Die Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers im Südatlantik

Dissertation

von

Claudia Schmid

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Kiel in einer inhaltlich unveränderten Form als Dissertation angenommen.

Kiel, im Juli 1998

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden über:
Institut für Meereskunde an der Universität Kiel
Abt. Meeresphysik
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
Germany

Zusammenfassung

Die Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers im Südatlantik und die zugrundeliegende Dynamik wird in dieser Arbeit untersucht. Diese Wassermasse hat einen niedrigeren Salzgehalt als die umgebenden Wassermassen und wird in mittleren Tiefen gefunden. Der vorliegende Datensatz setzt sich aus hydrographischen Profilen, Lagrangeschen und Eulerschen Strömungsmessungen sowie Satelliten-Daten zusammen. Bei letzteren handelt es sich um Felder der Meeresoberflächentemperatur, der Anomalie der Meeresoberflächenauslenkung und der Windschubspannung. Das abgeleitete Strömungsfeld erhärtet die Hypothese einer antizyklonalen, beckenweiten Rezirkulation des Zwischenwassers in den Subtropen. Der ostwärtige Strom der Antizyklone wird zum großen Teil durch das rezirkulierte Zwischenwasser und den intermediären Malvinasstrom gespeist. Dazu kommt noch Wasser aus der südatlantischen Polarfrontzone. Die Konfluenz der beiden westlichen Randströme führt zu einer ausgeprägten mesoskaligen Variabilität, die von der Oberfläche bis in den Zwischenwasserhorizont reicht. Die Wirbel und Mäander verursachen frontenüberschreitende Vermischungsprozesse, die teilweise auch frisch ventiliertes Wasser aus der Polarfrontzone zuführen. Das vergleichsweise gleichförmige westwärtige Stromband der beckenweiten Antizyklone spaltet sich in der Santos-Aufspaltung auf, wobei etwa 3/4 des Transports als westlicher Randstrom nach Süden gehen. Das verbleibende Viertel geht entlang dem westlichen Rand nach Norden.

Mit einem einfachen Modell der ventilierten Thermokline wird gezeigt, daß der windgetriebenen Subtropenwirbel bis in eine Tiefe von über 1200 m hinabreicht. Damit wird die antizyklonale subtropische Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers durch das Windfeld angetrieben. Die auftretenden Unterschiede zwischen dem einfachen Modell und den Beobachtungen können auf den interozeanischen Austausch, die Randstromdynamik, die Nichtlinearität und die zeitliche Variabilität des Windfelds zurückgeführt werden.

Abstract

The circulation of the Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic and the associated dynamical processes are studied in this thesis. This water mass has a lower salinity than the surrounding water masses and is found at intermediate depth. The used data set consists of hydrographic profiles, Lagrangian and Eulerian current measurements as well as satellite data. The latter includes fields of the sea surface temperature, the anomaly of the sea surface height and the wind stress. The inferred circulation supports the hypothesis of an anticyclonic basin-wide recirculation of the intermediate water in the subtropics. The eastward current of the anticyclone is mainly fed by the recirculated intermediate water and the Malvinas Current. An additional source is the Polar Frontal Zone of the South Atlantic. The confluence of the two western boundary currents leads to a pronounced mesoscale variability, which extends from the sea surface to the layer of the Antarctic Intermediate Water. The eddies and meanders are causing cross-frontal mixing processes, which partly lead to an import of freshly ventilated water from the Polar Frontal Zone. The comparably uniform westward flow of the basin-wide anticyclone bifurcates in the Santos Bifurcation. About 3/4 of the zonal transport is going to the south as a western boundary current. The remaining quarter flows north along the western boundary.

Experiments with a simple model of the ventilated thermocline show that the wind-driven subtropical gyre reaches down to a depth of over 1200 m. Therefore the anticyclonic subtropical circulation of the Antarctic Intermediate Water is driven by the wind field. The existing differences between the results of the simple model and the observations are most likely caused by the interoceanic exchange of water, the dynamics of the boundary currents, the non-linearity and the variability of the wind field.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung

In dieser Arbeit wird die Ausbreitung des Antarktischen Zwischenwassers im subtropischen Südatlantik untersucht. Die Wassermasse zeichnet sich durch ein Minimum im Salz- und ein Maximum im Sauerstoffgehalt aus und breitet sich in allen drei Ozeanen in mittleren Tiefen aus. Im Südatlantik wurde diese Wassermasse unter dem Namen Subantarktisches Zwischenwasser von Wüst (1935) beschrieben. Er leitete aus der nordwärtigen Zunahme des Salzgehalts in der Kernschicht (dem Bereich des Salzgehaltsminimums) eine Ausbreitung nach Norden ab.

Das Antarktische Zwischenwasser kann von der Subantarktischen Front ausgehend weit nach Norden verfolgt werden (Abb. 1.1). In der Vertikalen befindet sich die Wassermasse zwischen dem Subantarktischen Oberflächenwasser bzw. dem Südatlantischen Zentralwasser und dem oberen Zirkumpolaren Tiefenwasser.

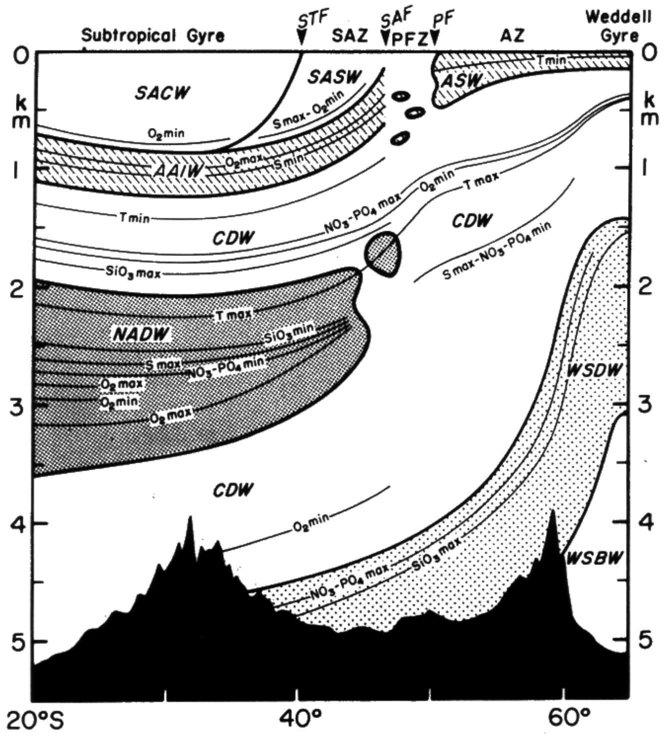

Abb. 1.1: Schema der Wassermassen im westlichen Südatlantik (Peterson und Whitworth, 1989). Die Fronten, Frontalzonen und Wassermassen sind im einzelnen: Subtropische Front (STF), Subantarktische Front (SAF), Polarfront (PF), Subantarktische Zone (SAZ), Polarfrontzone (PFZ), Antarktische Zone (AZ), Südatlantisches Zentralwasser (SACW), Subantarktisches Oberflächenwasser (SASW), Antarktisches Oberflächenwasser (ASW), Antarktisches Zwischenwasser (AAIW), Zirkumpolares Tiefenwasser (CDW), Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW), Weddelmeer-Tiefenwasser (WSDW) und Weddelmeer-Bodenwasser (WSBW)

Die Kernschicht kann östlich von $40°W$ ab etwa $48°S$ beobachtet werden (Abb. 1.2). Westlich dieser Länge ist sie weiter südlich bis fast $60°S$ in der Drake-Straße zu erkennen. Nach Norden hin taucht die Schicht ab und erreicht ihre größte Tiefe zwischen $40°S$ und $30°S$, mit einem lokalen Maximum am westlichen Rand. Von dort aus steigt die Schicht auf 700 m bis 800 m an.

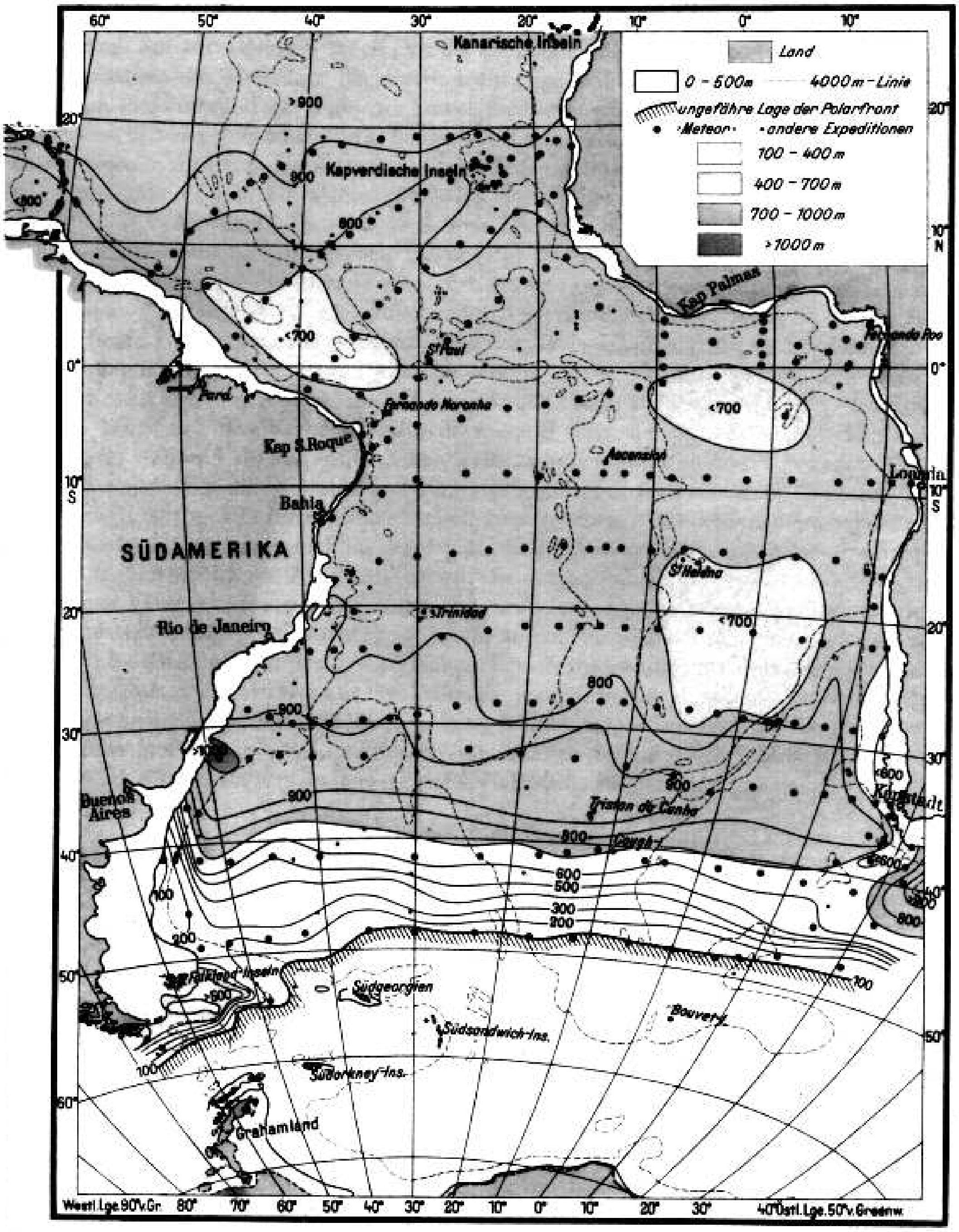

Abb. 1.2: Tiefenlage der Kernschicht (intermediäres Salzgehaltsminimum) des Antarktischen Zwischenwassers (Wüst, 1935).

Die Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffeigenschaften sowie die Tiefenlage der Kernschicht sprechen dafür, daß das Antarktische Zwischenwasser aus dem südlichen Ozean stammt. Als mögliche Quellen wurden die Polarfrontzone, die Subantarktische Zone und der südöstliche Pazifik beschrieben. Im folgenden wird auf diese Hypothesen eingegangen.

Deacon (1933, 1937) und Wüst (1935) vertreten die Ansicht, daß in der Polarfrontzone eine signifikante Menge von Antarktischem Oberflächenwasser unter das Subantarktische Oberflächenwasser abtaucht. Dabei vermischen sich die beiden Wassermassen, und es bildet sich Antarktisches Zwischenwasser.

Dieser Hypothese widerspricht Molinelli (1981), da er die Voraussetzung sofortiger vertikaler Vermischung über mehrere 100 m hinweg für unrealistisch hält. Er ist vielmehr der Meinung, daß im südlichen Ozean isopyknische Prozesse vorherrschend sind. Auf der Grundlage eines isopyknischen, geostrophischen Modells kommt er zu dem Ergebnis, daß ein Teil des im südöstlichen Pazifik gebildeten Subantarktischen Modewassers die Drake-Straße passiert und als Quellwassermasse des atlantischen Antarktischen Zwischenwassers zur Verfügung steht. Der Transport beträgt 6 Sv ($6 \cdot 10^6$ m^3/s) im Dichtehorizont $\sigma_0 =$ (27.1 - 27.2) kg/m^3. Das Bildungsgebiet des Subantarktischen Modewassers wird in Abbildung 1.3 durch den diagonal schraffierten Kreis symbolisiert. Zusätzlich gelangen etwa 4 Sv aus dem Indischen Ozean in den Atlantik, wobei ein Teil davon rezirkuliert und so nach kurzer Zeit wieder in den Indischen Ozean zurückströmt. Für den Dichtehorizont $\sigma_0 =$ (27.2 - 27.3) kg/m^3 hält Molinelli im Pazifik einen isopyknischen Transport von Antarktischem Oberflächenwasser über die Polarfront hinweg für möglich, wodurch die Bildung der isohalinen Thermoklinen erklärt werden kann. Diese Quelle trägt mit rund 3 Sv zum atlantischen Antarktischen Zwischenwasser bei. Des weiteren werden in dieser Schicht 2 Sv aus dem Indischen Ozean zugeführt. Diese Wassermasse ist eine Mischung aus Antarktischem Zwischenwasser des Indischen Ozeans sowie Wasser aus dem Rotem Meer und der Arabischen See. Die Fehler der zonalen Transporte gibt Molinelli mit etwa 10% an. Als Gesamtbilanz erhält Molinelli eine Zufuhr von rund 9 Sv aus dem Pazifik und etwa 2 Sv aus dem Indischen Ozean, die nach Norden exportiert werden. Damit unterliegen nur etwa 27% des nordwärtigen Gesamttransports von 11 Sv einem antarktischen Einfluß. Bei dem abgeleiteten Meridionaltransport hält Molinelli einen Fehler von einem Faktor zwei oder mehr für möglich.

Auch McCartney (1977) und Keffer (1985) vertreten die Ansicht, daß das pazifische Subantarktische Modewasser mit Temperaturen unter $4.5°C$ eine Quelle des atlantischen Antarktischen Zwischenwassers darstellt. Letzterer führt die niedrige potentielle Vorticity in der Schicht $\sigma_0 =$ (27.00 - 27.35) kg/m^3 bei etwa $40°S$ auf den Eintrag von Subantarktischem Modewasser aus dem Südost-Pazifik zurück.

Da das kälteste pazifische Subantarktische Modewasser wärmer als das frische atlantische Antarktische Zwischenwasser ist, muß es Oberflächenflüsse und/oder frontenübeschreitende Vermischung auf dem Weg durch die Drake-Straße geben (kreuzweise schraffierte Fläche in Abb. 1.3), oder es muß eine weitere Zwischenwasserquelle existieren. Piola und Georgi (1982) halten es für unwahrscheinlich, daß Oberflächenflüsse und Austausch über Front(en) hinweg ausreichen, um die Unterschiede zu erklären. Sie gehen davon aus, daß das kälteste Subantarktische Modewasser aus dem südöstlichen Pazifik nur zu einem kleinen Teil zum atlantischen Antarktischen Zwischenwasser beiträgt, während die wichtigste Quelle in der Nähe der südatlantischen Polarfront liegt (senkrecht schraffierte Fläche in Abb. 1.3).

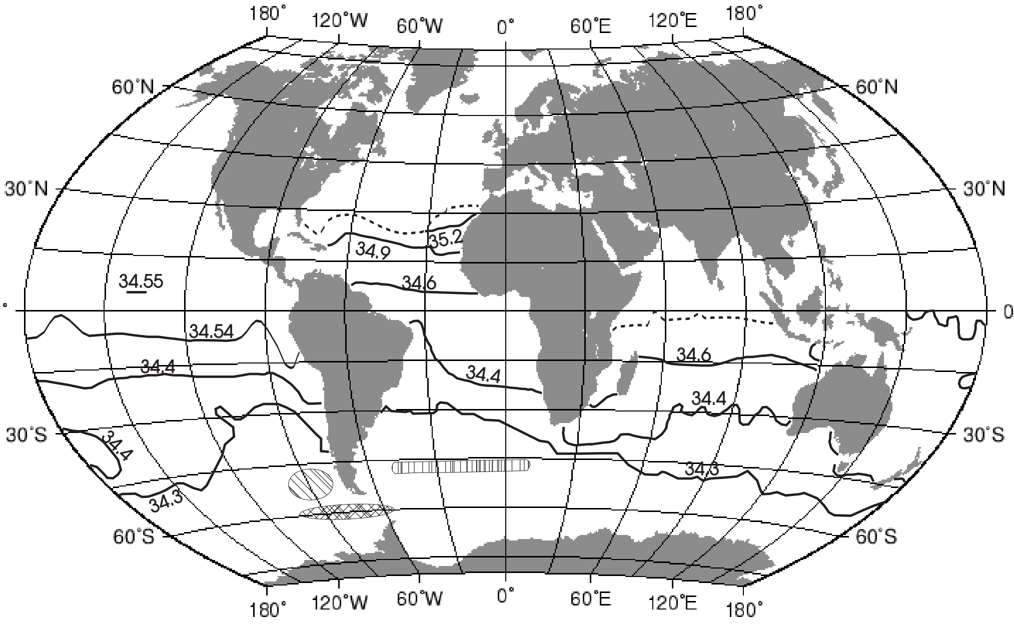

Abb. 1.3: Schematische Darstellung der Verteilung des Antarktischen Zwischenwassers anhand ausgewählter Isohalinen in der Kernschicht (durchgezogen), zusammengestellt aus mehreren im Text erwähnten Veröffentlichungen. Die gestrichelten Linien deuten die nördliche Grenze der Beobachtung des Antarktischen Zwischenwassers im Indischen und Atlantischen Ozean an. Die im Text genannten Quellregionen sind ebenfalls angedeutet, wobei die nördlich (südlich) der Polarfront einfach (gekreuzt) schraffiert sind.

Ausführliche Untersuchungen der Eigenschaften und Ausbreitungspfade des Subantarktischen Modewassers nach dem Passieren der Drake-Straße beleuchten diese Fragen (Piola und Gordon, 1989). Das Wasser strömt entlang der südamerikanischen Küste, unter dem Falklandstrom/Malvinasstrom, nach Norden. In der mit dem Malvinasstrom assoziierten Zyklone sehen Piola und Gordon drei Subantarktische Modewasser-Typen mit den Eigenschaften (Abb. 1.4):

4.8$^\circ C$, Salzgehalt $\geq$ 34.2, σ_0= (27.05 - 27.10) kg/m^3 (Typ A)

3.8$^\circ C$, Salzgehalt $<$ 34.2, σ_0= (27.15 - 27.20) kg/m^3 (Typ B)

etwa 2.5$^\circ C$, Salzgehalt = 34.15, σ_0= 27.25 kg/m^3 (Typ C)

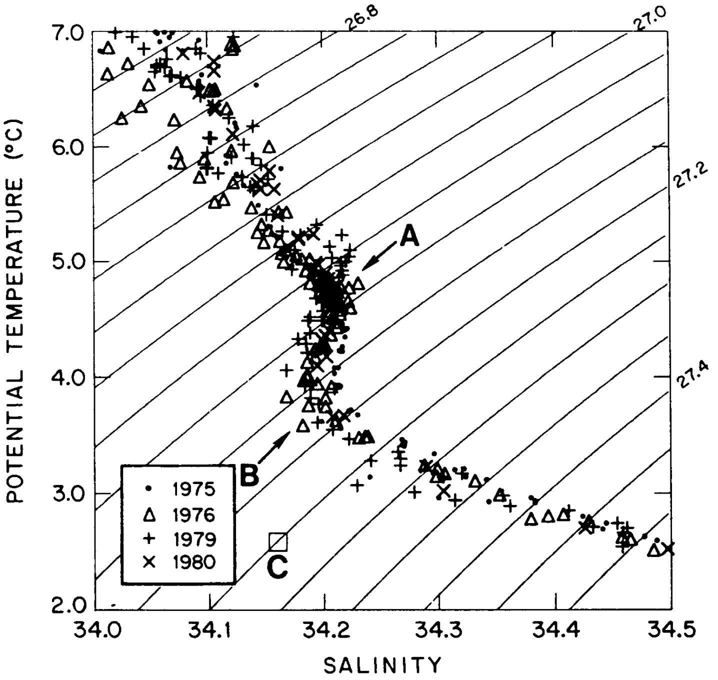

Abb. 1.4: Potentielle Temperatur-Salzgehalts-Verteilung in der Subantarktischen Zone in der nördlichen Drake-Straße (Piola und Gordon, 1989). Die Daten wurden im Südsommer zwischen 1975 und 1980 im Rahmen der „International Southern Ocean Studies“ gewonnen. Die Pfeile weisen auf die im Text genannten Wassertypen A und B hin. Das Quadrat bezeichnet die Unterkante der isohalinen Thermokline des Südostpazifiks (Molinelli, 1978).

Das Wasser vom Typ A befindet sich an der Außenkante der Zyklone. An der Innenseite der Zyklone kann der Wassertyp C beobachtet werden. Im Gegensatz zum Wassertyp A ist das Wasser vom Typ C in der Subantarktischen Zone der Drake-Straße nicht vorhanden, daher muß es atlantischen Ursprungs sein. Das dazwischenliegende Wasser vom Typ B kann als Vermischungsprodukt der Typen A und C angesehen werden. Dieses neue Antarktische Zwischenwasser geht im Südatlantischen Strom nach Osten.

Wie erwähnt breitet sich das Antarktische Zwischenwasser im Atlantik nach Norden aus, das gilt auch im Pazifik und im Indischen Ozean. Interessant sind in diesem Zusammenhang die Unterschiede zwischen den drei Ozeanen, die in Abbildung 1.3 schematisch dargestellt sind. Neben den weiter unten zitierten Arbeiten wurde für diese Abbildung auch der Atlas von Olbers et al. (1992) verwendet. Im Atlantik dringt das Antarktische Zwischenwasser am weitesten nach Norden vor, es überquert den Äquator und kann bis etwa 30°N beobachtet werden (Talley, 1996). Im Pazifik kann man die Wassermasse dagegen nur bis rund 5°N verfolgen, wobei jedoch 5°S nur selten überschritten wird (Reid (Jr.), 1965; Reid, 1986; Levitus et al., 1994; Tsuchiya und Talley, 1996). Neben dem im Süden gebildeten Antarktischen Zwischenwasser gibt es im Pazifik ein weiteres durch ein Minimum im Salzgehalt ausgezeichnetes Zwischenwasser, dessen Ursprung im Norden liegt. Dieses Nordpazifische Zwischenwasser breitet sich nach Süden aus und trifft dort auf das Antarktische Zwischenwasser, wodurch ein weiteres nordwärtiges Vordringen der letztgenannten Wassermasse verhindert wird. Im Atlantik bildet sich dagegen im hohen Norden das Nordatlantische Tiefenwasser, das sich unterhalb vom Antarktischen Zwischenwasser bis etwa $50°S$ ausbreitet (vgl. Abb. 1.1). Beide Wassermassen spielen eine wichtige Rolle beim großen ozeanischen Förderband ("conveyor belt"; Broecker et al., 1985, 1991; Abb. 1.5). Im Indischen Ozean kommt das Antarktische Zwischenwasser nicht über den Äquator hinaus (Wyrtki, 1971), und der Salzgehalt in der Kernschicht nimmt deutlich stärker zu als im Atlantik und Pazifik. Neben dem Antarktischen Zwischenwasser gibt es das salzreichere Zwischenwasser, welches im wesentlichen aus dem Roten Meer und der Arabischen See stammt. Eine kleine Menge von Zwischenwasser deutet sich auch als Zunge beim Indonesischen Durchstrom an.

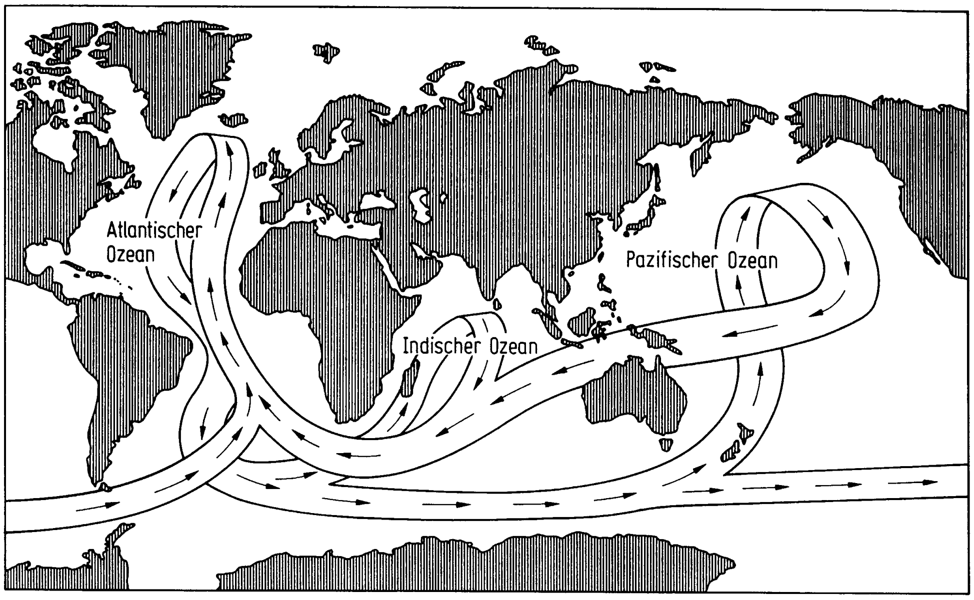

Abb. 1.5: Schema des weltweiten ozeanischen Förderbands (Siedler und Zenk, 1997; nach Broecker, 1991).

Die Zirkulation des Weltozeans kann nach der oben erwähnten Hypothese des ozeanischen Förderbands wie folgt beschrieben werden. Das im Nordatlantik gebildete Nordatlantische Tiefenwasser breitet sich als tiefer westlicher Randstrom nach Süden aus und wird im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms nach Osten in den Indischen und Pazifischen Ozean transportiert, wo jeweils ein Teil nach Norden strömt und aufsteigt. Von dort breitet sich das neu gebildete Oberflächen- und Zwischenwasser nach Westen aus, wobei es zu starken Veränderungen durch Vermischungsprozesse und Oberflächenflüsse kommt. Aus dem Indischen Ozean wird das Wasser in den Atlantik transportiert (Warmwasserroute). Ein weiterer Teil des Wassers im Antarktischen Zirkumpolarstrom gelangt durch die Drake-Straße in den Atlantik zurück (Kaltwasserroute). Die Bedeutung dieser beiden Wege, die unter anderem auch von Gordon (1986) und Rintoul (1991) untersucht wurde, ist noch nicht abschließend geklärt. Während Gordon (1986) die Warmwasserroute für wichtiger hält, ist Rintoul (1991) der Ansicht, daß die Kaltwasserroute eine größere Rolle spielt. Das auf den beiden Wegen in den Atlantik eingetragene Wasser breitet sich nach Norden aus. Auch das in der Antarktischen Zone gebildete Antarktische Bodenwasser dringt im Atlantik weit nach Norden vor (Abb. 1.1). Der südwärtige Transport von Nordatlantischem Tiefenwasser wird somit durch den nordwärtigen Transport von Oberflächenwasser, Antarktischem Zwischenwasser und Antarktischem Bodenwasser balanciert. Unter Antarktischem Bodenwasser werden in dieser Arbeit das untere Zirkumpolare Tiefenwasser, das Weddelmeer-Tiefenwasser und das Weddelmeer-Bodenwasser zusammengefaßt.

Tab. 1.1: Geostrophischer Meridionaltransport (M) von Antarktischen Zwischenwasser im Südatlantik. (a) Nettotransporte über transozeanische Schnitte. (b) Transporte im östlichen Randstrom. IGY steht für das „International Geophysical Year“ (1957-1959). Die Oceanus 133-Schnitte wurden 1983 aufgenommen. Die WOCE-Schnitte A9 und A10 wurden 1991 bzw. 1993 durchgeführt.

Breite	M/Sv	Quelle	Datenbasis	Methode
(a)				
8°S	≈ 5	Fu (1981)	IGY	Inversmodell
11°S	8	Holfort (1994)	Oceanus 133	Inversmodell
16°S	≈ 5	Fu (1981)	IGY	Inversmodell
19°S	6.5	Holfort (1994)	WOCE A9	Inversmodell
23°S	5	Holfort (1994)	Oceanus 133	Inversmodell
24°S	≈ 5	Fu (1981)	IGY	Inversmodell
30°S	5	Holfort (1994)	WOCE A10	Inversmodell
32°S	≈ 5	Fu (1981)	IGY	Inversmodell
32°S	5	Rintoul (1991)	IGY	Massenerhaltung
(b)				
8°S	-15	Fu (1981)	IGY	Inversmodell
11°S	4	Holfort (1994)	Oceanus 133	Inversmodell
19°S	3	Holfort (1994)		Inversmodell
23°S	1.2	Stramma und Peterson (1989)	Oceanus 133	Ref. σ_0=27.4 kg/m^3
23°S	2.5	Stramma und Peterson (1989)	Oceanus 133	Ref. σ_0=27.75 kg/m^3
23°S	2.4	Stramma und Peterson (1989)	Oceanus 133	Ref. Boden
23°S	≈ 0	Holfort (1994)	Oceanus 133	Inversmodell
24°S	≈ 0	Fu (1981)	IGY	Inversmodell
24°S	0.4	Stramma und Peterson (1989)	Crawford, 1958	Ref. σ_0=27.75 kg/m^3
24°S	0.0	Stramma und Peterson (1989)	Crawford, 1958	Ref. Boden
28°S	2.4	Stramma und Peterson (1989)	Meteor, 1925	Ref. σ_0=27.4 kg/m^3
28°S	5.4	Stramma und Peterson (1989)	Meteor, 1925	Ref. σ_0=27.75 kg/m^3
28°S	9.0	Stramma und Peterson (1989)	Meteor, 1925	Ref. Boden
30°S	5.5	Holfort (1994)	WOCE A10	Inversmodell
32°S	5	Fu (1981)	IGY	Inversmodell
32°S	16	Rintoul (1991)	IGY	Massenerhaltung
32°S	3.4	Stramma und Peterson (1989)	IGY	Ref. σ_0=27.4 kg/m^3
32°S	6.0	Stramma und Peterson (1989)	IGY	Ref. σ_0=27.75 kg/m^3
32°S	7.6	Stramma und Peterson (1989)	IGY	Ref. Boden

Die Angaben für den nordwärtigen geostrophischen Nettotransport im Zwischenwasserhorizont des Südatlantiks schwanken zwischen 5 Sv und 8 Sv (Tab. 1.1a). Der von Molinelli (1981) abgeleitete Transport von 11 Sv, der im Gegensatz zu den anderen Transporten nicht auf einem Zonalschnitt beruht, ist etwas höher. Molinelli hatte jedoch auf den möglicherweise großen Fehler dieser Angabe hingewiesen (s. o.). Die mit der klassischen geostrophischen Methode ermittelten Transporte im nordwärtigen östlichen Randstrom betragen bis zu 9 Sv bei und südlich von 23°S (Tab. 1.1b). Die von Rintoul (1991) ermittelten 16 Sv enthalten nicht nur den Randstromtransport, sondern den gesamten Transport zwischen 10°E und dem östlichen Rand. Bei den mit der Inversmethode bestimmten Transporten treten bis zu 6 Sv auf. Die Mehrfachbestimmungen der Transporte machen deutlich, daß eine signifikante Abhängigkeit vom gewählten Referenzniveau bzw. dem verwendeten Modell vorliegt.

Aus den hier gezeigten Resultaten kann man schließen, daß der meridionale Nettotransport recht gut bekannt ist und eine geringe zeitliche Variabilität aufweist. Letzteres wird insbesondere in den Ergebnissen bei etwa 30°S deutlich. Demgegenüber weist die Frage der Ausbreitungspfade des Antarktischen Zwischenwassers noch einige Unklarheiten auf.

Die Hypothese eines durchgehenden westlichen Randstroms wurde von Wüst (1935) aufgestellt, wobei er die Kernschichtmethode auf die Daten der Meteor-Expedition von 1925-1927 anwendete. Defant (1941) und Sverdrup et al. (1942) akzeptierten die Schlußfolgerungen von Wüst und nahmen an, daß der Subtropenwirbel im Südatlantik auf eine dünne Schicht oberhalb des Antarktischen Zwischenwassers begrenzt ist. Es gab jedoch damals schon Hinweise auf eine antizyklonale Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers in den Subtropen. So zeigen Defants Karten der absoluten Topographie in der 800 $dbar$ und auch in der 1400 $dbar$-Schicht eine antizyklonale subtropische Zirkulation (Defant, 1941). Aus den 50er und 60er Jahren stammen einige Veröffentlichungen, in denen die Hypothese einer antizyklonalen subtropischen Zirkulation des Zwischenwassers aufgestellt wird (z. B. Martineau, 1953) und deren Zirkulationsschemata keinen nordwärtigen Strom im westlichen Südatlantik zwischen 40°S und 20°S zeigen (z. B. Riley, 1951; Taft, 1963). Taft ist der Ansicht, daß der nordwärtige westliche Randstrom in den Subtropen so schmal ist, daß er ihn in seinen Karten nicht sehen kann.

Die nordwärts gerichteten geostrophischen Transporte zwischen 32°S und 28°S am östlichen Rand stehen im Einklang mit der Hypothese eines Subtropenwirbels auf Zwischenwasserniveau (Tab. 1.1b). Auch die Horizontalkarten der dynamischen Topographie im Zwischenwasserhorizont zeigen einen deutlich ausgeprägten antizyklonalen Wirbel, der im Unterschied zu dem oberflächennahen Subtropenwirbel, am Nordrand eine verstärkte Zonalität der Transporte aufweist (z. B. Buscaglia, 1971; Reid, 1989, s. Abb. 1.6). Eine ausführliche Tracer-Studie aus dem westlichen Südatlantik spricht ebenfalls für die Subtropenwirbel-Hypothese; die Konzentration des neugebildeten Antarktischen Zwischenwassers nimmt danach am westlichen Rand zwischen 40°S und 35°S von Süden nach Norden zu (Maamaatuaiahutapu et al., 1992).

Umstritten ist die Frage, ob es zusätzlich zu dem intermediären Subtropenwirbel auch einen nordwärtigen westlichen Randstrom gibt. Buscaglia (1971) schließt einen solchen nordwärtigen Zwischenwassertransport über die Konfluenzzone hinweg (zwischen 40°S und 20°S) aus. Neue Bedeutung erlangte die Randstrom-Hypothese durch direkte Strömungsmessungen von Evans und Signorini (1985). Sie beobachteten nordwärtige Geschwindigkeiten am westlichen Rand zwischen 20°S und 24°S. Die Autoren weisen jedoch darauf hin, daß ihre Daten für den Beweis eines durchgehenden, nordwärtigen westlichen Randstroms nicht ausreichen. Die Frage kann auch in der Tracer-Studie von Larqué et al. (1997) nicht beantwortet werden. Lagrangesche Strömungsmessungen zwischen 40°S und 28°S zeigen kein nordwärtiges Stromband am westlichen Rand (Boebel et al., 1997).

Der Diskurs über die Ausbreitungspfade des Antarktischen Zwischenwassers kann wie folgt zusammengefaßt werden (s. a. Abb. 1.6): Das durch die Drake-Straße kommende Subantarktische Modewasser teilt sich nach dem Eintritt in den Atlantik in zwei Zweige, einer folgt dem Antarktischen Zirkumpolarstrom und der andere geht unter dem Malvinasstrom (als Antarktisches Zwischenwasser) nach Norden. Die Konfluenz mit dem südwärtigen Brasilstrom bewirkt ein Abschwenken nach Osten, wobei es noch unklar ist, ob ein Teil des Zwischenwassers am westlichen Rand weiter nach Norden vordringt. Ein weiterer möglicher Weg nach Norden sind kleinere antizyklonale Zirkulationsschleifen innerhalb der beckenweiten Subtropischen Antizyklone, analog zum Brasilrückstrom an der Oberfläche (z. B. Stramma, 1989; Rintoul, 1991). Ob es dieselben gibt muß jedoch noch untersucht werden. In der Konfluenzzone und im Südatlantischen Strom kommt es zur Vermischung zwischen dem frischeren Wasser aus dem Süden und dem rezirkulierten Wasser. Auch eine Vermischung zwischen dem Antarktischen Zirkumpolarstrom und dem Südatlantischen Strom erscheint wahrscheinlich. In beiden Fällen dürften mesoskalige Wirbel eine wichtige Rolle spielen.

Im östlichen Südatlantik kommt es zu einer Verzweigung des Stroms in ein ost- und ein nordwärtiges Stromband. Hier wird noch Antarktisches Zwischenwasser aus dem Indischen Ozean zugeführt. Der interozeanische Austausch ist in den beiden Karten von Reid (1989) zu erkennen (Abb. 1.6). Es deutet sich an, daß aus dem Indischen Ozean weniger Wasser in den subtropischen Südatlantik gelangt als aus dem Pazifischen Ozean, wie es unter anderem auch von Rintoul (1991) beschrieben wird (s. o.). Die Transporte zwischen dem Indischen und dem Atlantischen Ozean sind jedoch noch nicht genau bekannt. Die Zwischenwassertransporte vor Südafrika sowie die zugrundeliegende Dynamik werden zur Zeit untersucht (KAP der Guten Hoffnung EXperiment - KAPEX, Boebel et al., 1998). Der nordwärtige östliche Randstrom dreht schließlich nach Westen und geht in den nördlichen Ast des Subtropenwirbels über, der den westlichen Rand zwischen 20°S und 30°S erreicht, wo es wiederum zu einer Aufspaltung kommt (Santos-Aufspaltung, Boebel et al., 1998). Die subäquatoriale Zirkulation soll hier nicht besprochen werden, da für diese Arbeit nur relativ wenige Daten aus der Region vorliegen.

Abb. 1.6: Die angepaßte dynamische Höhe in 10 m^2/s^2 (Reid, 1989) in 0 *dbar* (oben) und 1000 *dbar* (unten).

Eng verbunden mit der Frage nach den Ausbreitungspfaden ist auch die Frage nach der zugrundeliegenden Dynamik. Wie bereits weiter oben erwähnt wurde, vertreten Evans und Signorini (1985) die Hypothese eines durchgehenden, nordwärtigen westlichen Randstroms. Sie gehen davon aus, daß er thermohalin angetrieben wird. Buscaglia (1971) sieht das Windfeld als die treibende Kraft für die antizyklonale Zirkulationszelle an. Er vertritt die Ansicht, daß die Sverdrup-Balance im westlichen Südatlantik bis in Tiefen von über 1000 m wirksam ist. Ob ein solcher Antriebsmechanismus möglich ist, kann mit den auf der Sverdrup-Dynamik aufbauenden Modellen der ventilierten Thermokline untersucht werden. Diese Modelle basieren darauf, daß eine Wassermasse einem windinduzierten Absinken unterliegt, wenn sie in einem Gebiet mit abwärts gerichteter Ekmanscher Vertikalgeschwindigkeit nahe der Oberfläche ist (Luyten et al., 1983). Dieser Prozeß, der Ventilation oder Subduktion genannt wird, ist Voraussetzung dafür, daß eine Schicht der Sverdrup-Dynamik unterliegt. Aus den hydrographischen Beobachtungen und den Windfeldern ergibt sich somit, welche Wassermassen ventiliert werden und bis zu welcher Tiefe der windgetriebene Subtropenwirbel hinabreicht. Die in Abb. 1.3 senkrecht schraffierte Fläche deutet die Region an, in der windinduziertes Absinken von Wasser in den Zwischenwasserhorizont möglich erscheint.

Um die oben erwähnten Fragen hinsichtlich der Ausbreitungswege und der zugrundeliegenden Dynamik beantworten zu können, werden im Rahmen von WOCE („World Ocean Circulation Experiment“) eingehende Untersuchungen im Zwischenwasserhorizont durchgeführt. Bei WOCE handelt es sich um ein Projekt des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP, 1988). Während der Beobachtungsphase von WOCE werden Daten gewonnen, die eine genauere Beschreibung der Wassermassen und ihrer Zirkulation ermöglichen. Wie weiter oben bereits dargelegt wurde, ist das Antarktische Zwischenwasser Teil des großen ozeanischen Förderbands und ist daher eine bedeutende Wassermasse der globalen Zirkulation. Aus diesem Grund wurde und wird es im Rahmen von WOCE-Beobachtungen eingehend untersucht. Dabei kommen neben der klassischen Hydrographie auch verankerte und frei schwebende Strömungsmesser sowie Satelliten-Beobachtungen zum Einsatz.

Ziel dieser Arbeit ist, neben einer eingehenden Beschreibung der Zwischenwasserzirkulation im subtropischen Südatlantik, auch die Diskussion der folgenden Fragen:

Gibt es einen durchgehenden nordwärtigen westlichen Randstrom entlang der südamerikanischen Küste?

Gibt es neben der beckenweiten subtropischen Antizyklone auch noch nordwärtige Strombänder im Inneren?

Wie wird die subtropische Zirkulationszelle angetrieben?

Wie sieht die zeitliche Variabilität aus?

Welche Rolle spielen die mesoskaligen Wirbel bei den Vermischungsprozessen in der Konfluenzzone?

Im nächsten Kapitel wird die verwendete Datenbasis vorgestellt. Daran schließt sich eine Beschreibung der Eigenschaften (Kap. 3) und der Zirkulation (Kap. 4) des atlantischen Antarktischen Zwischenwassers an. Es folgt eine ausführliche Betrachtung der Dynamik der Zirkulation (Kap. 5) und eine Zusammenfassung der Ergebnisse dieser Arbeit.

2 Datenbasis

Um die Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers im Südatlantik hinsichtlich der in der Einleitung genannten offenen Fragen zu analysieren, ist eine möglichst flächendeckende Beobachtung erforderlich. Neben hydrographischen Daten werden auch Eulersche und Lagrangesche Strömungsmessungen sowie Satelliten-Daten verwendet. Im analytischen Teil der Arbeit werden zusätzlich noch Windfelder genutzt.

2.1 Hydrographie

Aus dem Südatlantik stehen für diese Arbeit rund 8 000 CTD-Profile (CTD = Conductivity, Temperature, Depth) und etwa 20 000 XBT-Profile (XBT = eXpendable BathyThermograph) zur Verfügung (Abb. 2.1 und 2.2).

Die Daten setzen sich zusammen aus

- den in Tabelle 2.1a aufgelisteten WOCE-Daten,
- den hydrographischen Profilen des National Oceanographic Data Center (NODC) von 1992,
- dem Datensatz von Gouretski und Jancke (1995) und
- den XBT Daten von der CD-ROM „South Atlantic XBTs 1990-1996“ (vom WOCE Upper Ocean Thermal Data Assembly Center in Miami, Florida) sowie von Expeditionen des Instituts für Meereskunde in Kiel (IfM Kiel, Tab. 2.1b).

Die meisten Profile liegen als hochauflösende Daten, mit einer vertikalen Auflösung von mindestens 10 $dbar$ bzw. 10 m vor. Die NODC-Daten aus dem Südatlantik decken den Zeitraum von 1972 bis 1990 ab. Die rund 4000 Profile wurden für diese Arbeit einer Kontrolle anhand von Temperatur-Salzgehalts-Diagrammen unterzogen. Bei den WOCE-Schnitten wurden die beim WOCE-Datenzentrum abgelieferten Profile direkt verwendet. Diese Daten, der Datensatz von Gouretski und Jancke (1995) sowie die XBT-Daten von der oben genannten CD-ROM wurden nicht im einzelnen kontrolliert, da dieses bereits vor deren Freigabe geschah. Die Daten von Gouretski und Jancke, die als Standardtiefenprofile vorliegen, werden nur verwendet, wenn keine hochauflösenden Daten zur Verfügung stehen.

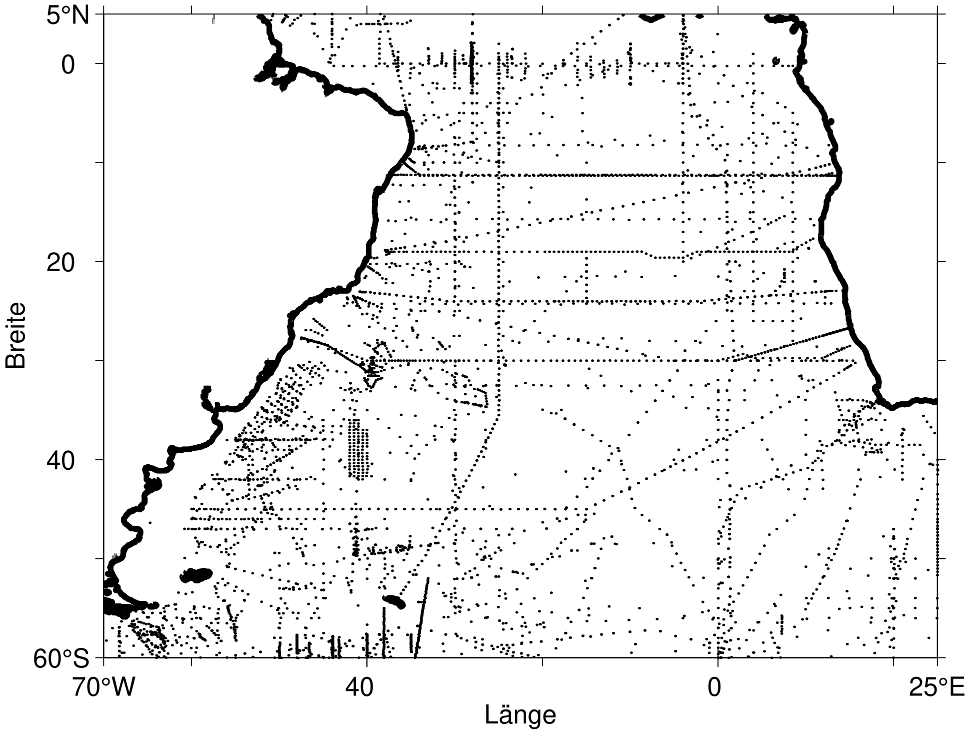

Abb. 2.1: Stationskarte der hydrographischen Profile, bei denen Temperatur und Salzgehalt vorliegen.

