

„Meteor“ Forsch.-Ergebnisse	Reihe A	No. 9	Seite 1–30	Berlin · Stuttgart	August 1971
-----------------------------	---------	-------	------------	--------------------	-------------

## Zur Schichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar

von

WALTER ZENK

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel

Mit 23 Abbildungen und 3 Tabellen im Text, im Anhang und auf 1 Beilage

<i>Inhalt</i>	
1. Einleitung .....	3
1.1 Stand der Kenntnisse über das Mittelmeerwasser westlich von Gibraltar .....	3
1.2 Aufgabenstellung der vorliegenden Untersuchung und Überblick über die durchgeführten Messungen .....	4
2. Die Schichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar .....	5
2.1 Die großräumige Schichtung im N-Atlantik unter besonderer Berücksichtigung des Ausstromes von Mittelmeerwasser in der Straße von Gibraltar .....	5
2.1.1 Verteilung des Mittelmeerwassers im ibero-marokkanischen Seegebiet .....	7
2.1.2 Ausbreitung des Mittelmeerwassers im östlichen N-Atlantik .....	12
2.2 Veränderlichkeit in der Struktur des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar .....	14
2.2.1 Die räumliche Struktur einzelner Wasserballen .....	14
2.2.2 Zeitliche Veränderlichkeit im Mittelmeerwasser auf der Ankerstation .....	15
2.3 Feinstrukturen in der Schichtung der Wassersäule unterhalb des Mittelmeerwassers .....	16
2.3.1 Beobachtungen von Treppenstrukturen in den Temperatur- und Salzgehaltsprofilen .....	16
2.3.2 „Salzfinger“ im Ozean als eine mögliche Form vertikaler Vermischung .....	17
3. Zusammenfassung der Ergebnisse .....	19
4. Unbeantwortete Fragen als Folge der erhaltenen Ergebnisse .....	19
5. Nachwort .....	20
Anhang	
Aufbereitung der erhaltenen Meßdaten .....	20
Literaturverzeichnis .....	22
<b>On the stratification of the Mediterranean water west of Gibraltar</b>	
<b>Results of the “Meteor” Cruise Number 8: January to March, 1967</b>	
<i>Summary</i>	
This paper deals with results obtained by continuous temperature-conductivity-pressure measurements west of Gibraltar. The aim was to study the variability in time and space of the Mediterranean outflow; 143 Bathysonde sounding were taken on two sections across and along the outflow, and at a ten-day anchor station west of Cape St. Vicent (fig. 1). The following results were obtained:	
a) After leaving the sea floor at about 1000 meters in the Golf of Cadiz, the current follows closely the contour of the continental slope while diffusing into the North Atlantic Central Water. The main current of the Mediterranean outflow apparently bends northward near Cape St. Vincent and then spreads out between the Gettysburg Bank and the European shelf. The salinity of the current's core layer decreases from 38.0‰ in the Strait of Gibraltar, to just over 36.6‰ near Cape St. Vicent, and down to 36.1‰ near Cape Finisterre (fig. 7-10).	
b) Although the Gettysburg Bank represents a natural obstacle for the Mediterranean outflow, it appears nonetheless to have no effect on the mixing.	
c) At increasing distance from its source at the Strait of Gibraltar, a marked divergence of the intermediate temperature and salinity maxima is observed,	

however, only the temperature maximum rises. In fact, with increasing distance from the source, it is easier to measure the salinity maximum than the intermediate temperature maximum (fig. 11).

d) An analysis of the graph of the salinity in the core layer plotted against its distance from the African shelf shows the following three divisions (fig. 5):

1. Values of  $36.60/00$  are typical between the Portuguese shelf and the Gettysburg Bank.
2. Following a southsoutheasterly course for 220 kilometers from the Gettysburg Bank a salinity of  $36.20/00$  can be observed.
3. From this point to the abyssal slope near the African coast the salinity in the core layer decreases linearly with a gradient of  $0.350/00/100$  kilometers down to  $35.60/00$ .

e) Two main maxima were frequently observed in the Bathysonde profiles of the Mediterranean outflow. It can be shown from the repeated measurements with the Bathysonde near Cape St. Vincent that the mean depths of the main maxima are 800 and 1170 meters.

f) The highest values of variability in time and space were observed within the range of influence of the Mediterranean water. Turbulent mixing processes create lens-like structures (fig. 12-16, 18, 19).

g) The vertical profiles of temperature and salinity collected from several stations south of the Gettysburg Bank indicate the existence of a step-like structure under the Mediterranean water. In the depth range of 1300 meters to 1545 meters the mean thickness of the steps was 22 meters. These steps may be caused by saltfingers which, according to TURNER's experiments, are a special form of vertical mixing due to the different molecular transport coefficients of heat and salt (fig. 21).

### La stratification de l'eau méditerranéenne à l'ouest de Gibraltar

Résultats de l'expédition 8 du «Météor»: Janvier—Mars 1967

#### Résumé

Cette étude est l'analyse des résultats obtenus à partir des mesures de température, de conductivité électrique et de pression à l'ouest de Gibraltar. Le but de cette étude était d'étudier la variabilité temporelle et spatiale de l'écoulement méditerranéen. 143 mesures ont été effectuées à l'aide de la bathysonde Howaldt, réparties en deux sections (à travers et le long de l'écoulement) et à une station de mouillage de dix jours à l'ouest du Cap Saint-Vincent (fig. 1). On a obtenu les résultats suivants:

a) Dans le golfe de Cadix, à 1000 m environ au-dessus du fond, le flux méditerranéen suit de très

près les contours de la pente continentale en même temps qu'il se mélange à l'«eau centrale de l'Atlantique du Nord». Le courant principal de l'écoulement méditerranéen tourne évidemment vers le nord près du Cap Saint-Vincent et puis se répand entre le «Gettysburg Bank» et le socle européen. La salinité de la couche centrale du courant diminue de  $380/00$  au détroit de Gibraltar, à  $36,60/00$  près du Cap Saint-Vincent, à  $36,10/00$  près du Cap Finisterre (fig. 7-10).

b) Quoique le «Gettysburg Bank» représente un obstacle naturel à l'écoulement méditerranéen, il n'exerce néanmoins aucune influence sur le mélange.

c) Plus le courant s'éloigne de sa source (détroit de Gibraltar), plus on observe une différence d'imposition entre le maximum de température intermédiaire et le maximum de salinité; néanmoins, seul le maximum de température diminue. En effet, il est plus facile de mesurer le maximum de salinité que le maximum intermédiaire de température (fig. 11).

d) Une analyse du graphique de la salinité de la couche centrale en fonction de la distance au socle africain montre la division suivante en trois parties (fig. 5):

- 1) Des valeurs de  $36,60/00$  sont caractéristiques entre le socle portugais et le «Gettysburg Bank».
- 2) En suivant une route sud-sud-est pendant 220 kilomètres à partir du «Gettysburg Bank» on peut observer une salinité de  $36,20/00$ .
- 3) A partir de ce point jusqu'à la pente abyssale près de la côte africaine, la salinité de la couche centrale diminue linéairement avec un gradient de  $0,350/00/100$  kilomètres jusqu'à  $35,60/00$ .

e) On a souvent observé deux maxima principaux dans les profils de la bathysonde de l'écoulement méditerranéen. On pouvait montrer par des mesures répétées à l'aide de la bathysonde près du Cap Saint-Vincent que les profondeurs moyennes des maxima principaux sont 800 et 1170 mètres.

f) Les valeurs les plus élevées de la variabilité temporelle et spatiale ont été observées là où il y a l'influence de l'eau méditerranéenne. Des processus turbulents de mélange créent des structures lenticulaires (fig. 12-16, 18, 19).

g) Les profils verticaux de température et de salinité mesurés en plusieurs stations au sud du «Gettysburg Bank» indiquent l'existence des structures en escalier au-dessous de l'eau méditerranéenne. A une profondeur entre 1300 mètres et 1545 mètres la hauteur moyenne des marches était 22 mètres. Ces marches peuvent être provoquées par des «doigts de sel» (salt-finger) qui, conformément à l'expérience de TURNER, sont une forme spéciale de mélange vertical qui s'explique par des coefficients différents du transport moléculaire de la chaleur et du sel (fig. 21).

## 1. Einleitung

### 1.1 Stand der Kenntnisse über das Mittelmeerwasser westlich von Gibraltar

Für die großräumige Wasserzirkulation der Ozeane spielen die subtropischen Nebenmeere eine wichtige Rolle. Das aride Klima im Bereich der Nebenmeere bedingt eine hohe Verdunstung, wodurch sich in ihnen im Vergleich zum angrenzenden Ozean ein hoher Salzgehalt einstellt. Die Folge ist ein Zusammentreffen von zwei Wasserkörpern mit unterschiedlichen Salzgehalten in der Verbindungsstraße. Die dadurch bedingte Dichtedifferenz führt in der Straße zu einer Ausgleichströmung: An der Oberfläche schiebt sich das leichtere Wasser des Ozeans über das Wasser des Nebenmeeres. In der Tiefe ist es umgekehrt; dort sinkt das schwere Wasser des Nebenmeeres in den Ozean ab. Dieser Unterstrom fließt unter ständiger Vermischung am Boden bis zu der Tiefe, in der die Dichte des ausfließenden Wassers der Dichte des umgebenden Wassers des Ozeans entspricht. Von dort breitet sich der Ausstrom auf einer Fläche gleicher Dichte aus und vermischt sich weiter mit den umgebenden Wassermassen. Diese horizontale Ausbreitung läßt sich an Hand der intermediären Maxima in den Vertikalprofilen des Salzgehaltes verfolgen.

Am intensivsten wurde der Wasseraustausch zwischen Ozean und Nebenmeer bisher am Beispiel der Straße von Gibraltar studiert. Dort treffen die Wassermassen des Nordatlantischen Ozeans und des Europäischen Mittelmeeres zusammen. Bevor im folgenden der Stand der Kenntnisse über die Schichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar dargelegt wird, sei zunächst eine Begriffsbestimmung gegeben:

Als Mittelmeerwasser soll jener Wasserkörper im östlichen Nordatlantik bezeichnet werden, der sich in etwa 600 m bis 1250 m Tiefe keilförmig in das Nordatlantische Zentralwasser (SVERDRUP, 1942) einschleibt. Dieses Wasser ist infolge fortwährender Vermischung nur teilweise mediterranen Ursprungs, aber man erkennt es deutlich an den intermediären Maxima in den Vertikalprofilen von Temperatur und Salzgehalt.

Bis zum Ende des vorigen Jahrhunderts mußte man sich mit qualitativen Beschreibungen der Strömungs- und Schichtungsverhältnisse in der Straße von Gibraltar begnügen. Erste quantitative Ergebnisse veröffentlichte G. SCHOTT (1902) im „Valdivia“-Werk. Eine Zusammenfassung der damals bekannten Hydrographie in der Straße von Gibraltar findet man in der „Geographie des Atlantischen Ozeans“ von G. SCHOTT (1912). Dort vergleicht der Autor den Ausstrom aus dem Mittelmeer über die knapp 400 m tiefe Bodenschwelle mit dem Überfließen von Wassermassen an einem Wehr. Das Mittelmeerwasser stürzt

auf der Westseite der Gibraltarschwelle mit hoher Geschwindigkeit in den Atlantik, wo es in etwa 1000 m eine Fläche gleicher Dichte antrifft. Mit Hilfe aller damals verfügbaren Daten, insbesondere aber der Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition des FVS „Meteor“, zeichnet WÜST (1936) eine Karte der Ausbreitung des mediterranen Wassers im Nordatlantik. Er ist in der Lage, durch das intermediäre Salzgehaltsmaximum Spuren des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar bis zu den Bermudainseln nachzuweisen. Wenn auch der Anteil des ursprünglichen Mittelmeerwassers in der Kernschicht in 60° W weniger als 30% beträgt, so ist es doch sehr bemerkenswert, wie weit der Aufbau der ozeanischen Stratosphäre des gesamten Nordatlantiks in 1000 m Tiefe von dem Unterstrom in der Straße von Gibraltar beeinflusst wird. Geringe Beimengungen von Mittelmeerwasser (5%) konnten sogar im Südatlantik bis in 50° S nachgewiesen werden. Diese starke Beeinflussung der Schichtung veranlaßte A. DEFANT (1955) zu einer modellmäßigen Erfassung der Ausbreitung. Er nahm eine Salzwasserquelle im Ausgang der Straße von Gibraltar an und errechnete die vertikale Vermischung des Quellstromes in einem horizontalen Kreissegment mit dem Mittelpunkt Gibraltar. Die dabei errechnete prozentuale Abnahme des Salzgehaltes in der Kernschicht mit der Entfernung vom Ursprung stimmt auffallend gut mit den von WÜST gemessenen Werten aus dem Nordatlantik überein.

Bis in die neueste Zeit sind die Straße von Gibraltar und der westlich davon gelegene Seeraum Gegenstand intensiver ozeanographischer Forschung geblieben. Unter den neueren Arbeiten sind die Studien von BØYUM (1963, 1967), MENENDEZ (1955) und LACOMBE (1964) zu erwähnen. Während sich die letzteren hauptsächlich mit den Verhältnissen in der Straße selbst beschäftigen, behandelte MADELAIN (1967a, 1967b) die Ausbreitung des Mittelmeerwassers im iberomarrokanischen Raum und vor der Westküste Portugals. MADELAIN wertete die im Internationalen Geophysikalischen Jahr (IGJ) 1957/58 mit dem FS „Calypso“ gewonnenen hydrographischen Serierdaten aus. Seine Ergebnisse deuten auf manche Erscheinungen hin, die nur mit kontinuierlich registrierenden Meßgeräten genau erfaßt werden können (Doppelmaxima, Treppenstruktur). Weitere Meßergebnisse aus dem Untersuchungsgebiet vor der Straße von Gibraltar und entlang der portugiesischen W-Küste sind dem Atlas des Nordatlantiks von FUGLISTER (1960) zu entnehmen. Eine umfassende Bearbeitung der Daten des IGJ im Rahmen der hydrographischen Verhältnisse im Nordatlantik findet man in der Arbeit von DIETRICH (1964). Dort wird auf die Ausbreitung des Mittelmeerwassers im Nordatlantik in vier Zungen hingewiesen: Die erste Zunge zeigt in Richtung W zu den Azoren, die zweite nach

WNW, die dritte nach NW. Die vierte Zunge folgt dem portugiesischen Kontinentalhang und führt in den Golf von Biskaya.

## 1.2 Aufgabenstellung der vorliegenden Untersuchung und Überblick über die durchgeführten Messungen

Einer der Schwerpunkte der physikalischen Ozeanographie liegt in der Erfassung und Deutung der Veränderlichkeit im Meer. Bei der Betrachtung von zeitlichen Variationen in großräumigen Arealen hat es sich als nützlich erwiesen, Schwerpunktgebiete zu wählen, die möglichst intensiv und wiederholt untersucht werden. Ein solches Testgebiet für Variabilität im Meer ist der NO-Atlantik am Ausgang der Straße von Gibraltar. Neben der Untersuchung der meereskundlichen Verhältnisse an unterseeischen Kuppen, die den Expeditionen 8 und 9 von FS „Meteor“ im Jahre 1967 den Namen „Atlantische Kuppenfahrt“

verlieh, sollte ein Vergleich mit den Naturverhältnissen an den Kuppen und am Kontinentalsockel ermöglicht werden.

Das Areal zwischen einer dieser Kuppen, der Gettysburg-Bank, und dem Schelf vor der portugiesischen Westküste liegt in einem der von DIETRICH (1966) vorgeschlagenen Testgebiete für Variabilitätsmessungen und ist besonders für die Untersuchung der Veränderlichkeit der Schichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar geeignet (Abb. 1).

Folgende Gliederung wurde zur Beschreibung und Deutung der Schichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar gewählt (vgl. CLOSS et al., 1969):

1. Welcher Zusammenhang besteht zwischen der charakteristischen Schichtung des Atlantischen Ozeans und dem Ausstrom des Mittelmeerwassers in der Straße von Gibraltar?

Wie sieht die großräumige Verteilung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar aus?

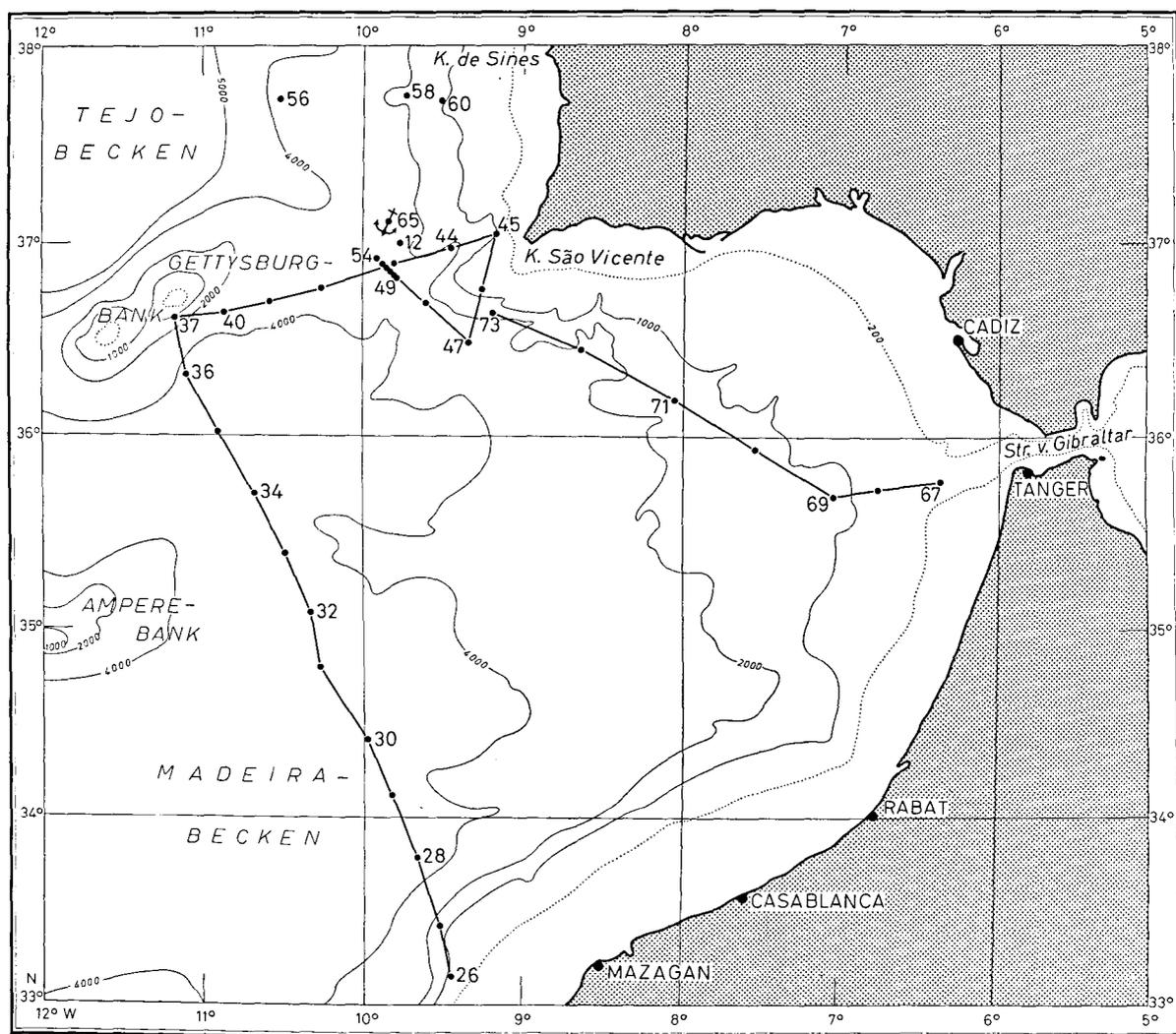


Abb. 1. Karte des Untersuchungsgebietes von FS „Meteor“ von Januar bis März 1967. Die Punkte kennzeichnen die Bathysonden-Stationen (Tiefen in Metern).

Fig. 1. Map of area investigated by R. V. Meteor during voyage of January–March, 1967. Dots on map denote Bathysonde stations (Depth in metres).

2. Welche räumlichen und zeitlichen Variationen treten in der Schichtung des Mittelmeerwassers auf?
3. Welche Vorgänge bestimmen die kleinräumige Feinstruktur der Schichtung?

