfallsprodukt ^3He nachgewiesen werden. Die Nachweisgrenzen der verschiedenen Methoden betragen im Wasser ca. 0,02 TU (Beta-Spektroskopie mit Low-Level-Flüssig-Szintillationszählern, [Taylor, 1994]) bzw. 0,002 TU (Massenspektrometrie, [Sültenfuß, 1997]), wobei 1 TU (Tritium Unit) einem Mischungsverhältnis von einem Tritium-Atom auf 10^{18} Wasserstoff-Atomen der Atommasse eins bzw. einem Radioaktivitätsgehalt von rund 0,12 Bq/l entspricht [Taylor und Roether, 1982].

Tritium entsteht in der Natur hauptsächlich durch Höhenstrahlung (Spallation von ^{14}N - und ^{16}O -Kernen) und zu einem geringen Anteil auch durch Kernreaktionen in der Erdkruste. Das natürliche Tritiuminventar durch diese Prozesse betrug bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts schätzungsweise 1 EBq [UNSCEAR, 1977]. Danach wurde jedoch das Tritiuminventar durch menschliche Aktivitäten um das ungefähr 200fache erhöht [UNSCEAR, 1982]. Zum überwiegenden Anteil (fast 99% der anthropogenen Tritiumproduktion) geht dies auf Kernwaffentests in der Erdatmosphäre zurück. Demgegenüber ist die Freisetzung durch kerntechnische Anlagen und Industrieprodukte (wie z. B. luminiszierende Materialien) in globalem Maßstab gering (s. Abbildung 1-1).

Fast alles Bombentritium wurde durch Wasserstoffbomben-Tests freigesetzt. Während einer solchen Explosion wird Tritium zunächst durch Spaltung von ^6Li gebildet, bevor die eigentliche thermonukleare Fusionsreaktion mit Deuterium zündet. Dabei werden unverbrauchtes Tritium und Neutronen in die Umwelt emittiert, wo aus den Neutronen weiteres Tritium entsteht. Die Tritiumproduktion durch oberirdische Fusionsbomben-Explosionen beträgt ca. 500 PBq pro Megatonne Sprengkraft, während sie bei Spaltbomben-Explosionen um zwei Größenordnungen kleiner ist [Bonka, 1980]. Die erste Wasserstoffbombe wurde 1952 von den USA gezündet. Im Jahr 1963 unterzeichneten die USA, die damalige UdSSR und Großbritannien ein Teststopp-Abkommen und stellten ihre

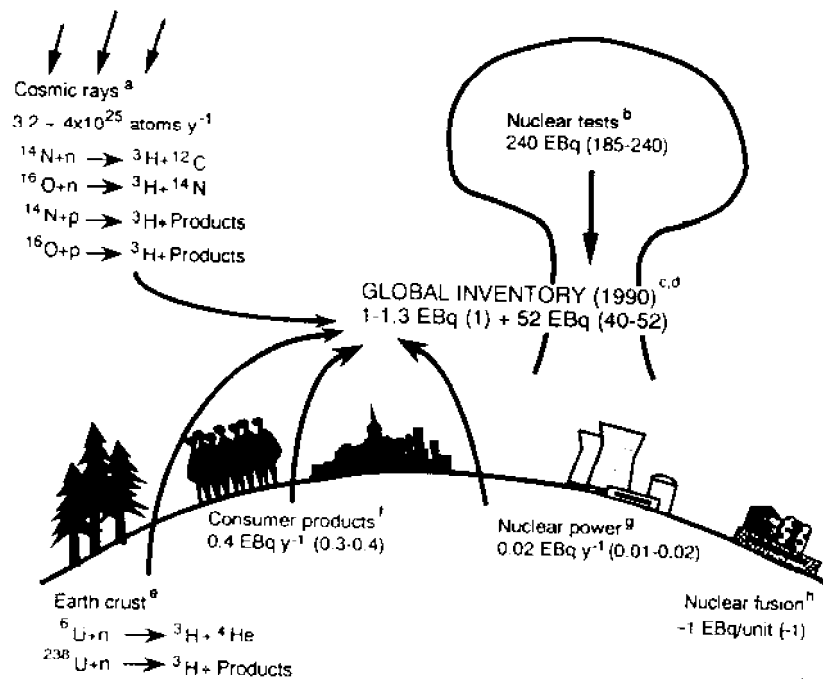


Abb. 1-1: Tritiumquellen und globales Tritiuminventar (aus [Okada und Momoshima, 1993]). Die Zahlen in den Klammern sind Relativwerte zum natürlichen Tritiuminventar. (a) Jährliche Tritiumproduktion durch Höhenstrahlung, berechnet aus Produktionsraten von 0,2 - 0,25 Atomen/(cm^2s) [Craig und Lal, 1961; Teegarden, 1967]. (b) Insgesamt freigesetzte Aktivität durch Kernwaffentests in den 50er und 60er Jahren [UNSCEAR, 1982]. (c) Natürliches Tritiuminventar [UNSCEAR, 1977]. (d) Restliches Bombentritium nach radioaktivem Zerfall im Jahr 1990 [UNSCEAR, 1982]. (e) Quantitativ vernachlässigbare Produktion in der Erdkruste [Kaufmann und Libby, 1954]). (f) Jährliche Tritiumproduktion für Konsumprodukte in den USA (Bezugsjahr 1978 [Brown, 1989]). (g) Jährliche Freisetzung durch Kernreaktoren während des Normalbetriebs (ohne Anlagen zur Tritium-Produktion) [UNSCEAR, 1982]. (h) Tritiuminventar eines zukünftigen (hypothetischen) 1,2 GW-Fusionsreaktors [IAEA, 1990].

oberirdischen Kernwaffen-Versuche ein. Frankreich und China schlossen sich diesem Abkommen jedoch nicht an und beendeten die atmosphärischen Tests erst 1974 bzw. 1980. Insgesamt wurden durch Kernwaffen-Explosionen ca. 240 EBq Tritium in die Umwelt freigesetzt [UNSCEAR, 1982], von denen in den 1990er Jahren noch ca. 50 EBq vorhanden waren [Okada und Momoshima, 1993]. Zwischen dem 40. und 50. Breitengrad der nördlichen Hemisphäre führte dies zu einer mittleren Strahlendosis (Äquivalenzdosis) der Bevölkerung von 51 μ Sievert, was etwas über ein Prozent der gesamten Belastung von 4400 μ Sievert durch die Bombentests entspricht [UNSCEAR, 1993]. Auf der südlichen Hemisphäre betrug die Strahlendosis im selben Breitengürtel nur 14 μ Sievert, da fast alle Wasserstoffbomben-Testgebiete auf der Nordhalbkugel lagen.

Bei den Bombentests wurde Tritium in großen Höhen freigesetzt. In der Stratosphäre hat Tritium eine Verweildauer von sechs bis zehn Jahren (nach [Mason, 1977]), bis es entweder zerfallen ist oder über turbulente

Austauschprozesse in die untere Atmosphäre, die Troposphäre gelangt. Daher kann die Stratosphäre als ein Reservoir für Bombentritium betrachtet werden, dessen Inventar inzwischen stark abgenommen hat. In der Troposphäre tritt Tritium als tritiumhaltiges Wasser oder Wasserdampf in den hydrologischen Kreislauf ein und verteilt sich so in der Umwelt. Die Verweildauer von Wasser beträgt in der Troposphäre ungefähr zehn Tage, bevor es ausregnet oder auskondensiert [Peixoto und Oort, 1992]. Daher ist auch die Residenzzeit von Tritium in der unteren Atmosphäre mit ungefähr drei Wochen deutlich geringer als in der Stratosphäre [Ehhalt, 1971a]. Das macht Probleme bei der Aufstellung einer Eintragsfunktion. Inzwischen ist die überwiegende Menge des Bombentritiums in die Ozeane gelangt, die aufgrund ihrer immensen Wassermenge und des relativ raschen radioaktiven Zerfalls im Inneren eine Tritiumsenke darstellen. Da Bombentritium durch die Meeresoberfläche eingetragen wird, markiert seine Ausbreitung im Ozean entsprechend Strömungen und klimarelevante Austauschprozesse zwischen der Oberfläche und dem Meeresinneren.

Obwohl das Potential des Tritiums (insbesondere des Bombentritiums) als Tracer für hydrologische Fragestellungen bereits früh erkannt wurde [Bolin, 1958], fanden systematische Messungen von Meerwasserproben vergleichsweise spät statt und konzentrierten sich überwiegend auf die Ozeane der nördlichen Hemisphäre. Ein global flächendeckendes Bild wird sich erst nach Abschluss des WOCE-Programms ergeben, in dessen Rahmen zwischen 1990 und 1995 viele der in dieser Arbeit diskutierten Daten gewonnen wurden.

Fluorchlorkohlenwasserstoffe (abgekürzt FCKWs, auch Freone genannt) sind künstliche Substanzen, die zum ersten Mal gegen Ende des 19. Jahrhunderts hergestellt wurden. Die ungiftigen und nicht brennbaren FCKWs F11 (CFCl_3) und F12 (CF_2Cl_2) wurden 1929 von Midgley bei General Motors in den USA synthetisiert. Wenig später (etwa ab 1930) begann ihre industrielle Produktion und ihr Einsatz als Kältemittel, als Treibgas in Spraydosen und zum Aufschäumen von Kunststoffen sowie als Reinigungs- und Lösemittel. Daneben stellt die FCKW-Synthese vermutlich auch eine ökonomische Senke für überschüssige Verbindungen der chemischen Industrie wie Chlor und Fluorwasserstoff dar [Enquete-Kommission, 1988]. So lässt sich das Mangelprodukt Natronlauge bis heute nur durch die gleichzeitige Synthese von Chlor herstellen. F11 und F12 können durch Gaschromatographie nachgewiesen werden, wobei die Nachweisgrenze der Bremer Mess-Apparatur für F11 bei 0,002 pmol/kg (Präzision 0,6%) liegt [Bulsiewicz et al., 1998].

Aufgrund ihrer vielfachen Verwendung stiegen die FCKW-Konzentrationen in der Atmosphäre innerhalb weniger Jahrzehnte steil an. Obwohl es sich bei FCKWs um weitgehend chemisch inerte Stoffe handelt, ist dies problematisch. Alle FCKWs sind starke Treibhausgase (weit über 1000mal effektiver als CO_2) und tragen mit ca. 10% zur anthropogenen Erwärmung der Erdatmosphäre bei [IPCC, 1996]. Außerdem greifen diese Substanzen über photochemische Reaktionen die Ozonschicht in der Stratosphäre an. Erste Warnungen davor wurden

bereits 1974 veröffentlicht [Molina und Rowland, 1974], blieben aber praktisch folgenlos. Erst nach der Entdeckung des Ozonlochs über der Antarktis im Jahr 1985 [Fahrman et al., 1985] wurde auf einer Reihe von Konferenzen der internationale Ausstieg aus der Produktion und dem Gebrauch von FCKWs ab 1996 beschlossen [WBGU, 1996]. Als Konsequenz nimmt die atmosphärische F11-Konzentration seit 1994 ab [Walker et al., 1996]. Dennoch war der Ozonabbau über der Antarktis im Jahr 1998 so stark wie nie zuvor [WMO, 1998], und bei einer mittleren Verweildauer in der Atmosphäre von 44 Jahren (F11) bzw. 180 Jahren (F12) [Cunnold et al., 1994] es wird noch mehrere Jahrzehnte dauern, bis sich die Ozonschicht wieder erholt haben wird [Dameris et al., 1998].

FCKWs reichern sich nicht nur in der Atmosphäre, sondern überall in der Umwelt an. Daher können sie wie Tritium als Tracer für Untersuchungen in der Hydrosphäre verwendet werden. FCKWs sind wasserlöslich und gelangen - anders als Tritium - über den Gasaustausch mit der Atmosphäre in die Ozeane. Außerdem ist der zeitliche Verlauf der FCKW-Konzentrationen an der Meeresoberfläche grundsätzlich anders als die Eintragungsgeschichte des Tritiums. Daher liefern Tritium und FCKWs nicht-redundante, sich ergänzende Informationen über den physikalischen Zustand des Ozeans.

1.2 Die Warmwassersphäre des Südatlantiks

Einundsiebzig Prozent der Erdoberfläche sind mit Wasser bedeckt. Daraus ergibt sich zwangsläufig, dass die Meere eine bedeutende Rolle im Klimageschehen spielen. Fast alle Ozeane transportieren warmes Oberflächenwasser aus den Tropen in die (sub-) polaren Regionen ihrer jeweiligen Hemisphäre und wirken so als gigantische Warmwasserheizungen. Nur der Südatlantik macht eine Ausnahme. Sein Wärmetransport ist nicht nach Süden zur Antarktis gerichtet, sondern er exportiert Wärme über den Äquator nach Norden. Die Hauptursache für diese Wärmepiraterie [Berger und Wefer, 1996] liegt wahrscheinlich im subpolaren Nordatlantik. Dort sinkt Wasser in die Tiefsee ab und breitet sich als Nordatlantisches Tiefenwasser bis in die anderen Ozeane aus, wo es schließlich auf noch nicht vollständig geklärte Weise wieder an die Oberfläche gelangt. Durch den Nettoexport von oberflächennahem Wasser aus dem Südatlantik in den Nordatlantik wird diese globale, thermohaline (d. h. durch Temperatur- und Salzunterschiede angetriebene) Zirkulationszelle der Ozeane wieder geschlossen.

Herausragendes Merkmal der oberflächennahen Zirkulation des Südatlantiks ist der Subtropische Wirbel mit seiner fast dreiecksförmigen Gestalt (siehe Abbildung 1-2). Seine Flanken werden durch verschiedene Meeresströmungen und Fronten im Ozean gebildet. Im Süden sind dies der Südatlantikstrom bzw. die Subtropen-Front entlang des 40. Breitengrads. Im Osten trennt die Angola-Benguela-Front den zum Subtropenwirbel gehörenden Benguelastrom von einem

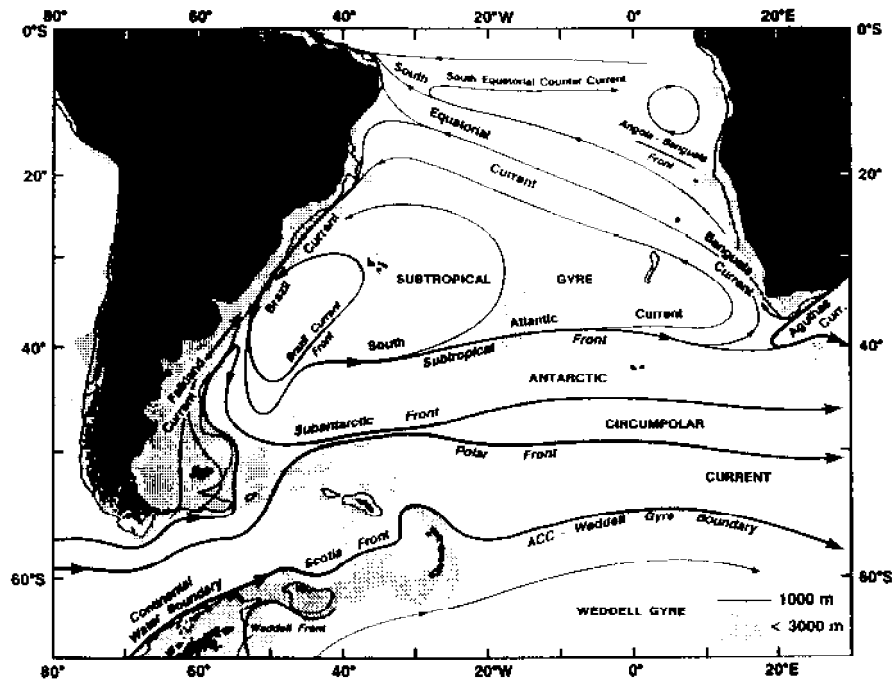


Abb. 1-2: Oberflächennahe Zirkulation des Südatlantiks (aus [Peterson und Stramma, 1991]).

gegenläufigen Wirbel im Angolabecken. Im Norden wird der Subtropenwirbel bei ungefähr 10° südlicher Breite durch das Äquatorialstrom-System und im Westen durch den Brasilstrom markiert. Der Subtropische Wirbel ist jedoch kein geschlossenes System. Im südwestlichen Atlantik wird entlang der Konfluenzzone zwischen Brasil- und Malvinasstrom (Falklandstrom) Wasser aus dem Pazifik eingemischt [Talley, 1996]. Vor der Küste Südafrikas lösen sich häufig mesoskalige Wirbel vom Agulhasstrom ab und wandern mit dem Benguelastrom westwärts. Auf diese Weise diffundiert Wasser aus dem Indischen Ozean in den subtropischen Südatlantik hinein [Lutjeharms, 1996]. Schließlich entweicht Wasser in den Nordatlantik über das Äquatorialstrom-System und den Nordbrasilstrom [Stramma et al., 1990].

Die Warmwassersphäre des Südatlantiks erstreckt sich in der vertikalen Richtung von der Oberfläche bis in eine Tiefe von ungefähr 700 m. Sie liegt wie eine Linse über kalten Wassermassen subpolaren und polaren Ursprungs und ist durch potentielle Temperaturen von 5°C-20°C und Salzgehalte von 34,3-36,0 PSU gekennzeichnet, wobei die jeweils höchsten Werte an der Oberfläche gefunden werden. Dies entspricht potentiellen Dichten von 1025,5-1027,1 kg/m³ bzw. von $s_0 = 25,5-27,1$ kg/m³. Wasser mit diesen Eigenschaften unterhalb der homogen durchmischten Deckschicht wird als Südatlantisches Zentralwasser (SACW) bezeichnet [Tomeczak und Godfrey, 1994]. SACW breitet sich vom Gebiet der Subtropischen Konvergenz südlich der Subtropen-Front bis in den Nordatlantik bei etwa 15°N aus. Teile des SACW werden durch Winterkonvektion im

Bereich der Brasil-Malvinasstrom-Konfluenzzone gebildet und Subtropisches Modewasser (STMW) und Subantarktisches Modewasser (SAMW) genannt [Gordon, 1981; McCartney, 1982; Provost et al., 1995]. Verschiedene Analysen deuten auch auf einen Einstrom von Zentralwasser aus dem Indischen Ozean hin [Tsuchiya, 1986; Gordon et al., 1992; Sprintall und Tomczak, 1993], wobei vermutlich die bereits erwähnten Agulhasstrom-Ringe eine wichtige Rolle spielen. Die Quellstärken der verschiedenen Regionen bei der Wassermassenbildung sind noch nicht mit abschließender Genauigkeit bekannt.

1.3 Fragestellung dieser Arbeit

Bis heute ist die Zirkulation in der Warmwassersphäre des Südatlantiks nicht vollständig erforscht. Dies betrifft nicht nur die beschreibende Seite der Ozeanographie, sondern auch theoretisch sind die großen subtropischen Wirbel der Ozeane noch nicht völlig verstanden.

Neuere Theorien postulieren im Subtropenwirbel die (Ko-) Existenz von drei Regionen, in denen jeweils unterschiedliche dynamische Prozesse dominieren (s. z. B. [Rhines, 1986; Pedlosky, 1990]). Der ventilierte Bereich des Wirbels steht im Gebiet der Subtropischen Front in direktem Kontakt mit der Atmosphäre. Dort tauchen die Isopyknenflächen (Dichtehorizonte) der Warmwassersphäre an die Meeresoberfläche auf. In diesen sogenannten Outcrop-Gebieten gelangt Oberflächenwasser im Spätwinter durch konvergenten Windschub (Ekman-Pumpen) und durch abkühlungsbedingte Konvektion ins Ozeaninnere unterhalb der durchmischten Oberflächen-Deckschicht [Stommel, 1979; Marshall et al., 1993; Williams et al., 1995]. Dies wird als Subduktion bezeichnet. Subduziertes Wasser breitet sich näherungsweise quasihorizontal auf Isopyknenflächen aus, wobei die mögliche Ausbreitungsrichtung eines subduzierten Wasserpakets durch seine Drehimpuls-Bilanz eingeschränkt wird [Marshall und Nurser, 1992]. Daher können nicht alle Gebiete im Inneren des Subtropenwirbels von frisch subduziertem Wasser durchströmt werden. So gibt es am östlichen Rand eine nicht ventilierte Schattenzone , die nicht direkt von subduziertem Wasser erreichbar ist [Luyten et al., 1983]. Eine weitere nicht ventilierte Zone (die Pool-Region) befindet sich im westlichen Teil, wo Wasser entlang geschlossener Trajektorien rezirkuliert [Rhines und Young, 1982]. Die Schattenzone und die Poolregion können nur über diffusive Prozesse im Austausch mit der Atmosphäre stehen. Untersuchungen mit transienten Tracern können dabei helfen, Ventilations- und Rezirkulationsprozesse in diesen verschiedenen Regionen zu identifizieren und die Austauschraten zu bestimmen. Dies ist nicht nur von theoretischem Interesse, sondern auch für klimatologische Fragestellungen relevant, denn aus den Austauschraten lassen sich auch ozeanische Wärmetransporte und Aufnahme-raten von Treibhausgasen wie Kohlendioxid ableiten.

Die vorliegende Arbeit untersucht die Zirkulation in der Warmwassersphäre des Südatlantiks mit den Tracern Tritium und F11. Dabei geht es weniger um

eine qualitative Beschreibung der Tracerdaten als um weiterreichende, quantitative Aussagen über das Wassermassenalter bzw. die Verweildauer des Wassers in diesem Seegebiet und um die damit verbundenen Transport- und Wassermassen-Bildungsraten. Solche Datenanalysen setzen die genaue Kenntnis der jeweiligen Tracer-Oberflächengeschichte voraus. Aus diesem Grund beschäftigt sich die Arbeit zunächst mit einer Bestimmung der Oberflächen-Randbedingungen. Im Falle von F11 kann in guter Näherung angenommen werden, dass sich die Meeresoberfläche im Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre befindet bzw. befand. Die Randbedingung für Tritium ist wesentlich schwieriger zu formulieren und bildet deshalb den Schwerpunkt der beiden folgenden Kapitel. Das vierte Kapitel bringt eine qualitative Diskussion der Tritium- und F11-Verteilungen in der Warmwassersphäre. Im fünften Kapitel werden dann diese Daten mit den historischen Oberflächendaten kombiniert, um daraus Zeitinformationen und Transport- bzw. Wassermassenbildungsraten abzuleiten. Die Arbeit schließt mit einer Zusammenfassung und einem Ausblick.

Kapitel 2

Das Tritiumbudget des Südatlantiks

Bombentritium gelangt über alle Zweige des hydrologischen Kreislaufes in den Südatlantik. Der überwiegende Teil wird aus der Atmosphäre direkt eingetragen, aber das ist nicht alles. Eine geringere Menge gelangt von den Kontinenten über die Flüsse ins Meer. Außerdem wird Tritium mit den angrenzenden Ozeanen ausgetauscht, da der Südatlantik kein abgeschlossenes System ist. In diesem Kapitel wird der Versuch unternommen, den Tritiumeintrag über diese verschiedenen Pfade in den Südatlantik zu bestimmen. Anschließend wird das Ergebnis der Berechnungen mit dem tatsächlich beobachteten Tritiuminventar verglichen, um die Eintragsfunktion zu testen und bei signifikanten Abweichungen gegebenenfalls darauf zu renormieren.

2.1. Bestimmung des atmosphärischen Eintrags

2.1.1 Vorbetrachtungen

Aufgrund der kurzen Verweildauer des Tritiums in der Troposphäre ist der Tritiumeintrag aus der Atmosphäre in den Ozean nicht nur zeitlich, sondern auch räumlich variabel. Im Prinzip lässt sich die räumliche Variabilität in zwei Faktoren aufspalten. Zum einen ist die Tritiumkonzentration im Niederschlag von Ort zu Ort verschieden. Zum anderen sind auch die Wasserflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean orts- und zeitabhängig. Um den atmosphärischen Tritiumeintrag in den Ozean zu bestimmen, müssen daher sowohl die historischen Konzentrationen im Niederschlag als auch die entsprechenden Niederschlags- und Verdunstungsmengen sowie die Luftfeuchtigkeit bekannt sein.

Die Tritiumkonzentrationen im Niederschlag werden bzw. wurden rund um Welt von ungefähr 200 Forschungsstationen erfasst, die gemeinsam von der Internationalen Atomenergie-Organisation (IAEA) und der Weltmeteorologischen Organisation (WMO) betrieben werden („Global Network of Isotopes in Precipitation“, abgekürzt GNIP) [IAEA, 1992; IAEA, 1994]. Die erste dieser Stationen nahm 1953 in Ottawa ihren Dienst auf und ist heute noch in Betrieb. Die meisten anderen Stationen begannen erst nach 1960 mit Messungen. An vielen Orten wurde der Tritiumgehalt nicht kontinuierlich erfasst oder der Messbetrieb bereits nach wenigen Jahren wieder eingestellt. Daher ist die historische Datenbasis räumlich und zeitlich lückenhaft und muss interpoliert werden. Dies betrifft insbesondere die Regionen über den Ozeanen, aus denen besonders wenig Messwerte vorliegen.

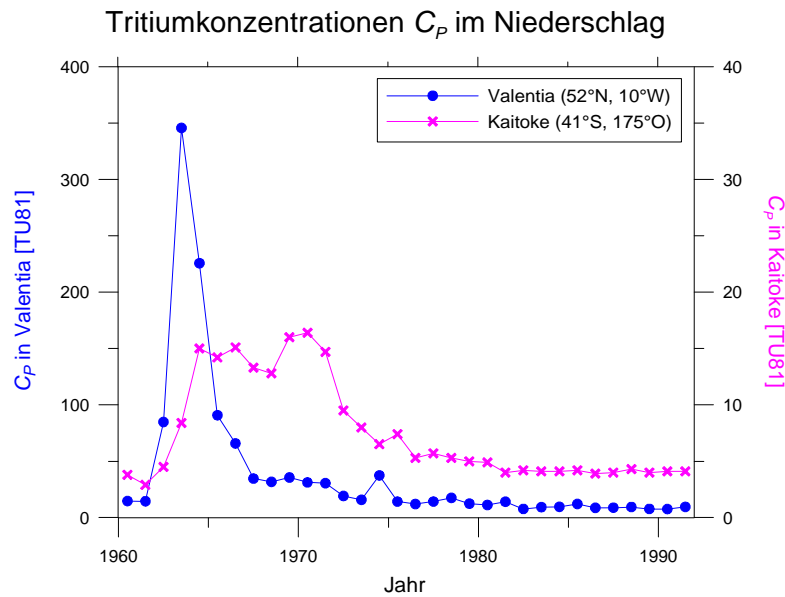


Abb. 2-1: Tritiumkonzentrationen C_p im Niederschlag von Valentia (Irland) und Kaitoke (Neuseeland). Die Werte sind auf den 1.1.1981 zerfallskorrigiert. Hinweis: Die Ordinaten für die beiden Kurven umfassen unterschiedliche Wertebereiche. Datenquelle: [IAEA, 1992; IAEA, 1994].

Immerhin lässt auch dieser unvollständige Datensatz bereits einige signifikante Strukturen erkennen, die bei der Interpolation zu berücksichtigen sind. So waren bzw. sind die Tritiumkonzentrationen auf der südlichen Hemisphäre viel niedriger als auf der Nordhalbkugel. Außerdem traten südlich des Äquators die Spitzenwerte später als im Norden auf (siehe Abbildung 2-1). Beides liegt daran, dass bis auf die französischen Versuche in Polynesien alle anderen Wasserstoffbomben-Tests auf der nördlichen Hemisphäre stattfanden und der Luftaustausch zwischen den beiden Hemisphären etwa ein bis zwei Jahre dauert [Weiss et al., 1989]. Innerhalb der jeweiligen Hemisphäre nehmen die Konzentrationen zu den hohen Breiten hin zu. Dies hat zwei Ursachen. Zum einen wird in den mittleren und hohen Breiten im Frühjahr tritiumreiche Luft aus der Stratosphäre in die Troposphäre gemischt [Rozanski et al., 1991]. Dies ist auch der Grund für den häufig beobachteten Jahresgang der Tritiumkonzentrationen mit einem Maximum im Frühling. Zum anderen nimmt in polwärtiger Richtung die Menge des niederschlagsfähigen Wassers in der Atmosphäre ab. Also wird polnah freigesetztes Tritium durch eine geringere Wassermenge aus der Troposphäre ausgewaschen, als dies in äquatornäheren Regionen der Fall ist. Innerhalb einer Hemisphäre variieren die Konzentrationen jedoch nicht nur mit der geographischen Breite. So weist der Niederschlag über Landgebieten oft höhere Tritiumkonzentrationen auf als der Niederschlag über Küsten- und Inselstationen in derselben Breitenzone. Dies wird als Kontinentaleffekt bezeichnet und ist ebenfalls eine Folge unterschiedlicher Wassergehalte und -flüsse in der bodennahen Atmosphäre. Über den Ozeanen ist die Luft feuchter als über den

Kontinenten, was bereits zu einem Teil die dort geringeren Konzentrationen in Wasserdampf und Niederschlag erklärt. Außerdem wird Bombentritium durch die riesige Wassermenge in den Ozeanen stark verdünnt. Wiederverdampfendes Meerwasser ist deshalb im Tritiumgehalt stark abgereichert. Auf diese Weise stellen die Ozeane praktisch eine Senke für Tritium dar. Solch eine Senke gibt es an Land hingegen nicht. Dort führt die Wiederverdampfung von tritiumhaltigem Oberflächenwasser zu einer weiteren Anreicherung im Niederschlag. Da die Menge des niederschlagsfähigen Wassers auch mit der Höhe abnimmt, ist der Kontinentaleffekt in Gebirgsregionen besonders ausgeprägt.

2.1.2 Rekonstruktion der Tritiumkonzentrationen im Niederschlag 1960-1995

Der Tritiumgehalt im Niederschlag über den Ozeanen wurde in der Vergangenheit mehrfach bestimmt [Weiss und Roether, 1980; Doney et al., 1992]. In dieser Arbeit werden die Ergebnisse von Doney et al. an den Südatlantik angepasst und der ursprüngliche Analysezeitraum von 1960-1986 auf 1960-1995 erweitert.

Doney et al. unterzogen die Tritiumkonzentrationen im Niederschlag C_P an rund 130 ausgewählten GNIP-Stationen einer Faktoranalyse. Jede dieser Stationen war mindestens fünf Jahre lang in Betrieb und erfasste die 1960er Jahre, in denen das meiste Bombentritium freigesetzt wurde und in denen sich das Eintragssignal am stärksten änderte. Die 1950er Jahre wurden nicht betrachtet, aus diesem Zeitraum zu wenig Messwerte vorlagen. Für die Jahresmittelwerte von C_P an einem gegebenen Ort \mathbf{r} ergibt sich aus der Analyse:

$$C_P(\mathbf{r}, t) = f_1(\mathbf{r}) \cdot \underline{C}_1(t) + f_2(\mathbf{r}) \cdot \underline{C}_2(t) + \mathbf{e}(t) \quad (2.1)$$

Dabei sind \underline{C}_1 und \underline{C}_2 charakteristische Kurven des zeitlichen Konzentrationsverlaufes zwischen 1960 und 1986 in den beiden Hemisphären („Referenzkurven“, s. Tabelle 2-1). Die beiden Koeffizienten f_1 und f_2 sind ortsabhängig und variieren für jede Station (Tab. 2-2, s. übernächste Seite). Das Residuum \mathbf{e} erfasst die Abweichungen von den tatsächlich beobachteten Werten. Doney et al. modellierten ebenfalls die saisonale Variabilität der Konzentrationen, indem sie den Ansatz im Wesentlichen um einem kosinusförmig mit der Zeit oszillierenden Term erweiterten. Ein Vergleich mit Messwerten zeigt jedoch, dass dies im Bereich des Südatlantiks keine Verbesserung der Genauigkeit bringt. Daher werden hier nur Jahresmittelwerte von C_P verwendet. Für diese Arbeit wurden die Referenzkurven bis auf 1995 fortgeschrieben. Außerdem wurden die Konzentrationen zwischen den ca. zwei Dutzend von Doney et al. analysierten GNIP-Stationen im Untersuchungsgebiet räumlich interpoliert (s. u.).

Die Verlängerung der Referenzkurven geschah in zwei methodisch verschiedenen Schritten, da von der IAEA nur Konzentrationsdaten bis 1992 vorlagen [IAEA, 1994]. Bis zu diesem Jahr wurde der Ansatz von Doney et al. fortgeschrieben.

<i>Jahr</i>	\underline{C}_1	\underline{C}_2	<i>Jahr</i>	\underline{C}_1	\underline{C}_2
1960,5	0,316	0,227	1977,5	0,572	0,744
1961,5	0,746	0,605	1978,5	0,530	0,791
1962,5	1,951	1,316	1979,5	0,476	0,746
1963,5	5,172	1,280	1980,5	0,424	0,750
1964,5	3,585	1,439	1981,5	0,456	0,708
1965,5	2,099	1,743	1982,5	0,378	0,714
1966,5	1,317	1,404	1983,5	0,402	0,549
1967,5	0,875	1,504	1984,5	0,355	0,589
1968,5	0,836	1,340	1985,5	0,313	0,529
1969,5	0,902	1,396	1986,5	0,309	0,723
1970,5	0,921	1,491	1987,5	0,356	0,801
1971,5	0,927	1,354	1988,5	0,395	0,550
1972,5	0,684	1,139	1989,5	0,296	0,267
1973,5	0,626	1,014	1990,5	0,201	0,358
1974,5	0,723	1,113	1991,5	0,250	0,315
1975,5	0,599	0,908	1992,5	0,221	0,315
1976,5	0,510	0,756			

Tab. 2-1: Referenzkurven \underline{C}_1 und \underline{C}_2 aus Doneys Faktoranalyse der Tritiumkonzentrationen im Niederschlag [Doney et al., 1992]. Die Werte sind so normiert, dass die Summe der Ortskoeffizienten f_1 und f_2 an einem gegebenen Ort (Tab. 2-2) dort der mittleren, zerfallskorrigierten Konzentration zwischen 1960 und 1986 entspricht. Die Referenzkurven nach 1986,5 wurden in dieser Arbeit bestimmt.

Dazu wurden die Stationsdaten des Zeitraums 1987-1992 zu einem System von Gleichungen des Typs (2.1) zusammengefasst. Da nur noch wenige Stationen im Untersuchungsgebiet nach 1986 in Betrieb waren, mussten aus numerischen Gründen auch Daten aus anderen Regionen hinzugenommen werden. Anschließend wurde dieses Gleichungssystem nach \underline{C}_1 und \underline{C}_2 aufgelöst. Damit wurden dann die Konzentrationen an den Orten ohne Messwerte in diesem Zeitraum bestimmt. Für die Zeit nach 1992 wurde anders vorgegangen. An jedem Ort im Untersuchungsgebiet wurde der Konzentrationstrend der vorangegangenen Jahre analysiert und bis zum Jahr 1995 extrapoliert. Dabei zeigt sich seit ungefähr 1970 näherungsweise ein exponentieller Abfall der Konzentrationen. Die Abklingrate beträgt im Mittel 0.0567 a^{-1} , was fast der Zerfallskonstante von Tritium entspricht ($\lambda \approx 0,0558 \text{ a}^{-1}$). Dies legt nahe, dass der Luftaustausch zwischen Stratosphäre (dem Reservoir für Bombentritium) und Troposphäre im Zeitmittel mit einer konstanten Rate erfolgt.

Bei der räumlichen Interpolation zwischen den GNIP-Stationen (Gitterweite $1^\circ \times 1^\circ$) wurde das Kriging-Verfahren angewendet [Olea, 1974]. Da sich die meisten GNIP-Stationen an Land befinden (nur vier Stationen liegen im offenen Südatlantik), bekommen kontinentale Tritiumdaten im Interpolationsalgorithmus ein großes Gewicht und die interpolierten Felder müssen an einigen Stellen korrigiert werden. Über dem offenen Ozean wurde in Anlehnung an die vorherrschende Windrichtung ein zonalerer Konzentrationsverlauf erzwungen, während in Küstennähe steilere Konzentrationsgradienten zwischen Land und Meer angestrebt wurden.

<i>Stationsname</i>	<i>g. Breite</i>	<i>g. Länge</i>	f_1	f_2	N	s_j [%]	s_{int} [%]
San Juan	18,43	-66,00	17,20	-4,40	24		
Barbados*	13,07	-59,48	9,70	-0,30	27		
Barranquilla	10,88	-74,78	10,80	0,50	15		
Maracay	10,25	-67,65	13,20	-0,30	10		
Cayenne	4,83	-52,37	9,00	-0,60	9		
Bogotá*	4,70	-74,13	4,20	7,20	17		
São Gabriel	-0,13	-67,08	34,60	-13,70	17		
Belém	-1,43	-48,48	3,50	2,50	19	13	2
Manaus	-3,12	-60,02	2,90	5,60	20		
Fortaleza	-3,72	-38,55	6,40	-0,50	12	20	3
Ceará Mirim	-5,80	-35,20	13,00	-4,90	20	65	1
Pôrto Velho	-8,77	-63,92	15,30	-0,10	15		
Salvador	-13,00	-38,52	2,40	1,90	12	20	7
Cuiabá	-15,60	-56,10	1,80	11,10	18		
Brasília	-15,85	-47,93	0,20	9,90	12		
Rio de Janeiro	-22,90	-43,17	12,70	0,00	12	31	23
Pôrto Alegre	-30,08	-51,18	2,90	12,80	19	12	3
Buenos Aires*	-34,58	-58,48	2,30	15,20	13	21	5
Puerto Montt	-41,47	-72,93	0,40	8,60	10		
Stanley	-51,70	-57,87	-1,00	14,20	16	22	4
Argentine Is.*	-65,25	-64,27	-2,00	28,20	28	58	4
Bamako	12,63	-8,03	63,50	5,50	16		
N'Djamena	12,13	15,03	92,90	-13,10	14		
São Tomé	0,38	6,72	14,70	0,80	13	12	2
Kinshasa	-4,37	15,25	4,90	10,00	8		
Ascension Is.	-7,92	-14,42	0,00	3,70	16	41	14
St. Helena	-15,97	-5,70	-0,50	3,50	14	32	6
Windhoek	-22,57	17,10	0,30	15,60	21		
Kapstadt	-33,97	18,60	-0,80	8,30	24	51	13
Gough Is.	-40,35	-9,88	-0,70	8,30	23	55	4
Valentia*	51,93	10,25	76,20	-26,10	33		
Ponta Delgada*	37,77	25,65	34,00	-6,10	11		
Diego Garcia Is.*	-7,32	72,40	2,90	6,70	22		
Midway Is.*	28,22	177,37	20,30	-3,90	25		
Tarawa Is.*	1,35	172,92	-0,60	3,10	22		
Rarotonga*	-21,20	159,80	0,10	3,50	24		
Kaitoke*	-41,10	175,17	-0,50	9,00	29		

Tab. 2-2: Ergebnisse der Faktoranalyse von Doney et al. [Doney et al., 1992] für Stationen im Bereich des Südatlantiks, wobei N die Anzahl der analysierten Jahre ist. Außerdem aufgeführt sind Stationen, die zur Erweiterung der Analyse für den Zeitraum 1987-1992 herangezogen wurden. Die beiden rechten Spalten geben den jährlichen (s_j) bzw. den zeitintegrierten (s_{int}) Modellfehler an (s. Abschnitt 2.1.4). Die jährlichen Fehler s_j von Ceará Mirim, Rio de Janeiro und Kapstadt sinken auf 27%, 16% bzw. 38%, wenn die frühen 1960er Jahre bei der Fehlerbetrachtung nicht berücksichtigt werden. Mit einem Stern (*) markierte Stationen waren auch nach 1986 in noch Betrieb [IAEA, 1994].

Da Tritiummessungen im küstennahen Niederschlag über dem Südatlantik nicht vorlagen, musste für letzteres der tatsächliche Einflussbereich des Kontinentaleffekts aus anderen Beobachtungen (sogenannten Proxydaten) geschätzt werden. Dazu wurde die Menge des niederschlagsfähigen Wassers W in der Atmosphäre herangezogen, die über den Kontinenten geringer sein sollte als

über den Ozeanen. In Karten für W [COLA, 1958-1998; Kalnay et al., 1996; Randel et al., 1996; NCEP/NCAR, 1998] war dies jedoch kaum zu erkennen. So weist die Luft an zahlreichen Küstenstationen wie Kapstadt oder Buenos Aires denselben Wassergehalt auf wie über dem offenen Meer (siehe Abb. 2-2).

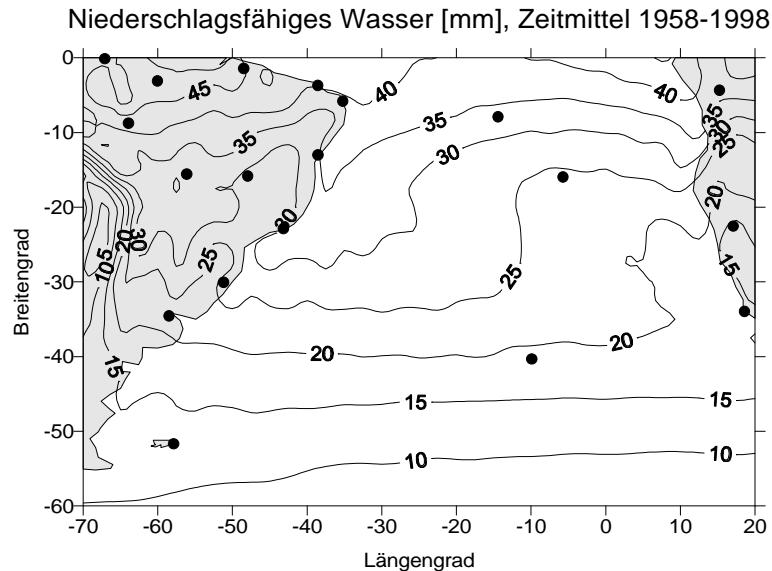


Abb. 2-2: Gehalt der Atmosphäre an niederschlagsfähigem Wasser W [mm] (Zeitmittel 1958-1998), nach Daten aus dem NCEP/NCAR-Reanalysis-Projekt [Kalnay, 1996; NCEP/NCAR, 1998]. Die Punkte geben die Positionen der GNIP-Stationen im Untersuchungsgebiet an.

Um dennoch zu einer Aussage über die Reichweite des Kontinentaleffekts zu gelangen, wurde die Verweildauer t_w des (tritiumhaltigen) niederschlagsfähigen Wassers in der küstennahen Atmosphäre geschätzt. Sie ist gegeben durch W und durch die Rate, mit der es aus der Atmosphäre entfernt wird (s. Abschnitt 2.1.3). Multiplikation von t_w mit der Transportrate der Kontinentalluft bzw. der Windgeschwindigkeit u liefert eine Skalenlänge L_K , die ein Maß für die Entfernung ist, die die Kontinentalluft über dem Ozean bis zum vollständigen Verlust ihres überhöhten Tritiumgehaltes zurücklegt:

$$L_K = u \cdot \tau_w = u \cdot \frac{W}{P - E \cdot \frac{h}{1 - h}} \quad (2.2)$$

In Gleichung (2.2) sind P und E die Niederschlags- bzw. Verdunstungsrate sowie h die relative Luftfeuchtigkeit über dem Meer [da Silva et al., 1994]. Da der Kontinentaleffekt bis in ungefähr drei km Höhe wirksam ist [Ehhalt, 1971b] wurde als Mittelwert für u in dieser Schicht die Windgeschwindigkeit in ca. 1,5 km Höhe (Druckniveau 850 hPa) angesetzt. Die Zahlenwerte für u und W sind Mittelwerte des Zeitraums 1958-1998 [Kalnay et al., 1996; NCEP/NCAR, 1998]. Für die Ostküste Südamerikas ergeben sich auf diese Weise Skalenlängen von

rund 300 km (Brasilien) bis 600 km (Argentinien), während vor der Westküste des südafrikanischen Kontinents (Namibia) L_K ungefähr 300 km beträgt. Bei der anschließenden Modifikation der küstennahen Konzentrationen wurde außerdem angenommen, dass der ablandige Tritiumfluss stationär ist und dass der Kontinentaleffekt mit zunehmender Entfernung vom Land exponentiell abnimmt. Als e -Wertslänge dieses Abfalls wurde L_K angesetzt.

Abbildung 2-3 veranschaulicht den zeitlichen Verlauf von C_P , wobei zonale Mittelwerte dargestellt sind. Im äquatorialen Bereich wurden die höchsten Konzentrationen kurz nach 1960 erreicht (ähnlich wie in der angrenzenden nördlichen Hemisphäre). Weiter südlich waren die Konzentrationsmaxima nicht nur niedriger, sondern sie traten auch deutlich verzögert auf. Wie auch sonst überall in dieser Arbeit sind die Konzentrationen auf den 1.1.1981 zerfallskorrigiert [TU81], sodass der transiente Kurvenverlauf allein das Resultat des Teststopps und atmosphärischer Transportprozesse ist.

