

~~S 504~~

III c

D76



Schichtungs- und Bewegungsverhältnisse am Südausgang des Roten Meeres

Habilitationschrift

zur Erlangung der *venia legendi*

der hohen Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Christian - Albrechts - Universität zu Kiel

vorgelegt von

Garold Siedler

Kiel

1965

Inhaltsverzeichnis



A. <u>Einleitung</u>	Seite
1. Zur Geschichte der hydrographischen Untersuchungen in Meeresstraßen und in den benachbarten Meeren.	3
2. Frühere Untersuchungen der Schichtungs- und Strömungsverhältnisse in der Meerenge von Bab el Mandeb und in den benachbarten Gebieten des Roten Meeres und des Indischen Ozeans.	6
3. Zur Topographie des Roten Meeres, der Straße von Bab el Mandeb und des Golfs von Aden.	9
4. Zum Klima des Roten Meeres und des Golfs von Aden.	11
5. Die mittleren Schichtungsverhältnisse im Roten Meer und im Golf von Aden nach Messungen früherer Expeditionen.	13
B. <u>Physikalische Untersuchungen mit F.S. "Meteor" am Südausgang des Roten Meeres im Winter 1964</u>	
1. Fragestellungen und Überblick über die durchgeführten Messungen.	23
2. Meßverfahren, Reduktion der Meßwerte und Meßgenauigkeiten.	28
3. Die mittleren Schichtungs- und Strömungsverhältnisse und die Feinstruktur der Schichtung im Untersuchungsgebiet.	43
4. Die Verteilung der Schichtung und Strömung in der Meerenge von Bab el Mandeb.	64
5. Zur Bilanz von Ein- und Ausstrom in der Meerenge von Bab el Mandeb.	88

6. Stromgrenzfläche und Wasserartgrenzfläche.	92
7. Interne Wellen in der Straße von Bab el Mandeb.	115
8. Zusammenfassung der qualitativen Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen.	137
9. Schlußbemerkungen.	139

C. Anhang

1. Zusammenstellung und Erläuterung der häufig benutzten Symbole.	141
2. Literaturverzeichnis.	143

A. Einleitung

1. Zur Geschichte der hydrographischen Untersuchungen in Meeresstraßen und in den benachbarten Meeren

Für die Bildung des Tiefenwassers in den Ozeanen und seine horizontale und vertikale Verteilung haben die aus Nebenmeeren einströmenden Wassermassen eine große Bedeutung. Die besten Kenntnisse über diese Erscheinung besitzt man für das in den Atlantischen Ozean einströmende Mittelmeerwasser. So findet man bereits bei J.Y. BUCHANAN (1888) eine erste Deutung des warmen, salzreichen oberen Tiefenwassers als Mischwasser, das im wesentlichen aus Mittelmeerwasser besteht. Seine Aussagen werden unterstützt durch A. BUCHAN (1895), der schon eine Ausbreitung des Mittelmeerwassers nahezu im gesamten Nordatlantischen Ozean annimmt. Spätere Autoren kommen auf Grund zusätzlicher Meßergebnisse zu Aussagen über Einzelheiten der Ausbreitung, wobei G. SCHOTT (1902) den Einfluß des Mittelmeerwassers allerdings nur bis etwa 20° W erkennen will. T. GAARDER (1927) und B. HELLAND-HANSEN und F. NANSEN (1926) beschäftigen sich vor allem mit der Ausbreitung dieser Wasserart im nordöstlichen Atlantischen Ozean, und J.P. JACOBSEN (1929) stellt erstmals die Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverteilung im Bereich des Salzgehaltsmaximums des oberen Tiefenwassers im Atlantischen Ozean genauer dar und zeigt die zunehmende Vermischung und das allmähliche Absinken bei wachsendem Abstand von der Straße von Gibraltar. G. WÜST (1936a, 1936b) hat diese Erscheinung mit der "Kernschichtmethode" weiter untersucht und den Einfluß des Mittelmeerwassers im gesamten Nordatlantischen Ozean nachgewiesen.

Die Erforschung der Meeresstraße von Gibraltar selbst begann mit dem Nachweis des unteren Gegenstroms durch W.B. CARPENTER et. al. (1870, 1871), und weitere Untersuchungen über die mittleren Schichtungs- und