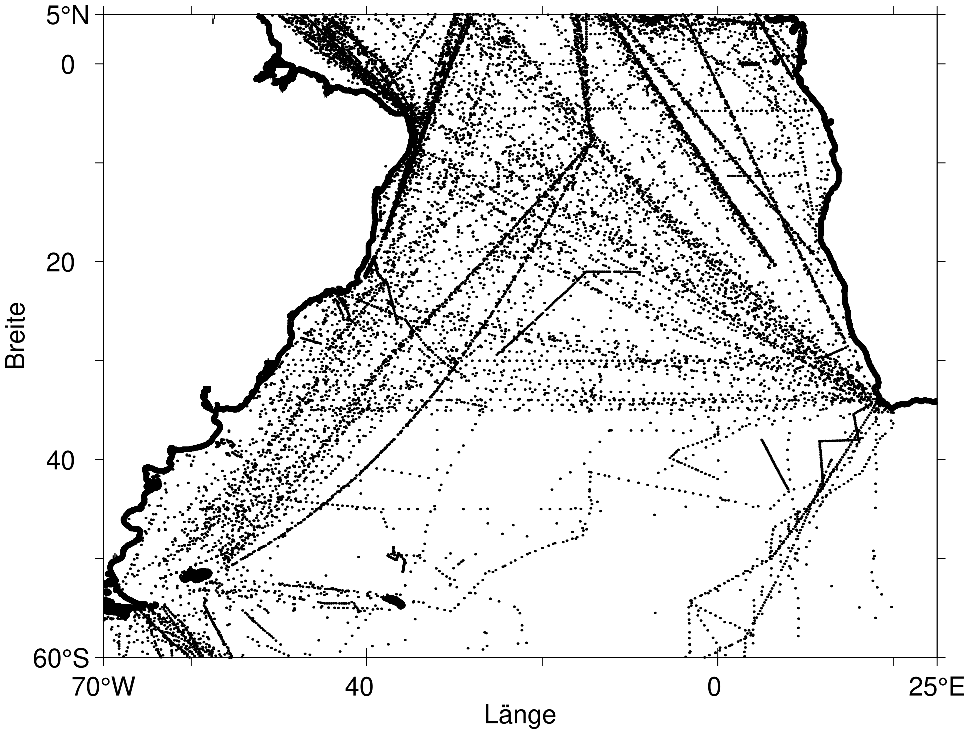

Abb. 2.2: Stationskarte der XBT-Daten

Tab. 2.1: (a) Die WOCE-Schnitte, die für diese Arbeit zur Verfügung stehen. (b) Die XBT-Daten von einzelnen Expeditionen des Instituts für Meereskunde in Kiel (IfM Kiel)

WOCE-Schnitt (a)	Gebiet	Zeitraum	Expedition
A8	11°S	29.03.94-12.05.94	Meteor 28/1
A9	19°S	10.02.91-23.03.91	Meteor 15/3
A10	s. Abb. 2.3	27.12.92-31.01.93	Meteor 22/5
A11	45°S-30°S, 60°W-16°E	22.12.92-01.02.93	Discovery 199
A12	34-71°S, 0-59°E	22.05.92-30.07.92	Polarstern ANT X/4
A21	63-35°S, 68-0°W	23.01.90-06.03.90	Meteor 11/5
AR9	43-30°S, 5°W-18°E	21.03.97-24.04.97	Polarstern ANT XIV/4
AR15	35-21°S, 48-26°W	30.12.90-07.02.91	Meteor 15/1-2
AR15	35-14°S, 48-27°W	18.11.92-22.12.92	Meteor 22/3-4
AR15	s. Abb. 2.3	18.10.94-21.11.94	Polarstern ANT XII/1
AR15	40-21°S, 49-11°W	15.05.94-14.06.94	Meteor 28/2
AR15	34-28°S, 39-8°W	26.02.96-09.03.96	Meteor 34/3
(b)			
AR9	43-30°S, 5°W-18°E	21.03.97-24.04.97	Polarstern ANT XIV/4
AR15	35-14°S, 48-27°W	18.11.92-22.12.92	Meteor 22/3-4

In Abbildung 2.3 ist die Lage der in dieser Arbeit gezeigten Schnitte dargestellt. Neben den beiden im Rahmen von WOCE durchgeführten Schnitten (Meteor 22/5 und Polarstern ANT XII/1) ist auch ein quasimeridionaler Schnitt eingezeichnet, der vor dem Beginn von WOCE aufgenommen wurde. Der SAVE 5&6 Schnitt wurde im Frühjahr 1989 im Rahmen des „South Atlantic Ventilation Experiment“ (SAVE) durchgeführt.

2.2 Strömungsmessungen

Wie bereits in der Einleitung dargelegt wurde, ist eine der zentralen Fragen der Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers die Frage nach der Existenz eines persistenten, nordwärtigen westlichen Randstroms im subtropischen Südatlantik. Zudem ist die subtropische Zirkulation dieser Wassermasse noch nicht sehr gut bekannt, da sie bis vor kurzem hauptsächlich mit indirekten Methoden bestimmt wurde. Um mehr Klarheit darüber zu erlangen, und auch um den weiteren Weg des Zwischenwassers nach Norden hin zu verfolgen, wurden RAFOS-Floats im Südatlantik ausgelegt. Zunächst nahm die Floatgruppe des IfM Kiel an drei Expeditionen im westlichen Südatlantik teil, die u. a. zur Auslegung von RAFOS-Floats und der Verankerung von Schallquellen genutzt wurden. Die Lagrangeschen Messungen konzentrierten sich während der ersten Expedition, die von November 1992 bis Januar 1993 andauerte, auf das Umfeld des Rio Grande-Rückens (topographische Bezeichnungen sind in Abb. 2.4 zu finden), da in diesem Bereich der nördliche Ast des intermediären Subtropenwirbels erwartet wurde (Meteor 22/3-5, Siedler et al., 1993). Anderthalb Jahre später wurden auf einem quasimeridionalen Schnitt östlich des Rio Grande-Rückens, während der Meteor 28/2-Expedition, erneut RAFOS-Floats ausgelegt (Zenk und Müller, 1995). Die bisher letzten Floatauslegungen des IfM Kiel im westlichen Südatlantik fanden ein halbes Jahr später, während der Polarstern-Expedition ANT XII/1, statt. Dabei wurden die Instrumente auf einem quasimeridionalen Schnitt, von äquatorialen Breiten bis in die Konfluenzzone hinein, ausgelegt (Boebel et al., 1995). Der Schiffskurs bei den drei Expeditionen wurde zum Teil durch die Verankerungensarbeiten im Bereich des Rio Grande-Rückens sowie durch übergeordnete Projekte bestimmt. Letzteres gilt für die Expeditionen Polarstern ANT XII/1 und Meteor 22/5. Aus Zeitgründen konnten nur wenige CTD-Stationen bis zum Boden durchgeführt werden, die meisten Profile enden daher bei rund 1500 $dbar$. Von diesen drei Forschungsfahrten stehen 75 Trajektorien zur Verfügung. Die Startpositionen der einzelnen Trajektorien sind in Abb. 2.3 dargestellt. In einem derzeit laufenden Experiment werden u. a. Lagrangesche Strömungsmessungen im östlichen Südatlantik und westlichen Indischen Ozean durchgeführt (KAP der Guten Hoffnung EXperiment, KAPEX, Boebel et al., 1998). Eine Zusammenfassung aller WOCE-Floatexperimente im Südatlantik findet man bei Zenk et al. (1998).

Bei den RAFOS-Floats handelt es sich um eine Weiterentwicklung der SOFAR-Floats (SOFAR = „Sound Fixing And Ranging“; Webb, 1977; Rossby et al., 1986). Die SOFAR-Floats sind Schallquellen, die so austariert werden, daß sie ihren Gleichgewichtszustand in der Tiefe des Schallgeschwindigkeitsminimums (dem SOFAR-Kanal) erreichen. Die Geräte senden in regelmäßigen Abständen kodierte Schallsignale aus, die von Küstenhorchstationen empfangen werden. Aus den Schallaufzeiten kann dann die Position des Floats, ähnlich wie bei der Funknavigation, bestimmt werden. Bei den RAFOS-Floats wird dieses Prinzip umgekehrt, d. h. die Schallquellen werden im Ozean verankert, und die Floats enthalten ein Hydrophon, einen Temperatur- und einen Drucksensor sowie einen kleinen Computer und einen Sender. Die Datenübertragung erfolgt am Ende der Unterwassermission, die ein Jahr und länger andauern kann, über ein weltweites Satelliten-System.

Um die Floats in die gewünschte Tiefe zu bringen, müssen sie tariert werden (König und Zenk, 1992). Zu diesem Zweck wird an jedem Float ein Zusatzgewicht angebracht, dessen Gewicht bestimmt werden kann, wenn das Volumen und die Kompressibilität des Floats sowie die insitu Dichte in der Zieltiefe bekannt sind. Die Bestimmung von Volumen und Kompressibilität erfolgen in einem Drucktank. Die insitu-Dichte wird aus den Daten der vor der Floatauslegung durchgeführten CTD-Station bestimmt. Am Ende der Mission wird das Zusatzgewicht abgeworfen und das Float steigt, bei einer Einsatztiefe von rund 1000 m, innerhalb von einer knappen halben Stunde an die Oberfläche.

Die in dieser Arbeit besprochenen RAFOS-Floats wurden auf den Zwischenwasserhorizont tariert und so programmiert, daß die Temperatur- und Druckmessung einmal täglich erfolgt sowie eine Positionierung pro Tag ermöglicht wird. Bei manchen Floats traten Leckagen auf und führten entweder zu einem langsamen Absinken über einen Großteil der Missionszeit oder zu einem schnellen Absinken in rund zwei Wochen. In beide Fällen kommt es zu einer Notauslösung, sobald der Druck den Grenzwert von etwa 1300 $dbar$ übersteigt. Bei dem Float mit defektem

Drucksensor (Nr. 104, s. Tab. 2.2) kann davon ausgegangen werden, daß keine Leckage vorlag, da es planmäßig auftauchte und die Temperaturen stabil sind. Sieben Geräte verließen aufgrund des Absinkens die Zwischenwasserschicht gegen Ende ihrer Mission (Druckanstieg auf über 1300 $dbar$).

Bei einer mittleren Missionslänge von knapp einem Jahr ergeben sich insgesamt rund 70 Floatjahre aus den 75 Trajektorien. Den größten Teil dieser Zeit waren die RAFOS-Floats im Zwischenwasserhorizont. Die oben erwähnten sieben Geräte, die im Verlauf ihrer Mission das Zwischenwasser verließen, führen nur zu 106 Floattagen außerhalb der gewünschten Schicht (das ist weniger als 0.5% der Gesamtzeit). Bei einer genaueren Betrachtung der Tabelle 2.2 zeigt sich, daß die Missionslänge im Laufe der Zeit gesteigert werden konnte. Das beruht darauf, daß im Zuge der Weiterentwicklung der relativ jungen RAFOS-Technologie die Ursachen für die Leckagen nach und nach beseitigt werden konnten.

Für die tägliche Positionsbestimmung stehen sechs Eintreffzeiten von Schallsignalen mit den zugehörigen Korrelationshöhen zur Verfügung. Letztere beruhen auf dem Vergleich der empfangenen Schallsignale mit dem erwarteten Signal, wobei jeweils nur die sechs höchsten Korrelationen abgespeichert werden. Die Eintreffzeiten werden, unter Berücksichtigung der Abweichungen zwischen den Float- sowie den Schallquellenzeiten und der „Universal Temps Coordinée“ (UTC), den einzelnen Schallquellen zugeordnet. Die Fehler der Floatuhren können aus der Zeit des Sendebeginns ermittelt werden, sie liegen bei diesen Floats bei etwa 50 Sekunden pro Jahr. Bei den Schallquellen ist eine genaue Bestimmung der Zeitabweichung erst bei der Aufnahme der Verankerung möglich, sie liegt typischerweise bei wenigen Sekunden pro Jahr. Die für die Entfernungsbestimmung nötige Schallgeschwindigkeit (c_s) wird mit der Gleichung $c_s = (\bar{t} - 7) \cdot 0.0011 + 1.490$ berechnet. $\bar{t}$ ist die mittlere vom Float registrierte Temperatur. Aus den korrigierten Eintreffzeiten werden die täglichen Positionen berechnet, wobei u. a. verschiedene Schallquellenkombinationen miteinander verglichen werden. Auf diese Weise sind Rückschlüsse auf die Genauigkeit der Schallquellenuhren möglich, was insbesondere dann von Bedeutung ist, wenn die Zeitabweichung einer Schallquellenuhr nicht direkt bestimmt werden konnte. Beim Berechnen der Trajektorien wird unter anderem darauf geachtet, daß die Anfangs- bzw. Endposition nur wenige Kilometer (typischerweise etwa 2 km bis 3 km) von der Auslege- bzw. Auftauchposition entfernt ist. Diese Enfernungen führen bei einer einjährigen Mission zu einem maximalen Fehler der mittleren Floatgeschwindigkeit in der Größenordnung von 0.01 cm/s.

Hier muß noch erwähnt werden, daß bei der Temperaturkalibrierung der Floats auftretende Probleme nachträgliche Korrekturen nötig machen. Die Floattemperaturen werden daher entsprechend den vor der Auslegung aufgenommenen CTD-Profilen korrigiert. In der Tabelle 2.3 sind die Korrekturwerte der Floats, deren Temperaturen im Kapitel 4 verwendet werden, aufgeführt.

Tab. 2.2: Liste der vom IfM Kiel ausgelegten RAFOS-Floats. Die Spalten 3 und 4 enthalten den minimalen und den maximalen registrierten Druck.

Meteor 22

Nr.	Missionszeit	Druck/$dbar$	
66	04.12.92-03.03.93	767.8	808.3
67	03.12.92-29.08.93	828.4	1259.3
70	07.12.92-04.06.93	825.6	1313.7
71	07.12.92-24.01.93	779.4	1347.1
72	09.12.92-08.03.93	897.5	1114.8
74	09.12.92-28.10.93	813.3	951.0
76	10.12.92-09.03.93	911.1	954.7
84	16.12.92-15.03.93	991.8	1034.4
86	17.12.92-11.11.93	824.2	940.5
87	17.12.92-16.03.93	794.3	1355.4
88	18.12.92-15.01.93	838.8	977.3
89	18.12.92-17.03.93	785.7	848.5
90	19.12.92-16.06.93	738.1	794.8
91	18.12.92-12.12.93	847.4	1207.3
93	21.12.92-07.05.93	802.4	826.7

Meteor 28

Nr.	Missionszeit	Druck/$dbar$	
30	08.06.94-06.09.94	923.6	961.1
37	21.05.94-11.11.95	788.8	1025.7
43	21.05.94-15.04.95	764.3	803.8
47	21.05.94-13.08.95	781.2	841.4
51	21.05.94-16.03.95	827.3	859.4
57	22.05.94-16.04.95	810.6	863.4
58	22.05.94-15.06.95	843.4	901.1
69	26.05.94-19.06.95	966.9	1028.8
78	23.05.94-17.04.95	847.6	901.5
85	24.05.94-14.11.95	865.9	930.2
95	24.05.94-19.03.95	904.0	969.6
96	25.05.94-19.04.95	918.1	1009.0
97	25.05.94-17.08.95	957.8	1045.6
98	27.05.94-21.04.95	996.4	1086.5
99	26.05.94-21.03.95	910.2	971.4
100	27.05.94-22.03.95	978.6	1018.8
101	29.05.94-19.11.95	946.7	1002.9
102	29.05.94-24.03.95	977.4	1019.5
103	26.05.94-05.11.94	1063.7	1338.0
104	05.06.94-30.04.95	-	-
106	08.06.94-03.05.95	680.2	849.3
107	07.06.94-02.04.95	702.0	764.8
108	08.06.94-02.07.95	766.3	821.6
109	08.06.94-03.04.95	989.3	1046.1
111	09.06.94-04.04.95	886.8	955.8
112	09.06.94-03.07.95	927.1	990.1

Polarstern ANT XII/1

Nr.	Missionszeit	Druck/$dbar$	
113	31.10.94-25.10.95	740.6	870.2
114	31.10.94-23.01.96	772.0	805.5
115	31.10.94-25.10.95	758.5	807.7
116	31.10.94-21.07.96	749.5	805.6
118	31.10.94-25.10.95	795.0	830.8
119	31.10.94-23.01.96	777.5	864.1
120	31.10.94-25.10.95	847.4	888.0
123	31.10.94-22.04.96	165.9	899.3
124	03.11.94-28.10.95	854.2	961.3
128	03.11.94-22.10.96	792.6	973.9
129	04.11.94-29.10.95	811.9	854.7
130	04.11.94-27.01.96	735.6	994.8
131	04.11.94-28.11.95	735.8	774.0
132	04.11.94-27.01.96	763.0	795.3
133	06.11.94-31.10.95	750.8	861.9
135	06.11.94-29.11.95	763.1	856.0
136	05.11.94-16.09.95	764.6	1366.6
138	07.11.94-30.01.96	786.1	1192.1
140	06.11.94-28.04.96	822.0	1152.6
141	07.11.94-02.11.95	851.9	892.4
142	09.11.94-01.02.96	848.8	1120.5
143	09.11.94-03.12.95	846.4	1163.1
144	09.11.94-12.11.95	847.4	1364.3
145	09.11.94-04.11.95	861.1	901.3
146	09.11.94-01.02.96	868.4	919.7
147	08.11.94-01.12.95	867.1	899.7
148	10.11.94-02.05.96	972.8	1372.7
149	10.11.94-05.11.95	921.1	961.7
150	10.11.94-02.02.96	828.4	1001.4
151	10.11.94-04.12.95	930.0	997.8
152	12.11.94-02.08.96	867.2	971.5
155	12.11.94-06.12.95	685.1	953.7
158	13.11.94-07.11.95	605.1	701.4
159	13.11.94-05.02.96	647.4	769.3

Tab. 2.3: Beispiele von Temperaturkorrekturen von Floats. Δ T = T_{CTD} -T_{RAFOS}, wobei T_{CTD} = Temperatur des vor der Auslegung aufgenommenen CTD-Profils beim ersten registrierten Druck des Floats, T_{RAFOS} = erste Temperaturregistrierung des Floats.

Float Nr.	Δ T/°C
150	-0.3
155	-0.4
158	-0.5
159	-0.2

Vor und während der RAFOS-Float-Experimente wurden ausgedehnte Strömungsmessungen mit verankerten Instrumenten vorgenommen. Ein Schwerpunkt dieser Untersuchungen ist der Bereich des westlichen Randstroms. Die Messungen wurden in den im Südatlantik zu beobachtenden Wassermassen durchgeführt (vgl. Einleitung). Die Ausbreitung des Boden- und Tiefenwassers wurde dabei durch Verankerungen in den Kanälen im Bereich des Rio Grande-Rückens sowie der Vitória-Trinidade-Schwelle untersucht (topographische Bezeichnungen sind in Abb. 2.4 zu finden). Einige dieser Verankerungen hatten auch Strömungsmesser im Zwischenwasserhorizont, deren Daten in die Analysen miteinbezogen werden. Ihre Positionen sind in Abbildung 2.3 dargestellt (s. a. Tab. 2.4).

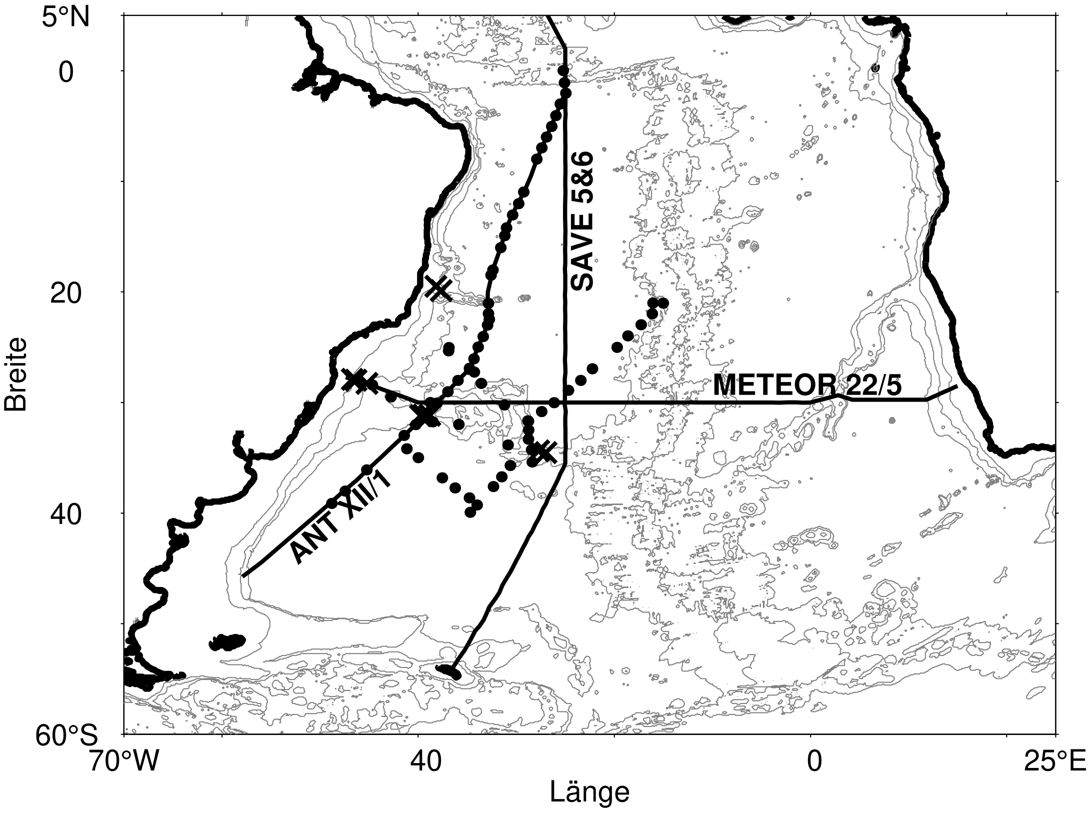

Abb. 2.3: Karte einiger ausgewählter WOCE-Schnitte (Meteor 22/5, Polarstern ANT XII/1), sowie Verankerungs- (**x**) und anfänglichen Float-Positionen (•) aus den Jahren 1992-1994. Zusätzlich ist noch der SAVE 5&6-Schnitt (Februar - April 1989) eingezeichnet. Tiefenlinien: 1000, 3000 und 4000 m.

Tab. 2.4: Die Verankerungen mit Strömungsmessern im Zwischenwasserhorizont.

Verankerung	Position	Zeit	Tiefe(n)/m	Wassertiefe/m
330 (BS1)	19.49°S, 38.20°W	14.11.89-20.11.90	775, 1015	1176
331 (BS2)	19.89°S, 37.65°W	15.11.89-07.11.90	700, 1200	1288
333 (BW)	27.90°S, 46.70°W	04.01.91-25.11.92	670, 875	1179
334 (BM)	27.98°S, 46.33°W	04.01.91-25.11.92	930	2187
335 (BE)	28.27°S, 45.22°W	05.01.91-24.11.94	950	3258
336 (VW)	31.20°S, 39.77°W	11.01.91-28.09.92	830	3920
338 (VE)	31.14°S, 39.43°W	13.01.91-04.12.92	710, 1100	4675
343 (DBK)	31.15°S, 38.82°W	18.01.91-19.12.91	925	3605
355 (H3)	34.38°S, 27.71°W	18.12.92-28.05.94	905	4550
358 (H6)	34.54°S, 26.98°W	21.12.92-29.05.94	900	4325

Neben den vom IfM Kiel gewonnenen Daten liegen auch noch die Trajektorien von 8 ALACE-Floats (ALACE = „Autonomous Lagrangian Current Explorer“) vor. Diese Geräte wurden im Januar 1990 in der Drake-Straße ausgelegt, um die Strömung in einer Tiefe von etwa 750 m zu erfassen (Davis et al., 1996). Die Konzeption dieser Instrumente unterscheidet sich deutlich von der Funktionsweise der RAFOS-Floats. Eine Unterwassernavigation wird nicht durchgeführt, stattdessen kommen die ALACE-Floats in regelmäßigen Zeitabständen an die Oberfläche, um eine Positionsbestimmung zu ermöglichen und ihre Daten zu senden. Bei den hier vorliegenden Trajektorien ist die Unterwasserperiode zwei Wochen, und es erfolgte eine tägliche Druck- und Temperaturmessung. Die Anfangstiefen der 8 Geräte liegen zwischen 685 und 815 m, ihre Tauchtiefe entlang der Trajektorie kann jedoch um rund ± 100 m schwanken. Für das Auf- bzw. Abtauchen brauchen die ALACE-Floats etwa 90 Minuten bzw. 2 bis 3 Stunden, der damit einhergehende Fehler der Geschwindigkeit ist von der Größenordnung 0.1 cm/s.

2.3 Weitere Daten

Neben den hydrographischen, Lagrangeschen und Eulerschen Messungen werden auch Satelliten-Daten sowie Windfelder und Ergebnisse eines „Primitive Gleichungen“-Modells verwendet. Bei den Satelliten-Daten der Meeresoberfläche handelt es sich um Oberflächentemperatur-Daten (SST) sowie Anomaliefelder der Meeresoberflächenauslenkung (SSH). Erstere wurden an der Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (Miami, Florida) bearbeitet. Bei letzteren handelt es sich um die TOPEX/POSEIDON-Altimetrie-Daten, die vom Jet Propulsion Laboratory zur Verfügung gestellt und vom Goddard Space Flight Center weiter bearbeitet wurden.

Die SST-Felder basieren auf den Daten des „Advanced Very High Resolution Radiometer“ (AVHRR), wie es an Bord der Satelliten der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) eingesetzt wird. Die Temperatur wird mit einem Mehrkanalalgorithmus für die AVHRR Kanäle 4 und 5 berechnet (McClain et al., 1985). Die Daten werden anschließend mit einer zylindrischen Projektion auf ein gleichabständiges Gitter interpoliert. Für die Erkennung von Wolken wurden SST-Grenzwerte verwendet, da die Temperatur an der Wolkenoberfläche im Allgemeinen erheblich niedriger als an der Meeresoberfläche ist.

Für die in Kapitel 5 durchgeführten Modellexperimente stehen die reanalysierten Daten des European Centre for Medium-range Weather Forecasting (ECMWF) vom März 1991 bis November 1993 (Barnier et al., 1995) sowie die ERS-1-Daten vom September 1991 - Februar 1995 (CERSAT and IFREMER, 1996) zur Verfügung.

Im letzten Abschnitt des 5. Kapitels werden die Ergebnisse eines „Primitve Gleichungen“ Modells (PE-Modells) diskutiert. Bei diesem Modell handelt es sich um das Semtner-Chervin-Modell (Semtner (Jr.) und Chervin, 1992; Stammer et al., 1996). In der Initialisierungsphase wurde das Modell, ausgehend von der Levitus Temperatur-Salzgehalts-Verteilung (Levitus, 1982), für 33 Modelljahre mit einem Gitterabstand von 1/2° und dem Windfeld von Hellermann und Rosenstein (1983) betrieben. Vom Endzustand dieses Experiments ausgehend wurde ein Modelljahr lang mit den ECMWF-Windfeldern von 1985 gerechnet, um einen neuen Gleichgewichtszustand zu erreichen. Nach einer Interpolation des Resultats auf ein 1/4°-Gitter schließt sich ein Simulationslauf an. Die verwendete monatliche Windschubspannung basiert auf den ECMWF-Windfeldern der Jahre 1986 bis 1989. Für das Restoring der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung in der obersten der 20 Schichten wurden die monatlichen Felder von Levitus (1982) mit einer Relaxations-Zeitskala von 30 Tagen verwendet. Der Zeitschritt beträgt 10 Minuten. Für die biharmonische Diffusion von Impuls und Tracern wurden die Koeffizienten $1.1 \times 10^{20}\ cm^4/s$ und $5 \times 10^{19}\ cm^4/s$ gewählt. Beide werden mit $cos^{2.25}(Breite)$ multipliziert, um die Vermischung in höheren Breiten zu reduzieren. Die Bodentopographie des Modells basiert auf einem Datensatz mit 5-Minuten-Auflösung. Die Tiefe in einer Modellbox ist der Mittelwert aller darin liegenden Tiefen.

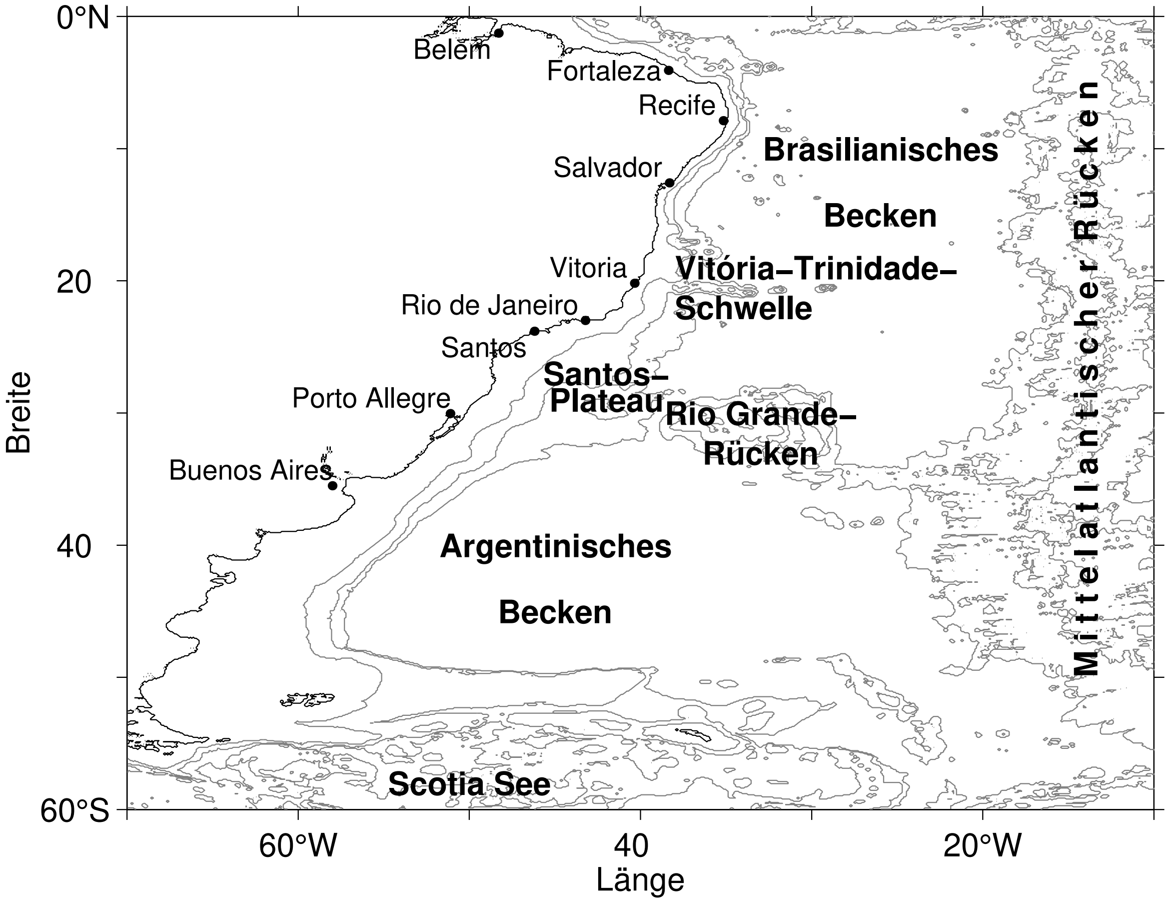

Abb. 2.4: Topographie im westlichen Südatlantik. Tiefenlinien: 1000, 3000 und 4000 m.

3 Die Eigenschaften des Antarktischen Zwischenwassers

In diesem Kapitel wird die Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteverteilung im Zwischenwasserhorizont beschrieben. Dabei wird insbesondere auf die Dichteverteilung in der Zwischenwasserschicht und die Variabilität des Salzgehalts entlang einem quasizonalen Schnitt eingegangen.

In Abbildung 3.1 ist der quasimeridionale Polarstern ANT XII/1-Schnitt und in Abbildung 3.2 ist der quasizonale Meteor 22/5-Schnitt dargestellt (vgl. Abb. 2.3). Die in den Salzgehaltsschnitten zusätzlich eingezeichneten Isopyknen 27.00 und 27.35 kg/m^3 in σ_0 wurden von Peterson (1992) als die Grenzen der Zwischenwasserschicht im südwestlichen Südatlantik definiert. Die Isopykne 27.18 kg/m^3 in σ_0 markiert nach Reid et al. (1977) die Kernschicht des Antarktischen Zwischenwassers in derselben Region.

In beiden Schnitten ist das Antarktische Zwischenwasser mit seinem Salzgehaltsminimum in mittleren Tiefen deutlich zu erkennen. Am Südrand des quasimeridionalen Schnitts, bei der Subantarktischen Front, befindet sich das Zwischenwasser nahe an der Oberfläche (Abb. 3.1). In der Kernschicht liegt der Salzgehalt unter 34.2, und die Temperatur beträgt etwa $3.5°C$ (vgl. Einleitung). Nach Norden hin senkt sich die Zwischenwasserschicht ab und erreicht bei etwa $38°S$ ihre tiefste Lage mit gut 900 $dbar$ im Salzgehaltsminimum (Salzgehalt < 34.3, Temperatur $\approx 4°C$). Am stärksten ist die Neigung der Isolinien bei der Subtropischen Front. Äquatorwärts steigt die Kernschicht wieder auf etwa 750 $dbar$ an (Salzgehalt < 34.6, Temperatur $\approx 4.5°C$). Der nordwärtige Anstieg des Salzgehalts bewirkt eine Dichtezunahme in der Kernschicht.

Der quasizonale Schnitt zeigt eine geringere Salzgehaltsvariabilität im Zwischenwasser (Abb. 3.2). Zwei Faktoren sind bei diesem Schnitt von besonderem Interesse. Erstens können mehrere Minima identifiziert werden, in denen der Salzgehalt geringer als 34.3 ist. Diese Minima können mehrere Ursachen haben; einerseits können sie Anzeichen eines mäandrierenden Stroms sein, andererseits können sie auf der Zufuhr frischeren Zwischenwassers aus dem Südatlantischen Strom beruhen. Auch das Aufeinandertreffen unterschiedlicher Zwischenwassertypen vor Südafrika kann für die Variabilität mitverantwortlich sein. Zweitens weist das Salzgehaltsminimum keine westwärtige Intensivierung auf, daher ist das Wasser am westlichen Rand nicht frischer als bei den sich östlich anschließenden Profilen. Diese Beobachtung ist konsistent mit dem westwärtigen Anstieg der Isopyknen 27.00 und 27.18 kg/m^3 in σ_0, welcher auf einen südwärtigen Zwischenwassertransport am Schelfabhang hinweist. Ein sehr schmaler nordwärtiger Randstrom kann jedoch nicht ausgeschlossen werden (vgl. Kap. 4.4).

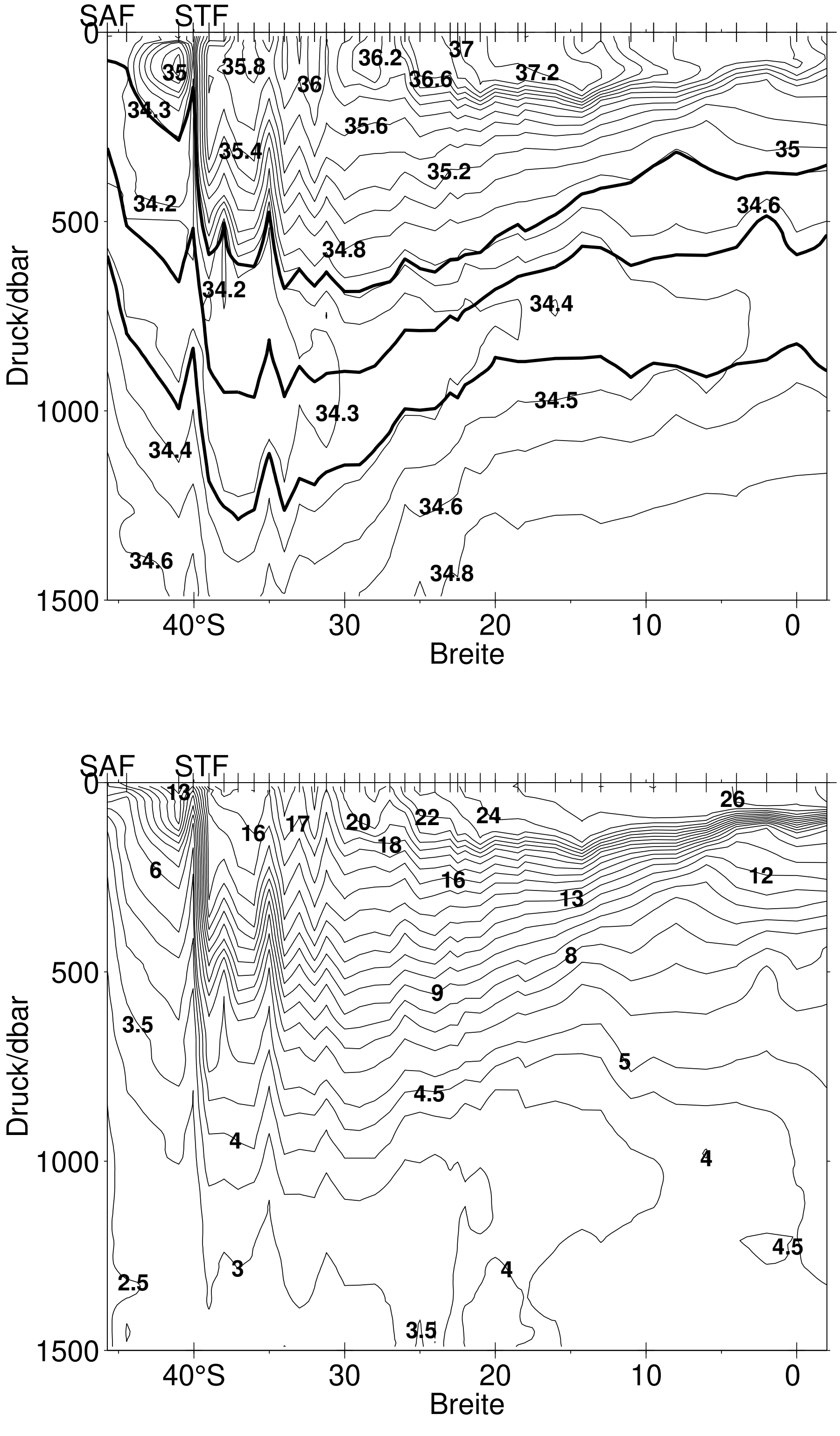

Abb. 3.1: Quasimeridionaler Salzgehalts- (oben) und Temperaturschnitt (unten) bei nominell $40°W$ im westlichen Südatlantik, aufgenommen während der Polarstern ANT XII/1-Expedition im Südfrühjahr 1994. Die Lage des Schnitts ist in Abbildung 2.3 dargestellt. Die zusätzlichen Isolinien sind 27.00, 27.18 und 27.35 kg/m^3 in σ_0 (dicke Linien, von oben nach unten). Am oberen Rand ist die Lage der Subtropischen und der Subantarktischen Front (STF, SAF) markiert.

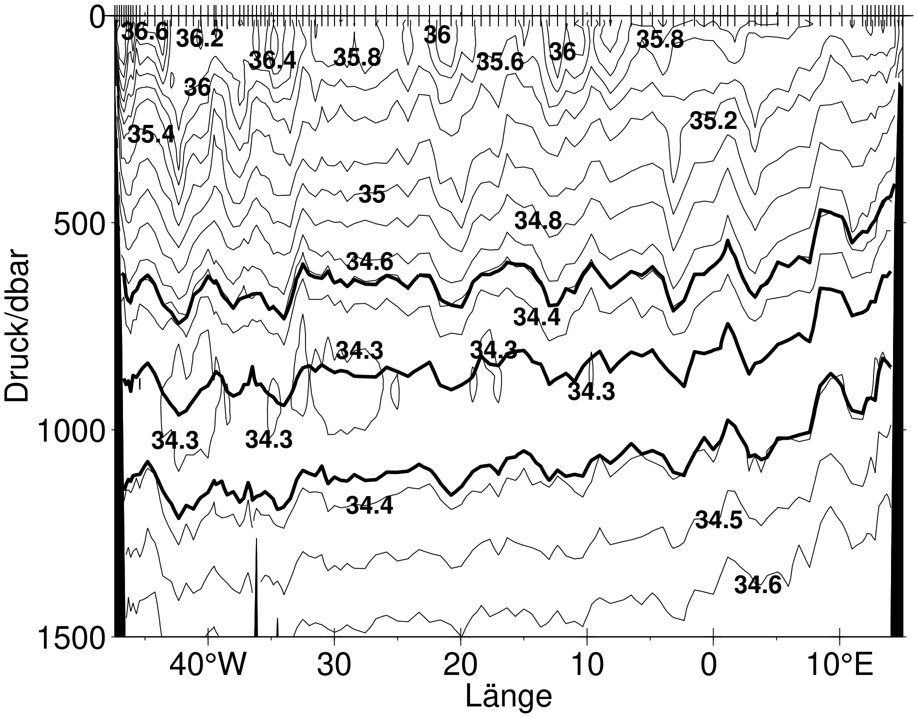

Abb. 3.2: Quasizonaler Salzgehaltsschnitt bei nominell 30°S im westlichen Südatlantik, aufgenommen während der Meteor 22/5-Expedition im Südherbst 1994. Die Lage des Schnitts ist in Abbildung 2.3 dargestellt. Die zusätzlichen Isolinien sind 27.00, 27.18 und 27.35 kg/m^3 in σ_0 (von oben nach unten, dicke Linien).

4 Die Ausbreitung des Antarktischen Zwischenwassers

In diesem Kapitel wird zunächst die Zwischenwasserzirkulation im Südatlantik anhand von Lagrangeschen und Eulerschen Strömungsmessungen sowie hydrographischen und Satelliten-Daten beschrieben. Die ermittelten Transporte werden mit bereits veröffentlichten Transportangaben verglichen. Des weiteren wird die Variabilität der Zirkulation betrachtet, wobei insbesondere Vermischungsprozesse im Bereich der Frontalzonen untersucht werden. Auch die Frage nach der Existenz eines durchgehenden westlichen Randstroms im Zwischenwasserhorizont wird ausführlich diskutiert. Aufgrund der Tatsache, daß die meisten derzeit vorliegenden Trajektorien aus dem westlichen Südatlantik kommen (Abb. 4.1), wird von einer Analyse der Ausbreitungswege im östlichen Südatlantik abgesehen.

Die Analyse der Beobachtungen folgt im wesentlichen der Ausbreitung des Antarktischen Zwischenwassers, angefangen bei der Konfluenzzone, gefolgt von dem Südatlantischen Strom, dem westwärtigen Ast des Subtropenwirbels und dem westlichen Rand.

4.1 Konfluenzzone

Wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, spielt die Konfluenzzone in Bezug auf die Eigenschaften und die Ausbreitung des Antarktischen Zwischenwassers eine bedeutende Rolle. Diese Region, in der zwei unterschiedliche Zwischenwassertypen aufeinandertreffen, weist eine ausgeprägte mesoskalige Variabilität auf. Daher ist eine starke Vermischung des jüngeren Antarktischen Zwischenwassers unter dem Malvinasstrom mit dem älteren Wasser aus dem Subtropenwirbel zu erwarten. Für eine Untersuchung der zugrundeliegenden dynamischen Prozesse sind die Lagrangeschen Strömungsmessungen gut geeignet.

Die in der Konfluenzzone vorliegenden Trajektorien (Abb. 4.2) stammen einerseits von RAFOS-Floats, die nahe der Subtropischen Front ausgelegt wurden (z. B. Nr. 155, 158 und 159), und andererseits von Instrumenten, die mit dem süd- bzw. nordwärtigen westlichen Randstrom in die Konfluenzzone gelangten. Letzteres kann bei den RAFOS-Floats Nr. 67 und 150 sowie bei einigen ALACE-Floats beobachtet werden. Einige der Trajektorien zeigen eine ausgeprägte Wirbelaktivität, und es gibt deutliche Hinweise auf einen Wasseraustausch über die Subtropische und die Subantarktische Front hinweg. Die Lage der südatlantischen Fronten auf verschiedenen Längengraden ist in Tabelle 4.1 aufgeführt.

Die Lage der Konfluenzzone kann man aus den Ablösungsbreiten der beiden RAFOS-Float-Trajektorien am westlichen Rand abschätzen, da diese Breite als nördliche Begrenzung der Konfluenzzone im Zwischenwasserhorizont angesehen werden kann. Nr. 150 dreht bei rund $38°S$ nach Osten, während sich bei Nr. 67 eine nördlichere Lage der Ablösungspunkts andeutet. Einige der ALACE-Floats folgen dem westlichen Rand im tiefen Malvinasstrom und schwenken zwischen $43°S$ und $39°S$ nach Osten ab.