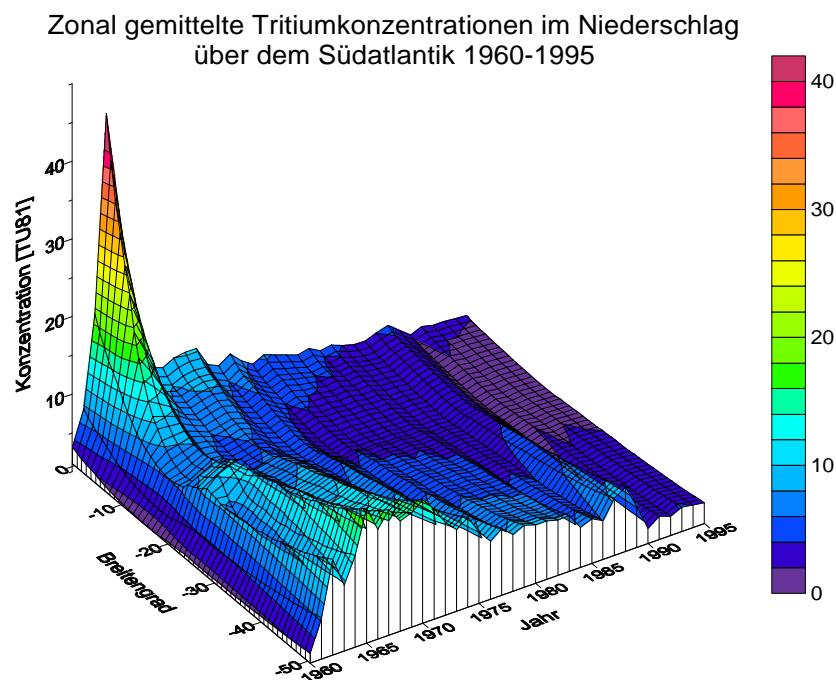


Abb 2-3: Zonale gemittelte Tritiumkonzentration im Niederschlag C_P [TU81] über dem Südatlantik in Abhängigkeit von der Zeit. Die Werte sind auf den 1.1.1981 zerfallskorrigiert.

Abbildung 2-4 zeigt die mittlere Konzentrationsverteilung zwischen 1960 und 1995. Über den Kontinenten sind die Konzentrationen doppelt bis dreimal so hoch wie über dem offenen Südatlantik, wo im zeitlichen Mittel die niedrigsten Werte im Bereich zwischen 10°S und 20°S zu erwarten sind.

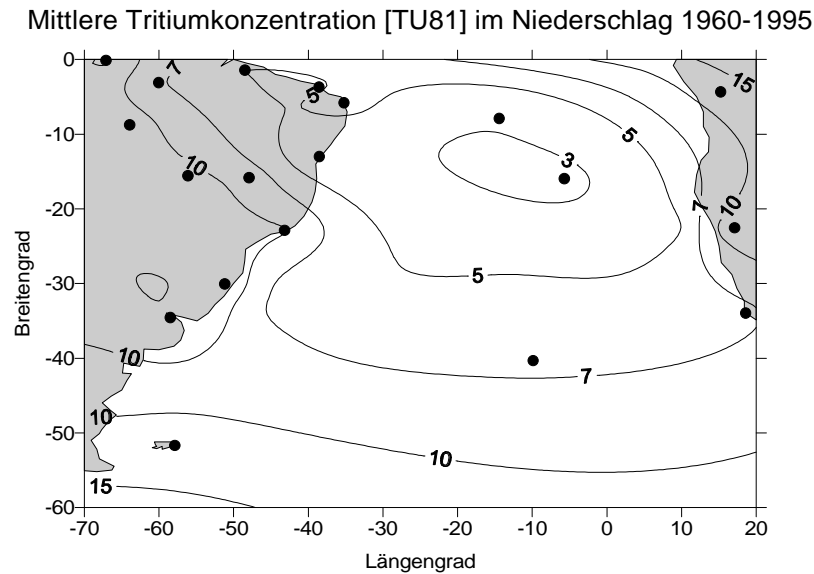


Abb. 2-4: Mittlere Tritiumkonzentrationen C_P [TU81] im Niederschlag über dem Südatlantik zwischen 1960 und 1995. Die Werte sind auf den 1.1.1981 zerfallskorrigiert. Punkte geben Orte an, von denen Messwerte vorliegen (GNIP-Stationen). Näheres zum Konturlinienverlauf im Text.

2.1.3 Tritiumeintrag aus der Atmosphäre

Tritium wird aus der Atmosphäre durch Niederschlag oder durch Wasserdampfaustausch entfernt. Die Meeresoberfläche bekommt daher einen Tritiumfluss j_A [TU81·m/a bzw. Bq/(m²·a)] aus der Atmosphäre aufgeprägt, der sich wie folgt ansetzen lässt [Doney et al., 1993]:

$$j_A = P \cdot C_P + E \cdot \frac{h}{1-h} \cdot C_V - E \cdot \frac{1}{a \cdot (1-h)} \cdot C_S \quad (2.3)$$

Dabei sind P und E die jährlichen Niederschlags- bzw. Verdunstungsraten sowie h die relative Luftfeuchtigkeit [da Silva et al., 1994]; C_P , C_V und C_S sind die Tritiumkonzentrationen im Niederschlag, im Wasserdampf sowie an der Meeresoberfläche, und $a \approx 1,12$ beschreibt die Isotopenfraktionierung zwischen HTO und H₂O beim Übergang zwischen flüssiger und gasförmiger Phase.

Der erste Term in Gleichung (2.3) gibt den Eintrag durch den Niederschlag an. Die beiden anderen Terme beschreiben den Austausch von tritiumhaltigem Wasserdampf zwischen Atmosphäre und Ozean. Der mittlere Ausdruck gibt den Tritiumgewinn des Ozeans durch Kondensation von atmosphärischem Wasserdampf an, während der dritte Term den Tritiumverlust des Ozeans durch Wiederverdampfung von tritiumhaltigem Oberflächenwasser darstellt. Mit Ausnahme von a sind sämtliche Größen in dieser Gleichung orts- und zeitabhängig, aber ihre Variabilität ist nicht immer bekannt. Dies erschwert die Berechnung des Tritiumeintrags zum Teil enorm.

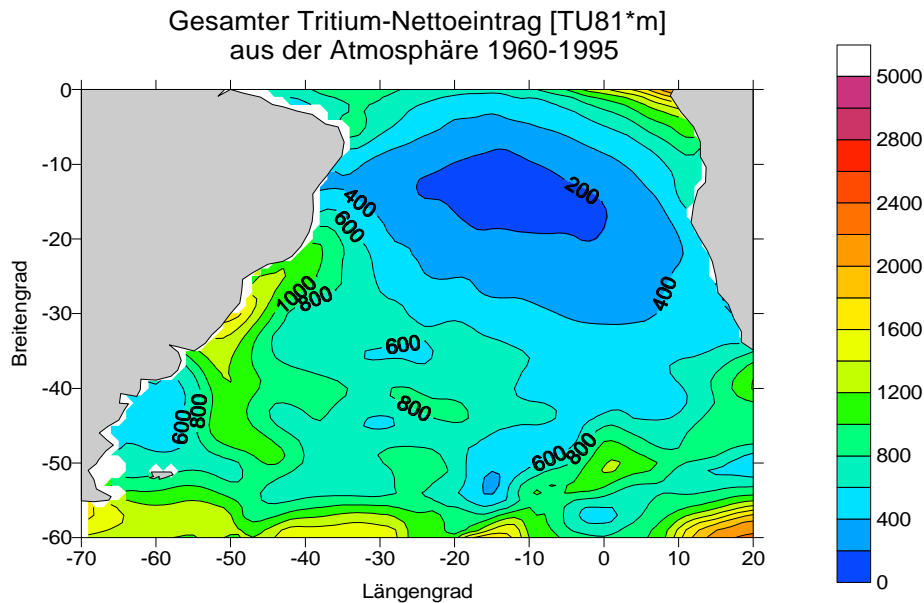


Abb. 2-5: Zeitintegrierter Tritiumeintrag aus der Atmosphäre J_A [TU81·m] über dem Südatlantik zwischen 1960 und 1995. Notiz: 1 TU81·m entspricht einem über die Zeit integrierten Tritiumfluss von $120 \text{ Bq/m}^2\cdot\text{s}$ bzw. einem Tritiuminventar von 120 Bq in einer Wassersäule mit der Grundfläche 1 m^2 . Die räumliche Struktur des Eintrags ergibt sich aus den räumlichen Mustern von C_P , P , E und h (horizontale Auflösung der Datenfelder jeweils $1^\circ \times 1^\circ$)

So gibt es von weiten Bereichen des Südatlantiks keine kontinuierlichen oder überhaupt gar keine Wetterbeobachtungen [Peixoto und Oort, 1992]. Ähnlich problematisch ist die Situation bei den Tritiumdaten. Dies betrifft nicht nur C_P , sondern auch die Tritiumkonzentrationen im Wasserdampf und an der Meeresoberfläche. Messwerte des Tritiumgehalts im Wasserdampf über dem Südatlantik sind nicht bekannt. Jedoch kann C_V durch $C_V = \alpha \cdot C_P$ parametrisiert werden, wobei im Folgenden von einem konstanten* Proportionalitätsfaktor von $\alpha = 0,70 \pm 0,10$ ausgegangen wird [Doney et al., 1993]. Dieser Zahlenwert basiert auf Analysen von C_V -Messungen in der maritimen Atmosphäre [Weiss et al., 1979; Östlund und Mason, 1985]. Rechnungen von Koster et al. [Koster et al., 1989] mit einem globalen dreidimensionalen Atmosphärenmodell ergaben zwar $\alpha = 0,35 \pm 0,05$, aber ihr Modell kann weder den Kontinentaleffekt reproduzieren noch lässt sich mit seinem Zahlenwert für α das Tritiumbudget des Südatlantiks schließen (s. Abschnitt 2.4), sodass die Modellergebnisse insgesamt unglaubwürdig erscheinen.

* Doney et al. weisen darauf hin, dass sich α im Laufe der Zeit geändert haben könnte, da mit zunehmender Eintragsdauer die Konzentrationen an der Meeresoberfläche unter Umständen nicht mehr vernachlässigbar sind und die Wiederverdampfung von Oberflächenwasser dann zu einer Anreicherung des Tritiumgehalts im Wasserdampf führen kann. Diese Hypothese kann hier jedoch aufgrund fehlender Messwerte nicht überprüft werden.

Die Tritiumkonzentrationen an der Meeresoberfläche wurden mit Hilfe eines einfachen Deckschichtmodells berechnet, da nur einzelne Messwerte vorlagen. Dies ist Gegenstand von Kapitel 3.

Abbildung 2-5 zeigt die Verteilung des von 1960-1995 zeitintegrierten atmosphärischen Netto-Eintrags. Die Struktur ähnelt dem mittleren Konzentrationsmuster (Abb. 2-4). Die Tritium-Deposition in den Südatlantik ist am geringsten im Bereich 10°S-20°S. Sowohl zum Äquator als auch zum Süden hin nimmt der Eintrag zu. Das Erste markiert den Einfluss der nördlichen Hemisphäre mit ihrem höheren Tritiuminventar, während das Zweite auf erhöhte Tritiumkonzentrationen und hohe Niederschlagsmengen im subantarktischen Bereich zurückzuführen ist. Insgesamt wurden von 1960-1995 ca. $J_A = 2,10 \cdot 10^{16}$ TU81·m³ bzw. 2,52 EBq Tritium aus der Atmosphäre in den Südatlantik zwischen dem Äquator und 50°S netto eingetragen. Dies wird in den Abschnitten 2.1.5 und 2.4 noch genauer diskutiert.

2.1.4 Belastbarkeit der atmosphärischen Eintragsfunktion

In diesem Abschnitt wird untersucht, wie groß der Fehler der atmosphärischen Eintragsfunktion ist. Der Übersichtlichkeit halber wird j_A in zwei Terme $j_{A\downarrow}$ und $j_{A\uparrow}$ aufgespaltet, die den Tritiumgewinn des Ozeans durch den Tritiumfluss aus der Atmosphäre bzw. den Tritiumverlust des Ozeans durch die Wiederverdampfung von Oberflächenwasser beschreiben: $j_A = j_{A\downarrow} - j_{A\uparrow}$. Nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz gilt dann für den Fehler von j_A :

$$\Delta j_A = \sqrt{\Delta j_{A\downarrow}^2 + \Delta j_{A\uparrow}^2} \quad (2.4)$$

Der Fehler des Gewinnterms $j_{A\downarrow}$ beträgt

$$\Delta j_{A\downarrow} = \sqrt{C_P^2 \Delta P^2 + \left(P + E \frac{h}{1-h} a\right)^2 \Delta C_P^2 + \left(\frac{h}{1-h} a C_P\right)^2 \Delta E^2 + \left(E \frac{1}{(1-h)^2} a C_P\right)^2 \Delta h^2 + \left(E \frac{h}{1-h} C_P\right)^2 \Delta a^2 + \left(\frac{\partial j_{A\downarrow}}{\partial L_K}\right)^2 \Delta L_K^2} \quad (2.5)$$

In dieser Gleichung wurde die Tritiumkonzentration im Wasserdampf C_V durch $a \times C_P = 0,70 \times C_P$ ersetzt (s. Abschnitt 2.1.3). Der letzte Ausdruck unter der Wurzel beschreibt die Änderung von $j_{A\downarrow}$ bei einer Variation der Kontinentaleffekt-Skalenlänge L_K . Für den Verlustterm $j_{A\uparrow}$ ergibt sich

$$\Delta j_{A\uparrow} = \sqrt{\left(\frac{1}{a(1-h)} C_S\right)^2 \Delta E^2 + \left(E \frac{1}{a(1-h)^2} C_S\right)^2 \Delta h^2 + \left(E \frac{1}{a(1-h)}\right)^2 \Delta C_S^2} \quad (2.6)$$

Zur weiteren Vereinfachung der Diskussion werden im Folgenden die mittleren Werte der Variablen im Zeitraum 1960-1995 und zwischen dem Äquator und 50°S betrachtet. Für die Klimavariablen ergibt dies $P = 0,65$ m/a, $E = 1,18$ m/a und $h = 0,791$ [da Silva et al., 1994]. Die mittleren Tritiumkonzentrationen betragen $C_P = 5,08$ TU81 und $C_S = 1,24$ TU81. Als Fehler ergeben sich dann folgende relative Werte:

Klimavariablen: Die Fehler von P und E betragen nach da Silva et al. [da Silva et al., 1994] 50% bzw. 20%. Ein expliziter Fehlerwert für h wird von den Autoren nicht angegeben. Er wird durch einen Vergleich mit dem Feuchte-Feld einer anderen Klimatologie geschätzt, die allerdings nur den Bereich bis ca. 35°S flächendeckend erfasst [Oberhuber, 1988]. Die Abweichung der entsprechenden Mittelwerte ist kleiner als 2%. Dies wird als relativer Fehler von h angesetzt.

Isotopen-Fraktionierungsfaktor: Die effektive Unsicherheit bei α beträgt 14%.

Kontinentaleffekt-Reichweite: Durch zwei Kontrollrechnungen wurde geschätzt, wie sich eine falsche Parametrisierung des Kontinentaleffektes auf den Tritiumeintrag auswirkt. Dabei wurden die im vorigen Abschnitt diskutierten Skalenlängen L_K um einen willkürlichen Betrag variiert und anschließend der Isolinienverlauf von C_P sowie $j_{A\downarrow}$ neu berechnet. Bei einer Halbierung von L_K sank der zeitintegrierte Wert von $j_{A\downarrow}$ um 7%, während eine Verdoppelung von L_K zu einem Anstieg von weniger als 1% führte.

Tritiumkonzentrationen im Niederschlag: Diese Fehler setzen sich im Prinzip zusammen aus dem Fehler der C_P -Kurven an den einzelnen GNIP-Stationen (d. h. aus dem Fehler der zeitlichen Interpolation an den Stützstellen bei der Konturlinienberechnung) sowie aus dem Fehler der räumlichen Interpolation der Konzentrationen zwischen den Stationen. Für den „räumlichen Fehler“ von C_P lässt sich nur schwer ein Zahlenwert angeben. Am stärksten dürfte die fehlerhafte Abbildung des Kontinentaleffekts dazu beitragen, was bereits im letzten Absatz behandelt wurde. Andere Beiträge zum räumlichen Anteil an ΔC_P können nicht quantifiziert werden und werden deshalb nicht weiter betrachtet. Damit reduziert sich die Diskussion auf eine Betrachtung des „zeitlichen Fehlers“ an den GNIP-Stationen. Dazu wurden an 14 Küsten- und Inselstationen aus Tabelle 2-2 die Abweichungen zwischen den beobachteten und den modellierten Konzentrationen im Niederschlag $C_{P,Obs}$ bzw. $C_{P,Mod}$ untersucht. Sie sind für jede Station gegeben durch

$$\Delta C_P = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum \left(\frac{C_{P,Mod} - C_{P,Obs}}{C_{P,Obs}} \right)^2} \quad (2.7)$$

wobei N die Anzahl der Jahre mit Messwerten ist. Über alle diese Stationen gemittelt beträgt der relative Fehler von $C_P \approx 30\%$. Allerdings sind an einigen Orten die Abweichungen beträchtlich, wobei nicht ausgeschlossen ist, dass in Wirklichkeit dort die Messwerte fehlerhaft sind. Außerdem kann Doneys C_P -Modell die Tritiumfreisetzung in polaren Breiten nur unzureichend

abbilden [Doney et al., 1992]. Lässt man den antarktischen Bereich* außer Acht (da sich diese Arbeit auf den subtropischen Südatlantik konzentriert), so reduziert sich nach Korrekturen bei den anderen Stationen der mittlere quadratische Fehler in C_P von 30% auf 25%. Dieser Fehler wird im Folgenden als „mittlerer jährlicher Fehler“ von C_P bezeichnet. Er geht in die Berechnung des Fehlers des jährlichen Eintrags j_A bzw. $j_{A\downarrow}$ ein. Im Hinblick auf das Tritiumbudget des Südatlantiks sind der Fehler des über die Zeit integrierten Eintrags J_A und damit der über die Zeit integrierte Betrag der Abweichungen (der „zeitintegrierte Fehler“) von C_P relevant. Zum Teil kompensieren sich dabei die Diskrepanzen zwischen Beobachtungen und Modellwerten, sodass der zeitintegrierte Fehler kleiner ist als der mittlere jährliche Fehler. Über alle Stationen gemittelt beträgt der zeitintegrierte Fehler von C_P rund 6%, wobei die obigen Korrekturen bei einzelnen Stationen keine Verbesserung des Ergebnisses bringen.

Oberflächenkonzentrationen: C_S ist mit einer relativen Genauigkeit von 30% bekannt (s. Kapitel 3).

Gesamtfehler: Aus den vorangegangenen Zahlen ergibt sich insgesamt für den Tritiumgewinn $j_{A\downarrow}$ ein mittlerer jährlicher Fehler von 31% und ein zeitintegrierter Fehler von 22%. Die Unsicherheiten beim Tritiumverlust $j_{A\uparrow}$ betragen im zeitlichen Mittel 48% und im zeitlich integrierten Fall 40%. Fasst man die entsprechenden absoluten Fehler nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz gewichtet zusammen und bildet danach wieder die relativen Werte, so führt dies beim atmosphärischen Tritium-Netto-Eintrag im Zeitmittel zu einem jährlichen Fehler in j_A von 45% und zu einem zeitintegrierten Fehler von J_A von 33%. Dieser Wert wird in der Budgetdiskussion in Abschnitt 2.4 als Fehler der atmosphärischen Eintragsfunktion angesetzt.

2.1.5 Zwischenfazit zum atmosphärischen Eintrag

Die Rekonstruktion der Tritiumkonzentrationen im Niederschlag zeigt, dass die Spitzenwerte über dem Südatlantik in den späten 1960er Jahren auftraten (s. Abb. 2-3). Dies ist gegenüber der Nordhemisphäre um einige Jahre verzögert. Im zeitlichen Mittel werden die niedrigsten Konzentrationen zwischen 10°S und 20°S beobachtet (Abb. 2-4). Zeitlich und räumlich gemittelt (Zeitraum 1960-1995, Gebiet 0°-50°) ergibt sich für den Niederschlag über dem Südatlantik eine mittlere Konzentration von 5,1 TU81. Betrachtet man die Konzentrationsverteilung für ein bestimmtes Jahr, so beträgt der Fehler von C_P ungefähr 30%. Der Tritiumfluss aus der Atmosphäre zeigt eine ähnliche räumliche und zeitliche Struktur (Abb. 2-5). Insgesamt wurde von 1960-1995 eine Tritiummenge von rund $2,10 \cdot 10^{16}$ TU81·m³ bzw. 2,52 EBq in das Gebiet zwischen dem Äquator und 50°S netto eingetragen. Der Fehler dieses Ergebnisses beträgt 33%. Eine Zerlegung des Nettoeintrags in Gewinn- und Verlustterme ergibt, dass der

* Eine Tritium-Eintragsfunktion für den antarktischen Teil des Südatlantiks wurde von Mensch et al. aufgestellt [Mensch et al., 1998].

Südatlantik zwar insgesamt $2,76 \cdot 10^{16}$ TU81·m³ Tritium aus der Atmosphäre erhielt, aber gleichzeitig $0,66 \cdot 10^{16}$ TU81·m³ durch die Wiederverdampfung von Oberflächenwasser verlor. Eine weitere Betrachtung des Gewinnterms zeigt, dass der Niederschlag nur von geringer Bedeutung für den atmosphärischen Tritiumeintrag ist. Nur ungefähr ein Fünftel des Tritiums gelangte durch Ausregnen in den Südatlantik, während die restlichen vier Fünftel durch den Austausch von tritiumhaltigem Wasserdampf eingetragen wurden. Diese Zahlen werden bei der Diskussion des Tritiumbudgets in Abschnitt 2.4 noch eine Rolle spielen. Zuvor werden jedoch noch die Beiträge der anderen Eintragspfade des Tritiums betrachtet.

2.2 Kontinentaler Abfluss von Tritium

Mehrere große Ströme münden im Südatlantik und transportieren Bombentritium vom afrikanischen und südamerikanischen Kontinent in den Ozean, wobei von Bedeutung hier allerdings nur der Kongo und der Río de la Plata sind*. Die Stärke dieser beiden Tritiumquellen wird im Folgenden durch Modellrechnungen abgeschätzt. Eines der dazu verwendeten Modelle stammt von Weiss und Roether [Weiss und Roether, 1975], mit dem sie ursprünglich den Tritiumabfluss des Rheins in die Nordsee untersuchten. Dabei fanden sie, dass sich die Belastung durch Bombentritium aus Oberflächen- und Grundwasser mit verschiedenen Altersanteilen zusammensetzte. Es ist fraglich, ob ihr Ergebnis aus Mitteleuropa verallgemeinert und auf die hier betrachteten Ströme übertragen werden kann. Möglicherweise sind die hydrologischen Verhältnisse in den Tropen und Subtropen zu verschieden. So zeigen zum Beispiel Isotopenmessungen, dass im Amazonasbecken ein kurzgeschlossener Wasserkreislauf existiert, in dem nur die Hälfte der Regenmenge von ausserhalb stammt, während die anderen 50% des Niederschlagswassers (und damit möglicherweise auch Bombentritium) ständig im System rezyklieren [Salati und Vose, 1984]. Weiss und Roether konnten sich bei ihrer Analyse auf zahlreiche Tritiummessungen stützen (fast 200 Messwerte an drei verschiedenen Orten). Solche Daten sind für die hier betrachteten Ströme jedoch nicht bekannt. Ebenfalls erfolglos blieben Recherchen zur Verweildauer des Wassers im Entwässerungsgebiet der jeweiligen Flüsse.

Um die Unsicherheiten beim Eintrag über diese Pfade besser einschätzen zu können wurde neben Weiss' und Roethers Rhein-Modell auch der Fall betrachtet, dass der im jeweiligen Einzugsgebiet fallende Niederschlag sofort ins Meer abfließt. Verzögerungen durch Versickern von Regenwasser im Boden und Beiträge von älterem Grundwasser zum Tritiumgehalt des Flusswassers wurden also vernachlässigt. In diesem Maximalfall fließt in jedem Jahr t_i die

* Der Amazonas wird hier nicht betrachtet, da überwiegende Teil seines Wassers den Südatlantik mit dem Nordbrasilstrom verlässt [Muller-Karger et al., 1988; Lentz, 1995] und Rückdiffusion nur bis 1°S beobachtet wird [Diegues, 1972; Neumann, 1969].

Tritiummenge $j_K(t_i) = V_F \cdot C_P(t_i)$ in den Südatlantik ab, wobei V_F [m³/a] der zeitlich konstante Volumenstrom des jeweiligen Flusses sowie $C_P(t_i)$ die Tritiumkonzentration im Niederschlag des Einzugsgebiets sind. Diese Konzentrationen stammen ebenfalls aus Doney's Faktoranalyse und sind besser bekannt als die Konzentrationen im maritimen Niederschlag, da über den Kontinenten das GNIP-Beobachtungsnetz dichter als über dem Ozean ist. Der gesamte Eintrag J_K ist dann die Summe über alle jährlichen Beiträge aller Flüsse:

$$J_K = \sum_{\text{alle Flüsse}} \sum_{t_i} j_K(t_i) \quad (2.8)$$

Die Ergebnisse zeigt Tabelle 2-3. Das Rheinmodell liefert erwartungsgemäß niedrigere Werte, da dort die älteren Beträge durch radioaktiven Zerfall abgebaut werden. Betrachtet man den Mittelwert aus den beiden Szenarien, so transportierten La Plata und Kongo zwischen 1960 und 1995 zusammen eine Tritiummenge von ungefähr $0,10 \cdot 10^{16}$ TU81·m³ in den Südatlantik. Dies entspricht knapp 5% des atmosphärischen Nettoeintrags J_A im selben Zeitraum, sodass J_K von unkritischer Größe ist.

	<i>Kongo</i>	<i>La Plata</i>	<i>Summe</i>
V_F [10 ¹² m ³ /a]	1,33	0,76	2,09
J_K [10 ¹⁵ TU81·m ³], „R“	0,58	0,24	0,82
J_K [10 ¹⁵ TU81·m ³], „S“	0,91	0,37	1,28

Tab. 2-3: Kontinentaler Tritiumabfluss in den Südatlantik 1960-1995 nach Modellrechnungen. Szenario „R“: Rhein-Modell von Weiss und Roether [Weiss und Roether, 1975], Szenario „S“: sofortiger Abfluss des Oberflächenwassers im Einzugsgebiet. Quellen der Abflussdaten: [Baumgartner und Liebscher, 1990] für den Kongo sowie [Marcinek, 1964] für den Río de la Plata.

2.3 Tritiumaustausch mit benachbarten Ozeanen

2.3.1 Modellansatz

Eine weitere Tritiumquelle ist der Tritiumaustausch mit den benachbarten Ozeanen. Der Südatlantik importiert Oberflächen- und Zwischenwasser aus dem Indischen und dem Pazifischen Ozean sowie Tiefenwasser aus dem Nordatlantik. Umgekehrt exportiert er Oberflächen- und Zwischenwasser in den Nordatlantik sowie Tiefenwasser in den Indik (das dann von dort weiter in den Pazifik strömt). In diesem Abschnitt wird untersucht, wieviel Tritium auf diese Weise in die Warmwassersphäre des Südatlantiks gelangt bzw. aus ihr entfernt wird.

Die Datenbasis für solche Analysen ist schwach, da Tritiumproben in der Vergangenheit nur selten und schon gar nicht flächendeckend genommen wurden. Besonders schlecht ist die Lage im Indik und im Pazifik, wo umfangreiche Datensätze (WOCE-Daten) wahrscheinlich erst in einigen Jahren erhältlich sein werden. Dasselbe gilt für die südwestlichen und südöstlichen Grenzbereiche

des Südatlantiks (obwohl Forschungsschiffe auf ihrem Weg in die Antarktis eigentlich oft genug die Drakepassage südlich von Kap Hoorn und die Region südlich des Kaps der Guten Hoffnung durchqueren). Die folgenden Aussagen basieren daher auf Modellrechnungen, deren Ergebnisse vermutlich nicht sehr belastbar sind. Dazu wurde zunächst die zeitliche Entwicklung der Konzentrationen $C_o(z,t)$ in den jeweiligen Ozeanen modelliert. Die interozeanischen Tritiumflüsse $j_o(t)$ vom und zum Südatlantik ergeben sich anschließend aus dem Produkt der Konzentrationen und den Transportraten $V_o(t)$ der relevanten Meeresströmungen:

$$j_o(z,t) = C_o(z,t) \cdot V_o(t) \quad (2.9)$$

Bei der Berechnung von $C_o(t)$ wurde auf die Ergebnisse eines Boxmodells zurückgegriffen, mit dem Broecker et al. [Broecker et al., 1986] die Verteilung von Bombentritium im Weltozean simulierten. Dazu unterteilten sie jedes Ozeanbecken in großflächige Auftriebs- und Absinkgebiete und berechneten in jeder dieser Regionen mit einem Advektions-Diffusions-Ansatz den mittleren vertikalen Konzentrationsverlauf, wobei sie die Eintragsfunktion von Weiss und Roether benutzten [Weiss und Roether, 1980]. Als Resultate erhielten Broecker et al. unter anderem Zahlenwerte für die vertikale Geschwindigkeit w und den vertikalen Mischungskoeffizienten K im jeweiligen Boxgebiet.

In dieser Arbeit wurden der subtropische Südatlantik, der südliche Indik und der antarktische Pazifik ebenfalls zu Boxen zusammengefasst und in ihnen die Konzentrationen durch eindimensionale Advektions-Diffusionsgleichungen modelliert. Die Modellparameter sind in Tabelle 2-4 aufgeführt.

Meeresgebiet	Breitenzone	Fläche [m ²]	w [m/s]	K [m ² /s]
subtrop. Südindik	45°S bis 15°S	$3,38 \cdot 10^{13}$	$-6,38 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
antarkt. Pazifik	südl. von 55°S	$1,03 \cdot 10^{13}$	$4,34 \cdot 10^{-7}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$
subtrop. Südatlantik	45°S bis 20°S	$1,84 \cdot 10^{13}$	$-7,07 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$

Tab. 2-4: Parameter der Boxmodelle zur Berechnung des Tritiumaustausches zwischen dem Südatlantik und den benachbarten Ozeanbecken. Die Werte für w und K sowie die Einteilung der Breitenzonen stammen von Broecker et al. [Broecker et al., 1986]. Negative Vorzeichen bei w bedeuten absinkendes Wasser („downwelling“).

Die atmosphärischen Eintragsfunktionen $j_A(t)$ basieren jedoch im Gegensatz zu Broecker et al. nicht auf dem Modell von Weiss und Roether [Weiss und Roether, 1980], sondern auf den Niederschlagskonzentrationen von Doney et al. [Doney et al., 1992] sowie den klimatologischen Daten von da Silva et al. [da Silva et al., 1994]. Die Tritiumkonzentration in einer Box in der Tiefe z zum Zeitpunkt t beträgt (siehe z. B. [Kinzelbach, 1992; Boeker und van Grondelle, 1995]):

$$C_O(z, t) = \int_{t_0}^t \frac{j_A(t)}{\sqrt{4\pi Kt}} \left[\exp\left(-\frac{(z-wt)^2}{4Kt}\right) + \exp\left(-\frac{(z+wt)^2}{4Kt}\right) \right] dt \quad (2.10)$$

Es ist klar, dass dieser eindimensionale Modellansatz die physikalische Realität nur unzureichend abbildet. In den meisten Meeresgebieten dominieren nicht vertikale Transportprozesse, sondern die Wassermassen breiten sich quasi-horizontal auf Isopyknenflächen aus. Gleichung (2.10) stellt nur den Versuch einer möglichst effektiven Parametrisierung der spärlichen Daten dar. Im Fall des südlichen Indischen Ozeans liegen die Modellkonzentrationen Anfang der 1990er Jahre am oberen Rand der Messwert-Verteilung (siehe Abb. 2-6).

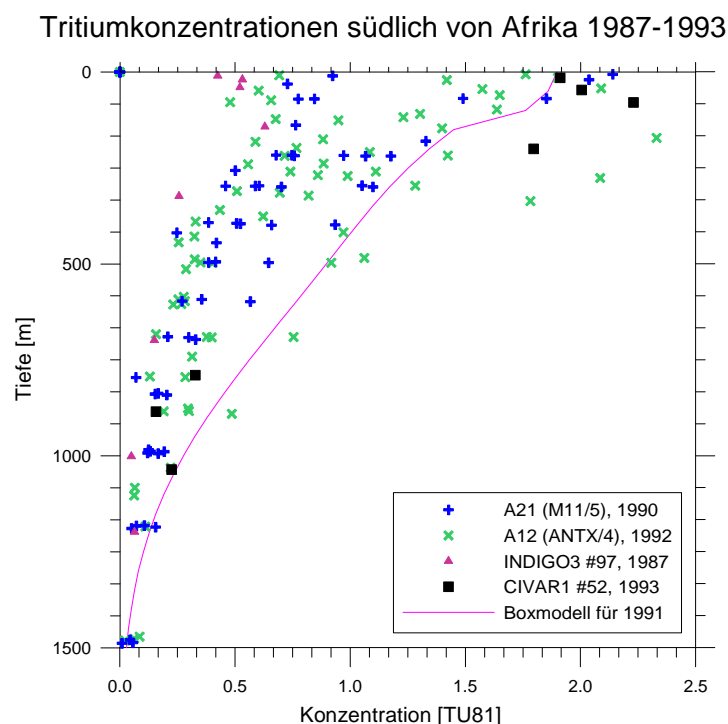


Abb. 2-6: Tritiumkonzentrationen im Südatlantik südlich von Afrika zwischen 1987-1993. Die Daten der INDIGO3- und CIVAR1-Expeditionen stammen aus dem Tritiumlabor von Ph. Jean-Baptiste [Leboucher, 1996]. Zusätzlich dargestellt sind die modellierten Tritiumkonzentrationen im subtropischen südlichen Indik im Jahr 1991 (s. Tab. 2-4 und Erläuterungen im Text).

Das Pazifikmodell hingegen liefert mindestens für das Jahr 1990 deutlich zu hohe Ergebnisse (Abb. 2-7), die deshalb im gesamten Zeitraum um die Hälfte reduziert wurden*. Auch im subtropischen Südatlantik (Abb. 2-8) ist die Übereinstimmung zwischen Boxmodell und Messwerten in den 1990er Jahren nicht immer befriedigend. In Oberflächennähe unterschätzt das Modell die tatsächlich beobachteten Konzentrationen um fast die Hälfte, während darunter (sowie im vertikalen Mittel) die Anpassung akzeptabel ist.

* Dabei wurde (wie in den beiden anderen Fällen auch) unterstellt, dass die Abweichungen zwischen Modell und Realität repräsentativ für den gesamten Zeitraum 1960-1995 sind.

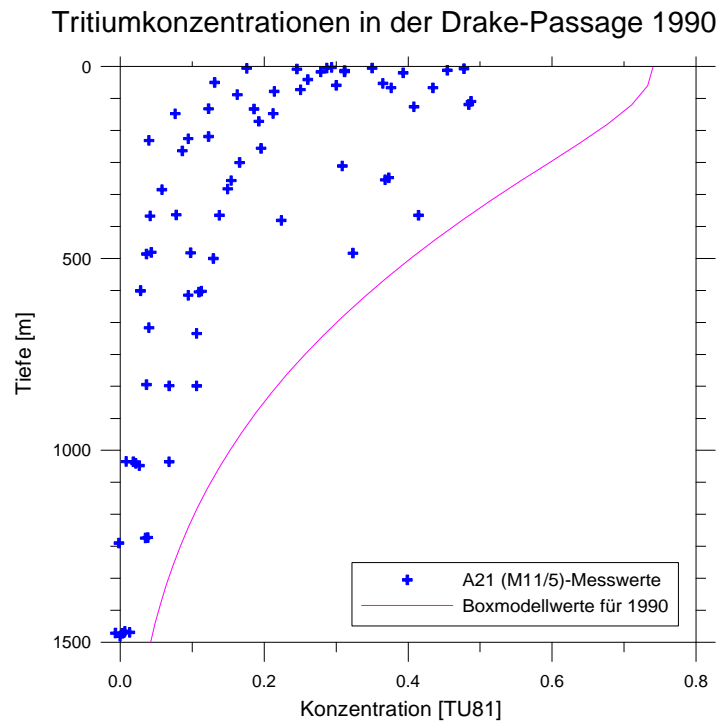


Abb. 2-7: Tritiumkonzentrationen in der Drake-Passage südlich von Südamerika im Jahr 1990. Zusätzlich dargestellt sind die modellierten Tritiumkonzentrationen im antarktischen Pazifik im Jahr 1990 (s. Tab. 2-4 und Erläuterungen im Text).

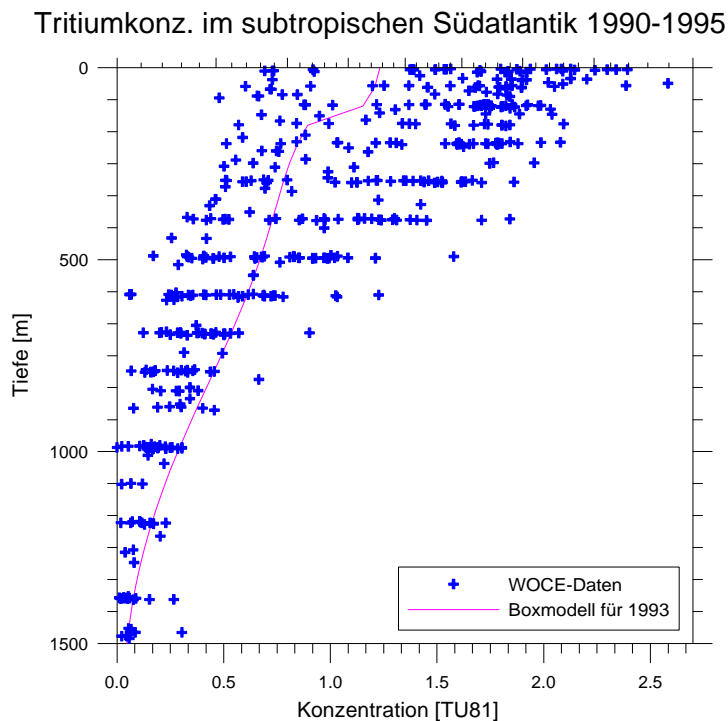


Abb. 2-8: Tritiumkonzentrationen im subtropischen Südatlantik (20°S bis 45°S) zwischen 1990-1995. Die Messwerte stammen von den WOCE-Expeditionen A9, A10, A12, A13, A14, A17, A21 und A23. Die Proben der A17-Expedition stammen von Ph. Jean-Baptiste und wurden in Bremen gemessen [Klatt, 1998].

2.3.2 Ergebnisse

Die folgende Diskussion beschränkt sich auf den oberflächennahen Tiefenbereich bis zum Zwischenwasser und berücksichtigt nicht den Durchstrom von Tiefen- und Bodenwasser, da beide Wassermassen nicht zur Warmwassersphäre des Südatlantiks zuzurechnen sind. Außerdem werden konstante Zahlenwerte für die Transportraten V_O angesetzt, da deren zeitliche Variabilität kaum bekannt ist. Allerdings sind auch diese Werte zum Teil noch unsicher (vgl. dazu auch Kapitel 5.3). Im Prinzip könnte eine globale Betrachtung des Tritiumbudgets in den Ozeanen zur Bestimmung der Austauschraten beitragen, aber dazu fehlen die entsprechenden Daten. Deshalb müssen „konventionelle“ Schätzwerte für die Transportraten herangezogen werden. Die Zahlenwerte in diesem Abschnitt stammen aus dem Übersichtsartikel von Schmitz [Schmitz, 1995].

Als wahrscheinlichster Wert für den Import von Oberflächenwasser aus dem Indischen Ozean werden zur Zeit $4 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s} = 4 \text{ Sverdrup (Sv)}$ angesehen. Der Einstrom in den Südatlantik erfolgt dabei in den oberen 800 m. Aus dem Pazifik strömt Schmitz zufolge gar kein Oberflächenwasser netto in den Südatlantik ein, sondern nur Antarktisches Zwischenwasser (AAIW) in einer Tiefe zwischen 800 und 1500 m. Der Volumentransport in diesem Tiefenbereich beträgt 10 Sv, von denen die Hälfte im subtropischen Südatlantik in den Warmwasserbereich oberhalb von 800 m gelangt. Umgekehrt exportiert der Südatlantik 5 Sv Zwischenwasser und 9 Sv oberflächennahes Wasser in den Nordatlantik, wobei Letzteres sich laut Schmitz überwiegend im Tiefenbereich von 400 bis 800 m abspielt.

Kombiniert man diese Transportraten gemäß Gleichung (2.9) mit den Modellkonzentrationen in den entsprechenden Tiefen, so ergibt sich von 1960-1995 für die oberen 800 m des Südatlantiks ein totaler Tritiumimport von $J_I = 0,34 \cdot 10^{16} \text{ TU81} \cdot \text{m}^3$ aus dem Indik und $J_P = 0,01 \cdot 10^{16} \text{ TU81} \cdot \text{m}^3$ dem Pazifik. Damit erhielt die Warmwassersphäre des Südatlantiks wahrscheinlich rund 30mal mehr Tritium aus dem Indik als aus dem Pazifik, obwohl die Wasserflüsse aus beiden Ozeanen annähernd gleich groß sind (4 Sv bzw. 5 Sv). Im gleichen Zeitraum exportierte der Südatlantik im selben Tiefenbereich $J_N = 0,26 \cdot 10^{16} \text{ TU81} \cdot \text{m}^3$ Tritium in den Nordatlantik. Daraus ergibt sich ein ozeanischer Nettoimport von knapp $0,1 \cdot 10^{16} \text{ TU81} \cdot \text{m}^3$, was knapp 5% des atmosphärischen Nettoeintrags J_A im selben Zeitraum entspricht. Der Fehler dieser Zahlen ist aufgrund der schwierigen Datenlage kaum zu quantifizieren und dürfte maximal bei 50% liegen.

2.4. Synthese: Das Tritiumbudget der Warmwassersphäre

2.4.1 Berechneter Tritiumeintrag bis 1995

Die Ergebnisse der letzten Abschnitte sind in Tabelle 2-5 zusammengefasst. Der gesamte Tritiumeintrag J_T ist die Summe der verschiedenen über die Zeit integrierten Tritiumflüsse:

$$J_T = J_{A\downarrow} - J_{A\uparrow} + J_K + J_I + J_P - J_N \quad (2.11)$$

Demzufolge wurden in den Südatlantik zwischen dem Äquator und dem 50. Breitengrad bis 1995 insgesamt $J_T = 2,29 \cdot 10^{16}$ TU81·m³ eingetragen. Dies sind 10% mehr als der integrierte Wert der neuen Eintragsfunktion bis 1973 (dem Jahr der GEOSECS-Studie im Südatlantik). In den 1990er Jahren (dem Zeitraum des WOCE-Programms) wurde dem Südatlantik praktisch kein Tritium mehr netto zugeführt. Zwar erhielt der Ozean über die verschiedenen Eintrittspfade durchaus noch Tritium, aber dies wurde durch den Export von Wasser in die Nordhemisphäre ausgeglichen. Diese Stagnation beim Zuwachs spiegelt den spitzenförmigen zeitlichen Verlauf der Tritium-Freisetzung in die Umwelt wieder.

Die in dieser Arbeit aufgestellte Eintragsfunktion liefert zumindest für den subtropischen Bereich (20°S-45°S) signifikant höhere Werte als die Funktion von Weiss und Roether [Weiss und Roether, 1980]. Die Abweichung in diesem Seegebiet für das Jahr 1973 beträgt 70%. Allerdings berücksichtigten Weiss und Roether dort weder kontinentale noch interozeanische Tritiumflüsse. Vergleicht man nur den atmosphärischen Nettoeintrag dieser Arbeit mit ihrem Ergebnis, so reduziert sich die Diskrepanz auf einen Überschuss von 47%. Dies liegt über dem geschätzten Fehler der neuen Eintragsfunktion (s. Abschnitt 2.1.4). Allerdings zeigt eine Betrachtung des tatsächlich vorgefundenen Tritiuminventars, dass der neue höhere Prognosewert durchaus realistisch ist. Davon handeln die beiden nächsten Abschnitte.

2.4.2 Beobachtete Tritiuminventare 1973 und 1995

Das Tritiuminventar des Südatlantiks im Jahr 1995 wurde aus Daten von rund 150 Stationen berechnet. Die Proben stammen von WOCE-Expeditionen zwischen 1990 und 1995 [Sültenfuß, 1997; Klatt, 1998]. Im vorangegangenen Abschnitt wurde gezeigt, dass der Tritium-Nettoeintrag in den Südatlantik in diesem Zeitraum praktisch Null war. Daher können die Felddaten ohne Korrekturen zu einem quasi-synoptischen Datensatz zusammengefasst werden. Die Messwerte wurden zunächst vertikal auf Standardtiefen projiziert und anschließend dort horizontal zwischen den Stationen interpoliert.

<i>Int. T-Flüsse</i> [10^{16} TU81·m ³]	1973	1990	1995
<i>Atmosph. Eintrag $J_{A\downarrow}$</i>			
0°-50°S	2,29	2,62	2,76
20°S-45°S	1,29	1,49	1,58
<i>Wiederverdampfung $J_{A\uparrow}$</i>			
0°-50°S	-0,39	-0,55	-0,66
20°S-45°S	-0,19	-0,27	-0,33
Kontinentaler Abfluss J_K	0,09	0,10	0,10
Einstrom vom Indik J_I	0,19	0,29	0,34
Einstrom vom Pazifik J_P	0,00	0,01	0,01
Ausstrom zum Nordatl. J_N	-0,10	-0,20	-0,26
<i>Gesamter Eintrag J_T</i>			
0°-50°S	2,08	2,27	2,29
20°S-45°S	1,28	1,42	1,44
20°S-45°S mit <i>WR-Fkt.</i>	0,75		
<i>Beob. Inventar 0-800 m M_T</i>			
0°-50°S			2,30
20°S-45°S	0,75		1,54

Tab. 2-5: Berechnete integrierte Tritiumflüsse und beobachtete Inventare im Südatlantik für verschiedene Jahre, jeweils in 10^{16} TU81·m³. Zum Vergleich angegeben und grau unterlegt ist der subtropische Bereich, für den der Tritiumeintrag sowohl mit der neuen Eintragsfunktion als auch mit der Weiss/Roether-Funktion („*WR-Fkt.*“) berechnet wurde [Broecker *et al.*, 1986]. Der Zahlenwert für das Inventar von 1973 stammt ebenfalls von Broecker *et al.* und ist aus derselben Arbeit.