Da für alle drei Fragenkomplexe vor allem die Kenntnis der Vertikalprofile von Temperatur und Salzgehalt zur Beantwortung erforderlich ist, wurden auf der „Meteor“-Reise 8, die vom 11. 1. 1967 bis 7. 3. 1967 dauerte, insgesamt 143 Stationsmessungen mit der Bathysonde durchgeführt. Bei der verwendeten Bathysonde war nur eine Fiertiefe von 2000 m zugelassen. Deshalb wurden zur Erfassung des tieferen Bodenwassers 52 hydrographische Serien gefahren. (GIESKES, MEINCKE & WENCK, 1970) Die Schöpferdaten dienten außerdem zur Bestimmung der verschiedenen Korrekturwerte bei der Bearbeitung der Bathysondendaten im Rechenzentrum der Universität Kiel. Zu den genannten hydrographischen Serien kamen weitere 44 Schöpferdaten, die als Einzelwerte in Verbindung mit dem Tauchgerät der Bathysonde gewonnen wurden.

Die Anzeigen der gemessenen bzw. gerechneten Ergebnisse der Bathysonde liegen für die Daten der „Meteor“-Reise 8 innerhalb der folgenden Grenzen:

Druck	$\pm 2\%$ bei 2000 dbar
Temperatur	$\pm 0,04\text{ }^{\circ}\text{C}$
Salzgehalt	$\pm 0,06\text{ }^{\circ}/_{00}$ .

Eine ausführliche Diskussion der Meßwertaufbereitung findet sich im Anhang dieser Arbeit.

Die hydrographischen Daten wurden durch kontinuierliche Registrierung der Oberflächentemperatur und des Salzgehaltes ergänzt.

Um möglichst die gesamte Verteilung des Mittelmeerwassers in einer radialen Entfernung von rund 450 km vor der Straße von Gibraltar zu erfassen, wurde innerhalb von 5 Tagen ein hydrographischer Schnitt mit 18 Stationen zwischen dem marokkanischen Schelfrand und der portugiesischen SW-Spitze (Kap S. Vicente) durchgeführt (Station 26—45). Dabei zeigte die vorläufige Auswertung des Meßmaterials schon an Bord von FS „Meteor“, daß die Hauptmenge des Mittelmeerwassers — durch die Corioliskraft nach rechts abgelenkt — sich auf seinem Weg in den N-Atlantik zwischen dem Kontinentalhang westlich Portugals und der Gettysburg-Bank hindurchzwängt. Die Gettysburg-Bank, die an ihrer flachsten Stelle kaum 55 m tief ist, bildet für das in rund 1200 m fließende Mittelmeerwasser ein natürliches Hindernis (vgl. Abb. 1). Ein weiterer Bathysondenschnitt zur Erforschung der Ausbreitung des Mittelmeerwassers (Station 67—73) wurde daraufhin zwischen der Straße von Gibraltar und Kap S. Vicente in den Expeditionsplan aufgenommen.

Zur Beantwortung der Frage nach der räumlichen Veränderlichkeit in der Struktur des Mittelmeerwassers wurde eine engabständige Serie von Bathy-

sondenstationen (Station 49—54) im Hauptausstromgebiet des Mittelmeerwassers gefahren. Dabei betrug das Verhältnis von Fahrzeit zu Stationszeit etwa 1 : 5. Zur Bearbeitung der zeitlichen Veränderlichkeit diente ein verankertes System von Strömungsmessern, das den Strom im Niveau des Mittelmeerwassers auf 1045 m Tiefe automatisch registrierte. In unmittelbarer Nähe vom Verankerungssystem der Strommesser wurde eine zehntägige Ankerstation durchgeführt. Der Ort für das Strommessersystem und die Ankerstation (65) wurden in der Absicht, die Kernschicht des ursprünglichen Mittelmeerwassers zu erfassen, 40 sm westlich von Kap S. Vicente zwischen der Gettysburg-Bank und dem Kontinent gewählt. Vom verankerten Schiff aus wurden dort in der Zeit vom 14. 2. 1967 bis 24. 2. 1967 insgesamt 61 Registrierungen mit der Bathysonde im regelmäßigen Zeitraum von 4 Stunden durchgeführt.

Zur Beantwortung der Frage nach den räumlichen und zeitlichen Änderungen in der Struktur des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar boten die kontinuierlichen Messungen mit der Bathysonde neue Möglichkeiten. Durch sie wurde die ausgeprägte Feinstruktur in der Schichtung entdeckt.

## 2. Die Schichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar

### 2.1 Die großräumige Schichtung im N-Atlantik unter besonderer Berücksichtigung des Ausstromes von Mittelmeerwasser in der Straße von Gibraltar

Um die charakteristische Wasserschichtung des Nordatlantischen Ozeans zu erklären, soll der Vermischungsvorgang zwischen atlantischem und mediterranem Wasser mit Hilfe einer Modellvorstellung an Hand des  $T$ - $S$ -Diagramms betrachtet werden. Nach SVERDRUP (1942) wird der Atlantik, wenn man die homogene Deckschicht außer acht läßt, von zwei typischen Wasserarten aufgebaut, dem Nordatlantischen Zentralwasser und dem Boden- und Tiefenwasser. Beide Wassermassen sind im  $T$ - $S$ -Diagramm in Abb. 2 dargestellt. Meßwerte der ersten Wasserart gruppieren sich je nach geographischer Lage und Wassertiefe um die Verbindungsgerade zwischen  $T = 8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $S = 35,1\text{ }^{\circ}/_{00}$  und  $T = 19\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $S = 36,7\text{ }^{\circ}/_{00}$ . Die kennzeichnenden Werte für das Boden- und Tiefenwasser liegen bei  $3,5\text{ }^{\circ}\text{C} \geq T \geq 2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  bzw.  $34,97\text{ }^{\circ}/_{00} \geq S \geq 34,90\text{ }^{\circ}/_{00}$ . Wenn keine Einflüsse von Wassermassen aus Nebenmeeren vorhanden wären, müßte man erwarten, daß alle Meßpunkte von hydrographischen Serien sich als Vermischungsprodukt um die Verbindungslinie zwischen den beiden beschriebenen Wasserarten reihten. Eine solche von äußeren Einflüssen wenig beeinträchtigte hydro-

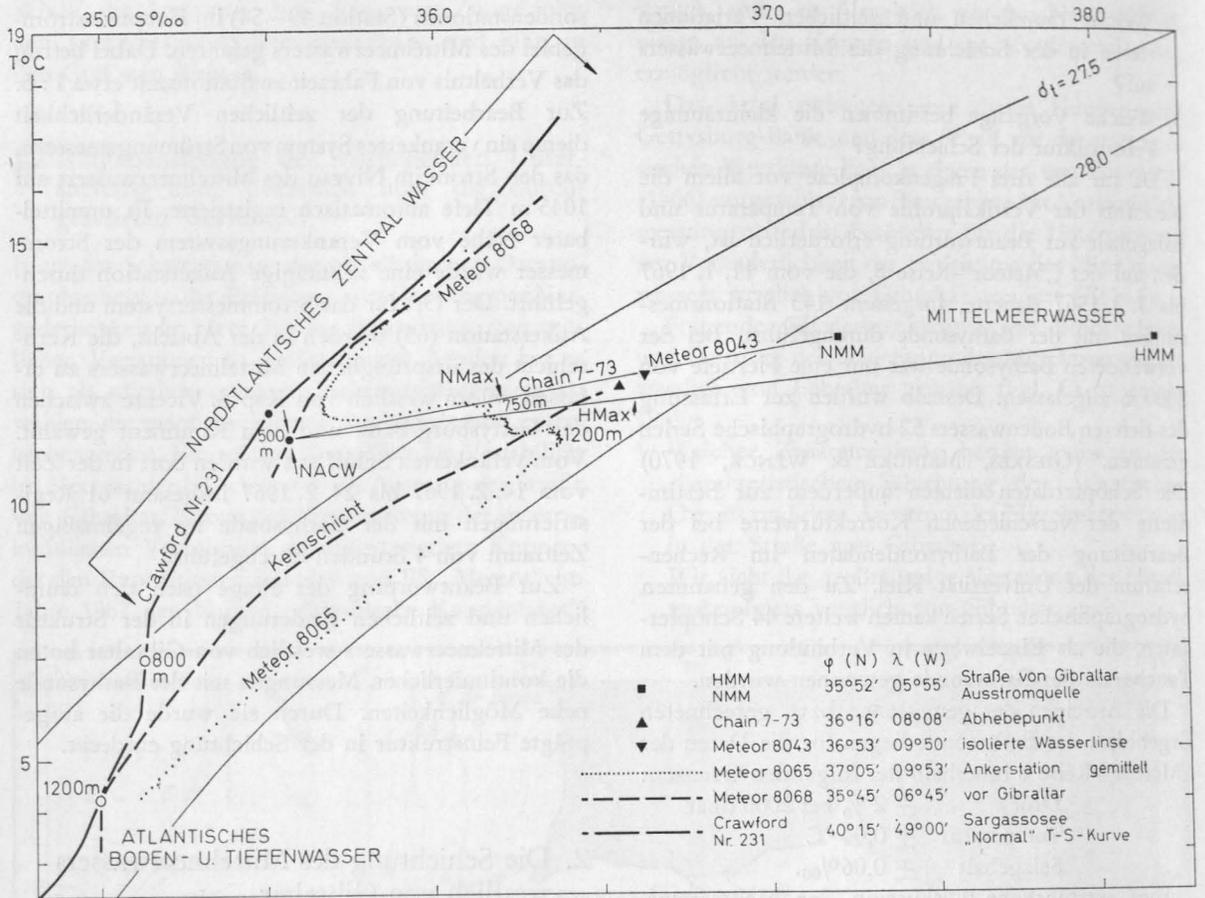


Abb. 2. T-S-Diagramm zum Vermischungsmodell zwischen Nordatlantischem Zentralwasser und Mittelmeerwasser.

Fig. 2. T-S-diagram of mixing processes between the North Atlantic Central Water and the Mediterranean Water.

graphische Serie ist in Abb. 2 durch die unterbrochene Linie dargestellt. Es handelt sich um die hydrographische Station Nr. 231 des FS „Crawford“ aus dem Jahre 1957 (FUGLISTER, 1960), die westlich des Azoren-Plateaus liegt und verhältnismäßig wenig vom Ausstrom des Mittelmeerwassers in der Straße von Gibraltar beeinflusst ist. Sie soll im folgenden den Normalfall für unbeeinflusstes Wasser des Nordatlantik verkörpern. Ähnliche Verhältnisse, wie sie die Daten der „Crawford“-Station 231 zeigen, findet man rund 3000 km weiter östlich vor der Straße von Gibraltar auf der Station Nr. 68 der „Meteor“-Reise 8. Dort ist der Ausstrom von Mittelmeerwasser noch scharf gebündelt. Er wird durch die Bodentopographie gelenkt, ohne daß es zu einer weiträumigen Vermischung mit dem umgebenden Nordatlantischen Zentralwasser kommt. In beiden Fällen, in der Sargassosee und im Gebiet unmittelbar westlich der Straße von Gibraltar (vgl. Abb. 6), beobachtet man in 500 m Tiefe dieselbe Wasserart im oberen Teil der Wassersäule des Atlantischen Ozeans.

Um die starke Beeinflussung der Schichtung des Atlantiks durch den Ausstrom des Mittelmeerwassers näher untersuchen zu können, muß man die Ver-

mischungsvorgänge in zwei aufeinanderfolgende Phasen zerlegen:

1. Die Vermischung auf dem Weg zwischen der Straße von Gibraltar und dem Punkt, an dem das Mittelmeerwasser in etwa 1000 m vom Boden abhebt.
2. Die anschließende Ausbreitung in einem bestimmten Dichtehorizont.

Zu 1: Die Vermischung bis zum Abhebepunkt.

Zur Erklärung der oft auftretenden Doppelmaxima in Temperatur- und Salzgehaltsprofilen im Ozean mit benachbartem Nebenmeer, das durch arides Klima gekennzeichnet ist, berechnet SIEDLER (1968b) die Häufigkeitsverteilung des Salzgehaltes für das Ausstromwasser in der Meerenge. Für die Straße von Gibraltar ergeben sich unter der Voraussetzung intensiver turbulenter Vermischung des Ausstromes im Ablauf der Gezeiten Schwankungen im Salzgehalt von  $37,2\% \leq S \leq 38,2\%$  (vgl. STEYAERT, 1960). Die vergleichsweise geringen Temperaturschwankungen sollen vernachlässigt werden. Die beiden Wasserarten, die hauptsächlich beim Ausstrom vorkommen, sind in Abb. 2 als Quadrate eingezeichnet. Obwohl die Rechnung, die von idea-

lisierten Voraussetzungen ausgeht, eine höhere Häufigkeit für den niedrigeren Salzgehalt ergibt, weist SIEDLER darauf hin, daß die großen Scherungskräfte in der Nähe der Stromgrenze eine Verstärkung des Häufigkeitsmaximums bei hohen Salzgehalten auf Kosten des salzärmeren Häufigkeitsmaximums verursachen werden. Die Quadrate sollen mit HMM (Hauptausstrom Mittelmeerwasser) bei den hohen Salzgehalten und mit NMM (Nebenausstrom Mittelmeerwasser) bei den niederen Salzgehalten bezeichnet werden. Zunächst werde die Vermischung der Hauptausstrommenge betrachtet. HMM wird, wie früher beschrieben, auf Grund seiner hohen Dichte am Boden des Kontinentalabhangs westlich der Schwelle von Gibraltar hinunterstürzen. Dabei trifft es auf das in beliebiger Menge verfügbare Nordatlantische Zentralwasser NACW, das man als unbeeinflusste Wassermasse in 500 m Tiefe sowohl in der Mitte des N-Atlantik als auch vor der Straße von Gibraltar (Station 68) gefunden hat. Aus den beiden Wasserkörpern HMM und NACW wird durch Vermischung eine neue Wassermasse HMax entstehen. Das Vermischungsprodukt HMax in Abb. 2 liegt nicht in der Mitte der Verbindungslinie, sondern ist etwas nach links verschoben, weil das Angebot von HMM, verglichen mit NACW, gering ist. Der Punkt HMax wurde durch Vergleich mit Station 73 des FS „Chain“ aus dem Jahre 1959 gewonnen. Diese hydrographische Serie stammt aus dem Seegebiet, wo nachweislich der Ausfluß von Mittelmeerwasser vom Boden abhebt und es zu einer horizontalen Ausbreitung kommt. In der Nähe von Kap. S. Vicente wurde auf Station 43 dieselbe Wasserart als isolierte Wasserlinse im Mittelmeerwasser mit der Bathysonde gemessen.

In der Gezeitenphase mit schwachem Mittelmeerausstrom wird sich der Wasserkörper NMM mit der Wassermasse NACW mischen. Das Ergebnis wird eine weniger salzreiche Wassermasse NMax auf der Verbindungslinie NACW—NMM sein. Dabei wird der Punkt NMax etwa im gleichen Verhältnis aus der Mitte von NACW—NMM nach links verschoben sein, wie HMax auf der Geraden nach NACW—HMM verschoben war:

$$\frac{\overline{\text{NACW HMM}}}{\overline{\text{NACW NMM}}} = \frac{\overline{\text{NACW HMax}}}{\overline{\text{NACW NMax}}} = \text{konstant}$$

Zu 2: Die Ausbreitung nach dem Abheben.

In Abb. 2 ist als Standardkurve für die Verhältnisse nach dem Abheben das mittlere  $T$ - $S$ -Diagramm der Ankerstation 65 als gepunktete Linie eingetragen. Der Abstand zwischen je zwei Punkten entspricht einer Tiefendifferenz von 10 m. Man erkennt zwei Maxima, das eine bei 750 m und das andere bei 1200 m. Dabei deutet wegen der Anhäufung von

Meßpunkten das tiefere Hauptmaximum, verglichen mit dem oberen Nebenmaximum, auf eine Wassermasse hin, die noch größere Mengen des ursprünglich homogenen Ausstromwassers enthält. Wie seit langem bekannt ist, breiten sich vom Abhebepunkt die beiden Wassermassen in den zugehörigen Tiefenhorizonten aus. Das Hauptmaximum HMax wird sich mit zunehmender Entfernung von Gibraltar parallel zu den eingezeichneten Dichtelinien  $\sigma_t$  ausbreiten. In der Normal- $T$ - $S$ -Kurve für den Nordatlantik ohne Mittelmeereinfluß („Crawford“ 231) findet man tatsächlich die Tiefenangabe 1200 m fast in demselben Dichteniveau, in dem auch HMax in 1200 m am Abhebepunkt im  $T$ - $S$ -Diagramm eingezeichnet ist. Die gleiche Überlegung kann man beim Nebenmaximum NMax anstellen. Allerdings ist NMax viel zu schwach ausgeprägt, als daß es noch in größeren Entfernungen vom Abhebepunkt nachgewiesen werden könnte.

Der Vollständigkeit halber ist in Abb. 2 die von Wüsr (1936) ermittelte Ausbreitung der Kernschicht des Mittelmeerwassers im gesamten Atlantischen Ozean eingetragen. Diese Kurve verläuft nicht völlig parallel zu den Dichtelinien, was man u. U. durch allmähliches, gegenseitiges Angleichen der beiden getrennten Maxima erklären kann.

In der Tabelle 1 sind die unterschiedlichen Bezeichnungen für die einzelnen Wasserarten, die man im allgemeinen im Nordatlantik antrifft, zusammengestellt. In der vorliegenden Arbeit wird die Nomenklatur von SVERDRUP verwendet. Zusätzlich zu dem am Anfang definierten Mittelmeerwasser wird der Begriff des Minimumwassers eingeführt. Diese Wasserart erhält ihren Namen nach den charakteristischen intermediären Minima in den Temperatur- und Salzprofilen über dem Mittelmeerwasser. Das Minimumwasser wird im folgenden Kapitel genauer untersucht.

Als typisches Beispiel für eine Schichtung, in der die meisten in der Tabelle aufgeführten Wasserarten vertreten sind, möge das Profil von Station 58 in Abb. 9 dienen. Es wird im Zusammenhang mit der Ausbreitung des Mittelmeerwassers entlang des Kontinentalabfalls an der Westküste Portugals auf Seite 12 besprochen.

### 2.1.1 Verteilung des Mittelmeerwassers im iberomarrokanischen Seegebiet

Wie schon erwähnt, ist die Anwesenheit von Wassermassen mediterranen Ursprungs im betrachteten Seegebiet seit langer Zeit bekannt. Während der „Meteor“-Reise 8 standen bei der Betrachtung der großräumigen Struktur des Mittelmeerwassers im Winter 1967 folgende regionale Aspekte im Vordergrund:

In welche Richtung setzt der Ausstrom nach dem Passieren der Straße von Gibraltar?

Wo ist die stärkste Konzentration des Mittelmeer-

Tabelle 1.  
Table 1.Schichtung im Nordatlantik unterhalb der ozeanischen Sprungschicht  
Stratification in the North Atlantic beneath the thermocline

nach WÜSTR (1936)		nach SVERDRUP (1942)		hier verwandte Bezeichnung im Anschluß an SVERDRUP	Tiefenlage in m
Benennung	Indikator	Äußere Einflüsse	Normalzustand		
Stratosphäre	Oberes Nordatlantisches Tiefenwasser	Einschübe z. B. Mittelmeer- wasser	Nordatlantisches Zentralwasser  $T = 19^\circ\text{C}$ $S = 36,70/00$  $T = 8^\circ\text{C}$ $S = 35,10/00$	Minimumwasser	150—700
	Mittleres Nordatlantisches Tiefenwasser			Mittelmeerwasser	600—1250
	Unteres Nordatlantisches Tiefenwasser			Nordatlantisches Zentralwasser	>1300
	Antarktisches Bodenwasser			Atlantisches Boden- und Tiefenwasser $3,5^\circ\text{C} \geq T \geq 2,2^\circ\text{C}$ $34,970/00 \geq S \geq 34,900/00$	Atlantisches Boden- und Tiefenwasser
	$S_{\max}$				
	$O_2_{\max}$				
	$O_2_{\max}$				
	potentielle Temperatur				

wassers bei gleicher radialer Entfernung von der Straße von Gibraltar zu erwarten?

Welchen Einfluß hat die Topographie auf Ausbreitung und Vermischung?

Zwischen der marokkanischen Westküste und der Station 26 liegt der etwa 45 km breite Schelfrand, an den sich der Kontinentalhang anschließt. Auf einer Entfernung von 60 km beträgt die Tiefenzunahme 1800 m. Ab Station 28 wird das Profil ruhiger. Von dort erstreckt sich das nordöstliche Kanarische Becken (4000 m) bis zur Gettysburg-Bank, die die steil aufragende nördliche Begrenzung dieses Tiefseebekens darstellt. An dieser Stelle macht der Schnitt (vgl. Abb. 1), der bisher in NW-Richtung verlief, zwischen den Stationen 37 und 40 einen Knick nach NE. Der weitere Verlauf führt über die südöstliche Begrenzung des Iberischen Beckens auf den europäischen Kontinent zu. Im Vergleich zur afrikanischen Seite hat hier der Kontinentalhang zwischen Station 45 und Kap S. Vicente einen dreifach steileren Anstieg. Da aus zahlreichen früheren Arbeiten die maximale Tiefe (1300 m) des Mittelmeerwassers im Untersuchungsgebiet bekannt ist, konnte der Schnitt an der Unterseite durch die 2000 m-Linie begrenzt werden. Die mittlere Entfernung zwischen den einzelnen Stationen beträgt 35 km. Für die Aufnahme des Schnittes wurden 5 Tage benötigt. Wegen Geräteschwierigkeiten war es zu Beginn des Schnittes auf Station 26 und 27 nicht möglich, die Bathysonde bis zur Grundberührung zu fieren. Die Meßwerte konnten jedoch durch Daten der entsprechen-

den hydrographischen Serien ergänzt werden. Ebenso mußte bei Station 45 die Bathysondenmessung durch Schöpferwerte vervollständigt werden.

