

BERICHTE  
aus dem  
**INSTITUT FÜR MEERESKUNDE**  
an der  
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT KIEL

Nr. 227

1992

DOI 10.3289/IFM-BER-227

**Die Kapverden-Frontalzone**

von

Birgit Klein

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden:  
Institut für Meereskunde an der Universität Kiel  
Abt. Meeresphysik  
Düsternbrooker Weg 20  
2300 Kiel 1, -FRG-

ISSN 0341 - 8561 -

**Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der  
Universität Kiel als Dissertation angenommen.**

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>v</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Wassermassen und Zirkulation in Kanaren- und Kapverden-Becken</b>	<b>5</b>
2.1 Datensatz und Datenbearbeitung . . . . .	5
2.2 Wassermassen im tropischen und subtropischen Bereich des Nordostatlantiks . . . . .	9
2.3 Zirkulation im Kanaren- und Kapverden-Becken . . . . .	14
2.4 Auswertungen der direkten Strommessungen . . . . .	33
2.5 Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	46
<b>3 Die Kapverden-Frontalzone</b>	<b>49</b>
3.1 Frühere Beobachtungen der Kapverden-Front . . . . .	49
3.2 Beobachtungen der Zentralwassermassengrenze in hydrographischen Schnitten aus den Jahren 1986 - 1989. . . . .	54
3.3 Beobachtungen der Zentralwassermassengrenze in Verankerungszeitreihen	65
3.4 Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	74
<b>4 T/S-Analyse und Multiparameter-Methode</b>	<b>76</b>
4.1 Theoretischer Hintergrund . . . . .	76
4.2 Ermittlung der lokalen Wassermassencharakteristik für das Kanaren- und Kapverden Becken . . . . .	82
4.3 Vorstellung und Vergleich der Ergebnisse der beiden Wassermassenanalysen . . . . .	92
4.4 Fehlerbetrachtungen für die Multiparameter-Methode . . . . .	107
4.5 Bedeutung doppeldiffusiver Prozesse für die beobachteten Unterschiede in den Wassermassenzusammensetzungen . . . . .	112
4.6 Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	125
<b>5 Wärme- und Volumentransporte im tropischen Atlantik</b>	<b>127</b>
5.1 Datenbasis . . . . .	127
5.2 Geostrophische Geschwindigkeitsberechnungen . . . . .	134
5.3 Ansätze zur Wärmetransportberechnung . . . . .	135
5.4 Berechnung der Wärme- und Volumentransporte für die tropischen Schnitte . . . . .	138

5.5	Schichttransporte . . . . .	148
5.6	Inversanalyse der Zirkulation . . . . .	152
5.7	Fehlerbetrachtungen . . . . .	163
5.8	Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	165
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>166</b>
<b>7</b>	<b>Literaturliste</b>	<b>170</b>
<b>8</b>	<b>Englische Bildunterschriften</b>	<b>179</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>191</b>

# Contents

<b>Abstract</b>	<b>vii</b>
<b>1 Introduction</b>	<b>1</b>
<b>2 Water masses and circulation in the Canary and Cape Verde Basin</b>	<b>5</b>
2.1 Data set and data processing . . . . .	5
2.2 Water masses in the tropical and subtropical Northeast Atlantic . . . .	9
2.3 Circulation in the Canary and Cape Verde Basin . . . . .	14
2.4 Analysis of direct current measurements . . . . .	33
2.5 Summary of results . . . . .	46
<b>3 The Cape Verde Frontal Zone</b>	<b>49</b>
3.1 Earlier observations of the Cape Verde Front . . . . .	49
3.2 Observations of the central water boundary in hydrographic sections from the years 1986 - 1989. . . . .	54
3.3 Observations of the central water boundary in current meter time series	65
3.4 Summary of results . . . . .	74
<b>4 T/S Analysis and Multiparameter Method</b>	<b>76</b>
4.1 Theoretical background . . . . .	76
4.2 Evaluation of local water mass characteristics in the Canary and Cape Verde Basin . . . . .	82
4.3 Presentation and comparison of results of both water mass analyses . .	92
4.4 Error estimates for the Multiparameter Method . . . . .	107
4.5 Contribution of diapycnal processes to the observed differences in water mass composition . . . . .	112
4.6 Summary of results . . . . .	125
<b>5 Heat and volume transport in the tropical Atlantic</b>	<b>127</b>
5.1 Data set . . . . .	127
5.2 Calculation of geostrophic velocities . . . . .	134
5.3 Methods for the calculation of heat transport . . . . .	135
5.4 Calculation of heat and volume transport for the tropical sections . . .	138
5.5 Transports in layers . . . . .	148
5.6 Inverse calculations of the circulation . . . . .	152
5.7 Error estimates . . . . .	163

5.8 Summary of results . . . . .	
<b>6 Summary</b>	<b>166</b>
<b>7 References</b>	<b>170</b>
<b>8 English figure legends</b>	<b>179</b>
<b>Acknowledgements</b>	<b>191</b>

# 1 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden die hydrographischen Verhältnisse im Kanaren- und Kapverden-Becken untersucht. Aufgegliedert in drei Teilbereiche werden Schichtung und Zirkulation am südöstlichen Rand des Subtropenwirbels untersucht, Vermischungsvorgänge an der Zentralwassermassengrenze studiert und meridionale Wärme- und Volumentransporte im tropischen Bereich des Atlantiks berechnet. Verwendet werden neue hydrographische Daten aus den Jahren 1986-1989, die während der "Meteor"-Expeditionen 4, 6 und 9 gewonnen wurden, sowie Verankerungszeitreihen aus dem entsprechenden Zeitraum. Zur Vervollständigung der Wärmetransportberechnungen wird ein transatlantischer Schnitt aus dem IGF-Programm bei 8 °N hinzugenommen.

In der Verteilung der Felder dynamischer Topographie wird deutlich, daß das Untersuchungsgebiet hauptsächlich durch die Rezirkulation von Wassermassen geprägt wird, die im Azorenstrom nach Osten transportiert wurden. Diese Zirkulationszelle reicht allerdings nicht tiefer als 400 bis 500 m. Die mittleren Strömungen nehmen in allen Tiefenniveaus nur geringe Beträge an, und die Verankerungszeitreihen werden von Wirbeln dominiert, die Zeitskalen von 100 Tagen und Raumskalen von 100 km haben.

Die Ausbreitung Südatlantischen Zentralwassers (SACW) in der nördlichen Hemisphäre steht mit zwei Stromzweigen aus dem äquatorialen Stromsystem in Zusammenhang. Die Ausbreitung des salzarmen, nährstoffreichen und sauerstoffarmen SACW läßt sich sowohl im Bereich des Nordäquatorialen Gegenstroms als auch im Bereich des Nordäquatorialen Unterstroms feststellen.

Die Wassermassengrenze zwischen dem Nordatlantischen Zentralwasser und dem Südatlantischen Zentralwasser, die sich in Nährstoff- und Sauerstoffverteilungen durch starke Gradienten bemerkbar macht, erfährt im Bereich des offenen Ozeans große zwischenjährige Versetzungen von bis zu 200 km. Ähnlich wie in Beobachtungen der Zentralwassermassengrenze auf dem Schelf weist die Front trotz hoher Temperatur- und Salzgehaltsgradienten kein vergleichbares Signal in der Dichte auf. Vertikalprofile zeigen im Frontbereich häufig intrusionsartige Strukturen sowie die bei Anwesenheit von doppeldiffusiven Prozessen typischen Treppenstrukturen. Der Auftriebsgewinn in

warmen, salzreichen Intrusionen in der Frontalzone liegt bei  $3,1 \cdot 10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Werte für Intrusionen auf dem Schelf erreichen vergleichbare Größenordnung.

Für das Untersuchungsgebiet kann eine lokal gültige Definition der Zentralwassermassen gewonnen werden, die neben Temperatur- und Salzgehalt auch Nährstoff- und Sauerstoffgehalt berücksichtigt. Dies stellt die Voraussetzung für die Anwendung der Multiparameter-Methode dar, die es unter der Ausnutzung dieser Definitionswerte gestattet, Wassermassengehalte zu bestimmen, ohne einschränkende Annahmen über die Art der Vermischung machen zu müssen. Damit kann über den Vergleich zu einer isopyknischen Wassermassenanalyse geprüft werden, ob in der Frontalzone diapiknische Vermischung in Form von Salzfingeraktivität eine Rolle spielt. Beobachtete  $R_\rho$ -Werte zeigen im Bereich der Zentralwassermassen große Häufigkeiten im Wertebereich zwischen 1 und 2, in dem Salzfingeraktivität wegen der schnellen Anwachsrate der Finger verstärkt an Bedeutung gewinnt.

Der Vergleich der Ergebnisse beider Analysen zeigt Abweichungen von dem für isopyknische Vermischung berechneten NACW-Anteil von bis zu 30%. Maximale Abweichungen treten im Frontbereich zwischen 200 und 300 m auf, dazugehörige  $R_\rho$ -Histogramme zeigen eine Häufung von  $R_\rho$ -Werten nahe 1 mit der damit verbundenen schnellen Anwachsrate von Fingern. Werte des doppeldiffusiven Auftriebsflusses durch Salzfingeraktivität erreichen im Frontbereich eine Größenordnung, die derjenigen aus dem Oberflächenfluß durch Verdunstung nahekommt, und stellen damit einen wirksamen Mechanismus für den vertikalen Salztransport dar.

Mittels einer Inversanalyse wird der meridionale Wärmetransport im tropischen Atlantik für zwei Schnitte bei 8 und 14 °N berechnet. Die Balance der Komponenten in der Wärmetransportbilanz wird im Bereich der starken Passatwinde vom Ekmantransport dominiert. Bei 14 °N verschwindet zudem der barokline Anteil am Wärmetransport, und der Wärmetransport ist fast ausschließlich durch den Ekmananteil und einen kleineren barotropen Anteil gegeben. Mit einem Wert von  $1,37 \pm 0,38$  PW liegt der für 14 °N berechnete Wert an der oberen Grenze maximaler Wärmetransporte im Atlantik. Es ist daher möglich, daß das Maximum des meridionalen Wärmetransports nicht zwischen 20 und 30 °N liegt, sondern weiter südlich.



# 1 Abstract

The purpose of this paper is to describe the hydrographic situation in the Canary and Cape Verde Basins. Divided into three subsections, stratification and circulation in the southeastern portion of the subtropical gyre will be studied, mixing processes at the central water boundary will be examined and meridional heat and volume transport in the tropical Atlantic will be determined. The data set consists of hydrographic data from the years 1986-1989 and includes data obtained during the "Meteor" expeditions 4, 6 and 9 as well as current meter time series from the intervening period. For completion of the meridional heat transport calculations, a transatlantic section from the IGY Program at 8 °N is included in the data set.

Fields of dynamic topography show that the investigation area is dominated by the recirculation of water masses which have been transported to the east by the Azores Current. This circulation pattern extends only to the upper 400 to 500 m. The mean currents are weak at all depth levels and current meter time series are dominated by eddies with time scales of 100 days and horizontal scales of 100 km.

The propagation of South Atlantic Central Water (SACW) in the northern hemisphere is connected to two current branches from the equatorial current system. The low salinity, low oxygen and high nutrient signal of SACW can be detected in connection with the North Equatorial Countercurrent and the North Equatorial Undercurrent.

The water mass boundary between North Atlantic Central Water and South Atlantic Central Water, which shows marked gradients in nutrient and oxygen distributions, undergoes large interannual horizontal displacements of the order of 200 km in the open ocean. Similar to observations on the shelf, the central water boundary shows no pronounced density signal, though there are strong temperature and salinity gradients. Vertical profiles in the frontal region show intrusion-like features and step structures which are indicators for double diffusive processes. The buoyancy gain in a warm and saline intrusion in the frontal region reaches  $3.1 \times 10^{-7} \text{ g cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ . This is comparable to intrusions examined on the shelf.

A local definition of the central water masses could be developed for the investigation area which included not only temperature and salinity, but also nutrient and oxygen content. This is a prerequisite for the application of the multiparameter method. This method allows the determination of water mass composition without the necessity of limiting assumptions on the kind of mixing. In comparison with an isopycnal mixing analysis, the question can be answered if diapycnal mixing associated with saltfingering is important in the frontal zone. Observed  $R_p$  values show an accumulation at values between 1 and 2 for the central water masses. In this range, saltfingering becomes even more effective because of the increasing growth rate of the fingers.

A comparison of the results of both analyses shows that the NACW content computed under the assumption of isopycnal mixing can vary up to 30% from the estimates of the multiparameter method. Maximum differences occur in the frontal region and in the depth horizon between 200 and 300 m. The associated  $R_p$  histograms show accumulations of values near 1 with high growth rates of fingers. In the frontal region the double diffusive buoyancy flux caused by the saltfingering reaches an order which is comparable to the surface flux by evaporation and is therefore an effective mechanism for the vertical salt transport.

The computation of meridional heat transport in the tropical Atlantic is achieved with inverse calculations for two sections at 8 and 14 °N. The balance of terms in the heat transport equation is dominated by the Ekman transport in the region of strong trade winds. At 14 °N, the baroclinic heat transport vanishes and the heat transport is given by the Ekman transport and a smaller barotropic part. The value of  $1.37 \pm 0.38$  PW is at the upper limit of maximum meridional heat transport in the Atlantic. It may be possible that the maximum heat transport does not occur between 20 and 30 °N but farther south.

# 1 Einleitung

In den letzten Jahren sind im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 133 intensive Untersuchungen am südöstlichen Rand des Subtropenwirbels, dem Übergang zur Schattenzzone, durchgeführt worden. Traceruntersuchungen (Sarmiento et al., 1982) zeigten für den subtropischen und tropischen Ostatlantik drastische Abnahmen der Tracergehalte nach Süden und bestätigten damit die Ideen von Luyten et al. (1983), nach denen keine Erneuerung von Wassermassen in der Schattenzzone aus dem ventilerten Gebiet möglich sein sollte. Mit den im Rahmen des SFB 133 durchgeführten Untersuchungen sollte geklärt werden, ob die Zentralwassermassengrenze bei den Kapverden als Übergangsbereich zwischen den ventilerten Wassermassen der Warmwassersphäre im Subtropenwirbel und der Schattenzzone anzusehen ist. Die Zentralwassermassengrenze stellt eine starke thermohaline Front dar, die durch das Zusammentreffen von warmem und salzreichem Nordatlantischem Zentralwasser (NACW) und kaltem und salzarmem Südatlantischen Zentralwasser (SACW) gebildet wird. Die Struktur und zeitliche Variabilität der Zentralwassermassengrenze im offenen Ozean ist weitgehend unbekannt, da sich frühere Untersuchungen der Front auf den Schelfbereich vor der afrikanischen Küste konzentrierten. Im Rahmen des SFB 133 wurde daher in mehreren Messkampagnen das Datenmaterial gewonnen, um Struktur und zeitliche Änderung der Zentralwassermassengrenze im offenen Ozean beschreiben zu können.

Neben der Betrachtung von Struktur und zeitlicher Variabilität umfaßt ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit den Aspekt von Austauschprozessen an der Zentralwassermassengrenze. Die Form der T/S-Beziehung der Zentralwassermassen, die am besten durch eine Kurve konstanten Dichteparameters  $R_\rho$  beschrieben wird (Schmitt, 1981), hatte die Vermutung nahegelegt, daß Doppeldiffusion und damit verbundene diapyknische Vermischung eine bedeutende Rolle spielen könnten. Dabei ist  $R_\rho = \alpha\Delta T/\beta\Delta S$  das Verhältnis der vertikalen Dichteunterschiede, die durch die Temperatur- und Salzgehaltsschichtung bestimmt werden, wobei  $\alpha$  der thermischen Expansionskoeffizient und  $\beta$  der halinen Kontraktionskoeffizient ist. In den Zentralwassermassen liegt eine Situation vor, in der große Mengen von Energie, die in der instabilen Salzgehaltsschichtung gespeichert sind, durch Salzfingeraktivität freigesetzt werden können. Aus der Salzfingeraktivität berechnete Salzflüsse erreichen im westlichen tropischen Atlantik Größenordnungen, die dem Oberflächeneintrag von Salz durch Verdunstung vergleich-

bar sind (Schmitt und Evans, 1978).

Der Themenkomplex diapyknischer Vermischung durch Doppeldiffusionsprozesse ist auch deshalb von Interesse, da Mikrostruktur-Messungen (Gregg, 1975; Gregg et al., 1973) ergeben hatten, daß es in der Hauptsprungschicht nur geringe Anzeichen für aktive Vermischung gibt. Die ermittelten vertikalen turbulenten Diffusionskoeffizienten waren in der Regel sehr viel kleiner als  $1 \text{ cm}^2/\text{s}$ . Diese Beobachtungsergebnisse führten zu der Annahme, daß Mischung weitgehend in Randströmen, entlang von Küsten und an Inseln und von dort entlang von Isopyknen im Ozeaninneren stattfindet (Hogg et al., 1978). Neben der kleinskaligen Turbulenz ist aber durch Doppeldiffusion ein weiterer Prozeß gegeben, durch den ein Fluß quer zu Isopyknen stattfindet, obwohl die Effektivität dieses Prozesses noch wenig bekannt ist. Welche Größenordnung diese Prozesse in der Kapverden-Frontalzone erreichen können, soll daher anhand des zur Verfügung stehenden Datensatzes geklärt werden.

Die Fragestellung, inwieweit isopyknische oder diapyknische Vermischung an der Zentralwassermassengrenze vorherrschen, wird durch Anwendung einer Invers-Methode behandelt. Messungen der Konzentration verschiedener Tracer werden benutzt, um diejenige Mischung der Ursprungswassertypen zu ermitteln, die im gewichteten "least-square"-Sinn am besten die Zusammensetzung der Wasserprobe beschreibt. Die Lösungen werden unter zwei physikalisch sinnvollen Zwangsbedingungen gewonnen, von denen eine besagt, daß alle Wassermassenanteile positiv sein müssen, und die andere, daß die Summe aller Anteile 100% ergeben muß. Im Vergleich der Ergebnisse der Invers-Methode mit der klassischen isopyknischen T/S-Analyse lassen sich aus den Differenzen Gebiete und Tiefenhorizonte identifizieren, in denen diapyknische Vermischung aktiv war. Die Analyse des doppeldiffusiven Salzflusses und des Dichteparameters  $R_p$  sollen Aufschluß darüber geben, ob Doppeldiffusion als Erklärung für die Abweichungen in Betracht kommt.

Die Strömungsdarstellung auf der Grundlage historischer Daten von Stramma (1984) hatte gezeigt, daß ein signifikanter Teil der Rezirkulation im Subtropenwirbel im Kanaren- und Kapverden-Becken zu finden ist, nämlich in Form von südwardigen Transporten im Kanarenstrom und westwardigen im Nordäquatorialstrom. Die mittlere Zirkulation im östlichen Becken des Atlantiks hat aber sehr viel niedrigere Geschwindigkeitsniveaus als im westlichen Teil, die Strömungsgeschwindigkeiten liegen im Bereich

von wenigen cm/s. Beobachtungsprogramme haben ferner die Existenz relativ starker ozeanischer Fronten und mesoskaliger Wirbelaktivität gezeigt. Die hydrographischen Vermessungen und die Analyse von verankerten Strömungsmessern sollen dazu dienen, Aussagen über die typischen Raum- und Zeitskalen der Wirbelaktivität zu machen.

Ein wirbelauflösendes Zirkulationsmodell von Cox (1985) zeigte im Südosten des Subtropenwirbels erhöhte mesoskalige Wirbelenergie und gab damit Hinweise auf eine mögliche Instabilität des großräumigen Stromsystems. Analysen der Struktur des potentiellen Vorticity-Feldes zeigten durch einen Vorzeichenwechsel des meridionalen Gradienten der potentiellen Vorticity mit der Tiefe, daß die notwendigen Bedingungen für barokline Instabilität gegeben waren. Modelluntersuchungen von Onken und Klein (1991) für die Kapverden-Frontalzone, die das östliche Ende der Zentralwassermassengrenze darstellt, haben gezeigt, daß der Kanarenstrom baroklin instabil wird. Die Umkehr im Gradienten der potentiellen Vorticity steht in engem Zusammenhang mit der Zentralwassermassengrenze, da SACW mit großen Schichtdicken zwischen Isopyknenflächen eine sehr viel höhere potentielle Vorticity besitzt als NACW.

Die Modelluntersuchungen von Onken und Klein (1991) zeigten, daß die Instabilität des Kanarenstroms zum Wachstum von Mäandern und der Bildung von Wirbeln führte. Die instabilste Welle hatte eine Länge von ca. 200 km und erreichte nach ca. 80 Modelltagen eine Amplitude von 100 km. Im weiteren Verlauf der Modellintegration konnten Abschnürungen von Wirbeln beobachtet werden. Es entstand ein Wirbelfeld mit typischen Wirbeldurchmessern von 100 km und Zeitskalen in der Größenordnung von 100 Tagen. Es dominiert hier überall die Energie niederfrequenter Strömungsschwankungen im Vergleich zum mittleren Feld. Dies führt dazu, daß für dieses Meßgebiet Angaben mittlerer Strömungen aus direkten Strommessungen nur über extrem lange Zeitreihen möglich wären.

Im Süden des Untersuchungsgebietes schließt sich ein Bereich an, der vom äquatorialen Stromsystem beeinflusst wird. Hieraus ergab sich die Frage, ob aus diesem Bereich eine Verbindung mit dem Rezirkulationsgebiet besteht und welche Stromzweige daran beteiligt sind. Der tropische Atlantik ist vor allem wegen seiner hohen zeitlichen Variabilität von besonderem Interesse. So zeigen sich neben großen Amplituden der Veränderlichkeit im Stromsystem auch hohe Amplituden im Ekmantransport. Dies ist im Zusammenhang mit der Frage der zeitlichen Variabilität des meridionalen Wärmetransports

des Ozeans von Bedeutung. Im Bereich der kräftigen Passatwinde darf man erwarten, daß gerade der Ekmantransport einen wichtigen Anteil am Gesamtwärmetransport ausmacht und damit dessen Schwankungen angenähert proportional zu Schwankungen im Ekmantransport sind. Durch die Analyse zweier Meridionalschnitte aus dem tropischen Bereich können Angaben über die ozeanischen Wärmetransporte gewonnen und die Balancen zwischen Ekmananteil und den restlichen Termen in der Wärmetransportgleichung studiert werden.

## 2 Wassermassen und Zirkulation in Kanaren- und Kapverden-Becken

### 2.1 Datensatz und Datenbearbeitung

Im Rahmen des SFB 133 "Warmwassersphäre des Atlantiks" wurden während dreier Expeditionen des Forschungsschiffes "Meteor" in den Jahren 1986-1989 hydrographische Daten aus dem Gebiet 5-45 °N und 10-45 °W im östlichen Nordatlantik gewonnen. Das Hauptforschungsgebiet dieser Expeditionen umfaßte das Kanaren- und Kapverden-Becken. Innerhalb dieses Bereichs sollte die Rezirkulation von Wassermassen im Ostatlantik und die Struktur der Zentralwassermassengrenze am südlichen Rand des Subtropenwirbels untersucht werden.

Für die hydrographischen Vermessungen wurde ein CTD-System des Typs Neil-Brown MK3 mit Sauerstoffsensor eingesetzt, das mit einem Kranzwasserschöpfer verbunden war, um Wasserproben zur in-situ-Kalibrierung der Sonde und zur Analyse von gelöstem Sauerstoff und Nährstoffen zu entnehmen. Die Meßstrategie sah vor, daß CTD-Profile mindestens bis zu einer Wassertiefe von 2000 m aufgenommen wurden, an Verankerungspositionen und anderen ausgewählten Stationen aber auch Messungen bis zum Boden durchgeführt wurden. Während der "Meteor"-Reisen 4, 6 und 9 wurden insgesamt 272 CTD-Profile mit dieser Sonde erstellt. Davon entfallen 67 Profile auf die "Meteor"-Reise 4 im Oktober und November des Jahres 1986, weitere 72 Profile stammen von der "Meteor"-Reise 6 aus dem Zeitraum November bis Dezember 1987, und die restlichen 133 Profile wurden während der "Meteor"-Reise 9 im Zeitraum von Januar bis Februar 1989 gewonnen. Abb. 2.1.a gibt die Stationsnetze der drei Expeditionen wieder. Fahrtberichte für die drei Reisen findet man bei Siedler et al. (1987), Müller et al. (1988) und Zenk et al. (1989).

Zur in-situ-Kalibrierung der Sonde wurden am Kranzwasserschöpfer geschützte und ungeschützte Kippthermometer eingesetzt, die die nötigen Eichdaten für den Temperatur- und Drucksensor lieferten. Die Vergleichsdaten für den Leitfähigkeitssensor wurden über eine Salzgehaltsbestimmung der Wasserproben mit einem Guildline-Salinometer ermittelt, wobei die Wasserproben direkt an Bord analysiert wurden, um Genauigkeitsverluste durch Lagerung zu vermeiden. Für die Kalibrierung des Temperatursensors stand neben den drei aus in-situ-Daten ermittelten Koeffizientensätzen auch noch ein

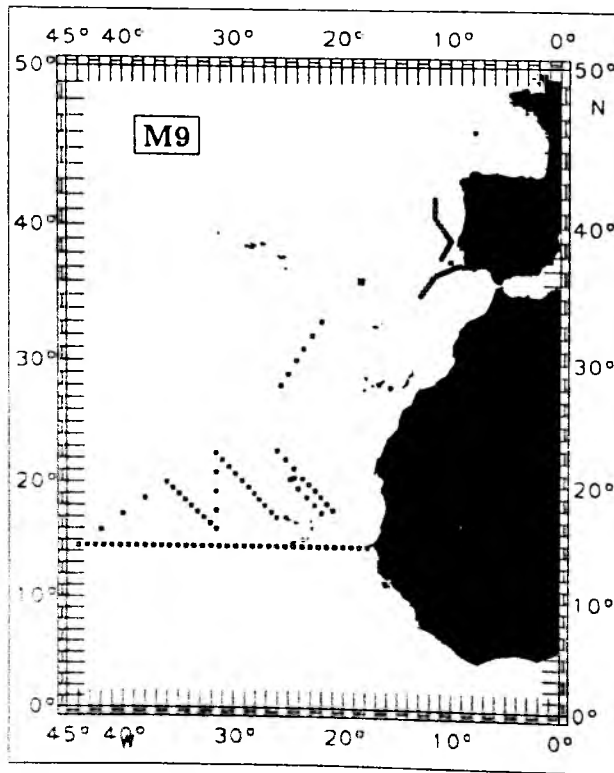
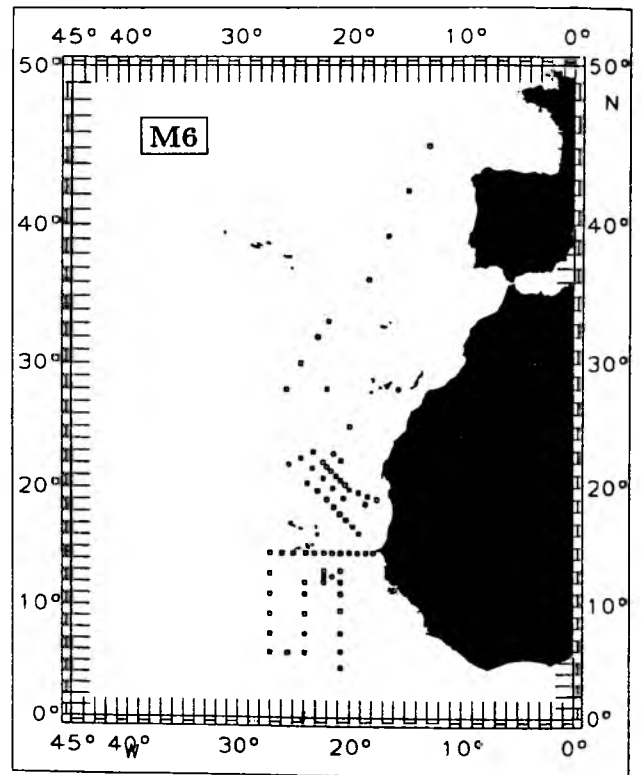
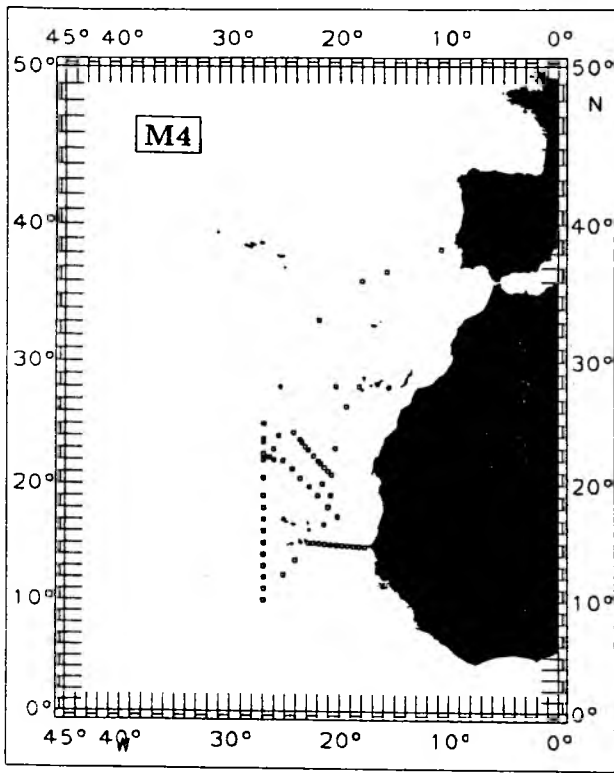


Abbildung 2.1: a) Stationskarten der "Meteor"-Expeditionen 4 (M4), 6 (M6) und 9 (M9). Quadrate markieren die Positionen der CTD Stationen.



Koeffizientensatz aus einer Laborkalibrierung zur Verfügung, die nach der "Meteor"-Reise 9 durchgeführt wurde. Ein Vergleich der Kalibrierungen ergab im Rahmen der Genauigkeit gute Übereinstimmung. Es wurde daher die Laborkalibrierung für alle Reisen verwandt, da diese im Gegensatz zu den in-situ-Kalibrierungen den gesamten Temperaturbereich umfaßte. Tab. 2.1 gibt die nach der Kalibrierung zu erwartende Genauigkeit der Temperatur-, Leitfähigkeits- und Druckdaten für die drei Reisen an.

Reise Nr.	Druck	Temperatur	Leitfähigkeit
M4	0.2 dbar	0.002 °C	0.2-0.4 $\mu\text{S}/\text{cm}$
M6	0.4 dbar	0.002 °C	0.2-0.6 $\mu\text{S}/\text{cm}$
M9	0.4 dbar	0.002 °C	0.2 $\mu\text{S}/\text{cm}$

Tab.2.1 Genauigkeit der CTD-Daten für die drei "Meteor" Expeditionen

Eine weitere Bearbeitung der CTD-Profile nach der Kalibrierung erfolgte dahingehend, daß der Druckkanal auf Spikes hin untersucht wurde, und falls vorhanden, solche fehlerhaften Zyklen eliminiert wurden. Anschließend wurde eine lineare Interpolation der Daten auf 2 dbar Intervalle vorgenommen. Temperatur- und Salzgehaltsprofile brauchten in der Mehrzahl der Fälle keine weitere Bearbeitung, vereinzelt vorhandene Spikes wurden mittels eines Medianfilters beseitigt.

Die Nährstoff- und Sauerstoffdaten wurden von der Abteilung Meereschemie des Instituts für Meereskunde Kiel analysiert. Die angegebenen Genauigkeiten für die Bestimmung von Nitrat, Phosphat und Silikat liegen bei  $\pm 0.01$ ,  $\pm 0.01$  und  $\pm 0.05 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ ; für den titrierten Sauerstoffgehalt wird eine Genauigkeit von  $\pm 0.01 \text{ ml/l}$  angegeben. Die aus den analysierten Nährstoffdaten erstellten Vertikalprofile umfaßten für die vierte "Meteor"-Reise Werte in 12 Tiefenhorizonten, für die beiden darauffolgenden Reisen 6 und 9 lagen Werte in 24 Niveaus vor. Die Beprobung der Wassersäule mit Wasserschöpfern orientierte sich an den "Standardtiefen" der internationalen Datensätze und wies mit zunehmender Wassertiefe immer größer werdende Abstände auf. Im Bereich der Thermokline lagen diese Abstände zwischen 25 und 100 m und nahmen unterhalb der Hauptsprungschicht auf 200 bis 500 m zu. Die Nährstoffprofile wurden graphisch auf Ausreißer hin untersucht und nach Entfernung fehlerhafter Werte linear auf 10 dbar-Intervalle interpoliert.

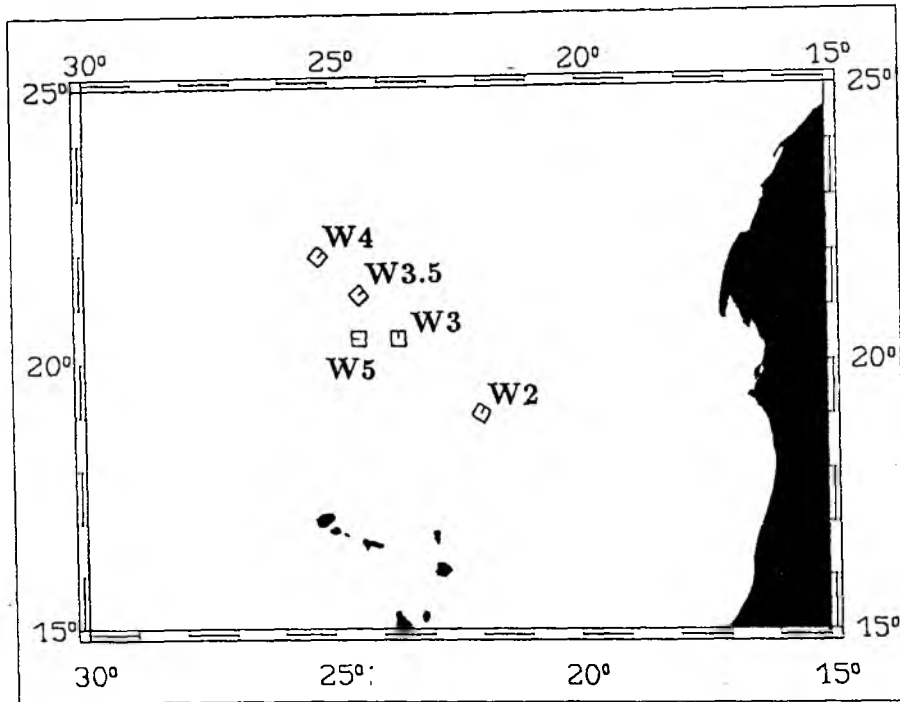


Abbildung 2.1: b) Positionskarte für 5 Verankerungen in der Kapverden-Tiefsee-Ebene. Für die Verankerungsensembles (W4, W3, W2) und (W3.5, W3, W5) existieren synoptische Strömungszeitreihen.

Neben den hydrographischen Daten umfaßt der zur Verfügung stehende Datensatz auch Strömungszeitreihen von verankerten Aanderaa-Strömungsmessern. Innerhalb des Untersuchungsgebiets liegen mehrere Verankerungspositionen. Es sollen im nachfolgenden aber nur solche Zeitreihen diskutiert werden, die aus dem Bereich der Kapverden-Tiefsee-Ebene stammen (Abb.2.1.b). Zum einen sind dies Daten von der nordwest-südost orientierten Reihe von Verankerungen W4, W3 und W2, zum anderen Zeitreihen aus einem engabständigen Verankerungsarray W5, W3 und W3.5. Die Dauer der zur Verfügung stehenden Zeitreihen beträgt in den meisten Fällen ein Jahr, lediglich für die Verankerungsposition W3 lassen sich in einzelnen Tiefenhorizonten bis zu vier Jahre lange Zeitreihen erstellen. Die im Abstand von 1 oder 2 Stunden vorliegenden Rohdaten wurden tiefpaßgefiltert, um hochfrequente Signale der internen Wellen, der ein- und halbtägigen Gezeiten und der Trägheitswellen zu eliminieren. Die gefilterten Daten wurden anschließend zu Tagesmittelwerten verarbeitet. Tabelle 2.2 gibt die

Positionen, Zeitdauern und Einsatztiefen der Meßgeräte an.

Verankerung	Position	Tiefe	Zeitraum
W4/314-1	21.93 N, 25.24 W	200, 420, 625, 1270 und 5070 m	16.11.86-14.11.87
W3/313-1	20.49 N, 23.61 W	200, 400, 610, 1250 und 4500 m	16.11.86-15.11.87
W2/309-2	19.04 N, 21.98 W	400, 600, 1250 und 3400 m	18.11.86-16.11.87
W3/313-2	20.49 N, 23.61 W	600/700, 1250/1400 und 4500 m	23.11.87-18.01.89
W3/313-3	20.49 N, 23.61 W	600, 1250 und 4460 m	25.01.89-28.10.89
W3/313-4	20.49 N, 23.61 W	600, 1260 und 4500 m	03.11.89-25.09.90
W5/320-1	20.43 N, 24.43 W	530 m	23.01.89-28.10.89
W3.5/314-2	21.22 N, 24.42 W	550 m	23.01.89-27.10.89

Tab.2.2 Strömungszeitreihen im Kapverden Gebiet

## 2.2 Wassermassen im tropischen und subtropischen Bereich des Nordostatlantiks

Basierend auf den Datensätzen der "Meteor"-Reisen 4, 6 und 9 sollen zunächst allgemeine Zirkulationsmerkmale im tropischen bzw. subtropischen Bereich des Atlantiks beschrieben werden, und es soll eine Identifizierung der für dieses Gebiet charakteristischen Wassermassen nebst ihrer regionalen Verteilung erfolgen. Auf sechs ausgewählten Dichteniveaus werden zu diesem Zweck die Horizontalverteilungen von Salzgehalt, Nitrat, Silikat und Sauerstoff dargestellt (Abb. 2.2 a-d, 2.3 a-d, 2.4 a-d). Die Auswahl der Dichtehorizonte orientiert sich an Wassermassenunterteilungen, die von Kawase und Sarmiento (1985, 1986) vorgeschlagen wurden. Die Dichteflächen reichen von der oberflächennahen Schicht des subtropischen Salzgehaltsmaximums ( $\sigma_\theta = 25.6$ ) durch den Bereich der Zentralwassermassen ( $\sigma_\theta = 26.5$  und  $27.1$ ) in den Bereich des Antarktischen Zwischenwassers ( $\sigma_\theta = 27.45$ ) und bis in den oberen Bereich des Nordatlantischen Tiefenwassers ( $\sigma_2 = 36.6$  und  $36.85$ ). Tabelle 2.3 gibt den Tiefenbereich an, der von diesen Dichteflächen repräsentiert wird. Unterhalb des Niveaus  $\sigma_2 = 36.85$  wird die horizontale Abdeckung mit Daten so gering, daß von einer Darstellung tieferer Horizonte abgesehen wurde. Für die Daten der "Meteor"-Reise 4 mußte zudem auf die Abbildung der Nährstoffdaten in den beiden Horizonten im Tiefenwasser verzichtet werden, da die vertikale Auflösung in den Daten für eine Interpolation auf diese Dichtehorizonte nicht ausreichend war. Alle Horizontalkarten der Tracerverteilungen

sind Ergebnisse von objektiven Analysen, in denen die unregelmäßig verteilten Stationsdaten auf regelmäßige Gitter interpoliert wurden. Aufgrund der großen Abstände zwischen individuellen Schnitten wurde eine Korrelationskala von 350 km gewählt, was sich dahingehend auswirkt, daß kleinskalige Strukturen der jeweiligen Schnitte in den Ergebnissen der objektiven Analyse stark geglättet wiedergegeben werden. Der horizontale Trend in den Eingangsfeldern wurde in einer zweidimensionalen Regressionsanalyse berücksichtigt. In Bereichen, in denen die Fehlervarianz mehr als 50 % der Gesamtvarianz betrug, sind Isolinien ausgeblendet.

Dichtefläche	Druckbereich	Wassermasse
$\sigma_\theta = 25.60$	30 - 125 dbar	STUW
$\sigma_\theta = 26.50$	70 - 230 dbar	NACW/SACW
$\sigma_\theta = 27.10$	400 - 550 dbar	NACW/SACW
$\sigma_\theta = 27.45$	750 - 1000 dbar	AAIW
$\sigma_2 = 36.60$	1100 - 1250 dbar	NADW
$\sigma_2 = 36.85$	1560 - 1790 dbar	NADW

Tab.2.3 Druckbereich der analysierten Dichteflächen. Die Abkürzung STUW steht für "Subtropical Underwater", NACW/SACW bezeichnet Nord- bzw. Südatlantisches Zentralwasser, AAIW steht für Antarktisches Zwischenwasser und NADW für Nordatlantisches Tiefenwasser.

Zum Vergleich der hier gefundenen Verteilungen und zur Einbindung der kleinräumigen Untersuchungen in die globale Zirkulation werden Analysen herangezogen, die sich auf Datensätze stützen, die in den 70-er Jahren während der GEOSECS-Mission und den darauffolgen TTO (Transient Tracers in the Ocean)-Programmen im nördlichen (TTO-NAS) und tropischen (TTO-TAS) Atlantik gewonnen wurden. Diese Datensätze umfassen den Bereich von 60 °N bis 60 °S und überdecken damit auch die Gebiete, in denen die hier ausgewählten Isopyknen an die Oberfläche treten und wo somit die Wassermassencharakteristiken auf diesen Isopyknen geprägt werden. Auf dieser Datenbasis wurde von Kawase und Sarmiento (1985) die Zirkulation in der Thermokline (Temperatursprungschicht) des Atlantiks beschrieben und von den gleichen Autoren (1986) der darunterliegende Bereich bis in das Niveau des mittleren Nordatlantischen Tiefenwassers analysiert.

Die oberste Dichtefläche ( $\sigma_\theta=25.6$ ) liegt im Kern des salzreichen und sauerstoffreichen Subtropischen Salzgehaltsmaximum-Wassers. Diese Wassermasse entsteht in den zentralen Bereichen des Subtropenwirbels durch hohe Verdunstung und breitet sich unterhalb der Oberfläche im Zirkulationsregime des Subtropenwirbels aus (Defant, 1936; Bauer und Siedler, 1988). Die für diese Wassermasse in den Entstehungsgebieten typischen Salzgehalte  $>37.0$  findet man bei allen drei Reisen (Abb. 2.2a, 2.3a, 2.4a) im nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes, wobei der eigentliche Ursprungsbereich, der von Kawase und Sarmiento (1985) mit Salzgehalten  $>37.2$  angegeben wird, nur am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes angetroffen wird. In den Daten der GEOSECS- und TTO-Programme (Kawase und Sarmiento, 1985) konnte auf dieser Dichtefläche eine Salzgehaltsfront beobachtet werden, die über den gesamten Atlantik von Guayana bis vor die afrikanische Küste reichte und deren Lage mit der Position des Nordäquatorialstroms übereinstimmte. Teile dieser Salzgehaltsfront sind im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebiets in allen Vermessungen zu beobachten (Abb. 2.2.a, 2.3.a, 2.4.a). Dabei fällt nördlich von  $15^\circ\text{N}$  und östlich von  $25^\circ\text{W}$  eine ausgeprägte Nord-Süd-Ausrichtung der Front auf. Diese Salzgehaltsfront trennt die salzreicheren Wassermassen des Subtropenwirbels von den salzärmeren des äquatorialen Atlantiks. Die Ausdehnung des Bereichs salzarmen äquatorialen Wassers nach Süden hin erkennt man in Abb. 2.3a, wobei dieser Bereich auch vor allem durch seine geringen Gradienten auffällt. Die Sauerstoffverteilung (Abb. 2.2d, 2.3.d, 2.4d) macht deutlich, daß nördlich der Front gut ventilierte Wassermassen mit hohen Sauerstoffgehalten vorkommen, während südlich davon sehr niedrige Sauerstoffwerte stagnierende Wassermassen andeuten. Kawase und Sarmiento (1985) stellten für dieses Tiefenniveau fest, daß die Salzgehalte im äquatorialen Bereich niedriger waren als in den nördlich und südlich anschließenden Gebieten. Sie machten aufgrund der hohen Nährstoffkonzentrationen und niedrigen Sauerstoffwerte (s. Abb. 2.3 b-d) äquatorialen Auftrieb für die Salzgehaltserniedrigung verantwortlich und schlossen eine Entstehung der niedrigen Salzgehalte in der regenreichen Innertropischen Konvergenzzone aus. In allen tieferen Schichten entsprachen die Salzgehalte des äquatorialen Atlantiks denen der südlichen Ursprungsregion.

Zusammen mit der Front im Salzgehalt kann man auch eine Front in den Nährstoffdaten beobachten (Abb. 2.2 b-d, 2.3 b-d, 2.4 b-d). Der Bereich südlich der Salzgehaltsfront ist dabei gekennzeichnet von hohen Nährstoffgehalten und niedrigen Sauerstoffgehalten. Innerhalb dieses Bereichs erkennt man in Abb. 2.3a und 2.3.b bei ca.  $12^\circ\text{N}$  und  $20^\circ\text{W}$  in den Salzgehalts- und Silikatverteilungen Minima bzw. Maxima. Diese treten in einem Bereich auf, in dem sowohl historische Daten als auch Modellrechnun-

gen die Existenz eines Thermoklinaldoms vorhersagen (Siedler et al., 1992). Innerhalb des sogenannten Guinea-Doms wurden Aufwölbungen der Isothermen bis in Tiefen von mehr als 300 m beobachtet. Dabei kommt es in dem zyklonalen Wirbel zu Auftrieb von nährstoffreichem und sauerstoffarmem Wasser.

Die nächsten beiden Dichteflächen repräsentieren den Tiefenbereich der Zentralwassermassen, die in den Subtropenkonvergenzen der jeweiligen Hemisphäre gebildet werden. Die Verteilung des Salzgehalts und der anderen Tracer im oberen Teil des Zentralwassers ( $\sigma_\theta=26.5$ ) entspricht noch weitgehend den Verläufen in der Schicht darüber. Die Salzgehaltsfront, die wiederum salzreichere nordatlantische Wassermassen von salzärmeren äquatorialen, in diesem Fall südatlantischen Ursprungs, trennt, hat nun auch ein Pendant in der Temperaturverteilung. Unter dem Namen Zentralwassermassengrenze wird diese thermohaline Front zwischen dem Nordatlantischen Zentralwasser (NACW) und dem Südatlantischen Zentralwasser (SACW) bei Sverdrup et al. (1942) beschrieben. Broecker und Östlund (1979) stellten anhand der GEOSECS-Daten fest, daß mit der Temperatur- und Salzgehaltsfront auch ein abrupter Wechsel in den Tracerverteilungen verbunden war. So zeigten zum Beispiel die Sauerstoff- und Tritiumverteilungen über geringe horizontale Distanzen einen Übergang von hohen Konzentrationen im Subtropenwirbel zu extrem niedrigen Werten südlich davon. Auch in der Modellierung der Verteilung zeitlich veränderlicher Tracer wie Helium und Freon, zeigten sich an der Zentralwassermassengrenze starke Gradienten, die Gebiete mit hohen Konzentrationen im Subtropenwirbel von Gebieten mit niedrigen Konzentrationen in der Schattenzone trennten (Thiele et al., 1986). Die Tracerverteilungen während der "Meteor"-Reise 6 (Abb. 2.3 a-d), die am weitesten in das Einzugsgebiet des SACWs hineinreichen, machen deutlich, daß es entlang der afrikanischen Küste zu einer starken Ausbreitung südatlantischer Wassermassen kommt, die aus dem Bereich südlich von 15.0 °N gespeiset werden. Hagen und Schemainda (1983) haben vermutet, daß SACW innerhalb des Nordäquatorialen Unterstroms nach Osten vor die afrikanische Küste transportiert wird. Das SACW läßt sich in den extrem sauerstoffarmen Wassermassen dieses Gebietes durch ein schwaches intermediäres Sauerstoffmaximum mit Werten im Bereich um 2.4 ml/l nachweisen. Auch im unteren Teil der Zentralwassermassen ( $\sigma_\theta=27.1$ ) ist die Abgrenzung zwischen dem salzreichen und nährstoffarmen NACW und dem salzarmen und nährstoffreichen SACW in allen drei Vermessungen zu erkennen. In diesem Tiefenniveau fehlt allerdings die ausgeprägte Ausbreitung des SACWs entlang dem afrikanischen Schelf, und die Isohalinen verlaufen in allen Verteilungen weitgehend zonal. In den Nährstoffverteilungen (Abb. 2.3b-d) findet man südlich von

8 °N Hinweise auf die Präsenz einer weiteren Wassermasse südatlantischen Ursprungs, nämlich des Antarktischen Zwischenwassers AAIW. Das AAIW äußert sich durch eine leichte Erhöhung des Silikatgehaltes und der Sauerstoffkonzentration in diesem Bereich.

Die nun folgende Dichtefläche ( $\sigma_\theta=27.45$ ) beschreibt die Verhältnisse im Kern des Antarktischen Zwischenwassers (AAIW). Das intermediäre Salzgehaltsminimum dieser Wassermasse wird im Vergleich mit der Schicht ober- und unterhalb dieses Niveaus (Abb. 2.2a, 2.3a, 2.4a) sichtbar. Generell nehmen die Salzgehalte mit der nordwärtigen Ausbreitung des AAIW von Norden nach Süden ab. Für das östliche Becken des Atlantiks existieren keine detaillierten Vorstellungen über den Ausbreitungsweg des AAIW. Für das westliche Becken konnten Kawase und Sarmiento (1985) eine verstärkte Ausbreitung am westlichen Rand feststellen. Die Nord-Süd-Gradienten im Salzgehalt sind in diesem Niveau gering, lediglich nördlich von 20 °N erkennt man in Abb. 2.2a und Abb. 2.3a einen Bereich höherer Gradienten. Diese werden hervorgerufen durch Ausläufer der salzreichen Mittelmeerwasserzunge, die vor Gibraltar mit Salzgehalten  $> 36.0$  in den Atlantik eindringt, im Untersuchungsgebiet allerdings nur noch mit Salzgehalten um 35.2 auftritt. Innerhalb der Mittelmeerwasserzunge werden häufig linsenförmige Gebilde mit nahezu unvermischten Mittelmeerwassereigenschaften beobachtet, sogenannte "Meddies". Während der "Meteor"-Reise 4 (Abb.2.2a) wurde ein solcher "Meddy" im Untersuchungsgebiet gefunden und für das deutliche Salzgehaltsmaximum im Nordwesten auf dieser Dichtefläche verantwortlich gemacht (Zenk et al., 1991). Ähnlich wie in den oberen Niveaus besitzen auch auf dieser Dichtefläche die Wassermassen aus den nördlichen und südlichen Ursprungsgebieten neben kontrastierenden Salzgehaltswerten unterschiedliche Nährstoffgehalte. Z.B. hat Mittelmeerwasser, wie auch alle anderen Komponenten des Nordatlantischen Tiefenwassers, im Vergleich zu den Wassermassen aus dem antarktischen Bereich sehr niedrige Silikatgehalte. Abb. 2.2b-c und Abb. 2.3b-c zeigen in den Nitrat- und Silikatwerten, zum Teil deutlicher als im Salzgehalt, die Anwesenheit von Mittelmeerwasser auf dieser Dichtefläche.

Die nächsten beiden Dichteflächen  $\sigma_2=36.6$  und  $\sigma_2=36.85$  charakterisieren den oberen Bereich des Nordatlantischen Tiefenwassers. Innerhalb dieser Schichten gibt es neben dem Mittelmeerwasser noch eine weitere Quelle des Nordatlantischen Tiefenwassers, nämlich in der Labradorsee. Während der Mittelmeerwasserausstrom auf der 36.6-Fläche das Salzgehaltsmaximum des östlichen Beckens erzeugt, mischt sich das kältere und salzärmere Labradorseewasser (LSW) im westlichen Becken mit dem

Mittelmeerwasser und erzeugt so auf der tieferliegenden Dichteschicht  $\sigma_2=36.85$  das Salzgehaltmaximum des westlichen Beckens. In den Nährstoffen ist der Kontrast zwischen den beiden Wassermassen aus nördlichen Quellen nicht so markant wie der zu den antarktischen Wassermassen, und eine Trennung zwischen Labradorseewasser und Mittelmeerwasser anhand von Nährstoffdaten ist schwierig. Auf der Fläche  $\sigma_2=36.6$  ist das Signal des Mittelmeerwasser im nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets sowohl in der Salzgehaltsverteilung (Abb. 2.2a, 2.3a, 2.4a) als auch in Nitrat und Silikat (Abb. 2.3 b-c, 2.4 b-c) deutlich zu erkennen. Wie gut ventiliert der Bereich des Tiefenwassers ist, macht sich vor allem in der Sauerstoffverteilung des tiefsten Dichtehorizonts  $\sigma_2=36.85$  bemerkbar, dessen Sauerstoffgehalte bei 5 ml/l liegen (Abb. 2.3d, 2.4d). Die höchsten Sauerstoffwerte (Abb. 2.3d) findet man am südlichen Rand des Untersuchungsgebietes in Äquatornähe. Die Werte von 5.6 ml/l entsprechen denen, die Kawase und Sarmiento (1986) im Bereich des tiefen westlichen Randstroms beobachtet haben. Die GEOSECS- und TTO-Datensätze zeigten, daß sich das LSW konzentriert am westlichen Rand nach Süden ausbreitet, daß aber am Äquator ein Teil dieses Stroms nach Osten dreht und bis ins östliche Becken vordringt. Innerhalb des östlichen Beckens ist dieser Zweig durch höhere Sauerstoffgehalte und niedrigere Silikatwerte zu verfolgen.

Das Silikat- und Nitratmaximum, das nördlich von 15 °N vor Afrika auftritt und bis zu den Kapverdischen Inseln reicht (Abb. 2.3b-c, 2.4b-c), wird auch von Kawase und Sarmiento (1986) diskutiert. Da an gleicher Stelle auch ein Sauerstoffminimum (< 4.8 ml/l) zu beobachten ist, machen diese Autoren die lokale Regeneration von Nährstoffen aus absinkendem organischen Material und damit verbundene Sauerstoffzehrung für diese Struktur verantwortlich.

## **2.3 Zirkulation im Kanaren- und Kapverden-Becken**

Ein lange Zeit allgemein akzeptiertes Bild der Zirkulation im Ostatlantik fußt auf Analysen von Wüst (1936) und stellt den Ostatlantik als den Bereich dar, in dem im wesentlichen die Wassermassen des Subtropenwirbels, die im westlichen Randstrom nach Norden und Osten transportiert worden sind, rezirkulieren. Als Folge einer Publikation von Worthington (1976), der eine Beteiligung des Ostatlantiks an der Rezirkulation in Frage stellte, wandte sich das Interesse in der Ozeanographie in den 80er Jahren wieder dem Thema der allgemeinen Zirkulation zu, und es erschienen eine Reihe von Arbeiten, die eine Analyse der Strömungsverhältnisse im Atlantik zum Ziel hatten (Stramma, 1984; Olbers et al., 1985; Pollard und Pu, 1985; Käse et al., 1986; Sy, 1988 und Klein



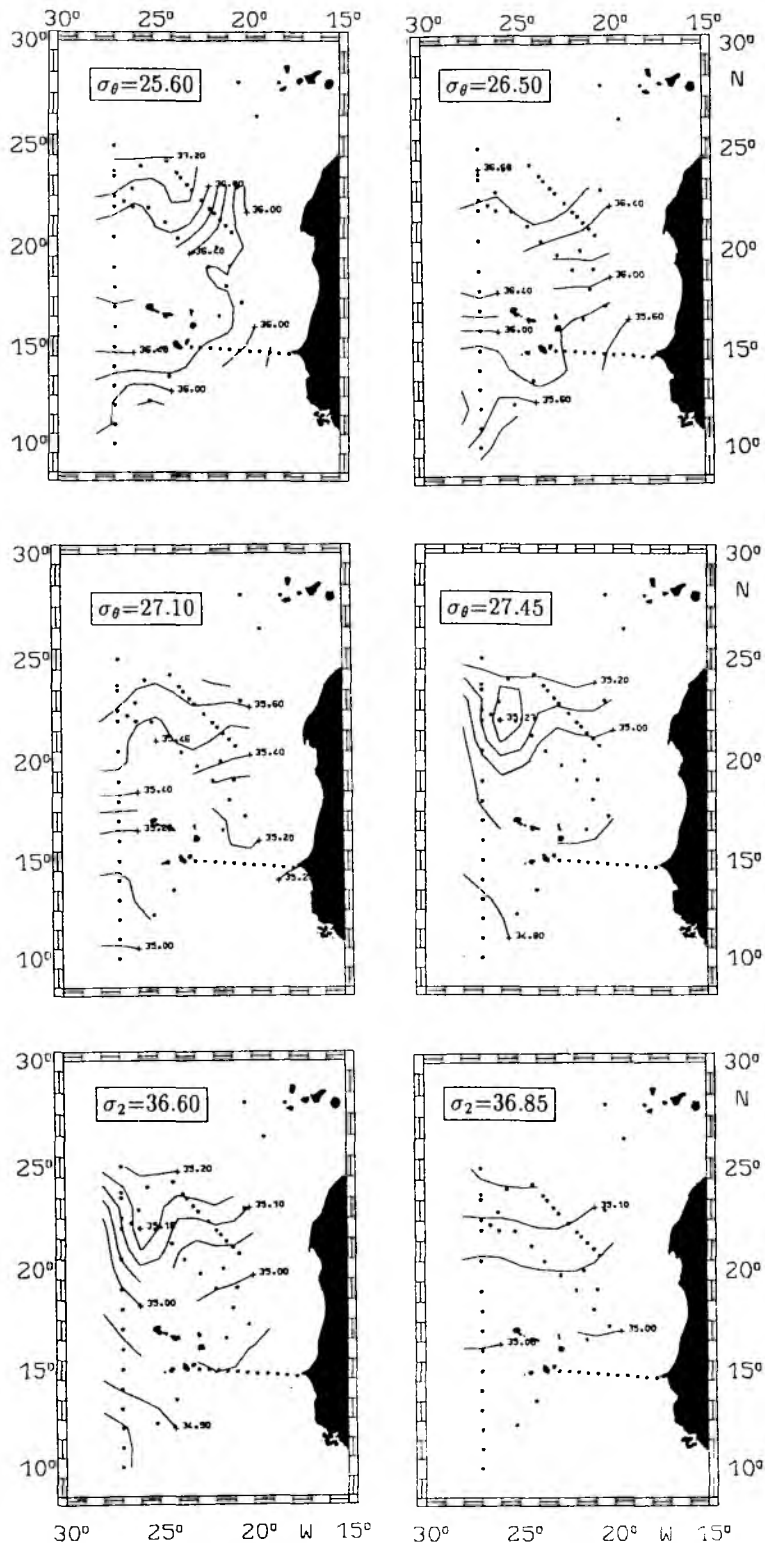


Abbildung 2.2: a) Verteilung des Salzgehaltes für die "Meteor"-Reise 4 auf sechs verschiedenen Dichteflächen. Die Tiefenlage der Dichteflächen ist in Tab. 2.3 gegeben. Die Horizontalkarten sind Ergebnisse einer objektiven Analyse mit Korrelationskalen von 350 km. Isolinien in Bereichen, in denen die Fehlervarianz mehr als 50 % der Gesamtvarianz betrug, sind ausgeblendet. Punkte markieren die Positionen der in die Analyse eingegangenen Beobachtungsdaten.

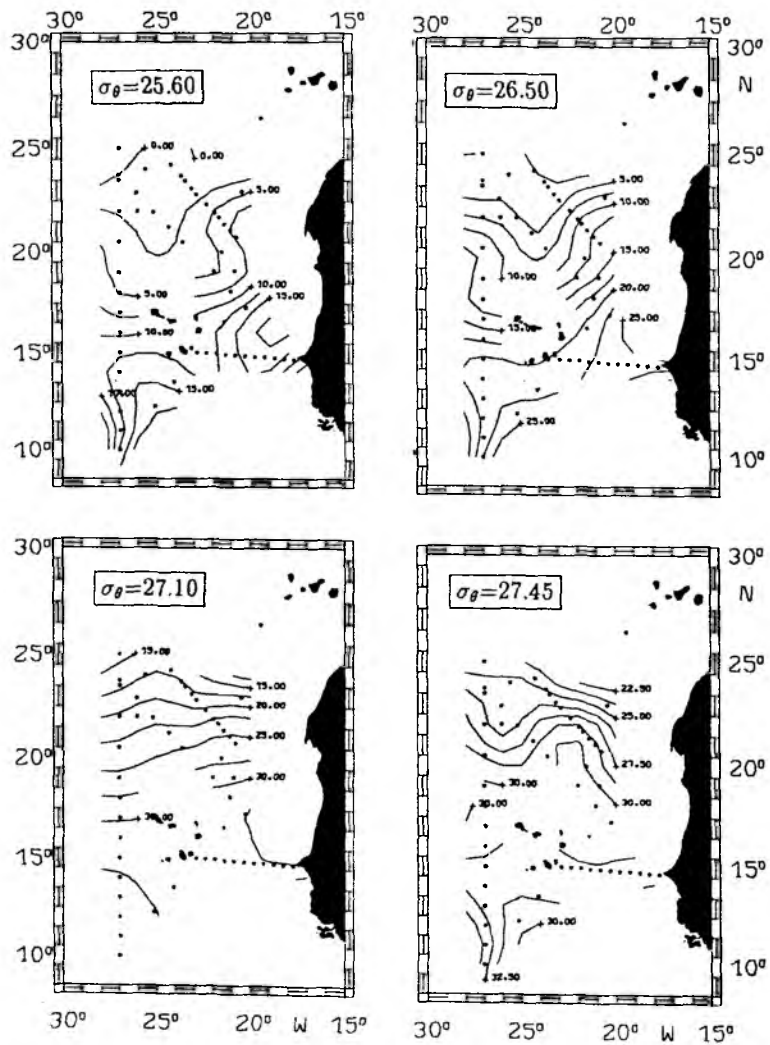


Abbildung 2.2: b) wie Abb. 2.2.a, aber für Nitrat in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ . In den beiden tiefsten Dichtehorizonten konnten aufgrund unzureichender Datendichte keine Horizontalverteilungen erstellt werden.

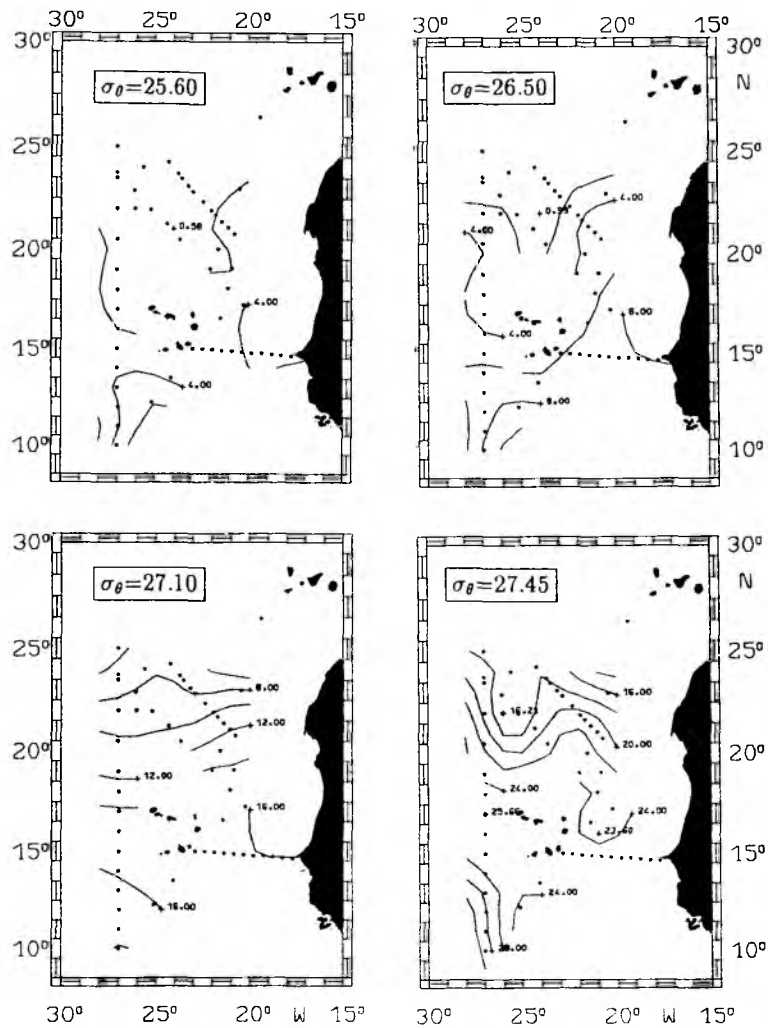


Abbildung 2.2: c) wie Abb. 2.2.a, aber für Silikat in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ . In den beiden tiefsten Dichtehorizonten konnten aufgrund unzureichender Datendichte keine Horizontalverteilungen erstellt werden.

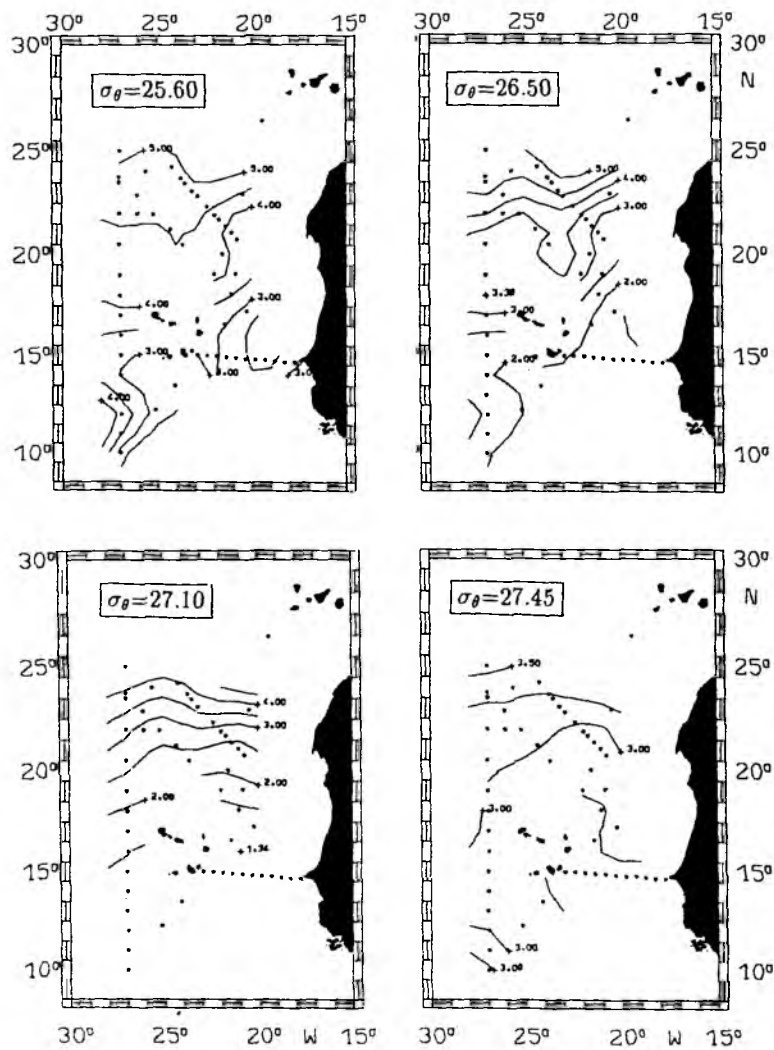


Abbildung 2.2: d) wie Abb. 2.2.a, aber für gelösten Sauerstoff in ml/l. In den beiden tiefsten Dichtehorizonten konnten aufgrund unzureichender Datendichte keine Horizontalverteilungen erstellt werden.

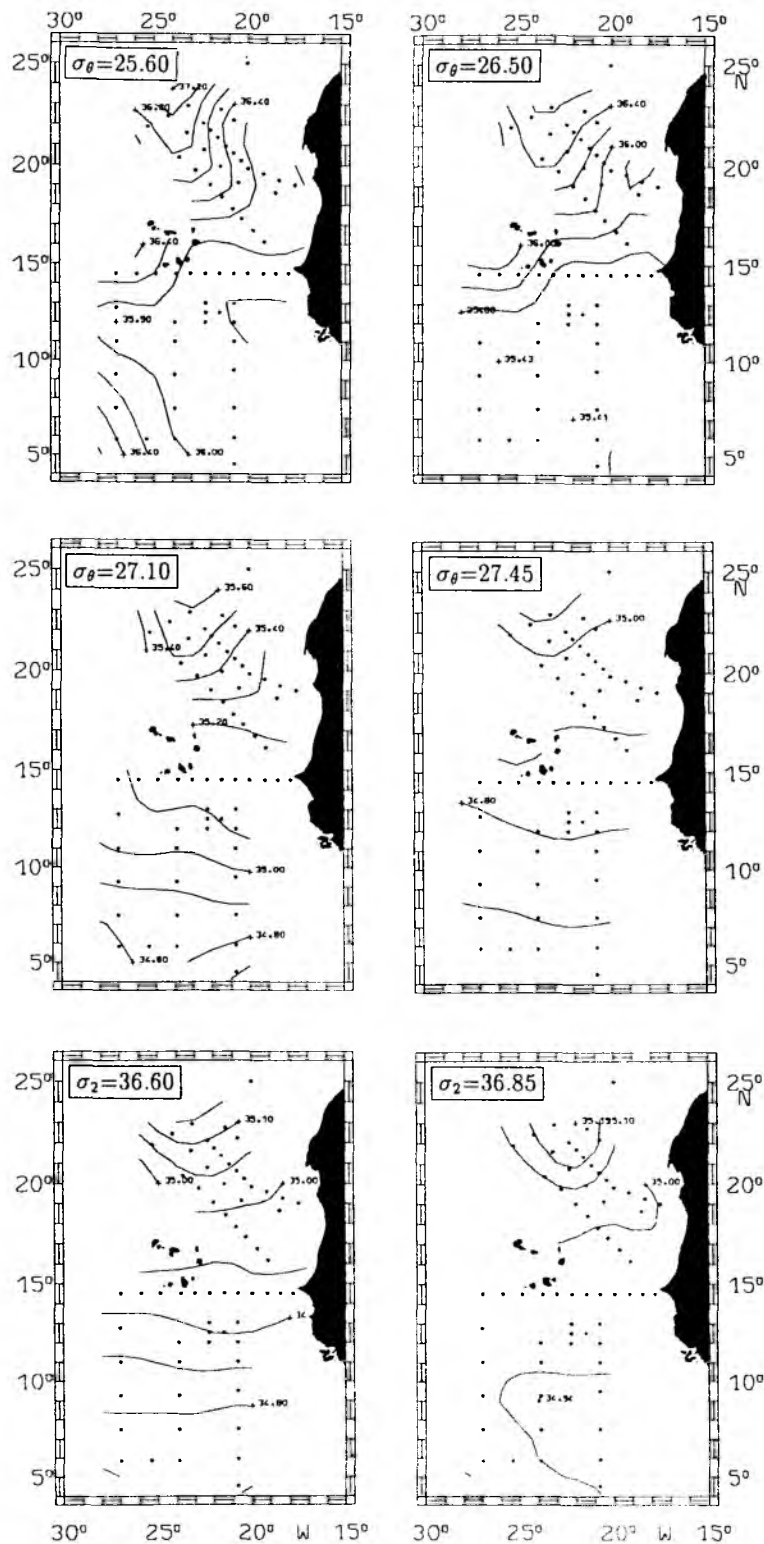


Abbildung 2.3: a) Verteilung des Salzgehaltes für die "Meteor"-Reise 6 auf sechs verschiedenen Dichteflächen. Die Tiefenlage der Dichteflächen ist in Tab. 2.3 gegeben. Die Horizontalkarten sind Ergebnisse einer objektiven Analyse mit Korrelationsskalen von 350 km. Isolinien in Bereichen, in denen die Fehlervarianz mehr als 50 % der Gesamtvarianz betrug, sind ausgeblendet. Punkte markieren die Positionen der in die Analyse eingegangenen Beobachtungsdaten.

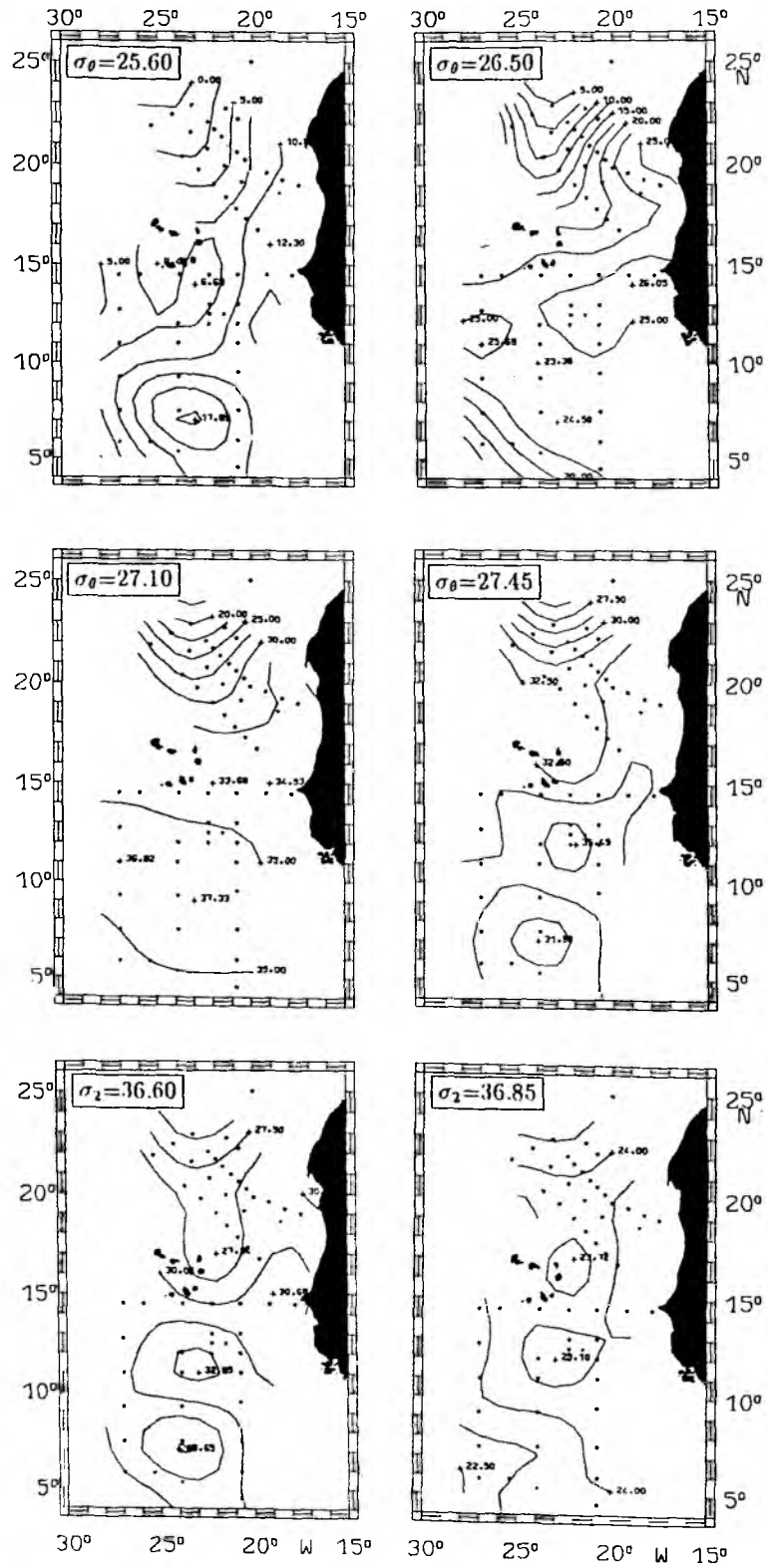


Abbildung 2.3: b) wie Abb. 2.3.a, aber für Nitrat in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ .

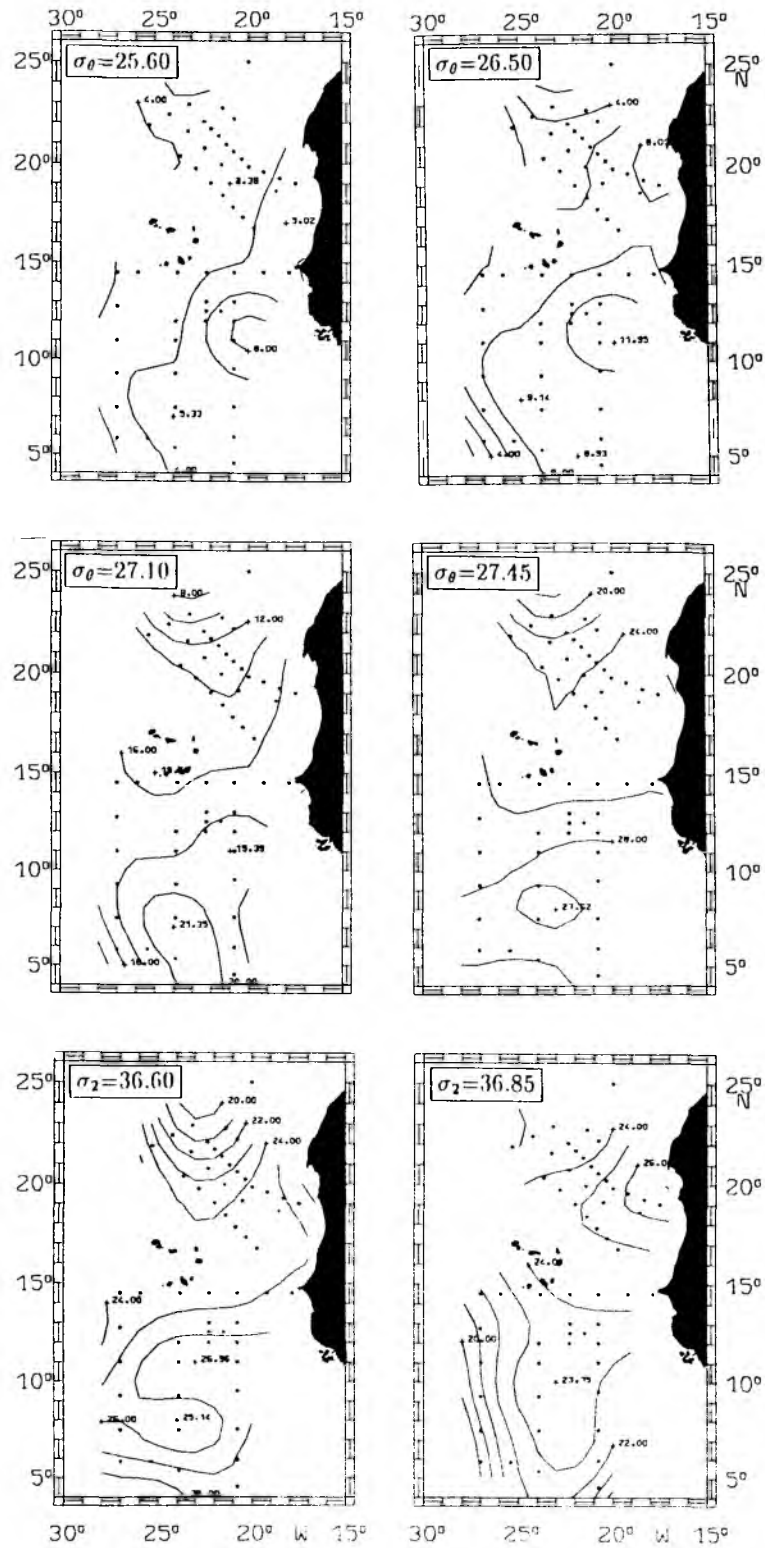


Abbildung 2.3: c) wie Abb. 2.3.a, aber für Silikat in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ .

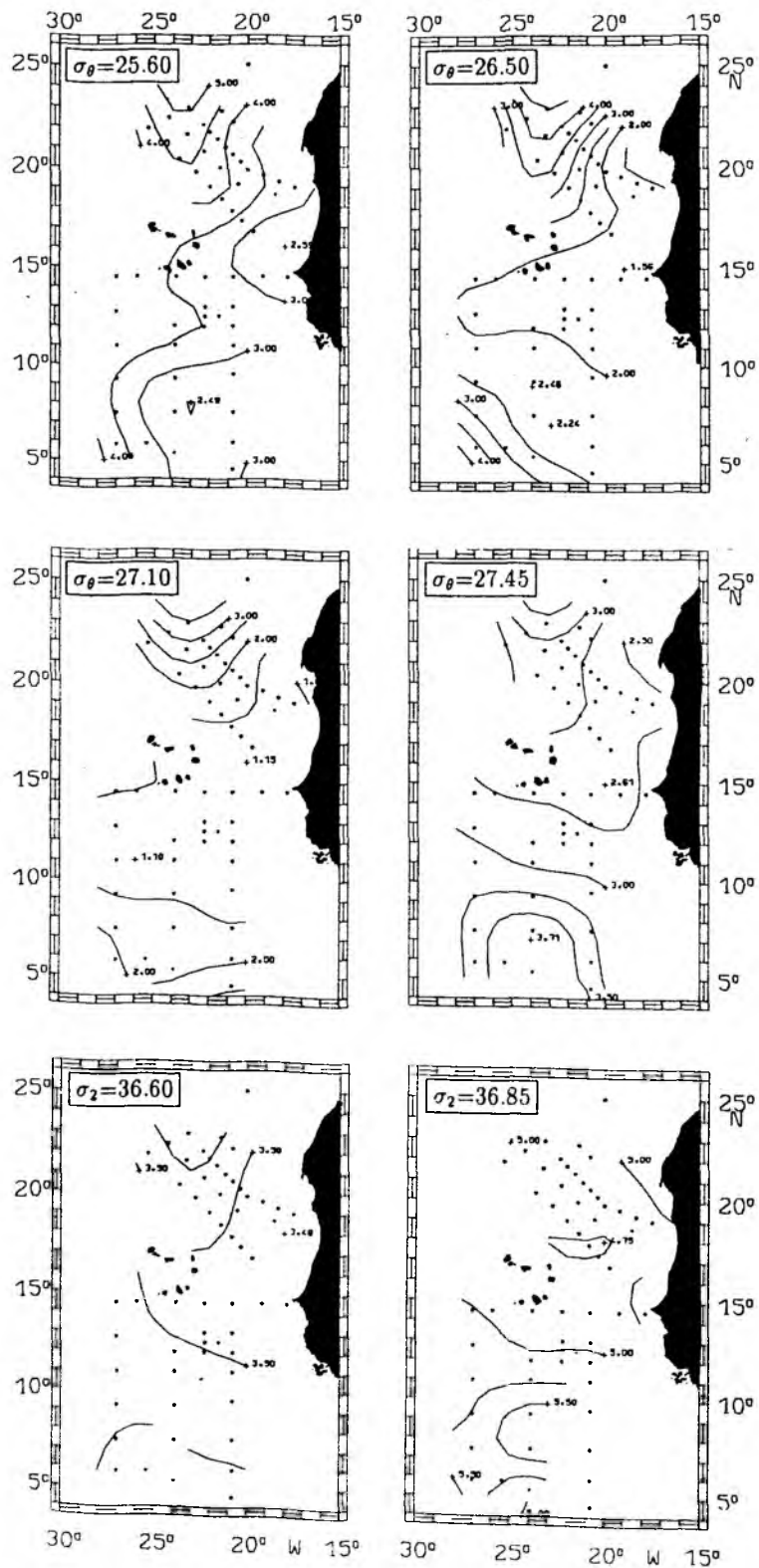


Abbildung 2.3: d) wie Abb. 2.3.a, aber für gelösten Sauerstoff in ml/l.