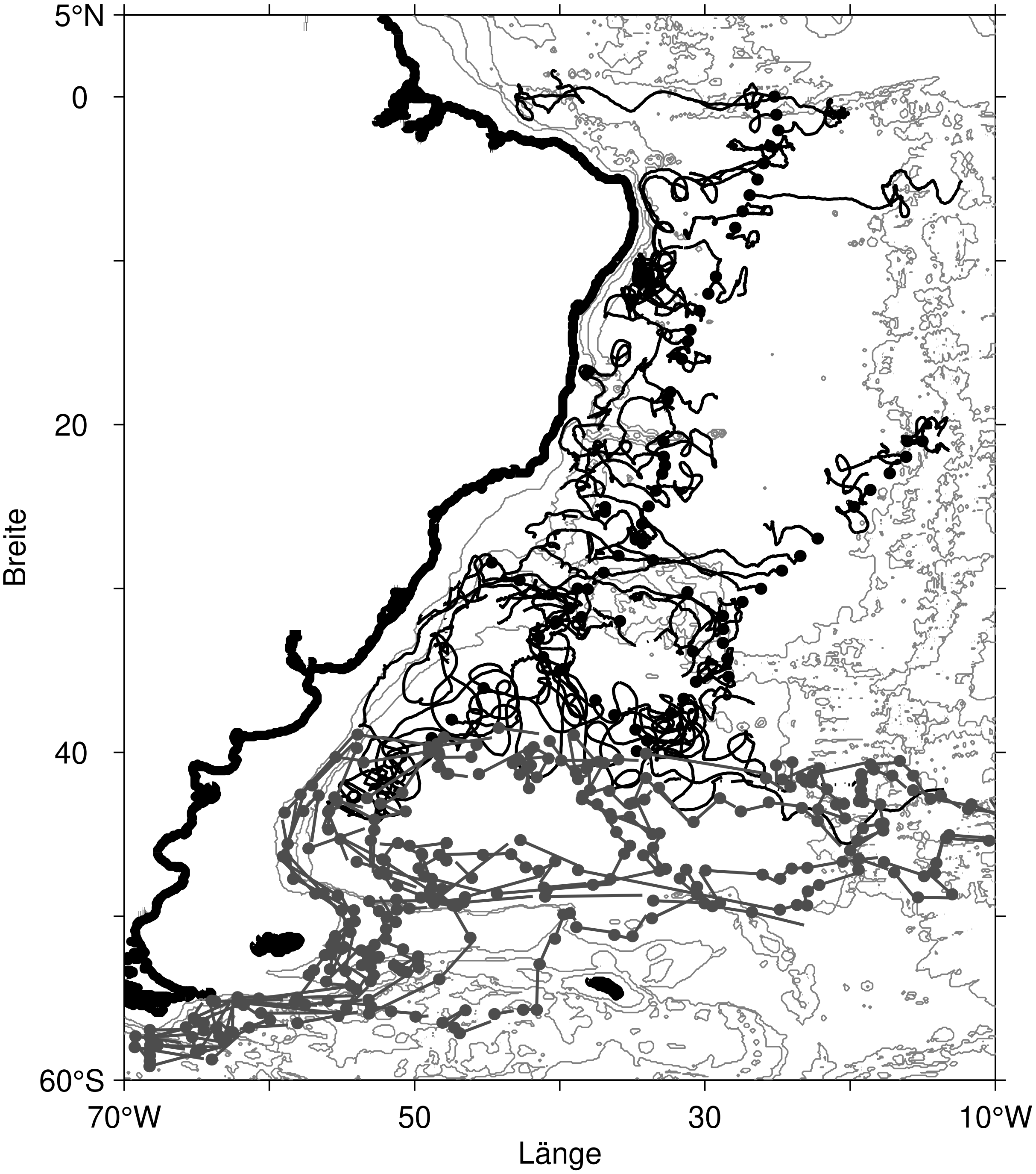

Abb. 4.1: Trajektorien von 75 RAFOS-Floats (schwarz), die auf die Kernschicht des Zwischenwassers tariert wurden, und 8 ALACE-Floats (grau), welche in etwa 750 *m* Tiefe treiben. Punkte markieren den Anfang der jeweiligen Trajektorie. Tiefenlinien: 1000, 3000 und 4000 *m*.

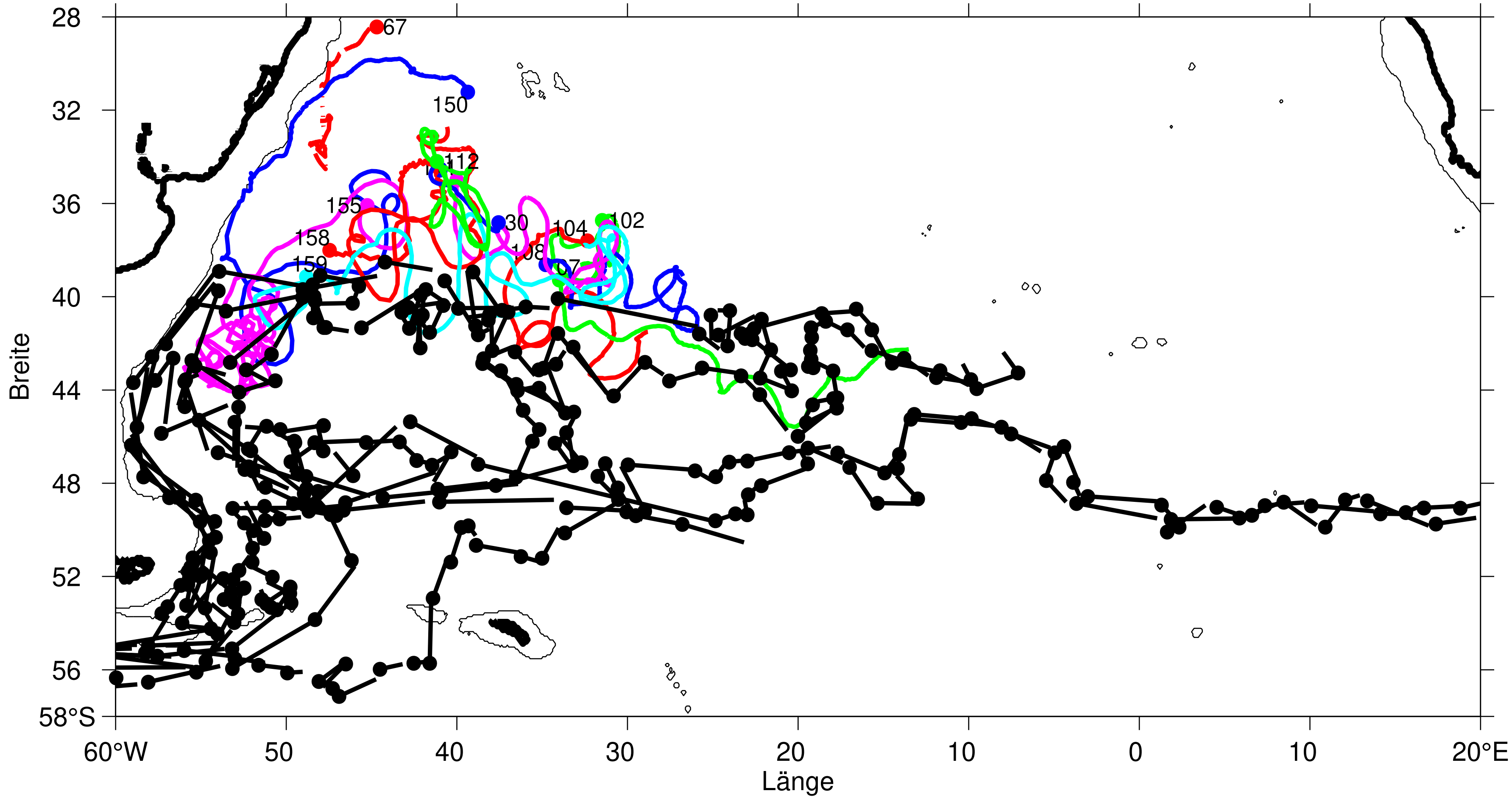

Abb. 4.2: Trajektorien in der Konfluenzzone und im ostwärtigen Stromband. Die RAFOS-Floats sind in unterschiedlichen Farben dargestellt um deren Unterscheidung zu erleichtern. Die Trajektorien der ALACE-Floats sind schwarz. Bei Nr. 67 ist die Trajektorie stellenweise gestrichelt, da zeitweise nicht genügend Schallsignale für die Positionsbestimmung zur Verfügung standen. Tiefenlinie: 800 m.

An der Oberfläche befindet sich die Konfluenzzone in derselben Region wie im Zwischenwasserhorizont. Olson et al. (1988) ermittelten 35.8°S± 1.1° bzw. 38.6°S± 0.9° für die Ablösungspunkte des Brasil- bzw. Malvinasstroms in der Zeit von November 1981 bis Juni 1987. Garzoli und Giulivi (1994) haben die Lage der Brasil-Malvinas-Konfluenzfront im Zeitraum November 1988 bis Februar 1990 untersucht. Diese Front lag zeitweise außerhalb ihres Untersuchungsgebietes, das sich von 38°S bis 36°S erstreckte.

Tab. 4.1: Lage der Fronten im Südatlantik. Die Fronten sind die Polarfront (PF), die Subantarktische Front (SAF), die Subtropische Front (STF) und die Brasilstromfront (BCF).

Länge	PF	SAF	STF	BCF	Expedition/Quelle
Schelfkante	-	40°S	38°S	37°S	Stramma und Peterson (1990)
50-55°W	-	44°S	39-40°S	37-38°S	Polarstern ANT XII/1
50°W	-	49°S	47°S	42°S	Stramma und Peterson (1990)
41°W	49.5°S	48°S	38-40°S	33-36°S	SAVE 5
40°W	<49°S	48°S	42°S	36°S	Stramma und Peterson (1990)
35°W	-	-	38-40°S	33-35°S	Meteor 28/2
25-37°W	49.5°S	48°S	41-42°S	34-36°S	SAVE 5&6, Tsuchiya et al. (1994)
ca. 18°W	-	42-43°S	38-39°S	34-35°S	SAVE 4, Gordon et al. (1992)
0-20°W	51°S	45-46°S	41-42°S	38-39°S	Meteor 11/5
1°E	50°S	45-46°S	36-40°S	-	Ajax
8-18°E	-	-	38-40°S	-	ANT XIV/4

Neben der relativ unmittelbaren Vermischung von frischem mit rezirkuliertem Antarktischen Zwischenwasser bei der Konfluenz der westlichen Randströme kommt es auch in der weiteren Umgebung der Konfluenzzone zum Wasseraustausch durch mesoskalige Variabilität. In dieser Region geschieht es häufig, daß Floats eine oder mehrere der in der Tabelle 4.1 genannten Fronten überqueren. Die zyklonale Bewegung der RAFOS-Floats Nr. 150 und 155 im Anschluß an eine südwärtige Wanderung liefert einen ersten Hinweis für eine Überquerung der Subtropischen Front, da Zyklonen insbesondere auch auf der - in Stromrichtung - rechten Seite eines mäandrierenden Stroms auftreten. Dasselbe gilt auch für den zyklonalen Umlauf zu Beginn der Trajektorie von Nr. 159. Die zusätzliche Information aus den Temperatur- und Druckzeitreihen der RAFOS-Floats zeigt, daß diese Überlegung zutrifft.

Das RAFOS-Float Nr. 155 durchläuft eine antizyklonale Bahn, bevor es schelfparallel nach Südwesten geht. Die während dieser Zeit registrierten Temperatur- und Druckwerte (rund 4.2°C bei etwa 930 *dbar*, Abb. 4.3) sind typisch für die subtropische Region. Die Annäherung an die Konfluenzzone geht mit einem Temperaturabfall von 4°C auf 3.4°C bei einer Druckänderung von 930 *dbar* auf 850 *dbar* einher, wie es bei der Überquerung der Subtropischen Front zu erwarten ist. Anschließend gelangt das RAFOS-Float in ein Gebiet mit hoher Wirbelaktivität. In dieser Zeit (ab März) überschreitet es die Subantarktische Front mehrmals, wobei es von Mitte Mai bis Ende Oktober 1995 südlich der Front bleibt (rund 2.8°C bei etwa 730 *dbar*, vgl. Abb. 3.1 auf S. 24). Die Trajektorie weist einige zyklonale Umläufe auf, von denen die von September bis November beobachteten mit einem Wirbel in Verbindung gebracht werden können, der im folgenden Zyklone A genannt wird.

Das RAFOS-Float Nr. 150 beginnt seine Mission im westwärtigen Ast des Subtropenwirbels und dreht am westlichen Rand nach Süden. Dabei steigt die Temperatur langsam an, während der Druck zunächst weitgehend konstant bleibt (Abb. 4.4). Im Randstrom verstärkt sich die Temperaturzunahme bei gleichzeitigem Anstieg des Drucks. Ab August 1995 kehrt sich der Trend um, und das Float nähert sich schnell der Subtropischen Front, die es im Oktober überschreitet (Temperaturabnahme von $4.1°C$ auf $3.1°C$, Druckänderung von 980 $dbar$ auf 840 $dbar$). Gegen Mitte Oktober gelangt das Float in die Zyklone A. Nach dem Verlassen der Zyklone steigen Druck und Temperatur wieder an, da sich das Float der Subtropischen Front annähert. Druck und Temperatur pendeln schließlich um etwa 930 $dbar$ bzw. $3.5°C$, was gleichbedeutend mit mehrmaligem Überschreiten der Front ist.

Im folgenden soll nun die Variabilität in der Konfluenzzone durch eine kombinierte Analyse von den beiden gerade beschriebenen Trajektorien sowie Satelliten-Daten der Oberflächentemperatur und -auslenkungen verdeutlicht werden (vgl. Abb. 4.5 und 4.6). In der Abbildung der Oberflächentemparatur vom 21. Oktober erkennt man, daß die vom RAFOS-Float Nr. 150 registrierten Temperaturen gut zu der Satelliten-Beobachtung passen. Die höheren (niedrigeren) Temperaturen auf der östlichen (westlichen) Seite der Zyklone A korrelieren gut mit den an der Oberfläche sichtbaren Warm- und Kaltwasserzungen. Die Zyklone ist auch in der Anomalie der Meeresoberflächenauslenkung deutlich zu erkennen, diese Daten werden genutzt, um die Wanderung des Wirbels über einen längeren Zeitraum zu verfolgen (Abb. 4.6). Aus den Satelliten-Bildern ergibt sich eine mittlere westwärtige Wanderung zwischen Mitte Juli und Anfang September 1995, daran schließt sich eine nordwärtige Wanderung an, die bis in die zweite Hälfte des Novembers 1995 anhält. Das RAFOS-Float Nr. 155 bewegt sich von Juni bis Mitte August im Mittel nach Osten, bevor es nach Norden weitergeht. Daraus folgt, daß Nr. 155 nicht vor September 1995 in die Zyklone A eintritt, auch wenn vorher schon zyklonale Umläufe erkennbar sind. Diese gehen jedoch nicht mit einem erkennbaren Signal der Anomalie der Oberflächenauslenkung einher. Die aus den Satelliten-Daten abgeleitete mittlere Translationsgeschwindigkeit beträgt (-1.5 ± 6.9) cm/s zonal und (0.7 ± 14.2) cm/s meridional. Die mittleren Geschwindigkeitsbeträge der Translation liegen bei (2.9 ± 6.4) cm/s bzw. (10.3 ± 9.4) cm/s, daraus ergibt sich ein Absolutbetrag von 11 cm/s. Die Asymmetrie der Durchmesser der Zyklone A (Tab. 4.4a auf S. 46) ist im wesentlichen konsistent mit der Wanderung des Wirbels in den Satelliten-Bildern. Während der nordwärtigen Translation um den 23. Oktober ist der meridionale Durchmesser der Zyklone größer als der zonale. Um diese Effekte der Wirbelwanderung auszugleichen, werden die Radien durch die kürzesten Halbachsen der elliptischen Trajektorien approximiert. Damit ergibt sich, daß die Geschwindigkeit in der Zyklone von rund 24 cm/s in etwa 40 km Abstand vom Zentrum auf ca. 38 cm/s bei 100 km bzw. ca. 45 cm/s bei 110 km ansteigt. Die hohe Geschwindigkeit bei 110 km spricht dafür, daß der Wirbelradius 200 km oder mehr beträgt.

Auch RAFOS-Float Nr. 159 vollführt fast sofort nach der Auslegung - etwa ein halbes Jahr vor 150 und 155 - einen zyklonalen Umlauf (Zyklone B, Abb. 4.8 und Tab. 4.4b auf S. 46) und bewegt sich dann nach Osten weiter. Mit dem Eintreten in die Zyklone B beginnt ein starker Druck- und Temperaturabfall, der mit dem Überqueren der Subtropischen Front einhergeht (Abb. 4.7). Die ca. $3.5°C$ bei rund 650 $dbar$ sind knapp nördlich der Subantarktischen Front zu finden (Abb. 3.1 auf S. 24). Diese Entwicklung ähnelt der bei Nr. 150. Im Gegensatz zu Nr. 150 bleibt das Float jedoch nach dem Verlassen des Wirbels etwa ein halbes Jahr in der Nähe der Subantarktischen Front, bevor es sich schließlich wieder auf die Subtropische Front zu bewegt.

Die Wanderungen dieser RAFOS-Floats sind deutliche Hinweise auf einen Transport von rezirkuliertem Antarktischem Zwischenwasser über die Subtropische und die Subantarktische Front nach Süden, sowie von frischerem Antarktischem Zwischenwasser in entgegengesetzter Richtung. Die Vermischung dieser beiden Wassertypen in der Konfluenzzone ist konsistent mit den Hypothesen zur Rolle des Subantarktischen Modewassers (Piola und Gordon, 1989; vgl. Einleitung).

Um die obige Argumentation hinsichtlich der Überquerung der Fronten zu festigen, muß kurz auf das Verhalten der RAFOS-Floats beim Aufsteigen bzw. Absinken der umgebenden Wassermasse eingegangen werden. Die Kompressibilität der RAFOS-Floats ($[3.23 \pm 0.07] \cdot 10^{-6} dbar^{-1}$) ist geringer als die das Wassers (etwa $4.4 \cdot 10^{-6} dbar^{-1}$ im Zwischenwasserhorizont), daher können sie der Vertikalbewegung des Wassers nicht vollständig folgen. Aus den Kompressibilitäten ergibt sich, daß ein Float nur rund 70 $dbar$ aufsteigt, wenn das umgebende Wasser um 100 $dbar$ aufgestiegen ist.

Am Beispiel von Nr. 150 soll dieser Effekt kurz verdeutlicht werden. Der Temperaturgradient nördlich der Subtropischen Front (in $39°S$ - $35°S$) beträgt etwa $1°C/200$ $dbar$ im Niveau des Antarktischen Zwischenwassers. Südlich der Front ist er geringer ($1°C/300$ $dbar$). Das Aufsteigen des RAFOS-Floats Nr. 150 um 140 $dbar$ geschieht zeitgleich mit einer Temperaturabnahme von $1°C$ (von $4.1°C$ auf $3.1°C$). Zu diesem Aufsteigen könnte es kommen, wenn das umgebende Wasser um 190 $dbar$ nach oben geht. Das Float wäre also etwa 50 $dbar$ unterhalb von seinem ursprünglichen Wasserkörper und müßte daher eine Temperatur von rund $3.9°C$ registrieren. Da dies nicht der Fall ist, muß das Float in einen anderen Wasserkörper gelangt sein. Ein Überqueren der Subantarktischen Front nach Süden kann diese Druck- und Temperaturentwicklung erklären.

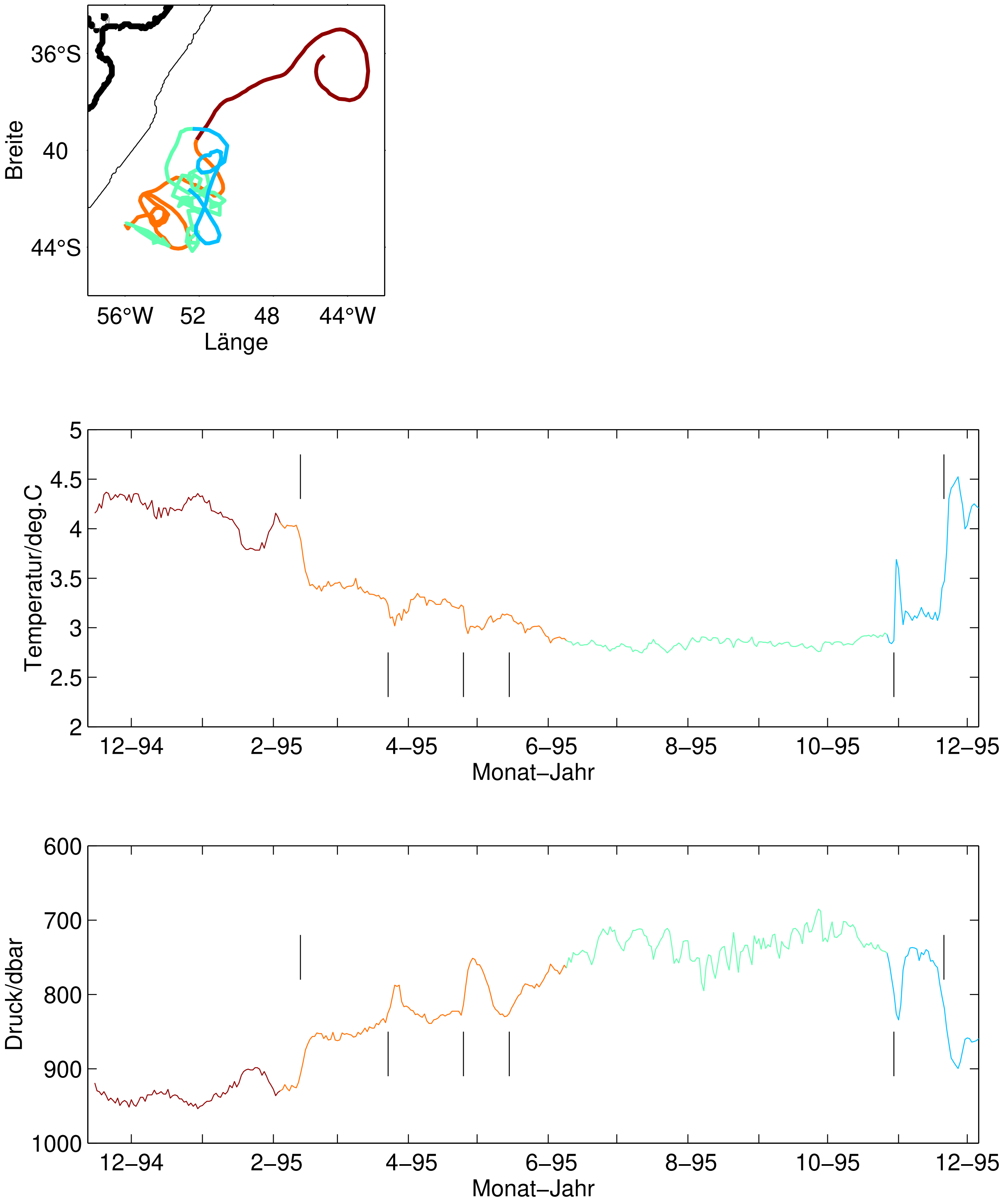

Abb. 4.3: Trajektorie sowie Temperatur- und Druckzeitreihe von RAFOS-Float Nr. 155. Die Farben beziehen sich auf verschiedene Phasen der Mission. Die schwarzen, senkrechten Linien oberhalb (unterhalb) der Zeitreihen markieren das Überqueren der Subtropischen Front (Subantarktischen Front). Tiefenlinie: 800 m

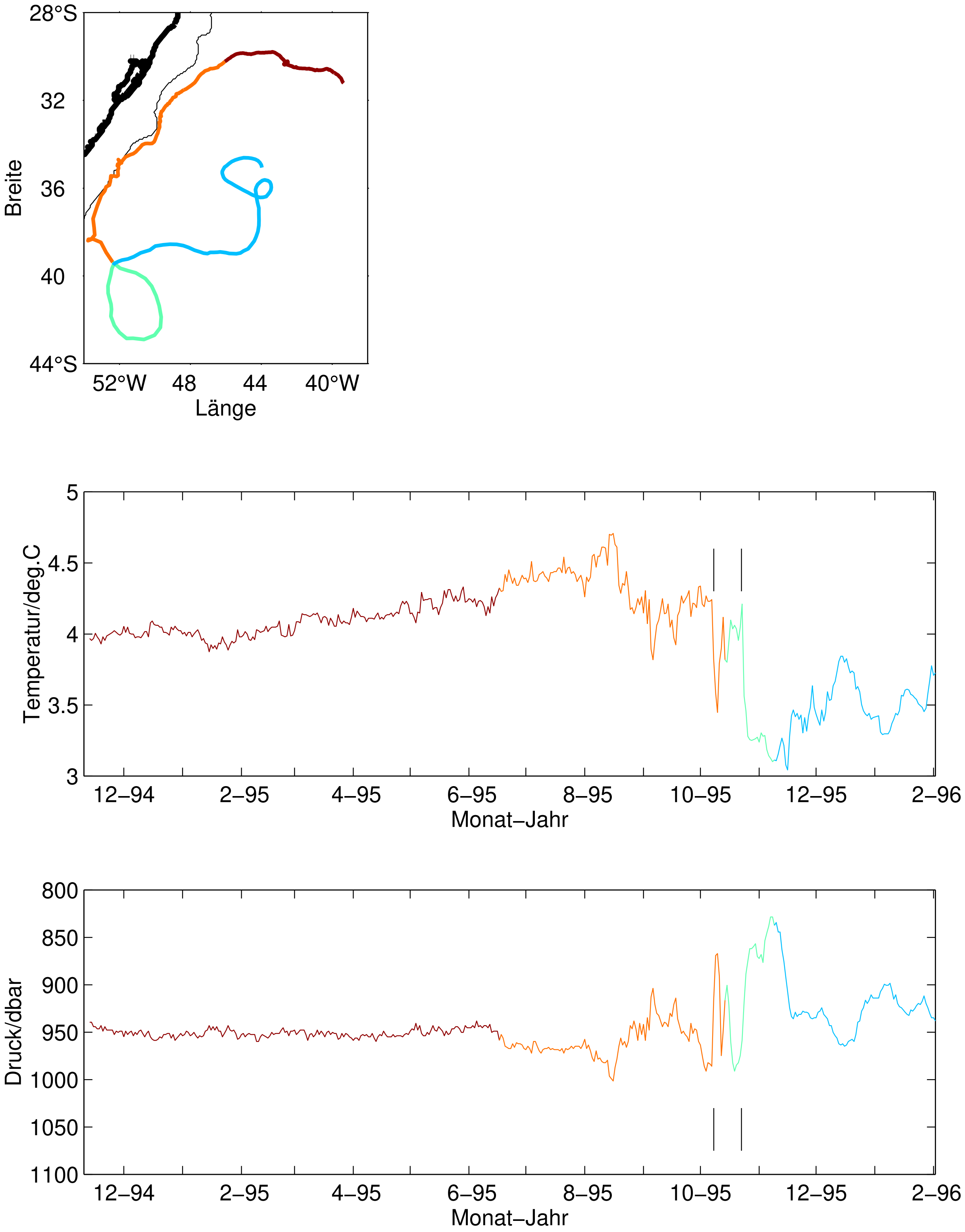

Abb. 4.4: Trajektorie sowie Temperatur- und Druckzeitreihe von RAFOS-Float Nr. 150. Die Farben beziehen sich auf verschiedene Phasen der Mission. Die schwarzen, senkrechten Linien bei den Zeitreihen markieren das Überqueren der Subtropischen Front. Tiefenlinie: 800 m

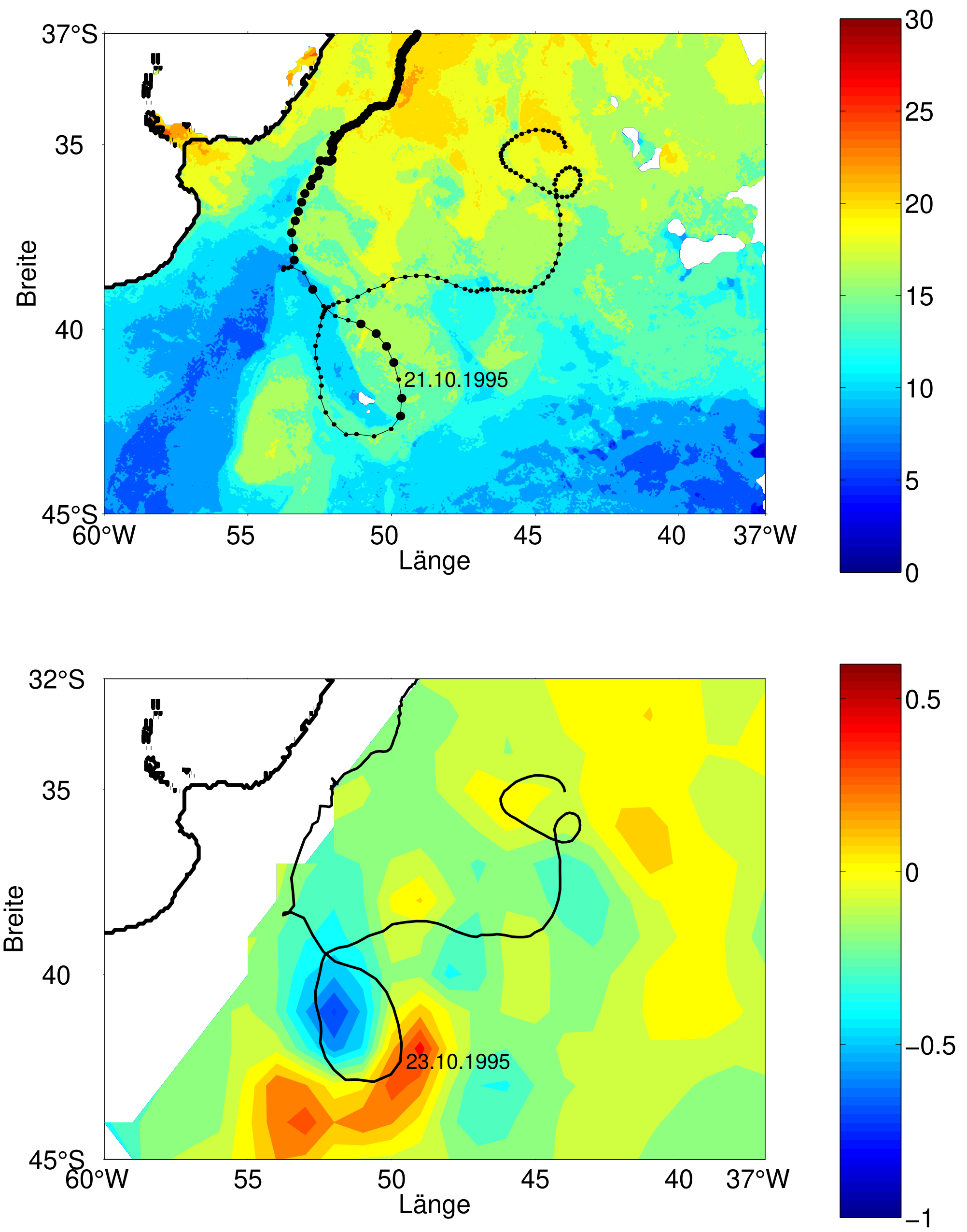

Abb. 4.5: Trajektorie von RAFOS-Float Nr. 150 über der Oberflächentemperatur (SST) vom 21. Oktober 1995 (oben). Die großen (kleinen) Punkte stehen für Temperaturen über (unter) $4.3°C$. Diese Satelliten-Daten wurden an der Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science bearbeitet. Trajektorie von RAFOS-Float Nr. 150 über der Anomalie der Meeresoberflächenauslenkung (SSH in Metern) vom 23. Oktober 1995 (unten). Bei den Satelliten-Daten handelt es sich um die TOPEX/POSEIDON-Altimetrie-Daten, die vom Jet Propulsion Laboratory zur Verfügung gestellt und vom Goddard Space Flight Center weiter bearbeitet wurden.

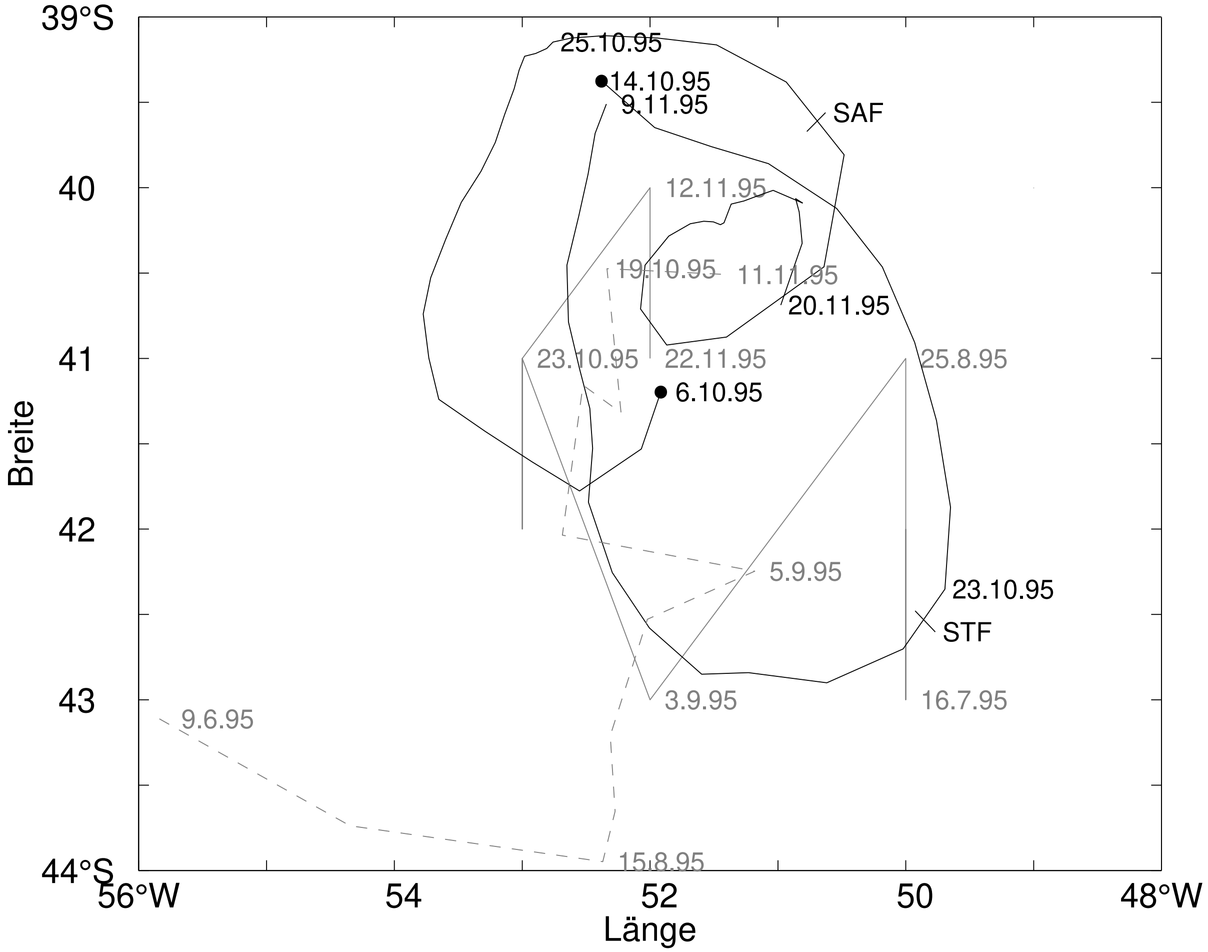

Abb. 4.6: Die Trajektorien von Nr. 150 und 155 (schwarz) in der Konfluenzzone während der Beobachtung der Zyklone A. Die grauen Kurven stellen die mittlere Wanderung von Nr. 155 (gestrichelt) und die Translation der Zyklone A basierend auf den TOPEX/POSEIDON-Altimetrie-Daten (durchgezogen) dar.

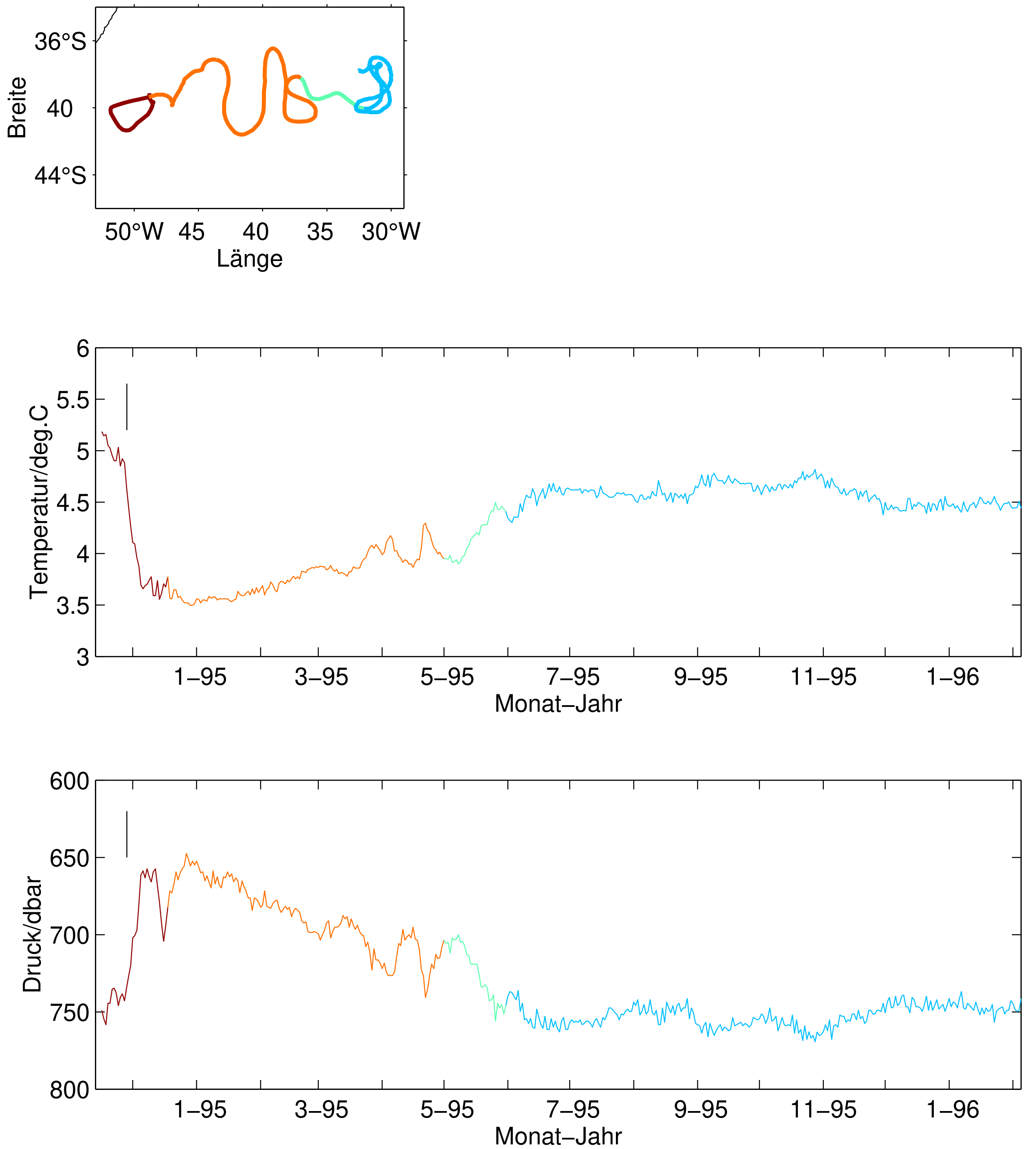

Abb. 4.7: Trajektorie sowie Temperatur- und Druckzeitreihe von RAFOS-Float Nr. 159. Die Farben beziehen sich auf verschiedene Phasen der Mission. Die schwarzen, senkrechten Linien bei den Zeitreihen markieren das Überqueren der Subtropischen Front. Tiefenlinie: 800 m

Bei RAFOS-Float Nr. 158, das zwischen Nr. 155 und Nr. 159 ausgelegt wurde, deutet sich ebenfalls an, daß es in einen zyklonalen Wirbel gelangte (Abb. 4.2 auf S. 28). Im zeitgleich aufgenommenen Polarstern ANT XII/1-Schnitt ist die Aufwölbung der Isopykne 27.00 kg/m^3 in σ_0, oberhalb des Zwischenwasserkerns, bei $38°S$ deutlich zu erkennen (Abb. 3.1 auf S. 24). Nach der geostrophischen Beziehung folgt daher, daß die Strömung südlich (nördlich) von $38°S$ nach Westen (Osten) geht, wie es bei einem zyklonalen Wirbel zu erwarten ist. Die sägezahnförmige Trajektorie spricht dafür, daß es sich wirklich um einen Wirbel handelt, der im folgenden Zyklone C genannt wird (vgl. Abb. 4.8). Das Float muß sehr nahe am Wirbelzentrum ausgelegt worden sein, da die Trajektorie nicht spiralförmig ist. Daraus folgt, daß der Polarstern ANT XII/1-Schnitt fast exakt durch das Zentrum der Zyklone C geht. Die Wassereigenschaften im Wirbelkern ähneln denen am Südrand der Subtropischen Front, somit liegt hier eine Zufuhr frischeren Zwischenwassers vor. Der Wirbel ist auch aufgrund seiner hohen Translationsgeschwindigkeiten interessant. Das Float war vom 15.11.1994 bis zum 30.1.1995 in Zyklone C, in den ersten 18 Tagen wanderte der Wirbel ca. 350 km in östlicher Richtung, also mit 22 cm/s. Anschließend bewegte er sich in 14 Tagen 410 km nach Norden, das entspricht einer Geschwindigkeit von 33 cm/s, bevor er in einem zyklonalen Bogen schließlich nach Süden weiterwanderte. Verglichen damit ist die Translationsgeschwindigkeit der Zyklone A, deren mittlerer Absolutbetrag 11 cm/s beträgt, gering. Die hohen Geschwindigkeiten können auftreten, wenn sich ein Wirbel in einem starken, breiten Strom befindet (Schmid, 1992). In diesem Fall kommt der Südatlantische Strom dafür in Frage, dessen absolute Geschwindigkeit 25 cm/s (Nr. 159) und sogar 40 cm/s (Nr. 158) überschreiten kann (Tab. 4.2 auf S. 40). Die letzten 15 Tage vor dem Verlassen der Zyklone C bleibt Float Nr. 158 in einem Gebiet von 30 km mal 50 km (bei $36°S$, $41°W$). Als Ursache dafür kommt, da es in dem Gebiet keine Rücken gibt, die Dynamik von Wirbeln in Frage. Sowohl analytische als auch numerische Untersuchungen zeigen, daß ein Wirbel oft Teil eines Dipols ist, d. h. er befindet sich in enger Wechselwirkung mit einem in entgegengesetzter Richtung rotierenden Wirbel. Ein solcher Dipol kann instabil werden und auseinanderbrechen. Damit endet in der Regel auch die Translation der beiden Wirbel, da sie sehr stark von den Wechselwirkungen zwischen den beiden Wirbeln bestimmt wird (Flierl et al., 1980). Es erscheint als wahrscheinlich, daß ein Float dabei aus dem Wirbel geworfen werden kann.

Bei $35°S$ ist im Polarstern ANT XII/1-Schnitt eine weitere zyklonale Struktur zu erkennen. Obwohl es hier keine Trajektorie als Beweis gibt, wird davon ausgegangen, daß es sich um einen Wirbel (Zyklone D, Abb. 4.8) handelt. Zwischen den beiden Zyklonen (C und D) befindet sich eine Zone sehr kleiner Geschwindigkeiten (fast horizontale Isolinien). Anhand der Trajektorie von Nr. 155 erkennt man sofort, daß hier keine Stagnation vorliegt, sondern die Bewegung fast parallel zum Schnitt verläuft. Ursache ist eine Antizyklone (Antizyklone I, Abb. 4.8), deren Zentrum südöstlich von dem Stationspaar liegt, wie man aus der Bahn von Nr. 155 unschwer erkennen kann (s. a. Tab. 4.4b auf S. 46).

Schematisch ergibt sich für die Zirkulation im Zwischenwasserniveau während des Polarstern ANT XII/1-Schnitts folgendes Bild (Abb. 4.8):

- Der von Süden kommende Malvinasstrom dreht größtenteils südlich von $41°S$ nach Osten ab. Der geostrophische Transport beträgt etwa 13 Sv zwischen $41.0°S$ und $45.8°S$ (vgl. Abb. 4.8).
- Ein kleinerer Teil des Malvinasstromes geht weiter bis ca. $39°S$, wo er auf den von Norden kommenden Brasilstrom stößt. Beide zusammen transportieren im Bereich der Subtropischen Front rund 12 Sv nach Osten (vgl. Abb. 4.8).
- In und südlich der Subtropischen Front liegt die große Zyklone B. Sie ist im hydrographischen Schnitt nicht so deutlich wie in den Trajektorien zu sehen.
- Nördlich der Subtropischen Front folgen mehrere Wirbel aufeinander, angefangen mit einer Antizyklone (nur im hydrographischen Schnitt zu sehen), gefolgt von drei Wirbeln mit wechselnder Rotationsrichtung (Zyklone C, Antizyklone I, Zyklone D).