Auf den Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteschnitten in Abb. 3a—c ist die deutlich ausgeprägte ozeanische Sprungschicht zu erkennen. Mit Ausnahme von Station 41 beträgt ihre mittlere Tiefe etwa 150 m. Auf der afrikanischen Seite ist die homogene Deckschicht durch  $T > 16^\circ\text{C}$  und  $S > 36,40/00$  gekennzeichnet. Auf Grund von klimatischen Einflüssen nehmen Salzgehalt und Temperatur zur portugiesischen Küste hin ab. Wir finden dort Oberflächentemperaturen zwischen 15 und 16 °C. Die Salzgehaltswerte liegen nur wenig über 36,00/00. Die Isopykne für  $\sigma_t = 26,8$  kennzeichnet über die gesamte Länge des Schnittes die Tiefenlage der Sprungschicht.

Im weiteren Aufbau der Wassersäule folgt unterhalb der Sprungschicht das Minimumwasser. Das Minimumwasser darf nicht mit dem Subantarktischen Zwischenwasser (Wüstr, 1936) verwechselt werden. Das letztere ist zwar auch durch ein Minimum im Salzgehalt und durch dieselbe Tiefenlage gekennzeichnet. Jedoch ist es auf seinem Weg vom Entstehungsort an der Südpolarfront so weit mit den umgebenden Wassermassen vermischt worden, daß es in 36° N nicht mehr nachweisbar ist. Die letzten Spuren des Subantarktischen Zwischenwassers verlieren sich in etwa 20° N. Bei dem Minimumwasser im iberomarrokanischen Seegebiet handelt es sich nicht um einen eigenen Wasserkörper. Die Minima

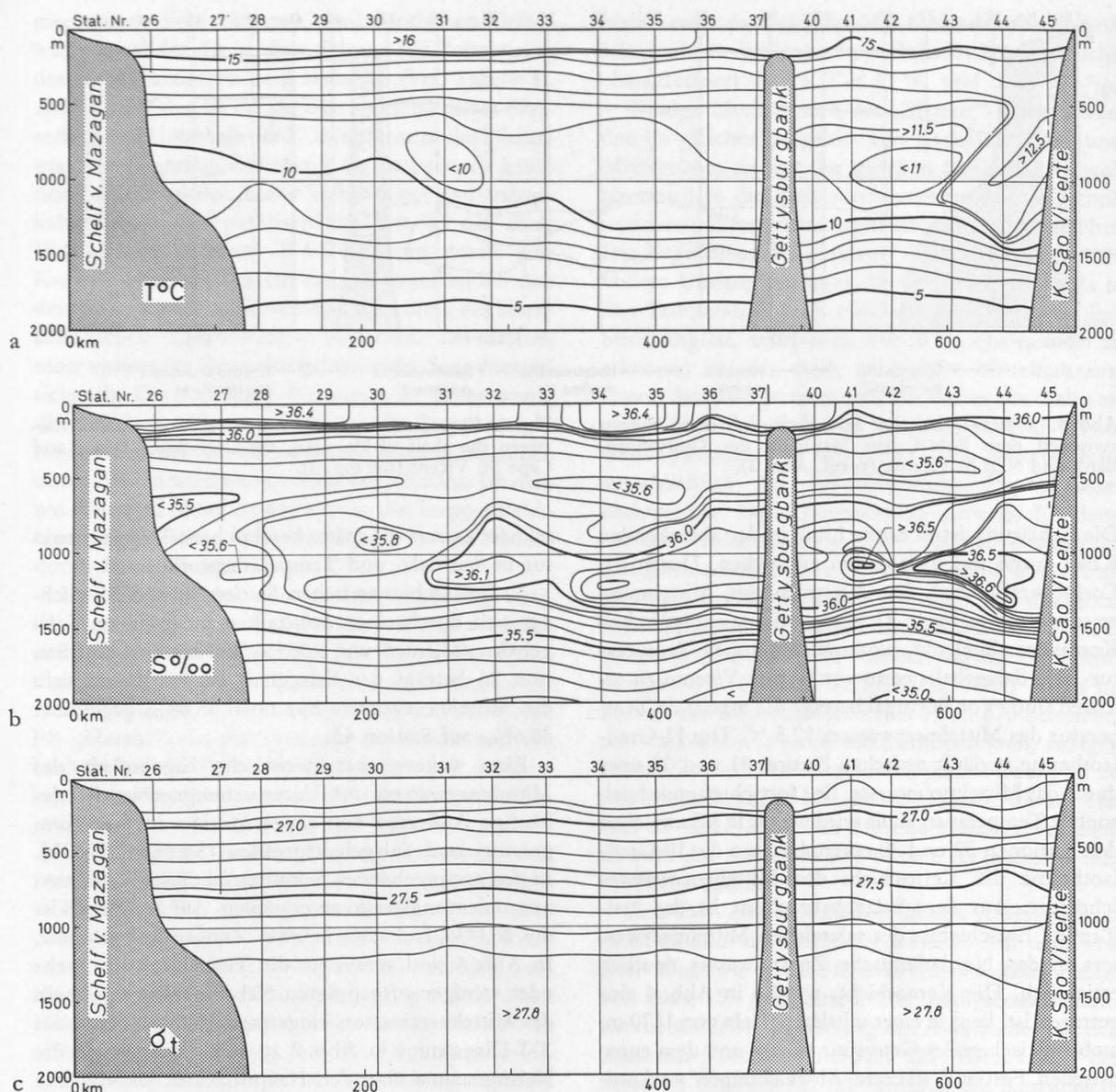


Abb. 3. Verteilung der Temperatur (a), des Salzgehaltes (b) und  $\sigma_t$  (c) zwischen dem Schelf von Mazagan, der Gettysburg-Bank und Kap S. Vicente auf Grund der Bathysondenmessungen von FS „Meteor“ im Januar und Februar 1967.

Fig. 3. Distribution of temperature (a), salinity (b), and  $\sigma_t$  (c) between the shelf of Magazan, the Gettysburg Bank, and Cape St. Vicente as computed from data obtained by the Bathysonde from R. V. Meteor during Jan.—Febr., 1967 voyage.

in den vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsprofilen werden vielmehr durch den Einbruch des salzreichen Mittelmeerwassers erzeugt. Im Temperaturschnitt in Abb. 3a ist das Minimumwasser bei dem 1-Grad-Abstand der Isothermen nicht zu erkennen. Dagegen kann man die Mächtigkeit dieser Wassermasse aus dem Vertikalschnitt für den Salzgehalt ermitteln. Auf der afrikanischen Seite liegt die untere Grenze des Minimumwassers bei 700 m. Diese Grenzschicht steigt in Richtung Portugal auf 600 m an. Die Tiefenlage der relativen Salzminima ist zusätzlich in der Abb. 4 dargestellt. Die Verbindungslinie zwischen den  $S_{\min}$ -Werten der einzelnen Stationen ist einge-

zeichnet. Die mittlere Tiefe der Minimumlinie liegt bei 509 m. Im Vertikalschnitt für die Dichte fällt sie mit der  $\sigma_t$ -Linie 27,2 zusammen.

Als nächste Schicht im Aufbau der Wassersäule findet man im Dichtebereich zwischen  $\sigma_t = 27,4$  und  $\sigma_t = 27,8$  das Obere Nordatlantische Tiefenwasser (nach Wüst). Es ist durch die Injektion des warmen, sauerstoffarmen und besonders salzreichen Wassers aus dem Mittelmeer gekennzeichnet (DIETRICH, 1965). Dies rechtfertigt die früher eingeführte Bezeichnung Mittelmeerwasser.

Westlich der portugiesischen Küste ist das Mittelmeerwasser salzreicher als auf der afrikanischen Seite.

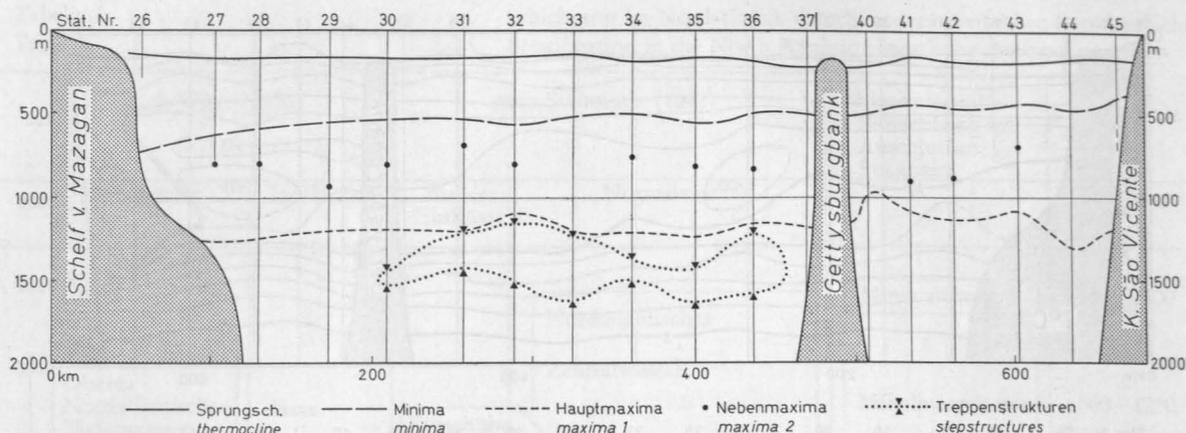


Abb. 4. Charakteristische Schichten auf dem Schnitt zwischen dem Schelf von Mazagan, der Gettysburg-Bank und Kap S. Vicente (vergl. Abb. 3).

Fig. 4. Characteristic strata of the section situated between the shelf of Mazagan, the Gettysburg Bank, and Cape St. Vicente (see Fig. 3).

Die Erklärung ist in erster Linie in der ablenkenden Kraft durch die Erdrotation zu suchen. Durch die Corioliskraft wird der Ausstrom des Mittelmeerwassers nach rechts in Richtung auf den europäischen Kontinent abgelenkt, wodurch die hohen Temperatur- und Salzgehaltswerte vor Kap S. Vicente zu erklären sind. Vor Portugal beträgt die maximale Temperatur des Mittelmeerwassers  $12,5^{\circ}\text{C}$ . Die 11-Grad-Isotherme verläuft zwischen Station 41 und 35 quer durch das Mittelmeerwasser. Das fortschreitende horizontale Temperaturgefälle wird weiter in SE zwischen den Stationen 32 und 30 erkennbar, wo die 10-Grad-Isotherme die Kernschicht des Mittelmeerwassers schneidet. Aus dem Salzgehaltsschnitt ist das keilförmige Einschieben des salzreichen Mittelmeerwassers in das Nordatlantische Zentralwasser deutlich ersichtlich. Die Kernschicht, welche in Abb. 4 eingetragen ist, liegt in einer mittleren Tiefe von 1170 m, wobei zwischen der Gettysburg-Bank und dem europäischen Festland stärkere Abweichungen vorkommen. In Abb. 5 ist der Salzgehalt in der Kernschicht auf den Stationen 45–26 in Abhängigkeit von der Entfernung von der marokkanischen Küste dargestellt.

Es lassen sich drei deutlich trennbare Bereiche unterscheiden:

1. Vor dem europäischen Festlandssockel (Station 45–40) werden die höchsten Salzgehaltswerte mit teilweise über  $36,60/100$  gemessen. Es handelt sich hier um das ursprüngliche Mittelmeerwasser, wie es am Abhebeort vorkommt. Diese Wasserart findet man ebenfalls im Längsschnitt von Gibraltar nach Kap S. Vicente. Das Mittelmeerwasser fließt hier mit hoher Geschwindigkeit, was sich unter anderem in der starken Neigung der Isodensen ausdrückt.

2. In Richtung Afrika (Station 37–31) folgt ein Bereich mit verhältnismäßig geringer Abnahme des Salzgehaltes in der Kernschicht.  $S_{\text{max}}$  schwankt um  $36,20/100$ . In diesem Bereich 2 tritt unterhalb des Mit-

telmeerwassers die später beschriebene Treppenstruktur in den Salz- und Temperaturprofilen auf.

3. Das Gebiet zwischen Station 30 und 26 zeichnet sich durch einen konstanten horizontalen Salzgehaltsgradienten von  $0,350/100$  km aus. Auf Station 26 beträgt der Salzgehalt in der Kernschicht des Mittelmeerwassers nur noch  $35,60/100$  gegenüber  $36,60/100$  auf Station 43.

Eine weitere charakteristische Eigenschaft des Mittelmeerwassers im Untersuchungsgebiet ist das häufige Auftreten von zwei Maxima in den Temperatur- und Salzgehaltsprofilen (SIEDLER, 1968b). In den entsprechenden Schnitten ist dieses Phänomen nur andeutungsweise zu erkennen. Auf Station 28 ist die  $36,00/100$ -Isohaline in zwei Zungen aufgefächert. In Abb. 4 sind außerdem die Tiefenlagen der mehr oder weniger ausgeprägten Nebenmaxima innerhalb des Mittelmeerwassers eingetragen. Wie an Hand des  $T$ - $S$ -Diagramms in Abb. 2 zu sehen war, liegen die Nebenmaxima über den Hauptmaxima. Die mittlere Tiefe der Nebenmaxima liegt bei 800 m. Die Stärke des Auftretens der Nebenmaxima wird durch die Gezeiten in der Straße von Gibraltar erheblich beeinflusst. Daher darf man keine gleichmäßige Verteilung im dargestellten Schnitt erwarten.

Ein unmittelbarer Einfluß der Topographie der Gettysburg-Bank auf die Ausbreitung des Mittelmeerwassers ist aus den Schnitten in Abb. 3a–c und 4 nicht erkennbar. Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu den Ergebnissen von WÜRST (1936), der das Ausweichen der Kernschicht des Mittelmeerwassers vor dem Azorenplateau im N-Atlantik und vor dem Walfischrücken im S-Atlantik beschreibt. Die Erklärung für diesen Unterschied muß in den verschiedenen Ausdehnungen der Gettysburg-Bank und den beiden untermeerischen Schwellen gesucht werden.

Eine letzte im Bathysondenschnitt erkennbare Schicht wird unterhalb der Kernschicht des Mittel-

meerwassers vom mittleren Nordatlantischen Tiefenwasser gebildet. Es handelt sich um die Fortsetzung des Nordatlantischen Zentralwassers (vgl. Tabelle 1). Am auffälligsten ist die geringe Stabilität dieses Wasserkörpers. Unterhalb der 27,8-Isodense ist der Dichtegradient so gering, daß er mit der Bathysonde kaum noch erfaßt werden kann. Temperatur- und Salzgehaltsgradient sind praktisch konstant, so daß diese Wassermasse in einem  $T$ - $S$ -Diagramm durch eine Kurve parallel zur 27,8-Isodense darzustellen ist. Aus dem Schnitt ist die gleichmäßige Verteilung des Nordatlantischen Zentralwassers unterhalb des Mittelmeerwassers im iberomarokkanischen Seegebiet ersichtlich. Ein auffälliges Phänomen in dieser wenig differenzierten Wassermasse sind die Treppenstrukturen, die in den Temperatur- und Salzgehaltsprofilen unter 1250 m wiederholt beobachtet wurden. Im dritten Hauptteil dieser Arbeit werden die Treppenstrukturen untersucht. Ihre Verteilung ist in Abb. 4 durch Dreiecke markiert.

Um die Frage nach der Ausstromrichtung westlich von Gibraltar zu beantworten, wurde versucht, einen Längsschnitt durch das mit hoher Geschwindigkeit ausfließende Mittelmeerwasser zu legen. Im Anschluß an die Ankerstation führte der Kurs vom FS „Meteor“ vor den Ausgang der Straße von Gibraltar. Auf der Fahrt dorthin wurden von der geologischen Forschungsgruppe mit dem Sedimentechographen (Pneuflex-System) drei Schnitte quer zur Austrittsrichtung des Mittelmeerwassers (GIESEL & SEIBOLD, 1968) aufgenommen. Der Bathysondenschnitt (Abb. 6a–c) führt von Station 67 vor dem Ausgang der Straße von Gibraltar in westlicher Richtung nach Station 69. Der Tiefenunterschied zwischen den Stationen 67 und 69 beträgt 600 m. Nach Kursänderung bei Station 69 sollte der Schnitt in nordwestlicher Richtung dem Mittelmeerwasser folgen. Das Bodenprofil in der Gibraltarstörungszone ist sehr unruhig. Vor Station 72 findet man Tiefen von über 2000 m, die nach Station 73 hin bald auf 1400 m abnehmen.

Bei der Bearbeitung des Bathysondenschnittes wird, ebenso wie bei dem vorangegangenen Schnitt, eine quasisynoptische Betrachtungsweise vorausgesetzt. Die Meßwertaufnahme zwischen den Stationen 67 und 73 erfolgte in 30 Stunden bei einem mittleren Stationsabstand von etwa 50 km.

Bei Betrachtung des Temperaturschnittes (Abb. 6a) fällt am rechten Rand bei Station 67 der Ausstrom des warmen Mittelmeerwassers auf. Man findet am Boden Temperaturen von  $> 12,5$  °C. Ein analoges Bild bietet der Schnitt des Salzgehaltes und der Dichte. Auch hier ist klar das Mittelmeerwasser in seiner Kernschicht mit über 37‰ und  $\sigma_t > 27,8$  zu erkennen. Schlagartig ändert sich das Bild auf der nächsten Station. Durch die Lage des Schnittes wurde der Strom verfehlt. Es ist kein Mittelmeer-

wasser mehr nachweisbar! Man findet das obere Nordatlantische Zentralwasser unterhalb der Sprungschicht, charakterisiert durch  $T < 11$  °C und  $S < 35,6$ ‰.

Wenige Monate nach der „Meteor“-Reise 8 wurden im gleichen Seegebiet von LACOMBE (1968) und Mitarbeitern an fast der gleichen Stelle (22 sm weiter westlich) die Bathysondenmessungen wiederholt und zusätzliche Strömungsmessungen durchgeführt. Die Ergebnisse der „Meteor“-Station 67 wurden in vollem Umfang bestätigt. Es zeigt sich abermals in den Temperatur- und Leitfähigkeitsprofilen aus dem Strömungstal, welches in Abb. 6 im Querschnitt zu erkennen ist, der stark gebündelte Mittelmeerausstrom. Strömungsmessungen am Boden des Tales ergaben Geschwindigkeiten von 2 sm/h. Nur 1,7 sm westsüdwestlich war am „Ufer“ des Ausstromtales ausschließlich das Nordatlantische Zentralwasser nachweisbar. Diese Beobachtung steht im Einklang mit den Verhältnissen auf der „Meteor“-Station 68. Ein genaueres Studium der Topographie in der Umgebung von Station 68 läßt vermuten, daß das plötzliche Abbiegen auf ein Hindernis am Boden zurückzuführen sein muß. Die Auswertung der Sedimentechogramme (GIESEL & SEIBOLD, 1968) ergab im Bereich der folgenden Stationen 69 und 70 den sicheren Nachweis für einen sedimentbedeckten, ruhigen Meeresboden. Diese Ergebnisse passen zwanglos zu den Beobachtungen mit der Bathysonde, die auf Station 69 keine Spur von Mittelmeerwasser verraten, obwohl der Ausstrom nur wenige Kilometer weiter nördlich verläuft.

Erst das Vertikalprofil von Station 70 zeigt erneut einen Einfluß des Mittelmeerwassers. Auf dem weiteren Wege wurde der Strom in einem spitzen Winkel von etwa 15° geschnitten. Der Bathysondenschnitt hat die südliche Begrenzung des Ausstromes auf den Stationen 71 und 72 erfaßt. Die Fortsetzung des Schnittes (Station 73) läßt deutlich die Kernschicht des ausströmenden Mittelmeerwassers erkennen. Dort findet man in 1000 m die gleiche Kernschicht mit  $T > 12,5$  °C und  $S > 36,6$ ‰, wie sie auf dem Schnitt zwischen Kap S. Vicente und der Gettysburg-Bank (Abb. 3) zu erkennen ist. Im Gegensatz zu Station 68, wo durch das Sedimentechogramm feine Ablagerungen auf dem Boden nachgewiesen werden konnten, steht bei den Stationen 72 und 73 Fels an. Dies kann als ein Hinweis für die erosive Tätigkeit des mit hoher Geschwindigkeit strömenden Mittelmeerwassers am Kontinentalabhang vor der portugiesischen Südküste gewertet werden. Auf Grund dieser geologischen Beobachtung ist es sehr wahrscheinlich, daß die Ausstromrichtung durch bestimmte Kanäle entlang des europäischen Festlandsockels festliegt.