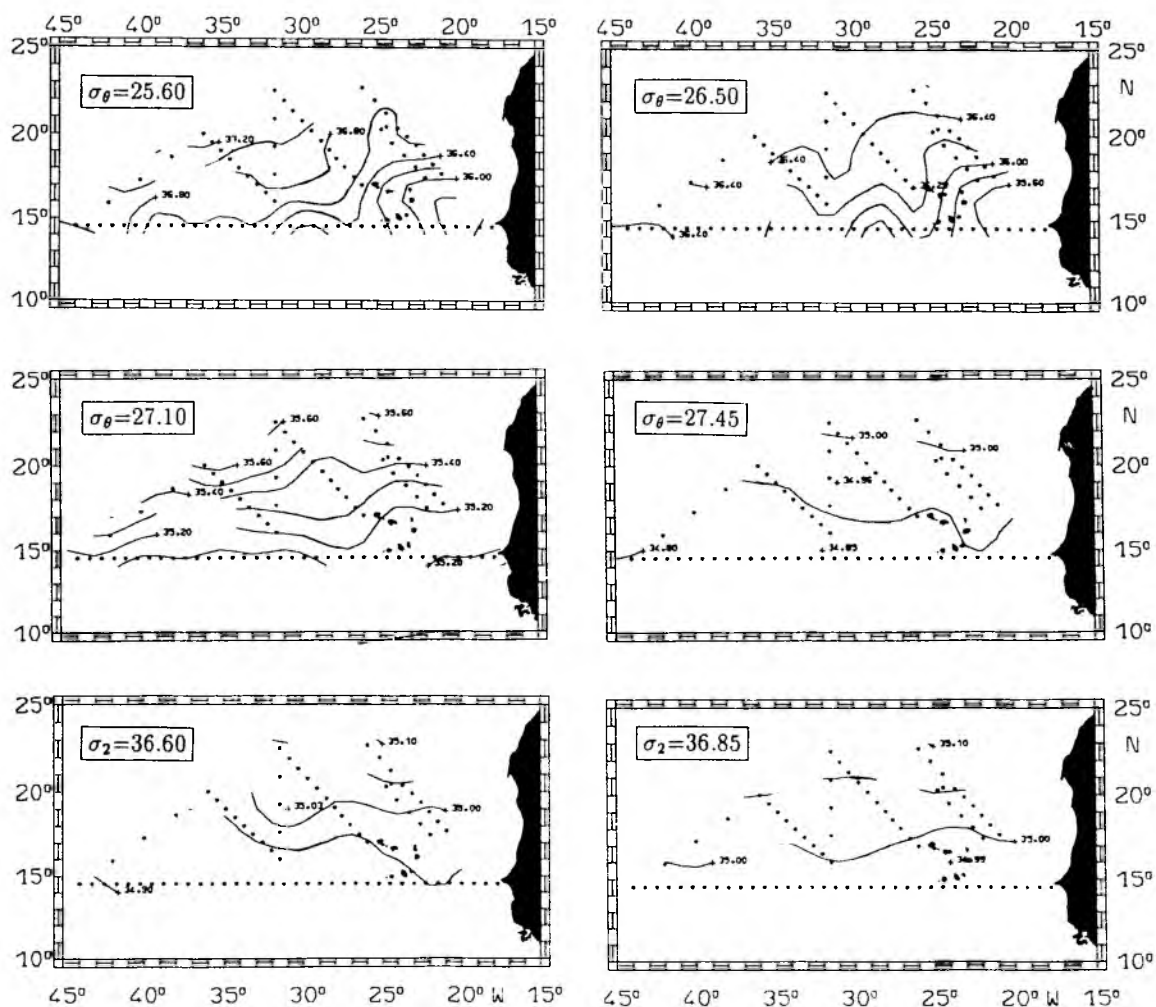


Abbildung 2.4: a) Verteilung des Salzgehaltes für die "Meteor"-Reise 9 auf sechs verschiedenen Dichteflächen. Die Tiefenlage der Dichteflächen ist in Tab. 2.3 gegeben. Die Horizontalkarten sind Ergebnisse einer objektiven Analyse mit Korrelationskalen von 350 km. Isolinien in Bereichen, in denen die Fehlervarianz mehr als 50 % der Gesamtvarianz betrug, sind ausgeblendet. Punkte markieren die Positionen der in die Analyse eingegangenen Beobachtungsdaten.

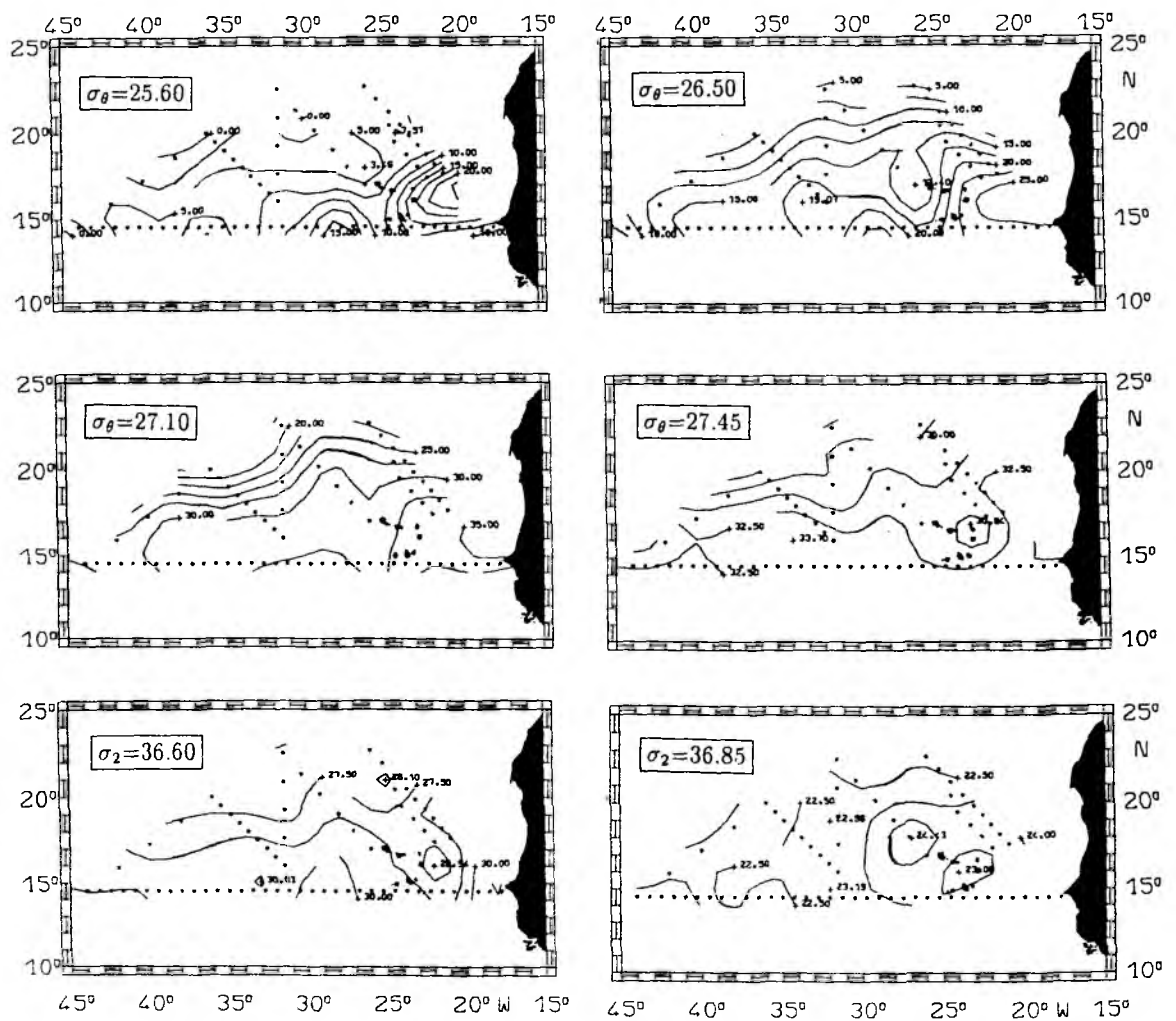


Abbildung 2.4: b) wie Abb. 2.4.a, aber für Nitrat in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ .

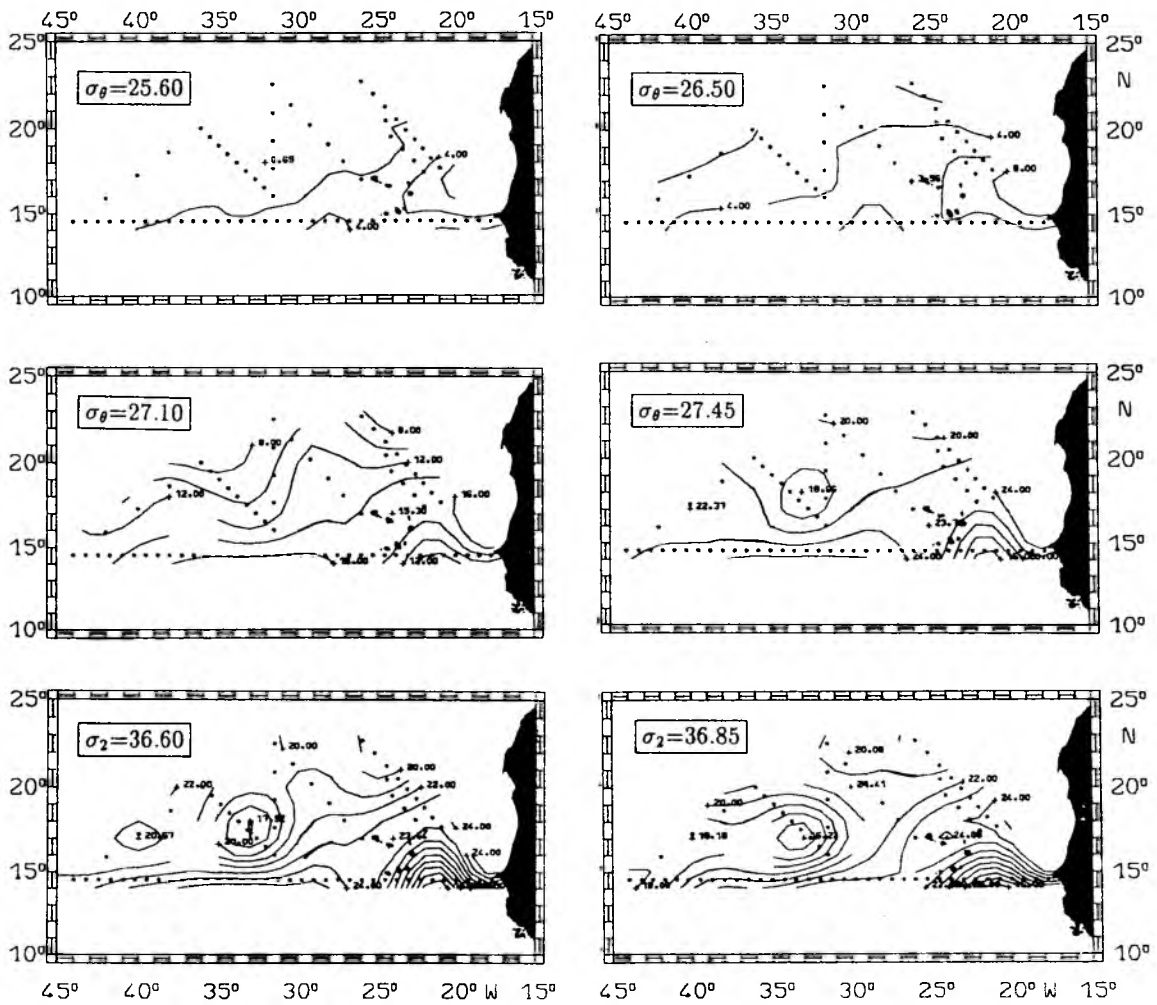


Abbildung 2.4: c) wie Abb. 2.4.a, aber für Silikat in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ .

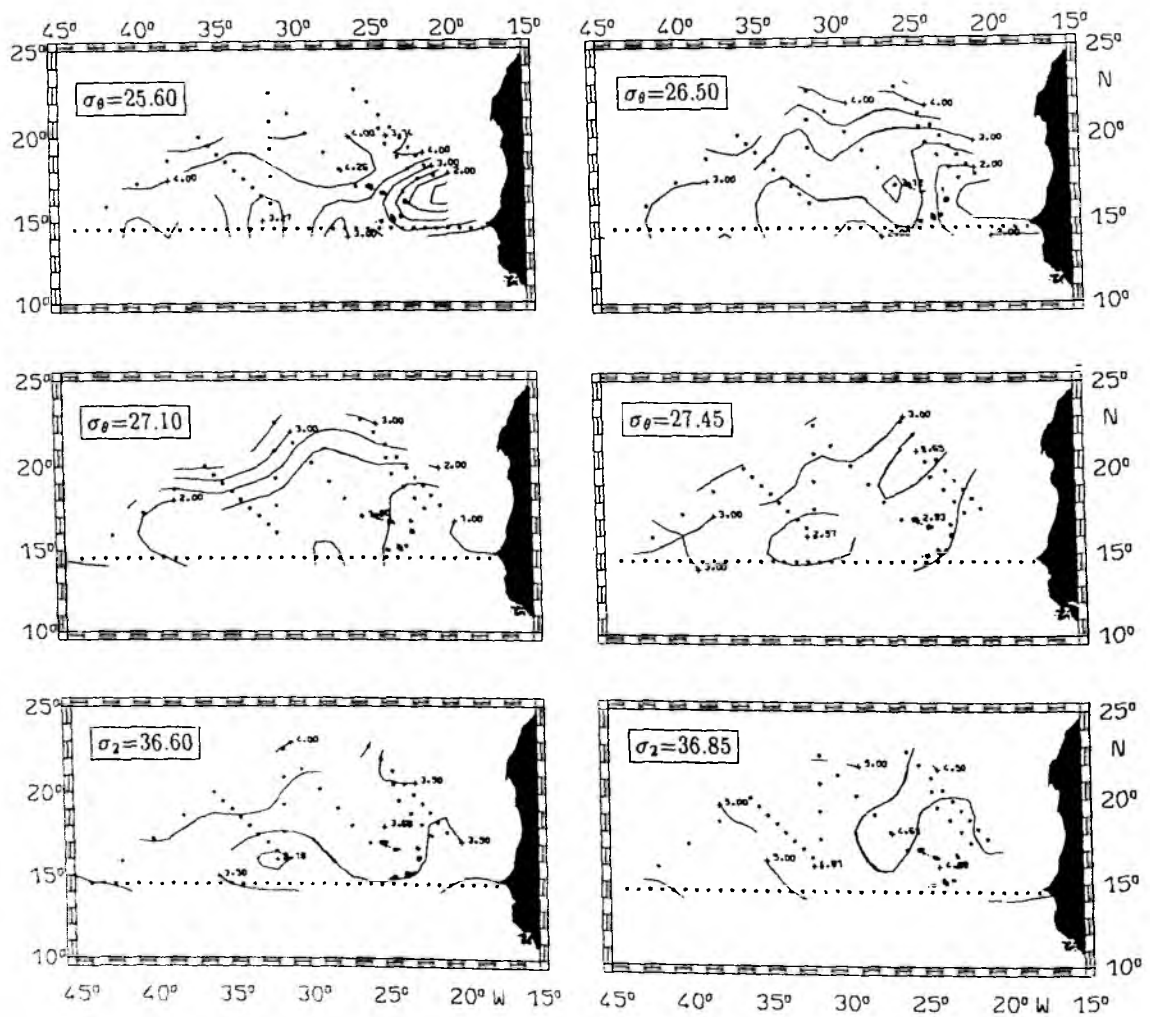


Abbildung 2.4: d) wie Abb. 2.4.a, aber für gelösten Sauerstoff in ml/l.

und Siedler, 1989). Diese Arbeiten bestätigen weitgehend das Bild des Ostatlantiks als Rezirkulationsbereich des Subtropenwirbels. Wie weit sich zu diesem Bild aus synoptischen Vermessungen weitere Details beitragen lassen, soll an Darstellungen der dynamischen Topographie der "Meteor"-Reisen 4, 6 und 9 geklärt werden. Mit den Beobachtungen der "Meteor"-Reise 6, die bis auf 400 km an den Äquator heranreichen, stehen zudem Daten zur Verfügung, mit denen sich eine Verbindung zwischen dem Rezirkulationsbereich und dem äquatorialen Stromsystem herstellen lassen sollte.

Die Horizontalverteilungen der dynamischen Topographie sind, wie schon die Tracerverteilungen, Ergebnis von objektiven Analysen der unregelmäßig verteilten Stationsdaten. Die Korrelationsskala betrug wie in den vorherigen Analysen 350 km, und wie schon zuvor sind Isolinien jenseits des 50%-Konfidenzbereichs ausgeblendet. Die dynamischen Topographien sind auf ein Referenzniveau von 1500 dbar bezogen. Dieses Niveau wurde hier als Nullniveau gewählt, weil es die mittlere Lage der Begrenzungsfläche zwischen AAIW und oberem NADW repräsentiert.

Abb. 2.5 zeigt die dynamische Topographie der drei Vermessungen in einer oberflächennahen Schicht bei 50 dbar. Als deutliches Signal erkennt man in der dynamischen Topographie der "Meteor"-Reise 6 eine Trennung zwischen dem Rezirkulationsbereich im Norden des Untersuchungsgebiets mit südwestwärts gerichteten Strömungen im Kanarenstrom und dem Teil des Untersuchungsgebiet südlich von 15 °N, in dem sich Teile der äquatorialen Zirkulation andeuten. Untersuchungen von Finke (1988) ergaben für den Kanarenstrom einen südwärtigen Transport von 10 Sv, wobei 6 Sv auf den küstennahen Teil des Kanarenstroms entfielen. Auf vergleichbaren Schnitten, die während der "Meteor"-Reisen 4 und 6 erstellt wurden, konnte ein südwärtiger Transport von 6.5 Sv bzw. 8 Sv berechnet werden.

Die Erhöhung der Transporte während der "Meteor"-Reise 6 ist nicht nur auf den Bereich des Kanarenstroms beschränkt. Ein Vergleich der dynamischen Topographien der Reisen untereinander ergab generell eine signifikante Erhöhung der dynamischen Topographie während der "Meteor"-Reise 6 bezogen auf die beiden anderen Reisen. Ein analoges Signal findet man auch in Analysen von Jahr-zu-Jahr-Differenzen der Höhe des Meeresspiegels in Altimeterdaten für den entsprechenden Zeitraum (Zlotnicki et al., 1992). Dies ist ein Beispiel für die hinsichtlich der Ursachen noch nicht geklärte zwischenjährliche Variabilität in dieser Region.

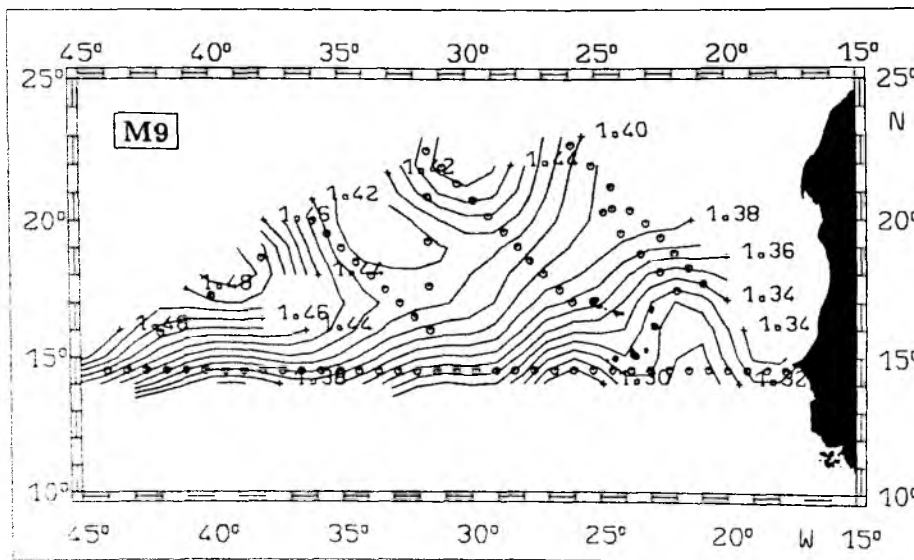
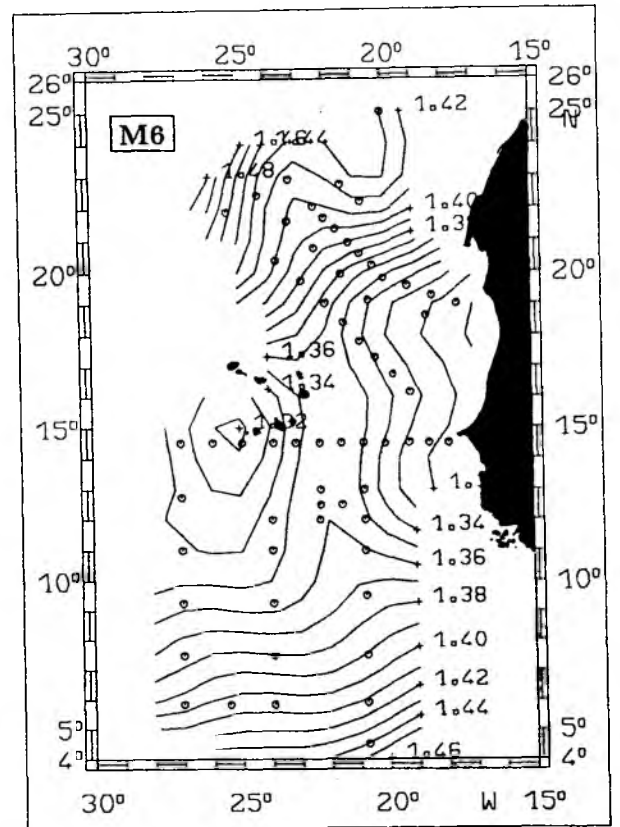
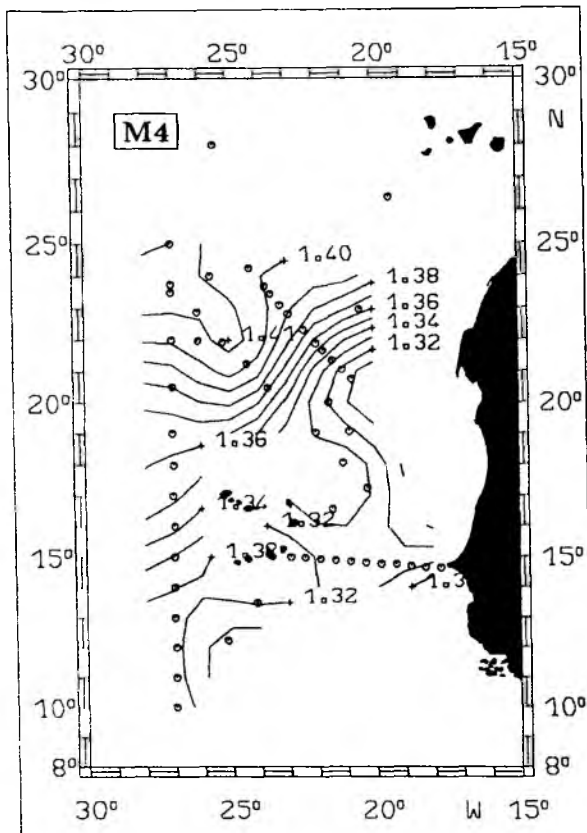


Abbildung 2.5: Dynamische Topographie der drei "Meteor"-Expeditionen 4, 6, und 9 im 50 dbar-Niveau relativ zu 1500 dbar. Das Isolinienintervall beträgt  $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$ . Die Horizontalverteilungen resultieren aus einer objektiven Analyse von Stationsdaten (Kreise) mit einer Korrelationskala von 350 km. In Bereichen, in denen die Fehlervarianz 50 % der Gesamtvarianz überschreitet, sind Isolinien ausgeblendet.

In den weiter nach Westen reichenden Vermessungen der "Meteor"-Reisen 4 und 9 ist festzustellen, daß im Rezirkulationsbereich die südwardigen Strömungen im Kanarenstrom allmählich in die eher zonal nach Westen ausgerichteten Strömungen im Nordäquatorialstrom übergehen. Aus der Analyse historischer Daten war seit längerer Zeit bekannt, daß die Rezirkulation von Wassermassen im Ostatlantik in mehreren Bändern erfolgt. So hatten z.B. die Analysen von Stramma (1984) ergeben, daß die Wassermassen, die der Azorenstrom in den Ostatlantik transportiert, in zwei deutlich voneinander getrennten Strombändern rezirkulieren. Ein Zweig wird nach der Analyse von Stramma (1984) direkt südlich der Azoren nach Süden geführt, während der zweite Zweig erst östlich von Madeira rezirkuliert. Beide Strombänder vereinigen sich bei 35 °W, 20 °N im Nordäquatorialstrom wieder zu einem Stromband. In den über 30 °W hinausreichenden Beobachtungen der "Meteor"-Reise 9 wird diese Bänderstruktur der Rezirkulation sichtbar (Abb. 2.5), es tritt neben dem Kanarenstrom direkt östlich des Mittelatlantischen Rückens zwischen 35 und 40 °W ein weiterer Stromzweig mit südwardigen Strömungen auf, der sich etwas weiter südlich mit dem aus dem Kanarenstrom gespeisten Nordäquatorialstrom vereint. Die gute Übereinstimmung der Position dieses Strombandes mit den Analysen der stark geglätteten historischen Daten (Stramma, 1984) läßt vermuten, daß dieses Stromband relativ ortsfest anzutreffen ist.

Im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets ist die Ausrichtung der Isolinien der dynamischen Topographie weitgehend zonal, und die Zunahme der Werte nach Süden impliziert ostwardige Strömungen. Die Existenz des ostwärts fließenden Nordäquatorialen Gegenstroms (NECC) wurde schon früh in Schiffsdriftmessungen erkannt. Eine umfassende Analyse der räumlichen und zeitlichen Variabilität aller Komponenten des äquatorialen Stromsystems findet man bei Richardson und Mc Kee (1984) und Richardson und Philander (1987). Im Vergleich zum Bereich des Subtropenwirbels wird der äquatoriale Atlantik durch eine besonders hohe zeitliche Variabilität gekennzeichnet. Diese resultiert aus der unterschiedlichen Dynamik im Äquatorbereich, wo durch die geringer werdende Bedeutung des Coriolisterms der atmosphärische Antrieb und, damit verbunden, auch die Saisonalität des Antriebs an Bedeutung gewinnen. So zeigen die Analysen von Richardson und McKee (1984) und Richardson und Philander (1987) eine große saisonal veränderliche Amplitude in allen Komponenten des äquatorialen Stromsystems, einschließlich des NECC. Aus den Auswertungen von Schiffsdriftmessungen von Richardson und Mc Kee (1984) folgt, daß im westlichen Atlantik die ostwardigen Strömungen des NECC im Juli einsetzen, im November/Dezember ein

Maximum erreichen und abrupt im Februar durch westwärtige Strömungen ersetzt werden. Im östlichen Becken, östlich von 25 °W, existiert der NECC dagegen das ganze Jahr über und tritt bei geographischen Breiten zwischen 3 und 10 °N auf. Richardson und Mc Kee (1984) geben für diesen Bereich maximale ostwärtige Stromgeschwindigkeiten von ca. 28 cm/s an. Im Vergleich dazu liegen die geostrophisch ermittelten Stromgeschwindigkeiten im gesamten südlichen Gebiet zwischen 6 und 24 cm/s.

Im Bereich der Kapverdischen Inseln macht sich bei 15 °N ein interessanter Unterschied in der Zirkulationsrichtung bemerkbar. Während westlich von 22 °W ein Teil des aus dem NECC stammenden Wassers nordwärts um die Kapverdischen Inseln strömt und so eine zyklonale Bewegung im Bereich der Inseln formt, findet man östlich dieser Grenze gegen die afrikanischen Küste hin äquatorwärtige Strömungen.

Beim Übergang auf ein tiefer gelegenes Niveau bei 150 dbar (Abb. 2.6) treten im Bereich des Rezirkulationswirbels kaum Änderungen auf. Um so drastischer sind die Änderungen im äquatornahen Bereich. Statt der im höher gelegenen Niveau so dominierenden ostwärtigen Strömungen überwiegt nun ein Band mit starken nordwärtigen Strömungen in diesem Gebiet, welches in die zyklonale Bewegung um die Kapverdischen Inseln mit einbezogen wird. Die Trennung gegen die weiter existierende zyklonale Strömung vor Afrika liegt wiederum bei ca. 22 °W. Obwohl die Beobachtungen der "Meteor"-Reisen 4 und 9 nicht weit genug nach Süden reichen, um dieses Stromband aufzulösen, sind auch in diesen Vermessungen Anzeichen für eine nordwärtige Strömung im Bereich der Kapverdischen Inseln zu finden.

Abb. 2.7 zeigt die vertikale Struktur des nordwärtigen Strombandes anhand eines Schnittes der geostrophischen Geschwindigkeit entlang 14.5 °N. Berechnungsgrundlage für diese Darstellung waren Stationsdaten der "Meteor"-Reise 6. Eingebettet in die generell südwärtige Strömung dieses Schnittes tritt bei km 400 direkt südlich der Kapverdischen Inseln der schon in der dynamischen Topographie dominierende Zweig mit nordwärtigen Strömungen zu Tage. Der Kern dieses Stromzweigs ist von der Oberfläche abgekoppelt und tritt mit maximalen Stromgeschwindigkeiten > 14.5 cm/s in Tiefen um 100 dbar auf. Der Volumentransport, der mit dem Stromband verbunden ist, liegt bei 11.3 Sv. Aufgrund seiner vertikalen Struktur liegt es nahe, dieses Stromband mit den Nordäquatorialen Unterstrom (NEUC) in Verbindung zu bringen. Cochrane et al. (1979) untersuchten die Struktur und Variabilität der ostwärts fließenden Nord- und Südäquatorialen Unterströme NEUC und SEUC im Atlantik. Der nördlichere der



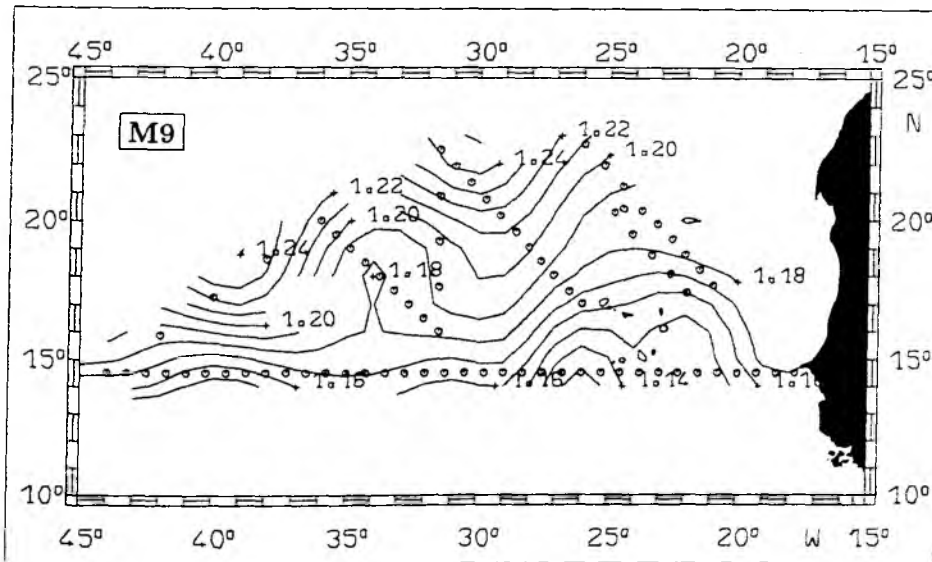
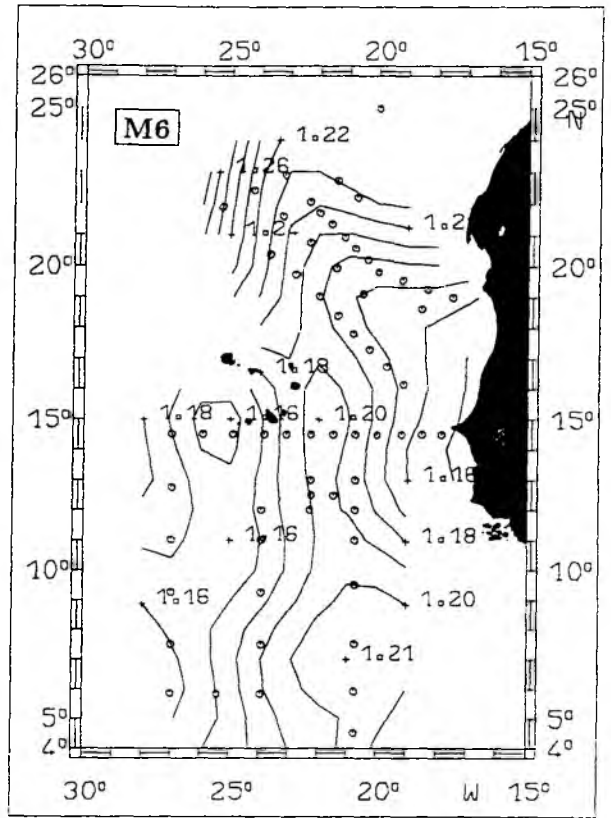
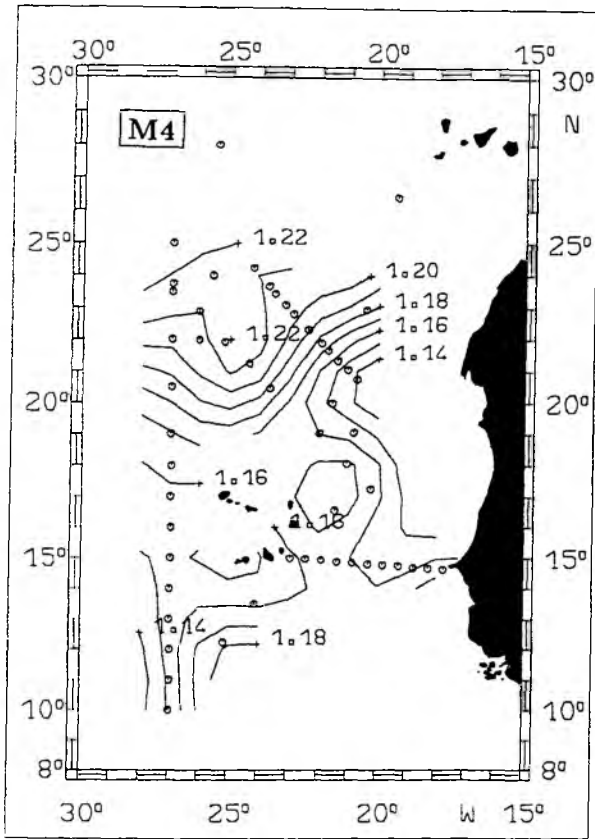


Abbildung 2.6: Dynamische Topographie der drei "Meteor"-Expeditionen 4, 6, und 9 im 150 dbar-Niveau relativ zu 1500 dbar. Das Isolinienintervall beträgt  $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$ . Die Horizontalverteilungen resultieren aus einer objektiven Analyse von Stationsdaten (Kreise) mit einer Korrelationskala von 350 km. In Bereichen, in denen die Fehlervarianz 50 % der Gesamtvarianz überschreitet, sind Isolinien ausgeblendet.

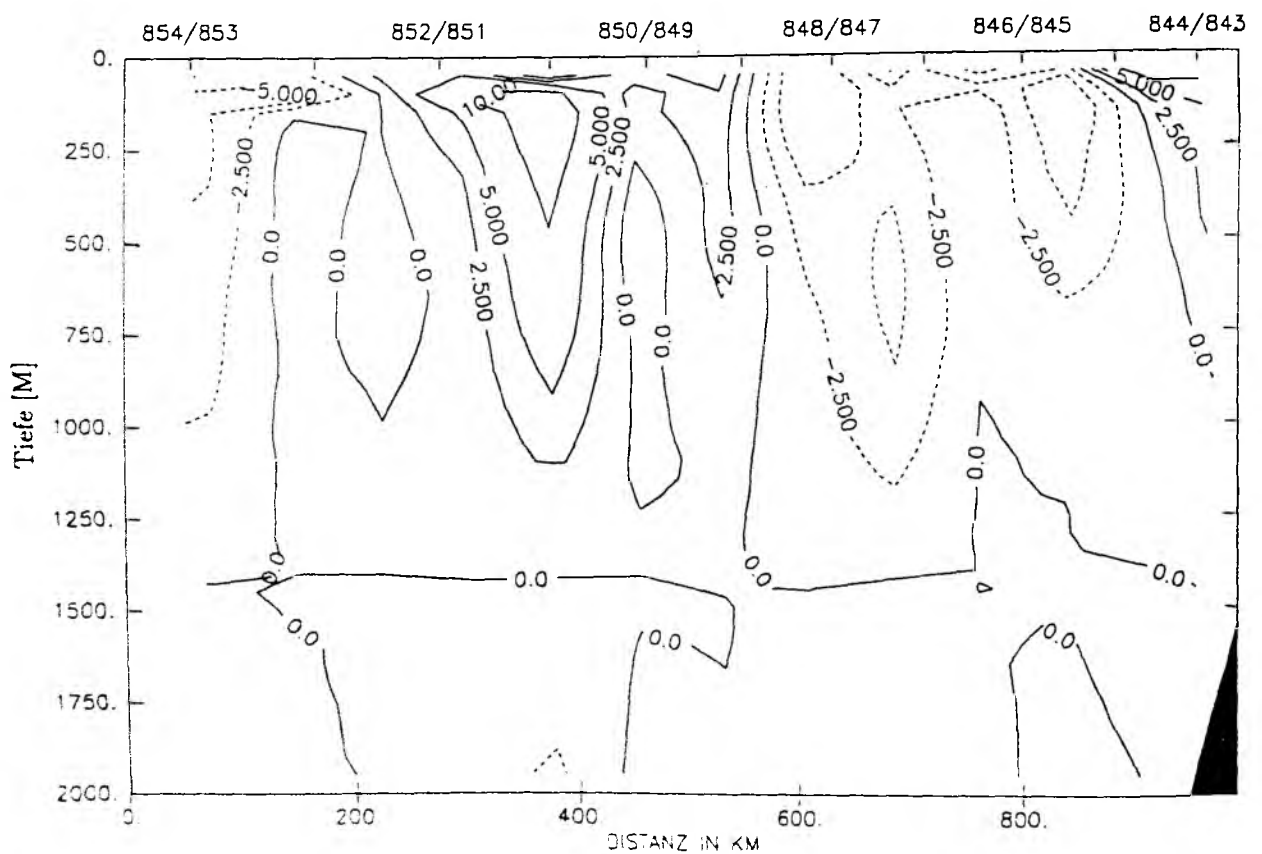
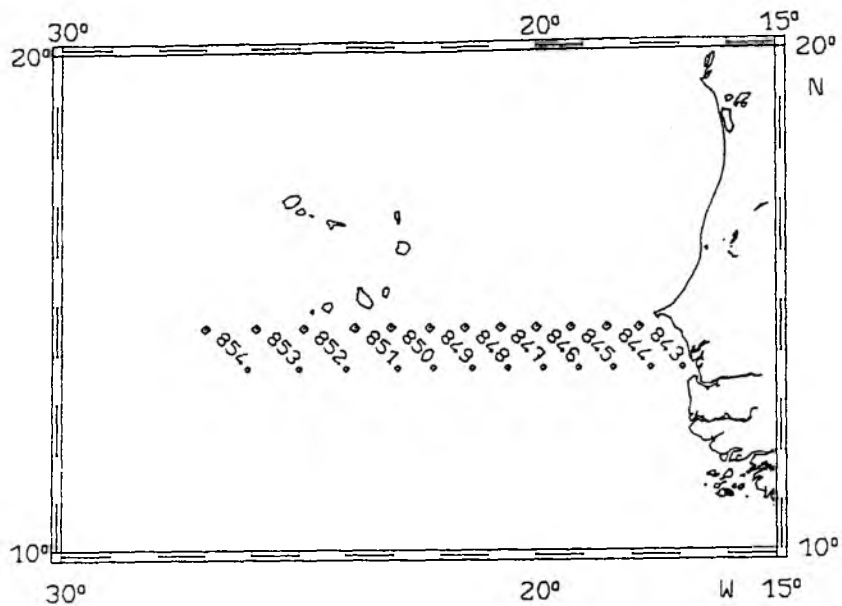


Abbildung 2.7: Geostrophische Strömung quer zum Zonalschnitt bei  $14.5^{\circ}\text{N}$ , berechnet aus Daten der "Meteor"-Reise 6. Die Stationsnumerierung und die Position der Stationen ist in der zugehörigen Weiskarte wiedergegeben. Positive Strömungen weisen in Richtung Norden und sind durch durchgezogene Linien gekennzeichnet. Konturiert wurden die 0.0, 2.5, 5.0 und 10.0 cm/s-Isotachen.

beiden Unterströme, der NEUC, wird häufig unterhalb einer ebenfalls ostwärts fließenden Oberflächenschicht angetroffen, besitzt aber ein deutlich trennbares Geschwindigkeitsmaximum in Tiefen zwischen 100 und 150 m. Zwischen 40 und 28 °W schätzen Cochrane et al. (1979) für den NEUC einen Transport von 19 Sv ab, der über diesen geographischen Bereich nur wenig variierte. Im Gebiet östlich von 28 °W schwächt sich der NEUC allmählich ab und bricht in eine Anzahl von ostwärtigen Strömungen auf, für die die Autoren keine Transportabschätzung machten. In ihrer Abbildung 2b ist aber zu erkennen, wie der NEUC zwischen 20 und 25 °W nach Norden in Richtung der Kapverdischen Inseln umbiegt. Voituriez und Herbland (1982) ziehen anhand von Sauerstoffverteilungen aus dem äquatorialen Ostatlantik den Schluß, daß der NEUC zwischen 20 und 15 °W bei seiner Annäherung an die afrikanische Küste nach Norden abbiegt und so für ein verstärktes Auftreten von SACW vor der afrikanischen Küste sorgt.

Ein völlig verändertes Zirkulationsbild zeigt die dynamische Topographie im 850 dbar-Niveau (Abb.2.8). Im Nordteil des Untersuchungsgebiets ist von der Rezirkulationzelle in allen drei Vermessungen kein Signal mehr zu erkennen. Das Hoch der dynamischen Topographie, welches in den beiden oberen Niveaus an der nordwestlichen Ecke des Untersuchungsgebietes lag, hat sich in den Bereich der Kapverdischen Inseln verlagert und erzwingt so eine antizyklonale Bewegung um den gesamten Bereich, in den jetzt auch der äquatornahe Teil des Untersuchungsgebiets mit einbezogen ist. Der Übergang zwischen den beiden Zirkulationsmustern geht weitgehend zwischen 400 und 500 dbar vor sich und zeigt damit, daß im Gegensatz etwa zum Azorenstrom die Strömungen der Rezirkulationszelle im Ostatlantik auf eine geringe Tiefe beschränkt sind. Für das zentrale Kanarenbecken konnte Finke (1988) feststellen, daß die Rezirkulation auf die oberen 500 m beschränkt ist. Fiekas et al. (1992) stellten für den Bereich südlich 28 °N die Existenz eines Wirbelfeldes im Tiefenbereich 200 bis 700 dbar fest, welches eine eventuell vorhandene schwache mittlere Zirkulation in Richtung Südwesten überdeckte.

## **2.4 Auswertungen der direkten Strommessungen**

Neben den Informationen über die Zirkulation im Kanaren- und Kapverden-Becken, die sich aus der Dichteschichtung gewinnen ließen, bieten die direkten Strommessungen an den Verankerungspositionen die Möglichkeit, weitere Aussagen über die Strömungsmuster zu machen. So lassen sich anhand dieser Daten sowohl Abschätzungen der

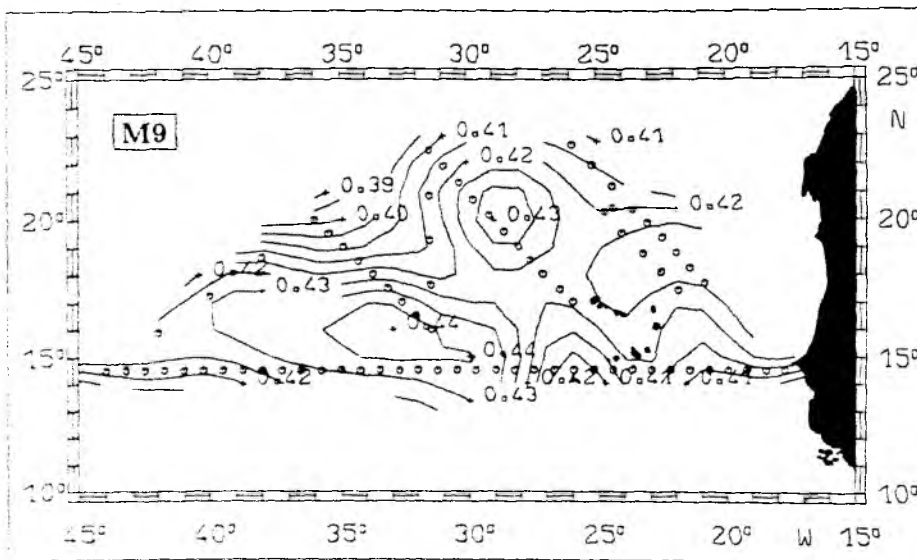
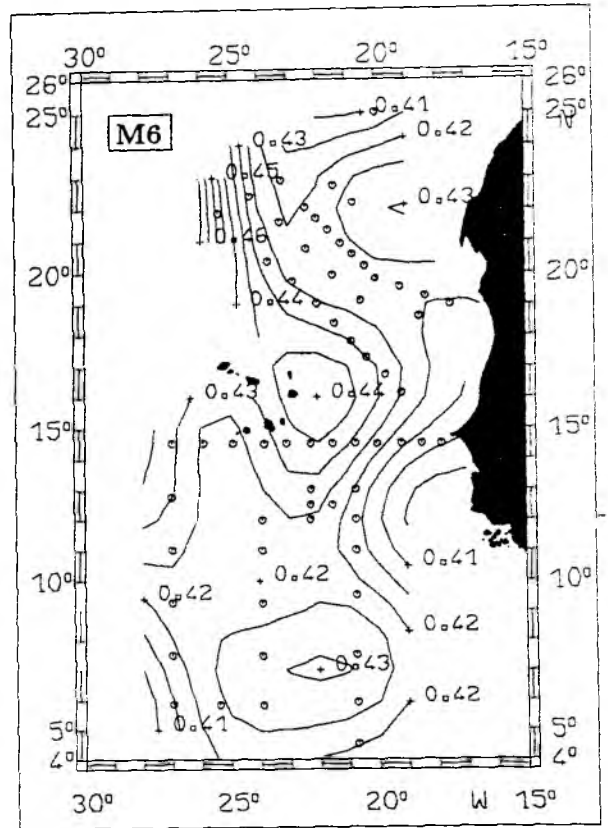
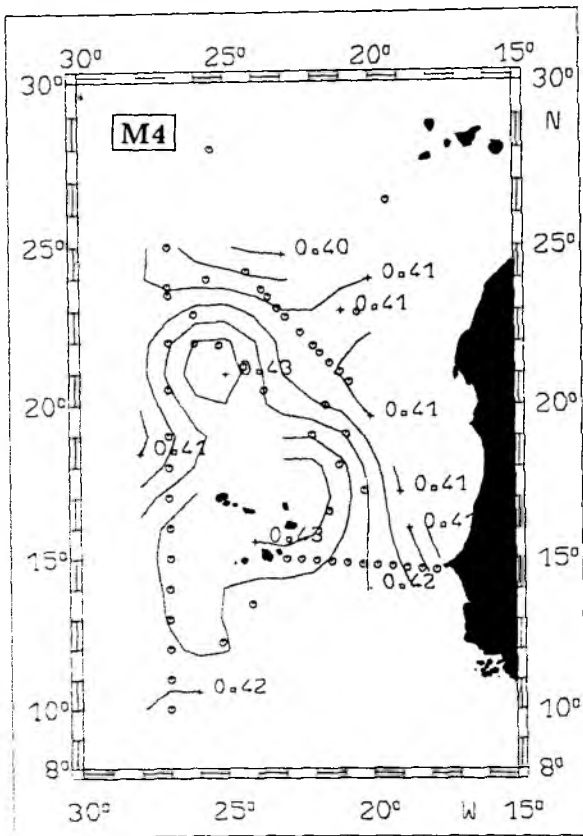


Abbildung 2.8: Dynamische Topographie der drei "Meteor"-Expeditionen 4, 6, und 9 im 850 dbar-Niveau relativ zu 1500 dbar. Das Isolinienintervall beträgt  $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$ . Die Horizontalverteilung resultieren aus einer objektiven Analyse von Stationsdaten (Kreise) mit einer Korrelationskala von 350 km. In Bereichen, in denen die Fehlervarianz 50 % der Gesamtvarianz überschreitet, sind Isolinien ausgeblendet.

dominanten Zeitskalen in diesem Gebiet vornehmen als auch im Vergleich der Zeitreihen untereinander die horizontale und vertikale Kohärenz von Ereignissen prüfen.

Die in Abb. 2.9-2.11 dargestellten Strömungszeitreihen stammen von einer südost-nordwest orientierten Verankerungslinie (s. Abb. 2.1b), die etwa orthogonal zur Stromrichtung des Kanarenstroms ausgelegt worden war. Ziel dieser Verankerungsauslegung war es, die Struktur des Kanarenstroms zu erfassen und anhand von langzeitigen Strömungszeitreihen die Niveaus der Wirbelenergie am Rand des Subtropenwirbels zu bestimmen. Wirbelauflösende Modelle (Cox, 1985) hatten ergeben, daß im Ostteil des Subtropenwirbels im Bereich der westwärtigen Strömungen ein Band erhöhter fluktuierender kinetischer Energie auftreten sollte, welches sich deutlich gegen die niedrigeren Energieniveaus im Inneren des Subtropenwirbels abheben müßte.

Den Zeitreihen in allen drei Verankerungspositionen ist gemeinsam, daß in der Vertikalen große Ähnlichkeit in den Strömungsverläufen zu erkennen ist. Stromereignisse umfassen mit abnehmender Amplitude die gesamte Wassersäule und deuten ein hohes Maß an vertikaler Kohärenz an. In keiner der Zeitreihen an den drei Verankerungspositionen läßt sich die Bevorzugung einer bestimmten Strömungsrichtung über längere Zeit ablesen. Die mittleren Strömungen (s. Tab. 2.4) sind in allen Tiefenhorizonten schwach ausgeprägt und wegen der hohen Variabilität bei der gegebenen Zeitreihenlänge nicht von Null zu unterscheiden. Dominiert werden die Zeitreihen von mesoskaligen Ereignissen mit Perioden im Bereich von 100 Tagen. Maximale Strömungsgeschwindigkeiten liegen bei 20 cm/s, wobei die mesoskaligen Ereignisse in ihrer Intensität Unterschiede aufweisen. So zeigt sich in den einjährigen Zeitreihen (W4, W3, W2) ein Anstieg in der Stromstärke für die zweite Hälfte der Zeitreihen. In den 4 Jahre umfassenden Strömungszeitreihen bei W3 (s. Abb.2.12) kann man erkennen, daß dieses Niveau höherer Stromgeschwindigkeiten mehr als ein Jahr erhalten bleibt. Für eine Langzeitverankerung im nördlichen Kanarenbecken (Kiel276; 33 °N, 22 °W) konnten Müller und Siedler (1992) ähnliche Schwankungen in der Stärke mesoskaliger Ereignisse beobachten, die allerdings auf anderen Zeitskalen auftraten. So zeigte sich in der 8 Jahre umfassenden Zeitreihe eine Schwankung der Strömungsamplitude mit einer Zeitskala von 4 Jahren. Die Gründe für solche zwischenjährlichen Variationen sind noch nicht geklärt. Eine weitere Beobachtung, die sich an den Vektorzeitreihen machen läßt, ist die, daß bei einer geographischen Separation von ca. 230 km die horizontale Kohärenz

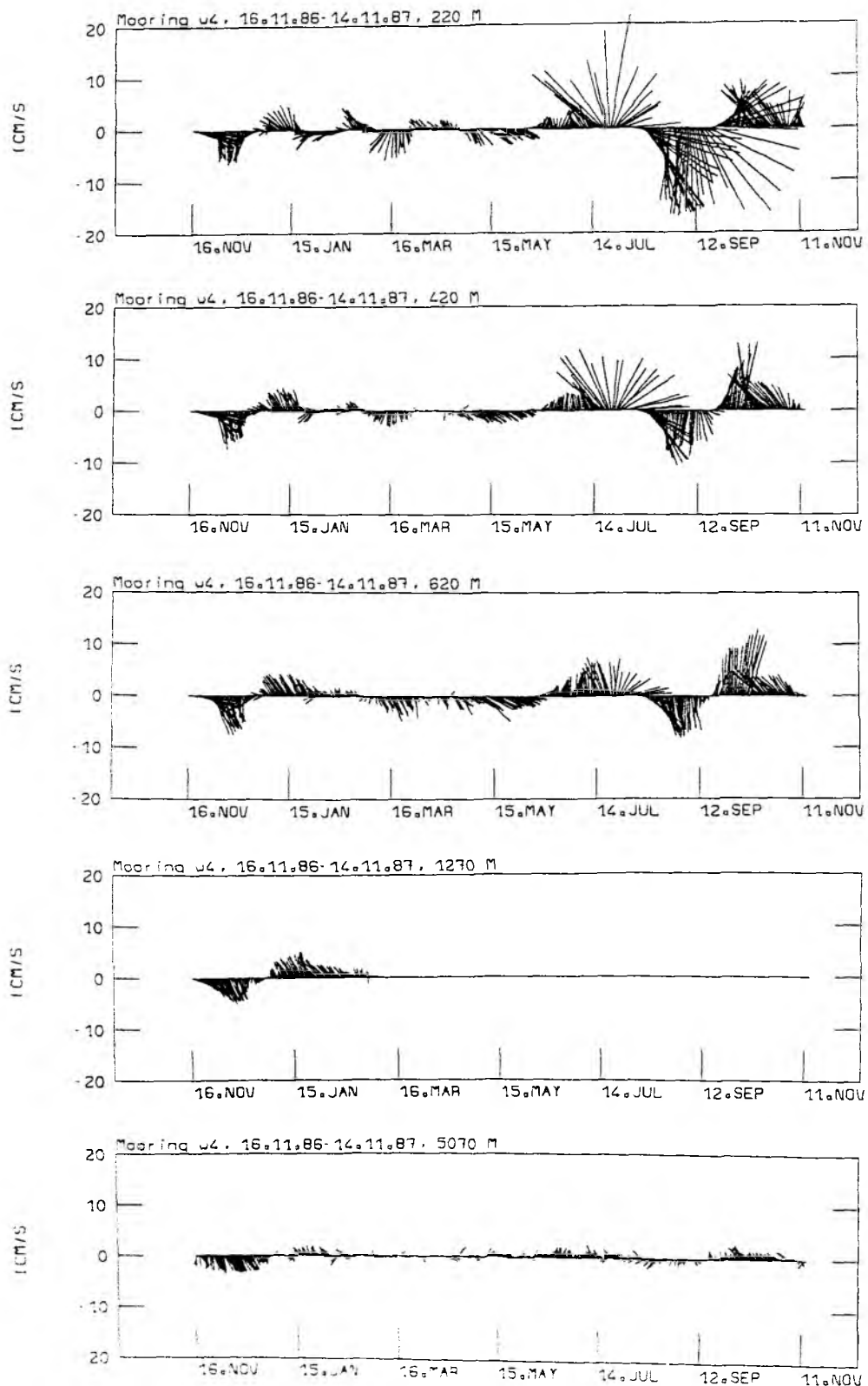


Abbildung 2.9: Vektorzeitreihen der tiefpaßgefilterten Tagesmittelwerte in 5 Tiefenhorizonten bei Verankerungsposition W4 vom 16.11.86 bis zum 14.11.87. Die geographische Lage der Verankerung ist in Abb. 2.1.b. dargestellt.

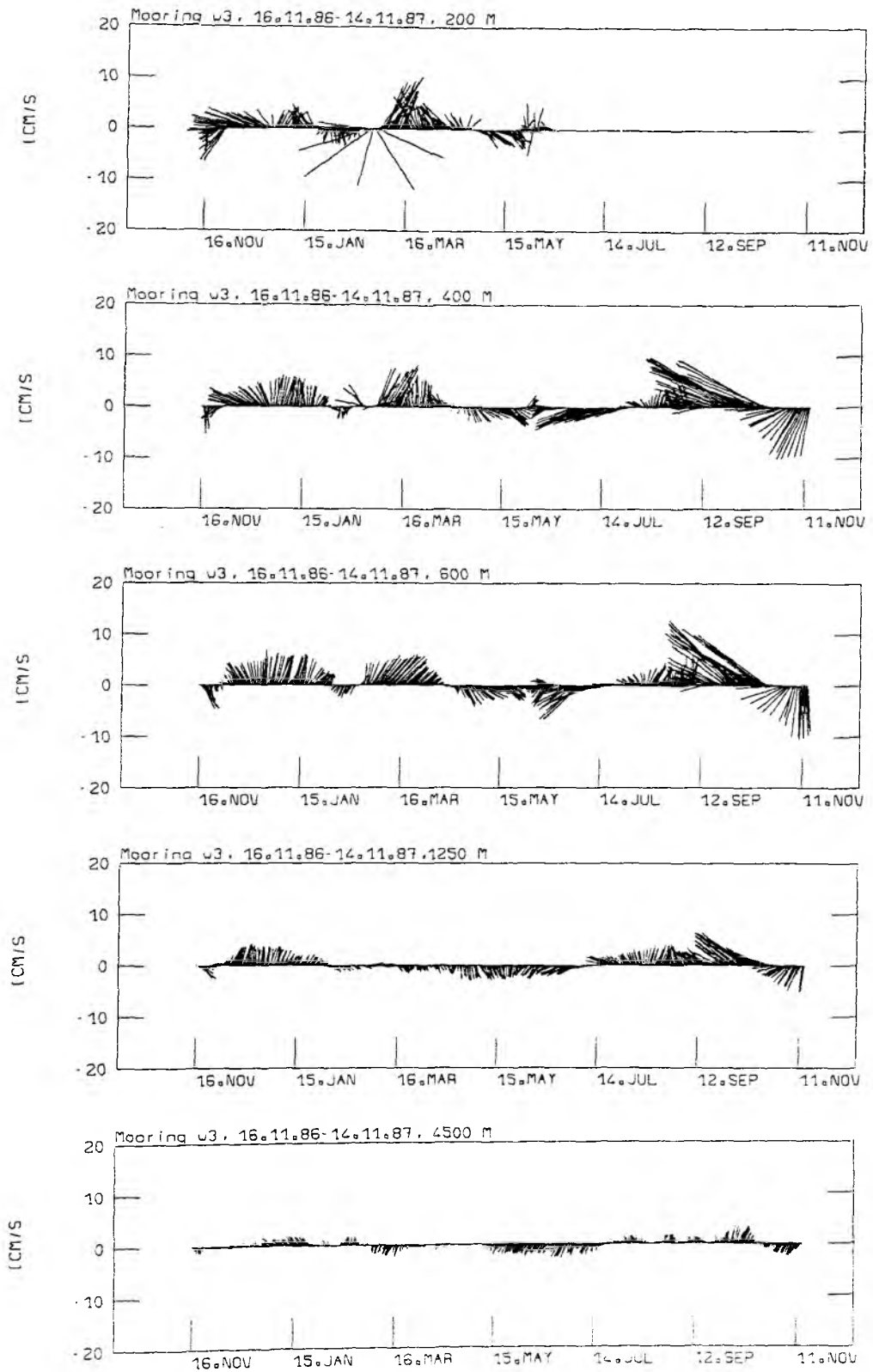


Abbildung 2.10: Vektorzeitreihen der tiefpaßfilterten Tagesmittelwerte in 5 Tiefenhorizonten bei Verankerungsposition W3 vom 16.11.86 bis zum 14.11.87. Die geographische Lage der Verankerung ist in Abb. 2.1.b. dargestellt.

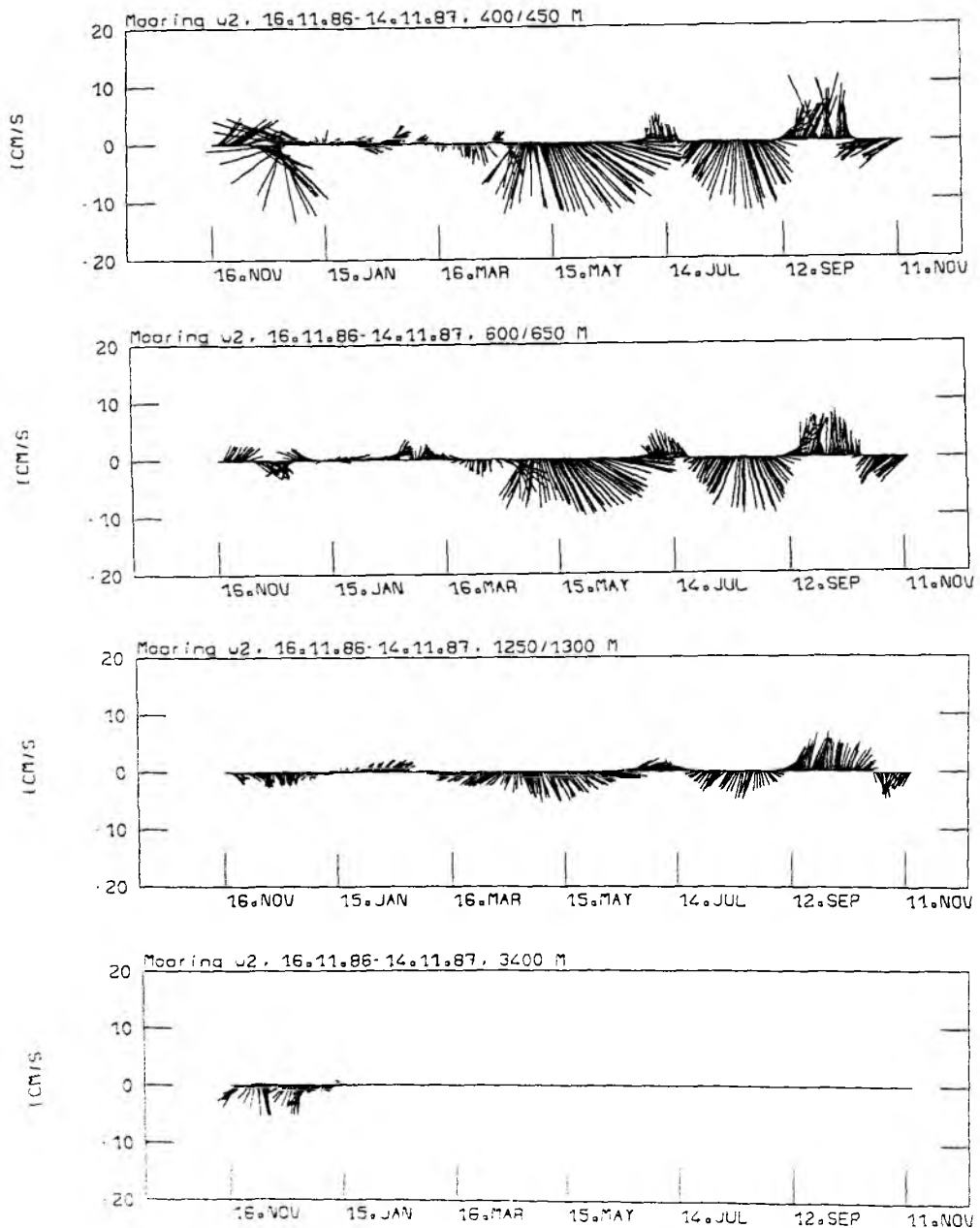


Abbildung 2.11: Vektorzeitreihen der tiefpaßgefilterten Tagesmittelwerte in 4 Tiefenhorizonten bei Verankerungsposition W2 vom 16.11.86 bis zum 14.11.87. Durch den Verlust des Oberflächenauftriebselements haben die Strommesser ab dem 18.2.87 eine andere Tiefenlage. Die geographische Lage der Verankerung ist in Abb. 2.1.b. dargestellt.



in den Zeitreihen gering ist. Dies bedeutet, daß die horizontalen Skalen der Bewegung kleiner als dieser Abstand sind. In Modellanalysen von Onken und Klein (1991) ergab sich aus der baroklinen Instabilität des Kanarenstroms ein Wirbelfeld mit typischen Skalen von der Größenordnung 100 km, dessen zugeordnete Zeitskalen bei 100 Tagen lagen.

Tab. 2.4 faßt einige statistische Ergebnisse für die drei Verankerungspositionen zusammen. Die Mittelwerte  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$ , Varianzen  $\overline{u'^2}$ ,  $\overline{v'^2}$ , Wirbelfüße  $\overline{u'v'}$ ,  $\overline{u'T'}$ ,  $\overline{v'T'}$  und die beiden Anteile der kinetischen Energie FKE ( $\frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2})$ ) und MKE ( $\frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2})$ ) sind in der üblichen Weise über zeitliche Mittel der Länge T abgeschätzt. Die beiden integralen Zeitskalen  $\tau_u$  und  $\tau_v$  sind über Integration der Autokorrelationsfunktion bis zu deren ersten Nulldurchgang ermittelt worden. Die Werte für die Verankerungsposition W4 sind in dieser Form, bis auf die Temperaturflüsse, bei Müller und Siedler (1992) veröffentlicht. Für die beiden anderen Verankerungen W3 und W2 sind die Parameter auf der Basis der einjährigen Zeitreihen neu berechnet worden.

Ver.	Tiefe	$\bar{u}$	$\bar{v}$	$\tau_u$	$\tau_v$	$\overline{u'^2}$	$\overline{v'^2}$	$\overline{u'v'}$	$\overline{u'T'}$	$\overline{v'T'}$	FKE	MKE
W4	220	0.8±1.5	-0.6±2.2	8	12	26.7	37.7	-8.9	-1.7	-1.1	32.2	0.5
W4	420	0.5±1.1	0.2±1.6	9	12	11.6	19.1	-4.8	-0.1	-0.7	15.4	0.1
W4	620	0.9±1.0	0.1±1.6	12	14	7.4	17.3	-4.6*	0.1	-0.3	12.3	0.4
W4	5070	-0.1±0.6	-0.1±0.5	19	15	1.7	-0.6	—	—	—	1.7	0.0
W3	400	-3.3±3.0	1.2±1.4	20	11	33.1	15.6	-3.7	0.4	-0.8	24.4	6.1
W3	600	-1.4±2.5	1.3±1.5	20	12	24.2	17.6	-5.2	—	-0.6	20.9	1.9
W3	1250	-1.0±2.3	0.5±1.4	41	23	7.3	6.0	-1.6	—	-0.1	6.7	0.6
W3	4500	-0.4±0.2	-0.2±0.5	7	15	0.5	1.6	0.4	—	—	1.1	0.1
W2	400	1.5±1.7	-1.6±1.9	11	12	24.2	27.4	-4.5	0.3	0.2	25.8	2.5
W2	600	1.3±1.4	-0.9±1.7	13	14	13.5	17.4	-1.2	-0.2	-0.1	15.5	1.3
W2	1250	0.5±0.9	-0.6±1.0	15	15	5.3	6.4	1.4	—	-0.1	5.9	0.3

Tab.2.4 Statistik der einjährigen Strömungszeitreihen für die Verankerungslinie W4, W3 und W2. Fehlerangaben beziehen sich auf 95%-Vertrauensgrenzen, der mit \* gekennzeichnete Wirbelfuß in 620 m bei Verankerung W4 ist signifikant verschieden von Null. Einheiten für die mittlere Strömung sind cm/s, die integralen Zeitskalen sind in Tagen angegeben,  $\overline{u'^2}$ ,  $\overline{v'^2}$ , FKE und MKE haben die Einheit  $\text{cm}^2/\text{s}^2$  und die Temperaturflüsse  $\overline{u'T'}$ ,  $\overline{v'T'}$  sind in  $\text{cm}^\circ\text{C}/\text{s}$  angegeben.

Obwohl die Schätzer der Mittelwerte, Varianzen und Wirbelflüsse bei der hohen Variabilität in den Meßreihen nur in einem Fall signifikante Werte annehmen, lassen sich aus Tab. 2.4 dennoch einige Tendenzen ablesen. Wegen der niedrigen Niveaus der mittleren Strömung überwiegt in allen Tiefenhorizonten der fluktuierende Anteil der kinetischen Energie FKE die mittlere kinetische Energie um etwa den Faktor 10. In den oberen 600 m liegen die Energieniveaus der fluktuierenden kinetischen Energie im Kanarenstrom zwischen 30 und 12  $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$  und sind damit Werten von 32 bis 21  $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$  aus dem Polymode Cluster C im Nordäquatorialstrom im westlichen Atlantik vergleichbar (Fu et al., 1982). Im Vergleich zur fluktuativen kinetischen Energie sind die Wirbelflüsse  $\overline{u'v'}$  kleiner und bis auf eine Ausnahme im 95%-Vertrauensbereich auch nicht von Null verschieden. Generell sind jedoch die Fluktuationen in der Ost- und Nordkomponente in den oberen 600 m negativ korreliert und deuten somit eine Nordwest-Südost-Orientierung der Strömungsmäander und Wirbel an. Für die Wirbelaktivität in der Azorenfront ergaben Verankerungsauswertungen von Gould (1985) gleiche Ergebnisse. Spall (1992) führte für das Tiefenniveau des Mittelmeerwassers (1125 m) Analysen für das Kanaren- und Kapverden-Becken mit einem wirbelauflösenden Modell durch. In diesem Tiefenhorizont waren für die Reynoldsstressterme  $\overline{u'v'}$  wie auch nördlich der Kapverden-Frontalzone einheitlich negative Werte festzustellen.

Die Ergebnisse für die Verankerungslinie W4, W3, W2 zeigen wegen der geringen Zeitreihendauer keine signifikanten Schätzungen der Parameter. Eine sicherere Schätzung spektraler Parameter läßt sich nur an der vier Jahre umfassenden Strömungsmessung bei Verankerungsposition W3 durchführen. Durch Datenausfälle lassen sich aber nur in drei Tiefenniveaus durchgehende Zeitreihen aufstellen, deren Vektorzeitreihen in Abb. 2.12 wiedergegeben sind. Abb. 2.13 gibt die dazugehörigen Energiedichtespektren für die u- und v-Komponente der Strömung an. Die Zeitskalen der mesoskaligen Ereignisse liegen in den 4-jährigen Zeitreihen (Abb. 2.12 a-c) bei ca. 100 Tagen, lediglich im 4500 m Niveau (Abb. 2.12c) tragen auch kürzere Zeitskalen zum Spektrum der Variabilität bei. Für die Vektorzeitreihe in der Thermokline (Abb. 2.12a) läßt sich für den Zeitraum März 1986 bis Juli 1987 die schon vorher erwähnte Erhöhung der Amplitude mesoskaliger Energie wahrnehmen. Die Energiedichtespektren (Abb. 2.13) sind in allen drei Tiefenhorizonten 'rot' und zeigen einen Anstieg der Energieniveaus zu einem Maximum von 100 Tagen. Die Spektren der Ost- und Nordkomponente differieren in der Form nicht wesentlich und zeigen in den beiden oberen Verankerungsniveaus für Perioden  $< 100$  Tage zunächst einen Abfall mit etwa  $\omega^{-3}$ . Die Energieverteilung in Nord- und Ostkomponente ist isotrop, lediglich im Tiefenniveau

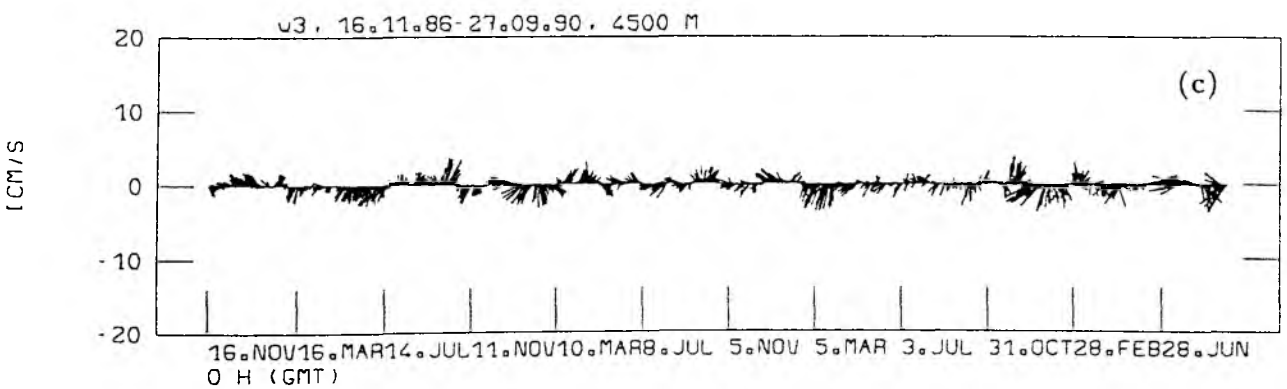
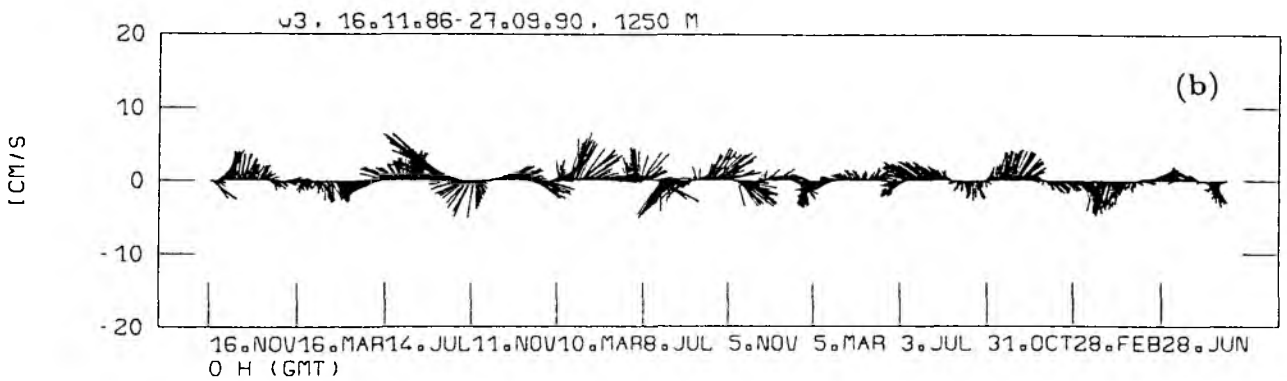
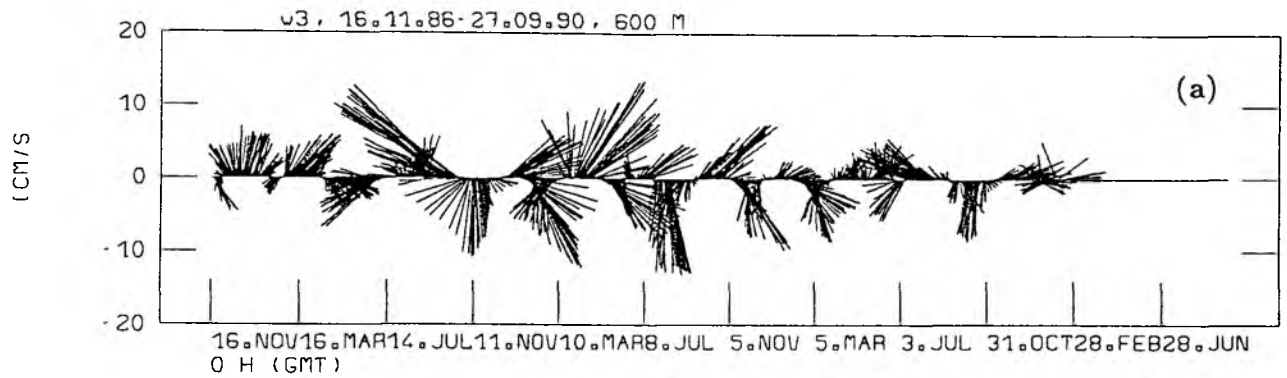


Abbildung 2.12: Vektorzeitreihen der tiefpaßgefilterten Tagesmittelwerte bei Verankerungsposition W3 für den Zeitraum vom 16.11.86 bis zum 27.09.90 in a) 600 m, b) 1250 m und c) 4500 m.

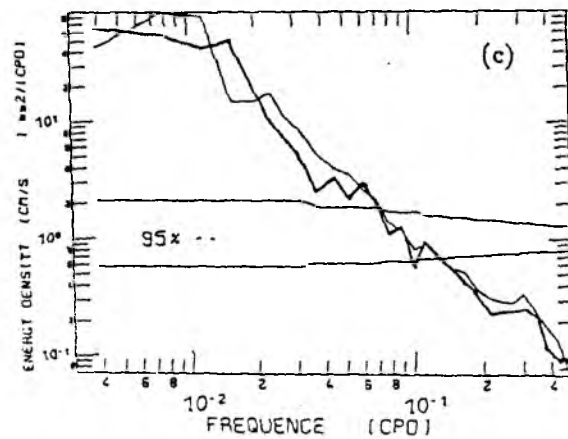
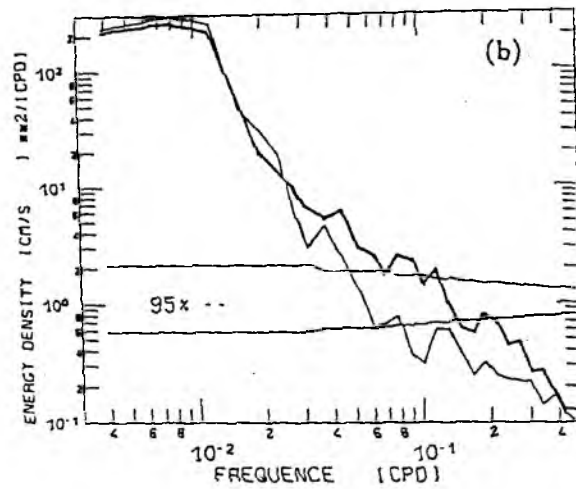
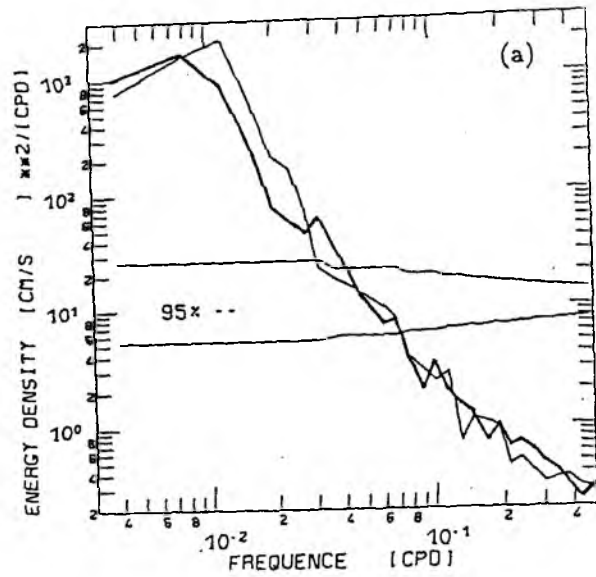


Abbildung 2.13: Energiedichtespektren der Ost- (fette Linie) und Nordkomponente (dünne Linie) für die in Abb. 2.12 abgebildeten Vektorzeitreihen in a) 600 m, b) 1250 m und c) 4500 m.

des Mittelmeerwassers (Abb. 2.13b) wird für Perioden  $< 33$  Tage eine Anisotropie in den Geschwindigkeitskomponenten sichtbar, die auch auf dem 95%-Vertrauensintervall signifikant ist. Die Anisotropie zeigt sich in einer Erhöhung der Energie in der Zonal-komponente gegenüber der Meridional-komponente. Gleichzeitig läßt sich in Tab. 2.5 ablesen, daß die integrale Zeitskala der u-Komponente fast doppelt so groß ist, wie die der Meridional-komponente und deutlich größer als alle anderen ermittelten Zeitskalen. Generell lassen sich die Spektren in den beiden oberen Niveaus in drei Teile unterteilen, mit einem Plateaubereich für Perioden  $> 70$  Tage, einen Bereich mit Perioden zwischen 30 und 70 Tagen, in dem das Spektrum steil mit etwa  $\omega^{-3}$  abfällt und einen Bereich mit Perioden  $< 30$  Tage, in denen der Abfall eher wie  $\omega^{-2}$  geht. Im tiefsten Niveau gibt es nur zwei Bereiche, nämlich das Plateau bei Perioden  $> 70$  Tagen und generell für das gesamte restliche Spektrum einen  $\omega^{-2}$ -Abfall. Onken und Klein (1991) erklären dieses abgeflachte Spektrum in Bodennähe durch die Präsenz von topographischen Rossby-Wellen am Kapverden-Plateau.

In Tabelle 2.5 ist eine Zusammenfassung der statistischen Parameter gegeben, die sich aus den 4-jährigen Zeitreihen ableiten liessen. Die mittleren Strömungen in den beiden oberen Niveaus sind auf dem 95%-Vertrauensniveau auch bei dieser Zeitreihenlänge nicht von Null zu unterscheiden. Aufgrund des ungünstigen Verhältnisses von Mittelwert zu Varianz wären extrem lange Zeitreihen ( $> 20$  Jahre) nötig, um signifikante Aussagen machen zu können. Im Bodenniveau dagegen sind die Mittelwerte signifikant und zeigen eine schwache Strömung (0.5 cm/s) nach Südwesten an. Die Größenordnung der Strömung ist durchaus vergleichbar mit den Auswertungen anderer bodennaher Strömungsmessungen von Dickson et al. (1985) für nördlicher gelegene Bereiche des Ostatlantiks. Die Strömungsrichtung erscheint plausibel, da sie der Vorstellung einer südwärtigen Ausbreitung von NADW entspricht.