Strömungsverhältnisse sind von S.O. MAKAROFF (1894), J.N. NIELSEN (1912) und G. SCHOTT und B. SCHULZ (1914) dargestellt worden. J.N. NIELSEN (1912) gab dabei eine Abschätzung der Bilanz von Aus- und Einstrom bei Gibraltar. Schon diese frühen Untersuchungen ließen den starken Einfluß der Gezeiten auf die Schichtungsverhältnisse erkennen. G. SCHOTT (1928) hat dann als erster die zeitlichen Änderungen der Schichtung und Strömung in der Straße von Gibraltar diskutiert und jahreszeitliche sowie Schwankungen im Gezeitenrhythmus untersucht, dabei jedoch schon auf die zu vermutenden internen Wellen geringerer Periodendauer hingewiesen. Außerdem gab er qualitativ eine Darstellung der Ursachen für die beobachtete Differenz der Wasserart- und der Stromgrenze. Bei G. SCHOTT (1928) findet man erneut wie bei J.Y. BUCHANAN (1888) und A. BUCHAN (1895) den Hinweis, daß völlig entsprechende Erscheinungen in der Straße von Bab el Mandeb und dem Indischen Ozean zu finden sein müssen.

Die erste geschlossene Untersuchung einer Meeresstraße wurde jedoch nicht bei Gibraltar, sondern in der meßtechnisch leichter zu bearbeitenden Meeresstraße zwischen Schwarzem Meer und Mittelmeer von A. MERZ durchgeführt (vgl. A. MERZ und L. MÖLLER 1928) und zeigte neben der bekannten Erscheinung des Stromsystems aus Oberstrom zum Mittelmeer und Unterstrom zum Schwarzen Meer vor allem dessen jahreszeitliche Änderungen und die räumliche, in den Einzelheiten sehr wesentlich durch die Berandungen der Meeresstraße und durch Luftdruck- und Windbedingungen bestimmte Verteilung des Stromfeldes. L. MÖLLER (1931) gab wenig später eine allgemeine Zusammenfassung der beobachteten Erscheinungen in Meeresstraßen.

Die bisher angeführten Unternehmungen waren im wesentlichen auf eine phänomenologische Darstellung der Vorgänge in Meeresstraßen beschränkt. A. DEFANT (1930)

unternahm mit Erfolg den Versuch, mit Benutzung eines Zweischichtenmodells eine brauchbare Theorie der physikalischen Vorgänge in Meeresstraßen zu entwickeln und mit dem vorhandenen Datenmaterial zu vergleichen. Er nahm dabei zunächst stationäre Verhältnisse an und diskutierte anschließend den Einfluß einer Gezeitenwelle auf die Tiefenlage der Diskontinuitätsfläche. A. DEFANT (1955a) war es auch, der an einem einfachen theoretischen Modell quantitativ die Ausbreitung des Wassers aus einem Nebenmeere im Ozean bestimmte. Eine Zusammenfassung der theoretischen Untersuchungen über die Schichtungs- und Strömungsverhältnisse in Meeresstraßen und vor deren Mündung und über die Tiefendifferenz von Wasserart- und Stromgrenze unter Berücksichtigung der Theorie von T. NOMITSU (1927) findet man ebenfalls bei A. DEFANT (1955b).

2. Frühere Untersuchungen der Schichtungs- und Strömungsverhältnisse in der Meerenge von Bab el Mandeb und in den benachbarten Gebieten des Roten Meeres und des Indischen Ozeans

Die Geschichte der Untersuchungen im oben genannten Seegebiet beginnt mit einigen Dichte- und Temperaturbestimmungen der "Vitiaz" im Roten Meer (vgl. S.O. MAKAROFF 1894). Eine sehr gründliche Erforschung der Schichtung des Roten Meeres mit "Pola" gab ein erstes genaues Bild dieses Seegebietes (vgl. J. LUKSCH 1901a, 1901b), während auf "Stork" während einer Ankerstation in der Meerenge von Bab el Mandeb die ersten direkten Strommessungen in verschiedenen Tiefen durchgeführt wurden (vgl. H.J. GEDGE 1898). G. SCHOTT (1902) war danach in der Lage, durch Verwendung der Daten von "Pola" und "Stork" das Eindringen von Rot-Meer-Wasser in den Golf von Aden zu zeigen. O. KRÜMMEL (1911) gab in einer Zusammenfassung der genannten Messungen eine Darstellung der Austauschvorgänge in der Strake von Bab el Mandeb und machte den ersten Versuch zur Abschätzung der Verdunstung im Roten Meer aus der Bilanz von Ein- und Ausstrom am Südausgang dieses Meeres.

Als eine der wichtigsten Expeditionen in das betrachtete Seegebiet lieferte die Reise von "Ammiraglio Magnaghi" (vgl. F. VERCELLI 1927, M. PICOTTI 1927) Meßergebnisse wirklich ausreichender Genauigkeit über die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung, vor allem aber über die Strömungen und deren zeitliche Variationen im südlichen Roten Meer, die einen wesentlichen Beitrag zur Kenntnis der Wirkung der Gezeiten auf die Strömungsverteilung gaben. Außerdem gelangte F. VERCELLI zu einer neuen Abschätzung der Verdunstung im Roten Meer.