Ein ähnliches Anlehnen des salzreichen Ausstroms an den Kontinent beobachtet man vor dem afrikanischen Schelf an der Somaliküste, wo der Ausstrom

von Rotem-See-Wasser in den Indischen Ozean verläuft (KRAUSE, 1968).

### 2.1.2 Ausbreitung des Mittelmeerwassers im östlichen Nord-Atlantik

Der Längsschnitt sollte einen Eindruck von der Ausstromrichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar bis Kap S. Vicente vermitteln. Um darüber hinaus eine Vorstellung von der Ausbreitung entlang der portugiesischen Westküste zu erhalten, wurden weitere Profile mit der Bathysonde in Höhe von Kap de Sines (Station 58) und Kap Finisterre (Station 75) aufgenommen. Obwohl die Messungen zeitlich fast einen Monat auseinander liegen, vermitteln sie doch einen Eindruck von der langsamen Vermischung und Angleichung des Mittelmeerwassers an das Nordatlantische Zentralwasser. Zum Vergleich sind in den Abb. 7–10 neben den ungeglätteten Temperatur- und Salzgehaltsprofilen von den Stationen 58 und 75 die im Schnitt verwandten Daten von den Stationen 67 und 72 dargestellt.

In der Registrierung, die vor der Straße von Gibraltar (Station 67) aufgenommen wurde, tritt in 95 m Tiefe ein Sprung in der Temperaturanzeige von  $\Delta T = 0,22^\circ\text{C}$  und bei der Salzregistrierung von  $\Delta S = 0,08\text{‰}$  auf. Es liegt nahe, hier die Grenze des atlantischen Einstroms in das Mittelmeer zu vermuten. Den zugehörigen Ausstrom mißt man ab 260 m Tiefe, wo plötzlich der Salzgehalt von  $36,10\text{‰}$  auf  $37,93\text{‰}$  am Boden (517 m) steigt. Ausnahmsweise ist hier mit der Salzgehaltszunahme eine Temperaturabnahme um  $1^\circ\text{C}$  an der Grenze zwischen dem oben lagernden Atlantikwasser und dem unten ausströmenden Mittelmeerwasser zu verzeichnen. Diese Erscheinung läßt sich leicht durch Vergleich mit dem Minimumwasser einer anderen Station (z. B. 72) erklären, wo man in der gleichen Tiefe dieselbe charakteristische Temperatur vorfindet.

230 km weiter westlich liegt südlich von Kap S. Vicente die Station 72. Hier nimmt das Mittelmeerwasser die Tiefe zwischen 600 m und 1300 m ein. Besonders sei auf das Zusammenfallen von Temperatur- und Salzgehaltsmaxima in derselben Tiefenlage hingewiesen. Die Übereinstimmung in den Profilen ist in diesem Tiefenbereich so gut, daß man die Temperaturkurve durch Verschieben mit der Salzgehaltskurve zur Deckung bringen könnte, wenn man zuvor eine der beiden Kurven mit einem konstanten Faktor multipliziert hat. Station 58 liegt rund 190 km weiter von der Straße von Gibraltar entfernt als Station 72. Die Salzgehaltskurve zeigt immer noch eine Vielzahl von Feinstrukturen. Die Temperaturkurve dagegen erscheint im Tiefenbereich des Mittelmeerwassers geglättet. Dies ist eine Folge des verhältnismäßig schnellen Ausgleichens von Wärme durch turbulente Vermischung. Der

entsprechende Ausgleich in der Konzentration des Salzgehaltes geht auf Grund des niedrigeren Diffusionskoeffizienten langsamer vor sich. Die Auswirkung dieses Vorgangs, der bei den Treppenstrukturen diskutiert wird, ist in Höhe von Kap Finisterre (Station 75) noch klarer erkennbar. Das Mittelmeerwasser hat auf seinem Weg von Gibraltar bis hier etwa 900 km zurückgelegt. Es ist eine deutliche Divergenz zwischen dem gemessenen Temperatur- und Salzgehaltsmaximum erkennbar. Nach der Salzgehaltsregistrierung liegt das Mittelmeerwasser zwischen etwa 720 m und 1260 m mit dem Maximum  $36,1\text{‰}$  in 1020 m Tiefe. Im Gegensatz dazu liest man für die Tiefe des intermediären Temperaturmaximums 780 m ab. Das Maximum hat den Wert  $11,45^\circ\text{C}$  und liegt 240 m über dem intermediären Salzgehaltsmaximum.

Die Beobachtungsergebnisse können als Ausgangspunkt für einen theoretisch berechneten Vertikalschnitt von Salzgehalt und Temperatur am portugiesischen Kontinentalhang dienen. Die Rechenergebnisse sollen die Beobachtungen in dem Gebiet ergänzen, wo keine Messungen mit der Bathysonde auf der „Meteor“-Reise 8 durchgeführt wurden. Eine Kontrollmöglichkeit für die Richtigkeit des gerechneten Modells bietet die Station 75 in Höhe von Kap Finisterre.

Unter der Annahme, daß die Hauptmenge des Mittelmeerwassers am portugiesischen Kontinentalhang in Richtung Norden strömt, kann man in erster Näherung sich den Ausstrom durch einen küstenparallelen Kanal begrenzt denken. Dieser Kanal soll in Richtung Westen unendlich ausgedehnt sein. Seine obere und untere Begrenzung wird durch das Nordatlantische Zentralwasser gebildet, in das sich das Mittelmeerwasser hineinschiebt. Dieser Kanal soll als geschlossenes System betrachtet werden, in dem das Mittelmeerwasser nur in  $x$ -Richtung, d. h. parallel zur Küste, fließt. In einem solchen System werden die lokalzeitlichen Änderungen des Salzgehaltes durch Advektion, Konvektion und turbulente Vermischung ausbalanciert. Man kann somit die Verteilung des Salzgehaltes in Raum und Zeit mit folgender Gleichung (vgl. etwa NEUMANN & PIERSON, 1966) erfassen:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = k'_{sx} \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + k'_{sy} \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + k'_{sz} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} - u \frac{\partial S}{\partial x} - v \frac{\partial S}{\partial y} - w \frac{\partial S}{\partial z} \quad (1)$$

mit  $k'_{sx}$  ( $x, y, z$ ) turbulente Austauschkoefizienten  $x$ -Richtung und Geschwindigkeit  $u$  küstenparallel nach N

$y$ -Richtung und Geschwindigkeit  $v$  senkrecht zur Küste nach W

$z$ -Richtung positiv nach unten,  $u$  vertikale Strömung.

Es werden zur Lösung der Differentialgleichung folgende Vereinfachungen eingeführt:

Es wird Stationarität im System vorausgesetzt. Außer den lokal-zeitlichen Änderungen des Salzgehaltes sollen die horizontalen Austauschvorgänge gegenüber der vertikalen Vermischung vernachlässigt werden. Ferner ergibt sich aus Strommessungen im Gebiet der „Meteor“-Ankerstation 65, daß die Stromkomponente quer zur portugiesischen Westküste verschwindend gering ist gegenüber der küstenparallelen Komponente. Schließlich ist der Vertikalstrom bedeutend geringer als die vorkommenden Horizontalströme. Unter diesen Voraussetzungen vereinfacht sich Gleichung (1) zur Vermischungsgleichung nach A. DEFANT (1961):

$$k'_{sz} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} = u \frac{\partial S}{\partial x} \quad (2)$$

BUBNOV (1968) verwendet diese Gleichung, um die Ausbreitung des Mittelmeerwassers entlang des portugiesischen Kontinentalhangs in der Tiefe zwischen 500 m und 1500 m zu berechnen. Als Randbedingungen standen ihm zur Lösung der Differentialgleichung (2) nur einige Schöpferdaten zur Verfügung, die von R/V „Chain“ während des Internationalen Geophysikalischen Jahres gewonnen wurden. Im Gegensatz dazu sollen die mittleren Salzgehaltsprofile (vgl. Abb. 20) der Ankerstation 65 als Randwerte am südlichen Ende des Kanals eingesetzt werden. Diese Werte beruhen auf zehntägigen Bathysondenbeobachtungen, die 40 sm westlich von Kap S. Vicente aufgenommen wurden. Eine weitere wesentliche Verbesserung gegenüber der Berechnung von BUBNOV wird durch Einführung der  $x$ - und  $z$ -abhängigen Horizontalgeschwindigkeit  $u$  erreicht:

$$u(x, z) = u_0 + \hat{u} e^{-\frac{x}{\varepsilon}} \sin \frac{\pi}{b} z \quad (3)$$

mit  $u_0$  Strömungsanteil, der konstant die gesamte Wassersäule zwischen 500 m und 1500 m erfäßt; unabhängig von der  $x$ -Richtung

$\hat{u}$  zeitlicher Mittelwert von  $u$  in der Kernschicht bei Kap S. Vicente

$\varepsilon$  Maß für den Schwund der Strömungsgeschwindigkeit entlang der portugiesischen Westküste

$b$  Tiefe des Strömungskanals.

Das Strömungsprofil setzt sich aus einem geringen, in der Vertikalen konstanten Anteil  $u_0$  und einem überlagerten, sinoidalen Anteil zusammen. In 1000 m Tiefe hat  $u$  am Südrand den Wert  $\hat{u}$ . In der Berechnung wird  $\hat{u} = 17$  cm/sec gesetzt. Dies ist der Mittelwert der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit bei

einer Standardabweichung von 5,8 cm/sec, wie er von dem Strommesser Nr. H-294 während einer 7-stündigen Laufzeit im Bereich des Mittelmeerwassers neben der Ankerstation 65 registriert wurde. Die mittlere Richtung betrug  $316^\circ$ . Dies ist ein Wert, der gut zu der Vorstellung einer küstenparallelen Strömung paßt. Der Ansatz beinhaltet eine exponentielle Abnahme von  $u$  mit wachsender Entfernung von Kap S. Vicente. Darin soll die Verminderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit aus Kontinuitätsgründen und aufgrund von Reibung berücksichtigt werden. Am Ende des Strömungskanals soll  $u$  auf  $1/10$  des Wertes am Anfang des Kanals gesunken sein. Daraus erhält man für  $\varepsilon$  den Zahlenwert 300 km. Setzt man den Gleichanteil  $u_0$  mit 1 cm/sec an, so beträgt die Strömungsgeschwindigkeit in der Kernschicht des Mittelmeerwassers in Höhe von Kap Finisterre noch 2,7 cm/sec. Für die horizontalen Gradienten als Randbedingung an der oberen und unteren Kanalbegrenzung wurden folgende Gleichungen verwandt, die aus den Daten der „Meteor“-Reise 8 und aus dem Atlas von FUGLISTER hergeleitet wurden:

$$S(x, z_0) = 35,65 - 0,3 x/L \text{ [}^\circ/00\text{]}$$

$$S(x, z_h) = 35,68 - 0,6 x/L \text{ [}^\circ/00\text{]}$$

mit  $z_0 = 500$  m, obere Begrenzung

$z_h = 1500$  m, untere Begrenzung

$L = 792$  km, Länge des Strömungskanals

Für den vertikalen, turbulenten Austauschkoefizienten  $k'_{sz}$  wird der später errechnete Wert von  $7 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  eingesetzt.

Die Lösung von Gleichung (2) erfolgt durch numerische Integration mit Hilfe eines elektronischen Rechners. Dabei wird das Vermischungsfeld in ein Gitter von 50 Schritten in der Vertikalen und 37 Schritten in der Horizontalen aufgeteilt. Das Ergebnis ist für die Verteilung des Salzgehaltes in Abb. 11b dargestellt. Im linken Teil des Bildes sind das Salzgehalts- und Strömungsprofil bei Kap S. Vicente gezeichnet. Nur noch schwach ist in der gemittelten Salzgehaltskurve das Doppelmaximum ausgeprägt. Der mittlere Teil von Abb. 11b zeigt den theoretisch berechneten Salzgehaltsschnitt durch das Mittelmeerwasser vor der portugiesischen Westküste. Man erkennt, wie die Kernschicht in Richtung N geringfügig ansteigt, obwohl ein völlig symmetrisches Strömungsprofil als Randbedingung eingesetzt wurde. Dieses Ergebnis stimmt mit den Berechnungen von THORADE (1931) überein, der auf die mögliche Abweichung von Salzgehaltsschnitten in Schnitten von der Strömungsrichtung hinweist. Im rechten Teil von Abb. 11b werden die berechneten Verhältnisse den Meßergebnissen von Station 75 in Höhe von Kap Finisterre gegenübergestellt. Die Salzgehaltsunterschiede zwischen gerechnetem und gemessenem Profil betragen nicht mehr als  $0,1^\circ/00$ . Dieses Ergebnis

darf im Gesamtrahmen der Rechnung als ausreichend bezeichnet werden, zumal der Austauschkoefizient als konstant angesetzt wurde und das Strömungsprofil an der nördlichen Berandung des Kanals nur auf theoretischen Überlegungen basiert. Außerdem handelt es sich bei dem Meßprofil um eine Einzelmessung, die man nur bedingt mit den mittleren Verhältnissen am südlichen Rand vergleichen darf.

Die analoge Berechnung für die theoretische Temperaturverteilung vor der portugiesischen Westküste im Bereich des Mittelmeerwassers wird mit folgender Gleichung durchgeführt:

$$k'_{Tz} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\partial T}{\partial x} \quad (4)$$

Als Randbedingungen dienen die Temperaturwerte aus dem mittleren Profil der Ankerstation und die empirischen Gleichungen

$$T(x, z_0) = 11,4 - 1,8 \cdot x/L \text{ [}^\circ\text{C]}$$

$$T(x, z_h) = 7,3 - 2,16 \cdot x/L \text{ [}^\circ\text{C]}$$

Alle übrigen Parameter werden unverändert in die Rechnung für die Temperaturverteilung eingesetzt. Insbesondere wurden in erster Näherung die virtuellen Austauschgrößen  $K'_{sz}$  und  $K'_{Tz}$  als gleich angenommen. Die Ergebnisse sind in ähnlicher Form wie die Salzgebhaltsberechnung in Abb. 11a dargestellt. Durch die Mittelung ist das  $T$ -Profil bei Kap S. Vicente kaum strukturiert. Dies führt zu einem völlig ausgewogenen Verlauf der berechneten Temperaturkurve in Höhe von Kap Finisterre. Die Übereinstimmung zwischen berechnetem und gemessenem Profil (Station 75) ist weniger befriedigend als bei den Salzgebhaltsprofilen.

Bei einem abschließenden Vergleich zwischen den theoretischen Schnitten von Salzgebhalt und Temperatur sollen zwei Punkte besonders betont werden:

1. Die Salzgebhaltsprofile sind stärker strukturiert als die Temperaturprofile. Dadurch kommt es zur Ausbildung einer Salzgebhaltszunge, die annähernd mit der Ausbreitungsrichtung übereinstimmt.
2. Es bildet sich mit zunehmender Entfernung von der Ausstromquelle eine Divergenz in der Tiefenlage der intermediären Salz- und Temperaturmaxima aus. Dabei verschiebt sich das immer mehr verflachende Temperaturmaximum zu geringeren Tiefen.

## 2.2 Veränderlichkeit in der Struktur des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar

Während bei den bisherigen Betrachtungen des Mittelmeerwassers die großräumige Verteilung im Nordost-Atlantik im Vordergrund stand, soll in diesem Abschnitt seine räumliche und zeitliche Variation diskutiert werden. Zuvor war eine quasisynoptische Aufnahme aller in einem Schnitt verwandten Mes-

sungen vorausgesetzt worden. Es ist einleuchtend, daß höchstens die mittleren Verhältnisse erfaßt werden konnten und daß dabei keine Aussage über kleinräumige bzw. kurzzeitige Veränderlichkeit möglich war.

### 2.2.1 Die räumliche Struktur einzelner Wasserballen

In früheren Arbeiten über Vermischungsvorgänge (SIEDLER, 1968a; STOMMEL & FEDOROW, 1967) ist wiederholt auf die lamellen- oder linsenartige Schichtung der sich mischenden Wasserkörper hingewiesen worden. Oft weisen gefächerte Kurvenzüge in  $T$ - $S$ -Diagrammen auf das Übereinanderschichten von Wasserpaketen hin. ПИР (1968) beschreibt Wasserballen in der Struktur des Mittelmeerwassers südwestlich von Gibraltar. Mit Hilfe einer Präzisionschallmeßsonde mit Temperaturfühler ist er in der Lage, eine isolierte Wasserlinie in einer Entfernung von 1500 km von der Straße von Gibraltar nachzuweisen. Diese „Fremdwasserzelle“ wurde bei einem Schnitt im Gebiet zwischen Madeira und den Kanarischen Inseln beobachtet. Es gehörte zur Aufgabestellung des Forschungsprogramms der „Meteor“-Reise 8, Aufschluß über die Struktur dieser Turbulenzelemente zu gewinnen. Das Gebiet vor Kap S. Vicente ist für solche Beobachtungen besonders gut geeignet, weil dort hohe Salzgebhaltswerte und große Strömungsgeschwindigkeiten im Mittelmeerwasser zu erwarten waren. In Richtung der Stromachse wurden in Ausstromrichtung 8 Bathysondenmessungen durchgeführt. Dabei wurde offensichtlich die Front eines großen charakteristischen Wasserballens mit der Bathysonde erfaßt. In Abb. 12 sind die ungeglätteten Salzgebhaltsprofile der Stationen 49 bis 53 proportional zur Entfernung gegeneinander verschoben. Der Abstand zwischen den Stationen beträgt einheitlich 2,7 km. Die Fahrzeit zwischen den Stationen nahm im Mittel 12 min in Anspruch. Die Meßzeit dagegen betrug etwa 60 min pro Station. Die synoptische Meßwertaufnahme ist nahezu verwirklicht, zumal der geringe Unterschied zwischen der beim Fieren und der beim Hieven gewonnenen Meßreihen kaum noch kurzfristige Änderungen erkennen läßt. Man kann im Rahmen der Veränderlichkeit des Mittelmeerwassers von einer Momentaufnahme der Profile sprechen.

Bei der Betrachtung der Salzgebhaltsprofile begegnet uns wiederum die für dieses Seegebiet typische Gliederung der Wassersäule. Unterhalb der halinen Sprungschicht folgt das Minimumwasser. Darunter ist das Mittelmeerwasser geschichtet, unter dem das Nordatlantische Zentralwasser liegt. Bemerkenswert ist das ausgedehnte, weit über das normale Maß hinausreichende Hauptmaximum auf Station 49. Auf den Stationen 50 und 51 wird es schmaler, um schließlich auf Station 52 völlig zu verschwinden.

Als Nachweis der Identität dieses Wasserballens, der in den Vertikalprofilen der Stationen 49–51 an den Zwischenmaxima zu erkennen ist, werden die zugehörigen  $T$ - $S$ -Diagramme herangezogen (Abb. 13 bis 16). Man findet die Salzfront in Form der sich verjüngenden und schließlich verschwindenden Ausbuchtung an den rechten Seiten der Diagramme wieder.

Offenbar wurde mit den Messungen die Front einer Vermischungslinse erfaßt. Obwohl vor Station 49 noch zwei weitere Bathysondenmessungen in Stromrichtung liegen, läßt sich wegen des zu großen Abstandes dieser Messungen keine Aussage über die räumliche Ausdehnung der Linse auf der Rückseite machen. Ebenso fehlt jede Vorstellung über die seitliche Ausdehnung des Mittelmeerwasserballens.

### 2.2.2 Zeitliche Veränderlichkeit im Mittelmeerwasser auf der Ankerstation

Bei der Betrachtung der Front einer Vermischungslinse im vorigen Abschnitt war die Gleichzeitigkeit bei der Aufnahme der Bathysondenstationen vorausgesetzt worden. Im Gegensatz dazu sollen nun die zeitlichen Variationen auf der Hochseeankerstation 40 sm westlich von Kap S. Vicente untersucht werden. Dieser Ort wurde nach den Messungen auf den Querschnitten in der Absicht, das Zentrum des mittelmeeerausflusses zu treffen, zwischen der Gettysburg-Bank und dem europäischen Kontinent gewählt. Wie aus Abb. 1 zu ersehen war, liegt die Ankerstation 65 in gleicher Höhe wie Station 43 und damit im ersten Sektor (siehe Abb. 5) mit der höchsten Konzentration bei gleicher radialer Entfernung von der Straße von Gibraltar. Die Ankerstation dauerte insgesamt 10 Tage. Während dieser Zeit entstanden 61 Registrierungen mit der Bathysonde im regelmäßigen Abstand von 4 Stunden. Die Temperaturprofile aller Messungen sind zeitproportional verschoben in Abbildung 17 dargestellt. Es handelt sich um Kopien der Originalregistrierungen, auf denen die Nichtlinearität des Tiefenmaßstabs durch die Kennlinie des Druckaufnehmers bestimmt wird. Durch die Verzerrung der Druckskala werden die Veränderlichkeiten in der Sprungschicht und im Minimumwasser besonders deutlich hervorgehoben. Den zeitlichen Verlauf von Isothermen, Isohalinen und Isopyken zeigt Abb. 18a–c. Wie bei den im vorigen Teil dargestellten hydrographischen Schnitten ist auch hier die Tiefenskala linear, wodurch Schwankungen im unteren Nordatlantischen Zentralwasser besser hervortreten als auf den Original-Analogregistrierungen.