Ver.	Tiefe	$\bar{u}$	$\bar{v}$	$\tau_u$	$\tau_v$	$\overline{u'^2}$	$\overline{v'^2}$	$\overline{u'v'}$	$\overline{u'T'}$	$\overline{v'T'}$	FKE	MKE
W3	600	0.6±1.1	-0.2±1.0	20	14	20.3	21.7	-1.4	0.1	-0.2	20.9	0.2
W3	1250	0.3±0.8	0.1±0.5	33	19	5.9	4.7	—	-0.1	—	5.3	0.1
W3	4500	-0.4±0.2	-0.3±0.2	11	11	1.4	1.6	0.3*	—	—	1.5	0.1

Tab.2.5 Statistik der vierjährigen Strömungszeitreihen für die Verankerungsposition W3. Fehlerangaben beziehen sich auf 95%-Vertrauensgrenzen, der mit \* gekennzeichnete Wirbelfluß ist signifikant verschieden von Null. Einheiten für die mittlere Strömung sind cm/s, die integralen Zeitskalen sind in Tagen angegeben,  $\overline{u'^2}$ ,  $\overline{v'^2}$ , FKE

und MKE haben die Einheit  $\text{cm}^2/\text{s}^2$ , und die Temperaturflüsse  $\overline{u'T'}$ ,  $\overline{v'T'}$  sind in  $\text{cm}^\circ\text{C}/\text{s}$  angegeben.

Daß die meisten der in Tab. 2.5 angegebenen Parameter, ungeachtet der mit ihnen verbundenen Fehlergrenzen, unter Verwendung der langen Zeitreihen ein hinlänglich stationäres Niveau erreichen, zeigen Abb. 2.14- 2.16 für die drei Tiefenhorizonte. Die Gründe für die großen Fluktuationen, die bei der sukzessiven Erweiterung des Mittelungsintervalls auf bis zu 2 Jahre Länge auftreten, sind langperiodische Schwankungen in den Zeitreihen. Man erkennt diese langperiodischen Schwankungen in der Erhöhung der Stromamplituden in den Vektorzeitreihen (s. Abb. 2.12). In 600 m (Abb. 2.14) und 1200 m (Abb. 2.15) wechselt z.B. der Mittelwert der Ostkomponente selbst bei Mittelung über mehr als  $1 \frac{1}{2}$  Jahre das Vorzeichen. Erst bei Einbeziehung von mehr als 800 Tageswerten nehmen die Schätzungen Niveaus an, um die nur noch kleinere Schwankungen auftreten. Speziell für den Anteil der fluktuativen kinetischen Energie FKE muß aber gesagt werden, daß dieser Wert noch Tendenzen zu einer weiteren Änderung zeigt. Die integralen Zeitskalen dagegen haben in allen drei Tiefenniveaus stabile Werte angenommen, mit einer größeren Zeitskala der Ostkomponente in den oberen beiden Niveaus.

Da die Auswertungen der W-Verankerungslinie nur geringe horizontale Kohärenz zwischen den Verankerungen gezeigt hatten und zudem Modellanalysen von Onken und Klein (1991) ergeben hatten, daß das Wirbelfeld in der Kapverden-Frontalzone Skalen der Ordnung 100 km haben sollte, wurde für den Zeitraum von 9 Monaten ein engmaschiges Verankerungsnetz, bestehend aus drei Verankerungen, ausgelegt. Die Anordnung hatte die Form eines rechtwinkligen Dreiecks, der längste Abstand bestand zwischen den Verankerungspositionen W3 und W3.5 und betrug 120 km, während die beiden anderen Seiten des Dreiecks Distanzen von 80 und 90 km aufwiesen.

Die Vektorzeitreihen im 600 m Niveau an den drei Verankerungspositionen sind in Abb. 2.17 dargestellt. In der ersten Hälfte der Meßphase sind in den Strömungszeitreihen noch Perioden mit unterschiedlichen Stromrichtungen zu beobachten, während in der zweiten Hälfte der Durchzug eines Wirbelereignisses in allen drei Verankerungen zu erkennen ist. Das Ereignis tritt bei der südöstlichsten Verankerung W3 zuerst auf und breitet sich von da aus sowohl nach Nordwesten als auch nach Westen aus. Die Kürze der Zeitreihe erlaubt keine statistisch gesicherten Analysen. So zeigen Phasen-

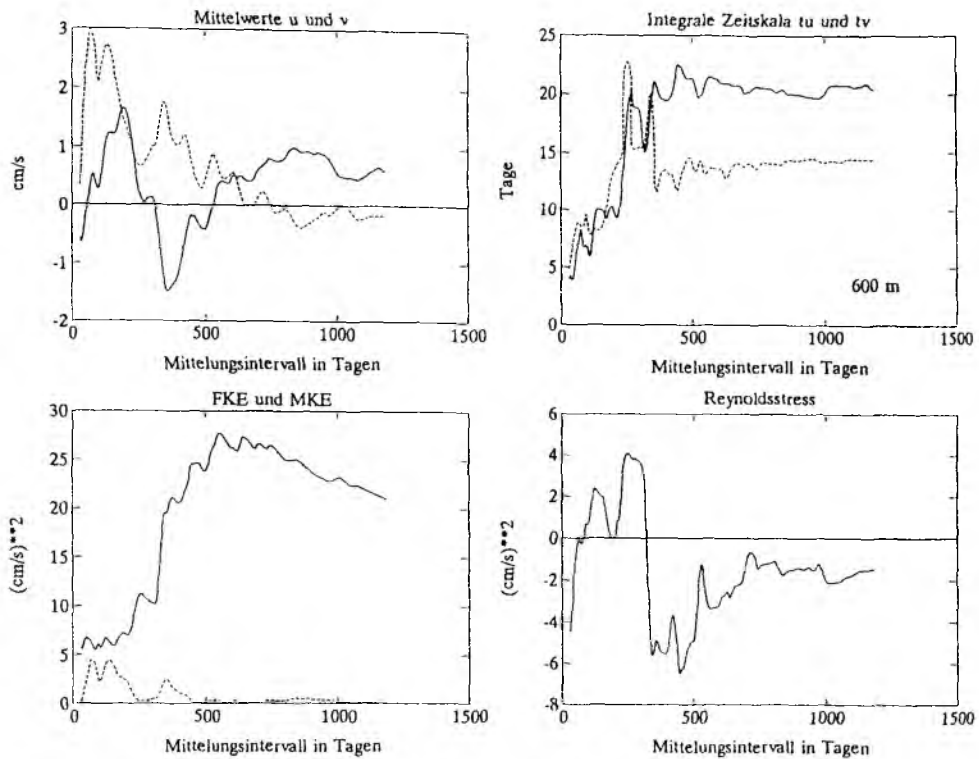


Abbildung 2.14: Mittelwerte der Ostkomponente  $\bar{u}$  (durchgezogene Linie) und Nordkomponente  $\bar{v}$  (gestrichelte Linie), der zugehörigen integralen Zeitskalen  $\tau_u$  (durchgezogene Linie) und  $\tau_v$  (gestrichelte Linie), der fluktuativen kinetischen Energie FKE (durchgezogene Linie) und mittleren kinetischen Energie MKE (gestrichelte Linie), sowie des Reynoldsstressterms  $\overline{u'v'}$  in Abhängigkeit des Mittelungsintervalls für die Position W3 in 600 m.

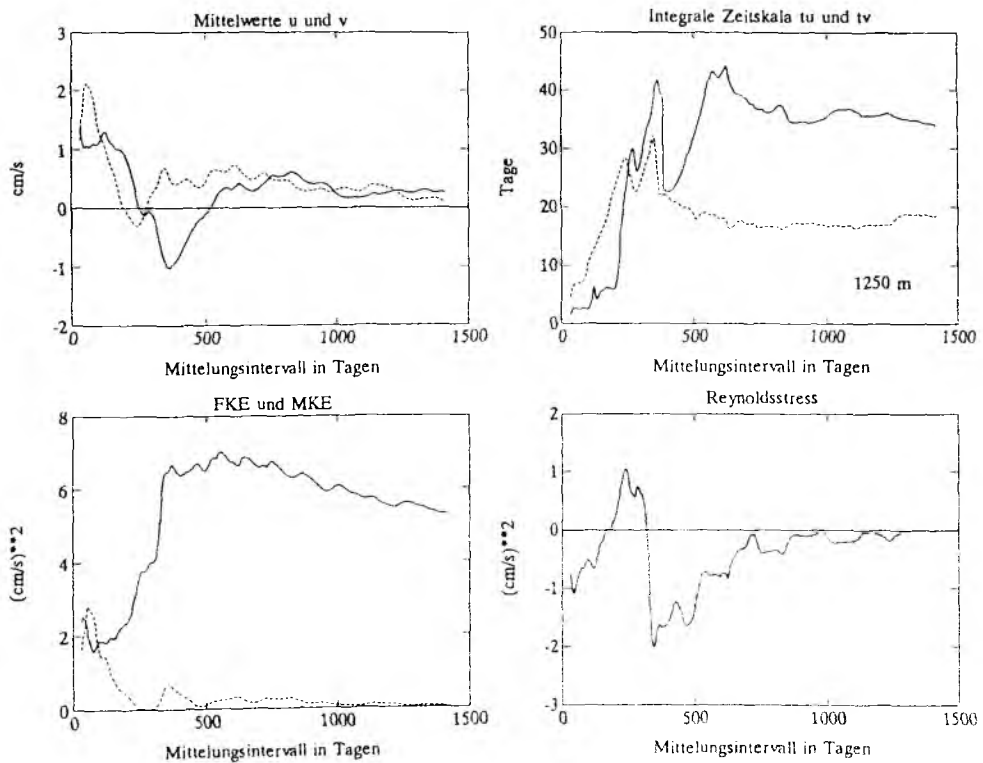


Abbildung 2.15: wie Abb. 2.14, aber in 1250 m Tiefe.

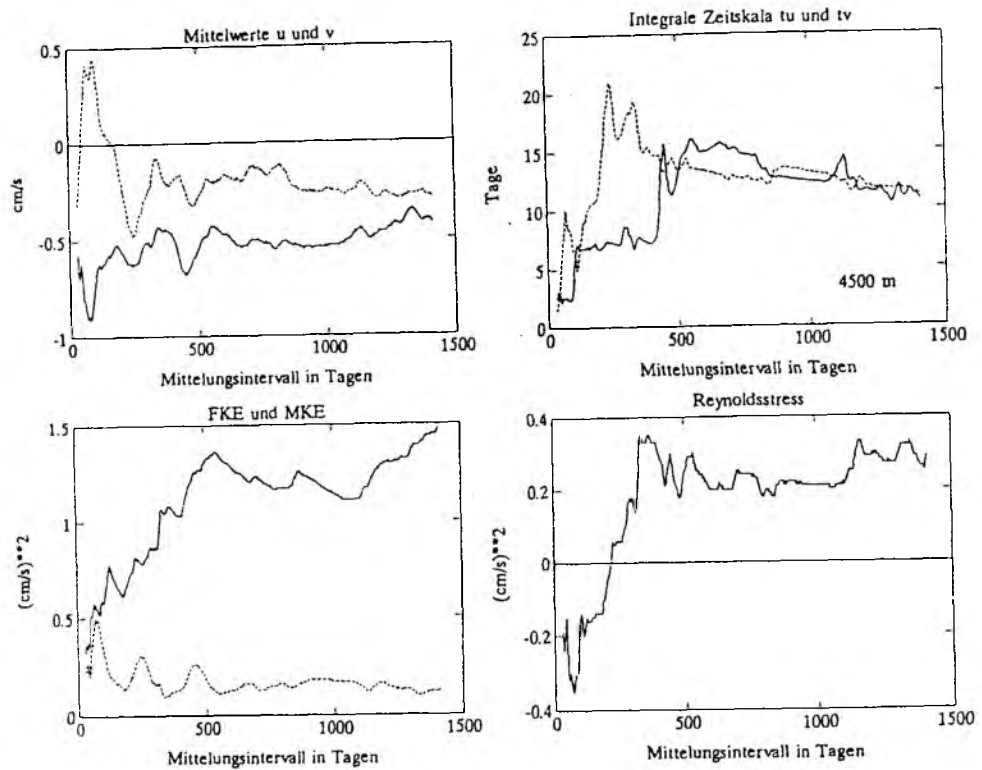


Abbildung 2.16: wie Abb. 2.14, aber in 4500 m Tiefe.

spektren zwischen den Verankerungen zwar die erwarteten Beziehungen für eine nordwestwärtige Ausbreitung der Ereignisse, die Fehlerbalken, die diesen Phasen wegen der kurzen Zeitreihenlänge zugewiesen werden müssen, sind allerdings enorm groß. Daher sind die folgenden Abschätzungen über die Wanderungsgeschwindigkeit des Wirbelerignisses auch direkt aus den Zeitreihen abgelesen. Das Eintreffen des Wirbels an den jeweiligen Verankerungspositionen wurde über das Drehen der meridional Komponente der Geschwindigkeit von Süd nach Nord definiert. Daraus lassen sich für diesen Wirbel Wanderungsgeschwindigkeiten von ca. 7 cm/s in Richtung Westen und ca. 9 cm/s in Richtung Nordwesten ableiten.

## 2.5 Zusammenfassung der Ergebnisse

Zusammenfassend lassen sich anhand der Beobachtungen folgende Aussagen treffen:

- Die Tracerverteilungen zeigen eine Trennung zwischen dem Rezirkulationsbereich im Subtropenwirbel und dem Gebiet südlich der Zentralwassermassengrenze.
- Wassermassen mit südatlantischen Eigenschaften werden im äquatorialen Stromsystem in den Bereich des Rezirkulationswirbels transportiert.



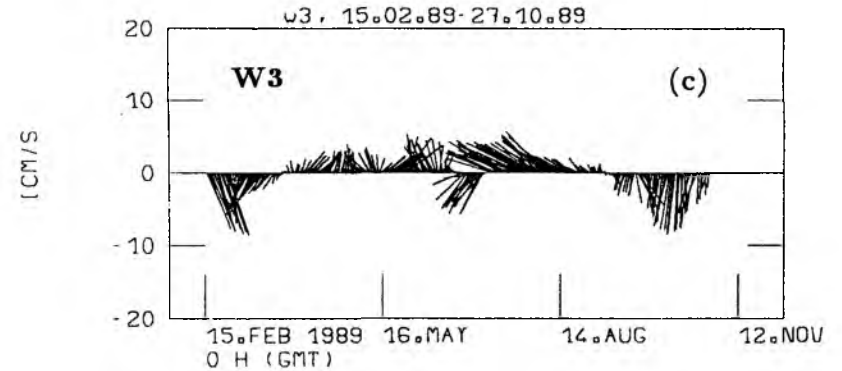
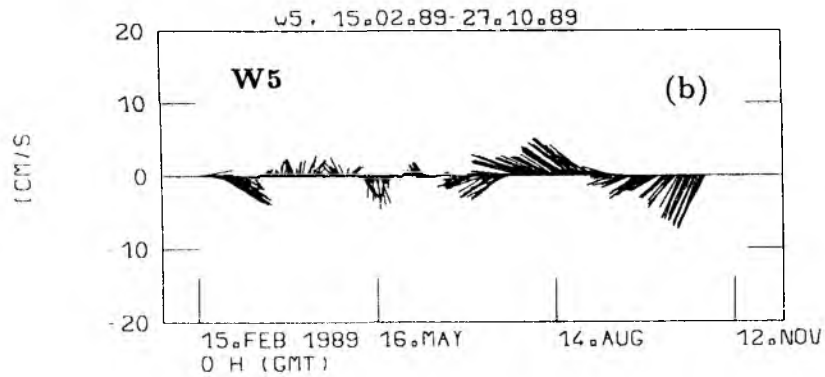
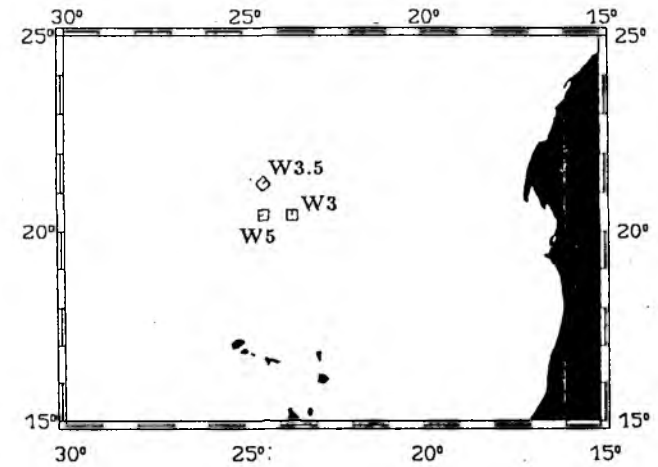
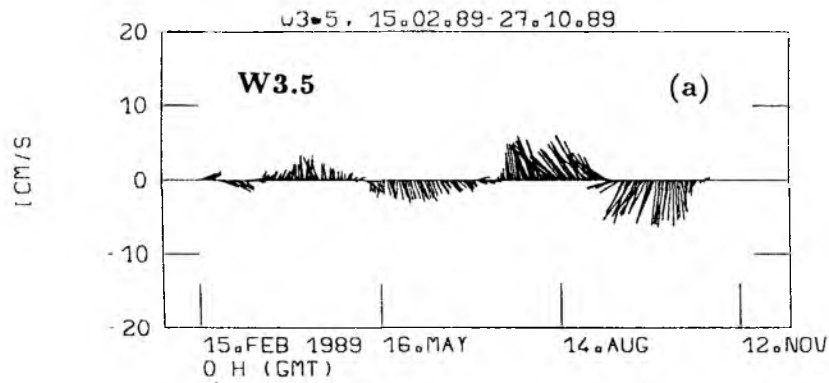


Abbildung 2.17: Vektorzeitreihen der tiefpaßgefilterten Tagesmittelwerte bei a) Verankerungsposition W3.5, b) Verankerungsposition W5 und c) Verankerungsposition W3 innerhalb der Thermokline. Die Tiefenlage der Strommesser lag für W3.5 bei 550 m, für W5 bei 530 m und für W3 bei 600 m. Die Strömungszeitreihen umfassen den Zeitraum vom 15.02.89 bis zum 27.10.89, die Position der Verankerungen ist in der zugehörigen Weiserkarte angegeben.

- Sowohl der NECC als auch der NEUC sind an den Transporten beteiligt.
- Vor der afrikanischen Küste findet eine besonders deutliche nach Norden gerichtete Ausbreitung von südatlantischen Wassermassen statt.
- Die mittleren Strömungen im Rezirkulationsbereich sind schwach ausgeprägt. Integrale Darstellungen wie z.B. die dynamische Topographie zeigen aber deutlich einen Rezirkulationswirbel.
- Die Rezirkulationszelle ist auf einen geringen Tiefenbereich beschränkt und umfaßt lediglich die oberen 500 m.
- Ein Wirbelfeld mit Raumskalen in der Größenordnung von 100 km und Zeitskalen von 100 Tagen dominiert das Strömungsbild.
- Die Strömungsgeschwindigkeiten in den Wirbeln liegen erheblich höher als die des mittleren Feldes.
- Die Wanderungsgeschwindigkeiten der Wirbel liegen im Bereich 7 cm/s und sind nach Nordwesten gerichtet.

## 3 Die Kapverden-Frontalzone

### 3.1 Frühere Beobachtungen der Kapverden-Front

Verbunden mit der großräumigen Rezirkulation von Wassermassen im Ostatlantik findet man an der südlichen Flanke des Zirkulationssystems, bestehend aus Azorenstrom, Kanarenstrom und Nordäquatorialstrom, die schon im vorherigen Kapitel angesprochene Zentralwassermassengrenze, die eine Diskontinuität in der Warmwassersphäre darstellt. Die Front zwischen dem Nordatlantischen Zentralwasser (NACW) und dem Südatlantischen Zentralwasser (SACW) verläuft in einer weitgehend zonalen Ausrichtung quer über den gesamten Atlantik von der Karibik bis vor die afrikanische Küste (Sverdrup et al., 1942; Tomczak, 1981c). Abb. 3.1 gibt den von Sverdrup et al. (1942) dargestellten Verbreitungsbereich der beiden Wassermassen an. An ihrem östlichen Ende, der Kapverden-Frontalzone, ändert sich die Lage der Zentralwassermassengrenze allmählich auf eine Südwest-Nordost-Orientierung. Diese wird hervorgerufen durch ein verstärktes Vordringen von SACW entlang der afrikanischen Küste mit einem polwärtigen Unterstrom auf dem Schelf und über dem Kontinentalabhang.

Das Schelfgebiet vor der afrikanischen Küste ist je nach geographischer Breite entweder durch permanenten Küstenauftrieb (20-25°N) oder durch Auftrieb im Herbst und Winter (südlich von 20°N) gekennzeichnet (Mittelstaedt, 1991). Viele der früheren Untersuchungen der Zentralwassermassengrenze stehen in thematischem Zusammenhang mit dem Küstenauftrieb und sind daher auf den unmittelbaren Schelfbereich beschränkt. Aussagen über die Stärke und Struktur der Zentralwassermassengrenze im tiefen Ozean sind dagegen selten. Abb. 3.2 zeigt Frontverläufe in ca. 150 m Tiefe aus mehreren Jahren und Jahreszeiten, zusammengesetzt aus Literaturangaben. Als Kriterium für die Festlegung der Front sind entweder die Position der 36.0-Isosaline auf der 150 m-Fläche oder der 50%-NACW-Gehalt in der Wassermasse benutzt worden. Hinweise auf das Vordringen von SACW mit dem Auftriebsunterstrom (UUC) findet man bei Barton et al. (1982), Barton (1987), Hagen et al. (1986) und Hagen und Schemainda (1987). Der UUC besteht nach Angaben von Mittelstaedt (1982) das ganze Jahr über und ist eine Reaktion auf den bestehenden großskaligen meridionalen Druckgradienten. Nach dynamischen Berechnungen von Defant (1941) gibt es zwei Quellen für den UUC, einmal aus dem Golf von Guinea als ein kontinuierlicher Strom

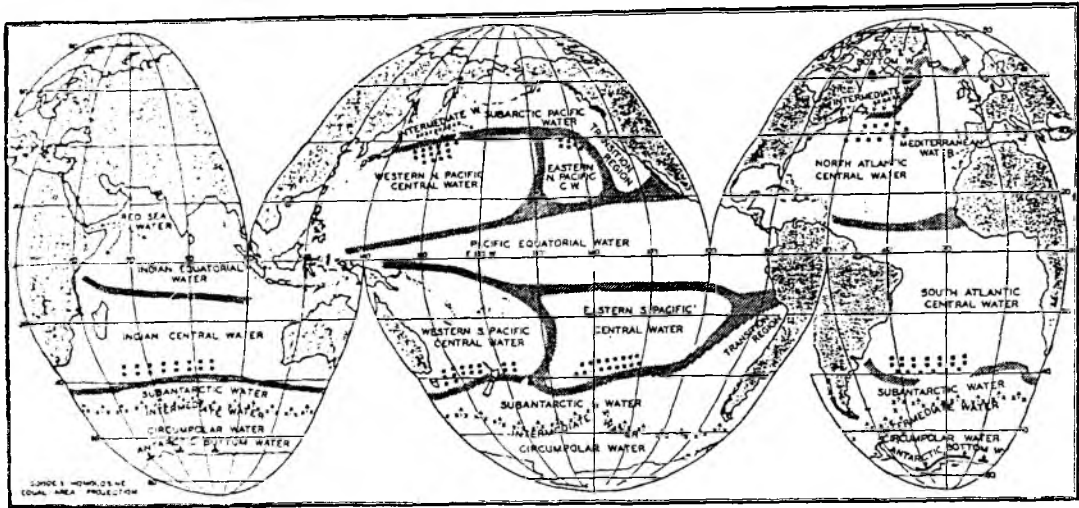


Abbildung 3.1: Verbreitungsgebiet der Zentralwassermassen nach Sverdrup et al. (1942). Quadrate markieren die Gebiete, in denen Zentralwassermassen gebildet werden.

entlang dem afrikanischen Schelf und zum zweiten aus dem zentralen tropischen Atlantik in einem Zweig, der aus dem Nordäquatorialen Gegenstrom stammt und sich zwischen  $10-15^{\circ}\text{N}$  mit dem ersten Zweig vereint. SACW-Gehalte im Bereich des UUC, der seinen Kern zwischen 100 bis 400 m hat, liegen über 70% (Hagen und Schemainda, 1987). Barton (1987) berichtet für seine Verankerungszeitreihen aus dem Tiefenbereich des UUC über mittlere Stromgeschwindigkeiten der  $O(5\text{ cm/s})$  mit einer hohen Richtungsbeständigkeit über einen Meßzeitraum von 8 Monaten.

Die Oberflächenzirkulation auf dem Schelf zeigt, anders als der UUC, ein saisonal veränderliches Signal, gekoppelt an die Verschiebung des Passatwindgürtels (Mittelstaedt, 1982). So kommt es im späten Frühjahr und während des Sommers, wenn der Passatwindgürtel nach Norden wandert, auch an der Oberfläche zu einem polwärtigen Transport von Wassermassen. Im späten Sommer hat der polwärtige Strom, der jetzt sowohl die Oberfläche als auch den UUC umfaßt, seine größte nördliche Erstreckung erreicht und reicht bis Cap Blanc, kann sich aber wegen der weiter nördlich vorherrschenden Nordostpassate nicht darüber hinaus ausbreiten. Wenn im Herbst die Stärke des Passats wieder anwächst, werden die polwärtigen Oberflächenströmungen auf dem Schelf allmählich wieder durch südwärtige Strömungen ersetzt, und Oberflächenzirku-

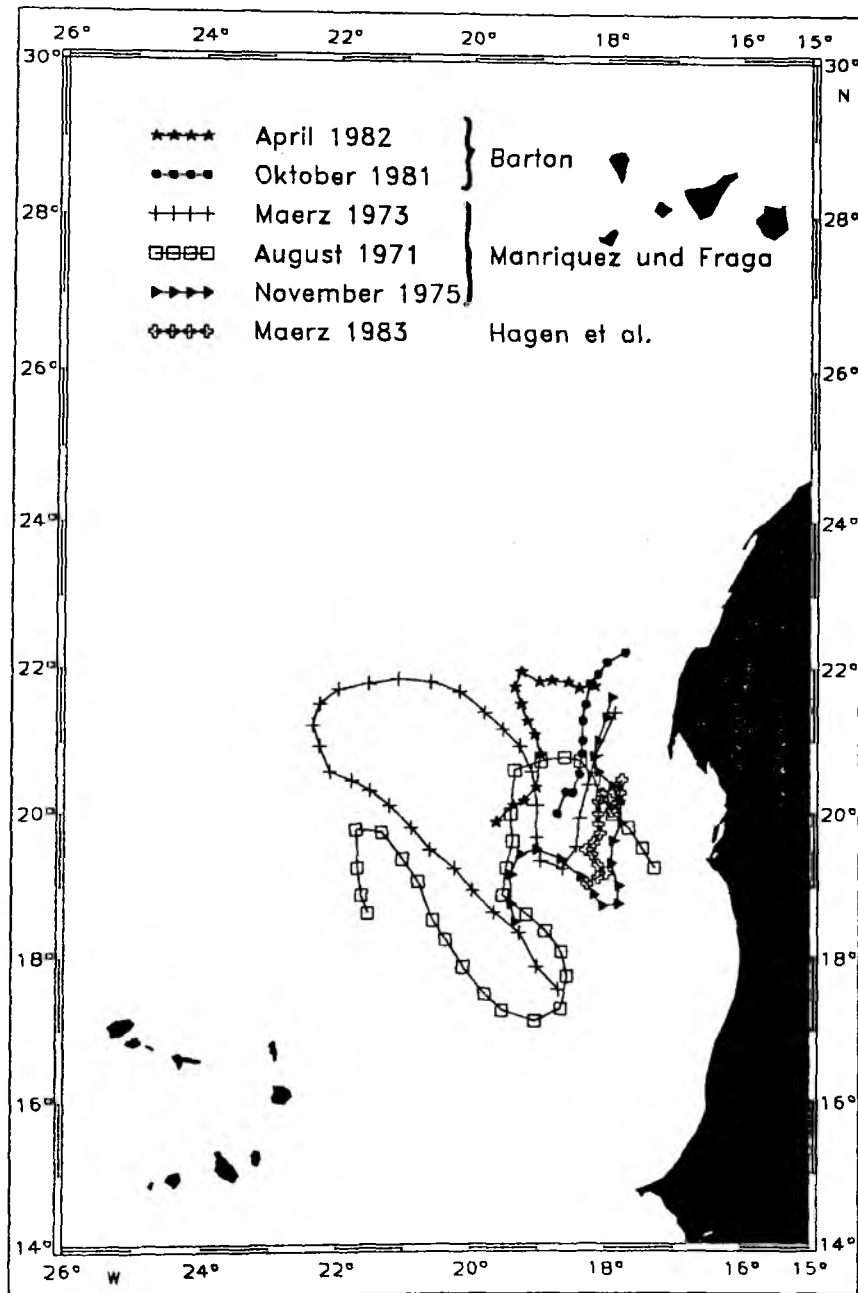


Abbildung 3.2: Die Lage der Zentralwassermassengrenze in früheren Beobachtungen. Zur Festlegung der Front wurden von Barton (\*\*\*\*, ••••) die Position der 36.0-Isosaline im 150 m-Niveau benutzt, Hagen et al. (◊◊◊◊) sowie Manriquez und Fraga (□□□□, + + +, ◀◀◀) repräsentieren die Front durch 50% NACW-Gehalt in der Wassermasse. Eine Erklärung der Symbolauswahl ist in der zugehörigen Legende gegeben.

lation und UUC verlaufen in entgegengesetzter Richtung.

Die Frontvermessungen von Barton (1987) wurden im Frühjahr (April) und im Herbst (Oktober) durchgeführt (siehe Abb. 3.2), mit kontinuierlichen Strommessungen im dazwischenliegenden Zeitraum. Die Ausbreitung des SACWs nach Norden konnte bis Cap Blanc (22°N) nachgewiesen werden. Dort trifft das nach Norden strömende SACW auf den nach Süden setzenden Kanarenstrom, der sich an der küstenparallelen Konfluenz von der Küste löst und von da an in tieferem Wasser fließt. Auf dem Schelf war die Zentralwassermassengrenze bis zur Oberfläche zu verfolgen, in der Tiefe konnte eine Verlagerung der Frontachse nach Westen hin festgestellt werden. Anders als die Azorenfront, die mit einem starken Dichtegradienten und entsprechenden baroklinen Strömungen entlang der Front einhergeht, weist die Zentralwassermassengrenze keine entsprechende Dichtefront auf, da sich die horizontalen Temperatur- und Salzgehaltsdifferenzen quer zur Front in ihrem Effekt auf die Dichte nahezu ausgleichen (Stramma und Müller, 1989). Die auf dem Schelf beobachteten Gradienten in Temperatur und Salzgehalt nehmen Werte von 3 °C/10 km und ca. 0.9 psu/10 km an (Barton, 1987) und haben damit ähnliche Beträge wie die in der Azorenfont beobachteten. Man sollte erwarten, daß es an einer derart starken thermohalinen Front eine konvergente Bewegung quer zur Front gibt, die die Front gegen den Einfluß der Diffusion stabilisiert. Bartons Versuch, eine konvergente Geschwindigkeitskomponente quer zur Front aus Verankerungsdaten nachzuweisen, führten aus mehreren Gründen zu keinem befriedigenden Ergebnis. Zum ersten war es wegen der hohen Variabilität in den Zeitreihen schwierig, die mittlere Strömung und damit die Beträge der Quer- und Normalkomponente, bezogen auf die Frontlage, festzulegen. Zum zweiten führten zeitliche Veränderungen in der Frontposition und Frontorientierung zu weiteren Problemen in der Festlegung der beiden Geschwindigkeitskomponenten. Ein drittes grundsätzliches Problem liegt darin, daß die von Barton (1987) abgeschätzten Konvegenzraten sehr klein waren und damit Differenzen in der Geschwindigkeitskomponente quer zur Front in der Größenordnung von 0.1 cm/s hätten aufgelöst werden müssen. Barton (1987) schloß daher, daß die von ihm ermittelten divergenten Bewegungen quer zur Front nicht real waren und auf Berechnungsproblemen beruhten. Beim Vergleich der beiden Frontvermessungen zeigten sich saisonale Unterschiede in der Stärke der Zentralwassermassengrenze, die Gradienten schwächten sich vom Frühjahr zum Herbst hin ab (Barton, 1987).

Ein weiteres wichtiges Merkmal der Zentralwassermassengrenze, das in vielen Unter-

suchungen an Fronten gefunden wurde, sind Intrusionen. Es kommt zu solchen Intrusionen, da an der dichtekompensierten Front gute Bedingungen für "Interleaving" bestehen und solche Strukturen sich dann entlang von Dichteflächen in die jeweils anderen Wassermassen hinein ausbreiten können. Im Bereich des Schelfs findet man Intrusionen mit vertikalen Skalen von 10-20 m Dicke und ca. 20 bis 80 km horizontaler Erstreckung (Barton, 1987). Barton untersuchte eine besonders ausgeprägte Intrusion von warmem, salzreichem NACW in das kältere, salzärmere SACW im Detail und fand dabei Hinweise darauf, daß Doppeldiffusion ein wichtiger Prozeß in solchen Intrusionen ist. Beide Seiten der Intrusion zeigten die für doppeldiffusive Prozesse typischen Treppenstrukturen, und hochauflösende zeitliche Messungen ergaben, daß die Intrusion quer zu Dichteflächen langsam aufstieg. Der gemessene Auftriebsfluß lag bei  $3 \cdot 10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Ein Aufsteigen einer doppeldiffusiv beeinflussten Intrusion muß man erwarten, da diese einen Auftriebsgewinn aus der Dominanz des nach unten gerichteten Salzflusses in den Salz-fingern zieht.

Die Existenz eines zweiten Stromzweiges mit hohen SACW-Gehalten wurde in den Arbeiten von Hagen et al. (1986) und Hagen und Schemainda (1987) deutlich. Hagen et al. (1986) fanden hohe SACW-Konzentration, verbunden mit nordwärtigen Strömungen, sowohl über dem Schelf als auch 400 km von der Küste entfernt. In ihrem von 16 bis 21°N reichenden Untersuchungsgebiet konnte ein Abdrehen des küstenferneren Stroms nach Nordwesten im Bereich der Kapverdischen Inseln beobachtet werden. Auf dem Schelf ließ sich die Wassermassengrenze in dieser Vermessung bis 20 °N verfolgen. Daß dieser küstenfernere Zweig einen quasi-permanenten Bestandteil in der SACW-Ausbreitung darstellt, zeigte sich in den Vermessungen von Hagen und Schemainda (1987), die diesen Zweig auch ein Jahr später in ihren Meßdaten wiederfanden. Die Messungen von Manriquez und Fraga (1982), die weit ins Innere des Ozeans hinausreichen, machen deutlich, daß die Lage der Front hier sehr variabel ist und Mäander in der Größenordnung von 200 km auftreten können.

Zusammenfassend lassen sich aus den früheren Beobachtungen folgende Aussagen treffen:

- Die Zentralwassermassengrenze ist eine in der Dichte weitgehend kompensierte Front mit hohen Temperatur- und Salzgehaltsgradienten quer zur Front.
- Die Zentralwassermassengrenze läßt sich auf dem Schelf bis zu einer geographi-

- schen Breite von 20°N als quasi-permanente Front nachweisen.
- SACW wird zum einem mit dem UUC entlang der afrikanischen Küste nach Norden transportiert, zum anderen mit einem küstenferneren Strom bis auf die Höhe der Kapverdischen Inseln.
  - Der Bereich der Front wird durch "Interleaving" und Intrusionen gekennzeichnet.
  - In den Intrusionen spielt Doppeldiffusion eine wichtige Rolle.
  - Großräumige Mäanderstrukturen mit Skalen von 200 km treten im tiefen Ozean auf.

### **3.2 Beobachtungen der Zentralwassermassengrenze in hydrographischen Schnitten aus den Jahren 1986 - 1989.**

Um die NO-SW orientierte Zentralwassermassengrenze im Bereich der Kapverden-Frontalzone zu untersuchen, wurden die früher beschriebenen hydrographische Messungen auf Schnitten etwa orthogonal zur Front durchgeführt. Das Stationsnetz war während der Vermessungen in den drei aufeinanderfolgenden Jahren unterschiedlich, es wurde aber versucht, so weit wie möglich überlappende Netze zu erhalten, um eine direkte Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten. Vor allem ein längerer Schnitt, der aus dem Bereich des Kanarenbeckens auf den Schelf vor Dakar zuführt, wurde in allen Jahren durchgeführt (s. Abb.2.1a) und soll im folgenden benutzt werden, um die vertikalen Strukturen in der Zentralwassermassengrenze und die beobachtete zwischenjährliche Variabilität zu beschreiben.

Temperatur und Salzgehalt wurden in nahezu allen früheren Untersuchungen wegen der deutlichen Gradienten als Tracer für die Zentralwassermassengrenze benutzt. Allerdings erlaubt es auch der große Unterschied in den Nährstoff- und Sauerstoffkonzentrationen zwischen NACW und SACW, aus der Verteilung dieser Größen Rückschlüsse auf die Lage der Zentralwassermassengrenze zu ziehen. NACW zeichnet sich durch geringe Nährstoffkonzentrationen und Sauerstoffreichtum aus, SACW hat im Gegensatz dazu hohe Nährstoffkonzentrationen und niedrigen Sauerstoffgehalt. Der Nährstoffkontrast in den Zentralwassermassen ist erheblich. Während z.B. in reinem NACW im 150 m-Niveau Phosphatgehalte kleiner als  $0.4 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$  beobachtet werden, liegen



die entsprechenden Werte in reinem SACW höher als  $1.4 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ . Diese extremen Nährstoffgegensätze sind auch biologisch bedeutsam. So siedelt z.B. die Copepodenart *Calanoides Carinatus* vorrangig in Gebieten, in denen der SACW-Gehalt höher als 70% liegt, und reagiert empfindlich auf Änderungen ihrer Umgebung (Hagen et al., 1986).

Abb. 3.3 zeigt Vertikalschnitte von Temperatur, Salzgehalt, potentieller Dichte und geostrophischer Stromkomponente quer zum Schnitt für den November 1986. Abb. 3.4 zeigt die zugehörigen Verteilungen von Nitrat, Phosphat, Silikat und Sauerstoff. Die Zentralwassermassengrenze schneidet diesen Schnitt zwischen den Stationen 318 und 319, gut erkennbar an den starken Gradienten in den oberen 400 m. NACW dominiert den Bereich nördlich von Station 318, und SACW beeinflusst vor allem den südlichen Teil des Schnitts. Trotz der hohen Salzgehaltsdifferenzen (0.8 psu) und Temperaturdifferenzen ( $3.0 \text{ }^\circ\text{C}$ ) zwischen den beiden Stationen ist in dem Schnitt der potentiellen Dichte kein starkes Signal zu erkennen. Die Dichtelinien zeigen einen generellen Anstieg von Nordwesten nach Südosten, mit einem etwas steileren Anstieg zwischen Station 318 und 319. Der Dichtesprung wäre ca. dreimal so stark wie beobachtet, wenn nur einer der Gradienten allein aufträte, d.h., daß sich wie schon in den Frontbeobachtungen auf dem Schelf die Temperatur- und Salzgehaltsgradienten in Bezug auf die Dichte weitgehend kompensieren. Intrusionsartige Strukturen findet man in vielen Vertikalprofilen. Ein Beispiel dafür sieht man zwischen Station 319 und 324 unterhalb von 300 m. Zusätzlich führen die in den Vertikalprofilen auftretenden Treppestrukturen zu den unruhigen Isolinienverläufen. An der Oberfläche ist die Zentralwassermassengrenze in der Temperaturverteilung nicht zu erkennen, da sie von einer ca. 50 m dicken homogenen Schicht maskiert wird. Im Salzgehalt deutet sich durch an die Oberfläche tretende Isohalinen ein schwaches Oberflächensignal an, das aber aufgrund seiner T/S-Charakteristik nicht den Zentralwassermassen entspricht, sondern eine Form von Oberflächenwasser darstellt. Eine Besonderheit auf diesem Schnitt ist die Aufwölbung von Isothermen und Isohalinen bei Station 315, die mit einer Mittelmeerwasserlinse im Tiefenbereich unterhalb 1000 m verbunden ist (hier nicht dargestellt) und im Detail von Zenk et al. (1991) beschrieben wurde. Die geostrophische Stromkomponente quer zum Schnitt zeigt unterschiedliche Strömungsrichtungen auf beiden Seiten der Zentralwassermassengrenze. Den südwardigen Transport des Kanarenstroms findet man nordwestlich der Front, die geostrophischen Stromgeschwindigkeiten liegen im Kern bei  $10 \text{ cm/s}$ . Südöstlich der Front im Bereich des SACW findet man dagegen Strömungen in Richtung Norden. Als Referenzniveau für die geostrophischen Berechnungen diente die Tiefenlage der  $4.7^\circ\text{C}$ -Isotherme, die die Grenzfläche zwischen AAIW

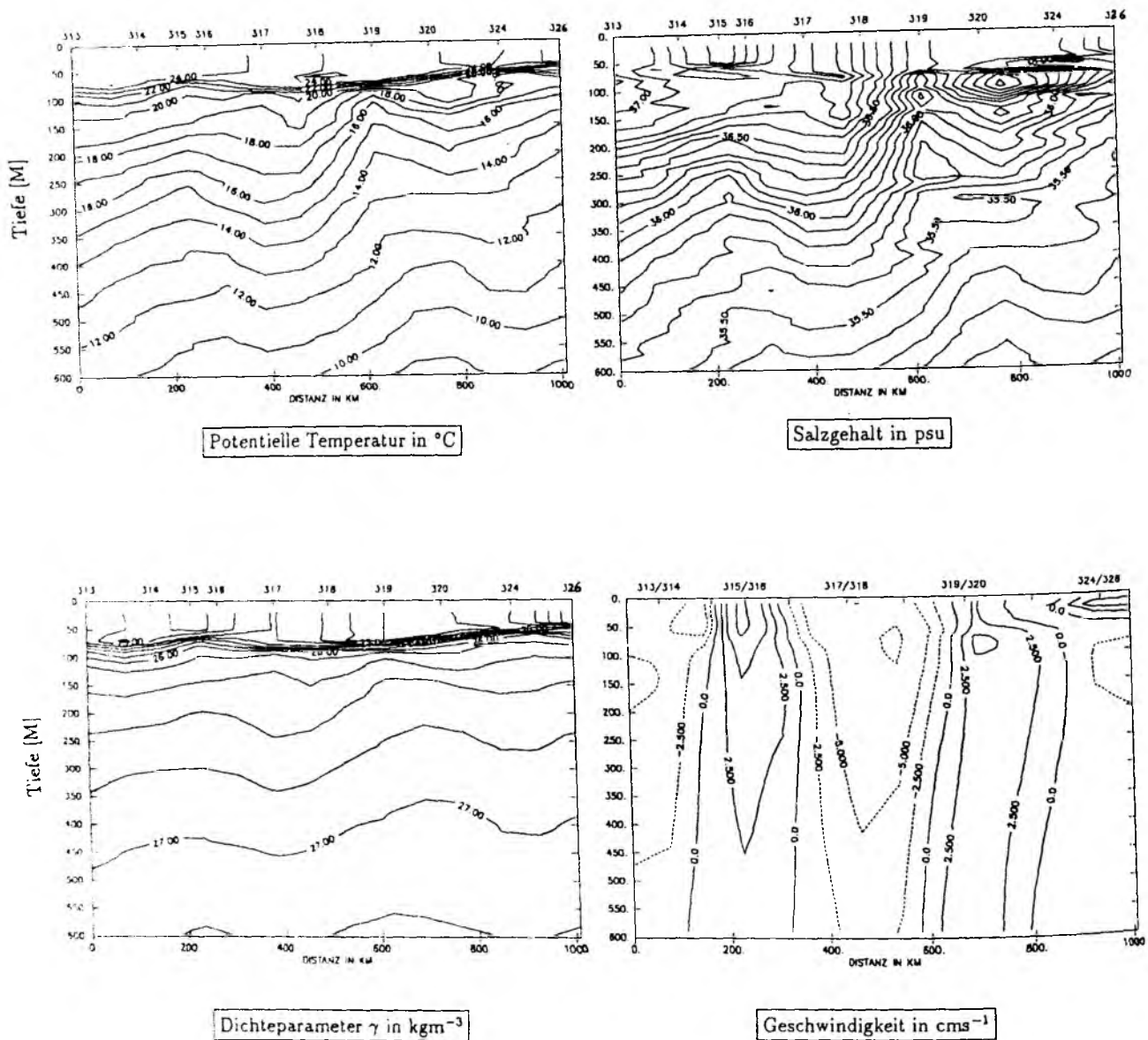


Abbildung 3.3: Schnitt durch die Kapverden-Frontalzone für die "Meteor"-Reise 4. Abgebildet sind die oberen 600 m der Vertikalverteilungen von potentieller Temperatur, Salzgehalt, potentieller Dichte und geostrophischer Geschwindigkeit. Positive Strömungswerte sind durch durchgezogene Linien wiedergegeben und weisen in Richtung Nordosten. Die Numerierung der oben in den Schnitten angegebenen Stationen und die Lage des Schnittes sind in der Weiskarte in Abb. 3.4 dargestellt.

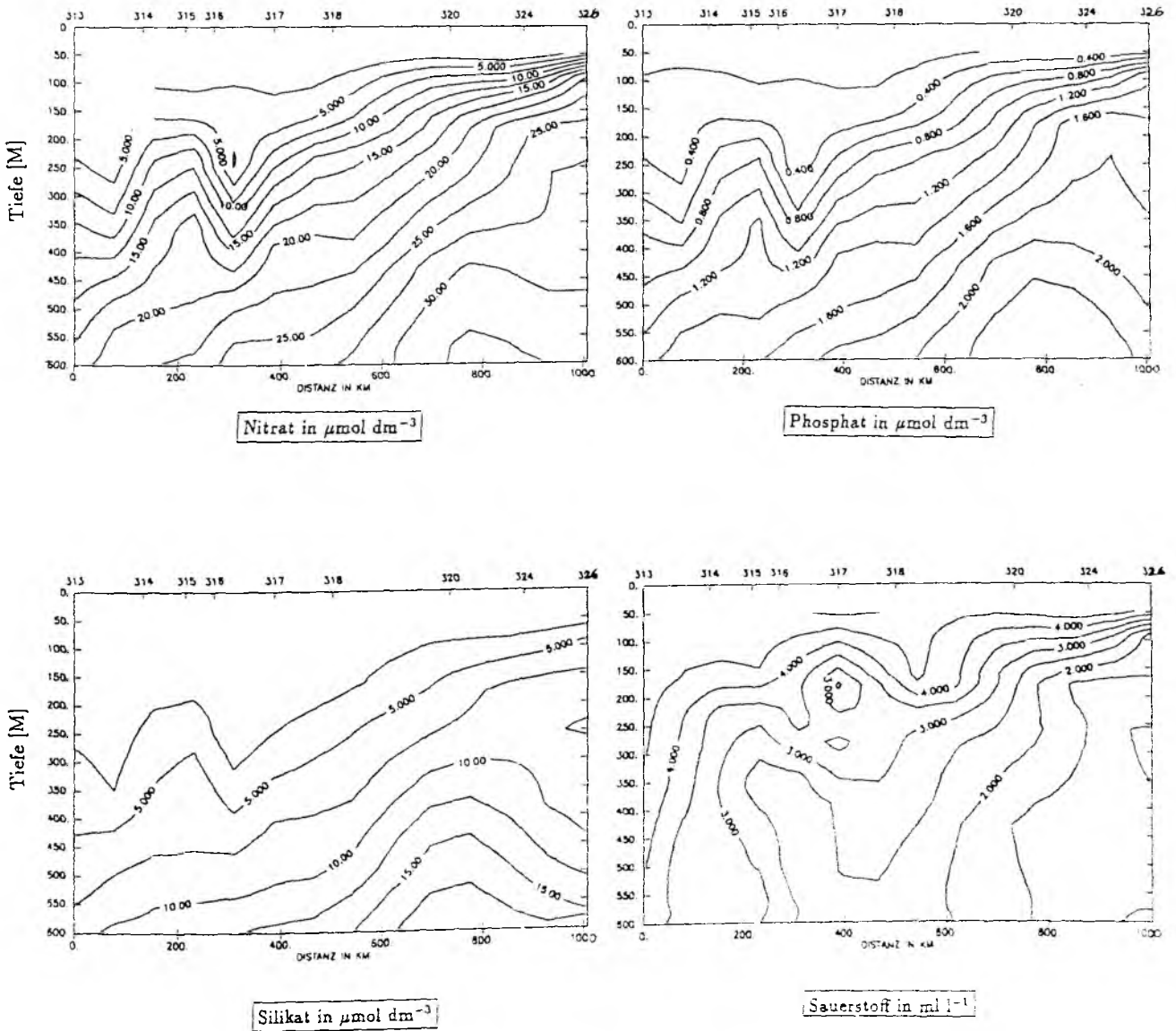
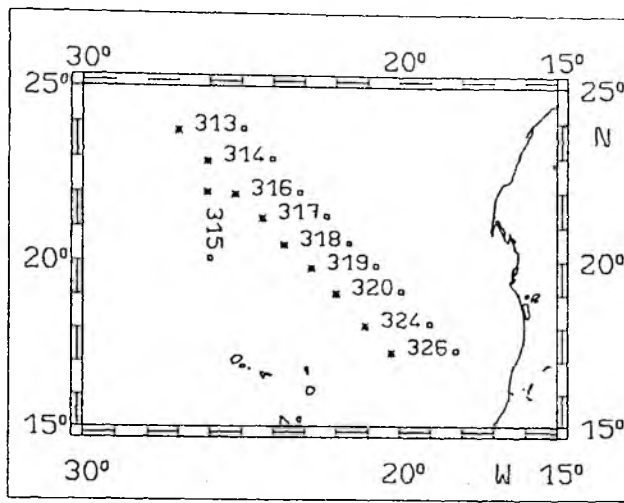


Abbildung 3.4: wie Abb. 3.3, aber Verteilungen der Nährstoffe Nitrat, Phosphat und Silikat sowie des gelösten Sauerstoffs.

und oberem NADW markiert. Die Nährstoffverteilungen (Abb. 3.4) zeigen ein generelles Ansteigen der Isolinien von Nordwest nach Südost. Daß der Übergang von NACW zu SACW in den Nährstoffen kleinere Horizontalgradienten als in den Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen zeigt, hat zwei Gründe: einmal fehlen Nährstoffdaten auf Station 319, also dort, wo die Hauptgradienten in Temperatur und Salzgehalt auftraten, und zum anderen sind die Strukturen wegen der geringen vertikalen Auflösung in den Rosettendaten  $O(100\text{ m})$  stark geglättet. In den beiden darauffolgenden Reisen erlaubte der Einsatz einer 24er-Rosette eine bessere Auflösung im Zentralwasserbereich.

Abb. 3.5 zeigt Verteilungen von Temperatur, Salzgehalt, potentieller Dichte und geostrophischer Geschwindigkeit entlang dem gleichen Schnitt im November 1987, exakt ein Jahr später. Der Schnitt setzt diesmal erst weiter südlich ein und beginnt auf der Höhe von Station 316 in der vorherigen Darstellung. Die Verhältnisse haben sich im Vergleich zum Vorjahr drastisch geändert. Die T/S-Werte bei Station 818 entsprechen denen von SACW, während im Vorjahr diese Station noch deutlich im Bereich nahezu reinen NACWs lag. Ähnlich niedrige Salzgehalte wie z.B. in 300 m Tiefe auf dieser Station findet man erst wieder mehr als 400 km südlich zwischen den Stationen 822 und 838, wo auch die Hauptfront angetroffen wurde. Da allein Station 818 diese anomal niedrigen Temperatur- und Salzgehaltswerte aufwies und keine Stationen weiter nördlich bzw. westlich vorliegen, lassen sich leider keine Aussagen über die genaue Struktur dieser SACW-Penetration machen. Inwiefern es sich dabei um einen Mäander in der Front oder um einen abgschnürten Wirbel handelt, bleibt unklar. Das Kriterium des Auftretens der 36.0-Isohaline in 150 m erweist sich wiederum als recht gut geeignet zur Repräsentation der Frontlage. Im Vergleich zum Vorjahr hat sich demnach die Front in diesem Niveau um ca. 200 km nach Süden verschoben. Die Wassermassengrenze fällt wiederum mit einem Richtungswechsel von südwärtigen Strömungen im NACW auf nordwärtige Strömungen im SACW zusammen. Maximale Stromgeschwindigkeiten im Kanarenstrom erreichen wie im Vorjahr 10 cm/s. Die Temperaturverteilung an der Oberfläche zeigt kein Oberflächensignal der Front, im Salzgehalt findet man wieder schwache Anzeichen von Oberflächengradienten. Aufgrund der höheren räumlichen Auflösung ist die Zentralwassermassengrenze nun auch deutlich in den Nährstoffen zu sehen (Abb.3.6). Zwischen Station 822 und 838 findet man im oberen Tiefenbereich den Übergang vom nährstoffarmen NACW zum nährstoffreichen SACW, in tieferen Schichten ist die Front nach Westen verschoben und verläuft bei Station 821.

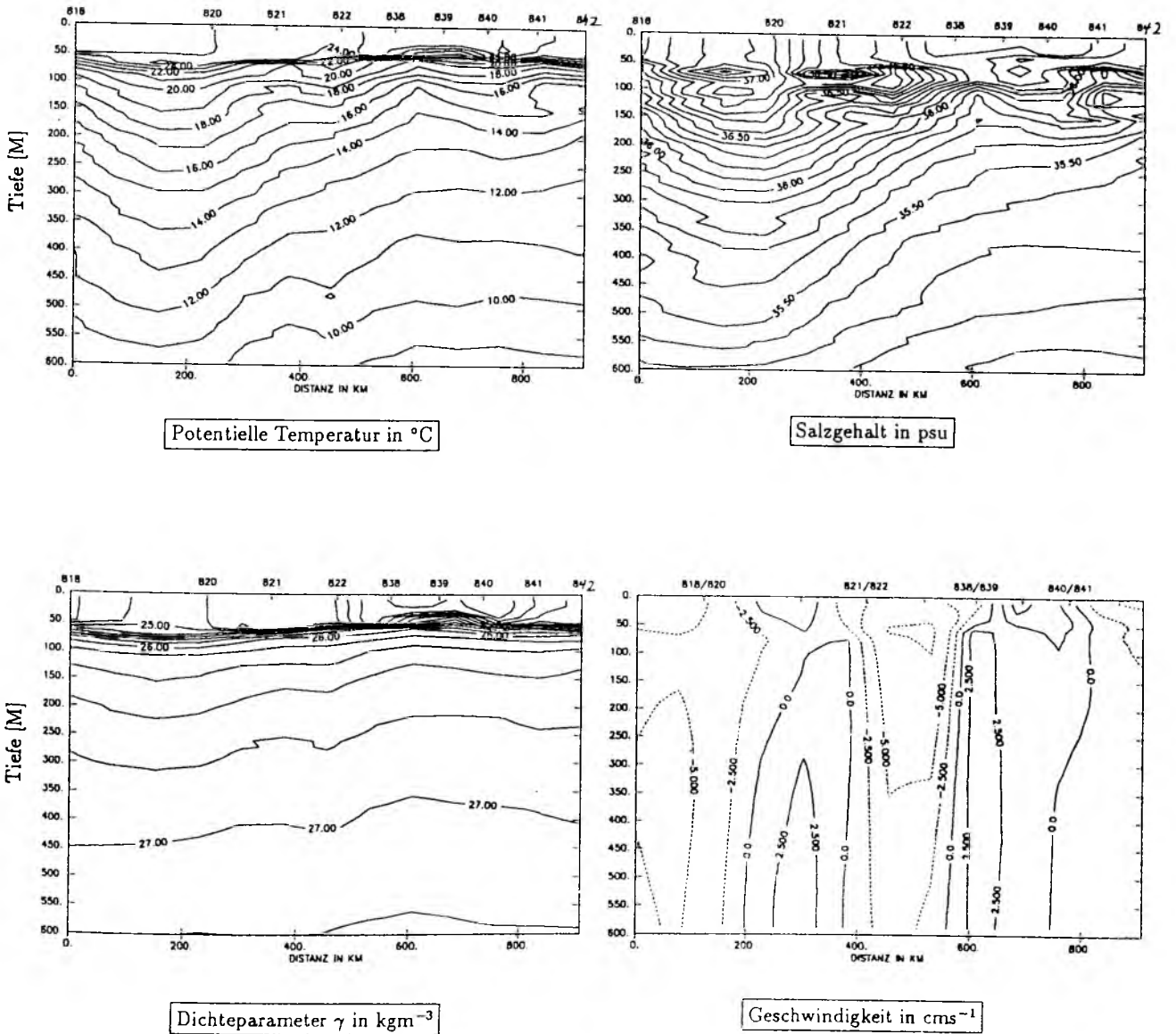


Abbildung 3.5: Schnitt durch die Kapverden-Frontalzone für die "Meteor"-Reise 6. Abgebildet sind die oberen 600 m der Vertikalverteilungen von potentieller Temperatur, Salzgehalt, potentieller Dichte und geostrophischer Geschwindigkeit. Positive Strömungswerte sind durch durchgezogene Linien wiedergegeben und weisen in Richtung Nordosten. Die Numerierung der oben in den Schnitten angegebenen Stationen und die Lage des Schnittes sind in der Weiserkarte in Abb. 3.6 dargestellt.

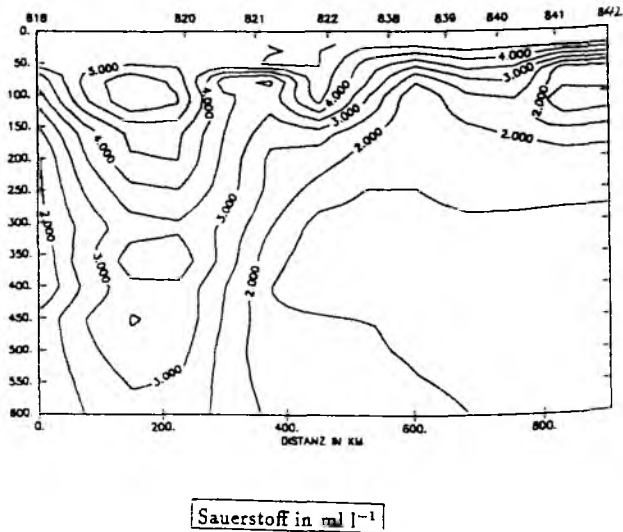
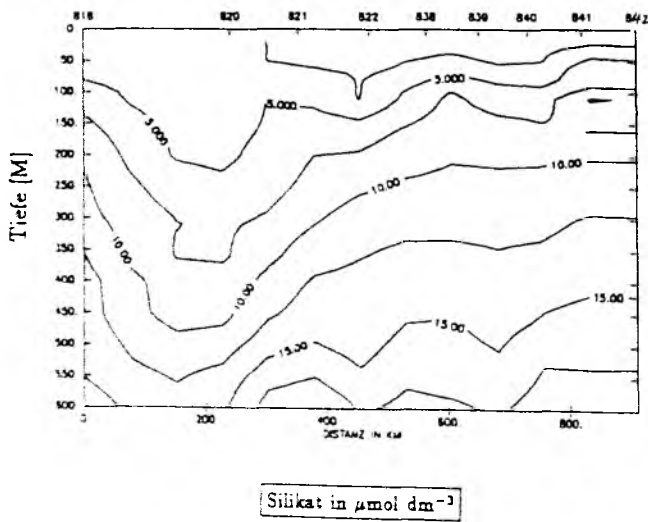
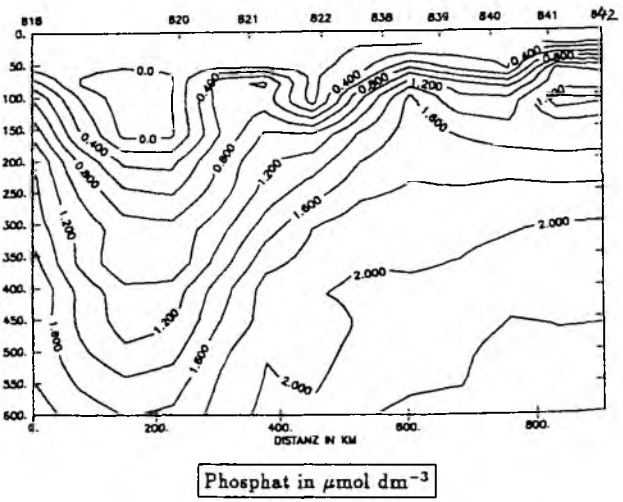
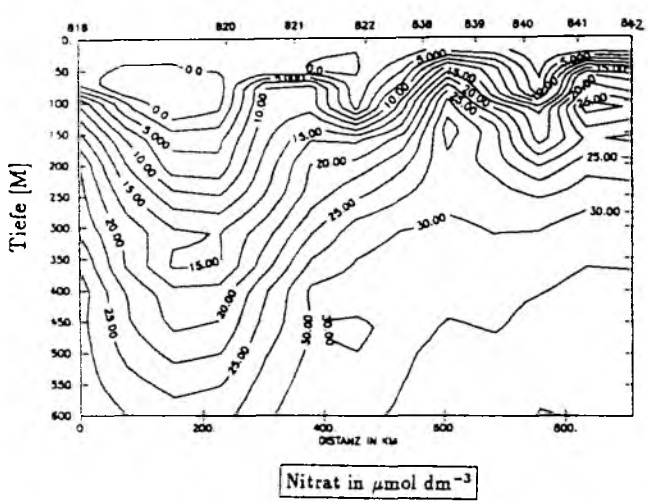
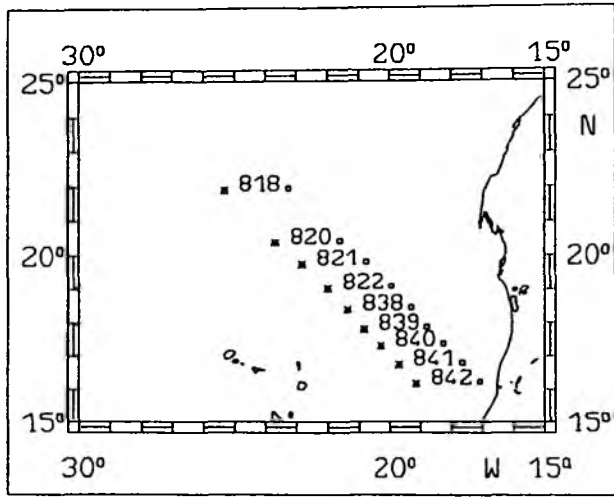


Abbildung 3.6: wie Abb. 3.5, aber Verteilungen der Nährstoffe Nitrat, Phosphat und Silikat sowie des gelösten Sauerstoffs.

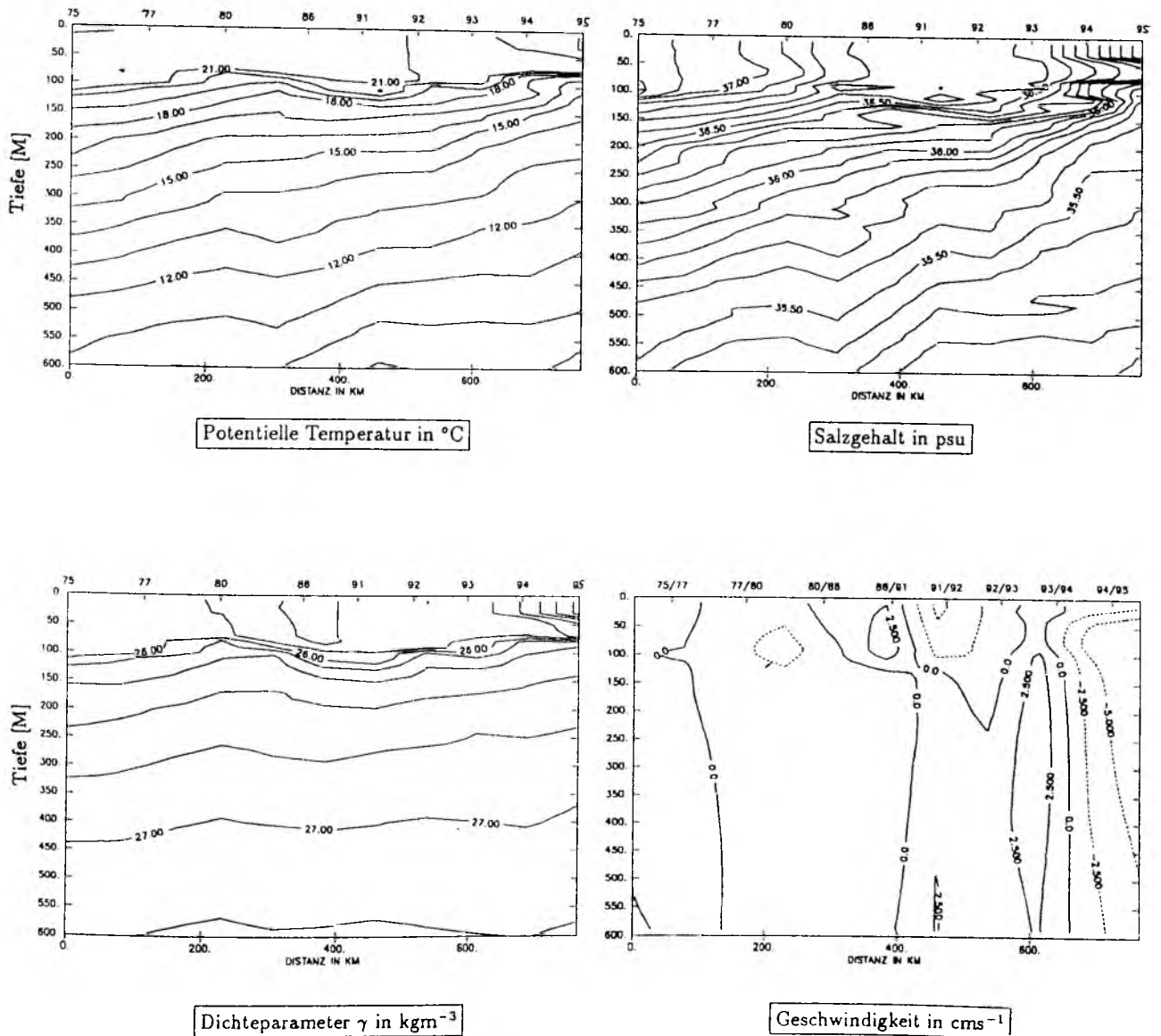
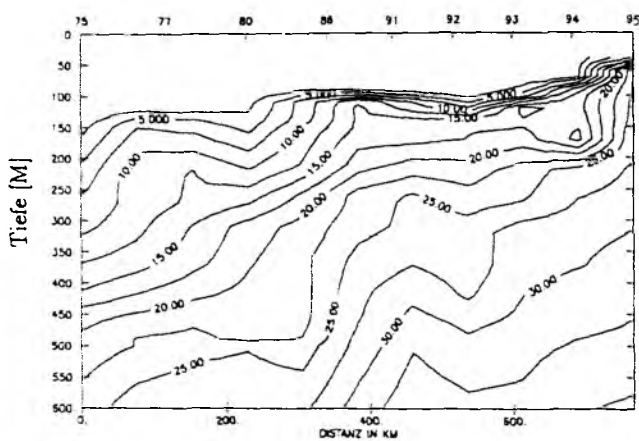
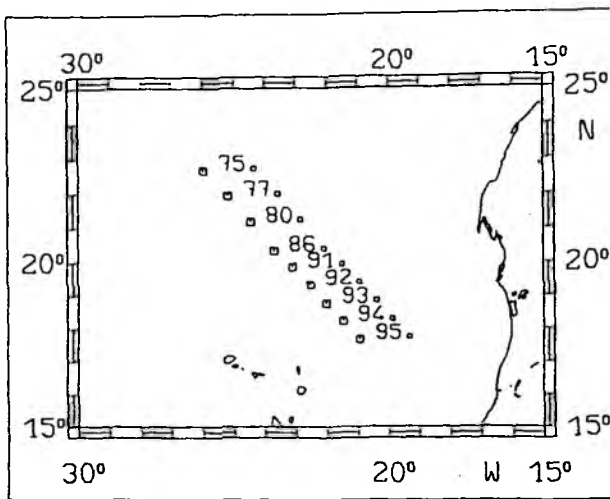
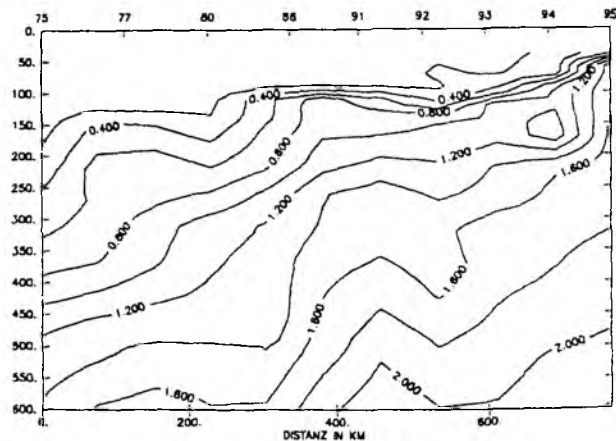


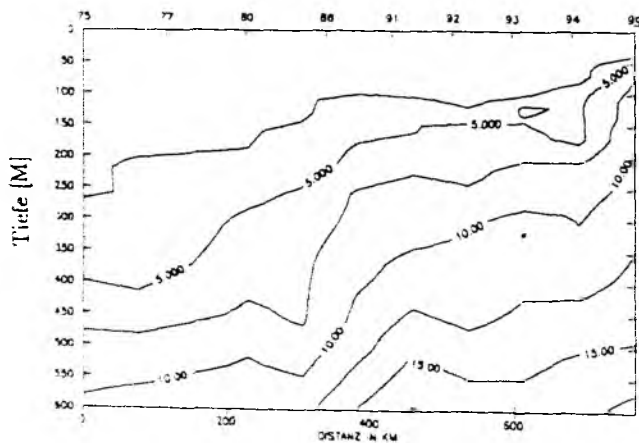
Abbildung 3.7: Schnitt durch die Kapverden-Frontalzone für die "Meteor"-Reise 9. Abgebildet sind die oberen 600 m der Vertikalverteilungen von potentieller Temperatur, Salzgehalt, potentieller Dichte und geostrophischer Geschwindigkeit. Positive Strömungswerte sind durch durchgezogene Linien wiedergegeben und weisen in Richtung Nordosten. Die Numerierung der oben in den Schnitten angegebenen Stationen und die Lage des Schnittes sind in der Weiserkarte in Abb. 3.8 dargestellt.



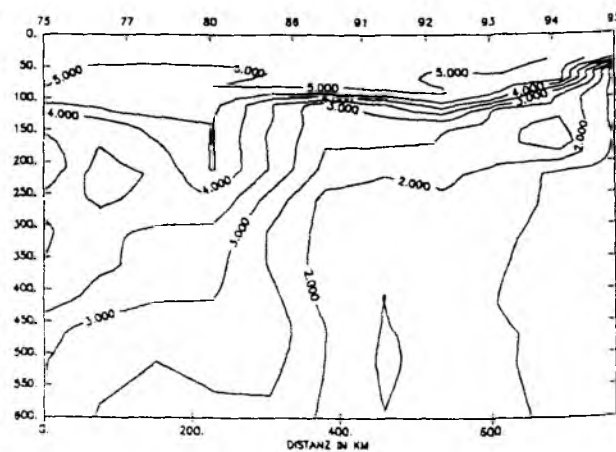
Nitrat in  $\mu\text{mol dm}^{-3}$



Phosphat in  $\mu\text{mol dm}^{-3}$



Silikat in  $\mu\text{mol dm}^{-3}$



Sauerstoff in  $\text{ml l}^{-1}$

Abbildung 3.8: wie Abb. 3.7, aber Verteilungen der Nährstoffe Nitrat, Phosphat und Silikat sowie des gelösten Sauerstoffs.



Abb. 3.7 zeigt Vertikalschnitte der Temperatur, des Salzgehalts, der potentiellen Dichte und der geostrophischen Strömung während der letzten Vermessung im Februar 1989. Die Daten charakterisieren, im Gegensatz zu den früheren Beobachtungen, die im Spätherbst durchgeführt wurden, diesmal Spätwinterbedingungen in der Kapverden-Frontalzone. Der Einsatzpunkt des Schnittes ist mit dem des Vorjahres identisch, und im Vergleich beider Schnitte (s. Abb. 3.5) wird ein erneuter Wechsel der Wassermassencharakteristik an der nördlichen Position deutlich. Die SACW-Anomalie, die den nördlichen Teil des Schnittes in der vorherigen Vermessung dominiert hatte, ist vollständig verschwunden, und die normale NACW-Charakteristik ist wiederhergestellt. Generell kann man während dieser Vermessung geringere horizontale Gradienten beobachten, sowohl in der Temperatur als auch im Salzgehalt. Vor allem die Isohalinen verlaufen in den oberen 200 m nahezu waagrecht und machen eine Festlegung der Frontlage über das Salzgehaltskriterium schwieriger. In 150 m Tiefe tritt die Front nach diesem Kriterium erst am südlichen Ende des Schnittes bei Station 93 auf. Auffälliger als in den Jahren zuvor ist die Westwärtsneigung der Front mit der Tiefe. In größeren Tiefen findet man stärkere Gradienten in Temperatur und Salzgehalt zwischen den Stationen 86 und 91, also 250 km nordwestlich der oberen Front. Die Nährstoffschnitte (Abb. 3.8) zeigen diesen tieferen Teil der Front ganz deutlich mit nahezu vertikalen Isolinienverläufen.

Da sich in den Vertikalschnitten die Festlegung der Frontlage durch die 36.0-Isohaline bewährt hat, soll die Horizontalverteilung des Salzgehaltes in 150 m dazu dienen, den Frontverlauf in der Horizontalebene festzulegen. Um von den unregelmäßigen Stationsgittern auf ein regelmäßiges Gitter interpolieren zu können, wurden die vorliegenden Daten mittels einer objektiven Analyse bearbeitet, wobei die Korrelationskala wie schon in den vorherigen Analysen zu 350 km gewählt wurde. Der horizontale Trend in den Eingangsfeldern wurde in einer zweidimensionalen Regressionsanalyse berücksichtigt. In Bereichen, in denen die Fehlervarianz mehr als 50% der totalen Varianz betrug, wurde auf eine Einzeichnung von Isolinien verzichtet.

Abb. 3.9 zeigt die Verteilung des Salzgehalts in 150 m Tiefe für das Jahr 1986. Man erkennt eine generelle Abnahme des Salzgehalts von Nordwest nach Südost, entsprechend dem Salzgehaltsgegensatz zwischen NACW und SACW. Wassermassen mit Salzgehalten grösser als 36.0 psu sind von NACW stark beeinflusst, Wassermassen mit Werten unter 36.0 psu von SACW. An der afrikanischen Küste sieht man eine weitere

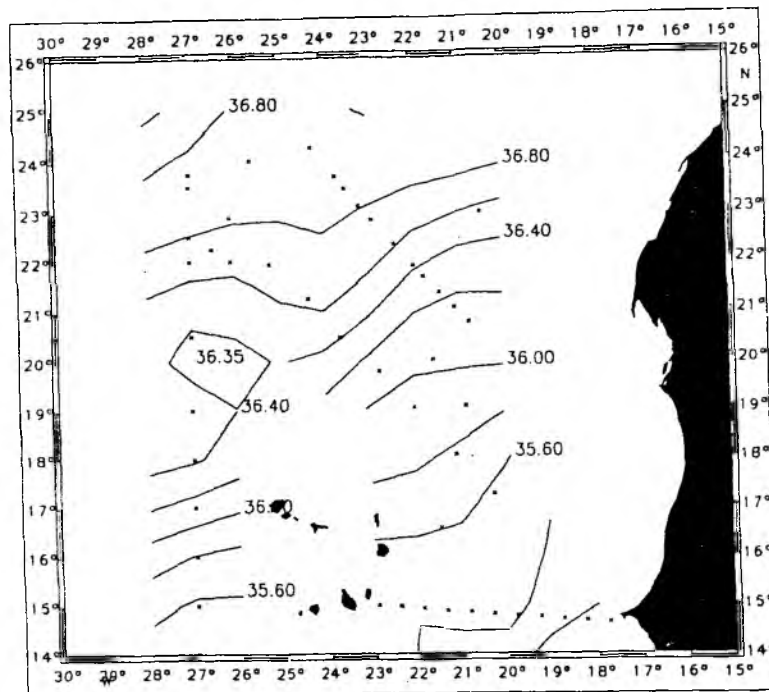


Abbildung 3.9: Verteilung des Salzgehaltes in 150 m Tiefe, dargestellt aus einer objektiven Analyse für die Daten der "Meteor"-Reise 4. Die gewählte isotrope Korrelationskala liegt bei 350 km. In Bereichen, in denen die Fehlervarianz mehr als 50% der Gesamtvarianz betrug, sind Isolinien ausgeblendet. Kreuze geben die Positionen der Meßdaten wieder, die in diese Analyse einbezogen worden sind. Die Lage der Zentralwassermassengrenze wird durch die Position der 36.0-Isohaline repräsentiert.

Erniedrigung des Salzgehaltes im Küstenauftriebsgebiet, die allerdings nur durch ein paar Stationen abgestützt ist. Die Zentralwassermassengrenze, gegeben durch die 36.0-Isohaline, deutet in guter Übereinstimmung mit früheren Messungen auf dem Schelf ein Vordringen von SACW bis ca. 20 °N an. Auf der Höhe der Kapverdischen Inseln verläßt die Zentralwassermassengrenze dann das Untersuchungsgebiet.

In der Horizontalverteilung des Salzgehaltes für das Jahr 1987 (Abb. 3.10) wird die Nordost-Südwest-Ausrichtung der Zentralwassermassengrenze in der Kapverden-Frontalzone am deutlichsten. Die anomalen Verhältnisse an der nordwestlichen Ecke des Untersuchungsgebietes werden durch das erneute Auftreten der 36.0-Isohaline wiedergegeben. Abb. 3.11 zeigt die Salzgehaltsverteilung im Februar 1989. Um die Kapverdischen Inseln erkennt man in dieser Karte eine Auslenkung der Isohalinen.

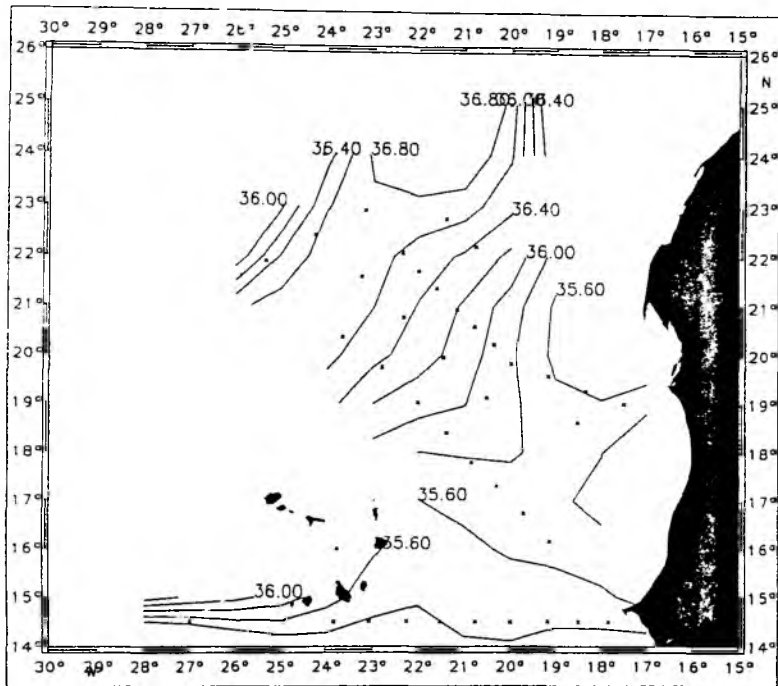


Abbildung 3.10: wie Abb. 3.9, aber für die Daten der "Meteor"-Reise 6.

Dabei wird westlich der Inseln NACW weiter nach Süden verfrachtet, während im Gegenzug östlich der Inseln SACW weiter nach Norden vordringt. Geographisch deckt sich dies mit der von Hagen et al. (1986) beschriebenen Position für den küstenferneren Stromzweig mit hohen SACW-Konzentration. Westlich von 35 °W wird das Untersuchungsgebiet nur noch von NACW beeinflusst, und die Lage der Zentralwassermassegrenze stimmt dabei gut mit der von Stramma (1984) ermittelten mittleren Lage des Systems Kanarenstrom-Nordäquatorialstrom überein.

### 3.3 Beobachtungen der Zentralwassermassegrenze in Verankerungszeitreihen

Der vorherige Abschnitt zeigte große Unterschiede in den Frontvermessungen der drei Jahre 1986, 1987 und 1989. Über die zeitliche Entwicklung zwischen den einzelnen Vermessungen ließen sich aus den hydrographischen Schnitten keine Angaben machen. Dies soll im folgenden anhand von Verankerungszeitreihen geschehen. Für den Zeitraum November 1986 bis November 1987 waren auf einer Nordwest - Südost verlau-

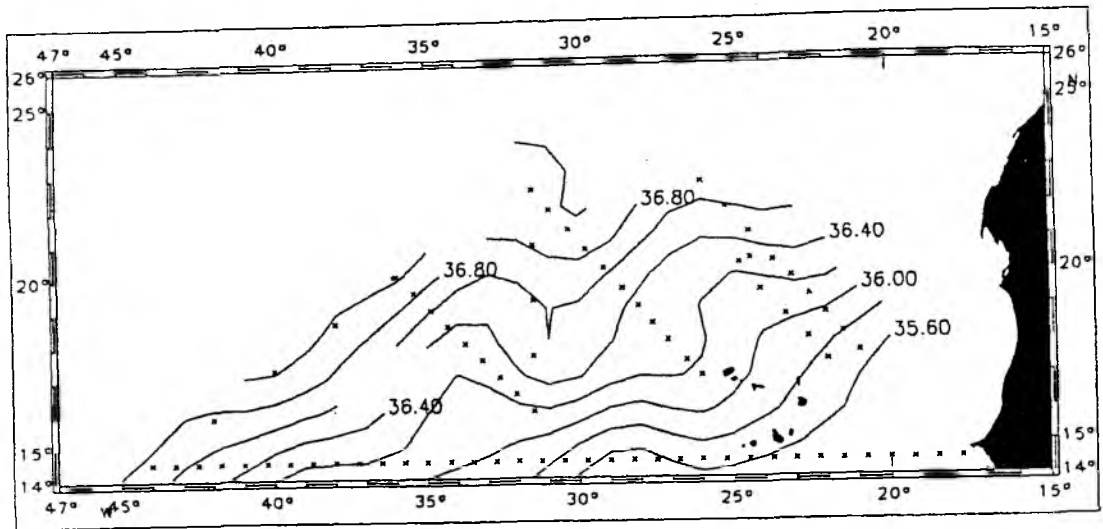


Abbildung 3.11: wie Abb. 3.9, aber für die Daten der "Meteor"-Reise 9.

fenden Linie die schon vorgestellten Verankerungen W4 bis W2 ausgebracht (s. Abb. 2.1b). Die hydrographischen Vermessungen im November 1986 ergaben, daß diese Verankerungslinie die Zentralwassermassengrenze einmal orthogonal schnitt, wobei die nördlichen Verankerungen W4 und W3 im NACW Bereich lagen, die Front in der Höhe der Verankerung W2 durch die Verankerungslinie lief und sich südlich davon ein Gebiet mit von SACW beeinflussten Wassermassen anschloß. Einige der Aanderaa-Strömungsmesser an den Verankerungspositionen waren zusätzlich mit Temperatur- und Leitfähigkeitssensoren ausgestattet, so daß auf diese Weise die zeitliche Entwicklung der Zentralwassermassengrenze erfaßt werden konnte. Die Kalibrierung der Temperatur- und Salzgehaltszeitreihen erfolgte durch Vergleich der Anfangs- und Endwerte der Zeitreihen mit CTD-Profilen, die bei Auslegung und Aufnahme der Verankerungen erhalten wurden. Eventuelle Abweichungen zwischen der Anfangs- und Endkorrektur mußten durch einen linearen zeitlichen Trend ausgeglichen werden, da während der Einsatzdauer der Geräte keine weiteren Vergleichsmöglichkeiten zur Verfügung standen. Die Temperatur- und Salzgehaltszeitreihen lassen sich zu einer einzigen Größe zusammenfassen, nämlich dem Anteil an NACW bzw. SACW, wenn man isopyknische Vermischung zwischen diesen beiden Wassermassen voraussetzt.