Von der Meeresoberfläche bis zum Boden integriert ergibt sich zwischen dem Äquator und 50°S das Tritiuminventar $M_T = 2,84 \cdot 10^{16}$ TU81·m³ bzw. 3,41 Ebq. Rund 80% dieser Menge ($2,30 \cdot 10^{16}$ TU81·m³) befinden sich in den oberen 800 m der Warmwassersphäre, für die in den vergangenen Abschnitten der Eintrag berechnet wurde. Auf den Tiefenwasserbereich unterhalb von 1500 m entfallen 12% des Inventars bzw. $0,33 \cdot 10^{16}$ TU81·m³. In diesem Tiefenbereich ist in den kommenden Jahren ein Anstieg des Tritiumgehaltes zu erwarten, wenn das maximale Eintragssignal der frühen 1960er Jahre mit dem damals gebildeten Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW) die Südhemisphäre erreicht. Das Ergebnis der Inventarsberechnung zeigt Abbildung 2-9. Das meiste Tritium befindet sich im subtropischen Bereich um 35°S, wobei die höchsten Werte im Westen beobachtet werden. Letzteres könnte jedoch ein Artefakt der Datenlage sein und sich ändern, wenn mehr Daten aus dem östlichen subtropischen Gebiet vorliegen werden. Inventaranalysen zu früheren Zeitpunkten liegen nur für das Jahr 1973 vor [Broecker *et al.*, 1986]. Für den subtropischen Bereich zwischen 20°S und 45°S kommen Broecker *et al.* anhand von GEOSECS-Daten auf einen Betrag von $0,75 \cdot 10^{16}$ TU81·m³, was knapp der Hälfte des entsprechenden Inventars von 1995 entspricht (siehe Tabelle 2-5). Ihr Ergebnis ist jedoch fragwürdig und vermutlich zu niedrig, denn es stützt sich nur auf Daten von ungefähr zehn Stationen. Besonders schlecht ist die räumliche Abdeckung im östlichen Becken, sodass der

Einstrom von tritiumreichem Oberflächenwasser aus dem Indischen Ozean unterschätzt worden sein dürfte.

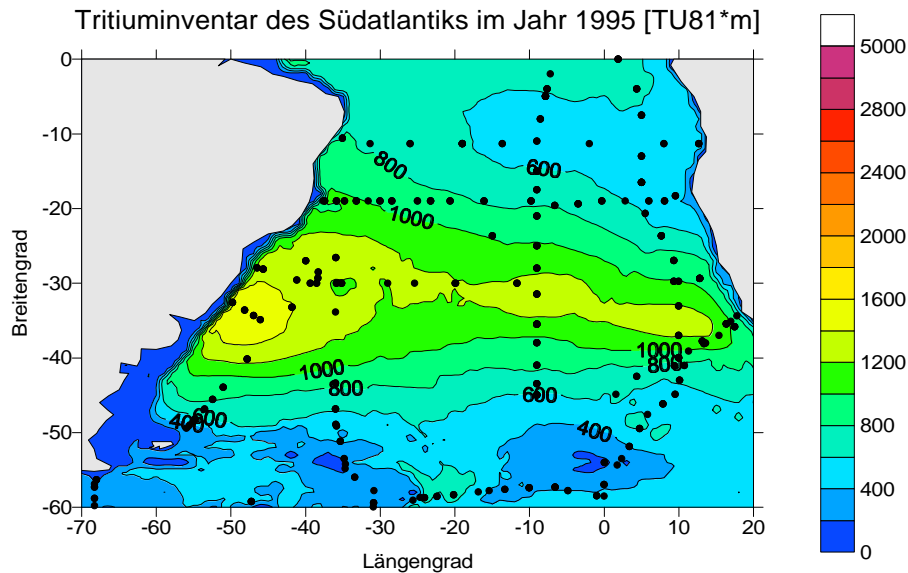


Abb. 2-9: Beobachtetes Tritiuminventar M_T im Südatlantik im Jahr 1995. Die Punkte geben Orte mit Messwerten an (Stationsdaten von WOCE-Expeditionen). Hinweis: 1 TU81-m entspricht einem Tritiuminventar von 120 Bq in einer Wassersäule mit der Grundfläche 1 m².

2.4.3 Diskussion der Ergebnisse

Im Prinzip lässt sich mit Hilfe des Tritiuminventars die Eintragsfunktion kalibrieren, indem der integrierte Gesamteintrag auf die beobachtete Tritiummenge renormiert wird. In dieser Arbeit wird der Kalibrierungsfaktor $\equiv 1$ gesetzt, da die Abweichungen in den 1990er Jahren innerhalb der geschätzten Fehlergrenzen liegen und die Diskrepanzen in den 1970er Jahren auch an einer fehlerhaften Inventarbestimmung liegen können.

Im Gebiet zwischen dem Äquator und 50°S sind der bis 1995 prognostizierte Gesamteintrag und das tatsächlich vorgefundene Inventar praktisch identisch (Abweichung <1%, s. Tab. 2-5). In den Subtropen zwischen 20°S-45°S befinden sich 7% mehr Tritium im Ozean, als nach den Eintragsberechnungen zu erwarten wäre. Allerdings wird im diesem Fall der Tritiumeintrag systematisch unterschätzt, denn die Eintragsfunktion muss in diesem Seegebiet um einen Term ergänzt werden, der die Advektion bzw. Rezirkulation von Tritium aus südlicheren Regionen beschreibt. Diese Umverteilungsprozesse spiegeln sich auch in den unterschiedlichen räumlichen Mustern des Eintrags und des Inventars wider (s. Abb. 2-5 und Abb. 2-9) und sind Gegenstand der Kapitel 4 und 5. Auch in den Subtropen liegen die Abweichungen jedoch im Fehlerbereich der Eintragsfunktion, der für die dominierende atmosphärische Komponente in Kapitel 2.1.4 auf 33% geschätzt wurde. Außerdem können jedem Fall die

Modellergebnisse von Koster et al. [Koster et al., 1989] als widerlegt gelten, denn bei deren Parametrisierung der Tritiumkonzentration im Wasserdampf ($C_V = 0,35 \cdot C_P$) würde sich der integrierte atmosphärische Fluss auf $J_{A\downarrow} = 1,65 \cdot 10^{16}$ TU81·m³ reduzieren, und der gesamte Eintrag würde auf $J_T = 1,07 \cdot 10^{16}$ TU81·m³ sinken. Dies ist weniger als die Hälfte des beobachteten Inventars im Ozean und steht in klarem Widerspruch zur Realität. Insofern liefert die Tritiumbilanz des Südatlantiks quasi *en passant* ein interessantes Resultat für eine Fragestellung der Hydro-Meteorologie.

Integriert bis zum Jahr 1973 ergibt die neue Eintragsfunktion einen 70% höheren Eintrag, als dies im von Broecker et al. [Broecker et al., 1986] bestimmten Inventar zu erkennen ist. Zu einem ähnlichen Resultat kommen jüngste Eintragsberechnungen von Heinze et al. [Heinze et al., 1998]. Hingegen stimmt der Inventarswert von Broecker et al. mit dem Eintragswert nach Weiss und Roether [Weiss und Roether, 1980] überein. Allerdings ignorierten Weiss und Roether den Einstrom von Tritium aus dem Indischen Ozean, der wahrscheinlich die höchsten Tritiumkonzentrationen der südlichen Hemisphäre aufweist, und möglicherweise wird derselbe Effekt auch von Broecker et al. bei der Inventarbestimmung aufgrund fehlender Datenpunkte nicht richtig erfasst. Vielleicht ist die Übereinstimmung zwischen Broeckers Inventarschätzung für 1973 und der Eintragsberechnung nach Weiss und Roether daher ein Zufall. Vergleichsweise gut durch Daten belegt ist jedoch das Tritiumbudget während der WOCE-Ära, und das fordert eher einen noch höheren als einen niedrigeren Tritiumeintrag. Es ist unwahrscheinlich, dass dies 1973 anders gewesen sein sollte. Endgültige Klarheit über diese Diskrepanzen bzw. über die Güte der neuen Eintragsfunktion dürfte herrschen, sobald die Tritiumdaten des SAVE-Programms aus den 1980er Jahren vorliegen. Bis zum Frühjahr 1999 waren diese Daten jedoch noch nicht verfügbar.

2.5 Zwischenfazit

In diesem Kapitel wurde untersucht, auf welche Weise und in welchen Mengen Bombentritium in den Südatlantik gelangt. Ziel dieser Bemühungen war die Formulierung einer Oberflächenrandbedingung, um die Tritiumverteilung in diesem Ozean nicht nur qualitativ, sondern auch quantitativ analysieren zu können. Der überwiegende Teil des Bombentritiums (über 90%) wurde während der späten 1960er Jahre aus der Atmosphäre in den Ozean eingetragen, wobei der Eintrag vermutlich am südlichen Rand des Untersuchungsgebietes sowie vor der Küste Südamerikas am höchsten war. Daneben sind andere Eintragspfade wie zum Beispiel der Tritiumimport aus dem Indischen Ozean von geringerer Bedeutung. Andererseits müssen diese Beiträge durchaus berücksichtigt werden, um die Tritiumbilanz schliessen zu können. Nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz beträgt die Unsicherheit beim jährlichen Tritiumeintrag im Flächenmittel zwischen dem Äquator und 50°S 45%. Beim berechneten Gesamteintrag beträgt

der mittlere Fehler im selben Gebiet 33%. In beiden Fällen können sich lokal höhere Abweichungen ergeben. Die Budgetanalyse lässt demgegenüber vermuten, dass der tatsächliche Fehler der Eintragsfunktion insgesamt jedoch geringer ist. In der Warmwassersphäre des Südatlantiks (geografische Breite 0°-50°S, Tiefenbereich 0-800 m) weichen Eintrag und Inventar um weniger als 1% voneinander ab und sind damit praktisch identisch. Damit sind die Oberflächen-Randbedingung für Tritium und die Ergebnisse der darauf aufbauenden quantitativen Analysen in den nächsten Kapiteln hinreichend belastbar.

Kapitel 3

Modellierung der Tritium-Oberflächenkonzentrationen

3.1 Problemstellung

Im vorangegangenen Kapitel wurde gezeigt, wie Bombentritium in den Südatlantik gelangt. Da dies über den Wasserkreislauf geschieht, ist die natürliche Eintragsfunktion von Tritium eine Flussfunktion. Fluss-Randbedingungen sind allerdings nicht für alle ozeanografischen Fragestellungen gleichermaßen geeignet. Mit Hilfe von Tracerflüssen lassen sich auf einfache Weise Budgetbetrachtungen anstellen. Will man jedoch - wie in Kapitel 5 - das Alter von Wassermassen im Ozean datieren, sind Konzentrations-Randbedingungen angebracht.

Da Ozean und Atmosphäre Wasser mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten transportieren, kann sich Tritium zunächst an der Oberfläche akkumulieren, bevor es durch Subduktion oder Konvektion aus der Deckschicht entfernt wird. Die Oberflächenkonzentrationen sind deshalb ein Mischwert aus dem Tritiumeintrag verschiedener Jahre. In diesem Kapitel wird gezeigt, wie sich die Tritiumflüsse aus der Atmosphäre (die 90% des gesamten Eintrags ausmachen) in Oberflächenkonzentrationen umrechnen lassen.

Analysen der historischen Oberflächenkonzentrationen im Südatlantik sind wegen der schwachen Datenbasis problematisch (s. Abb. 3-1). Aus den 1960er Jahren (in denen der stärkste Konzentrationsanstieg stattgefunden haben muss) existieren nur sehr wenige Messwerte. Die erste systematische Datenerhebung fand 1972/73 im Rahmen der GEOSECS-Studie statt, allerdings konzentrierte sich die Beprobung auf das westliche Becken und klammerte weite Bereiche des Südatlantiks aus [Östlund und Brescher, 1982]. Beim SAVE-Programm (1987-1989) war die räumliche Abdeckung zwar erheblich besser, aber die Ergebnisse sind bis heute nicht verfügbar. Die bisher umfangreichste Sammlung von Tritiumdaten wurde 1990-1995 im Rahmen von WOCE gewonnen.

Nur an wenigen Stellen im Südatlantik wurden wiederholt Tritiumproben zu verschiedenen Zeitpunkten genommen. Selbst dort gibt es aber keine echten Zeitserien, sondern nur Daten zu maximal vier Zeitpunkten. Daher kann die Geschichte der Oberflächenkonzentrationen nicht einfach durch eine Dateninterpolation rekonstruiert werden, sondern die fehlenden Informationen über den zeitlichen Verlauf müssen anders abgeleitet werden. Dies geschieht mit Hilfe eines einfachen Deckschichtmodells, das im nächsten Abschnitt beschrieben wird.

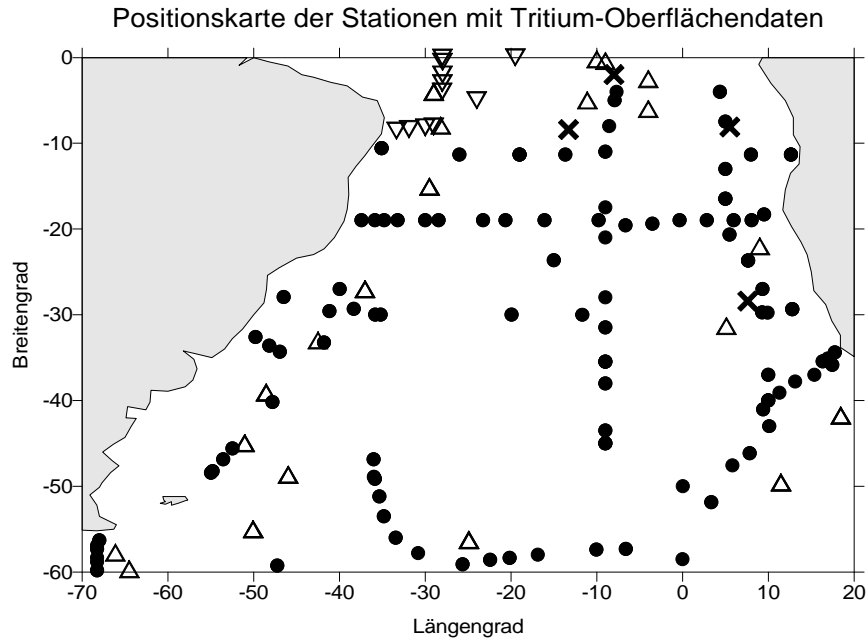


Abb. 3-1: Stationen im Südatlantik mit verfügbaren Tritium-Oberflächendaten. Zeitraum der Probenahme:

X = vor 1970 Δ = 1970-79 ∇ = 1980-89 ● = nach 1990

3.2 Modellansatz

Das erste Modell für die zeitliche Entwicklung der Tritium-Oberflächenkonzentrationen C_s wurde von Dreisigacker und Roether publiziert [Dreisigacker und Roether, 1978]. Ihr Modell enthielt zwei Boxen und vier freie Parameter, mit denen es unter Hinzunahme von $^{90}\text{Strontium}$ -Daten* an Messwerte im Nordatlantik angepasst wurde. Im Südatlantik gibt es jedoch oft nicht genügend Datenpunkte für diesen Ansatz, sodass ein einfacheres Modell zum Tragen kommt.

In dieser Arbeit wird C_s durch einen Diffusionsansatz mit zwei freien Parametern beschrieben. Da die horizontalen Konzentrationsgradienten viel kleiner sind als die vertikalen Gradienten (vgl. dazu die Tritiumverteilungen in den Abb. 3-3 und 2-8), haben vertikale Austauschprozesse an einem gegebenen Ort einen viel stärkeren Einfluss auf die Deckschichtkonzentration als horizontale Transportprozesse, die im Folgenden deshalb vernachlässigt werden. Dies führt zunächst auf den lokalen, eindimensionalen Modellansatz

$$\frac{\partial C_s}{\partial t} = K_v \frac{\partial^2 C_s}{\partial z^2} + \mu C_s - \lambda C_s \quad (3.1)$$

* $^{90}\text{Strontium}$ stammt ebenfalls von atmosphärischen Kernwaffentests.

Der erste Ausdruck in dieser Gleichung beschreibt die turbulente Diffusion in der Deckschicht, wobei K_v der vertikale Mischungskoeffizient ist. Der zweite Term mC_s (mit $m = konst.$) parametrisiert zusätzliche Effekte wie z. B. den Auftrieb von Wasser aus Tiefen unterhalb der Deckschicht, Rezirkulation im Subtropenwirbel oder lateralen Austausch mit benachbarten Ozeanen. Dabei wird angenommen, dass dies langsame Prozesse sind, die durch eine Kinetik erster Ordnung beschrieben werden können. Der dritte Ausdruck gibt den radioaktiven Zerfall von Tritium an ($\lambda = 0,0558 \text{ a}^{-1}$).

Zur Lösung dieser partiellen Differentialgleichung müssen Anfangs- und Randbedingungen vorgegeben werden. Zum Anfangszeitpunkt t_0 ist die Deckschicht frei von Bombentritium und besitzt die natürliche Hintergrundkonzentration $C_0 \approx 0,2 \text{ TU}$ [Dreisigacker und Roether, 1978]. Als obere Randbedingung wird der Meeresoberfläche der Tritiumfluss $j_{A\downarrow}$ aufgeprägt, wobei einmal eingetragenes Tritium den Ozean nicht wieder verlässt. Letzteres lässt sich dadurch rechtfertigen, dass die Wiederverdampfung von Tritium über einen weiten Zeitraum in erster Näherung vernachlässigbar ist. Als untere Randbedingung wird gefordert, dass in großer Tiefe unterhalb der Deckschicht die Konzentrationen verschwinden. Auch dies ist durch Beobachtungen gedeckt. Die untere Randbedingung impliziert, dass nicht nur die Deckschicht, sondern die ganze Wassersäule betrachtet wird. Insofern ist dies kein Ansatz für ein spezielles Deckschichtmodell, sondern für ein vertikales Modell der gesamten Wassersäule, das mit seinen freien Parametern heuristisch nur an die Gegebenheiten in der Deckschicht angepasst wird. Die Lösung dieses Anfangs- und Randwertproblems an einem bestimmten Ort lautet dann (siehe z. B. [Kinzelbach, 1992; Boeker und van Grondelle, 1995])

$$C_S(z, t) = \int_{t_0}^t \frac{j_{A\downarrow}(t')}{\sqrt{4\pi K_v t'}} e^{(\mu-\lambda)t'} \cdot 2e^{-z^2/4K_v t'} dt' + C_0 \quad (3.2)$$

Mit Hilfe von Gleichung (3.2) wurde C_S an rund drei Dutzend Orten im Südatlantik berechnet und dort mit Messwerten kalibriert. Diese Orte sind in Anhang 1 (Tab. A-1) aufgeführt. Die tatsächliche zweidimensionale Verteilung in einem bestimmten Jahr ergab sich dann durch Interpolation zwischen diesen Punkten. Die Resultate dieses Quasi-2D-Modells werden im nächsten Abschnitt diskutiert.

3.3 Ergebnisse

3.3.1 Zeitliche und räumliche Entwicklung der Oberflächenkonzentrationen

Abbildung 3-2 zeigt ein typisches Ergebnis des eindimensionalen Oberflächenmodells. Die wenigen Messwerte werden zwar vom Modell approximiert, aber über große Zeiträume ist der Kurvenverlauf nicht durch Beobachtungen belegbar

Tritium-Oberflächenkonzentrationen bei 28,4°S / 8,7°O

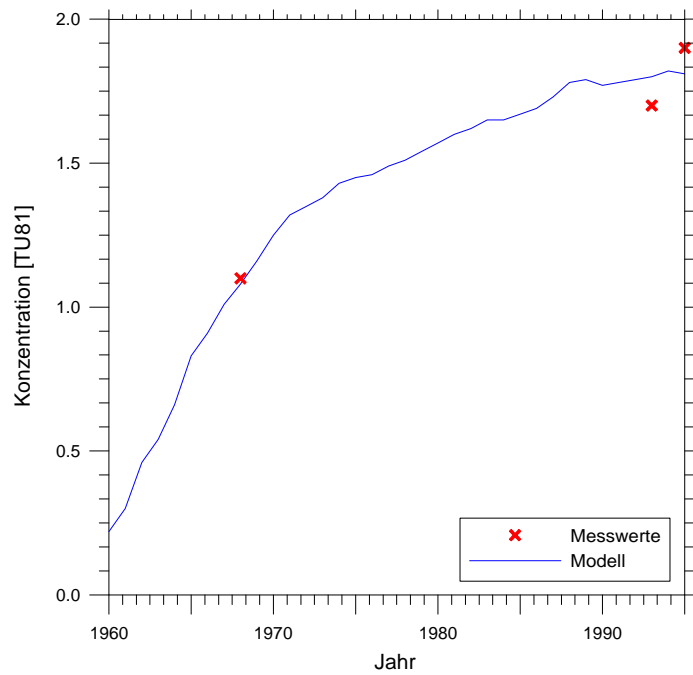


Abb. 3-2: Zeitlicher Verlauf der Tritiumkonzentration [TU81] an der Meeresoberfläche an einem Ort im Südatlantik (Position 28,4°S / 8,7°O).

Zonal gemittelte Tritium-Oberflächenkonzentrationen im Südatlantik 1960-1995

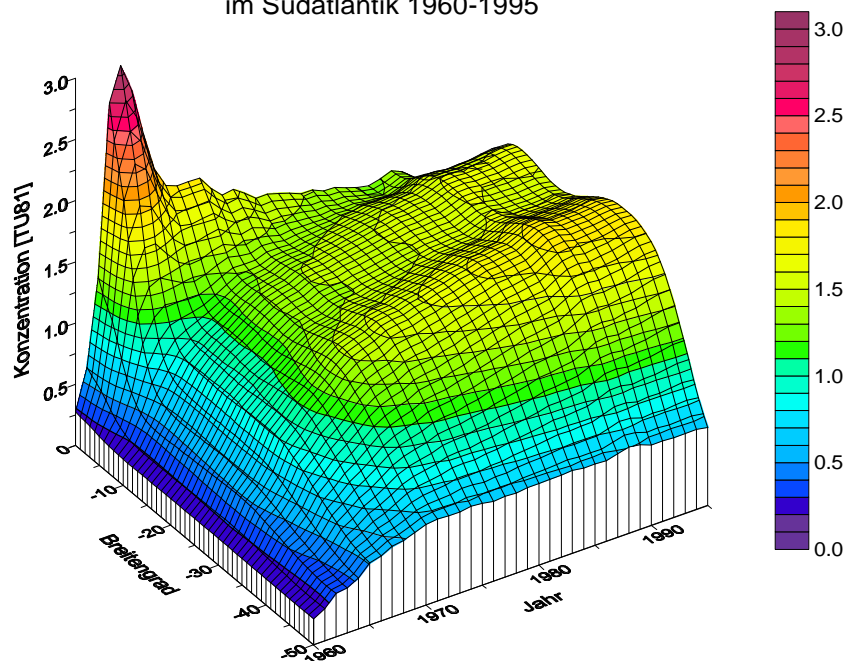


Abb. 3-3: Zeitlicher Verlauf der Tritiumkonzentrationen [TU81] an der Meeresoberfläche des Südatlantiks (zonale Mittelwerte).

und erscheint hypothetisch. Allerdings verläuft die Kurve nicht willkürlich, denn die Bandbreite der möglichen Lösungen wird durch die Form der Eintragsfunktion eingeschränkt.

Die zeitliche Entwicklung der Modellkonzentrationen im gesamten Untersuchungsgebiet ist in Abb. 3-3 dargestellt, wobei der Übersicht halber zonale Mittelwerte dargestellt sind. Genau wie in Abb. 3-2 sind die Konzentrationen zerfallskorrigiert [TU81], sodass die Ergebnisse allein auf den transienten Charakter der Eintragsfunktion und auf Transportprozesse in der Deckschicht zurückzuführen sind. In allen Breitenzonen stiegen die Oberflächenkonzentrationen in den 1960er Jahren zunächst steil an, wobei Spitzenwerte im äquatorialen Bereich an der Grenze zur nördlichen Hemisphäre erreicht wurden. Dort fielen die Werte jedoch auch rasch wieder ab. Fast überall sonst setzte sich der Anstieg bis heute verlangsamt fort. Am südlichen Rand des Untersuchungsgebiets stagnieren die Oberflächenkonzentrationen seit Anfang der 1970er Jahre und beginnen rückläufig zu werden. Das Modell erwartet für die 1990er Jahre die höchsten Oberflächenwerte im subtropischen Bereich um 30°S. In den südlich davon gelegenen Bildungsgebieten für Südatlantisches Zentralwasser nehmen die Konzentrationen zur Antarktis hin stark ab.

Abbildung 3-4 zeigt die tatsächliche Verteilung der Oberflächenkonzentrationen, wie sie sich für das Jahr 1993 aus WOCE-Daten der Jahre 1990-1995 ergibt. Die höchsten Konzentrationen werden im äquatorialen Bereich und in den Subtropen gefunden. Im subantarktischen Bereich sinken die Oberflächenwerte bis auf den natürlichen Hintergrundgehalt ab. Niedrige Konzentrationen werden ebenfalls vor der Küste Namibias beobachtet. Die hohen Werte am Äquator sind auf den Einfluss der nördlichen Hemisphäre zurückzuführen. Die Spitzenwerte im östlichen Teil der Subtropen markieren möglicherweise den Einstrom von tritiumreichem Wasser aus dem Indik*. Die hohen Konzentrationen vor der Küste Uruguays sind vermutlich eine Folge des dort kontinental erhöhten Tritiumeintrags. Die niedrigen Werte vor Namibia weisen auf den Auftrieb von tritiumarmen Wasser aus tieferen Schichten hin. Das Oberflächenmodell (Abb. 3-5) kann zwar die großräumigen Strukturen in befriedigendem Umfang reproduzieren, kleinskalige Details werden jedoch nicht aufgelöst. Diese Abweichungen werden in Abschnitt 3.3.3 genauer diskutiert.

* Modellanalysen von GEOSECS-Daten deuten an, dass der Indische Ozean wahrscheinlich die höchsten Oberflächenkonzentrationen der südlichen Hemisphäre aufweist [Broecker et al., 1986].

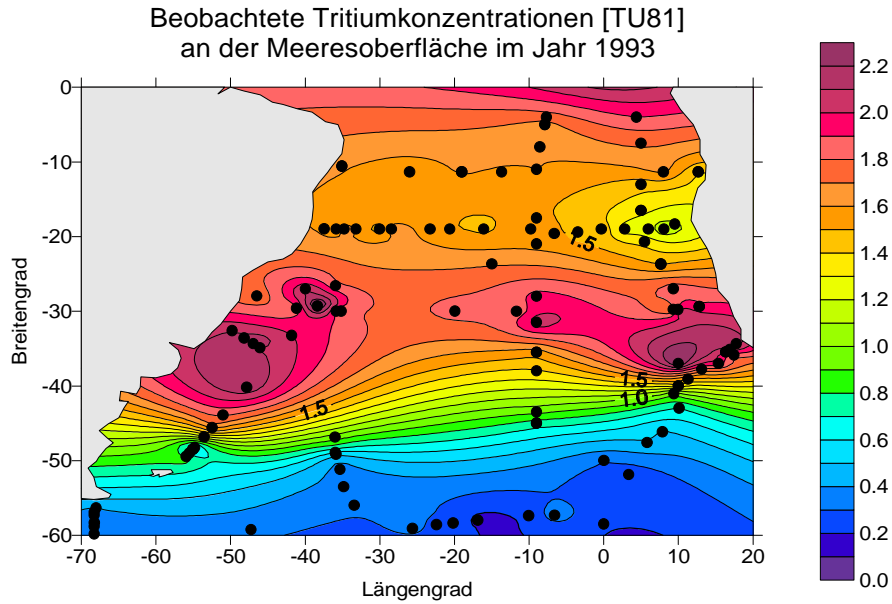


Abb. 3-4: Quasi-synoptische beobachtete Tritiumkonzentration [TU81] an der Oberfläche des Südatlantiks im Jahr 1993. Die Darstellung basiert auf Messwerten von 1990-1995, die mit dem Oberflächenmodell zusammengefasst (synoptisiert) wurden (s. dazu Abschnitt A2.2 in Anhang 2).

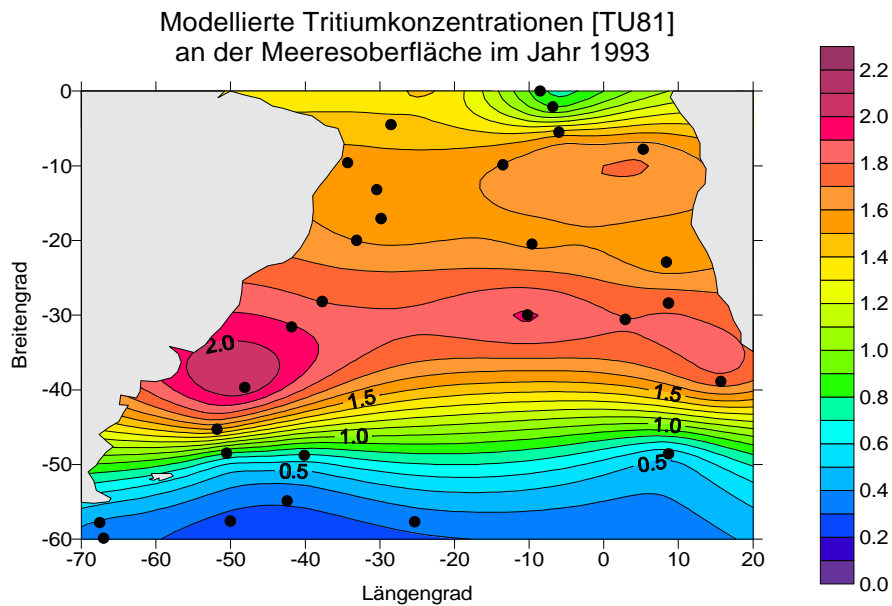


Abb. 3-5: Modellierte Tritiumkonzentration [TU81] an der Oberfläche des Südatlantiks im Jahr 1993. Die schwarzen Punkte geben die Stützstellen des Konturlinienverlaufs an (Orte mit wiederholter Beprobung, an denen das eindimensionale Oberflächenmodell gerechnet wurde).

3.3.2 Räumliche Verteilung der Modellparameter

Da K_v und m nur zur Anpassung des Modells an die Messwerte dienen, wären stochastische Verteilungen dieser Parameter keine große Überraschung. Tatsächlich jedoch sind ihre räumlichen Muster kohärent und qualitativ nicht unplausibel.

Die niedrigsten Werte des (Pseudo-) Mischungskoeffizientens K_v finden sich in den Subtropen (Abb. 3-6). Im Frontenbereich um 45°S ist die Mischung - wie zu erwarten - stärker. Die höchsten Mischungskoeffizienten liefert das Modell für das Gebiet um die Brasil-Malvinasstrom-Konfluenzzone, die allgemein als Region mit starker turbulenter Vermischung bekannt ist. Quantitativ bewegen sich die Modellwerte von K_v zwischen 10^4 - 10^5 m²/a bzw. 3-30 cm²/s. Dies liegt über den tatsächlichen Werten im Ozeaninneren ($\sim 0,1$ cm²/s [Ledwell et al., 1993; Matear und Wong, 1997]), aber deutlich unter dem, was sonst für die Deckschicht angegeben wird ($K_v \sim 50$ -1000 cm²/s [Weller, 1981; Price et al., 1987; Krauss, 1993]). Angesichts des einfachen Modellansatzes sind die unrealistischen K_v -Zahlenwerte jedoch wenig verwunderlich.

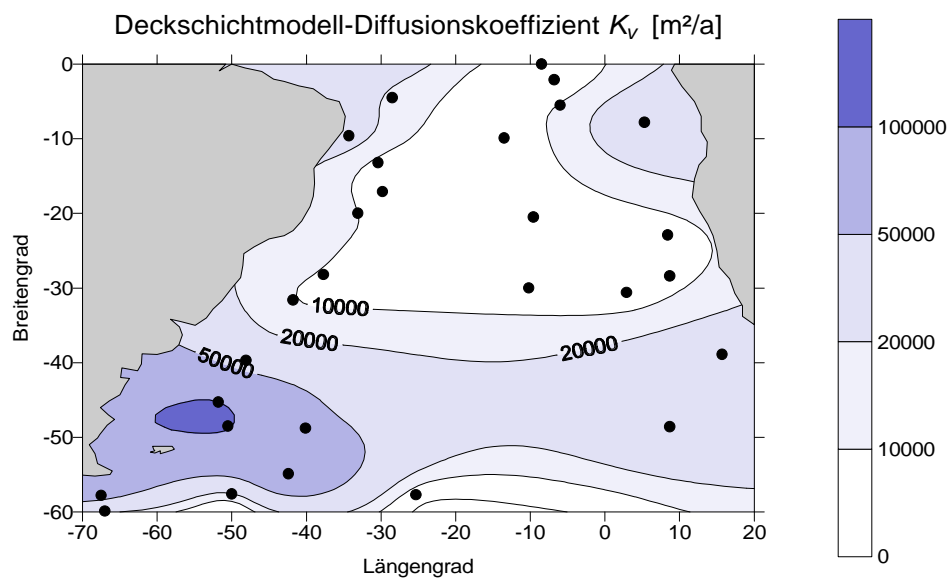


Abb. 3-6: Verteilung des vertikalen Mischungskoeffizienten des Oberflächenmodells. Die schwarzen Punkte geben die Stützstellen des Konturlinienvverlaufs an (Orte mit wiederholter Beprobung, an denen das eindimensionale Oberflächenmodell gerechnet wurde). Die Dateninterpolation erfolgte auf einem 1°×1°-Gitter (Methode: anisotropes Kriging mit 1°×1°-Matrixglättung).

Der Quellparameter m ist sowohl am Äquator als auch im Süden des Untersuchungsgebietes negativ, während das Modell in den Subtropen positive Werte liefert (Abb. 3-7). Negative Werte deuten auf Auftriebsprozesse und die Einmischung von tritiumarmem Wasser aus zum Teil großen Tiefen hin. Dies zeigen auch andere Untersuchungen in den entsprechenden Gebieten [Tomczak und

Godfrey, 1994; Hoppema et al., eingereicht]. Für die scheinbare Tritiumquelle im subtropischen Ozean bieten sich mehrere Ursachen an. Möglicherweise gelangt dort durch Rezirkulationsprozesse bereits wieder tritiumhaltiges Wasser an die Oberfläche, sodass der Tritiumgehalt über den Betrag hinaus steigt, der bei alleinigem Eintrag aus der Atmosphäre zu erwarten wäre. In diesem Fall läge die Zeitskala im Bereich $1/m \sim 20\text{-}40$ Jahre. Als alternative Tritiumquelle kommt der Indik in Frage, dessen Bedeutung für das Tritiumbudget der Warmwassersphäre des Südatlantiks bereits in Kapitel 2 erläutert wurde. Vielleicht sind die positiven Werte von m aber auch nur die Zahlenwerte, mit denen der Optimierungsalgorithmus des Oberflächenmodells bei der Datenanpassung das leichte Defizit im atmosphärischen Tritiumeintrag in diesem Gebiet ausgleicht (s. Abschnitt 2.4.3). Welche oder ob eine Kombination dieser drei Hypothesen letztlich zutreffend ist, lässt sich hier nicht entscheiden.

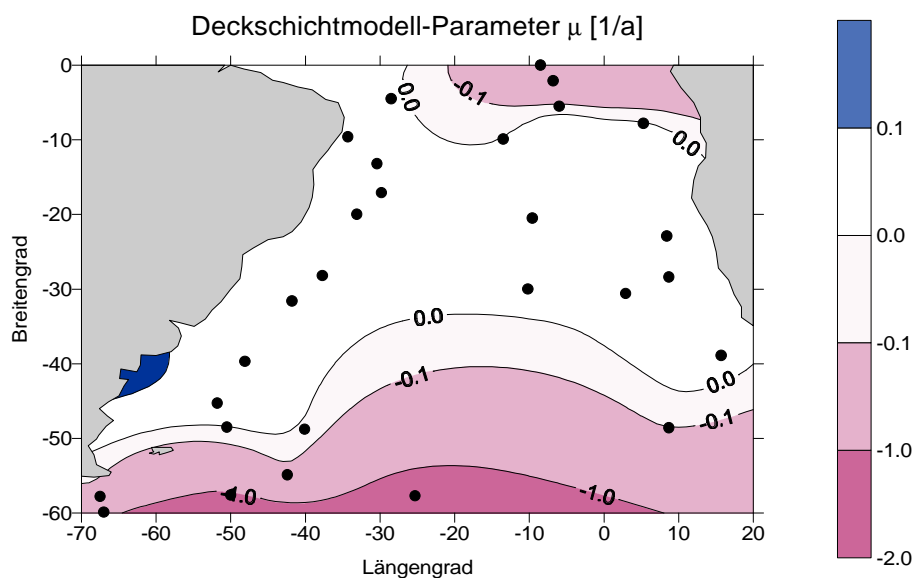


Abb. 3-7: Verteilung des Quellen/Senkenparameters m [1/a] des Oberflächenmodells. Die schwarzen Punkte geben die Stützstellen des Konturlinienverlaufs an (Orte mit wiederholter Beprobung, an denen das eindimensionale Oberflächenmodell gerechnet wurde). Die Dateninterpolation erfolgte auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter (Methode: anisotropes Kriging mit $1^\circ \times 1^\circ$ -Matrixglättung).

3.3.3 Fehlerbetrachtung

Der Modellfehler lässt sich in eine räumliche und in eine zeitliche Komponente zerlegen.

Räumlicher Modellfehler: Dieser Fehler resultiert aus der geringen Anzahl von Datenpunkten, wodurch das räumliche Konzentrationsmuster zu einem gegebenen Zeitpunkt zwangsläufig nur mit grober Auflösung wiedergegeben werden kann. Dies ist in Abbildung 3-8 für das Jahr 1993 dargestellt.

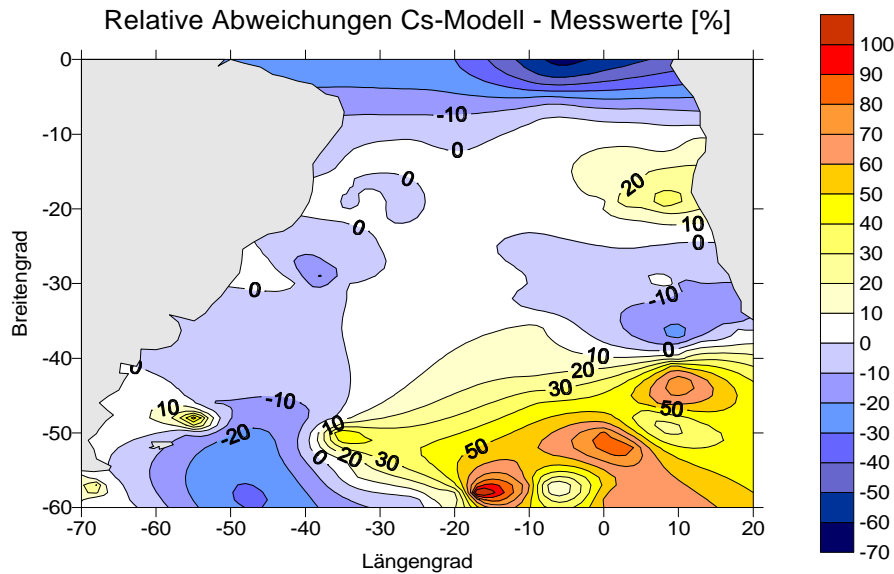


Abb. 3-8: Relative Abweichungen [%] zwischen modellierten und beobachteten Tritium-Oberflächendaten im Jahr 1993.

In weiten Bereichen beträgt der Unterschied zwischen modellierten und beobachteten Daten weniger als 10%. Am Äquator werden die Konzentrationen vom Modell stark unterschätzt. Vermutlich ist der Auftrieb von zwischenzeitlich weiter südlich ventiliertem Wasser nur unzureichend parametrisiert. Vor der Küste Namibias sowie im südöstlichen Atlantik liefert das Modell hingegen deutlich zu hohe Werte. In beiden Gebieten fehlen dem Modell Eingabedaten, um den Auftrieb von tritiumarmem Wasser bzw. den raschen Konzentrationsabfall quer zum südatlantischen Frontensystem erfassen zu können. Über das Gebiet zwischen 0° und 50°S gemittelt beträgt der quadratische räumliche Fehler 14%. Betrachtet man nur den Bereich zwischen 40°S und 50°S (das ist das Bildungsgebiet von unterem SACW bzw. oberem AAIW), ergibt sich ein Mittelwert von 20%. Es ist fraglich, ob diese Zahlen für den gesamten Zeitraum 1960-1995 repräsentativ sind. Andere zur Überprüfung geeignete Datensätze - wie z. B. die Messwerte des SAVE-Programms - sind jedoch nicht verfügbar. Daher gibt es zu diesen Ergebnissen bis auf weiteres keine fundierte Alternative.

Zeitlicher Modellfehler: Diese Fehlerkomponente ergibt sich aus den Unsicherheiten der Modellkurve an einem gegebenen Ort. Die Abweichungen zwischen modellierten und gemessenen Werten sind in den meisten Fällen vernachlässigbar, da das Modell speziell an diese Daten angepasst wurde. Die Unsicherheiten im Kurvenverlauf zwischen den Datenpunkten lassen sich nur schwer quantifizieren. Aufgrund der Pufferfunktion der Deckschicht sind die Oberflächenkonzentrationen zu einem gegebenen Zeitpunkt das Resultat des akkumulierten Tritiumeintrags mehrerer Jahre (formal entspricht dies der zeitlichen Integration von $j_{A\downarrow}$ in Gleichung 3.2). Deshalb ist auch der zeitliche Fehler der Oberflächenkonzentrationen proportional zum Fehler des

akkumulierten Tritiumeintrags, wobei im Folgenden der Fehler des über den gesamten Zeitraum integrierten atmosphärischen Eintrags $\Delta J_{A\downarrow}$ als Unsicherheitsmaß angesetzt wird. Im vergangenen Kapitel (Abschnitt 2.1.4) wurde dafür zwischen 0° und 50°S ein Mittelwert von 22% geschätzt. Rekursive Berechnungen unter Berücksichtigung der Wiederverdampfung von Tritium führten zu keiner signifikanten Verbesserung des Ergebnisses.

Bei gleicher Gewichtung von räumlichen und zeitlichen Abweichungen ergibt sich ein Gesamtfehler des Oberflächenmodells von 30%. Trotz aller Unsicherheiten bei dieser Betrachtung dürfte dies ein Maximalwert sein, der zumindest nicht während des gesamten Zeitraums ausgeschöpft wird. Die vorgegebenen Randbedingungen und Stetigkeitsgründe erlauben es nicht, dass zwischen den Stützstellen die Modellwerte und die tatsächlichen Werte sofort maximal divergieren. Endgültige Sicherheit über die Modellgüte können aber nur weitere Messwerte bringen.

3.4 Anwendung: Bestimmung von Residenzzeiten und Subduktionsraten

Mit Hilfe des Oberflächenmodells können Residenzzeiten und Subduktionsraten im Subtropenwirbel abgeleitet werden, ohne dass dafür Daten aus dem Ozeaninneren berücksichtigt werden müssen. Dazu betrachtet man das Tritiumbudget der Deckschicht (Abb. 3-9). Der Tritiumeintrag in die Deckschicht besteht aus dem atmosphärischen Eintrag $j_{A\downarrow}$ sowie dem Tritiumfluss j_{re} , der durch die Rezirkulation von bereits früher eingetragenen Tritium verursacht wird*. Im stationären Zustand gilt für den gesamten Eintragszeitraum

$$\int_{1960}^{1995} j_{sub}(t)dt = \int_{1960}^{1995} j_{A\downarrow}(t)dt + \int_{1960}^{1995} j_{re}(t)dt \quad (3.4)$$

Im Folgenden wird davon ausgegangen, dass effektive Subduktion nur während des Spätwinters erfolgt und dass für den Rest eines jeweiligen Jahres keine weitere Vermischung zwischen Deckschicht und Ozeaninnerem stattfindet. Diese Vorstellung geht auf Stommel zurück (Stommels Dämon, [Stommel, 1979]) und wurde inzwischen durch verschiedene Untersuchungen bestätigt [Marshall et al., 1993; Williams et al., 1995]. Der effektiv subduzierte Tritiumfluss beträgt zu einem gegebenen Zeitpunkt

$$j_{sub}(t) = C_S(t)W_0 \quad (3.5)$$

* In dieser Diskussion werden Wiederverdampfung und laterale Tritiumflüsse vernachlässigt, da sich die beiden Effekte im subtropischen Südatlantik zwischen 50°S und 20°S annähernd aufheben (s. Tab. 2-5).

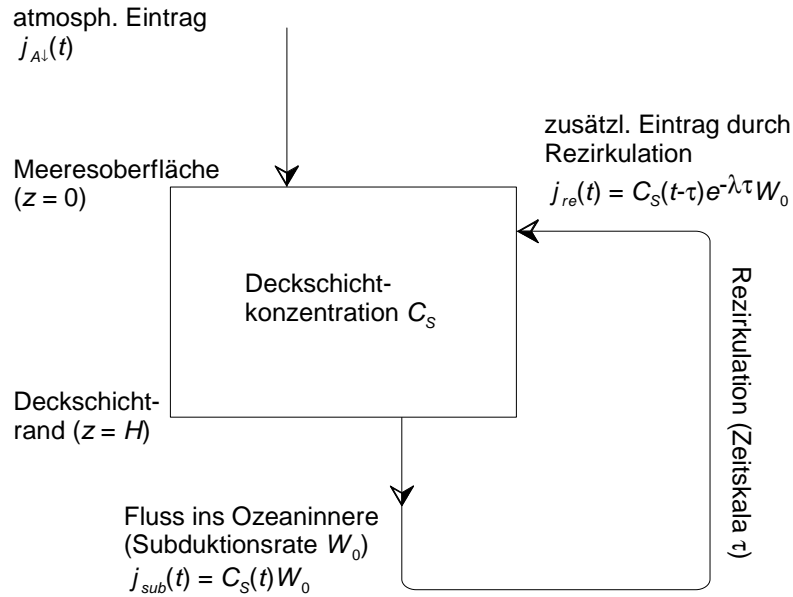


Abb. 3-9: Tritiumbudget in der Deckschicht des Subtropenwirbels (Prinzipische Skizze). Weitere Erläuterungen im Text.