Unterhalb der Sprungschicht folgt im Aufbau des Wasserkörpers das Minimumwasser. Im Verhältnis zur homogenen Deckschicht und zum Mittelmeer-

wasser sind die zeitlichen Variationen in dieser Schicht gering. Die für die Tiefe von 400 m charakteristische 12-Grad-Isotherme zeigt während der gesamten Meßzeit die geringsten Schwankungen. Ebenso beobachtet man in der Registrierung des Salzgehaltes geringes Schwanken der Isohalinen, die nur zu Beginn der Meßreihe den Wert 35,6‰ geringfügig unterschreiten. Im übrigen liegen die Werte etwas unter 35,7‰.

Im Aufbau der Wassersäule folgt unterhalb von 650 m das Mittelmeerwasser. In der Isoplethendarstellung ist eine Strukturierung durch den 1-Grad-Abstand der Isothermen kaum erkennbar. Viel besseren Aufschluß über die Veränderlichkeit der Feinstruktur gibt die ausgewählte Reihe von vertikalen Temperaturprofilen in Abb. 19. Zu Beginn der Messungen sind zwei deutlich ausgeprägte Maximalwerte in der Temperaturregistrierung zu erkennen. Diese beiden Maxima werden im Verlauf der Meßreihe zunehmend schwächer, die Profile gehen schließlich bei Messung 38 nach 148 Stunden in eine kaum noch strukturierte Front von Mittelmeerwasser über. Von hier ab treten kurzfristig bei Messung 46 erneut zwei deutliche Doppelmaxima auf, die bis zum Ende der Meßreihe wieder ausgeglichen werden. Wesentlich stärkere Variationen innerhalb des Mittelmeerwassers treten im Salzgehalt auf. Man erkennt das Mittelmeerwasser in Abb. 18b zwischen 635 m und 1240 m bei einer Konzentration von  $> 36,0$ ‰ mit dem absoluten Maximum von 36,6‰ bei den Messungen 14 und 15. Das Maximum wird umgeben von einer Zunge mit  $S > 36,4$ ‰, die offensichtlich starken Veränderungen ausgesetzt ist. Man beobachtet beispielsweise zwischen den Messungen 8 und 9 in einer Zeit von vier Stunden eine Verlagerung der 36,4-Isohaline um 120 m. Das Auftreten der Zunge, die bis Messung 22 zu verfolgen ist, läßt vermuten, daß es sich um den Durchzug einer „Fremdwasserzelle“ handelt. Der Eindruck wird verstärkt durch die kleineren Wasserballen, die um Mitternacht des 17./18. 2. 67 registriert wurden und die zwischen den Messungen 48 und 57 erneut auftreten. Ein weiterer Ballen deutet sich bei der letzten Messung (62) an. Legt man die mittlere Strömungsgeschwindigkeit von 17 cm/sec, wie sie vom Strommesser Nr. H-294 in unmittelbarer Nähe der Ankerstation registriert wurde, zugrunde, so ergibt sich für die Linse zwischen Messung 48 und 57 eine Länge von 22 km. Es ist nicht möglich, eine allgemeine Aussage über die Ausdehnung der Zellen zu machen, da sie offensichtlich von sehr unterschiedlicher Gestalt sein können und zur Zeit ein genaueres Strömungsprofil nicht vorliegt.

Neben dem Auftreten der unvermischten Zellen von Mittelmeerwasser ist die Veränderlichkeit der schon früher erwähnten Doppelmaxima hervorzuheben. Sie treten zu Beginn der Ankerstation bis

Messung 15 auf und werden durch das Gebiet  $S < 36,1\text{‰}$  dargestellt. Dieselbe Erscheinung beobachtet man später zwischen Messung 25 und 31. Hier liegt zwischen dem oberen und dem unteren Maximum eine Wassermasse mit  $S < 36,3\text{‰}$ . Ein Zusammenhang zwischen der Veränderlichkeit der Doppelmaxima und den durchziehenden Wasserballen ist aus dem Datenmaterial nicht erkennbar.

Unterhalb des Mittelmeerwassers ab 1300 m ist die Wassersäule durch eine angenähert proportionale Abnahme von Temperatur und Salzgehalt geprägt. Dies kommt besonders in der zeitlichen Darstellung der Isodensen zum Ausdruck. Die Stabilität der Schichtung ist so gering, daß sie die Bathysonde kaum noch zu erfassen vermag. Das Nordatlantische Zentralwasser erfährt lediglich durch die Gezeiten eine erkennbare Veränderung.

Wie aus Abb. 18 und 19 zu ersehen ist, ist die Struktur im Tiefenbereich des Mittelmeerwassers starken Schwankungen ausgesetzt. Es darf angenommen werden, daß diese Veränderlichkeit vorwiegend eine Folge von Vermischungs- und Transportvorgängen ist, bei denen der Einfluß interner Wellen eine untergeordnete Rolle spielt. Im folgenden wird für die zeitliche Variabilität auf der Ankerstation 65 eine Maßzahl eingeführt. Dazu werden die zeitlich gemittelten Tiefenlagen der Isothermen im Abstand von  $1\text{ °C}$  und die entsprechenden Werte für die Isohalinen im Abstand von  $0,1\text{‰}$  berechnet. Aus diesen Werten werden die mittleren Profile für Temperatur und Salzgehalt auf der Ankerstation gezeichnet. In Abb. 20 sind diese durch gestrichene Linien dargestellt. Während man im Salzgehalt das Doppelmaximum im Mittelmeerwasser erkennt, beobachtet man im Temperaturprofil eine im Mittel nahezu homotherme Wassersäule zwischen 500 und 1200 m Tiefe. Als Maß für die Veränderlichkeit in der gesamten Wassersäule als Funktion der Tiefe bis zu 2000 m wurde die Standardabweichung  $s(z)$  der Tiefe bestimmter Isolinien von der mittleren Tiefe dieser Isolinien gewählt. Folgende Formel wurde zur Ermittlung von  $s(z_p)$ , der Abweichung einer Isolinie  $p$ , verwandt:

$$s(z_p) = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=n_1}^{n_2} (\bar{z}_p - z_{pi})^2} \quad (5)$$

$$\text{mit } \bar{z}_p = \frac{1}{n} \sum_{i=n_1}^{n_2} z_{pi} \quad (6)$$

$$n = n_2 - n_1 + 1 \quad (7)$$

Dabei bedeuten:

- $n_1$  Nummer der ersten Messung, hier  $n_1 = 2$
- $n_2$  Nummer der letzten Messung, hier  $n_2 = 62$
- $\bar{z}_p$  mittlere Tiefe der Isolinie  $p$

$z_{pi}$  Tiefe einer einzelnen Isolinie mit der Meßnummer  $i$ .

In Abb. 20 sind außer den Mittelwerten für Temperatur und Salzgehalt die zugehörigen Standardabweichungen S.D. (ausgezogene Linien) dargestellt. Ein niedriger Wert von S.D. kennzeichnet eine geringe Variabilität und umgekehrt ein großes S.D. eine starke Veränderlichkeit. Wir finden die früher beschriebenen Verhältnisse durch die Diagramme in Abb. 20a und b bestätigt. (Die ozeanische Deckschicht bis zu einer Tiefe von etwa 150 m wurde bei der Betrachtung außer acht gelassen.)

Die Dreiteilung der Wassersäule unterhalb der Sprungschicht — Minimumwasser, Mittelmeerwasser, Nordatlantisches Zentralwasser — tritt in den Diagrammen für die Standardabweichung wieder auf. Das Minimumwasser ist nicht nur durch die intermediären Minima in Temperatur und Salzgehalt charakterisiert, sondern es wird außerdem durch eine besonders geringe Veränderlichkeit der Tiefenlage der Isolinien gekennzeichnet. Übereinstimmend liegen die Werte für S.D. bei Temperatur und Salzgehalt um 18 m. Bei 500 m wird die starke Zunahme der Standardabweichung ersichtlich. Im Mittelmeerwasser sind Werte von 71 m bei der Temperatur und 84 m im Salzgehalt typisch. Unterhalb des Mittelmeerwassers ist im Nordatlantischen Zentralwasser erneut eine geringe Veränderlichkeit anzutreffen, die mit zunehmender Tiefe ansteigt. Zwei Punkte sollen besonders hervorgehoben werden:

1. Die zeitliche Veränderlichkeit innerhalb der gesamten Wassersäule ist am höchsten im Mittelmeerwasser. Dort hat die Standardabweichung einen etwa konstanten Wert.
2. Der Salzgehalt im Mittelmeerwasser ist stärkeren Schwankungen ausgesetzt als die Temperatur.

### 2.3 Feinstrukturen in der Schichtung der Wassersäule unterhalb des Mittelmeerwassers

#### 2.3.1 Beobachtungen von Treppenstrukturen in den Temperatur- und Salzgehaltsprofilen

Bei den Treppenstrukturen in der Schichtung handelt es sich um eine stufenweise Abnahme von Temperatur und Salzgehalt unterhalb des Mittelmeerwassers vornehmlich im Gebiet zwischen Marokko und der Gettysburg-Bank. Solche Treppen wurden im Sommer 1966 im NE-Atlantik in der Gegend von Madeira von TAIT & HOWE (1968) mit einem *in-situ*-Salinometer registriert. Die Messungen der „Meteor“-Reise 8 aus dem Seegebiet südlich der Gettysburg-Bank zeigen unterhalb des Mittelmeerwassers bis zu elf scharf voneinander getrennte homogene Schichten. Als Beispiel ist ein Ausschnitt aus dem Profil von Station 36 in Abb. 21 dargestellt.

Dort ist die isotherme bzw. isohaline Schichtung sehr deutlich zu erkennen.

Bei den Punkten in den Temperatur- und Salzgehaltskurven handelt es sich um die digitalisierten Werte der kontinuierlichen Registrierungen mit der Bathysonde, die zur Salzgebhaltsberechnung herangezogen wurden. Durch die starke Spreizung der Maßstäbe in Abb. 21 tritt die begrenzte Auflösung der digitalisierten Daten zutage. Die dargestellten Kurven mußten deshalb mit zusätzlicher Hilfe der Analogregistrierungen der Bathysonde konstruiert werden. Man beobachtet auf Station 36 in der Tiefe zwischen 1230 m und 1530 m elf deutlich unterscheidbare Stufen. Die mittlere Schritthöhe  $\overline{\Delta z}$  beträgt 26,9 m. Die zugehörigen mittleren Abstufungen bei  $T$  und  $S$  haben die Werte  $\overline{\Delta T} = 0,32$  °C bzw.  $\overline{\Delta S} = 0,0570/00$ .

In der Tabelle 2 sind die Tiefenlagen der Treppenstrukturen innerhalb der Profile der „Meteor“-Reise 8 und die Anzahl der beobachteten Stufen zusammengestellt.

Tabelle 2

Station	Tiefenlage in m	Anzahl der Stufen
30	1450—1520	5
31	1210—1420	8
32	1160—1500	8
33	1230—1620	11
34	1380—1500	6
35	1420—1630	7
36	1230—1530	11
43	1290—1640	5

Bei Berücksichtigung aller in der Tabelle angegebenen Stationen erhält man die folgenden Mittelwerte:

mittlere Tiefenlage, die in der Treppenstruktur beobachtet wurde	1300 m — 1545 m
mittlere Anzahl der Stufen	$\overline{n} = 7,6$
mittlere Stufenhöhe	$\overline{\Delta z} = 21,6$ m
mittlerer Temperatursprung	$\overline{\Delta T} = 0,37$ °C
mittlerer Sprung im Salzgehalt	$\overline{\Delta S} = 0,0690/00$
Standardabweichung bei $\overline{\Delta z}$	$s_z = 10,7$ m
Standardabweichung bei $\overline{\Delta T}$	$s_T = 0,19$ °C
Standardabweichung bei $\overline{\Delta S}$	$s_S = 0,0350/00$

### 2.3.2 „Salzfinger“ im Ozean als eine mögliche Form vertikaler Vermischung

Bisher ist die phänomenologische Seite der Feinstruktur unterhalb des Mittelmeerwassers betrachtet worden. Bei der Suche nach einer Erklärung für die Entstehung der Treppenstruktur stellt sich die Frage nach dem Mechanismus der Vermischung in diesem Bereich. Wie früher mehrfach zu sehen war, treffen dort warmes, salzreiches Mittelmeerwasser und verhältnismäßig kaltes, salzarmes Nordatlantisches Zentralwasser aufeinander. Die dabei möglichen Ver-

mischungsvorgänge sollen als Spezialfall in einer umfassenderen Diskussion dargestellt werden.

Abb. 22 zeigt ein vereinfachtes  $T$ - $S$ -Diagramm, in dem eine lineare Abhängigkeit des Dichteparameters  $\rho$  von  $T$  und  $S$  angenommen wird. Durch die Pfeilrichtung ist die Zunahme der Dichte angedeutet. In einem Versuchsaquarium befindet sich ein homogener Wasserkörper, der im  $T$ - $S$ -Diagramm durch den Punkt  $u$  (unten) beschrieben sein möge. Schichtet man darüber einen weiteren Wasserkörper und bezeichnet diesen mit  $o$  (oben), so kann man im  $T$ - $S$ -Diagramm sofort ablesen, in welchem statischen Gleichgewichtszustand sich die Schichtung befindet. Liegt  $o$  in den Bereichen 1, 2a oder 3a (senkrecht schraffiert), so wird die Schichtung stabil sein (Beispiel  $o_2$ ). Wird dagegen die obere Wasserschicht durch einen Punkt  $o_1$  im waagrecht schraffierten Gebiet 2b, 3b oder 4 gekennzeichnet, so ist das untere Wasser leichter als das obere und damit die Schichtung instabil. Es wird zur Vertikalkonvektion kommen, die die instabile Schichtung in eine stabile oder neutrale Schichtung überführt.

Besondere Vorgänge sind in den Bereichen zu beobachten, in denen kein Dichteunterschied zwischen den beiden Schichten besteht. In Abb. 22 wird die indifferente Schichtung durch die Linie  $\rho = \text{konstant}$ , dort wo das waagrecht mit dem senkrecht schraffierten Gebiet zusammenstößt, dargestellt. Liegt Punkt  $o$  auf derselben Dichtelinie unterhalb von Punkt  $u$ , so liegt der Fall einer Schichtung mit kaltem, salzarmem Wasser über salzreichem Warmwasser vor. Die indifferente Schichtung, bei der  $o$  im  $T$ - $S$ -Diagramm oberhalb von  $u$  liegt, bedeutet eine Zweischichtung mit warmem Salzwasser über kälterem, salzarmem Wasser. Beide Fälle sind an Hand zahlreicher Modellversuche diskutiert worden (STERN, 1960; TURNER & STOMMEL, 1964; TURNER, 1967; u. a.).

Im Zusammenhang mit der Struktur des Mittelmeerwassers gleichen die zuletzt genannten Versuchsbedingungen (warmes Salzwasser lagert über salzärmerem Wasser ohne Dichtesprung in der Grenzschicht) den Beobachtungen. Bei der Auswertung der Bathysondenschnitte war schon früher die geringe Stabilität der Wassersäule unterhalb 1250 m deutlich geworden. Abb. 23 zeigt das mittlere Dichteprofil auf der Ankerstation 65. Die Dichteunterschiede liegen nahe am Auflösungsvermögen der Bathysonde. Wir lesen für den Bereich 1300 m bis 1545 m, in dem die Treppenstruktur auftritt, einen fast konstanten Dichtewert  $\sigma_t = 27,87$  ab. Zwar gilt das gemittelte Dichteprofil in Abb. 23 nur für die Dauerstation westlich von Kap S. Vicente, jedoch kann man seine Gültigkeit näherungsweise auch im Gebiet südlich der Gettysburg-Bank für das Nordatlantische Zentralwasser unterhalb des Mittelmeerwassers mit seinen Treppenstrukturen annehmen.

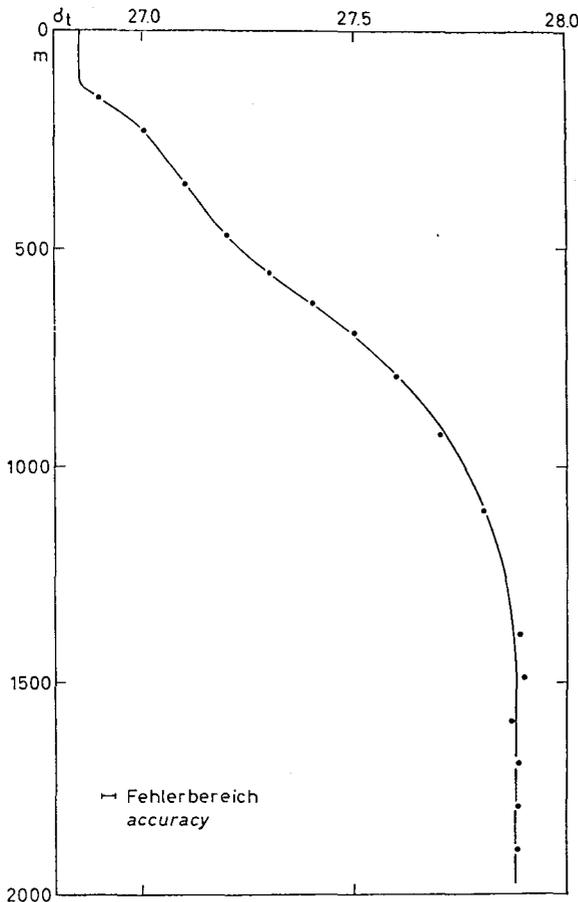


Abb. 23. Zeitlich gemittelte Verteilung von  $\sigma_t$  auf der Ankerstation 65 westlich von Kap S. Vicente.

Fig. 23. Average vertical distribution of  $\sigma_t$  at anchor station 65 west of Cape St. Vicente.

Unter den oben genannten Voraussetzungen kommt es zu Ausfällungen von „Salzfingern“. TURNER (1967) bezeichnet mit jenem Begriff die länglichen Konvektionszellen, die an Grenzschichten auf Grund der unterschiedlichen molekularen Diffusionskoeffizienten von Wärme und Salzgehalt auftreten können. Diese haben folgende Zahlenwerte:

$$K_T = 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$$

$$K_S = 1,3 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$$

Da  $K_T$  um zwei Größenordnungen größer ist als  $K_S$ , wird ohne turbulente Vermischung der Temperaturausgleich bei den übereinander geschichteten Wasserkörpern schneller als der molekulare Salzausgleich vor sich gehen müssen. Beim Absinken eines Wasserteilchens aus der Grenzschicht wird die Wärme sehr viel schneller als das Salz ausgetauscht. Das Absinken der Salzfinger dauert nur so lange an, wie noch ein horizontaler Temperaturgradient zwischen dem Salzfinger und der Umgebung vorhanden ist. Danach erfolgt eine Selbstbegrenzung an der Unterseite der Salzfinger. Beim Ausfallen der Salzfinger bewirkt die ausgetauschte Wärme in der Umgebung eine konvektionsbedingte Durchmischung.

Bei ausreichender Tiefe des unteren kalten und salzarmen Wasserkörpers ist es naheliegend, die an der Unterkante scharf begrenzte, neu entstandene und durchmischte Schicht als Wasserkörper für eine neue Salzfingerbildung zu betrachten. Bei genügend kleinen Dichteunterschieden werden sich in dieser Art eine Reihe von gut durchmischten, übereinander gelagerten Schichten ausbilden, deren untere Seiten durch die Selbstbegrenzung der Salzfinger festliegen.

In Laborversuchen ist es bis heute nicht gelungen, mehr als drei Schichten zu erzeugen. Ein Grund dafür liegt in der begrenzten Möglichkeit, in einem Tank die Bedingungen eines indifferent geschichteten Wassers nachzuvollziehen.