A. DEFANT (1919) hatte bereits früher versucht, den Charakter der Gezeiten des Roten Meeres festzustellen. Er gelangte zu der Ansicht, daß Mitschwingungszeiten und selbständige Gezeiten etwa je zur Hälfte zum Gezeitenhub beitragen. (vgl. A. DEFANT 1926). R. STERNECK (1927) kam etwas später dann zu der heute geltenden Auffassung (vgl. HANDEUCH FÜR DAS ROTE MEER UND DEN GOLF VON ADEN 1963), daß sich die Amplituden der Eigengezeiten des Roten Meeres zu denen der Mitschwingungszeiten etwa wie 1:3 verhalten.

G. SCHOTT (1926) diskutierte die Ausbreitung des salzreichen Wassers aus dem Arabischen Meer im Nordteil des Indischen Ozeans nach Messungen von "Valdivia" und "Vitiaz" und konnte im Anschluß an seine Arbeit über die Straße von Gibraltar (vgl. G. SCHOTT 1928, 1929) unter zusätzlicher Benutzung der Meßergebnisse von "Pola" und "Ormonde" (vgl. D.J. MATTHEWS 1927, 1928) eine Darstellung der Strömungs- und Schichtungsverhältnisse in der Straße von Bab el Mandeb geben. Das gewonnene Bild wurde durch einige Messungen der "Snellius"-Expedition (vgl. P.M. VAN RIEL 1932, 1937) vervollständigt.

Die in zwei Jahreszeiten an gleicher Stelle wiederholten Meßreihen der "John-Murray"-Expedition auf "Mabahiss" (vgl. R.B.S. SEWELL 1934a, 1934b, 1934c, E.R. THOMPSON 1939a, 1939b, A.F. MOHAMED 1940a) zeigten jahreszeitliche Änderungen der Schichtung bei Bab el Mandeb. Kurzperiodische Schwankungen wurden allerdings nicht berücksichtigt. Das Datenmaterial über das Rote Meer wurde weiter vervollständigt durch ägyptische Untersuchungen (vgl. A.F. MOHAMED 1940 b). Eine wesentliche Erweiterung unserer Kenntnisse über die sommerliche Schichtung im Roten Meer und Golf von Aden brachten die Messungen der "Atlantis" und der "Vema" im Jahre 1958 (vgl. A.C. NEUMANN, D.A. MCGILL 1961).

G. SCHOTT (1926) und H. THOMSEN (1933) unternahmen den Versuch, durch Diskussion bekannter Messungen u.a. die Ausbreitung des Wassers aus dem Roten Meer zu klären, und H. THOMSEN (1935) gab in einer etwas später erschienenen Arbeit eine systematische Aufstellung der charakteristischen Wassermassen des Indischen Ozeans. Im Gegensatz zu H. THOMSEN bezeichnen A.J. CLOWES und G.E.R. DEACON (1935) das warme, salzreiche Tiefenwasser des Indischen Ozeans nicht als "Rotes Meer - Wasser", sondern vorsichtiger als "Nordindisches Wasser", während H.U. SVERDRUP (1940, 1942) das Rote Meer-Wasser ebenfalls als einzig wesentliche Ursprungswasserart für das tiefe Zwischenwasser ansieht. In neuerer Zeit konnte P. TCHERNIA (1957) anhand von TS-Diagrammen nachweisen, daß die diskutierte Wasserart als Mischwasser aufzufassen ist, das sowohl aus dem Roten Meer und dem Golf von Aden als auch aus dem Persischen Golf und dem Golf von Oman stammt.



3. Zur Topographie des Roten Meeres, der Straße von Bab el Mandeb und des Golfs von Aden

Das Rote Meer gehört zu den kleinen intrakontinentalen Nebenmeeren und hat die Form eines langgestreckten Beckens von etwa 1800 km Länge zwischen der Südspitze der Sinai-Halbinsel und der für den Wasseraustausch mit dem Indischen Ozean entscheidenden Schwelle in der Nähe der Hanish-Inseln, die Breite liegt im allgemeinen bei 200 bis 350 km (vgl. Abb. 1). Die Bodengestalt ist sehr unregelmäßig, die Tiefe des Beckens entlang seiner Längsachse ist größer als 1000 m und übersteigt häufig 2000 m. Südlich der genannten Schwelle mit ca. 100 m Wassertiefe findet sich - etwa 20 km nördlich der Meerenge von Bab el Mandeb - eine weitere Schwelle mit ca. 170 m Wassertiefe. Die Meerenge selbst hat eine Gesamtbreite von etwa 25 km bei einer maximalen Tiefe von mehr als 300 m.