Zwei weitere Aspekte der Zwischenwasserzirkulation sollen hier noch kurz erwähnt werden:

- Der meridionale Wasseraustausch wird durch mehrere Trajektorien belegt, welche die Subtropische Front überqueren. Ein RAFOS-Float (Nr. 155) überquert auch die Subantarktische Front.
- Es treten absolute Geschwindigkeiten von 25 cm/s und mehr auf (vgl. Tab. 4.2 und 4.4). So hohe Geschwindigkeiten können insbesondere in den Wirbeln und den Mäandern beobachtet werden.

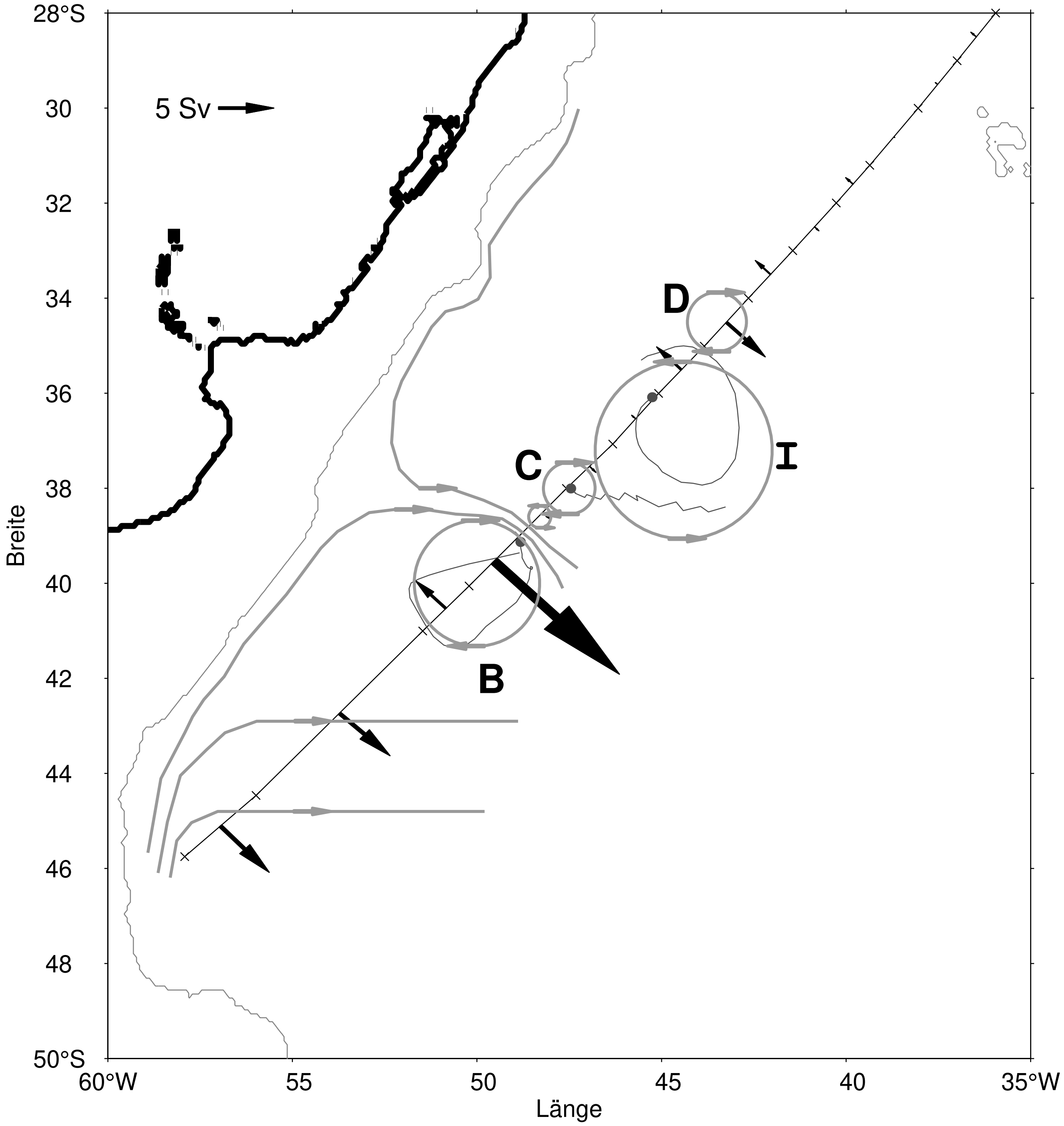

Abb. 4.8: Schema der Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers während der Polarstern ANT XII/1-Expedition (dicke graue Linien). Zusätzlich sind die anfänglichen Trajektorien der RAFOS-Floats Nr. 155, 158 und 159 (dünne graue Linien) und die geostrophischen Transporte (schwarze Pfeile) dargestellt. Die Transporte wurden für die Schicht σ_0= (27.00 - 27.35) kg/m^3 mit einem Referenzniveau von 1500 *dbar* berechnet (vgl. S. 41). Die Buchstaben bezeichnen die im Text erwähnten Wirbel. Tiefenlinie: 800 *m*.

4.2 Südatlantischer Strom

Der Südatlantische Strom ist, ebenso wie der Antarktische Zirkumpolarstrom, ein ostwärtiger Strom. Ersteren findet man in der Regel bei und nördlich der Subtropischen Front, während letzterer mit der (südlichen) Subantarktischen Zone und der Polarfrontzone einhergeht. Südlich der Subtropischen Front gibt es eine Region mit schwacher Strömung, die den Antarktischen Zirkumpolarstrom vom Südatlantischen Strom trennt (Stramma und Peterson, 1990). In den Trajektorien der RAFOS- und ALACE-Floats kann man beide Ströme deutlich erkennen, und es gibt Hinweise auf einen Wasseraustausch zwischen den Strombändern (Abb. 4.1 auf S. 27). So ist bei etwa $35°W$ ein nordwärtiger Transport im Antarktischen Zirkumpolarstrom zu erkennen, und bei $10°W$ nähern sich die Strombänder deutlich aneinander an. Letzteres wird evtl. durch den Mittelatlantischen Rücken erzwungen.

Die RAFOS-Floats Nr. 30, 102, 104, 107, 108, 111, 112, 150, 158 und 159 wurden in der Nähe der Subtropischen Front ausgelegt, oder sie erreichen den Bereich in dem diese Front üblicherweise beobachtet wird, im Verlaufe ihrer Unterwassermission (Abb. 4.2 auf S. 28). Im folgenden soll untersucht werden, ob die genannten Floats in den Südatlantischen Strom gelangten.

Einige der Trajektorien weisen längere Phasen ostwärtiger Bewegung, teilweise mit starken Mäandern, auf (Tab. 4.2).

Tab. 4.2: Charakteristiken der Mäander im Südatlantischen Strom. λ bezeichnet die Wellenlänge, A ist die Amplitude. In der Spalte $\overline{|v|}$ ist die mittlere Geschwindigkeit entlang der jeweiligen Trajektorie, sowie deren Standardabweichung angegeben.

Float Nr.	Länge	Breite	Zeitraum	λ/km	A/km	$\overline{\lvert v\rvert}/cm/s$
104	$35.2°W$	$41.5°S$	22.11.94-04.03.95	490	280	14.1±9.5
104	$31.5°W$	$42.0°S$	12.02.94-25.04.95	440	420	19.3±8.2
108	$31.8°W$	$39.5°S$	27.06.94-15.10.94	310	260	7.5±3.1
108	$29.9°W$	$39.4°S$	27.08.94-12.12.94	370	260	8.1±2.8
111	$36.1°W$	$36.9°S$	07.08.94-07.10.94	270	270	12.9±3.1
111	$34.0°W$	$37.5°S$	04.09.94-25.11.94	430	410	15.3±4.9
158	$43.8°W$	$38.3°S$	07.03.95-01.04.95	490	390	50.5±14.8
158	$40.9°W$	$37.8°S$	22.03.95-11.04.95	450	240	42.9±12.6
159	$43.3°W$	$39.3°S$	27.12.94-28.02.95	620	500	25.5±9.1
159	$40.3°W$	$39.1°S$	29.01.95-27.03.95	420	570	27.0±6.7
159	$38.1°W$	$38.8°S$	28.02.95-23.04.95	350	480	27.4±8.0

Die Wellenlängen der Mäander schwanken zwischen 270 km und 620 km bei Amplituden von 240 km bis 570 km. Roden (1986) ermittelte 400 km Wellenlänge bei einer Amplitude von rund 400 km im ostwärtigen Brasilstromausläufer (drei Mäander bei $53°W$, $47°W$ und $42°W$). Damit sind die Mäander im Zwischenwasserhorizont denen an der Oberfläche ähnlich. Dieses deutete sich auch schon in den von Roden (1986) verwendeten hydrographischen Daten an (seine Abb. 9). In den Mäandern treten relativ hohe Geschwindigkeiten auf, die in seltenen

Fällen sogar 50 cm/s überschreiten (Nr. 158, Tab. 4.2). Dieses Float zeigt auch während der vorangegangenen Phase in dem Wirbel ähnlich hohe Geschwindigkeiten (vgl. Kap. 4.1). Die gute Übereinstimmung zwischen den Mäandern an der Oberfläche und denen im Zwischenwasser sprechen ebenso wie die Nähe der Subtropischen Front dafür, daß die RAFOS-Floats in den Südatlantischen Strom gelangten, zumal der Antarktische Zirkumpolarstrom weiter südlich liegt. Die hohen Geschwindigkeiten von Nr. 158 sind ein deutliches Anzeichen dafür, daß es in den Stromkern gelangte oder diesem sehr nahe kam. Nr. 104 und 150 befinden sich am Nordrand des Südatlantischen Stroms. Bei ersterem läßt sich dieses aus dem Durchlaufen einer antizyklonalen Bahn (bei $35.3°W$, $41.5°S$) schließen, während bei Nr. 150 das Verlassen des Stroms nach Norden dafür spricht. Nr. 159 ist während seiner Zeit im Mäander zunächst nahe der Subantarktischen Front, bevor es sich langsam der Subtropischen Front nähert. Daher ist anzunehmen, daß es sich südlich des Stromkerns befindet.

In Tabelle 4.3 sind die Transporte des Südatlantischen Stroms dargestellt. Die Berechnung der Transporte aus den Lagrangeschen Strömungsmessungen wurde auf der Grundlage der Boxmittelwerte der RAFOS-Float-Geschwindigkeiten durchgeführt (vgl. Abb. 4.9). In der Abbildung sind nur die Boxen mit mindestens 30 Datenzyklen dargestellt, da die mittlere zonale (meridionale) Lagrangesche Zeitskala aller hier vorgestellten RAFOS-Daten bei 7.5±4.0 (7.5±4.1) Tagen liegt. Bei der Transportbestimmung werden auch Boxen mit weniger als 30 Datenzyklen genutzt, da andernfalls der Südatlantische Strom nicht vollständig erfaßt werden kann, und sein Transport somit unterschätzt wird. Die Transporte in den Boxen, in denen zu wenige statistisch unabhängige Messungen vorliegen, um eine sichere Aussage über den mittleren Strom zu ermöglichen, sind in der letzten Spalte der Tabelle 4.3c aufgeführt. Als Schichtdicke für die Berechnung der Transporte wird 500 m gewählt, da dieser Wert in etwa dem Abstand zwischen den Isopyknen 27.00 kg/m^3 und 27.35 kg/m^3 entspricht (vgl. Abb. 5.9b auf S. 66), die als Grenzen für die Berechnung der geostrophischen Transporte verwendet werden. Die Annahme einer konstanten Geschwindigkeit in der Zwischenwasserschicht ist möglich, da die Scherung der geostrophischen Geschwindigkeit im Zwischenwasserhorizont relativ gering ist. Eine Überprüfung anhand von geostrophischen Profilen ergab, daß durch die Annahme einer konstanten Geschwindigkeit in einer 500 m-Schicht ein Fehler von nur etwa 3% zu erwarten ist.

Als Referenzniveau für geostrophische Transporte wird möglichst die Isopykne $\sigma_3 = 41.55\ kg/m^3$ verwendet, denn sie entspricht in etwa der Grenze zwischen dem südwärts strömenden Nordatlantischen Tiefenwasser und dem sich nordwärts ausbreitenden Antarktischen Bodenwasser und stellt daher eine gute Approximation für das Nullniveau der Geschwindigkeit dar (vgl. Abb. 1.1 in der Einleitung sowie Tab. 7.1 im Kap. 7.1). Beim Polarstern ANT XII/1- und beim Meteor 28/2-Schnitt ist eine Vertiefung des Referenzniveaus nicht möglich, da die meisten Profile bei etwa 1500 $dbar$ enden (vgl. S. 16).

Der Transport des intermediären Südatlantischen Stroms liegt meist zwischen 10 Sv und 20 Sv. Bei den geostrophischen Transporten gibt es drei Ausnahmen, bei 52°W, bei 1°E und bei 30°W. Der Transport bei 30°W dient jedoch nur der Untersuchung der Auswirkung des flachen Referenzniveaus. Das tiefere Referenzniveau führt zu einem fast doppelt so hohen Transport. Wenn man den Effekt des flachen Referenzniveaus berücksichtigt, dann kann man folgern, daß der Transport des Südatlantischen Stroms im westlichen Südatlantik bei 15 Sv bis 20 Sv liegt. Auch der von Peterson (1992) ermittelte Transport zwischen 44.5°S und 39°S bei 45°W paßt in dieses Bild (Tab. 4.3b). Der relativ hohe Transport von 26 Sv bei 52°W beruht darauf, daß der Transport auch einen Teil des Transports des Zirkumpolarstroms beinhaltet. Da in dieser Region der Übergang zwischen dem Südatlantischen Strom und dem Antarktischen Zirkumpolarstrom fließend ist, erscheint eine Aufspaltung des Transports nicht als sinnvoll. Die mittleren Lagrangeschen Transporte sind vergleichbar mit den goestrophischen Transporten. Die hohe Variabilität des Südatlantischen Strom ist in den Transportschwankungen von der Größenordnung des mittleren Transports deutlich zu erkennen (4. Spalte in Tab. 4.3c). In 82% der Boxen, die für die Berechnung der mittleren Transporte genutzt wurden, ist die Standardabweichung größer als der Mittelwert. In der näheren Umgebung der Konfluenzzone sind die Transportschwankungen 3 Sv bis 8 Sv größer als die Mittelwerte, östlich von 35°W sind sie nur wenig größer als die mittleren Transporte.

Auch die Trajektorien einiger RAFOS-Floats, die ihre ostwärtige Wanderung im Südatlantischen Strom abrupt beenden, wobei die Bahnen die Form einer verzerrten acht annehmen, machen deutlich, daß der Südatlantischen Strom ein Strom mit ausgeprägter Variabilität ist. Bei Nr. 102, 111 und 159 ist dieses bei 32°W der Fall (Abb. 4.10). Nr. 108 zeigt ein ähnliches Verhalten etwa 4° weiter östlich (Abb. 4.2 auf S. 28). Die Floats bleiben nach Eintritt in dieses Regime nördlich der Subtropischen Front. Nur selten kommen sie in Temperatur- und Druckverhältnisse, die Hinweise für die Nähe der Subtropischen Front liefern. Es ist jedoch unklar, ob es sich dabei nur um Reste von Wirbeln handelt.

Die RAFOS-Floats Nr. 102 und 111 durchlaufen fast parallel liegende Bahnen in knapp 20 Tagen Abstand (Tab. 4.4c). Während des zyklonalen Umlaufes befindet sich die Trajektorie von RAFOS-Float Nr. 111 innerhalb der von Nr. 102. Bei Gerät Nr. 111 beträgt die mittlere Umlaufgeschwindigkeit 12 cm/s, sie ist somit etwa doppelt so groß wie die von Nr. 102. RAFOS-Float Nr. 159 tritt, 2 Monate nachdem Nr. 102 und 111 ihre Mission beendet haben, in ein ähnliches Regime ein und bleibt bis zum Missionsende darin. Es erscheint wahrscheinlich, daß es sich um dasselbe Zirkulationssystem handelt. Wenn letzteres zutrifft, dann existiert es mindestens 1.5 Jahre, wobei 8 Monate davon auf der Trajektorie von Nr. 159 beruhen.

Als Ursache für die Form der Trajektorien kommt ein Dipol in Frage, bei dem die Antizyklone südlich der Zyklone liegt. Ein solcher Dipol wandert in einem ansonsten ruhenden Ozean nach Westen. Dieser Dipol bewegt sich jedoch in Richtung Osten. Die Zyklone des Dipols kommt in rund 200 Tagen nur etwa 35 km weit nach Osten voran, was einer Translationsgeschwindigkeit von weniger als 0.2 cm/s entspricht. Die Antizyklone ist mit 0.3 cm/s etwas schneller. Die niedrigen Geschwindigkeiten können darauf zurückgeführt werden, daß der Dipol versucht gegen den ostwärtigen Südatlantischen Strom nach Westen zu wandern (Schmid, 1992).

Tab. 4.3: (a) Lage und quasizonale Transporte (M) des Antarktischen Zirkumpolarstroms (ACC) und des Südatlantischen Stroms (SAC) aus hydrographischen Schnitten. Die Transporte wurden für die Schicht σ_0= (27.00 - 27.35) kg/m^3 berechnet. (b) Quasizonale Transporte (M) von Antarktischem Zwischenwasser aus der Literatur. (c) Ostwärtige Lagrangesche Transporte (M), berechnet aus den Boxmittelwerten der Geschwindigkeit (Abb. 4.9). Die Dicke der Zwischenwasserschicht wurde mit 500 m angesetzt. Die Variabilität des Transports (M_v) wurde aus den Standardabweichungen der Boxmittelwerte berechnet. Sofern eine Box weniger als 30 Datenzyklen enthält, sind deren Position, die Anzahl Zyklen und der zugehörige Transport in der letzten Spalte angegeben.

(a) Länge	ACC		SAC		Datenbasis	Referenzniveau
	Breite	M/Sv	Breite	M/Sv		
52°W			46-37°S	26	Polarstern ANT XII/1	1500 $dbar$
41°W	52-47°S	27	44-38°S	18	SAVE 5	σ_3= 41.55 kg/m^3
33°W			40-38°S	11	Meteor 28/2	p = 1500 $dbar$
30°W	52-44°S	13	43-40°S	16	SAVE 5&6	σ_3= 41.55 kg/m^3
30°W	52-44°S	8	43-40°S	9	SAVE 5&6	p = 1500 $dbar$
10°W	51-44°S	17	41-37°S	15	Meteor 11/5	σ_3= 41.55 kg/m^3
1°E	53-44°S	25	41-37°S	6	Ajax	σ_3= 41.55 kg/m^3

(b) Länge	Breite	M/Sv	Quelle	Methode
45°W	39-38°S	-4.1	Peterson (1992)	Ref.-geschw. am Boden
45°W	44.5-39°S	15.3	Peterson (1992)	Ref.-geschw. am Boden
45°W	46-44.5°S	-3.8	Peterson (1992)	Ref.-geschw. am Boden

(c) Länge	Breite	M/Sv	M_v/Sv	Datenbasis	Bemerkung
42°W	42-36°S	15	20	RAFOS	39 (41) °S, -4 Sv (19 Sv), 7 (12) Datenpunkte
38°W	42-36°S	19	22	RAFOS	41°S, 14 Sv, 11 Datenpunkte
36°W	44-36°S	12	20	RAFOS	
34°W	42-38°S	10	12	RAFOS	
32°W	42-38°S	9	10	RAFOS	
28°W	42-36°S	9	11	RAFOS	

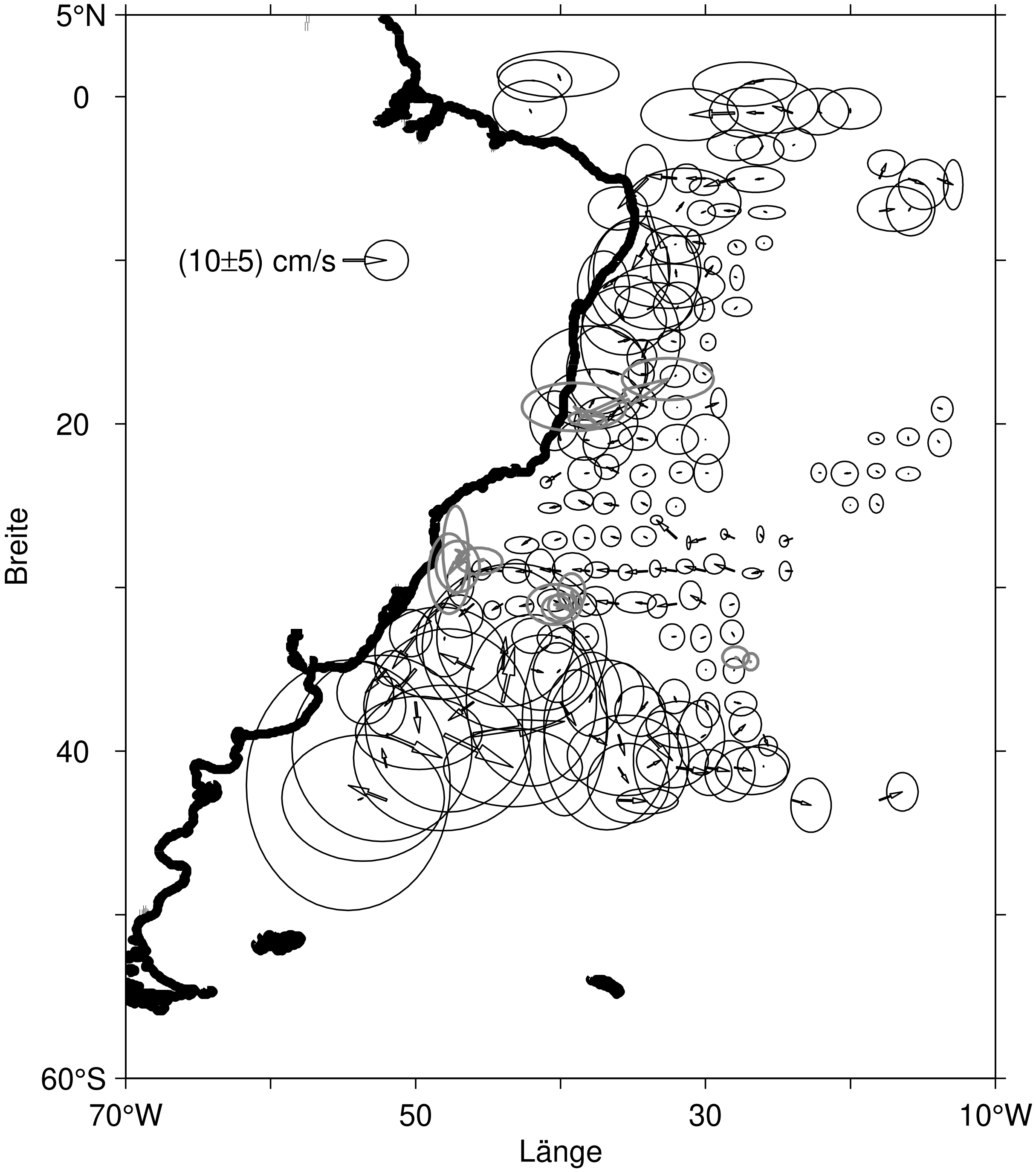

Abb. 4.9: Gemittelte Eulersche Geschwindigkeiten (grau), sowie die Boxmittelwerte der Lagrangeschen Geschwindigkeiten (schwarz), mit den zugehörigen 68.3%-Wahrscheinlichkeitsellipsen. Nur Boxen mit mindestens 30 Datenzyklen sind dargestellt.

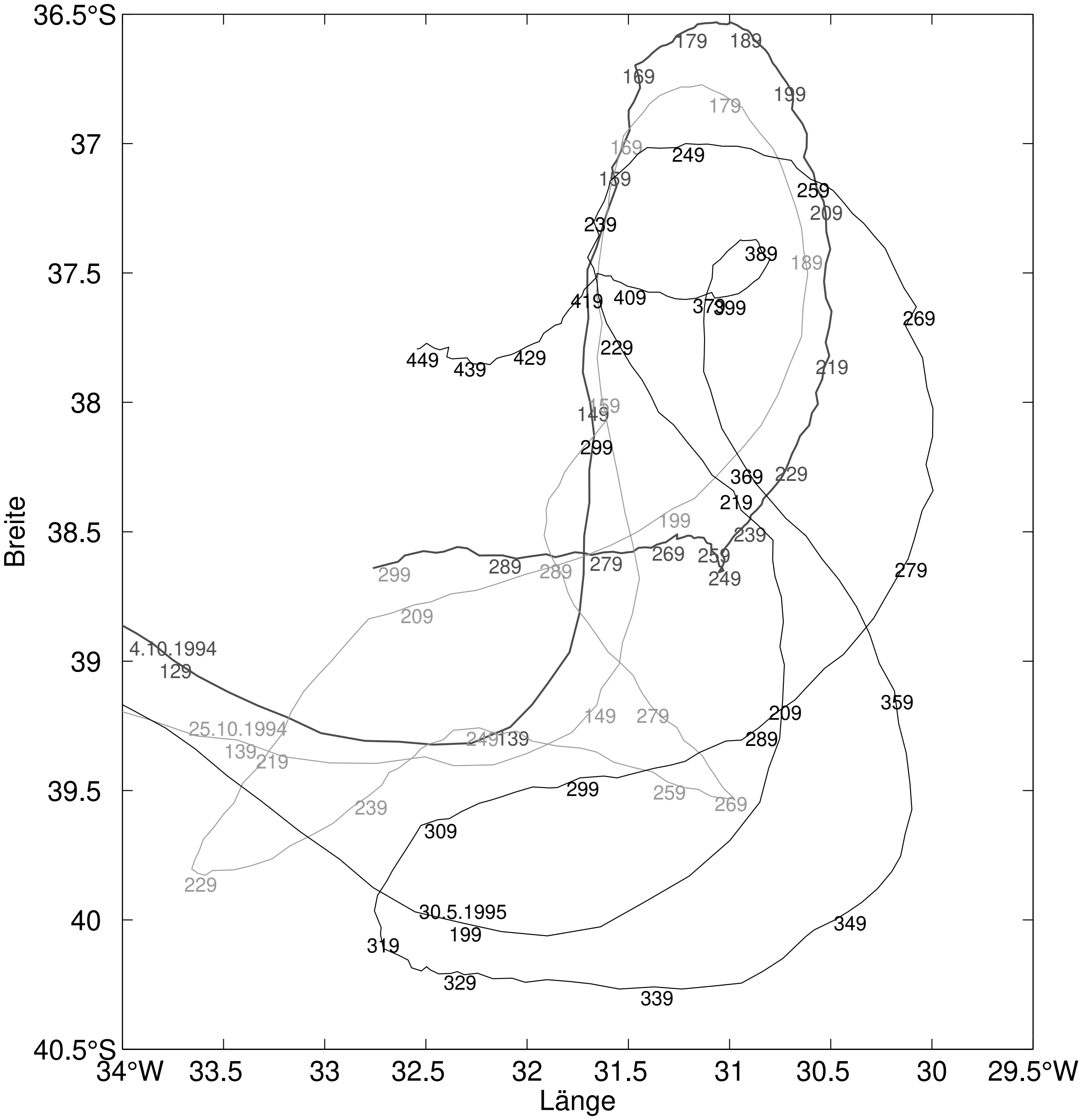

Abb. 4.10: Trajektorien der RAFOS-Floats im westlichen Dipol (Nr. 102 in dunkelgrau, Nr. 111 in hellgrau, Nr. 159 in schwarz). Die dreistelligen Zahlen bezeichnen die nach der Auslegung des jeweiligen Floats vergangenen Tage. Zusätzlich ist bei einer dieser Zahlen das zugehörige Datum angegeben.

Tab. 4.4: Charakteristiken einiger Wirbel, die mit RAFOS-Floats beobachtet wurden. In der ersten Spalte steht die Nummer des Floats. Die Spalten 5 und 6 enthalten den zonalen (d_x) und meridionalen (d_y) Durchmesser. Bei den mittleren Umlaufgeschwindigkeiten ($\overline{|v|}$) ist zusätzlich die Standardabweichung angegeben. (a) Zyklone A, ausgewählt wurde die Periode, in der zwei Floats in dem Wirbel waren. (b) Sammlung verschiedener Wirbel, u. a. Antizyklone I (Float Nr. 155), Zyklone B (Float Nr. 159). (c) Die Wirbel in den Dipolen. Bei Float Nr. 108, in der letzten Zeile, sind Länge und zonaler Durchmesser in Klammern gesetzt, da das Float den Umlauf nicht vollendet hat (die Trajektorie ist nach Osten hin offen).

Nr.	Länge	Breite	Zeitraum	d_x/km	d_y/km	$\overline{\|v\|}/cm/s$	Drehrichtung
(a)							
150	51.6°W	41.0°S	14.10.95 - 09.11.95	250	390	44.8±14.9	zyklonal
155	52.6°W	40.1°S	06.10.95 - 02.11.95	280	300	37.9±24.9	zyklonal
155	51.3°W	40.3°S	01.11.95 - 20.11.95	120	100	24.1±21.8	zyklonal
(b)							
155	44.7°W	36.3°S	16.11.94 - 27.12.94	330	330	27.0±7.1	antizyklonal
159	49.9°W	40.1°S	17.11.94 - 18.12.94	290	230	29.5±19.1	zyklonal
104	35.3°W	41.5°S	28.12.94 - 07.02.95	110	140	11.4±3.0	antizyklonal
(c)							
102	31.1°W	37.7°S	19.10.94 - 06.03.95	110	240	5.2±3.7	zyklonal
111	31.2°W	37.5°S	10.11.94 - 26.12.94	90	200	12.0±4.7	zyklonal
111	32.2°W	39.3°S	27.12.94 - 24.03.95	230	140	8.1±3.0	antizyklonal
159	30.9°W	37.9°S	08.06.95 - 27.08.95	150	260	9.2±2.9	zyklonal
159	31.5°W	39.7°S	21.08.95 - 09.11.95	230	160	9.1±3.4	antizyklonal
108	26.5°W	41.0°S	27.03.95 - 22.05.95	110	110	7.6±2.0	antizyklonal
108	(27.6°W)	39.6°S	21.05.95 - 01.07.95	(140)	190	10.6±2.1	zyklonal

4.3 Der westwärtige Ast des Subtropenwirbels

Die Lagrangeschen Strömungsmessungen zeigen bei etwa 30°S ein rund 10° breites Stromband mit vorwiegend westwärtiger Ausbreitungsrichtung und relativ stabilen Geschwindigkeiten (Abb. 4.9). Die geringe Variabilität zeigt sich sowohl in den Wahrscheinlichkeitsellipsen als auch darin, daß sich nur 2 von 29 RAFOS-Floats, die in diesen Strom gelangten, in Wirbeln befanden (Nr. 93 und 97). Die aus den Boxmittelwerten der Geschwindigkeiten (Abb. 4.9) berechneten Transporte (vgl. S. 41) liegen zwischen 18 Sv und 29 Sv, nur bei 42°W ist er niedriger (Tab. 4.5b). Die Transportschwankungen sind in etwa halb so groß wie die mittleren Transporte, was die unterschiedliche Variabilität im Vergleich mit dem Südatlantischen Strom unterstreicht. Dort waren die Transportschwankungen größer als die mittleren Transporte (vgl. Tab. 4.3c). Dieser Unterschied drückt sich auch in der Anzahl Boxen, in denen der mittlere Transport kleiner als die Standardabweichung ist, aus. Im Südatlantischen Strom war das bei 82% der Boxen der Fall, während diese Situation im westwärtigen Stromband bei 60% der Boxen gegeben ist. Wenn man beim westwärtigen Strom nur die Boxen östlich von 37°W betrachtet, dann erhält man 48%. Zwischen 30°W und 36°W nimmt der mittlere Lagrangesche Transport zu. Ein westwärtiger Anstieg des Transports ist konsistent mit der Sverdrup-Dynamik. Auch die, im Vergleich zum Oberflächenstrom, weitgehend zonale Ausrichtung des Strombands paßt zur Theorie eines windgetriebenen Subtropenwirbels (vgl. Kap. 5). Der Anstau und die meridionale Ablenkung des Stroms am Schelfabhang bewirken die Abnahme des zonalen Transports ab 36°W. Am westlichen Rand kommt es zur Aufspaltung des Stroms in einen nord- und einen südwärtigen Ast. Diese Verzweigung wird Santos-Aufspaltung genannt (Boebel et al., 1998). Der geostrophische Transport bei 37°W liegt deutlich unter dem Lagrangeschen Transport. Das wird, ebenso wie bei den Transporten des Südatlantischen Strom, durch die erzwungene Wahl des flachen Referenzniveaus verursacht. Die niedrigeren Transporte östlich von 30°W passen zu der westwärtigen Zunahme der Lagrangeschen Transporte.

Tab. 4.5: Lage und Transporte (M) im westwärtigen Ast des Subtropenwirbels aus hydrographischen (a) und Lagrangeschen Daten (b). Die quasizonalen, geostrophischen Transporte wurden für die Schicht σ_0= 27.00 - 27.35 kg/m^3 berechnet. Die Lagrangeschen Transporte basieren auf den Boxmittelwerten der zonalen Geschwindigkeit. Die Dicke der Zwischenwasserschicht wurde mit 500 m angesetzt (Abb. 4.9). Die Variabilität des Transports (M_v) wurde aus den Standardabweichungen der Boxmittelwerte berechnet. Sofern eine Box weniger als 30 Datenzyklen enthält, sind deren Position, die Anzahl Zyklen und der zugehörige Transport in der letzten Spalte angegeben.

(a)

Länge	Breite	M/Sv	Quelle/Datenbasis	Referenzniveau
1°E	33-27°S	-13	Ajax	σ_3= 41.55 kg/m^3
22°W	31-22°S	-6	Meteor 28/2	$p = 1500$ $dbar$
25°W	33-21°S	-12	SAVE 5&6	σ_3= 41.55 kg/m^3
25°W	33-21°S	-7	SAVE 5&6	$p = 1500$ $dbar$
37°W	33-21°S	-6	Polarstern ANT XII/1	$p = 1500$ $dbar$

(b)

Länge	Breite	M/Sv	M_v/Sv	Datenbasis	Bemerkung
30°W	25-34°S	-18	5	RAFOS	25°S, -3 Sv, 10 Datenpunkte
32°W	26-36°S	-18	8	RAFOS	35°S, -2 Sv, 28 Datenpunkte
34°W	20-34°S	-19	9	RAFOS	33°S, -4 Sv, 20 Datenpunkte
36°W	20-34°S	-29	10	RAFOS	33°S, -6 Sv, 28 Datenpunkte
38°W	20-36°S	-22	12	RAFOS	35°S, -8 Sv, 6 Datenpunkte
40°W	20-36°S	-19	12	RAFOS	
42°W	24-32°S	-13	7	RAFOS	25°S, -4 Sv, 9 Datenpunkte

Das westwärtige Stromband ist auch in den Reidschen Karten (Reid, 1989; 1994), sowie in denen von Suga und Talley (1995) zu sehen. Auf der Grundlage des Beschleunigungspotentials im Dichtehorizont σ_0=27.3 kg/m^3 relativ zu 3000 $dbar$ fanden letztere das Stromband bei 30°S bis 20°S westlich von 20°W, wobei das Zentrum des Subtropenwirbels bei etwa 35°S liegt. Aus dem Beschleunigungspotential (B) kann der Transport (M) gemäß $M=\Delta B \cdot H/f$ abgeschätzt werden. Die Variable H bezeichnet dabei Dicke der betrachteten Schicht, f ist der Coriolis Parameter. Bei einer mittleren Breite von 25°S und einer angenommenen Dicke der Zwischenwasserschicht von 500 m ergibt sich aus der oben erwähnten Karte ein Transport von rund 8 Sv bei ca. 30°W, was mit den hier bestimmten geostrophischen Transport im Einklang steht (Tab. 4.5a).

Bei den Verankerungen im Bereich des Rio Grande-Rückens ist die Strömung, wie bei den Lagrangeschen Messungen auch, vorwiegend westwärts gerichtet (Abb. 4.9 auf S. 44). Die Variabilität ist jedoch größer. Das kann darauf zurückgeführt werden, daß die Verankerungen am südlichen Rand des Strombands liegen. Wenn sich der Strom nur wenig nach Norden verlagert, dann befinden sich die verankerten Strömungsmesser nicht mehr im Stromband.

4.4 Der westliche Rand

Zwischen 38°S und 28°S gibt es weder bei den hier gezeigten Trajektorien noch in den MARVOR-Daten von Ollitrault et al. (1995) einen Hinweis auf einen durchgehenden nordwärtigen Randstrom. Das nach Süden gehende Float Nr. 150 kommt zwischen 32°S und 37°S sehr nah an die 800 m Tiefenlinie heran (Abb. 4.2 auf S. 28 und Abb. 4.4 auf S. 33). In diesem Bereich verbleiben für einen nordwärtigen westlichen Randstrom weniger als 10 km. Stellenweise fällt die Trajektorie auch mit der 800 m Tiefenlinie zusammen, was gegen ein gleichzeitiges Vorhandensein eines nordwärtigen westlichen Randstroms spricht. Diese Beobachtungen werden gestützt von den Randstromverankerungen bei etwa 28°S (Abb. 4.11). Von den drei Randstromverankerungen bei 28°S zeigen die zwei östlicher gelegenen (BM und BE) südwestwärtige mittlere Geschwindigkeiten, während die westlichste (BW) im Mittel einen nordwestwärtigen Strom registriert hat (s. Abb. 4.9 auf S. 44). Letzterer geht in Richtung Küste, was durch eine bimodalen Geschwindigkeitsverteilung verursacht wird. Es gibt Perioden mit vorwiegend süd- bzw. nordwärtiger Geschwindigkeit, wobei die Strömung jeweils annähernd schelfparallel verläuft. In den oberen 500 m herrschen dagegen südwärtige Geschwindigkeiten vor (Abb. 4.11). Aufgrund der Nähe des Strömungsmessers zum Schelfabhang, kann der Effekt z. B. durch topographische Wellen verursacht werden. Es erscheint jedoch als wahrscheinlich, daß eine meridionale Verlagerung der Santos-Aufspaltung die Richtungsänderungen bewirkt.

Anhand der hydrographischen Schnitte kann man die Existenz eines nordwärtigen westlichen Randstroms im Antarktischen Zwischenwasser nicht ausschließen (zu diesem Schluß kam auch Reid, 1989). Um die Existenz bzw. die Breite eines nordwärtigen westliche Randstroms zu untersuchen, wurde die Zwischenwasserschicht in einigen neueren Schnitten zwischen 11°S und 35°S untersucht. Die Ergebnisse sind in Tab. 4.6 zusammengefaßt. In den Schnitten bei 27°S und 28°S ist keine westwärtige Intensivierung des Salzgehaltsminimums zu erkennen (vgl. Abb. 3.2 auf S. 25). Zwischen dem Schelfabhang und der ersten Station, die bis in das Zwischenwasserniveau hinabreicht, liegen meist weniger als 20 km und in einem Fall auch weniger als 10 km. Bei einer Schichtdicke von 500 m und einer Stromgeschwindigkeit von 5 cm/s ergibt sich ein maximaler Transport von 0.25 Sv bzw. 0.5 Sv für die 10 km bzw. 20 km. Bei den weiter nördlich sowie den weiter südlich gelegenen Schnitten ist der nordwärtige westliche Randstrom als Kern mit niedrigeren Salzgehalten deutlich sichtbar. Nördlich der Santos-Aufspaltung ist eine tendenzielle nordwärtige Zunahme der Randstrombreite zu erkennen. Eine Ausnahme hiervon bilden die 19°S-Schnitte. Das kann auf den Auswirkungen der Vitória-Trinidade-Schwelle beruhen.

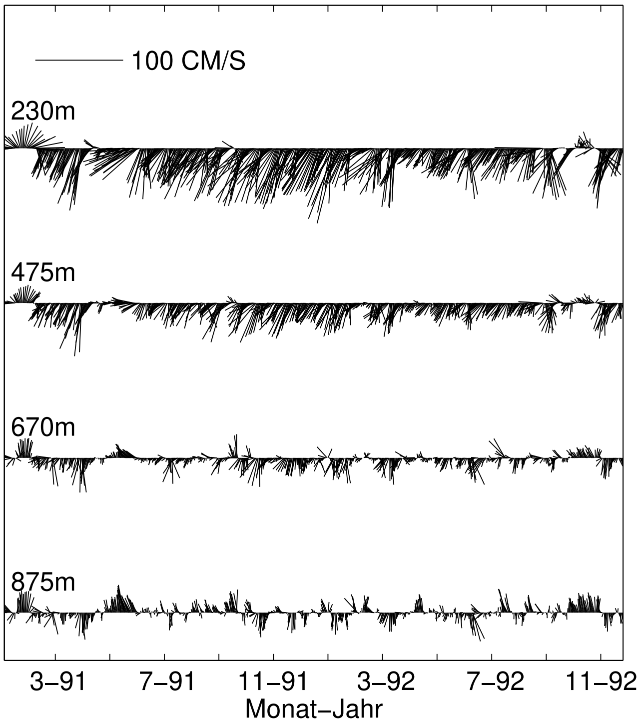

Abb. 4.11: Zeitreihe der Geschwindigkeiten der Verankerung BW bei $28°S$ am westlichen Rand. Die Position der Verankerung ist in der Tabelle 2.4 auf S. 20 angegeben.

Tab. 4.6: Breite eines nordwärtigen westlichen Randstroms im Zwischenwasserhorizont, ermittelt aus quasizonalen Salzgehaltsschnitten. Das Zeichen „<“ vor der Angabe der Randstrombreite bedeutet, daß in dem Schnitt keine westwärtige Verstärkung des Salzgehaltsminimums zu erkennen ist.

Breite	Expedition	Randstrombreite in km
$11°S$	Meteor 28/1	30
$11°S$	Oceanus	25
$19°S$	Meteor 15/3	15
$19°S$	SAVE 2	15
$21°S$	Meteor 15/1-2	26
$22°S$	SAVE 3	25
$23°S$	Oceanus 133	20
$24°S$	Meteor 15/1-2	16
$27°S$	Meteor 22/3	<19
$28°S$	Meteor 22/3	<31
$28°S$	Meteor 15/1-2	<8
$28°S$	Meteor 22/3	<16
$28°S$	Meteor 22/5	<12
$35°S$	SAVE 5&6	34

Die geostrophischen Transporte im westlichen Randstromregime sind südlich von $27°S$ nach Süden gerichtet (Tab. 4.7a und b). Bei $27°S$ ist die Richtung des von Zemba (1991) ermittelten Transports von der Wahl des Referenzniveaus abhängig. Bei und nördlich von $24°S$ wird das Zwischenwasser nach Norden transportiert. Mit zunehmenden Abstand von der Santos-Aufspaltung nehmen die Transporte zu.

Tab. 4.7: Geostrophische Transporte (M) am westlichen Rand. (a) Randstromtransporte in der Schicht σ_0= (27.00 - 27.35) kg/m^3. Referenzniveau: $\sigma_3 = 41.55\ kg/m^3$. (b) Einige aus der Literatur entnommene Randstromtransporte. (c) Transporte im Brasilrückstrom.

(a)

Breite	M/Sv	Datenbasis
$19°S$	7.7	Meteor 15/3
$21°S$	4.0	Meteor 15/1-2
$24°S$	2.7	Meteor 15/1-2
$27°S$	-1.4	Meteor 22/3
$28°S$	-1.0	Meteor 22/3
$28°S$	-4.7	Meteor 15/1-2
$28°S$	-13.5	Meteor 22/3
$28°S$	-10.2	Meteor 22/5

(b)

Breite	M/Sv	Quelle	Methode
$8°S$	25	Fu (1981)	Inversmodell
$11°S$	17	Holfort (1994)	Inversmodell
$23°S$	5	Holfort (1994)	Inversmodell
$24°S$	5	Fu (1981)	Inversmodell
$27°S$	0.5	Zemba (1991)	Ref. σ_0=27.2 kg/m^3
$27°S$	-0.6	Zemba (1991)	Ref. 1300 $dbar$
$31°S$	-2.5	Zemba (1991)	Ref. σ_0=27.1 kg/m^3
$31°S$	-2.5	Zemba (1991)	Ref. 1500 $dbar$
$32°S$	-10	Fu (1981)	Inversmodell
$32°S$	-24	Rintoul (1991)	Massenerhaltung in Boxen
$34°S$	-9	Zemba (1991)	Ref.-geschw. am Boden
$34°S$	-3.3	Zemba (1991)	Ref. 1700 $dbar$
$36°S$	-18.5	Zemba (1991)	Ref. σ_4=45.8 kg/m^3
$38°S$	-19.8	Peterson (1992)	Bodengeschw.

(c)

Breite	M/Sv	Quelle, Datenbasis	Methode
$31°S$	7	Meteor 22/5	Ref. σ_3=41.55 kg/m^3
$31°S$	1.5	Zemba (1991)	Ref. σ_0=27.1 kg/m^3
$32°S$	12	Rintoul (1991)	Massenerhaltung
$36°S$	5.7	Zemba (1991)	Ref. σ_4=45.8 kg/m^3

Auch im Zwischenwasserhorizont stellt sich - ähnlich wie an der Oberfläche - die Frage, ob es in den Subtropen eine Rezirkulation von Wasser des südwärtigen Randstroms gibt (Brasilrückstrom; Stramma, 1989; Rintoul, 1991). Gordon und Greengrove (1986) halten eine solche Rezirkulation für notwendig, um das Anwachsen des Brasilstromtransports zwischen 24°S und 38°S zu erklären. Stramma (1989) gibt für die oberflächennnahe (0 m bis 800 m) Rezirkulationszelle einen nordwärtigen Transport von 7.5 Sv bei 35°S und bei 30°S an. Bei 30°S beobachtet Stramma zwei Stromzweige, einen mit 2.5 Sv bei 42°W und einen mit 5 Sv bei 35°W. Die Angaben über die Stärke des intermediären Rückstroms schwanken zwischen 1.5 Sv und 12 Sv (vgl. Tab. 4.7c). Auch in dem Meteor 22/5-Schnitt bei etwa 30°S deutet sich eine Rezirkulation an. Bei 30°S gibt es zwei nordwärtige Strombänder bei 40°W bzw. 33.5°W, die Transporte betragen 3 Sv bzw. 4 Sv. Die Frage hierbei ist, ob es sich um eine Rezirkulationszelle handelt, in der Wasser aus dem südwärtigen westlichen Randstrom wieder nach Norden getragen wird, oder ob es sich um lokalere Effekte handelt. Die Ergebnisse der Lagrangeschen Strömungsmessungen zeigen nur zeitweise nordwärtige Geschwindigkeiten, die jedoch eher den Anschein erwecken, daß es sich um Mäander der zonalen Stromzweige des Subtropenwirbels handelt. Die Diskussion einzelner Trajektorien in den vorangegangenen Abschnitten sowie die Geschwindigkeitsvektoren in Abbildung 4.9 (S. 44) sprechen gegen eine Rezirkulation in einem wohldefinierten Strom. Der nordwärtige Transport kann dagegen durch Wirbel verursacht werden, die aus der Konfluenzzone ein Stück weit nach Norden wandern.