TURNER (1967), der die ausführlichsten Salzfingerexperimente unternahm, gibt eine Formel zur Bestimmung des Salzflusses durch die Grenzschicht zwischen zwei Wasserkörpern an. Er gewinnt den mathematischen Zusammenhang durch dimensionsanalytische Betrachtungen des Wärmeflusses zwischen zwei Ebenen.

$$F_S = A \cdot f \left( \frac{\alpha \Delta T}{\beta \Delta S} \cdot \frac{k'_S}{k'_T} \right) \cdot (\Delta S)^{4/3} \quad (8)$$

mit  $F_S$  Salzfluß durch die Grenzschicht

$$A = 1,3 \cdot 10^{-3} \frac{\text{g}}{\text{cm}^2 \text{ sec}} \text{ bei einer mittleren}$$

Temperatur von 8 °C (von TURNER berechnet)

$f$  = Korrekturfunktion

$\alpha$  = Wärmeausdehnungskoeffizient

$\beta$  = Maßzahl für die Dichteänderungen aufgrund von Salz, analog zu  $\alpha$

$\Delta T$  = Temperaturunterschied } in den beiden

$\Delta S$  = Salzgehaltsunterschied } Schichten

Die Korrekturfunktion  $f$  hat TURNER experimentell bestimmt. Für die Verhältnisse im betrachteten Seegebiet mit den Salz fingern ist sie eine Konstante mit dem Wert  $f = 50$ . Man kann somit den Salzfluß durch die Grenzfläche, die im Vertikalprofil durch eine Treppenstufe dargestellt wird, größenordnungsmäßig abschätzen. Mit dem mittleren Salzgehaltsunterschied von  $\Delta S = 0,0570/100$ , wie er für Station 36 errechnet wurde, erhält man:

$$F_S = 1,45 \cdot 10^{-7} \frac{\text{g}}{\text{cm}^2 \text{ sec}}$$

Mit bekanntem Salzfluß und vertikalen Salzgehaltgradienten folgt mit der Definitionsformel für den vertikalen turbulenten Austauschkoefizienten

$$F_S = k'_S \cdot \frac{\partial S}{\partial z} \quad (9)$$

$$k'_S \approx 7 \frac{\text{g}}{\text{cm sec}}$$

Das Ergebnis liegt um 40% höher als der von TURNER errechnete Wert für das Seegebiet nordöstlich von Madeira, der aus den Daten von TAIT & HOWE ermittelt wurde. Die Abweichung dürfte eine Folge der unterschiedlichen hydrographischen Bedingungen in den beiden betrachteten Seegebieten sein. Frühere Ergebnisse für den vertikalen turbulenten Austauschkoefizienten im Niveau des Mittelmeerwassers am portugiesischen Kontinentalhang liegen beträchtlich höher. Für die Tiefe von 1500 m ist von SAINT-GUILLY (1966) ein Wert von  $k'_s = 46 \text{ g/cm sec}$  errechnet worden. Der große Unterschied zwischen diesem und den neueren Werten hat eine ozeanographische und eine meßtechnische Ursache:

1. Die Berechnungen von SAINT-GUILLY beziehen sich auf ein Gebiet, in dem die Wirksamkeit des Mittelmeerausstroms offenbar noch höher ist als im Gebiet der Treppenstrukturen.
2. Durch diskontinuierliches Datenmaterial, wie es von SAINT-GUILLY verwandt wurde, ergibt sich ein höherer Wert für  $k'_s$ .

### 3. Zusammenfassung der Ergebnisse

1. Das Mittelmeerwasser sinkt sofort nach Überschreiten der Schwelle von Gibraltar auf den Boden ab. Die Ausstromgeschwindigkeit kann bis zu 100 cm/sec betragen. Der Strom wird durch die Bodentopographie gelenkt und hinterläßt dort Erosionsspuren. In etwa 1000 m Tiefe hebt es vom Boden ab und breitet sich unter ständiger Vermischung keilförmig im Nordatlantischen Zentralwasser aus. Auf seinem Weg in Richtung Westen lehnt es sich an den europäischen Kontinentalhang an.

2. Die Hauptmenge des ausströmenden Mittelmeerwassers biegt offensichtlich bei Kap S. Vicente nach Norden ab, folgt dem Kontinentalabfall und zwängt sich auf seinem Weg in den Nordatlantik zwischen der Gettysburg-Bank und dem europäischen Kontinent hindurch. Dabei sinkt der Salzgehalt in der Kernschicht von  $S \approx 38\text{‰}$  in der Straße von Gibraltar über  $36,6\text{‰}$  vor Kap S. Vicente auf  $36,1\text{‰}$  in Höhe von Kap Finisterre ab (Abb. 7–10).

3. Obwohl die Gettysburg-Bank ein natürliches Hindernis für die Ausbreitung des Mittelmeerwassers darstellt, konnte kein Einfluß auf die Vermischung nachgewiesen werden (Abb. 3).

4. Mit zunehmender Entfernung von der Straße von Gibraltar tritt eine Divergenz der intermediären Temperatur- und Salzgehaltsmaxima auf. Dabei verschiebt sich nur das Temperaturmaximum zu geringeren Tiefen. Das Salzgehaltsmaximum läßt sich noch in viel größeren Entfernungen von der Ausstromquelle nachweisen als das Temperaturmaximum (Abb. 11).

5. Bei der Beantwortung der Frage nach dem Salzgehalt in der Kernschicht bei einer radialen Entfernung von rund 450 km von der Ausstromquelle ergibt sich eine Dreiteilung: Der Wert von  $S$  in der Kernschicht kann im ersten Sektor zwischen der Gettysburg-Bank und dem portugiesischen Schelf  $36,6\text{‰}$  betragen. Im zweiten Sektor sind auf eine Entfernung von 220 km in südsüdöstlicher Richtung von der Gettysburg-Bank Werte um  $36,2\text{‰}$  typisch. Der horizontale Gradient ist hier gering. Dies unterscheidet den zweiten Sektor vom anschließenden dritten Sektor, der sich bis zum marokkanischen Schelfrand erstreckt. Dort fällt der Salzgehalt systematisch um  $0,35\text{‰}/100 \text{ km}$  auf  $35,6\text{‰}$  am Schelfrand ab (Abb. 5).

6. In den kontinuierlichen Temperatur- und Salzgehaltsprofilen des Mittelmeerwassers treten häufig zwei intermediäre Maxima auf. Dabei liegt das Hauptmaximum in der Entfernung von 450 km von Gibraltar im Mittel in 1170 m Tiefe. Das zugehörige Nebenmaximum liegt in einer mittleren Tiefe von 800 m (Abb. 8, 9).

7. Die räumlichen und zeitlichen Veränderlichkeiten in der Wassersäule des NO-Atlantik sind im Bereich des Mittelmeerwassers am höchsten (Abb. 19). Dort führen die Vermischungsvorgänge von mediterranem Wasser und Nordatlantischem Zentralwasser zu blättrigen bzw. linsenförmigen Strukturen (Abb. 12–16).

8. In einer Reihe von Stationen, die hauptsächlich im Gebiet südsüdöstlich von der Gettysburg-Bank liegen, zeigen die kontinuierlichen Temperatur- und Salzgehaltsprofile im Bereich zwischen 1300 m und 1545 m charakteristische Treppenstrukturen (Abbildung 21). Diese im Mittel 22 m dicken homogenen Wasserschichten kommen vermutlich durch „Salzfinger“-Bildung zustande. Es handelt sich dabei um eine Spezialform der vertikalen Vermischung, die durch den unterschiedlichen molekularen Austauschkoefizienten für Temperatur und Salzgehalt zustande kommt.

Es sollte besonders betont werden, daß die Gewinnung der Punkte 6–8 dieser Zusammenfassung nur durch den Einsatz der kontinuierlich registrierenden Bathysonde ermöglicht wurde.

### 4. Unbeantwortete Fragen als Folge der erhaltenen Ergebnisse

Vier Probleme konnten angeschnitten, aber nicht abschließend behandelt werden. Ihre Untersuchung bietet sich für künftige Forschungsfahrten an:

1. Das Abheben des Mittelmeerwassers vom Boden und die dadurch bedingte Entstehung von zwei Zungen im Bereich des Mittelmeerwassers.

2. Die „Kanalisation“ des Mittelmeerwassers am Kontinentalabhang und ihre Auswirkung auf die Bodentopographie<sup>1</sup>.
3. Die räumliche Ausdehnung und Veränderlichkeit von Linsen des Mittelmeerwassers.
4. Die Treppenstruktur der Schichtung, ihre exakte Erfassung und ihre Deutung.

## 5. Nachwort

Ich möchte abschließend Herrn Prof. Dr. G. DIETRICH meinen verbindlichen Dank aussprechen. Er stand mir beim Schreiben dieser Arbeit jederzeit mit Rat und Tat zur Seite.

Weiterhin möchte ich mich herzlich bedanken bei allen Mitarbeitern der Abteilung für Meeresphysik am Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, insbesondere bei ihrem Abteilungsleiter, Herrn Prof. Dr. G. SIEDLER. Ebenso herzlich bedanke ich mich bei meinem Freund E. B. MÜNZER, mit dem ich oft über die Arbeit diskutiert habe. Besonders möchte ich mich beim Expeditionsleiter, Herrn Professor Dr. E. SEIBOLD, bedanken, der die ursprünglich nicht geplante Fahrt zum Ausgang der Straße von Gibraltar aufgrund der neuesten Bathysondenprofile noch nachträglich in den Expeditionsplan aufnahm. Mein Dank gilt weiterhin Herrn Kapitän E. W. LEMKE und der Besatzung des FS „Meteor“. Abschließend soll der Deutschen Forschungsgemeinschaft gedankt werden für die Bewilligung der finanziellen Mittel und die Benutzungsmöglichkeit des Rechenzentrums der Universität Kiel.

<sup>1</sup> Nach Fertigstellung des druckreifen Manuskriptes erschien eine Studie von MADELAIN (1970), die über die räumliche Verteilung des Mittelmeerausstromes im Golf von Cadiz berichtet.

## Anhang. Aufbereitung der Meßdaten

Zur Aufnahme der Temperatur und der elektrischen Leitfähigkeit als Funktion des Druckes zur Bestimmung der Salzgehalts- und Dichteschichtung diente die Bathysonde. Das Meßverfahren ist im Prinzip das gleiche wie bei den Bathysondenmessungen auf FS „Meteor“ im Roten Meer (SIEDLER, 1968a). Die Abtastung der kontinuierlichen Messung erfolgte alle 8 sec bei einer Fiergeschwindigkeit von etwa 1 m/sec. Die Hälfte der Meßwerte konnte schon an Bord in Form von Lochstreifen gewonnen werden. Der restliche Teil mußte im Labor vom Magnetband abgerufen und mit einer Konvertereinheit in Lochstreifen umgesetzt werden. Im Gegensatz zu den früheren Salzgebhaltsberechnungen mit Hilfe von umfangreichen Tabellenwerken wurde hier eine von ROHDE (1968) entwickelte Formel verwandt, die direkt den Salzgehalt in Abhängigkeit von Temperatur, *in-situ*-Leitfähigkeit und Druck angibt.

Das Eineichen der Meßdaten muß in zwei aufeinanderfolgende Schritte zerlegt werden. Bevor man an die Berechnung des Salzgehaltes gehen kann, muß man eine verlässliche Korrektur der gemessenen Temperaturwerte vornehmen. Erst danach wird der Formfaktor, eine multiplikative Korrektur der Leitfähigkeit, bestimmt. Diese Reihenfolge bei der Korrektur muß unbedingt eingehalten werden, weil der Salzgehalt eine Funktion der Leitfähigkeit ist, und diese wiederum stark von der Temperatur abhängt:

$$S = f(L_0(T), p)$$

mit  $L_0$  Leitfähigkeit an der Oberfläche.

Die zusätzliche Druckabhängigkeit bei der Berechnung von  $S$  ist im Vergleich zu  $L_0$  oder gar  $T$  weniger kritisch.

Tabelle 3.  
Table 3.

Meßwertaufbereitung der Bathysondendaten der „Meteor“-Reise 8  
Flow chart for Bathysonde data processing

Bearbeitungsgang	Bathysonde	Schöpfer	Bemerkung
Meßwerte 1. Schritt: $T$ -Korrektur	$T_{gem}, L_{gem}, p$	$S, T, p$	$KS$ = additive Korrektur für Temperatur. Diese Größe unterlag während der Expeditionszeit einer Drift
2. Schritt: $L$ -Korrektur	$T_{wahr}, L_{gem}, p$	$L_{p,T} (in situ)$	
3. Schritt: Berechnung von $S, \sigma_t$ , u. a.	$T_{wahr}, L_{wahr}, p$		$S = S(T, L, p)$ nach ROHDE (1968)

Eine Übersicht über die durchgeführten Korrekturen der Bathysondenwerte ist in der Tabelle 3 zusammengestellt.

Die Korrektur der Temperaturwerte wurde mit Hilfe der Daten der hydrographischen Serien bewerkstelligt. Hinzu kam eine Reihe von Temperaturmessungen, die mit Hilfe eines Nansen-Wasserschöpfers mit Umkippthermometer gewonnen wurden. Dieser spezielle Wasserschöpfer wird 2 m über dem Tauchgerät der Bathysonde angebracht und kann in jeder beliebigen Tiefe durch elektrische Fernauslösung gekippt werden. Hierbei zeigt die Erfahrung, daß es wegen der mittelnden Wirkung eines Quecksilberthermometers infolge seiner Anzeigetragheit unbedingt notwendig ist, den Bathysondenschöpfer im homogenen Wasser auszulösen. Mit diesen Werten wurde der Korrektursummand  $KS$  zur Berechnung der tatsächlichen Temperatur  $T_{\text{wahr}}$  aus der angezeigten Temperatur  $T_{\text{gem}}$  ermittelt:

$$T_{\text{wahr}} = KS + T_{\text{gem}}$$

Das Bathysondenthermometer arbeitete während der „Meteor“-Reise 8 nicht ordnungsgemäß und zeigte eine ungleichmäßige Drift. Der Wert für  $KS$  schwankte zwischen 0,00 °C und 0,09 °C. Bei einigen Stationen schien die Messung eine Druckabhängigkeit der Temperaturanzeige als Folge eines Instrumentendefekts zu zeigen. Unter der Annahme, daß  $KS$  in der meisten Zeit bei 0,04 °C lag, muß man bei der *in-situ*-Temperatur mit einer Toleranz von

$$\Delta T = \pm 0,04 \text{ °C}$$

rechnen.

Große Schwierigkeiten bereitete bei der Meßwertreduktion die Ermittlung des gültigen Formfaktors  $KF$ , des Korrekturfaktors für die elektrische Leitfähigkeit:

$$L_{\text{wahr}} = KF \cdot L_{\text{gem}}$$

Der Formfaktor ist bei ordnungsgemäßer Funktion der Bathysonde eine konstante Größe, die allein von der Geometrie der Anordnung abhängt. Man kann  $KF$  im Labor nur unvollkommen bestimmen. Die Ursache liegt in den begrenzten Abmessungen des Gefäßes, in dem die Eichung der Leitfähigkeitssonde im Labor vorgenommen wird. Der Formfaktor mußte für die Daten der Reise zweimal bestimmt werden, weil kurz vor Beginn der Ankerstation 65 das Quarzrohr in der Leitfähigkeitssonde zerbrach. Damit ergab sich nach Montage des Ersatzrohres durch den etwas abweichenden Durchmesser der Meßsondenöffnung ein neuer Formfaktor. Neben den im Idealfall zeitlich konstanten Leitfähigkeits-

korrekturen traten weitere schwer zu erfassende Fehler auf. Diese waren, ähnlich wie bei  $KS$  in der Temperaturmessung, einer Drift unterworfen. Die Schwankungen um die mittleren Formfaktoren für die beiden durch den Quarzrohraustausch getrennten Zeitabschnitte, nämlich  $KF = 0,9965$  bis Station 58 und  $KF = 1,0197$  bis zum Ende der Reise, betragen bis zu 0,0018. Mit dieser additiven Formfaktorkorrektur  $\Delta KF$  lassen sich die daraus resultierenden Salzgehaltsschwankungen abschätzen. Die Berechnung ergab unter der Voraussetzung einer zuvor korrigierten Temperaturmessung für den Fehler in der Salzgehaltsanzeige

$$\Delta S = \pm 0,060/_{00}$$

und einen zugehörigen Fehler in der Dichte von

$$\Delta \sigma_t = \pm 0,03.$$

Bei der Berechnung dieser Fehlerangaben dienten folgende Werte als Bezugsgröße:

$$\begin{aligned} p &= 1000 \text{ dbar} &= \text{konst} \\ T &= 12,00 \text{ °C} &= \text{konst} \\ L &= 40,00 \text{ mS/cm} &= \text{konst} \end{aligned}$$

Ein anderer sowohl bei der Leitfähigkeits- als auch bei der Temperaturmessung auftretender Fehler war der diskontinuierliche Übergang der Meßkurven bei Bereichsumschaltungen. Dies lag teils an Fehlfunktionen des Gerätes, teils an Fehlern in den vom Hersteller gelieferten Eichunterlagen. In besonders krassen Fällen betrug beim Übergang von zwei aufeinanderfolgenden Meßbereichen der Sprung bei der Temperatur 0,03 °C, während beim errechneten Salzgehalt sogar Differenzen von nahezu 0,10/00 auftraten. Mit Hilfe der errechneten und gezeichneten Profile  $T = f(z)$  und  $S = f(z)$  konnten die offensichtlich falschen Werte bei Bereichsschaltungen aus Plausibilitätsgründen berichtigt werden. Ferner sollte erwähnt werden, daß die Sprünge bei Meßbereichsumschaltungen einer zeitlichen Drift unterlagen. Diese Drift zeigte abnehmende Tendenz, so daß sich die Kurvenübergänge bei Bereichsschaltungen gegen Ende der Expeditionszeit immer besser aneinanderfügten.

Als Druckaufnehmer der Bathysonde dient ein Bourdonrohr. Der Hersteller gibt eine Genauigkeit von  $\pm 2\%$  bei Vollausschlag (2000 dbar) an. Der Hysteresefehler lag mit einem maximalen Druckunterschied beim Fieren und Hieven von 40 dbar innerhalb der zu erwartenden Genauigkeit. Bei der Auswertung wurden fast ausschließlich die Daten verwertet, die beim Fieren der Bathysonde aufgenommen worden waren.