Die zur Verfügung stehenden Temperatur- und Salzgehaltszeitreihen liegen in zwei unterschiedlichen Tiefenhorizonten vor. Während bei Verankerungsposition W4 der

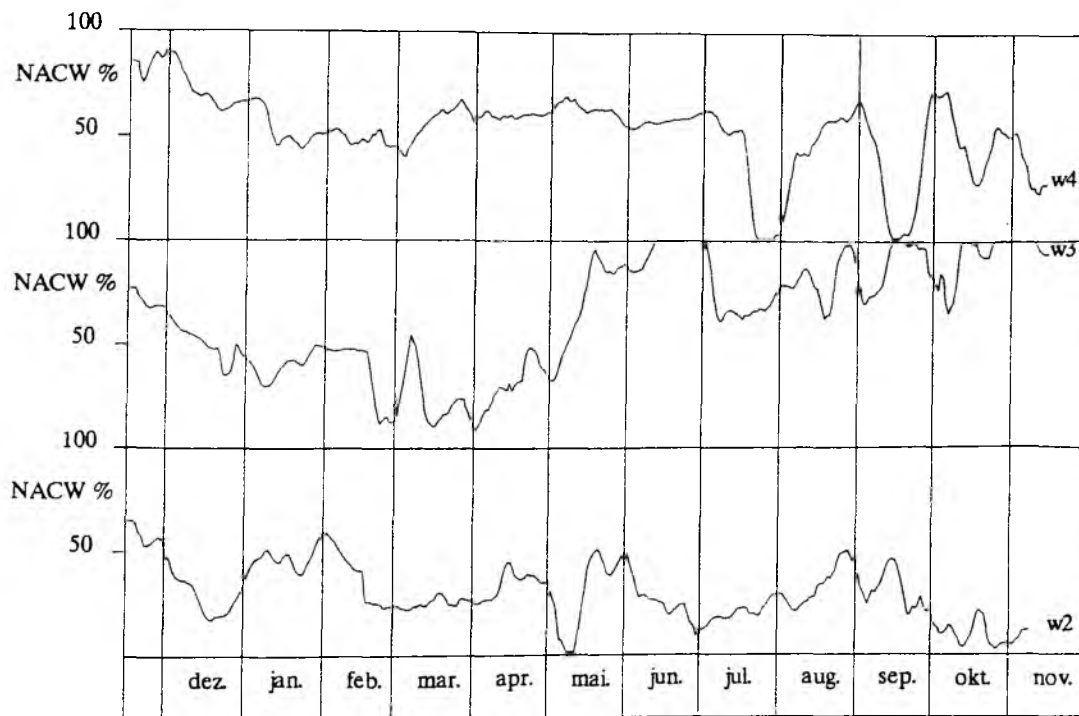


Abbildung 3.12: Zeitreihen des NACW-Gehalts in % an drei Verankerungspositionen in der Kapverden-Tiefsee-Ebene für den Zeitraum Nov. 1986 - Nov. 1987. Die Lage der Verankerung ist in Abb. 2.1.b wiedergegeben. Die Wassermassengehalte wurden unter der Voraussetzung isopyknischer Vermischung aus Temperatur- und Salzgehaltszeitreihen von verankerten Aanderaa Strommessern berechnet. Wassermassengehalte bei Verankerungsposition W4 repräsentieren einen Tiefenhorizont von 200 m, während die Zeitreihen an der Verankerungspositionen W3 und W2 aus dem 400 m-Bereich stammen.

Aanderaa-Strommesser in 200 m Tiefe mit einem Temperatur- und Leitfähigkeitssensor ausgestattet war, waren die entsprechenden Geräte an den Verankerungspositionen W3 und W2 im 400 m Niveau eingesetzt. Die Zeitreihen des NACW-Anteils (Abb. 3.12) sind dennoch für die drei Verankerungspositionen in einer Abbildung zusammengefasst, da aus den hydrographischen Vermessungen erkennbar war, daß die Wassermassenanteile sich über diesen Tiefenbereich nicht stark ändern. Für die Strömungsverhältnisse konnte in Kap.2 gezeigt werden, daß in den oberen 600 m an allen drei Verankerungspositionen hohe vertikale Kohärenzen existieren, auch wenn Strömungszeitreihen in gleichen Tiefenhorizonten in der Horizontalebene nur geringe Korrelation zeigen (Abb. 3.13). Aufgrund der geringen horizontalen Kohärenz in den Strömungen kann man nicht erwarten, daß man Wassermassenänderungen an den Verankerungspos-

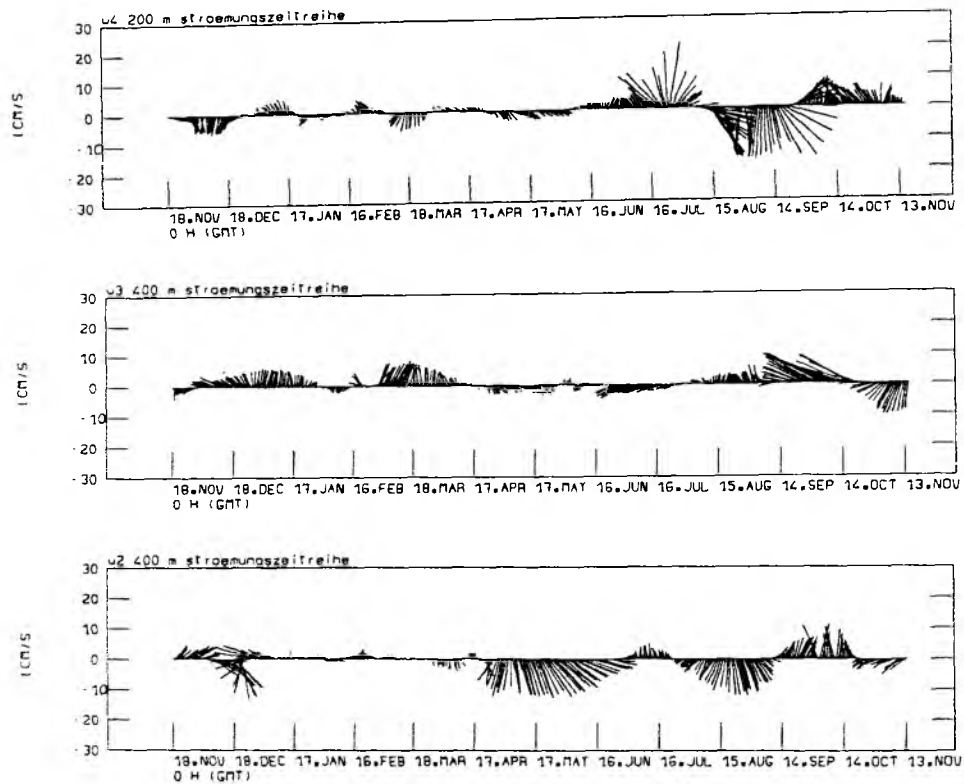


Abbildung 3.13: Vektorzeitreihen an den Verankerungspositionen W4, W3 und W2 für den Zeitraum Nov. 1986 - Nov. 1987 in den Abb.3.12 entsprechenden Tiefenhorizonten.

sitionen durch ein einfache Advektion der Front mit der mittleren Strömung durch die Verankerungslinie erklären kann. Die Wassermassenzeitreihe bei W4 (Abb.3.12) zeigt für den Zeitraum November bis Juni keine abrupten Änderungen. Der NACW-Gehalt hat von anfänglich über 80% auf unter 50% abgenommen, um sich ab März auf einem Niveau von 65% zu stabilisieren. Die Strömungszeitreihe gibt keine plausible Erklärung für den Abfall im NACW-Gehalt. Die Strömungen sind gering, in der Größenordnung 5 cm/s, und zeigen über Zeiträume von 4 Wochen eine einheitliche Stromrichtung. Änderungen in den Strömungsrichtungen und NACW-Gehaltsänderungen zeigen nur geringe Korrelation. So lassen sich einzelne Ereignisse, in denen der NACW-Gehalt abnimmt, zwar mit nordwärtigen Strömungen in Verbindung bringen, für die Mehrzahl der Ereignisse findet man aber kein entsprechendes Verhalten. Große Änderungen in der Wassermassenzeitreihe treten ab Mitte Juni auf und dominieren den Rest der

Zeitreihe, und ein entsprechendes Verhalten findet sich auch in der Strömungszeitreihe. Die durchschnittlichen Geschwindigkeiten sind ab Mitte Juni deutlich erhöht und haben nun eine Größenordnung von 15 cm/s, die dazugehörigen Zeitskalen haben sich verlängert und weisen jetzt "Perioden" von mehr als 80 Tagen auf. Mit dem Eintreffen der Stromereignisse fällt auch der NACW-Gehalt abrupt, und während der nächsten 17 Tage entsprechen die Charakteristika der Wassermasse an dieser Verankerungsposition der von reinem SACW. Ein ähnlich starkes Absinken des NACW-Gehalts wird Anfang September ein zweites Mal beobachtet und hat vergleichbare Zeitdauer. Am Ende der Zeitreihe hat die Wassermasse, verglichen mit dem Start, immer noch extrem niedrige NACW-Anteile unter 35%, was in den hydrographischen Schnitten (s. Abb. 3.5 und 3.6) in der trogähnlichen Struktur der Isolinien erkennbar ist.

Der abrupte Abfall im NACW-Gehalt, der bei W4 Mitte Juli stattfand, ist als ähnlich klares Signal nur an der südlichsten Verankerung W2 Anfang Mai zu beobachten, allerdings mit geringerer Amplitude. Falls es sich um das gleiche Ereignis handelt, so läuft es in nordwestlicher Richtung im Bereich der Verankerungslinie mit einer mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit von ca. 7.7 cm/s. Da das Ereignis bei W4 17 Tage braucht, um einmal über die Verankerungsposition hinweg zu laufen, läßt sich damit auch die Horizontalskala der SACW-Penetration zu 113 km ermitteln. Vergleicht man diesen Wert mit Angaben über interne Rossby-Radien  $R_i$  im Atlantik von Emery et al. (1984), so findet man für das Seegebiet Werte zwischen 45 und 55 km. Die zu erwartenden Wellenlängen barokliner Rossby-Wellen haben mit diesen Werten des internen Rossby-Radius horizontale Skalen von  $2\pi \cdot R_i$ , d.h. zwischen 280 und 350 km. Für mesoskalige Wirbel ( $1/2$  Wellenlänge), die an einer mäandrierenden Front entstehen könnten, ergeben sich damit Skalen zwischen 140 und 175 km. Onken und Klein (1991) haben gezeigt, daß die Kapverden-Front für Wellenlängen größer als 130 km baroklin instabil ist. Die am schnellsten wachsenden Wellenlänge lag in dieser Analyse bei 200 km, und das durch die barokline Instabilität entstandene Wirbelfeld hatte Skalen in der  $O(100 \text{ km})$ . Wirbelbildung durch die baroklin instabile Front wäre damit eine plausible Erklärung der beobachteten abrupten Wassermassenänderung an Verankerungsposition W4.

Verankerung W3 zeigt eine Abnahme der NACW-Gehalte von November bis April und eine daran anschließende Zunahme für den Rest der Zeitreihe. Im Vergleich mit den Werten bei W4 liegen die NACW-Gehalte bei W3 ab April höher als die bei W4. Die

Front muß wohl in diesem Zeitraum eine mäanderartige Struktur haben, in der sich SACW an W3 vorbei bis zu der nördlicheren Position von W4 ausbreiten kann. Die Verankerungszeitreihe bei W2 liegt den ganzen Zeitraum über im Bereich des SACWs, und auftretende Ereignisse haben geringere Amplituden als bei den beiden nördlicheren Verankerungen.

Die saisonalen Veränderungen, die in den einjährigen Wassermassenzeitreihen bei W3 auftreten, setzen sich entsprechend in längeren Zeitreihen, die für diese Verankerungsposition konstruiert werden können, fort. Für den Zeitraum von November 1986 bis November 1989 zeigen die NACW-Gehalte in Abb. 3.14, unterbrochen durch eine Lücke wegen eines Sensorausfalls, eine Abnahme des NACW-Anteils während des Winters, ein Minimum im Frühjahr und einen anschließenden Anstieg mit einer längeren Phase hoher NACW-Gehalte während des Sommers und Herbstes. Die zu dieser dreijährigen Wassermassenzeitreihe gehörende Strömungszeitreihe (Abb. 3.15) gibt keinen weiteren Aufschluß dazu, da die Zeitreihe aufgrund von Rotorausfällen sehr große Lücken aufweist.

Eine Ursache für dieses zeitliche Verhalten könnte in der saisonalen Variabilität im äquatorialen Stromsystem liegen, durch welches SACW in das Untersuchungsgebiet transportiert wird. Die Phasenbeziehung ergibt sich jedoch nicht wie erwartet. Der Nordäquatoriale Gegenstrom besitzt einen maximalen Ost-Transport im Sommer, wird zum Winter hin schwächer und existiert schließlich nur noch im östlichen Atlantik als Oststrom (Richardson und McKee, 1984). Für den Transport von SACW in diesem Stromssystem wären damit maximale SACW-Anteile, d.h. minimale NACW-Konzentrationen, im Sommer zu erwarten, also nicht in Phase mit den Beobachtungen. Der Nordäquatoriale Unterstrom, dessen Auftreten im Untersuchungsgebiet sich ebenfalls in den dynamischen Topographien angedeutet hatte, existiert nach Cochrane et al. (1979) das ganze Jahr über und weist, wie der Nordäquatoriale Gegenstrom, maximale Transporte im Sommer auf. Eine mögliche Verschiebung der Zentralwassermassengrenze nach Norden als Reaktion auf das Windfeld würde ähnlich wie der Response auf das äquatoriale Stromsystem nicht in Phase mit den Beobachtungen auftreten. Die Nordostpassate sind im Winter und bis ins späte Frühjahr hinein stark ausgeprägt, der Passatwindgürtel ist insgesamt in dieser Zeit weit nach Süden verschoben, so das eine Verschiebung der Zentralwassermassengrenze nach Norden während dieses Zeitraums zweifelhaft erscheint.



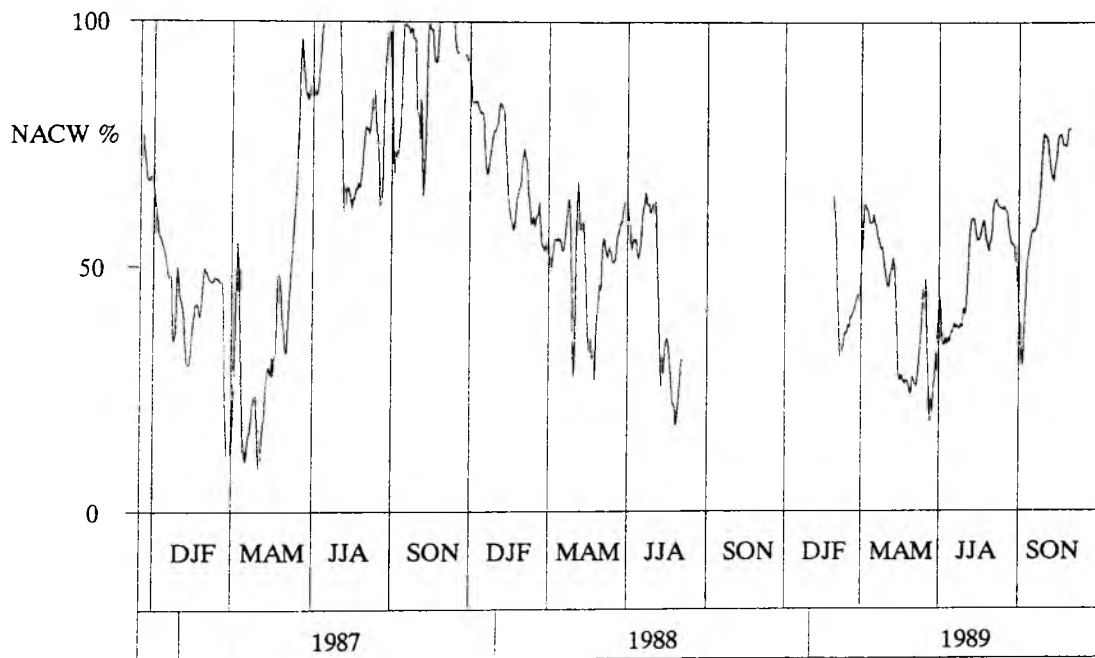


Abbildung 3.14: Zeitreihen des Wassermassengehalts in % in 400 m Tiefe an der Verankerung W3 für den Zeitraum Nov. 1986 - Nov. 1989. Wassermassengehalte wurden wie in Abb. 3.12 unter der Annahme isopyknischer Vermischung berechnet. Die Lücke von Juli 1988 bis Januar 1989 wurde durch einen Sensorausfall verursacht.

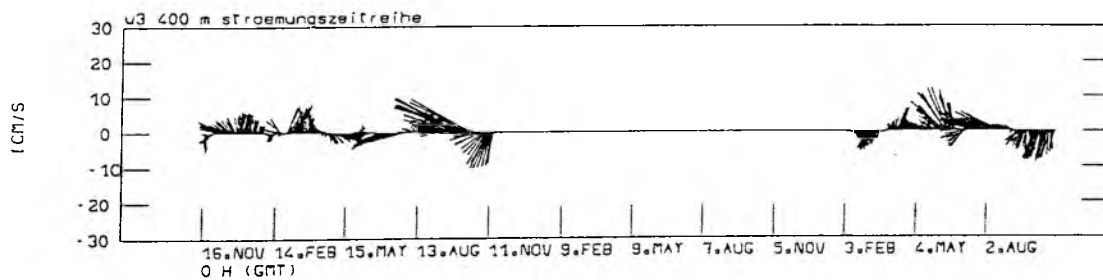


Abbildung 3.15: Strömungszeitreihe in 400 m an der Verankerungsposition W3 für den Abb. 3.14 entsprechenden Zeitraum. Durch Rotorausfall besitzt die Zeitreihe größere Lücken.

Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen aus Modellanalysen der globalen Zirkulation bieten die einzige Möglichkeit, über längere Zeiträume hinweg kontinuierlich Horizontalbewegungen an der Zentralwassermassengrenze zu analysieren, da dies anhand der zur Verfügung stehenden hydrographischen Daten nicht möglich ist. Aus dem "WOCE-Community Model" in der  $1/3^\circ$ -Auflösung (Böning et al., 1991) wurden zu diesem Zweck Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen in 232 m Tiefe aus dem Bereich der Kapverden-Frontalzone, die von C. Böning zur Verfügung gestellt wurden, analysiert. Als Daten standen monatliche Werte aus dem Jahr 22 der Modellintegration zur Verfügung. Die Temperatur- und Salzgehaltswerte wurden, wie zuvor die Verankerungsdaten, unter der Annahme isopyknischer Vermischung in NACW-Gehalte umgerechnet. Abb. 3.16 zeigt die horizontale Verteilung der NACW-Gehalte für die Monate Februar, Mai, August und November aus den Modelldaten. Das deutlichste Signal in den NACW-Gehalten aus dem Modell ist die ausgeprägte Mäanderstruktur in der Zentralwassermassengrenze nordöstlich der Kapverdischen Inseln. Die Isolinien der Wassermassengehalte zeigen Wellenstrukturen mit Wellenlängen um 350 km. In dem großen Mäander nordöstlich der Kapverdischen Inseln dringt SACW 200 km weit nach Norden vor und führt so zu den niedrigen NACW-Gehalten, wie sie bei Verankerung W3 in dieser Jahreszeit beobachtet werden. Wenn im Mai der Mäander an Stärke verliert, steigen die NACW-Gehalte in diesem Bereich wieder an und erreichen im August, wenn nur noch Teile des Mäanders zu erkennen sind, die höchsten Werte. Das Bild im November kommt offenbar der mittleren Verteilung nahe. Spall (1991) hat gezeigt, daß die Instabilität der Front auch dazu führen kann, daß barokline Rossby-Wellen abgestrahlt werden. Dabei kann eine baroklin instabile Front solche Wellen immer dann abstrahlen, wenn Wellenlänge und Phase der Frontinstabilität mit der Dispersionsrelation einer Welle im umliegenden Medium übereinstimmen. In seiner Analyse wurden im Kapverden-Gebiet barokline Rossby-Wellen mit Wellenlängen von 315 km und westwärtigen Phasengeschwindigkeiten von 3 cm/s erzeugt.

Zu einem besseren Vergleich der Modell- und der Verankerungsdaten sind aus dem Modell die NACW-Gehalte auf der Position der Verankerung W3 extrahiert worden. Da die Modelldaten im Monatsabstand vorlagen, sind die Verankerungswerte zu Monatsmitteln zusammengefaßt worden und als durchgezogene Linie in Abb. 3.17 abgebildet. Die Modelldaten sind gestrichelt dargestellt und periodisch für alle drei Beobachtungsjahre wiederholt. Die Kurvenverläufe sind ähnlich vor allem im Bezug auf das Eintreten von Minima und Maxima.

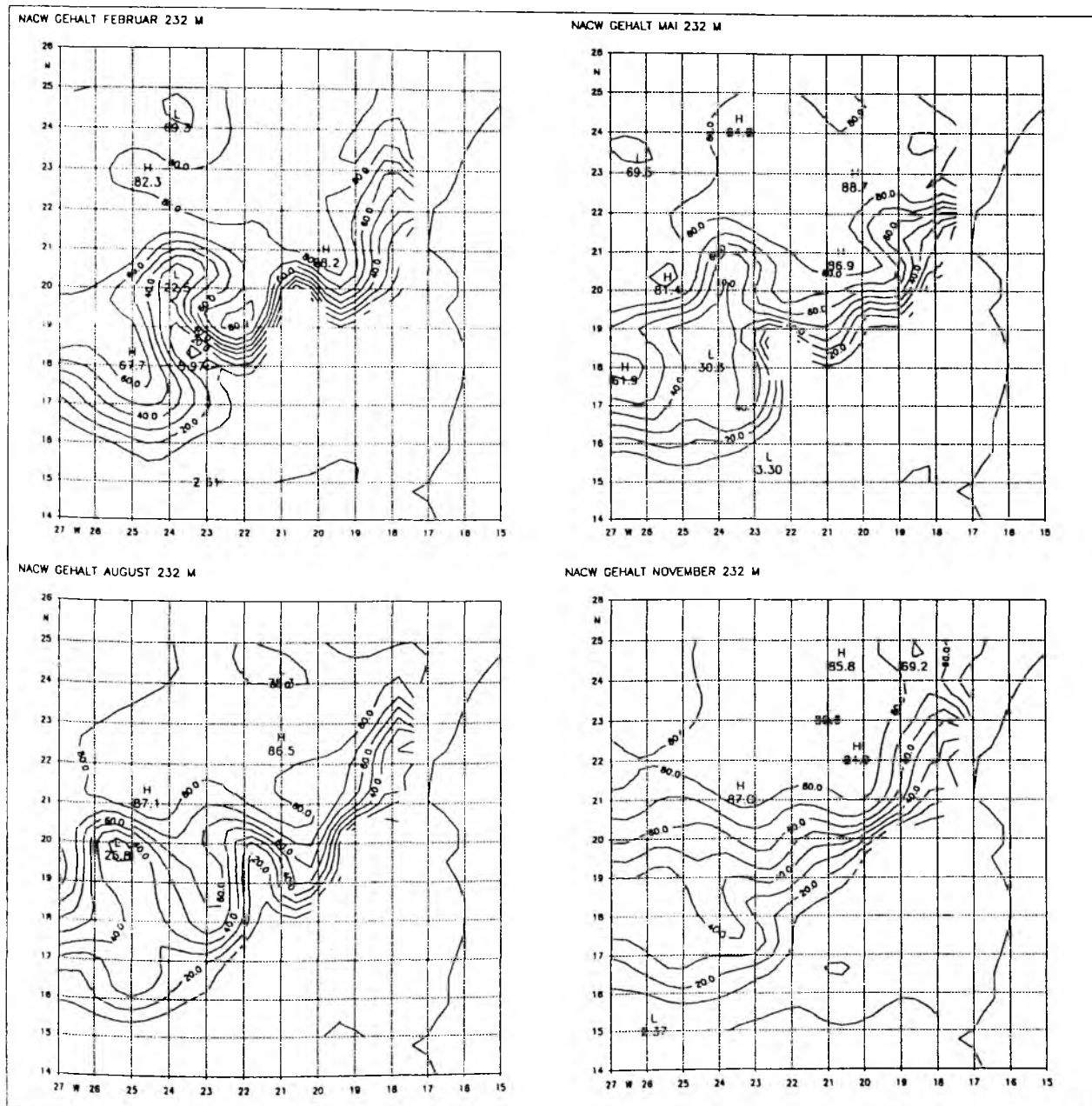


Abbildung 3.16: Horizontalverteilung der NACW-Gehalte im Kanaren- und Kapverden-Becken. Berechnungsgrundlage sind Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen in 232 m Tiefe aus dem "WOCE Community Model". Dargestellt sind aktuelle Monatswerte aus dem Modelljahr 22 im Abstand von 3 Monaten.

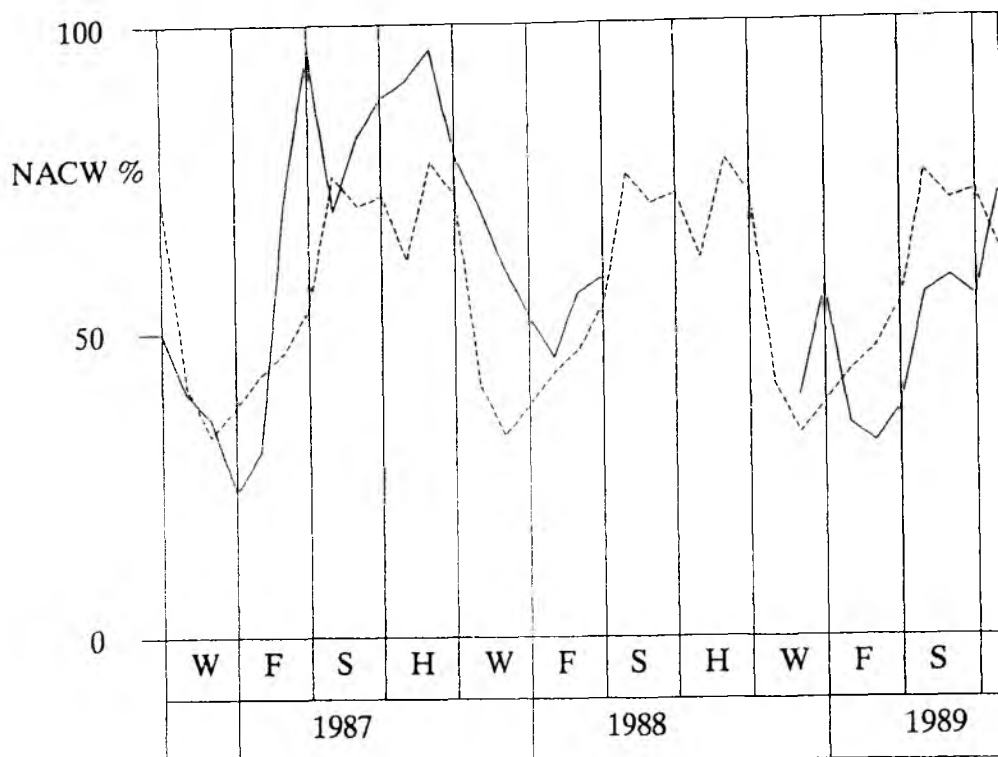


Abbildung 3.17: Vergleich der NACW-Gehalte aus dem Modell (gestrichelte Linie) mit beobachteten NACW-Gehalten (durchgezogene Linie) auf Verankerungsposition W3. Zur Verdeutlichung des langzeitigen Ablaufs sind die nur für ein Jahr ausgewerteten NACW-Gehalte aus dem Modell zyklisch wiederholt. Die Verankerungsdaten wurden zu Monatsmitteln zusammengefasst.

### 3.4 Zusammenfassung der Ergebnisse

Aus den drei Jahre umfassenden hydrographischen Messungen in der Kapverden-Frontalzone und der Analyse von Verankerungszeitreihen und Modelldaten lassen sich folgende Aussagen über die Zentralwassermassengrenze ziehen:

- Die Frontlage zeigt eine große saisonale Variabilität, Frontverlagerung um 200 km konnten beobachtet werden.
- Von der Variabilität ist nicht nur der unmittelbare Frontbereich erfasst, große Änderungen traten auch noch 400 km von der Front entfernt auf.
- Beobachtete Temperatur- und Salzgehaltsdifferenzen quer zur Front liegen bei ca. 4 °C und 1 psu pro 100 km.

- Wie auf dem Schelf kompensieren sich Temperatur- und Salzgehaltsgradienten recht weitgehend.
- Die Verankerungszeitreihen geben Hinweise auf die Existenz eines SACW-Wirbels mit einer Größenskala von 113 km, der sich mit einer Geschwindigkeit von ca. 7.7 cm/s nordwestwärts bewegt.
- Wassermassenanalysen von Modelldaten zeigen direkt südlich der Kapverden määnderartige Strukturen mit Skalen von 200 km.
- Die Wassermassencharakteristik bei Verankerungsposition W3 zeigt ein ähnliches Verhalten wie die Modelldaten. Schwankungen im NACW-Gehalt lassen sich mit dem großen Mäander südlich der Kapverden in Verbindung bringen.

## 4 T/S-Analyse und Multiparameter-Methode

### 4.1 Theoretischer Hintergrund

Seit Helland-Hansen (1918) das T/S-Diagramm eingeführt hat, sind aus der Analyse der Temperatur/Salzgehaltsbeziehung im Ozean wichtige Informationen über Ausbreitung und Vermischung von Wassermassen gezogen worden. So entwickelte zum Beispiel Wüst (1935) daraus seine Kernschicht-Methode und stellte damit eine Verbindung zwischen T/S-Analyse und ozeanischer Zirkulation her. Eine Limitierung der klassischen T/S-Analyse liegt in der Tatsache begründet, daß maximal 3 Wassermassen in der Mischung berücksichtigt werden können. Bei Anwesenheit von mehr als 3 Quellen kann nur dann eine Lösung gefunden werden, wenn sich zusätzliche Angaben über die Art der Mischung machen lassen. Wenn zum Beispiel bei vertikaler Schichtung der Wassermassen davon ausgegangen werden kann, daß nicht mehr als drei Wassermassen Kontakt miteinander haben, läßt sich eine Aufspaltung in eine Reihe von sukzessiven Mischungsdiagrammen durchführen. Entsprechend läßt sich durch die Zwangsbedingung, daß Vermischung auf Isopyknen stattgefunden haben muß, ein Teil der möglichen Quellen oder ihrer Mischprodukte als lokal nicht verfügbar ausschließen und somit eine eindeutige Lösung bestimmen. Unter der Bedingung isopyknischer Vermischung lassen sich im T/S-Diagramm für ein beobachtetes Temperatur- und Salzgehaltspaar die Anteile der Wassermassen bestimmen, aus deren Mischung der gegebene T/S-Wert entstanden ist. Sie sind in diesem Fall durch den Abstand des Beobachtungspunktes entlang von Isopyknen zu den Ausgangswassermassen bestimmt (Abb. 4.1). Der NACW-Anteil ergibt sich für dieses Beispiel durch die Abstände  $x_1$  und  $x_2$  des beobachteten T/S-Punktes zu den SACW- und NACW-Begrenzungsgeraden. Der prozentuale Anteil von NACW ist durch das Verhältnis von  $x_1$  zum Gesamtabstand  $x_1 + x_2$  gegeben.

Für weite Bereiche des inneren Ozeans ist die Vorstellung, daß die Vermischung auf Isopyknen stattfindet, sicherlich eine gute Näherung, für den Bereich ozeanischer Fronten und in Gebieten erhöhter turbulenter Bewegung ist dies dagegen nicht zu erwarten. Um in solchen Gebieten Aussagen über die Zusammensetzung der Wassermassen treffen zu können, bietet die Multiparameter-Methode die entsprechenden Grundlagen. Sie stellt eine Erweiterung der klassischen T/S-Analyse mit dem Ziel dar, relative Anteile von Wassermassen in einer Wasserprobe aus der Verteilung von Temperatur, Salzgehalt,

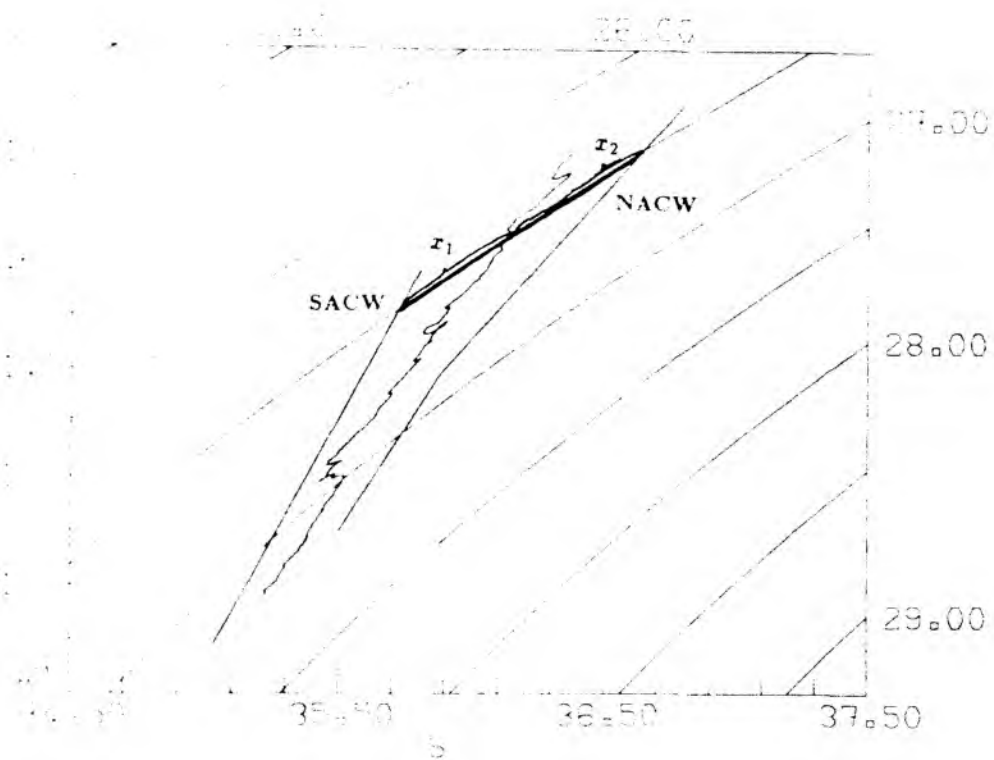


Abbildung 4.1: *T/S-Diagramm einer CTD-Station aus der Kapverden-Frontalzone. Die NACW- und SACW-Definitionskurven sind in dieser Analyse lokal ermittelt. Sie sind gültig für das Kanaren- und Kapverden-Becken. Bei Annahme isopyknischer Vermischung ergibt sich der NACW-Anteil in Prozent für einen beobachteten T/S-Punkt durch das Abstandsverhältnis  $x_1/(x_1 + x_2)$ .*

Sauerstoff und Nährstoffen zu ermitteln, ohne zusätzliche Zwangsbedingungen über die Art der Vermischung an die Lösung stellen zu müssen.

In einer eingeschränkten Form wurde die Multiparameter Analyse bereits von Tomczak (1981a) vorgestellt. Grundvoraussetzung für ihre Anwendung, sowohl in der Analyse von Tomczak als auch in der hier vorzustellenden Form, ist die Bedingung, daß sich die Wassermassen in einer Region eindeutig als Linearkombinationen von  $n$  Wassertypen darstellen lassen, deren Merkmale über  $m$  verschiedene Tracer beschrieben werden können. Während in der klassischen T/S-Analyse nur zwei Tracer, nämlich Temperatur und Salzgehalt benutzt werden, finden nun auch weitere Tracer wie Nährstoffe und Sauerstoff Eingang in die Analysen. In der Arbeit von 1981 stellte Tomczak eine Matrixformulierung des Wassermassenanalyse-Problems vor und zeigte eine erste

Anwendung auf den Bereich der Zentralwassermassengrenze. Er beschränkte sich in dieser Analyse auf den besonderen Fall, daß zur Bestimmung der  $n$  unbekanntem Wassermassenanteile auch genau  $n$  Gleichungen zur Verfügung stehen. Damit wird ein lineares System von  $n$  Gleichungen geschaffen, in das Beobachtungen von  $m = n - 1$  Tracern eingehen und eine Gleichung sich durch die Forderung ergibt, daß die ermittelten Wassermassenanteile summiert 100 % ergeben müssen. Dies entspricht einer Form von Massenerhaltung. Man erhält in diesem Fall die Anteile der  $n$  Wassertypen an der Wasserprobe als exakte Lösung des  $n$ -dimensionalen Gleichungssystems. Die große Sensitivität des Gleichungssystems auf Meßfehler in den einzelnen Parametern und die niedrige Meßgenauigkeit bei den Nährstoffen führten allerdings dazu, daß sich in den Lösungen auch negative Wassermassenanteile ergaben, die physikalisch nicht sinnvoll sein können. Die Ergebnisse zeigten im Frontbereich Abweichungen von isopyknischer Vermischung, allerdings waren die Fehlergrenzen so groß, daß eine Signifikanz der Lösungen nicht gegeben war.

In einer Erweiterung dieser Form der Multiparameter-Analyse analog zu den Arbeiten von Mackas et al. (1987) und Tomczak und Large (1989) wird in der hier vorliegenden Analyse durch Hinzunahme mehrerer Tracer ein überbestimmtes System von linearen Gleichungen geschaffen, dessen Lösung so bestimmt wird, daß der quadratische Fehler der Lösung minimal wird, wobei der Beitrag der Tracer zur Lösung umgekehrt proportional zu ihrer zu erwartenden Unsicherheit gewichtet wird. Es wird damit die Lösung gefunden, die den Widerspruch zwischen den Messungen der einzelnen Tracer und den daraus abgeleiteten Mischungsverhältnissen minimiert. Der theoretische Hintergrund dieser Methode und das entsprechende Fortran-Programm sind dem Buch von Menke (1984) entnommen. Sie wurden als lauffähige Fortran-Version von M. Tomczak zur Verfügung gestellt.

Zu lösen ist das lineare Gleichungssystem  $A \cdot x = b$ . Die Matrix  $A$  enthält die Parameterwerte (z. B. Temperatur, Salzgehalt, Nährstoffe), die die Wassertypen definieren. Wenn  $m - 1$  Parameter zur Verfügung stehen, um  $n$  Wassertypen zu definieren, hat die Matrix  $A$  die Dimension  $m \times n$ , da die eine zusätzliche  $m$ .te Zeile in  $A$  die Bedingung der Massenerhaltung im System beschreibt. Der Vektor  $x$  steht für die  $n$  unbekanntem Wassermassenanteile. Der Vektor  $b$  hat die Dimension  $m$ , die Werte  $1, \dots, m - 1$  sind die Beobachtungswerte der  $m - 1$  Parameter, die  $m$ .te Zeile entspricht analog der  $m$ .ten Zeile in der Matrix  $A$  der Massenerhaltung.



Für den Fall  $m > n$ , d.h. wenn das Gleichungssystem überbestimmt ist, erhält man keine exakte Lösung, und es existiert ein Fehlervektor  $e = (A \cdot x - b)$ , der unter weiteren Zwangsbedingungen minimiert werden soll. Eine häufig angewandte Minimierungsmethode stellt die Methode der "kleinsten Quadrate" dar, d.h. Minimierung von  $e^t e$ . Ein Vektor  $x$ , der  $e^t e$  minimiert, existiert unter der Bedingung, daß alle Zeilen von  $A$  linear unabhängig sind. In einer so gewonnenen Lösung für  $x$  können allerdings noch negative Elemente enthalten sein, die in dieser speziellen Anwendung physikalisch ohne Sinn sind. Daraus leitet sich eine weitere Zwangsbedingung für die Lösung ab, die besagt, daß nur positive Elemente in  $x$  zugelassen sind. Der Lösungsraum  $S(x)$  wird damit in zwei Hälften geteilt, eine, in der die Zwangsbedingung erfüllt ist und eine, in der sie nicht gilt. Da diese Ungleichheitsbedingung für jedes der  $n$  Elemente in  $x$  zu stellen ist, existieren also  $n$  dieser Bedingungen.

Die Voraussetzungen, die die Lösung eines solchen Minimierungsproblems mit Zwangsbedingungen haben muß, werden durch das Kuhn-Tucker-Theorem beschrieben (Menke, 1984). Danach kann man für jeden Vektor  $x$ , der  $e^t e$  unter  $n$  Zwangsbedingungen mit  $x \geq 0$  minimiert, einen Vektor  $y$  der Länge  $n$  finden, so daß gilt:

$$-\nabla(Ix)y = -\nabla E \quad \text{oder} \quad -I^t y = A^t(b - Ax)$$

wobei  $I$  die Einheitsmatrix ist und  $E$  der Gesamtfehler.

Der Vektor  $y$  kann in zwei Untersätze aufgeteilt werden, die mit  $y_e$  und  $y_s$  bezeichnet werden. Für sie gilt:

$$y = \begin{bmatrix} y_e > 0 \\ y_s = 0 \end{bmatrix} \quad \text{und} \quad \begin{bmatrix} x_e = 0 \\ x_s > 0 \end{bmatrix}$$

Die erste Gruppe der Gleichheits/Ungleichheitsbedingungen wird im Gleichheitssinne gelöst (e=equality), während der zweite Teil in einer schwächeren Form im Ungleichheitssinn (s=slack) mit "Schlupfvariablen" gelöst wird.

Das Kuhn-Tucker-Theorem besagt nun, daß jede zulässige Lösung für  $x$  dann auch die Minimumlösung ist, wenn die Richtung, in die man  $x$  stören müßte, um den totalen Fehler  $E$  weiter zu reduzieren, eine der Hyperebenen schneidet, die durch die Zwangsbedingungen aufgestellt werden, also in den unzulässigen Bereich weist. Die Richtung abnehmenden Fehlers ist gegeben durch  $-\nabla E$ . Die Hyperebenen, die durch die Zwangsbedingungen gebildet werden, haben Normalen, die gegeben sind durch  $\nabla Ix$

und die in den zulässigen Bereich weisen. Die Lösung liegt entweder exakt auf der Berandung der Hyperebene, die durch die Gleichheits- Zwangsbedingungen gegeben ist, oder aber innerhalb des zulässigen Volumens der Ungleichheits- Zwangsbedingungen. Eine infinitesimale Störung der Lösung  $\delta x$  kann daher nur die Gleichheits- Zwangsbedingungen verletzen. Falls sie das nicht tut, muß diese Störung in Richtung auf den zulässigen Bereich durchgeführt worden sein. Sie läßt sich dann aber ausdrücken als nichtnegative Kombination von Hyperebenen-Normalen  $\delta x \cdot \nabla I x \geq 0$ . Wenn diese Störung den totalen Vorhersage-Fehler minimiert, dann muß gelten:  $\delta x \cdot \nabla E \leq 0$ . Für Lösungen, die dem Kuhn-Tucker-Theorem genügen, sind diese beiden Bedingungen nicht miteinander kompatibel, und es gilt  $\delta x \cdot \nabla E = \delta x \cdot \nabla I x y \geq 0$ , da sowohl  $\delta x \cdot \nabla I x$  und  $y$  positiv sind. Solche Lösungen sind daher wirklich Minimumlösungen.

Um zum Lösungsvektor  $x$  zu gelangen, wird ein Iterationsverfahren angewandt:

- Schritt 1:

Die Minimumlösung für  $x$  wird in einem Iterationsprozeß gefunden, ausgehend von einer Anfangsschätzung für  $x$ . Dabei ist  $x$  aufgeteilt in einen Teil, der die Zwangsbedingungen im Gleichheitssinn löst ( $x_e$ ), und einen Teil, der die Zwangsbedingungen im Ungleichheitssinn löst ( $x_s$ ). Als Anfangsschätzung für  $x$  wird  $x = 0$  gewählt, was eindeutig im zulässigen Bereich liegt und bedeutet, daß alle Elemente von  $x$  in  $x_e$  liegen.

- Schritt 2:

Von diesem Startwert für  $x$  aus wird der Gradientenvektor für die Summe der Fehlerquadrate  $\nabla E = A'(Ax - b)$  berechnet und das entsprechende Element in  $\nabla E$  mit dem größten negativen Beitrag identifiziert. Jeder Modellparameter  $x_i$  in  $x_e$ , der einen negativen Fehlergradienten ( $\nabla E$ ) <sub>$i$</sub>  aufweist, kann vergrößert werden, ohne dabei in den unzulässigen Bereich zu geraten oder den Lösungsfehler zu vergrößern. Er kann daher in den Bereich der  $x_s$  übergeben werden. Falls kein Modellparameter  $x_i$  mit einem negativen Gradienten auftritt, besagt die Kuhn-Tucker-Bedingung einfach, daß in diesem Fall  $x = 0$  die Minimallösung ist.

- Schritt 3:

Das Element in  $x_e$  mit dem größten Fehlergradienten wird in den Satz der  $x_s$  überführt. Die  $x_s$  werden neu berechnet, indem das Gleichungssystem  $A_s \cdot x'_s = b$ , durch eine Householder-Transformation gelöst wird, wobei der Index

s bedeutet, daß nur solche Spalten der Ursprungsmatrix  $A$  benutzt werden, die die Modellparameter  $x_i$  in  $x_s$  multiplizieren. Alle Elemente von  $x_s$  sind immer noch 0. Wenn die neuen Modellparameter alle zulässig sind, wird  $x' = x$  gesetzt und mit Schritt 2 fortgesetzt.

- Schritt 4:

Wenn Elemente in  $x_s'$  unzulässig sind, kann  $x_s'$  nicht als neuer Schätzwert für  $x$  benutzt werden. Die Störung zum vorhergehenden Schätzwert  $\delta x = x_s' - x_s$  muß nun so skaliert werden, daß eines der vorher nicht mit Zwang belegten Elemente wieder auf Null gesetzt wird, so daß die Verbleibenden positiv sind. Dies bedeutet, daß  $x_s$  ersetzt wird durch  $x_s + \alpha \cdot \delta x$ , wobei  $\alpha$  gegeben ist durch  $\alpha = \min_i (\frac{x_{si}}{x_{si} - x_{si}'})$ .  $\alpha$  ist die größte Wahl, die getroffen werden kann, ohne daß Elemente in  $x_s$  unzulässig werden. Die Datenmatrix  $A_s$  und der Beobachtungsvektor  $b_s$  müssen wieder transformiert werden, um die jetzt wieder mit Zwang belegte Quelle aus der Lösung zu entfernen.

Die Iteration ist beendet, wenn kein Parameter mehr verändert werden kann, ohne daß die Lösung ungültig wird. Im wesentlichen laufen bei der Iteration zwei ineinandergeschachtelte Schleifen ab, wobei die äußere Schleife sukzessiv Modellparameter vom Satz der Variablen mit Zwangsbedingung in den Satz überführt, der den Modellparameter minimiert. Die innere Schleife sorgt dafür, daß bei der Überführung der Parameter keine Zwangsbedingung verletzt wird.

Da die in der Matrix enthaltenen Parameter alle unterschiedliche physikalische Dimension und Größenordnung haben, wird eine Normierung der Matrix vor der Berechnung der unbekanntem Wassermassenanteile unumgänglich. Zusätzlich muß auch noch dem Umstand Rechnung getragen werden, daß die Informationen, die die einzelnen Parameter liefern, nicht gleichwertig sind und daher eine Gewichtung gemäß ihrer Genauigkeit erfordern. Die Ungenauigkeiten, die den Parametern zugewiesen werden müssen, stammen aus verschiedenen Quellen. Zum einen sind es Meßungenauigkeiten. Nährstoffmessungen haben z.B. eine geringere Genauigkeit als Temperaturmessungen. Hinzu kommen mögliche Fehler in der Repräsentierung der Ursprungswassermassen und Fehler durch nichtkonservatives Verhalten einzelner Tracer.

Die Spalten in der Matrix  $A$  geben für den jeweiligen Parameter den in den Ursprungs-

wassermassen gefunden Wertebereich wieder, die Normierung der Matrix  $A$  wird daher spaltenweise vorgenommen. Dazu werden für jeden Parameter aus den Werten in der entsprechenden Spalte von  $A$  Mittelwert und Standardabweichung ermittelt. Die Matrix  $A$  wird anschließend neu berechnet, indem von jeder Spalte der zugehörige Mittelwert abgezogen und durch die Standardabweichung geteilt wird.

Die unterschiedliche Güte der Informationen in den Parametern wird über eine Wichtigkeitsmatrix berücksichtigt, für die in diesem Fall in vereinfachender Weise angenommen wird, daß sie Diagonalgestalt hat. Die Gewichte, die auf der Hauptdiagonalen dieser Matrix stehen, bestimmen sich aus den Regressionsanalysen, die zur Festlegung der Ursprungswassermassen durchgeführt wurden, und sind durch das Inverse der rms-Streuung der Werte um die Regressionsgeraden gegeben.

## **4.2 Ermittlung der lokalen Wassermassencharakteristik für das Kanaren- und Kapverden Becken**

Um die klassische T/S-Analyse und die Multiparameteranalyse auf den Datensatz im Kapverden-Gebiet anwenden zu können, wurden aus den zur Verfügung stehenden Profilen die charakteristischen Temperatur/Salz- und Temperatur/Nährstoff- Beziehungen für die beiden Zentralwassermassen ermittelt. Eine globale Definition der Temperatur/Salzgehaltscharakteristik der Zentralwassermassen, wie sie in den Subtropenkonvergenzen der jeweiligen Hemisphären gebildet werden, findet man bei Sverdrup et al. (1942). Die dort angegebenen Definitionen suggerieren, daß die T/S-Beziehung über einen großen Temperatur- und Salzgehaltsbereich hinweg linear ist.

Da das Ziel der Analyse eine Beschreibung der Mischungsverhältnisse in dem Gebiet um die Kapverden ist und beide Wassermassen auf ihrem Weg aus den Bildungsgebieten ihre T/S-Charakteristik verändert haben, wurde eine lokale Definition der T/S-Charakteristik der Zentralwassermassen angestrebt. Tomczak und Hughes (1980) haben für den Bereich zwischen 20-26 °N vor Westafrika eine solche lokale T/S-Definition gewählt. Diese weicht für das NACW nicht weit von der Definition von Sverdrup et al. für reines NACW ab. Weit größere Abweichungen sind hingegen für das SACW zu verzeichnen, das im Gebiet vor Afrika deutlich höhere Salzgehalte aufweist.

Aus dem Datensatz, der durch die "Meteor"-Reisen 4, 6 und 9 gegeben war, wurde eine

neue lokale Definition der Zentralwassermassen abgeleitet, die für den Bereich 15-30 °N und 15-30 °W gültig ist. Dazu wurden, jeweils getrennt nach den drei Expeditionen, solche Stationen ausgewählt, die nach ihrer geographischen Lage und nach einem groben Vergleich mit der T/S-Charakteristik der Zentralwassermassen von Tomczak und Hughes (1980) als repräsentativ für eine der beiden Zentralwassermassen angesehen werden durften. Um zu untersuchen, ob es signifikante zwischenjährliche Schwankungen in den Charakteristiken gibt, wurden die T/S-Profile zuerst getrennt für die drei Reisen analysiert. Abb. 4.2 (a-c) zeigt die Temperatur- und Salzgehaltsbeziehung für reines NACW, wie sie bei den jeweiligen Vermessungen im Untersuchungsgebiet angetroffen wurde. Zur Orientierung sind in diese Diagramme die von Tomczak und Hughes (1980) bestimmten T/S-Definitionsgeraden eingetragen. Es wird in allen drei Unterdatensätzen sichtbar, daß das NACW über den hier gewählten Temperatur- und Salzgehaltsbereich hinweg deutliche Abweichungen von einer linearen T/S-Beziehung aufweist. Die Krümmung in der T/S-Beziehung der Zentralwassermassen wird schon in früheren Arbeiten erwähnt. Schmitt (1981) schlug z.B. vor, diese Form der T/S-Beziehung durch eine Kurve konstanten Dichteparameters  $R_\rho$  zu beschreiben.

Der Dichteparameter  $R_\rho$  wird in Zusammenhang mit Instabilitätsprozessen im Meerwasser benutzt, wenn die Wassersäule zwar hydrostatisch stabil geschichtet ist, aber einer der Gradienten von Temperatur oder Salzgehalt stabilisierend, der andere destabilisierend wirkt. Die resultierenden Prozesse werden unter dem Namen Doppeldiffusion zusammengefaßt (Turner, 1967). In Verbindung mit den entgegengesetzten Effekten der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung auf die Dichteverteilung sind die unterschiedlichen molekularen Diffusionskoeffizienten für Wärme und Salz für die doppeldiffusiven Effekte verantwortlich. Je nachdem welche der beiden Größen destabilisierend geschichtet ist, unterscheidet man zwischen dem "diffusiven" Bereich der Doppeldiffusion und dem "Salzfingerbereich".

Wo kaltes und salzarmes Wasser über warmem und salzreichem angetroffen wird, sind die Bedingungen für den "diffusiven" Fall von Doppeldiffusion an den Grenzflächen gegeben. Die Energie für die konvektive Bewegung stammt in diesem Fall aus der instabilen Temperaturschichtung. In Laborexperimenten konnte Turner (1968) zeigen, daß der nach oben gerichtete Wärmefluß bei Existenz eines stabilen Salzgehaltsgradienten turbulente Schichten erzeugt, in denen Temperatur- und Salzgehalt homogen sind und außerdem dünne Schichten mit hohen Temperatur- und Salzgehaltsgradi-

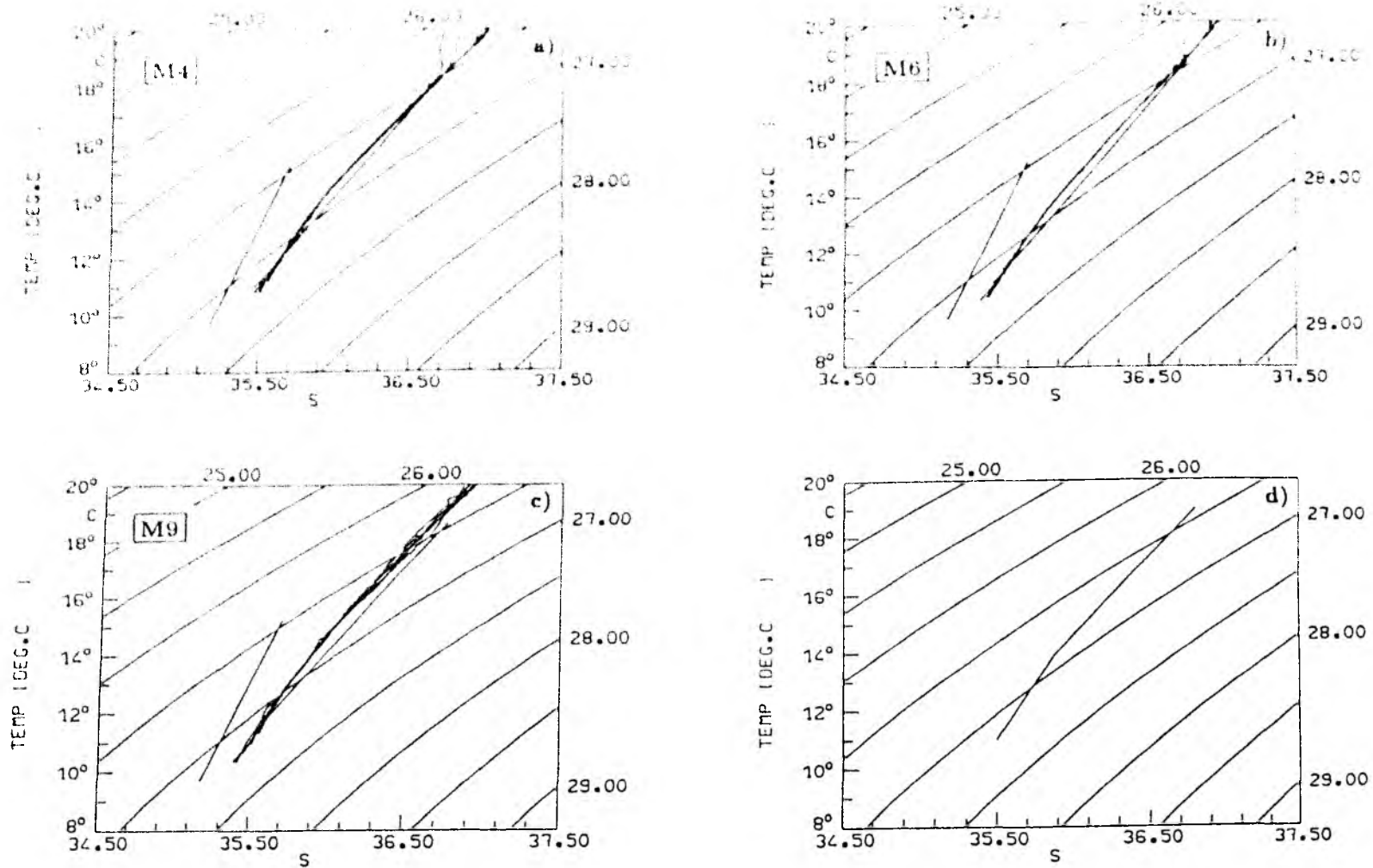


Abbildung 4.2: T/S-Charakteristik für reines NACW

a) für Daten der "Meteor"-Reise 4, b) für Daten der "Meteor"-Reise 6 und c) für Daten der "Meteor"-Reise 9. Abb. 4.2 d) zeigt die aus diesen Datensätzen über lineare Regression ermittelte NACW-Definitionskurve. Der Regressionsbereich wurde in zwei Bereiche unterteilt, um der Krümmung in der T/S-Beziehung Rechnung zu tragen. Die in Abb. a-c) eingetragenen Geraden stellen die von Tomczak und Hughes (1980) ermittelten Definitionslinien für NACW und SACW dar.

enten entstehen. Die Wärme- und Salzflüsse durch diese Grenzflächen sind diffusiv getrieben. Da Wärme aufgrund des ca. 100fach größeren thermischen Diffusionskoeffizienten schneller über die Grenzfläche transportiert wird als Salz, wird die Flüssigkeit oberhalb der Grenzfläche lokal instabil. Turbulente Konvektion erzeugt dort relativ homogene Schichten und führt zu den beobachteten Treppenstrukturen in Temperatur- und Salzgehaltsprofilen. Entsprechend findet man dort, wo warmes und salzreiches Wasser über kaltem und salzarmem Wasser auftritt, an den Grenzflächen zwischen diesen beiden Schichten die "Salzfingerform" der Doppeldiffusion. In diesem Fall ist die Salzgehaltsschichtung die treibende Kraft für die Instabilität.

Da innerhalb der Zentralwassermassen bei ungestörten Verhältnissen Temperaturen und Salzgehalte mit der Tiefe abnehmen, ist die Temperaturverteilung bezüglich der Dichte stabil, und der destabilisierende Einfluß stammt aus der Salzgehaltsschichtung. Daher ist der Doppeldiffusionsprozeß in Form der Salzfingeraktivität von Bedeutung. Der Dichteparameter  $R_\rho$  ist definiert durch:

$$R_\rho = \frac{\alpha T_z}{\beta S_z}$$

wobei  $\alpha = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T}$  der thermische Expansionskoeffizient,  $\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S}$  der haline Kontraktionskoeffizient und  $T_z$  und  $S_z$  die vertikalen Gradienten von Temperatur und Salzgehalt sind. Der Wertebereich für  $R_\rho$ , innerhalb dessen Salzfingeraktivität möglich ist, ist sowohl nach oben als auch nach unten begrenzt. Die obere Grenze wurde von Stern (1960) anhand von einfachen Modellvorstellungen bestimmt und ist gegeben durch:

$$\frac{\alpha T_z}{\beta S_z} < \frac{K_T}{K_S} \approx 100$$

$K_T, K_S$  sind die molekularen Diffusionskoeffizienten für Wärme und Salz. Die untere Grenze für das Auftreten von Salzfingeraktivität ist durch die Forderung bestimmt, daß die Dichteschichtung stabil oder zumindest indifferent sein muß. Benutzt man eine linearisierte Dichteformel in der Form  $\rho = \rho_0(1 - \alpha T + \beta S)$ , so ergibt sich die Ungleichung  $\alpha T_z - \beta S_z \geq 0$  (Turner, 1973). Der Wertebereich von  $R_\rho$ , innerhalb dessen Salzfingeraktivität möglich ist, ist daher begrenzt durch:

$$1 \leq R_\rho \leq \frac{K_T}{K_S}$$

Die Anpassung konstanter  $R_\rho$ -Werte an die T/S-Beziehungen der Zentralwassermassen ergaben für NACW bzw. SACW Werte von 1.95 bzw. 1.89 (Schmitt, 1981). Sie liegen damit in einem Bereich, in dem Salzfingeraktivität verstärkt an Bedeutung gewinnt.

Obwohl Salzfingeraktivität auch schon bei hohen  $R_\rho$  -Werten im Bereich 100 auftreten kann, haben die Finger sehr niedrige Anwachsraten, bis  $R_\rho$  Werte kleiner als 2 erreicht. Schmitt und Evans (1978) geben für die exponentielle Wachstumsrate  $\lambda$  der Finger folgende Abhängigkeit von der lokalen Brunt-Väisälä-Frequenz  $N$  an:

$$\lambda = \left( \frac{k_t}{\nu} \right)^{\frac{1}{2}} N \left\{ \left[ 1 - \frac{\beta S_x}{\alpha T_x} \right]^{-\frac{1}{2}} - 1 \right\}$$

$\nu$  ist die kinematische Viskosität, die anderen Größen haben die zuvor definierten Bedeutungen. Mit dieser Formel ergibt sich eine Anwachsrates der Finger für  $R_\rho$  Werte von 2 von ca. 0.16  $N$ , so daß die dazugehörigen "e-folding"-Zeiten ( $1/\lambda$ ) bei  $2\pi/N$  liegen. Für kleiner werdende  $R_\rho$  -Werte werden die "e-folding"-Zeiten schnell kleiner, und man kann erwarten, daß die Fingeraktivität durch das interne Wellenfeld immer geringere Unterbrechung erfährt.

Ausgehend von den beobachteten niedrigen  $R_\rho$  -Werten stellt Schmitt (1981) die Hypothese auf, daß die beobachteten konstanten  $R_\rho$  -Werte in den Zentralwassermassen durch doppeldiffusive Prozesse aufrechterhalten werden. Es sind dabei zwei Aspekte doppeldiffusiver Vorgänge, die ganz besonders dafür sorgen, daß die Abweichungen von einem konstanten  $R_\rho$  extrem klein sind und die T/S-Beziehung sehr stabil wird. Zum ersten entfernt Doppeldiffusion T/S-Anomalien von Dichteflächen. Warme und salzreiche Anomalien steigen auf, kalte und salzarme Anomalien steigen ab, und zwar als Folge des Auftriebsgewinns bzw. Auftriebsverlusts durch den größeren Vertikaltransport von Salz als von Wärme in den Fingern. Die Vermischung hält so lange an, bis das anomale Wasser eine Isopykne entsprechend der eigenen T/S-Verteilung gefunden hat. Dies bedeutet, daß es in der beobachteten T/S-Kurve kaum Abweichungen zwischen Profilen gibt. Es sagt aber noch nichts über die Form der T/S-Kurve aus. Daß diese einer Linie mit konstantem  $R_\rho$  im T/S-Diagramm entspricht, liegt daran, daß, wie in Laborexperimenten gezeigt werden konnte, die Vermischungsintensität von Salz fingern selber wieder eine Funktion des Dichteparameters  $R_\rho$  ist. Dies bedeutet, daß jede Abweichung von einem konstanten  $R_\rho$  zu Salzfluß-Konvergenzen oder Divergenzen führt, die dann ihrerseits die Abweichung in  $R_\rho$  beseitigen.

Um für die Anwendung der klassischen T/S-Analyse und der Multiparameter-Methode eine lineare T/S - Beziehung für das NACW zu erhalten, wurde der T/S-Bereich in zwei Teile unterteilt und für jeden Teil getrennt eine Regressionsgerade angepaßt. Da die drei Datensätze keine zwischenjährlichen Schwankungen in der T/S-Beziehung zeigten,



wurden zur Ermittlung der Wassermassencharakteristik die Datensätze zusammengefügt. Die beiden resultierenden Regressionsgeraden sind zusammen in Abb. 4.2 d abgebildet. Der Regressionskoeffizient für den aus insgesamt 20 Profilen bestehenden Datensatz betrug 0.99 bzw. 0.97 für den oberen bzw. unteren Teil des Regressionsbereichs.

Abb. 4.3 (a-c) zeigt die T/S-Beziehung für reines SACW während der drei Vermessungen. Auch hier wurden, zu einer ersten Orientierung bezüglich der Lage der T/S-Profile, die Definitionsggeraden von Tomczak und Hughes (1980) benutzt. In allen drei Vermessungen streuen die ausgewählten T/S-Profile um diese Definitionsggerade, zeigen aber nicht wie beim NACW systematische Abweichungen. So ist der Unterschied zwischen der hier ermittelten Definitionsggerade (Abb.4.3.d) und der von Tomczak und Hughes (1980) gering. Das Rauschniveau in den T/S-Profilen des SACW, hervorgerufen durch Mischung der Wassermasse bei Kontakt mit den äquatorialen Wassermassen, liegt höher als beim NACW und resultiert in einem niedrigeren Regressionskoeffizienten (0.95). Aufgrund des kleineren T/S-Bereichs ist die Krümmung in der T/S-Charakteristik des SACW nicht sehr ausgeprägt, so daß nur eine Regressionsgerade angepaßt wurde. Insgesamt 24 Profile wurden in die Berechnungen einbezogen.

Für die Anwendung der Multiparameter-Methode mußten zusätzlich aus dem Datensatz noch Temperatur/Nährstoff- und Temperatur/Sauerstoff- Beziehungen abgeleitet werden. Dazu wurden Daten der Stationen benutzt, die schon für die Bestimmung der T/S-Charakteristik von NACW und SACW benutzt worden waren. Die Lage der Stationen ist in Abb. 4.4 wiedergegeben. Die Regressionsanalysen liefern sowohl die nötigen Parameterwerte für die Wassermassendefinitionsmatrix  $A$  als auch die Wichtungen für die Verlässlichkeit der Information aus den rms-Streuungen der Werte um die Definitionsggeraden. Abb. 4.5 zeigt die Nährstoffwerte für reines NACW mit den daraus ermittelten Regressionsgeraden, Abb. 4.6 zeigt die entsprechenden Werte für reines SACW. Die Streuung dieser Daten um die Regressionsgeraden ist erheblich und resultiert in einer geringeren Wichtung dieser Information in der Multiparameter-Analyse. Die aus diesen Analysen abgeleiteten Definitionswerte der Ursprungswassermassen sowie die zugehörigen Standardabweichungen sind in Tab. 4.1 wiedergegeben.

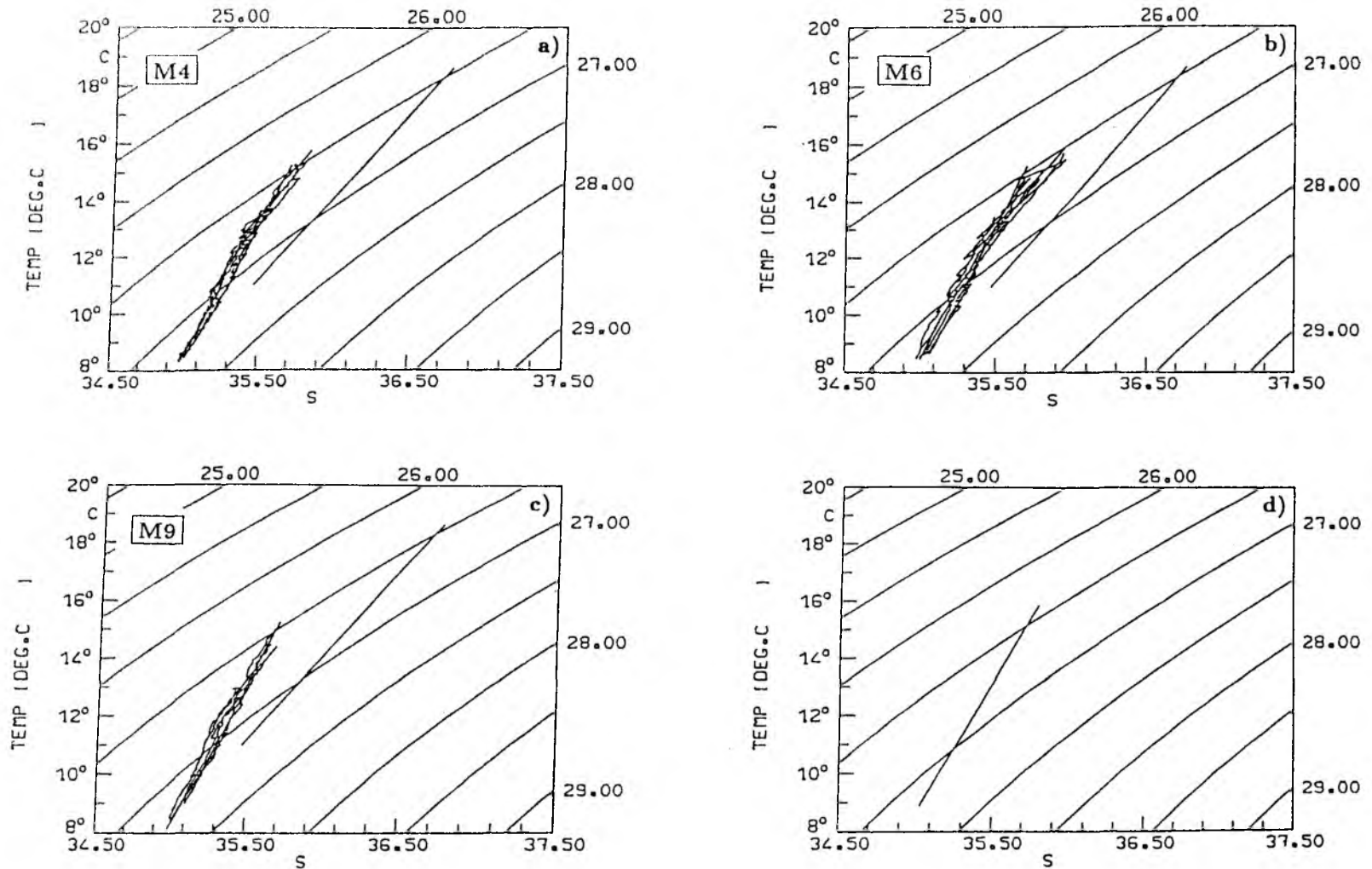


Abbildung 4.3: T/S-Charakteristik für reines SACW

a) für Daten der "Meteor"-Reise 4, b) für Daten der "Meteor"-Reise 6 und c) für Daten der "Meteor"-Reise 9. Abb. 4.3 d) zeigt die aus diesen Datensätzen über lineare Regression ermittelte SACW-Definitionskurve. Die in Abb. a-c) eingetragenen Geraden stellen die von Tomczak und Hughes (1980) ermittelten Definitionslinien für NACW und SACW dar.

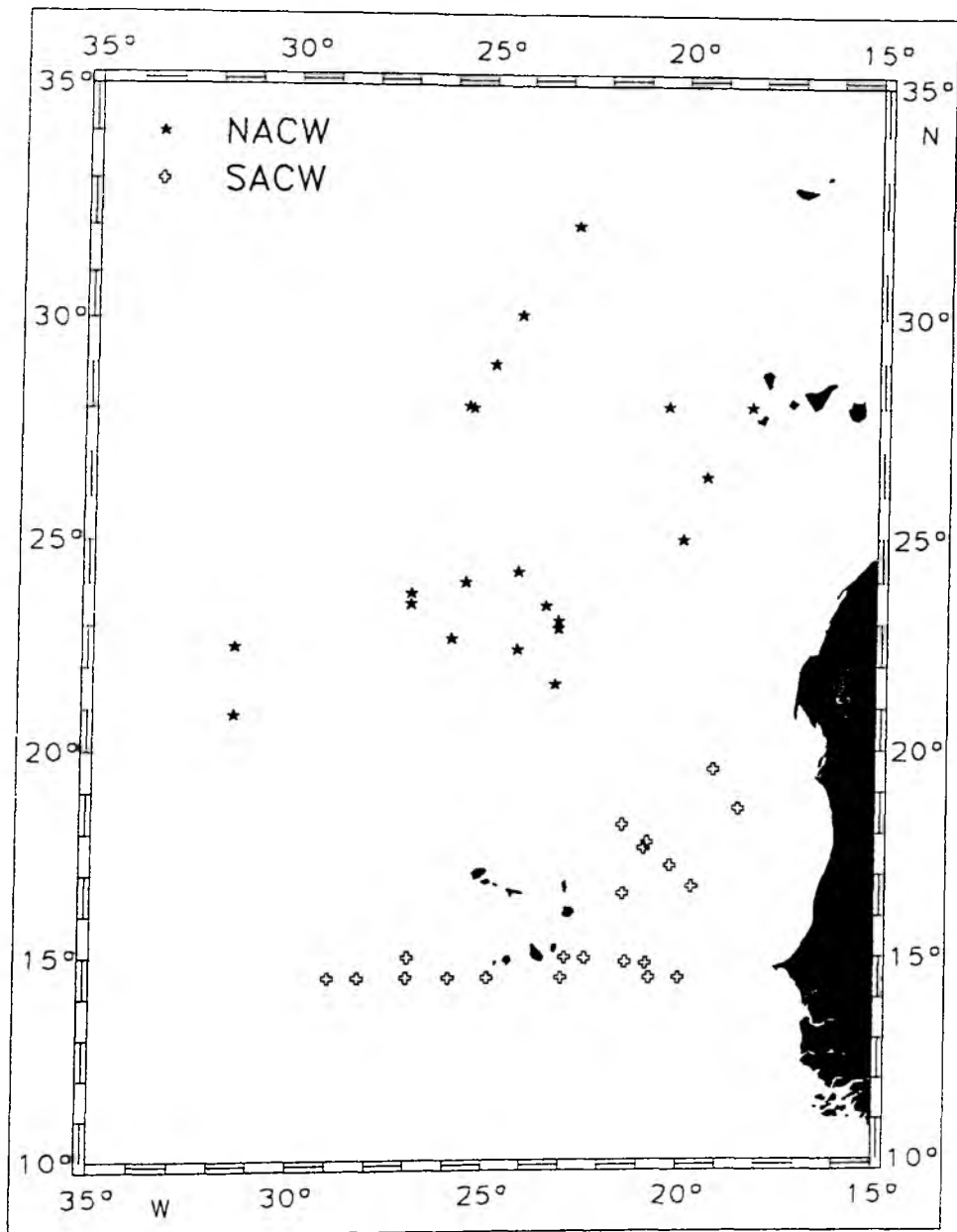


Abbildung 4.4: Positionen der Stationen, die zur Ermittlung der Temperatur/Salzgehaltsbeziehungen und der Temperatur/Nährstoffbeziehungen benutzt worden sind. Sterne markieren die Lage der Stationen, die NACW repräsentieren, Kreuze die Positionen der SACW-Stationen.

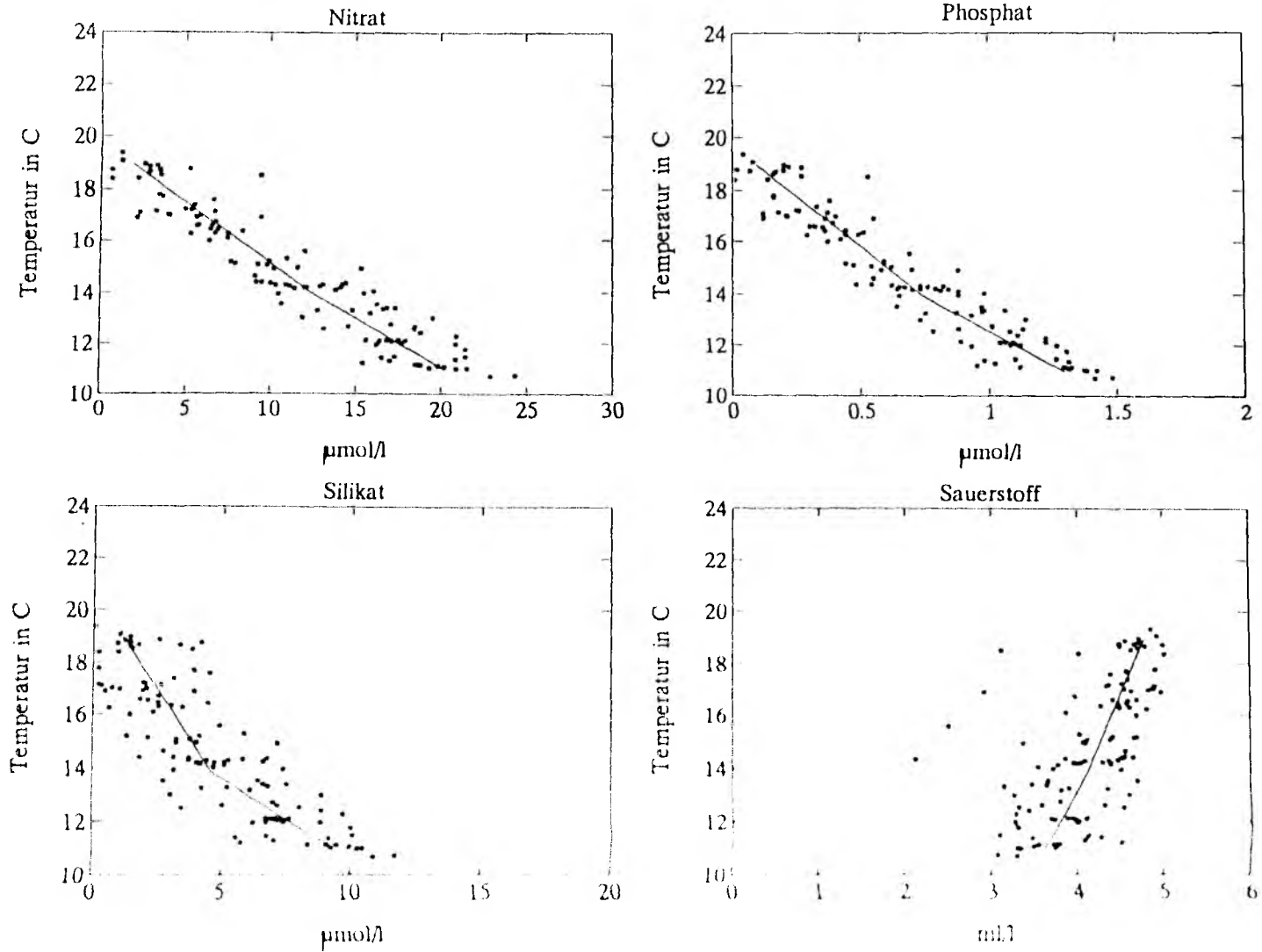


Abbildung 4.5: Temperatur/Nährstoff-Beziehungen für reines NACW. Die Lage der benutzten Stationen ist in Abb. 4.4 wiedergegeben. Die eingetragenen Geraden sind über lineare Regression aus dem Datensatz ermittelt und wie die T/S-Beziehung für NACW in zwei Bereiche unterteilt.

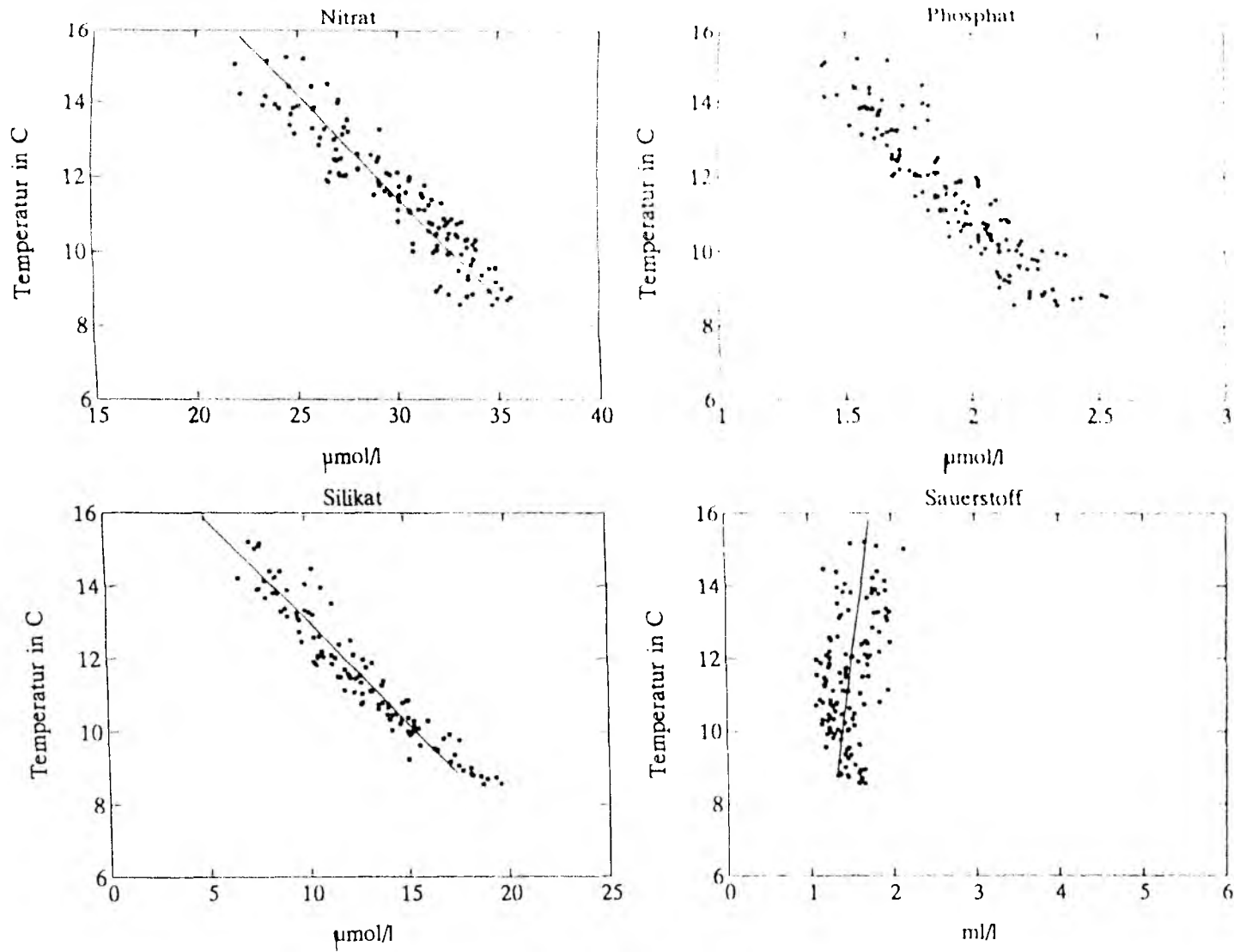


Abbildung 4.6: Temperatur/Nährstoffbeziehungen für reines SACW. Die Lage der benutzten Stationen ist in Abb. 4.4 wiedergegeben. Die eingetragene Gerade ist über lineare Regression aus dem Datensatz ermittelt.