In diesem Kapitel wurde gezeigt, daß die Lagrangeschen Strömungsmessungen im westlichen Südatlantik ebenso wie die hydrographischen und Eulerschen Daten auf einen ausgeprägten antizyklonalen Subtropenwirbel im Zwischenwasser hinweisen.

In den Trajektorien ist eine starke mesoskalige Variabilität in der Konfluenzzone und dem Südatlantischen Strom sichtbar. Diese Wirbelaktivität bewirkt einen meridionalen Wasseraustausch über die Subantarktische und die Subtropische Front hinweg. Eine kombinierte Auswertung einzelner Trajektorien und zeitgleich aufgenommener Satelliten-Daten zeigt, daß die Oberflächenwirbel bis in den Zwischenwasserhorizont hinabreichen. Der von der Konfluenzzone ausgehende Südatlantische Strom ist kein gleichförmig durchgehender Strom, wie anhand der stark mäandrierenden Trajektorien sowie den RAFOS-Floats in den Dipolen deutlich wird.

Nach der Aufspaltung des ostwärtigen Stroms vor dem afrikanischen Kontinent geht ein Teil des Zwischenwassers unter dem Benguelastrom nach Nordwesten. Bei etwa 30°S schwenkt die Strömung auf eine westwärtige Richtung ein. Der westwärtige Ast des Subtropenwirbels zeichnet sich im westlichen Südatlantik durch eine relativ geringe Variabilität im Vergleich zum Südatlantischen Strom aus. Das westwärtige Stromband spaltet sich in der Santos-Aufspaltung in einen nord- und einen südwärtigen Ast auf.

In den vorliegenden Daten gibt es keinen Hinweis auf einen durchgehenden nordwärtigen Randstrom zwischen $38°S$ und $28°S$. Die Existenz eines solchen Stroms kann derzeit nicht gänzlich ausgeschlossen werden, seine Bedeutung dürfte jedoch nicht groß sein. Aus den hydrographischen Schnitten am westlichen Rand ergibt sich, daß ein nordwärtigen Randstrom mit einer Breite von 10 km bis 20 km bei etwa $28°S$ und einem Transport von 0.25 Sv bis 0.5 Sv nicht ausgeschlossen werden kann. Ein solcher Transport erscheint jedoch als gering im Vergleich zu den in dieser Breite beobachteten nordwärtigen Nettotransporten im Zwischenwasserhorizont.

5 Dynamik

In diesem Kapitel soll untersucht werden, welche dynamischen Prozesse bei der Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers eine Rolle spielen. In den ersten beiden Abschnitten wird die Bedeutung des Windantriebs betrachtet. Zunächst wird auf die einfache Sverdrup-Dynamik kurz eingegangen. Anschließend folgt eine Beschreibung der Grundlagen von Modellen der ventilierten Thermokline. Nach einer Prüfung, ob die Modelle auf das Antarktische Zwischenwasser anwendbar sind, werden zwei Modelle der ventilierten Thermokline an die Situation im Südatlantik angepaßt und weiterentwickelt. Daran schließt sich eine Analyse der durchgeführten Experimente an. Im letzten Unterkapitel werden die Beobachtungen sowie die Ergebnisse der beiden Modelle mit denen des Semtner-Chervin-Modells verglichen. Dabei wird auf weitere für die Dynamik der Zwischenwasserzirkulation wichtige Prozesse eingegangen.

5.1 Sverdrup-Dynamik

Die Sverdrupsche Lösung der windgetriebenen Zirkulation gibt den vertikal integrierten Gesamttransport von der Oberfläche bis zu der Tiefe, in der die windgetriebene Bewegung verschwindet, an. Dieser Transport setzt sich aus dem Ekman-Transport und dem durch die Divergenz der Ekman-Strömung verursachten geostrophischen Transport zusammen. Nach der Sverdrup-Dynamik bewirkt ein typisches subtropisches Windfeld eine antizyklonale Zirkulation. Ein solcher subtropischer beckenweiter Wirbel kann im Südatlantik nahe der Oberfläche und im Zwischenwasserhorizont beobachtet werden. Diese beiden Antizyklonen zeichnet eine große Ähnlichkeit aus, weshalb ein Antrieb der Zwischenwasserzirkulation durch das Windfeld wahrscheinlich ist. Diese Ansicht vertrat z. B. auch Buscaglia (1971).

Da mit dem Sverdrup-Modell keine Aussage über die Dicke der windgetriebenen Schicht möglich ist, kann nur ein Vergleich der Modelltransporte mit den Beobachtungen einen ersten Anhaltspunkt dafür liefern, ob die Zwischenwasserschicht ein Teil der windgetriebenen Schicht im Sinne der Sverdrup-Dynamik ist. Dieser Vergleich soll zeigen, ob eine Anwendung der Modelle der ventilierten Thermokline auf die Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers im Südatlantik sinnvoll ist.

Das Sverdrup-Modell wurde unter der Annahme einer Dichte von 1026.2 kg/m^3 mit dem mittleren ECMWF-Windfeld von März bis Mai 1993 berechnet. Diese Dichte entspricht in etwa der Oberflächendichte. Die Dichte wird benötigt, da die vorliegende Windschubspannung die Einheit N/m^2 hat. In die Sverdrup-Gleichung muß jedoch die Windschubspannung in m^2/s^2 eingesetzt werden.

Bei den Beobachtungen handelt es sich um die Transporte über den SAVE 5&6-Schnitt, die von der Oberfläche bis zur Unterkante der Zwischenwasserschicht ($\sigma_0 = 27.35\ kg/m^3$, vgl. Kap. 3) aufsummiert wurden. Der maximale Druck in diesem Horizont beträgt etwas mehr als 1200 $dbar$

(Abb. 5.9a auf S. 66).

Die kumulativen Transporte, die durch Integration von Norden nach Süden berechnet wurden, zeigen bei niedrigen und mittleren Breiten eine gute Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtungen hinsichtlich der Größe des Transports (Abb. 5.1). Bei hohen Breiten ist der Transportunterschied dagegen recht groß. Im Sverdrup-Modell erstreckt sich das westwärtige Stromband über einen größeren Breitenbereich als in den Beobachtungen. Die Breite des ostwärtigen Stroms stimmt besser mit dem Modellergebnis überein. Der Vergleich zeigt, daß die Sverdrup-Dynamik in niedrigen und mittleren Breiten bis über die Tiefe des Antarktischen Zwischenwassers hinaus offenbar in brauchbarer Näherung für die Zirkulation gültig ist. Ähnliche Beobachtungen wurden auch in anderen Regionen gemacht. So kommen Huang und Russell (1994) zu dem Ergebnis, daß die windgetriebene Zirkulation im Nordpazifik maximal bis 1400 *m* hinunterreicht, während im Nordatlantik bis zu 1750 *m* ermittelt wurde (Huang, 1990; Tab. 5.1). Im Südatlantik wurde eine vergleichbare Untersuchung bisher nicht durchgeführt.

Im nächsten Abschnitt werden u. a. die vertikale Struktur sowie die zeitliche Variabilität im Südatlantik mit zwei Modellen der ventilierten Thermokline untersucht. Dabei ergibt sich u. a., daß der Subtropenwirbel im Südatlantik bis in eine Tiefe von mehr als 1200 *m* reicht (Tab. 5.1).

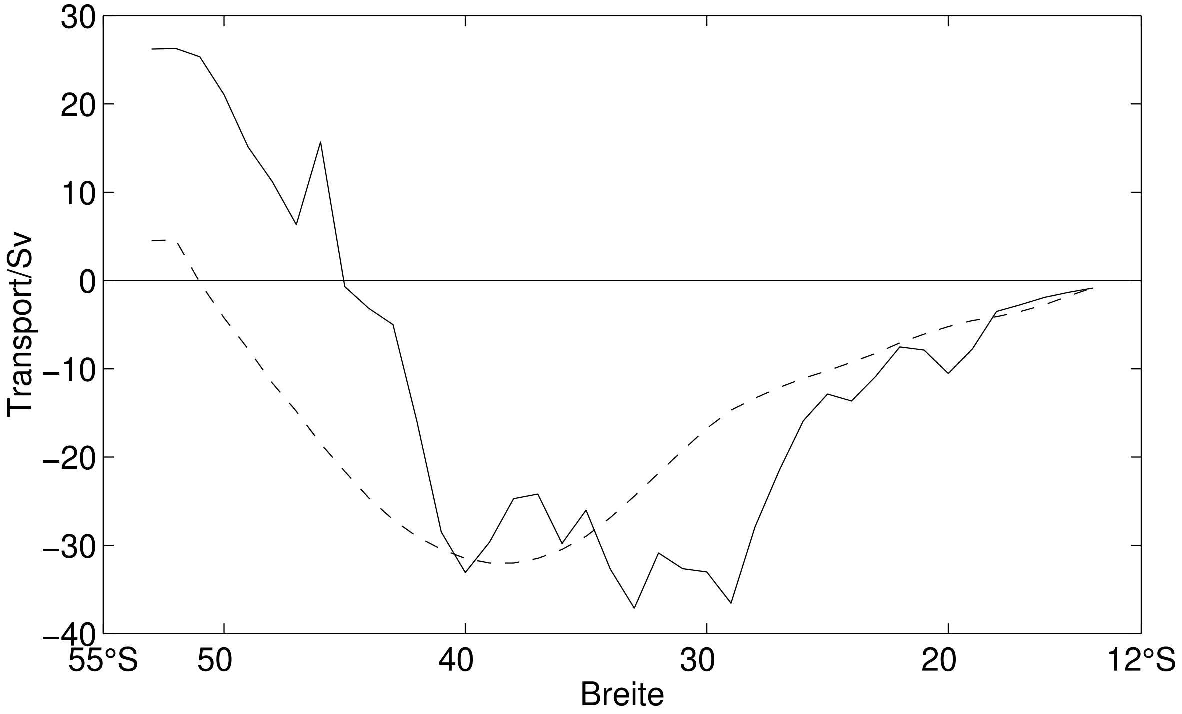

Abb. 5.1: Quasizonale kumulative Transporte. Geostrophischer Transport (durchgezogen), für den quasimeridionalen Schnitt SAVE 5&6 (Abb. 2.3), vertikal integriert bis zur Isopykne $\sigma_0 = 27.35\ kg/m^3$. Referenzniveau: $\sigma_3 = 41.55\ kg/m^3$. Transporte des Sverdrup-Modells (gestrichelt), berechnet aus den ECMWF-Windfeldern für das Quartal März bis Mai 1993. Diese Transporte wurden auf die Richtung der geostrophischen Transporte projiziert.

5.2 Modelle der ventilierten Thermokline

Zunächst folgt eine Darstellung der wesentlichen Eigenschaften der Modelle der ventilierten Thermokline, und ihre Anwendbarkeit auf die Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers wird diskutiert. Anschließend werden die Anpassungen der zwei in dieser Arbeit verwendeten Modelle der ventilierten Thermokline an die Situation im Südatlantik dargelegt, bevor die durchgeführten Experimente und die Ergebnisse der Untersuchungen vorgestellt werden.

Die Modelle der ventilierten Thermokline bauen auf der Sverdrup-Dynamik auf, wobei sie die vertikale Struktur der windgetriebenen Zirkulation angenähert auflösen. Ein möglicher Ansatz, um eine vertikale Diskretisierung zu erreichen, ist die Einfürung mehrerer Schichten, die unter einer durchmischten und oberhalb einer ruhenden Schicht liegen (Abb. 5.2). Diese Schichten werden dort, wo sie die obere Grenzfläche schneiden, durch die aus der Ekman-Divergenz resultierende Vertikalgeschwindigkeit angetrieben. Die Strömung in den einzelnen Schichten ist dabei in geostrophischer Balance. Bei abwärts gerichteter Ekmanscher Vertikalgeschwindigkeit spricht man von einer Ventilation der jeweiligen obersten Schicht. Diese Situation ist typisch für die Subtropen. Bei der Ventilation wird der Schicht potentielle Vorticity zugeführt, die nach dem Abtauchen der Schicht erhalten bleibt. Diese Vorticityerhaltung bewirkt eine antizyklonale subtropische Zirkulation in den abgetauchten Schichten, die der in der obersten Schicht ähnelt. Das Zentrum dieser Zirkulationszellen ist dabei mit zunehmender Tiefe polwärts verschoben. Der Prozeß des Abtauchens wird auch Subduktion genannt.

Tab. 5.1: Tiefen des Subtropenwirbels aus verschiedenen Modellen der ventilierten Thermokline. H_s ist die maximale Tiefe des Subtropenwirbels. H_e ist die Tiefe der windgetriebenen Schicht am östlichen Rand. HR94 steht für das Modell von Huang und Russell (1994). H90 bezeichnet das Modell von Huang (1990). LS steht für das Modell von Luyten und Stommel (1986), das auch einen thermohalinen Fluß enthalten kann. LPS ist die Abkürzung für das Modell von Luyten et al. (1983).

Gebiet	H_s/m	H_e/m	Modell	Quelle
Nordatlantik	> 950	800	LPS	Luyten et al. (1983)
Nordatlantik	> 1130	1000	LS, nur Wind	Arhan (1990)
Nordatlantik	> 1064	1000	LS	Arhan (1990)
Nordatlantik	1750	-	H90	Huang (1990)
Nordpazifik	< 1400	-	HR94	Huang und Russell (1994)
Südpazifik	> 1400	800	LPS	De Szoeke (1987)
Südatlantik	> 1200	800	LPS	diese Arbeit

Die veröffentlichten Modelle der ventilierten Thermokline unterscheiden sich insbesondere in der oberen Randbedingung und in der vertikalen Diskretisierung. Einige Beispiele für Modelle der ventilierten Thermokline sind in der Tabelle 5.1 aufgeführt. Die Modelle von Huang (1990) und Huang und Russell (1994) sind kontinuierlich geschichtet, während die anderen Modelle 2 Schichten (Luyten und Stommel, 1986, abgekürzt LS) oder 3 Schichten (Luyten et al., 1983, abgekürzt LPS) haben. Bei den genannten Modellen ist der östliche Rand geschlossen. Beim LS-

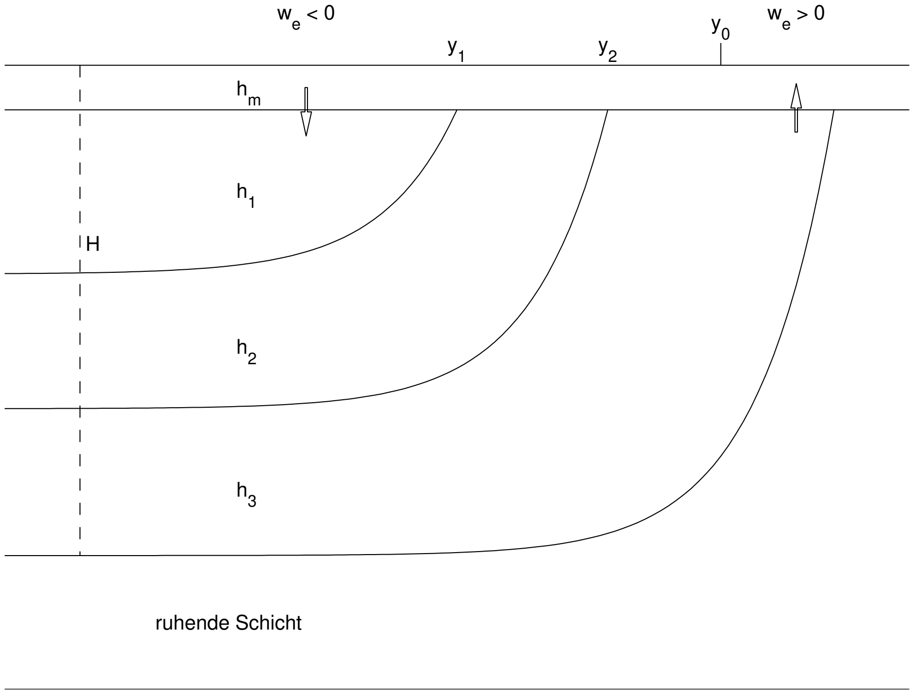

Abb. 5.2: Schematische Darstellung eines Modells der ventilierten Thermokline mit drei bewegten Schichten unterhalb einer durchmischten Schicht konstanter Dicke. Die Variablen h_m, h_1, h_2 und h_3 bezeichnen die Dicken der einzelnen Schichten. y_1 und y_2 sind die Abtauchbreiten der 2. bzw. 3. Schicht. y_0 ist die Breite verschwindender Ekmanscher Vertikalgeschwindigkeit (w_e).

und beim LPS-Modell wird die durchmischte Schicht vernachlässigt, bei den anderen beiden Modellen wird sie berücksichtigt. Für diese Arbeit wird das LPS-Modell und die weiterentwickelte Version des Modells von Pedlosky und Robbins (1991, abgekürzt PR) verwendet. Der einzige Unterschied zwischen den beiden Modellen ist, daß bei letzterem die durchmischte Schicht in der Modelldynamik enthalten ist.

Mit der Frage, ob das Antarktische Zwischenwasser einer windinduzierten Subduktion unterliegt, hat sich u. a. Baker (1982) beschäftigt. Er schließt einen solchen Prozeß aus, da die Zwischenwasserschicht in einer Region mit aufwärtsgerichteter Ekmanscher Vertikalgeschwindigkeit an die Oberfläche tritt. Diese Schlußfolgerung ist nicht ganz korrekt, da die Ventilation nicht von der Meeresoberfläche, sondern von der Unterkante der Ekman-Schicht ausgeht. Die Ekman-Tiefe wird in den Modellen häufig mit der Tiefe der durchmischten Schicht gleichgesetzt, was eine brauchbare Approximation in der subtropischen Region ist. Es muß also untersucht werden, in welchen Regionen die Zwischenwasserschicht unmittelbar unter der durchmischten Schicht liegt und welches Vorzeichen die Ekmansche Vertikalgeschwindigkeit dort hat.

Der Vorläufer des Antarktischen Zwischenwassers, das Subantarktische Modewasser, kann in der Polarfrontzone des Südatlantiks beobachtet werden (Abb. 5.3 sowie Tab. 5.2; s. a. Kap. 1).

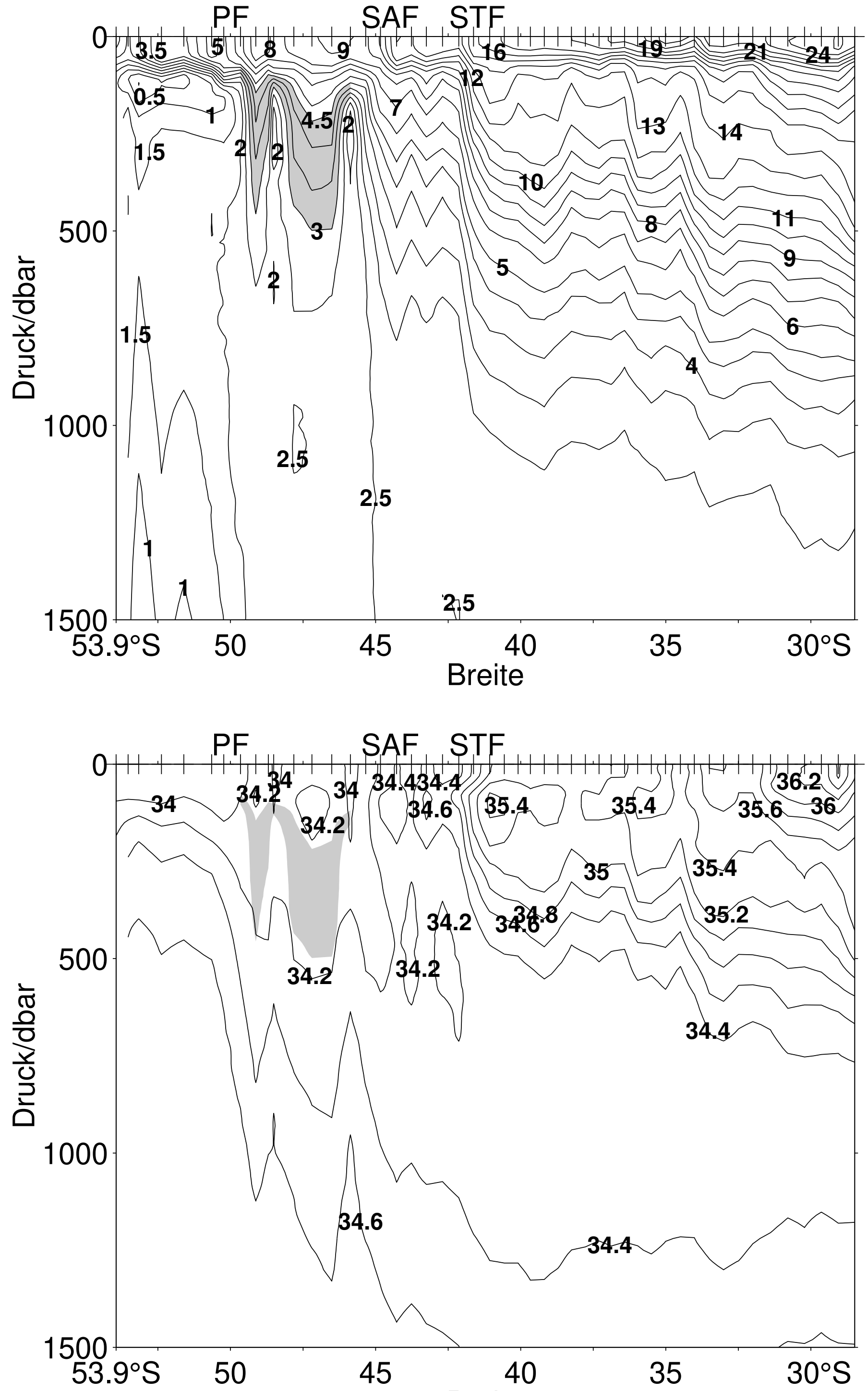

Abb. 5.3: Quasimeridionaler Schnitt der potentiellen Temperatur (oben) und des Salzgehalts (unten) bei nominell 30°W, aufgenommen während der SAVE 5&6-Expedition (Abb. 2.3). Die graue Fläche markiert das Subantarktische Modewasser. Die Definition der Begrenzungen der Subantarktisches Modewasser-Schicht durch die Isolinien der potentiellen Temperatur (3°C und 4.5°C) beruht auf den Arbeiten von McCartney (1977) sowie Piola und Gordon (1989). Die Abkürzungen PF, SAF und STF stehen für die Polarfront, die Subantarktische Front und die Subtropische Front.

Das Subantarktische Modewasser, befindet sich in einer rund 300 m dicken Schicht und liegt häufig direkt unterhalb der durchmischten Schicht. In den Schnitten ist deutlich zu erkennen, daß die Zwischenwasserzunge von dieser Wassermasse ausgeht. Diese Tatsache läßt auf ein mögliches Subduktionsgebiet in der Polarfrontzone schließen.

Tab. 5.2: Schicht mit Subantarktischen Modewasser (SAMW) im Südatlantik. Die Wassermasse ist dabei als die Schicht mit einer potentiellen Temperatur zwischen $3°C$ und $4.5°C$ definiert. Diese Definition beruht auf den Arbeiten von McCartney (1977) sowie Piola und Gordon (1989). Zusätzlich ist die Ausdehnung der Polarfrontzone angegeben.

SAMW Schicht				
Länge	Breite	Druck/$dbar$	Polarfrontzone	Datenbasis
$41°W$	$49.5°S$	100-400	48-$49.5°S$	SAVE 5
25-$37°W$	49-$49.5°S$	150-450	46-$49.5°S$	SAVE 5&6, Abb. 5.3
25-$37°W$	46-$48°S$	200-500	46-$49.5°S$	SAVE 5&6, Abb. 5.3
0-$20°W$	46-$50°S$	100-350	46-$51°S$	Meteor 11/5
ca. $18°W$	44-$45°S$	300-600	$<43°S$	SAVE 4
$1°E$	47-$49.5°S$	100-300	46-$50°S$	Ajax

Auch die Dicke der Ekman-Schicht weist auf eine mögliche Ventilation der Zwischenwasserschicht hin. In der Polarfrontzone (zwischen $45°S$ und $50°S$) ergibt sich eine Ekman-Tiefe von rund 100 m bei einer vertikalen turbulenten Viskosität von 0.05 m^2/s (die in der Literatur angegebenen Werte für die turbulente Viskosität schwanken zwischen 10^{-4} und 10^{-1} m^2/s, z. B. Wang et al., 1996). In dieser Region entspricht die Ekman-Tiefe in etwa der Tiefe der Hauptsprungschicht. Die Ekman-Tiefe D_E ergibt sich aus

$$D_E = \pi\sqrt{(2 \cdot A_z/|f|)}$$

mit

A_z = vertikale turbulente Viskosität,
$f = 2\Omega sin(\varphi)$ = Coriolis Parameter und
φ = geographische Breite.

Die Ergebnisse, die Ribbe und Tomczak (1997) mit dem FRAM Modell („Fine Resolution Antarctic Model") erzielten, liefern ebenfalls deutliche Hinweise auf eine windinduzierte Ventilation des Zwischenwassers in der Polarfrontzone des Südatlantiks. Von dem bei $44°S$ in 532 m Tiefe im Modell vorhandenen Wasser kommen 65% aus der Polarfrontzone und nur 35% aus der oberflächennahen Schicht der Antarktischen Zone. Eine Tiefe von 532 m entspricht in etwa der Tiefe der Kernschicht des Zwischenwassers (vgl. Abb. 5.3).

Um eine bessere Übersicht über die Zonen, in denen eine Ventilation der Zwischenwasserschicht wahrscheinlich ist, zu bekommen, werden im folgenden einige Horizontalkarten der hydrographischen Beobachtungen gezeigt. Von Interesse sind insbesondere die Dicke der durchmischten

Schicht (Abb. 5.4) und die Tiefe der Obergrenze der Zwischenwasserschicht (Abb. 5.5). Für die Bestimmung der Dicke der durchmischten Schicht wurden die im Kapitel 2.1 erwähnten hydrographischen Daten verwendet und eine maximale Dichtezunahme von $\Delta\ \sigma_0 = 0.03\ kg/m^3$, bezogen auf die Dichte an der Unterkante der Deckschicht, angenommen. Diese Bedingung wird der in anderen Untersuchungen häufig geforderten Dichtezunahme $\Delta\ \sigma_0 = 0.125\ kg/m^3$, ausgehend von der Oberflächendichte (z. B. Huang und Russell, 1994; Jenkins, 1982), vorgezogen, da letztere bei den meisten Profilen erst in der Mitte der Thermokline erfüllt ist. Der Unterschied zwischen den beiden Ansätzen kann bis zu 20 m ausmachen. Bei den XBT-Daten wurde die Dicke der durchmischten Schicht mit einer Bedingung für eine maximale Temperaturabweichung von $\Delta T = 0.7°C$, bezogen auf die Temperatur an der Unterkante der Deckschicht, ermittelt. Dieser Ansatz führt zu vergleichbaren Ergebnissen wie der Ansatz für die bei CTD-Profilen verwendete Dichtezunahme. Das wurde bei einigen ausgewählten Profilen überprüft. Die ermittelten Dicken der durchmischten Schicht wurden den vier Jahreszeiten zugeordnet. Bei der Interpretation der Resultate muß berücksichtigt werden, daß es aufgrund der teilweise schlechten Abdeckung des Südatlantiks in der kalten Jahreszeit, sowohl im Südwinter als auch im Südfrühjahr, Regionen mit geringer Zuverlässigkeit der Schichtdickenbestimmung gibt. Das gilt insbesondere im zentralen Südatlantik südlich von etwa $40°S$.

Deutlich wird die polwärtige Zunahme der Dicke der durchmischten Schicht und der Jahresgang in Abbildung 5.4. Im Südsommer ist die durchmischte Schicht in weiten Teilen zwischen 20 und 60 *dbar* dick, gelegentlich werden auch größere Werte erreicht. Letzteres tritt insbesondere um $50°S$ östlich von $40°W$ auf. Im Südwinter schwankt ihre Dicke zwischen 120 und über 200 *dbar*; die größten Werte sind im Südwesten zu finden. Am deutlichsten sind die saisonalen Unterschiede im südlichen Südatlantik. In der für die Zwischenwasserbildung bedeutenden Region zwischen $50°S$ und $45°S$ ist die durchmischte Schicht während des Südwinters (Abb. 5.4 unten) und Südfrühjahrs (ohne Abbildung) 120 *dbar* bis 180 *dbar* bzw. 50 *dbar* bis 130 *dbar* dick. Im Südsommer (Abb. 5.4 oben) und Südherbst (ohne Abbildung) schwankt die Schichtdicke zwischen 20 *dbar* und 80 *dbar*. Die Oberkante der Zwischenwasserschicht liegt in diesem Gebiet zwischen 100 *dbar* und 250 *dbar* (Abb. 5.5). Damit sind die Bedingungen für eine Ventilation des Antarktischen Zwischenwassers insbesondere im Südwinter und -frühjahr günstig, sofern das Windfeld die notwendigen Voraussetzungen erfüllt. Die in Abb. 5.6 dargestellte Ekmansche Vertikalgeschwindigkeit zeigt, daß die negativen Geschwindigkeiten von den Subtropen bis über $55°S$ hinaus gefunden werden können. Dieses ist insbesondere im westlichen Bereich der Fall, also in der Scotia See und in der Konfluenzzone.

Die Analyse zeigt, daß eine windinduzierte Subduktion von Wasser in den Zwischenwasserhorizont möglich ist.

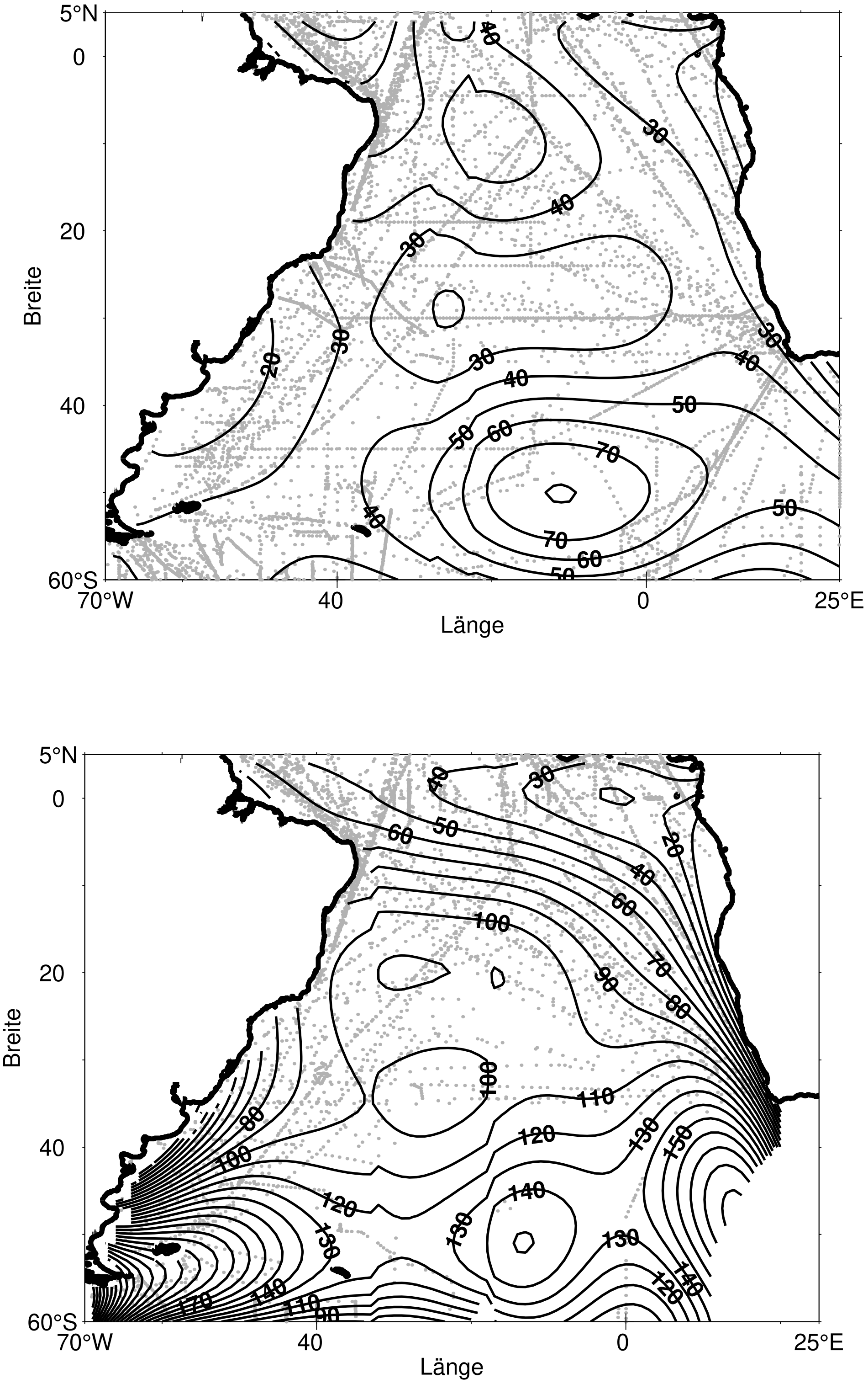

Abb. 5.4: Druck (in *dbar*) an der Unterkante der durchmischten Schicht für den Südsommer (oben) und den Südwinter (unten). Die Punkte geben die verwendeten Profile an.

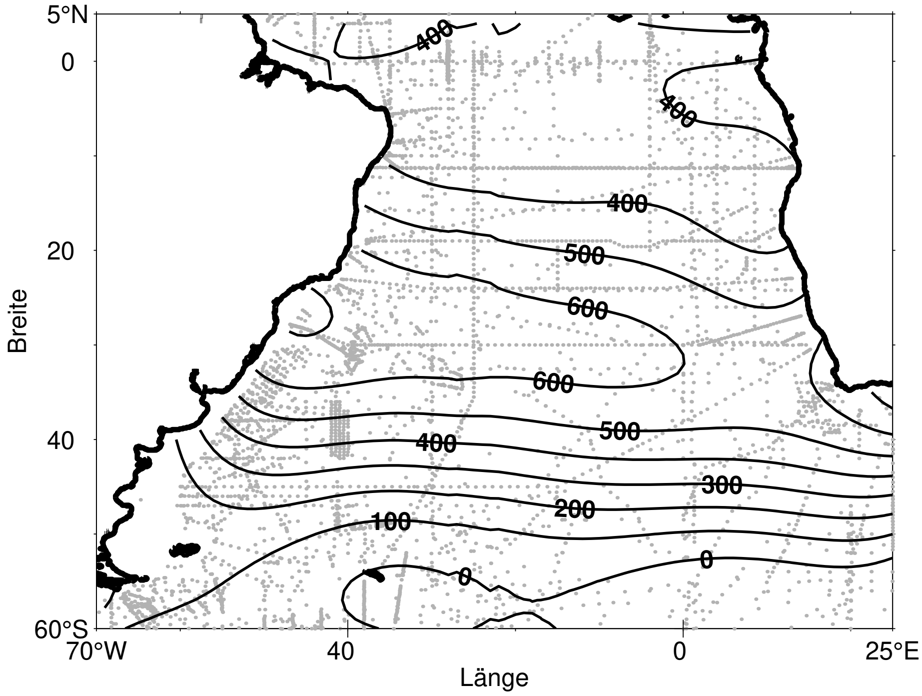

Abb. 5.5: Druck auf der Isopykne $\sigma_0 = 27.00\ kg/m^3$, die die obere Grenze des Antarktischen Zwischenwassers darstellt (p_{2700}). Die Punkte geben die verwendeten Profile an.

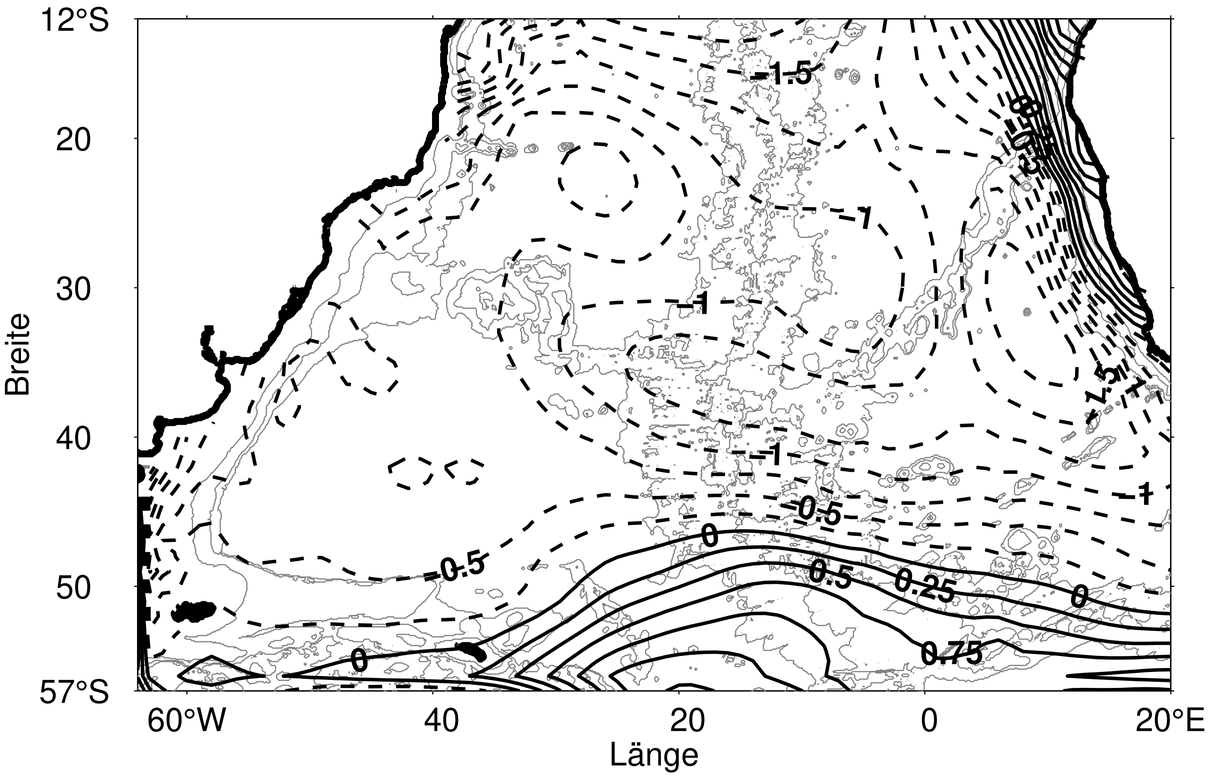

Abb. 5.6: Ekmansche Vertikalgeschwindigkeit, basierend auf dem Quartalsmittel der reanalysierten ECMWF-Windfelder für den Südherbst 1993. Tiefenlinien: 1000, 3000 und 4000 m.

Sowohl das LPS- als auch das PR-Modell, wurden für diese Arbeit erweitert. Da beide Modelle ursprünglich für die Nordhemisphäre entwickelt wurden, mußten die Gleichungen zunächst an die Situation auf der Südhalbkugel angepaßt werden. Die Herleitung des PR-Modells ist im Anhang dargestellt (Kap. 7.2). Wenn man in den Modellgleichungen alle Terme, die auf die Dicke der durchmischten Schicht (h_m) zurückzuführen sind, vernachlässigt, erhält man die Gleichungen des LPS-Modells.

Eine wichtige Neuerung ist die Einführung einer realistischen Küstenlinie. Da die Lösung der Modelle auf dem Integral von Ost nach West basiert, wirkt sich diese Änderung hauptsächlich nördlich von der Südspitze Afrikas aus. Am westlichen Rand kommt es im wesentlichen nur zu einer früheren Beendigung der Integration, da es, abgesehen von der Schattenzone P, keine vom westlichen Rand ausgehende Fernwirkung gibt. Diese Zone erstreckt sich jedoch nur über einen kleinen Modellbereich (vgl. Abb. 5.8 auf S. 65). Des weiteren wird ein realistischerer Antrieb verwendet, statt des zonalen Mittels des Windfelds werden Quartalsmittel von beobachteten Windfeldern eingesetzt (vgl. Kap. 2.3).

Die Konfigurationen der hier präsentierten Experimente sind in der Tabelle 5.3 zusammengefaßt. Gemäß den Überlegungen zur Bildung des Antarktischen Zwischenwassers aus dem Subantarktischen Modewasser durch Absinken in der Polarfrontzone aufgrund der Ekman-Dynamik wurde als Subduktionsbreite der dritten Schicht $45°S$ gewählt. Die Abtauchbreite der zweiten Schicht wurde auf $40°S$ gesetzt. Eine Ausnahme bildet hierbei Experiment 3 mit den Subduktionsbreiten $40°S$ und $35°S$. Die Dichteverteilung der Experimente basiert ebenfalls auf den hydrographischen Beobachtungen.

Tab. 5.3: Konfiguration der Experimente. y_1 und y_2 sind die Abtauchbreiten der 2. bzw. 3. Schicht. In der Spalte $\overline{\sigma_0}$ sind die mittleren Dichten der Schichten 1 bis 4 angegeben. H_e ist die Tiefe der windgetriebenen Schicht am östlichen Rand. LPS ist die Abkürzung für das Modell von Luyten et al. (1983). PR bezeichnet das Modell von Pedlosky und Robbins (1991).

ECMWF-Windfeld

Experiment	y_1	y_2	$\overline{\sigma_0}$ in kg/m^3	H_e	Modell
1	$40°S$	$45°S$	26.5, 26.8, 27.2, 28.0	800 m	LPS
2	$40°S$	$45°S$	26.5, 26.8, 27.2, 28.0	variabel	PR
3	$35°S$	$40°S$	26.5, 26.8, 27.2, 28.0	800 m	LPS
4	$40°S$	$45°S$	26.5, 26.8, 27.2, 28.0	variabel	LPS

ERS-1-Windfeld

Experiment	y_1	y_2	$\overline{\sigma_0}$ in kg/m^3	H_e	
5	$40°S$	$45°S$	26.5, 26.8, 27.2, 28.0,	800 m	LPS

Aufgrund der Vernachlässigung der Dicke der durchmischten Schicht im LPS-Modell wurde ein Experiment mit dem PR-Modell durchgeführt (Exp. 2), die Dicke der durchmischten Schicht wurde gemäß dem Ansatz von Pedlosky und Robbins (1991)

$$\mathrm{h}_m = a \times e^{-b\times(1-\varphi/y_{0e})}$$

mit

$\varphi =$ geographische Breite,
$y_{0e} = y_0$ am östlichen Rand,
$a = 3.8\ m$ und
$b = 160$

approximiert (s. Abb. 5.7).

Die Tiefe des windgetriebenen Modellgebiets am östlichen Rand (H_e) wird bei den meisten Experimenten auf 800 m gesetzt (Abb. 5.7). Beim Exp. 2 ist H_e südlich von y_2 eine Funktion der Dicke der durchmischten Schicht. Da der Südatlantik, im Gegensatz zu den anderen Ozeanen, bis in die Subtropen hinein einen offenen östlichen Rand hat, wurde auch ein Experiment mit einem Ein- und Ausstrom vor Südafrika durchgeführt (Exp. 4). Die Öffnung des östlichen Rands wurde dabei durch die Wahl einer breitenabhängigen Tiefe H_e erreicht. Bei diesem Experiment müssen die Grenzen des LPS-Modells berücksichtigt werden. Ein Transport durch den Rand geht geradlinig, in zonaler Richtung, durch das gesamte Modellgebiet. Um diesen unrealistischen Effekt auszugleichen, ist eine Abweichung von den tatsächlich auftretenden Strömungen nötig. Erstens ist es sinnvoll, die Strombreite größer als die beobachtete Strombreite anzusetzen. Die Gründe dafür sind, daß der in einem schmalen Stromband stattfindende Einstrom vor Südafrika im Südatlantik nach Norden abgelenkt wird und daß der Strom nach der Ablösung vom Rand breiter ist. Zweitens müssen die Transporte reduziert werden, da das mit dem Agulhasstrom in den Atlantik eingetragene Wasser zum großen Teil rezirkuliert und so in den Indischen Ozean zurückkehrt. Als östliche Randbedingung wurde ein Einstrom von 5.3 Sv zwischen 34.5°S und 38.5°S sowie ein Ausstrom von 30 Sv zwischen 56.5°S und 38.5°S angesetzt. Diese Annahmen sind konsistent mit veröffentlichten Transporten, wenn man die Schwankungen der Transportangaben berücksichtigt. Dieses soll an einem Beispiel verdeutlicht werden: Garzoli und Gordon (1996) ermittelten einen Einstrom von etwa 4 Sv in den oberen 1000 m, während Stramma und Peterson (1990) auf 8 Sv kamen.