## Literaturverzeichnis

- BOYUM, G. (1963): Hydrology and currents in the area West of Gibraltar, Res. from the „Helland-Hansen“-Exp., May–June 1961. — NATO Subcom. on Oceanogr. Res., Bergen.
- (1967): Hydrology and currents in the area West of Gibraltar, Res. from the „Helland-Hansen“-Exp., May 1965. — NATO Subcom. on Oceanogr. Res., Techn. Rep. 35.
- BUBNOV, B. A. (1967): Vertical turbulent exchange and transformation of Mediterranean water in the Atlantic, übersetzt von AGU in *Oceanology*, 7 (4), 456–460.
- CLOSS, H.; DIETRICH, G.; HEMPEL, G.; SCHOTT, W. & SEIBOLD, E. (1969): „Atlantische Kuppenfahrt 1967“ mit dem Forschungsschiff „Meteor“ — Reisebericht. — „Meteor“ Forschungsergebn. A, 5, 1–71.
- DEFANT, A. (1955): Die Ausbreitung des Mittelmeerswassers im Nordatlantischen Ozean. — Pap. Mar. Biol. Oceanogr., London, 465–470.
- (1961): *Physical Oceanography*, vol. I. — London.
- DIETRICH, G. (1964): Oceanic polar front survey in the north Atlantic, Research in Geophysics, vol. 2. — Cambridge, Mass., 291–308.
- (1965): *Allgemeine Meereskunde*, 2. Aufl. — Berlin, 398 S.
- (1966): Veränderlichkeit im Ozean. — *Kieler Meeresforsch.*, 22 (2), 139–144.
- GIESEL, W. & SEIBOLD, E. (1968): Sedimentechogramme vom iberomarrokanischen Kontinentalrand. — „Meteor“ Forschungsergebn. C, 1, 53–75.
- GIESKES, J. M., MEINCKE, J. & WENCK, A. (1970): Hydrographische und chemische Beobachtungen auf einer Ankerstation im östlichen Nordatlantischen Ozean. — „Meteor“ Forschungsergebn. A, 8, 1–11.
- KRAUSE, G. (1968): Struktur und Verteilung des Wassers aus dem Roten Meer im Nordwesten des Indischen Ozeans. — „Meteor“ Forschungsergebn. A, 4, 77–100.
- LACOMBE, H. et al. (1964): Deuxième contribution à l'étude du régime du détroit de Gibraltar. — NATO Sous-Comité océanogr., fasc. VI.
- LACOMBE, H.; MADELAIN, F. & GASCARD, J. C. (1968): Rapport sur la campagne „Gibraltar I“ du navire Océanographique „Jean Charcot“ 7 avril–12 mai 1967. — Cah. océanogr., XX (2), 101–108.
- MADLAIN, F. (1967a): Calculs dynamiques au large de la péninsule Ibérique. — Cah. océanogr., XIX (3), 181–193.
- (1967b): Etude hydrologique au large de la péninsule Ibérique. — Cah. océanogr., XIX (2), 125–136.
- (1970): Influence de la topographie du fond sur l'écoulement Méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. — Cah. océanogr., XXII (1), 43–61.
- NEUMANN, G. & PIERSON, W. J. (1966): Principles of physical oceanography. — New York.
- PIIP, A. (1968): Precision sound velocity profiles in the ocean, vol. IV. — Techn. Rep. No. 6, St. David's, Bermuda.
- ROHDE, J. (1968): Funktionale Zusammenhänge zwischen Größen des Meerwassers und Auflösung formelmäßiger Darstellungen solcher Größen nach unabhängigen Variablen durch Potenzreihenansatz. — Diss. Kiel, 51 S.
- SAINT-GUILLY, G. (1966): Diffusion verticale au niveau de l'eau intermédiaire. — Bull. Inst. océanogr., 66, No. 1367, Monaco.
- SCHOTT, G. (1902): Wissenschaftliche Ergebnisse d. dt. Tiefsee-Exp. auf dem Dampfer „Valdivia“ 1898–1899. — Jena.
- (1912): *Geographie des Atlantischen Ozeans*. — Hamburg.
- SERRANO, E. S. (1967): Aplicación de la ecuación de Margules al Estrecho de Gibraltar. — Bol. Inst. Esp. Oceanogr. No. 132, Madrid.
- SIEDLER, G. (1968a): Schichtungs- und Bewegungsverhältnisse am Südausgang des Roten Meeres. — „Meteor“ Forschungsergebn. A, 4, 1–76.
- (1968b): Die Häufigkeitsverteilung von Wasserarten im Ausstrombereich von Meeresstraßen. — Woods Hole Oceanogr. Inst., Contr. No. 2104, Woods Hole u. Kieler Meeresforsch., 24, (2), 59–65.
- STERN, M. (1960): The „salt-fountain“ and thermohaline convection. — *Tellus*, 12, 172–175.
- STEYAERT, M. (1966): Résultats des observations hydrologiques effectuées à bord du navire Belge „Eupen“, NATO Sous-Comité Oceanogr., fasc. VI.
- STOMMEL, H. & FEDOROV, K. N. (1967): Small scale structure in temperature and salinity near Timor and Mindano. — *Tellus*, 19, 306–325.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W. & FLEMING, R. H. (1942): *The Oceans*. — New York.
- TAIT, R. J. & HOWE, M. R. (1968): Some observations of the thermo-haline stratification in the deep ocean. — *Deep-Sea Res.*, 15, 275–280.
- THORADE, H. (1931): Strömung und zungenförmige Ausbreitung des Wassers. — *Gerlands Beitr. z. Geophys.*, 34, 57–76.
- TURNER, J. S. (1967): Salt fingers across a density interface. — *Deep-Sea Res.*, 14 (5), 599–611.
- TURNER, J. S. & STOMMEL, H. (1964): A new case of convection in the presence of combined vertical salinity and temperature gradients. — *Proc., Nat. Acad. Sci.*, 52 (1), 49–53.
- WÜST, G. (1936): Die Stratosphäre des Atlantischen Ozeans, *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition „Meteor“ 1925–1927*, Bd. VI, 1. Tl., 2. Lfg. — Berlin.

Abb. 5. Salzgehalt aufgrund von Bathysondenmessungen in der Kernschicht des Mittelmeerwassers auf dem Schnitt zwischen dem Schelf von Mazagan, der Gettysburg-Bank und Kap S. Vicente (vergl. Abb. 3).

Fig. 5. Maximum salinity in the Mediterranean outflow in the section located between the shelf of Mazagan, the Gettysburg Bank, and Cape St. Vicente obtained from Bathysonde readings (see Fig. 3).

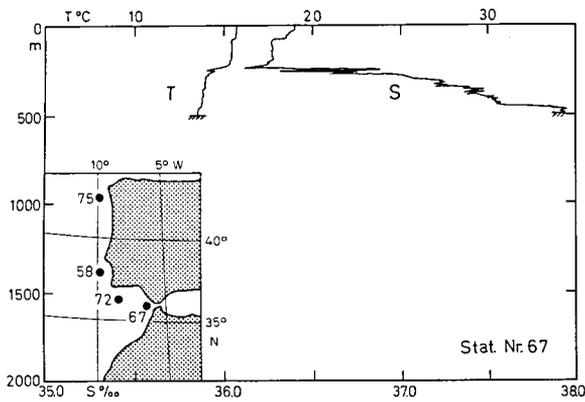
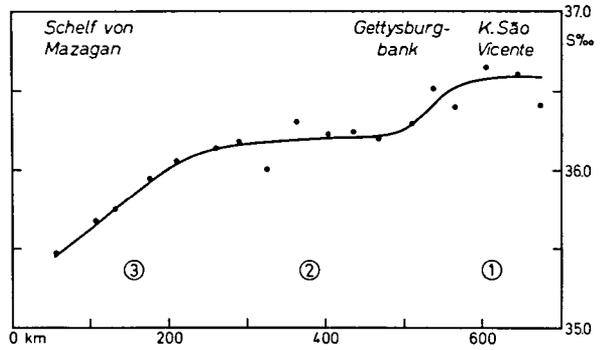


Abb. 7

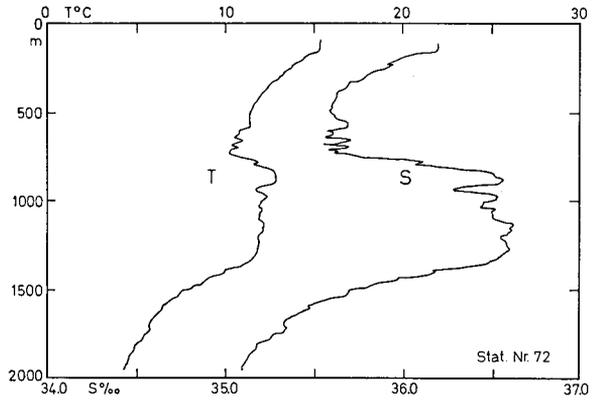


Abb. 8

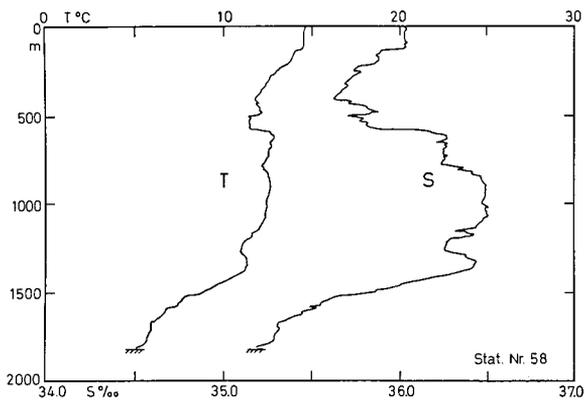


Abb. 9

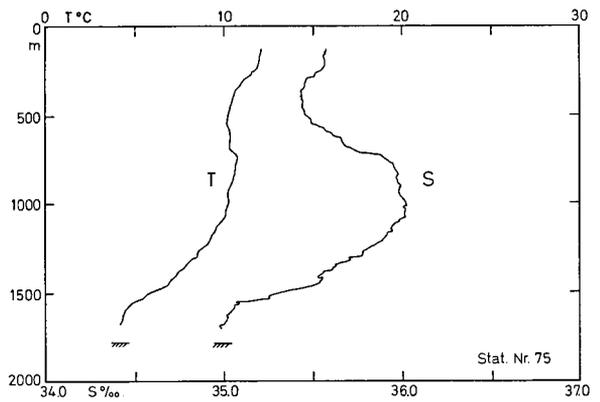


Abb. 10

Abb. 7–10. Vertikalverteilung von Temperatur und Salzgehalt auf den Stationen 67, 72, 58 und 75 der „Meteor“-Reise 8, gemessen mit der Bathysonde im Ausstrombereich des Mittelmeerwassers.

Figs. 7–10. Vertical temperature and salinity distribution at stations 67, 72, 58, and 75. The data were taken during Meteor-cruise no. 8 by means of a Bathysonde within the Mediterranean outflow area.

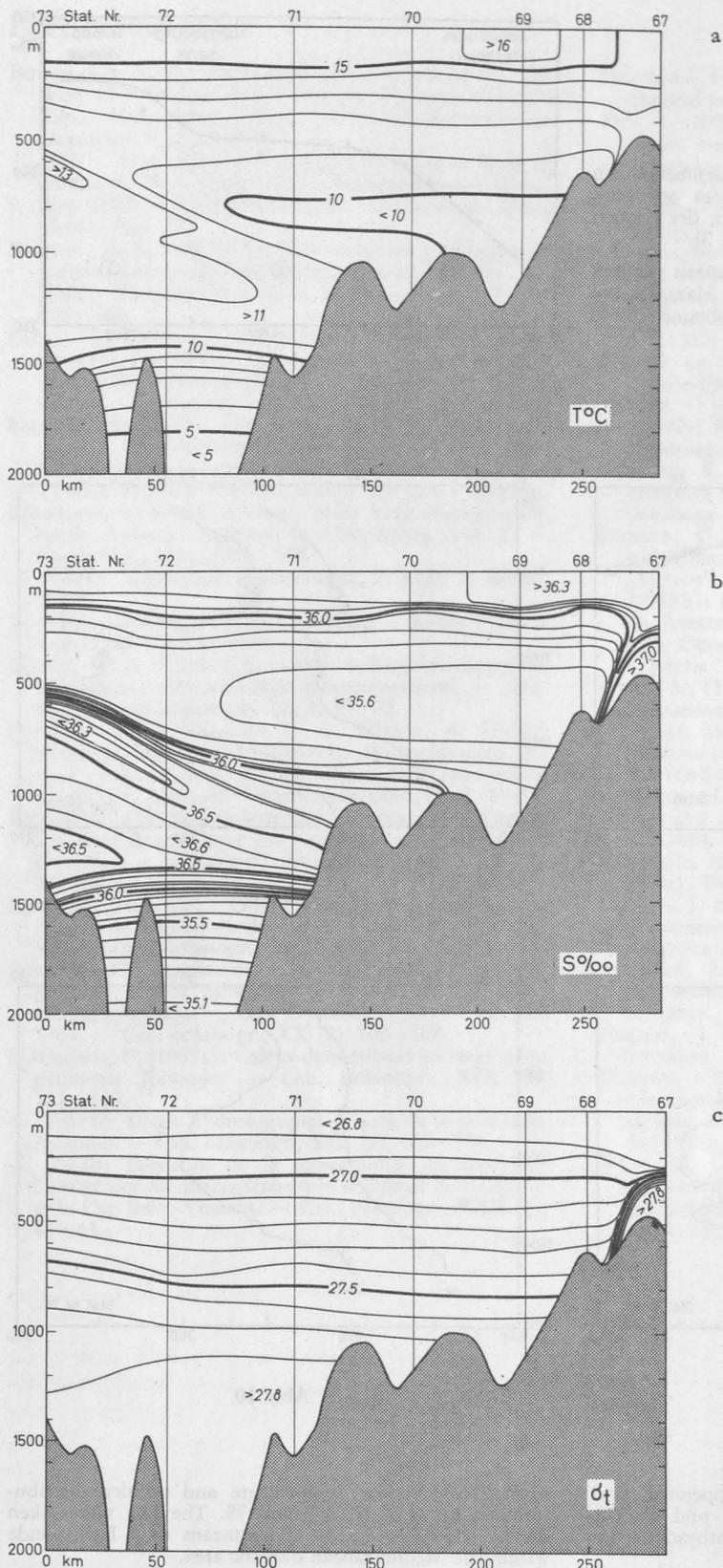
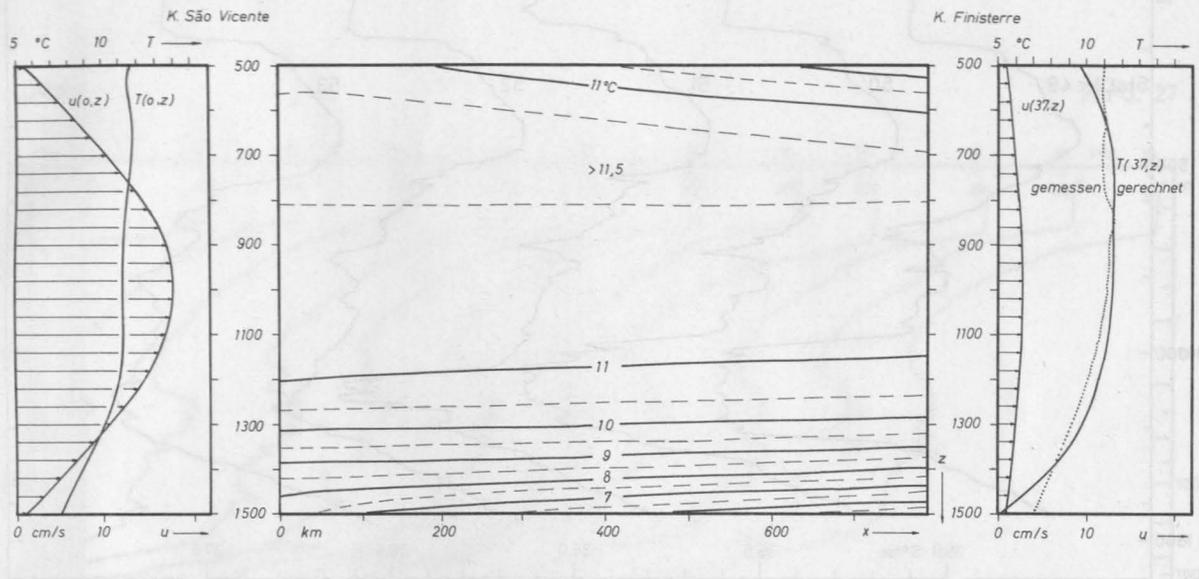
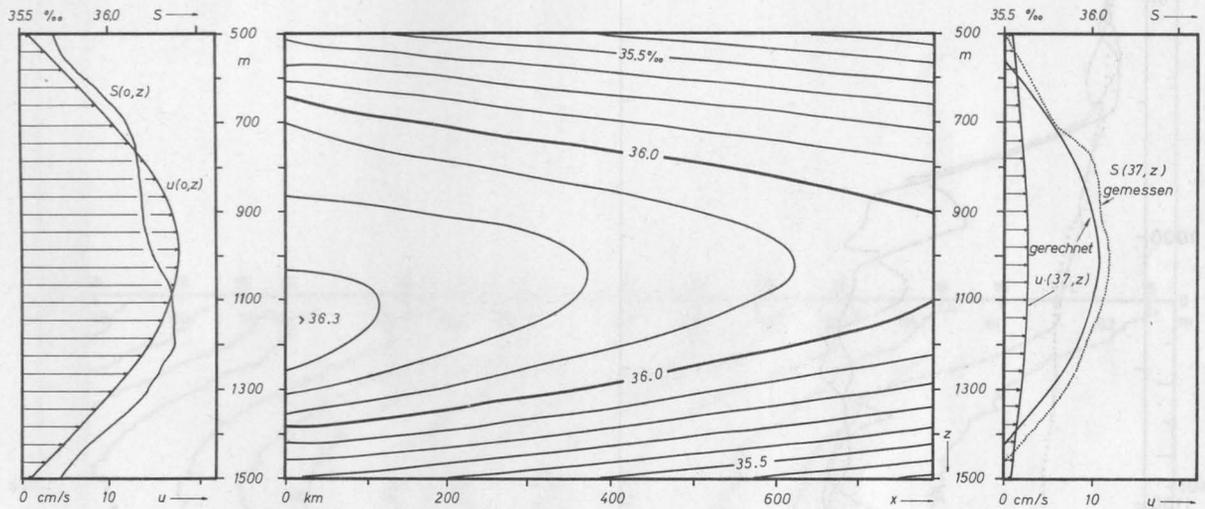


Abb. 6. Verteilung der Temperatur (a), des Salzgehaltes (b) und  $\sigma_t$  (c) auf dem Schnitt zwischen der Straße von Gibraltar und Kap S. Vicente aufgrund von Messungen mit der Bathysonde von FS „Meteor“ im Februar 1967.

Fig. 6. Distribution of temperature (a), salinity (b), and  $\sigma_t$  (c) in the section between the Strait of Gibraltar and Cape St. Vicente obtained by the Bathysonde from R. V. Meteor in February 1967.



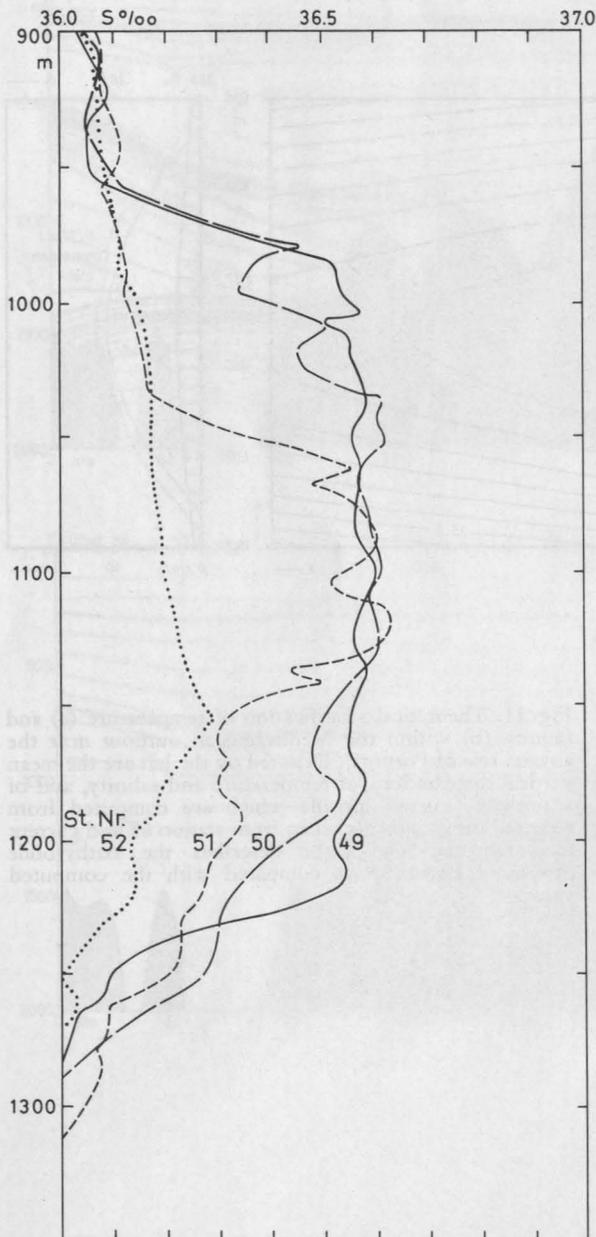
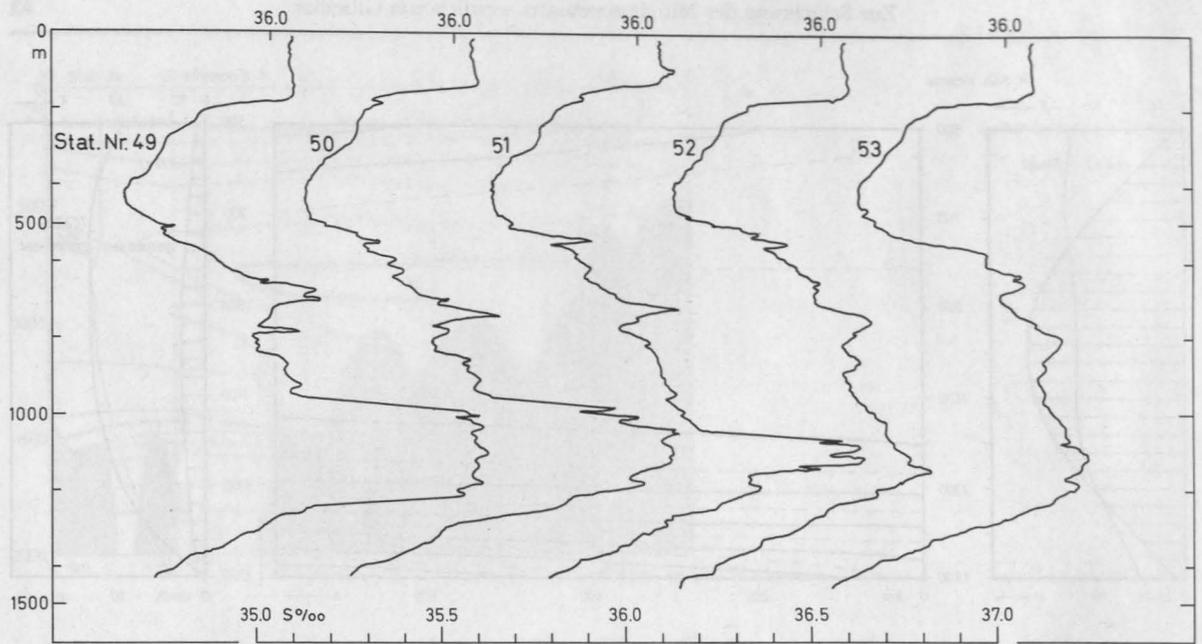
a



b

Abb. 11. Theoretisch berechnete Schichtung der Temperatur (a) und des Salzgehaltes (b) im Bereich des Mittelmeerwassers am Kontinentalabhang westlich von Portugal. Links sind die Verteilungen für Temperatur und Salzgehalt und ein mutmaßliches Strömungsprofil angegeben. Es handelt sich um mittlere Werte der „Meteor“-Ankerstation 65 und um benachbarte Strömungsmessungen. Rechts wird das Bathysondenprofil auf Station 75 mit den gerechneten Werten verglichen.