Parameter	NACW			SACW		S.D.
	oberes	mittleres	unteres	oberes	unteres	
<i>T</i>	18.972	13.893	10.975	15.835	8.862	0.239
<i>S</i>	36.800	35.880	35.498	35.805	35.035	0.034
<i>NO<sub>3</sub></i>	1.819	12.610	20.196	22.833	35.499	2.170
<i>PO<sub>4</sub></i>	0.094	0.750	1.294	1.394	2.319	0.130
<i>SiO<sub>4</sub></i>	0.439	3.855	8.590	6.850	18.027	1.540
<i>O<sub>2</sub></i>	4.776	4.117	3.598	1.586	1.171	0.410

Tab.4.1 Definitionswerte für reines NACW und SACW mit dazugehörigen Standardabweichungen S.D.

Da die Multiparameter-Methode ein lineares System von Mischungsgleichungen löst, sind alle abgeleiteten Parameterbeziehungen auf lineare Abhängigkeiten reduziert worden. Die ausgewählten Parameter konnten alle als lineare Funktionen der Temperatur dargestellt werden. Daß sich unter diesen Voraussetzungen ein linear unabhängiges System von Gleichungen schaffen läßt, welches vollen Rang hat, liegt daran, daß die jeweiligen Parameterbeziehungen für NACW und SACW unterschiedlich sind, d.h. unterschiedliche Steigung haben. Die Kombination beider Wassermassen in der Mischungsanalyse verhindert daher, daß das Gleichungssystem entartet.

### 4.3 Vorstellung und Vergleich der Ergebnisse der beiden Wassermassenanalysen

Die schon in Kapitel 2 vorgestellten Wassermassenanteile, die unter der Voraussetzung isopyknischer Vermischung berechnet werden konnten, sollen nun in Form von Vertikalschnitten mit entsprechenden Verteilungen verglichen werden, die aus der Anwendung der Multiparameter-Methode resultieren. Abweichungen zwischen beiden Ergebnissen, werden als Indiz dafür gewertet, daß die Annahme rein isopyknischer Vermischung wichtige Prozesse in der Kapverden-Frontalzone nicht berücksichtigt.

Die Multiparameter-Methode ist nur auf die Datensätze der "Meteor"-Reisen 6 und 9 angewandt worden, da die Nährstoffverteilung für die "Meteor"-Reise 4 so unregelmäßig war, daß durch die Interpolation der Daten zu große Ungenauigkeiten entstanden. Für diesen Datensatz sind daher nur die Wassermassenverteilungen aus der

isopyknischen Mischungsanalyse für zwei Schnitte aus der Zentralwassermassengrenze dargestellt (Abb. 4.7 und 4.8). Abgebildet ist die Vertikalverteilung des NACW-Gehalts in %. Der SACW-Gehalt in der Wassermasse ergibt sich durch die Differenz zu 100%. Während in Abb. 4.7 der nördliche Teil des Schnittes mit Werten  $> 90\%$  durch nahezu reines NACW gekennzeichnet ist, findet man am südlichen Ende eine Struktur, die sich in den objektiven Analysen wegen ihrer geringen horizontalen Erstreckung nicht auflösen ließ. Während auch die südlichste Station 301 die Wassermasseneigenschaften von NACW aufweist, findet über eine geringe Distanz von weniger als 47 km zu Station 302 ein Wechsel zu SACW-Charakteristiken statt, der den ganzen Tiefenbereich umfaßt. In den beiden isolierten Kernen bei Station 303 ist der NACW-Gehalt bei 200 dbar auf unter 20% gesunken, in dem tieferen Kern liegen die Werte immerhin noch unter 40%. Die Temperatur- und Salzgehaltsgradienten waren, wie es sich auch in der Drängung der NACW-Isolinien andeutet, an der linken Flanke des Mäanders bei Station 303 besonders ausgeprägt und erreichten hier Werte von mehr als  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  pro 40 km und 0.8 psu pro 40 km. Solche schmalen mäanderartigen Strukturen wurden bislang nur in den Frontbeobachtungen von Manriquez und Fraga (1982) gefunden (s. Abb. 3.2).

Der zweite Wassermassenschnitt weiter südlich (Abb. 4.8) aus dem Datensatz der "Meteor"-Reise 4 zeigt, daß neben nahezu senkrecht verlaufenden Wassermassenanteil-Isolinien im Bereich der Front sowohl auf der NACW-Seite als auch auf der SACW-Seite isolierte Strukturen auftreten. So findet man z.B. im NACW-Bereich eine größere Struktur mit etwas niedrigeren NACW-Gehalten bei Station 315 und 316 sowie einen isolierten Wasserkörper mit NACW-Gehalten  $> 50\%$  unterhalb von 250 m auf der SACW-Seite bei Station 320. Die Wassermassengrenze selbst verläuft zwischen den Stationen 318 und 319, wie es sich schon in der Verteilung des Salzgehalts (s. Abb. 3.3) für diesen Schnitt hatte ablesen lassen.

Die Ergebnisse der beiden Analysenmethoden sowie die Differenz zwischen beiden Ergebnissen sind in Abb. 4.9 (a-c) für einen Schnitt der "Meteor"-Reise 6 dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen der beiden Analysen ist auf den ersten Blick gut, was aufgrund der hohen Gewichtung der Temperatur- und Salzgehaltsinformation in der Multiparameteranalyse auch zu erwarten war. So legen beide Analysen die Zentralwassermassengrenze, gekennzeichnet durch die 50%-NACW-Isolinie, zwischen den Stationen 837 und 836 fest. Auch die leichte Westwärtsneigung der Front

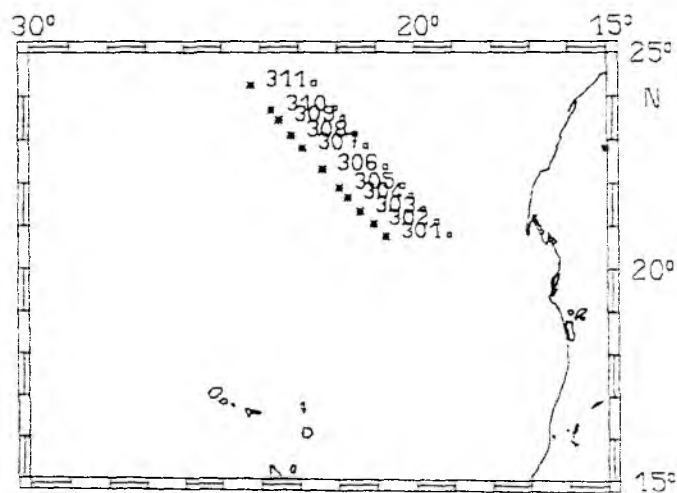
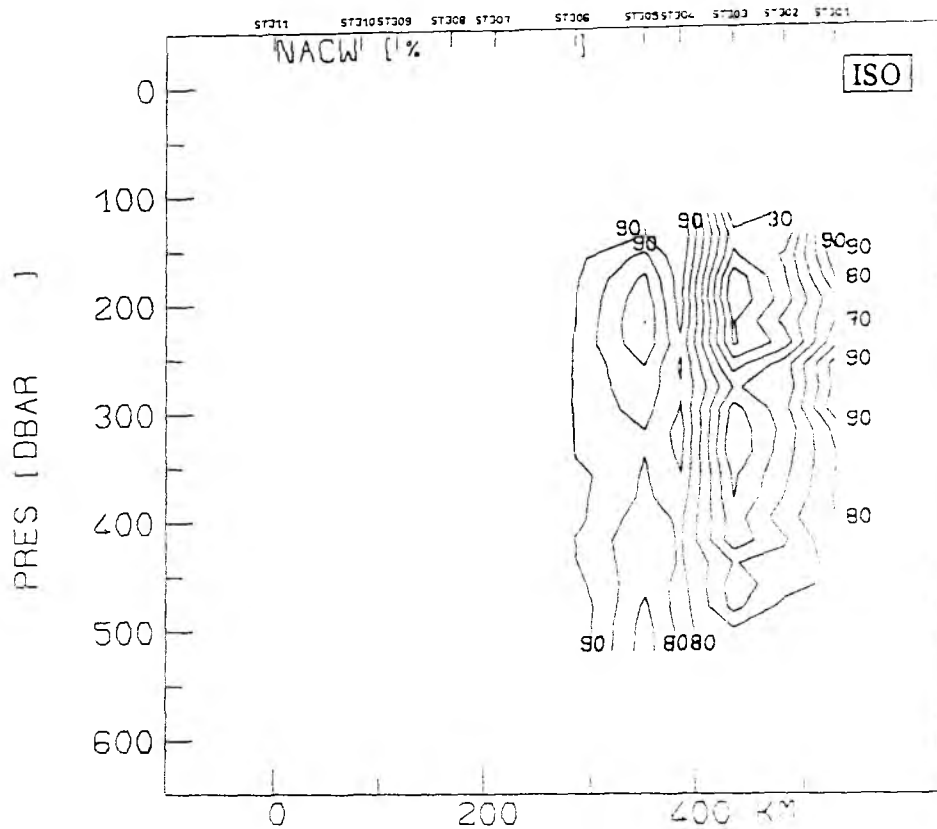


Abbildung 4.7: Wassermassenverteilung für einen Schnitt der "Meteor"-Reise 4. Die Lage der Stationen ist in der Weiskarte angegeben. Die berechneten prozentualen Anteile von NACW an der Wasserprobe sind unter der Annahme isopyknischer Vermischung aus der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung berechnet worden.



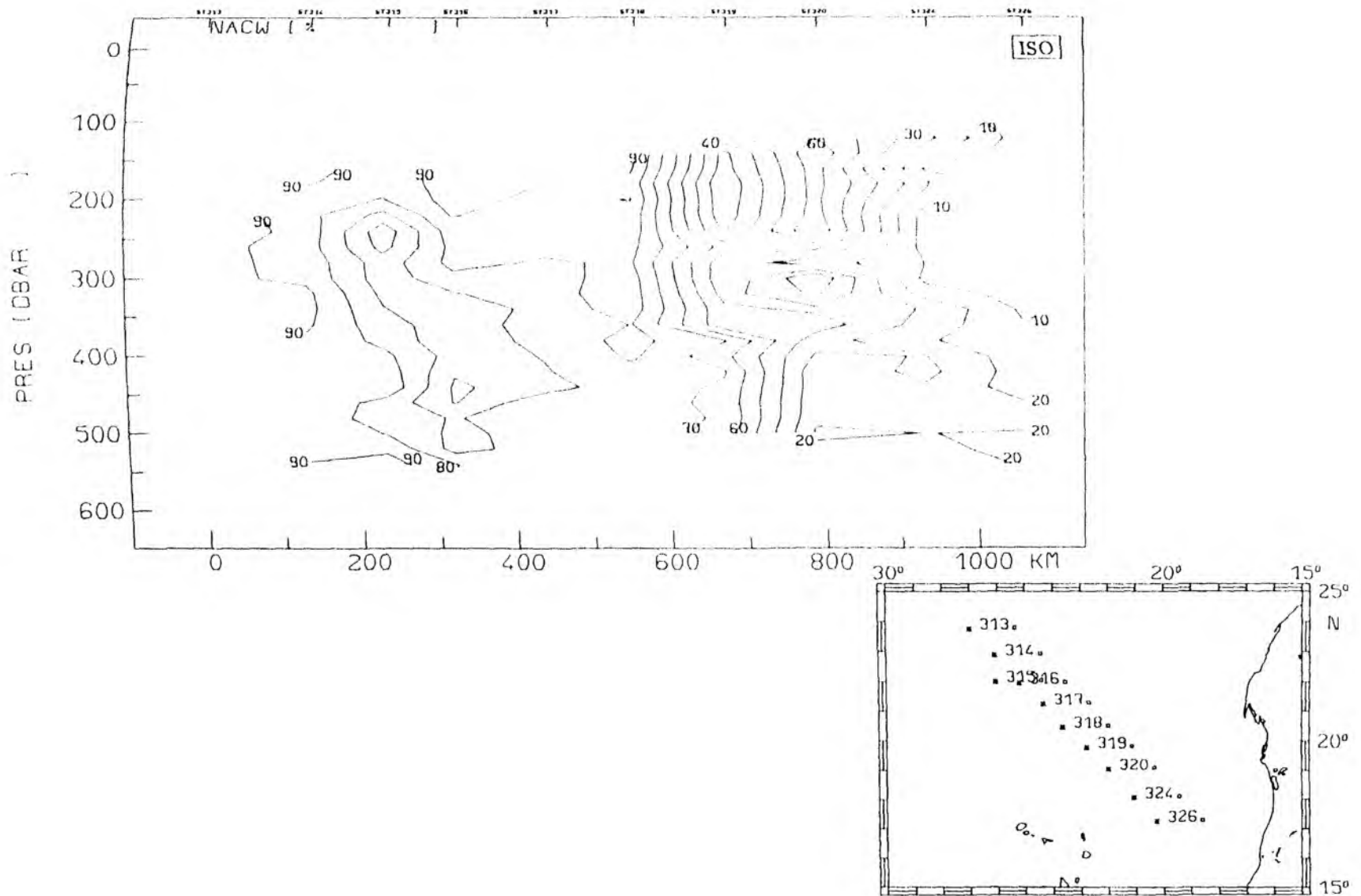


Abbildung 4.8: Wassermassenverteilung für einen Schnitt der "Meteor"-Reise 4. Die Lage der Stationen ist in der Weiserkarte angegeben. Die berechneten prozentualen Anteile von NACW an der Wasserprobe sind unter der Annahme isopyknischer Vermischung aus der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung berechnet worden.

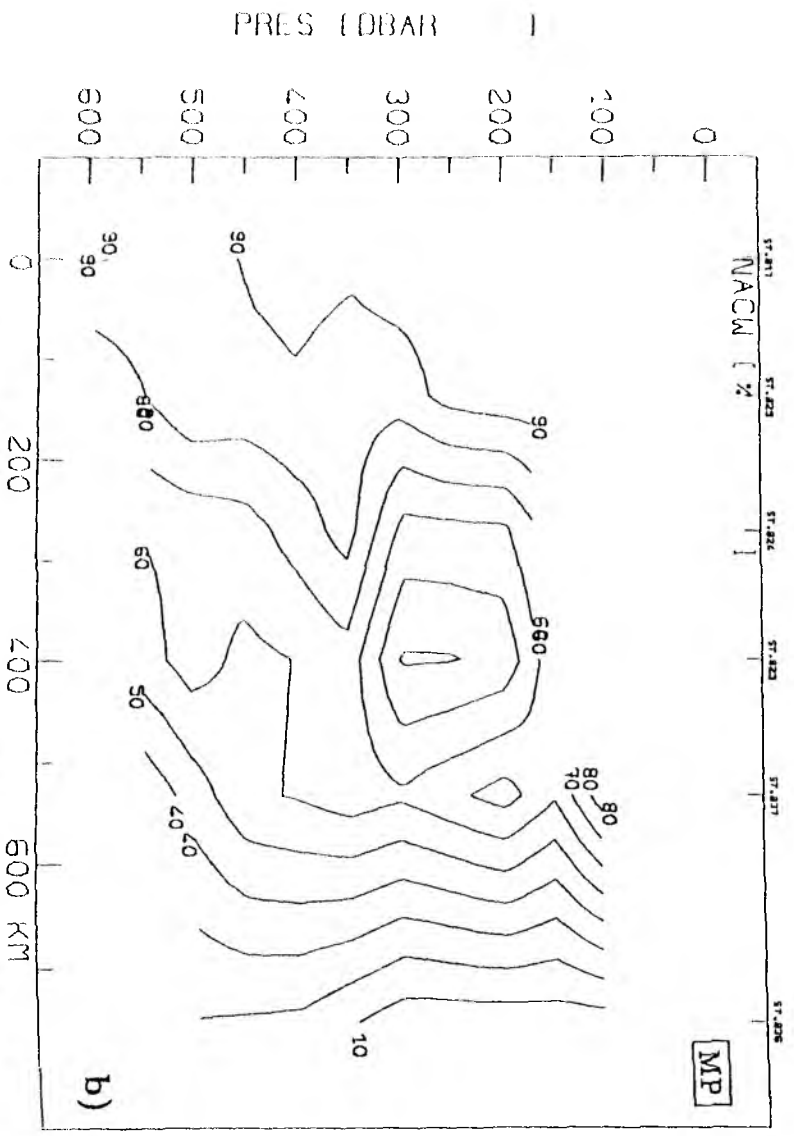
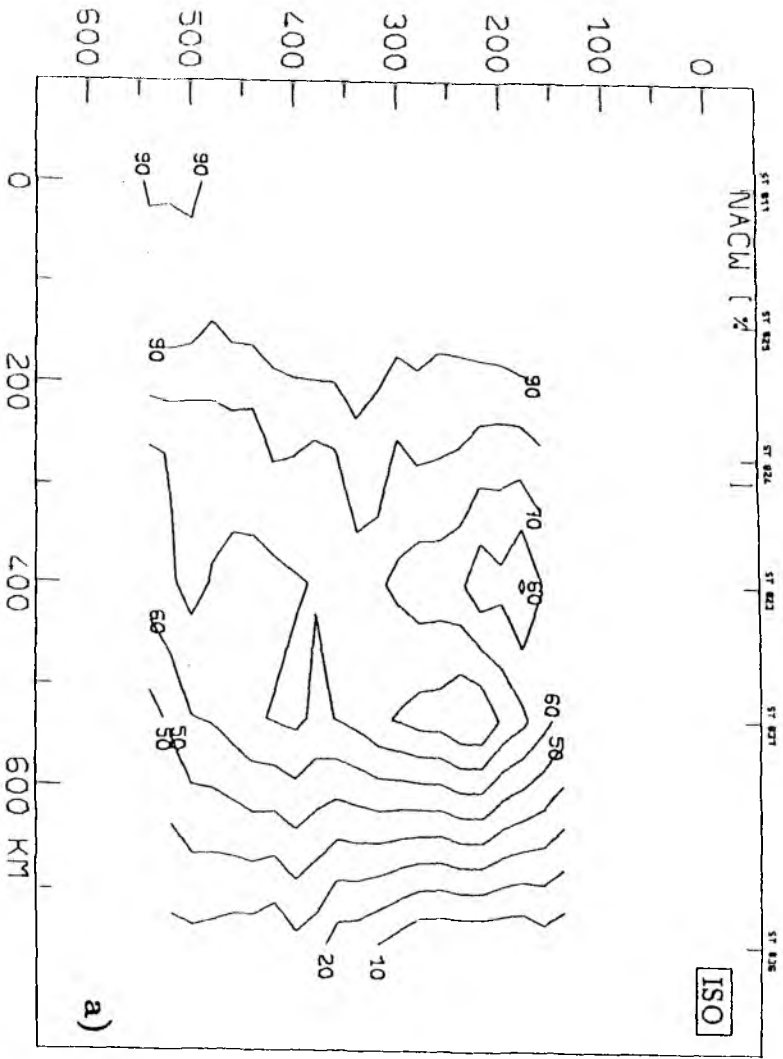


Abbildung 4.9: wird fortgesetzt, Bildunterschrift siehe nächste Seite

PRES (DBAR )



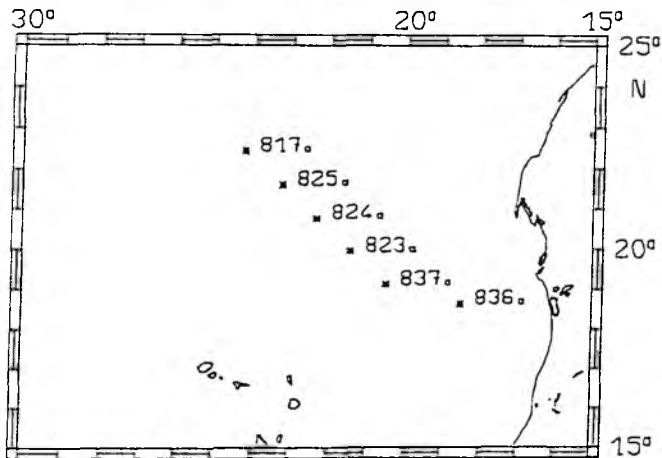
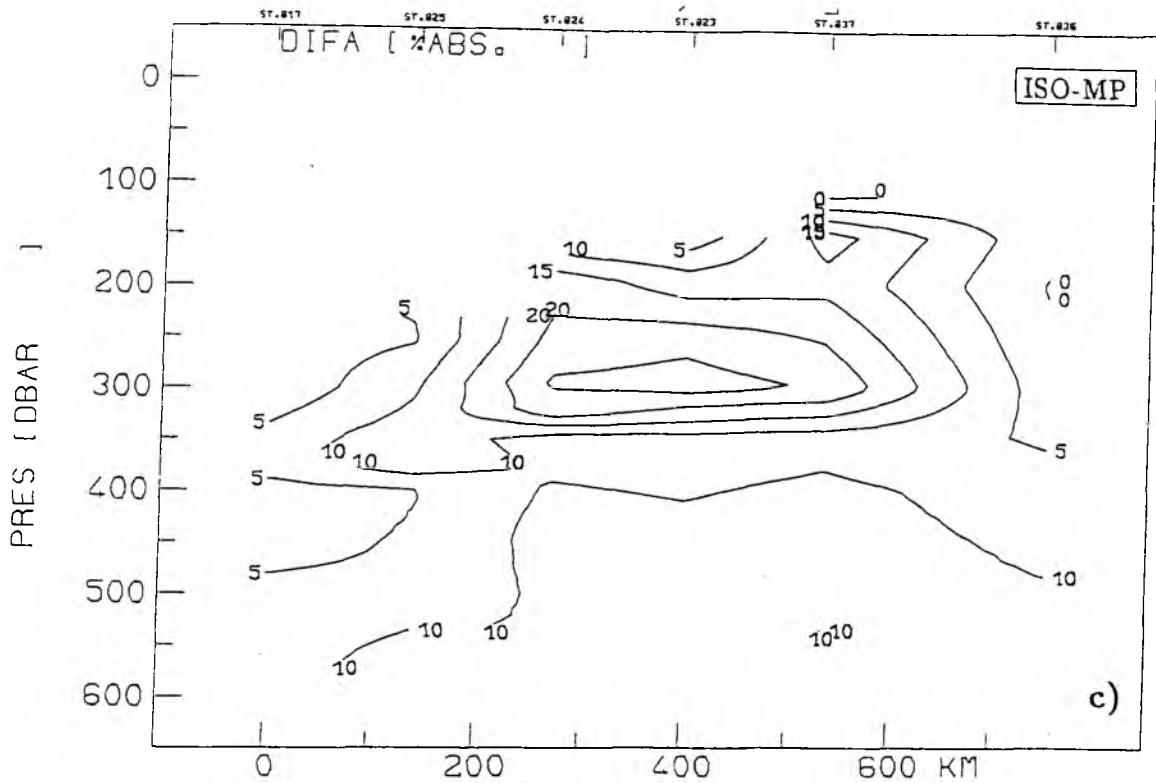


Abbildung 4.9: Wassermassenverteilung für einen Schnitt der "Meteor"-Reise 6. Die Lage der Stationen ist in der Weiskarte angegeben.

a) NACW-Gehalt bei Voraussetzung isopyknischer Vermischung, berechnet aus Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen.

b) NACW-Gehalt aus der Multiparameter-Analyse, berechnet unter Berücksichtigung der Temperatur-, Salzgehalts-, Nährstoff- und Sauerstoffverteilungen.

c) Differenz im Wassermassengehalt zwischen isopyknischer und Multiparameter-Analyse. Das Konturintervall beträgt 5% NACW-Anteil.

unterhalb von 500 dbar wird in beiden Darstellungen wiedergegeben. Genau wie die isopyknische Wassermassenanalyse ist auch die Multiparameter-Methode in der Lage, die Existenz isolierter Wasserkörper bei Station 823 und 837 zu reproduzieren, weist ihnen aber deutlich unterschiedliche NACW-Gehalte zu. Die Informationen, die in den Nährstoffverteilungen enthalten sind, führen trotz der geringeren Wichtungen an diesen Stationen zu Änderungen in den vorhergesagten Wassermassenanteilen. Die Differenz zwischen den Ergebnissen der beiden Analyseverfahren (Abb. 4.9c) weist höchste Abweichungen mit Werten zwischen 15 und 25 % für den Tiefenbereich 200 -300 dbar auf. Wie noch im Vergleich mit weiteren Schnitten zu sehen sein wird, treten diese Differenzen eher auf der NACW-Seite der Front auf, und zwar verstärkt dort, wo die Wassermassengehalte nahe 50% liegen.

Abb. 4.10 (a-c) zeigt die Wassermassenverteilungen für einen weiter im Norden liegenden Schnitt der "Meteor"-Reise 6. Dieser Schnitt ist mit einem geringeren Stationsabstand erfaßt worden. In dieser Auflösung zeigen sich in der isopyknischen Wassermassenanalyse (Abb. 4.10a) an vielen Stationen isolierte Wasserkörper. Sie geben damit einen Hinweis darauf, daß durch Intrusionen und Wirbelaktivität ein Wassermassenaustausch über die Front hinweg stattfinden kann. Das Fehlen von Isolinien für die Stationen 833 und 834 erklärt sich daraus, daß die Wassermassencharakteristik dieser Stationen nicht der von NACW und SACW entsprach. Sie deckte sich aber auch nicht mit der T/S-Charakteristik des in diesem Gebiet vereinzelt auftretenden Banc d'Arguin-Wassers. Der Ursprung dieser anomalen Wassermasse konnte anhand dieses Datensatzes nicht geklärt werden. Auch für diesen Schnitt ist die generelle Übereinstimmung der Ergebnisse der Multiparameter-Methode (Abb. 4.10b) mit derjenigen der isopyknischen Analyse gut. Doch während die isopyknische Wassermassenanalyse die Zentralwassermassengrenze, gegeben durch die 50 %-NACW-Linie, zwischen Station 829 und 830 diagnostiziert, zeigen die Ergebnisse der Multiparameter-Methode eine Verschiebung nach Westen zur Station 828. Daß eine Verschiebung der Frontlage abgelesen werden kann, liegt sicherlich auch an der besseren Auflösung dieses Schnittes im Vergleich zu anderen Schnitten. Die Westwärtsneigung von Isolinien auf der NACW-Seite der Front wird, wenn auch mit unterschiedlichen NACW-Gehalten, in beiden Darstellungen wiedergegeben. Im Vergleich beider Analysen (Abb. 4.10c) kann man generell eine Tendenz der Multiparameter-Methode feststellen, niedrigere NACW-Gehalte zu diagnostizieren. Die Differenzen zwischen beiden Analysen weisen wiederum die höchsten Abweichungen im Tiefenbereich zwischen 200 und 300 m auf. Maximale Abweichungen von mehr als 25% NACW-Anteil ergeben sich bei Station

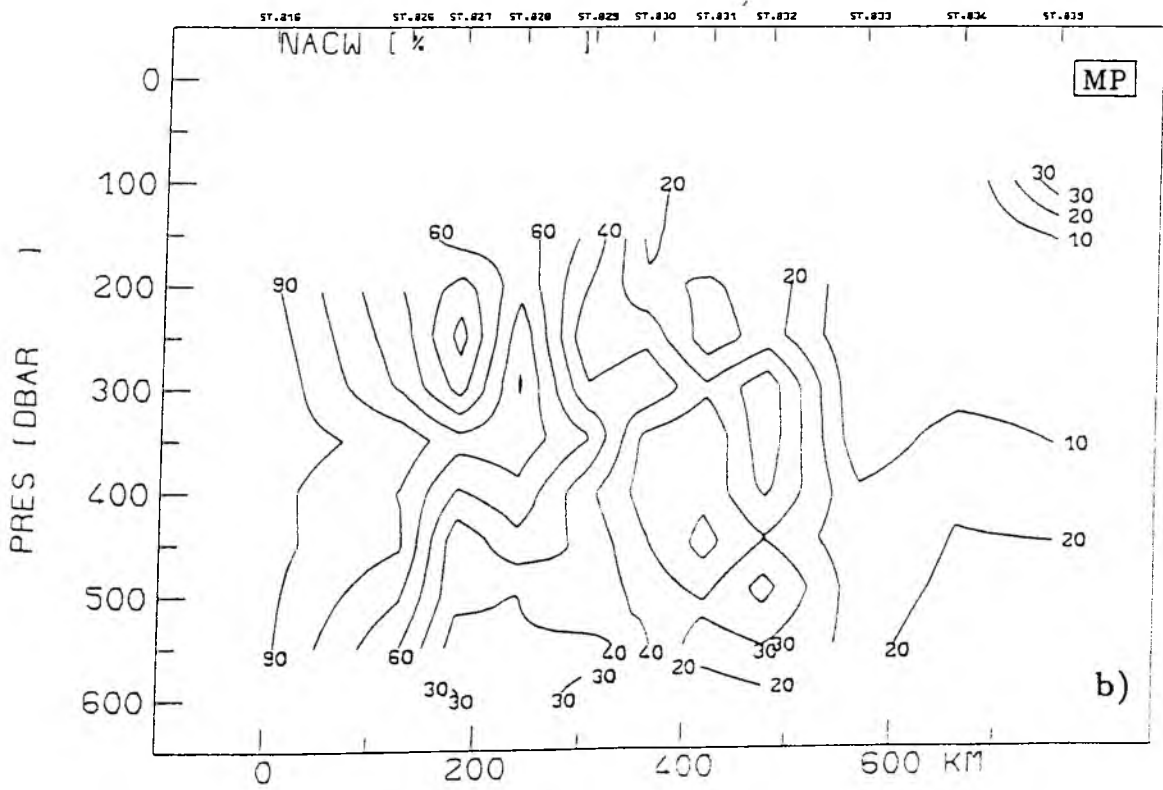
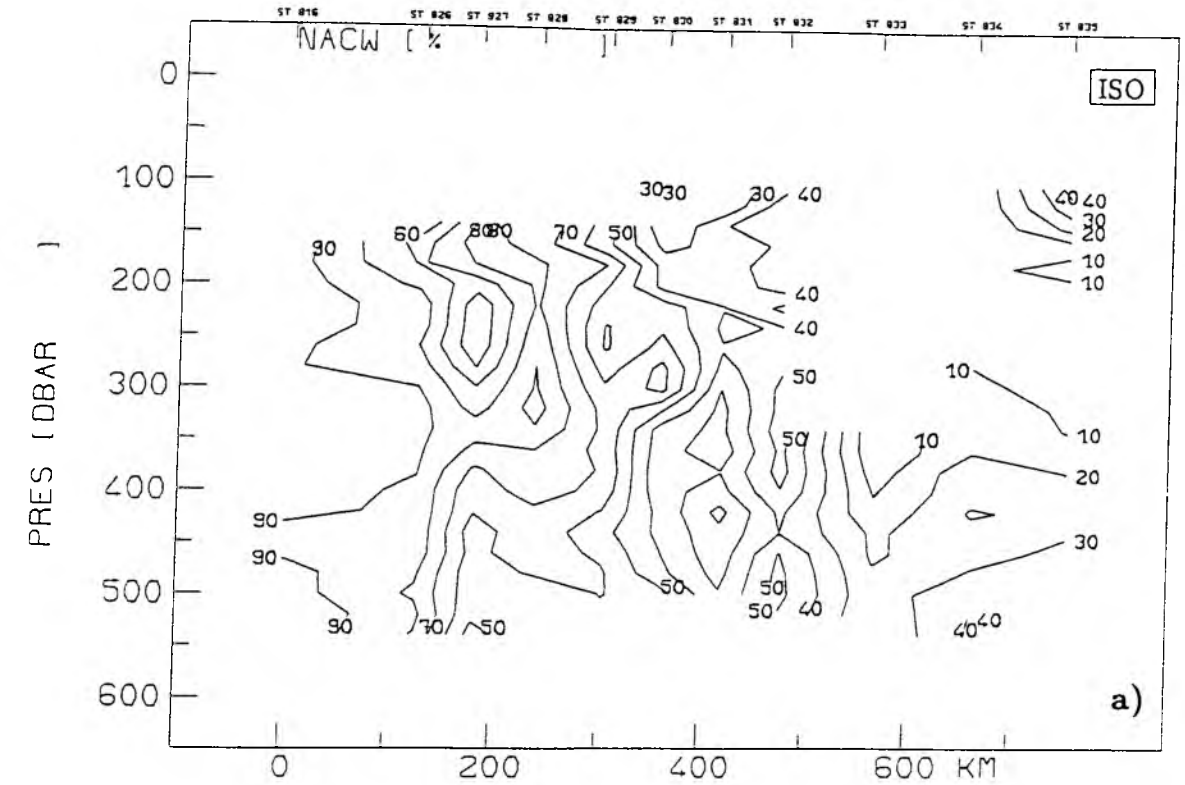


Abbildung 4.10: wird fortgesetzt, Bildunterschrift siehe nächste Seite

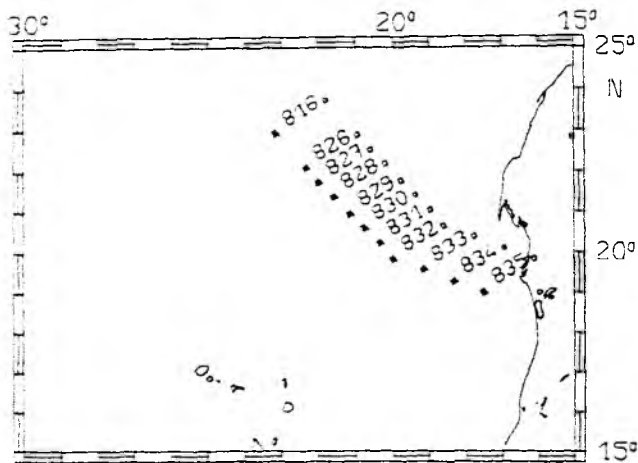
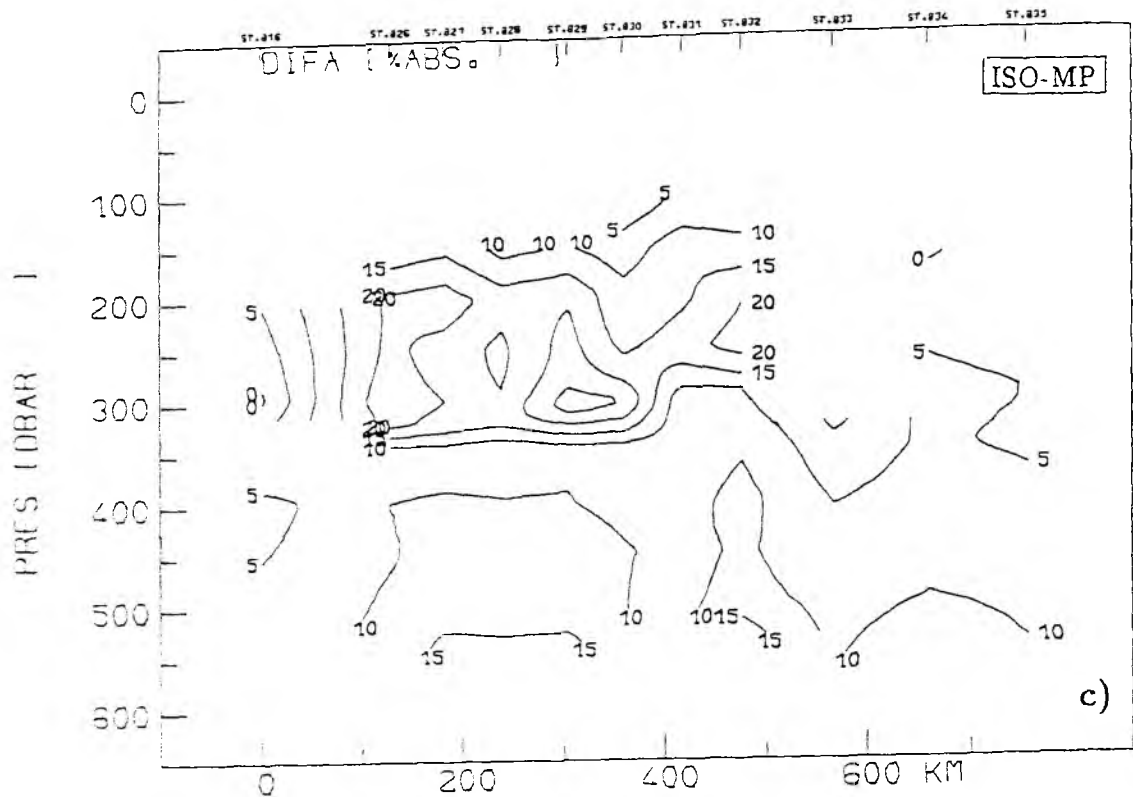


Abbildung 4.10: Wassermassenverteilung für einen Schnitt der "Meteor"-Reise 6. Die Lage der Stationen ist in der Weiskarte angegeben.

a) NACW-Gehalt bei Voraussetzung isopyknischer Vermischung, berechnet aus Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen.

b) NACW-Gehalt aus der Multiparameter-Analyse, berechnet unter Berücksichtigung der Temperatur-, Salzgehalts-, Nährstoff- und Sauerstoffverteilungen.

c) Differenz im Wassermassengehalt zwischen isopyknischer und Multiparameter-Analyse. Das Konturintervall beträgt 5% NACW-Anteil.

829, die direkt an der Front liegt.

Abb. 4.11 und Abb. 4.12 stellen zwei Wassermassenschnitte vor, die aus dem Datensatz der "Meteor"-Reise 9 stammen. Abb. 4.11 (a-c) zeigt die Wassermassenverteilung für einen schon bei der Darstellung der zwischenjährlichen Variabilität in der Kapverden-Frontalzone diskutierten Schnitt (s. Abb. 3.7). Die nahezu waagerechten Verläufe der Isohalinen in den oberen 150 m hatten es in dieser Vermessung schwierig gemacht, die Frontposition über den Salzgehalt festzulegen. Die isopyknische Wassermassenanalyse reflektiert dieses Verhalten, in dem Bereich der Stationen 92-94 wird in diesem Tiefenbereich ein nahezu gleicher NACW-Gehalt um 50% diagnostiziert. Im Tiefenbereich unterhalb von 250 m ist die Front als klares Signal zwischen Station 83 und 91 zu erkennen. Die Ergebnisse der Multiparameter-Analyse (Abb. 4.11.b) geben die wichtigsten Strukturen ähnlich wieder, so z.B. die Zunge mit niedrigen NACW-Gehalten, die sich im Tiefenbereich von 200 -300 m unterhalb von höheren NACW-Werten von Station 91 aus in Richtung der Zentralwassermassengrenze nach Westen erstreckt. Sieht man sich die Differenzen zwischen den beiden Analysen an, so sind diese etwas kleiner als in den Ergebnissen der "Meteor"-Reise 6. Die Maximalwerte liegen zwischen 15 und 20 % und treten zum einen im Bereich der tieferen Front bei Station 80 und 86 sowie am südlichen Ende des Schnittes im Tiefenbereich 200 bis 300 m dort auf, wo beide Analysen noch starke Änderungen in den Wassermassencharakteristiken vorhersagten.

Auch der zweite Schnitt der "Meteor"-Reise 9 (Abb. 4.12 a-c) etwas weiter südlich zeigt die generelle Tendenz, oberhalb von 150 m auf der SACW-Seite der Front eine vertikale Schichtung der Wassermassen mit NACW-reichem über SACW-reichem Wasser vorherzusagen. Dies unterscheidet die Vermessung der "Meteor"-Reise 9 von den beiden vorangegangenen Vermessungen, in denen die Schichtung größere Neigungen aufwies. Besonders auffällig sind auf diesem Schnitt (Abb. 4.12a) die beiden isolierten Wasserkörper mit NACW-Gehalten zwischen 70 und 80%, die bei Station 110 und 104 auftreten. Sie befinden sich auf den beiden Flanken eines Kerns mit niedrigen NACW-Gehalten zwischen Station 107 und 105. Bei Station 105 sinken die NACW-Gehalte im 300 m-Niveau unter 20%. Diese niedrigen NACW-Gehalte und damit hohen SACW-Konzentrationen sind mit den küstenfernen Stromzweig verbunden, in dem SACW in Richtung Norden transportiert wird (Hagen et al., 1986). Dieser Stromzweig biegt nordöstlich der Kapverden nach Westen um. Im Vergleich mit der Multiparameter-Methode muß darauf geachtet werden, daß die Strukturen durch die



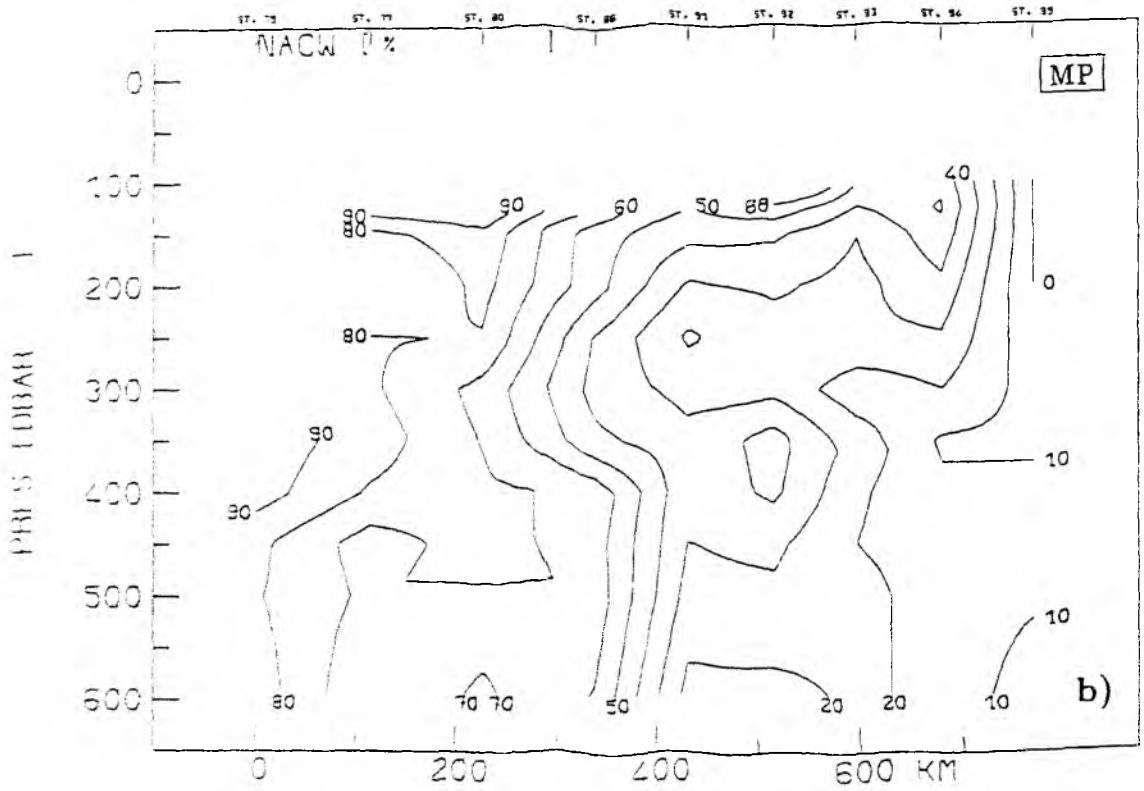
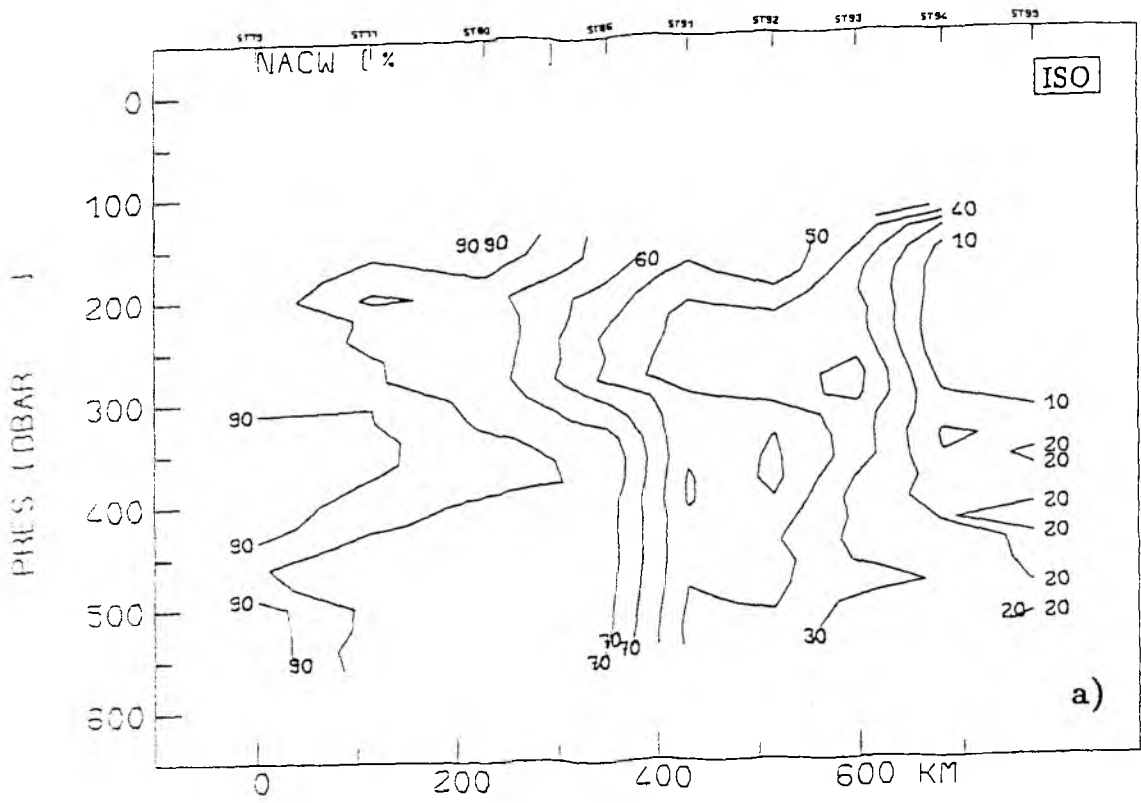


Abbildung 4.11: wird fortgesetzt, Bildunterschrift siehe nächste Seite

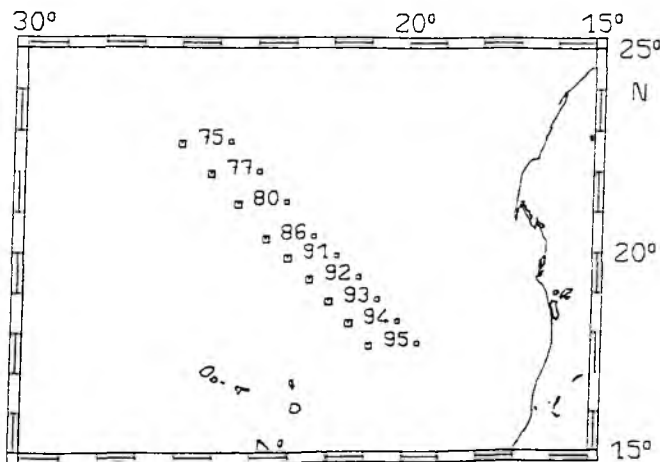
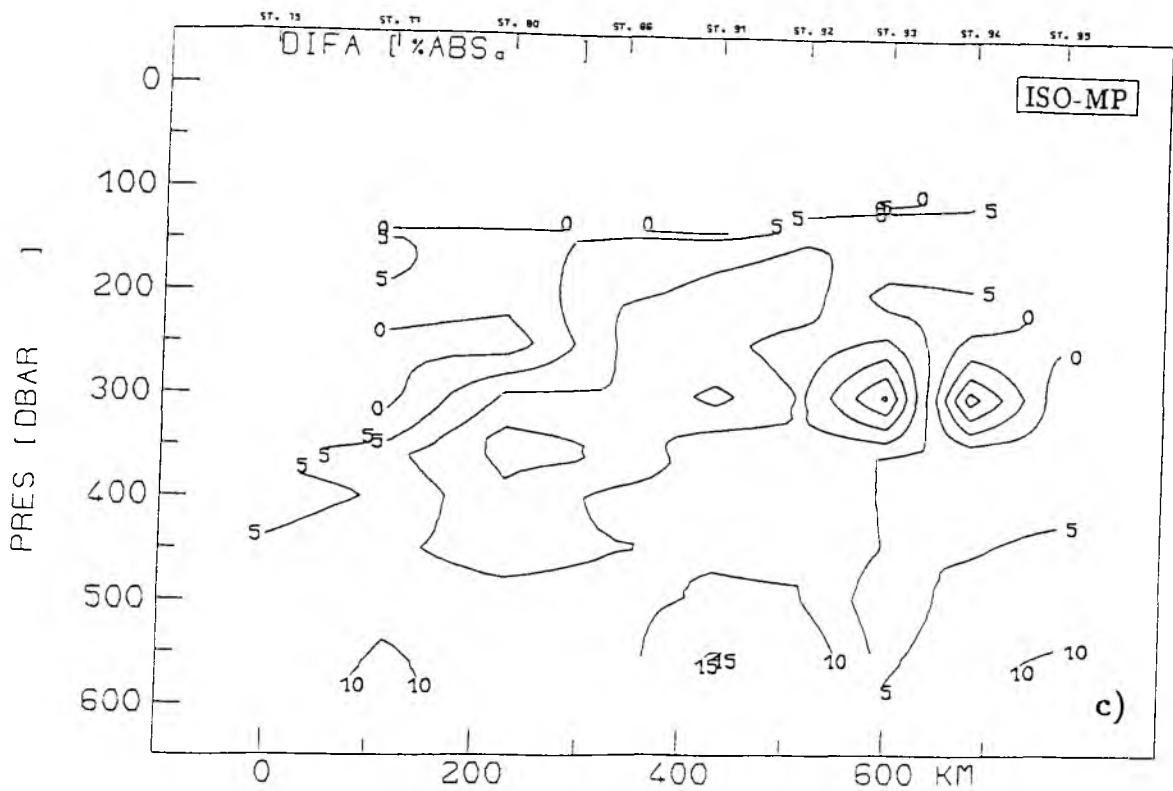


Abbildung 4.11: Wassermassenverteilung für einen Schnitt der "Meteor"-Reise 9. Die Lage der Stationen ist in der Weiskarte angegeben.

a) NACW-Gehalt bei Voraussetzung isopyknischer Vermischung, berechnet aus Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen.

b) NACW-Gehalt aus der Multiparameter-Analyse, berechnet unter Berücksichtigung der Temperatur-, Salzgehalts-, Nährstoff- und Sauerstoffverteilungen.

c) Differenz im Wassermassengehalt zwischen isopyknischer und Multiparameter-Analyse. Das Konturintervall beträgt 5% NACW-Anteil.

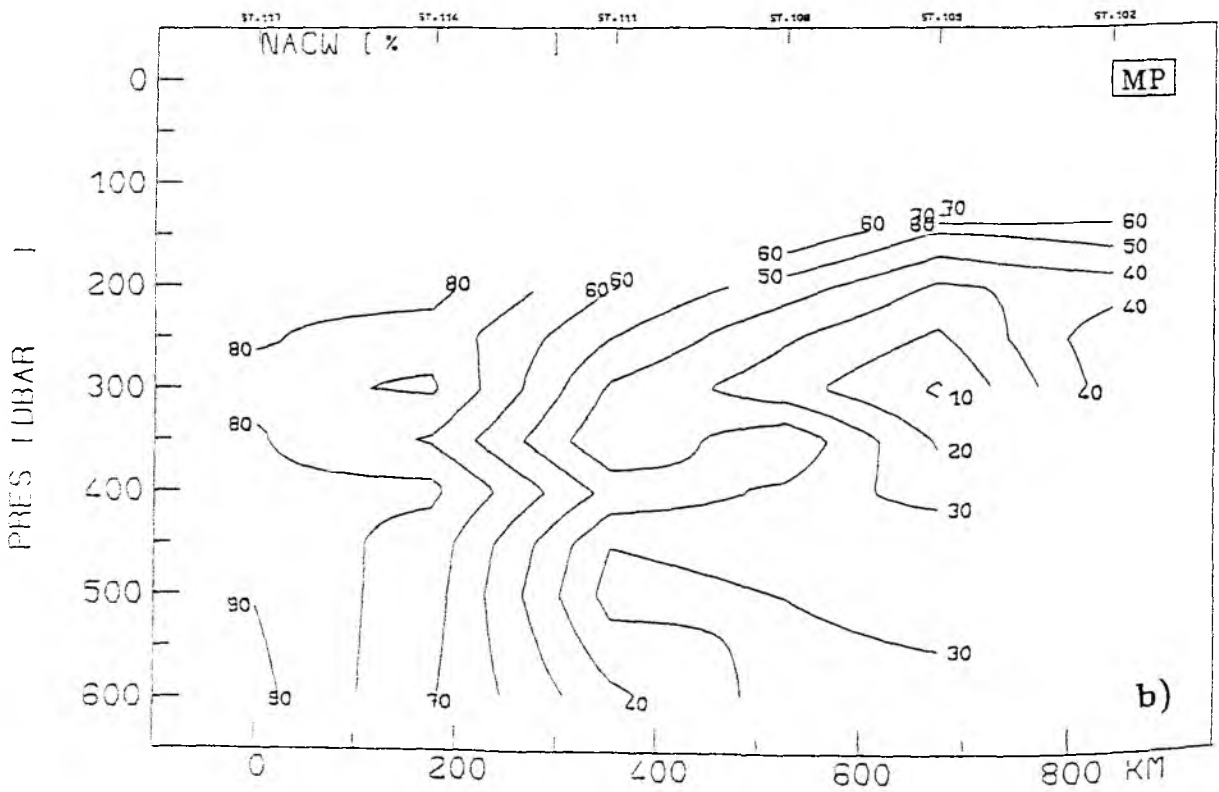
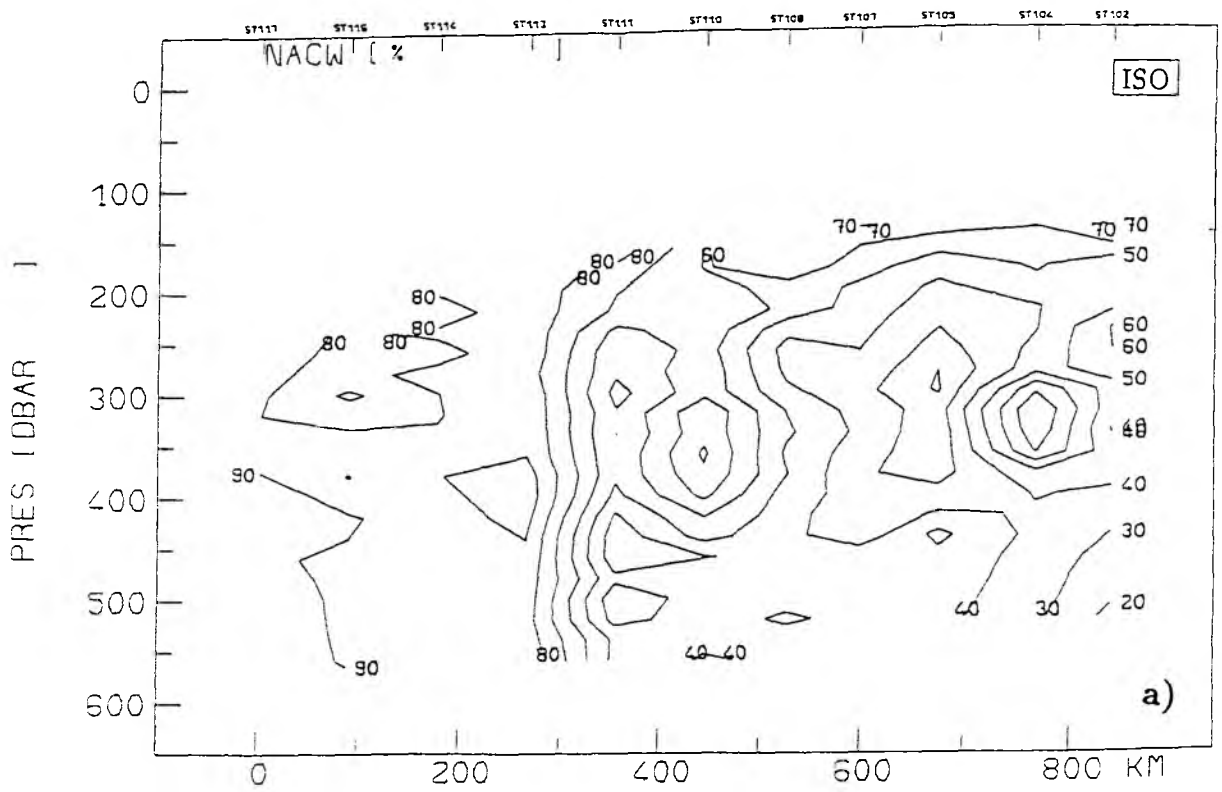


Abbildung 4.12: wird fortgesetzt, Bildunterschrift siehe nächste Seite

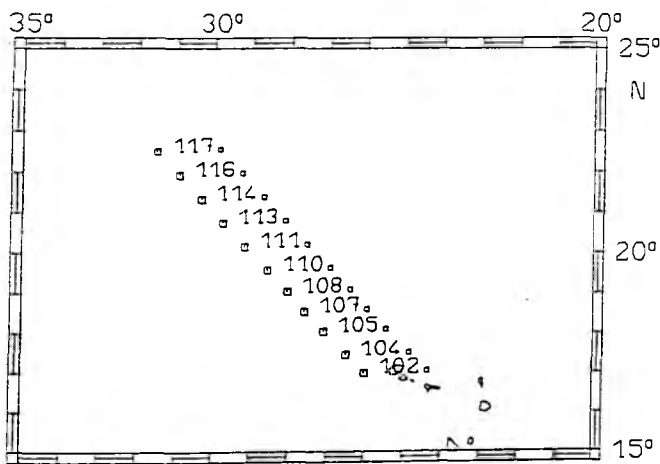
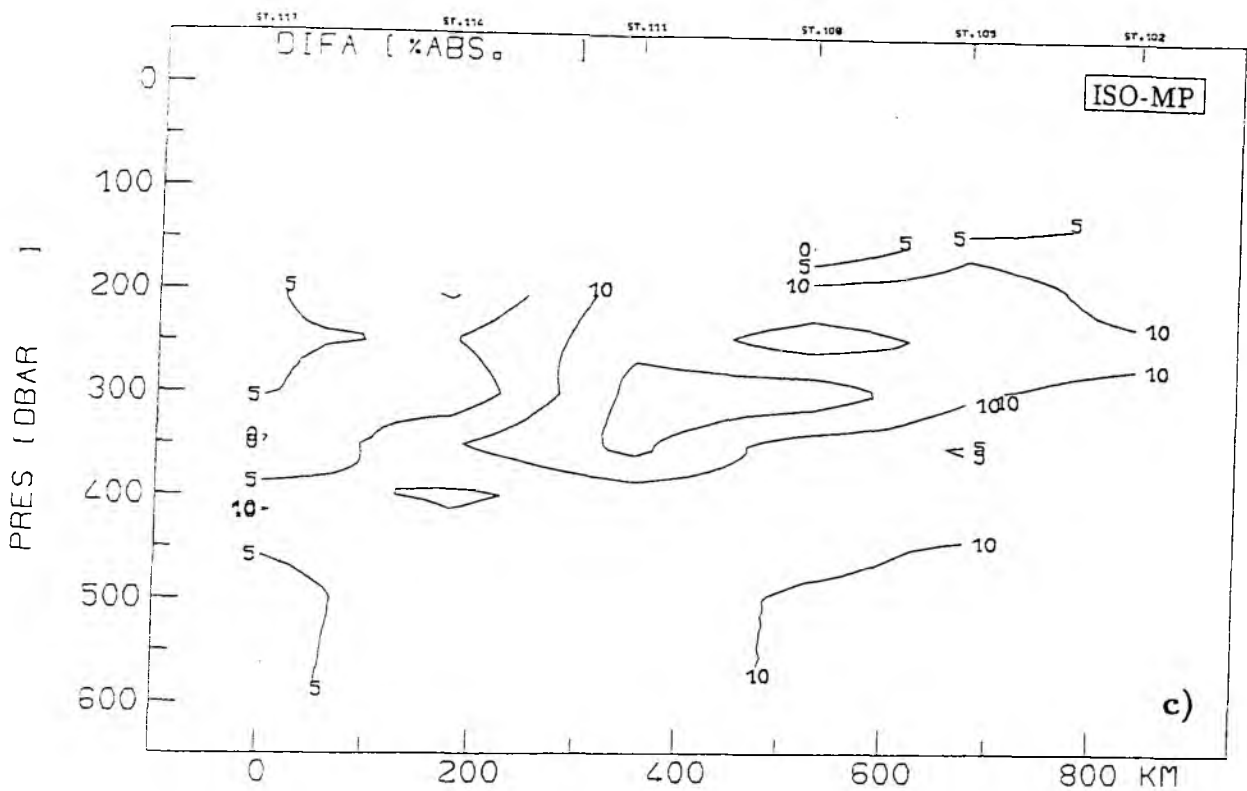


Abbildung 4.12: Wassermassenverteilung für einen Schnitt der "Meteor"-Reise 9. Die Lage der Stationen ist in der Weiskarte angegeben.

a) NACW-Gehalt bei Voraussetzung isopyknischer Vermischung, berechnet aus Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen.

b) NACW-Gehalt aus der Multiparameter-Analyse, berechnet unter Berücksichtigung der Temperatur-, Salzgehalts-, Nährstoff- und Sauerstoffverteilungen.

c) Differenz im Wassermassengehalt zwischen isopyknischer und Multiparameter-Analyse. Das Konturintervall beträgt 5% NACW-Anteil.

Tatsache, daß nur an jeder zweiten Station Nährstoffdaten vorhanden waren und damit die Multiparameter-Methode auch nur an diesen Stationen angewandt werden konnte, sehr viel glatter erscheinen. Aber auch in dieser geringeren horizontalen Auflösung sind die wesentlichen Strukturen, die die isopyknische Analyse zeigte, zu erkennen. Die Differenzen (Abb. 4.12c) erreichen für diesen Schnitt nur Werte bis maximal 15% und sind damit nicht so ausgeprägt wie bei der "Meteor"-Reise 6.

Abb. 4.13 zeigt die Abweichungen zwischen den Ergebnissen der isopyknischen Analyse und der Multiparameter-Methode im Tiefenniveau von 250 dbar. Diese Darstellung der Daten von der "Meteor"-Reise 6 beruht wie alle vorher gezeigten Horizontalverteilungen auf einer objektiven Analyse mit stark glättenden Eigenschaften. Da alle in diese Darstellungen eingehenden Schnitte maximale Abweichungen zwischen isopyknischer und Multiparameter-Analyse an der Frontalzone zeigten, entsteht in der Horizontalabbildung eine keilförmige Struktur mit Abweichungen größer als 20% NACW-Anteil, die sich an der Frontlage orientiert. Das Umknicken der Isolinien am nordwestlichen Ende der Schnitte ist wiederum Ergebnis der anomalen Wassermassencharakteristiken an dieser Position. Wie in Kap.3 (s. Abb. 3.5) beschrieben, befand sich an der nordwestlichen Ecke des Schnittes, 400 km von der Zentralwassermassengrenze entfernt, ein Wasserkörper mit SACW-Charakteristiken. Da bei objektiven Analysen immer die Tendenz besteht, das abzuschätzende Feld zu unterschätzen, sind die aktuell auf den Schnitten auftretenden Differenzen sogar noch größer als die hier abgebildeten 20% NACW-Anteil.

Abb. 4.14 zeigt entsprechenden Horizontalverteilungen der Abweichungen zwischen beiden Analysen für die Daten der "Meteor"-Reise 9. Auch in dieser Darstellung sind die Gebiete hoher Abweichung mit der Frontposition verbunden, wenn auch die Amplituden der Abweichung für diese Daten geringer sind als bei der Vermessung im Vorjahr. Durch die großen Abstände der Schnitte und die glättende Wirkung der objektiven Analyse werden Abweichungen nur angegeben, wenn sie mehr als 10% NACW-Anteile in diesem Tiefenniveau enthalten, während aktuelle Schnitte Werte von 15 bis zu 20 % NACW-Abweichung zeigen.

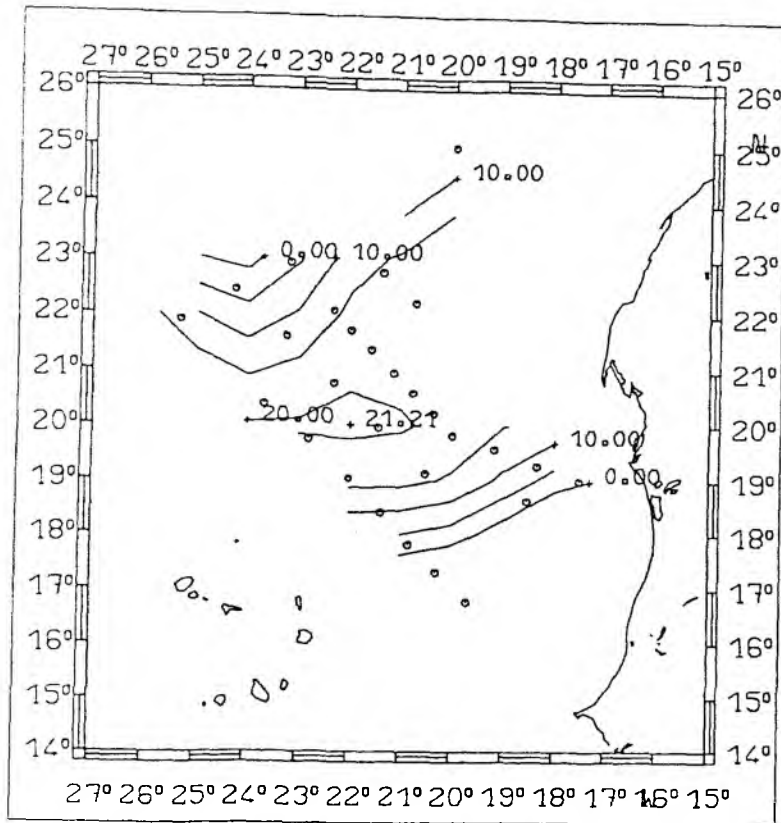


Abbildung 4.13: Differenzen des vorhergesagten NACW-Gehalts in der Wassermasse zwischen isopyknischer Analyse und Multiparameter-Methode im 250 dbar-Niveau. Die Darstellung für den Datensatz der "Meteor"-Reise 6 ist Ergebnis einer objektiven Analyse mit Korrelationsskalen von 350 km. In Bereichen, in denen die Fehlervarianz mehr als 50% der Gesamtvarianz betrug, sind Isolinien ausgeblendet. Kreise markieren die Positionen der in die Analyse eingegangenen Beobachtungsdaten.

#### 4.4 Fehlerbetrachtungen für die Multiparameter-Methode

Der Vergleich der Ergebnisse aus Multiparameter-Methode und isopyknischer Analyse hatte für die "Meteor"-Reisen 6 und 9 Abweichungen ergeben. Diese erreichten für die "Meteor"-Reise 6 Werte von bis zu 30 % NACW-Anteil, für die "Meteor"-Reise 9 waren die Abweichungen nicht ganz so groß und erreichten nur Werte von 15 bis 20 % NACW-Anteil. Um zu testen, wieweit solche Abweichungen durch nicht miteinander kompatible Temperatur-, Salzgehalts- und Nährstoffdaten im Beobachtungsvektor hervorgerufen wurden, wurde versucht, über zwei empirische Tests das Stabilitätsverhalten des Lösungsvektors zu untersuchen.

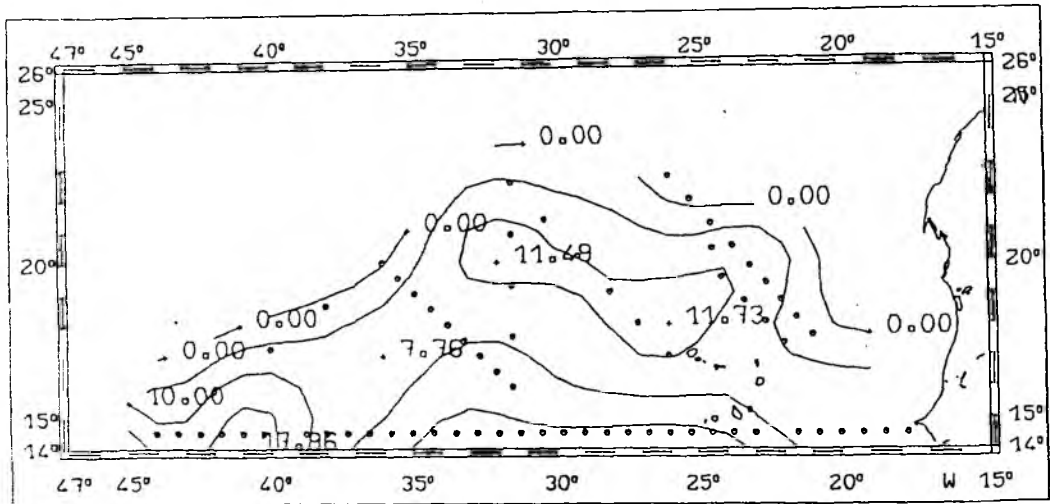


Abbildung 4.14: Differenzen des vorhergesagten NACW-Gehalts in der Wassermasse zwischen isopyknischer Analyse und Multiparameter-Methode im 250 dbar-Niveau. Die Darstellung für den Datensatz der "Meteor"-Reise 9 ist Ergebnis einer objektiven Analyse mit Korrelationskalen von 350 km. In Bereichen, in denen die Fehlervarianz mehr als 50% der Gesamtvarianz betrug, sind Isolinien ausgeblendet. Kreise markieren die Positionen der in die Analyse eingegangenen Beobachtungsdaten.

Zum ersten wurden einzelne Parameter aus der Definitionsmatrix A und dem Datenvektor b eliminiert und der Lösungsvektor mit der verbleibenden geringeren Dimension des Gleichungssystems berechnet. Anschließend wurden die Differenzen zu der Lösung berechnet, die unter Ausnutzung aller Parameter bestimmt worden war. Die Ergebnisse dieses Tests für die Daten der "Meteor"-Reise 6 sind in Abb. 4.15 wiedergegeben. Die Abweichungen im NACW-Gehalt sind sehr gering, mit größten Häufigkeiten zwischen  $\pm 2\%$  NACW-Anteil. Die Prozentangabe ergibt sich in diesem Fall aus der Dimension der analysierten Größe, nämlich NACW-Gehalt in Prozent, und ist nicht als verhältnismäßige Änderung zu verstehen. Die Herausnahme von Nitrat- und Phosphat-Informationen zeigten geringere Auswirkungen auf den Lösungsvektor als die Entfernung von Silikat- und Sauerstoff-Informationen. Dies ist wohl auf das höhere Rauschniveau in den beiden letzten Variablen zurückzuführen, wodurch miteinander nicht kompatible Werte im Beobachtungsvektor vorhanden sein können.

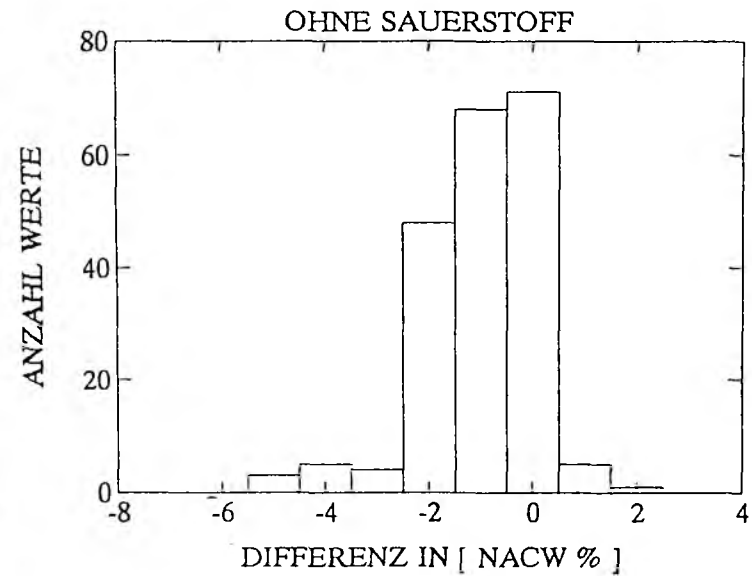
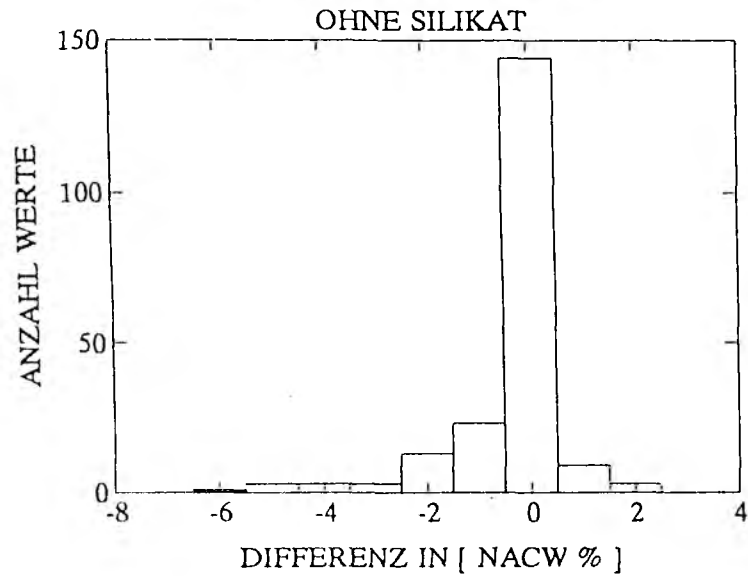
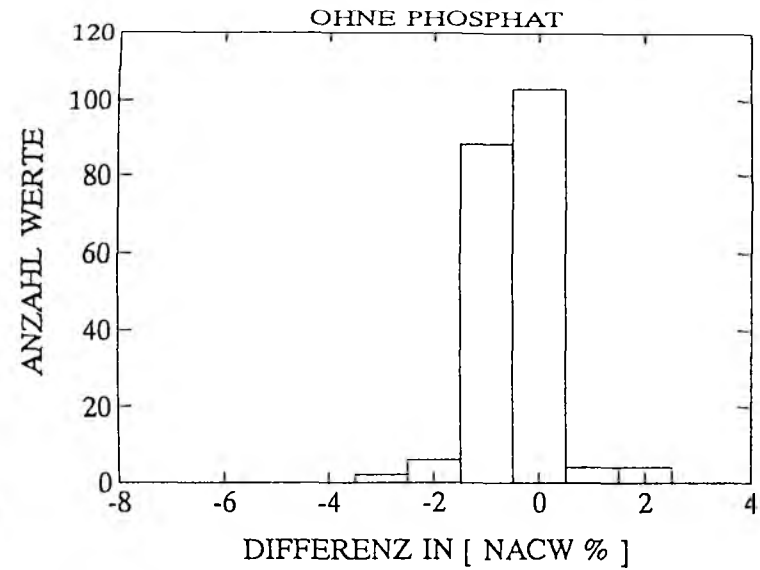
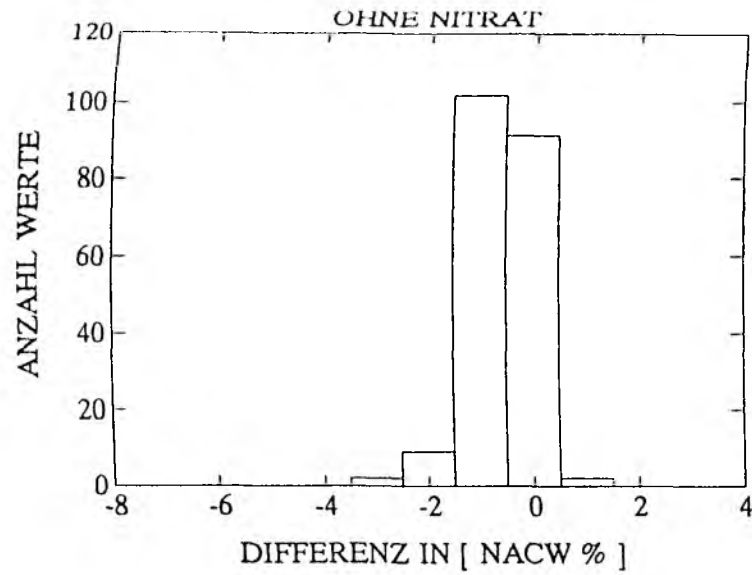


Abbildung 4.15: *Stabilitätsverhalten des Lösungsvektors der Multiparameter-Analyse bei Entfernung einzelner Nährstoff- und Sauerstoff- Informationen aus dem Beobachtungsvektor  $b$  und der Parameterdefinitionsmatrix. Grundlage sind die Daten der "Meteor"-Reise 6. Dargestellt sind Häufigkeitsverteilungen für eine beobachtete Veränderung im NACW-Anteil des Lösungsvektors.*



In einem weiteren Test wurde der Beobachtungsvektor künstlich verrauscht. Zu diesem Zweck wurde mit einem Zufallszahlengenerator weißes Rauschen mit Amplituden zwischen  $\pm 1$  erzeugt. Das Rauschsignal wurde mit den in Tab. 4.1 angegebenen Standardabweichungen multipliziert und zu den Beobachtungsdaten addiert. Für jeden Parameter wurde diese Prozedur mit einem getrennt angelegten Rauschdatensatz durchgeführt, um zu verhindern, daß das Rauschsignal in den einzelnen Parametern korreliert war. Wie in dem vorherigen Test wurde die Abweichung im Lösungsvektor von den Ergebnissen mit dem unverrauschten Beobachtungsvektor für den NACW-Anteil tabelliert. Insgesamt wurde diese Prozedur für jeden Beobachtungspunkt 10 mal mit jeweils unterschiedlichen zufälligen Rauschamplituden durchgeführt. Abb. 4.16a gibt ein Histogramm der Abweichungen des NACW-Anteils im Lösungsvektor für die Daten der "Meteor"-Reise 6 an, Abb. 4.16b zeigt die entsprechende Verteilung für die "Meteor"-Reise 9.

Selbst bei diesen starken unkorrelierten Rauschamplituden ist der Lösungsvektor noch relativ stabil, die Änderungen im NACW-Anteil bewegen sich zwischen  $\pm 7\%$ , sowohl für die "Meteor"-Reise 6 als auch für die "Meteor"-Reise 9. Der größte Teil der Veränderungen nimmt Werte zwischen  $\pm 3\%$  ein. Dies deckt sich quantitativ mit Ergebnissen von Mackas et al. (1987). In ihrer Anwendung der Multiparameter-Methode wurde versucht, aus Messungen von 6 verschiedenen Tracern die Verteilung von 5 Wassermassen aus dem Bereich des Schelfs vor British Columbia abzuleiten. Rauschanalysen für ihren Datensatz produzierten in den einzelnen Komponenten des Lösungsvektors Variabilitäten zwischen 2 und 5%. Auch die erneute Analyse älterer Daten vor Nordwestafrika an der Zentralwassermassengrenze durch Mackas et al. (1987) zeigte eine Variabilität vergleichbarer Größenordnung. Wegen der schlechteren Datenqualität in den Nährstoffen liegen die Änderungen im NACW-Gehalt im Lösungsvektor bei 9%. Diese Analysen bestätigen die von Tomczak (1981b) gefundenen Indizien für diapyknische Vermischung in der Frontalzone.

Insgesamt führt unsere Analyse zu dem Schluß, daß Änderungen in den NACW-Gehalten mit Werten größer als 10% ihre Ursachen im Auftreten von diapyknischen Vermischungsprozessen haben und nicht im Stabilitätsverhalten des Lösungsvektors der Multiparameter-Methode zu suchen sind. Ein weiterer Punkt, der für eine physikalische Ursache in den Abweichungen zwischen beiden Analysen spricht, ist die Tatsache, daß die beobachteten Abweichungen systematisch positiv sind. Positive Dif-

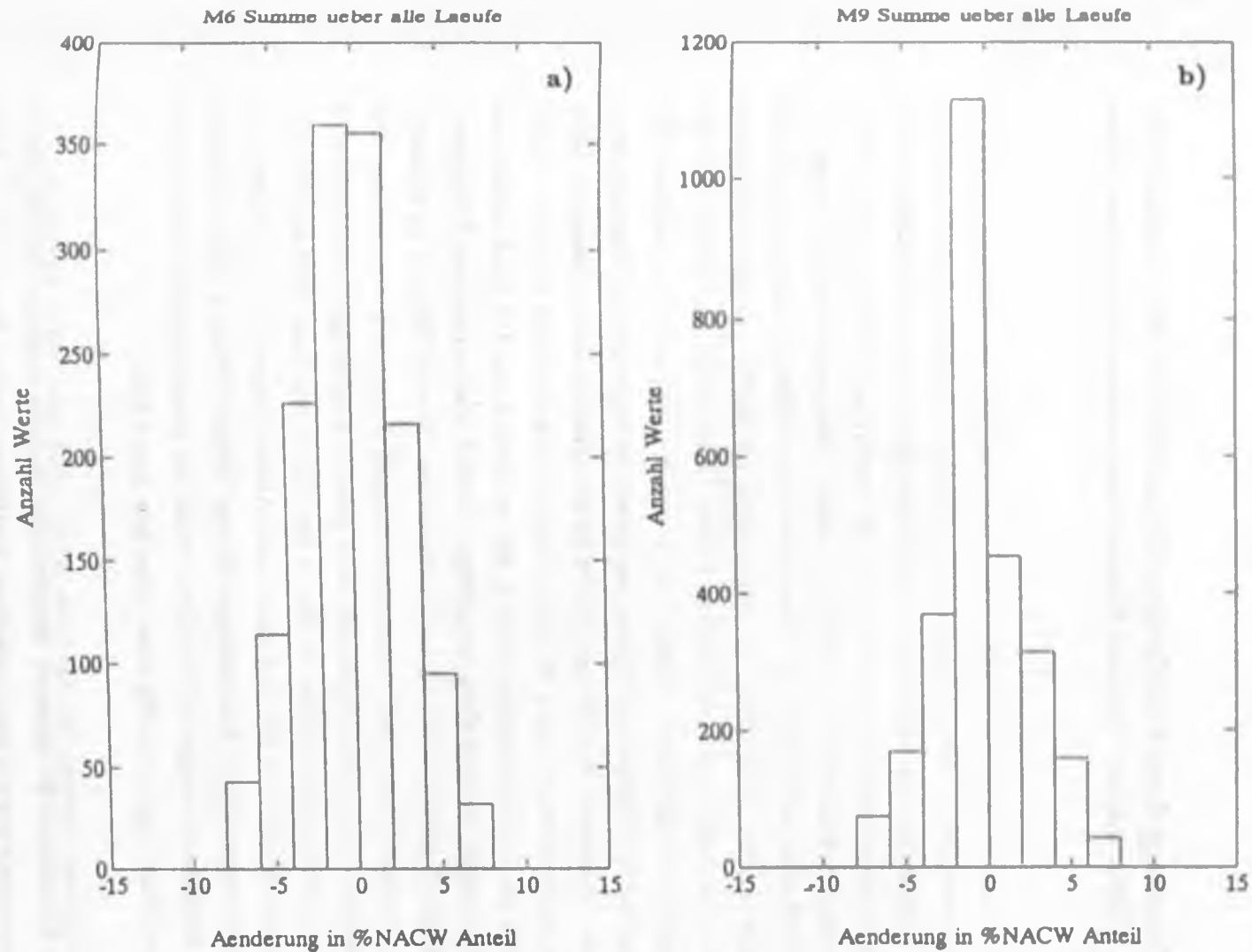


Abbildung 4.16: Stabilitätsverhalten des Lösungsvektors der Multiparameter-Analyse bei künstlicher Verrauschung des Beobachtungsvektors. Zu jedem Parameter im Beobachtungsvektor wurde unkorreliertes weißes Rauschen mit Amplituden zwischen  $\pm 1$  Standardabweichung addiert. Die Größenordnung der Standardabweichung ist in Tab. 4.1 angegeben. Dargestellt ist die Häufigkeitsverteilung für eine beobachtete Veränderung im NACW-Anteil des Lösungsvektors für a) die Daten der "Meteor"-Reise 6 und b) die Daten der "Meteor"-Reise 9.

ferenzen zwischen der isopyknischen und der Multiparameter-Analyse bedeuten, daß die Multiparameter-Methode höhere SACW-Gehalte in der Wassermasse vorhersagt. Wie im nächsten Abschnitt zu sehen sein wird, ist dies konsistent mit beobachteten Krümmungen der Temperatur- und Nährstoffbeziehungen.