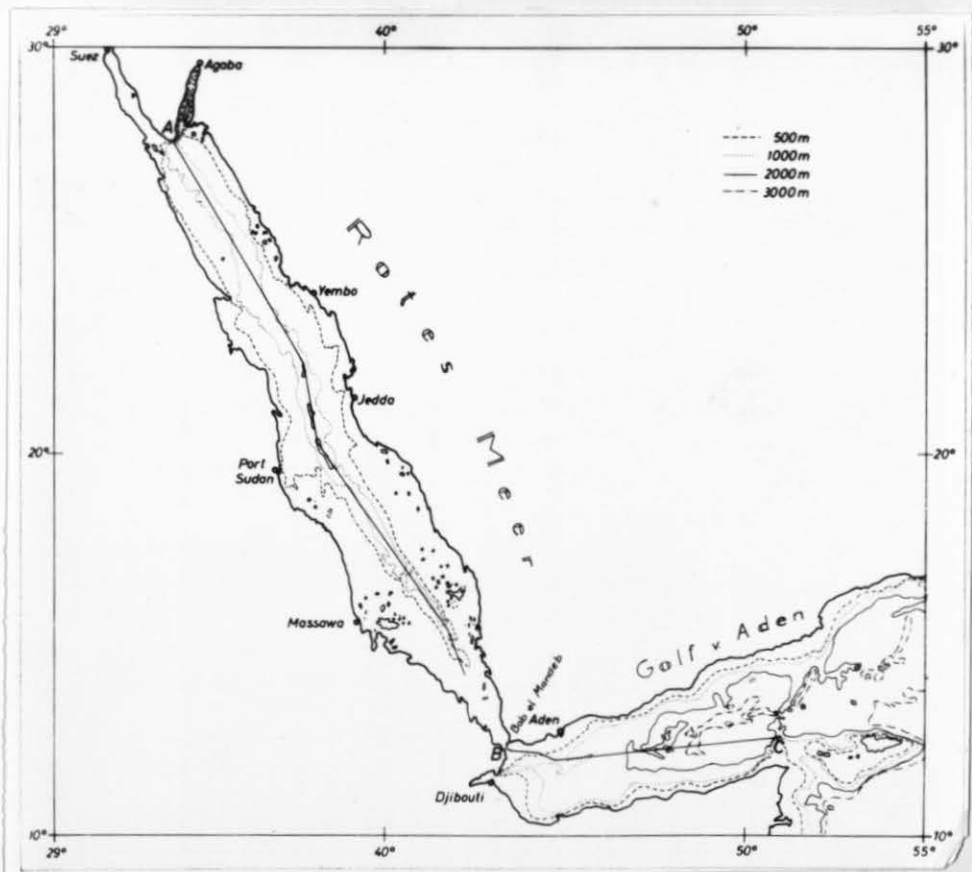


Abb. 1. Übersichtskarte mit den für die Darstellung der mittleren Schichtungsverhältnisse benutzten Profilen.

Die Rinne durch die Meerenge teilt sich nach etwa 35 km in zwei Arme. Diese beiden Kanäle münden in eine aus dem Golf von Tadjura herausführende Rinne, die stellenweise Wassertiefen von über 1700 m aufweist. Östlich der Linie Aden-Berbera erfolgt der Übergang in die größeren Tiefen des Golfs, die überwiegend zwischen 2000 und 3000 m liegen.

Die Rinne durch die Meerenge teilt sich nach etwa 35 km in zwei Arme. Diese beiden Kanäle münden in eine aus dem Golf von Tadjura herausführende Rinne, die stellenweise Wassertiefen von über 1700 m aufweist. Östlich der Linie Aden-Berbera erfolgt der Übergang in die größeren Tiefen des Golfs, die überwiegend zwischen 2000 und 3000 m liegen.

Die Windwirke im Südtail des Roten Meeres, die in Zusammenhang mit den Strömungsveränderungen bei den Passaten von besonderer Bedeutung ist, schwächt im Mittelern Wert zwischen 1,9 RT im September und 4,8 RT im Januar. In einzelnen Fällen sind die Windrichtungen folgende Häufigkeitsverteilung (nach HILDEBRAND 1957):

4. Zum Klima des Roten Meeres, der Straße von Bab el Mandeb und des Golfs von Aden

Das Rote Meer ist durch ein ausgeprägt arides Klima gekennzeichnet. Über dem gesamten von Wüsten und Steppen umgebenen Nebenmeer fällt so wenig Niederschlag, daß er gegenüber der Verdunstung für den Wasserhaushalt ohne Bedeutung ist. Die Windverhältnisse des gesamten Gebietes sind im wesentlichen bestimmt durch den Monsun, der im Arabischen Meer während des Sommers von Südwest und während des Winters von Nordost weht. Der Südteil des Roten Meeres liegt im Einflußgebiet dieses Monsunwindes, der während des Winters beim Eintritt in den Golf von Aden auf Ost und im Roten Meer auf Südsüdost dreht. Der Nordteil des Roten Meeres ist während des ganzen Jahres beherrscht durch sehr ständige Nordnordwestwinde. Zur Zeit des Sommermonsuns findet man im südlichen Roten Meer Winde aus Nordnordwest, die im Golf von Aden nach Südwest drehen. Es resultiert eine halbjährlich wechselnde Windrichtung in der Straße von Bab el Mandeb, die eine wichtige Rolle für den Wasseraustausch zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean spielt.