Bei allen hier präsentierten Modellexperimenten befindet sich das Antarktische Zwischenwasser in der dritten Schicht, und das Modellgebiet erstreckt sich von 64°W bis 20°E in der Länge und 57°S bis 12°S in der Breite.

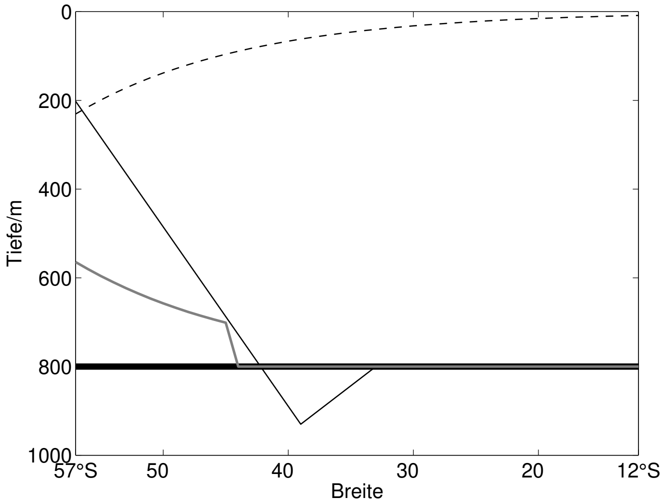

Abb. 5.7: Die durchgezogenen Linien geben die Tiefe der windgetriebenen Schicht am östlichen Rand an. Die dicke, schwarze Linie gilt für die Exp. 1, 3 und 5. Die graue bzw. die dünne schwarze Linie gelten für Exp. 2 bzw. Exp. 4. Die gestrichelte Linie zeigt die Dicke der durchmischten Schicht von Exp. 2.

Zunächst werden die Ergebnisse vom Exp. 1 analysiert und anschließend mit denen der anderen Experimente verglichen. Danach wird die zeitliche Variabilität anhand der Transporte in der dritten Schicht untersucht.

Die Zonen bei Exp. 1 sind in Abbildung 5.8 dargestellt. Die Gebiete V, Va und Vb sind die ventilierten Zonen, U ist die Auftriebszone und A, B und P sind die Schattenzonen. Eine weitere Schattenzone (S3) liegt am östlichen Rand zwischen y_1 und y_2. Sie ist hier nicht zu erkennen, da sie sehr schmal ist. In den ventilierten Zonen wird ständig frisches Wasser zugeführt, und alle drei Schichten sind in Bewegung. In den Schattenzonen ist entweder die 3. Schicht in Ruhe (Zonen A, P und S3) oder die Schichten 2 und 3 sind in Ruhe (Zone B).

Bei Exp. 1 ist die subtropische Antizyklone deutlich zu erkennen (Abb. 5.10). Zum Vergleich sind die Dicke und Tiefe der Untergrenze der Zwischenwasserschicht in Abbildung 5.9 dargestellt. Die Gesamtschichttiefe (das ist die Tiefe der Unterkante der 3. Schicht, H) steigt von knapp 900 m an der nördlichen Begrenzung des intermediären Subtropenwirbels auf 1235 m in seinem Zentrum, was gut zu dem auf der Isopykne $\sigma_0 = 27.35\ kg/m^3$ beobachteten Druck paßt (Abb. 5.9a und 5.10a). Dabei liegt die Antizyklone im Modell etwas zu weit südlich. Das Maximum von H liegt bei $42°S$, während das Druckmaximum in den Beobachtungen bei $33°S$ zu finden ist. Im ostwärtigen Stromzweig fällt außerdem auf, daß die Isolinien von H im Modell dichter gedrängt sind als die Isobaren. Daher schneidet H die Oberfläche weiter nördlich, als es aufgrund der Beobachtungen zu erwarten wäre. Im subäquatorialen Bereich treten sowohl im Modell als auch in den Beobachtungen geringere Schwankungen von H bzw. p_{2735} auf. Der Druck nimmt jedoch stärker ab als die Gesamtschichttiefe, und die beobachteten Minima nördlich von $20°S$ sind im Modell nicht vorhanden.

Bei der Dicke der dritten Schicht (h_3) sind die Abweichungen zwischen dem Exp. 1 und den Beobachtungen deutlicher ausgeprägt als bei der Gesamtschichttiefe. So ist die 3. Schicht in weiten Teilen des Modellgebiets dicker als die Zwischenwasserschicht. Daher muß die 3. Schicht neben dem Zwischenwasser auch noch Zentralwasser enthalten. Südlich von $45°S$ (y_2) existiert nur die 3. Schicht, damit ist die Gesamtschichttiefe gleich der Dicke dieser Schicht. Somit ist ein quantitativer Vergleich zwischen der Dicke der 3. Schicht und der beobachteten Dicke der Zwischenwasserschicht nicht möglich. Ein qualitativer Vergleich zeigt eine gute Übereinstimmung hinsichtlich der Lage des Schichtdickenminimums und -maximums. Die Form der Isolinien, die die Extrema von h_3 begrenzen, weicht deutlich von den Beobachtungen ab. Das Maximum der Dicke der Zwischenwasserschicht ist von einer elliptisch geformten Isolinie, mit der Hauptachse von Südwesten nach Nordosten eingeschlossen. Im Modell ist die Ausrichtung der im Westen offenen Isolinie dagegen weitgehend zonal. Diese Aspekte sind in ähnlicher Ausprägung auch bei den Vergleichsexperimenten zu erkennen. Im nordöstlichen Modellgebiet weist die 700 m-Isolinie mehrere Unterbrechungen auf, da das Modell in dem Auftriebsgebiet vor dem afrikanischen Kontinent keine reelle Lösung hat. Somit ist eine Auflösung der Vertikalstruktur in dieser Region nicht möglich.

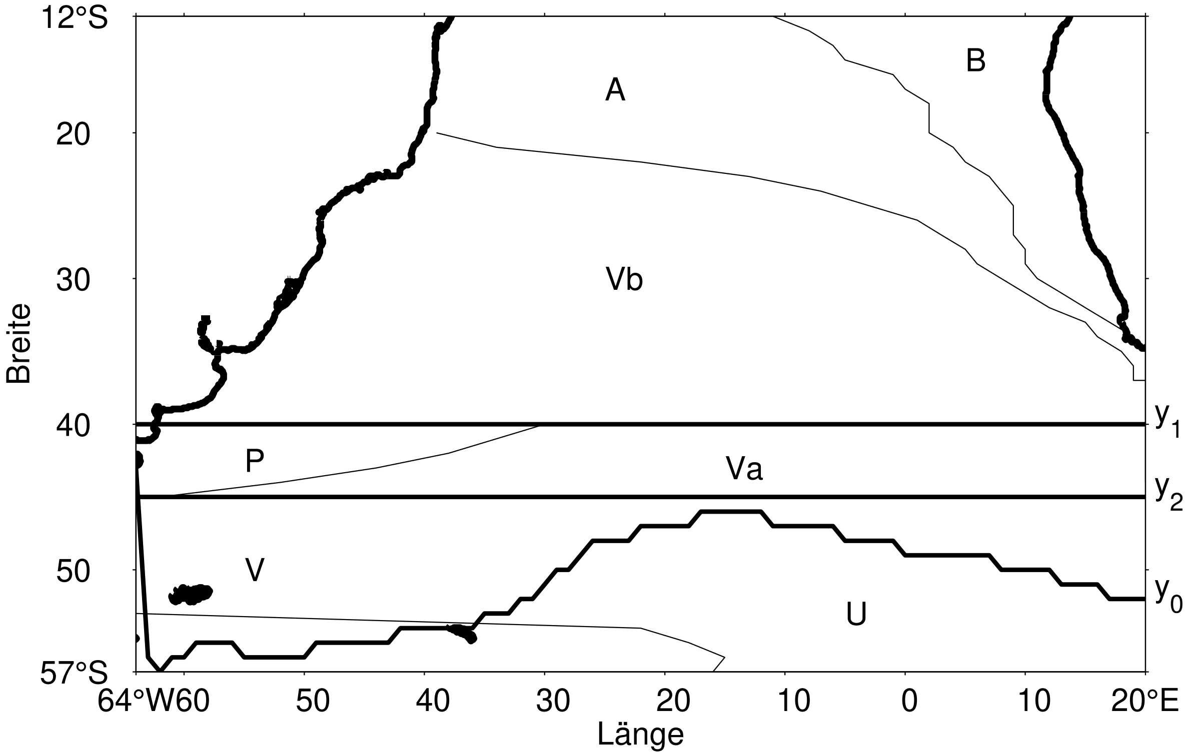

Abb. 5.8: Die Zonen für das Exp. 1 des Modells der ventilierten Thermokline für das Quartal März bis Mai 1993. V, Va und Vb sind die ventilierten Zonen. A, B und P bezeichnen die Schattenzonen. U ist die Auftriebszone. y_1 und y_2 bezeichnen die Subduktionsbreiten der 2. und 3. Schicht. y_0 ist die Breite verschwindender Ekmanscher Vertikalgeschwindigkeit.

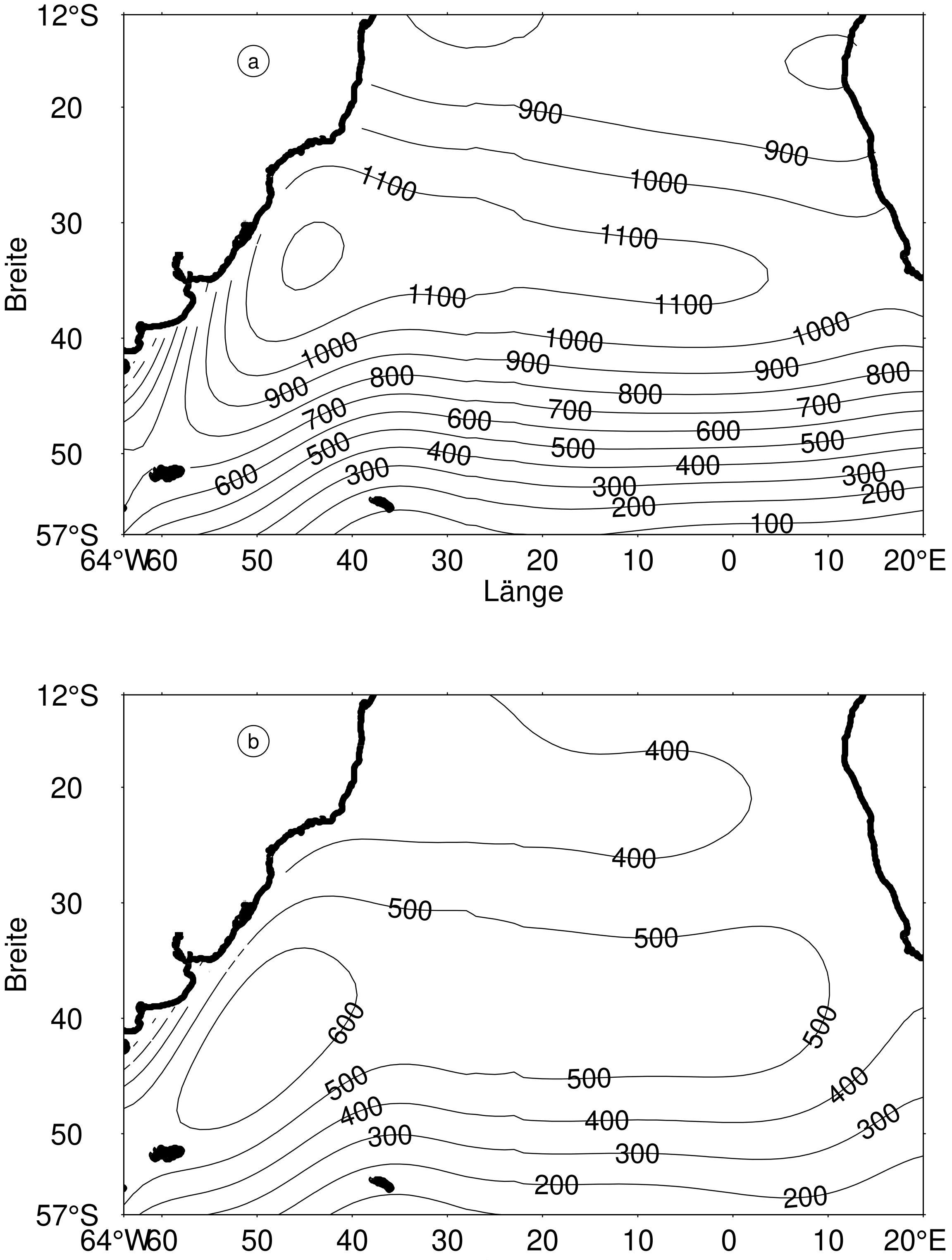

Abb. 5.9: Tiefe und Dicke der Zwischenwasserschicht aus hydrographischen Beobachtungen. a) Druck an der Unterkante der Zwischenwasserschicht (bei der Isopykne $\sigma_0 = 27.35\ kg/m^3$, p_{2735}). b) Dicke der Zwischenwasserschicht (zwischen den Isopyknen 27.00 und 27.35 kg/m^3 in σ_0, p_{2735} - p_{2700}).

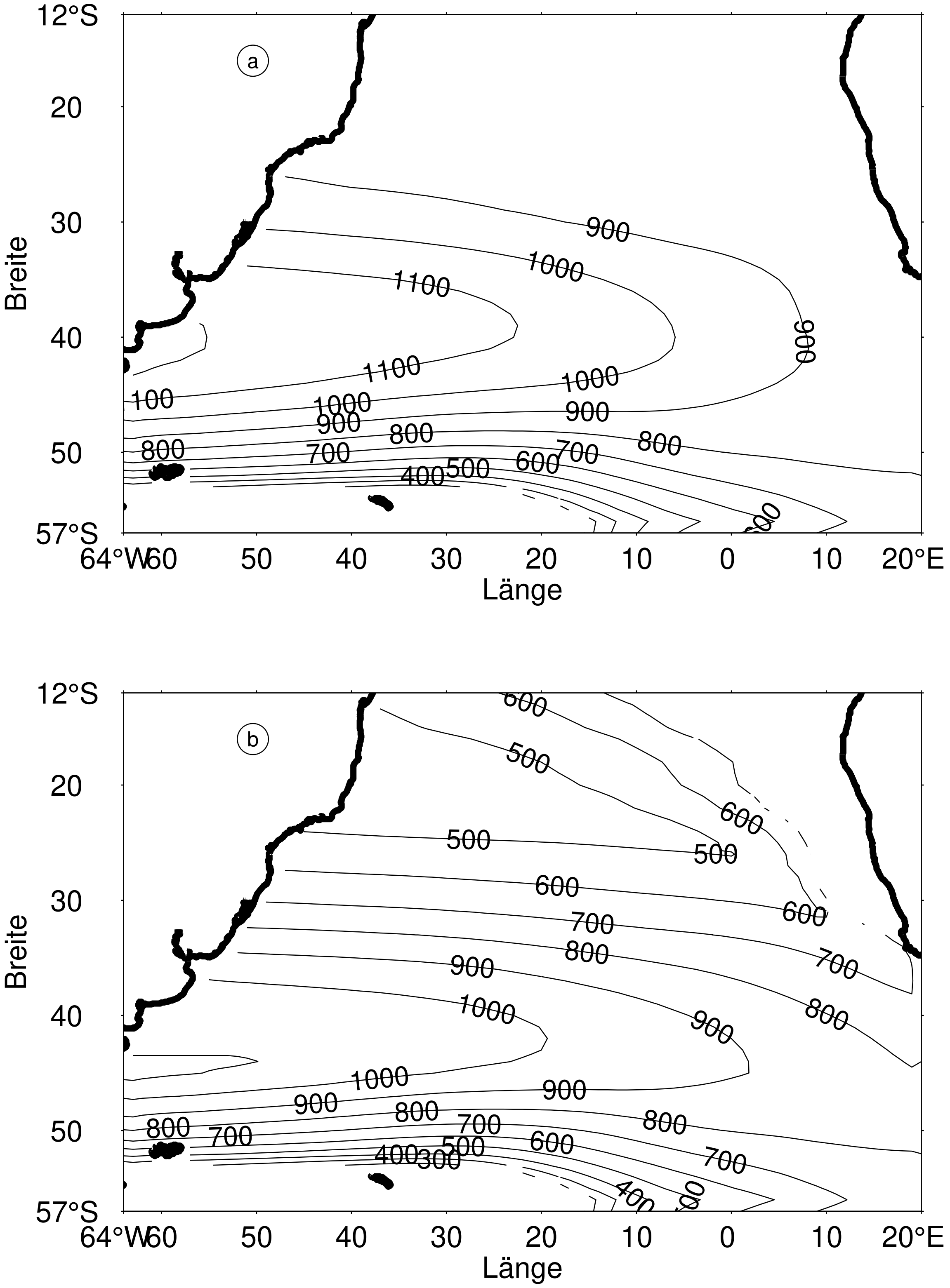

Abb. 5.10: Ergebnisse vom Exp. 1 für das Quartal März bis Mai 1993. a) Gesamtschichttiefe (H). b) Dicke der 3. Schicht (h_3).

Für die Unterschiede zwischen dem Exp. 1 und den Beobachtungen können verschiedene Ursachen verantwortlich sein. Dazu gehören die Randbedingungen, die Subduktionsbreiten der einzelnen Schichten, die zeitliche Variabilität, die Dichteschichtung, thermohaline Prozesse und das westliche Randstromregime. Auf einige dieser Aspekte wird hier eingegangen, bevor die Vergleichsexperimente analysiert werden.

Bei dem hier vorgestellten Quartal (Südherbst 1993) liegt das Maximum von H bei 42°S. Es gibt jedoch auch Quartale, in denen es deutlich weiter im Norden zu finden ist (z. B. bei 32°S im Südwinter 1993). Im Mittel liegt das Maximum bei etwa 39°S. Daher ist es wahrscheinlich, daß die Variabilität nicht alleine für diese Abweichungen verantwortlich ist. Näheren Aufschluß über diese Frage liefert eine Analyse der Transporte (s. u.).

Der Einfluß des westlichen Randstromregims beruht im wesentlichen darauf, daß sich das Maximum von H am westlichen Rand befindet, während das Maximum von p_{2735} bei 45°W lokalisiert ist. Auf dieser Länge findet man das Wirbelzentrum der 3. Schicht im Südherbst 1993 des Exp. 1 bei 39°S. Eine Mittelung über die Quartale ergibt etwa 36°S. Zusätzlich erscheint es als wahrscheinlich, daß die Lage der Konfluenzzone, bzw. das Überschießen der westlichen Randströme, die Position des Wirbelzentrums beeinflußt. Dieser Effekt dürfte jedoch vergleichsweise klein sein, da er sich lediglich auf die Lage des Südatlantischen Stroms auswirkt.

Der Einfluß der Dichteschichtung auf die resultierende Zirkulation ist gering. Da die Schichtung außerdem mit hoher Genauigkeit ermittelt werden kann, wurde kein Experiment mit variierter Dichteverteilung durchgeführt. Die Auswirkungen thermohaliner Prozesse werden hier ebenfalls nicht besprochen, da die verwendeten Modelle für eine solche Analyse nicht geeignet sind.

Die Wirkung der Randbedingungen und der Subduktionsbreiten wird anhand der schon kurz vorgestellten Vergleichsexperimente im folgenden näher untersucht.

Bei dem Experiment mit durchmischter Schicht (Exp. 2, Abb. 5.11) reicht der Subtropenwirbel etwas weniger tief, und die 3. Schicht ist dünner als beim Exp. 1. Die Isolinien von H sind zonaler ausgerichtet als im Exp. 1, und es ist ein schwacher Ausstrom zu erkennen. Der Ausstrom wird dadurch bedingt, daß die Breitenabhängigkeit der Dicke der durchmischten Schicht (h_m) einen Transport durch den östlichen Rand bewirkt, der durch einen Transport in der darunter liegenden Schicht kompensiert werden muß. In der durchmischten Schicht gelangt Wasser in den Atlantik. Daher ist der ostwärtige Strom bei diesem Experiment größer und damit auch realistischer als bei Exp. 1. Im nördlichen Modellgebiet kommt die Dicke der 3. Schicht relativ nah an die Beobachtungen heran, die Unterschiede liegen zum Teil unter 100 m. Die Existenz der geschlossenen Isolinien von H am Nordrand der ventilierten Zone und im Zentrum des Subtropenwirbels beruht auf Instabilitäten der Lösung, die von dem gewählten h_m abhängen. Dieser Effekt hat jedoch keine großen Auswirkungen auf die Schlußfolgerungen.

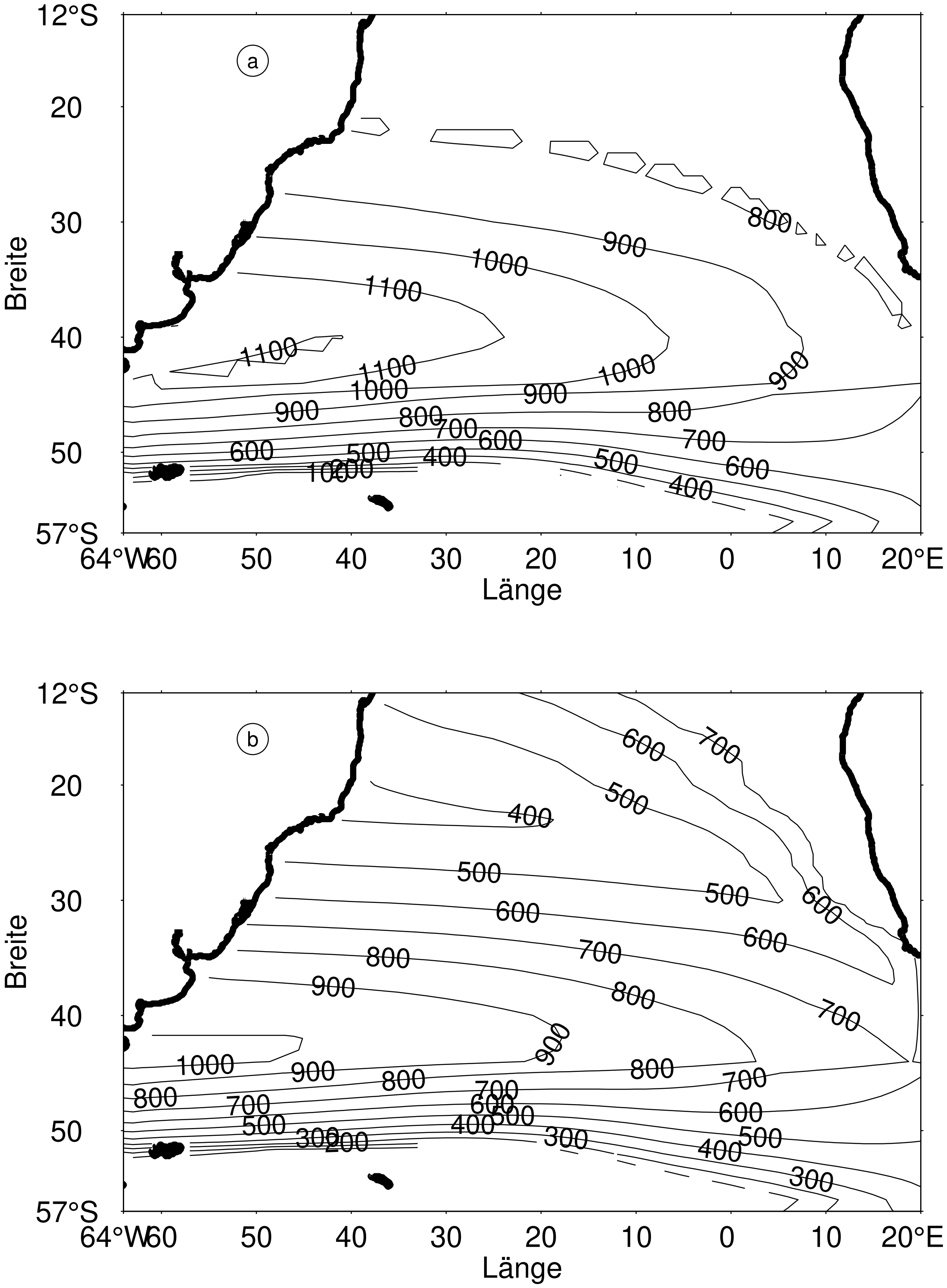

Abb. 5.11: Ergebnisse vom Exp. 2 für das Quartal März bis Mai 1993. a) Gesamtschichttiefe (H). b) Dicke der 3. Schicht (h_3).

Beim Exp. 3 wurden die Subduktionsbreiten der 2. und 3. Schicht (y_1 und y_2) jeweils um 5° nach Norden verschoben (Abb. 5.12). Während die Gesamtschichttiefe im Vergleich mit Exp. 1 unverändert bleibt, kommt es zu einer Zunahme der Dicke der 3. Schicht, da sie über einen größeren Bereich dem abwärts gerichteten Ekman-Pumpen unterliegt. Im subtropischen Maximum beträgt die Zunahme von h_3 rund 100 m. Wie schon bei der Beschreibung vom Exp. 1 erwähnt wurde, ist die 3. Schicht deutlich dicker als die Zwischenwasserschicht. Exp. 3 macht deutlich, daß die Subduktionsbreite der 2. Schicht nach Süden verschoben werden müßte, um eine dünnere 3. Schicht zu erhalten. Eine solche Verschiebung ist jedoch nur begrenzt möglich. Bei dem hier diskutierten Quartal liegt die Breite verschwindender Vertikalgeschwindigkeit zwischen $46°S$ nahe $20°W$ und $57°S$ am westlichen Rand. Eine deutliche südwärtige Verschiebung der Subduktionsbreite ist damit nur im westlichen und im östlichen Teil des Modellgebiets möglich, der Lösungsalgorithmus des Modells setzt jedoch eine Zonalität der Subduktionsbreiten voraus. Solange die Gleichung 15 (Kap. 7.2, S. 92) eine reelle Lösung hat, kann die Subduktionsbreite der 3. Schicht (y_2) auch streckenweise südlich von der Breite werschwindender Ekmanscher Vertikalgeschwindigkeit (y_0) liegen. So wäre für das hier betrachtete Quartal eine Verschiebung von y_2 auf $47°S$ möglich. Da diese Konfiguration nur in wenigen Quartalen möglich ist, wurde von einem solchen Experiment abgesehen.

Die Vorgabe eines interozeanischen Austauschs am östlichen Rand (Exp. 4, Abb. 5.13) bewirkt eine Vertiefung des Subtropenwirbels auf 1303 m im Vergleich zu den 1235 m beim Exp. 1. Außerdem schneidet H die Oberfläche weiter nördlich als beim Exp. 1. Damit ist der ostwärtige Strom in der 3. Schicht schmaler, und er ist stärker zonal ausgerichtet. Letzteres stimmt besser mit den Beobachtungen überein, während ersteres stärker von den Beobachtungen abweicht. Im nördlichen Modellgebiet (nördlich von $35°S$) führen beide Simulationen zu demselben Ergebnis, da die östliche Randbedingungen der Exp. 1 und 4 in diesem Bereich identisch sind (s. a. S. 63). Das Maximum von H liegt bei $39°S$, also 3° weiter nördlich als beim Exp. 1. Auch das Maximum von h_3 liegt weiter nördlich, und der Verlauf der Isolinien im östlichen Modellgebiet kommt den Beobachtungen näher. In den Beobachtungen sind die Isolinien der Zwischenwasserschichtdicke im ostwärtigen Strom am östlichen Rand von Südwesten nach Nordosten ausgerichtet (Abb. 5.9b). Beim Exp. 4 ist die 800 m-Linie in derselben Region ebenfalls von Südwesten nach Nordosten orientiert (Abb. 5.13b), während sie im Exp. 1 von Nordwesten nach Südosten geht (Abb. 5.10b).

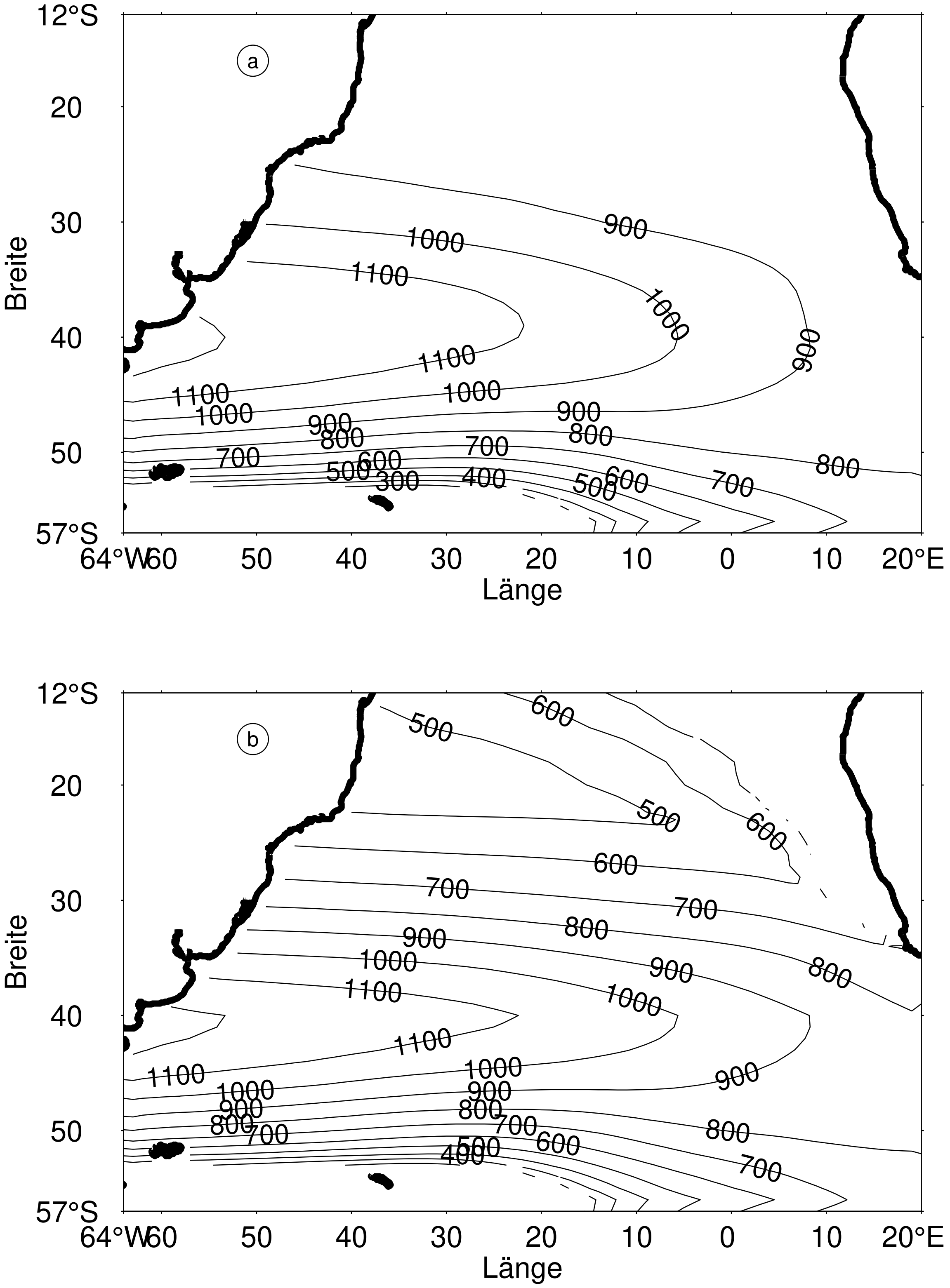

Abb. 5.12: Ergebnisse vom Exp. 3 für das Quartal März bis Mai 1993. a) Gesamtschichttiefe (H). b) Dicke der 3. Schicht (h_3).

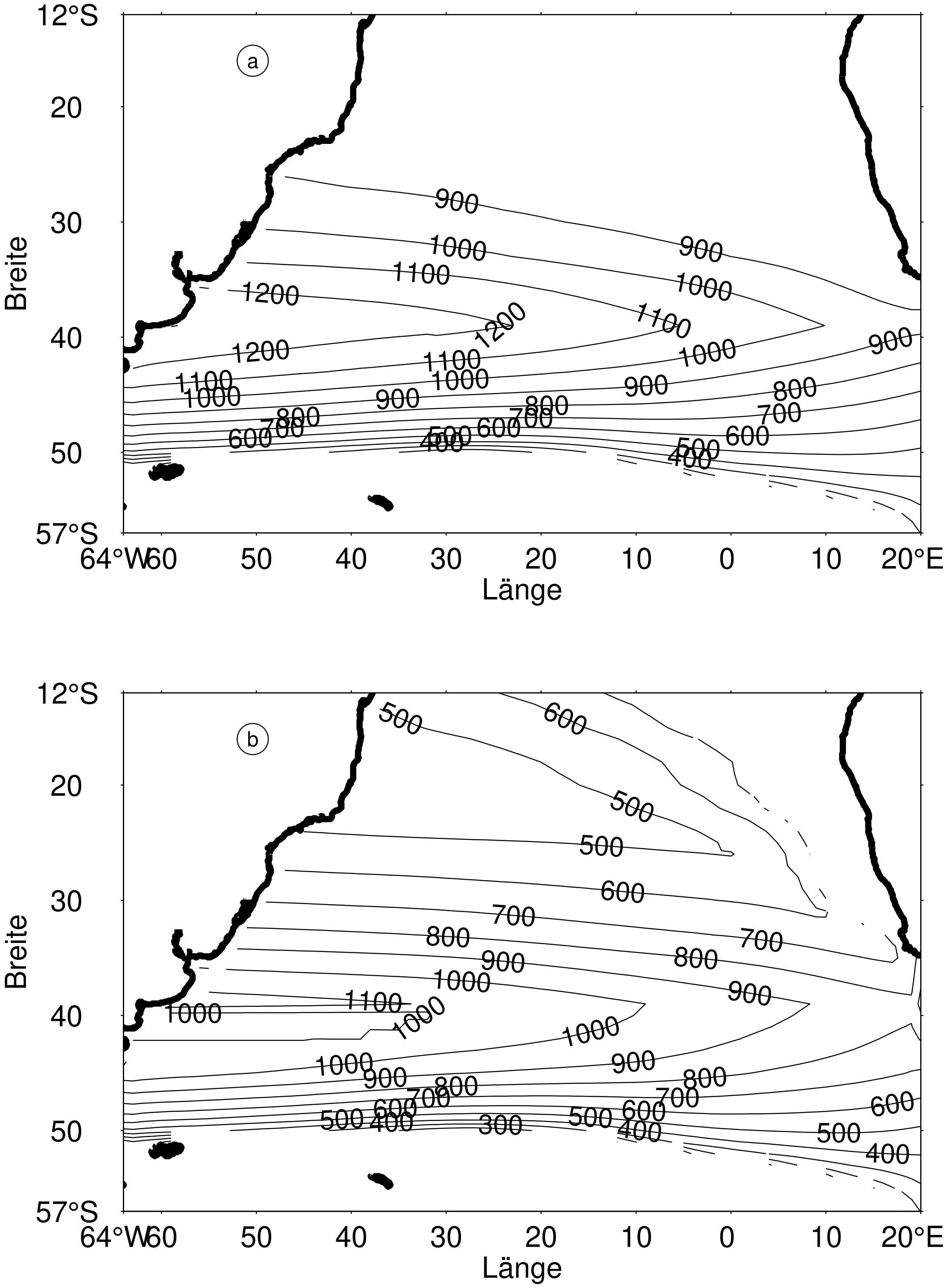

Abb. 5.13: Ergebnisse vom Exp. 4 für das Quartal März bis Mai 1993. a) Gesamtschichttiefe (H). b) Dicke der 3. Schicht (h_3).

Im Kapitel 5.1 wurde gezeigt, daß die Sverdrup-Dynamik die Transporte oberhalb der Isopykne $\sigma_0 = 27.35\ kg/m^3$ in guter Näherung erklärt, und es wurde auf die Abweichungen zwischen dem Sverdrup-Modell und den Beobachtungen hingewiesen. Die durchgeführten Experimente mit den Modellen der ventilierten Thermokline ermöglichen eine nähere Untersuchung der existierenden Transportunterschiede und ihrer Ursachen.

Um einen Vergleich der geostrophischen Transporte mit den Modelltransporten zu ermöglichen, müssen für erstere Integrationsgrenzen festgelegt werden. Als Integrationsgrenzen können Isopyknen oder die Schichttiefen aus dem Modell gewählt werden. Der erstgenannte Ansatz wurde im Kapitel 5.1 verwendet, da beim Sverdrup-Modell keine Aussage über die zum berechneten Transport gehörende Schichttiefe möglich ist. Bei den Modellen der ventilierten Thermokline sind beide Ansätze möglich. Da diese Modelle eine Aussage über die Dicke der einzelnen Schichten treffen, erscheint es sinnvoll dieselben zur Bestimmung der geostrophischen Vergleichstransporte zu verwenden. Ein weiterer Aspekt der für den zweiten Ansatz spricht ist, daß nur die mittleren Dichten der einzelnen Schichten bekannt sind. Damit ist keine exakte Aussage über die Dichten an den Grenzflächen möglich. Bei allen im folgenden diskutierten Transportvergleichen werden daher die Schichttiefen aus den Modellexperimenten bei der Bestimmung der geostrophischen Vergleichstransporte zugrunde gelegt.

Die Aufteilung der Gesamttransporte auf die drei Schichten stimmt in den wesentlichen Grundzügen mit der beobachteten Transportverteilung überein (Exp. 1, Abb. 5.14a). Das Modell überschätzt jedoch die Transporte in der 3. Schicht etwas, während sie in den anderen beiden Schichten unterschätzt werden. Im Bereich des ostwärtigen Stroms stimmt in den Schichten 1 und 2 auch teilweise das Vorzeichen nicht. Da diese Transporte sehr klein sind (deren Größenordnung ist 0.1 Sv), ist die Bedeutung dieser Unterschiede nicht signifikant.

Wie schon bei der Analyse der Schichttiefen erwähnt wurde, liegt das Zentrum des Subtropenwirbels beim Exp. 1 weiter südlich als in den Beobachtungen, was sich in den Transporten der drei Schichten widerspiegelt. Die Abweichungen konzentrieren sich auf den Bereich südlich von $40°S$ und auf den westwärtigen Ast des Subtropenwirbels. Letzterer ist im Modell breiter als in den Beobachtungen, während die Breite des ostwärtigen Stroms im Süden konsistent mit den Beobachtungen ist. Beim Transport ist die Übereinstimmung im westwärtigen Stromband deutlich besser als im ostwärtigen Strom. Der Unterschied von rund 40 Sv bei $52°S$ beruht zu etwa 2/3 auf dem hohen geostrophischen Transport im Südatlantischen Strom zwischen $43°S$ und $40°S$. Der verbleibende Rest ergibt sich aus dem Antarktischen Zirkumpolarstrom und dem etwas höheren Modelltransport im westwärtigen Ast des Subtropenwirbels. Beim Gesamtransport sind die Unterschiede etwa halb so groß, bei $52°S$ beträgt er lediglich 22 Sv. Im westwärtigen Stromband tritt in der 3. Schicht bei $29°S$ ein Transportunterschied von etwa 20 Sv auf, der jedoch bei $34°S$ wieder ausgeglichen ist.

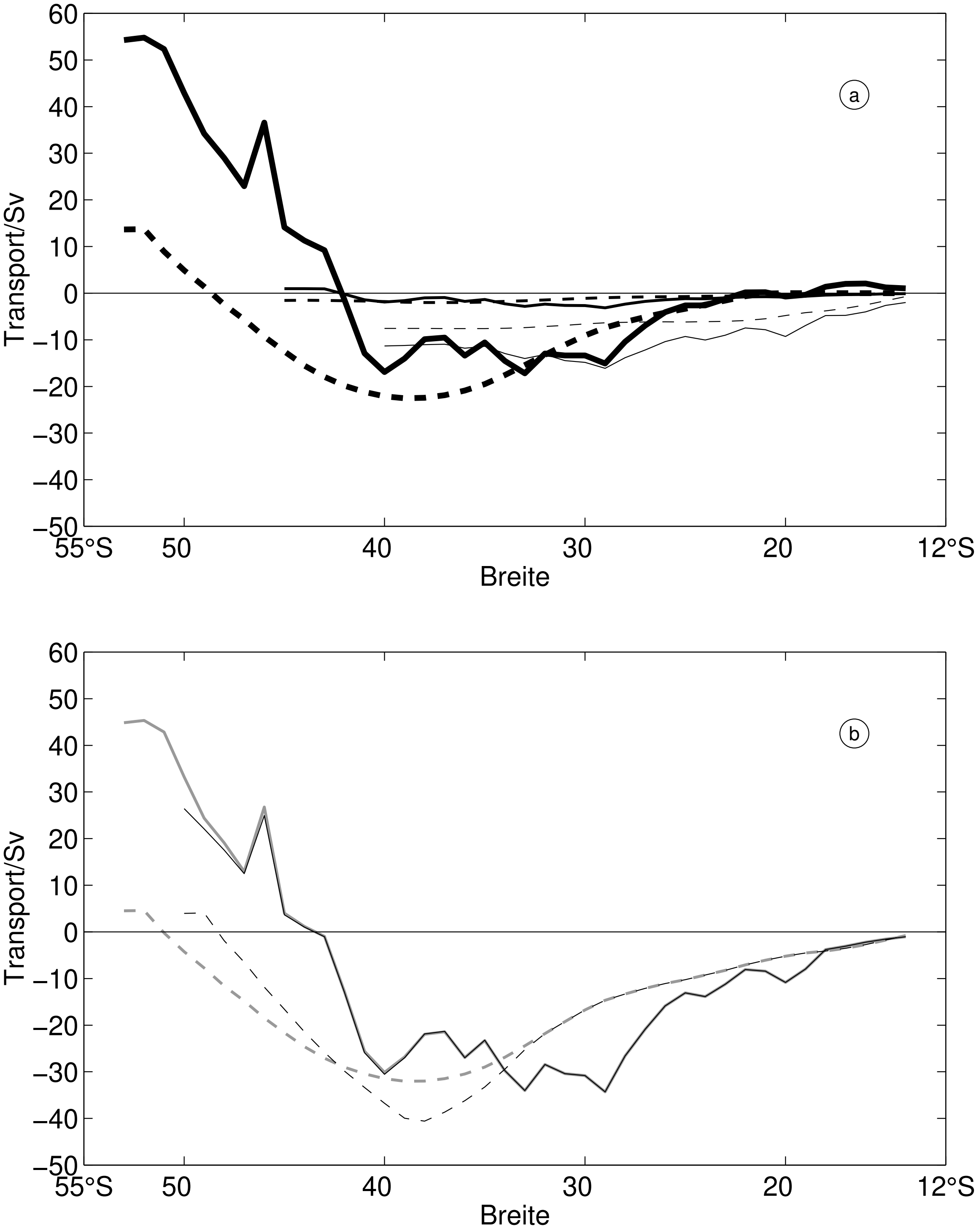

Abb. 5.14: Vergleich der quasizonalen kumulativen Transporte aus dem LPS-Modell (gestrichelt) mit Beobachtungen (durchgezogen). (a) Transporte in den drei Schichten im Vergleich mit Exp. 1. Die Strichdicke nimmt von oben nach unten zu. (b) Gesamttransport im Vergleich mit Exp. 4. Zusätzlich ist Exp. 1 eingezeichnet (graue Linien). Bei beiden Experimenten wurde das Quartal März bis Mai 1993 ausgewählt. Der geostrophischen Transport über den quasimeridionalen SAVE 5&6-Schnitt (Abb. 2.3) wurde für das Referenzniveau $\sigma_3 = 41.55\ kg/m^3$ berechnet. Die vertikalen Integrationsgrenzen stammen aus dem jeweiligen Experiment. Die Modelltransporte wurden auf die Richtung der geostrophischen Transporte projiziert.

Die Öffnung des östlichen Rands bewirkt wie erwartet eine Erhöhung der Transporte sowohl im west- als auch im ostwärtigen Strom (Exp. 4, Abb. 5.14b). Während diese Konfiguration zu einer Überschätzung des westwärtigen Transports führt, bewirkt sie beim ostwärtigen Transport eine Verbesserung des Resultats. Bei $49°S$ unterscheiden sich die Transporte um etwa 19 Sv, wovon wieder etwa 2/3 auf den Südatlantischen Strom zurückgeführt werden können.

Bisher war die Analyse der Modellergebnisse auf das Quartal März bis Mai 1993 beschränkt. Dabei wurde gezeigt, daß die auftretenden Unterschiede zwischen den beobachteten und den modellierten Transporten zum Teil auf die Randbedingungen des Modells zurückgeführt werden können. Ein weiterer Grund liegt in der zeitlichen Variabilität, deren Auswirkungen im folgenden diskutiert werden. Die Transporte in der 3. Schicht bei $30°W$ im westwärtigen Ast des Subtropenwirbels schwanken bei den ECMWF-Windfeldern (Exp. 1) zwischen 12 Sv und 24 Sv. Beim Exp. 5, das auf den ERS-1-Windfeldern basiert, sind die Transporte meistens etwas niedriger. Sie liegen zwischen 12 Sv und 22 Sv. Bei ersterem ergibt sich ein mittlerer Transport von 19 (± 3) Sv, bei letzterem erhält man 17 (± 3) Sv. Die Transporte weisen einen Jahresgang auf, der sich durch relativ niedrige Werte in der zweiten Jahreshälfte auszeichnet (Abb. 5.15). Es gibt jedoch auch Ausnahmen wie die Jahre 1992 und 1995. Auffällig ist dabei, daß das ERS-1-Windfeld im Jahr 1992 zu dem erwarteten Minimum führt, während sich beim Experiment mit dem ECMWF-Windfeld ein breites Minmum über ein Jahr erstreckt, auf das ein ausgeprägtes Maximum folgt. Im Jahr 1995 deutet sich an, daß das Transportminimum schon im ersten Halbjahr eingetreten sein kann. Diese Resultate zeigen, daß eine nähere Untersuchung der zeitlichen Variabilität über einen längeren Zeitraum sinnvoll ist. Neben dem Jahresgang - der in den Beobachtungen naturgemäß schwächer ist, da die Auswirkungen eines Windfelds nicht sofort eintreten - lassen sich die beschriebenen Unterschiede zwischen den Experimenten und den Beobachtungen teilweise auf diese Schwankungen des Windfelds zurückführen.