#### **4.5 Bedeutung doppeldiffusiver Prozesse für die beobachteten Unterschiede in den Wassermassenzusammensetzungen**

Erste Hinweise darauf, daß die Annahme rein isopyknischer Vermischung innerhalb der Zentralwassermassengrenze eine ungenügende Näherung darstellen könnte, ergaben sich aus den Verteilungen von Temperatur und Nährstoffen auf Isopyknenflächen. Abb. 4.17 zeigt diese Beziehungen für die Daten der "Meteor"-Reise 4 auf der Dichtefläche  $\sigma_\theta=26.7$ , die den Tiefenbereich um 200 dbar umfaßt. Falls turbulente Mischung auf Isopyknen stattfindet, sollten sich alle Temperatur- und Nährstoffpaare strikt um die Gerade gruppieren, die Temperatur- und Nährstoffwerte der Ursprungswassermassen verbindet, hier dargestellt durch die dunklen Punkte. Stattdessen beobachtet man für alle Beziehungen eine signifikante Krümmung in den Kurven, wobei die größten Abweichungen an solchen Stationen auftreten, an denen die isopyknische Wassermassenanalyse gleiche Anteile von NACW und SACW in der Wasserprobe vorhersagte. Sieht man sich die gleichen Beziehungen für einen tieferen Dichtehorizont an (Abb. 4.18), hier dargestellt für die Dichtefläche  $\sigma_\theta=27.1$ , die im Bereich um 450 dbar auftritt, so sind die Krümmungen weniger stark ausgeprägt. Ähnlich klar erkennbare Krümmungen auf der Dichtefläche  $\sigma_\theta=26.7$  sind auch während der "Meteor"-Reise 6 zu erkennen (Abb. 4.19). In den Nitrat- und Phosphatverteilungen deutet sich schwach an, daß die Abweichungen für den SACW-Bereich nicht ganz so ausgeprägt sind wie für den NACW-Bereich. Sehr viel deutlicher ist dies in der Silikatverteilung. Auf der tiefergelegenen Dichtefläche (Abb. 4.20) sind kaum noch Abweichungen von der Geraden zu erkennen. Die entsprechenden Darstellungen für die "Meteor"-Reise 9 (Abb. 4.21 und 4.22) zeigen weitgehend das gleiche Verhalten wie in den vorangegangenen Abbildungen, lediglich beim Silikat ergibt sich für diese Reise kein klares Bild.

Ein weiterer Hinweis auf die Existenz diapyknischer Vermischungsprozesse innerhalb der Frontalzone ergab sich aus dem Verlauf von Vertikalprofilen der Temperatur und des Salzgehalts, die im Tiefenbereich zwischen 200 und 300 dbar vermehrt Treppenstruk-

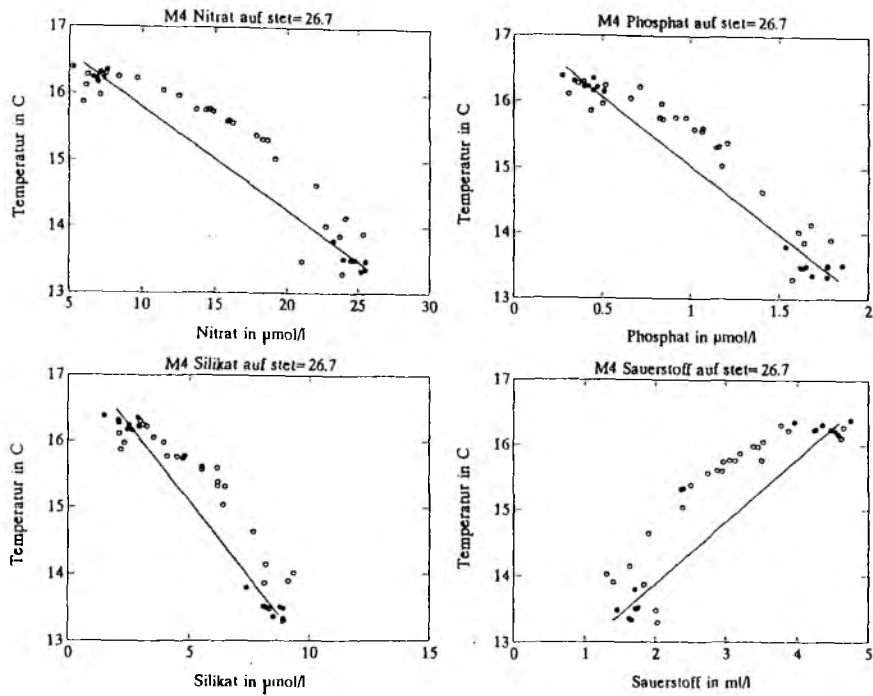


Abbildung 4.17: Temperatur/Nährstoffbeziehung auf der Dichtefläche  $\sigma_\theta=26.7$  für Daten der "Meteor"-Reise 4. Dunkle Punkte markieren die Wertepaare für reines NACW und reines SACW. Die eingezeichnete Gerade verbindet die Wertepaare der Ursprungswassermassen, sie sollte bei rein isopyknischer turbulenter Vermischung die Mischprodukte darstellen.

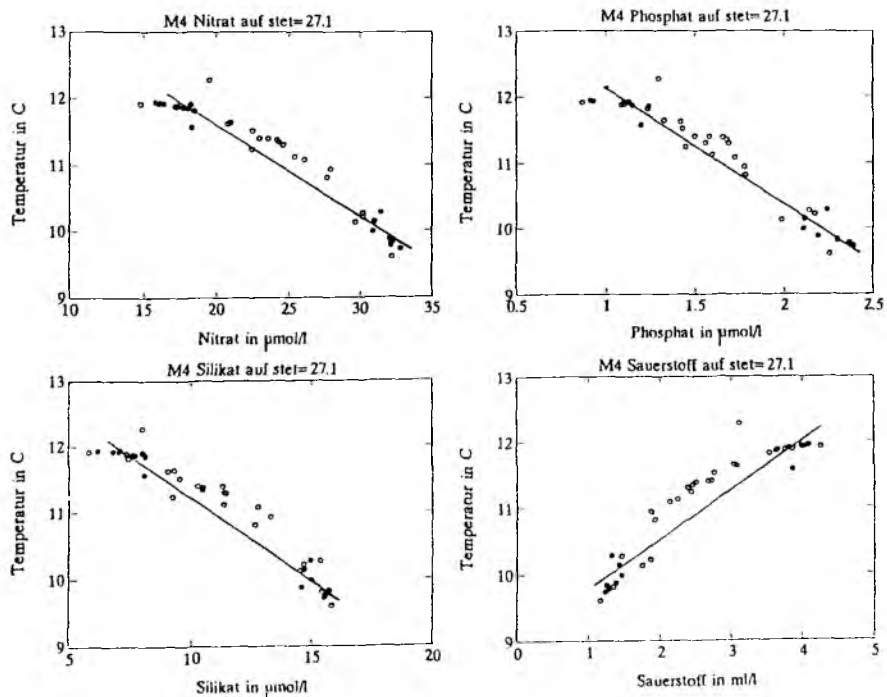


Abbildung 4.18: wie Abb. 4.17, aber für die tiefergelegene Dichtefläche  $\sigma_\theta=27.1$ .

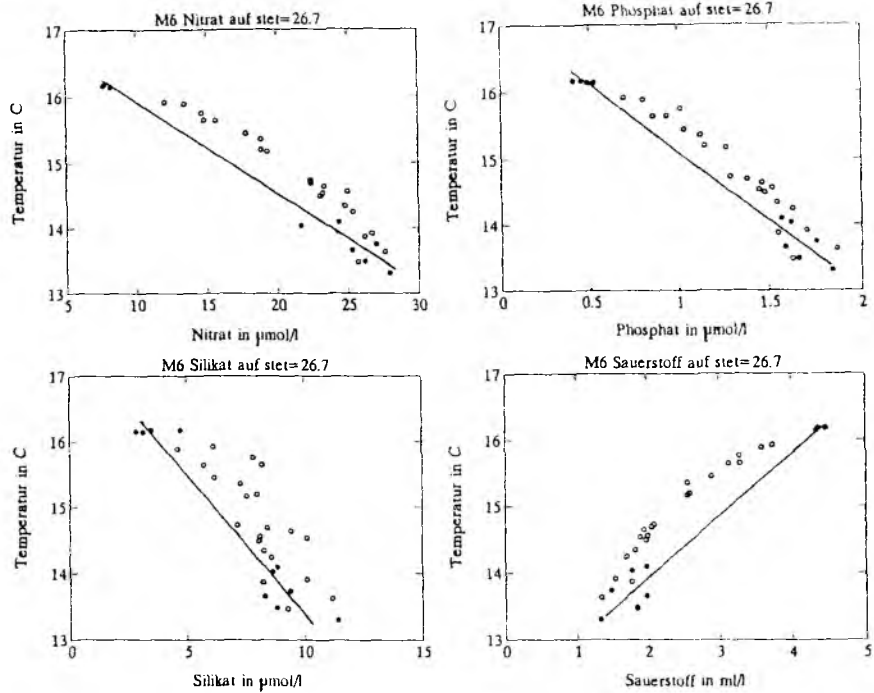


Abbildung 4.19: Temperatur/Nährstoffbeziehung auf der Dichtefläche  $\sigma_\theta=26.7$  für Daten der "Meteor"-Reise 6. Dunkle Punkte markieren die Wertepaare für reines NACW und reines SACW. Die eingezeichnete Gerade verbindet die Wertepaare der Ursprungswassermassen, sie sollte bei rein isopyknischer turbulenter Vermischung die Mischprodukte darstellen.

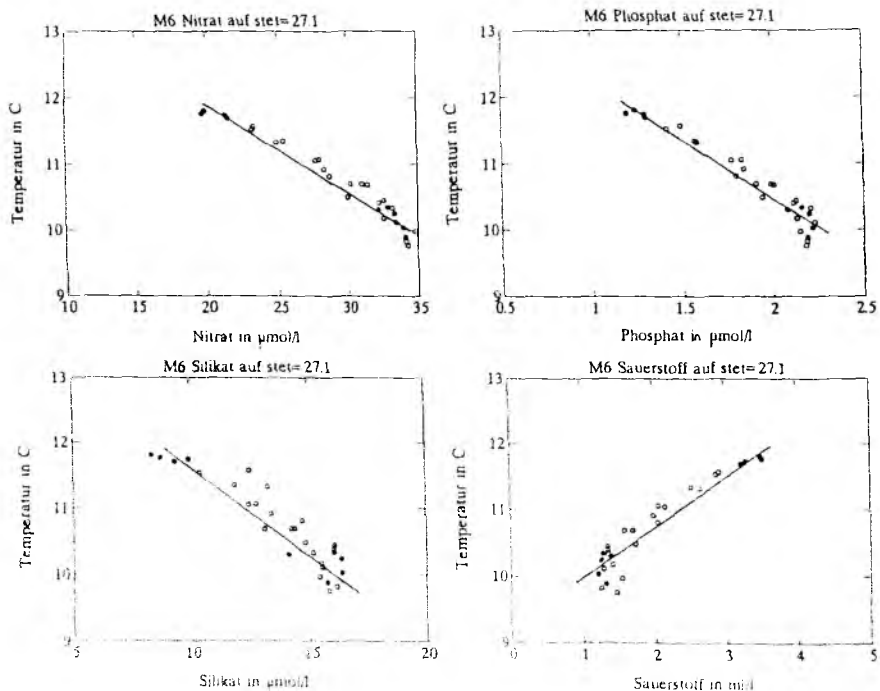


Abbildung 4.20: wie Abb. 4.19, aber für die tiefergelegene Dichtefläche  $\sigma_\theta=27.1$ .

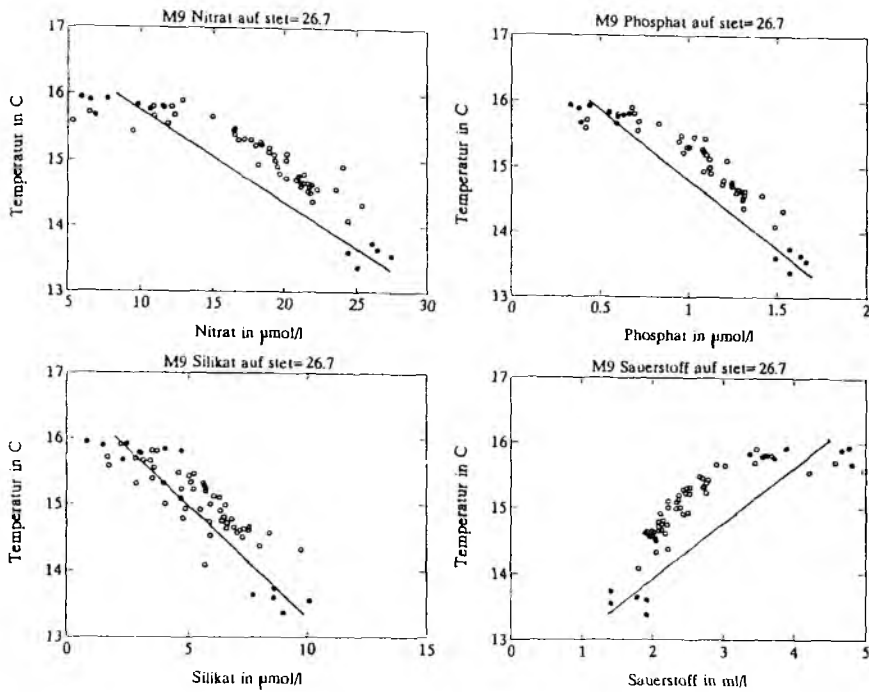


Abbildung 4.21: Temperatur/Nährstoffbeziehung auf der Dichtefläche  $\sigma_\theta=26.7$  für Daten der "Meteor"-Reise 9. Dunkle Punkte markieren die Wertepaare für reines NACW und reines SACW. Die eingezeichnete Gerade verbindet die Wertepaare der Ursprungswassermassen, sie sollte bei rein isopyknischer turbulenter Vermischung die Mischprodukte darstellen.

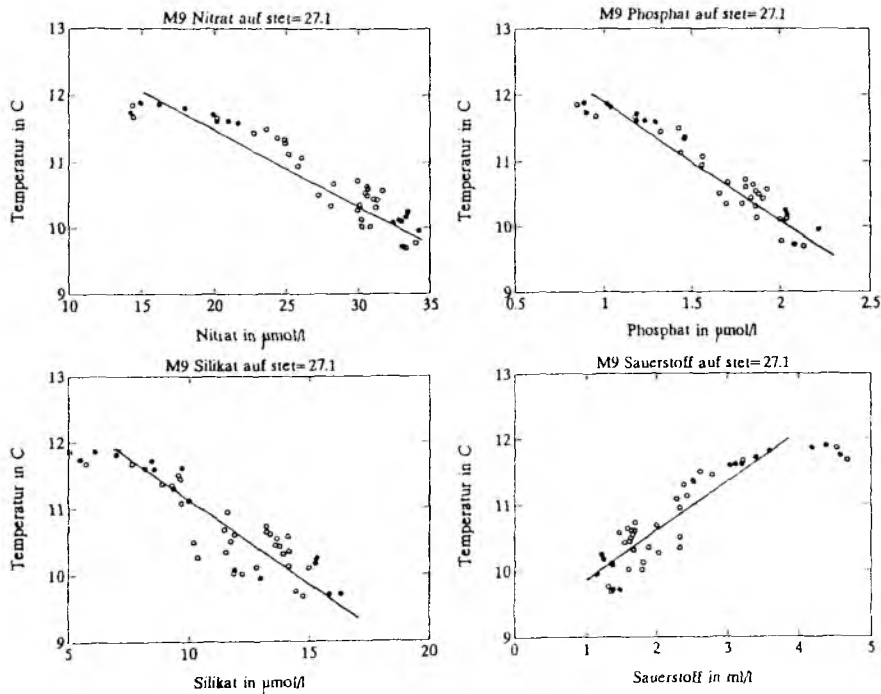


Abbildung 4.22: wie Abb. 4.21, aber für die tiefergelegene Dichtefläche  $\sigma_\theta=27.1$ .

turen aufwiesen. Abb. 4.23a zeigt einen Schnitt durch die Zentralwassermassengrenze, dargestellt durch Temperaturprofile der "Meteor"-Reise 6. Abb. 4.23b zeigt die dazugehörigen Salzgehaltsprofile. Treppenstrukturen sind in verschiedenen Bereichen des Ozeans gefunden worden, z.B. unterhalb des Ausstroms des Mittelmeerwassers vor Gibraltar (Tait und Howe, 1968), in den C-Salt Experimenten in der Karibik (Marmorino, 1990) und in den Zentralwassermassen des östlichen Nordpazifik (Gargett und Schmitt, 1982). Sie wurden als Signatur von Salzfingeraktivität gewertet. Die Homogenisierung der Eigenschaften im Bereich der Treppen wird durch konvektive 'plumes' erreicht, die durch den instabilisierenden Auftriebsfluß durch die Grenzflächen getrieben werden (Marmorino et al., 1987). Der Schnitt (Abb. 4.23 a,b) beginnt im Bereich des SACW bei Station 836, die kaum Treppen aufweist. Die Stationen 837, 823 und 824 markieren den Frontbereich mit einem anschließenden Übergang zu NACW in den Profilen 825 und 817. Die mächtigsten und am klarsten ausgeprägten Treppen findet man bei Station 823, wo sich nach den Mischungsanalysen (s. Abb. 4.9) die Wassermasse aus gleichen Anteilen von NACW und SACW zusammensetzte. Die Treppen, die an dieser Station gefunden werden, haben Mächtigkeiten bis zu 25 m, und die Temperatur- und Salzgehaltsdifferenzen in den Gradientenschichten betragen bis zu 0.35 °C und 0.1 psu. Über ähnlich starke Treppen ist bislang im Bereich der Zentralwassermassen nicht berichtet worden. Die Existenz kleiner Treppen der Größenordnung 10 m, wie sie an den benachbarten Profilen 824 und 837 beobachtbar sind, wird auch von Schmitt und Evans (1978) beschrieben.

Die von Schmitt (1981) für die Zentralwassermassen ermittelten konstanten  $R_\rho$ -Werte von 1.95 für NACW und von 1.89 für SACW legten die Vermutung nahe, daß Salzfingeraktivität und damit verbundene Konvektionsbewegung einen signifikanten Beitrag zur vertikalen Vermischung leisten könnten. Abb. 4.24 zeigt den in diesem Zusammenhang schon eingeführten Dichteparameter  $R_\rho$  in Form von Histogrammen für den in Abb. 4.23 dargestellten Schnitt aus der "Meteor"-Reise 6. Zur Berechnung der Histogramme sind Daten aus dem Tiefenbereich 100 bis 600 dbar verwendet worden. Alle Histogramme zeigen die für die Zentralwassermassen typischen hohen Anteile von  $R_\rho$ -Werten zwischen 1 und 2. Bei den Profilen, die deutliche Treppenstrukturen aufweisen, beobachtet man aber innerhalb dieses Unterbereiches eine Erhöhung der Anteile mit Werten näher an 1. Sowohl bei Station 837, 823, 824 und 825 findet man mehr als 10% der auftretenden  $R_\rho$ -Werte zwischen 1.3 und 1.5. Für  $R_\rho$ -Werte kleiner als 1.5 ergeben sich mit der von Schmitt und Evans (1978) angegebenen Formel Anwachsrate von  $\lambda=0.28N$ . Die dazugehörigen "e-folding"-Zeiten ( $1/\lambda$ ) betragen dann nur noch

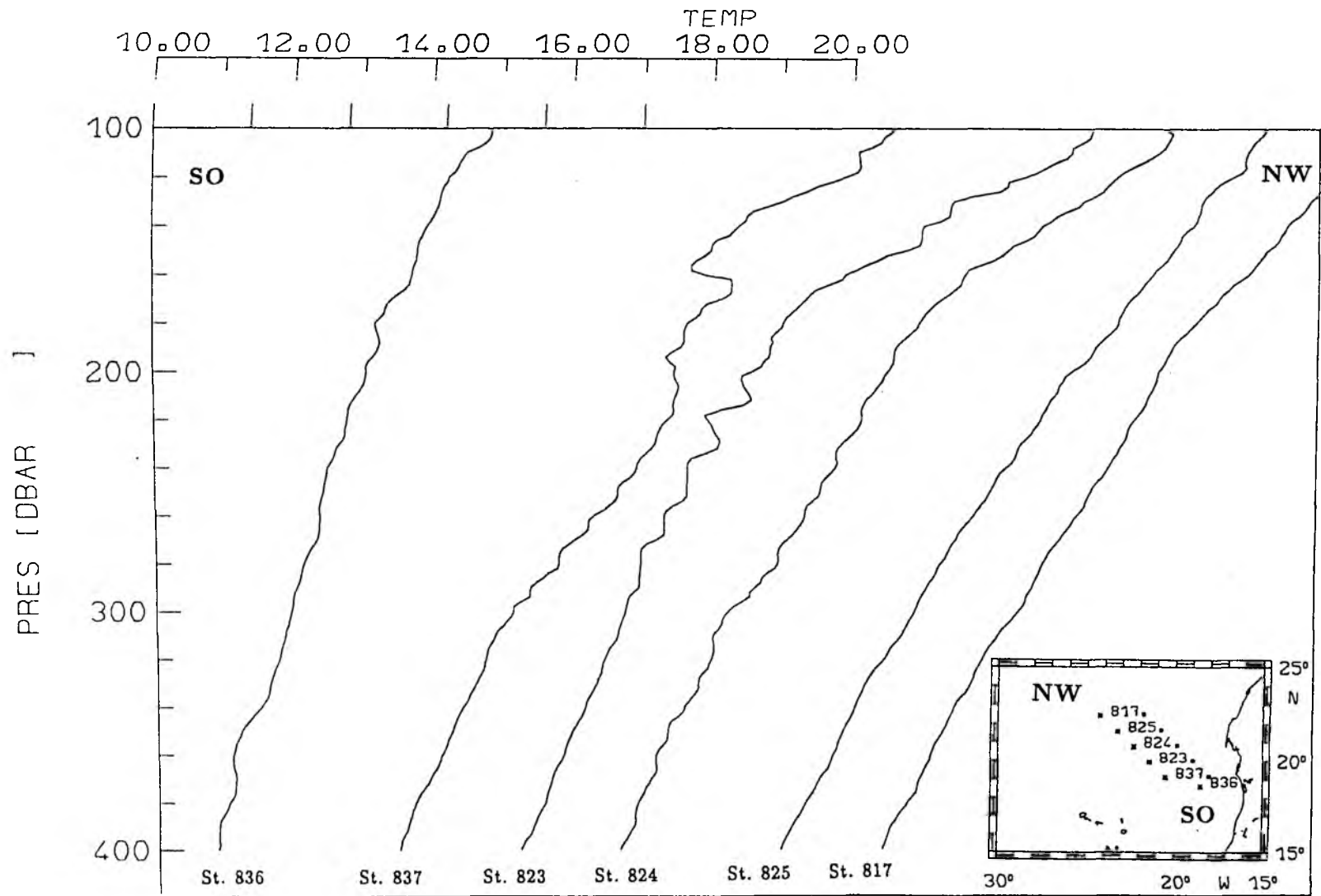


Abbildung 4.23: a) Schnitt durch die Kapverden-Frontalzone, dargestellt durch Vertikalprofile der Temperatur für Daten der Meteor Reise 6. Die Lage der Positionen ist in der Weiskarte angegeben. Im Bereich der Frontalzone, gegeben durch die Stationen 837, 823 und 824, weisen die Vertikalprofile vermehrt Treppenstrukturen auf.



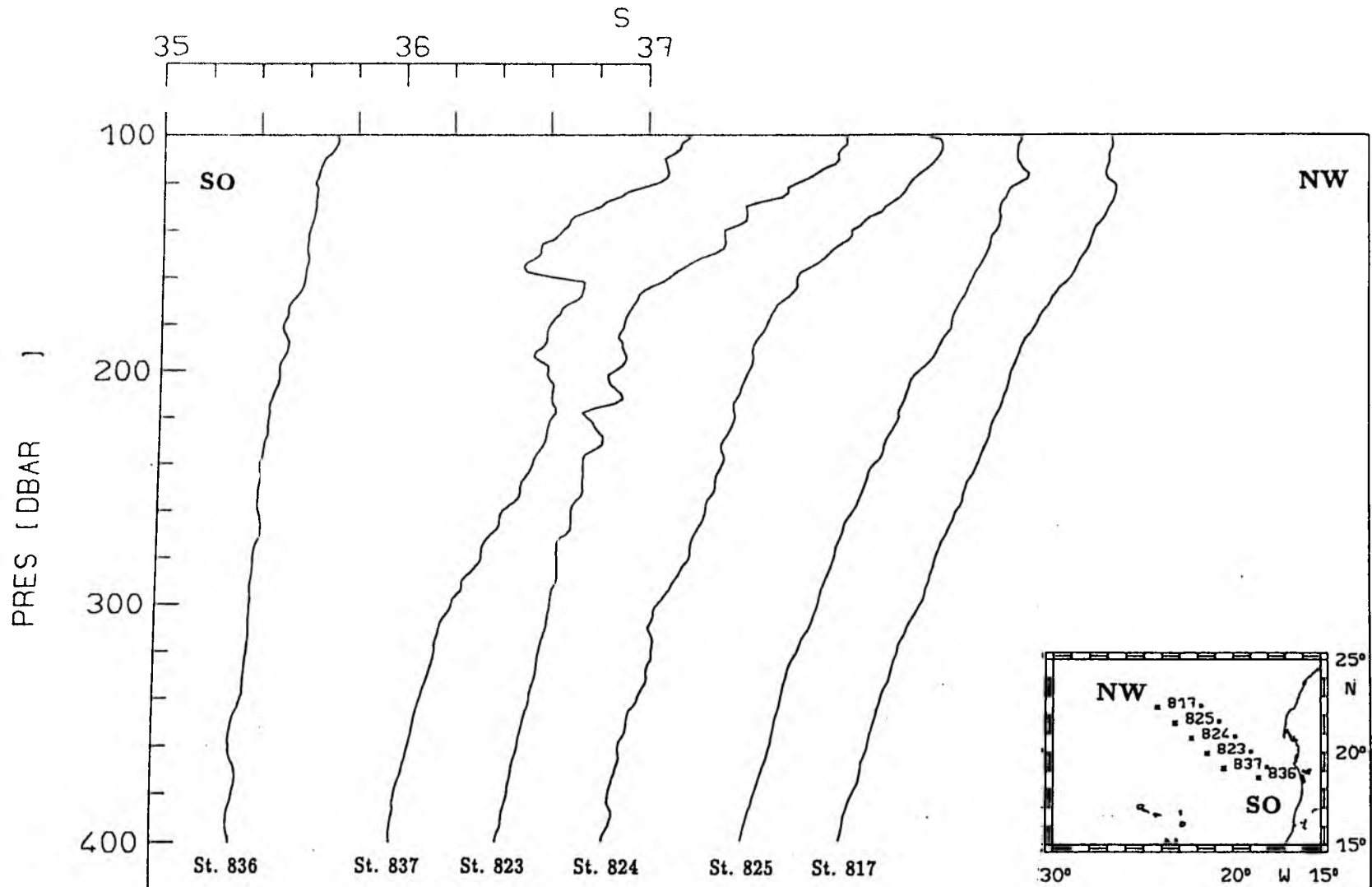


Abbildung 4.23: b) Schnitt durch die Kapverden-Frontalzone, dargestellt durch Vertikalprofile des Salzgehalts für Daten der Meteor Reise 6. Die Lage der Positionen ist in der Weiserkarte angegeben. Im Bereich der Frontalzone, gegeben durch die Stationen 837, 823 und 824, weisen die Vertikalprofile vermehrt Treppenstrukturen auf.

$\pi/N$ . Diese kleinen "e-folding"-Zeiten könnten dafür sorgen, daß der Salzfingerprozeß stark genug wird, um vom internen Wellenfeld nur noch sporadisch unterbrochen zu werden. Untersuchungen des Zentralwassers im westlichen Atlantik von Schmitt und Evans (1978) ergaben, daß der durch die Salzfinger hervorgerufene Salzfluß die gleiche Größenordnung haben kann wie der Eintrag durch die Oberfläche aufgrund von Verdunstung.

Parametrisierungen der doppeldiffusiven Salz- und Temperaturflüsse stammen weitgehend aus Laborexperimenten. Turner (1967) war einer der ersten, der experimentell die Transporte von Wärme und Salz an einer Grenzschicht bestimmte, die Salzfinger aufwies. Diese Messungen stützen die aus Dimensionsgründen postulierten 4/3-Potenzgesetze für Salz- und Temperaturflüsse. Der mit dem Salzfluß in den Fingern assoziierte Auftriebsfluß  $\beta F_{SF}$  läßt sich nach den Ergebnissen von Turner (1967) schreiben als:

$$\beta F_{SF} = (gk_T)^{\frac{1}{3}} C_F(R_{\rho F})(\beta \Delta S_F)^{\frac{4}{3}}$$

$R_{\rho F} = \alpha \Delta T / \beta \Delta S$  ist der Dichteparameter für die Salzfingerform der Doppeldiffusion,  $g$  die Schwerebeschleunigung und  $k_T$  die thermische Diffusivität. Der Faktor  $C_F$ , der eine Funktion des Dichteparameters sein kann, wird von Turner (1967) durch eine Konstante angenähert und zu 0.1 bestimmt. Die Anpassung dieses Faktors an neuere Messungen von Schmitt (1981) ergab eine Abhängigkeit von  $R_{\rho}$  in der Form:

$$C_F(R_{\rho F}) = 0.05 + 0.3R_{\rho}^{-3}$$

Der mit dem Auftriebsfluß durch Salz gleichzeitig auftretende Auftriebsfluß durch Wärme in den Fingern kann über ein Auftriebsflußverhältnis "buoyancy flux ratio"  $\tau_F$  ausgedrückt werden:

$$\alpha F_{TF} = \tau_F(R_{\rho F})\beta F_{SF}$$

Auch die Bestimmungen des Verhältnisses  $\tau_F$  gehen auf Turner (1967) zurück. Seine Experimente ergaben, daß  $\tau_F$  für einen weiten Bereich von  $R_{\rho}$  einen nahezu konstanten Wert von 0.56 annimmt. Dieser Wert konnte im wesentlichen auch in späteren Experimenten bestätigt werden (Schmitt, 1979), allerdings ergab sich eine stärkere Abhängigkeit von  $R_{\rho}$ . Generell nimmt das Flußverhältnis mit zunehmenden  $R_{\rho}$ -Werten ab. Für  $R_{\rho} < 2.5$  erhielt Schmitt (1979) ein  $\tau_F$  von 0.7, für den Bereich  $2.5 < R_{\rho} < 4$  lag der Wert in guter Übereinstimmung mit den Messungen von Turner bei 0.58.

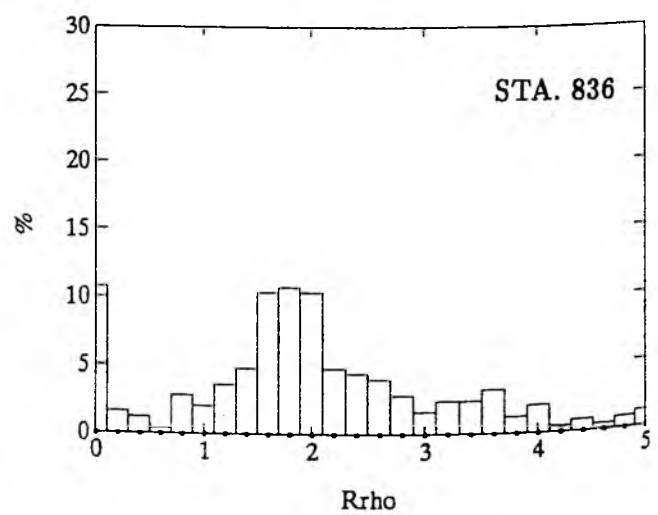
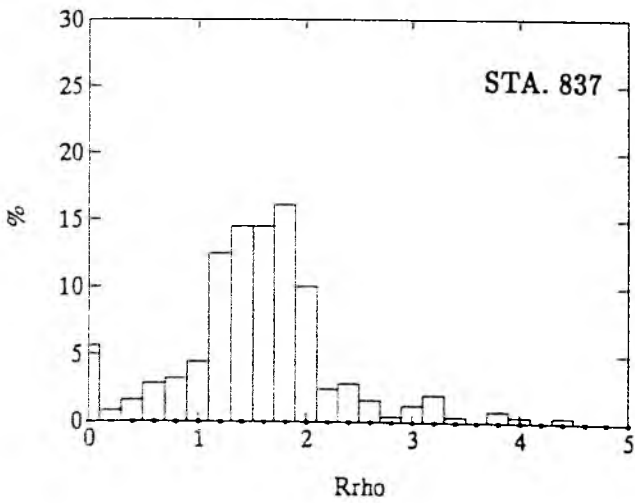
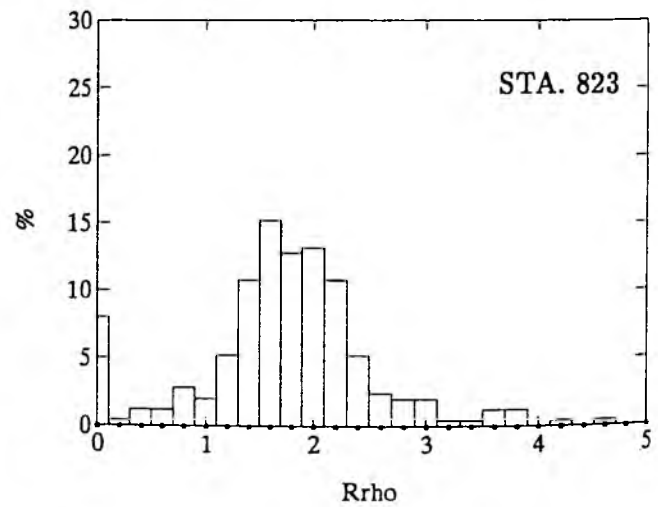
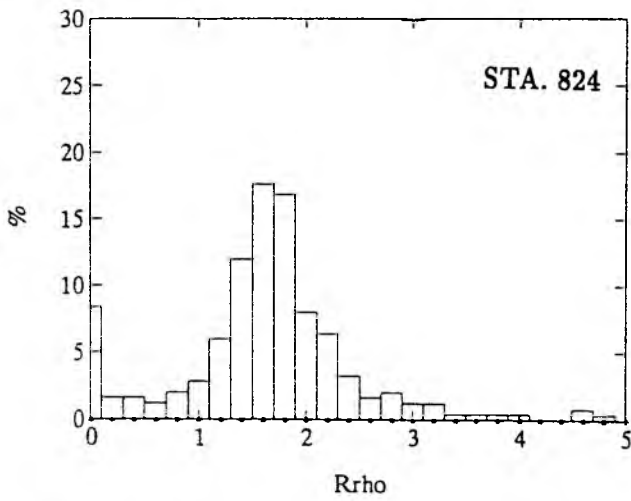
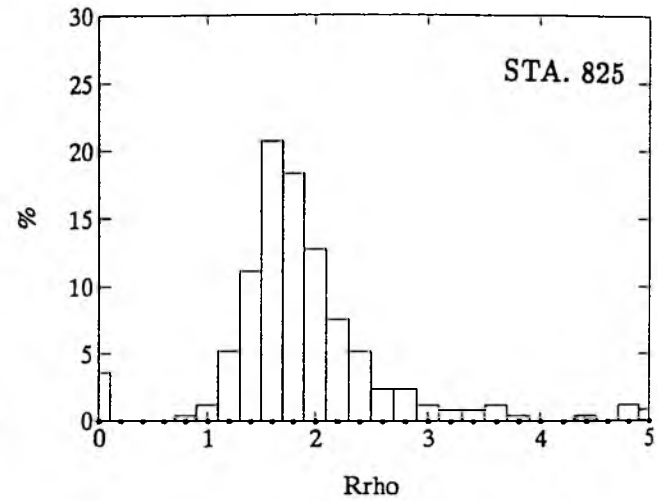
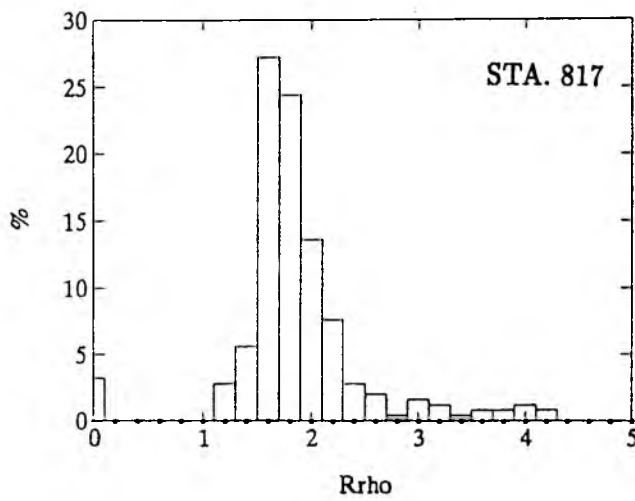


Abbildung 4.24: Verteilung des Dichteparameters  $R_\rho$  für den in Abb. 4.23 dargestellten Schnitt. Der Dichteparameter  $R_\rho$  ist definiert als  $\alpha\Delta T/\beta\Delta S$  und repräsentiert die Salzfingerform von Doppeldiffusion.

Für die diffusive Form der Doppeldiffusion lassen sich ganz ähnliche Beziehungen angeben (Ruddick, 1984). In diesem Fall gilt für den durch den Wärmefluß hervorgerufenen Auftriebsfluß  $\alpha F_{TD}$ :

$$\alpha F_{TD} = (gk_T)^{\frac{1}{3}} C_D(R_{\rho D})(\alpha \Delta T_D)^{\frac{4}{3}}$$

$R_{\rho D}$  ist der Dichteparameter für die diffusive Grenzfläche, gegeben durch  $\beta \Delta S_D / \alpha \Delta T_D$ . Der dazugehörige Auftriebsfluß  $\beta F_{SD}$  wird durch ein Flußverhältnis  $r_D$  ausgedrückt:

$$\beta F_{SD} = r_D(R_{\rho D})\alpha F_{TD}$$

Eine Bestimmung der Faktoren wurde von Huppert (1971) vorgenommen:

$$\alpha F_{TD} = 0.32(k_T)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{g}{\nu}\right)^{\frac{1}{3}} (\alpha \Delta T_D)^{\frac{4}{3}} R_{\rho D}^{-2}$$

Hier ist  $\nu$  die kinematische Viskosität.

$$\beta F_{SD} = (1.85 - 0.85R_{\rho D})\alpha F_T \quad \text{für } 1 \leq R_{\rho D} \leq 2$$

$$\beta F_{SD} = 0.15\alpha F_{TD} \quad \text{für } R_{\rho D} > 2$$

Abb. 4.25 zeigt den nach der obigen Formel parametrisierten Salzfluß  $F_{SF}$  für die Salzfingerform der Doppeldiffusion. Die größten Werte des doppeldiffusiven Salzflusses findet man wiederum an Stationen, die durch hohe Abweichungen in den Analysenvergleichen zwischen Multiparameter-Analyse und isopyknischer T/S-Analyse aufgefallen waren (s. Abb. 4.9), nämlich bei den Stationen 824, 823 und 837 dort, wo in den Vertikalprofilen von Temperatur und Salzgehalt Treppenstrukturen zu erkennen waren.

Schmitt und Evans (1978) haben für mehrere CTD-Profile mit NACW-Charakteristik aus dem westlichen Atlantik den Auftriebsfluß durch Salzfingeraktivität berechnet. Im Tiefenbereich zwischen 200 und 300 m lagen die maximalen berechneten Werte für  $\beta F_S$  zwischen 28.2 und  $5.1 \cdot 10^{-8}$  cm/s. Für die Stationen 823, 824 und 837 treten in diesem Tiefenbereich Maxima zwischen 56.4 cm/s und 10.8 cm/s auf (die Werte in Abb. 4.25, die nur  $F_S$  darstellen, sind mit  $\beta = 7 \cdot 10^{-4}$  zu multiplizieren). Schmitt und Evans (1978)

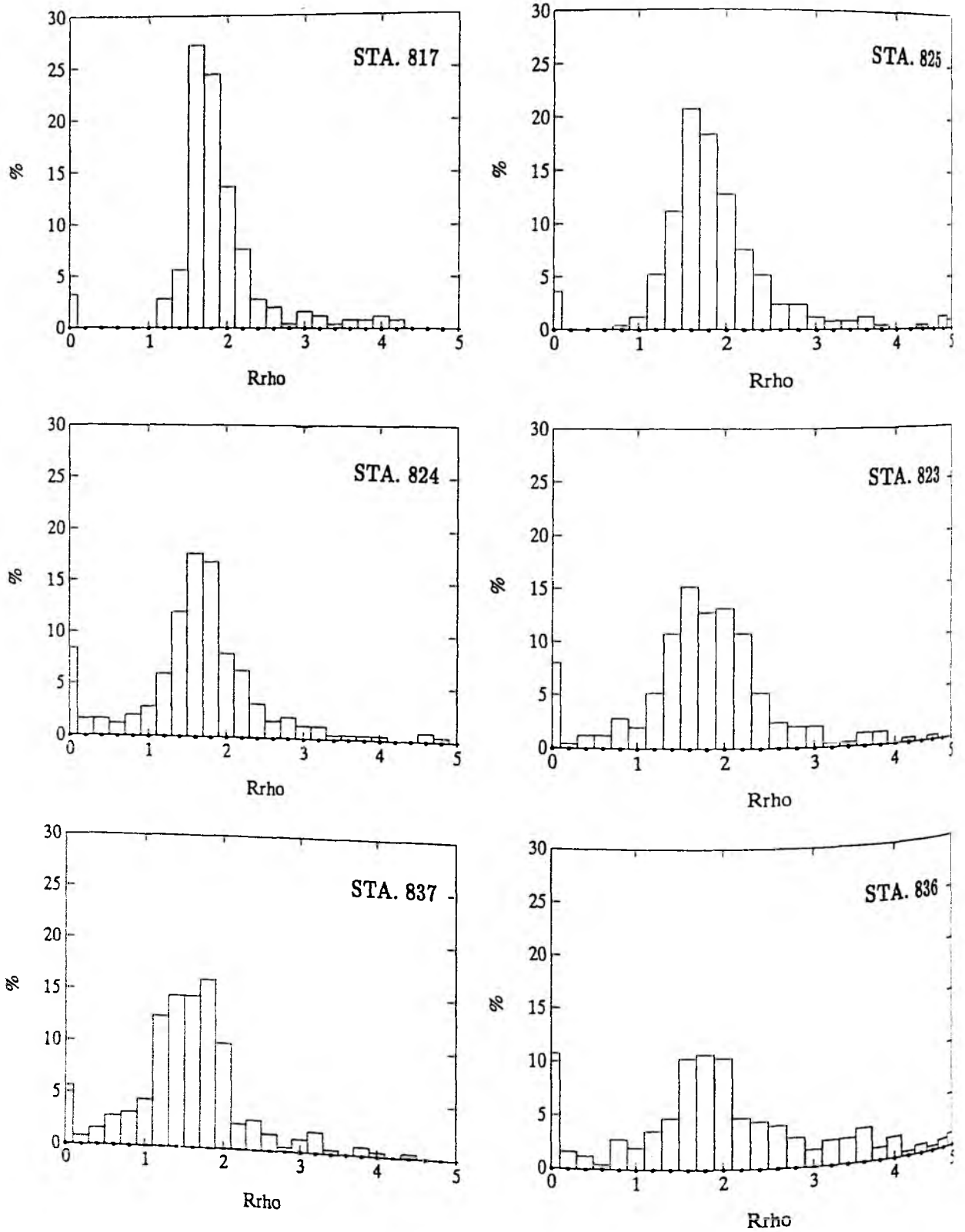


Abbildung 4.24: Verteilung des Dichteparameters  $R_\rho$  für den in Abb. 4.23 dargestellten Schnitt. Der Dichteparameter  $R_\rho$  ist definiert als  $\alpha\Delta T/\beta\Delta S$  und repräsentiert die Salzfingerform von Doppeldiffusion.

Für die diffusive Form der Doppeldiffusion lassen sich ganz ähnliche Beziehungen angeben (Ruddick, 1984). In diesem Fall gilt für den durch den Wärmefluß hervorgerufenen Auftriebsfluß  $\alpha F_{TD}$ :

$$\alpha F_{TD} = (gk_T)^{\frac{1}{3}} C_D(R_{\rho D})(\alpha \Delta T_D)^{\frac{1}{3}}$$

$R_{\rho D}$  ist der Dichteparameter für die diffusive Grenzfläche, gegeben durch  $\beta \Delta S_D / \alpha \Delta T_D$ . Der dazugehörige Auftriebsfluß  $\beta F_{SD}$  wird durch ein Flußverhältnis  $\tau_D$  ausgedrückt:

$$\beta F_{SD} = \tau_D(R_{\rho D})\alpha F_{TD}$$

Eine Bestimmung der Faktoren wurde von Huppert (1971) vorgenommen:

$$\alpha F_{TD} = 0.32(k_T)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{g}{\nu}\right)^{\frac{1}{3}} (\alpha \Delta T_D)^{\frac{1}{3}} R_{\rho D}^{-2}$$

Hier ist  $\nu$  die kinematische Viskosität.

$$\beta F_{SD} = (1.85 - 0.85R_{\rho D})\alpha F_T \quad \text{für } 1 \leq R_{\rho D} \leq 2$$

$$\beta F_{SD} = 0.15\alpha F_{TD} \quad \text{für } R_{\rho D} > 2$$

Abb. 4.25 zeigt den nach der obigen Formel parametrisierten Salzfluß  $F_{SF}$  für die Salzfingerform der Doppeldiffusion. Die größten Werte des doppeldiffusiven Salzflusses findet man wiederum an Stationen, die durch hohe Abweichungen in den Analysenvergleichen zwischen Multiparameter-Analyse und isopyknischer T/S-Analyse aufgefallen waren (s. Abb. 4.9), nämlich bei den Stationen 824, 823 und 837 dort, wo in den Vertikalprofilen von Temperatur und Salzgehalt Treppenstrukturen zu erkennen waren.

Schmitt und Evans (1978) haben für mehrere CTD-Profile mit NACW-Charakteristik aus dem westlichen Atlantik den Auftriebsfluß durch Salzfingeraktivität berechnet. Im Tiefenbereich zwischen 200 und 300 m lagen die maximalen berechneten Werte für  $\beta F_S$  zwischen 28.2 und  $5.1 \cdot 10^{-8}$  cm/s. Für die Stationen 823, 824 und 837 treten in diesem Tiefenbereich Maxima zwischen 56.4 cm/s und 10.8 cm/s auf (die Werte in Abb. 4.25, die nur  $F_S$  darstellen, sind mit  $\beta = 7 \cdot 10^{-4}$  zu multiplizieren). Schmitt und Evans (1978)

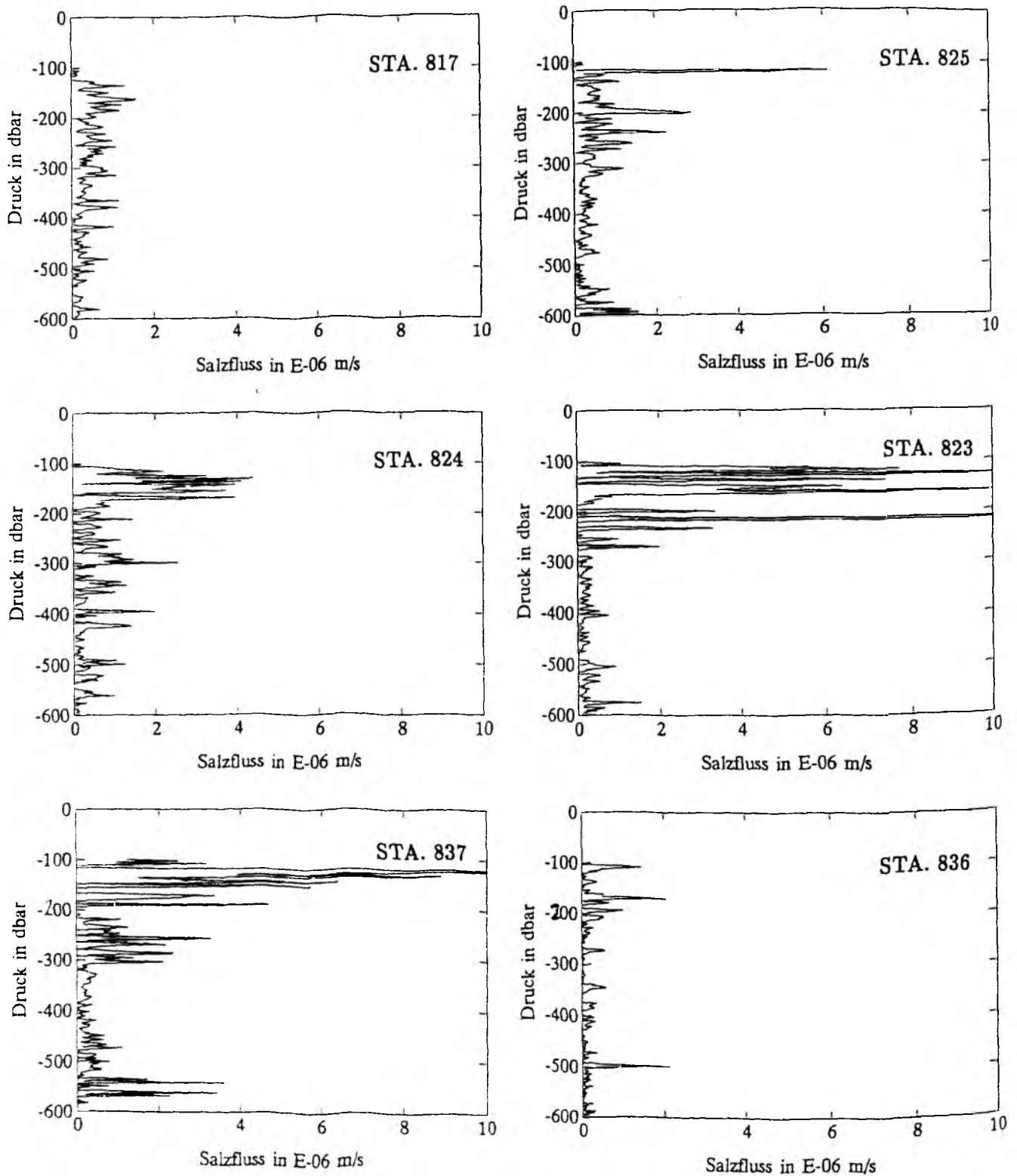


Abbildung 4.25: Vertikalprofile des durch die Salzfingerform von Doppeldiffusion hervorgerufenen Salzfluß  $F_{SF}$  in  $10^{-6}$  m/s für den in Abb. 4.23 dargestellten Schnitt durch die Kapverden-Frontalzone.

haben anhand ihrer Daten mittlere doppeldiffusive Auftriebsflüsse durch Salzfingeraktivität für 100 m lange Segmente der CTD-Profile ausgewertet. Dazu wurden in jedem Segment durch die Temperaturprofile Bereiche mit höheren und niedrigeren Gradienten festgelegt, wobei das 100 m-Mittel als Vergleich verwendet wurde. Dies diente der Identifizierung der homogenen Schichten und der Grenzflächen. Die Salzgehaltsdifferenzen wurden anschließend über die Bereiche zwischen den gradientschwachen Zonen berechnet. Diese Methode sollte verhindern, daß durch irreguläre Strukturen in den Vertikalprofilen ein in Wirklichkeit einziger Salzgehaltssprung in zwei kleinere unterteilt wurde. In Histogrammen wurde der häufigste Salzgehaltssprung festgelegt und durch einen Faktor, der das Verhältnis zwischen gradientschwachen und gradientstarken Bereichen im Segment festlegte, der für das Segment charakteristische Auftriebsfluß  $\beta F_S$  ausgerechnet. Auf diese Weise wurden Werte von  $\beta F_S$  erlangt, die für den Tiefenbereich zwischen 200 und 500 m zwischen  $2.7$  und  $0.5 \cdot 10^{-8}$  cm/s lagen und immerhin 12% des Oberflächensalzflusses durch Verdunstung ausmachten.

Die in Tab. 4.2 aufgelisteten Werte von  $\beta F_S$  sind mit einer anderen Methode berechnet. Der doppeldiffusive Auftriebsfluß durch Salzfingeraktivität wurde jeweils über 4 dbar-Intervalle berechnet und anschließend über 100 m-Segmente gemittelt. Die Werte sind mit denen von Schmitt und Evans (1978) vergleichbar. Höchste gemittelte Werte im 200 bis 300 m-Niveau treten wiederum an den Stationen im Frontbereich auf (823, 824, 837), während die Stationen im reinen SACW (836) und reinen NACW (817) geringere Werte aufweisen. Der mittlere Beitrag des halinen Auftriebsflusses liegt nach Schmitt et al. (1989) bei ungefähr  $10^{-7}$  cm/s. Die hier ermittelten abwärtsgerichteten doppeldiffusiven Auftriebsflüsse durch Salzfingeraktivität könnten einen nicht unerheblichen Beitrag zur Abwärtsmischung des an der Oberfläche gebildeten Salzes bilden.

Tiefenbereich	Sta. 817	Sta. 825	Sta. 824	Sta. 823	Sta. 837	Sta. 836
200 - 300 m	2.1	2.4	3.3	5.8	4.0	0.6
300 - 400 m	1.2	1.5	2.4	0.9	1.8	0.4
400 - 500 m	1.1	1.2	1.7	0.8	1.5	0.6

Tab.4.2 Doppeldiffusive Auftriebsflüsse  $\beta F_S$  aus Salzfingeraktivität, gemittelt über 100 m Segmente. Die Einheit des Auftriebsflusses ist  $10^{-8}$  cm/s.

Eine weitere, häufig in dem Tiefenhorizont zwischen 200 und 300 m auftretende Struk-



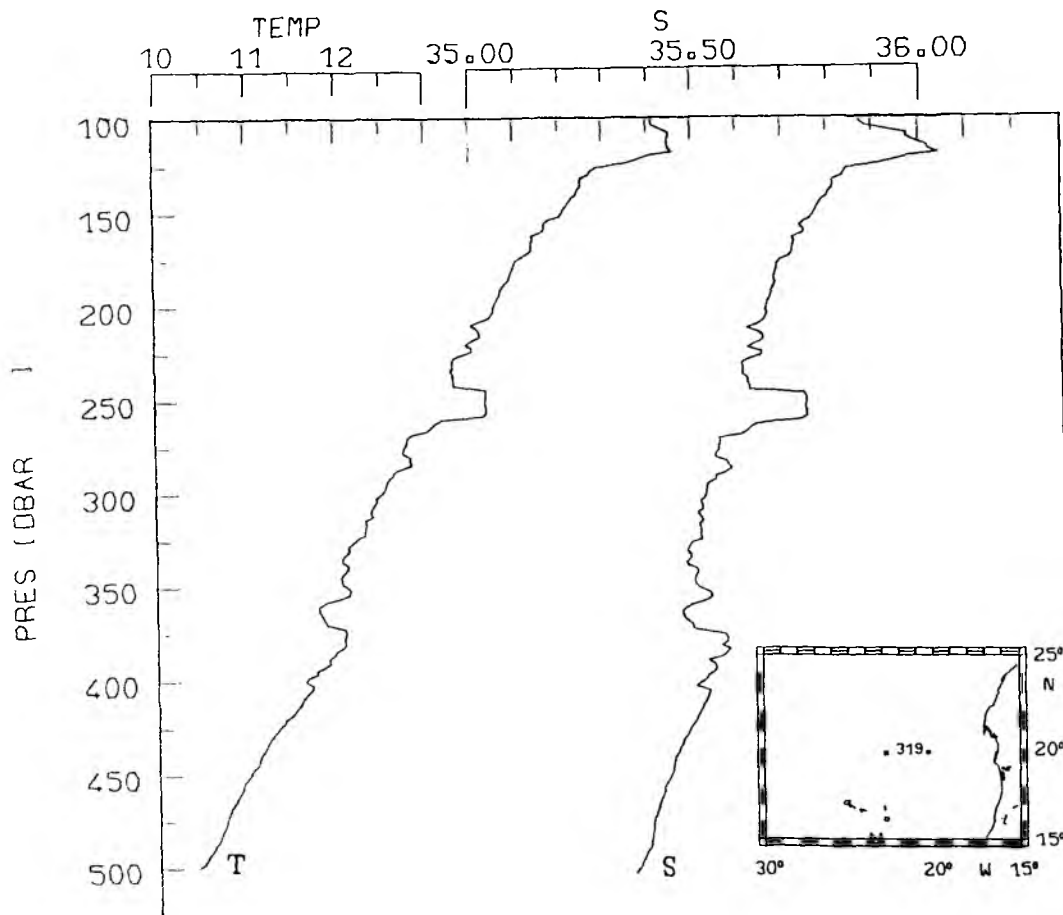


Abbildung 4.26: Temperatur- und Salzgehaltsprofil aus der Kapverden-Frontalzone mit einer ausgeprägten Intrusion warmen und salzreichen Wassers im Tiefenbereich um 250 dbar.

tur zeigt Abb. 4.26. Diese während der "Meteor"-Reise 4 beobachtete Intrusion von warmem und salzreichen Wasser hatte eine Mächtigkeit von 18 m. Da warme und salzreiche Intrusionen durch Auftriebsgewinn aus dem Salzfingerfluß aufsteigen, besteht auch durch solche Intrusionen die Möglichkeit diapyknischer Transporte und damit die Möglichkeit, nährstoffreiches und sauerstoffarmes Wasser in höhere Tiefenhorizonte zu bringen.

Tab. 4.3 gibt die für diese Intrusion beobachteten Temperatur- und Salzgehalts-sprünge an der diffusiven und der Salzfinger Grenzfläche an, sowie die daraus resul-

tierenden Wärme- und Salzflüsse, die nach den oben angegebenen Formeln berechnet wurden. Der dazugehörige Dichtefluß  $F_\rho$  ist gegeben durch:  $F_\rho = -\rho(\alpha F_T - \beta F_S)$ .

	$\Delta T$	$\Delta S$	$R_\rho$	$F_T$	$F_S$	$F_\rho$
	$^{\circ}C$			$10^{-5} \frac{^{\circ}C m}{s}$	$10^{-5} \frac{psu m}{s}$	$10^{-7} \frac{g}{cm^2 s}$
Diffusiv	0.481	0.132	1.5	1.8	0.3	4.8
Salzfinger	0.523	0.186	1.3	5.4	2.1	-1.7

Tab. 4.3 Doppeldiffusive Wärme- und Salzflüsse durch eine warme und salzreiche Intrusion.

Der aus diesen Werten resultierende Dichtefluß von  $3.1 \cdot 10^{-7} \text{ g cm}^{-2}\text{s}^{-1}$  stimmt in der Größenordnung sehr gut mit dem von Barton (1987) für Intrusionen auf dem Schelf gefundenen Wert von  $3 \cdot 10^{-7} \text{ g cm}^{-2}\text{s}^{-1}$  überein. Von der Größenordnung her entsprechen diese Werte den von Schmitt et al. (1989) bestimmten mittleren Werten des Dichteflusses an der Meeresoberfläche, der hervorgerufen wird durch den kombinierten Effekt von Nettoenergiefluß und Niederschlag und Verdunstung. Die für das Kanaren- und Kapverdenbecken ermittelten Werte liegen zwischen  $2$  bis  $6 \cdot 10^{-7} \text{ g cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ . Dies macht deutlich, daß die mit doppeldiffusiven Prozessen verbunden Flüsse sowohl in Salzfingern als auch in Intrusionen von der Größe her durchaus wichtig sind, auch wenn die Prozesse sporadisch auftreten.

#### 4.6 Zusammenfassung der Ergebnisse

Analysen der Wassermassenverhältnisse in der Kapverden-Frontalzone unter der Annahme isopyknischer Vermischung und bei Anwendung der Multiparameter-Methode ergaben folgende Ergebnisse:

- Die Multiparameter-Methode und die isopyknische Wassermassenanalyse zeigen gleiche grundlegende Strukturen. Dies bedeutet, daß die Vermischung zu einem großen Anteil isopyknisch erfolgt.
- Abweichungen zwischen den Ergebnissen der beiden Methoden sind am stärksten im Tiefenbereich 200 - 300 m und konzentrieren sich auf den Frontbereich.
- Die Vermessungen der "Meteor"-Reise 6 zeigen Abweichungen im NACW-Anteil von bis zu 30%, die Daten der "Meteor"-Reise 9 zeigen geringere Abweichungen

bis zu 20%.

- Stabilitätsanalysen für den Lösungsvektor der Multiparameter-Methode zeigen, daß selbst bei starker Verrauschung der Beobachtungen die Änderungen in den NACW-Gehalten nicht größer als  $\pm 7\%$  NACW-Anteile werden.
- Die Multiparameter-Methode diagnostiziert im Frontbereich höhere SACW-Gehalte. Dies ist konsistent mit Krümmungen der Temperatur/Nährstoffbeziehungen auf Isopyknen.
- Der Dichteparameter  $R_\rho$  bestätigt mit großen Häufigkeiten zwischen 1 und 2 die Bedeutung der Salzfingeraktivität als diapyknischer Vermischungsprozeß.  $R_\rho$ -Histogramme aus dem Frontbereich zeigen eine Erhöhung der Werte gegen 1, was kleinere "e-folding"-Zeiten für die Salzfinger bedeutet.
- Treppenstrukturen sind am deutlichsten im Frontbereich ausgeprägt.
- Werte des doppeldiffusiven Auftriebsflusses durch Salzfingeraktivität  $\beta F_S$  erreichen im Frontbereich eine Größenordnung, die der des Oberflächensalzflusses nahe kommen. Der doppeldiffusive Auftriebsfluß kann deshalb einen effektiven Mechanismus darstellen, der der Erhöhung des Salzgehaltes an der Oberfläche durch Verdunstung durch einen nach unten gerichteten Transport entgegenwirkt.
- Dichteflüsse in Intrusionen liegen in der Größenordnung von  $3.1 \cdot 10^7 \text{ g cm}^{-2}\text{s}^{-1}$  und stellen eine weitere Möglichkeit diapyknischer Transporte dar.

## 5 Wärme- und Volumentransporte im tropischen Atlantik

### 5.1 Datenbasis

Die Untersuchung hydrographischer Schnitte, die Ozeanbecken überdecken, ist seit jeher zur Beschreibung der großräumigen Wassermassenstrukturen und, daraus abgeleitet, der großräumigen Zirkulation benutzt worden. Im Zusammenhang mit Klimastudien ist ein weiterer Aspekt der Analyse solcher Schnitte Gegenstand des Interesses geworden, nämlich die Berechnung ozeanischer Wärmetransporte. Hall und Bryden (1982) stellten eine direkte Methode vor, die es unter einigen Voraussetzungen ermöglicht, den meridionalen Wärmetransport quer zu einem Zonalschnitt mit genügender Genauigkeit zu berechnen und damit eine ozeanische Komponente des globalen Klimasystems zu bestimmen. Im weiteren sollen Daten des Zonalschnittes bei  $14.5^{\circ}\text{N}$ , aufgenommen im Jahre 1989, und Daten eines Zonalschnittes bei  $8^{\circ}\text{N}$ , gewonnen während des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957, benutzt werden, um die Wärme- und Volumenbilanz im tropischen Bereich des Atlantiks zu untersuchen. Der neu hinzugekommene Schnitt bei  $14.5^{\circ}\text{N}$  ist aus drei Gründen von besonderem Interesse: erstens gibt es bislang für den tropischen Bereich nur eine einzige direkte Bestimmung des ozeanischen Wärmetransports, durchgeführt von Roemmich (1983) für den Schnitt bei  $8^{\circ}\text{N}$  und damit Bedarf für vergleichende Analysen, zweitens ist für diesen Bereich mit starken Passatwinden ein stärkerer Beitrag des Ekmananteils zum Gesamtwärmetransport zu erwarten und damit eine andere Balance als die von Hall und Bryden (1982) bei  $25^{\circ}\text{N}$  studierte, und drittens sagen für den Bereich um den Äquator sowohl indirekte Methoden als auch Modellanalysen eine erhöhte Saisonalität im Wärmetransport voraus, so daß es wünschenswert ist, möglichst viele Daten aus verschiedenen Jahreszeiten zusammenzutragen.

Abb. 5.1.a gibt die Lage der Schnitte bei  $8^{\circ}\text{N}$  und bei  $14.5^{\circ}\text{N}$  wieder. Der Schnitt bei  $14.5^{\circ}\text{N}$  wurde in Zusammenarbeit mit einer amerikanischen Arbeitsgruppe (NOAA-AOML Miami) erstellt. Die Daten im östlichen Becken sind von Bord des deutschen Forschungsschiffes "Meteor" gewonnen und Teil des in Kapitel 2 vorgestellten Datensatzes der "Meteor"-Reise 9, die Daten im westlichen Becken stammen von dem amerikanischen Forschungsschiff "Albatross IV". Die Schnitte verlaufen im westlichen Atlantik

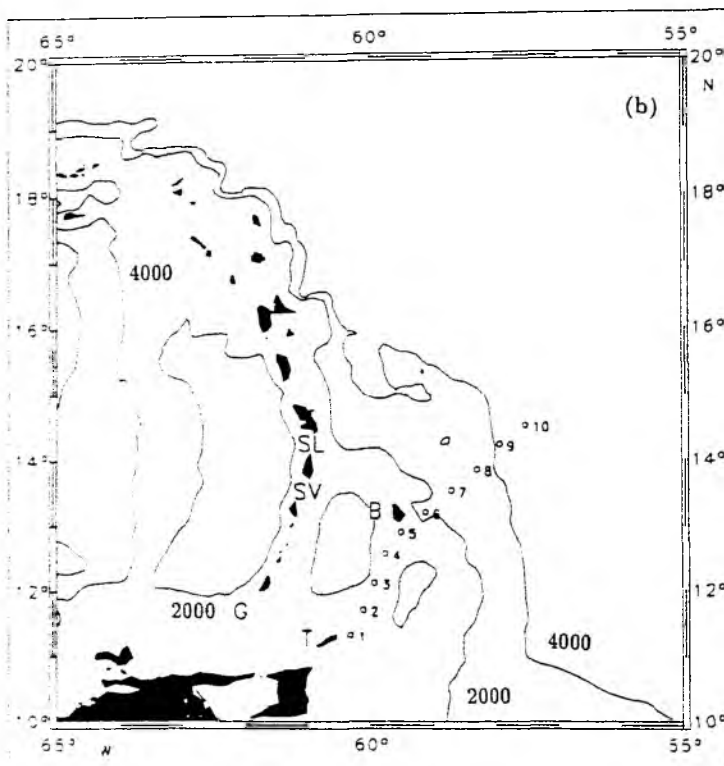
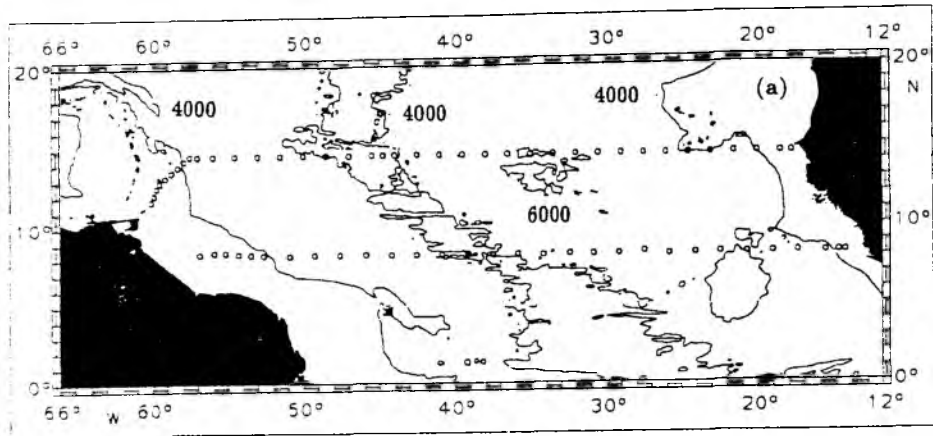


Abbildung 5.1: a) Stationskarte der Schnitte bei  $8^{\circ}\text{N}$  und  $14.5^{\circ}\text{N}$ , zusammen mit der Bodentopographie, im tropischen Atlantik. Eingezeichnet sind die 4000 m- und 6000 m-Tiefenlinie.

b) Bodentopographie im westlichen tropischen Atlantik im Bereich der Kleinen Antillen. Gekennzeichnet sind Tobago (T) und Barbados (B) und drei Passagen zwischen den Kleinen Antillen: Grenada-Passage (G), St. Vincent-Passage (SV) und St. Lucia-Passage (SL). Als Tiefenkonturen sind die 2000 m- und 4000 m-Tiefenlinie wiedergegeben. Die Stationen 1-10 schließen an den Schnitt bei  $14.5^{\circ}\text{N}$  an und wurden so positioniert, daß damit der Einstrom von Wassermassen in die Karibik erfaßt werden kann.

durch das Guayana-Becken und im östlichen Atlantik durch das Kapverden-Becken. Zusätzlich zur Küstenkontur sind in Abb. 5.1.a die 4000 m- und 6000 m-Tiefenlinien eingezeichnet, die den Bereich der Tiefsee markieren. Lediglich im Kapverden-Becken werden Wassertiefen größer als 6000 m gefunden. Sie stellen aber lokal isolierte Senken dar. Im Mittelatlantischen Rücken sind zwei Bruchzonen mit Wassertiefen größer als 4000 m zu identifizieren, die für die Ausbreitung von Bodenwasser im östlichen Becken von Bedeutung sind. Es handelt sich dabei um die Vema-Bruchzone bei 11 °N und eine weitere namenlose Bruchzone bei ca. 12 °N.

In seinem westlichen Teil weicht der 14.5 °N-Schnitt von einer strikt zonalen Ausrichtung ab. Diese Stationsverteilung wurde gewählt, um den Einstrom von Wassermassen in die Karibik zu erfassen. Die Topographie im Bereich der Kleinen Antillen ist im Detail in Abb. 5.1b wiedergegeben. Der südliche Teil des Schnittes mit den Stationen 1 bis 5 verläuft zwischen Tobago und Barbados und erfaßt den Einstrom in die Karibik durch die Grenada-, St. Vincent- und St. Lucia-Passage.

Abb. 5.2 und Abb. 5.3 zeigen die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung entlang 8 °N, Abb. 5.4 und Abb. 5.5 die entsprechenden Verteilungen für den Schnitt bei 14.5 °N. Sowohl Abb. 5.2 als auch Abb. 5.4 weisen eine Zunahme der Thermoklinentiefe von Ost nach West auf, entsprechend dem Anstau von Wasser an der Westseite des Ozeans durch die Passatwinde. Weiterhin ist auffällig, daß in den oberen 2000 m die entsprechenden Isothermen bei 8 °N auf einem wesentlich flacheren Tiefenniveau auftreten als bei 14.5 °N. So liegen sowohl die 10.0 °C-, 7.5 °C- als auch die 5.0 °C-Isotherme bei 8°N etwa 250 m höher als bei 14.5°N, was generell auf eine Erhöhung des Wärmeinhalts bei 14.5 °N, bezogen auf 8 °N, hinweist. Im tiefen Ozean ist der Unterschied zwischen dem westlichen und dem östlichen Becken eines der Hauptmerkmale der beiden Schnitte. Die tiefsten auftretenden Temperaturen findet man am Boden des westlichen Beckens, obwohl das östliche Becken, wie im Fall des Schnittes bei 14.5 °N, erheblich größere Wassertiefen aufweist. Verantwortlich für die niedrigen Temperaturen ist das Vordringen von kaltem und salzarmem AABW auf der Westseite des Atlantiks. Der östliche Atlantik erhält seine Zufuhr an AABW nur durch größere Bruchzonen im Mittelatlantischen Rücken, da er durch den Rücken von einer direkten Zufuhr an AABW abgeschnitten wird. Die Romanche Bruchzone am Äquator und die Vema-Bruchzone bei 11 °N (Abb. 5.1a) sind die wichtigsten Durchlässe (Wüst, 1935; McCartney et al. 1991). Durch die in den Bruchzonen auftretende Vermischung von AABW mit darüberliegendem NADW erhält der Ostatlantik eine stark "verdünnte" Form von AABW.

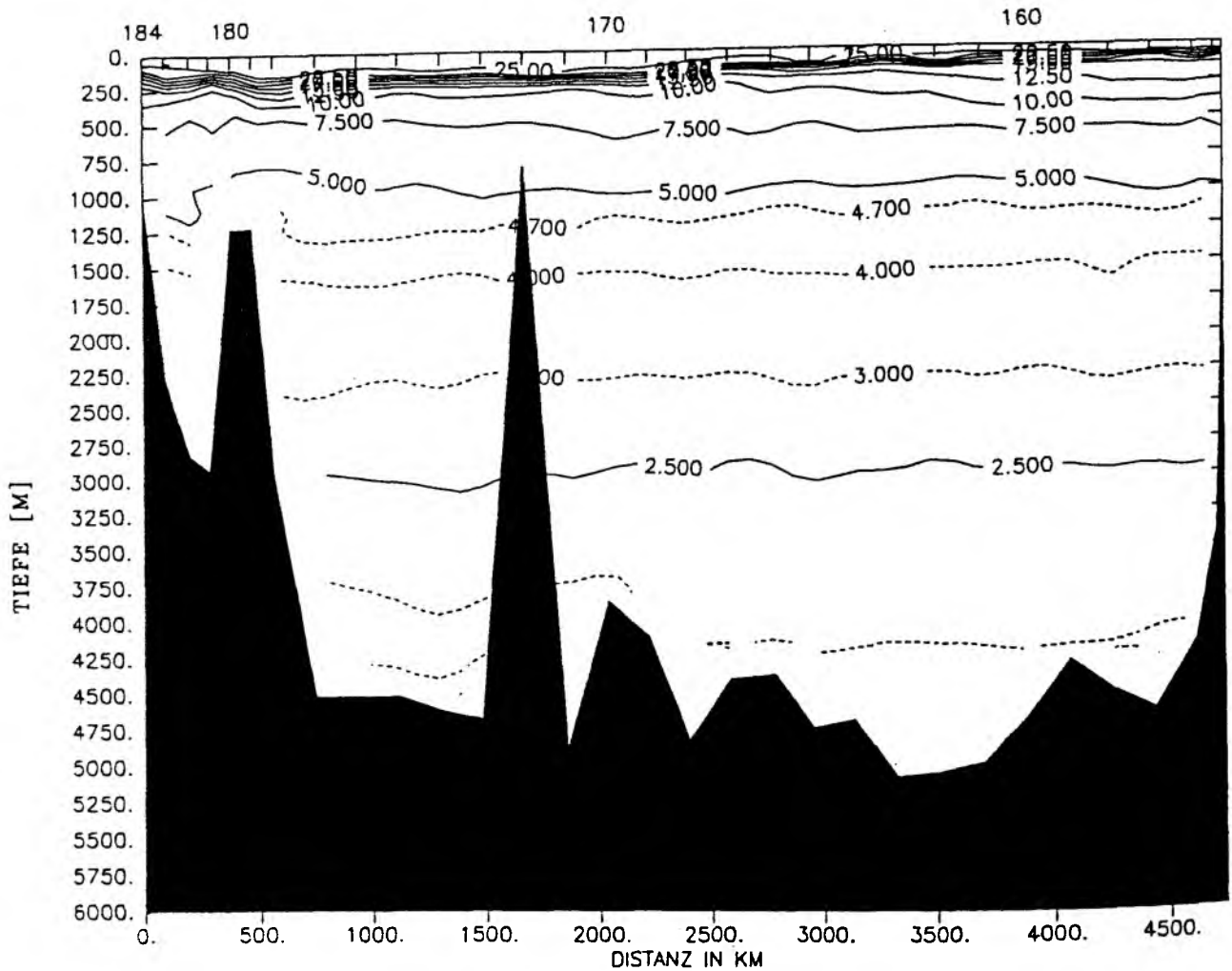


Abbildung 5.2: Vertikale Verteilung der potentiellen Temperatur entlang des IGY- Schnittes bei  $8^{\circ}\text{N}$ . Das Konturintervall für durchgezogene Linien beträgt  $2.5^{\circ}\text{C}$ , und als gestrichelte Linien sind die Isothermen für  $4.0$ ,  $3.0$ ,  $2.0$ ,  $1.9$ .,  $1.8$ ,  $1.75$  und  $1.5^{\circ}\text{C}$  dargestellt. Zusätzlich wurde in den Schnitt die  $4.7^{\circ}\text{C}$ -Isotherme eingezeichnet, die die Tiefenlage des Nullniveaus für die geostrophischen Berechnungen repräsentiert.

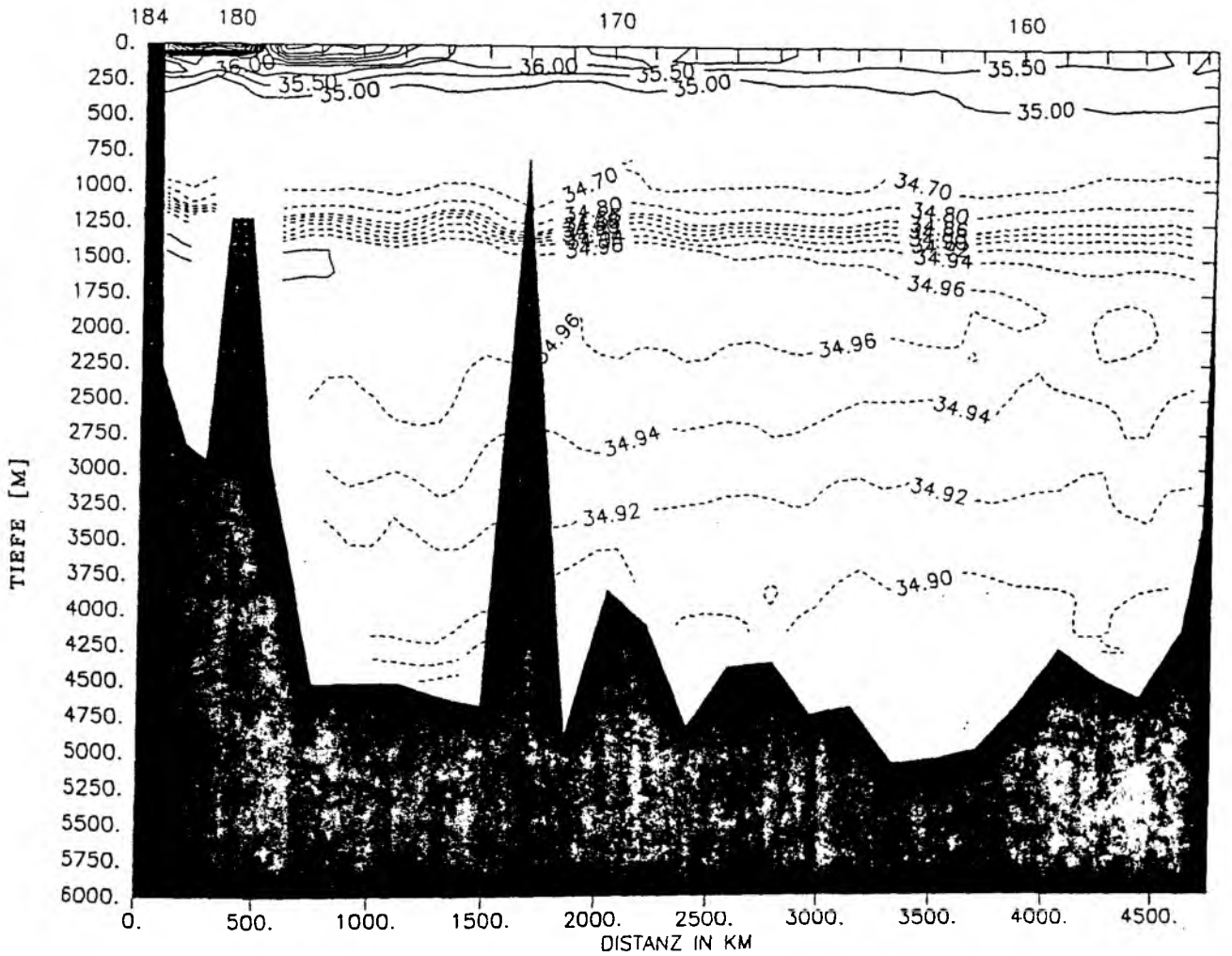


Abbildung 5.3: Vertikale Verteilung des Salzgehalts entlang des IGY-Schnittes bei 8 °N. Das Konturintervall für durchgezogene Linien beträgt 0.5 psu, und unterhalb von 750 m sind zusätzlich gestrichelt die Isohalinen für 34.7, 34.8, 34.86, 34.88, 34.90, 34.92, 34.94 und 34.96 eingetragen.