Dabei ist $W_0 \equiv konst.$ die effektive Subduktionsrate des Wassers [m/a]. Rezirkulierendes Wasser wird bereits zum früheren Zeitpunkt $t - \tau$ subduziert, wobei τ als Verweildauer (Residenzzeit) des Wassers im Subtropenwirbel interpretiert wird. Analog zu j_{sub} gilt damit

$$j_{re}(t) = C_S(t - \tau)e^{-\lambda\tau} W_0 \quad (3.6)$$

und es folgt für die Tritiumbilanz der Deckschicht

$$\int_{1960}^{1995} C_S(t)W_0 dt = \int_{1960}^{1995} j_{A\downarrow}(t)dt + \int_{1960}^{1995} C_S(t - \tau)W_0 e^{-\lambda\tau} dt \quad (3.7)$$

wobei für $C_S(t)$ die Konzentrationen des Oberflächenmodells eingesetzt werden. Die Integrale über $C_S(t)$ und $j_{A\downarrow}(t)$ ergeben konstante Zahlenwerte. Bei bekannter Subduktionsrate lässt sich deshalb τ iterativ über die folgende Variationsgleichung bestimmen

$$\int_{1960}^{1995} C_S(t - \tau)e^{-\lambda\tau} dt \stackrel{!}{=} \int_{1960}^{1995} C_S(t)dt - \frac{1}{W_0} \int_{1960}^{1995} j_{A\downarrow}(t)dt = konst. \quad (3.8)$$

Da zum Beginn des Tritiumeintrags der rezirkulierende Wasseranteil noch frei von Bombentritium ist, verschwindet zu diesem Zeitpunkt j_{re} und W_0 kann aus dem vereinfachten Deckschichtbudget $j_{sub} = j_{A\downarrow}$ abgeleitet werden. Aus nummer-

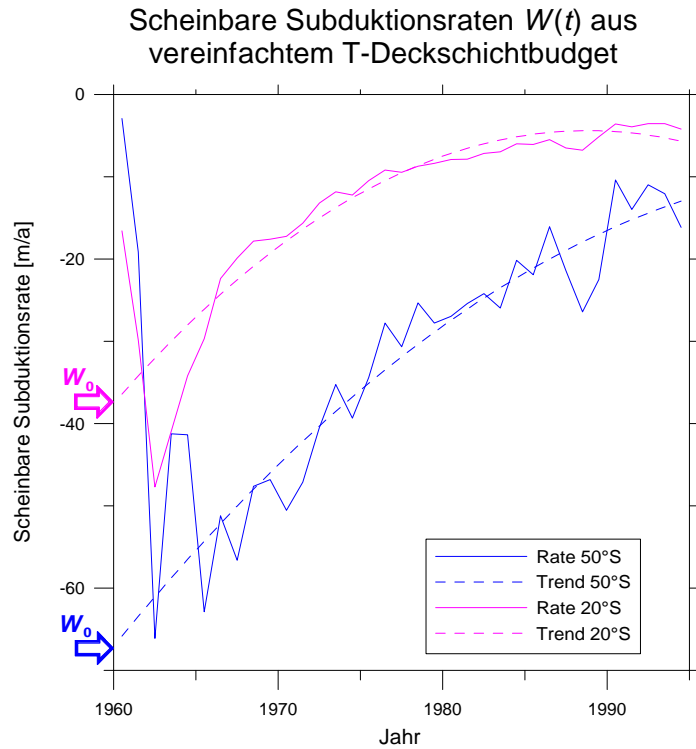


Abb. 3-10: Zeitlicher Verlauf der aus dem differentiellen, vereinfachten Tritium-Deckschichtbudget (Gl. 3.10) abgeleiteten scheinbaren Subduktionsraten $W(t)$ [m/a], exemplarisch dargestellt für zwei Gebiete im Südatlantik. Die Raten werden mit der Zeit kleiner, da bei ihrer Berechnung der wachsende Beitrag der Rezirkulation vernachlässigt wurde. Der Rückgang der Raten gegen Null in den frühen 1960er Jahren ist ein numerisches Artefakt. Die Trendkurven sind Polynom-Approximationen 2. Ordnung. Ihre Werte W_0 für 1960 entsprechen den tatsächlichen Subduktionsraten in diesen Breitenzonen.

ischen Gründen wird dazu allerdings nicht die integrale, sondern die differentielle Tritiumbilanz ausgewertet:

$$\frac{\partial C_S}{\partial t} = -\nabla j - \lambda C_S \approx -\frac{1}{H}(j_{sub} - j_{A+}) - \lambda C_S \quad (3.9)$$

wobei H die Deckschicht-Tiefe im Winter ist* (abgeleitet aus klimatologischen Daten [Levitus und Boyer, 1994]). Umordnen ergibt die scheinbare Subduktionsrate

$$W(t) = \frac{1}{C_S} \left[j_{A+} - H \frac{\Delta C_S}{\Delta t} \right] + \lambda H \quad (3.10)$$

Die so berechnete Rate ist zeitabhängig und entspricht nur zum Anfangszeitpunkt t_0 ($\equiv 1960$) der tatsächlichen Subduktionsrate W_0 , denn mit zunehmender Dauer wird der Fehler dieser Näherung durch den vernachlässigten Beitrag von

* Eingesetzt wurde die Tiefe, in der die Temperaturdifferenz zur Meeresoberflächentemperatur mehr als 0,5°C beträgt [Tomczak und Godfrey, 1994].

j_{re} immer größer. Da der atmosphärische Tritiumeintrag keine glatte Funktion der Zeit ist, sind die scheinbaren Subduktionsraten ebenfalls verrauscht und die tatsächlichen Zahlenwerte von W_0 werden durch Extrapolation des zeitlichen Trends von $W(t)$ auf t_0 gewonnen (s. Abb. 3-10). Auf diese Weise ergeben sich im Breitenbereich von 30°S-50°S zonal gemittelte Subduktionsraten von ca. 40-70 m/a, wobei der geschätzte Fehler ca. 30% beträgt. Diese Raten sind höher als die Geschwindigkeit des Ekmanpumpens im selben Gebiet (maximal 30 m/a). Eingesetzt in Gleichung (3.8) führt W_0 auf Residenzzeiten im Subtropenwirbel von 10-14 Jahren. Diese Befunde werden in Kapitel 5 genauer beleuchtet (vgl. dazu auch die Tab. 5-1 und 5-5).

Solche Budgetbetrachtungen lassen sich leichter mit Tritium als mit gasförmigen Tracern wie z. B. F11 anstellen, da für diese eine Fluss-Randbedingung nur schwer zu formulieren ist*. Die Bestimmung von Subduktionsraten aus F11-Oberflächenbilanzen ist mit sehr großen Fehlern behaftet. Rezirkulationseffekte bzw. Residenzzeiten können mit F11-Oberflächendaten prinzipiell nicht untersucht werden, da sich bei jedem neuen Kontakt mit der Atmosphäre innerhalb kurzer Zeit ein neues Lösungsgleichgewicht einstellt und die Rezirkulationsinformation verloren geht. Auf diese Weise stellt die Residenzzeitbestimmung aus dem Tritiumbudget der Deckschicht eine sinnvolle Ergänzung zu anderen Methoden der Wassermassendatierung dar.

3.5 Ergänzung: Die F11-Randbedingung für den Südatlantik

In den folgenden Kapiteln werden nicht nur Tritium- sondern auch F11-Verteilungen interpretiert. Der letzte Abschnitt in diesem Kapitel befasst sich daher kurz mit den Eintragsfunktionen der Freone und vergleicht sie mit den Tritiumkonzentrationen des Oberflächenmodells.

Allgemein hängt die Löslichkeit von Gasen von der Wassertemperatur, dem Salzgehalt und dem atmosphärischen Luftdruck ab. Stoffmengenkonzentrationen im Wasser können in Partialdrücke bzw. Volumenmischungsverhältnisse umgerechnet werden. In diesem Fall entfällt die Temperatur- und Salzgehaltsabhängigkeit, und die so angegebenen Konzentrationen sind Funktionen des atmosphärischen Partialdrucks. Im Lösungsgleichgewicht entspricht der Partialdruck des im Wasser gelösten Gases dem Partialdruck in der Atmosphäre. Oberflächendaten aus dem Südatlantik zeigen, dass dies dort für Freone nicht ganz der Fall ist [Beining, 1993; Weiss et al., 1993; Sültenfuß, 1997]. In den Subtropen scheint die Meeresoberfläche häufig leicht mit FCKWs übersättigt zu sein. Ausnahmen sind das Auftriebsgebiet vor Namibia sowie der Bereich der Subtropenfront, wo das Wasser eher untersättigt ist. Die Ursachen dafür wurden im Detail von Beining [Beining, 1993] analysiert, auf dessen Arbeit an dieser Stelle verwiesen wird. Da aber die Abweichungen vom Lösungsgleichgewicht

* Für Details über den Gastransfer zwischen Atmosphäre und Ozean siehe z. B. den Übersichtsartikel von Asher und Wanninkhof [Asher und Wanninkhof, 1998].

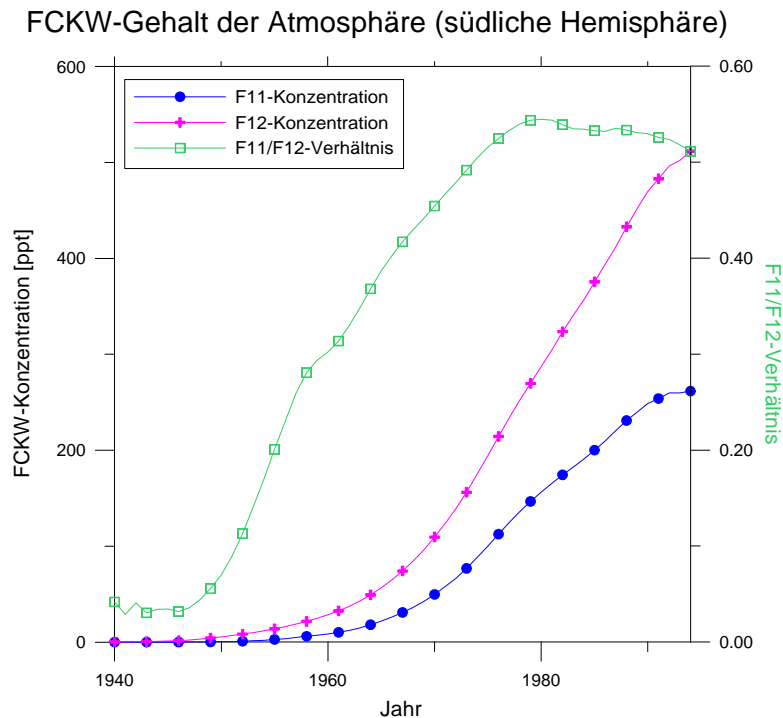


Abb. 3-11: Zeitlicher Verlauf des FCKW-Gehalts in der Atmosphäre der südlichen Hemisphäre [Walker et al., 1996] bzw. an der Oberfläche des Südatlantiks (bei Annahme des Lösungsgleichgewichts in der Deckschicht, vgl. dazu die Ausführungen im Text). Hinweis: Die beiden Ordinaten umfassen unterschiedliche Wertebereiche.

meistens weniger als 10% betragen, werden sie im weiteren Verlauf dieser Arbeit vernachlässigt, und es wird davon ausgegangen, dass die Deckschichtkonzentrationen den atmosphärischen FCKW-Konzentrationen entsprechen. Der Freongehalt der Atmosphäre wird kontinuierlich überwacht und nahm in der Vergangenheit stark zu (Abb. 3-11). Aufgrund des Montrealer Protokolls zum Schutz der Ozonschicht und seinen nachfolgenden Verschärfungen sinken die F11-Konzentrationen seit 1994, und der Anstieg F12 beginnt sich abzuflachen [Walker et al., 1996]. Abgesehen von geringfügigen Unterschieden [Prather et al., 1987] sind die atmosphärischen FCKW-Konzentrationen zu einem bestimmten Zeitpunkt innerhalb der südlichen Hemisphäre räumlich homogen, sodass auch die Freon-Partialdrücke an der Oberfläche des Südatlantiks in erster Näherung räumlich homogen sind. Die Konzentrations-Randbedingung der FCKWs ist daher viel unproblematischer als die des Tritiums, dessen Oberflächenkonzentrationen räumlich variabel sind und in den Subtropen inzwischen nur noch eine geringe zeitliche Dynamik aufweisen.

Wassermassendatierungen auf der Basis von Oberflächenkonzentrationen (Konzentrationsdatierung) sind daher mit Tritium weniger praktikabel und weniger robust als mit FCKWs. Neben Konzentrationsdatierungen sind auch Altersbestimmungen über Tracerverhältnisse möglich (Verhältnisdatierung).

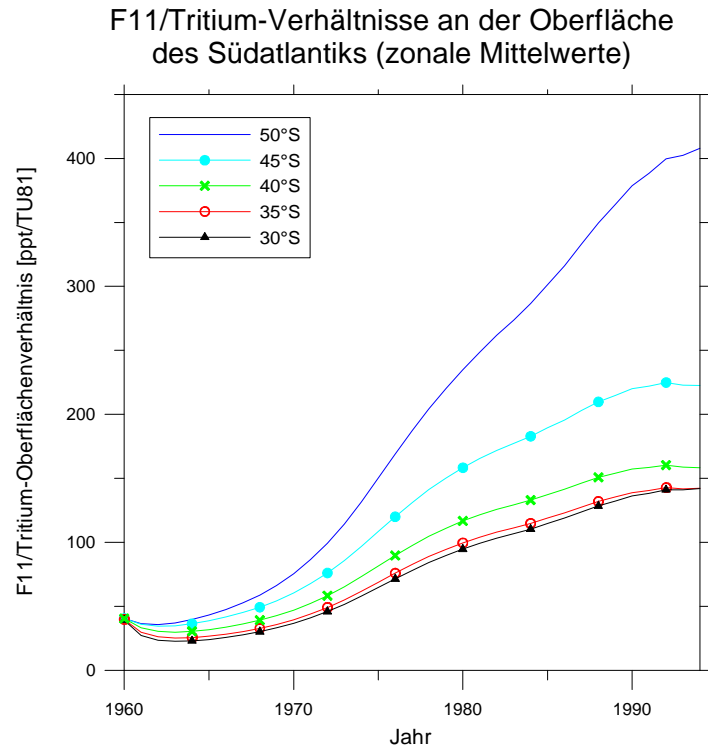


Abb. 3-12: Zeitlicher Verlauf der F11/Tritiumverhältnisse an der Oberfläche des Südatlantiks in verschiedenen Breitenzonen (zonale Mittelwerte). Die Kurven wurden durch Spline-Interpolation leicht geglättet.

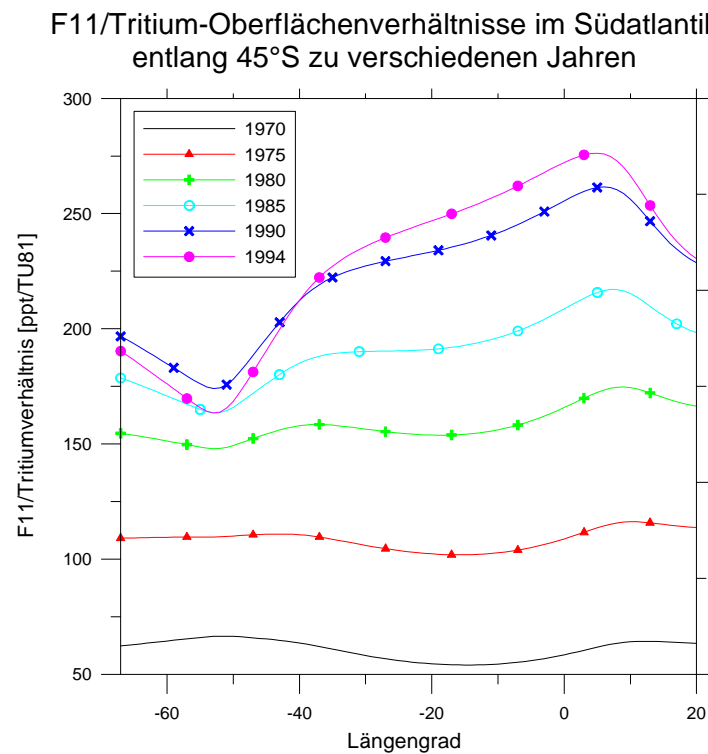


Abb. 3-13: Zonale Variation der F11/Tritium-Oberflächenverhältnisse im Südatlantik längs des 45° Breitengrads zu verschiedenen Zeitpunkten.

Verhältnisalder werden durch Zumischung von tracerfreiem Wasser weniger beeinflusst, als dies bei Konzentrationsaltern der Fall ist (s. Kapitel 5). Die F11/F12-Datierung besitzt zwar eine einfache Randbedingung, aber sie ist in der Warmwassersphäre des Südatlantiks nicht mehr anwendbar, denn die F11/F12-Verhältnisse in der Atmosphäre sind schon seit längerem rückläufig und daher keine eindeutigen Funktionen der Zeit mehr (Abb. 3-11). Als Alternative bietet sich die F11/Tritium-Datierung an. Die F11/Tritium-Oberflächenverhältnisse R_S sind zwar räumlich variabel, aber im Gegensatz zu den F11/F12-Verhältnissen von Ende der 1960er bis Anfang der 1990er Jahre fast linear ansteigend (Abb. 3-12 und 3-13), d. h.

$$R_S := \frac{C_{SF}}{C_{ST}} \approx pt + q \quad (3.11)$$

wobei C_{SF} und C_{ST} die F11- bzw. Tritium-Oberflächenkonzentrationen für die Zeit $t \geq 1970$ sind. Tabelle 3-1 zeigt zonale Mittelwerte der Geradenparameter p und q . Die Wassermassendatierung mit F11- und Tritiumdaten ist Gegenstand von Kapitel 5. Zuvor jedoch wird im nächsten Kapitel ein qualitativer Blick auf die Verteilungen dieser beiden Tracer geworfen.

s_0 [kg/m ³]	j_0 [°S]	p [ppt/TU81a]	q [ppt/TU81]
26,0	32	4,5730	-8965,4
26,1	34	4,5483	-8914,4
26,2	36	4,5859	-8985,5
26,3	37	4,6456	-9101,4
26,4	38	4,7317	-9269,0
26,5	40	5,0354	-9862,3
26,6	42	5,6641	-11095
26,7	44	6,7028	-13135
26,8	46	8,4433	-16557
26,9	47	9,7896	-19207
27,0	48	11,338	-22256
27,1	50	15,027	-29525

Tab. 3-1: Parameter zur linearen Approximation der F11/Tritium-Oberflächenverhältnisse gemäß Gl. (3.11) in den Subduktionszonen verschiedener Isopyknenflächen s_0 (zonale Mittelwerte, j_0 = mittlere geografische Breite der Subduktionsgebiete im Spätwinter [Levitus und Boyer, 1994]).

Kapitel 4 Tritium- und F11-Verteilungen in der Warmwassersphäre

4.1 Vorbemerkungen und Datenlage

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über die Tritium- und F11-Verteilungen in der Warmwassersphäre des Südatlantiks, wie sie sich anhand der in Bremen vorliegenden Daten für die 1990er Jahre darstellen. Die Tritiumdaten stammen in der überwiegenden Mehrzahl von WOCE-Expeditionen des Zeitraums 1990-1995 mit bremischer Beteiligung (WOCE-Forschungsreisen A8, A9, A10, A12, A13, A14, A21 und A23, siehe Abb. 4-1). Hinzu kommen Proben aus dem südwestlichen Atlantik, die während der französischen WOCE-A17-Expedition 1994 genommen und dem IUP zur Messung und zur vorläufigen Auswertung überlassen wurden [Klatt, 1998].

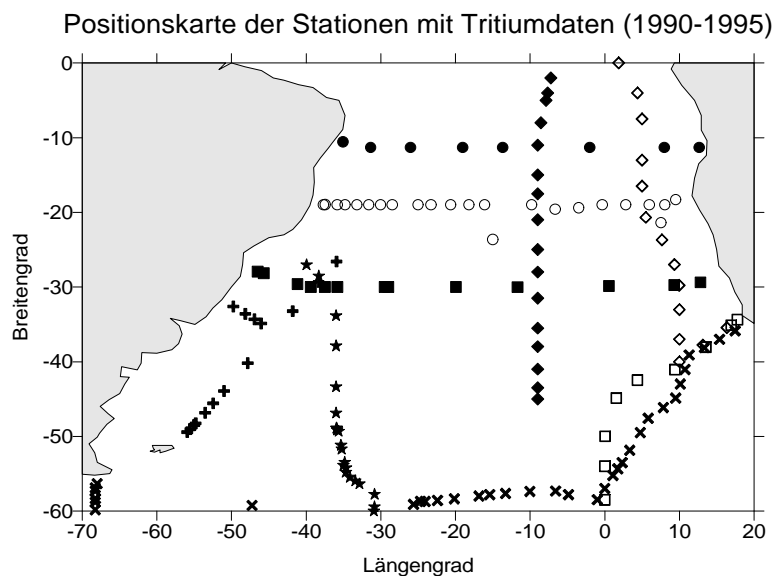


Abb. 4-1: Karte der Stationen mit Tritiumdaten (1990-1995). Expeditionen: ● = WOCE-A8 (1994), ○ = WOCE-A9 (1991), ■ = WOCE-A10 (1992/93), □ = WOCE-A12 (1992), ◆ = WOCE-A13 (1995), ◇ = WOCE-A14 (1995), + = WOCE-A17 (1994), X = WOCE-A21 (1990), ★ = WOCE-A23 (1995)

Die F11-Daten (Abbildung 4-2) beinhalten neben WOCE-Daten aus Bremen der Jahre 1990-1994 (Expeditionen A8, A9, A10, A12 und A21) auch die Messwerte der britischen WOCE-Expedition A11 1992/93 [Smythe-Wright et al., 1998] sowie

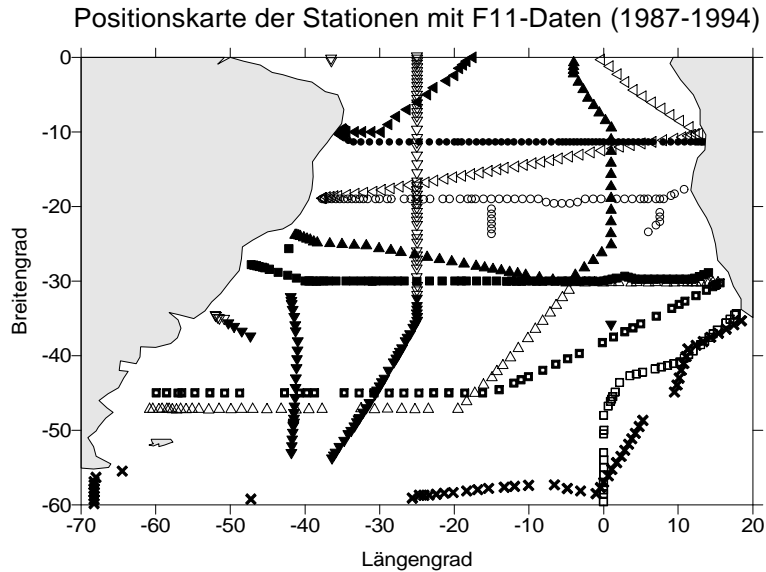


Abb. 4-2: Karte der Stationen mit F11-Daten (1987-1994). Expeditionen: ◄ = SAVE-1 (1987), ◁ = SAVE-2 (1988), □ = SAVE-3 (1988), △ = SAVE-4 (1988/89), ▼ = SAVE-5 (1989), ▽ = SAVE-6 (1989), ● = WOCE-A8 (1994), ○ = WOCE-A9 (1991), ■ = WOCE-A10 (1992/93), □ = WOCE-A11 (1993), □ = WOCE-A12 (1992), X = WOCE-A21 (1990)

die Ergebnisse des SAVE-Programms (1987-1989, [Weiss et al., 1993]). Im nächsten Abschnitt werden zur Orientierung zunächst die meridionalen Verteilungen der beiden Tracer vorgestellt. Danach folgt eine detailliertere Betrachtung der quasi-horizontalen Verteilungen auf zwei ausgewählten Isopyknenflächen. Dazu wurden die Tracerdaten auf den Zeitpunkt 1993 projiziert. Eine Beschreibung des dazu angewandten Verfahrens findet sich in Anhang 2. Die Ausführungen in diesem Kapitel beschränken sich auf eine qualitative Beschreibung der Daten. Quantitative Datenanalysen sind Gegenstand von Kapitel 5.

4.2 Meridionalschnitte durch den Südatlantik

Tritium: Abbildung 4-3 zeigt die Verteilung in der Warmwassersphäre anhand von WOCE-Daten (die von ursprünglich verschiedenen Längenpositionen auf einen gemeinsamen Meridian projiziert und dann interpoliert wurden). Da die meisten dieser Daten aus den Jahren 1993-1995 stammen, entspricht dieses Bild in erster Näherung dem Konzentrationsverlauf des Jahres 1994. Die Tritiumkonzentrationen variieren vertikal und meridional. Unterhalb der Deckschicht nehmen sie generell mit der Tiefe ab. In allen Tiefenbereichen finden sich die höchsten Konzentrationen in den Subtropen zwischen 30°S und 35°S. Dort ist das anthropogene Tritiumsignal am tiefsten in den Ozean eingedrungen und klingt erst unterhalb von 1000 m auf den natürlichen Oberflächenwert von ca. 0,2 TU ab. Im Zentralwasser mit geringeren potentiellen Dichten als $s_0 \lesssim 26,25$

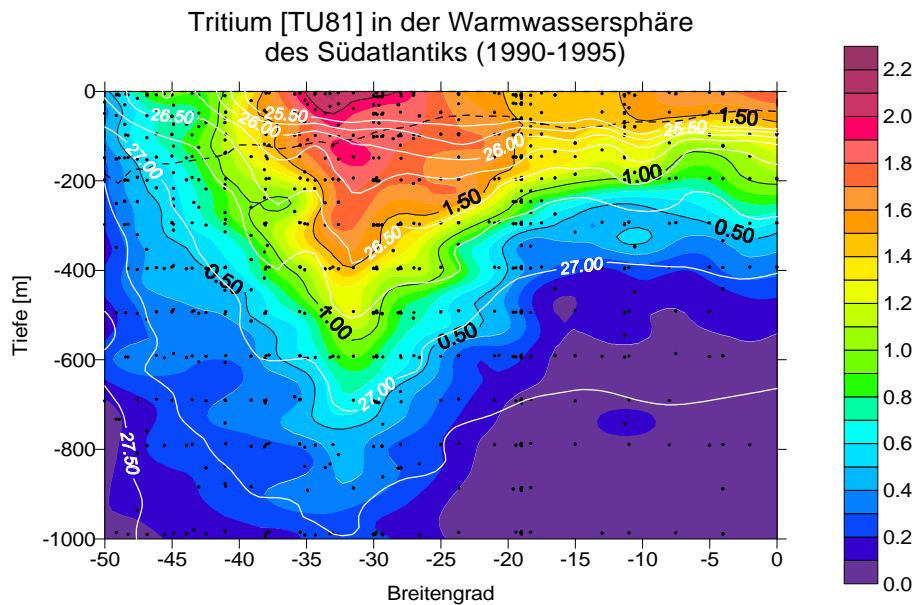


Abb. 4-3: Meridionale Tritiumverteilung [TU81] in der Warmwassersphäre des Südatlantiks anhand von WOCE-Daten aus dem Zeitraum 1990-1995 (zonale Projektion von Messwerten mit verschiedenen Längenpositionen). Zusätzlich eingezeichnet sind Isopyknenlinien (weiße Linien, Dichtewerte in s_0 -Einheiten im Abstand von $0,25 \text{ kg/m}^3$) sowie die Deckschichttiefe im Spätwinter (gestrichelte Linie, auf der Basis von klimatologischen Daten [Levitus und Boyer, 1994]).

kg/m^3 nehmen die isopyknischen Konzentrationen unterhalb der winterlichen Deckschicht kontinuierlich nach Norden hin ab. Im anschließenden Dichtebereich bis $s_0 \leq 26,50 \text{ kg/m}^3$ steigen die Konzentrationen auf den Isopyknen unterhalb der winterlichen Deckschicht zunächst an, um danach nördlich von ungefähr 30°S wieder abzufallen. Bei höheren potentiellen Dichten als $s_0 \geq 26,50 \text{ kg/m}^3$ verlaufen die Konzentrations-Isolinien im Gebiet des Subtropenwirbels annähernd parallel zu den Dichte-Isolinien. In allen Tiefen- bzw. Dichtebereichen ist zwischen 20°S und 15°S ein deutlicher Rückgang der Konzentrationen zu beobachten.

In den Bildungsgebieten des Wassers mit $s_0 \leq 26,25 \text{ kg/m}^3$ (nördlich von 35°S) steigen die Oberflächenkonzentrationen bis heute an. Der Konzentrationsrückgang im Ozeaninneren in diesem Dichtebereich ist das zeitliche Spiegelbild des Anstiegs der Oberflächenwerte und mit isopyknischen Transportprozessen vereinbar: Je weiter sich das Wasser auf einer Isopykne von der Oberfläche entfernt hat, desto älter ist es und desto geringere Tritiumgehalte hat es zum Zeitpunkt der Subduktion aufgeprägt bekommen (s. Abb. 3-3 in Kapitel 3). Dichteres Wasser bis $s_0 \leq 26,50 \text{ kg/m}^3$ wird im Winter zwischen 37°S und 40°S subduziert. Die Oberflächenkonzentrationen in diesem Gebiet zeigen im zeitlichen Verlauf zwar kein Zwischenmaximum, wie es entlang den Isopyknen im Ozeaninneren erkennbar ist; ob aber die Abweichungen signifikant sind, lässt anhand von Abb. 4-3 nicht entscheiden. Die Subduktionsgebiete von SACW mit

$s_0 \geq 26,50 \text{ kg/m}^3$ liegen im Winter südlich von 40°S . Dort sind die Oberflächenkonzentrationen in den letzten Jahren nur noch wenig oder gar nicht gestiegen (s. Abb. 3-3). Der parallele Verlauf der Tritium- und Dichte-Isolinien im Ozeaninneren bestätigt daher die Ausbreitung des Wassers auf Isopyknenflächen. Der generelle Konzentrationsabfall bei 15°S kennzeichnet den Nordrand des Subtropenwirbels und damit die Grenze zum Äquatorialstromsystem, in dem wahrscheinlich tritiumarmes Wasser aus der Tiefe aufsteigt und geringer meridionaler Austausch stattfindet.

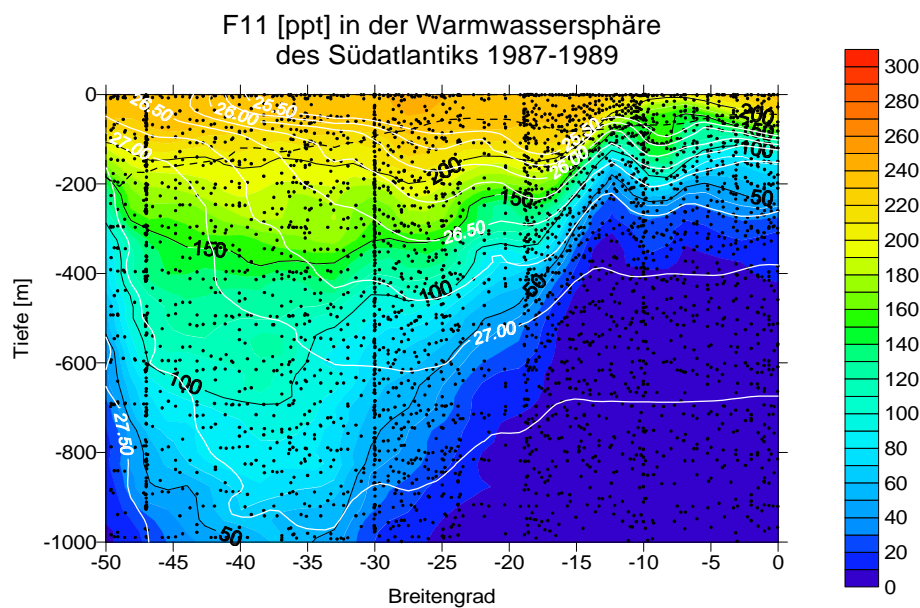


Abb. 4-4: Meridionale Verteilung von F11 [ppt] in der Warmwassersphäre des Südatlantiks anhand von SAVE-Daten aus dem Zeitraum 1987-1989 [Weiss et al., 1993] (zonale Projektion von Messwerten mit verschiedenen Längenpositionen). Zusätzlich dargestellt sind Isopyknenlinien (weiße Linien, Dichtewerte in s_0 -Einheiten im Abstand von $0,25 \text{ kg/m}^3$) sowie die Deckschichttiefe im Spätwinter (gestrichelte Linie, auf der Basis von klimatologischen Daten [Levitus und Boyer, 1994]).

F11: Abbildung 4-4 fasst alle Messwerte der SAVE-Expeditionen 1987-1989 zusammen, da aus den 1990er Jahren im Wesentlichen nur die F11-Daten von vier WOCE-Zonalschnitten vorlagen. Der Zeitunterschied zwischen Abbildung 4-3 und Abbildung 4-4 beträgt zwar ungefähr sechs Jahre, aber qualitativ dürften sich die Konzentrationsmuster der beiden Tracer in diesem Zeitraum kaum verändert haben. Ähnlich wie beim Tritium nehmen die F11-Konzentrationen mit der Tiefe ab, wobei die maximale Eindringtiefe zwischen 35°S und 40°S beobachtet wird. Zwischen der Meeresoberfläche und einer Tiefe von ungefähr 500 m besitzt F11 jedoch ein anderes Verteilungsmuster als Tritium. In diesem Tiefenbereich zeigen die F11-Daten in den Subtropen keine V-förmige Struktur wie das Tritium, sondern eine fast vertikale Schichtung mit nur geringen meridionalen Unterschieden. Außerdem scheinen die Konzentrationen in der

vertikalen Richtung sogar bereits innerhalb der eigentlich homogen durchmischten winterlichen Deckschicht zu sinken. Auch beim F11 gehen die Konzentrationen im Bereich des Äquatorialstromsystems nördlich von 15°S stark zurück.

Die geringen meridionalen F11-Variationen haben zwei Ursachen. Im flachen Bereich unmittelbar unterhalb der Deckschicht sorgt wahrscheinlich Mischung mit Oberflächenwasser für eine meridionale Homogenisierung. Zwischen 200 und 500 m Tiefe dagegen entspricht die F11-Schichtstruktur starken isopyknischen Gradienten für Wasser mit der potentielle Dichte $s_0 \geq 26,50 \text{ kg/m}^3$. Dies spiegelt den steilen Anstieg der F11-Oberflächenkonzentrationen in der Vergangenheit wider und deutet auf die isopyknische Ausbreitung von Zentralwasser in diesem Dichtebereich hin. Die vertikale Abnahme der Deckschichtkonzentrationen ist nur scheinbar paradox, denn in Abbildung 4-4 sind F11-Daten aus den Sommermonaten mit den Deckschichttiefen während des Spätwinters kombiniert. Da im Winter der Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre viel intensiver ist und das Lösungsgleichgewicht sich innerhalb weniger Wochen einstellt, sollten dann innerhalb der Deckschicht keine vertikalen Gradienten mehr vorzufinden sein. Im Äquatorialstromgebiet sind die Konzentrationen zum Teil so niedrig, dass nur Auftriebsprozesse die Ursache für diese Diskontinuität sein können, die auch bei anderen Spurenstoffen beobachtet wird [Broecker und Östlund, 1979].

4.3 Tracerverteilungen auf Isopyknenflächen im Jahr 1993

4.3.1 Isopykne $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$

Die Isopykne $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$ liegt im mittleren Tiefenbereich der Warmwassersphäre und tritt im Winter bei 40°S an die Meeresoberfläche aus, wo sie annähernd zonal verläuft [Levitus und Boyer, 1994] (vgl. dazu auch Tab. A2-1 im Anhang 2).

Tritium: In weiten Bereichen dieser Isopykne betragen die quasi-synoptischen Konzentrationen zwischen 1,0 und 1,5 TU81 (Abb. 4-5). Sie sind damit ungefähr 40% niedriger als die Oberflächenkonzentrationen von 1993 (vgl. Abb. 3-4). Wie an der Meeresoberfläche finden sich im Südosten erhöhte Konzentrationen. Höhere Tritiumwerte als 1,5 TU81 treten auch vereinzelt im zentralen sowie im gesamten südwestlichen Atlantik auf, wo die Zone der hohen Konzentrationen bis an die Oberfläche reicht. Nördlich von ungefähr 15°S an der Grenze zum Äquatorialstromsystem sinken die Tritiumwerte unter 1,0 TU81. Allerdings ist die räumliche Auflösung der Stationen zu grob, um dort genauere Strukturen z. B. im Angolabecken verlässlich erkennen zu können.

Die erhöhten Tritiumgehalte im Südosten deuten auf den Import von Zentralwasser aus dem Indischen Ozean hin, da die Oberflächenkonzentrationen im Subduktionsgebiet monoton ansteigen und kein Zwischenmaximum aufweisen, wie es auf der Isopykne vor der südafrikanischen Küste beobachtet wird.

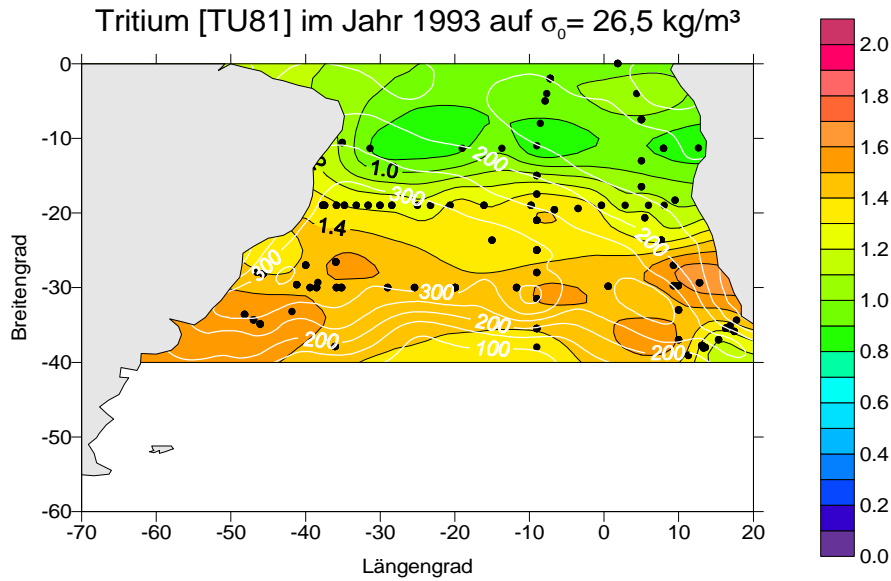


Abb. 4-5: Quasi-synoptische Tritiumkonzentration [TU81] auf der Isopykne $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$ im Jahr 1993. Weiße Linien und weiße Zahlen geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an. Die Isopykne tritt im Winter im zonalen Mittel bei 40°S an die Meeresoberfläche aus [Levitus und Boyer, 1994].

Solch ein Einstrom wird auch von anderen Autoren postuliert [Gordon et al., 1992; Sprintall und Tomczak, 1993]. Im südwestlichen Atlantik wird durch Winterkonvektion Subtropisches Modewasser (STMW) gebildet, das sich mit dem Subtropenwirbel ausbreitet [Gordon, 1981; Sprintall und Tomczak, 1993; Provost et al., 1995; de Miranda et al., im Druck]. Dies zeigt sich dort auch in den isopyknischen Tritiumkonzentrationen, die den erhöhten Tritiumeintrag (Abb. 2-5) bzw. die hohen Oberflächenkonzentrationen (Abb. 3-4) in dieser Region widerspiegeln.

F11: Die höchsten F11-Werte von über 225 ppt finden sich am Südrand zwischen 40°W und 10°W und entsprechen fast der atmosphärischen F11-Konzentration von 1993 (Abb. 4-6). Im südöstlichen Atlantik werden im Gegensatz zum Tritium nicht höhere, sondern niedrigere F11-Konzentrationen als im zonalen Durchschnitt beobachtet. Unterdurchschnittliche F11-Werte finden sich in derselben Breitenzone auch im südwestlichen Atlantik. Nördlich von 15°S fallen auch die F11-Konzentrationen stark ab. Die niedrigsten Werte werden im Angolabecken und dort insbesondere in den küstennahen Auftriebsregionen beobachtet.

Gordon et al. [Gordon et al., 1992] zufolge liegen die geringen F11-Gehalte vor der südafrikanischen Küste an einem Einstrom von Indischem Zentralwasser, das älter und damit ärmer an F11 ist als direkt im Südatlantik subduziertes Zentralwasser, mit dem es sich im Bereich des Benguelastroms mischt. Diese Hypothese ist kein Widerspruch zu den erhöhten Tritiumgehalten in dieser Region, denn in der Vergangenheit waren die

Tritium-Oberflächenkonzentrationen im subtropischen Indik wahrscheinlich größer als im subtropischen Südatlantik [Broecker et al., 1986]. Der Konzentrationsabfall im südwestlichen Atlantik ist möglicherweise die Folge starker konvektiver Prozesse mit so rascher Wassermassenbildung, dass sich kein Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre einstellen kann.

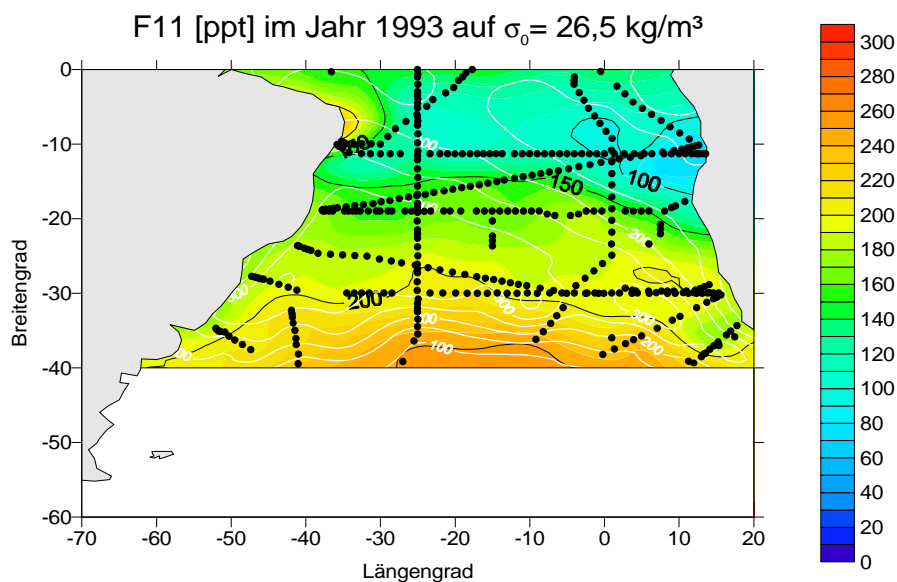


Abb. 4-6: Quasi-synoptische F11-Konzentration [ppt] auf der Isopykne $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$ im Jahr 1993. Weiße Linien und weiße Zahlen geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an. Die Isopykne tritt im Winter im zonalen Mittel bei 40°S an die Meeresoberfläche aus [Levitus und Boyer, 1994].

4.3.2 Isopykne $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$

Die Isopykne mit der potentiellen Dichte $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$ liegt an der Grenze zum Antarktischen Zwischenwasser (AAIW) der Kaltwassersphäre und gelangt während des Winter im Mittel bei 50°S an die Meeresoberfläche. Dort ist ihr Verlauf weitgehend zonal [Levitus und Boyer, 1994].

Tritium: Die quasi-synoptischen Konzentrationen betragen in weiten Gebieten zwischen 0,25 und 0,5 TU81 (Abb. 4-7). Gegenüber den Oberflächenwerten von 1993 bedeutet dies eine Abnahme um ungefähr 80%. Die höchsten Tritiumgehalte finden sich im südwestlichen Atlantik. Allerdings erstreckt sich dieser Bereich auf eine geringere Fläche als bei der flacheren Isopykne $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$. Im Südosten werden keine erhöhten Tritiumwerte mehr beobachtet. Tatsächlich finden sich dort sogar geringere Konzentrationen als im zentralen Südatlantik. Abgesehen von diesen zonalen Variationen fallen die Tritiumkonzentrationen großflächig nach Norden ab. Die niedrigsten Werte treten im Angolabecken auf, wo die Konzentrationen unter 0,1 TU81 liegen. Die Spitzenwerte im westlichen Südatlantik deuten wie in flacheren Tiefen auf eine direkte Ventilation dieses Gebiets hin.