Fig. 11. Theoretical stratification of temperature (a) and salinity (b) within the Mediterranean outflow near the abyssal rise of Portugal. Denoted on the left are the mean vertical distributions of temperature and salinity, and of a probable current profile which are computed from repeated measurements taken from station 65 and current measurements. The right describes the Bathysonde profile of station 75 as compared with the computed values.



b

Abb. 12. Salzgehaltsprofile (a) und deren Feinstruktur im Bereich des Mittelmeerwassers (b) aufgrund von Bathysondenmessungen westlich von Kap S. Vicente am 5. Februar 1967. Der mittlere Abstand zwischen den Stationen beträgt 2,7 km.

Fig. 12. Salinity profiles (a) and details of its fine structures within the Mediterranean outflow (b), west of Cape St. Vicente, obtained by the Bathysonde on 5 February, 1967. The mean distance between the stations amounts to 2.7 kilometers.

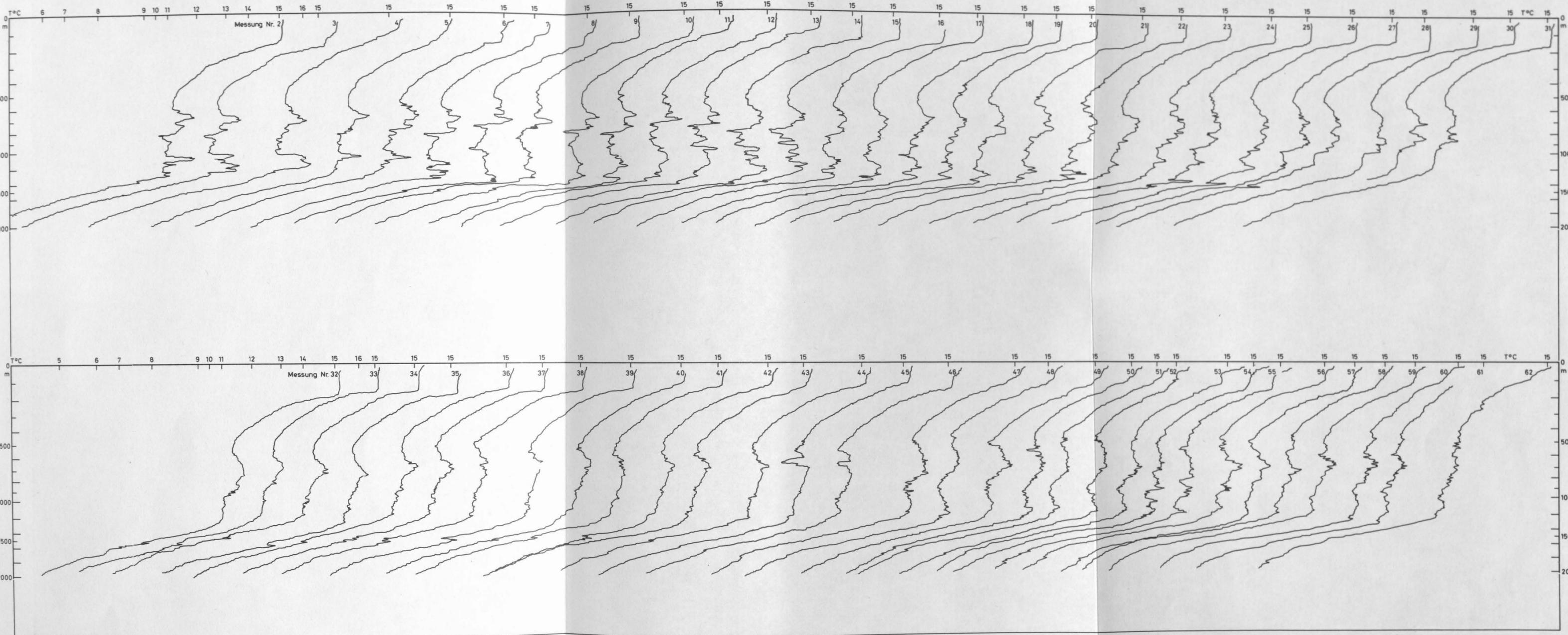


Abb. 17. Sämtliche Temperaturprofile der Ankerstation 65 nach Bathysondenmessungen. Der Meßabstand beträgt 4 Stunden. Tiefen- und Temperaturmaßstäbe sind durch das Meßsystem nichtlinear.

Fig. 17. All temperature profiles of anchor station 65 with a sampling rate of four hours obtained by the Bathysonde. Depth and temperature ranges are non linear due to the analog recording.

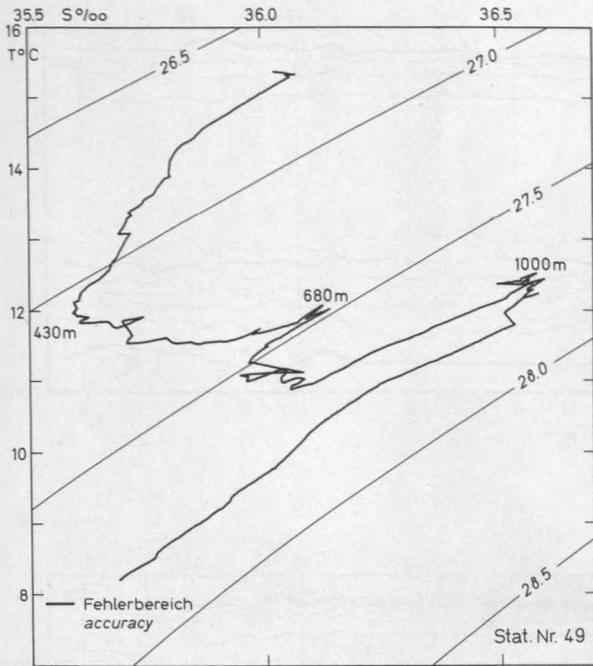


Abb. 13

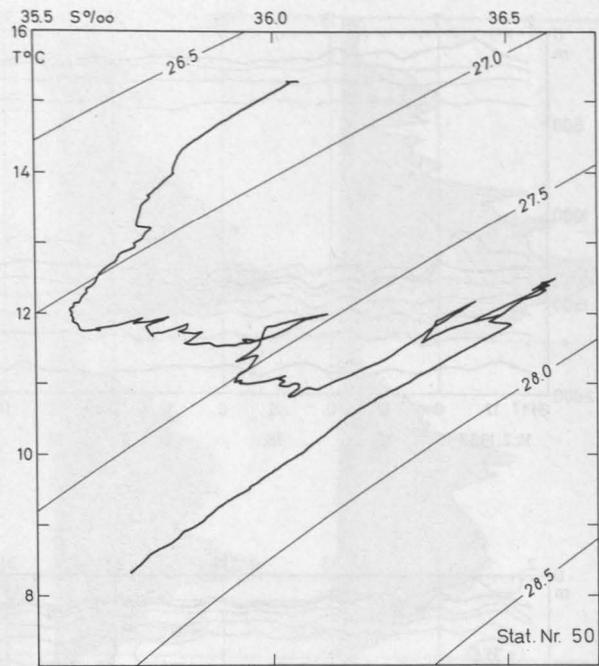


Abb. 14

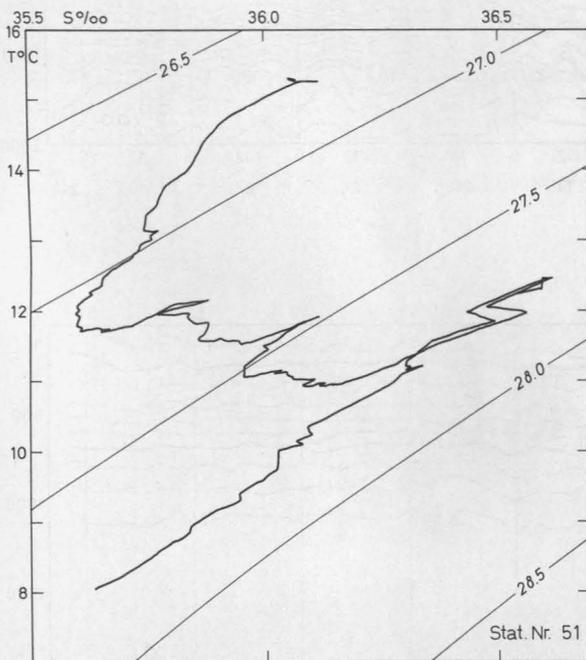


Abb. 15

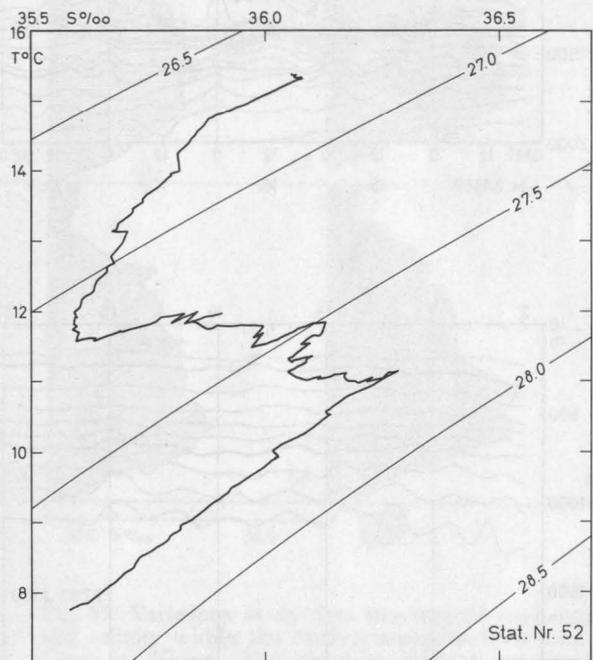


Abb. 16

Abb. 13–16. *T-S*-Diagramme zu den Bathysonden-Stationen 49–52 der „Meteor“-Reise 8 westlich von Kap S. Vicente. Die räumliche Veränderlichkeit der Doppelmaxima in den Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen ist deutlich erkennbar (vergl. Abb. 12).

Figs. 13–16. *T-S*-diagrams of the Meteor-cruise no. 8 stations 49–52 acquired by the Bathysonde west of Cape St. Vicente. The variations in space of temperature and salinity distributions are evident (see also Fig. 12).



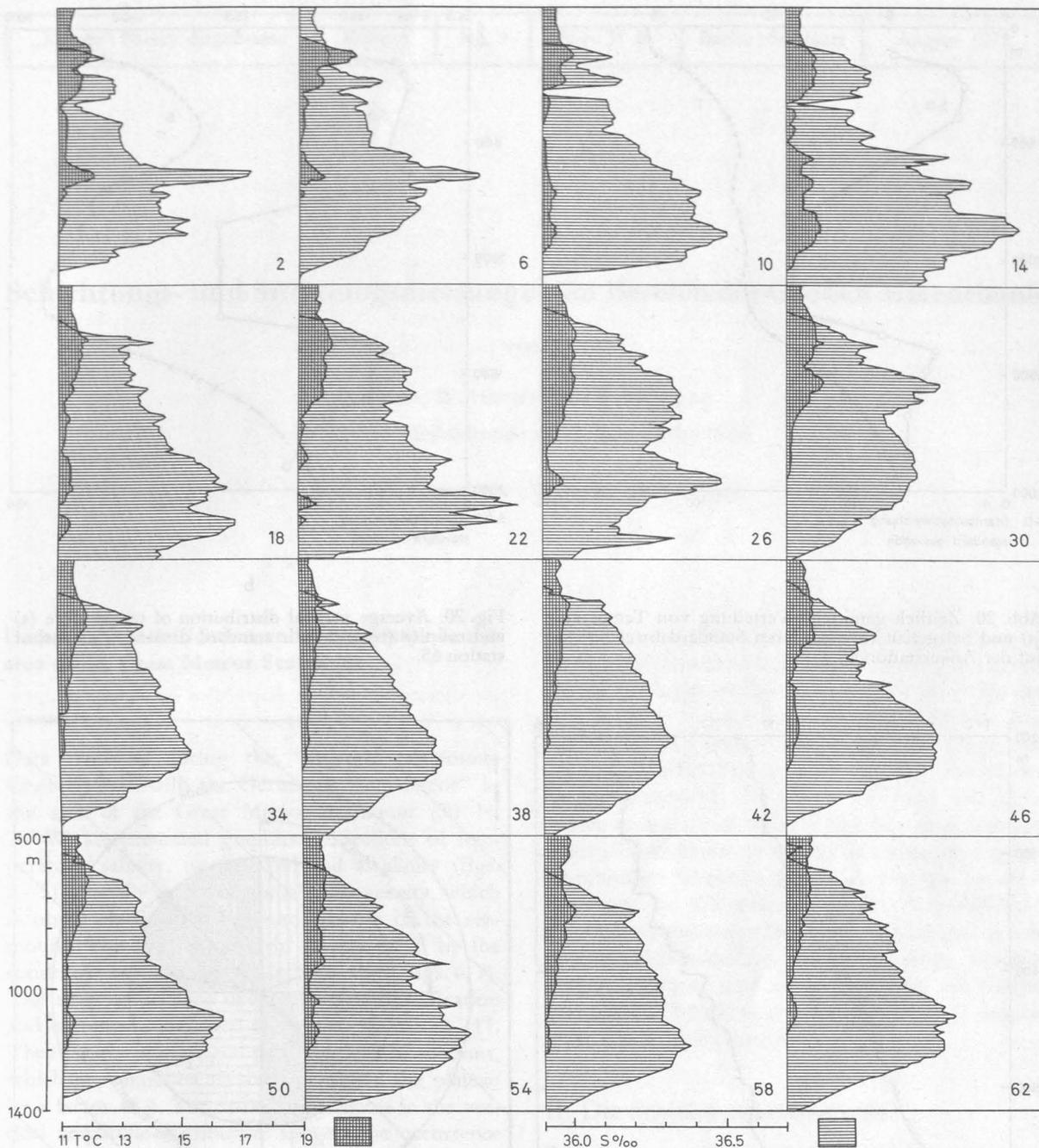


Abb. 19. Zeitliche Änderungen in der Feinstruktur von Temperatur und Salzgehalt im Bereich des Mittelmeerwassers westlich von Kap S. Vicente. Der Zeitabstand zwischen den Profilen beträgt einheitlich 16 Stunden. Die Ziffern in den Feldern bezeichnen die Nummer der Messung auf der Ankerstation 65 der „Meteor“-Reise 8 (vergl. Abb. 17).

Fig. 19. Variations in the fine structure of temperature and salinity within the Mediterranean outflow west of Cape St. Vicente. The sampling interval amounts to 16 hours. The figures denote the Bathysonde readings obtained at Meteor anchor station 65 (see also Fig. 17).

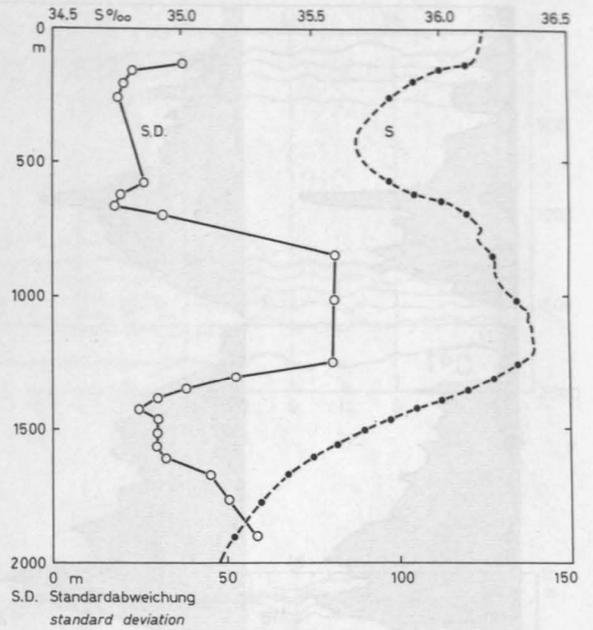
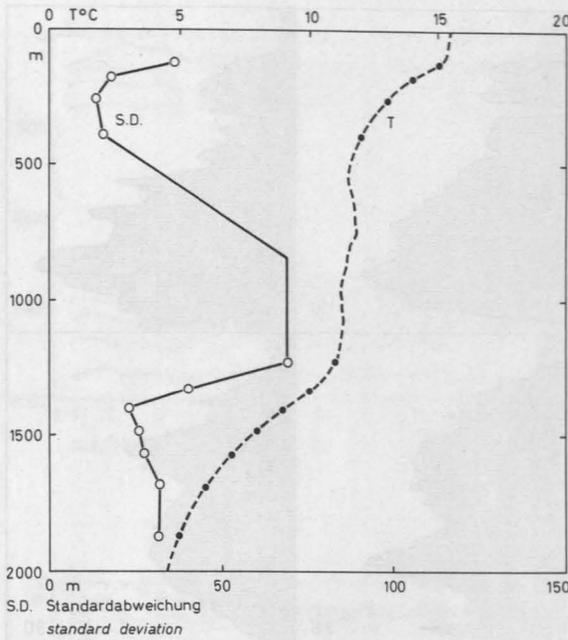


Abb. 20. Zeitlich gemittelte Verteilung von Temperatur (a) und Salzgehalt (b) und deren Standardabweichungen auf der Ankerstation 65.

Fig. 20. Average vertical distribution of temperature (a) and salinity (b) and their standard deviations at anchor station 65.

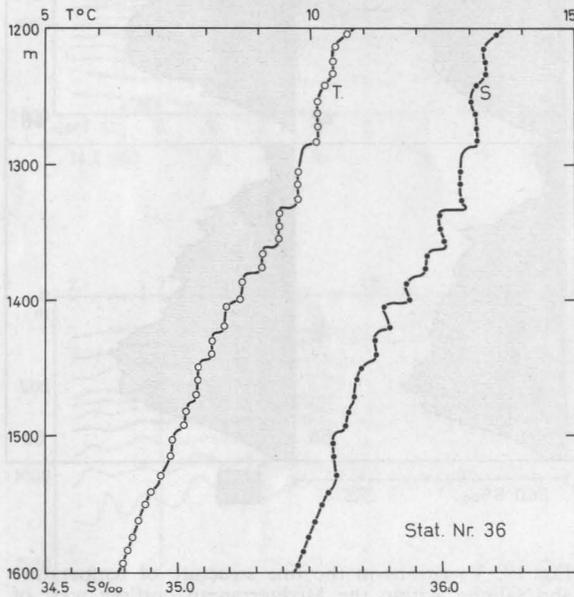
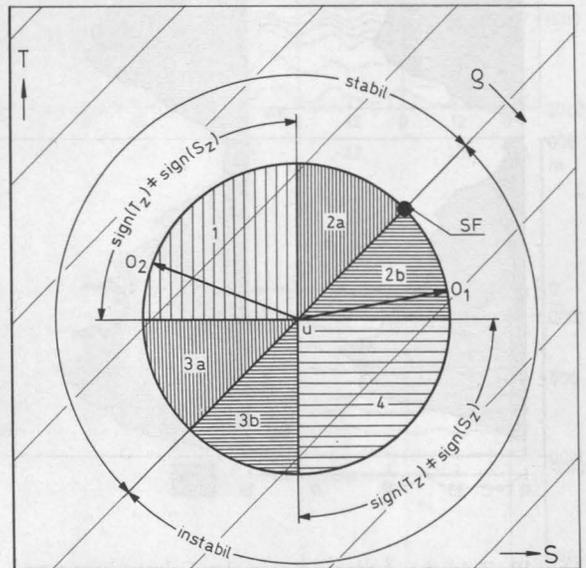


Abb. 21. Beispiel für die Treppenstrukturen in den Temperatur- und Salzgehaltsprofilen unterhalb des Mittelmeerwassers aufgrund einer Bathysondenregistrierung (Station 36).

Fig. 21. Step-like structures in the temperature and salinity profiles found beneath the Mediterranean outflow by means of the Bathysonde at station 36.



SF Salzfingerbereich  
salt fingers

Abb. 22. Vereinfachtes  $T$ - $S$ -Diagramm für das Zweischichtenmodell.

Fig. 22. Simplified  $T$ - $S$ -diagram of a two-layer model.