Im ostwärtigen Strom schwanken die Transporte in der 3. Schicht zwischen 20 Sv und 44 Sv (ECMWF) bzw. 13 Sv und 42 Sv (ERS-1), die zugehörigen mittleren Transporte sind 36 (± 7) Sv und 32 (± 8) Sv. In diesem Stromband treten deutliche Abweichungen zwischen den Experimenten und den Beobachtungen auf. Bei geschlossenem östlichem Rand kann der geostrophische Transport nördlich von $49.5°S$ um rund einen Faktor zwei größer als der Modelltransport sein (z. B. 24 Sv bei Exp. 1 im Südherbst 1993 gegenüber 51 Sv bei SAVE 5&6). Durch die Vorgabe des künstlichen Einstroms reduziert sich der Unterschied auf unter 20% (z. B. 43 Sv bei Exp. 4 im Südherbst 1993 gegenüber 49 Sv bei SAVE 5&6).

Bei der Interpretation der Transportschwankungen muß man berücksichtigen, daß das Modell diagnostisch ist. Die Variabilität ist in Wirklichkeit geringer als dieses einfache Modell nahe legt. Anders als im Modell braucht das Windfeld über dem Ozean einige Zeit, bis es die bestehende Zirkulation verändern kann.

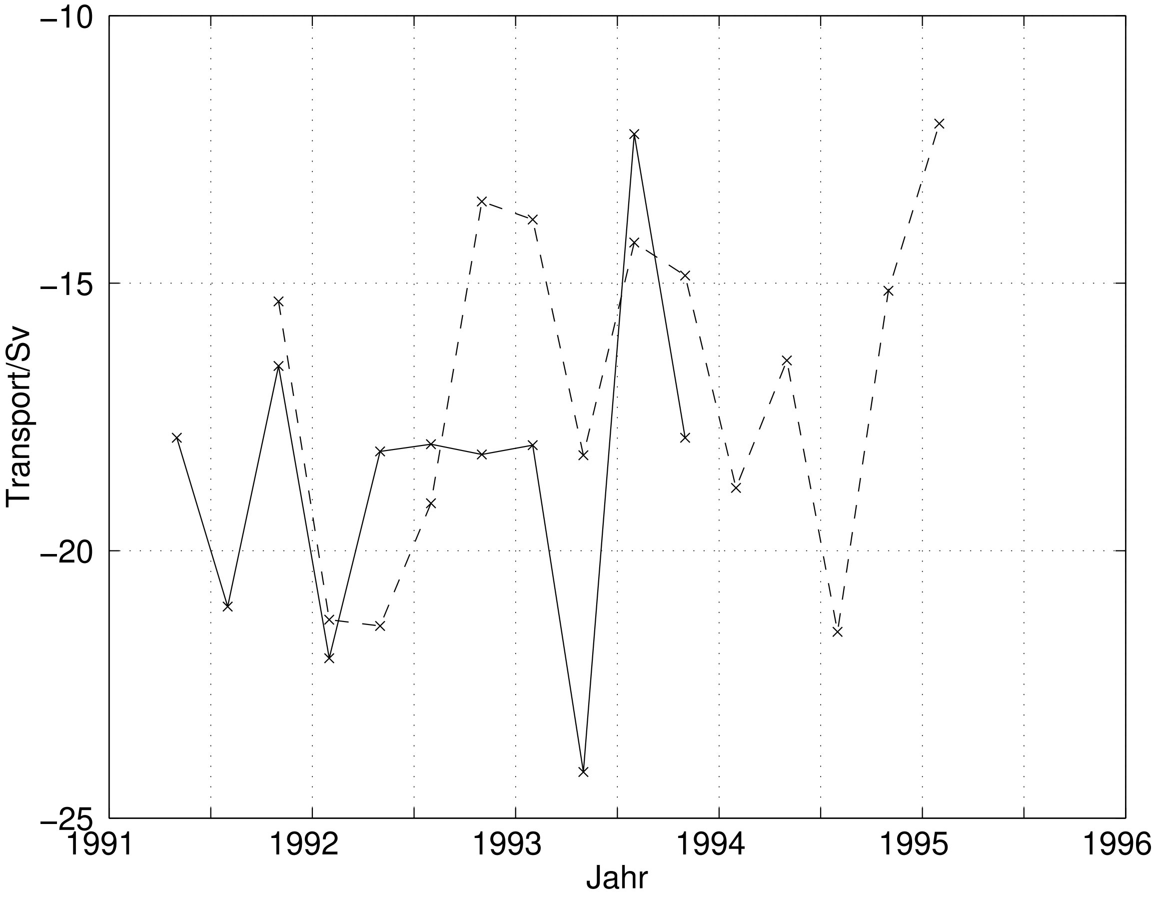

Abb. 5.15: Zeitreihe vom Transport im westwärtigen Ast des Subtropenwirbels in der 3. Schicht bei 30°W für die Experimente 1 (durchgezogen) und 5 (gestrichelt), die sich nur hinsichtlich des Windfelds unterscheiden.

Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen. Sowohl die gute Übereinstimmung der Gesamtschichttiefe mit der Tiefe der Unterkante der Zwischenwasserschicht als auch die resultierenden Transporte sprechen dafür, daß der Windantrieb im Sinne der Sverdrup-Dynamik maßgeblich am Antrieb der Zwischenwasserzirkulation beteiligt ist. So liegt die Gesamtschichttiefe am Nordrand des Subtropenwirbels im Exp. 1 ebenso wie die Unterkante der Zwischenwasserschicht in den Beobachtungen bei etwa 900 m. Beide steigen auf etwas über 1200 m im Zentrum des Subtropenwirbels an. Von dort aus nimmt die Gesamtschichttiefe nach Süden hin stark ab, was im wesentlichen konsistent mit den Beobachtungen ist.

Die Struktur des Subtropenwirbels in der 3. Modellschicht stimmt in den Grundzügen mit den Beobachtungen überein. Die Lage des südlichen Asts des Subtropenwirbels ist konsistent mit den Beobachtungen. Unrealistisch ist dagegen, daß dieser ostwärtige Strom - im Experiment mit geschlossenem östlichen Rand - bei der Annäherung an den östlichen Rand nach Südwesten abdreht. Bei einer Öffnung des Rands geht der Strom weitgehend zonal durch das gesamte Modellgebiet. Der nördliche Ast des Subtropenwirbels liegt tendenziell etwas weiter südlich und ist breiter als im beobachteten Strömungsfeld. Damit ist das Zentrum des Subtropenwirbels weiter südlich und schmaler als in den Beobachtungen. Diese Unterschiede werden durch die Öffnung des östlichen Rands verstärkt.

Die vertikal integrierten Modelltransporte im westwärtigen Ast des Subtropenwirbels betragen im Südherbst 1993 etwa 33 Sv für das ECMWF-Windfeld (Exp. 1) bzw. 24 Sv für das ERS-1-Windfeld (Exp. 5). Die über die zugehörigen Schichttiefen integrierten Transporte aus Beobachtungen liegen bei etwa 34 Sv. In der 3. Schicht ergibt sich im Südherbst 1993 für das Exp. 1 ein westwärtige Transporte von 23 Sv, beim Exp. 5 beträgt er 17 Sv. Die beobachteten Vergleichstransporte sind 17 Sv bei Exp. 1 und 19 Sv bei Exp. 5. In beiden Experimenten treten deutliche zeitliche Schwankungen der westwärtigen Transporte bei 30°W auf, die Mittelwerte sind 19 Sv für Exp. 1 und 17 Sv bei Exp. 5. Bei beiden Experimenten deutet sich an, daß etwa 90% des westwärtigen Transports in der Zwischenwasserschicht auf die Sverdrup-Dynamik zurückzuführen sind, wenn man die Beobachtungen mit den zeitlich gemittelten Transporten der beiden Experimente vergleicht. Beim ostwärtigen Strom ist die Abweichung größer. Der beobachtete Transport liegt rund einen Faktor zwei über dem Modelltransport. Dieser Unterschied beruht großenteils auf dem geschlossenen östlichen Rand. Eine Öffnung des Rands, d. h. die Einführung einer Ein- und Ausstrombedingung, kann die Abweichungen auf unter 20% verringern.

Im nächsten Abschnitt wird die Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers mit Ergebnissen des Semtner-Chervin-Modells verglichen. Bei der Betrachtung der dynamischen Ursachen wird u. a. näher auf die Schwächen der hier verwendeten Modelle der ventilierten Thermokline eingegangen.

5.3 Vergleich mit dem Semtner-Chervin-Modell

Ausgewählte Ergebnisse des Semtner-Chervin-Modells (Semtner (Jr.) und Chervin, 1992) sind in den Abbildungen 5.16 und 5.17 dargestellt.

Die großskaligen Strukturen in dem quasimeridionalen Salzgehaltsschnitt durch das Modellgebiet stimmen gut mit den Beobachtungen überein (Abb. 5.16 sowie Abb. 3.1). Das ausgeprägte Salzgehaltsmaximum an der Oberfläche (zwischen etwa 12°S und 39°S) und das Minimum am Südrand des Schnitts sind deutlich zu erkennen. Die Zwischenwasserschicht sinkt vom Süden ausgehend zunächst ab, um dann wieder leicht anzusteigen. Ihre maximale Tiefe erreicht sie bei beiden Schnitten nahe 36°S. Zwei wesentliche Unterschiede zwischen dem Modell und den Beobachtungen sollen hier erwähnt werden. Zum einen ist der Oberflächensalzgehalt des Modells in den Subtropen etwa 0.2 niedriger als im Vergleichsschnitt, während er in der Zwischenwasserschicht um etwa 0.2 höher ist. Zweitens liegt das intermediäre Salzgehaltsminimum ca. 200 m tiefer als in den Beobachtungen.

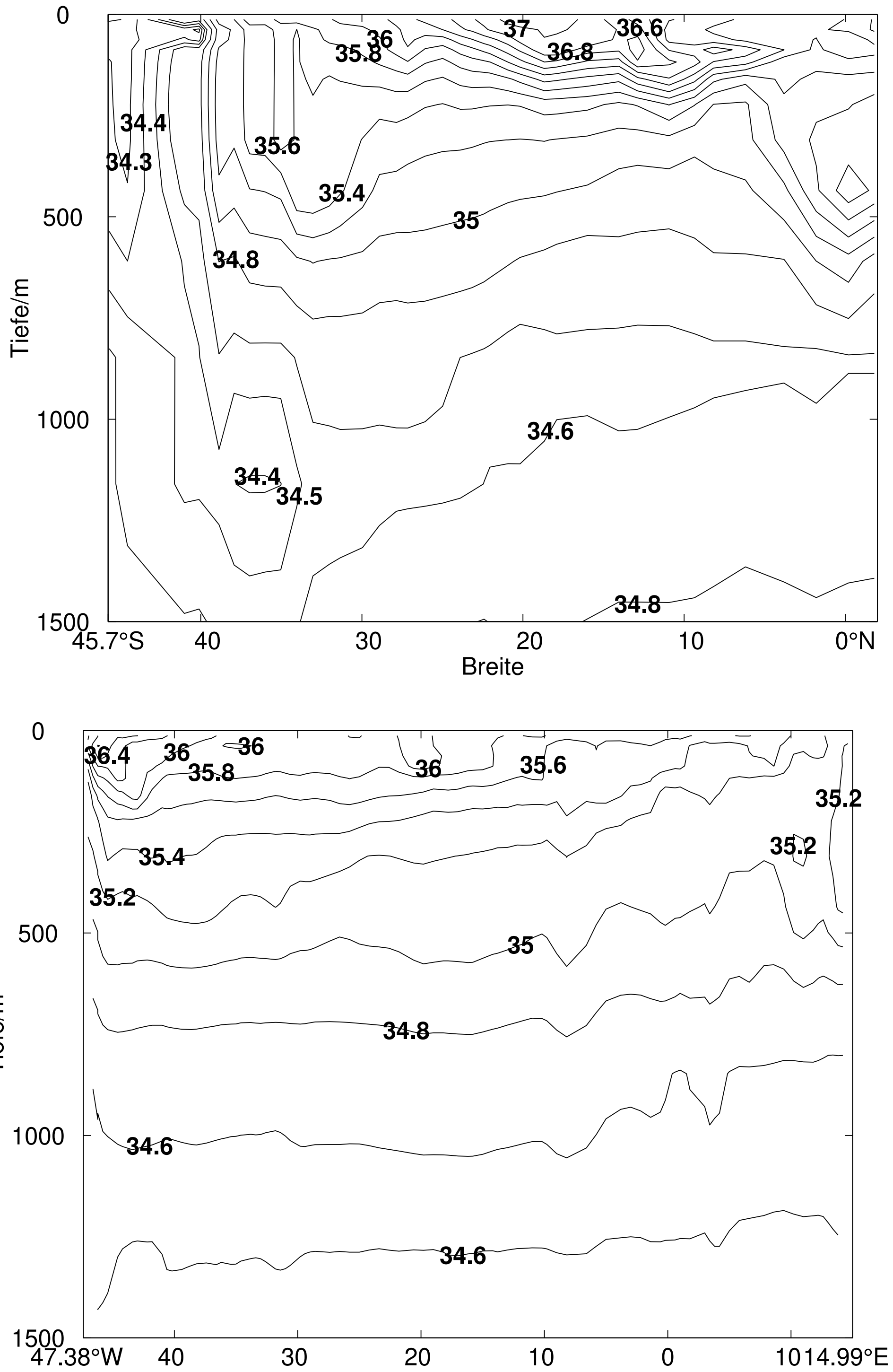

Abb. 5.16: Quasimeridionaler (oben) und quasizonaler (unten) Salzgehaltsschnitt am Modelltag 1198 (13.4.1990). Die Schnitte verlaufen entlang dem Polarstern ANT XII/1-Schnitt (Abb. 3.1 auf S. 24) bzw. dem Meteor 22/5-Schnitt (Abb. 3.2 auf S. 25).

Auch bei dem Zonalschnitt ähnelt die großskalige Salzgehaltsverteilung des Modells der beobachteten (Abb. 5.16 sowie Abb. 3.2 auf S. 25). So ist der Oberflächensalzgehalt im Westen höher als im Osten mit einer Übergangsfront bei rund 10°W, und das lokale Maximum nahe am westlichen Rand ist im Modell vorhanden. Wie in den Beobachtungen fallen die Isolinien im Randstrombereich oberhalb des Antarktischen Zwischenwassers vom westlichen Rand ausgehend ab. Unterhalb vom Zwischenwasser ist es umgekehrt. Im westlichen Südatlantik verläuft die Zwischenwasserschicht bis etwa 10°W fast horizontal, östlich dieser Länge steigt sie leicht an. Neben den schon für den Meridionalschnitt beschriebenen Unterschieden fällt ein ausgeprägtes Salzgehaltsmaximum am östlichen Rand bei 300 m Tiefe auf, das in den Beobachtungen nicht vorhanden ist.

Die beschriebenen Abweichungen des Modells von den Beobachtungen können verschiedene Ursachen haben. Eine wichtige Rolle dürften die Unsicherheiten bei den Frischwasserflüssen an der Oberfläche spielen. Wenn die Niederschläge in den Subtropen und Tropen etwas zu hoch sind, dann kann der Oberflächensalzgehalt etwas zu niedrig ausfallen, wenn nicht aus einer anderen Region salzreiches Wasser eingebracht wird. Analog kann eine Unterschätzung der Niederschläge im Bildungsgebiet des Subantarktischen Modewassers einen etwas zu hohen Salzgehalt dieser Quellwassermasse des Antarktischen Zwischenwassers verursachen. Damit ist das Zwischenwasser im Modell etwas salziger und auch schwerer als in den Beobachtungen, da die Temperatur im Modell gut mit den Beobachtungen übereinstimmt (hier nicht durch eine Abbildung dargestellt). Somit kann das Zwischenwasser in größere Tiefen absinken, wie es in dem gezeigten Schnitt der Fall ist (Abb. 5.16).

Zum Vergleich der Modellzirkulation mit der beobachteten Zirkulation wird die 847.5 m-Schicht herangezogen, da sie in den Subtropen in etwa der Zwischenwasserschicht entspricht (Abb. 5.17). Weiter südlich ist ein Vergleich mit den ALACE-Daten möglich. Das durch die Drake-Straße kommende Wasser lehnt sich im Modell zum großen Teil an der Schelfkante an. Die Schelfkante verläuft zunächst zonal und knickt bei 55°W rechtwinklig nach Norden ab. Hier spaltet sich der Strom in mehrere Zweige auf, von denen einer als intermediärer Malvinasstrom nach Norden geht und sich bei 43°S vom westlichen Rand ablöst. Die Brasilstromablösung tritt bei 39°S ein. Der von der Konfluenzzone ausgehende Südatlantische Strom befindet sich zwischen 41°S und 45°S, wobei er sich in Richtung Osten etwas nach Süden verlagert. Bei 10°E schwenkt er für einige Zeit auf eine südwärtige Richtung, bevor er zwischen 45°S und 50°S weiter nach Osten geht. Der Antarktische Zirkumpolarstrom zeichnet sich nicht durch eine breite Strömung, sondern durch mehrere mäandrierende Stromzweige sowie zahlreiche Wirbel aus. Zwischen diesen Stromzweigen sowie zwischen dem Südatlantischen Strom und dem nördlichen Zweig des Antarktischen Zirkumpolarstroms kommt es teilweise zu einem Wasseraustausch. Nördlich vom Südatlantischen Strom sind die Geschwindigkeiten in der Stagnationszone und im westwärtigen Strom deutlich geringer. Letzterer erstreckt sich über den Bereich zwischen 34°S und 26°S. Die Aufspaltung des westwärtigen Stroms in der Santos-Aufspaltung ähnelt den Beobachtungen.

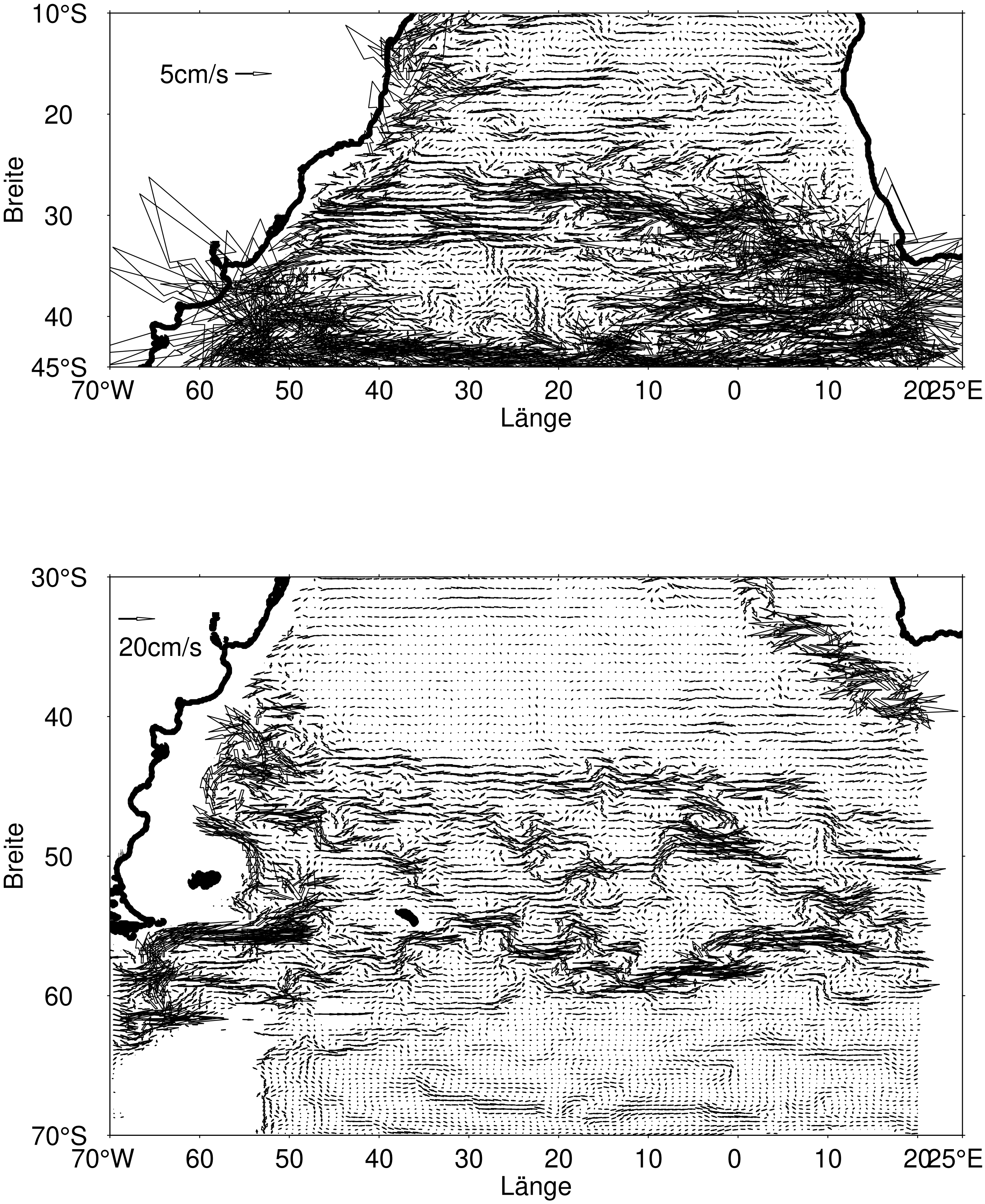

Abb. 5.17: Geschwindigkeitsfeld des Semtner-Chervin-Modells in 847.5 m Tiefe am Modelltag 1198 (13.4.1990).

Während die Beobachtungen noch nicht ausreichen um den Ort der Aufspaltung genauer zu lokalisieren, deutet sich in den Modelldaten an, daß die Aufspaltung unter Umständen nicht auf sondern östlich vom Santos-Plateau stattfindet. Ein Großteil des Wassers rezirkuliert im Subtropenwirbel, während nur ein kleiner Teil nach Norden geht. Der nordwärtige Strom lehnt sich zunächst an das Santos-Plateau an und erreicht erst bei 23°S den westlichen Rand. Dieses Zirkulationsmuster ist im wesentlichen konsistent mit den im Kapitel 4 besprochenen Beobachtungen. Neben der großen subtropischen Antizyklone deutet sich in dem Modell auch eine direktere Zufuhr von Wasser aus dem Südatlantischen Strom in den westwärtigen Ast des Subtropenwirbels an. So ist z. B. bei etwa 22°W ein nordwärtiges Stromband im Inneren des Subtropenwirbels zu erkennen. In den vorliegenden Lagrangeschen Strömungsmessungen gibt es keine Anzeichen für solche Strombänder.

Im Kapitel 5.2 wurde gezeigt, daß die Zwischenwasserzirkulation durch das Modell der ventilierten Thermokline zum Teil erklärt werden kann. Es wurde darauf hingewiesen, daß die Abweichungen u. a. auf den fehlenden interozeanischen Austausch zurückgeführt werden können und daß eine Öffnung des östlichen Rands bei diesen einfachen Modellen nur eine teilweise Verbesserung der modellierten Zirkulation mit sich bringt. Das Semtner-Chervin-Modell verdeutlicht die im Kapitel 5.2 genannten möglichen Ursachen für diese eingeschränkten Möglichkeiten des LPS-Modells. Die zwischen 40°S und 25°S zu erkennenden Agulhasringe (Abb. 5.17) wandern anfänglich in nordwestlicher Richtung. Das zeigt sich auch in den Beobachtungen der Oberflächensignale der Wirbel (Byrne et al., 1995). Damit wird das einströmende Wasser aus dem Indischen Ozean, anders als beim LPS-Modell, nicht direkt nach Westen transportiert. Ab dem Greenwich-Meridian bewegen sich die Wirbel nach Westen weiter und können bis etwa 20°W verfolgt werden. Westlich von 20°W ist der Strom weitgehend gleichförmig, was mit den Ergebnissen der Lagrangeschen Strömungsmessungen im Einklang steht. Im Ozean konnten die Agulhasringe bis 30°W und in einzelnen Fällen auch bis über 40°W hinaus verfolgt werden (Byrne et al., 1995).

Für die weitere Analyse wurden Quartalsmittelwerte der Geschwindigkeitsfelder gebildet, die zum einen für den Vergleich mit den Beobachtungen und zum anderen für die Untersuchunng der Saisonalität verwendet werden. Außerdem werden die mittleren Felder für die Diskussion der im Kapitel 5.2 aufgeworfenen Fragen genutzt.

Die Ablösebreite des intermediären Malvinasstroms schwankt im Modell zwischen 44°S und 43°S. Beim Brasilstrom sind die Unterschiede etwas größer, es treten Werte von 42°S bis 39°S auf. Damit ist die Variabilität im Modell geringer als in den Beobachtungen, und die Konfluenzzone liegt etwas weiter südlich. Im Kapitel 4.1 wurde gezeigt, daß die Ablösung des Malvinasstroms im Beobachtungszeitraum zwischen 43°S und 39°S eintritt. Auch der westwärtige Ast des intermediären Subtropenwirbels liegt im Modell etwas weiter südlich als in den Beobachtungen.

Die südwärtige Verlagerung des Subtropenwirbels kann insbesondere die folgenden Gründe haben. Zum einen ist die Konfluenzzone und damit auch der Südatlantische Strom etwas weiter südlich als in den Beobachtungen. Zweitens dringen der Benguelastrom und die Agulhasringe im Modell nicht weit genug nach Norden vor. Letztere wurden in einzelnen Fällen bei 25°S beobachtet, westlich von 10°W sind sie am häufigsten zwischen 32°S und 25°S zu finden, während sie im Modell nur knapp über 30°S hinaus kommen. Es erscheint wahrscheinlich, daß die relativ frühe Ablösung des Benguela- und des Malvinasstroms auf die Reibung an den Rändern zurückgeführt werden kann.

Die Modelltransporte im ost- und westwärtigen intermediären Strom stimmen gut mit den beobachteten Transporten überein, wenn man von der oben diskutierten meridionalen Verlagerung des Subtropenwirbels absieht (Abb. 5.18). Der Transport im nördlichen Ast des Subtropenwirbels weist ein Minimum im Südwinter auf, wie es auch beim LPS-Modell meist der Fall ist (vgl. Abb. 5.15 auf S. 76). Wie erwartet sind die Schwankungen der mittleren Transport im Semtner-Chervin-Modell deutlich niedriger als beim LPS-Modell, im westwärtigen Ast des Subtropenwirbels bei 30°W liegen sie zwischen 10 Sv und 11 Sv.

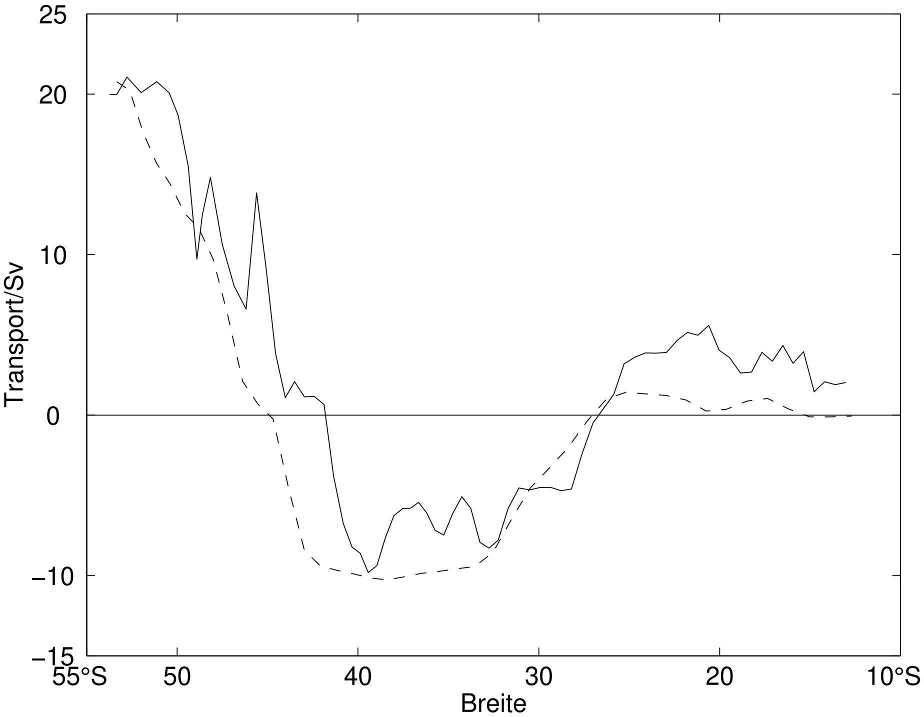

Abb. 5.18: Vergleich der quasizonalen kumulativen Transporte in der Schicht 710 - 1335 m aus dem Semtner-Chervin-Modell für das Quartal März bis Mai (gestrichelt) mit Beobachtungen (durchgezogen). Bei letzteren handelt es sich um den geostrophischen Transport über den quasimeridionalen SAVE 5&6-Schnitt (Abb. 2.3), der mit einem Referenzniveau bei $\sigma_3 = 41.55\ kg/m^3$ berechnet wurde. Die vertikalen Integrationsgrenzen stammen aus dem Modell. Die Lage des Schnitts ist in Abbildung 2.3 dargestellt. Die Modell-Transporte wurden auf die Richtung der geostrophischen Transporte projiziert.

6 Ergebnisse

In dieser Arbeit wurde die Zirkulation des Antarktischen Zwischenwassers im subtropischen Südatlantik beschrieben und die zugrundeliegende Dynamik untersucht. Die verwendeten Daten setzen sich aus hydrographischen Beobachtungen, Lagrangeschen und Eulerschen Strömungsmessungen sowie Satelliten-Daten zusammen. Für die Analyse der dynamischen Ursachen wurden zwei Modelle der ventilierten Thermokline mit beobachteten Windfeldern betrieben und die Resultate eines Primitive-Gleichungen-Modells (Semtner-Chervin-Modell) verwendet.

Die aus den Beobachtungen abgeleitete mittlere Zirkulation festigt die Hypothese einer antizyklonalen, beckenweiten Rezirkulation des Antarktischen Zwischenwassers in den Subtropen. Die mittleren Transporte im ostwärtigen Stromband liegen im westlichen Südatlantik meist zwischen 15 Sv und 20 Sv. Im westwärtigen Strom treten meist Werte zwischen 10 Sv und 30 Sv auf. Der aus den Lagrangeschen Strömungsmessungen abgeleitete Transport im westwärtigen Stromband nimmt von 18 Sv bei $30°W$ auf 29 Sv bei $36°W$ zu, um dann wieder abzunehmen auf 19 Sv bei $40°W$ und 13 Sv bei $42°W$. Die starke Transportabnahme beruht auf der Verzweigung des Stroms in der Santos-Aufspaltung, die sich am westlichen Rand befindet. Rund 3/4 der 19 Sv bei $40°W$ rezirkulieren im Subtropenwirbel, das verbleibende Viertel folgt dem westlichen Rand nach Norden.

Ein nordwärtiger westlicher Randstrom zwischen $38°S$ und $28°S$, zwischen dem südwärts strömenden rezirkulierten Wasser und dem Schelfabhang, ist in den zur Verfügung stehenden Daten nicht zu erkennen. Die Lagrangeschen Strömungsmessungen und die geostrophischen Transporte weisen auf einen südwärtigen Randstrom hin. Die 3 Strommesserverankerungen im Randstrombereich bei etwa $28°S$ liefern ebenfalls keine Anzeichen für einen nordwärtigen Transport. Die westlichste Verankerung zeigt bei dem untersten Strommesser im Antarktischen Zwischenwasser eine bimodale Geschwindigkeitsverteilung, wobei die schelfparallelen Richtungen etwa gleich häufig vorkommen und die zugehörigen Geschwindigkeitsbeträge etwa gleich groß sind. In den hydrographischen Schnitten bei $28°S$ und $27°S$ ist das intermediäre Salzgehaltsminimum beim westlichsten Profil nicht ausgeprägter als bei den östlich angrenzenden Profilen. Daher erscheint es unwahrscheinlich, daß in dieser Region frisches Antarktisches Zwischenwasser am westlichen Rand nach Norden vordringt. Einschränkend muß hier angemerkt werden, daß zwischen dem westlichsten bis in das Zwischenwasser hinabreichenden Profil und dem Schelfabhang ein schmaler Streifen verbleibt, über den keine Aussage hinsichtlich des Transports möglich ist. Die Breite dieses Streifens liegt jedoch bei maximal 10 bis 20 km, woraus man bei den im Zwischenwasser typischen Geschwindigkeiten auf einen Transport von 0.25 bis 0.5 Sv in unbekannter Richtung schließen kann. Dieser Transport macht maximal 10% des nordwärtigen Nettotransports aus.

Eine weitere Möglichkeit für die nordwärtige Ausbreitung von Antarktischen Zwischenwasser ist ein Rückstrom in einer kleinen antizyklonalen Rezirkulationszelle, analog zu dem aus der Hydrographie abgeleiteten Brasilrückstrom an der Oberfläche. In den vorliegenden Lagrangeschen Strömungsmessungen gibt es jedoch keine Anzeichen für einen Rückstrom im westlichen Südatlantik.

Im Zwischenwasserhorizont ist, ähnlich wie bei der Oberflächenzirkulation, die Variabilität in der Konfluenzzone und dem ostwärtigen Stromband groß. Zudem können Geschwindigkeiten von 40 cm/s und mehr auftreten. Die Standardabweichung der aus den Lagrangeschen Strömungsmessungen abgeleiteten Transporte ist in diesem Gebiet meist größer als der mittlere Transport (in 82% der Boxen). Erwartungsgemäß findet man insbesondere in der näheren Umgebung der Konfluenzzone hohe Variabilitäten. Die Wirbelaktivität an der Oberfläche kann in dieser Region mit der im Zwischenwasserhorizont in Verbindung gebracht werden, wie anhand einer kombinierten Analyse von Feldern der Meeresoberflächentemperatur und der Anomalie der Meeresoberflächenauslenkung sowie Lagrangeschen Strömungsmessungen gezeigt wurde. Auch die Ähnlichkeit der Wellenlängen und Amplituden der Mäander im oberflächennahen und im intermediären Südatlantischen Strom sprechen für eine enge Kopplung der Strömung in den oberen etwa 1000 m.

Die Lagrangeschen Strömungsmessungen liefern Hinweise für das Auftreten von Überlagerungen des Südatlantischen Stroms mit Dipolsystemen. Zwei Dipolsysteme, bei denen die Antizyklone südlch von der Zyklone ist, wurden mit RAFOS-Floats beobachtet. Ein Dipol konnte über 1.5 Jahre hinweg vermessen werden. Er bewegte sich in dieser Zeit langsam nach Osten, seine Translationsgeschwindigkeit betrug dabei weniger als 0.3 cm/s.

Im westwärtigen Ast des Subtropenwirbels ist die Variabilität deutlich geringer als im Bereich des Südatlantischen Stroms. Die Standardabweichung der aus den Lagrangeschen Strömungsmessungen abgeleiteten mittleren Transporte ist häufig kleiner als der Transport, insbesondere östlich von 37°W (in 52% der Boxen).

Dem Subtropenwirbel wird auf mehreren Wegen Zwischenwasser zugeführt. Neben dem Eintrag von salzärmerem Zwischenwasser mit dem intermediären Malvinasstrom, der z. B. in den Trajektorien der ALACE-Floats zu erkennen ist, und der Zufuhr salzreicheren Zwischenwassers aus dem Indischen Ozean gibt es auch noch Vermischungsprozesse im Bereich der Subantarktischen und der Subtropischen Front. Bei einigen Trajektorien von RAFOS-Floats konnte gezeigt werden, daß die Subtropische Front und in selteneren Fällen auch die Subantarktische Front überquert wurde. Letzteres konnte bei den RAFOS-Floats nur im Bereich der Konfluenzzone beobachtet werden. Einige ALACE-Floats sind jedoch östlich der Konfluenzzone vom Antarktischen Zirkumpolarstrom in den Südatlantischen Strom übergegangen. Daraus kann man schließen, daß auch außerhalb von der Konfluenzzone Wasser aus der Polarfrontzone in den Subtropenwirbel eingetragen werden kann. Damit setzt sich das Antarktische Zwischenwasser im Südatlantischen Strom aus drei Zwischenwassertypen zusammen, dem rezirkulierten Zwischenwasser, dem Wasser aus dem Malvinasstrom und dem Wasser aus der Polarfrontzone.

Für die dynamischen Untersuchungen wurden unter anderem zwei Modelle der ventilierten Thermokline weiterentwickelt, an den Südatlantik angepaßt und mit unterschiedlichen Windfeldern sowie Randbedingungen berechnet. Die durchgeführten Analysen haben ergeben, daß die Zwischenwasserzirkulation im Südatlantik maßgeblich von der Sverdrup-Dynamik bestimmt wird. Der windgetriebene Subtropenwirbel reicht im Südatlantik bis über 1200 m Tiefe hinab, was die Zwischenwasserschicht mit einschließt.

Sowohl in den Experimenten mit geschlossenem als auch in dem Experiment mit offenem Rand wird die Lage des ostwärtigen Strombands in der 3. Schicht recht gut wiedergegeben. Beim nördlichen Ast des Subtropenwirbels ist der südliche Rand des Stroms in der 3. Modellschicht etwas zu weit südlich, während der nördliche Rand gut mit den Beobachtungen übereinstimmt. Bei einer Öffnung des östlichen Rands verschiebt sich der Südrand des Stroms etwas nach Süden. Der westwärtige Strom in der 3. Schicht ist daher etwas breiter und das Zentrum des Subtropenwirbels liegt weiter südlich als in den Beobachtungen. Letzteres ist beim Experiment mit offenem Rand etwas verstärkt, da der Einstrom geradlinig in zonaler Richtung durch das Modellgebiet geht. Damit liegt auch das Subtropenwirbelzentrum in der 3. Schicht etwas zu weit südlich.

Ein Vergleich des Langzeitmittels der Transporte in der 3. Schicht, die das Antarktische Zwischenwasser enthält, mit geostrophischen Transporten bei etwa $30°W$ zeigt, daß etwa 90% des Transports im westwärtigen Stromband auf dem Windantrieb beruhen. Beim ostwärtigen Strom ist der Transport dagegen nur halb so groß wie der beobachtete Transport. Diese Abweichung kann jedoch zum großen Teil auf den interozeanischen Austausch zurückgeführt werden. Die Öffnung des östlichen Rands durch die Vorgabe eines Ein- und Ausstroms ermöglicht eine Reduzierung der Abweichung auf unter 20%.

Der Hauptgrund für die Abweichungen hinsichtlich der Breite des westwärtigen Strombands ist die Dynamik des östlichen Randstroms. Er löst sich in dem einfachen Modell zu früh vom östlichen Rand, da das Modell weder die horizontale Reibung noch nichtlineare Prozesse berücksichtigt. In den Beobachtungen zeigt sich, daß die Ablösung zwischen $30°S$ und $25°S$ erfolgt. Dieselbe Argumentation gilt analog auch für den vorgegebenen Einstrom, der nicht in zonaler Richtung bis zum westlichen Rand vordringt, sondern mit dem östlichen Randstrom nach Norden geht. Das Semtner-Chervin-Modell zeigt die Randstromablösung bei etwa $30°S$, und die im Modell auftretenden Agulhaswirbel wandern am östlichen Rand entlang bis $30°S$, bevor sie nach Westen in den inneren Südatlantik vordringen. Diese Wirbel stellen voraussichtlich einen großen Teil des Volumentransports vom Indischen in den Atlantischen Ozean. Neben der beckenweiten Antizyklone zeigen sich auch nordwärtigen Strombänder im Inneren des subtropischen Südatlantiks (z. B. bei etwa 22°W am Modelltag 1198).

Zur Untersuchung der zeitlichen Variabilität wurde ein Modell der ventilierten Thermokline mit Quartalsmittelwerten des Windfelds aus dem Zeitraum Südherbst 1991 bis Südsommer 1995 berechnet. Von den Ausgabefeldern des Semtner-Chervin-Modells wurden ebenfalls Quartalsmittelwerte gebildet. Die Analyse der Modellergebnisse zeigt, daß in beiden Modellen in der zweiten Jahreshälfte meist ein Minimum des westwärtigen intermediären Subtropenwirbeltransports bei 30°W auftritt. In der 3. Schicht des einfachen Modells mit geschlossenem östlichen Rand, die bei 30°S etwa 700 m dick ist, treten Transporte zwischen 12 Sv und 24 Sv auf. Im Semtner-Chervin-Modell liegt der Transport bei 10 Sv bis 11 Sv in der 710-1335 m-Schicht. Die größeren Schwankungen in dem einfachen Modell beruhen darauf, daß es sich um ein stationäres Modell handelt. Daher wirkt sich ein Windfeld sofort im gesamten Modellgebiet aus, während in den Beobachtungen und in Modellen mit zeitlicher Integration eine verzögerte Auswirkung von Änderungen des Windfelds vorherrscht.

7 Anhang

7.1 Referenzniveau im Südatlantik

Eine Möglichkeit um ein Referenzniveau für die geostrophische Methode zu wählen ist die Annahme, daß die mittleren, großskaligen Ausbreitungsrichtungen der Wassermassen auch bei zwei benachbarten Stationen eine gute Näherung darstellen.

Im Südatlantik breitet sich das Nordatlantische Tiefenwasser nach Süden aus, während sich das Antarktische Zwischenwasser, das Zirkumpolare Tiefenwasser und das Antarktische Bodenwasser nach Norden ausbreiten. Als Referenzniveau kann somit die Grenzfläche zwischen dem oberen Zirkumpolaren Tiefenwasser und dem Nordatlantischen Tiefenwasser oder die Grenzfläche zwischen dem Nordatlantischen Tiefenwasser und dem Antarktischen Bodenwasser gewählt werden. Wenn man annimmt, daß die Geschwindigkeiten mit zunehmender Tiefe abnehmen, dann ist bei der zweiten Möglichkeit ein kleinerer Fehler zu erwarten.

Zwischen dem Nordatlantischen Tiefenwasser und dem Antarktischen Bodenwasser liegt sowohl bei $30°S$ als auch bei $19°S$ die Dichtefläche $\sigma_3 = 41.55\ kg/m^3$ (Tab. 7.1). Daher wird diese Dichtefläche als Referenzniveau für die geostrophische Methode angenommen. Bei $30°S$ findet man diese Isopykne bei ca. 3000 bis 3500 $dbar$, während sie bei $19°S$ bei etwa 3500 bis 4000 $dbar$ liegt.

Für die Tab. 7.2 wurden die mittlere Strommesser-Geschwindigkeiten aus dem Datenbericht von Tarbell et al. (1994) verwendet. Diese Verankerungsdaten liefern ebenfalls Hinweise dafür, daß ein Referenzniveau unter dem Nordatlantischen Tiefenwasser häufig eine gute Approximation darstellt.

Auch in neueren Veröffentlichungen, die nicht auf die Randströme beschränkt sind, wurde häufig ein tiefes Referenzniveau bevorzugt (Tab. 7.3).

Tab. 7.1: Dichtebereiche der Wassermassen im Südatlantik. Die Werte für 19°S basieren auf dem zonalen WOCE-Schnitt A9 (Meteor 15/3). Die Werte für 30°S basieren auf den während Meteor 22/3-4 in der Umgebung des Rio Grande-Rückens aufgenommenen Schnitten. uCDW bezeichnet das obere Zirkumpolare Tiefenwasser, AAIW ist die Abkürzung des Antarktischen Zwischenwassers. uNADW (lNADW) bezeichnet das Temperaturmaximum (Salzgehaltsmaximum) des Nordatlantischen Tiefenwassers. Beim Antarktischen Bodenwasser (AABW), das bei 19°S und bei 30°S dem unteren Zirkumpolaren Tiefenwasser entspricht, ist die Dichte am Boden angegeben. Bei allen anderen Wassermassen ist der Dichtebereich der Kernschicht angegeben.

Breite	Wassermasse	$\sigma_0/kg/m^3$	$\sigma_1/kg/m^3$	$\sigma_2/kg/m^3$	$\sigma_3/kg/m^3$	$\sigma_4/kg/m^3$
19°S	AAIW	27.24	31.84	36.35	40.76	45.08
		27.28	31.88	36.39	40.80	45.12
	uCDW	27.41	32.03	36.55	40.98	45.31
		27.44	32.06	36.60	41.03	45.37
	uNADW	27.66	32.26	36.77	41.18	45.50
		27.69	32.29	36.81	41.23	45.55
	lNADW	27.78	32.40	36.91	41.33	45.66
		27.82	32.45	36.99	41.42	45.77
	AABW	27.83	32.56	37.19	41.71	46.14
≈30°S	AAIW	27.19	31.81	36.34	40.77	45.11
		27.28	31.88	36.39	40.79	45.11
	uCDW	27.42	32.04	36.57	40.99	45.33
		27.61	32.25	36.80	41.25	45.60
	uNADW	27.63	32.24	36.75	41.16	45.49
		27.77	32.40	36.93	41.37	45.71
	lNADW	27.84	32.49	37.03	41.49	45.84
		27.79	32.40	36.92	41.34	45.67
	AABW	27.85	32.57	37.19	41.71	46.13

Tab. 7.2: Verankerungen: In Spalte 3 ist der Vorzeichenwechsel der Mittelwerte der Geschwindigkeitskomponenten (u und v) zwischen benachbarten Strommüngsmessern aufgeführt. Die Tiefen der Strommüngsmesser stehen in der 2. Spalte. Bei einigen Strommüngsmessern war die Geschwindigkeit zeitweise kleiner als der Schwellenwert der Strömungsmesser.