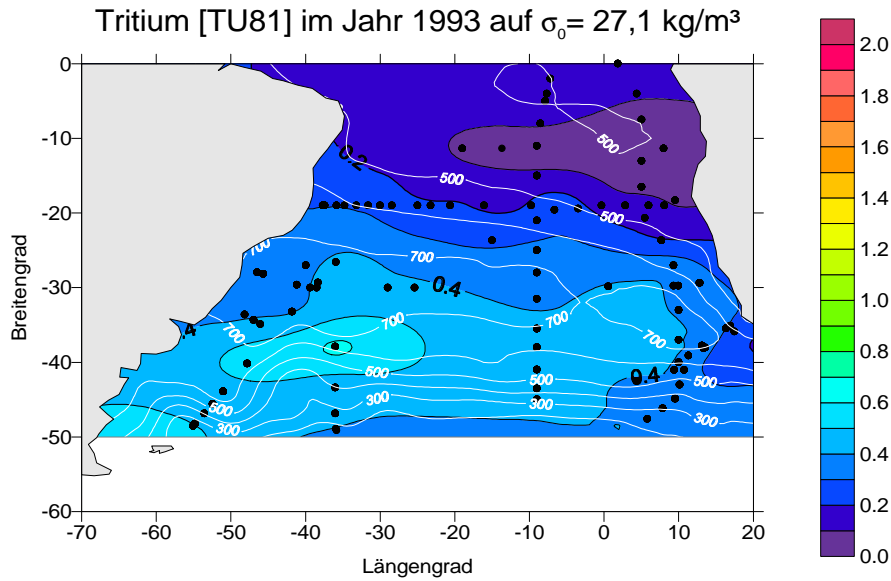


Abb. 4-7: Quasi-synoptische Tritiumkonzentration [TU81] auf der Isopykne $\sigma_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$ im Jahr 1993. Gestrichelte Linien und kleine, kursive Zahlen geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an. Die Isopykne tritt im Winter im zonalen Mittel bei 50°S an die Meeresoberfläche aus [Levitus und Boyer, 1994].

Abgereicherte Tritiumgehalte im südöstlichen Atlantik vor der südafrikanischen Küste markieren entweder Wasser, das im subtropischen Indik bereits in den frühen 1960er Jahren gebildet wurde, als die Oberflächenkonzentrationen noch sehr gering waren, oder aber es handelt sich um nicht ganz so altes Wasser aus dem subantarktischen Ozean, wo die Deckschichtkonzentrationen sowohl im Atlantik als auch im Indik generell niedriger als in Subtropen sind (vgl. dazu Abb. 3-3 sowie [Broecker et al., 1986; Lebourcher, 1996]). Der tritiumarme Bereich im Angolabecken liegt jenseits der Angola-Benguela-Front im Gebiet des gegenläufigen Angolastrom-Wirbels.

F11: Die Konzentrationen weisen ein ähnliches Muster auf wie im flacheren Bereich (Abb. 4-8). Die Konzentrationen nehmen großflächig von Süden nach Norden ab. Der meridionale Konzentrationsabfall erfolgt jedoch schneller als auf flacheren Isopyknen. Zum Beispiel betragen die isopyknischen F11-Konzentrationen bei 25°S ungefähr 50 ppt bzw. ein Fünftel des Oberflächenwertes von 1993. Auf der Isopykne $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$ hingegen finden sich in derselben geografischen Breite noch F11-Gehalte um 175 ppt, was ca. 70% des Deckschichtwertes von 1993 entspricht. Vor der südafrikanischen Westküste sinken die F11-Konzentrationen auf 50 - 75 ppt. Die niedrigsten F11-Werte werden auch auf dieser Isopykne im Angolabecken beobachtet. Nördlich der Angola-Benguela-Front ist das Wasser fast F11-frei, wobei sich die freonarme Zone weit über die küstennahen Auftriebsgebiete hinaus bis in den offenen Ozean erstreckt. Der steilere meridionale F11-Gradient bedeutet, dass die Ventilation langsamer als im

flacheren Bereich erfolgt*. Die geringen F11-Gehalte vor der südafrikanischen Küste lassen für dieses Wasser auf eine Wassermassenbildung in den 1970er Jahren schließen (siehe Kapitel 5). Dies steht in Widerspruch zur anhand der Tritiumwerte aufgestellten ersten Hypothese, dass das Wasser aus dem subtropischen Indik stammt und spricht stattdessen für den subantarktischen Ozean als Bildungsregion. Die fast verschwindenden F11-Konzentrationen im Angola-becken sind wie beim Tritium auf den Angolastromwirbel zurückzuführen und charakterisieren eine nur indirekt ventilierte Zone in der Warmwassersphäre des Südatlantiks.

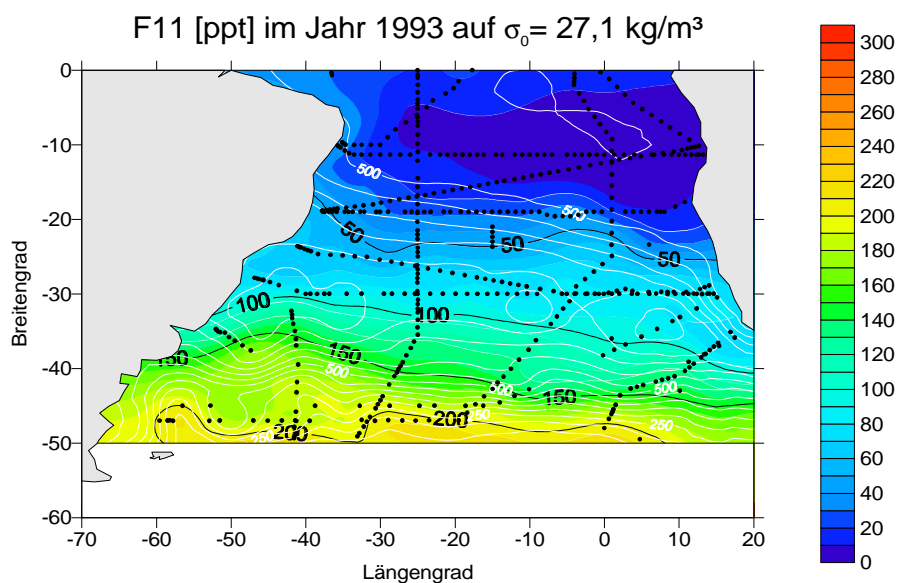


Abb. 4-8: Quasi-synoptische F11-Konzentration [ppt] auf der Isopykne $\sigma_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$ im Jahr 1993. Weiße Linien und weiße Zahlen geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an. Die Isopykne tritt im Winter im zonalen Mittel bei 50°S an die Meeresoberfläche aus [Levitus und Boyer, 1994].

* Theoretisch kann auch eine Zumischung bzw. ein Aufsteigen von tracerarmem Wasser dafür verantwortlich sein. So vermutet Schmitz in diesem Dichteniveau die Konversion von pazifischem AAIW in SACW [Schmitz, 1995]. Da das Tritiuminventar in dieser Isopyknenschicht jedoch annähernd dem atmosphärischen Eintrag entspricht (s. dazu Tab. 5-2 in Kapitel 5), dürfte dieser Effekt praktisch keine große Rolle spielen.

Kapitel 5

Wassermassendatierung und Bestimmung von Transportraten

In diesem Kapitel geht es um die Bestimmung von Transport- und Subduktionsraten für SACW. Sie sind eine Funktion seiner Residenzzeit im Subtropenwirbel, die wiederum in einer - nicht unbedingt trivialen- Beziehung zum Wassermassenalter in diesem Seegebiet steht. Aus diesem Grund beschäftigt sich die Arbeit zunächst mit der Problematik der Wassermassendatierung und vergleicht dabei verschiedene Datierungsmethoden, die auf der Analyse der beobachteten F11- und Tritiumverteilungen basieren.

5.1 Methodischer Hintergrund

5.1.1 Wassermassenalter und Mischung

Betrachtet man allgemein ein Flüssigkeitsreservoir, so wird unter dem Begriff „Alter“ die Zeit t verstanden, die seit dem Eintritt eines Fluidelementes in dieses Reservoir vergangen ist. Im Hinblick auf die Ausbreitung von SACW wäre solch ein Reservoir näherungsweise der Subtropenwirbel und das Wassermassenalter die Zeitdifferenz zwischen Subduktion und Beobachtung nördlich der Subtropenfront:

$$t = t_{obs} - t_{sub} \quad (5.1)$$

Ohne Mischung ist das Alter des Fluidelements direkt proportional zur verstrichenen Zeit, d. h. das Alter ändert sich auf seinem Weg durch das Reservoir mit der konstanten Rate eins:

$$\frac{d\tau}{dt} = 1 \text{ bzw. } \frac{\partial\tau}{\partial t} + \mathbf{u}\nabla\tau = 1 \quad (5.2)$$

Befindet sich das Strömungsfeld $\mathbf{u} = (u, v, w)$ im Reservoir dann außerdem im stationären Zustand, verschwindet die lokale partielle Ableitung nach t , und das Alter beträgt im Abstand r vom Eintrittsort:

$$t_A = r/|\mathbf{u}| \quad (5.3)$$

t_A wird auch als Advektionsalter bezeichnet [Jenkins, 1998]. Gibt es im Reservoir hingegen Mischung - und das ist im Ozean in der Regel der Fall - so ist eine eindeutige Altersangabe nicht mehr möglich. Stattdessen findet sich ein Spektrum $y(t)$ von verschiedenen alten Wasserteilchen im Wasser, das im Folgenden „Altersverteilung“ genannt wird [Bolin und Rodhe, 1973; Beining und Roether, 1996; Putzka, 1999; Putzka, eingereicht]. Der Mittelwert $\langle t \rangle$ der Altersverteilung beträgt

$$\langle t \rangle = \int_0^{\infty} \tau \psi(\tau) d\tau \quad (5.4)$$

Das Datierungsergebnis entspricht nur dann dem mittleren Alter $\langle t \rangle$, wenn die Tracer-Oberflächenkonzentrationen lineare Funktionen der Zeit sind. Der Verlauf von $y(t)$ lässt sich zwar im Prinzip auf mehrere Weisen bestimmen, aber praktisch ist dies problematisch und wurde in dieser Arbeit nicht weiter untersucht. So könnte man die Entwicklung eines einmalig und definiert ins Reservoir eingebrachten Tracersignals verfolgen, was eine wiederholte Beprobung zu verschiedenen Zeiten erfordert. Diese Gelegenheit ist in der Vergangenheit im Südatlantik verpasst worden. Möglich wäre auch die gleichzeitige Betrachtung mehrerer Tracerverteilungen mit verschiedenen Eintragsfunktionen. Auch dafür ist die Datenlage kritisch. Zum einen ist fraglich, ob drei Tracer für eine solche Multitraceranalyse ausreichen*. Außerdem wird in den quasi-synoptischen Datenfeldern die tatsächliche Altersverteilung durch das Synoptisierungsverfahren modifiziert. Ohne Synoptisierung gäbe es zwar keine zeitliche Modifikation, aber auch keine flächendeckenden Informationen über die räumliche Struktur der Altersverteilung. Möglicherweise können in Zukunft Studien mit numerischen Modellen aus diesem Dilemma weiterhelfen, wie sie exemplarisch für einzelne Seegebiete bereits durchgeführt wurden [Huhn, 1997; Rodehacke, 1997; Martinic, 1998; Putzka, 1999; Putzka, eingereicht].

In dieser Arbeit wird der Mischungseinfluss auf die Altersbestimmung anders untersucht. Formal lässt sich Mischung in der Alterstendenz-Gleichung (5.2) durch einen zusätzlichen Term M parametrisieren [Jenkins, 1987b; Doney et al., 1997; Sültenfuß, 1997]:

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} + \mathbf{u} \nabla \tau = 1 + M \quad (5.5)$$

Mischung ist dann vernachlässigbar, wenn $M \ll 1$. Sind die zur Datierung herangezogenen Tracer-Oberflächenkonzentrationen nichtlineare Funktionen der Zeit, so wirkt sich Mischung ebenfalls nichtlinear auf t aus. M besteht dann nicht nur aus der Quasi-Fickschen turbulenten Diffusion $D = KV^2 t$, sondern es ergeben sich zusätzliche Terme höherer Ordnung S :

* Gemeint sind F11, F12 und Tritium; F113 bereitet momentan noch Probleme beim Nachweis und CCl_4 ist in warmem Wasser chemisch nicht stabil.

$$M = D + S = K\nabla^2 t + S \quad (5.6)$$

S ist je nach Datierungsmethode und von Tracer zu Tracer verschieden. Dies dürfte der Hauptgrund für die häufig unterschiedlichen Traceralter derselben Wassermasse sein. In dieser Arbeit werden verschiedene Datierungsmethoden diesbezüglich miteinander verglichen, nämlich die Datierung anhand der F11- und Tritiumkonzentrationen sowie die Altersbestimmung über das Verhältnis dieser beiden Tracer zueinander.

Bestimmt man t aus einem Vergleich zwischen den im Wasser gemessenen Tracerkonzentrationen C mit den historischen Oberflächenkonzentrationen C_S , so handelt es sich bei t um ein sogenanntes *Konzentrationsalter*. Mit $C_S = f(t_{sub})$ bzw. der Umkehrfunktion $t_{sub} = f(C_S)^{-1} = g(C_S)$ ergibt sich bei isopyknischer Tracerausbreitung dann zum Zeitpunkt der Beobachtung t_{obs}

$$S = K_h \frac{\partial^2 f}{\partial g^2} \frac{\partial g}{\partial f} (\nabla_h \tau)^2 = K_h \frac{\partial^2 g}{\partial C^2} (\nabla_h C)^2 \quad (5.7)$$

wobei K_h der isopyknische Mischungskoeffizient und ∇_h der quasihorizontale Gradient auf der Isopyknenfläche sind [Doney et al., 1997; Sültenfuß, 1997]. Im Falle eines zeitlich linearen Verlaufs der Oberflächenkonzentrationen verschwindet S und M reduziert sich auf D . Dies gilt im hier betrachteten Gebiet für F11 im Zeitraum 1974-1995 und für Tritium ungefähr seit dem Jahr 1972.

Datiert man t analog über das Konzentrationsverhältnis zweier oder mehrerer Tracer, so ergibt dies ein sogenanntes *Verhältnisalter*. Die erste Verhältnisdatierung im Ozean wurde mit den Tracern F11 und F12 durchgeführt [Weiss et al., 1985]. Da das F11/F12-Verhältnis in der Atmosphäre seit 1980 rückläufig ist, liefert diese Methode für die Warmwassersphäre des Südatlantiks keine eindeutigen Ergebnisse mehr. Das F11/Tritium-Verhältnis an der Meeresoberfläche hingegen ist bis heute monoton (wenn auch ortsabhängig) steigend und eignet sich daher für eine Verhältnisdatierung. Der nichtlineare Mischungsterm beträgt für diese Datierungsmethode [Sültenfuß, 1997]

$$S = K_h \left(\frac{\partial^2 g}{\partial C_F^2} (\nabla_h C_F)^2 + 2 \frac{\partial^2 g}{\partial C_F \partial C_T} \nabla_h C_F \cdot \nabla_h C_T + \frac{\partial^2 g}{\partial C_T^2} (\nabla_h C_T)^2 \right) \quad (5.8)$$

wobei C_F und C_T die F11-Konzentration bzw. die zerfallskorrigierte Tritiumkonzentration im Wasser und $g(R_S) = t_{sub}$ die Umkehrfunktion des F11/Tritium-Oberflächenverhältnisses R_S sind. Im subtropischen Südatlantik erfolgt der Anstieg von R_S seit Ende der 1960er Jahre annähernd linear (s. Abb. 3-14 und 5-1). Aus Gleichung (3.11) folgt dann

$$g(R_S) = t_{sub} \approx \frac{1}{p} \left(\frac{C_{SF}}{C_{ST}} - q \right) \quad (5.9)$$

wobei C_{SF} und C_{ST} die Oberflächenkonzentrationen von F11 bzw. Tritium und Zahlenwerte für p und q in Tab. 3-1 aufgeführt sind. Da dann g eine lineare Funktion von C_{SF} ist, verschwindet in Gleichung (5.8) beim Differenzieren zwar der erste Term, aber die beiden anderen Terme bleiben erhalten, sodass S im Vergleich zum F11- oder Tritium-Konzentrationsalter nicht vollständig verschwindet. Das bedeutet, dass zumindest formal das F11/Tritium-Verhältnialter in der südatlantischen Warmwassersphäre stärker durch Mischung beeinflusst wird als die separat betrachteten Konzentrationsalter. Dennoch ist die Verhältnisdatierung keine schlechtere Datierungsmethode, denn sie liefert andere Informationen als die Konzentrationsdatierung. Während sich bei Zumischung von tracerfreiem Wasser (das in der Regel alt ist) das Konzentrationsalter einer Wasserprobe verschiebt (erhöht), kürzen sich die tracerfreien Anteile bei der Verhältnisbildung näherungsweise heraus. Das Verhältnialter ist dann das Alter der tracerhaltigen (meist jüngeren) Komponente und liefert in Verbindung mit dem Konzentrationsalter eines der beiden Tracers den Verdünnungsgrad. Die Aufspaltung in tracerfreies und tracerhaltiges Wasser entspricht der Annahme einer bimodalen Altersverteilung. In gewisser Weise stellt die Verhältnisdatierung deshalb einen Zwischenschritt zur Methode der Altersverteilungen dar.

5.1.2 Zusammenhang zwischen Residenzzeit und Wassermassenalter

Im Folgenden wird der Stoffaustausch zwischen einem Reservoir und seiner Umgebung betrachtet. Nimmt man an, dass sich das Reservoir in einem stationären Zustand befindet, so balancieren sich Ein- und Ausstrom, und der Ausstrom ist umgekehrt proportional zur Verweildauer eines Fluidelements im Reservoir. Analog zum Alter findet sich bei Mischung im Ausstrom ein Spektrum $f(t)$ von verschiedenen Verweildauern. Die mittlere Transitzeit eines Fluidelements durch das Reservoir beträgt dann

$$\tau_t = \int_0^{\infty} \tau \phi(\tau) d\tau \quad (5.10)$$

t_t wird auch „Residenzzeit“ genannt. Bolin und Rodhe [Bolin und Rodhe, 1973] zeigten, dass die Residenzzeit der sogenannten Turnover-Zeit* t_0 entspricht:

$$t_t = t_0 = M_0/F_0 \quad (5.11)$$

wobei M_0 die Gesamtmasse des Reservoirs und F_0 der Ausstrom bzw. der Fluss zum benachbarten Reservoir sind. Bolin und Rodhe zeigten außerdem, dass zwischen dem mittleren Alter und der Residenzzeit in einem Reservoir zwar ein enger Zusammenhang besteht, aber dass diese beiden Größen oft nicht identisch

* Die Übersetzung „Umwälzzeit“ ist im deutschen Sprachraum wenig gebräuchlich.

sind. Mittleres Alter und Residenzzeit sind dann verschieden, wenn die Mischung im System räumlich so variiert, dass sich die daraus resultierenden Altersverteilungen im Reservoir und im Ausstrom bzw. am Ausstromort unterscheiden. Allgemein sind drei Fälle möglich [Bolin und Rodhe, 1973]:

(1) Sind im Reservoir die Advektionsraten niedrig sowie Quellen und Senken (bzw. Ein- und Auslass) weit voneinander entfernt, besteht der Ausstrom überwiegend aus Fluidelementen mit einer großen Verweildauer und die Residenzzeit ist größer als das mittlere Alter. Praktisch trifft dies auf Systeme zu, die durch eine eindimensionale Advektions-Diffusions-Gleichung beschrieben werden können (wie dies bei der Datensynoptisierung geschah, s. Anhang 2.3).

(2) Verlässt der überwiegende Teil der Fluidelemente bereits nach einer kurzen Verweildauer das Reservoir, ist die Residenzzeit kleiner als das mittlere Alter im Reservoir. Auf den Ozean übertragen entspricht dies der Situation in einem Rand- oder Mittelmeer, in dem der Ausstrom von Tiefenwasser durch eine Schwelle behindert wird und deshalb auf viel längeren Zeitskalen erfolgt, als dies in flacheren Schichten der Fall ist (ein Beispiel dafür ist das östliche Mittelmeer).

(3) Ist das gesamte System homogen durchmischt, sind die Reservoir-Altersverteilung $y(t)$ und die Fluss-Altersverteilung $f(t)$ identisch, und das mittlere Alter entspricht der Residenzzeit. Solche Bedingungen finden sich im Ozean in der Deckschicht.

Zusammengefasst ergibt sich aus den vorangegangenen Überlegungen Folgendes: Tracerdatierungen liefern das Wassermassenalter in einem Reservoir wie z. B. dem Subtropenwirbel, wobei dieses Alter nicht unbedingt dem mittleren Alter entspricht. Zur Bestimmung von Transportraten - also eigentlich von Stoffflüssen zwischen verschiedenen Reservoiren - müssen bei gleichzeitiger Annahme eines stationären Zustands die Residenzzeiten in den Reservoiren bekannt sein. Diese beiden Größen sind nur dann identisch, wenn entweder die Mischung in dem System vernachlässigbar ist (dann entspricht auch das Wassermassenalter im Reservoir dem Advektionsalter t_A), oder wenn das System hinreichend homogen durchmischt ist. Ist beides nicht der Fall, ist Gleichung (5.11) nicht mehr gültig und liefert bestenfalls einen Schätzwert für F_0 . Bei Kenntnis der beiden Altersverteilungen lassen sich die Flüsse dann exakt nur aus dem folgenden allgemein gültigen Zusammenhang berechnen [Bolin und Rodhe, 1973]

$$\phi(\tau) = -\frac{M_0}{F_0} \frac{d\psi(\tau)}{d\tau} \quad (5.12)$$

Sind die Altersverteilungen - wie in dieser Arbeit - nicht bekannt, kann mit Hilfe von Plausibilitätsbetrachtungen im Sinne der obigen Fallunterscheidung allenfalls überprüft werden, ob es sich bei dem Wert für F_0 aus Gleichung (5.11) eher um eine Über- oder Unterschätzung des tatsächlichen Ergebnisses handelt. Diese Überlegungen skizzieren die Vorgehensweise in den folgenden Abschnitten.

5.2 Wassermassendatierung mit F11- und Tritiumdaten

5.2.1 Datierungsbeispiel

Das Datierungsprinzip ist bei allen Methoden dasselbe: Der Tracergehalt einer Wasserprobe wird mit dem historischen Tracergehalt an der Meeresoberfläche im Wassermassenbildungsgebiet verglichen. Bei der Tritium-Konzentrationsdatierung und bei der F11/Tritium-Verhältnisdatierung muss berücksichtigt werden, dass die Oberflächendaten räumlich variabel sind (vgl. Abb. 3-3, 3-14 und 3-15). Die Breitengradabhängigkeit ist unproblematisch, solange die Wassermassenausbreitung auf Isopyknenflächen mit zonal verlaufenden Subduktionsgebieten erfolgt. Letzteres gilt näherungsweise für SACW im Dichtebereich $\sigma_0 = 26,0 \text{ kg/m}^3$ - $27,1 \text{ kg/m}^3$ [Levitus und Boyer, 1994]. Die meridionale Variabilität der Tritium- bzw. F11/Tritium-Oberflächenwerte beträgt 3% (bei 30°S) bis 13% (bei 50°S) und lässt sich nicht völlig ausschalten (es sei denn, der Verlauf des Strömungsfeldes wäre genau bekannt). Zur Datierung werden deshalb die entsprechenden zonalen Mittelwerte verwendet.

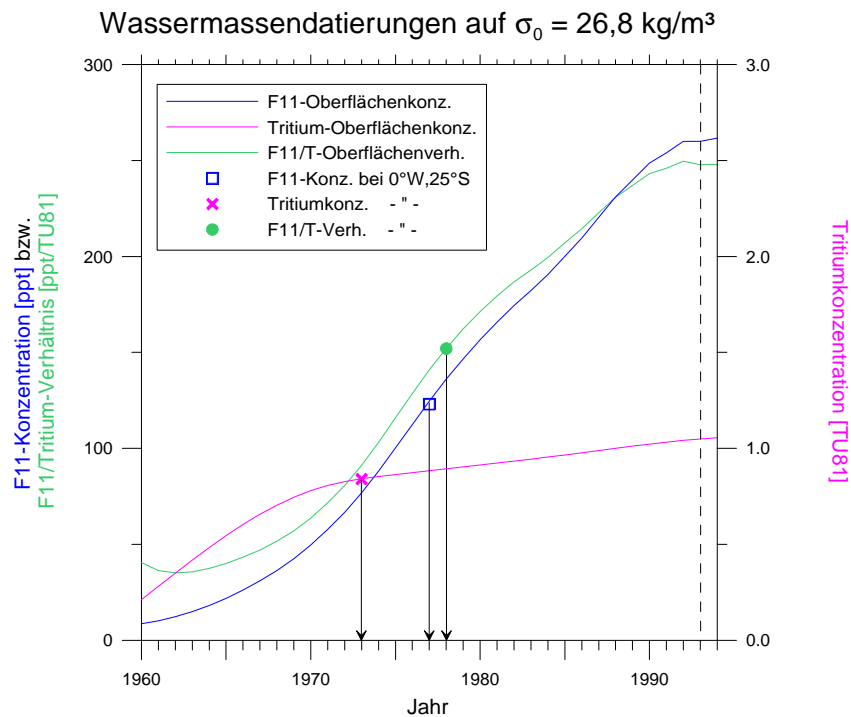


Abb. 5-1: Wassermassendatierung mit verschiedenen Tracern am Beispiel einer Wasserprobe mit der potentiellen Dichte $\sigma_0 = 26,8 \text{ kg/m}^3$ bei 0°W , 25°S . Die unterschiedlichen Methoden liefern verschiedene Subduktionszeitpunkte (1973, 1977 und 1978). Die senkrechte gestrichelte Linie markiert das Bezugsjahr 1993 (= Alter null Jahre). Weitere Erläuterungen im Text.

Abbildung 5-1 zeigt exemplarisch die drei Datierungsmethoden im Vergleich. Auf der Isopykne $\sigma_0 = 26,8 \text{ kg/m}^3$ finden sich im Wasser bei der Position 0°W , 25°S

eine F11-Konzentration von 123 ppt und eine Tritiumkonzentration von 0,83 TU81. Dies liefert für ein Wasserpaket an diesem Ort ein scheinbares F11-Alter von 16 Jahren, ein Tritiumalter von 20 Jahren und F11/Tritium-Alter von 15 Jahren. Nimmt man zusätzlich an, dass die Diskrepanzen zwischen den Altern auf die Verdünnung mit tracerfreiem (d. h. altem) Wasser zurückzuführen sind und dass die tracerfreien Anteile nicht zum Verhältnisalter beitragen, lässt sich die Zusammensetzung des Gemisches bestimmen. Der Anteil des F11-freien Komponente in der Mischung beträgt dann 9%, während sich der Anteil des tritiumfreien Wassers 6% beträgt. Dieser Unterschied ist nicht signifikant und liegt wahrscheinlich im Unsicherheitsbereich der Oberflächenkurven.

Im Gegensatz zum diesem Beispiel werden im Folgenden das F11- und das F11/Tritium-Alter nicht iterativ aus den exakten Verläufen der Oberflächenkurven abgeleitet, sondern analytisch aus funktionalen Näherungen bestimmt. Dies ergibt bei flächendeckenden Datierungen glattere Altersfelder. Im Einzelnen wird der F11-Partialdruck an der Meeresoberfläche bis zum Jahr 1974 durch eine Exponentialfunktion und danach durch eine Gerade approximiert [Beining und Roether, 1996]. Für die zonal gemittelten F11/Tritium-Verhältnisse wird für den Zeitraum nach 1970 ebenfalls ein linearer Anstieg angesetzt (s. Abb. 3-14 und Tab. 3-1). Zur genaueren Bestimmung des Tritium-Konzentrationsalters wurden die zonal gemittelten Oberflächendaten durch Spline-Interpolation geringfügig geglättet.

5.2.2 Räumliche Altersverteilungen auf der Isopykne $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$

F11-Alter: Das Wasser mit dem niedrigsten F11-Alter findet sich im Süden zwischen ungefähr 40°W und 10°O (Abb. 5-2). Nach Norden hin nimmt das F11-Alter stetig zu, wobei der Nordrand des Subtropenwirbels bei ungefähr 15°S mit der 15-Jahre-Alterslinie zusammenfällt. Nordöstlich davon vor der Küste Angolas findet sich mit einem F11-Alter von rund 20 Jahren das älteste Wasser auf dieser Isopykne. Im südwestlichen Atlantik liegt vor der Küste Uruguays ein Keil mit Wasser, das älter als 10 Jahre ist. Dies könnte Wasser sein, das mit dem Brasilstrom nach Süden rezirkuliert.

Tritium-Alter: Diese Konzentrationsdatierung ergibt in der Nähe der Subduktionszone zum Teil höhere Alter als weiter nördlich (Abb. 5-3). Die 15-Jahre- und die 10-Jahre-Isolinien verlaufen weiter südlich als beim F11-Alter. Das älteste Wasser findet sich bei 10°S , wo sich eine Zone mit über 30 Jahre altem Wasser fast über den gesamten Südatlantik erstreckt. Im südwestlichen Atlantik vor der Küste Uruguays beträgt das Tritiumalter weniger als 5 Jahre. Ein Keil mit älterem Wasser wie beim F11-Alter findet sich erst weiter nördlich davon.

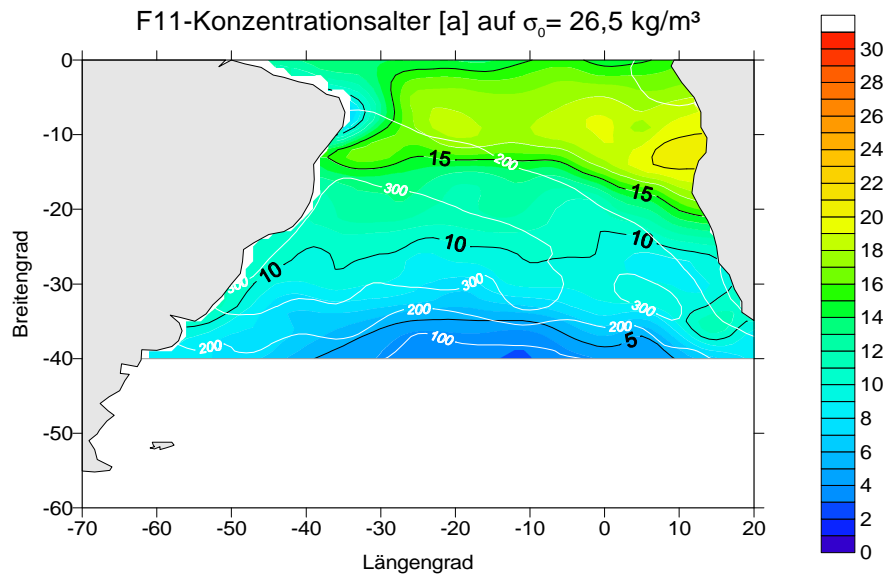


Abb. 5-2: F11-Konzentrationsalter [a] auf der Isopykne $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$. Die weißen Linien geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an.

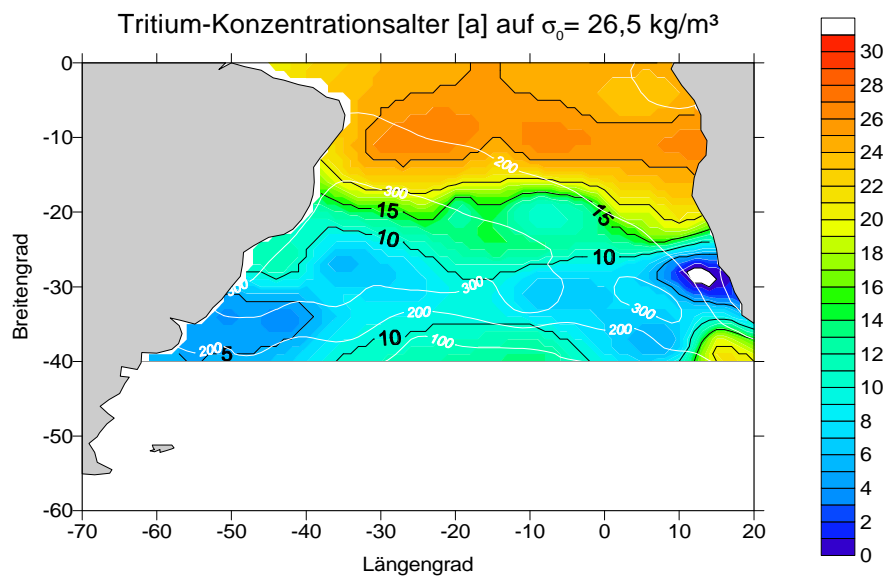


Abb. 5-3: Tritium-Konzentrationsalter [a] auf der Isopykne $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$. Die weißen Linien geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an.

Die Unterschiede bei den Konzentrationsaltern in der Nähe der Subduktionszone sind wahrscheinlich nicht signifikant, sondern liegen im Fehlerbereich der Tritium-Oberflächenkonzentrationen. Allein aufgrund der zonalen Variabilität der Oberflächenkonzentrationen beträgt die Unsicherheit des Tritiumalters bei jungem Wasser ungefähr fünf Jahre (s. Abb. 5-10, S. 71).

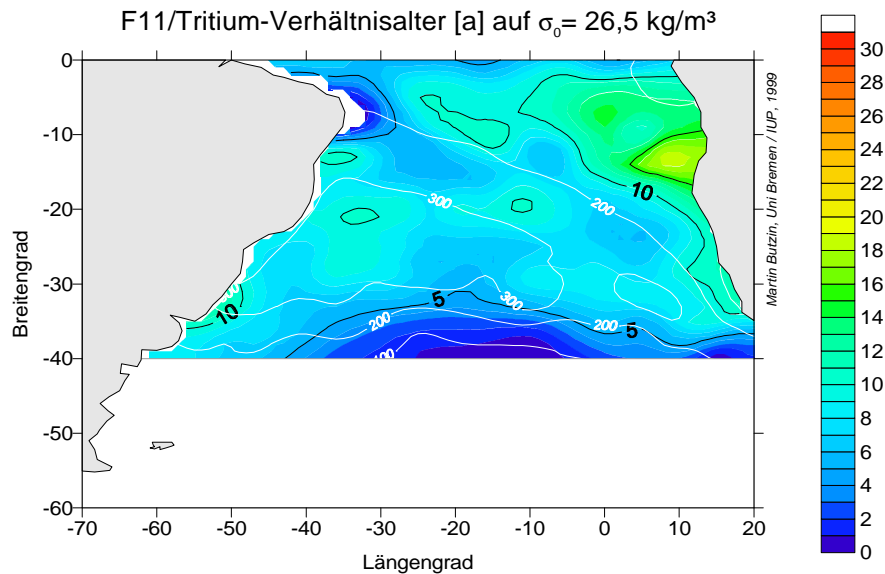


Abb. 5-4: F11/Tritium-Verhältnialter [a] auf der Isopykne $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$. Die weißen Linien geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an

Außerdem wird die Tritiumdatierung im Gebiet zwischen 40°W und 0°W nur durch drei Datenpunkte gestützt, sodass der Anstieg des Tritiumalters dort auch das Ergebnis einer fehlerhaften Dateninterpolation sein kann.

F11/Tritium-Alter: Die Verhältnisdatierung liefert (erwartungsgemäß) jüngere Alter als die beiden Konzentrationsdatierungen (Abb. 5-4). Östlich von 45°W findet sich im Süden das jüngste Wasser mit Verhältnialtern von unter fünf Jahren. Zum Norden hin steigen die Alter zwar an, aber im Vergleich zum F11- und zum Tritium-Alter gibt es nördlich von 15°S keine ausgeprägte Zone mit altem Wasser. Stattdessen findet sich das älteste Wasser mit maximal 17 Jahren in einem dreiecksförmigen Gebiet vor dem afrikanischen Kontinent, wobei die 10-Jahre-Alterslinie fast parallel zur 200-m-Tiefenlinie verläuft. Im südwestlichen Atlantik ergibt die Datierung höhere Alter als im zentralen und östlichen Breitenbereich, aber allein wegen der zonalen Variabilität der Oberflächendaten sind diese Unterschiede statistisch kaum signifikant (auch wenn die daraus resultierenden Unsicherheiten beim Verhältnialter kleiner sind als beim Tritium-Konzentrationsalter, vgl. dazu Abb. 5-11).

5.2.3 Räumliche Altersverteilungen auf der Isopykne $\sigma_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$

F11-Alter: Das Wasser mit dem jüngsten F11-Konzentrationsalter auf dieser Isopykne findet sich im Süden in der Nähe der Subduktionszone (Abb. 5-5). Nordwärts steigt das F11-Alter kontinuierlich an und erreicht nördlich von 15°S Werte von über 30 Jahren, wobei das älteste Wasser (40 Jahre) im Angolabecken gefunden wird.

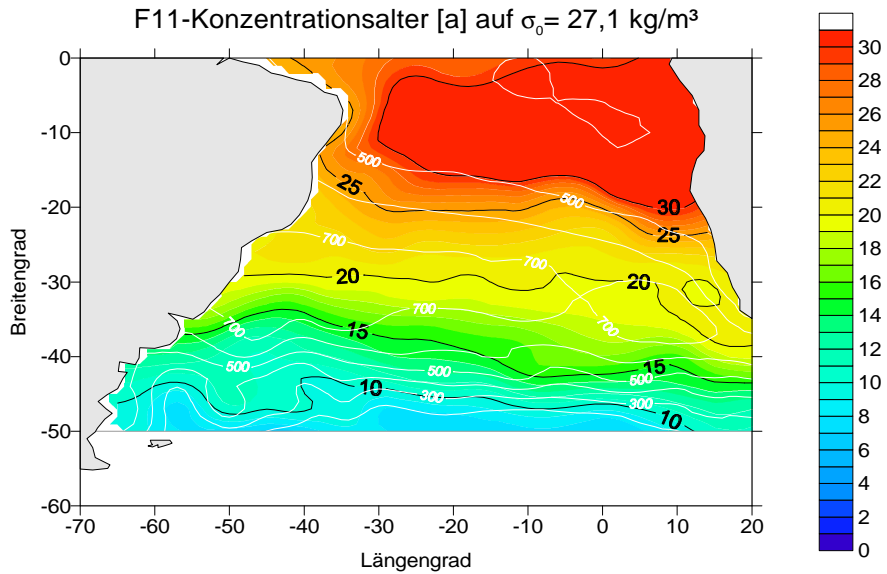


Abb. 5-5: F11-Konzentrationsalter [a] auf der Isopykne $\sigma_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$. Die weißen Linien geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an.

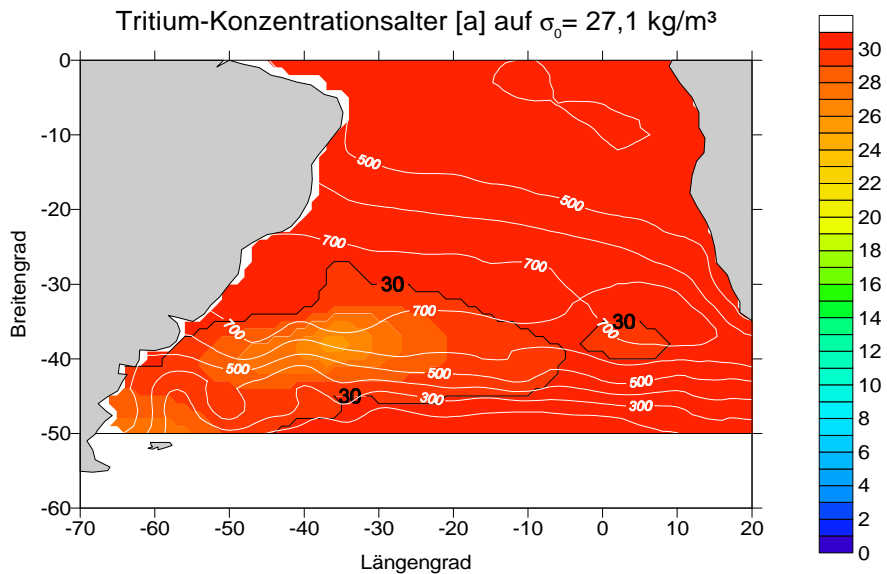


Abb. 5-6: Tritium-Konzentrationsalter [a] auf der Isopykne $\sigma_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$. Die weißen Linien geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an.

Tritium-Alter: Die Tritium-Konzentrationsdatierung liefert für diese Isopykne fast überall Wassermassenalter um 30 Jahre (Abb. 5-6), und die räumliche Altersstruktur sieht völlig anders aus als beim F11- und beim F11/Tritium-Alter (Abb. 5-7). Die zonal gemittelten Tritium-Oberflächenkonzentrationen verlaufen seit 1970 annähernd konstant, und allein durch ihre zonale Variabilität in dieser

Region resultiert eine Unsicherheit von mehr als 25 Jahren (s. Abb. 5-10). Die Tritium-Konzentrationsdatierung ist in diesem Dichtebereich keine verlässliche Methode. Dasselbe gilt für das angrenzende Antarktische Zwischenwasser, dessen Bildungsgebiete noch weiter im Süden liegen, wo die Oberflächenkonzentrationen rückläufig sind.

F11/Tritium-Alter: Die F11/Tritium-Verhältnisdatering liefert auch auf dieser Isopykne die jüngsten Traceralter (Abb. 5-7). Das Wassermassenalter nimmt von Süden nach Norden ab, wobei mit rund 25 Jahren das älteste Wasser im Nordosten im Angolabecken gefunden wird. Im Südwesten erstreckt sich nordwärts eine Zunge mit Wasser, das jünger als zehn Jahre alt ist. Die Datierungsunsicherheit in diesem Gebiet und in diesem Altersbereich beträgt ungefähr fünf Jahre, sodass die Altersunterschiede wahrscheinlich signifikant sind. Dieses relativ junge Wasser könnte Subantarktisches Modewasser darstellen, das etwas weiter südlich gebildet wird.

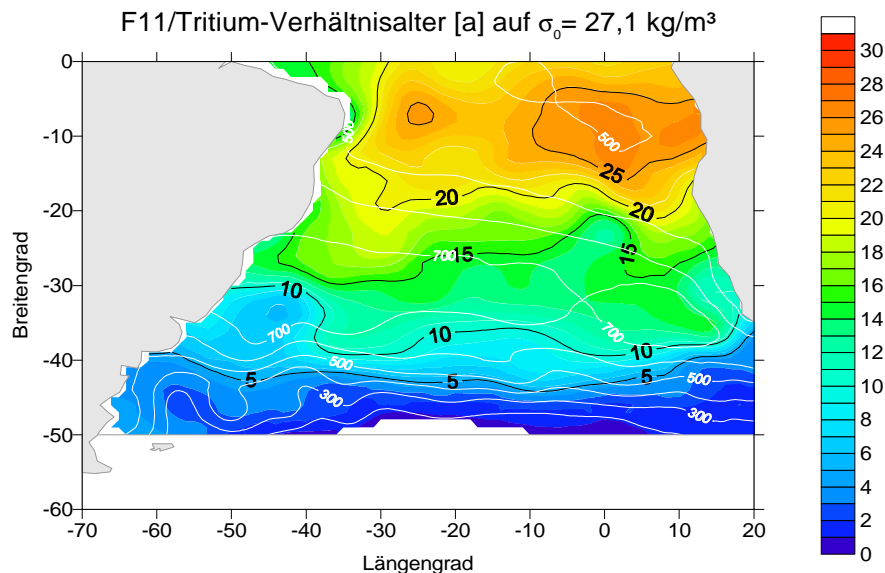


Abb. 5-7: F11/Tritium-Verhältnisalter [a] auf der Isopykne $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$. Die weißen Linien geben die Tiefe [m] der Isopyknenfläche an.

5.2.4 Räumlich gemittelte Traceralter im Bereich $s_0 = 26,0\text{-}27,1 \text{ kg/m}^3$

Die Datierungsergebnisse für die Isopyknen $s_0 = 26,0\text{-}27,1 \text{ kg/m}^3$ zeigen zusammengefasst Tabelle 5-1 und Abbildung 5-8. Angegeben sind die mittleren Traceralter zwischen den Subduktionsgebieten und dem nördlichen Rand des Subtropenwirbels bei 15°S .

F11-Konzentrationsalter: Das mittlere Alter steigt mit zunehmender Dichte bzw. Tiefe kontinuierlich von fünf auf 18 Jahre an.

s_0 [kg/m ³]	$\langle z \rangle$ [m]	$\langle C_F \rangle$ [ppt]	$\langle C_T \rangle$ [TU81]	$\langle t_F \rangle$ [a]	$\langle t_T \rangle$ [a]	$\langle t_R \rangle$ [a]	t_B [a]
26,0	135	238	1,65	4,9	12,5	1,8	11,4
26,1	145	232	1,67	5,5	10,7	3,0	11,3
26,2	161	224	1,65	6,3	8,7	4,3	11,0
26,3	184	215	1,58	7,2	9,5	4,6	10,8
26,4	212	200	1,51	8,7	10,4	6,1	10,1
26,5	244	192	1,39	9,5	10,9	7,0	9,5
26,6	279	177	1,21	10,9	12,7	8,7	11,0
26,7	315	162	1,05	12,4	13,1	11,1	11,5
26,8	355	150	0,86	13,6	16,5	12,1	11,6
26,9	405	132	0,69	15,4	22,9	12,3	12,3
27,0	463	117	0,54	16,8	26,8	12,2	12,7
27,1	533	106	0,36	18,2	30,4	11,2	14,4

Tab. 5-1: Ergebnisse der Altersbestimmung für SACW. Dargestellt sind Zahlenwerte der Isopykntiefe z [Levitus und Boyer, 1994], der F11- und Tritiumkonzentrationen C_F bzw. C_T sowie die scheinbaren Wassermassentalter verschiedener Datierungsmethoden (F11- und Tritium-Konzentrationsalter t_F bzw. t_T , F11/Tritium-Verhältnisalter t_R) im Flächenmittel zwischen dem jeweiligen Subduktionsgebiet und 15°S. t_B ist die Residenzzeit im Subtropenwirbel, die aus dem Tritiumbudget an der Oberfläche im jeweiligen Subduktionsgebiet der Isopyknen abgeleitet wurde (s. Kapitel 3.4).