Die Windstärke im Südteil des Roten Meeres, die im Zusammenhang mit dem Strömungsvorgängen bei Bab el Mandeb von besonderer Bedeutung ist, schwankt in ihrem mittleren Wert zwischen 1,9 Bft im September und 4,8 Bft im Januar. Im einzelnen findet man dort für die Windstärken folgende Häufigkeitsverteilung (nach HANDBUCH FÜR DAS ROTE MEER UND DEN GOLF VON ADEN 1963):

Tabelle 1

Windstärke (Bft)	Jan.	März	Mai	Juli	Sept.	Nov.
0	2	4	8	7	12	1
1-3	27	39	66	80	78	26
4-5	41	36	22	12	9	49
6-7	27	19	4	0,5	0,7	23
8 u. mehr	3	2	0,1	0,1	0	1

Man erkennt, daß hohe Windstärken von Bft 6 - 7 fast ausschließlich im Winter auftreten und Sturmstärken von 8 und mehr außerordentlich selten zu beobachten sind.

Die geschilderte Windverteilung ist verknüpft mit einer im wesentlichen halbjährlich wechselnden Luftdruckverteilung: Im Sommer mit einem großen Gebiet niedrigen Luftdrucks über Zentralasien, das Verbindung zur nordafrikanischen Tiefdruckrinne besitzt, und hohem Druck über Ostafrika, im Winter mit einem Hochdruckgebiet über Zentralasien und hohem Druck über Nordafrika bei tiefem Druck über Ostafrika.

(Die Basis dieser Übersichtskarte bildet die Karte "Océan Indien" des Institut Géographique National, Paris.) Zur Vermeidung von Missverständnissen wurden in Roten Meer nur Stationen mit Tiefen über ca. 400 m herangezogen. Die Daten wurden für jede Region und für bestimmte Tiefenschichten einfach gemittelt und in Diagramme eingetragen, die die Temperatur und den Salzgehalt in Abhängigkeit von der Tiefe zeigten. Da nicht jede Reihe Werte in allen Tiefenschichten besaß, wurden die mittleren Verteilungen anschließend aus den gemittelten Einzeldaten graphisch bestimmt.

Werte der sehr frühen Expeditionen auf "Vittor" (S.O. NAKHOFF 1834) und "Pola" (J. JAKSON 1861) wurden nicht verwendet, weil sie vergleichsweise ge-

5. Die mittleren Schichtungsverhältnisse im Roten Meer und Golf von Aden nach Messungen früherer Expeditionen

Vor Beginn der Expedition von F.S. "Meteor" in das Gebiet des Roten Meeres und des Golfs von Aden wurden alle zu diesem Zeitpunkt verfügbaren Temperatur- und Salzgehaltsdaten früherer Expeditionen, die zuverlässig und ausreichend genau erschienen, jeweils für das Sommer- und Winterhalbjahr zusammengefaßt. Diese Zusammenstellungen benutzten Meßwerte, die von Beginn dieses Jahrhunderts bis zum Jahre 1963 erhalten wurden. Es konnte dabei nur ein erster Teil der Daten der Internationalen Indischen Ozean Expedition 1959 - 1965 verwendet werden.

Die Bearbeitung des Datenmaterials erfolgte in der Weise, daß die Meßwerte in zwei Gruppen für das Sommerhalbjahr (April - September) und das Winterhalbjahr (Oktober - März) jeweils für bestimmte Regionen zusammengestellt wurden. Die Regionen wurden so gewählt, daß sie eine Darstellung der Schichtung für die beiden auf der Karte in Abb. 1 gezeigten Profile gestattete. (Die Basis dieser Übersichtskarte bildete die Karte "Océan Indien" des Institut Géographique National, Paris.) Zur Vermeidung von Küstenstörungen wurden im Roten Meer nur Stationen mit Tiefen über ca. 800 m herangezogen. Die Daten wurden für jede Region und für bestimmte Tiefenschichten einfach gemittelt und in Diagramme eingetragen, die die Temperatur und den Salzgehalt in Abhängigkeit von der Tiefe zeigten. Da nicht jede Meßreihe Werte in allen Tiefenschichten besaß, wurden die mittleren Verteilungen anschließend aus den gemittelten Einzeldaten graphisch bestimmt.