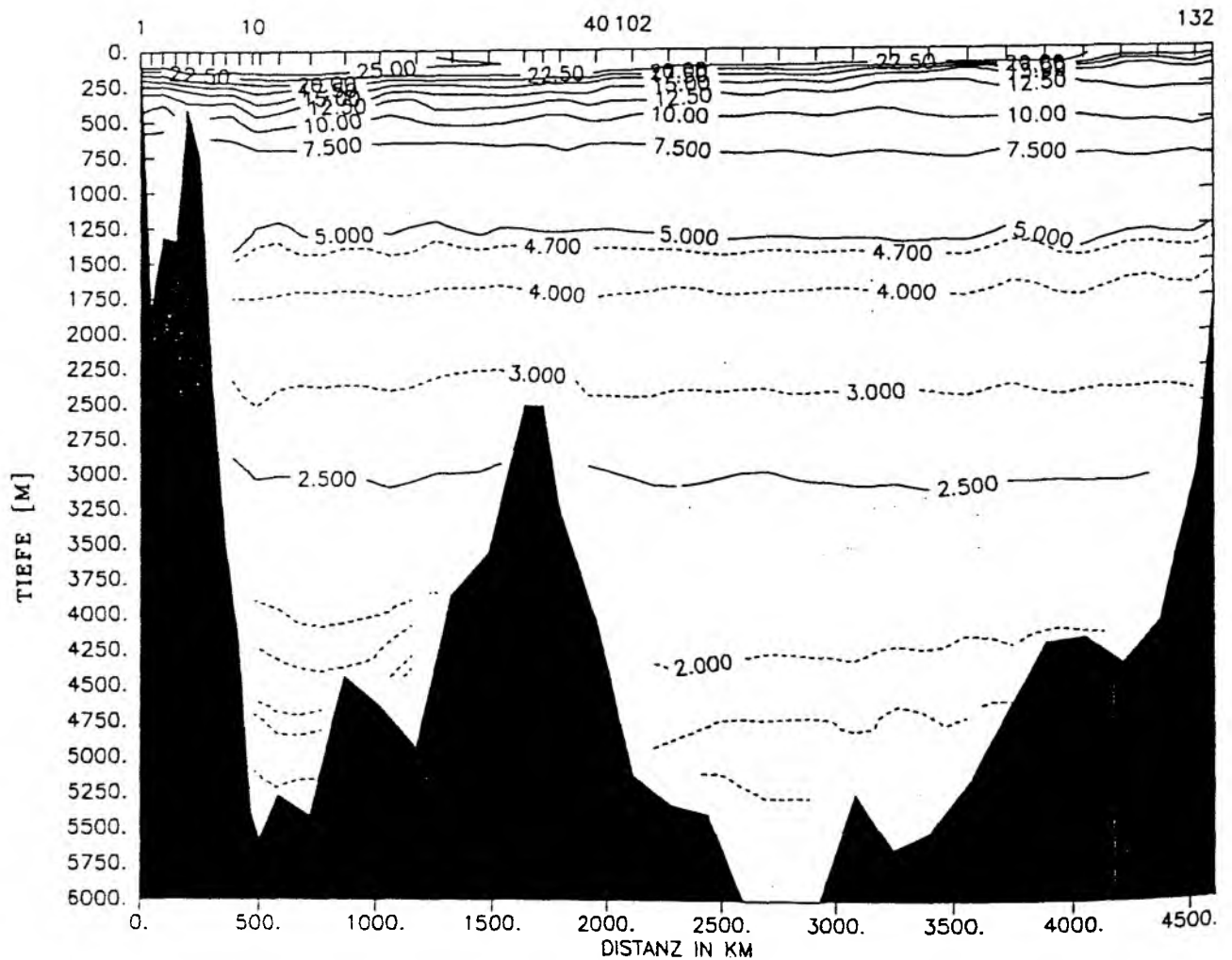


Abbildung 5.4: Vertikale Verteilung der potentiellen Temperatur entlang des Schnittes bei  $14.5^{\circ}\text{N}$ . Das Konturintervall für durchgezogene Linien beträgt  $2.5^{\circ}\text{C}$ , als gestrichelt sind die Isothermen für  $4.0$ ,  $3.0$ ,  $2.0$ ,  $1.9$ ,  $1.8$ ,  $1.75$  und  $1.5^{\circ}\text{C}$  dargestellt. Zusätzlich wurde in den Schnitt die  $4.7^{\circ}\text{C}$ -Isotherme eingezeichnet, die die Tiefenlage des Nullniveaus für die geostrophischen Berechnungen repräsentiert.

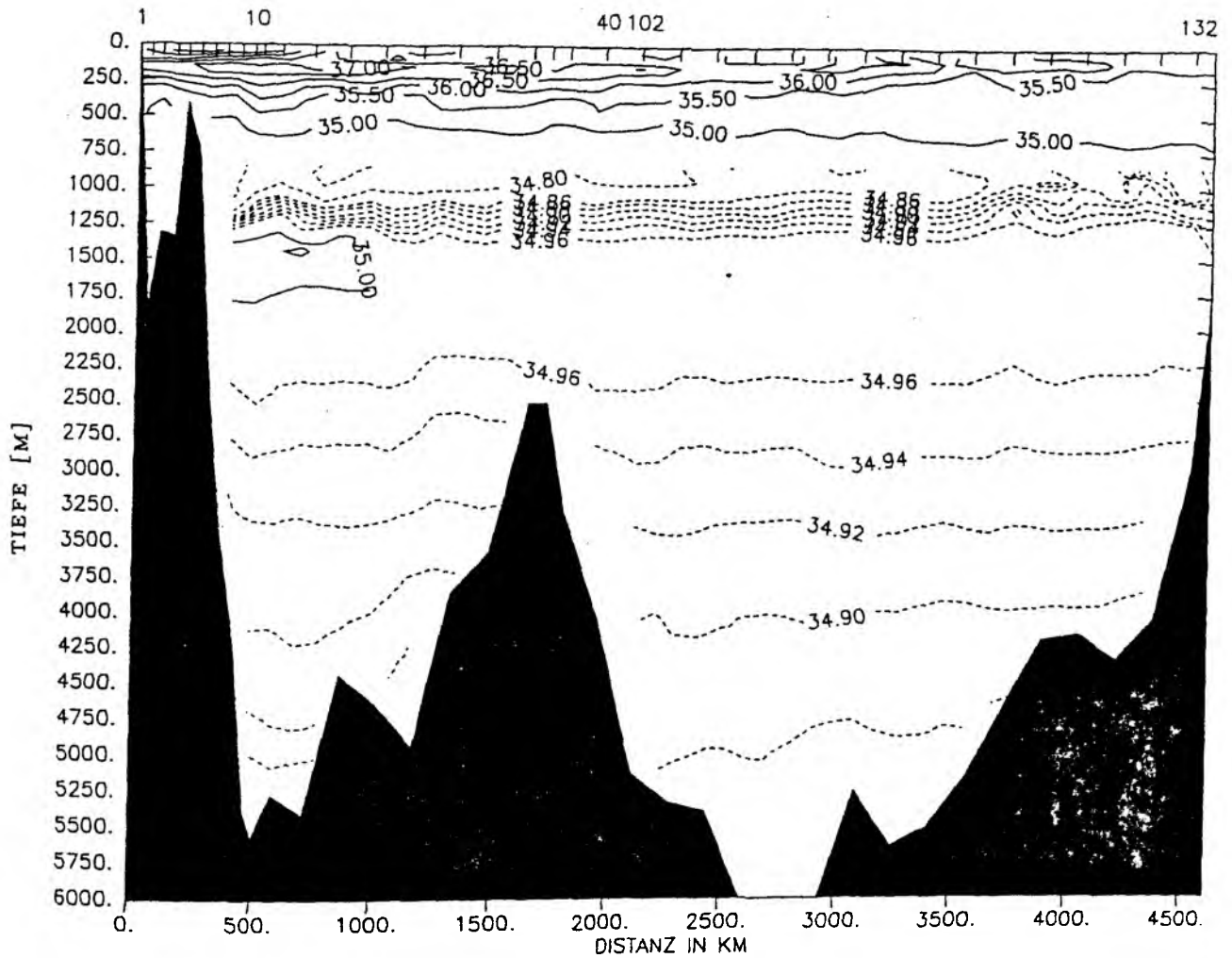


Abbildung 5.5: Vertikale Verteilung des Salzgehalts entlang des Schnittes bei 14.5 °N. Das Konturintervall für durchgezogene Linien beträgt 0.5 psu, und unterhalb von 750 m sind zusätzlich gestrichelt die Isohalinen für 34.7, 34.8, 34.86, 34.88, 34.90, 34.92, 34.94 und 34.96 eingetragen.

Die Salzgehaltsverteilung in Abb. 5.3 und Abb. 5.5 weist auf beiden Schnitten ähnliche Strukturen auf. Deutlich erkennbar ist das Salzgehaltsminimum des AAIW im Tiefenbereich um 1000 m. Es läßt sich über die gesamte Ozeanbreite verfolgen. Das Salzgehaltsmaximum im oberen NADW ist dagegen nur schwach zu erkennen und auf den Bereich des westlichen Randes beschränkt. Hervorgerufen wird es durch Labradorseewasser mit Beimischungen von Mittelmeerwasser. Es stellt ein Pendant zu dem Salzgehaltsmaximum im östlichen Nordatlantik dar, welches in den Subtropen durch den Ausstrom von Mittelmeerwasser erzeugt wird. Zu einer extremen Abnahme der Oberflächensalzgehalte kommt es bei 8 °N durch Amazonaswassereinfluß. Die Werte sinken auf der Westseite des Schnittes auf unter 26 psu. Bei 14.5 °N erkennt man im westlichen Teil des Schnitts in den oberen 200 m das intermediäre Salzgehaltsmaximum des in den Subtropen gebildeten Salzgehaltsmaximum-Wassers, das hier Werte um 37 psu erreicht.

## 5.2 Geostrophische Geschwindigkeitsberechnungen

Für beide Schnitte wurden relative geostrophische Geschwindigkeiten, bezogen auf die Tiefe der 4.7 °C-Isotherme, berechnet. Die Wahl von  $\theta = 4.7^{\circ}\text{C}$  als Referenzniveau hat zwei Gründe. Erstens entspricht dieser Punkt im  $\theta/S$ -Diagramm dem Abknicken von der Kurve des salzarmen AAIW zur Kurve salzreichen NADW, für die man global gesehen unterschiedliche Ausbreitungsrichtungen erwarten darf; zweitens werden bei der Wahl dieses Referenzniveaus maximale südwärtige Transporte erreicht, die die über den Schnitt auftretenden nordwärtigen Ekmantransporte nahezu balancieren können. Die 4.7 °C-Isotherme tritt in beiden Schnitten in Tiefen zwischen 1100 und 1400 m auf und ist in Abb. 5.2 und 5.4 als zusätzliche Isotherme eingezeichnet. Roemmich und Wunsch (1985) benutzten in ihrer Inversanalyse der Zirkulation zwischen 24 °N und 36 °N mit einer ähnlichen Begründung die Grenzfläche zwischen AAIW und NADW als Referenzniveau und legten dies durch die Fläche für  $\sigma_2 = 36.8$  (Tiefe ca. 1300 m) fest.

Für den Fall, daß die Wassertiefe geringer als dieses Referenzniveau war, wurde der Boden als Referenzniveau benutzt. Bei geneigtem Boden zwischen Stationspaaren wurde der im Bodendreieck auftretende Transport auf folgende Weise approximiert: es wurde angenommen, daß die an der größten gemeinsamen Tiefe auftretende Geschwindigkeit über eine vertikale Distanz von 1000 m auf Null abklingt, d.h. daß das Geschwindigkeitsprofil um maximal 1000 m verlängert werden kann. Bei einer Tiefendifferenz von mehr als 1000 m zwischen Stationen ist die Geschwindigkeit unterhalb des Verlänge-

ungsteils Null. Wenn die Tiefendifferenz zwischen zwei Stationen kleiner als 1000 m ist, erhält man entsprechend am Boden eine von Null verschiedene Geschwindigkeit. Um den Transport im Bodendreieck zu erhalten, werden diese Geschwindigkeit mit der im Bodendreieck zur Verfügung stehenden Fläche multipliziert, die zum Boden hin immer kleiner wird. Bei nur mäßigen Tiefendifferenzen zwischen Stationen ändert diese Approximation den Gesamttransport nicht wesentlich. Sie ist aber wichtig, wenn man die Transporte im Bodenwasserbereich richtig erfassen will.

### 5.3 Ansätze zur Wärmetransportberechnung

Betrachtungen der globalen Energiebilanz der nördlichen Hemisphäre (Oort und Von der Haar, 1976) haben ergeben, daß es einen polwärtigen Transport von Wärme im Ozean geben muß, der einen Ausgleich zwischen dem Wärmegewinn in den Tropen und dem Wärmeverlust in den höheren Breiten schafft. Dabei wird der Wärmeverlust des Ozeans an die Atmosphäre, der polwärts eines bestimmten Breitenkreises auftritt, durch entsprechenden Eintrag von Wärme mit Strömungen aus dem Gebiet äquatorwärts dieses Breitenkreises kompensiert.

Der ozeanische Wärmetransport quer zu einem Breitenkreis ist nach Jung (1952) und Bryan (1962) gegeben durch:

$$WT = \int \int \rho c_p \theta v dx dz \quad (1)$$

Dabei ist  $\rho$  die in-situ-Dichte,  $c_p$  die spez. Wärme bei konstantem Druck,  $\theta$  die potentielle Temperatur und  $v$  die meridionale Absolutgeschwindigkeit. Die Integration ist sowohl über die gesamte Wassertiefe als auch über den gesamten Breitenkreis auszuführen. Die oben angegebene Größe ist allerdings nur dann physikalisch sinnvoll, wenn die Masse in dem System, über das integriert wird, erhalten bleibt, da sich sonst der Wert des Integrals schon durch den Wechsel auf eine andere Temperaturskala ändern würde. Im Mittel wird die Masse des Seewasser nördlich eines jeden Breitenkreises erhalten. Da der Atlantik nördlich der hier zu betrachtenden Schnitte, bis auf eine kleine Zufuhr von ca. 1.5 Sv im Norden über die Beringstraße, ein weitgehend abgeschlossenes Becken darstellt, ist diese Bedingung auch für den Atlantik alleine in guter Näherung erfüllt, und die Integration kann auf diesen Bereich beschränkt werden.

Die einfachste Form der Massenbalance, die man sich für die beiden Zonalschnitte vor-

stellen kann, besteht in dem Gleichgewicht zwischen dem geostrophisch getriebenen Massentransport im Ozeaninneren und einem ageostrophischen Teil des Massentransports in einer dünnen windbeeinflussten Ekman-schicht. Bei bekannten Ekmantransporten bestimmt sich mit diesem Ansatz automatisch die aus der Geostrophie nicht festzulegende barotrope Komponente im Ozeaninneren aus der Summe von Ekmantransport und geostrophischem Transport. Diese Bestimmung legt allerdings nur den Mittelwert der barotropen Komponente über das gesamte Becken hin fest und gibt keinerlei Auskunft über kleinskaligere Strukturen der Zirkulation, die berücksichtigt werden sollten. Roemmich und Wunsch (1985) haben diesen Ansatz mit einigem Erfolg im subtropischen Atlantik angewandt und so Volumen- und Wärmetransporte zwischen 24 °N und 36 °N berechnet. Eines der bemerkenswerten Ergebnisse dieser Studie war, daß die unter Annahme dieser simplen Balance berechneten meridionalen Wärmetransporte nicht stark von den Ergebnissen abwichen, die mit einer Inversanalyse der Zirkulation gewonnen werden konnten.

Hall und Bryden (1982) stellen in ihrer Analyse eines Schnittes bei 25 °N eine etwas modifizierte Balance im Massentransport vor, deren Anwendung es erlaubt, auf elegante Weise die Festlegung der barotropen Geschwindigkeit im Ozeaninneren zu umgehen. Dazu wird der Wärmetransport zunächst in eine Summe aus drei Termen aufgespalten, die unterschiedliche Transportmechanismen beschreiben sollen:

$$WT = \int \int_{RS} \rho c_p \theta v_{RS} dx dz + \int \int_{OB} \rho c_p \theta v_G dx dz + \int \int_{OB} \rho c_p \theta v_E dx dz \quad (2)$$

Der erste Term auf der rechten Seite von Gleichung (2) stellt den Wärmetransport dar, der mit dem westlichen Randstrom verbunden ist, also in der Analyse von Hall und Bryden (1982) mit dem Florida-Strom. Dann folgen der schon angeführte geostrophische Transport im Ozeaninneren und der Ekmantransport in der winddurchmischten Schicht.

Die Berechnung der Wärmetransporte im westlichen Randstrom stellt im allgemeinen das schwierigste Problem bei direkten Wärmetransportbestimmungen dar. Die Massentransporte der flachen westlichen Randströme werden zu einem großen Teil durch hohe barotrope Geschwindigkeiten erreicht, die über geostrophische Berechnungen aus dem Dichtefeld wegen der Unsicherheit bei den Referenz-tiefen nicht genau zu erfassen sind. Da zusätzlich die Temperaturen in den flachen Schelfgebieten, über denen die Randströme verlaufen, relativ hoch sind, stellen die Randströme einen beträchtlichen

Anteil am Gesamtwärmetransport. Wenn der Transport der Randströme nicht über direkte Strommessungen gegeben ist, sondern über Annahmen wie z.B. eine Sverdrup-Balance östlich davon abgeschätzt werden muß, oder aber für den gesamten Schnitt eine mittlere barotrope Korrektur benutzt wird, können diese Näherungen zu beträchtlichen Fehlern in den Wärmetransportberechnungen führen.

Bryden und Hall (1980) hatten vorgeschlagen, daß der durch direkte Messungen gut bestimmte Transport durch die Floridastraße eine genaue direkte Bestimmung des Wärmetransports ermöglichen sollte. Die Wahl von 25 °N als Breite für die Transportberechnung von Hall und Bryden (1982) hatte den Vorteil, daß in der Floridastraße der Randstrom eine klar begrenzte Ausdehnung hat und durch die mehrfach durchgeführten direkten Messungen verlässliche Transportabschätzungen für den mittleren Transport im Floridastrom vorlagen (Niiler und Richardson, 1973; Brooks und Niiler, 1977).

Hall und Bryden (1982) stellten in ihrer Studie eine Näherung vor, die es erlaubt, unter Ausnutzung der bekannten Randstromtransporte auch die barotrope Komponente im geostrophischen Ozeaninneren festzulegen, und zwar, ohne diese auf kleineren Skalen kennen zu müssen. Dazu wird zunächst eine Aufspaltung der in den Integralen vorkommenden Größen  $\theta$  und  $v$  in einen barotropen (tiefenunabhängigen) und einen baroklinen (tiefenabhängigen) Term vorgenommen. Die Integrale für den Randstrom und den geostrophischen Anteil modifizieren sich wie folgt:

$$\int \int_{RS} \rho c_p \theta v_{RS} dx dz = \int \int_{RS} \rho c_p \bar{\theta} \overline{v_{RS}} dx dz + \int \int_{RS} \rho c_p \theta' v'_{RS} dx dz \quad (3)$$

und

$$\int \int_{OB} \rho c_p \theta v_g dx dz = \int \int_{OB} \rho c_p \bar{\theta} \overline{v_g} dx dz + \int \int_{OB} \rho c_p \theta' v'_g dx dz \quad (4)$$

Eine Analyse der tiefenintegrierten potentiellen Temperatur  $\bar{\theta}$  zeigte, daß die Einzelwerte an den Stationen nicht weit um das zonale Mittel für den gesamten Schnitt streuten und in erster Näherung durch eine Konstante ersetzt werden konnten. In Gleichung (3) und (4) läßt sich  $\bar{\theta}$  damit vor die jeweiligen Integrale ziehen. Da der Massentransport quer zu den Schnitten Null sein soll, muß der Wert von  $\int \int v_g dx dz$  die Summe des Transports von Ekman-schicht und Randstrom ausgleichen und ist damit festgelegt. Die Näherung von  $\bar{\theta}$  durch eine Konstante ist sicherlich nicht überall eine gute Approximation. Über dem Mittelatlantischen Rücken und auf den Schelfen kann man

deutliche Abweichungen vom zonalen Mittel beobachten. Der damit verbundene Fehler in den Wärmetransportberechnungen wird von Hall und Bryden (1982) zu kleiner als 10 % abgeschätzt und ist damit tolerierbar.

#### **5.4 Berechnung der Wärme- und Volumentransporte für die tropischen Schnitte**

Direkte Strommessungen am westlichen Rand lagen für keinen der beiden hier analysierten Schnitte vor, so daß das Konzept zur Bestimmung der barotropen Komponente im geostrophischen Ozeaninneren nach Hall und Bryden (1982) nicht angewandt werden konnte. Statt dessen wurde in einem ersten Schritt eine Massenbalance dadurch erreicht, daß die barotrope Komponente aus der Summe des geostrophischen Transports, bezogen auf ein Nullniveau in der Tiefenlage der 4.7 °C-Isotherme, und dem Ekmantransport in der windbeeinflussten Oberflächenschicht bestimmt wurde. Die Ekmantransporte für die beiden Schnitte entstammen der Klimatologie nach Isemer und Hasse (1985) und repräsentieren aktuelle Monatsmittel für den jeweiligen Schnitt. Sie betragen 21.13 Sv für den im Monat Mai erstellten IGY-Schnitt bei 8 °N und 16.01 Sv für den aus dem Februar stammenden Schnitt bei 14.5 °N. Die stationsunabhängige barotrope Korrektur, die sich aus der Differenz der Ekmantransporte und der geostrophischen Transporte ergab, betrug -0.043 cm/s für den Schnitt bei 8 °N und -0.064 cm/s für den Schnitt bei 14.5 °N.

Abb. 5.6 zeigt die so korrigierten geostrophischen Strömungen entlang 8 °N, Abb. 5.7 die dazugehörigen kumulativen Transporte. Abb. 5.8 und 5.9 geben die entsprechenden Verteilungen für 14.5 °N wieder. Die zwischen Stationen berechneten geostrophischen Geschwindigkeitsprofile sind in diesen Darstellungen nicht horizontal geglättet worden und zeigen daher viele kleinskalige Strukturen. Im Vergleich der beiden Schnitte (Abb. 5.6 und 5.8) ist erkennbar, daß am westlichen Rand deutliche nordwärtige Transporte auftreten, und zwar sowohl über dem flachen Schelf (Wassertiefen < 1000 m) als auch über dem Kontinentalabhang, mit einem Bereich mit südwärtigen Komponenten dazwischen. Die nordwärtigen Transporte auf dem Schelf betragen 14 Sv bei 8 °N bzw. bzw. 12 Sv bei 14.5 °N, jene über dem Kontinentalabhang 19 Sv bzw. 14 Sv. Damit ergeben sich über die geostrophischen Berechnungen nordwärtige Transporte von zusammen 33 Sv bei 8 °N und 26 Sv bei 14.5 °N.

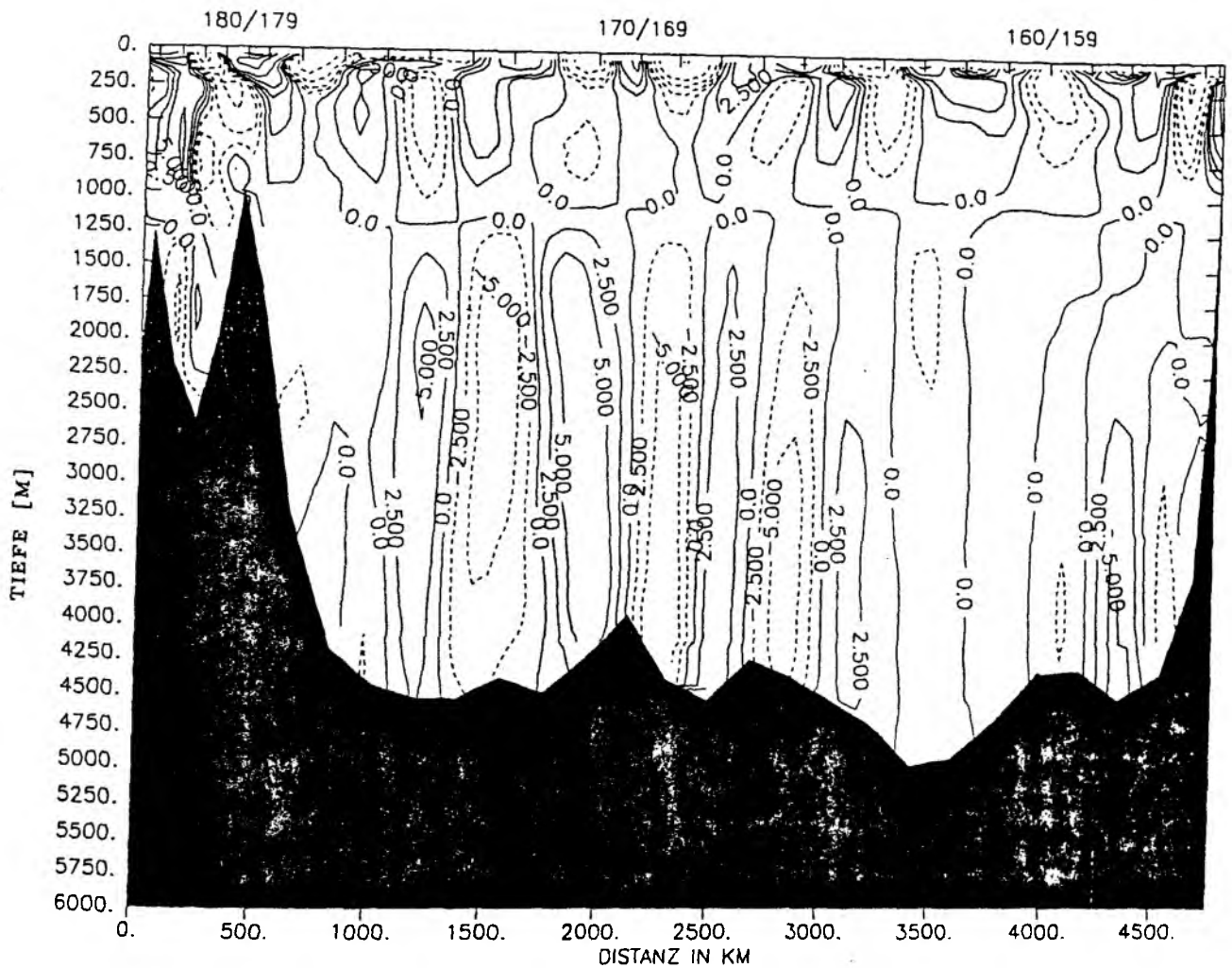


Abbildung 5.6: Vertikale Verteilung der geostrophischen Geschwindigkeit bei  $8^{\circ}\text{N}$ , bezogen auf ein Referenzniveau bei  $\theta=4.7^{\circ}\text{C}$ . Um Massenerhaltung zwischen Ekmantransport und geostrophischem Transport zu erhalten, wurde eine einheitliche Korrektur von  $-0.043\text{ cm/s}$  angebracht. Durchgezogene Linien geben Strömungen nach Norden wieder, gestrichelte Linien stellen südwardige Strömungen dar. Konturiert wurden die Isotachen für 2.5, 5.0, 10.0, 20.0, 50.0 und 100.0  $\text{cm/s}$ .



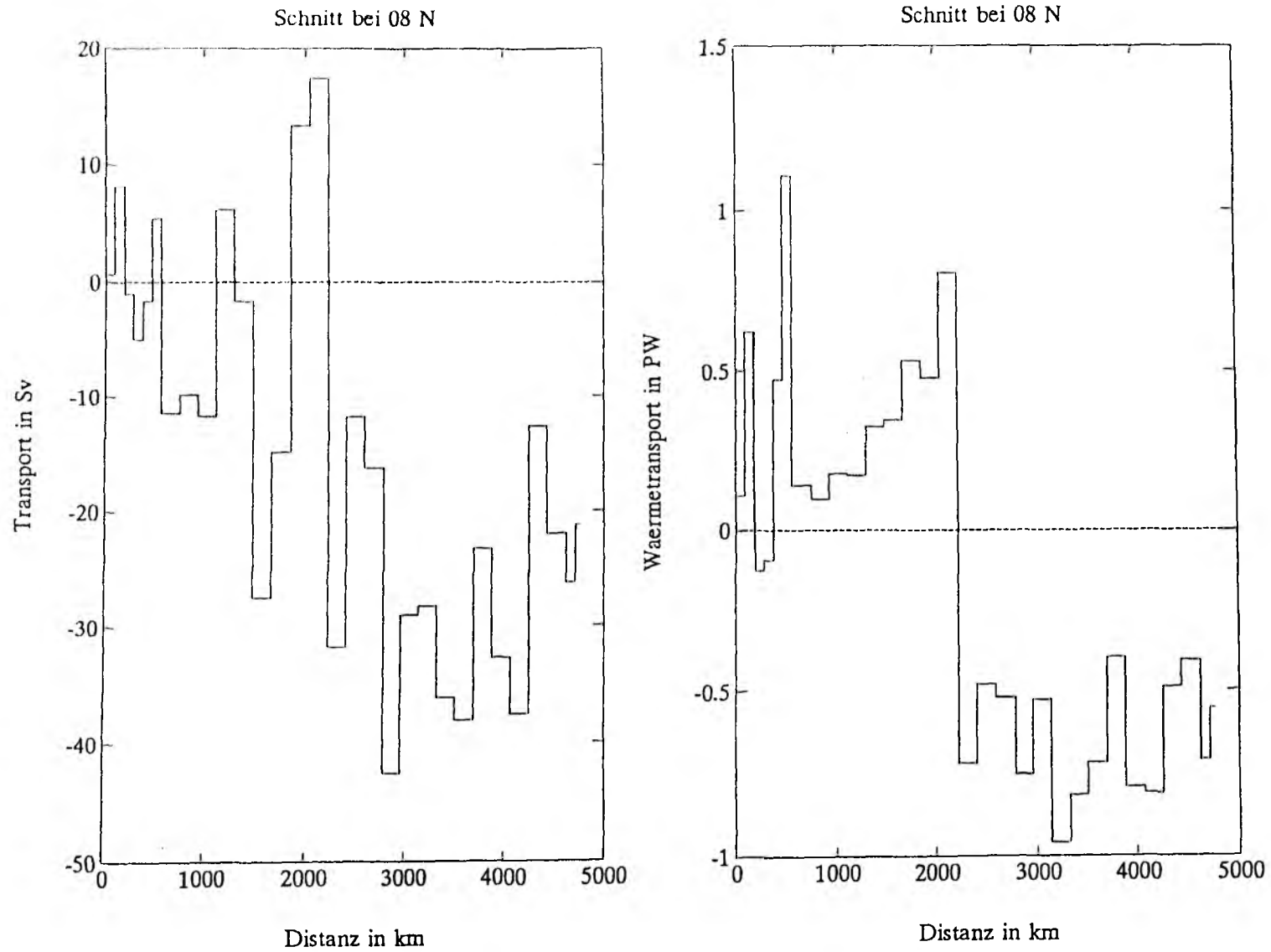


Abbildung 5.7: Kumulative Volumen- und Wärmetransporte entlang  $8^{\circ}N$ , beginnend am westlichen Rand. Negative Transporte entsprechen Transporten nach Süden.

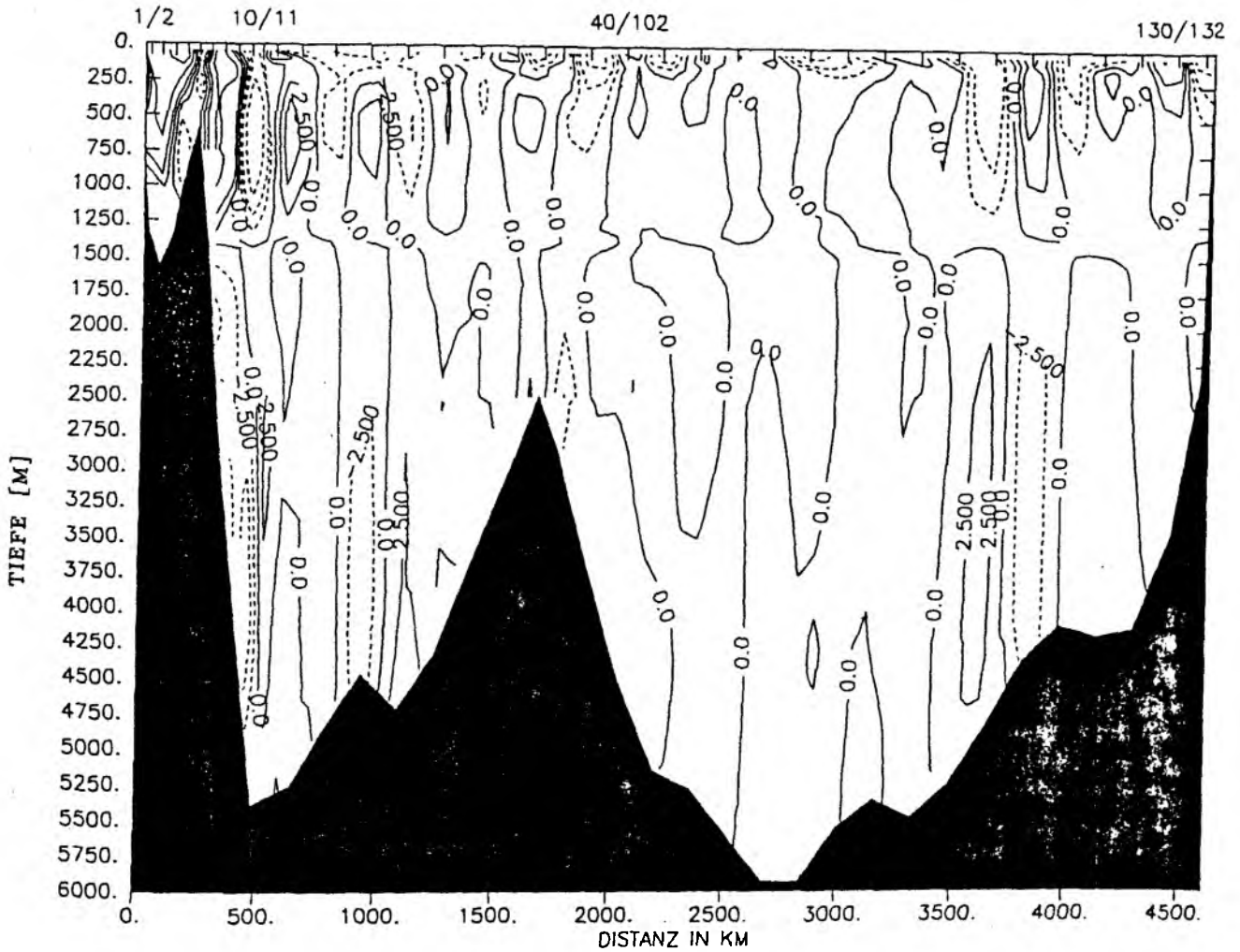


Abbildung 5.8: Vertikale Verteilung der geostrophischen Geschwindigkeit bei  $14.5^\circ\text{N}$ , bezogen auf ein Referenzniveau bei  $\theta=4.7^\circ\text{C}$ . Um Massenerhaltung zwischen Ekmantransport und geostrophischem Transport zu erreichen, wurde eine einheitliche Korrektur von  $-0.064\text{ cm/s}$  angebracht. Durchgezogene Linien geben Strömungen nach Norden wieder, gestrichelte Linien stellen südwardige Strömungen dar. Konturiert wurden die Isotachen für 2.5, 5.0, 10.0, 20.0, 50.0 und  $100.0\text{ cm/s}$ .

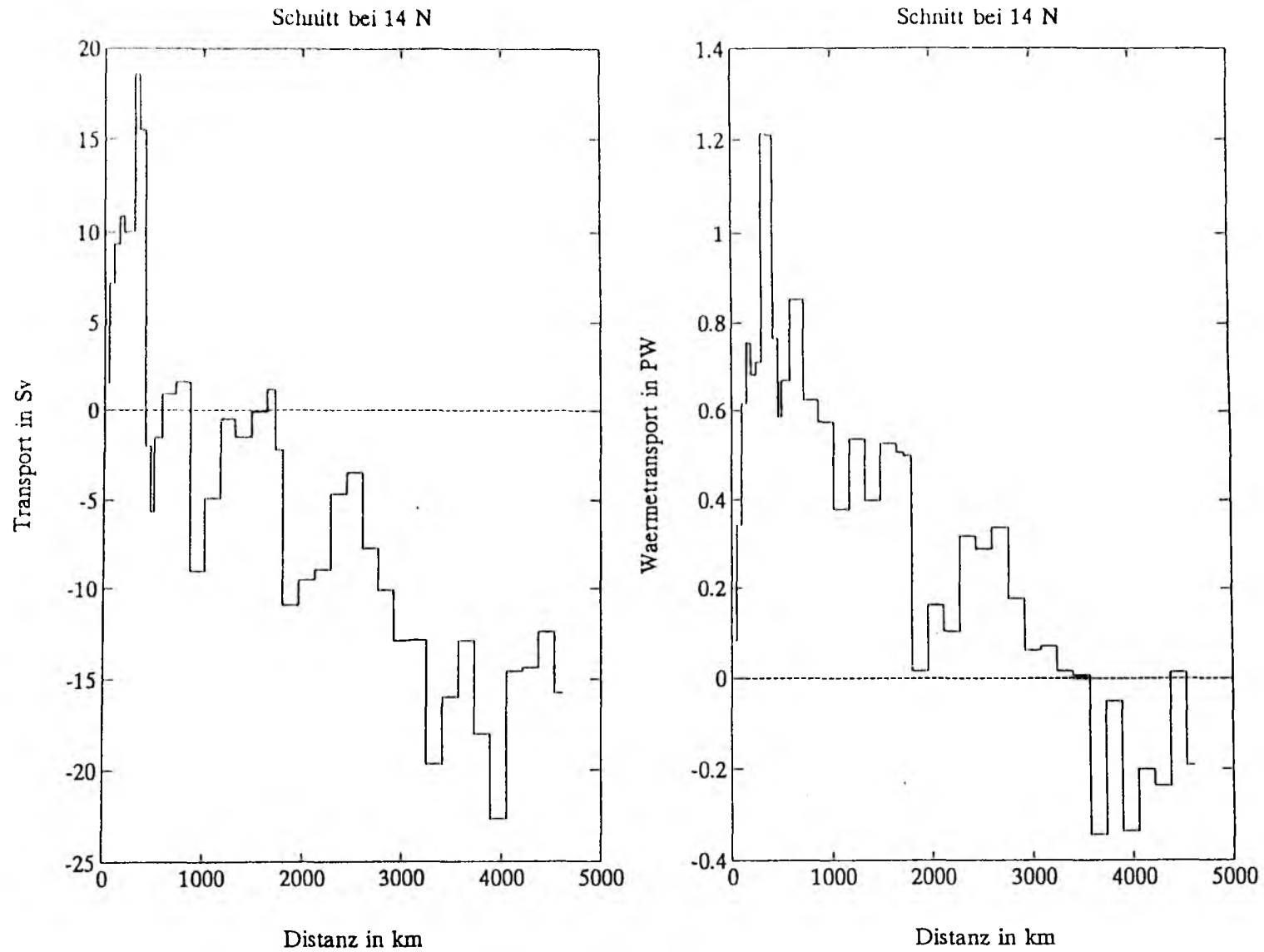


Abbildung 5.9: Kumulative Volumen- und Wärmetransporte entlang  $14.5^{\circ}N$ , beginnend am westlichen Rand. Negative Transporte entsprechen Transporten nach Süden.

Im vorangegangenen Abschnitt wurde erläutert, wie wichtig es für die Wärmetransportberechnungen ist, im Bereich des westlichen Randstroms die Massen- und Volumentransporte richtig zu bestimmen. Um abschätzen zu können, wie groß der Transport im westlichen Randstrom sein könnte, der durch die geostrophischen Berechnungen dieser Analyse nicht erfaßt wurde, können nur Literaturangaben herangezogen werden. Die Existenz eines kontinuierlichen westlichen Randstroms ist im Bereich der Antillen nur unzureichend geklärt. So ist z.B. ein Teil des Randstromsystems, bestehend aus dem Antillenstrom, nicht als permanenter Strom nachzuweisen (Gunn und Watts, 1982; Lee et al., 1990). Auch die Kenntnisse über den interhemisphärischen Wassermassentransport sind begrenzt. Es ist vor allem die große saisonale Variabilität, die genaue Aussagen über die Zirkulation vor der brasilianischen Küste und im Bereich der Kleinen Antillen schwierig macht. Deutlich wird aber in allen früheren Arbeiten, daß es zwischen Sommer und Winter unterschiedliche Transporte geben muß (Richardson und Walsh, 1986, Richardson und Reverdin, 1987 und Philander und Pacanowski, 1986). Danach liefert der Nordbrasilianische Strom (NBC) im späten Sommer, wenn der Äquatoriale Gegenstrom (NECC) sein Maximum erreicht, überwiegend einen Beitrag zu den Transporten zwischen Äquator und  $8^{\circ}\text{N}$  im Ozeaninneren; er speist sowohl den Äquatorialen Unterstrom (EUC) als auch den NECC. Im späten Winter, wenn der NECC seine Richtung gewechselt hat und westwärts fließt, könnte er zusammen mit dem NBC für einen verstärkten Transport nördlich von  $5^{\circ}\text{N}$  sorgen. Ob dieser verstärkte Transport letztendlich auch der Karibik zugute kommt, ist aus Messungen nicht klar erkennbar. Es wäre auch möglich, daß ein Teil des kombinierten NECC/NBC-Transportes ins Innere des Atlantiks abdreht. Auswertungen von Verankerungsmessungen vor Französisch-Guayana von Johns et al. (1990) zeigen für den Zeitraum von Februar bis Juni zwar kein solches Abdrehen; allerdings sind die nordwärtigen Komponenten über dem Kontinentalabhang auch sehr schwach, und stärkere nordwärtige Komponenten sind nur für den Zeitraum September bis Januar abzulesen. Aufgrund der unzureichenden Datenmenge ergibt sich in dieser Analyse die eher qualitative Aussage, daß, sofern ein kontinuierlicher küstenparalleler Transport von südatlantischem Wasser vorhanden ist, dieser auf den Bereich des Schelfs ( $< 1000\text{ m}$ ) beschränkt sein dürfte. Benutzt man die höheren saisonalen Mittelwerte von Johns et al. (1990) für den Zeitraum von September bis Januar, um einen eventuellen Randstromtransport abzuschätzen, so ergeben sich unter der Annahme, daß hoch angenommene Geschwindigkeiten von  $12\text{ cm/s}$  repräsentativ für einen Tiefenbereich von  $1000\text{ m}$  sind, bei einer Randstrombreite von  $100\text{ km}$  nur Transporte von  $12\text{ Sv}$ . Diese Abschätzung stimmt gut mit den geostrophisch ermittelten  $14\text{ Sv}$  im Schelfbereich des

IGY-Schnittes bei 8 °N überein.

Es ist zu erwarten, daß ein meßbarer Anteil von Wasser aus dem Südäquatorialstrom die Nordhemisphäre erreicht, um den Transport von NADW in den Südatlantik auszugleichen. Aus der Tatsache, daß östlich der Bahamas keine Wassermassen südatlantischen Ursprungs gefunden werden, haben Olson et al. (1984) geschlossen, daß diese Wassermassen ihren Weg durch die karibischen Passagen in den subtropischen Nordatlantik finden. Nach Inversanalysen von Roemmich (1981) geschieht dieser Zustrom in die Karibik hauptsächlich im südlichen Teil durch die Passagen zwischen den Kleinen Antillen, und nur ein geringerer Anteil kommt im Norden der Karibik durch die Windwardpassage hinzu. Zum Vergleich des geostrophisch berechneten Randstromtransportes vor den Kleinen Antillen auf der Höhe von 14.5 °N stehen einige ältere Arbeiten zur Verfügung, die sowohl direkte als auch hydrographische Messungen benutzt haben, um den Einstrom in die Karibik zu erfassen. Stalcup und Metcalf (1972) führten zweimonatige direkte Strommessungen in den Passagen zwischen den Kleinen Antillen durch, nach denen Transporte von 7 Sv durch die Grenada-Passage, 11 Sv durch die St. Vincent-Passage und weitere 6 Sv durch die St. Lucia-Passage erfolgen. Abb. 5.1b zeigt, daß die Transporte zwischen Station 1 bis 10 des 14.5 °N-Schnittes in der Lage sein sollten, diesen Einstrom in die Karibik wiederzugeben. Es muß allerdings bemerkt werden, daß der Schnitt nicht direkt vor den Passagen verläuft. Der kumulative Transport für die Stationen 1-10 beläuft sich auf 18.5 Sv und zeigt damit keine sehr großen Unterschiede zu den 24 Sv aus der Arbeit von Stalcup und Metcalf (1972). Mazeika et al. (1980) erhielten für einen Schnitt zwischen Tobago und Barbados einen geostrophischen Transport von 15 Sv. Dieser Schnitt ist nahezu identisch mit dem Schnitt zwischen Station 1 bis 5 (Abb. 5.1b), dessen kumulativer Transport bei 11.5 Sv liegt.

Untersuchungen über den Ursprung der Wassermassen, die in die Karibik strömen, findet man bei Schott und Böning (1991). Ihre Auswertung von Modellläufen des "WOCE Community Models" hat gezeigt, daß der Einstrom in die Karibik südlich von 14 °N im Sommer hauptsächlich aus dem NEC stammt, während im Winter der Einstrom schwächer wird. Seine Quellen liegen dann in Gebieten südlich der Position des NEC (10 °N). Winter bzw. Sommer stehen hier synonym für Jahreszeiten, in denen der ostwärts setzende NECC schwach ist oder durch westwärtige Strömungen ersetzt wird, bzw. in denen er maximale ostwärtige Strömungen erreicht. Beide hier

analysierten Schnitte stammen aus Monaten, in denen der ostwärts setzende NECC im westlichen Atlantik gar nicht oder nur schwach vorhanden ist. Sie sollten daher am ehesten mit der Wintersituation zu vergleichen sein.

Abb. 5.10 zeigt T/S-Profile aus dem Randstrombereich. Die am weitesten nördlich liegenden Profile stammen von dem westlichen Teil des 14.5 °N-Schnittes und stellen die T/S-Charakteristik der Stationen 1 bis 10 dar. Die T/S-Profile auf dem Schnitt vor Französisch-Guayana (9 °N - 7 °N) und die des Schnittes vor Brasilien (8 °N - 4 °N) stammen ebenfalls von Bord des amerikanischen Forschungsschiffes "Albatross IV" und sind mit geringem zeitlichen Abstand vom nördlichen Schnitt gemessen. Man erkennt bei den T/S-Profilen des 14.5 °N-Schnittes im Bereich des Salzgehalts-Maximum-Wassers eine Aufspaltung zwischen den Profilen auf dem Schelf, die niedrigere Salzgehalte aufweisen, und Profilen aus dem tiefen Wasser. Der salzarme Zweig läßt sich weiter nach Süden verfolgen und tritt in allen Profilen des Schnittes vor Französisch-Guayana auf, während noch weiter nach Süden vor der brasilianischen Küste eine weitere Salzgehaltsabnahme zu beobachten ist, die wohl durch den Zustrom von Süßwasser aus dem Amazonas zu erklären ist. In der Analyse von Schott und Böning (1991) finden sich auch Transportberechnungen für den Einstrom in die Karibik. Die Transporte für ihre südliche Einstrombox lagen nach diesen Modellanalysen bei (3.4, 0.1, -2.8 Sv) für die Schichten (0-72, 72-206, 206-519 m). Ein direkter Vergleich mit den Messungen bei 14.5 °N ist schwierig, da sich keine identischen Schnitte bzw. Boxen konstruieren lassen. Am ehesten kann man wohl noch den Transport zwischen Station 1 bis 10 heranziehen, der zu diesem Zweck auf gleiche Schichten aufgeteilt wurde. Die hier berechneten Transporte liegen bei (3.0, 3.8, 4.1 Sv), sind damit höher als im Modell und geben zudem auch keinen Hinweis auf die Existenz eines Guayana-Unterstroms mit ost- bzw. südwardigen Komponenten. Es ist also auch nach dem Vergleich mit Modellanalysen nicht davon auszugehen, daß die geostrophischen Berechnungen den Randstromtransport unterschätzen. Somit sind, nach allen bisher angeführten Argumenten, für die Wärmetransportberechnungen keine gravierenden Fehler zu erwarten. Selbst für den Fall, daß der Fehler im Transport in der Größenordnung von 5 Sv liegen sollte, ergeben sich in den Wärmetransporten nur Fehler von weniger als 0.1 PW.

Die hohen Wärme- und Volumentransporte, die am nördlichen Rand auftreten (Abb. 5.9) machen noch einmal deutlich, wie wichtig der Wärmetransport im Randstrom ist, der durch die Passagen zwischen den Antillen in die Karibik verloren geht. Da die

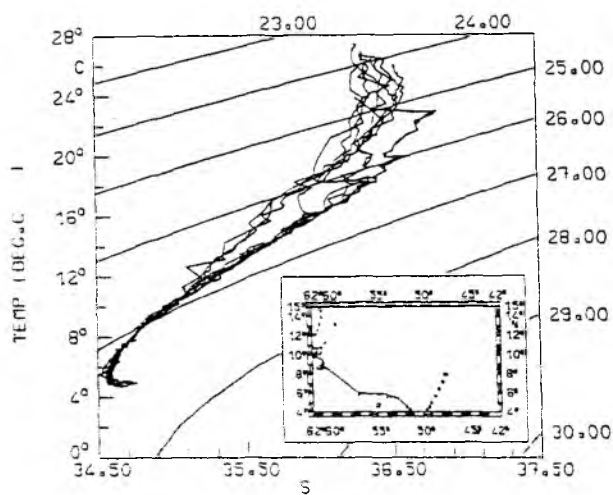
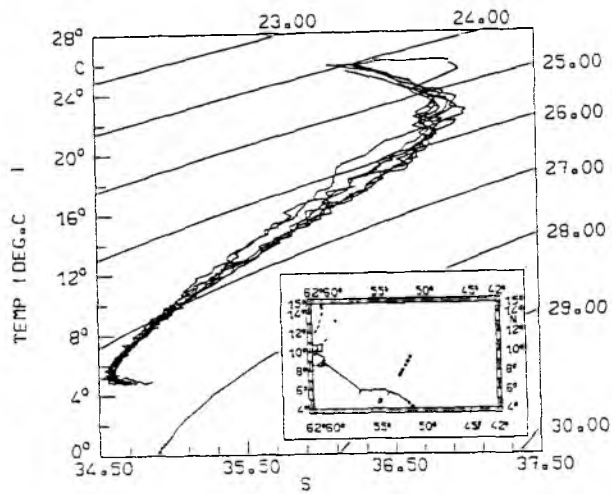
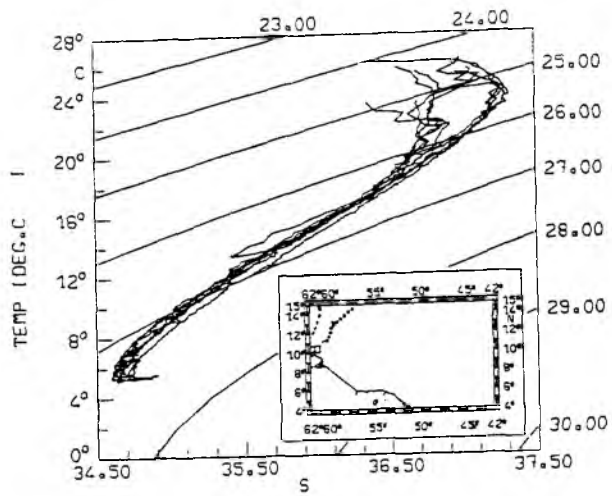


Abbildung 5.10: T/S-Diagramme im westlichen tropischen Atlantik. Die Position der dazugehörigen T/S-Profile ist jeweils in der Weiskarte angegeben.

Passagen zwischen den Antillen sehr flach sind, gehen dem Atlantik hauptsächlich Wassermassen mit Temperaturen oberhalb des tiefenintegrierten zonalen Mittels verloren. Mit dem kumulativen Transport von ca. 18.5 Sv ist daher auch ein Wärmefluß von 1.2 PW aus dem Atlantik verbunden. Rechnet man dies auf einen massenkompensierten Wärmetransport um, so sind dies immerhin noch 0.8 PW.

Der abrupte Abfall der kumulativen Transporte des 14.5 °N-Schnittes (Abb. 5.9) von positiven auf negative Werte bei km 500 ist ein direkter Hinweis auf den tiefen westlichen Randstrom, in dem NADW nach Süden transportiert wird. Abb. 5.8 zeigt dies in südwardigen Geschwindigkeiten im Tiefenbereich zwischen 1500 m und dem Boden entlang dem Kontinentalabfall zwischen Stationen 8 und 10. Auf der gegenüberliegenden Seite des westlichen Beckens, an der Ostflanke des Mittelatlantischen Rückens (MAR), findet man als Gegenstück den nordwardigen Transport von AABW, der sich schon in der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung (Abb. 5.4 und 5.5) durch ein Ansteilen der Isolinien am MAR bemerkbar gemacht hatte. Im östlichen Becken weist dagegen der Tiefen- und Bodenwasserbereich kaum Strukturen auf.

Beide Geschwindigkeitsschnitte (Abb. 5.6 und Abb. 5.8) zeigen eine Intensivierung der Strömungen in den oberen 200 m sowie zusätzlich einige von der Oberfläche getrennte Stromkerne. Ein auffälliges Merkmal, das nur im Geschwindigkeitsschnitt bei 8 °N (Abb. 5.6) auftritt, sind die ausgeprägten Bänder mit alternierenden Strömungen im tiefen Ozean. Da es sich bei den IGY-Daten um Schöpferdaten mit geringer vertikaler Auflösung in der Tiefsee handelt, ist nicht auszuschließen, daß ein Teil dieser Strukturen aus der ungenügenden Vertikalauflösung resultiert. Diese Strukturen führen zu großen Schwankungen im kumulativen Volumentransport (Abb. 5.7) und im Wärmetransport, wobei Volumentransportschwankungen und Wärmetransportschwankungen durch die Zweizellen-Struktur der Strömung auch unterschiedliches Vorzeichen haben können.

Der Gesamtwärmetransport über die beiden Schnitte ist die Summe aus dem Ekmanwärmetransport und dem geostrophischen Transport. Für 8 °N ergab sich mit den Isemer-Hasse-Ekmantransporten ein Wärmetransport vom 2.28 PW, und für 14.5 °N folgt 1.57 PW. Die geostrophischen Wärmetransporte (siehe Abb. 5.7 und 5.9) betragen -0.55 bzw. -0.19 PW. Damit ergeben sich Gesamtwärmetransporte von 1.73 PW für 8 °N und 1.38 PW für 14.5 °N. Um einen Vergleich mit Hall und Bryden (1982) zu erlauben, sind die Werte in der unten angegebenen Tabelle 5.1 in einen baroklinen,



einen barotopen und einen Ekmananteil aufgespalten worden.

Schnitt	Barotop	Baroklin	Ekman	Gesamttransport
8°N	0.20	-0.27	1.80	1.73
14°N	0.24	-0.04	1.18	1.38
25°N	1.23	-0.43	0.42	1.22

Tab.5.1: Wärmetransport in PW ( $10^{15}$  Watt) für drei ausgewählte Schnitte.

Der Wert bei 25 °N wurde von Hall und Bryden (1982) übernommen und repräsentiert das Jahresmittel, während die neu berechneten Werte bei 8 °N und 14 °N jeweils Monatsmittel darstellen. Analysen von Molinari et al. (1990) für den Jahresgang des Wärmetransports bei 25 °N zeigen, daß die Größenverhältnisse der drei Terme in der Transportbilanz zueinander das ganze Jahr erhalten bleiben. Der Wert für 8 °N ist weitgehend identisch mit den von Roemmich (1983) mittels einer Inversanalyse berechneten 1.61 PW. Die kleine Differenz beruht offenbar auf der Benutzung der Isemer-Hasse-Windklimatologie (1985) mit höheren Ekmantransporten im Vergleich zu der von Roemmich (1983) benutzten Hellermann-Rosenstein-Klimatologie (1983). Der für 14.5 °N berechnete Wärmetransport von 1.38 PW liegt an der oberen Grenze des von Wunsch (1984) angegebenen Bereiches minimaler und maximaler Wärmetransporte, während der Wert bei 8 °N, wie schon der von Roemmich bestimmte, oberhalb dieser Schranken liegt. Allerdings sind die von Wunsch (1984) bestimmten Grenzen unter der Prämisse erzielt worden, daß der Wärmetransport zwischen 25 °N und 30 °N ein Maximum hat, wie dies durch indirekten Bestimmungen des Wärmetransports angedeutet wird. Neuere Modellanalysen von Sarmiento (1986) zeigen dagegen eine Verschiebung des Maximums meridionalen Wärmetransportes nach Süden auf eine Breite von 10 °N. Lediglich die direkte Analyse weiterer tropischer Schnitte, die im Moment noch nicht vorhanden sind, kann diese Diskrepanz klären.

## 5.5 Schichttransporte

Um Wassermassentransporte für die im tropischen Atlantik vorkommenden Hauptwassermassen berechnen zu können, wurde die Gesamtwassersäule in 7 Schichten unterteilt, und die Transporte innerhalb dieser Schichten wurden berechnet. Tab. 5.2 gibt Schichtgrenzen in Form von Dichteflächen und die für die Schicht charakteristischen

Wassermassen wieder. Für die Schichten 1 bis 3 wurden  $\sigma_\theta$ -Flächen benutzt, für die Schichten 3-5  $\sigma_2$ -Flächen und darunter  $\sigma_4$ -Flächen. Das NADW wurde in 3 Schichten unterteilt, die den verschiedenen Herkunftsgebieten dieser Wassermassen entsprechen. Der obere Teil des NADW ist charakterisiert durch Labrador- und Irminger-See-Wasser, der mittlere Teil durch Wasser aus dem Faroer-Shetland-Overflow, das erst durch die Gibbs-Bruchzone in den westlichen Atlantik gelangt, und der untere Teil stellt den Dänemark-Straße-Overflow dar.

Schicht-Nr.	Schichtgrenzen	Wassermasse
1	Oberfläche bis $\sigma_\theta = 26.028$	Oberflächenwasser
2	$\sigma_\theta = 26.028$ bis $\sigma_\theta = 27.187$	NACW/SACW
3	$\sigma_\theta = 27.187$ bis $\sigma_2 = 36.701$	AAIW
4	$\sigma_2 = 36.701$ bis $\sigma_2 = 36.980$	oberes NADW
5	$\sigma_2 = 36.980$ bis $\sigma_4 = 45.840$	mittleres NADW
6	$\sigma_4 = 45.840$ bis $\sigma_4 = 45.900$	unteres NADW
7	$\sigma_4 = 45.900$ bis Boden	AABW

Tab.5.2: Wassermassen und ihre isopyknischen Begrenzungen.

Abb. 5.11 gibt die Volumentransporte in den einzelnen Schichten für die beiden Schnitte wieder. Die Transporte innerhalb der einzelnen Schichten haben durchaus realistische Größenordnung. Vor allem der Tiefenwassertransport mit Werten zwischen 21 und 18 Sv liegt gut im Rahmen dessen, was aus neueren Beobachtungen bekannt ist. Erst der Vergleich der beiden Schnitte miteinander macht einen unbefriedigenden Aspekt der bisherigen Analyse sichtbar, nämlich die in Tab. 5.3 aufgelistete Folge von Konvergenzen bzw. Divergenzen in den einzelnen Schichten.

Schicht-Nr.	8°N	14°N	8°N - 14°N
1	-4.93	-1.32	-3.61
2	2.69	3.12	-0.43
3	0.89	0.02	0.87
4	-7.05	-5.85	-1.20
5	-6.90	-4.27	-2.62
6	-6.99	-7.67	0.67
7	1.06	0.21	0.86

Tab.5.3: Schichttransporte und Differenzen in Sv für die Zonalschnitte bei 8 °N und 14 °N mit Massenerhaltung.

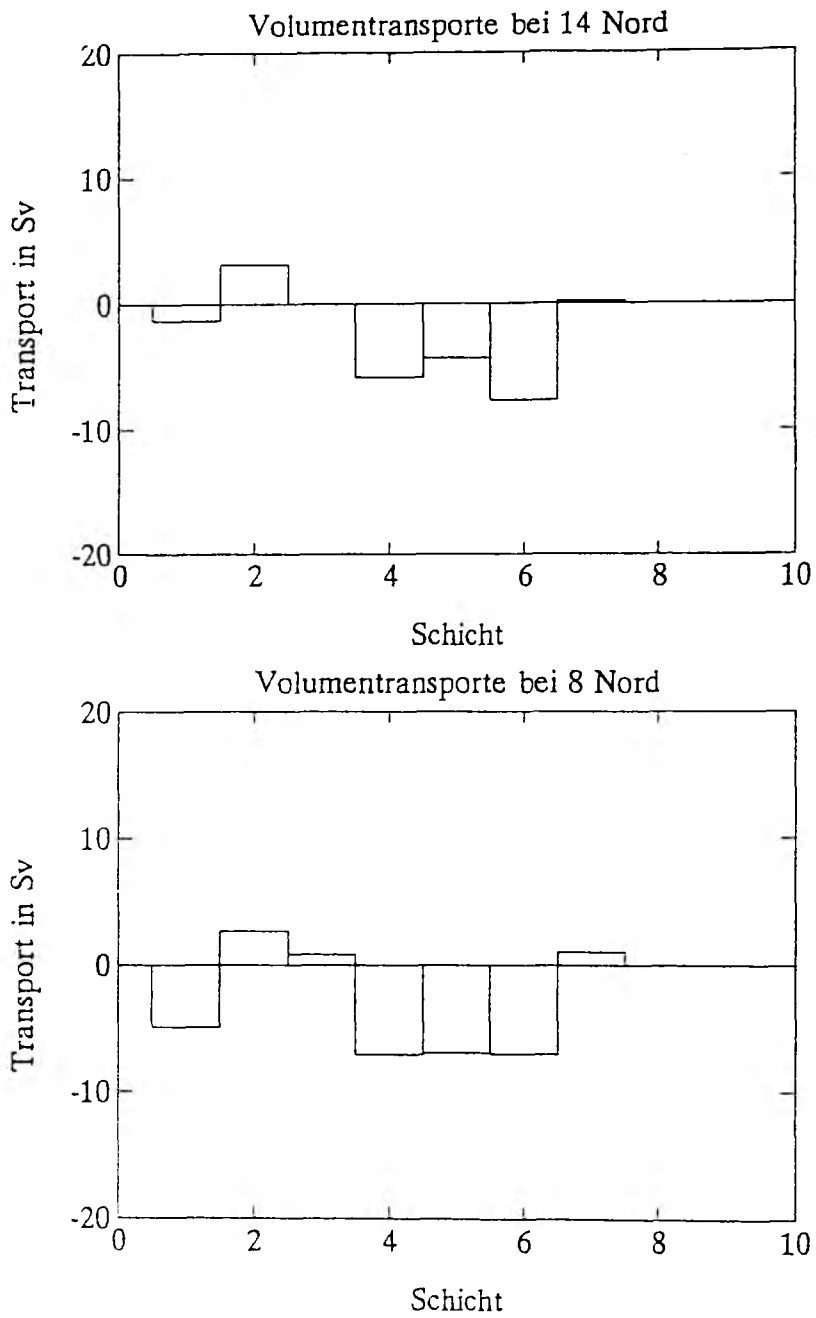


Abbildung 5.11: Schichttransporte für die Schnitte bei 8 °N und 14.5 °N. Die Definition der Schichten und der dazugehörigen Wassermassen ist in Tab.5.2 angegeben. Negative Transporte entsprechen Transporten nach Süden.

Der Bereich des Oberflächenwassers und des Zentralwassers zeigt Divergenzen (negative Werte), darunter findet man im Bereich des AAIW Konvergenzen (positive Werte), oberes und mittleres NADW zeigen erneut Divergenzen und unteres NADW und AABW weisen Konvergenzen auf. Für die oberste Schicht ist allerdings nicht allein der geostrophische Transport zu betrachten, sondern die Summe aus Ekmantransport und geostrophischem Transport. Die Konvergenzen im Ekmantransport für den Bereich zwischen  $8^{\circ}\text{N}$  und  $14^{\circ}\text{N}$  führen dann auch dazu, daß die geostrophische Divergenz kompensiert wird und sogar eine Konvergenz von  $1.5\text{ Sv}$  resultiert. Roemmich (1983) analysierte ein analoges System von Konvergenzen und Divergenzen um den Äquator herum, allerdings mit umgekehrtem Vorzeichen, also Ekmandivergenz und geostrophische Konvergenz, und erkannte darin den Grund für den großen Wärmege-  
winn des Ozeans zwischen  $8^{\circ}\text{S}$  und  $8^{\circ}\text{N}$ . Am Äquator kommt es nach dieser Analyse durch die Konvergenz im geostrophischen Transport zu Auftrieb von kaltem Wasser, welches dann im wärmeren Ekmantransport nach Norden gelangt. Folgt man dieser Argumentation für den Bereich zwischen  $8^{\circ}\text{N}$  und  $14^{\circ}\text{N}$ , so wäre zu erwarten, daß der Wärmetransport nach Norden abnimmt und im Ozeaninneren Wärme durch die Konvergenz in der Ekman-schicht gewonnen wird. Das ist konsistent mit der bisherigen Analyse.

Wassermassenkonversionen durch Oberflächenantrieb können sicherlich als Grund für die fehlende Balance der Transporte in der Oberflächenschicht angeführt werden. Unterhalb dieser Schicht, wo man erwarten darf, daß Flüsse quer zu den Isopyknen klein sind und die Geostrophie den Hauptmechanismus der Bewegung darstellt, muß es andere Gründe für die Konvergenzen bzw. Divergenzen geben. Daß dies nicht nur ein Artefakt sein kann, der durch die Analyse von zwei zeitlich so weit auseinanderliegenden Schnitten entsteht, zeigt die Arbeit von Roemmich und Wunsch (1985), die ähnliche Berechnungen zwischen  $24^{\circ}\text{N}$  und  $36^{\circ}\text{N}$  durchgeführt haben. Die Auswertung von jeweils quasisynoptischen Schnittpaaren aus 2 Realisierungen zeigt ganz ähnliche Konvergenz/Divergenz-Muster. Sie erhielten in beiden Realisierungen Konvergenzen in den oberen Schichten, die den Ekmananteil enthalten und das Oberflächenwasser und das obere AAIW umfassen, Divergenzen in den mittleren Schichten bis ins mittlere NADW und Konvergenzen darunter. Als mögliche Erklärung für diese Strukturen kommen entweder Fehler, die aus der Anwendung einer einheitlichen Referenzgeschwindigkeit resultieren, in Frage, oder echte Abweichungen von der Balance durch ageostrophische Bewegungskomponenten, die in der Tiefsee klein sein sollten. Die Vertikalgeschwindigkeit, die man erhält, wenn man versucht, die Divergenz im Bereich des

Tiefenwassers auszugleichen, liegt allerdings bei  $O(10^{-4} \text{ cm/s})$  und ist damit unrealistisch hoch. Somit kommen nur noch Fehler bei der Anwendung einer einheitlichen Referenzgeschwindigkeit in Frage. Roemmich und Wunsch (1985) kamen für ihre Analyse zu einem analogen Schluß und bestimmten daraufhin die Referenzgeschwindigkeit aus einer Inversanalyse. Die Anwendung dieses Verfahrens auf die Daten im tropischen Atlantik ist im folgenden Abschnitt beschrieben.

## 5.6 Inversanalyse der Zirkulation

Die Anwendung der linearen Inversanalyse auf Probleme der großräumigen Zirkulation von Wassermassen wird im Detail von Wunsch (1978) beschrieben. Die zugrundeliegenden Annahmen beinhalten lediglich Geostrophie und Massenerhaltung. So wird in diesem Fall Massenerhaltung für die Summe aus Ekman- und geostrophischem Anteil für das Raumvolumen gefordert, das durch die Schnitte bei  $8^\circ\text{N}$  und  $14^\circ\text{N}$  begrenzt wird. Weiterhin wird Massenerhaltung für die in Tab. 5.2 definierten Schichten gefordert, mit Ausnahme der obersten Schicht. Die Massenerhaltung in den Schichten impliziert, daß keinerlei Austausch quer zu den Berandungsisopyknen der Schichten zugelassen wird. Als weitere Forderung wird Gesamtmassenerhaltung für die Schnitte verlangt. Durch diese Massenerhaltungsforderungen wird ein System von linearen Gleichungen aufgestellt, dessen Lösungen die  $n$  unbekannt Referenzgeschwindigkeiten an den  $n$  Stationspaaren sind, die die Box bilden. Da es in diesem Fall mehr Unbekannte als Gleichungen gibt, handelt es sich um ein unterbestimmtes Gleichungssystem, dessen Lösung über eine "Singular Value Decomposition" der dazugehörigen Matrix gefunden wird. Weitere Details der Methode findet man bei Wunsch (1978). Die gefundene Lösung minimiert  $b^T b$ , wobei  $b$  der Vektor der unbekannt Referenzgeschwindigkeiten ist. Diese Minimierung bedeutet, daß dieses Verfahren die Lösung bevorzugt, die nicht zu weit von der anfangs vorgegebenen Strömungsverteilung weg liegt, und es ist daher sehr wichtig, mit der Anfangsschätzung der Strömungsverhältnisse nicht zu weit von einem glaubwürdigen Zirkulationsschema entfernt zu sein.

Abb. 5.12 gibt die so ermittelte Referenzgeschwindigkeit als Funktion des Stationspaares für die beiden Schnitte wieder. Diese liegt im Mittel in der Nähe des großskaligen Wertes, zeigt aber deutlich kleinskaligere Strukturen mit höheren Geschwindigkeiten. In Abb. 5.13 sind die daraus resultierenden Schichttransporte abgebildet, und zum Vergleich sind auch die Ergebnisse der vorherigen Analyse noch einmal angegeben.

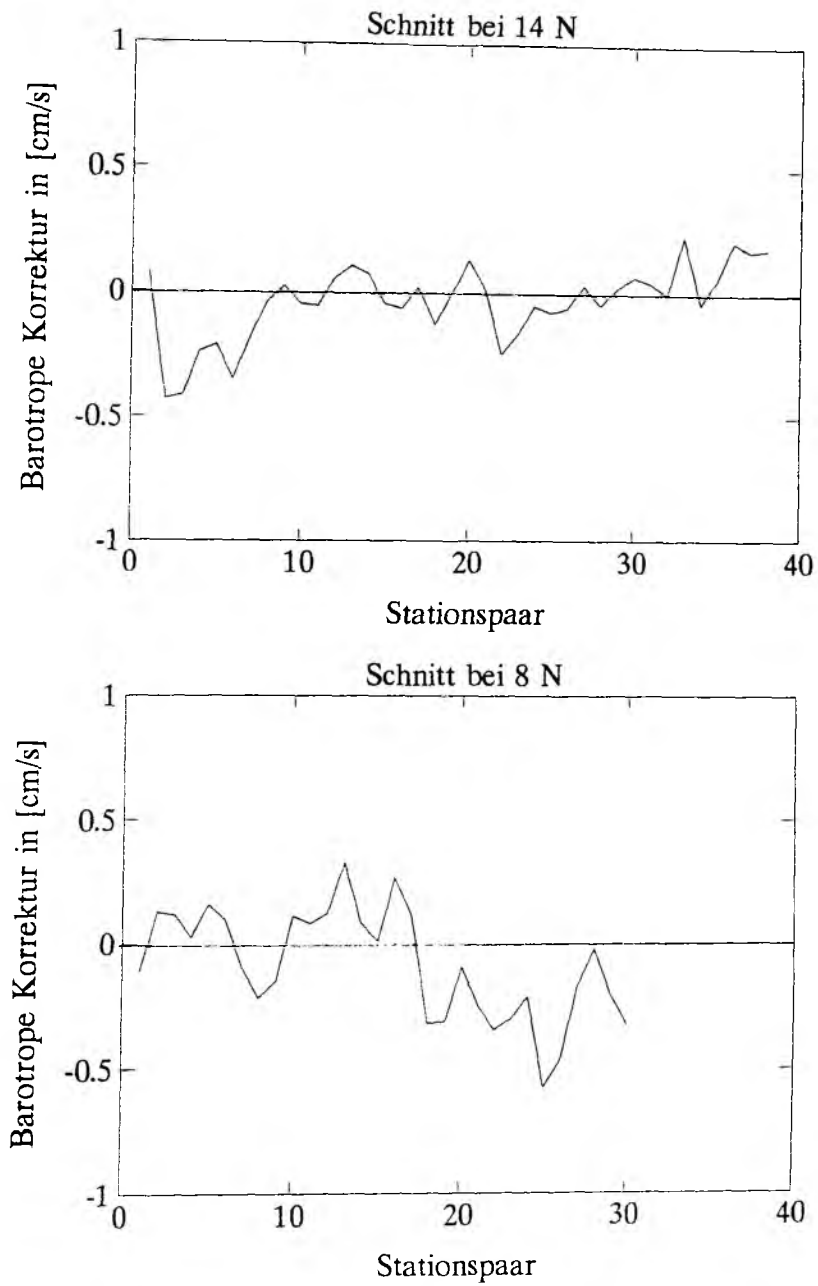


Abbildung 5.12: Stationspaarabhängige Geschwindigkeitskorrektur aus einer Inversanalyse für die Schnitte bei  $8^{\circ}\text{N}$  und  $14.5^{\circ}\text{N}$ . Negative Geschwindigkeiten entsprechen südwärtiger Richtung.

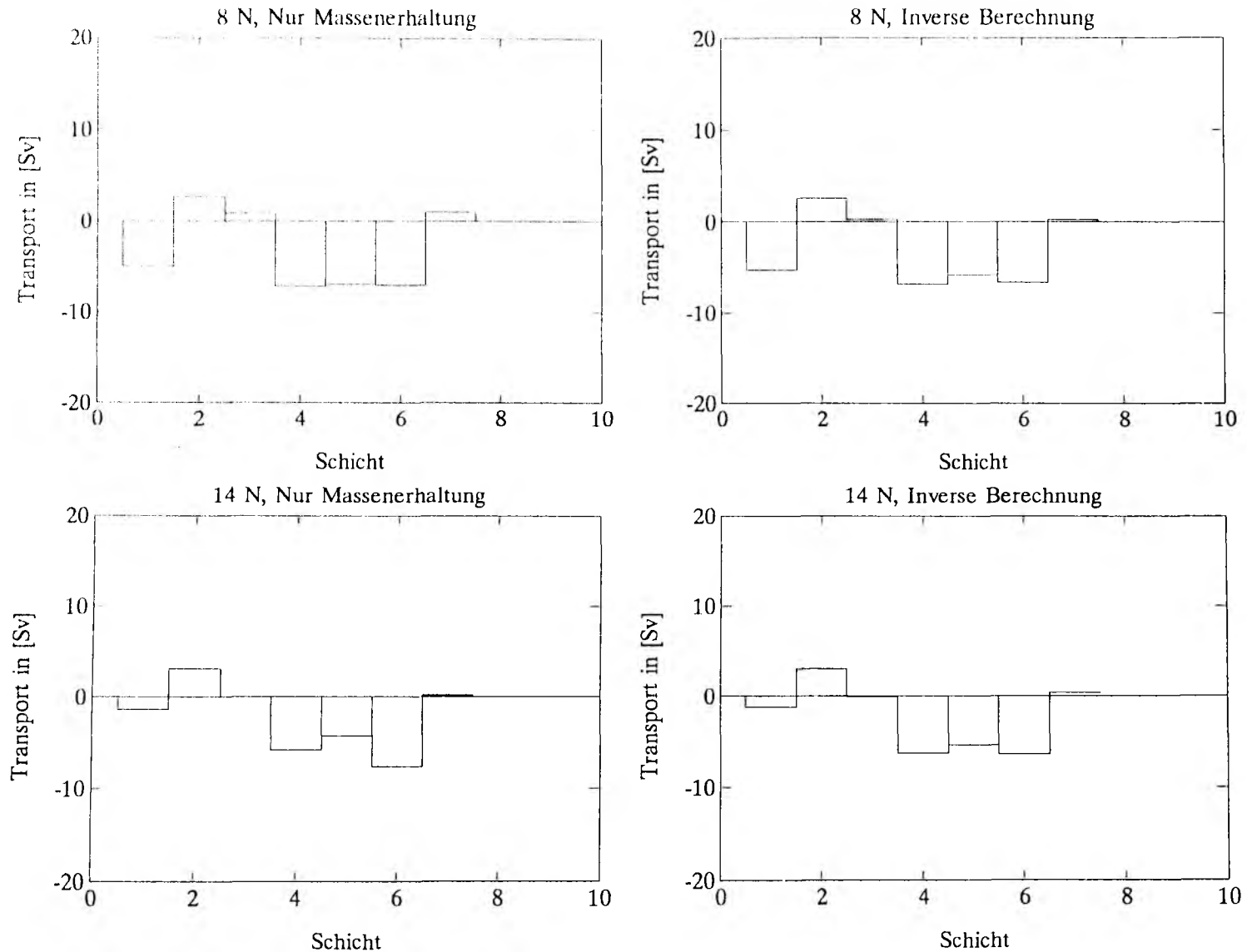


Abbildung 5.13: Schichttransporte für die Schnitte bei  $8^\circ\text{N}$  und  $14.5^\circ$  aus der Massenerhaltungsbetrachtung im Vergleich mit den Ergebnissen der Inversanalyse. Die Definition der Schichten und der dazugehörigen Wassermassen ist in Tab.5.2 angegeben. Negative Transporte sind nach Süden gerichtet.

Die vorher deutlichen Ungleichgewichte in den einzelnen Schichten sind weitgehend reduziert, die noch bestehende geostrophische Divergenz in der obersten Schicht, für die auch keine Massenerhaltung gefordert wurde, wird durch die entsprechende Ekmankonvergenz ausgeglichen. Damit ergibt sich jetzt das folgende Bild der Tiefenzirkulation im tropischen Teil des Atlantiks.

Ekmantransport und geostrophischer Transport verfrachten in der Oberflächenschicht ca. 15 Sv nach Norden, weitere 3 Sv folgen in der Schicht des Zentralwassers. Im Tiefenbereich des AAIW ergibt sich in dieser Darstellung kein klares Signal für eine Ausbreitung des AAIW nach Norden. Der Grund könnte in einer ungünstigen Wahl der Schichtgrenzen oder in der Verknüpfung saisonal unterschiedlicher Schnitte in einer Analyse liegen. Im Bereich des Tiefenwassers erkennt man eine leichte Bevorzugung des oberen und unteren NADW gegenüber dem mittleren NADW. In Freonmessungen aus dem Bereich des tiefen westlichen Randstroms machen sich diese beiden Schichten durch Freonmaxima bemerkbar, während das etwas langsamer fließende mittlere NADW als intermediäres Minimum erkennbar wird (Molinari et al., 1992). Das obere und untere NADW transportieren jeweils 6.5 Sv, das mittlere 5.5 Sv, und der Gesamttransport von 18.5 Sv liegt in guter Übereinstimmung mit den Angaben von Roemmich und Wunsch (1985). Im Bereich des AABW ist nur ein geringer nordwärtiger Transport zu erkennen. Eine Zusammenfassung der Zahlen ist in Tab. 5.4 gegeben.

Schicht.-Nr.	8°N	14°N	8°N - 14°N
1	-5.24	-1.18	-4.06
2	2.59	3.03	-0.44
3	0.89	0.02	0.38
4	-6.76	-6.31	-0.45
5	-5.81	-5.42	-0.39
6	-6.56	-6.40	0.16
7	0.27	0.41	-0.14

Tab.5.4: Schichttransporte und Differenzen in Sv für die Zonalschnitte bei 8 °N und 14 °N aus der inversen Analyse.

Die Geschwindigkeitsschnitte Abb. 5.14 und Abb. 5.16 ändern sich, verglichen mit den Schnitten in Abb. 5.6 und 5.8, die aus der Anwendung einer einheitlichen Korrektur resultierten, nicht wesentlich durch die Anwendung der stationsabhängigen Korrektur. Entsprechend zeigen auch die kumulativen Volumen- und Wärmetransportverteilungen für den Schnitt bei 8 °N (Abb. 5.15) und bei 14.5 °N (Abb. 5.17) keine gravierenden



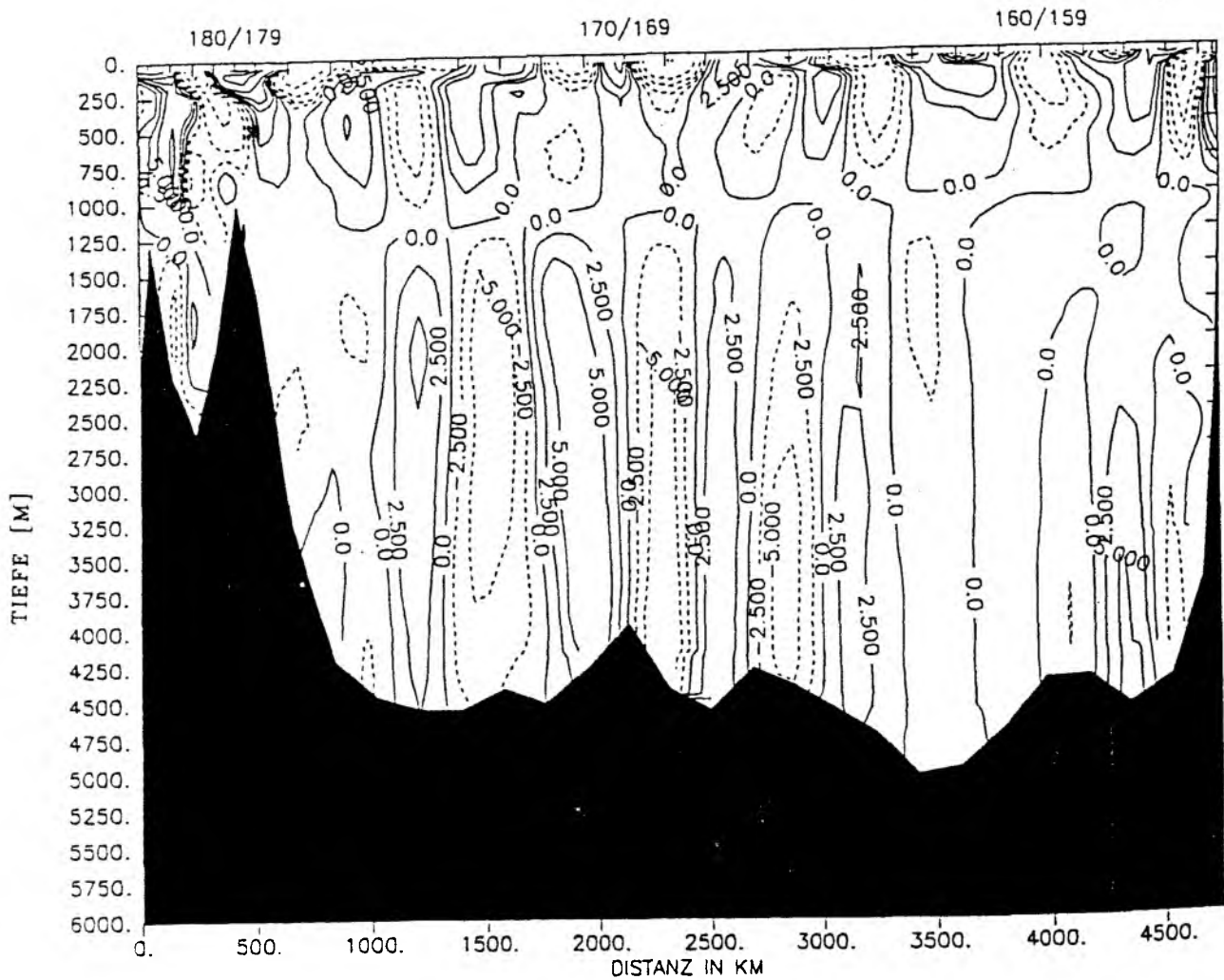


Abbildung 5.14: Verteilung der geostrophischen Geschwindigkeit bei  $8^{\circ}\text{N}$ , bezogen auf ein Referenzniveau bei  $\theta=4.7^{\circ}\text{C}$ . Die Referenzgeschwindigkeit wurde über eine Inversanalyse ermittelt und ist in Abb. 5.12 wiedergegeben. Durchgezogene Linien geben Strömungen nach Norden wieder, gestrichelte Linien stellen südwärtsige Strömungen dar. Konturiert wurden die Isotachen für 2.5, 5.0, 10.0, 20.0, 50.0 und 100.0 cm/s.