Traceralter in der Warmwassersphäre des Südatlantiks
(isopyknische Flächenmittel im Subtropenwirbel)

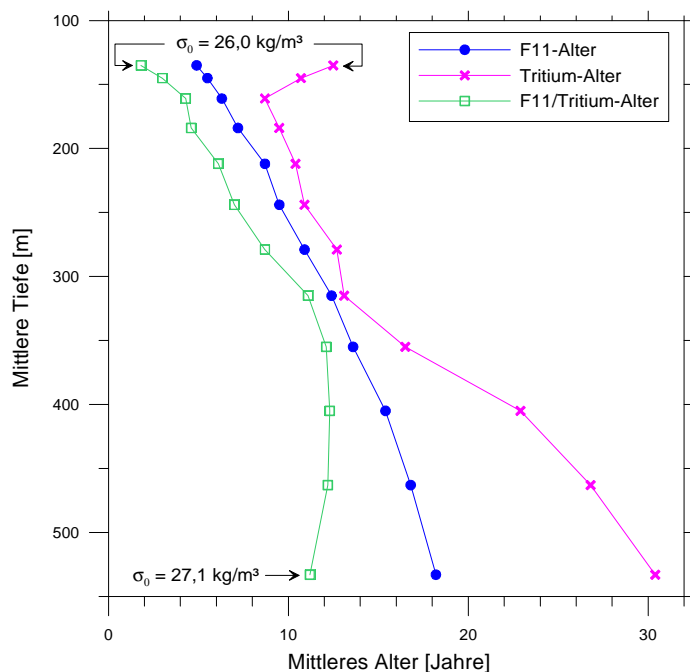


Abb. 5-8: Traceralter in der Warmwassersphäre des Südatlantiks für verschiedene Datierungsmethoden. Dargestellt sind die Flächenmittelwerte für die Isopyknen $s_0 = 26,0 \text{ kg/m}^3 - 27,1 \text{ kg/m}^3$ (Dichteintervall: $0,1 \text{ kg/m}^3$) zwischen dem jeweiligen Subduktionsgebiet und 15°S.

Tritium-Konzentrationsalter: Diese Datierungsmethode liefert für alle Isopyknen die höchsten Traceralter. Auf den beiden obersten Isopyknen ergeben sich hohe Tritiumalter, die nicht allein auf die zonale Unsicherheit in den Oberflächenkonzentrationen zurückgeführt werden können. Eine Betrachtung der Tritiumbudgets zeigt für diese Isopyknenflächen signifikante Tritiumdefizite (Tab. 5-2). Entweder wird dort durch Transportprozesse tritiumreiches Wasser entfernt bzw. tritiumarmes Wasser zugemischt, oder die Eintragsfunktion und das Oberflächenmodell haben in diesem Gebiet große Fehler. Die Frage kann anhand der vorliegenden Daten nicht weiter beantwortet werden. Im Dichtebereich $s_0 = 26,2\text{-}26,8 \text{ kg/m}^3$ ist das Tritiumalter mit dem F11-Alter vergleichbar. Im Grenzbereich zum AAIW beträgt das mittlere Tritiumalter 30 Jahre, aber in diesem Bereich ist die Altersbestimmung aufgrund der seit langem stagnierenden Oberflächenkonzentrationen unzuverlässig.

s_0 [kg/m ³]	$\langle z \rangle$ [m]	V [10 ¹⁵ ·m ³]	T -Inventar [10 ¹⁴ TU81·m ³]	T -Eintrag J_A [10 ¹⁴ TU81·m ³]	T -Inventar : T -Eintrag
26,0	135	0,36	5,94	11,4	0,52
26,1	145	0,39	6,51	9,73	0,66
26,2	161	0,46	7,59	8,07	0,94
26,3	184	0,53	8,37	5,46	1,53
26,4	212	0,65	9,82	8,40	1,17
26,5	244	0,85	11,8	11,6	1,02
26,6	279	0,97	11,7	11,1	1,05
26,7	315	1,05	11,0	10,8	1,02
26,8	355	1,20	10,3	8,77	1,25
26,9	405	1,36	9,38	5,41	1,73
27,0	463	1,72	9,29	8,06	1,15
27,1	533	2,53	9,21	10,40	0,87

Tab. 5-2: Tritiumbudgets für ausgewählte Isopyknen im SACW. Beim Tritiumeintrag handelt es sich um den effektiven atmosphärischen Gesamteintrag J_A im Subduktionsgebiet der jeweiligen Isopykne im Dichteintervall $\Delta s_0 = \pm 0,05 \text{ kg/m}^3$ (s. Abschnitt 2.1). Außerdem dargestellt sind die mittleren Tiefen $\langle z \rangle$ [m] der Isopyknen sowie ihre Volumina V [m³] für dasselbe Dichteintervall [Levitus und Boyer, 1994] zwischen dem jeweiligen Subduktionsgebiet und 15°S. Die Tritiumüberschüsse auf $s_0 = 26,3 \text{ kg/m}^3$ und $s_0 = 26,9 \text{ kg/m}^3$ reduzieren sich auf ca. 2% bzw. 15%, wenn die Positionen der Subduktionsgebiete geringfügig variiert werden.

F11/Tritium-Verhältnialter: Die Verhältnisdatierung liefert von den drei Datierungsmethoden die niedrigsten Traceralter, die in Oberflächennähe zum Teil sogar negativ werden. Dieser Effekt ist vermutlich auf Unsicherheiten in der Randbedingung zurückzuführen und wird im nächsten Abschnitt genauer diskutiert. Das F11/Tritium-Alter beträgt (davon bereinigt) im Flächenmittel zwei bis zwölf Jahre. Es steigt bis zur Isopykne $s_0 = 26,9 \text{ kg/m}^3$ an und ist danach wieder leicht rückläufig. Ein Vergleich mit den entsprechenden F11-Altern ergibt, dass der scheinbar F11-freie Anteil im Wasser von 20% ($s_0 = 26,0 \text{ kg/m}^3$) auf 40% ($s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$) steigt (s. auch Abschnitt 5.2.6). Diese Befunde werden durch andere Untersuchungen gestützt, denen zufolge das Wasser in diesem Dichtebereich

durch Konvektion im Südostpazifik oder im Südwestatlantik gebildet und weiter östlich davon möglicherweise durch Mischungsprozesse im Gebiet der Subantarktischen Front modifiziert wird [McCartney, 1982; England et al., 1993; Talley, 1996].

Zu Kontrollzwecken wurde außerdem untersucht, welchen Einfluss verschiedene Parameter auf die Altersbestimmung haben. Variiert wurden dabei die F11- und die Tritium-Konzentrationen an der Meeresoberfläche sowie die meridionalen und zonalen Positionen der Subduktionsgebiete. Gegenüber dem oben diskutierten Standardszenario (F11-Sättigungsgrad an der Oberfläche 100%, unmodifizierte, zonal gemittelte Tritiumkonzentrationen des Oberflächenmodells, Positionen der Subduktionsgebiete in Anlehnung an die Winterdaten des World Ocean Atlas 1994 [Levitus und Boyer, 1994]) sind die Unterschiede im Flächenmittel gering und betragen im Durchschnitt weniger als zwei Jahre.

5.2.5 Fehlerbetrachtung

Mehrere Unsicherheitsfaktoren beeinflussen die Ergebnisse der Altersbestimmung. Zum einen sind dies Messfehler und fehlerhaft formulierte Oberflächenrandbedingungen. Davon handelt dieser Abschnitt. Zum anderen stellt sich die Frage nach der richtigen Interpretation des Datierungsergebnisses, falls Mischung nicht vernachlässigbar ist. Dies wird im Abschnitt 5.2.6 untersucht werden.

F11-Datierung: Der Fehler der Wassermessung setzt sich zusammen aus dem Fehler des Eichgases (0,3%, [Bulsiewicz, 1998]) sowie dem Fehler der Einzelmessung von 2% [Bulsiewicz et al., 1998]. Der Fehler der Oberflächenrandbedingung resultiert aus Unsicherheiten im atmosphärischen Partialdruckverlauf sowie im Sättigungsgrad der Meeresoberfläche. Der Fehler des atmosphärischen Partialdrucks beträgt ca. 1% [Cunnold et al., 1994]. Der Sättigungsgrad der Meeresoberfläche schwankt vermutlich um 5%. Dabei zeigen meisten Oberflächenmessungen in den Subtropen leichte *Übersättigungen* von ca. 5%. Allerdings sind dies Sommerdaten, die wahrscheinlich auf die Subduktionsperiode im Spätwinter nicht übertragbar sind. An denselben Stationen findet man in der maximalen Tiefe der Winterdeckschicht *Untersättigungen* von bis zu 20%, aber es ist fraglich, ob dies wirklich ehemaliges Oberflächenwasser aus demselben Gebiet handelt, oder ob es sich um Wasser aus dem antarktischen Bereich handelt, wo die *Untersättigung* zum Teil bis zu 40% beträgt. Den Winterbedingungen am Nächsten kommen vermutlich die Herbstdaten der WOCE-Expedition A12 (*Polarstern*-Forschungsreise ANT X/4, Mai-August 1992), die im subtropischen Gebiet an der Meeresoberfläche *Untersättigungen* von ungefähr 5% zeigen. Ähnliche große *Untersättigungen* ergeben auch Modellrechnungen [England et al., 1994]. Insgesamt führen die verschiedenen Fehlerbeiträge zu einem Gesamtfehler von 6%.

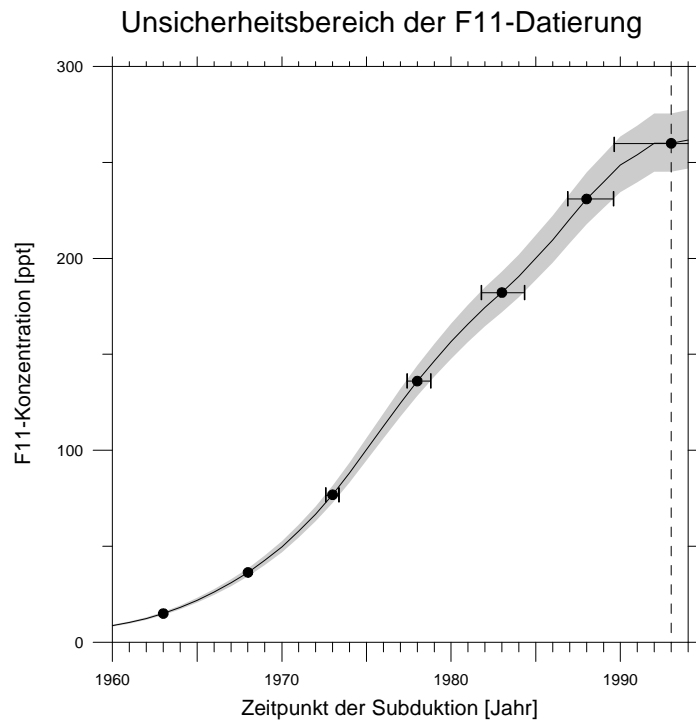


Abb. 5-9: Unsicherheitsbereich der F11-Konzentrationsdatierung (leicht vereinfachte Darstellung ohne die bei der Datierung verwendeten Näherungskurven). Die senkrechte gestrichelte Linie markiert das Bezugsjahr 1993 (= Alter null Jahre).

Dies entspricht einer Datierungsunsicherheit von weniger als einem Jahr bis zu drei Jahren, wobei der obere Wert für die 1990er Jahre gilt (siehe Abb. 5-9).

Tritium-Datierung: Der absolute Fehler der Wassermessung beträgt 3% [Süldenfuß, 1997]. Die Unsicherheit in den Oberflächenkonzentrationen wurde mit dem Fehlerfortpflanzungsgesetz auf ungefähr 30% geschätzt (vgl. Abschnitt 3.3.3). Diese Zahl ist jedoch vermutlich zu hoch gegriffen, denn die Modellkonzentrationen entsprechen zumindest zu den Zeitpunkten der GEOSECS- und der WOCE-Kampagne in guter Näherung den Messwerten. Im Folgenden wird stattdessen ein Fehler von 15% angesetzt. Diesen Betrag legen Budgetanalysen für das gesamte Gebiet des Subtropenwirbels (Tab. 2-5) bzw. für die einzelnen Isopyknenflächen dort nahe (Tab. 5-2). Dabei findet sich häufig ein Überschuss im Tritiuminventar, sodass in dieser Arbeit möglicherweise die subtropischen Oberflächenkonzentrationen während der 1980er Jahre systematisch unterschätzt werden. Genaueren Aufschluss darüber könnten die Oberflächendaten der Programme AJAX (1983/84) und SAVE (1987-1989) geben, die für diese Arbeit jedoch nicht zur Verfügung standen. Berücksichtigt man außerdem die zonale Variabilität der Oberflächenkonzentrationen (3-13%) ergibt sich je nach Breitenzone ein Gesamtfehler in den Konzentrationen von 16-20%, woraus eine Altersunsicherheit von 10-20 Jahren resultiert (Abb. 5-10). Damit liefert diese Datierungsmethode nur sehr unsichere Resultate und wird im Folgenden nicht weiter behandelt werden.

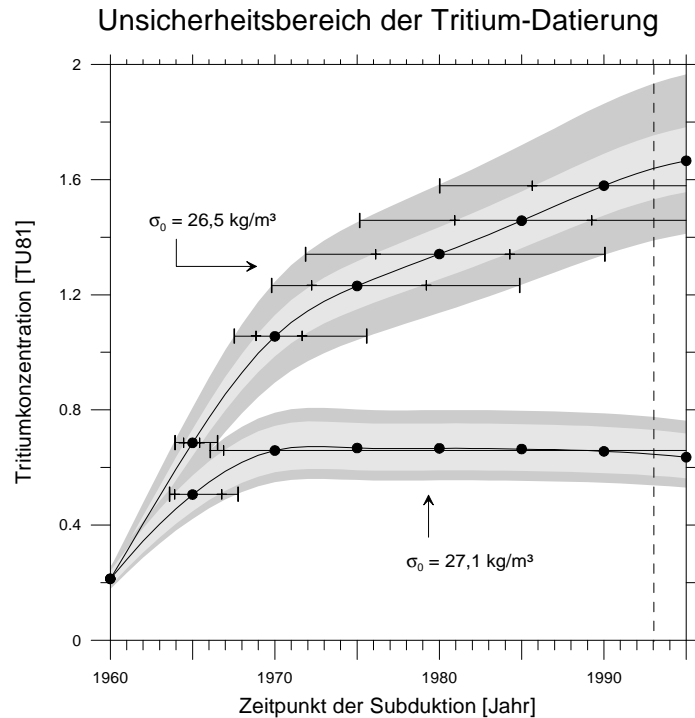


Abb. 5-10: Unsicherheitsbereich der Tritium-Konzentrationsdatierung, dargestellt für die Isopyknen $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$ und $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$. Die hellgrauen Bereiche geben die Datierungsunsicherheit an, die nur aus der zonalen Variabilität der Oberflächenkonzentrationen resultiert, während die dunklen Bereiche den Gesamtfehler umfassen. Die senkrechte gestrichelte Linie markiert das Bezugsjahr 1993 (= Alter null Jahre).

F11/Tritium-Datierung: Die Ungenauigkeiten bei der F11- und Tritiumbestimmung ergeben für das F11/Tritium-Verhältnis einen Gesamtfehler von 17-21%. Dies führt bei der Altersbestimmung zu einer Unsicherheit von ungefähr zwei bis fünf Jahren, was sich durch die lineare Approximation der Oberflächenkurven um ungefähr ein Jahr auf drei bis sechs Jahre erhöht (s. Tab. 5-3 und Abb. 5-11). Der Datierungsfehler ist bei jüngerem Wasser größer als bei älterem Wasser, da die tatsächlichen Oberflächenverhältnisse R_S seit Anfang der 1990er Jahre nicht mehr so steil mit der Zeit ansteigen.

Altersbereich [a]	Δt_F [a]	Δt_T [a]	Δt_R [a]
0-5	2	>10	6
5-10	1	>10	5
10-15	<1	>10	4
15-20	<1	5-25	3
20-25	<1	4-25	3

Tab. 5-3: Datierungsunsicherheit Δt [a], geschätzt für verschiedene Altersbereiche (vgl. dazu auch die Abb. 5-9 bis 5-11).

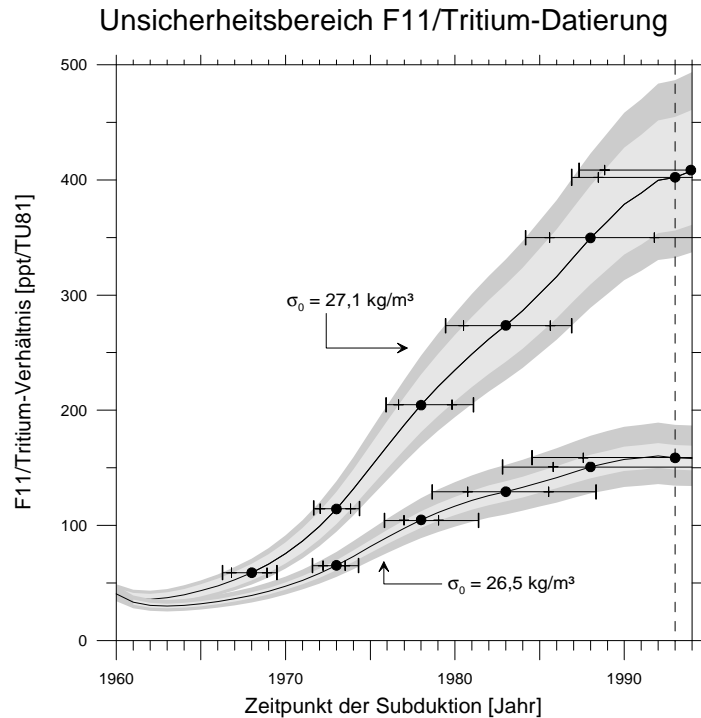


Abb. 5-11: Unsicherheitsbereich der F11/Tritium-Datierung am Beispiel der Isopyknen $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$ und $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$ (leicht vereinfachte Darstellung ohne die bei der Datierung verwendeten Näherungsgeraden). Die hellgrauen Bereiche geben die Datierungsunsicherheit an, die nur aus der zonalen Variabilität der Oberflächenkonzentrationen resultiert, während die dunklen Bereiche den Gesamtfehler umfassen. Die senkrechte gestrichelte Linie markiert das Bezugsjahr 1993 (= Alter null Jahre). Weitere Erläuterungen im Text.

Die F11/Tritium-Verhältnisdatierung liefert in der Nähe der Meeresoberfläche zum Teil negative Alter, aber diese Ergebnisse liegen im Unsicherheitsbereich der Datierungsmethode. Zum Beispiel korrespondiert ein F11/Tritium-Verhältnis von 408 ppt/TU81 auf der Isopykne $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$ mit dem Subduktionsjahr 1994 bzw. mit einem scheinbaren Alter von minus einem Jahr (siehe Abb. 5-11). Dasselbe Verhältnis kann der Wasserprobe aber auch schon im Jahr 1987 aufgeprägt worden sein und entspricht dann einem positiven Alter von sechs Jahren. Selbst wenn nur die zonale Variabilität der Oberflächenverhältnisse berücksichtigt und alle anderen Unsicherheiten in den Daten ignoriert werden, ergibt sich daraus als frühest möglicher Subduktionszeitpunkt noch das Jahr 1989 bzw. ein positives Alter von bis zu vier Jahren.

Im Prinzip kann auch diapyknische Mischung zu negativen Verhältnisaltern führen, wenn dadurch das F11/Tritium-Verhältnis gegenüber dem ursprünglichen Oberflächenwert ansteigt. Dies kann durch F11-Anreicherung oder/und Tritium-Abreicherung geschehen. Bei einer hinreichenden Erhöhung des F11-Gehaltes sollte auch die F11-Datierung negative Alter liefern. Da dies nicht beobachtet wird, scheint eher das Gegenteil der Fall zu sein: Vermutlich sind die F11-Konzentrationsalter deshalb immer positiv, weil signifikante Mengen von

F11-armem Wasser zugemischt werden. Eine Abreicherung des Tritiumgehaltes erscheint angesichts des auf den meisten Isopyknen beobachteten Tritiumüberschusses (Tab. 5-2) ebenfalls wenig wahrscheinlich, ist aber nicht völlig auszuschließen.

Welche Prozesse zu den negativen Verhältnisaltern führen, kann hier nicht abschließend beantwortet werden. Dazu wären Rechnungen mit dreidimensionalen Modellen nützlich, und der Fehlerbereich der Tritium-Oberflächenkurven müsste reduziert werden.

5.2.6 Beeinflussung der Datierung durch Mischung

Relative Mischungsanteile von altem und jungem Wasser: Ein Vergleich der F11-Konzentrationsalter mit den F11/Tritium-Verhältnisaltern ergibt, dass der Anteil der tracerfreien („alten“) Mischungskomponente im Dichtebereich $s_0 = 26,0 \text{ kg/m}^3$ - $26,8 \text{ kg/m}^3$ ungefähr 10% beträgt (Tab. 5-4). Im Grenzbereich zum AAIW ($s_0 \geq 26,9 \text{ kg/m}^3$) steigt der tracerfreie Anteil auf über 40%. Auf allen Isopyknen finden sich die höchsten „jungen“ (tracerhaltigen) Mischungsanteile in der Nähe der Subduktionsgebiete. Umgekehrt ist der Anteil der alten Komponente nördlich von ungefähr 15°S am größten (vgl. dazu die Abb. 5-12 und 5-13).

s_0 [kg/m ³]	<i>jung</i>	S_F	D_F	M_F	S_R	D_R	M_R
26,0	0,88	0,0 ± 0,0	0,2 ± 0,4	0,2 ± 0,4	0,1 ± 0,1	0,1 ± 0,6	0,1 ± 0,6
26,1	0,89	0,0 ± 0,0	0,2 ± 0,4	0,2 ± 0,4	0,1 ± 0,1	0,1 ± 0,6	0,1 ± 0,7
26,2	0,90	0,0 ± 0,0	0,2 ± 0,4	0,2 ± 0,4	0,1 ± 0,1	0,1 ± 0,6	0,1 ± 0,6
26,3	0,89	0,0 ± 0,0	0,1 ± 0,5	0,1 ± 0,5	0,0 ± 0,1	0,0 ± 0,7	0,1 ± 0,7
26,4	0,88	0,0 ± 0,0	0,1 ± 0,5	0,1 ± 0,5	0,0 ± 0,1	0,1 ± 0,7	0,1 ± 0,7
26,5	0,88	0,0 ± 0,0	0,1 ± 0,5	0,1 ± 0,5	0,0 ± 0,1	0,0 ± 0,8	0,0 ± 0,8
26,6	0,87	0,0 ± 0,0	0,1 ± 0,6	0,1 ± 0,6	0,1 ± 0,3	0,0 ± 0,9	0,0 ± 0,9
26,7	0,90	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,5	0,0 ± 0,5	0,1 ± 0,6	-0,1 ± 0,9	0,0 ± 0,9
26,8	0,88	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,6	0,0 ± 0,6	0,1 ± 0,2	0,0 ± 0,9	0,0 ± 1,0
26,9	0,79	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,5	0,0 ± 0,5	0,0 ± 0,3	0,0 ± 1,0	0,0 ± 1,0
27,0	0,68	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,6	0,0 ± 0,6	0,0 ± 0,3	-0,1 ± 1,2	0,0 ± 1,3
27,1	0,55	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,6	0,0 ± 0,6	0,0 ± 0,4	0,0 ± 0,9	-0,1 ± 1,0

Tab. 5-4: Mischungseinfluss auf die F11- und F11/Tritium-Datierung. Die zweite Spalte gibt die Flächenmittel der relativen Anteile des tracerhaltigen („jungen“) Wassers in der Mischung an, abgeleitet aus dem Vergleich der beiden Traceralter. Die relativen Anteile des tracerfreien („alten“) Wassers ergeben sich jeweils aus der Differenz zwischen eins und dem jungen Anteil. Die Variablen S , D und M sind Flächenmittel und Standardabweichungen der Mischungsparameter aus den Gleichungen (5.5) - (5.8) und wurden für einen isopyknischen Mischungskoeffizienten von $K_h = 1000 \text{ m}^2/\text{s}$ berechnet (Index F : F11-Konzentrations-Datierung, Index R : F11/Tritium-Verhältnis-Datierung). Die Standardabweichungen der Mischungsparameter sind ein Maß für die räumliche Variabilität der Mischungsstärke (s. Abb. 5-14 und 5-15). Da der Mischungseinfluss in einigen Gebieten hoch ist, sind dementsprechend trotz geringer Flächenmittel die Standardabweichungen groß. Bei der Flächenmittelung der Altersanteile ergeben sich etwas andere Zahlenwerte, als dies anhand der mittleren Tracerkonzentrationen von Tab. 5-1 zu erwarten ist.

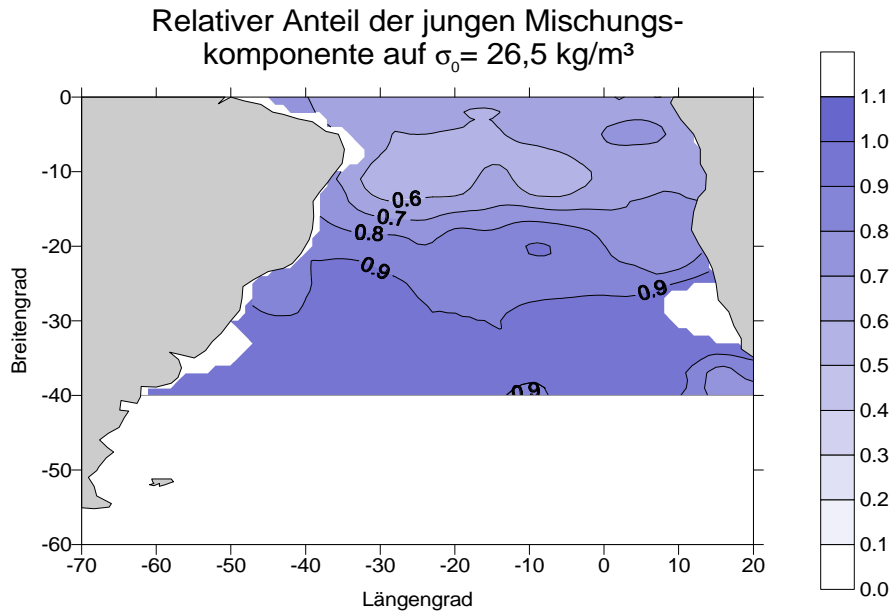


Abb. 5-12: Relativer Anteil der jungen (tracerhaltigen) Mischungskomponente im SACW auf der Isopykne $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$ (abgeleitet aus dem Vergleich des F11-Konzentrationsalters mit dem F11/Tritium-Verhältnialter). Der relative Anteil der alten (tracerfreien) Mischungskomponente ist die Differenz zwischen eins und dem jungen Anteil.

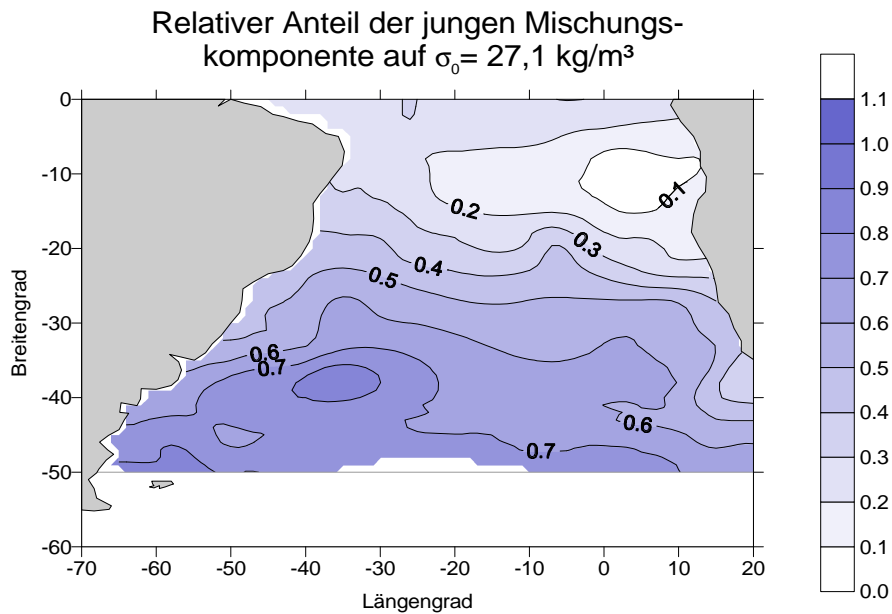


Abb. 5-13: Relativer Anteil der jungen (tracerhaltigen) Mischungskomponente im SACW auf der Isopykne $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$ (abgeleitet aus dem Vergleich des F11-Konzentrationsalters mit dem F11/Tritium-Verhältnialter). Der relative Anteil der alten (tracerfreien) Mischungskomponente ist die Differenz zwischen eins und dem jungen Anteil.

Stärke der isopyknischen Mischung in der Alterstendenz-Gleichung: Zur Abschätzung dieses Effekts wurden die Mischungsparameter S , D und M aus den Gleichungen (5.6)-(5.8) mit einem konstanten isopyknischen Mischungskoeffizienten $K_b \equiv 1000 \text{ m}^2/\text{s}$ berechnet. Da die Unsicherheit bei diesem Zahlenwert ca. 50-100% beträgt (s. Anhang 2, Abschnitt A2.3), sind die folgenden Ergebnisse nur als grobe Schätzung zu verstehen. Die Berechnungen zeigen, dass die Mischungsparameter auf regionalen Skalen zum Teil erheblich variieren und erst bei großskaliger Mittelung verschwinden (vgl. dazu die Beispiele in den Abb. 5-14 und 5-15). Der Übersichtlichkeit halber werden deshalb im Folgenden die Flächenmittelwerte von S , D und M sowie deren Standardabweichungen betrachtet (letztere als Maß für die räumliche Variabilität der Parameter; s. Tabelle 5-4).

Bei der F11-Datierung spielt nichtlineare Mischung im hier betrachteten Altersbereich keine Rolle. Dementsprechend trägt nur die Quasi-Ficksche turbulente Diffusion D_F zur Gesamtmischung M_F bei. Im Flächenmittel sind D_F bzw. M_F mit Werten $\lesssim 0,2$ zwar vernachlässigbar, aber lokal kann die Mischungstärke bis auf 0,7 steigen.

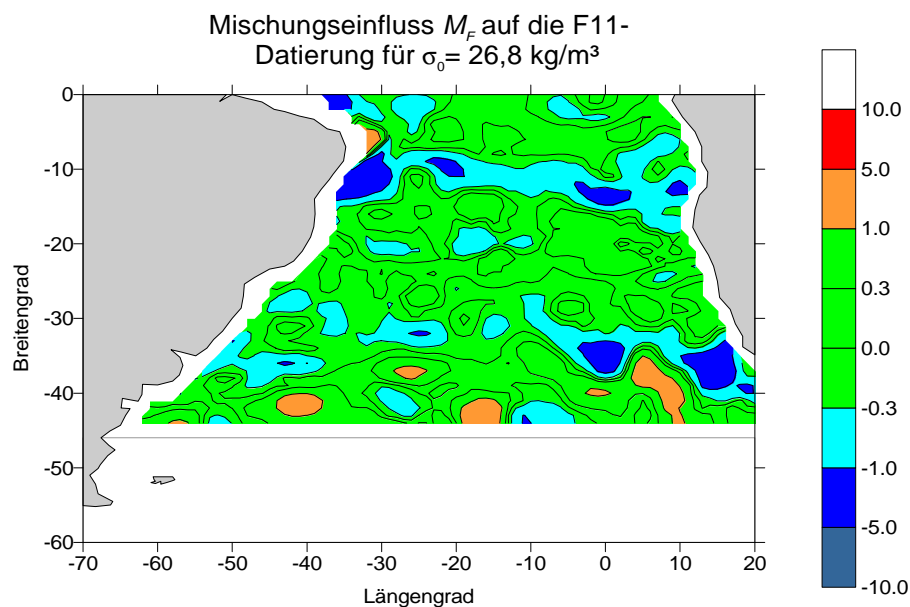


Abb. 5-14: Mischungseinfluss auf die F11-Konzentrationsdatierung am Beispiel der Isopykne $\sigma_0 = 26,8 \text{ kg/m}^3$ (Zahlenwerte des Mischungsstärke-Parameters M in der Alterstendenz-Gleichung 5.5). Nur in den grünen Gebieten ($|M_F| \leq 0,3$) ist Mischung vernachlässigbar, und das dort bestimmte Traceralter entspricht näherungsweise dem Advektionsalter t_A . Der dieser Abbildung zugrunde liegende Gitterpunktabstand beträgt $1^\circ \times 1^\circ$. Auch über größere Flächen (z. B. $10^\circ \times 10^\circ$) gemittelt ist M_F häufig nicht vernachlässigbar, sondern M_F verschwindet erst bei Mittelung über das Gebiet des gesamten Subtropenwirbels (nördliche Grenze bei 15°S angesetzt).

Bei der F11/Tritium-Datierung sind nichtlineare Mischungseffekte S_R auf den meisten Isopyknen klein. Quasi-Ficksche Diffusion D_R und Gesamtmischung M_R

sind im Flächenmittel zwar schwächer als bei der F11-Datierung, aber regional ist das Gegenteil der Fall. Dort kann die Mischungsstärke M_R mehr als eins betragen, wobei sie mit der Dichte bzw. Tiefe sogar zuzunehmen scheint. Die Ursache für den starken Diffusionseinfluss bei dieser Datierungsmethode ist unklar. Die F11- und Tritiumfelder basieren auf unterschiedlichen Datendichten und haben dementsprechend unterschiedliche Interpolationsfehler. Möglicherweise verstärken sich bei der Quotientenbildung (auch nach Glättung der Felder) diese Unsicherheiten und führen so zu einer hohen räumlichen Variabilität im Verhältnisalter t_R . Trifft diese Hypothese zu, sollten sich D_R und M_R verringern, wenn mehr Tracerdaten zur Verfügung stehen. Die scheinbare Zunahme der Mischungsstärke mit der Tiefe resultiert zumindest teilweise aus der wenig realistischen Annahme $K_h(z) \equiv \textit{konstant}$. Bei Verwendung von variablen, mit der Tiefe abnehmenden Mischungskoeffizienten würde dieser Effekt kleiner ausfallen oder sogar verschwinden.

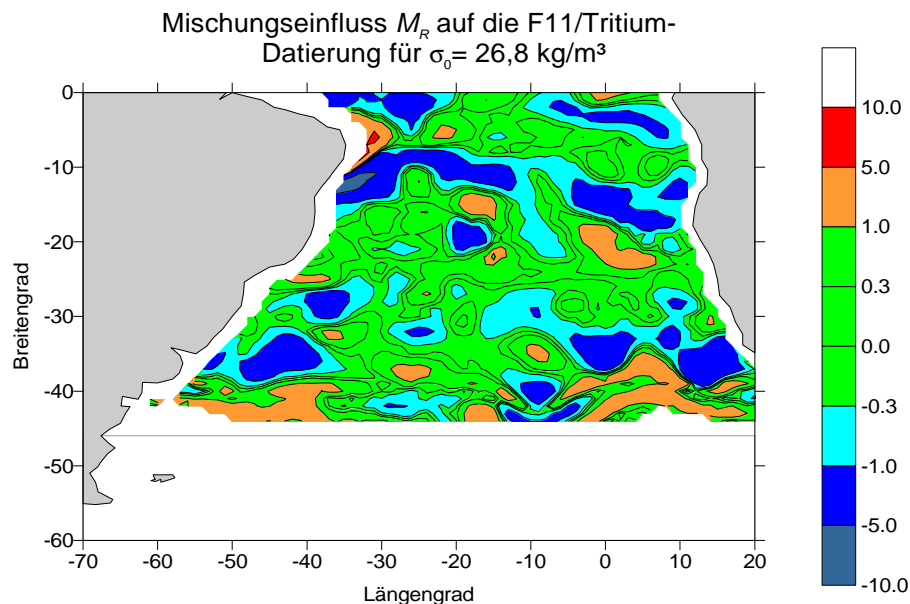


Abb. 5-15: Mischungseinfluss auf die F11/Tritium-Verhältnisdatierung am Beispiel der Isopykne $\sigma_0 = 26,8 \text{ kg/m}^3$ (Zahlenwerte des Mischungsstärke-Parameters M in der Alterstendenz-Gleichung 5.5). Nur in den grünen Gebieten ($|M_R| \leq 0,3$) ist Mischung vernachlässigbar, und das dort bestimmte Traceralter entspricht näherungsweise dem Advektionsalter t_A . Der dieser Abbildung zugrunde liegende Gitterpunktstand beträgt $1^\circ \times 1^\circ$. Auch über größere Flächen (z. B. $10^\circ \times 10^\circ$) gemittelt ist M_R häufig nicht vernachlässigbar, sondern M_R verschwindet erst bei Mittelung über das Gebiet des gesamten Subtropenwirbels (nördliche Grenze bei 15°S angesetzt).

Einfluss diapyknischer Mischung: In der vorangegangenen Diskussion wurde nur isopyknische Mischung betrachtet. Obwohl diapyknische Mischung im Ozeaninneren sieben bis acht Größenordnungen schwächer ist ($K_v \sim 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ [Ruddick und Walsh, 1997; Ledwell et al., 1998]), kann sie trotzdem lokal eine wichtige Rolle spielen und die isopyknischen Tracer- und Altersfelder

modifizieren. Die vorliegenden Daten deuten zwar gelegentlich auf einen diapyknischen Einfluss hin, aber die Befunde sind nicht sehr belastbar. So wurde in Abschnitt 5.2.5 bereits darüber spekuliert, ob nicht auch vertikale Mischung die Ursache der negativen F11/Tritium-Alter sein kann. Außerdem werden vereinzelt bis zu 30% höhere isopyknische F11- und Tritiumkonzentrationen gefunden, als dies nach dem jeweiligen F11/Tritium-Alter zu erwarten wäre (zur Erinnerung: sowohl die F11- als auch die Tritiumkonzentrationen sind monoton steigende Funktionen der Zeit). Möglicherweise jedoch verschwinden diese vermeintlichen Überschüsse, falls die Tritium-Oberflächenkonzentrationen in der Vergangenheit tatsächlich höher als angenommen waren. In einigen datenarmen Bereichen sind auch Fehlinterpretationen durch unerkannte Messfehler nicht auszuschließen. Momentan reicht die Datendichte noch nicht aus, um diapyknische Mischungsprozesse genauer untersuchen zu können.

5.2.7 Zwischenfazit zur Wassermassendatierung

Die Wassermassendatierung mit F11- und Tritiumdaten ergibt über die Subtropen gemittelt F11-Alter im Bereich 5-18 Jahre sowie systematisch jüngere F11/Tritium-Alter von 2-12 Jahren. Der Datierungsfehler beträgt beim F11-Alter maximal zwei Jahre und beim F11/Tritium-Alter drei bis sechs Jahre. Die Tritium-Datierung liefert wegen zu großer Unsicherheiten keine verlässlichen Resultate. Der Anteil des tracerarmen Wassers im SACW beträgt auf den meisten Isopyknen ca. 10% und steigt an der Grenze zum AAIW auf über 40% an. Während isopyknische Mischung im Flächenmittel kaum eine Rolle spielt, wird die Altersbestimmung auf regionalen Skalen zum Teil erheblich dadurch beeinflusst und liefert dort nur „unscharfe“ Erwartungswerte. Möglicherweise werden die Traceralter auch durch diapyknische Mischung modifiziert, aber der Effekt dürfte klein sein und kann mit den vorliegenden Daten nicht genauer untersucht werden.

5.3 Schätzung von Strömungsgeschwindigkeiten und Volumentransporten

5.3.1 Problemlösungsstrategien bei nicht vernachlässigbarer Mischung

Zur Berechnung von Transport- und Subduktionsraten müssen die Residenzzeiten bzw. Turnover-Zeiten t_0 in den verschiedenen Bereichen der Warmwassersphäre bekannt sein. Solche Zeitskalen wurden bereits in Kapitel 3 aus dem Tritiumbudget der Deckschicht geschätzt (aufgeführt in Tab. 5-1, dort mit t_B bezeichnet), aber sie basierten auf Daten-Extrapolationen mit relativ großen Unsicherheitsbereichen. Eine alternative Zeitinformation liefern die isopyknischen Traceralter t . Allerdings sind sie nur in den Grenzfällen

vernachlässigbarer oder homogener Durchmischung mit den Residenzzeiten identisch. Auf den Subtropenwirbel trifft jedoch keiner der beiden Fälle zu, sondern er ist ein advektiv-diffusives Reservoir mit starker Mischung (Fall 1 in Abschnitt 5.1.2).

Im Prinzip kann der Mischungseinfluss auf das Traceralter mit Hilfe der Alterstendenz-Gleichung (5.5) eliminiert werden. Im stationären Fall ergibt sich zusammen mit den Gleichungen (5.2), (5.3) und (5.11) dann zum Zeitpunkt der Beobachtung t_{obs} formal

$$\tau_A(x, y) = \tau(x, y) - \int_{t_{sub}}^{t_{obs}} M(x, y; t) dt = \tau_0(x, y) \quad (5.13)$$

wobei für M je nach Tracer die Ausdrücke (5.6)-(5.8) einzusetzen sind. In der Praxis liefert dieses Korrekturverfahren jedoch nur sehr unsichere Ergebnisse. Dies hat mehrere Gründe. So hängen S und D direkt von K_h ab und sind deshalb wahrscheinlich nur bis auf den Faktor zwei genau bekannt (s. Anhang 2.3). Bei der Integration von S müssen außerdem die zeitlichen Verläufe der Tracerkonzentrationen und ihrer Gradienten gegeben sein. Wegen fehlender Beobachtungen sind dazu Modellrechnungen erforderlich, in die ebenfalls K_h und die eigentlich gesuchten Advektionsraten als Eingabeparameter eingehen. Testrechnungen mit einem eindimensionalen Modell zeigen, dass in einigen Bereichen die integrierten Werte von S groß sind und stark mit K_h und v variieren. Hinzu kommt, dass angesichts der räumlichen Variabilität der Mischung solche Korrekturen eher mit zweidimensionalen Modellen berechnet werden sollten*, wodurch sich die Zahl der (unbekannten) Transportparameter erhöht. Aus diesen Gründen wird hier keine Alterskorrektur vorgenommen, sondern in den weiteren Analysen werden nur die Gebiete betrachtet, in denen M vernachlässigbar ist. Dabei beziehen sich die folgenden Transportratenschätzungen nur auf die isopyknischen Flächenmittel der Traceralter im Subtropenwirbel, für die M im Mittel klein ist (Tab. 5-4)**. Dies bedeutet zwar einen Verlust an räumlichen Informationen, aber auf kleineren Längenskalen variieren Ausdehnung und Lage der mischungsarmen Bereiche von Isopykne zu Isopykne so sehr, dass die daraus resultierenden Ergebnisse nur schwer zu interpretieren bzw. miteinander vergleichbar sind (s. dazu z. B. Abb. 5-14 und 5-15).

5.3.2 Meridionale Strömungsgeschwindigkeiten und Subduktionsraten

Im Folgenden werden aus den inversen Gradienten der Traceralter Strömungsgeschwindigkeiten geschätzt. Diese „Tracergeschwindigkeiten“ sind nur eingeschränkt mit geostrophischen Geschwindigkeiten vergleichbar [Jenkins, 1987a].

* Dabei sollten aus Konsistenzgründen dann auch die Tracerfelder mit zweidimensionalen Verfahren synoptisiert worden sein (vgl. dazu Anhang 2).

**Vergleichrechnungen zeigen, dass zwischen diesen Flächenmitteln und den mittleren Traceraltern nur für die Gebiete mit $|M| \leq 0,3$ praktisch kaum ein Unterschied besteht.

Erstens liefern die inversen Traceralter im Gegensatz zur geostrophischen Methode keine Momentaufnahme des aktuellen Strömungsfeldes, sondern nur ein durch Mischungsprozesse mehr oder weniger stark geglättetes, zeitlich gemitteltes Bild. Zweitens wird dem Wasser während der großräumigen Subduktion im gesamten Subduktionsgebiet dieselbe Zeitinformation aufgeprägt. Deshalb kann die parallel zum Subduktionsgebiet verlaufende Strömungskomponente nicht aus der Altersstruktur abgeleitet werden. Dies bedeutet, dass geostrophische und Tracergeschwindigkeiten nicht in genau dieselbe Richtung zeigen. Da im Südatlantik die Subduktionsgebiete näherungsweise zonal verlaufen, lässt sich mit Tracermethoden dort keine zonale Strömungsgeschwindigkeit bestimmen. Als mittlere meridionale Tracergeschwindigkeit v ergibt sich mit den Einschränkungen des vorangegangenen Abschnitts näherungsweise [Jenkins, 1987b]

$$v \approx \frac{\delta y}{\delta \tau_A} \approx \frac{L_y}{2\langle \tau \rangle} \quad (5.14)$$

wobei L_y die Entfernung zwischen der Subduktionsszone und dem nördlichen Rand des Subtropenwirbels (angesetzt bei 15°S) und $\langle \tau \rangle$ das mittlere Traceralter im selben Gebiet sind.

s_0 [kg/m ³]	v_F [cm/s]	v_R [cm/s]	v_B [cm/s]	w_F [m/a]	w_R [m/a]	w_B [m/a]	w_{Ek} [m/a]
26,0	0,6	1,7	0,3	-37	-100	-39	-31
26,1	0,6	1,1	0,3	-36	-65	-41	-24
26,2	0,6	0,9	0,3	-35	-51	-46	-22
26,3	0,5	0,8	0,4	-35	-55	-48	-23
26,4	0,5	0,7	0,4	-34	-48	-52	-25
26,5	0,5	0,6	0,5	-36	-49	-57	-24
26,6	0,4	0,6	0,4	-36	-45	-51	-21
26,7	0,4	0,5	0,4	-36	-40	-52	-18
26,8	0,4	0,5	0,5	-37	-42	-59	-11
26,9	0,4	0,5	0,5	-37	-47	-60	-6
27,0	0,4	0,5	0,5	-39	-54	-63	-3
27,1	0,3	0,6	0,4	-42	-68	-66	2

Tab. 5-5: Mittlere isopyknische Strömungsgeschwindigkeiten v und Subduktionsraten w berechnet aus Tracerdaten (v_F , v_R , w_F , w_R berechnet aus $\langle \tau_F \rangle$ und $\langle \tau_R \rangle$ im Dichteintervall $s_0 \pm 0,05$ kg/m³; v_B , w_B bestimmt aus dem Tritiumbudget der Deckschicht; w_{Ek} : vertikale Geschwindigkeit durch Ekman-Pumpen, berechnet aus klimatologischen Daten [da Silva et al., 1994]).