Meßwerte der sehr frühen Expeditionen auf "Vitiaz" (S.O. MAKAROFF 1894) und "Pola" (J. LUKSCH 1901a, b) wurden nicht verwendet, weil die vergleichsweise ge-

ringe Meßgenauigkeit zur Zeit der Durchführung dieser Messungen eine Benutzung für den genannten Zweck nicht als zweckmäßig erscheinen ließ. Die folgenden beiden Tabellen zeigen die für die Mittelung ausgewählten Regionen und die Stationsnummern der ursprünglichen Meßreihen.

Tabelle 2

Region Nr.	Grenzen		Seegebiet
	Geogr. Breite N	Geogr. Länge E	
1	27 - 28 ⁰	-	Rotes Meer
2	26 - 27 ⁰	-	Rotes Meer
3	25 - 26 ⁰	-	Rotes Meer
4	24 - 25 ⁰	-	Rotes Meer
5	23 - 24 ⁰	-	Rotes Meer
6	22 - 23 ⁰	-	Rotes Meer
7	21 - 22 ⁰	-	Rotes Meer
8	20 - 21 ⁰	-	Rotes Meer
9	19 - 20 ⁰	-	Rotes Meer
10	18 - 19 ⁰	-	Rotes Meer
11	17 - 18 ⁰	-	Rotes Meer
12	16 - 17 ⁰	-	Rotes Meer
13	15 - 16 ⁰	-	Rotes Meer
14	14 - 15 ⁰	-	Rotes Meer
15	12 - 13 ⁰	44 - 45 ⁰	Golf v. Aden
16	12 - 13 ⁰	45 - 46 ⁰	Golf v. Aden
17	-	46 - 47 ⁰	Golf v. Aden
18	-	47 - 48 ⁰	Golf v. Aden
19	-	48 - 49 ⁰	Golf v. Aden
20	-	49 - 50 ⁰	Golf v. Aden
21	-	50 - 51 ⁰	Golf v. Aden

Tabelle 3

<u>Expeditionen</u>	<u>Stationsnummern</u>
A. Magnaghi 1923/24	48 53 73 75 77/78 80 82-84 86-88 91 101 119-123 138 140-142 144 147 150 153-155 157
W. Snellius 1929	16 18-20
Mabahiss 1933/34	1 4 6-9 12-14 17 19-21 25 32 35/36 183 187 195-204 206 208
Albatross 1948	243/44 246-248 254
Dampier 1948	10
Charcot 1950	41/42
Discovery II 1950/51	2679-2682 2901-2904
Norsel 1955	1
Atlantis 1958	5608 5612-5632 5636/37 5639-5646
Vema 1958	61-68
Vityaz 1960	4736
C. Giraud 1962/63	410 415-466 468 471 475 477 480/81 484 487/88 490 493-495 498