Position	Instrumenttiefen	Vorzeichenwechsel	Bemerkung
27.98°S, 46.33°W	1450 m, 2137 m	u und v	
28.27°S, 45.22°W	2545 m, 3208 m	u und v	Schwellenwertproblem
28.27°S, 45.22°W	550 m, 950 m	v	Schwellenwertproblem
28.47°S, 44.47°W	908 m, 2609 m	v	
29.04°S, 43.49°W	2995 m, 3850 m	u	Datenlücken in 3850m
29.53°S, 42.70°W	2592 m, 3918 m	u und v	
30.09°S, 41.74°W	2614 m, 3714 m	u	
31.20°S, 39.77°W	2970 m, 3590 m	u	Datenlücken in 3590m
31.20°S, 39.77°W	840 m, 2970 m	u und v	
31.20°S, 39.77°W	425 m, 840 m	v	Datenlücken in 425m
31.14°S, 39.43°W	2900 m, 3850 m	u und v	Schwellenwertproblem
31.14°S, 39.43°W	1100 m, 2900 m	u und v	Schwellenwertproblem

Tab. 7.3: Wahl von Referenzniveaus aus der Literatur, teilweise entnommen aus Evans et al. (1983). Die Abkürzung sind: BC = Brasilstrom, RC = Brasilrückstrom und FC = Falklandstrom. Θ = potentielle Temperatur.

Quelle	Referenzniveau	Gebiet
Defant (1941)	400 m	bei 0°S
	1300 m	bei 23°S
	1500 m	bei 28°S
	1800 m	bei 38°S
Buscaglia (1971)	σ_2=36.9 kg/m^3 (1500-2500 $dbar$)	60°S - 20°S
Reid et al. (1977)	2000 $dbar$	60°S - 20°S
Signorini (1978)	500 $dbar$	25°S - 21°S
Miranda und Filho (1981)	500 m	bei 19°S
Evans et al. (1983)	500 m	bei 19°S
	500 m	bei 21.5°S
	1000 m	bei 21.5°S
	500 m	bei 21.7°S
	500 m	bei 24°S
	1000 m	bei 24°S
Fu (1981)	4000 $dbar$	bei 8, 28 und 32°S
	2000 $dbar$	bei 8, 28 und 32°S
Olson und Evans (1986)	2000 $dbar$	55°S - 0°
Roden (1986)	4900 $dbar$	43°S - 35°S
Gordon (1989)	1500 $dbar$	46°S - 38°S
Signorini et al. (1989)	500 $dbar$	21°S - 19°S
Stramma (1989)	600 $dbar$	bei 23°S
	1300, 950 $dbar$	bei 23°S
	600 $dbar$	bei 24°S
	1300, 800 $dbar$	bei 24°S
	1600, 800 $dbar$	bei 32°S
	1600, 800 $dbar$	bei 33°S
Stramma und Peterson (1990)	σ_4=45.87 kg/m^3 (2900 - 3600 $dbar$)	47°S - 32°S
Nowlin (Jr.) (1991)	2000 $dbar$	40°S - 22°S
Stramma (1991)	σ_1=32.15 kg/m^3 (1000 - 1200 $dbar$)	23°S - 0°
Zemba (1991)	σ_0=27.2 kg/m^3	bei 27°S im BC/RC
	σ_4=45.85 kg/m^3	bei 27°S im Inneren
	σ_0=27.1 kg/m^3	bei 31°S in BC/RC
	σ_4=45.85 kg/m^3	bei 31°S im Inneren
	σ_4=45.8 kg/m^3	bei 36°S in FC/BC/RC
	σ_4=45.85 kg/m^3	bei 36°S im Inneren
Gordon et al. (1992)	1500 $dbar$	50°S - 30°S
Speer et al. (1992)	σ_4=45.8 kg/m^3	35°S - 34°S
	σ_4=45.9 kg/m^3	35°S - 34°S
	Θ=2°C	35°S - 34°S
Tsuchiya et al. (1994)	3000 $dbar$	42°S - 34°S
Tsuchiya et al. (1994)	Boden	42°S - 34°S
Suga und Talley (1995)	3000 $dbar$	70°S - 20°N

7.2 Modell der ventilierten Thermokline nach Pedlosky und Robbins (1991)

Das Modell hat 3 bewegte Schichten sowie eine durchmischte Schicht (auch bewegt), von deren Unterseite die Ekmansche Vertikalgeschwindigkeit auf die angrenzende Schicht wirkt (vgl. Abb. 5.2 auf S. 56). Die 4. Schicht ist in Ruhe.

Grundlegendes Gleichungssystem

Geostrophie, Hydrostatik, Boussinesq-Approximation und Inkompressibilität:

$$\begin{aligned} \rho_0 f u &= -p_y && (1)\\ -\rho_0 f v &= -p_x && (2)\\ \rho g &= -p_z && (3)\\ u_x + v_y + w_z &= 0 && (4) \end{aligned}$$

Diese Gleichungen gelten in jeder der 3 bewegten Schichten.

Erste Analyse

Aus der Geostrophie und der Inkompressibilität folgt die Sverdrupsche Vorticity Gleichung

$$\beta v = f w_z \qquad , \tag{5}$$

wobei $\beta = f_y$ der meridionale Gradient des Coriolisparameters ist. Durch die Integration der Sverdrupschen Vorticity Gleichung über alle Schichten erhält man die Sverdrup-Relation

$$\beta \sum_{i=1}^{n} h_i v_i = f w_e \qquad , \tag{6}$$

wobei h_i und v_i $(i = 1, \ldots, 3)$ die Dicke und die meridionale Geschwindigkeit der jeweiligen Schicht darstellen. w_E ist die Ekmansche Vertikalgeschwindigkeit.

Für das Druckfeld gilt:

$$\begin{aligned} \frac{p_3}{\rho_0} &= g_3' H && (7)\\ \frac{p_2}{\rho_0} &= g_3' H + g_2'(h_m + h_1 + h_2) && (8)\\ \frac{p_1}{\rho_0} &= g_3' H + g_2'(h_m + h_1 + h_2) + g_1'(h_m + h_1) && (9)\\ \frac{p_m}{\rho_0} &= g_3' H + g_2'(h_m + h_1 + h_2) + g_1'(h_m + h_1) + g_{1m}' h_m - \frac{\rho_m}{\rho_0} g z && (10) \end{aligned}$$

mit

$H = h_m + h_1 + h_2 + h_3$
$g_n' = \left(\frac{\rho_{n+1} - \rho_n}{\rho_0}\right) g$
$g_{jm}' = \left(\frac{\rho_j - \rho_m}{\rho_0}\right) g$
h_m = Dicke der durchmischten Schicht

ρ_m = Dichte der durchmischten Schicht
ρ_i = Dichte der Schicht i $(i = 1, \ldots, 4)$

Aus (2) und (6)-(10) folgt die Sverdrup-Relation für den gesamten südwärtigen Massentransport. Wenn Schichten 1, 2 und 3 existieren, dann gilt

$$H^2 + \frac{g_2'}{g_3'}(h_m + h_1 + h_2)^2 + \frac{g_1'}{g_3'}(h_m + h_1)^2 = \\ -W_E + H_e^2 + \frac{g_2'}{g_3'}(h_m + h_{1e} + h_{2e})^2 + \frac{g_1'}{g_3'}(h_m + h_{1e})^2 \qquad . \tag{11}$$

Wenn Schichten 2 und 3 existieren, dann gilt

$$H^2 + \frac{g_2'}{g_3'}(h_m + h_2)^2 = -W_E + H_e^2 + \frac{g_2'}{g_3'}(h_m + h_{2e})^2 \qquad . \tag{12}$$

Wenn nur Schicht 3 existiert, dann gilt

$$H^2 = -W_E + H_e^2 \qquad . \tag{13}$$

mit

$$W_E = \frac{2f^2}{\beta g_3'} \int_x^{x_e} w_E dx' \qquad , \tag{14}$$

x_e = Länge des östlichen Rands,
x_w = Länge des westlichen Rands.

Bei der Herleitung der Gleichungen (11) bis (13) wurde angenommen, daß die Dicke der durchmischten Schicht (h_m) nicht von der geographischen Länge abhängt.

Einige weitere für die Herleitung benötigte Variablen sind:
y_0 = Breite mit $w_E = 0$
y_1 = die Breite, wo die 2. Schicht unter die 1. Schicht abtaucht
y_2 = die Breite, wo die 3. Schicht unter die 2. Schicht abtaucht
$f_0 = f(y_0)$
$f_1 = f(y_1)$
$f_2 = f(y_2)$

Die östliche Randbedingung

Das Modell basiert auf der Voraussetzung, daß kein Nettotransport durch den östlichen Rand statttfindet. Da eine breitenabhängige Dicke der durchmischten Schicht gleichbedeutend mit einem Transport durch den östlichen Rand ist, wird eine zusaätzliche östliche Randbedingung nötig. Es wird voraussgesetzt, daß der Transport, der in der durchmischten Schicht durch den östlichen Rand geht, in der unmittelbar darunter liegenden Schicht kompensiert wird.

Damit ergibt sich für das Gebiet polwärts von y_2:

$$H_e^2 + \frac{g_{3m}}{g_3} h_m^2 \quad = \quad [H_e(y_0)]^2$$

Zwischen y_2 und y_1 gilt:

$$(h_m + h_{2e})^2 + \frac{g_{2m}}{g_2} h_m^2 \quad = \quad [h_m(y_2)]^2$$

Äquatorwärts von y_1 gilt:

$$(h_m + h_{1e})^2 + \frac{g_{1m}}{g_1} h_m^2 \quad = \quad [h_m(y_1)]^2$$

Ventilierte Zone V

Die Zone liegt zwischen y_0 und y_2. $h_1 = h_2 = 0$, d. h. Gleichung (13) gilt.
Für H und h_3 erhält man:

$$H = \sqrt{-W_E + H_e^2} \tag{15}$$

$$h_3 = H - h_m \tag{16}$$

Ventilierte Zone Va

Die Zone liegt zwischen y_2 und y_1. $h_1 = 0$, d. h. Gleichung (12) gilt.
Erhaltung der potentiellen Vorticity in der abgetauchten Schicht 3:

$$\frac{f}{h_3} = G_3(H) = \frac{f_2}{H - h_m(y_2)} \tag{17}$$

$$h_3 = \frac{f}{f_2}(H - h_m(y_2)) \tag{18}$$

$$h_m + h_2 = H - h_3 = H\Big(1 - \frac{f}{f_2}\Big) + \frac{f}{f_2} h_m(y_2) \tag{19}$$

(19) in (12) einsetzen:

$$H^2 + \frac{g_2'}{g_3'}\Big[H\Big(1 - \frac{f}{f_2}\Big) + \frac{f}{f_2} h_m(y_2)\Big]^2 = -W_E + H_e^2 + \frac{g_2'}{g_3'}(h_m + h_{2e})^2 \tag{20}$$

$$\Big[1 + \frac{g_2'}{g_3'}\Big(1 - \frac{f}{f_2}\Big)^2\Big] H^2 + 2\frac{g_2'}{g_3'}\frac{f}{f_2}\Big(1 - \frac{f}{f_2}\Big) h_m(y_2) H + \frac{g_2'}{g_3'}\Big(\frac{f}{f_2} h_m(y_2)\Big)^2 + W_E - H_e^2$$
$$-\frac{g_2'}{g_3'}(h_m + h_{2e})^2 = Va1\ H^2 + Va2\ H + Va3 = 0 \tag{21}$$

Nach Lösung der quadratischen Gleichung (21) können h_2 und h_3 mit (19) und (18) berechnet werden.

Ventilierte Zone Vb

Die Zone liegt äquatorwärts von y_1. Alle bewegten Schichten existieren, d. h. es gilt Gleichung (11). Erhaltung der potentiellen Vorticity in den abgetauchten Schichten 2 und 3:

$$h_3 = \frac{f}{f_2}(H - h_m(y_2)) \tag{22}$$

$$
\begin{aligned}
h_2 = {} & \frac{f}{f_1}\Big(1-\frac{f_1}{f_2}\Big)\frac{1+g_2'/g_3'(1-f/f_2)}{1+g_2'/g_3'(1-f_1/f_2)}H+\frac{f}{f_1}\frac{f_1/f_2+g_2'/g_3'\ f/f_2(1-f_1/f_2)}{1+g_2'/g_3'(1-f_1/f_2)}h_m(y_2) \\
& -\frac{f}{f_1}h_m(y_1) = VbA\ H + VbB
\end{aligned}
\tag{23}
$$

$$
h_m+h_1+h_2 = H-h_3 = \Big(1-\frac{f}{f_2}\Big)H+\frac{f}{f_2}h_m(y_2) \tag{24}
$$

$$
h_m+h_1 = H-h_2-h_3 = \Big(1-\frac{f}{f_2}-VbA\Big)H-VbB+\frac{f}{f_2}h_m(y_2) = VbC\ H+VbD \tag{25}
$$

(24) und (25) in (11) einsetzen:

$$
\begin{aligned}
& H^2+\frac{g_2'}{g_3'}\Big[(1-\frac{f}{f_2})H+\frac{f}{f_2}h_m(y_2)\Big]^2+\frac{g_1'}{g_3'}(VbC\ H+VbD)^2 \\
& +W_E-H_e^2-\frac{g_2'}{g_3'}(h_m+h_{1e}+h_{2e})^2-\frac{g_1'}{g_3'}(h_m+h_{1e})^2=0
\end{aligned}
\tag{26}
$$

$$
\begin{aligned}
& \Big[1+\frac{g_2'}{g_3'}(1-\frac{f}{f_2})^2+\frac{g_1'}{g_3'}VbC^2\Big]H^2+2\Big[\frac{g_2'}{g_3'}(1-\frac{f}{f_2})\frac{f}{f_2}h_m(y_2)+\frac{g_1'}{g_3'}VbC\ VbD\Big]H \\
& +\frac{g_2'}{g_3'}\Big(\frac{f}{f_2}h_m(y_2)\Big)^2+\frac{g_1'}{g_3'}VbD^2+W_E-H_e^2-\frac{g_2'}{g_3'}(h_m+h_{1e}+h_{2e})^2-\frac{g_1'}{g_3'}(h_m+h_{1e})^2 \\
& = Vb1\ H^2+Vb2\ H+Vb3=0
\end{aligned}
\tag{27}
$$

Nach Lösung der quadratischen Gleichung (27) können h_1, h_2 und h_3 mit (25), (23) und (22) berechnet werden.

Schattenzone S3

Die Zone liegt zwischen y_2 und y_1. h_1=0, d. h. es gilt die Gleichung (12). Die 3. Schicht ist in Ruhe, d. h. $H = const = H_e$. Von Gleichung (12) verbleibt damit:

$$
\frac{g_2'}{g_3'}(h_m+h_2)^2=-W_E+\frac{g_2'}{g_3'}(h_m+h_{2e})^2 \tag{28}
$$

Für h_2 und h_3 erhält man:

$$
\begin{aligned}
h_2 &= \sqrt{-\frac{g_3'}{g_2'}W_E+(h_m+h_{2e})^2}-h_m && (29)\\
h_3 &= H_e-h_2-h_m && (30)
\end{aligned}
$$

Schattenzone P

Die Zone liegt zwischen y_2 und y_1. $h_1 = 0$, d. h. es gilt die Gleichung (12) und

$$
H = h_m+h_2+h_3 \qquad . \tag{31}
$$

Gleichung (12) wird damit:

$$
(h_m+h_2+h_3)^2+\frac{g_2'}{g_3'}(h_m+h_2)^2=-W_E+H_e^2+\frac{g_2'}{g_3'}(h_m+h_{2e})^2 \tag{32}
$$

Die 3. Schicht ist in Ruhe, d. h. $H = const = H(x_w, y_2)$. Aus Gleichung (21) für die Zone Va folgt:

$$
H(x_w,y_2)=\sqrt{-Va3(x_w,y_2)} \tag{33}
$$

Voraussetzung der Erhaltung der potentielle Vorticity in der 3. Schicht, wobei der Wert bei (x_w, y_2) zugrunde gelegt wird:

$$\begin{aligned} \frac{f}{h_3} &= \frac{f_2}{H(x_w, y_2)} \\ h_3 &= \frac{f}{f_2} H(x_w, y_2) = \frac{f}{f_2}\sqrt{-Va3(x_w, y_2)} \end{aligned} \tag{34}$$

Gleichung (34) in Gleichung (32) einsetzen:

$$\left[h_m + h_2 + \frac{f}{f_2}\sqrt{-Va3(x_w, y_2)}\right]^2 + \frac{g_2'}{g_3'}(h_m + h_2)^2 = -W_E + H_e^2 + \frac{g_2'}{g_3'}(h_m + h_{2e})^2 \tag{35}$$

$$\begin{aligned} &\Big(1 + \frac{g_2}{g_3}\Big)h_2^2 + 2\Big[h_m + \frac{f}{f_2}\sqrt{-Va3(x_w, y_2)} + \frac{g_2'}{g_3'}h_m\Big]h_2 + \Big[\frac{f}{f_2}\sqrt{-Va3(x_w, y_2)} + h_m\Big]^2 \\ &+\frac{g_2'}{g_3'}h_m^2 + W_E - H_e^2 - \frac{g_2'}{g_3'}(h_m - h_{2e})^2 = P1\ h_2^2 + P2\ h_2 + P3 = 0 \end{aligned} \tag{36}$$

Lösung der quadratischen Gleichung (36) führt auf h_2, h_3 kann mit (34) berechnet werden.

Schattenzone A

Die Zone liegt äquatorwärts von y_1. Alle bewegten Schichten existieren, d. h. es gilt die Gleichung (11). Die 3. Schicht ist in Ruhe, d. h. $H = const = H_e$.
Definiere:

$$h_m + h_1 + h_2 = Z \tag{37}$$

$$h_m + h_{1e} + h_{2e} = Z_e \tag{38}$$

Von Gleichung (11) verbleibt damit:

$$\frac{g_2'}{g_3'}Z^2 + \frac{g_1'}{g_3'}(h_m + h_1)^2 = -W_E + \frac{g_2'}{g_3'}Z_e^2 + \frac{g_1'}{g_3'}(h_m + h_{1e})^2 \tag{39}$$

Erhaltung der potentiellen Vorticity in der abgetauchten Schicht 2:

$$\begin{aligned} &\frac{f}{h_2} = G_2(Z) = \\ &\frac{f_1(1 + g_2'/g_3'(1 - f_1/f_2))}{(1 - f_1/f_2)H_e + g_2'/g_3'(1 - f_1/f_2)Z + f_1/f_2 h_m(y_2) - (1 + g_2'/g_3'(1 - f_1/f_2))h_m(y_1)} \end{aligned} \tag{40}$$

$$\begin{aligned} h_2 = &\frac{g_2'/g_3' f/f_1(1 - f_1/f_2)}{1 + g_2'/g_3'\ (1 - f_1/f_2)}Z + \frac{f/f_1(1 - f_1/f_2)}{1 + g_2'/g_3'(1 - f_1/f_2)}H_e + \frac{f/f_2}{1 + g_2'/g_3'(1 - f_1/f_2)}h_m(y_2) \\ &-\frac{f}{f_1}h_m(y_1) \end{aligned} \tag{41}$$

(41) von (37) abziehen:

$$\begin{aligned} h_m + h_1 = (1 - &\frac{g_2'/g_3'\ f/f_1(1 - f_1/f_2)}{1 + g_2'/g_3'(1 - f_1/f_2)})Z - \frac{f/f_1(1 - f_1/f_2)}{1 + g_2'/g_3'(1 - f_1/f_2)}H_e \\ &-\frac{f/f_2}{1 + g_2'/g_3'(1 - f_1/f_2)}h_m(y_2) + \frac{f}{f_1}h_m(y_1) = AA\ Z + AB \end{aligned} \tag{42}$$

(42) in (39) einsetzen:

$$\frac{g_2'}{g_3'}Z^2 + \frac{g_1'}{g_3'}(AA\ Z + AB)^2 = -W_E + \frac{g_2'}{g_3'}Z_e^2 + \frac{g_1'}{g_3'}(h_m + h_{1e})^2 \tag{43}$$

$$\begin{aligned}&(1 + \frac{g_1'}{g_2'}AA^2)Z^2 + 2\frac{g_1'}{g_2'}AA\ AB\ Z + \frac{g_1'}{g_2'}AB^2 + \frac{g_3'}{g_2'}W_E - Z_e^2 - \frac{g_1'}{g_2'}(h_m + h_{1e})^2 \\ &\quad = A1\ Z^2 + A2\ Z + A3 = 0\end{aligned} \tag{44}$$

Nach Lösung der quadratischen Gleichung (44) kann h_1 mit (42) berechnet werden. Für h_2 und h_3 gilt:

$$h_2 = Z - h_1 - h_m \tag{45}$$

$$h_3 = H_e - Z \tag{46}$$

Schattenzone B

Die Zone liegt äquatorwärts von y_1. Alle bewegten Schichten existieren, d. h. es gilt die Gleichung (11). Die 3. Schicht ist in Ruhe, d. h. $H = const = H_e$ und es gilt die Gleichung (39).
Erhaltung der potentiellen Vorticity in der abgetauchten Schicht 2:

$$\frac{f}{h_2} = G_2(Z) = \frac{f_1}{Z - h_m(y1)} \tag{47}$$

$$h_2 = \frac{f}{f_1}(Z - h_m(y1)) \tag{48}$$

(48) von (37) abziehen:

$$h_m + h_1 = \Big(1 - \frac{f}{f_1}\Big)Z + \frac{f}{f_1}h_m(y1) = BA\ Z + BB \tag{49}$$

(49) in (39) einsetzen:

$$\frac{g_2'}{g_3'}Z^2 + \frac{g_1'}{g_3'}(BA\ Z + BB)^2 = -W_E + \frac{g_2'}{g_3'}Z_e^2 + \frac{g_1'}{g_3'}(h_m + h_{1e})^2 \tag{50}$$

$$\begin{aligned}&\Big(1 + \frac{g_1'}{g_2'}BA^2\Big)Z^2 + 2\frac{g_1'}{g_2'}BA\ BB + \frac{g_1'}{g_2'}BB^2 + \frac{g_3'}{g_2'}W_E - Z_e^2 - \frac{g_1'}{g_2'}(h_m + h_{1e})^2 \\ &\quad = B1\ Z^2 + B2\ Z + B3 = 0\end{aligned} \tag{51}$$

Nach Lösung der quadratischen Gleichung (51) können h_1, h_2 und h_3 mit (49), (45) und (46) berechnet werden.

Schattenzone S2

Die Zone liegt äquatorwärts von y_1.
Alle bewegten Schichten existieren, d. h. es gilt die Gleichung (11). Die 3. Schicht ist in Ruhe, d. h. $H = const = H_e$ und es gilt Gleichung (39).
Die 2. Schicht ist ebenfalls in Ruhe, d. h. $Z = const = Z_e(y1)$ und Gleichung (39) vereinfacht sich zu:

$$\frac{g_1'}{g_3'}(h_m + h_1)^2 = -W_E + \frac{g_1'}{g_3'}(h_m + h_{1e})^2 \tag{52}$$

Für h_1, h_2 und h_3 gilt somit:

$$\begin{aligned}
h_1 &= \sqrt{-\frac{g'_3}{g'_1} W_E + (h_m + h_{1e})^2} - hm \qquad (53) \\
h_2 &= Z_e(y1) - h_1 - h_m \qquad (54) \\
h_3 &= H_e - Z_e(y_1) \qquad (55)
\end{aligned}$$

Unventilierte Zone U

Die Zone liegt polwärts von y_0. $w_E > 0$ und $h_1 = h_2 = 0$.
Gleichung (13) gilt, solange

$$-W_E + H_e^2 \geq 0 \qquad . \qquad (56)$$

Für H und h_3 erhält man:

$$\begin{aligned}
H &= \sqrt{-W_E + H_e^2} \qquad (57) \\
h_3 &= H - h_m \qquad (58)
\end{aligned}$$

Existenz der Schattenzone P

Vorüberlegungen für die Nordhemisphäre:
Wenn die Grenzlinie zwischen den Zonen Va und P ($\tilde{x}_s$) existiert, dann gilt entlang derselben die Gleichung (21) für die Zone Va und

$$\begin{aligned}
\frac{dH/dy}{dH/dx} &= 0 \text{ bei } (x_w, y_\star) \qquad , \\
\frac{dH/dy}{dH/dx} &> 0 \text{ südlich von } y_\star \qquad ,
\end{aligned}$$

wobei

$$\frac{dH/dy}{dH/dx} = \frac{dH^2/dy}{dH^2/dx} \qquad .$$

Wenn $w_E < 0$, dann hat $\frac{dH^2/dy}{dH^2/dx}$ dasselbe Vorzeichen wie $\frac{dH}{dy}$, d.h es genügt im folgenden $\frac{dH}{dy}$ zu betrachten.

Nordhemisphäre: Die Zone P existiert, wenn es zwischen y_1 und y_2 ein $y_\star$ auf x_w gibt für das $-\frac{dWE}{dy} < 0$ gilt und es eine Region mit $dH/dy \leq 0$ gibt.

Südhemisphäre: Die Zone P existiert, wenn es zwischen y_1 und y_2 ein $y_\star$ auf x_w gibt, für das $-\frac{dW_E}{dy} < 0$ gilt und es eine Region mit $dH/dy \geq 0$ gibt.

Sofern die Zone P existiert gilt für $\tilde{x}_s$:

$$H(\tilde{x}_s, y) = H(x_w, y_2) \qquad (59)$$

Grenzlinie $\tilde{x}_3$ zwischen Va und S3

Entlang $\tilde{x}_3$ gilt die Gleichung (21) für die Zone Va und $H(\tilde{x}_3, y) = H_e(y_2)$.

Grenzlinie $\tilde{x}_3$ zwischen Vb und A

Entlang $\tilde{x}_3$ gilt die Gleichung (27) für die Zone Vb und die Beziehung $H(\tilde{x}_3, y) = H(x_\star, y_1) = H_e(y_2)$. Die Grenzlinie geht von dem Schnittpunkt von $\tilde{x}_3$ mit y_1 aus. Dieser Punkt wird als $(x_\star, y1)$ definiert.

Grenzlinie $\tilde{x}_2$ zwischen A und B

Entlang $\tilde{x}_2$ gilt die Gleichung (51) für die Zone B und die Beziehung $H(\tilde{x}_2, y) = H_e(y_2)$ und $Z = Z(x_\star, y_1)$. Die Grenzlinie geht von dem Schnittpunkt von $\tilde{x}_3$ mit y_1 aus. Dieser Punkt wird als $(x_\star, y1)$ definiert.

Grenzlinie $\tilde{x}_1$ zwischen B und S2

Entlang $\tilde{x}_1$ gilt die Gleichung (51) für die Zone B und $H(\tilde{x}_1, y) = H_e(y_2)$ und $Z = Z_e(y_1)$.

Grenzlinie $\tilde{y}_3$ zwischen V und U

Entlang $\tilde{y}_3$ gilt $H_e^2 = W_E$.

Abkürzungen

AAIW = Antarktisches Zwischenwasser
ALACE = Autonomous Lagrangian Current Explorer
ASW = Antarktisches Oberflächenwasser
AVHRR = Advanced Very High Resolution Radiometer
AZ = Antarktische Zone
BCF = Brasilstrom Front
CDW = Zirkumpolares Tiefenwasser
CTD = Conducticity, Temperature, Depth
ECMWF = European Centre for Medium-range Weather Forecasting
ERS-1 = ERS Satellit 1
IfM = Institut für Meereskunde
IGY = International Geophysical Year
KAPEX = KAP der Guten Hoffnung EXperiment
NADW = Nordatlantisches Tiefenwasser
NOAA = National Oceanic and Atmospheric Administration
NODC = National Oceanographic Data Center
PF = Polarfront
PFZ = Polarfront Zone
RAFOS = Umkehrung von SOFAR
Sv = Sverdrup $= 10^6 m^3/s$
SAC = Südatlantischer Strom
SACW = Südatlantisches Zentralwasser
SAF = Subantarktische Front
SAMW = Subantarktisches Modewasser
SACW = Südatlantisches Oberflächenwasser
SAVE = South Atlantic Ventilation Experiment
SAZ = Subantarktische Zone
SOFAR = SOund Fixing And Ranging
SSH = Sea Surface Height
SST = Sea Surface Temperature
STF = Subtropische Front
WOCE = World Ocean Circulation Experiment
WCRP = World Climate Research Program
WSBW = Weddelmeer-Bodenwasser
WSDW = Weddelmeer-Tiefenwasser
XBT = eXpendable BathyThermograph

Literatur

Arhan, M., 1990: The North Atlantic Current and Subarctic Intermediate Water. *J. Mar. Res. 48*(1), 109–144.

Baker, D. J., 1982: A note on the Sverdrup Balance in the Southern Ocean. *J. Mar. Res. 40*(suppl. 1), 21–26.

Barnier, B., L. Siefriedt, und P. Marchesiello, 1995: Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *J. Marine Systems 6*, 363–380.

Boebel, O., R. E. Davis, M. Ollitrault, R. G. Peterson, P. L. Richardson, C. Schmid, und W. Zenk, 1998: First Direct Observations of the Western South Atlantic Circulation at Intermediate Depth. nature, submitted.

Boebel, O., C. Duncombe Rae, S. Garzoli, J. Lutjeharms, P. Richardson, T. Rossby, C. Schmid, und W. Zenk, 1998: KAPEX: Observing the intermediate flow at the tip of Africa. *EOS, Trans., Amer. Geophys. Union 79*(1), 1,7–8.

Boebel, O., M. Menzel, C. Schmid, und A. Pinck, 1995: RAFOS floats in the South Atlantic. In G. Kattner und K. Fütterer (Eds.), *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research) no. 168, '95, 6-11, Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS „Polarstern“ in 1994/95, Bericht, von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2. The Expedition ANTARKTIS XII, of RV "Polarstern" in 1994/95, Reports of Legs ANT XII/1 und 2.*

Boebel, O., C. Schmid, und W. Zenk, 1997: Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise. *J. Geophys. Res. 102*(C9), 20967–20986.

Broecker, W. S., 1991: The Great Ocean Conveyor. *Oceanography 4*(2), 79–89.

Broecker, W. S., D. Peteet, und D. Rind, 1985: Does the ocean-atmosphere have more than one stable mode of operation? *Nature 315*, 21–25.

Buscaglia, J. L., 1971: On the Circulation of the Intermediate Water in the Southwestern Atlantic Ocean. *J. Mar. Res. 29*(3), 245–255.

Byrne, D. A., A. L. Gordon, und W. F. Haxby, 1995: Agulhas eddies: A synoptic view using GEOSAT ERM data. *J. Phys. Oceanogr. 25*(5), 902–917.

Katsaros, K. und S. Pouliquen (Eds.), 1996: *Scatterometer mean wind field products, user manual.* CERSAT and IFREMER. Ref.: C2-MUT-W-02-IF, Version: 1.0.

Davis, R. E., P. D. Killworth, und J. L. Blundell, 1996: Comparison of Autonomous Lagrangian Circulation Explorer and fine resolution Antarctic model results in the South Atlantic. *J. Geophys. Res. 101*(C1), 855–884.

De Szoeke, R. A., 1987: On the Wind-Driven Circulation of the South Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr. 17*, 613–630.

Deacon, G. E. R., 1933: A General Account of the Hydrology of the South Atlantic Ocean.

Deacon, G. E. R., 1937: The Hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Reports 15*, 1–124.

Defant, A., 1941: Quantitative Untersuchungen zur Statik und Dynamik des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebnisse dtsch. atlant. Exped. "METEOR", 6(2), 191-260.

Evans, D. L. und S. R. Signorini, 1985: Vertical structure of the Brazil Current. *Nature 315*, 48–50.

Evans, D. L., S. R. Signorini, und L. B. Miranda, 1983: A note on the Transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr. 13*, 32–1738.

Flierl, G. R., V. D. Larichev, J. C. McWilliams, und G. M. Reznik, 1980: The dynamics of baroclinic and barotropic solitary eddies. *Dyn. Atm. Oc. 5*, 1–41.

Fu, L.-L., 1981: The General Circulation and Meridional Heat Transport of the Subtropical South Atlantic Determined by Inverse Methods. *J. Phys. Oceanogr. 11*(9), 1171–1193.

Garzoli, S. L. und C. Giulivi, 1994: What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents? *Deep-Sea Res. 41*(10), 1527–1550.

Garzoli, S. L. und A. L. Gordon, 1996: Origins and variability of the Benguela Current. *J. Geophys. Res. 101*(1), 897–906.

Gordon, A. L., 1986: Interocean Exchange of Thermocline Water. *J. Geophys. Res. 91*(C4), 5037–5046.

Gordon, A. L., 1989: Brazil-Malvinas Confluence - 1984. *Deep-Sea Res. 36*(3), 359–384.

Gordon, A. L. und L. C. Greengrove, 1986: Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep-Sea Res. 33*(5), 573–585.

Gordon, A. L., R. F. Weiss, W. M. Smethie, und M. J. Warner, 1992: Thermocline and Intermediate Water Communication Between the South Atlantic and Indian Oceans. *J. Geophys. Res. 97*(C5), 7223–7240.

Gouretski, V. und K. Jancke, 1995: A consistant pre-WOCE hyrographic data set for the South Atlantic: Station data and gridded fields. WOCE report no. 127/95.

Hellermann, S. und M. Rosenstein, 1983: Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr. 13*, 1093–1104.

Holfort, J., 1994: *Großräumige Zirkulation und meridionale Transporte im Südatlantik.* Doktorarbeit, Christian-Albrechts-Universität, Kiel.

Huang, R. X., 1990: On the three-dimensional structure of the wind-driven circulation in the North Atlantic. *Dyn. Atm. Oc. 15*, 117–159.

Huang, R. X. und S. Russell, 1994: Ventilation of the Subtropical North Pacific. *J. Phys. Oceanogr. 24*(12), 2589–2605.

Jenkins, W. J., 1982: On the climate of the subtropical ocean gyre: Decade time-scale variations in water mass renewal in the Sargasso Sea. *J. Mar. Res. 40*, 262–290.

Keffer, T., 1985: The Ventilation of the World's Oceans: Maps of Potential Vorticity Fields. *J. Phys. Oceanogr. 15*, 509–523.

König, H. und W. Zenk, 1992: Principles of RAFOS technology at the Institut für Meereskunde Kiel. *Ber. Inst. Meeresk. Univ. Kiel 222*, 99 pp.

Larqué, L., K. Maamaatuaiahutapu, und V. Garçon, 1997: On the intermediate and deep water flows in the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res. 102*(C6), 12425–12440.

Levitus, S., 1982: Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Prof. Paper 13, U.S. Dept. of Commerce, Washington D.C.

Levitus, S., T. P. Boyer, und R. Burgett, 1994: World Ocean Atlas 1994. Vol. 3 Salinity. NOAA Atlas, U.S. Dept. of Commerce, Washington D.C.

Luyten, J. R., J. Pedlosky, und H. M. Stommel, 1983: The Ventilated Thermocline. *J. Phys. Oceanogr. 13*(2), 292–309.

Luyten, J. R. und H. M. Stommel, 1986: Gyres Driven by Combined Wind and Bouyancy Flux. *J. Phys. Oceanogr. 16*(9), 1551–1560.

Maamaatuaiahutapu, K., C. G. Veronique, C. Provost, M. Boulahdid, und A. P. Osiroff, 1992: Brazil-Malvinas Confluence: Water Mass Composition. *J. Geophys. Res. 97*(C6), 9493–9505.

Martineau, D. P., 1953: The Influence of the Current Systems and Lateral Mixing upon the Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. W.H.O.I., Ref. No. 53-72.

Nowlin (Jr.), W. D., 1991: On water mass exchange between the Southern Ocean and the World Ocean; emphasis on the Atlantic sector. *Marine Chemistry 35*, 1–7.

Reid (Jr.), J. L., 1965: Intermediate Waters of the Pacific Ocean. Johns Hopkins oceanogr. Stud., 2.

Semtner (Jr.), A. J. und R. M. Chervin, 1992: Ocean general circulation from a global eddy-resolving model. *J. Geophys. Res. 97*(C4), 5493–5550.

McCartney, M. S., 1977: Subantarctic Mode Water. In M. Angel (Ed.), *A voyage of DISCOVERY*, pp. 103–119.

McClain, E. P., W. G. Pichel, und C. C. Walton, 1985: Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *J. Geophys. Res. 90*, 11587–11601.

Miranda, L. B. und M. C. Filho, 1981: Geostrophic flow conditions of the Brazil Current at 19°S. *Ciencia Interamerica 22*, 44–48.

Molinelli, E. J., 1978: Isohaline thermoclines in the southeast Pacific Ocean. *JPO 8*, 1139–1145.

Molinelli, E. J., 1981: The Antarctic influence on Antarctic Intermediate Water. *JMR 39*(2), 267–293.

Olbers, D., V. Gouretski, G. Seiß, und J. Schröter, 1992: *Southern Ocean Atlas.* Alfred Wegener Institut, Bremerhaven.

Ollitrault, M., Y. Auffret, N. Cortès, C. Hémon, P. Jégou, S. L. Reste, G. Loaëc, und J.-P. Rannou, 1995: The SAMBA Experiment. Volume 1, SAMBA I, Lagrangien and CTD Data. February 1994 - August 1995. Repères océan No. 12.

Olson, D. B. und R. H. Evans, 1986: Rings of the Agulhas Current. *Deep-Sea Res. 33*(1), 27–42.

Olson, D. B., G. P. Podesta, R. H. Evans, und O. B. Brown, 1988: Temporal variations in the seperation of the Brazil and Malvinas Currents. *Deep-Sea Res. 35*(12), 1971–1990.

Pedlosky, J. und P. Robbins, 1991: The Role of Finite Mixed-Layer Thickness in the Structure of the Ventilated Thermocline. *J. Phys. Oceanogr. 21*(7), 1018–1031.

Peterson, R. G., 1992: The boundary currents in the western Argentine Basin. *Deep-Sea Res. 39A*(3), 623–644.

Piola, A. R. und A. L. Georgi, 1982: Circumpolar properties of Antarctic Intermediate Water and Subantartic Mode Water. *Deep-Sea Res. 29*(6A), 687–711.

Piola, A. R. und A. Gordon, 1989: Intermediate Waters in the southwest South Atlantic. *Deep-Sea Res. 36*(1), 1–16.

Reid, J. L., 1986: On the Total Geostrophic Circulation of the South Pacific Ocean: Flow Patterns, Tracers and Transports. *Prog. in Oceanogr. 16*, 1–61.

Reid, J. L., 1989: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Prog. in Oceanogr. 23*, 149–244.

Reid, J. L., 1994: On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Prog. in Oceanogr. 33*, 1–92.

Reid, J. L., W. D. Nowlin (Jr.), und W. C. Patzert, 1977: On the Characteristics and Circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr. 7*, 62–91.

Ribbe, J. und M. Tomczak, 1997: On convection and the formation of Subantarctic Mode Water in the Fine Resolution Antarctic Model - FRAM. *J. Marine Systems 13*, 137–154.

Riley, G. A., 1951: Oxygen, phosphate and nitrate in the Atlantic Ocean. *Bull. Bingham Oceanogr. Coll. 13*(1), 1–126.

Rintoul, S. R., 1991: South Atlantic Interbasin Exchange. *J. Geophys. Res. 96*(C2), 2675–2692.

Roden, G. I., 1986: Thermohaline Fronts and Baroclinic Flow in the Argentine Basin During the Austral Spring of 1984. *J. Geophys. Res. 91*(C4), 5075–5093.

Rossby, T., D. Dorson, und J. Fontane, 1986: The RAFOS System. *J. Atmos. Oceanic Technol. 3*(9), 672–679.

Schmid, C., 1992: Translations- und Stabilitätsverhalten von baroklinen Wirbeln bei großskaligen Strömungen. Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität, Kiel.

Siedler, G., W. Balzer, T. J. Müller, R. Onken, M. Rhein, und W. Zenk, 1993: WOCE South Atlantic 1992, Cruise No. 22, 22. September 1992 - 31 January 1993. METEOR-Berichte Nr. 93-5.

Siedler, G. und W. Zenk, 1997: 2 Ozeanographie. In W. Raith (Ed.), *Bergmann Schaefer, Lehrbuch der Experimnetalphysik, Band 7 Erde und Planeten*, pp. 727 pp. Walter de Gruyter.

Signorini, S. R., 1978: On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of Sào Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res. 25*, 481–490.

Signorini, S. R., L. B. Miranda, D. L. Evans, M. R. Stevenson, und H. M. Inostroza, 1989: Corrente do Brasil: estrutura térmica entre 19° e 25°S e circulação geostrófica. *Bolm Inst. oceanogr., S.Paulo 37*(1), 33–49.

Speer, K. G., W. Zenk, G. Siedler, J. Paetzold, und C. Heidland, 1992: First resolution of flow through the Hunter Channel in the South Atlantic. *Earth planet. Sci. Lett. 113*, 287–292.

Stammer, D., R. Tokmakian, A. Semtner, und C. Wunsch, 1996: How well does a 1/4° global circulation model simulate large-scal oceanic observations. *J. Geophys. Res. 101*(C11), 25779–25811.

Stramma, L., 1989: The Brazil Current transport south of 23 S. *Deep-Sea Res. 36*, 639–646.

Stramma, L., 1991: Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *J. Mar. Res. 49*, 281–294.

Stramma, L. und R. G. Peterson, 1989: Geostrophic transport in the Benguela Current Region. *J. Phys. Oceanogr. 19*, 1440–1448.

Stramma, L. und R. G. Peterson, 1990: The South Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr. 20*, 846–859.

Suga, T. und L. D. Talley, 1995: Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic. *J. Geophys. Res. 100*(C7), 13441–13453.

Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, und R. H. Fleming, 1942: The Oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J.

Taft, B. A., 1963: Distribution of salinity and dissolved oxygen on surfaces of uniform potential specific volume in the South Atlantic, South Pacific and Indian Oceans. *J. Mar. Res. 21*(2), 129–146.

Talley, L. D., 1996: Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. In G. Wefer, W. H. Berger, G. Siedler, und D. J. Webb (Eds.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, pp. 219–238. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.

Tarbell, S., R. Meyer, N. Hogg, und W. Zenk, 1994: A moored array along the southern boundary of the Brazil Basin for the Deep Basin Experiment - Report on a joint experiment 1991-1992. *Ber. Inst. Meeresk. Univ. Kiel 243*, 97 pp.

Tsuchiya, M. und L. D. Talley, 1996: Water-property distributions along an eastern Pacific hydrographic section at 135W. *J. Mar. Res. 54*(3), 541–564.

Tsuchiya, M., L. D. Talley, und M. S. McCartney, 1994: Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator. *J. Mar. Res. 52*, 55–81.

Wang, D., W. G. Large, und J. C. Williams, 1996: Large-eddy simulation of the equatorial boundary layer: Diurnal cycling, eddy viscosity, and horizontal rotation. *J. Geophys. Res. 101*(C2), 3649–3662.

WCRP, 1988: WOCE Implementation plan, World Climate Research Program 11. WMO/ITD No. 242, pp. 74.

Webb, C. D., 1977: SOFAR floats for POLYMODE OCEANS 77 proceedings. MTS-IEEE 44B-1-5.

Wüst, G., 1935: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Das Bodenwasser und die Stratosphaere. Wiss. Ergebn. Dt. Atl. Exp. “METEOR” 1925-1927, 6, 1-288, Berlin.

Wyrtki, K., 1971: Oceanographic Atlas of the International Indian Ocean Expedition. Natl. Sci. Found., Washington D.C.

Zemba, J. C., 1991: The Structure and Transport of the Brazil Current between 27° and 36° South. WHOI-91-37.

Zenk, W. und T. J. Müller, 1995: WOCE Studies in the South Atlantic, Cruise No. 28, 29 March - 14 June 1994. METEOR-Berichte Nr. 95-1.

Zenk, W., C. Schmid, und O. Boebel, 1998: WOCE Floats in the South Atlantic. *Internat. WOCE Newsletter 30*, 39–42.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt meinem Doktorvater Prof. Dr. G. Siedler für die Betreuung dieser Arbeit und die hilfreichen Diskussionen und Anregungen.

Diese Arbeit entstand in der Abteilung Meeresphysik des Instituts für Meereskunde in Kiel. Den Kolleginnen und Kollegen möchte ich an dieser Stelle für die hilfreichen Diskussionen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, danken. Namentlich erwähnt seien Dr. W. Zenk, Dr. O. Boebel, Dr. J. Jungclaus und K. Petuhov, die mich durch viele Gespräche und auch das Korrekturlesen der Arbeit unterstützt haben.

Mein Dank gilt auch denjenigen, die mir Daten und Modellergebnisse zur Verfügung stellten. Die ALACE-Daten stammen von Russ Davis von der „Scripps Institution of Oceanography". Die hydrographischen Daten wurden von mehreren Institutionen bereitgestellt, die hier nicht im einzelnen aufgelistet werden können. Die Datenquellen werden in der Arbeit erwähnt. Die ERS-1-Windfelder stammen vom „Centre ERS d'Archivage et de Traitement" (CERSAT, Frankreich). Die reanalysierten ECMWF-Windfelder wurden von Dr. B. Barnier (Universität Grenoble, Frankreich) zur Verfügung gestellt. Die Meeresoberflächentemperatur-Daten stammen von der Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (Miami, USA). Diese Daten wurden von der Estación HRPT en Alta Resolución (Buenos Aires, Argentina) durch das Servicio Meteorológico Nacional als Teil einer Zusammenarbeit mit der Universität von Miami gesammelt. Die Anomaliefelder der Meeresoberflächenauslenkung wurden vom Goddard Space Flight Center (USA) zur Verfügung gestellt. Die Ausgabefelder des „Primitive Gleichungen" Modells stammen von dem Semtner-Chervin-Modell.

Nicht zuletzt gilt mein herzlicher Dank auch meiner Tante Ingeborg und meinen fachfremden Freunden.