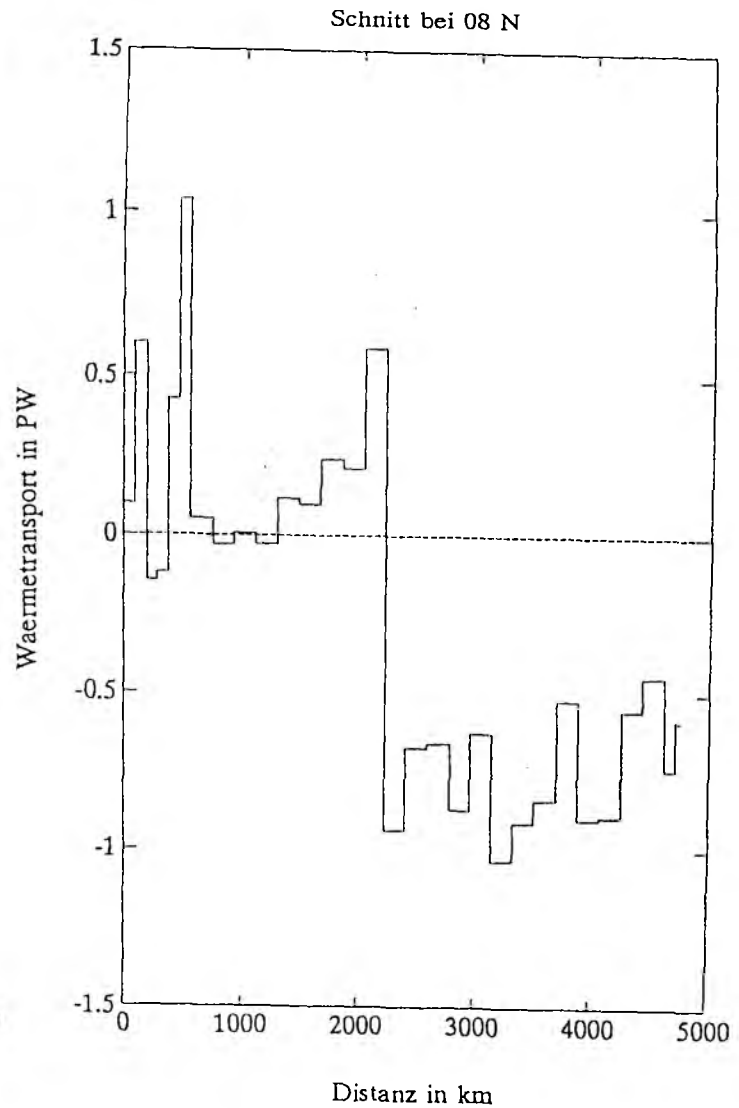
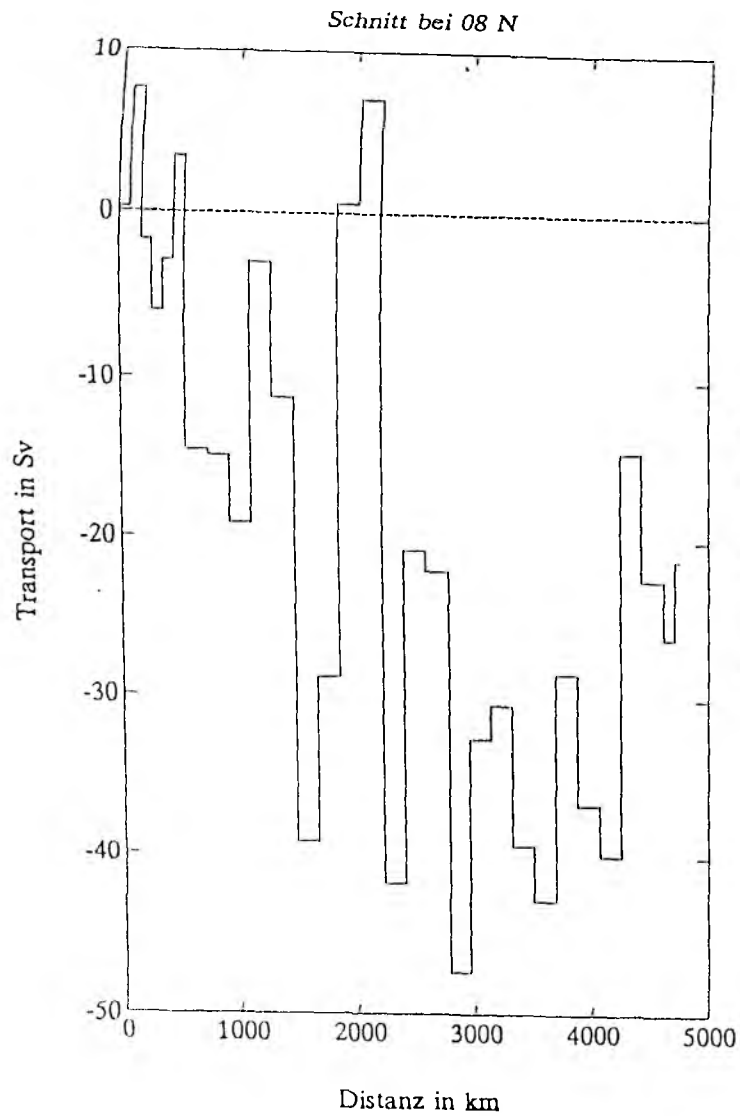


Abbildung 5.15: *Kumulative Volumen- und Wärmetransporte entlang 8 °N, beginnend am westlichen Rand, als Ergebnis einer Inversanalyse. Negative Transporte sind nach Süden gerichtet.*

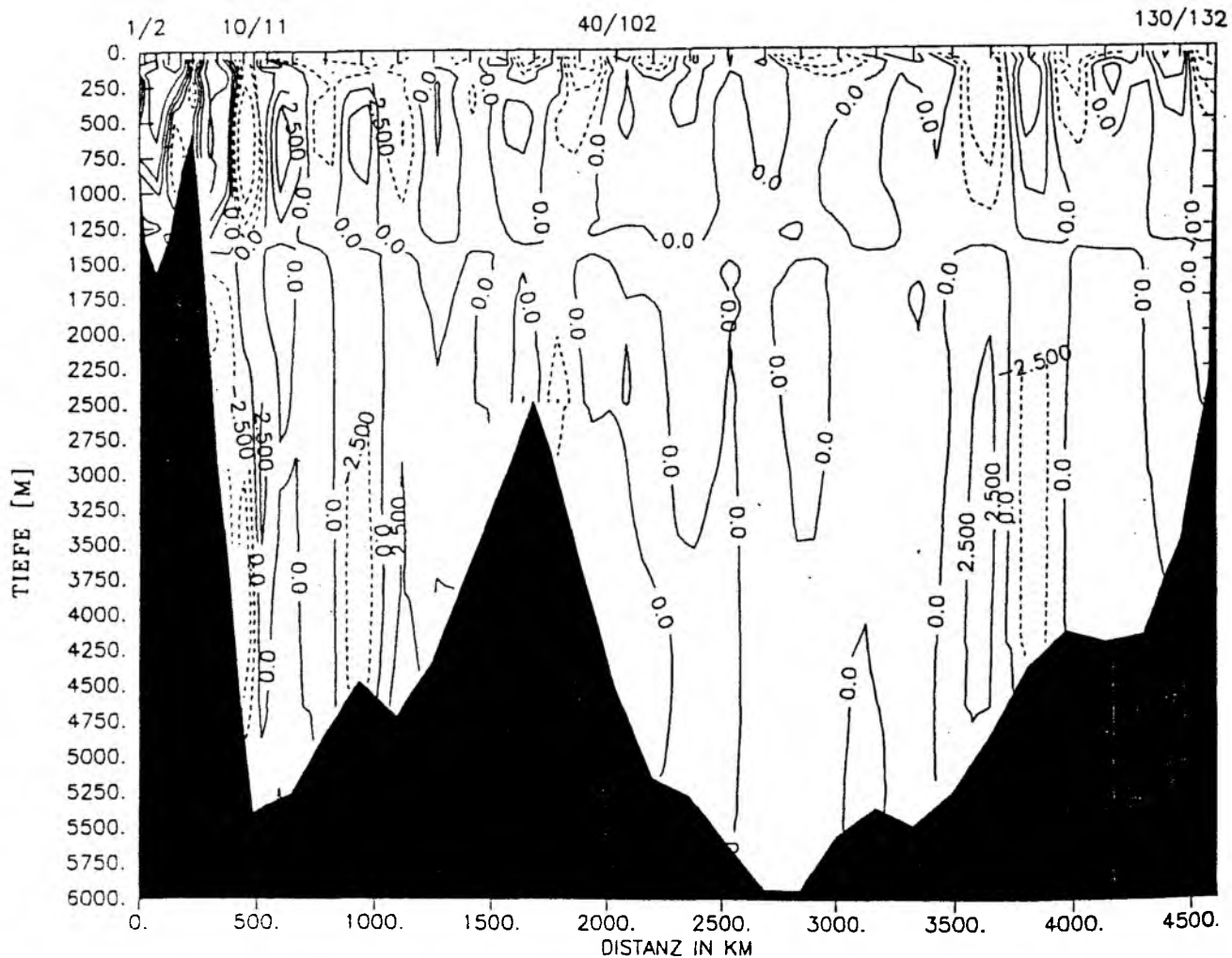


Abbildung 5.16: Vertikale Verteilung der geostrophischen Geschwindigkeit bei  $14.5^\circ\text{N}$ , bezogen auf ein Referenzniveau bei  $\theta=4.7^\circ\text{C}$ . Die Referenzgeschwindigkeit wurde über eine Inversanalyse ermittelt und ist in Abb. 5.12 wiedergegeben. Durchgezogene Linien geben Strömungen nach Norden wieder, gestrichelte Linien stellen südwärtsige Strömungen dar. Konturiert wurden die Isotachen für 2.5, 5.0, 10.0, 20.0, 50.0 und 100.0 cm/s.

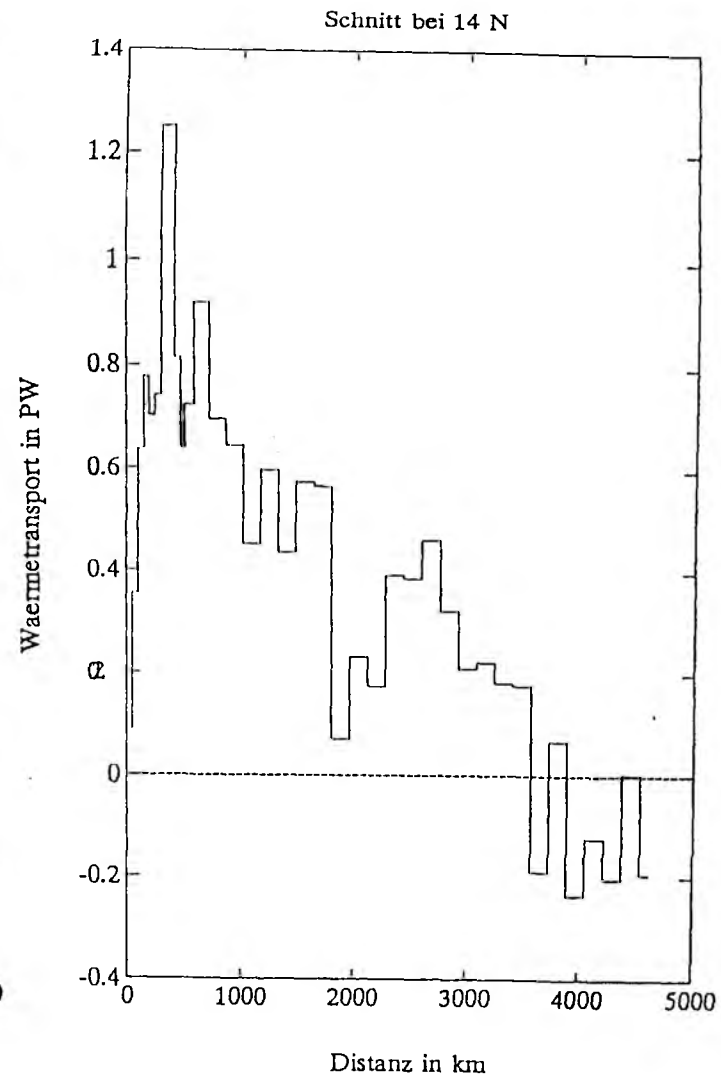
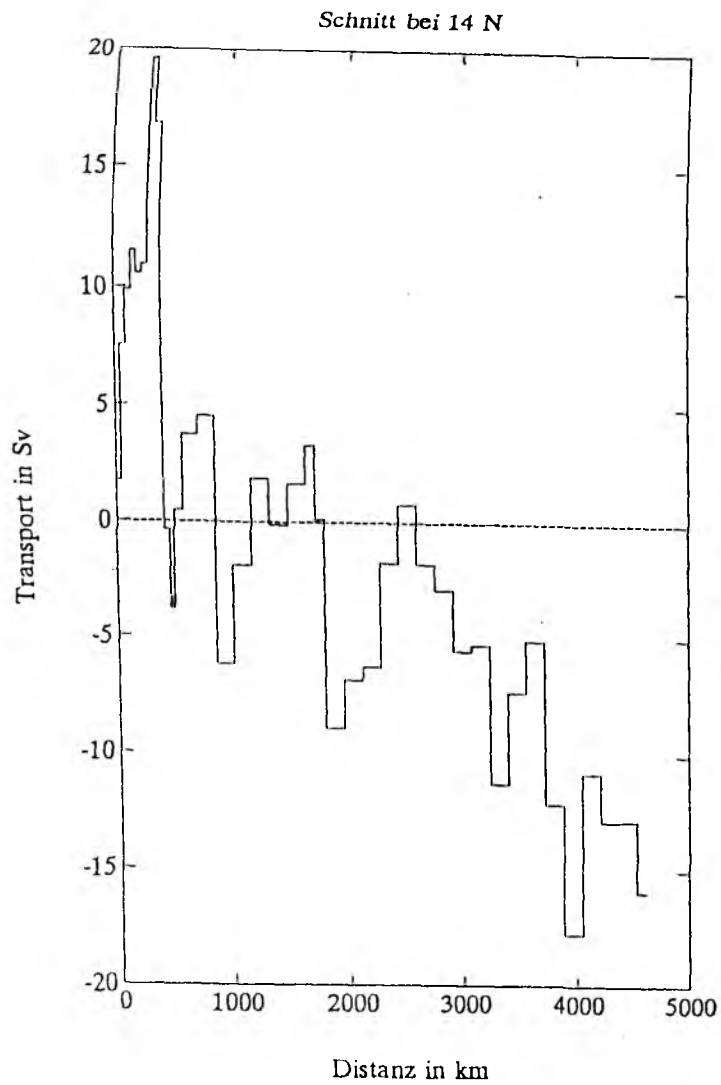


Abbildung 5.17: Kumulative Volumen- und Wärmehtransporte entlang  $14.5^\circ\text{N}$ , beginnend am westlichen Rand, als Ergebnis einer Inversanalyse. Negative Transporte sind nach Süden gerich

Abweichungen zu der vorherigen Analyse (Abb. 5.7 und 5.9). Die Aufspaltung des Gesamtwärmetransports in die drei Terme nach Hall und Bryden (1982) ist in Tab. 5.5 angegeben. Auch hier sind die Abweichungen gegenüber der ersten Analyse bemerkenswert gering und stützen damit die grundlegende Idee des Konzeptes von Hall und Bryden, daß bei geringer Abweichung der tiefenintegrierten potentiellen Temperatur von ihrem zonalen Mittel für die Berechnung des Wärmetransports die Verteilung der Referenzgeschwindigkeit nicht bekannt sein muß, sondern lediglich der Gesamtvolumentransport für das Ozeaninnere.

Schnitt	Barotop	Baroklin	Ekman	Gesamttransport
8°N	0.17	-0.27	1.80	1.69
14°N	0.23	-0.04	1.18	1.37
25°N	1.23	-0.43	0.42	1.22

Tab.5.5: Wärmetransport in PW ( $10^{15}$  Watt) für drei ausgewählte Schnitte.

Die Terme in Tab.5.5 zeigen eine deutliche Verschiebung in den dominanten Anteilen der Wärmetransportbalance zwischen 25 °N und den beiden tropischen Schnitten. Während bei 25 °N ganz eindeutig der Wärmetransport des Randstroms die Wärmebalance bestimmt, sind es im tropischen Teil die Ekmantransporte. Dementsprechend ist mit der beobachteten saisonalen Variabilität im Ekmantransport auch mit hohen Schwankungen im Gesamtwärmetransport zu rechnen. Aus der Isemer-Hasse-Klimatologie (1985) ergeben sich für 8 °N Schwankungen in der Amplitude des Ekmantransportes zwischen einem schwach südwärtigem Minimum von -1.0 Sv im August und einem Maximum von 23.2 Sv im Januar. Die Amplituden bei 14 °N reichen von einem Minimum von 8.9 Sv im August bis zu einem Maximum von 16.3 Sv im Januar. Die Amplituden des Ekmanwärmetransports erreichen damit für 8 °N unter der Annahme, daß eine Temperaturdifferenz von 21.5 °C zwischen Ekman-schicht und tiefenintegrierten Mittel repräsentativ für das ganze Jahr ist, Werte von -0.09PW im August und 2.0 PW im Januar. Für 14 °N ist der Schwankungsbereich schon geringer und reicht bei einer Temperaturdifferenz von 18.5 °C zwischen Ekman-schicht und tiefenintegriertem Mittel von 0.66 PW im August bis zu 1.21 PW im Januar.

Sarmiento (1986) konnte in seinen Modellanalysen zeigen, daß die hohe saisonale Variabilität in den Tropen zwei Ursachen hat. Zum einen adjustiert sich die barokline

Komponente der Geschwindigkeit in den Tropen schneller auf Windschwankungen mit darauf folgenden Readjustierungen des Dichte- und Temperaturfeldes über weite Distanzen, was zu hohen Transportdivergenzen führt. Zum anderen ist die Amplitude des Responses im Ekmantransport auf eine gegebene Amplitude im Windstress größer als in höheren Breiten wegen der inversen Abhängigkeit zum Coriolisparameter  $f$ . Insgesamt ist nach seiner Analyse zu erwarten, daß die Wärmespeicherung in den Tropen hauptsächlich von der Transportdivergenz bestimmt ist und nicht von den Oberflächenflüssen. Die hier gefundenen Werte sind konsistent mit Sarmientos (1986) saisonalen Karten für die Wärmetransportkomponenten.

Der barokline Term erreicht bei  $14^{\circ}\text{N}$  ein absolutes Minimum und ist kaum noch von Null zu unterscheiden, während nördlich und südlich davon erkennbare südwardige barokline Wärmetransporte auftreten. Die Gründe für dieses Minimum liegen in den speziellen Strömungsstrukturen dieses Schnittes, und zwar im östlichen Becken. Der Geschwindigkeitsschnitt (Abb. 5.16) zeigt für das östliche Becken eine Konzentrierung der Strömungen auf einen flachen oberflächennahen Bereich und einen tiefen Ozean mit sehr kleinen Strömungen. Im westlichen Becken dagegen sind bis zum Boden hin deutliche Strömungssignale zu erkennen. Da im östlichen Becken die mittleren Strömungsgeschwindigkeiten kleiner als  $1\text{ cm/s}$  sind, ist das barokline Geschwindigkeitsprofil weitgehend mit den im Schnitt abgebildeten Strömungen identisch.

Damit ergibt sich, daß im östlichen Atlantik der barokline Wärmetransport zunächst von den flachen oberflächennahen Geschwindigkeitszellen geprägt wird, da in ihnen hohe Temperaturen mit großen Geschwindigkeiten verbunden sind, während der Beitrag aus dem tieferen Ozean mit niedrigeren Geschwindigkeiten und niedrigeren Temperaturen dahin tendiert, den Gesamtwärmetransport zu reduzieren. Da diese flachen Zellen (s. Abb. 5.16) zum größten Teil südwardige Transporte aufweisen, wird auf diese Weise der nordwardige barokline Wärmetransport, der im Randstrombereich entsteht, kompensiert, und die kumulativen baroklinen Wärmetransporte schwanken am östlichen Ende des Schnittes um Null (Abb. 5.18).

Ein Minimum des baroklinen Wärmetransports im tropischen Atlantik wird auch in den Modellanalysen von Sarmiento (1986) vorhergesagt. Das Minimum liegt in diesen Analysen aber etwas weiter südlich bei ca.  $10^{\circ}\text{N}$ . Die Werte steigen nach den Modellergebnissen sowohl zum Äquator als auch nach Norden hin an.

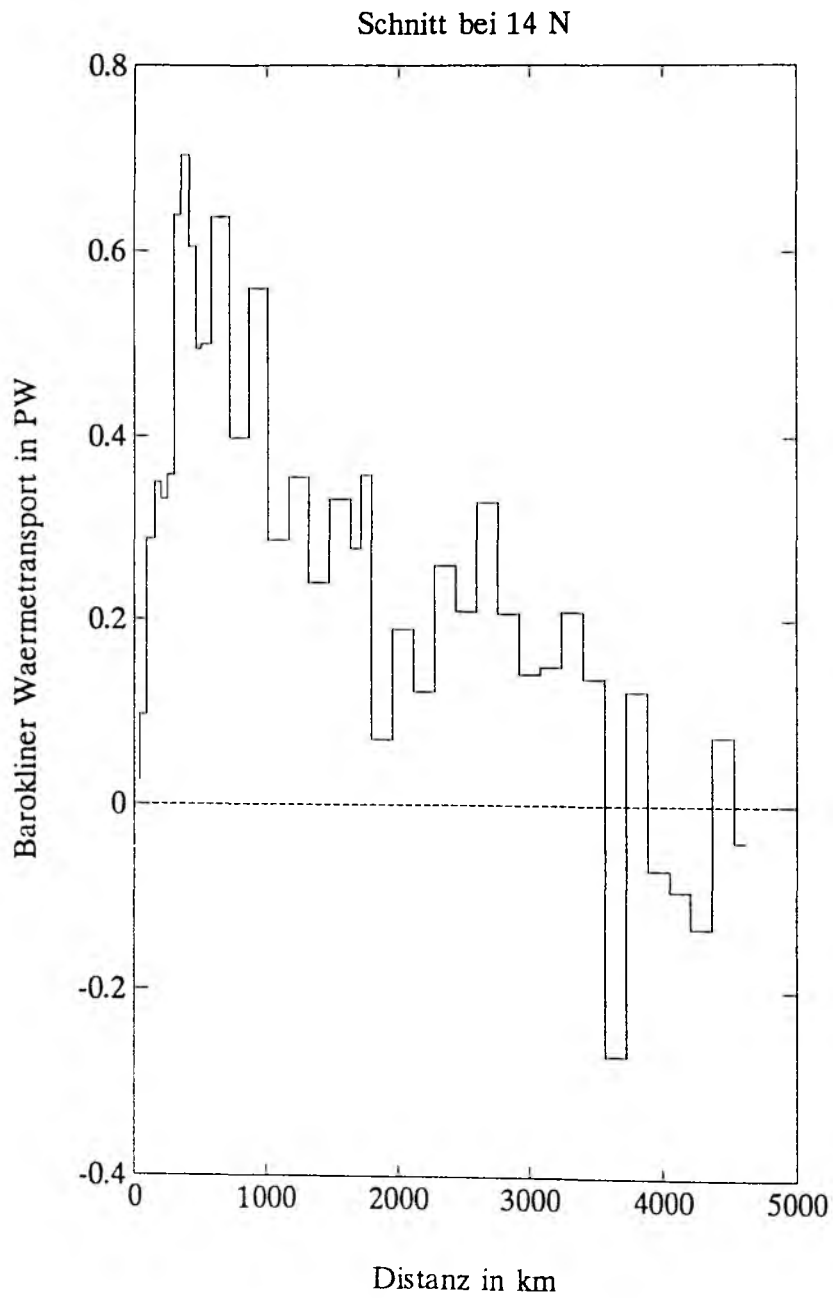


Abbildung 5.18: Kumulativer barokliner Wärmetransporte entlang  $14.5^{\circ}N$ , beginnend am westlichen Rand, als Ergebnis einer Inversanalyse. Negative Transporte sind nach Süden gerichtet.

## 5.7 Fehlerbetrachtungen

Fehler in den Wärmetransportberechnungen resultieren zum einen aus vereinfachenden Annahmen, die zur Bestimmung der Wärmetransporte gemacht werden müssen, und zum anderen aus Strukturen, die in den Daten nicht aufgelöst worden sind.

Eine der Annahmen war, daß der Atlantik nördlich der beiden bearbeiteten Schnitte ein abgeschlossenes Becken darstellt. Durch die Beringstraße besteht aber eine Volumenzufuhr von 1.5 Sv, deren Auswirkung auf den Wärmetransport jedoch, wie schon von Hall und Bryden (1982) angegeben, gering ist. Da das einströmende Wasser Temperaturen von 0 °C aufweist, beträgt die Temperaturdifferenz zur mittleren tiefenintegrierten Temperatur etwa 5 °C, und der bislang unberücksichtigte südwärtige Wärmetransport hat einen Wert von nur -0.03 PW.

Bei einem Stationsabstand von 150 km zwischen tiefen Stationen werden Wirbel auf den Schnitten nicht ausreichend aufgelöst. Für den daraus resultierenden Fehler gibt es keine direkte Bestimmungsmöglichkeit. Es kann nur versucht werden, ihn aus den Daten selbst abzuschätzen. Dazu wird, dem Konzept von Hall und Bryden (1982) folgend, das barokline Geschwindigkeitsprofil  $v'$  in ein zonales Mittel  $\langle v' \rangle$  und die Abweichungen von diesem Mittel  $v''$  aufgespalten. Das Integral  $\int \int \rho c_p \theta' v' dx dz$  läßt sich demnach schreiben als

$$\int \int \rho c_p \theta' v' dx dz = \int \int \rho c_p \langle \theta' \rangle \langle v' \rangle dx dz + \int \int \rho c_p \theta'' v'' dx dz \quad (5)$$

wobei das zweite Integral  $\int \int \rho c_p \theta'' v'' dx dz$  den Wärmetransport durch die Wirbel darstellt. Auswertungen dieses Integrals für die beiden Schnitte ergeben Werte von 0.05 PW für 8 °N und 0.03 PW für 14.5 °N. Wie schon für 25 °N muß auf Grund der Größe dieser Terme geschlossen werden, daß der Wärmetransport durch Wirbel nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Da im Bereich der Randströme keine direkten Strommessungen vorlagen und die dort stattfindenden Transporte durch geostrophische Berechnungen bestimmt werden mußten, resultieren weitere Fehler, wenn dort stärkere barotrope Transporte als die diagnostizierten auftreten sollten. Für 8 °N liegen die tiefenintegrierten potentiellen Temperaturen im Randstrombereich 4.5 °C höher als das zonale Mittel. Bei einer



Unterschätzung der barotropen Transporte um 10 Sv resultieren im Wärmetransport Fehler von

$$4.5^{\circ}\text{C} \times 10\text{Sv} \times 1026 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \times 3900 \frac{\text{J}}{\text{kg}^{\circ}\text{C}} = 0.18\text{PW}.$$

Im Randstrombereich bei 14.5 °N liegen die tiefenintegrierten potentiellen Temperaturen 5.3 °C höher als das zonale Mittel, damit ergibt sich entsprechend ein Fehler von 0.22 PW im Wärmetransport.

Nach Auswertungen von Literaturangaben für den Randstromtransport an den Kleinen Antillen liegt der Fehler von 10 Sv an der oberen Grenze dessen, was man als Ungenauigkeit annehmen kann. Eine weitere Fehlerquelle besteht darin, daß vor der amerikanischen Küste die hydrographischen Messungen nur bis zur 500 m-Tiefenlinie ausgeführt worden sind und somit ein Teil des Transports über dem Schelf in den Rechnungen nicht erfasst worden ist. Der hierdurch verursachte Fehler in den Wärmetransporten dürfte in der obigen Abschätzung mit eingeschlossen sein.

Vor der afrikanischen Küste beginnen die Messungen erst an der 1000 m-Tiefenlinie. Für 14.5 °N existiert damit eine Lücke von knapp 50 km bis zur Küste, während bei 8 °N fast 200 km zwischen der ersten verfügbaren Station und dem Festland liegen. Für den östlichen Rand des Atlantiks sind bei dieser geographischen Breite keine starken Randströmungen zu erwarten, und die Temperaturen in Küstennähe sind durch Auftrieb eher niedrig, so daß die Auswirkungen auf den Wärmetransport gering sein sollten. Bei einer Abschätzung des fehlenden Wärmetransports durch das nächste verfügbare Stationspaar ergeben sich für 14.5 °N Fehler von weniger als 0.1 PW und für 8 °N ungefähr 0.2 PW. Diese Werte sind auch insofern plausibel, als sie Mittelwerten des Betrags des Wärmetransports zwischen Stationspaaren außerhalb des Randstrombereichs für den jeweiligen Schnitt entsprechen.

Damit ergibt sich für 8 °N eine Ungenauigkeit im Wärmetransport von 0.46 PW und für 14.5 °N eine Unsicherheit von 0.38 PW. Hall und Bryden (1982) geben für ihre Berechnungen bei 25 °N einen Fehler von 0.3 PW an, vernachlässigen aber Fehler infolge des Beringstraßentransports und des Wärmetransport durchs Wirbel.

## 5.8 Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der Wärme- und der Volumentransportberechnungen im tropischen Atlantik lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Geostrophischer Transport und Ekmantransport bewegen zwischen 8 °N und 14 °N im oberen Bereich der Wassersäule 18 Sv nach Norden, die sich aus Oberflächenwasser und Zentralwasser zusammensetzen. Dieser Transport wird durch einen entsprechenden südwardigen Transport im NADW ausgeglichen.
- Der Wärmetransport bei 14 °N beträgt  $1.37 \pm 0.38$  PW.
- Wärmetransporte bei 8 °N und 14 °N werden völlig von den Ekmantransporten dominiert. Für 8 °N ist der Ekmanwärmetransport sogar größer als der Gesamtwärmetransport, bei 14 °N macht er 85% des Gesamtwärmetransports aus.
- Durch die großen saisonale Schwankungen im Ekmantransport sind daher auch große Schwankungen im Gesamtwärmetransport zu erwarten.
- Der barokline Wärmetransport erreicht bei 14 °N, verglichen mit 8 °N und 25 °N, ein Minimum.
- Gründe für das Minimum des baroklinen Wärmetransports bei 14 °N liegen in der Strömungsstruktur des östlichen Beckens. Die südwardigen Strömungen sind dort auf einen oberflächennahen Bereich konzentriert und nicht stark genug, den nordwardigen baroklinen Wärmetransport im Randstrom zu kompensieren.

## 6 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit gliederte sich in drei Teilbereiche. Zunächst standen Fragestellungen zur Schichtung und Zirkulation im Kanaren- und Kapverden-Becken im Vordergrund. Der zweite Teilbereich befaßte sich mit Vermischungsvorgängen an der Zentralwassermassengrenze, und im dritten Teil wurden die Komponenten des meridionalen ozeanischen Wärmetransports im tropischen Atlantik behandelt.

Aus früheren Untersuchungen war die mittlere Lage der Zentralwassermassengrenze im gesamten Atlantik bekannt, detaillierte Angaben über ihre Struktur gab es jedoch nur im Bereich des afrikanischen Schelfs. Die Struktur im offenen Ozean sowie ihr Zusammenhang mit großräumigen Zirkulationsmustern war weitgehend unbekannt. Die in den Jahren 1986-89 gewonnenen Datensätze boten zum ersten Mal die Möglichkeit einer verbesserten synoptischen Beschreibung der Zentralwassermassengrenze im offenen Ozean. Zudem konnte durch die Auswertung dieses qualitativ guten und dicht beprobten Datensatzes eine bessere Definition der Zentralwassermassen gegeben werden, wobei zusätzlich zu Temperatur und Salzgehalt die Nährstoff- und Sauerstoffgehalte berücksichtigt wurden.

Die Wassermassengrenze zwischen dem Nordatlantischen Zentralwasser (NACW) und dem Südatlantischen Zentralwasser (SACW), die innerhalb der Kapverden-Frontalzone auftritt, ließ sich insbesondere anhand von Nährstoff- und Sauerstoffverteilungen als Übergangsbereich zwischen den gut ventilierten Wassermassen im Subtropenwirbel und einem stagnierenden Gebiet südlich davon identifizieren. Der Verbreitungsbereich des Südatlantischen Zentralwassers in der nördlichen Hemisphäre ist an Stromzweige aus dem äquatorialen Stromsystem gebunden. Eine Ausbreitung der südatlantischen Wassermassen ließ sich dabei sowohl im Bereich des Nordäquatorialen Gegenstroms (NECC) als auch im Bereich des Nordäquatorialen Unterstroms (NEUC) feststellen.

Die drei im Abstand von etwa einem Jahr durchgeführten hydrographischen Vermessungen der Kapverden-Frontalzone zeigten im Bereich des offenen Ozeans eine große zwischenjährliche Variabilität. Die Front selbst erfuhr Versetzungen bis zu 200 km, und noch 400 km von der Wassermassengrenze entfernt konnten starke Wassermassenänderungen festgestellt werden. Neben der zwischenjährlichen Variabilität ist aufgrund der

starken saisonalen Transportschwankungen im NECC und NEUC eine jahreszeitliche Veränderlichkeit in der Position und in den Gradienten der Wassermassengrenze zu erwarten. Der Jahresgang ließ sich jedoch anhand dieses Datensatzes nicht ermitteln.

Die berechneten dynamischen Topographien bestätigten die Vorstellung, daß in diesem Gebiet eine Rezirkulation von Wassermassen, die vor allem im Azorenstrom nach Osten transportiert worden sind, stattfindet. Diese Zirkulationszelle reicht nicht sehr tief, bereits zwischen 400 und 500 m findet ein Wechsel im Zirkulationsmuster statt. Zusätzlich wird das beobachtete Strömungsmuster durch den Umstand kompliziert, daß durch barokline Instabilität des Kanarenstroms ein Wirbelfeld mit Zeitskalen von 100 Tagen und Raumskalen von 100 km in der Frontalzone erzeugt wird (Onken und Klein, 1991). Das Energieniveau der Wirbel liegt erheblich höher als das der mittleren Strömung. Dies führt dazu, daß in direkten Strommessungen die Mittelwerte der Strömungen auf der Basis einjähriger Zeitreihen innerhalb der Signifikanzgrenzen nicht von Null zu unterscheiden sind. Selbst auf der Basis vierjähriger Zeitreihen sind lediglich Mittelwerte im Tiefenwasser-Niveau signifikant. Allerdings erreichen Schätzwerte für wachsende Mittelungsintervalle nach ca. zwei Jahren recht stabile Niveaus, um die nur noch geringe Schwankungen auftreten. Nach diesen Analysen sind die mittleren Strömungsgeschwindigkeiten im Tiefenbereich von 600 m bis zum Boden kleiner als 1 cm/s und zeigen in 600 m und in Bodennähe nach Süden.

Charakteristische Eigenschaften der Zentralwassermassengrenze, die auf dem Schelf beobachtet worden waren (Barton, 1987), ließen sich auch im tiefen Ozean wiederfinden. So wie z.B. die Zentralwassermassengrenze trotz der Existenz sehr hoher Temperatur- und Salzgehaltsgradienten quer zur Front kein starkes Dichtesignal auf. An der weitgehend dichtekompensierten Front bestehen daher gute Bedingungen für "interleaving". Vertikalprofile von Temperatur und Salzgehalt zeigen im Frontbereich häufig intrusionsartige Verläufe sowie die bei Anwesenheit von doppel-diffusiven Prozessen typischen Treppenstrukturen. Der Auftriebsgewinn in warmen und salzreichen Intrusionen in der Frontalzone hat die gleiche Größenordnung wie bei einer von Barton (1987) auf dem Schelf beobachteten aufsteigenden Intrusion.

Der gewonnene Multiparameter-Datensatz bot auch für den Themenkomplex der Vermischungsvorgänge neue Analyse-möglichkeiten. Die Temperatur/Salzgehalts-Kurven für die beiden Zentralwassermassen aus den neuen Datensätzen zeigten die schon von

Schmitt (1981) beschriebenen Krümmungen. Eine Linie für konstanten Dichteparameter  $R_\rho$  gibt die T/S-Beziehung besser wieder als eine Gerade. Die in der Frontalzone beobachteten  $R_\rho$ -Werte zeigten große Häufigkeiten im Wertebereich zwischen 1 und 2 und lagen damit in einem Bereich, in dem, wie früher in Laborexperimenten gezeigt werden konnte, Salzfingeraktivität stark an Bedeutung gewinnt. Die Prüfung der Frage, ob in der Frontalzone diapyknische Vermischung in Form von Salzfingeraktivität eine Rolle spielt, wurde über den Vergleich einer isopyknischen T/S-Analyse und einer Multiparameter-Analyse vorgenommen. Die Multiparameter-Methode erlaubt unter Ausnutzung von Temperatur-, Salzgehalts-, Nährstoff- und Sauerstoff-Daten die Bestimmung von Wassermasseanteilen, ohne daß einschränkende Annahmen über die Art der Vermischung gemacht werden müssen. Der Vergleich der Ergebnisse beider Analysen zeigte Abweichungen von dem für isopyknische Vermischung berechneten NACW-Anteil bis zu 30%. Maximale Abweichungen traten im Frontbereich in Tiefen zwischen 200 und 300 m auf. Dieses Ergebnis wurde durch die Feststellung gestützt, daß Temperatur-Nährstoff-Beziehungen auf Isopyknen in diesem Tiefenbereich deutliche Krümmungen aufweisen, die sich ohne diapyknischer Vermischung nicht erklären lassen.

Die  $R_\rho$ -Histogramme für Stationen, wo große Abweichungen zwischen den Ergebnissen der isopyknischen T/S-Analyse und der Multiparameter-Analyse auftraten, zeigten eine Häufung von  $R_\rho$ -Werten nahe 1. Die Anwachsrate von Salz fingern, die eine Funktion des Dichteparameters  $R_\rho$  sind, werden damit groß genug, um eine wirkungsvolle Aktivität der Salzfingerprozesse trotz möglicher Störungen durch das interne Wellenfeld sicherzustellen. Werte des doppeldiffusiven Auftriebsflusses durch die Salzfingeraktivität erreichen damit im Frontbereich eine Größenordnung, die derjenigen aus den Oberflächenflüssen durch Verdunstung nahekommt. Die Doppeldiffusion stellt daher einen wirksamen Mechanismus für den vertikalen Salztransport aus der Oberflächenschicht dar.

Der gewonnene Datensatz auf dem Zonalschnitt bei 14.5 °N bot zusammen mit dem IGY-Schnitt bei 8 °N ferner die Möglichkeit, den meridionalen ozeanischen Wärmetransport im tropischen Nordatlantik mit einer Inversmethode zu bestimmen, insbesondere die Balance einzelner Komponenten in der Wärmetransportbilanz. Wie erwartet dominiert in dem Bereich der starken Passatwinde der Ekmananteil. Mit den saisonalen Schwankungen im Ekmantransport sind daher auch starke Schwankungen

im gesamten ozeanischen Wärmetransport bei diesen geographischen Breiten zu erwarten. Bei 8 °N ließen sich allein für den Ekmananteil Amplituden von 2 PW abschätzen. Neu und unerwartet war allerdings, daß bei 14.5 °N der barokline Anteil am Wärmetransport nahezu verschwindet und der Wärmetransport fast ausschließlich durch den Ekmananteil und einen kleineren barotropen Anteil gegeben ist. Weiterhin ergab sich, daß ebenso wie bei 8 °N der für 14.5 °N berechnete Wärmetransport von  $1.37 \pm 0.38$  PW an der oberen Grenze des von Wunsch (1984) bestimmten Bereichs maximaler Wärmetransporte im Atlantik liegt. Es ist danach möglich, daß das Maximum des meridionalen Wärmetransports nicht zwischen 20 und 30 °N liegt, sondern weiter im Süden.

## 7 Literaturliste

- Barton, E.D., Meanders, eddies and intrusions in the thermohaline front off Northwest Africa, *Oceanol. Acta*, Vol. 10, No. 3, pp. 267-283, 1987.
- Barton, E.D., P. Hughes und J.H. Simpson, Vertical shear observed at contrasting sites over the continental slope off NW Africa, *Oceanol. Acta*, Vol. 5, no.2, pp.169-178, 1982.
- Bauer, E. und G. Siedler, The relative contributions of advection and isopycnal and diapycnal mixing below the subtropical salinity maximum, *Deep-Sea Res.*, Vol 35, pp. 811-837, 1988.
- Böning, C.W., R. Döscher und R.G. Budich, Seasonal Transport Variation in the Western Subtropical North Atlantic: Experiments with an Eddy-Resolving Model, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 21, pp. 1271-1289.
- Broecker, W.S. und H.G. Östlund, Property Distributions Along the  $\sigma_\theta = 26.8$  Isopycnal in the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, No. C3, pp. 1145-1154, 1979.
- Brooks, I.H. and P.P. Niiler, Energetics of the Florida Current, *J. Mar. Res.*, Vol. 35, pp. 163-191, 1977.
- Bryan, K., Measurements of Meridional Heat Transport by Ocean Currents, *J. Geophys. Res.*, Vol. 67, No. 9, pp. 3403-3414, 1962.
- Bryden, H.L. and M.M. Hall, Heat transport of ocean currents across 25 °N latitude in the Atlantic Ocean, *Science*, Vol. 207, pp. 884-886, 1980.
- Cochrane J.D., F.J. Kelly Jr. und C.R. Olling, Subthermocline Countercurrents in the Western Equatorial Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 9, pp. 724-738, 1979.
- Cox, M.D., An Eddy Resolving Numerical Model of the Ventilated Thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 15, pp. 1312-1324, 1985.
- Defant, A., Schichtung und Zirkulation des atlantischen Ozeans. Die Troposphäre. Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen atlantischen Expedition auf dem Vermessungs- und Forschungsschiff 'Meteor' 1925-1927, pp. 289-411, Band 6, Teil 1, Lief. 3, 1936.

- Defant, A., Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und der Druckflächen im Atlantischen Ozean, *Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen atlantischen Expedition 'Meteor' 1925-1927*, pp. 191-260, Band 6, 1941.
- Dickson, R.R., W.J. Gould, T.J. Müller und C. Maillard, Estimates of the Mean Circulation in the Deep (>2,000m) Layer of the Eastern North Atlantic, *Progr. Oceanogr.*, Vol. 14, pp. 103-127, 1985.
- Emery, W.J., W.G. Lee und L. Maggaard, Geographic and Seasonal Distributions of Brunt-Väisälä Frequency and Rossby Radii in the North Pacific and North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 15, No. 2, pp. 294-317, 1984.
- Fiekas, V., J. Elken, T.J. Müller, A. Aitsam und W. Zenk, A View Of The Canary Basin Thermocline Circulation in Winter, *J. Geophys. Res.*, 1992 (im Druck).
- Finke, M., Zirkulation und Rossbywellen im Kanarenbecken, *Berichte aus dem Inst. für Meereskunde*, Nr. 172, pp. 1-143, 1988.
- Fu, L.-L., P.P. Niiler und C. Wunsch, Observations of mesoscale variability in the western North Atlantic: A comparative study, *J. Mar. Res.*, Vol.40, No. 2, pp. 809-848, 1982.
- Gargett, A.E, und R.W. Schmitt, Observations of Salt Fingers in the Central Waters of the Eastern North Pacific, *J. Geophys. Res.*, Vol. 87, No. C10, pp. 8017-8029, 1982.
- Gould, W.J., *Physical Oceanography of the Azores Front*, *Progr. Oceanogr.*, Vol. 14, pp. 167-190, 1985.
- Gregg, M.C., Oceanic fine and microstructure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 13, No. 3, pp. 586-591, 1975.
- Gregg, M.C., C.S. Cox, und P.W. Hacker, Vertical microstructure measurements in the Central North Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 3, pp 458-469, 1973.
- Gunn, J.T., und D.R. Watts, On the currents and water masses north of the Antilles/Bahamas arc, *J. Mar. Res.*, Vol. 40, No. 1, pp. 1-18, 1982.
- Hagen, E., R. Schemainda, N. Michelchen, W. Zahn, G. Wolf, D. Nehring und U. Brenning, Quasistationäre Strukturen im Wasserauftrieb vor Mauretanien im März/April 1983, *Beitr. zur Meereskunde*, Vol. 54, pp. 19-31, 1986.



- Hagen, E., und R. Schemainda, Der Guineadom im ostatlantischen Stromsystem, Beitr. zur. Meereskunde, Vol. , pp. 5-27, 1983.
- Hagen, E., und R. Schemainda, On the zonal distribution of South Atlantic Central Water (SACW) along a section off Cape Blanc, Northwest Africa, Oceanol. Acta, Proc. Int. Symp. Equat. Vert. Motion, pp 61-70, 1987.
- Hall, M.M. und H.L. Bryden, Direct Estimates and Mechanisms of Ocean Heat Transport, Deep-Sea Res., Vol. 29, no. 3A, pp. 339-359, 1982.
- Helland-Hansen, B., Nogen hydrographisk metoder, Forhandlingene ved de skandinaviske Naturforskere 16 de møte, pp. 357-359, 1918.
- Hellerman, S. und M. Rosenstein, Normal monthly windstress over the World Ocean with error estimates, J. Phys. Oceanogr., Vol. 13, pp. 1093-1104, 1983.
- Hogg, N.G., E.J. Katz und T.B. Sanford, Eddies, Islands and Mixing, J. Geophys. Res., Vol. 83, No. C6, pp 2921-2938, 1978.
- Horne, E.P.W., Interleaving at the Subsurface Front in the Slope Water off Nova Scotia, J. Geophys. Res., Vol. 83, No. C7, pp. 3659-3671, 1978.
- Huppert, H.E., On the stability of a series of double diffusive layers, Deep-Sea Res., Vol. 18, pp. 1005-1021, 1971.
- Isemer, H.-J. und L. Hasse, The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2: Air-Sea Interactions, Springer-Verlag, Berlin, pp. 252, 1985.
- Johns, W.E., T.N. Lee, F.A. Schott, R.J. Zantopp und R.H. Evans, The North Brasil Current Retroflection: Seasonal Structure and Eddy Variability, J. Geophys. Res., Vol. 95, No. C12, pp. 22103-22120, 1990.
- Jung, G.H., Note on the Meridional Transport of Energy by the Oceans, J. Mar. Res., Vol. XI, No. 2, pp. 139-146, 1952.
- Käse, R.H., J.F. Price, P.L. Richardson und W. Zenk, A quasi-synoptic survey of the circulation and water mass distribution in the Canary Basin, J. Geophys. Res., Vol. 91, pp. 9739-9748, 1986.
- Kawase, M. und J.L. Sarmiento, Nutrients in the Atlantic Thermocline, J. Geophys. Res., Vol. 90, No. C5, pp. 8961-8979, 1985.

- Kawase, M. und J.L. Sarmiento, Circulation and Nutrients in Middepth Atlantic Waters, *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, No. C8, pp. 9749-9770, 1986.
- Klein, B. und G. Siedler, On the Origin of the Azores Current, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, No. C5, pp. 6159-6168, 1989.
- Lee, T.N, W. Johns, F. Schott und R. Zantopp, Western Boundary Current Structure and Variability East of Abaco, Bahamas at 26.5 °N, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 20, pp. 446-466, 1990.
- Luyten, J.R., J. Pedlosky und H. Stommel, The ventilated thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 13, pp. 292-309, 1983.
- Mackas, D.L., K.L. Denman und A.F. Bennett, Least Squares Multiple Tracer Analysis of Water Mass Composition, *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, No. C3, pp. 2907-2918, 1987.
- Manriquez, M. und F. Fraga, The distribution of water masses in the upwelling region off Northwest Africa in November, *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*, Vol. 180, pp. 39-47, 1982.
- Marmorino, G.O., 'Turbulent Mixing' in a Salt Finger Staircase, *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, No. C8, pp. 12983-12994, 1990.
- Marmorino, G.O., W.K. Brown und W.D. Morris, Two-dimensional temperature structure in the C-Salt thermocline staircase, *Deep-Sea Res.*, Vol. 34, pp. 1667-1676, 1987
- Mazeika, P.A., D.A. Burns und T.H. Kinder, Mesoscale Circulation East of the Southern Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, No. C5, pp. 2743-2758, 1980.
- McCartney, M.S., S.L. Bennett and M.E. Woodgate-Jones, Eastward Flow through the Mid-Atlantic Ridge at 11°N and Its Influence on the Abyss of the Eastern Basin, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 21, pp. 1089-1121, 1991.
- Menke, W., *Geophysical data analysis, discrete inverse theory*, Academic Press Inc., New York, pp.260, 1984.
- Mittelstaedt, E., The ocean boundary along the northwest African Coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface, *Progr. Oceanogr.*, Vol. 26, pp. 307-355, 1991.

- Mittelstaedt, E., Large-scale circulation along the coast of Northwest Africa, Rapp. P.-v. Réunion. Cons. int. Explor. Mer, Vol. 180, pp 50-57, 1982.
- Molinari, R.L., R.A. Fine und E. Johns, The deep western boundary current in the tropical Atlantic Ocean, Sub. to Deep-Sea Res, 1992.
- Molinari, R.L., E. Johns und J.F. Festa, The Annual Cycle of Meridional Heat Flux in The Atlantic Ocean at 26.5 °N, J. Phys. Oceanogr., Vol. 20, pp.476-482, 1990.
- Müller, T.J., G. Siedler und W. Zenk, Forschungsschiff Meteor, Reise Nr.6, Atlantik 87/88, Fahrtabschnitte 1-3, Oktober-Dezember 1987, Berichte aus dem Inst. für Meereskunde, Nr. 184, pp. 77, 1988.
- Müller, T.J. und G. Siedler, Multi-year current time series in the North Atlantic Ocean, J. Mar. Res., Vol. 50, pp. 1-37, 1992.
- Niiler, P.P. und W.S. Richardson, Seasonal Variability of the Florida Current, J. Mar. Res., Vol. 31, pp. 144-167, 1973.
- Olbers, D.J., M. Wenzel und J. Willebrand, The Inference of North Atlantic Circulation Patterns From Climatological Hydrographic Data, Rev. Geophys., Vol. 23, pp 313-356, 1985.
- Olson, D., F.A. Schott, R. Zantopp und K. Leaman, The mean circulation east of the Bahamas as determined from historical XBT data, J. Phys. Oceanogr., Vol. 14, pp. 1470-1487, 1984.
- Onken, R. und B. Klein, A model of Baroclinic Instability and Waves between the Ventilated Gyre and the Shadow Zone of the North Atlantic Ocean, J. Phys. Oceanogr., Vol. 21, No. 1, pp. 53-67, 1991.
- Oort, A.H. und T.H. Vonder Haar, On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the northern hemisphere, J. Phys. Oceanogr., Vol. 6, pp. 781-800, 1976.
- Philander, G. und R. C. Pacanowski, The mass and heat budget in a model of the Tropical Atlantic Ocean, J. Geophys. res., Vol. 91, pp. 14212-14220, 1986.
- Pollard, R.T. und S. Pu, Structure and Circulation of the Upper Atlantic Ocean Northeast of the Azores, Progr. Oceanogr., Vol. 14, pp 443-462, 1985.

- Richardson, P.L. und T.K. McKee, Average Seasonal Variation of the Atlantic Equatorial Currents from Historical Ship Drifts, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 14, pp. 1226-1238, 1984.
- Richardson, P.L. und S.G.H. Philander, The Seasonal Variations of Surface Currents in the Tropical Atlantic Ocean: A Comparison of Ship Drift Data with Results From a General Circulation Model, *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, No. C1, pp 714-724, 1987.
- Richardson, P.L., und G. Reverdin, Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial countercurrent measured by surface drifters, current meters and ship drifts, *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, pp. 3691-3708, 1987.
- Richardson, P.L., und D. Walsh, Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drift data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, pp. 10537-10550, 1986.
- Roemmich, D., The Balance of Geostrophic and Ekman Transport in the Tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 11, pp. 1534-1539, 1983.
- Roemmich, D., Circulation of the Caribbean Sea: A Well-Resolved Inverse Problem, *J. Geophys. Res.*, Vol 86, No. C9, pp. 7993-8005, 1981.
- Roemmich, D. und C. Wunsch, Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res.*, Vol. 32, No. 6, pp. 619-644, 1985.
- Ruddick, B. The life of a thermohaline intrusion, *J. Mar. Res.*, Vol. 42, pp. 831-852, 1984.
- Sarmiento, J.L., On The North and Tropical Atlantic Heat Balance, *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, No. C10, pp. 11677-11689, 1986.
- Sarmiento, J.L., C.G.H. Rooth und W. Roether, The North Atlantic tritium distribution in 1972, *J. Geophys. Res.*, Vol. 87, pp. 8047-8056, 1982.
- Schmitt, R.W., Form of the Temperature-Salinity Relationship in the Central Water: Evidence of Double-Diffusive Mixing, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 11, pp. 1015-1026, 1981.
- Schmitt, R.W., Flux Measurements on salt fingers at an interface, *J. Mar. Res.*, Vol. 37, No. 3, pp. 419-436, 1979.

- Schmitt, R.W. und D.L. Evans, An Estimate of vertical Mixing Due to Salt Fingers Based on Observations in the North Atlantic Central Water, *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, No. C6, pp. 2913-2919, 1978.
- Schmitt, R.W., P.S. Bogden und C.E. Dorman, Evaporation Minus Precipitation and Density Fluxes for the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 19, No. 9, pp.1208-1221, 1989.
- Schott, F.A. und C.W. Böning, The WOCE Model in the Western Equatorial Atlantic: Upper Layer Circulation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, No. C4, pp. 6993-7004, 1991.
- Siedler, G., H. Schmickler, T.J. Müller, H.-W. Schenke und W. Zenk, Forschungsschiff Meteor, Reise Nr. 4, Kapverdenexpedition Oktober-Dezember 1986, *Berichte aus dem Inst. für Meereskunde, Kiel*, Nr. 173, pp. 123, 1987.
- Siedler, G., N. Zangenberg, R. Onken und A. Morlière, Seasonal Changes in the Tropical Atlantic Circulation: Observation and Simulation of the Guinea Dome, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, no. C1, pp 703-715, 1992.
- Spall, M.A., Rossby Wave Radiation in the Cape Verde Frontal Zone, *W.H.O.I contribution No. 7709*, pp.???, 1991.
- Stalcup, M.C., und W.G. Metcalf, Current Measurements in the Passages of the Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, Vol. 77, No. 6, 1972.
- Stern, M.E., The 'Salt-Fountain' and Thermohaline convection, *Tellus*, Vol. XII, pp. 172-175, 1960.
- Stramma, L., Wassermassenausbreitung in der Warmwassersphäre des subtropischen Nordostatlantiks, *Berichte aus dem Inst. für Meereskunde*, Nr.125, pp. 108, 1984.
- Stramma, L., und T.J. Müller, Some Observations of the Azores Current and the North Equatorial Current, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, No. C3, pp. 3181-3186, 1989.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson und R.H. Fleming, *The oceans; their physics, chemistry and general biology*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, pp. 1087, 1942.
- Sy, A., Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic: The North Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean

- Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge, *Deep-Sea Res.*, 35, Vol. 3, pp. 383-413, 1988.
- Tait, R.I. und M.R. Howe, Some observations of thermohaline stratification in the deep ocean, *Deep-Sea Res.*, Vol. 15, pp. 275-280, 1968.
  - Thiele, G., W. Roether, P. Schlosser, R. Kuntz, G. Siedler und L. Stramma, Baroclinic flow and transient-tracer fields in the Canary- Cape-Verde Basin, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 16, pp. 814-826, 1986.
  - Tomczak, M.Jr., und P. Hughes, Three-dimensional variability of water masses and currents in the Canary Current upwelling region, 'Meteor' Forschungsergebnisse, A 21, pp. 1-24, 1980.
  - Tomczak, M.Jr., A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing, *Progr. Oceanogr.*, Vol. 10, pp. 147-171, 1981a.
  - Tomczak, M.Jr., An analysis of mixing in the frontal zone of South and North Atlantic Central water off North-West Africa, *Progr. Oceanogr.*, Vol. 10, pp. 173-192., 1981b.
  - Tomczak, M.Jr., Ausbreitung und Vermischung der Zentralwassermassen in den Tropengebieten der Ozeane, Habilitationsschrift, Universität Hamburg, pp 41, 1981c.
  - Tomczak, M.Jr. und D.G.B. Large, Optimum Multiparameter Analysis of Mixing in the Thermocline of the Eastern Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, No. C11, pp. 16141-16149, 1989.
  - Turner, J.S., Salt fingers across a density interface, *Deep-Sea Res.*, Vol. 14, 599-611, 1967.
  - Turner, J.S., The behaviour of a stable salinity gradient heated from below, *J. Fluid Mech.*, Vol. 33, pp. 183-200, 1968.
  - Turner, J.S., Buoyancy effects in fluids, University Press, Cambridge, pp.367, 1973.
  - Voituriez B. und A. Herbland, Comparaison des systèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est: dômes thermiques, upwelling côtiers et upwelling équatorial, *Rapp. P.-v. Rèun. Cons. int. Explor. Mer.*, 114-130, 1982.

- Worthington, V., On the North Atlantic circulation, John Hopkins Oceanographic Studies, Vol. 6, pp. 101, 1976.
- Wunsch, C., The North Atlantic General Circulation West of 50 °W Determined by Inverse Methods, Rev. Geophys. and Space Phys., Vol. 16, No.4, pp. 583-620, 1978.
- Wunsch, C., An Eclectic Atlantic Ocean Circulation Model. Part I: The Meridional Flux of Heat, J. Phys. Oceanogr., Vol. 14, pp. 1712-1733, 1984.
- Wüst, G., Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Das Bodenwasser und die Stratosphäre., Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition 'Meteor' 1925-1927, pp. 1-288, Band 6, 1935.
- Zenk, W., T.J. Müller und G. Wefer, Barlavento Expedition, Reise Nr. 9, 29. Dezember 1988 - 17. März 1989, Meteor-Berichte, Universität Hamburg, 89-2, pp. 102 , 1989.
- Zenk, W., B. Klein und M. Schröder, Cape Verde Frontal Zone, Deep-Sea Res., Vol. 38, Suppl. 1, pp. S505-S530, 1991.
- Zlotnicki, V., G. Siedler und B. Klein, The surface currents of the Cape Verde Frontal Zone viewed with altimetry, hydrography and current meters between November 1986 and March 1989, J. Geophys. Res., 1992 (eingereicht).

## 8 English figure legends

Fig. 2.1 a) Station maps for the “Meteor” Expeditions 4 (M4), 6 (M6) and 9 (M9). Squares indicate the positions of CTD stations.

Fig. 2.1 b) Positions of 5 moorings in the deep Cape Verde Basin. Synoptic current meter time series exist for mooring ensembles (W4, W3, W2) and (W3.5, W3, W5).

Fig. 2.2. a) Salinity distribution on six potential density surfaces for “Meteor” cruise No. 4. The pressure range of the potential density surfaces is given in Tab. 2.3. The horizontal maps are the result of an objective analysis with a correlation scale of 350 km. Isolines are omitted in regions where the error variance exceeded 50% of the total variance. Dots indicate the locations of data.

Fig. 2.2 b) as Fig. 2.2.a, but for nitrate in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ . Insufficient data coverage did not allow a representation of nitrate distribution on the two deepest density surfaces.

Fig. 2.2 c) as Fig. 2.2.a, but for silica in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ . Insufficient data coverage did not allow a representation of silica distribution on the two deepest density surfaces.

Fig. 2.2 d) as Fig. 2.2.a, but for dissolved oxygen in ml/l. Insufficient data coverage did not allow a representation of oxygen distribution on the two deepest density surfaces.

Fig. 2.3. a) Salinity distribution on six potential density surfaces for “Meteor” cruise No. 6. The pressure range of the potential density surfaces is given in Tab. 2.3. The horizontal maps are the result of an objective analysis with a correlation scale of 350 km. Isolines are omitted in regions where the error variance exceeded 50% of the total variance. Dots indicate the locations of data.

Fig. 2.3 b) as Fig. 2.3.a, but for nitrate in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ .

Fig. 2.3 c) as Fig. 2.3.a, but for silica in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ .

Fig. 2.3 d) as Fig. 2.3.a, but for dissolved oxygen in ml/l.

Fig. 2.4. a) Salinity distribution on six potential density surfaces for “Meteor” cruise



No. 9. The pressure range of the potential density surfaces is given in Tab. 2.3. The horizontal maps are the result of an objective analysis with a correlation scale of 350 km. Isolines are omitted in regions where the error variance exceeded 50% of the total variance. Dots indicate the locations of data.

Fig. 2.4 b) as Fig. 2.4.a, but for nitrate in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ .

Fig. 2.4 c) as Fig. 2.4.a, but for silica in  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ .

Fig. 2.4 d) as Fig. 2.4.a, but for dissolved oxygen in ml/l.

Fig. 2.5 Dynamic topography at 50 dbar relative to 1500 dbar for "Meteor" cruises Nos. 4, 6, and 9. Isoline interval is  $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$ . The horizontal maps are the result of an objective analysis of station data (circles) with a correlation scale of 350 km. Isolines are omitted where the error variance exceeded 50% of the total variance.

Fig. 2.6 Dynamic topography at 150 dbar relative to 1500 dbar for "Meteor" cruises Nos. 4, 6, and 9. Isoline interval is  $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$ . The horizontal maps are the result of an objective analysis of station data (circles) with a correlation scale of 350 km. Isolines are omitted where the error variance exceeded 50% of the total variance.

Fig. 2.7 Geostrophic velocity section along  $14.5^\circ \text{N}$ , computed from hydrographic data of "Meteor" cruise No. 6. Station labels and positions are given in the insert map. Positive velocity values indicate flow towards north and are represented by solid lines. Isolines with values of 0.0, 2.5, 5.0 and 10.0 cm/s have been outlined.

Fig. 2.8 Dynamic topography at 850 dbar relative to 1500 dbar for "Meteor" cruises no. 4, 6, and 9. Isoline interval is  $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$ . The horizontal maps are the result of an objective analysis of station data (circles) with a correlation scale of 350 km. Isolines are omitted where the error variance exceeded 50% of the total variance.

Fig. 2.9 Vector time series of low pass filtered daily mean velocities from mooring W4. Represented are time series at five depth levels for the period 16.11.86 - 14.11.87. The position of mooring W4 is indicated in Fig. 2.1 b.

Fig. 2.10 Vector time series of low pass filtered daily mean velocities from mooring W3. Represented are time series at five depth levels for the period 16.11.86 - 14.11.87.

The position of mooring W3 is indicated in Fig. 2.1 b.

Fig. 2.11 Vector time series of low pass filtered daily mean velocities from mooring W2. Represented are time series at four depth levels for the period 16.11.86 - 14.11.87. Mooring elements changed their depth at 18.02.87 due to a loss of the upper buoyancy element. The position of the mooring is indicated in Fig. 2.1 b.

Fig. 2.12 Vector time series of low pass filtered daily mean velocities from mooring W3 for the period 16.11.86 - 27.09.90 at a) 600 m, b) 1250 m and c) 4500 m.

Fig. 2.13 Energy density spectrum for the zonal (thick line) and meridional (thin line) velocity component at a) 600 m, b) 1250 m and c) 4500 m.

Fig. 2.14 Dependence of statistical properties on the length of the averaging interval for mooring data from W3 at 600 m depth:

mean value of zonal velocity component (solid line) and mean value of meridional velocity component (dashed line)

integral time scale of the zonal velocity component (solid line) and integral time scale of the meridional velocity component (dashed line)

eddy kinetic energy (solid line) and mean kinetic energy (dashed line)

and Reynolds stress  $\overline{u'v'}$ .

Fig. 2.15 as Fig. 2.14, but at 1250 m depth.

Fig. 2.16 as Fig. 2.14, but at 4500 m depth.

Fig. 2.17 Vector time series of low pass filtered daily mean velocities in the main thermocline from a) mooring W3.5, b) mooring W5 and c) mooring W3. Current meters were operating at 550 m depth at mooring position W3.5, at 530 m at mooring position W5 and at 600 m for mooring W3. Time series comprises the period of 15.02.89 - 27.10.89. The position of the moorings is given in the insert map.

Fig. 3.1 Occurrence of Central Waters in the world ocean after Sverdrup et al. (1942). Squares indicate the regions where Central Waters are formed.

Fig. 3.2 Historical positions of the Central Water Boundary. Barton (---, ---) used the position of the 36.0 isohaline at 150 m depth to define the front location, while Hagen et al. (---) and Manriquez and Fraga (---, ---, ---) localized the front through 50% NACW contribution in the water mass. Symbols are defined in the inserted legend.

Fig. 3.3 Section through the Cape Verde Frontal Zone for "Meteor" cruise No. 4. Given are the upper 600 m of vertical distribution of potential temperature, salinity, potential density and geostrophic velocity. Positive velocity values indicate flow towards northeast and are represented by solid lines. The orientation of the section and station labels are shown in the map in Fig. 3.4.

Fig. 3.4 as Fig. 3.3, but vertical distributions of nitrate, phosphate, silica and dissolved oxygen.

Fig. 3.5 Section through the Cape Verde Frontal Zone for "Meteor" cruise No. 6. Given are the upper 600 m of vertical distribution of potential temperature, salinity, potential density and geostrophic velocity. Positive velocity values indicate flow towards northeast and are represented by solid lines. The orientation of the section and station labels are shown in the map in Fig. 3.5.

Fig. 3.6 as Fig. 3.5, but vertical distributions of nitrate, phosphate, silica and dissolved oxygen.

Fig. 3.7 Section through the Cape Verde Frontal Zone for "Meteor" cruise No. 9. Given are the upper 600 m of vertical distribution of potential temperature, salinity, potential density and geostrophic velocity. Positive velocity values indicate flow towards northeast and are represented by solid lines. The orientation of the section and station labels are shown in the map in Fig. 3.8.

Fig. 3.8 as Fig. 3.7, but vertical distributions of nitrate, phosphate, silica and dissolved oxygen.

Fig. 3.9 Salinity at 150 m depth from an objective analysis of "Meteor" cruise No. 4

data. Correlation scale is 350 km. Isolines are omitted in areas where error variance exceeded 50% of total variance. Crosses indicate station positions. The location of the Central Water Boundary is represented by the 36.0 isohaline.

Fig. 3.10 as Fig. 3.9, but for "Meteor" cruise No. 6.

Fig. 3.11 as Fig. 3.9, but for "Meteor" cruise No. 9.

Fig. 3.12 Time series of NACW content in % at three mooring locations in the deep Cape Verde Basin for the period Nov. 1986 - Nov. 1987. Mooring positions are shown in Fig. 2.1 b). Water mass composition was computed from temperature and salinity time series under the assumption of isopycnal mixing. At mooring position W4 water mass composition is representative for the 200 m depth horizon while at mooring location W3 and W2 they are representative for the 400 m depth level.

Fig. 3.13 Vector time series at mooring locations W4, W3 and W2 for the period Nov. 1986 - Nov. 1987 corresponding to Fig. 3.12.

Fig. 3.14 Time series of NACW content in % at 400 m depth for mooring W3 for the period Nov. 1986 - Nov. 1989. Water mass composition was computed under the assumption of isopycnal mixing. The gap in the time series was caused by failure of sensors.

Fig. 3.15 Vector time series at W3 corresponding to Fig. 3.14. Major gaps were caused by failure of the rotor.

Fig. 3.16 Horizontal distribution of NACW content in the Canary and Cape Verde Basin. Temperature and salinity distributions were taken from model runs of the "WOCE Community Model". Shown are actual data with a separation of three month of model year 22.

Fig. 3.17 Comparison of model NACW content (dashed line) and observed NACW content (solid line) at mooring position W3. For a better comparison with the long periodic cycle in the observed data the model NACW content is repeated for all years. The observed data are combined to monthly means.

Fig. 4.1 T/S diagram of a typical CTD station in the Cape Verde Frontal Zone. Definition curves of NACW and SACW are locally computed and valid for the Canary and Cape Verde Basin. Under the assumption of isopycnal mixing the NACW content in % for a specified T/S point is given by the ratio of the distances  $x_1$  to  $x_1 + x_2$ .

Fig. 4.2 T/S characteristic for pure NACW

a) for "Meteor" cruise no. 4 data, b) for "Meteor" cruise no. 6 data and c) for "Meteor" cruise no. 9 data. Fig. 4.2 d) shows the NACW definition line derived from the three data sets through linear regression. The regression domain was splitted in two parts to account for the curvature in the T/S relationship. The definition lines in a-c are those given by Tomczak und Hughes (1980).

Fig. 4.3 T/S characteristic for pure SACW

a) for "Meteor" cruise no. 4 data, b) for "Meteor" cruise no. 6 data and c) for "Meteor" cruise no. 9 data. Fig. 4.2 d) shows the SACW definition line derived from the three data sets through linear regression. The definition lines in a-c are those given by Tomczak und Hughes (1980).

Fig. 4.4 Position of stations which were used to derive the temperature/salinity and temperature/nutrient relationships of the Central Waters. Stars denote NACW stations and crosses SACW stations.

Fig. 4.5 Temperature/nutrient relationships for pure NACW. The location of the data is shown in Fig. 4.4. The plotted lines are computed by linear regression. As for the computation of the T/S relationship, the regression domain was splitted in two parts.

Fig. 4.6 Temperature/nutrient relationships for pure SACW. The location of the data is shown in Fig. 4.4. The plotted lines are computed by linear regression.

Fig. 4.7 Water mass distribution on a vertical section for "Meteor" cruise No 4. The orientation of the section is given in the inserted map. The percentage of NACW in the water mass was computed under the assumption of isopycnal mixing from temperature and salinity distributions.

Fig. 4.8 Water mass distribution on a vertical section for "Meteor" cruise No 4. The orientation of the section is given in the inserted map. The percentage of NACW in the water mass was computed under the assumption of isopycnal mixing from temperature

and salinity distributions.

Fig. 4.9 continued, for figure caption see next page

Fig. 4.9 Water mass distribution on a vertical section for "Meteor" cruise No. 6. The orientation of the section is given in the inserted map. a) NACW content computed from temperature and salinity data under the assumption of isopycnal mixing. b) NACW content predicted by Multiparameter Analysis from temperature, salinity, nutrient and oxygen distributions. c) Difference in NACW percentage between isopycnal and Multiparameter analysis. Contour interval is 5% NACW content.

Fig. 4.10 continued, for figure caption see next page

Fig. 4.10 Water mass distribution on a vertical section for "Meteor" cruise No. 6. The orientation of the section is given in the inserted map. a) NACW content computed from temperature and salinity data under the assumption of isopycnal mixing. b) NACW content predicted by Multiparameter Analysis from temperature, salinity, nutrient and oxygen distributions. c) Difference in NACW percentage between isopycnal and Multiparameter analysis. Contour interval is 5% NACW content.

Fig. 4.11 continued, for figure caption see next page

Fig. 4.11 Water mass distribution on a vertical section for "Meteor" cruise No. 9. The orientation of the section is given in the inserted map. a) NACW content computed from temperature and salinity data under the assumption of isopycnal mixing. b) NACW content predicted by Multiparameter Analysis from temperature, salinity, nutrient and oxygen distributions. c) Difference in NACW percentage between isopycnal and Multiparameter analysis. Contour interval is 5% NACW content.

Fig. 4.12 continued, for figure caption see next page

Fig. 4.12 Water mass distribution on a vertical section for "Meteor" cruise No. 9. The orientation of the section is given in the inserted map. a) NACW content computed from temperature and salinity data under the assumption of isopycnal mixing.

- b) NACW content predicted by Multiparameter Analysis from temperature, salinity, nutrient and oxygen distributions.
- c) Difference in NACW percentage between isopycnal and Multiparameter analysis. Contour interval is 5% NACW content.

Fig. 4.13 Differences between isopycnal mixing analysis and multiparameter mixing analysis in predicted NACW content at 250 dbar. The horizontal map for "Meteor" cruise No. 6 is the result of an objective analysis with correlation scale of 350 km. Iso-lines are omitted in areas where the error variance exceeded 50% of the total variance. Circles indicate station positions.

Fig. 4.13 Differences between isopycnal mixing analysis and multiparameter mixing analysis in predicted NACW content at 250 dbar. The horizontal map for "Meteor" cruise No. 9 is the result of an objective analysis with correlation scale of 350 km. Iso-lines are omitted in areas where the error variance exceeded 50% of the total variance. Circles indicate station positions.

Fig. 4.15 Stability behaviour of the solution vector of the Multiparameter Analysis when nutrient and oxygen information are removed from the data base. Presented are histograms of the change in the predicted NACW content for "Meteor" cruise No. 6 data.

Fig. 4.16 Stability behaviour of the solution vector of the Multiparameter Analysis when noise is added to the data. Uncorrelated white noise with amplitudes of  $\pm 1$  standard deviation was added to all parameters of the data vector. The magnitude of the respective standard deviation is given in Tab. 4.1. Presented are histograms of the change in the predicted NACW content for a) "METEOR" cruise No. 6 data and b) "METEOR" cruise No. 9 data.

Fig. 4.17 Temperature/nutrient relationships on the potential density surface  $\sigma_\theta=26.7$  for "Meteor" cruise No. 4 data. Dark dots indicate pure NACW and SACW values. The plotted line connects the pure water data and represents the mixing line for strict isopycnal turbulent mixing.

Fig. 4.18 as Fig. 4.17, but for the deeper density surface  $\sigma_\theta=27.1$ .

Fig. 4.19 Temperature/nutrient relationships on the potential density surface  $\sigma_\theta=26.7$

for "Meteor" cruise No. 6 data. Dark dots indicate pure NACW and SACW values. The plotted line connects the pure water data and represents the mixing line for strict isopycnic turbulent mixing.

Fig. 4.20 as Fig. 4.21, but for the deeper density surface  $\sigma_\theta=27.1$ .

Fig. 4.21 Temperature/nutrient relationships on the potential density surface  $\sigma_\theta=26.7$  for "Meteor" cruise No. 9 data. Dark dots indicate pure NACW and SACW values. The plotted line connects the pure water data and represents the mixing line for strict isopycnic turbulent mixing.

Fig. 4.22 as Fig. 4.21, but for the deeper density surface  $\sigma_\theta=27.1$ .

Fig. 4.23 a) Section of vertical temperature profiles through the Cape Verde Frontal Zone for "Meteor" cruise No. 6 data. The orientation of the section is shown in the inserted map. Vertical profiles near the front (Sta. 837, 823 and 824) show enhanced step structures.

Fig. 4.23 b) Section of vertical salinity profiles through the Cape Verde Frontal Zone for "Meteor" cruise No. 6 data. The orientation of the section is shown in the inserted map. Vertical profiles near the front (Sta. 837, 823 and 824) show enhanced step structures.

Fig. 4.24 Distribution of density parameter  $R_\rho$  along the section shown in Fig. 4.23. The density parameter  $R_\rho$  is defined as  $\alpha\Delta T/\beta\Delta S$  and represents the salt finger form of double diffusion.

Fig. 4.25 Vertical profiles of salt flux  $F_{SF}$  in  $10^{-6}$  m/s caused by the salt finger form of double diffusion along the section shown in Fig. 4.23.

Fig. 4.26 Temperature and salinity profile in the Cape Verde Frontal Zone showing a large intrusion of warm and saline water in the depth horizon around 250 dbar.



Fig. 5.1 a) Station map for the sections at 8 °N and 14.5 °N in the tropical Atlantic. Bottom topography is represented by the 4000 m and 6000 m depth line.

b) Bottom topography in the western tropical Atlantic near the Lesser Antilles. Labels are given to Tobago (T) and Barbados (B) and three passages between the Lesser Antilles: Grenada Passage (G), St.Vincent Passage (SV) and St.Lucia Passage (SL). Outlined are the 2000 m and 4000 m depth lines. CTD stations 1-10 connect to the section at 14.5 °N and were positioned to examine the inflow of water masses into the Carribean.

Fig. 5.2 Vertical distribution of potential temperature along the IGY section at 8 °N. The contour interval for solid lines is 2.5 °C. Additional lines are stippled and represent 4.0, 3.0, 2.0, 1.9., 1.8, 1.75 and 1.5 °C. The 4.7 °C isotherm which is also included in the section indicates the depth of the level of no motion in the geostrophic calculations.

Fig. 5.3 Vertical distribution of salinity along the IGY section at 8 °N. The contour interval for solid lines is 0.5 psu. Below 750 m additional stippled lines are included which represent 34.7, 34.8, 34.86, 34.88, 34.90, 34.92, 34.94 and 34.96 psu.

Fig. 5.4 Vertical distribution of potential temperature along the section at 14.5 °N. The contour interval for solid lines is 2.5 °C. Additional lines are stippled and represent 4.0, 3.0, 2.0, 1.9., 1.8, 1.75 and 1.5 °C. The 4.7 °C isotherm which is also included in the section indicates the depth of the level of no motion in the geostrophic calculations.

Fig. 5.5 Vertical distribution of salinity along the section at 14.5 °N. The contour interval for solid lines is 0.5 psu. Below 750 m additional stippled lines are included which represent 34.7, 34.8, 34.86, 34.88, 34.90, 34.92, 34.94 and 34.96 psu.

Fig. 5.6 Vertical distribution of geostrophic velocity along 8 °N, referred to a reference level at  $\theta=4.7$  °C. To achieve a mass compensation along the section between Ekman and geostrophic transport, a uniform correction of -0.043 cm/s was applied. Solid lines represent flow towards north, stippled lines flow towards south. Outlined are 0.0, 2.0, 5.0, 10.0, 20.0, 50.0 and 100.0 cm/s.

Fig. 5.7 Cumulative volume and heat transport along 8 °N, starting at the western boundary. Negative transports correspond to transport towards south.

Fig. 5.8 Vertical distribution of geostrophic velocity along 14.5 °N, referred to a re-

ference level at  $\theta=4.7$  °C. To achieve a mass compensation along the section between Ekman and geostrophic transport, a uniform correction of  $-0.064$  cm/s was applied. Solid lines represent flow towards north, stippled lines flow towards south. Outlined are 0.0, 2.0, 5.0, 10.0, 20.0, 50.0 and 100.0 cm/s.

Fig. 5.9 Cumulative volume and heat transport along  $14.5$  °N, starting at the western boundary. Negative transports correspond to transport towards south.

Fig. 5.10 T/S diagram for the western tropical Atlantic. Positions of the stations are given in the inserted maps.

Fig. 5.11 Transports in layers for the sections at  $8$  °N and  $14.5$  °N. The definition of the layers through their dominating water mass is given in Tab. 5.2. Negative transports are directed south.

Fig. 5.12 Station dependent barotropic velocity correction as a result of an inverse calculation for the sections at  $8$  °N and  $14.5$  °N. Negative velocity values indicate flow towards south.

Fig. 5.13 Transports in layers for the sections at  $8$  °N and  $14.5$  ° from mass conservation consideration in comparison with the inverse calculation. The definition of the layers through their dominating water mass is given in Tab. 5.2. Negative transports are directed towards south.

Fig. 5.14 Vertical distribution of absolute velocity at  $8$  °N, referred to a reference level at  $\theta=4.7$  °C. The reference velocity was inferred from an inverse calculation and is given in Fig. 5.12. Solid lines represent flow towards north, stippled lined towards south. Outlined are 0.0, 2.5, 5.0, 10.0, 20.0, 50.0 and 100.0 cm/s.

Fig. 5.15 Cumulative volume and heat transports along  $8$  °N, starting at the western boundary, as the result of an inverse calculation. Negative transports are directed south.

Fig. 5.16 Vertical distribution of absolute velocity at  $14.5$  °N, referred to a reference level at  $\theta=4.7$  °C. The reference velocity was inferred from an inverse calculation and is given in Fig. 5.12. Solid lines represent flow towards north, stippled lined towards south. Outlined are 0.0, 2.5, 5.0, 10.0, 20.0, 50.0 and 100.0 cm/s.

**Fig. 5.17** Cumulative volume and heat transports along  $14.5^{\circ}\text{N}$ , starting at the western boundary, as the result of an inverse calculation. Negative transports are directed south.

**Fig. 5.18** Cumulative baroclinic transport along  $14.5^{\circ}\text{N}$ , starting at the western boundary. Negative transports are directed south.

## Danksagung

Ich danke meinem Doktorvater Prof. Dr. G. Siedler für die Betreuung dieser Arbeit, für viele hilfreiche Anregungen und seine stete Diskussionsbereitschaft. Prof. Dr. M. Tomczak danke ich für die Überlassung des Fortran-Programms für die Multiparameter-Analyse und die anregenden Diskussionen während seines Forschungssemesters am Institut für Meereskunde in Kiel.

Den Mitarbeitern der Abteilung Meereschemie des Instituts für Meereskunde bin ich für die Analyse der chemischen Daten zu Dank verpflichtet. Dieser Dank richtet sich vor allem an Herrn Hergen Johannsen, der an allen drei Meteor Expeditionen teilgenommen hat und in unermüdlichem Einsatz die Menge der anfallenden Proben bearbeitet hat.

Mein Dank gilt allen "Mitbewohnern" der alten Botanik für die vielen fröhlichen Teerunden, die sehr zur angenehmen Arbeitsatmosphäre der letzten Jahre beigetragen haben. Für zahlreiche Gespräche und fröhliche Feiern danke ich Jürgen Holfort, Jochem Marotzke, Andreas Schiller, Detlef Stammer, Norbert Zangenberg und Marek Zwierz. Norbert Zangenberg gebührt noch ein besonderer Dank für seine Hilfsbereitschaft beim Korrekturlesen dieser Arbeit.

Nicht zuletzt möchte ich allen Mitarbeitern der Abteilung Meeresphysik für das anregende und motivierende Betriebsklima danken.