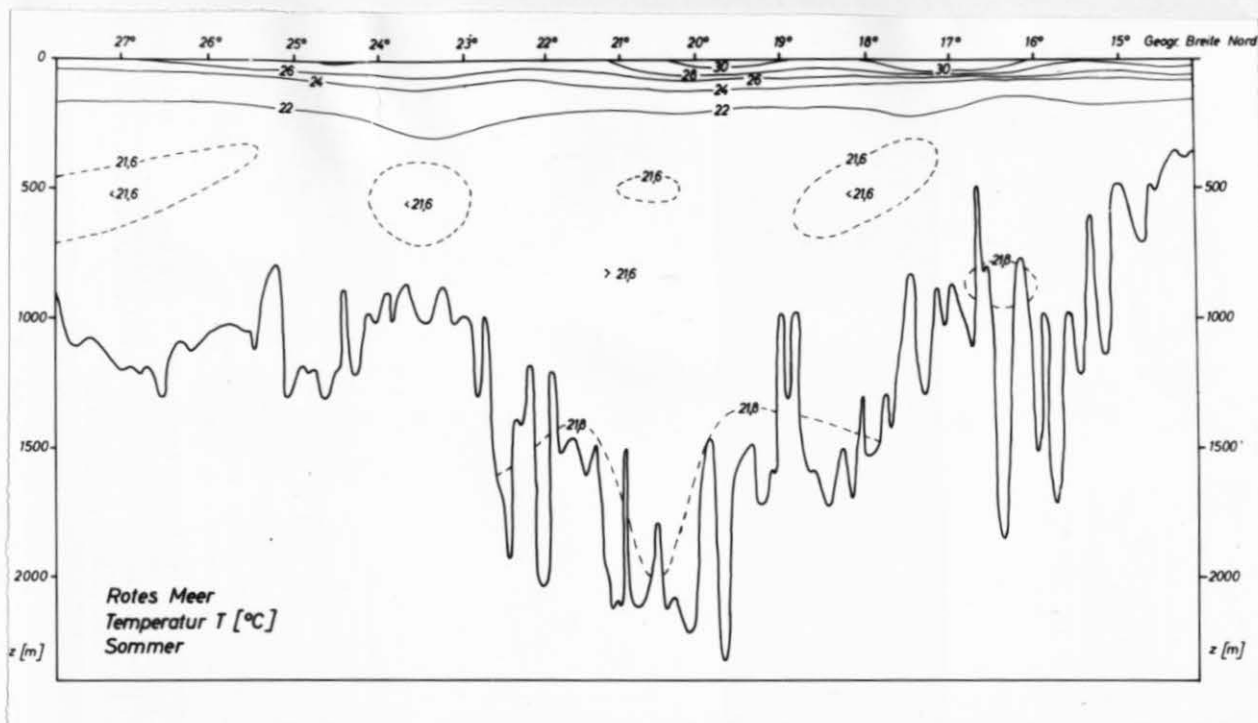


Abb. 2. Mittlere Temperaturverteilung
Die Temperatur nimmt mit der Tiefe ab, mit Werten von 32 bis 17,4 °C im Gebiet des Temperaturminimums. Die Über-