Die Tracergeschwindigkeiten betragen in Oberflächennähe ca. 1 cm/s und sinken bis zur Kaltwassersphäre auf ungefähr 0,5 cm/s (siehe Tab. 5-5). Die Fehler der Tracergeschwindigkeiten resultieren entweder aus der Datierungsunsicherheit (Tab. 5-3) oder der Unsicherheit im Tritiumbudget der Deckschicht (ca. 30%). Im Falle der F11-Geschwindigkeit v_F und der F11/Tritium-Geschwindigkeit v_R

betragen die Fehler in Oberflächennähe 50% (v_F) bis 100% (v_R). Mit der Tiefe sinken die Unsicherheiten auf 10% bei v_F und auf 30% bei v_R . Der Fehler der Budgetgeschwindigkeit v_B beträgt in allen Tiefen ungefähr 30%. Wie erwartet sind die Tracergeschwindigkeiten deutlich niedriger als direkt gemessene oder geostrophisch berechnete Geschwindigkeiten, die in diesem Seegebiet zum Teil mehrere Zentimeter pro Sekunde betragen [Reid, 1989; Rintoul, 1991; Holford, 1994; Boddem und Schlitzer, 1995; Schlitzer, 1995].

Für die Subduktionsraten (vertikalen Tracergeschwindigkeiten) w gilt analog zum isopyknischen Fall $w \sim dz/dt$. Da im Inneren des Ozeans der Abstand zwischen den Isopyknenschichten aufgrund der Erhaltung der potentiellen Wirbelstärke sinkt*, nimmt auch der inverse Altersgradient ab und eine Bestimmung von w liefert stromabwärts vom Subduktionsgebiet kleinere Subduktionsraten, als dies tatsächlich der Fall ist. Mit einer Korrektur dieses Effektes ergibt sich als tatsächliche Subduktionsrate näherungsweise [Jenkins, 1987a]

$$w \approx \frac{f_0}{f(y)} \frac{\delta z(y)}{\delta \tau_A(y)} \approx \frac{f_0}{\langle f \rangle} \frac{\langle z \rangle}{\langle \tau \rangle} \quad (5.15)$$

Dabei sind f_0 , $f(y)$ und $\langle f \rangle$ die planetaren Wirbelstärken im Subduktionsgebiet bzw. am Ort y und im Zentrum des Untersuchungsgebiets sowie $\langle z \rangle$ die mittlere Tiefe der Isopykne.

Die mit Gleichung (5.15) aus den F11-Altern berechneten Absinkraten liegen um 40 m/a (s. Tab. 5-5 und Abb. 5-16). Die F11/Tritium-Datierung liefert Raten zwischen 40 und 100 m/a, wobei die Spitzenwerte in den beiden obersten Schichten wegen der dortigen Datierungsprobleme fragwürdig sind. Aus dem Tritiumbudget der Oberfläche ergeben sich Subduktionraten von 40-70 m/a. Der Fehler von w dürfte genauso groß sein wie der von v , sodass diese Unterschiede wenig aussagekräftig sind. Signifikant ist hingegen, dass die Subduktionsraten auf Tracerbasis größer sind als die Geschwindigkeit w_{Ek} , mit der Oberflächenwasser durch Ekman-Pumpen in die Tiefe gebracht wird**. Die Unterschiede zwischen den Ekman-Geschwindigkeiten und den Tracer-Raten nehmen mit der Dichte bzw. Tiefe zu. Dies ist auch zu erwarten, denn die Subduktionsgebiete der tiefer gelegenen Isopyknen liegen weiter polwärts, wo w_{Ek} sinkt. Außerdem ist Ekman-Pumpen nicht der einzige Mechanismus, der zur Subduktion beiträgt, sondern zusätzlich strömt rezirkulierendes Wasser auch lateral aus der Deckschicht in das Innere des Ozeans ein***. Da der Neigungswinkel der Grenzfläche zwischen Deckschicht und Ozeaninnerem mit zunehmender geographischer Breite steiler

* Die potentielle Wirbelstärke (englisch: „Vorticity“) Q ist ein Maß für den Drehimpuls eines Fluidelements und beträgt bei großskaligen Bewegungen in Ozean und Atmosphäre näherungsweise $Q \approx f/H$, wobei f der Breitengradabhängige Coriolisparameter bzw. die sogenannte planetare Vorticity und H die Höhe des Fluidpaketes sind [Gill, 1982]. Die potentielle Wirbelstärke ist eine Erhaltungsgröße, sodass meridionale Verschiebungen oder Verformungen eines Fluidelements mit Veränderungen in seiner vertikalen Ausdehnung einhergehen.

**Für die Ekman-Geschwindigkeit gilt $w_{Ek} = (\mathbf{r}_0 \cdot \mathbf{f})^{-1} \cdot (\nabla \times \mathbf{T}_{xy})_z$ [Gill, 1982], wobei \mathbf{r}_0 die potentielle Dichte des Wassers ($\mathbf{r}_0 \equiv 1026,5 \text{ kg/m}^3$), f die planetare Wirbelstärke und \mathbf{T}_{xy} die Schubspannung des Windes an der Meeresoberfläche sind (Winddaten von [da Silva et al., 1994]).

***Dies wird gelegentlich auch als Induktion bezeichnet [Qiu und Huang, 1995].

wird, vergrößert sich dementsprechend auch der laterale Fluss ins Ozeaninnere [Woods, 1985; Cushman-Roisin, 1987; Marshall et al., 1993; Qiu und Huang, 1995]. Die Subduktionsraten sind im Südatlantik niedriger als im Nordatlantik aber höher als im Pazifik. Im Nordatlantik liefern sowohl Untersuchungen mit transienten Tracern (Tritium- und tritiogenes ^3He) als auch Modellrechnungen Subduktionsraten von 30-250 m/a [Sarmiento, 1983; Jenkins, 1987a; Marshall et al., 1993; Qiu und Huang, 1995; Beste, 1998; Jenkins, 1998]. Für den Nord- und Südpazifik werden demgegenüber Raten von ca. 20-80 m/a angegeben, wobei sich die Spitzenwerte nur auf die Randbereich des Kuroshio-Stroms beziehen [Huang und Russel, 1994; Huang und Qiu, 1998; O'Connor et al., 1998]. Die mögliche Ursache für diese Unterschiede wird am Ende des folgenden Abschnitts diskutiert.

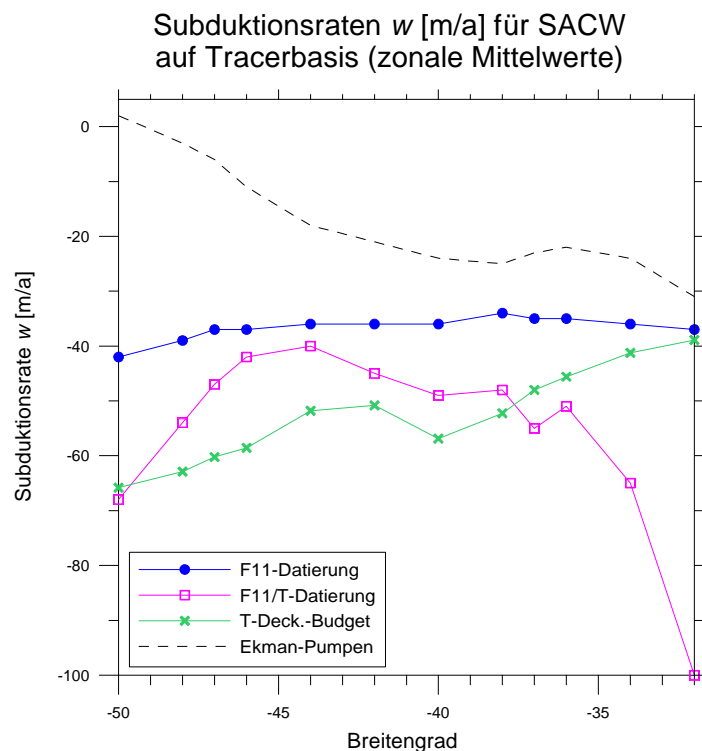


Abb. 5-16: Subduktionsraten w [m/a] für SACW (Dichtebereich $s_0 = 26,0 - 27,1 \text{ kg/m}^3$) bestimmt aus verschiedenen Tracermethoden (Datierungen und Analyse des Tritium-Deckschicht-Budgets). Im Vergleich dazu dargestellt ist die Absinkrate durch Ekman-Pumpen (berechnet aus klimatologischen Winddaten für den späten Winter der Südhemisphäre [da Silva et al., 1994]).

5.3.3 Meridionale und subduzierte Volumentransporte

Meridionaler Volumentransport: Analog zur meridionalen Geschwindigkeit v gilt für den meridionalen Volumentransport F_{mer} [m^3/s bzw. Sv] in einer Isopyknenschicht dV näherungsweise

$$F_{mer} \approx \frac{\delta V}{\delta \tau} \approx \frac{V}{2\langle \tau \rangle} \quad (5.16)$$

wobei V das Volumen der Isopyknenschicht im Dichteintervall $s_0 \pm 0,05 \text{ kg/m}^3$ ist. Die Ergebnisse dieser Berechnungen finden sich in Tabelle 5-5. Über den gesamten Dichte- bzw. Tiefenbereich der Warmwassersphäre integriert ergeben sich nach Norden gerichtete Volumentransporte von 17-25 Sv. Der Fehlerbereich dieser Zahlen ist genauso groß wie bei den Strömungsgeschwindigkeiten.

s_0 [kg/m ³]	F_{merF} [Sv]	F_{merR} [Sv]	F_{merB} [Sv]	F_{subF} [Sv]	F_{subR} [Sv]	F_{subB} [Sv]	F_{Ek} [Sv]
26,0	1,2	3,2	0,5	-2,1	-5,8	-2,3	-1,8
26,1	1,1	2,1	0,5	-1,7	-3,1	-1,9	-1,1
26,2	1,2	1,7	0,7	-1,3	-1,9	-1,7	-0,8
26,3	1,2	1,8	0,8	-0,8	-1,3	-1,2	-0,6
26,4	1,2	1,7	1,0	-1,2	-1,7	-1,9	-0,9
26,5	1,4	1,9	1,4	-1,8	-2,4	-2,8	-1,2
26,6	1,4	1,8	1,4	-1,8	-2,2	-2,5	-1,0
26,7	1,3	1,5	1,4	-1,7	-1,9	-2,5	-0,9
26,8	1,4	1,6	1,6	-1,3	-1,5	-2,1	-0,4
26,9	1,4	1,7	1,8	-0,8	-1,1	-1,4	-0,1
27,0	1,6	2,2	2,1	-1,3	-1,8	-2,1	-0,1
27,1	2,2	3,6	2,8	-1,8	-2,9	-2,8	0,1
total	16,6	24,8	16,0	-17,6	-27,6	-25,2	-8,8

Tab. 5-6: Mittlere isopyknische (meridionale) und vertikale Volumenflüsse für SACW berechnet aus Tracerdaten (F_{merF} , F_{merR} , F_{merB} bzw. F_{subF} , F_{subR} , F_{subB} bestimmt aus U_F , U_R , U_B bzw. w_F , w_R und w_B im Dichteintervall $\Delta s_0 \pm 0,05 \text{ kg/m}^3$; F_{Ek} : Ekman-Transport).

Der Mittelwert $F_{mer} \approx 19 \text{ Sv}$ entspricht in etwa dem nordwärtigen Sverdrup-Transport von ebenfalls ca. 19 Sv bei 32°S* und bestätigt außerdem andere Analysen von hydrografischen Daten und Modellrechnungen, die für diese geografische Breite je nach Referenzniveau meridionale Volumentransporte von 6-20 Sv liefern [Fu, 1981; Rintoul, 1991; Saunders und Thompson, 1993; England und Garçon, 1994; Holford, 1994; Boddem und Schlitzer, 1995; Schlitzer, 1995; Schmitz, 1995; Stutzer, 1997].

* Der Sverdrup-Transport F_{Sv} ist der vertikal integrierte Massen- bzw. Volumenfluss in einem windgetriebenen, barotropen Ozean außerhalb des Gebiets des westlichen Randstroms. Er berechnet sich aus der Sverdrup-Gleichung [Gill, 1982; Roemmich und Wunsch, 1985] gemäß

$$F_{Sv} = (\mathbf{r}_0 \cdot \mathbf{b})^{-1} \cdot \langle (\nabla \times \mathbf{T}_{xy})_z \rangle \cdot L_x$$

Dabei sind \mathbf{r}_0 die potentielle Dichte des Wassers ($\mathbf{r}_0 \equiv 1026,5 \text{ kg/m}^3$), \mathbf{b} der meridionale Gradient der planetaren Wirbelstärke, \mathbf{T}_{xy} die Schubspannung des Windes an der Meeresoberfläche [da Silva et al., 1994] sowie L_x die Breite des Südatlantiks bei 32°S östlich des Brasilstroms (5150 km entsprechend 55°). Die spitzen Klammern symbolisieren die zonale Mittelung bei 32°S. Dies ist die geografische Breite der meridionalen Mitte des Untersuchungsgebiets ($y = L_y/2$). Die Sverdrup-Gleichung gilt nur näherungsweise, denn in Wirklichkeit herrschen im Subtropenwirbel nicht barotrope, sondern barokline Bedingungen (d. h. es existieren horizontale Dichtegradienten). Realistischere Theorien sind jedoch wesentlich komplizierter zu handhaben (s. z. B. dazu [Pedlosky, 1996]).

Subduzierter Volumentransport: Der Volumenfluss des im Subduktionsgebiet absinkenden Wassers beträgt [O'Connor et al., 1998]

$$F_{sub} = w \cdot \Delta A_{sub} \quad (5.17)$$

wobei w die dortige Absinkrate (Gl. 5.15) und ΔA_{sub} die Oberfläche des Subduktionsgebiets im Dichteintervall $\rho_0 \pm 0,05 \text{ kg/m}^3$ während des Winters sind*. Den Tracerdaten zufolge sinken im Südatlantik zwischen 32°S und 50°S insgesamt 18-28 Sv Oberflächenwasser ab mit einem Mittelwert F_{sub} von rund 23 Sv (s. Tab. 5-6). Davon lassen sich knapp 9 Sv auf Ekman-Pumpen zurückführen, sodass ungefähr 14 Sv auf laterale Weise subduziert werden. Die insgesamt subduzierte Wassermenge entspricht fast dem totalen meridionalen Volumentransport, sodass sich aus den Tracerdaten eine konsistente Massenbilanz im Subtropenwirbel ergibt. Die geringe Differenz von ca. 4 Sv liegt im Fehlerbereich der Flussberechnungen oder ist auf die dabei stark idealisierten Modellgeometrien zurückzuführen. Signifikant jedoch sind die Unterschiede zwischen dem subduzierten Gesamttransport dieser Arbeit und dem entsprechenden Wert von nur 4 Sv, den Rechnungen mit einem hochauflösenden Ozeanmodell des Südatlantiks ergaben [de Miranda et al., im Druck]. Eine so niedrige Gesamtsubduktionsrate (die nur auf „klassischen“ hydrographischen Modelldaten und nicht auf Tracerdaten basiert) ist mit den Resultaten dieser Arbeit definitiv nicht vereinbar und deshalb unrealistisch.

Unabhängig davon wird im Südatlantik offenbar weniger Wasser subduziert als im Nordatlantik und als im Pazifik (Nordatlantik: $F_{sub} \sim 25\text{-}40 \text{ Sv}$ [Sarmiento, 1983; Qiu und Huang, 1995; Huang und Qiu, 1998; Beste, 1998]; Nordpazifik: $F_{sub} \sim 31\text{-}35 \text{ Sv}$ [Qiu und Huang, 1995; Huang und Qiu, 1998]; Südpazifik: $F_{sub} \sim 22 \text{ Sv}$, [Huang und Qiu, 1998]**). Die höheren Volumentransporte im Pazifik sind wenig verwunderlich, da Nord- und Südpazifik jeweils ungefähr doppelt so groß wie der Südatlantik sind [Baumgartner und Reichel, 1975]. Bei ähnlich hohen Subduktionsraten w wie im Südatlantik würden die Unterschiede noch größer ausfallen. Nord- und Südatlantik sind hingegen annähernd gleich groß [Baumgartner und Reichel, 1975], sodass der größere Volumentransport in der Warmwassersphäre des Nordatlantiks eine direkte Folge der dort höheren Subduktionsraten ist. Modellstudien zufolge ist dies weder auf stärkere Winde noch auf den Verlauf der Küstenlinien zurückzuführen, sondern der Grund scheint die Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser zu sein [Onken, 1994]. Dieser Prozess treibt eine meridionale Zirkulationszelle an, deren Rückstrom im Tiefenbereich des Zentral- und Zwischenwassers erfolgt und der die Rezirkulation und die laterale Ventilation des nordatlantischen Subtropenwirbels

* Eigentlich ist dabei nur über den Teil der Wintergebiete zu integrieren, der nicht mit den Subduktionszonen im Sommer übereinstimmt, denn nur im sich nicht überschneidenden Bereich findet effektive Subduktion statt. Dem World Ocean Atlas [Levitus und Boyer, 1994] zufolge macht dies praktisch aber für den subtropischen Südatlantik keinen Unterschied.

**Mit Ausnahme von Sarmientos Ergebnis ($\sim 40 \text{ Sv}$) basiert keiner dieser Werte auf Tracerdaten, sondern auf Modellrechnungen mit klimatologischen Daten.

verstärkt [Onken, 1994; Qiu und Huang, 1995]. Im westlichen Südatlantik hingegen überlagert sich der thermohaline Rückstrom mit dem entgegengesetzt fließenden Brasilstrom, sodass Rezirkulation und Induktion dort insgesamt weniger stark ausgeprägt sind [Onken, 1994]. Da im Pazifik kein Tiefenwasser gebildet wird [Warren, 1983], gibt es dort solche Rückkopplungsmechanismen zwischen oberflächennaher und thermohaliner Zirkulation nicht [Qiu und Huang, 1995].

Kapitel 6

Zusammenfassung und Ausblick

Die vorliegende Arbeit untersucht die Tritium- und F11-Verteilungen in der Warmwassersphäre des Südatlantiks mit dem Ziel, die Aufenthaltsdauer und die Wassermassenflüsse in diesem Teil des Ozeans zu bestimmen. Dazu wurden zunächst die Randbedingungen dieser beiden Spurenstoffe festgelegt. Für F11 wurde angenommen, dass sich die Meeresoberfläche näherungsweise im Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre befindet. Die Eintragsfunktion des Bombentritiums basiert zum Teil auf Datenanalysen von Doney et al. [Doney et al., 1992] und berücksichtigt alle Pfade des hydrologischen Kreislaufs, wobei zur Parametrisierung des Wasserdampfaustausches ein Isotopen-Fraktionierungsfaktor von 0,70 verwendet wird. Der damit berechnete Tritiumeintrag von 1960-1995 weicht im Gebiet zwischen dem Äquator und 50°S um weniger als 1% vom beobachteten Tritiuminventar im Jahr 1995 ab, sodass die Eintragsfunktion (zumindest über die Zeit integriert) belastbare Resultate liefert. Das Ergebnis widerlegt auch Modellrechnungen von Koster et al. [Koster et al., 1989], denen zufolge der Isotopen-Fraktionierungsfaktor nur 0,35 beträgt, denn mit diesem Wert würde der Tritiumeintrag auf weniger als die Hälfte des ozeanischen Inventars sinken. Mit Hilfe eines 1D-Modells wurden aus den atmosphärischen Tritiumflüssen die Oberflächenkonzentrationen im Südatlantik rekonstruiert, wobei der geschätzte Modellfehler (Abweichungen vom tatsächlichen räumlichen und zeitlichen Verlauf der Oberflächenkonzentrationen) 30% beträgt. Dabei zeigte sich, dass im subtropischen Südatlantik die zerfallskorrigierten Oberflächenkonzentrationen bis heute langsam ansteigen. Eine Betrachtung des Tritiumbudgets der Deckschicht ergab für den Subtropenwirbel Subduktionsraten von 40-70 m/a und Rezirkulationszeiten von 10-14 a (geschätzter Fehler ca. 30%). Entsprechende Bilanzierungen mit F11-Oberflächendaten weisen sehr große Fehler auf, da sich bei jedem erneuten Kontakt mit der Atmosphäre innerhalb kurzer Zeit ein neues Lösungsgleichgewicht einstellt und die Tracerinformation aus dem Ozeaninneren verloren geht.

Im Inneren der Warmwassersphäre nehmen die Tracerkonzentrationen von der Oberfläche in die Tiefe ab. Auf allen Isopyknenflächen finden sich hohe Tracergehalte im Süden und niedrige Werte im Norden. Bei F11 ist der meridionale Konzentrationsabfall monoton, während die Tritiumdaten teilweise Zwischenmaxima aufweisen, deren Ursachen nicht abschließend geklärt werden konnten. In allen Tiefen- bzw. Dichteniveaus finden sich nordöstlich der Angola-Bengula-Front die geringsten Tracerkonzentrationen. Dieses Gebiet könnte der nicht direkt ventilierten Schattenzone entsprechen, die für den östlich-äquatorseitigen Randbereich der Subtropenwirbel postuliert wird. Eine weitere indirekt

belüftete Region (die sogenannte Poolregion) sollte theoretisch im westlichen Südatlantik existieren, doch dies lässt sich in den Tracerdaten nicht erkennen. Allerdings ist die Datenlage in diesem Gebiet nicht eindeutig. Die F11-Konzentrationen sind generell niedrig und deuten rezirkulierendes Wasser an, während die Tritiumkonzentrationen zum Teil erhöht sind und eher für die Bildung von Subtropischem oder Subantarktischem Modewasser sprechen. Da für einige dieser Tritiumdaten die endgültige Qualitätskontrolle noch aussteht, sind aber auch systematische Überhöhungen nicht völlig auszuschließen.

Von den drei in dieser Arbeit untersuchten Methoden der Wassermassendatierung lieferte die F11-Konzentrationsdatierung die robustesten Ergebnisse. Die Tritium-Konzentrationsdatierung erwies sich wegen des geringen Anstiegs der Oberflächenkonzentrationen als unsicher. Die F11/Tritium-Datierung ergab erwartungsgemäß die jüngsten Traceralter, die zum Teil sogar negativ wurden. Wahrscheinlich liegt dies an der räumlichen Variabilität der Oberflächenverhältnisse, die vereinfachend durch zonale Mittelwerte ersetzt wurden, oder es macht sich *diapyknische* Mischung bemerkbar. *Isopyknische* Mischung spielt bei jeder Datierung im Subtropenwirbel eine wichtige Rolle, sodass die Altersinformationen unscharf sind. Dies betrifft die Verhältnisdatierung stärker als die Konzentrationsdatierung, doch teilweise dürften dafür auch numerische Effekte verantwortlich sein. Im Subtropenwirbel ergeben sich mittlere isopyknische F11-Konzentrationsalter von 5-18 a bzw. mittlere isopyknische F11/Tritium-Verhältnissalter von 2-12 a. Die Unsicherheit beträgt 1-2 a bei der F11-Datierung und 3-6 a bei der F11/Tritium-Datierung, wobei die höheren Werte jeweils für junges Wasser gelten. Die Traceralter im unteren SACW sind konsistent mit den Turnover-Zeiten, die aus dem Tritiumbudget der Deckschicht folgen. Der Anteil des tracerfreien (alten) Wassers in der Warmwassersphäre beträgt im Flächenmittel 10% und steigt an der Grenze zur Kaltwassersphäre auf über 40%. Auf allen Isopyknen dominiert tracerhaltiges (junges) Wasser in der Nähe der Subduktionsgebiete und tracerfreies (altes) Wasser im Norden.

Angesichts der Mischungsproblematik sind Transportratenbestimmungen aus den mittleren Traceraltern nur als Schätzungen zu betrachten, wobei der Fehler der Resultate bei ca. 30% liegt. Die *meridionalen* Volumenflüsse betragen im Dichtebereich $\sigma_0 = 26,0-27,1 \text{ kg/m}^3$ insgesamt 17-25 Sv (Mittelwert 19 Sv). Dies entspricht in etwa dem nach Norden gerichteten Sverdrup-Transport über den 32. Breitengrad (ebenfalls 19 Sv) und bestätigt außerdem andere Untersuchungen, die dort je nach Referenzniveau 6-20 Sv ergaben [Fu, 1981; Rintoul, 1991; Saunders und Thompson, 1993; England und Garçon, 1994; Holford, 1994; Boddem und Schlitzer, 1995; Schlitzer, 1995; Schmitz, 1995; Stutzer, 1997]. In *vertikaler* Richtung betragen die Subduktionsraten 40-100 m/a. Sie sind höher als die entsprechenden Geschwindigkeiten des Ekman-Pumpens (maximal 30 m/a). Dies weist darauf hin, dass laterale Rezirkulation (Induktion) durch die geneigte Deckschichtbasis bei der Ventilation des Subtropenwirbels eine wichtige Rolle spielt. Über die Meeresoberfläche von 32°S-50°S integriert sinken den Tracerdaten zufolge 18-28 Sv Wasser ab (Mittelwert 23 Sv), wovon 9 Sv auf

Ekman-Pumpen zurückgeführt werden können. Simulationen mit einem hochauflösenden Ozeanmodell (ohne transiente Tracer) ergaben demgegenüber eine deutliche geringere Bildungsrate von insgesamt nur 4 Sv [de Miranda et al., im Druck]. Ein so niedriger Wert kann jedoch aufgrund der Resultate dieser Arbeit definitiv ausgeschlossen werden und erscheint unrealistisch.

Zukünftige Tracerstudien sollten auf allen Ebenen fortgesetzt werden. Für beide Tracer sind die *Eintragsfunktionen* zu überprüfen. Im Falle des Tritiumeintrags bringen fortgeschrittene Atmosphärenmodelle bzw. Modelle des hydrologischen Kreislaufs möglicherweise eine Verbesserung bei der räumlichen und zeitlichen Auflösung. Außerdem sollte das Oberflächenmodell kontrolliert werden, sobald die bisher unveröffentlichten Daten der AJAX- und SAVE-Expeditionen der Jahre 1983/84 bzw. 1987-1989 verfügbar sind. In diesem Zusammenhang wäre auch zu untersuchen, ob sich mit Hilfe von Proxydaten wie z. B. Tritiumkonzentrationen in Korallen historische und räumliche Datenlücken schließen lassen. Grundsätzlich sollte an bestimmten Stellen im Südatlantik fortlaufend der Tritiumgehalt überwacht werden. Dies betrifft insbesondere die Randgebiete, damit man den Austausch zwischen den benachbarten Ozeanen genauer erfassen kann. Bei F11 basiert die Annahme des Lösungsgleichgewichts an der Meeresoberfläche bisher fast ausschließlich auf Sommerdaten, was durch geeignete Winterdaten abzusichern wäre. Dabei wären Messwerte aus dem südwestlichen Atlantik besonders interessant.

Bei den *Felddaten* sollte die räumliche Abdeckung verbessert werden. Dies betrifft vorrangig Tritium, wo die Lage bisher deutlicher schlechter ist als bei F11. Einige Lücken werden demnächst mit der Messung der letzten noch ausstehenden Bremer WOCE-Daten geschlossen. Weitere Verbesserungen würde eine Zusammenfassung mit SAVE-Daten bringen, wie dies bei F11 bereits geschehen ist. Schließlich können die Tritiumdaten mit tritiogenen ^3He werten kombiniert und daraus Tritium/ ^3He -Alter bestimmt werden. Damit ließe sich das Oberflächenmodell überprüfen, denn diese Datierungsmethode benötigt keine Tritium-Eintragsfunktion. Allerdings beträgt die Unsicherheit bei den tritiogenen ^3He -Daten im Südatlantik 20% oder mehr [Roether et al., 1998] und die Altersfehler sind dementsprechend groß. Die Tritium/ ^3He -Datierung im Südatlantik ist bereits Gegenstand einer Diplomarbeit [Müller, in Vorbereitung].

Sobald die Datenlage dies zulässt, sollten bei der Interpretation komplexere *Modelle* angewandt werden. Zunächst wäre dabei zu untersuchen, ob zweidimensionale Synoptisierungsverfahren insbesondere im südwestlichen Atlantik zu anderen quasi-synoptischen Tracerverteilungen als in dieser Arbeit führen. Entsprechende Modellstudien zur Mischung im Subtropenwirbel bzw. Studien der daraus resultierenden Altersverteilungen würden die Interpretation von Traceraltern und abgeleiteter Größen auf eine sicherere Basis stellen und detailliertere Diagnosen als Mittelwerte zulassen. Solche Untersuchungen sind bisher nur für Tiefenwasser angelaufen [Putzka, 1999; Huhn, in Vorbereitung]. Das Fernziel all dieser Bemühungen sollte die Verifikation oder Falsifikation von dreidimensionalen Zirkulationsmodellen sein.

Anhang 1

Datenbasis des Tritium-Oberflächenmodells

<i>mittlere Position</i>	<i>Expedition</i>	<i>Station</i>	<i>Originalposition</i>	<i>Tiefe</i> [m]	<i>Jahr</i>	C_{Mess} [TU81]	C_{Mod} [TU81]
9,0°N / 26,9°W	NAGS	39	8,0°N / 26,6°W	10	1972	2,0	2,0
	Meteor-56	505	9,5°N / 26,0°W	7	1981	1,5	1,6
	TTO/TAS	104	9,5°N / 28,0°W	11	1983	1,6	1,5
6,0°N / 22,8°W	NAGS	45	6,1°N / 22,9°W	10	1972	1,8	1,8
	Meteor-56	503	6,0°N / 22,7°W	8	1981	1,6	1,6
4,9°N / 26,9°W	NAGS	41	5,5°N / 25,8°W	10	1972	1,6	1,6
	TTO/TAS	109	4,2°N / 28,0°W	11	1983	1,4	1,4
4,3°N / 40,2°W	GEOSECS	40	3,9°N / 38,5°W	1	1972	1,6	1,6
	TTO/TAS	60	4,6°N / 41,9°W	1	1983	1,4	1,4
2,8°N / 22,3°W	NAGS	43	3,0°N / 25,1°W	30	1972	1,8	1,8
	Meteor-56	501	2,5°N / 19,5°W	7	1981	1,7	1,7
2,5°N / 7,6°W	Equalant-III	29	2,0°N / 7,9°W	10	1964	7,1	6,8
	Equalant-III	155	2,0°N / 8,0°W	10	1965	4,8	5,2
	WOCE-A14	7	3,5°N / 7,0°W	47	1995	1,5	0,5
0,0°S / 8,5°W	Equalant-III	36	0,2°N / 7,9°W	10	1964	6,8	6,1
	NAGS	3b	0,2°S / 10,0°W	14	1973	1,4	2,4
	NAGS	6	0,4°S / 9,0°W	?	1978	1,2	1,8
	WOCE-A14	13	0,6°N / 7,0°W	28	1995	1,7	0,7
2,1°S / 6,8°W	Equalant-III	43	2,0°S / 8,0°W	10	1964	4,5	3,6
	Equalant-III	134	2,0°S / 8,0°W	10	1965	2,6	3,5
	NAGS	30	2,5°S / 4,0°W	?	1978	1,2	1,3
	WOCE-A14	20	2,0°S / 7,2°W	30	1995	1,6	0,5
4,0°S / 28,5°W	GEOSECS	48	4,0°S / 29,0°W	11	1972	1,4	1,4
	TTO/TAS	119	4,0°S / 28,0°W	11	1983	1,4	1,4
5,5°S / 6,0°W	NAGS	24	6,0°S / 4,0°W	?	1978	1,3	1,3
	WOCE-A14	26	5,0°S / 7,9°W	2	1995	1,6	1,6
7,8°S / 5,3°O	ARGO	216	8,1°S / 5,5°O	0	1968	0,8	0,8
	WOCE-A13	205	7,5°S / 5,0°O	5	1995	1,8	1,8
7,9°S / 28,1°W	GEOSECS	49	7,9°S / 28,2°W	2	1972	1,5	1,5
	TTO/TAS	123	7,9°S / 28,0°W	40	1983	1,2	1,2
9,6°S / 34,3°W	TTO/TAS	129	8,5°S / 33,4°W	8	1983	1,3	1,3
	WOCE-A8	176	10,6°S / 35,1°W	9	1994	1,6	1,6
9,9°S / 13,5°W	ARGO	243	8,4°S / 13,3°W	0	1968	1,4	1,4
	WOCE-A8	218	11,3°S / 13,7°W	8	1994	1,6	1,6
13,2°S / 30,4°W	GEOSECS	54	15,1°S / 29,5°W	8	1972	1,5	1,5
	WOCE-A8	186	11,3°S / 31,3°W	49	1994	1,6	1,6
17,1°S / 29,8°W	GEOSECS	54	15,1°S / 29,5°W	8	1972	1,5	1,5
	WOCE-A9	143	19,0°S / 30,0°W	11	1991	1,5	1,5
20,0°S / 33,1°W	GEOSECS	56	21,0°S / 33,0°W	77	1972	1,4	1,4
	WOCE-A9	137	19,0°S / 33,2°W	7	1991	1,6	1,6
20,5°S / 9,6°W	<i>Schätzwerte</i>	-	21,5°S / 10,0°W	-	1973	1,3	1,3
	WOCE-A9	184	19,0°S / 9,8°W	7	1991	1,5	1,6
	WOCE-A14	58	21,0°S / 9,0°W	3	1995	1,6	1,6
22,9°S / 8,4°O	NAGS	31b	22,0°S / 9,0°O	24	1973	1,2	1,2
	WOCE-A13	165	23,7°S / 7,7°O	5	1995	1,5	1,5
28,2°S / 37,7°W	GEOSECS	58	27,0°S / 37,0°W	13	1972	1,4	1,4
	WOCE-A17	76	29,3°S / 38,3°W	5	1994	1,8	1,8
28,4°S / 8,7°O	ARGO	133	28,4°S / 7,6°O	0	1968	1,1	1,1
	WOCE-A10	87	29,8°S / 9,3°O	12	1993	1,7	1,8
	WOCE-A13	156	27,0°S / 9,3°O	4	1995	1,9	1,8

Anhang 1: Datenbasis des Tritium-Oberflächenmodells

<i>mittlere Position</i>	<i>Expedition</i>	<i>Station</i>	<i>Originalposition</i>	<i>Tiefe</i> [m]	<i>Jahr</i>	<i>C_{Obs}</i> [TU81]	<i>C_{Mod}</i> [TU81]
30,0°S / 10,2°W	<i>Schätzwerte</i>	-	31,5°S / 10,0°W	-	1973	1,6	1,6
	WOCE-A10	58	30,0°S / 11,7°W	12	1993	1,8	2,0
	WOCE-A14	79	31,5°S / 9,0°W	4	1995	2,1	2,0
30,6°S / 2,9°O	NAGS	28c	31,3°S / 5,1°O	45	1973	1,7	1,7
	WOCE-A10	74	29,9°S / 0,6°O	50	1993	1,8	1,8
31,6°S / 41,8°W	GEOSECS	60	32,0°S / 42,5°W	3	1972	1,5	1,5
	WOCE-A10	7	29,6°S / 41,2°W	12	1992	1,8	1,9
	WOCE-A17	66	33,2°S / 41,8°W	5	1994	2,0	1,9
38,9°S / 15,7°O	GEOSECS	93	41,8°S / 18,5°O	11	1973	1,1	1,2
	WOCE-A12	176	37,0°S / 15,4°O	15	1990	1,9	1,8
	WOCE-A13	123	37,8°S / 13,1°O	3	1995	1,8	1,9
39,7°S / 48,1°W	GEOSECS	64	39,1°S / 48,5°W	12	1972	1,2	1,2
	WOCE-A17	31	40,2°S / 47,8°W	7	1994	2,2	2,2
45,3°S / 51,8°W	GEOSECS	67	45,0°S / 51,1°W	10	1972	0,8	0,8
	WOCE-A17	18	45,6°S / 52,5°W	6	1994	1,7	1,7
48,5°S / 50,5°W	GEOSECS	68	48,6°S / 46,0°W	10	1972	0,6	0,6
	WOCE-A17	11	48,3°S / 54,8°W	8	1994	0,6	0,6
	WOCE-A17	9	48,5°S / 55,0°W	30	1994	0,7	0,6
48,6°S / 8,7°O	GEOSECS	91	49,6°S / 11,5°O	2	1973	0,6	0,6
	WOCE-A21	162	47,6°S / 5,8°O	16	1990	0,5	0,5
48,8°S / 40,1°W	GEOSECS	68	48,6°S / 46,0°W	10	1972	0,6	0,6
	WOCE-A23	79	48,9°S / 35,9°W	9	1995	0,6	0,6
54,9°S / 42,4°W	GEOSECS	74	55,0°S / 50,1°W	8	1972	0,4	0,4
	WOCE-A23	53	54,8°S / 34,7°W	49	1995	0,3	0,3
57,6°S / 50,0°W	GEOSECS	74	55,0°S / 50,1°W	8	1972	0,4	0,4
	WOCE-A12	643	60,2°S / 49,9°W	9	1992	0,2	0,3
57,7°S / 25,3°W	GEOSECS	82	56,2°S / 24,9°W	1	1973	0,6	0,6
	WOCE-A21	132	59,1°S / 25,6°W	8	1990	0,3	0,3
57,8°S / 67,5°W	GEOSECS	76	57,8°S / 66,1°W	27	1972	0,6	0,6
	WOCE-A21	104	57,3°S / 68,3°W	6	1990	0,5	0,4
	WOCE-A21	106	58,3°S / 68,2°W	17	1990	0,3	0,4
59,9°S / 67,0°W	GEOSECS	77	59,7°S / 64,5°W	41	1973	0,6	0,6
	WOCE-A21	109	59,8°S / 68,3°W	5	1990	0,4	0,4
	WOCE-A21	110	60,3°S / 68,1°W	11	1990	0,3	0,4
60,3°S / 0,0°W	GEOSECS	89	60,0°S / 0,0°W	1	1973	0,6	0,6
	WOCE-A12	584	60,5°S / 0,0°W	23	1992	0,2	0,3
61,8°S / 63,7°W	GEOSECS	78	61,0°S / 63,0°W	6	1973	0,6	0,6
	WOCE-A21	116	62,6°S / 64,3°W	7	1990	0,2	0,3

Tab. A-1: Datenbasis für das Tritium-Oberflächenmodell aus Kapitel 3. Datenquellen:[Östlund et al., 1969; Östlund und Brescher, 1982; Östlund, 1983; Östlund, 1984; Östlund et al., 1969; Roether, 1997]. Die WOCE-Daten wurden im Bremer Tracerlabor gemessen [Sültenfuß, 1997], wobei die Proben der A17-Expedition von Ph. Jean-Baptiste stammen [Klatt, 1998]. Die grau unterlegten Werte wurden bei den weiteren Analysen ausgelassen, da die hydrographischen Daten auf eine starke zeitliche Variabilität an diesen Stationen hindeuteten. Bei den kursiv gesetzten Schätzwerten handelt es sich um Extrapolationen von GEOSECS-Daten.

Anhang 2

Zeittransformation von Tracerdaten

A2.1 Basisansatz

Die in dieser Arbeit diskutierten transienten Tracerdaten verteilen sich ungleichmässig auf einen Beprobungszeitraum von acht Jahren und müssen für synoptische Analysen auf einen gemeinsamen Zeitpunkt korrigiert (synoptisiert) werden. Dies geschieht mit Hilfe von Modellrechnungen. Dabei werden zunächst die Messwerte C_{obs} durch Modellwerte C_{mod} approximiert. Anschließend werden in einer einfachen Trendschätzung die Modellkonzentrationen des Beobachtungsjahres und des Projektionsjahres miteinander verglichen. Die Tracerkonzentration zum Zeitpunkt der fiktiven Synopsis beträgt dann

$$C_{obs}(t_{syn}) = \frac{C_{mod}(t_{syn})}{C_{mod}(t_{obs})} C_{obs}(t_{obs}) \quad (\text{A2.1})$$

wobei t_{obs} der Zeitpunkt der Beobachtung und t_{syn} der Zeitpunkt der Synopsis sind. Im Folgenden werden die verschiedenen Modelle bei der Synoptisierung der Oberflächendaten und der isopyknischen Daten diskutiert.

A2.2 Synoptisierung von Tritium-Oberflächendaten

In diesem Fall stammen die Modellkonzentrationen vom Oberflächenmodell aus Kapitel 3 (Gl. 3.2). Abbildung 3-4 zeigt quasi-synoptische Oberflächendaten aus der WOCE-Ära 1990-1995, die auf das Jahr 1993 projiziert wurden. Dieser quasi-synoptische Datensatz wurde außerdem herangezogen, um iterativ den räumlichen Fehler des Oberflächenmodells zu schätzen. Im Prinzip könnten das Oberflächenmodell und Gl. (A2.1) auch dazu benutzt werden, um mit Hilfe von WOCE-Daten den GEOSECS-Datensatz aus den Jahren 1972/73 zu vergrößern. Angesichts der Unsicherheiten in der Vor-WOCE-Datenbasis des Oberflächenmodells dürfte der Informationsgewinn einer solch weitreichenden Projektion aber fragwürdig sein.

A2.3 Synoptisierung von isopyknischen Tracerdaten

A2.3.1 Modellansatz

Ausgangspunkt ist die Beobachtung, dass die isopyknischen Verteilungen von Tritium und F11 (genau wie die anderer Spurenstoffe) in weiten Bereichen des Subtropenwirbels zwar stark meridional, aber nur wenig in zonaler Richtung variieren. Dies erlaubt es, die Daten näherungsweise durch ein eindimensionales Advektions-Diffusions-Modell zu beschreiben. Das Modell bekommt am Südrand im Wassermassen-Bildungsgebiet zum Subduktions-Zeitpunkt t_{sub} die Tracer-Deckschichtkonzentration $C_S(t_{sub})$ aufgeprägt. Die isopyknischen Tracerkonzentrationen stromabwärts zu späteren Zeiten t sind dann gegeben durch [Kreft und Zuber, 1978]

$$C_{mod}(y, t) = \int_{t_0}^t \frac{C_S(t_{sub})R(t-t_{sub}) \cdot y}{\sqrt{4\pi K_h(t-t_{sub})^3}} \exp\left(-\frac{(y-v(t-t_{sub}))^2}{4K_h(t-t_{sub})}\right) dt_{sub} \quad (A2.2)$$

Tritium: $t_0 = 1960$, $R(t-t_{sub}) = \exp[-I(t-t_{sub})]$

F11: $t_0 = 1940$, $R(t-t_{sub}) = 1$

v : meridionale isopyknische Advektionsrate

K_h : isopyknischer Mischungskoeffizient

Vor der Synoptisierung müssen v und K_h bestimmt werden. Dazu werden mit Hilfe dieser Parameter die Modellkonzentrationen an die Messwerte verschiedener Meridionalschnitte im zentralen und östlichen Südatlantik angepasst (hier: Tritiumdaten der WOCE-Expeditionen A13, A14 und A23 sowie F11-Daten der SAVE-Fahrten 4, 5 und 6). Jede dieser Expeditionen ergibt pro Isopykne und Tracer ein Wertepaar von v und K_h . Als Zahlenwerte für die Datentransformation wurden die jeweiligen isopyknischen Mittelwerte der Anpassungen verwendet, die in Tabelle A-2 aufgeführt sind*.

Synoptisiert wurden alle vorliegenden Tracerdaten auf den Isopyknen $s_0 = 26,0-27,1 \text{ kg/m}^3$, deren Subduktionsgebiete näherungsweise zonal verlaufen. Abbildungen A2-1 und A2-2 zeigen exemplarisch die Resultate zweier Synoptisierungen für die Isopykne $s_0 = 26,8 \text{ kg/m}^3$. Die Tritiumdaten der WOCE-Forschungsreisen A13 und A14 von 1995 verschieben sich bei der Zeittransformation auf das Jahr 1993 nach unten, während sich die F11-Werte der SAVE-3-Expedition des Jahres 1988 nach oben verschieben. In beiden Fällen spiegelt dies den - durch isopyknische Mischung modifizierten - zeitlichen Verlauf der Oberflächenkonzentrationen im Subduktionsgebiet wider.

* Dabei wird angenommen, dass sich der Ozean in einem stationären Zustand befindet, sodass v und K_h zu den unterschiedlichen Zeitpunkten der Forschungsreisen nicht variieren.

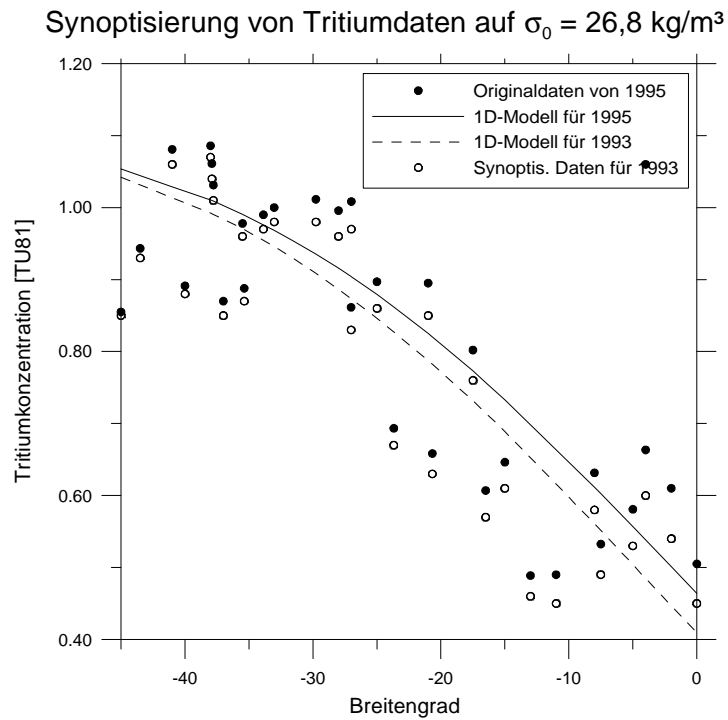


Abb. A-1: Synoptisierung (Zeittransformation) von isopyknischen Tritiumdaten der WOCE-Expeditionen A13 und A14 (1995) ins Jahr 1993 mit Hilfe von Modellrechnungen am Beispiel der Isopykne $s_0 = 26,8 \text{ kg/m}^3$.

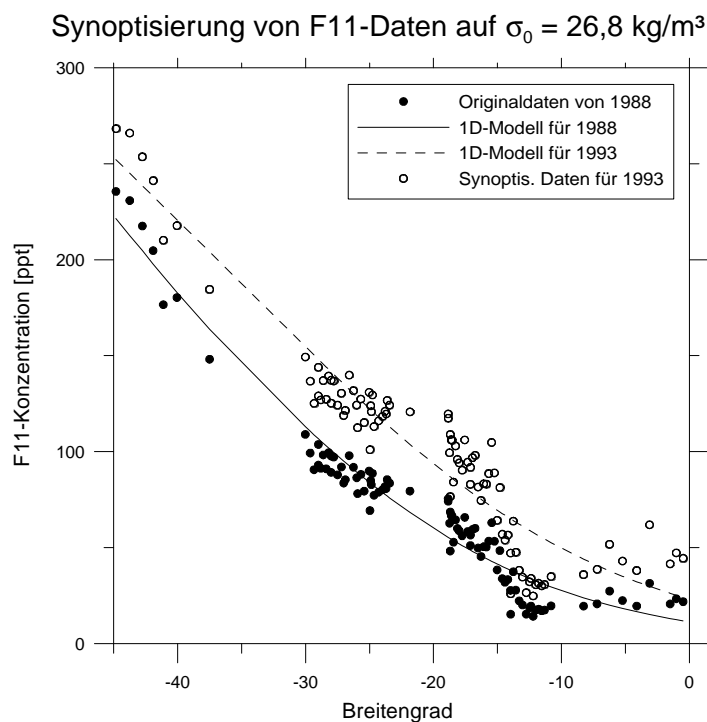


Abb. A-2: Synoptisierung (Zeittransformation) von isopyknischen F11-Daten der Expedition SAVE-3 (1988) ins Jahr 1993 mit Hilfe von Modellrechnungen am Beispiel der Isopykne $s_0 = 26,8 \text{ kg/m}^3$.

A2.3 Advektion und Mischung im Modell

Die Advektionsgeschwindigkeiten des isopyknischen Modells liegen zwischen 0,2 und 1,0 cm/s und differieren zwischen Tritium und F11 für $s_0 \leq 26,5 \text{ kg/m}^3$, während die Mischungskoeffizienten 2000-4000 m^2/s betragen und nirgendwo signifikante Unterschiede zwischen den beiden Tracern aufweisen (vgl. dazu Tab. A-2). Für $s_0 \geq 26,6 \text{ kg/m}^3$ liefert das in dieser Arbeit verwendete Modell ähnliche Transportkoeffizienten wie die eindimensionalen Modelle anderer Autoren. Warner und Weiss [Warner und Weiss, 1992] erhielten im AAIW ($s_0 = 27,2 \text{ kg/m}^3$) für v und K_h Zahlenwerte von 0,2 cm/s bzw. 3500 m^2/s . Beining [Beining, 1993] kam im SACW zu vergleichbaren Advektionsraten; allerdings sind seine Mischungskoeffizienten ungefähr um den Faktor zwei höher. Möglicherweise liegt dies an anderen Daten sowie an verschiedenen Integrations- und Optimierungsverfahren. Die Unterschiede sollten nicht überbewertet werden. Eindimensionale Modelle liefern grundsätzlich unrealistische Zahlenwerte bei den Transportparametern.* Ausserdem zeigt sich, dass verschiedene v - K_h -Kombinationen praktisch zum selben Synoptisierungsergebnis führen.

s_0 [kg/m^3]	j_0 [°S]	v (Tri.) [cm/s]	K_h (Tri.) [m^2/s]	Pe (Tri.)	v (F11) [cm/s]	K_h (F11) [m^2/s]	Pe (F11)
26,0	32	0,4	4000	1,9	1,0	4000	4,7
26,1	34	0,4	4000	2,1	0,9	4000	4,7
26,2	36	0,5	4000	2,9	0,9	3500	6,0
26,3	37	0,5	3000	4,1	0,8	3500	5,6
26,4	38	0,5	3000	4,3	0,7	3000	6,0
26,5	40	0,5	3000	4,6	0,6	3000	5,5
26,6	42	0,5	3000	5,0	0,5	2500	6,0
26,7	44	0,5	2500	6,4	0,5	2500	6,4
26,8	46	0,5	2500	6,9	0,4	2500	5,5
26,9	47	0,4	2500	5,7	0,3	2500	4,3
27,0	48	0,3	2000	5,5	0,3	2000	5,5
27,1	50	0,2	2500	3,1	0,2	2500	3,1

Tab. A-2: Parameter des zur Datensynoptisierung verwendeten eindimensionalen, isopyknischen Advektions-Diffusionsmodells. Erläuterung der Abkürzungen: s_0 = potentielle Dichte der Isopykne, j_0 = zonaler Mittelwert der geografischen Breite des Subduktionsgebiets im Spätwinter [Levitus und Boyer, 1994], v = meridionale Advektionsgeschwindigkeit sowie K_h = isopyknischer Mischungskoeffizient. Die Pecletzahl $Pe := v L_y / K_h$ bezieht sich auf das Gebiet L_y zwischen mittlerer Subduktionszone j_0 und 15°S. Weitere Erläuterungen im Text.

Nichtsdestotrotz wird im Folgenden mit den Pseudo-Transportkoeffizienten aus Tab. A-2 heuristischerweise über die Natur der Mischungsprozesse im Subtropenwirbel spekuliert. Ein Maß für die Effektivität von Diffusion und Advektion ist die Pecletzahl $Pe := v L_y / K_h = T_d / T_a$, wobei L_y die charakteristische

* Verschiedene Untersuchungen aus der Warmwassersphäre des Nordatlantiks zeigen geringere laterale Mischungskoeffizienten im Bereich von 100-2000 m^2/s [Armi und Stommel, 1983; Olbers et al., 1985; Jenkins, 1987; Jenkins, 1998; Ledwell et al., 1998]. Bei dreidimensionalen, wirbelaufflösenden Modellen mit isopyknischen Koordinaten beträgt $K_h \sim 150\text{-}300 \text{ m}^2/\text{s}$ [Bleck, 1999].

Längenskala (hier: die Entfernung zwischen der Subduktionszone und dem Nordrand des Subtropenwirbels bei ca. 15°S) sowie $T_d = L_y^2/K_h$ und $T_a = L_y/v$ die typischen Zeitskalen sind, auf denen im System Diffusion und Advektion (bzw. Rezirkulation) wirken. Für $Pe \ll 1$ ist die Tracerausbreitung diffusionskontrolliert, und klein- und mesoskalige Wirbel (Eddies) durchmischen das Wasser in alle horizontale Richtungen. Für $Pe \gg 1$ dominiert Advektion beim Transport. Auch in einem überwiegend advektiven Strömungsregime ist Mischung möglich. So kann sich im Subtropenwirbel bereits rezirkulierendes Wasser mit neu subduziertem Wasser entlang den Stromlinien mischen. Ausserdem reicht im Bereich des westlichen Randstroms bereits eine vergleichsweise geringe Querdiffusion aus, um Stoffe zwischen den dort eng benachbarten Stromlinien effektiv umzuverteilen [Young, 1984]. Da sich die Stromlinien im östlichen Becken auffächern, hätte dieser regionale Mischungsprozess Auswirkungen auf die Tracerverteilung im gesamten Subtropenwirbel.

Das hier verwendete eindimensionale Modell ergibt Pecletzahlen zwischen zwei und sieben. Obwohl seine Diffusionskoeffizienten unrealistisch hoch sind, kann deshalb zumindest im zentralen und östlichen Teil des subtropischen Südatlantiks turbulente Diffusion als alleinige Ursache für die zonal fast homogenen Konzentrationen (Abb. 4-5 bis 4-8) ausgeschlossen werden. Rechnungen mit zweidimensionalen Modellen eines Subtropenwirbels ergaben für vergleichbare Fälle zwar in den östlichen Modellgebieten zonale Konzentrationsmuster, aber in der Nähe des westlichen Randes - anders als im Südatlantik beobachtet - mehr oder weniger stark ausgeprägte Bereiche mit geringeren Tritium- oder F11-Konzentrationen (Fig. 21b bei [Musgrave, 1990], Szenario 6 von Thiele und Sarmiento [Thiele und Sarmiento, 1990] sowie das Referenz-Szenario von Doney et al. [Doney et al., 1997]). Allerdings sind auch diese Modelle idealisiert und entweder für reine Prozess-Studien (Musgrave, Thiele und Sarmiento) oder den Nordatlantik (Doney et al.) konstruiert. Keines dieser Modelle besitzt in seinem westlichen Subduktionsgebiet einen Bereich mit erhöhter Durchmischung, wie es das besondere Merkmal des südwestlichen Atlantiks mit der Brasil-Malvinasstrom-Konfluenzzone ist. Dieses Gebiet zählt zu den am stärksten durchmischten Regionen im Weltozean überhaupt. Möglicherweise führt die dort stattfindende Modewasser-Bildung zu einer zusätzlichen zonalen Homogenisierung der Tracerkonzentrationen im westlichen Südatlantik. Weiteren Aufschluss könnten Tracerdaten aus der Konfluenzzone während der Phase der Winterkonvektion und Rechnungen mit hochauflösenden dreidimensionalen Modellen bringen. Entsprechende Modellrechnungen untersuchten bisher nur die Entstehung und die Verteilung der potentiellen Vorticity, aber nicht die Ausbreitung von transienten Tracern [de Miranda et al., im Druck].

A2.4 Zusammenhang mit Altersverteilungen

Das hier angewandte Synoptisierungs-Verfahren ist mathematisch äquivalent zu der Annahme, dass Mischungsprozesse in diesem Bereich des Ozeans durch eine Altersverteilung beschrieben werden können, in der eindimensionale Advektion und Diffusion auf folgende Weise mitwirken:

$$\psi(\tau) = \frac{y}{\sqrt{4\pi K_h \tau^3}} \exp\left(-\frac{(y - v\tau)^2}{4K_h \tau}\right) \quad (\text{A.2})$$

Dabei gibt $y(t)dt$ den Wasseranteil mit dem Alter zwischen t und $t + dt$ an, und die Verteilungsfunktion ist so normiert, dass

$$\int_0^{\infty} \psi(\tau) d\tau = 1 \quad (\text{A.3})$$

[Bolin und Rodhe, 1973; Beining und Roether, 1996; Huhn, 1997; Rodehacke, 1997; Martinic, 1998; Putzka, 1999; Putzka, eingereicht]. Die Vieldeutigkeit von v und K_h findet ihre Entsprechung in der Beobachtung, dass bestimmte Altersverteilungen ebenfalls nicht eindeutig durch eine einzige optimale Parameterkombination festgelegt sind [Putzka, eingereicht]. Mehr zum Konzept der Altersverteilung findet sich in Kapitel 5.

Vom dynamischen Standpunkt betrachtet, sind eindimensionale Advektions-Diffusions-Modelle bzw. Altersverteilungen am ehesten im zentralen und östlichen Ozeanbecken zu vertreten, wo die Sverdrup-Gleichung eine langsame meridionale Strömung postuliert. Im Bereich des gegenläufigen westlichen Randstroms hingegen sind diese Ansätze keine gute Näherung. Dasselbe gilt für Regionen mit starker diapyrnischer Mischung, wie im Bereich der Konfluenzzone, in äquatorialen Auftriebsgebieten oder im oberflächennahen Bereich. Vermutlich deshalb führten eindimensionale Transformationen von äquatorialen Tritiumdaten der TTO/TAS-Studie 1983 [Östlund und Rooth, 1990] sowie von oberflächennahen F11-Daten der AJAX-Expeditionen 1983/84 [Weiss et al., 1990] in das Jahr 1993 teilweise zu unrealistisch hohen Werten. In diesen Problemzonen sollten mehrdimensionale Transportmodelle bzw. Alterverteilungen in Zukunft zu realistischeren Datensynoptisierungen führen.

Literaturverzeichnis

- Armi, L. und Stommel, H., 1983: Four views of a portion of the North Atlantic Subtropical Gyre. *Journal of Physical Oceanography* 13(5), 828-857.
- Asher, W. und Wanninkhof, R., 1998: Transient tracers and air-sea gas transfer. *Journal of Geophysical Research* 103(C8), 15939-15958.
- Baumgartner, A. und Liebscher, H.J., 1990: *Lehrbuch der Hydrologie*, I. Springer, Berlin.
- Beining, P., 1993: Darstellung und Interpretation ozeanischer FCKW-Verteilungen. Dissertation, Universität Bremen, Bremen, 135 S.
- Beining, P. und Roether, W., 1996: Temporal evolution of CFC11 and CFC12 concentrations in the ocean interior. *Journal of Geophysical Research* 101(C7), 16455-16464.
- Berger, W.H. und Wefer, G., 1996: Central themes of South Atlantic circulation. In: G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler und D.J. Webb (Hrsg.), *The South Atlantic: present and past circulation*. Springer, Berlin, S. 1-11.
- Beste, P., 1998: Die Ventilation des Subtropenwirbels in einem hochauflösenden Modell des Nordatlantiks. Diplomarbeit, Christian-Albrecht-Universität Kiel, Kiel, 93 S.
- Bleck, R., 1999: Persönliche Mitteilung über Zahlenwerte der isopyknischen Mischungskoeffizienten im MICOM-Modell.
- Boddem, J. und Schlitzer, R., 1995: Inter-ocean exchange and meridional mass and heat fluxes in the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 100(C8), 15821-15834.
- Boeker, E. und van Grondelle, R., 1995: *Environmental Physics*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Bolin, B., 1958: On the use of tritium as a tracer for water in nature, Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Genf, S. 336-343.
- Bolin, B. und Rodhe, H., 1973: A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus* 25, 58-62.
- Bonka, H., 1980: Produktion und Freisetzung von Tritium und Kohlenstoff 14 durch Kernwaffenversuche, Testexplosionen und kerntechnische Anlagen, einschließlich Wiederaufbereitungsanlagen. 12/80, Institut für Strahlenhygiene des Bundesgesundheitsamtes, Berlin.
- Broecker, W.S. und Östlund, H.G., 1979: Property distributions along the $\sigma\text{-}\theta = 26.8$ isopycnal in the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 84(C3), 1145-1154.
- Broecker, W.S., Peng, T.-H. und Östlund, G., 1986: The distribution of bomb tritium in the ocean. *Journal of Geophysical Research* 91, 14331-14344.

- Brown, R.M., 1989: A review of tritium dispersal in the environment. In: G. Bonizzoni und E. Sindoni (Hrsg.), Tritium and advanced fuels in fusion reactors. Società Italiana di Fisica, Bologna.
- Bulsiewicz, K., 1998: Persönliche Mitteilung zur Problematik der F11-Messungen.
- Bulsiewicz, K., Rose, H., Klatt, O., Putzka, A. und Roether, W., 1998: A capillary-column chromatographic system for efficient chlorofluorocarbon measurement in ocean waters. *Journal of Geophysical Research* 103(C8), 15959-15970.
- COLA, 1958-1998: Current analyses und forecasts from the NCEP (NWS) provided by COLA/IGES. NCEP (NWS). Aus dem Internet bezogen vom Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies/Institute of Global Environment and Society, <http://grads.iges.org/pix/analyses.html>.
- Craig, H. und Lal, D., 1961: The production rate of natural tritium. *Tellus* 13, 85-105.
- Cunnold, D.M. et al., 1994: Global trends and annual releases of CCl₃F and CCl₂F₂ estimated from ALE/GAGE and other measurements from July 1978 to June 1991. *Journal of Geophysical Research* 99(D1), 1107-1126.
- Cushman-Roisin, B., 1987: Subduction. In: P. Muller und D. Henderson (Hrsg.), Dynamics of the oceanic surface mixed layer. Hawaii Institute of Geophysics, Honolulu, S. 181-1986.
- Dameris, M. et al., 1998: Assessment of the future development of the ozone layer. *Geophysical Research Letters* 25(19), 3579-3582.
- da Silva, A., Young, A.C. und Levitus, S., 1994: Atlas of Surface Marine Data. NOAA Atlas NESDIS 6, NOAA/U.S. Department of Commerce, Washington, D.C. Daten aus dem Internet bezogen von der IRI/LDEO Climate Data Library, <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.DASILVA/>.
- de Miranda, A.P., Barnier, B. und Dewar, W.K., im Druck: Mode waters and subduction rates in a high-resolution South Atlantic simulation. *Journal of Marine Research*.
- Diegues, F.M.F., 1972: Introdução na oceanografia do estuário Amazônico. *Anais XXVI Congresso Rep. 2*, 301-317. Soc. Bras. de Geol., Belém. Zitiert in: [Lentz, 1995].
- Doney, S.C., Glover, D.M. und Jenkins, W.J., 1992: A model function of the global bomb tritium distribution in precipitation, 1960-1986. *Journal of Geophysical Research* C 97(4), 5481-5492.
- Doney, S.C., Jenkins, W.J. und Bullister, J.L., 1997: A comparison of ocean tracer dating techniques on a meridional section in the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Research* 44(4), 603-626.
- Doney, S.C., Jenkins, W.J. und Östlund, H.G., 1993: A tritium budget for the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 98(C10), 18069-18081.
- Dreisigacker, E. und Roether, W., 1978: Tritium and ⁹⁰Sr in North Atlantic surface water. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 301-312.

- Ehhalt, D.H., 1971a: Turnover times of ^{137}Cs and HTO in the troposphere and removal rates of natural aerosol particles and water vapor. *Journal of Geophysical Research* 78(30), 7076-7086.
- Ehhalt, D.H., 1971b: Vertical profiles und transport of HTO in the troposphere. *Journal of Geophysical Research* 76(30), 7351-7367.
- England, M.H. und Garçon, V., 1994: South Atlantic circulation in a world ocean model. *Annales Geophysicae* 12, 812-825.
- England, M.H., Garçon, V.C. und Minster, J.-F., 1994: Chlorofluorocarbon uptake in a World Ocean model. 1. Sensivity to the surface gas forcing. *Journal of Geophysical Research* 99(C12), 25215-25233.
- England, M.H., Godfrey, J.S., Hirst, A.C. und Tomczak, M., 1993: The mechanism for Antarctic Intermediate Water renewal in a world ocean model. *Journal of Physical Oceanography* 23, 1553-1560.
- Enquete-Kommission, 1988: Schutz der Erdatmosphäre: Eine internationale Herausforderung; Zwischenbericht der Enquete-Kommission des 11. Deutschen Bundestages „Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre“. Zur Sache; 88,5, Deutscher Bundestag, Referat Öffentlichkeitsarbeit, Bonn.
- Evans, E.A., 1974: Tritium and its compounds. Butterworths, London, 822 S.
- Fahrman, J.C., Gardiner, B.G. und Shanklin, J.D., 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature* 315, 207-210.
- Fu, L.-L., 1981: The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse methods. *Journal of Physical Oceanography* 11(9), 1171-1193.
- Gill, A.E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, San Diego.
- Gordon, A.L., 1981: South Atlantic thermocline ventilation. *Deep-Sea Research* 28, 1239-1264.
- Gordon, A.L., Weiss, R.F., Smethie, W.M. Jr. und Warner, M.J., 1992: Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. *Journal of Geophysical Research* 97(C5), 7223-7240.
- Heinze, C., Maier-Reimer, E. und Schlosser, P., 1998: Transient tracers in a global OGCM: Source functions and simulated distributions. *Journal of Geophysical Research* 103(C8), 15903-15922.
- Holford, J., 1994: Großräumige Zirkulation und meridionale Transporte im Südatlantik. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde Nr. 260*, Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, Kiel.
- Hoppema, M., Fahrbach, E. und de Baar, H.J.W., eingereicht: Surface layer balance of the southern Antarctic Circumpolar Current (prime meridian) to derive annual biological activity and air-sea exchange for CO_2 , oxygen and silicate. *Journal of Geophysical Research*.
- Huang, R.X. und Qiu, B., 1998: The structure of the wind-driven circulation in the Subtropical South Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 28(1173-1186).

- Huang, R.X. und Russel, S., 1994: Ventilation of the Subtropical North Pacific. *Journal of Physical Oceanography* 24, 2589-2605.
- Huhn, O., 1997: Interpretation von FCKW-Verteilungen und Altersverteilungen von Wassermassen. Diplomarbeit, Universität Bremen, Bremen, 140 S.
- Huhn, O., in Vorbereitung: Dissertation, Universität Bremen, Bremen.
- IAEA, 1990: Status report of controlled nuclear fusion: Executive summary and general overview. Prepared by the International fusion research council. STI/PUB/872, International Atomic Energy Agency, Wien.
- IAEA, 1992: Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. Technical Reports Series No. 331, International Atomic Energy Agency, Wien.
- IAEA, 1994: Environmental isotope data No. 10: World survey of isotope concentration in precipitation (1988-1991). Technical Reports Series No. 371, International Atomic Energy Agency, Wien.
- IPCC, 1996: Climate Change 1995 - The Science of Climate Change. Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- Jenkins, W.J., 1987a: ^3H and ^3He in the beta triangle: Observations of gyre ventilation and oxygen utilization rates. *Journal of Physical Oceanography* 17(6), 763-783.
- Jenkins, W.J., 1987b: The use of anthropogenic tritium and helium-3 to study subtropical gyre ventilation and circulation. In: H. Charnock, J.E. Lovelock, P.S. Liss und M. Whitfield (Hrsg.), *Tracers in the ocean: proceedings of a Royal Society Discussion Meeting held on 21 and 22 May 1987*. Princeton University Press, London, S. 43-61.
- Jenkins, W.J., 1998: Studying subtropical thermocline ventilation and circulation using tritium and ^3He . *Journal of Geophysical Research* 103(C8), 15817-15831.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3), 437-471.
- Kaufmann, S. und Libby, W.F., 1954: The natural distribution of tritium. *Physical Review* 93, 1337-1344.
- Klatt, O., 1998: Persönliche Mitteilung von Tritiumdaten der WOCE-Expedition A17 (Proben aus dem Labor von Ph. Jean-Baptiste).
- Koster, R.D., Broecker, W.S., Jouzel, J., Suozzo, R.J., Russel, G.L., Rind, D., White, J.W.C., 1989: The global geochemistry of bomb-produced tritium: general circulation model compared to available observations und traditional interpretations. *Journal of Geophysical Research* 94(D15), 18305-18326.
- Krauss, W., 1993: Ekman drift in homogeneous water. *Journal of Geophysical Research* 98(C11), 20187-20209.

- Kreft, A. und Zuber, A., 1978: On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions. *Chemical Engineering Science* 33, 1471-1480.
- Leboucher, V., 1996: Persönliche Mitteilung von Tritiumdaten aus dem Indischen Ozean.
- Ledwell, J.R., Watson, A.J. und Law, C.S., 1993: Evidence for slow mixing across the pycnocline from an open-ocean tracer-release experiment. *Nature* 364, 701-703.
- Ledwell, J.R., Watson, A.J. und Law, C.S., 1998: Mixing of a tracer in the pycnocline. *Journal of Geophysical Research* 103(C10), 21499-21530.
- Lentz, S.J., 1995: Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon plume inferred from historical hydrographic data. *Journal of Geophysical Research* 100(C2), 2391-2400.
- Levitus, S. und Boyer, T.P., 1994: World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C. Daten aus dem Internet bezogen von der IRI/LDEO Climate Data Library, <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.LEVITUS94/>.
- Lutjeharms, J.R.E., 1996: The exchange of water between the South Indian and South Atlantic oceans. In: G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler und D.J. Webb (Hrsg.), *The South Atlantic: present and past circulation*. Springer, Berlin, S. 125-162.
- Luyten, J.R., Pedlosky, J. und Stommel, H., 1983: The ventilated thermocline. *Journal of Physical Oceanography* 13, 292-309.
- Marcinek, J., 1964: Der Abfluss von den Landflächen der Erde. *Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft* Nr. 21, Berlin.
- Marshall, J.C. und Nurser, A.J.G., 1992: Fluid dynamics of oceanic thermocline ventilation. *Journal of Physical Oceanography* 22, 583-595.
- Marshall, J.C., Nurser, A.J.G. und Williams, R.G., 1993: Inferring the subduction rate and period over the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 23, 1315-1329.
- Martinic, G., 1998: Bestimmung von Altersverteilungen mittels nicht-synoptischer FCKW-Messungen. Diplomarbeit, Universität Bremen, Bremen, 119 S.
- Mason, A.S., 1977: Atmospheric HT and HTO: 4. Estimation of atmospheric hydrogen residence time from interhemispheric tritium gas transport. *Journal of Geophysical Research* 82(5913-5916).
- Matear, R.J. und Wong, C.S., 1997: Estimation of vertical mixing in the upper ocean at Station P from chlorofluorocarbons. *Journal of Marine Research* 55, 507-521.
- McCartney, M.S., 1982: The subtropical recirculation of Mode Waters. *Journal of Marine Research* 40(Supplement), 427-464.
- Mensch, M., Simon, A. und Bayer, R., 1998: Tritium and CFC input functions for the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research* 103(C8), 15923-15937.

- Molina, M.J. und Rowland, F.S., 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone. *Nature* 249, 810-814.
- Müller, M., in Vorbereitung: Diplomarbeit, Universität Bremen, Bremen.
- Muller-Karger, F.E., McClain, C.R. und Richardson, P.L., 1988: The dispersal of the Amazon's water. *Nature* 333, 56-59.
- Musgrave, D.L., 1990: Numerical studies of tritium and helium-3 in the thermocline. *Journal of Physical Oceanography* 20(3), 344-373.
- NCEP/NCAR, 1998: NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic total_air_column PWAT: Precipitable water data. Daten aus dem Internet bezogen von der IRI/LDEO Climate Data Library, <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/>.
- Neumann, G., 1969: Seasonal variations in the upper strata of the western tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research* 16, 165-177. Zitiert in: [Lentz, 1995].
- Oberhuber, J.M., 1988: An atlas based on the COADS data set: the budget of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean. MPI-Report No. 15, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- O'Connor, B.M., Fine, R.A., Maillet, K.A. und Olson, D.B., 1998: The rate of formation of the Subtropical Underwater (STUW) in the North and South Pacific from drifter and tracer data. *International WOCE Newsletters* 31, 18-20.
- Östlund, H.G., 1983: TTO North Atlantic Study. 83-35, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, Miami.
- Östlund, H.G., 1984: North Atlantic gyre studies and associated projects. 13, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, Miami.
- Östlund, H.G. und Brescher, R., 1982: GEOSECS tritium. 12, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, Miami.
- Östlund, H.G. und Mason, A.S., 1985: Atmospheric Tritium. Tritium Laboratory Data Report No. 14, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, Miami.
- Östlund, H.G., Rinkel, M.O. und Rooth, C., 1969: Tritium in the Equatorial Atlantic Current System. *Journal of Geophysical Research* 74(18), 4535-4543.
- Östlund, H.G. und Rooth, C.G.H., 1990: The North Atlantic tritium and radiocarbon transients 1972-1983. *Journal of Geophysical Research* 95, 20147-20165.
- Okada, S. und Momoshima, N., 1993: Overview of tritium: characteristics, sources und problems. *Health Physics* 65(6), 595-609.
- Olbers, D.J., Wenzel, M. und Willebrand, J., 1985: The inference of North Atlantic circulation patterns from climatological hydrographic data. *Reviews of Geophysics* 23(4), 313-356.

- Olea, R.A., 1974: Optimal contour mapping using universal kriging. *Journal of Geophysical Research* 79(5), 695-702.
- Oliphant, M.L.E., Harteck, P. und Rutherford, E., 1934: Proceedings of the Royal Academy of Sciences 144A, 692.
- Onken, R., 1994: The asymmetry of western boundary currents in the upper Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 24(5), 928-948.
- Pedlosky, J.P., 1990: The dynamics of the oceanic subtropical gyres. *Science* 248, 316-322.
- Pedlosky, J., 1996: *Ocean Circulation Theory*. Springer-Verlag, Berlin.
- Peixoto, J.P. und Oort, A.H., 1992: *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York.
- Peterson, R.G. und Stramma, L., 1991: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26, 1-73.
- Prather, M., McElroy, M., Wofsy, S., Russel, G. und Rind, D., 1987: Chemistry of the global troposphere: Fluorocarbons as tracers of air motion. *Journal of Geophysical Research* 92(D6), 6579-6613.
- Price, J.F., Weller, R.A. und Schudlich, R.R., 1987: Wind-driven ocean currents and Ekman transport. *Science* 238, 1534-1538.
- Provost, C., Gana, S., Garçon, V., Maamaatuaiahutapu, K. und England, M., 1995: Hydrographic conditions in the Brazil-Malvinas Confluence during austral summer 1990. *Journal of Geophysical Research* 100(C6), 10655-10678.
- Putzka, A., 1999: Altersverteilungen und die Belüftung des Ozeans. Ein Konzept zur Nutzung ozeanographischer Tracer-Daten. Habilitationsschrift, Universität Bremen, Bremen.
- Putzka, A., eingereicht: Age distributions and transient tracer dating of ocean waters. *Journal of Geophysical Research*.
- Qiu, B. und Huang, R.X., 1995: Ventilation of the North Atlantic and North Pacific: Subduction versus obduction. *Journal of Physical Oceanography* 25, 2374-2390.
- Randel, D.L. et al., 1996: A new global water vapor dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(6). Dokument aus dem Internet bezogen, Adresse: <http://www.cira.colostate.edu/Climate/NVAP/bulletin.htm>.
- Reid, J.L., 1989: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography* 23, 149-244.
- Rhines, P.B., 1986: Vorticity dynamics of the oceanic general circulation. *Annual Review of Fluid Mechanics* 18, 433-497.
- Rhines, P.B. und Young, W.R., 1982: A theory of the wind-driven ocean circulation. I. Mid-ocean gyres. *Journal of Marine Research (Suppl.)* 40, 559-596.
- Rintoul, S.R., 1991: South Atlantic interbasin exchange. *Journal of Geophysical Research* 96(C2), 2675-2692.

- Rodehacke, C., 1997: Berechnung und Interpretation mittels Zirkulationsmodelle berechneter Altersverteilungen [sic!]. Diplomarbeit, Universität Bremen, Bremen, 151 S.
- Roemmich, D. und Wunsch, C., 1985: Two transatlantic sections: Meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research* 32, 619-664.
- Roether, W., 1997: Persönliche Mitteilung von Tritiumdaten der ARGO/Circe-Expedition im Südatlantik 1968.
- Roether, W., Well, R., Putzka, A. und Rüth, C., 1998: Component separation of oceanic helium. *Journal of Geophysical Research* 103(C12), 27931-27946.
- Rozanski, K., Gonfiantini, R. und Araguas-Araguas, L., 1991: Tritium in the global atmosphere: Distribution patterns and recent trends. *Journal of Physics G: Nuclear and Particle Physics* 17, 523-536.
- Ruddick, B. und Walsh, D., 1997: Variations in apparent mixing efficiency in the North Atlantic Central Water. *Journal of Physical Oceanography* 27, 2589-2605.
- Salati, E. und Vose, P.B., 1984: Amazon basin: A system in equilibrium. *Science* 225(4658), 129-138.
- Sarmiento, J.L., 1983: A tritium box model of the North Atlantic thermocline. *Journal of Physical Oceanography* 13, 1269-1274.
- Saunders, P.M. und Thompson, S.R., 1993: Transport, heat, and freshwater fluxes within a diagnostic numerical model (FRAM). *Journal of Physical Oceanography* 23, 452-464.
- Schlitzer, R., 1995: An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients. *Berichte zur Polarforschung* 156, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Schmitz, W.J., 1995: On the interbasin-scale thermohaline circulation. *Review of Geophysics* 33(2), 151-173.
- Smythe-Wright, D., Boswell, S.M. und Price, D., 1998: F11-Daten der WOCE-A11-Expedition 1993. WOCE-Report No. 158/98, WOCE International Project Office, Southampton.
- Sprintall, J. und Tomczak, M., 1993: On the formation of central water and thermocline ventilation in the southern hemisphere. *Deep-Sea Research I* 40, 827-848.
- Stommel, H., 1979: Determination of water mass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 76(7), 3051-3055.
- Stramma, L., Ikeda, Y. und Peterson, R., 1990: Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S. *Deep-Sea Research* 37, 1875-1886.
- Stutzer, S., 1997: Modellierung der mittleren Zirkulation im Südatlantik. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde Nr. 287*, Institut für Meereskunde, Kiel.

- Sültenfuß, 1997: Tritium Untersuchungen im Südatlantik. Dissertation, Universität Bremen, Bremen, 201 S.
- Talley, L.D., 1996: Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. In: G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler und D.J. Webb (Hrsg.), *The South Atlantic: present and past circulation*. Springer, Berlin, S. 219-238.
- Taylor, C.B., 1994: The relationship between electrolytic deuterium and tritium separation factors und attainment of improved accuracy in radiometric low-level tritium measurement. *Applied Radiation and Isotopes* 45(6), 683 - 692.
- Taylor, C.B. und Roether, W., 1982: A uniform scale for reporting low-level tritium measurements in water. *The International Journal of Applied Radiation and Isotopes* 33, 377 - 382.
- Teegarden, B.J., 1967: Cosmic-ray production of deuterium and tritium in the earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 72, 4863-4868.
- Thiele, G. und Sarmiento, J.L., 1990: Tracer dating and ocean ventilation. *Journal of Geophysical Research C* 95(6), 9377-9391.
- Tomczak, M. und Godfrey, J.S., 1994: *Regional oceanography: an introduction*. Pergamon, Oxford.
- Tsuchiya, M., 1986: Thermostads and circulation in the upper layer of the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 16, 235-237.
- UNSCEAR, 1977: Sources and effects of ionizing radiation. UNSCEAR 1977 Report, United Nations / Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, New York.
- UNSCEAR, 1982: Ionizing radiation: Sources and biological effects. UNSCEAR 1982 report, United Nations / Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, New York.
- UNSCEAR, 1993: Sources and effects of ionizing radiation. UNSCEAR 1993 report to the General Assembly ; with scientific annexes, United Nations / Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, New York.
- Unterweger, M.P., Coursey, B.M., Schima, F.J. und Mann, W.B., 1980: Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standards tritiated-water standards. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes* 31, 611-614.
- Walker, S.J., Salameh, P.K. und Weiss, R.F., 1996: Tables of reconstructed atmospheric CFC-11, CFC-12, CFC-113 and CCl₄ histories. Mitteilung der Scripps Institution of Oceanography, San Diego.
- Warner, M.J. und Weiss, R.F., 1992: Chlorofluoromethanes in South Atlantic Antarctic Intermediate Water. *Deep-Sea Research* 39(11/12), 2053-2075.
- Warren, B.A., 1983: Why is no deep water formed in the North Pacific? *Journal of Marine Research* 41, 327-347.
- WBGU, 1996: Das Montreal Protokoll - Ein Beispiel für erfolgreiche Umweltpolitik. In: *Wissenschaftlicher Beirat Globale Umweltveränderungen (Hrsg.), Welt im Wandel: Wege zur Lösung globaler Umweltprobleme. Jahresgutachten 1995*. Springer-Verlag, Berlin, S. 130-140.

- Weiss, R.F., Bullister, J.L., Gammon, R.H. und Warner, M.J., 1985: Atmospheric chlorofluoromethanes in the deep equatorial Atlantic. *Nature* 314, 608-610.
- Weiss, R.F., Bullister, J.L., Warner, M.J., van Woy, F.A. und Salameh, P.K., 1990: AJAX Expedition chlorofluorocarbon measurements. SIO Ref. 90-6, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla.
- Weiss, R.F., Warner, M.J., Salameh, P.K., van Woy, F.A. und Harrison, K.G., 1993: South Atlantic Ventilation Experiment: SIO chlorofluorocarbon measurements. SIO Ref. 93-49, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla.
- Weiss, W. und Roether, W., 1975: Der Tritiumabfluß des Rheins 1961-1973. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 19(1), 1-5.
- Weiss, W. und Roether, W., 1980: The rates of tritium input to the world oceans. *Earth and Planetary Science Letters* 49, 435-446.
- Weiss, W., Roether, W. und Dreisigacker, E., 1979: Tritium in the North Atlantic Ocean: inventory, input, and transfer into deep water. In: IAEA (Hrsg.), *Behavior of tritium in the environment*. International Atomic Energy Agency, Wien, S. 315-336.
- Weiss, W., Sartorius, H. und Stockburger, H., 1989: Global distribution of ⁸⁵Kr. A database for the verification of transport and mixing models. In: IAEA (Hrsg.), *Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*. International Atomic Energy Agency, Wien, S. 29-62.
- Weller, R.A., 1981: Observations of the velocity response to wind forcing in the upper ocean. *Journal of Geophysical Research* 86(C3), 1969-1977.
- Williams, R.G., Spall, M.A. und Marshall, J.C., 1995: Does Stommel's mixed layer "demon" work? *Journal of Physical Oceanography* 25, 3089-3102.
- WMO, 1998: Record ozone depletion in the Antarctic, WMO Press release 619, Genf.
- Woods, J.D., 1985: The physics of thermocline ventilation. In: J.C.J. Nihoul (Hrsg.), *Coupled ocean-atmosphere models*. Elsevier, Amsterdam, S. 543-590.
- Young, W.R., 1984: The role of western boundary layers in gyre-scale ocean mixing. *Journal of Physical Oceanography* 14, 478-483.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1	Tritiumquellen und globales Tritiuminventar	2
Abb. 1-2	Oberflächennahe Zirkulation des Südatlantiks	5
Abb. 2-1	Tritiumkonzentrationen im Niederschlag von Valentia und Kaitoke	9
Abb. 2-2	Gehalt der Atmosphäre an niederschlagsfähigem Wasser	13
Abb. 2-3	Zonal gemittelte Tritiumkonz. im Niederschlag 1960-1995	14
Abb. 2-4	Zeitl. gemittelte Tritiumkonz. im Niederschlag 1960-1995	15
Abb. 2-5	Zeitintegrierter Tritiumeintrag aus der Atmosphäre 1960-1995	16
Abb. 2-6	Tritiumkonz. im Südatlantik südlich von Afrika 1987-1993	23
Abb. 2-7	Tritiumkonzentrationen in der Drake-Passage im Jahr 1990	24
Abb. 2-8	Tritiumkonzentrationen im subtropischen Südatlantik 1990-1995	24
Abb. 2-9	Beobachtetes Tritiuminventar im Südatlantik 1995	28
Abb. 3-1	Stationen mit verfügbaren Tritium-Oberflächendaten	32
Abb. 3-2	Zeitl. Verlauf der Tritium-Oberflächenkonz. an einem Ort im Südat.	34
Abb. 3-3	Zeitl. Verlauf der zonal gemittelten Tritium-Oberflächenkonz.	34
Abb. 3-4	Tritium-Oberflächenkonz. im Südatlantik 1993 (Messwerte)	36
Abb. 3-5	Tritium-Oberflächenkonz. im Südatlantik 1993 (Modellwerte)	36
Abb. 3-6	Verteilung des Oberflächenmodell-Mischungskoeffizientens	37
Abb. 3-7	Verteilung des Oberflächenmodell-Quellparameters	38
Abb. 3-8	Abweichungen zwischen mod. und beob. Tritium-Oberflächendaten	39
Abb. 3-9	Tritiumbudget der Deckschicht des Subtropenwirbels (Prinzip)	41
Abb. 3-10	Zeitlicher Verlauf der scheinbaren Subduktionsraten	42
Abb. 3-11	Zeitlicher Verlauf des atm. FCKW-Gehalts (südl. Hemisphäre)	44
Abb. 3-12	F11/Tri.-Oberflächenverhältnisse in verschiedenen Breitenzonen	45
Abb. 3-13	Variation der F11/Tri.-Oberflächenverhältnisse entlang 45°S	45
Abb. 4-1	Karte der Stationen mit Tritiumdaten	47
Abb. 4-2	Karte der Stationen mit F11-Daten	48
Abb. 4-3	Meridionale Tritiumverteilung in der Warmwassersphäre 1993	49
Abb. 4-4	Meridionale F11-Verteilung in der Warmwassersphäre 1988	50
Abb. 4-5	Isopyknische Tritiumkonzentration auf $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$ 1993	52
Abb. 4-6	Isopyknische Tritiumkonzentration auf $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$ 1993	53
Abb. 4-7	Isopyknische Tritiumkonzentration auf $\sigma_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$ 1993	54
Abb. 4-8	Isopyknische Tritiumkonzentration auf $\sigma_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$ 1993	55
Abb. 5-1	Wassermassendatierung mit verschiedenen Tracern (Beispiel)	61
Abb. 5-2	F11-Konzentrationsalter auf $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$	63
Abb. 5-3	Tritium-Konzentrationsalter auf $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$	63
Abb. 5-4	F11/Tritium-Verhältnissalter auf $\sigma_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$	64

Abb. 5-5	F11-Konzentrationsalter auf $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$	65
Abb. 5-6	Tritium-Konzentrationsalter auf $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$	65
Abb. 5-7	F11/Tritium-Verhältnissalter auf $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$	66
Abb. 5-8	Vergleich verschiedener Traceralter in der Warmwassersphäre	67
Abb. 5-9	Unsicherheit der F11-Konzentrationsdatierung	70
Abb. 5-10	Unsicherheitsbereich der Tri.-Konzentrationsdatierung (Beispiel)	71
Abb. 5-11	Unsicherheitsbereich der F11/Tri.-Verhältnissdatierung (Beispiel)	72
Abb. 5-12	Anteil der jungen Mischungskomponente auf $s_0 = 26,5 \text{ kg/m}^3$	74
Abb. 5-13	Anteil der jungen Mischungskomponente auf $s_0 = 27,1 \text{ kg/m}^3$	74
Abb. 5-14	Mischungseinfluss auf die F11-Konzentrationsdatierung (Beispiel)	75
Abb. 5-15	Mischungseinfluss auf die F11/Tri.-Verhältnissdatierung (Beispiel)	76
Abb. 5-16	Subduktionsraten für SACW aus verschiedenen Tracermethoden	81
Abb. A-1	Synoptisierung von isopyknischen Tritiumdaten (Beispiel)	92
Abb. A-1	Synoptisierung von isopyknischen F11-Daten (Beispiel)	92

Tabellenverzeichnis

Tab. 2-1	Referenzkurven aus Doneys Faktoranalyse	11
Tab. 2-2	Ergebnisse von Doneys Faktoranalyse für ausgewählte Stationen	12
Tab. 2-3	Kontinentaler Tritiumabfluss 1960-1995 nach Modellrechnungen	21
Tab. 2-4	Modellparameter zur Berechnung des interocean. Tritiumaustauschs	22
Tab. 2-5	Integrierte Tritiumflüsse und Tritiuminventare im Südatlantik	27
Tab. 3-1	Parameter zur lin. Approx. der F11/Tritium-Oberflächenverhältnisse	46
Tab. 5-1	Ergebnisse der Altersbestimmung für SACW	67
Tab. 5-2	Tritiumbudgets für ausgewählte Isopyknen im SACW	68
Tab. 5-3	Datierungsunsicherheit für verschiedene Altersbereiche	71
Tab. 5-4	Mischungseinfluss auf die F11- und F11/Tritium-Datierung	73
Tab. 5-5	Mittlere isopyknische Geschwindigkeiten und Subduktionsraten	79
Tab. 5-6	Mittlere isopyknische und vertikale Volumenflüsse	82
Tab. A-1	Datenbasis des Tritium-Oberflächenmodells	88
Tab. A-2	Parameter des isopyknischen 1D-Modells zur Datensynoptisierung	93

Danke!!

für all die Unterstützung und Hilfe in den letzten Jahren, ohne die diese Arbeit nicht zustande gekommen wäre, an

Prof. W. Roether, R. Schlitzer, B. Klein, M. Hoppema, A. Putzka, J. Sültenfuß, V. Beitzel, K. Bulsiewicz, G. Fraas, H. Janssen, O. Klatt, W. Plep, S. Rifai, C. Rodehacke, H. Rose, B. Schlenker, O. Schumacher, N. Mackenthun, S. Härtel, M. Alvarez, U. Raffalski, A. Salinas, D. Sanders, D. Butzin und R. Butzin sowie außerdem an alle, die ich hier vergessen haben sollte.