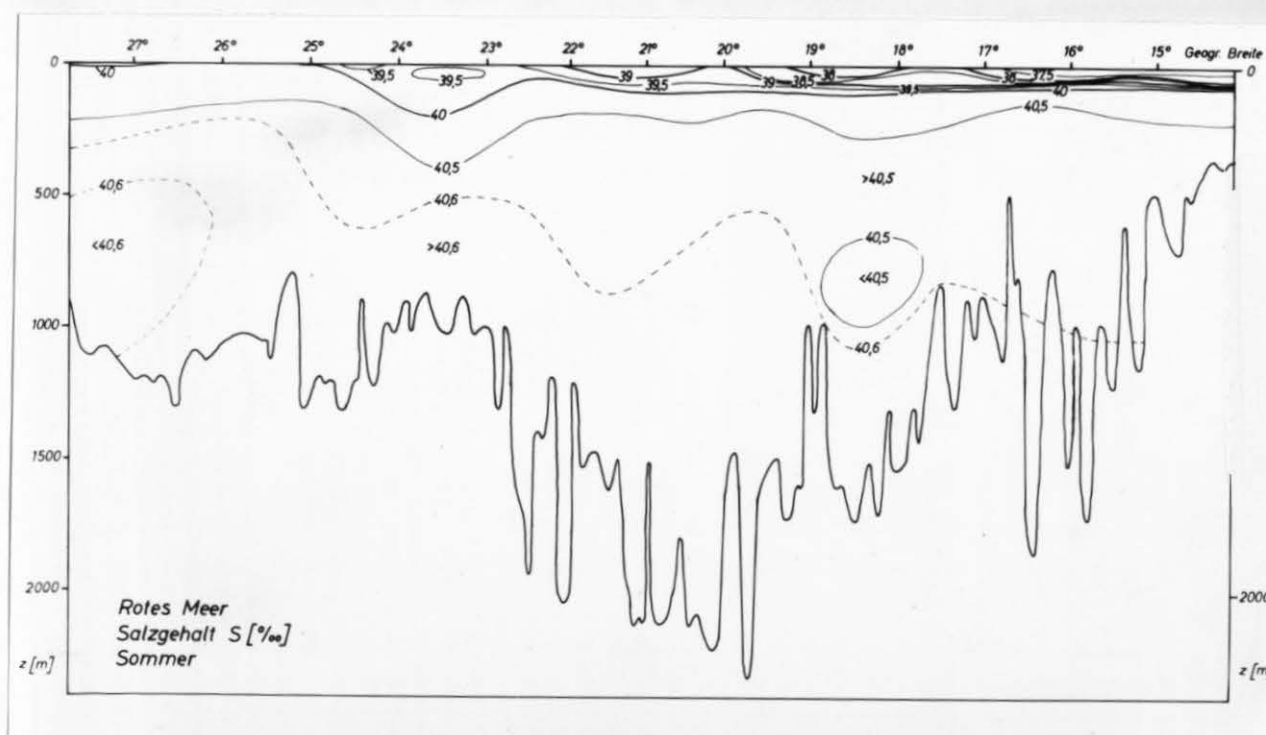


Abb. 3. Mittlere Salzgehaltsverteilung

Die Abb. 2 u. 3 zeigen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung im Roten Meer während des Sommerhalbjahres. Die maximalen Temperaturen der Oberflächenschicht erkennt man bei 16 bis 20° N mit Werten zwischen 29 und 30° C. Nach Norden nimmt der Wert nahezu kontinuierlich bis auf ca. 26° C ab, nach Süden bis auf ca. 28° C. Die Übergangsschicht zum weitgehend homogenen Tiefenwasser, die im wesentlichen gekennzeichnet wird durch den Bereich zwischen 22 und 24° C - Isotherme, hat ihre größte Ausdehnung bei etwa 23° N und steigt nach Norden und Süden relativ gleichmäßig an. Dabei nehmen die vertikalen Gradienten in diesem Bereich zu. Das Tiefenwasser hat mittlere Temperaturen, die etwas unter 22° C liegen, mit Minima von 21,6 bis 21,7° C in ca. 500 m Tiefe und einer leichten Temperaturzunahme auf ca. 21,8° C zum Boden hin. Das Maximum des Oberflächensalzgehaltes liegt mit etwa 40 ‰ im Nordteil des Roten Meeres. Der Salzgehalt der Oberfläche nimmt nicht ganz gleichmäßig nach Süden hin ab, mit Werten von 39 bis 37,5 ‰ im Gebiet des Temperaturmaximums. Die Übergangsschicht zum Tiefenwasser läßt sich hier näherungsweise als Bereich zwischen 40 und 40,5 ‰ verfolgen. Das nahezu homogene Tiefenwasser zeigt Salzgehaltswerte bei etwa 40,5 bis 40,6 ‰. Man erkennt ferner die sehr hohen vertikalen Gradienten des Salzgehaltes im Südteil des Roten Meeres, deren Werte nach Norden zu allmählich abnehmen.

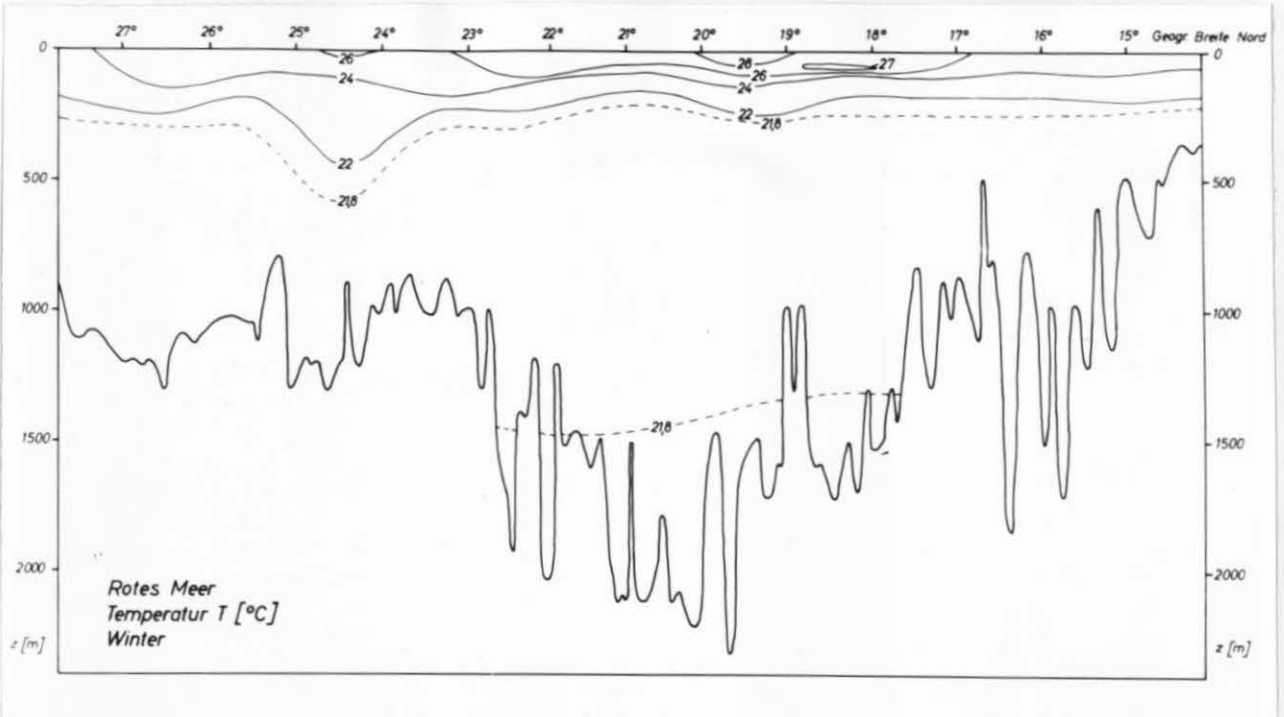


Abb. 4. Mittlere Temperaturverteilung

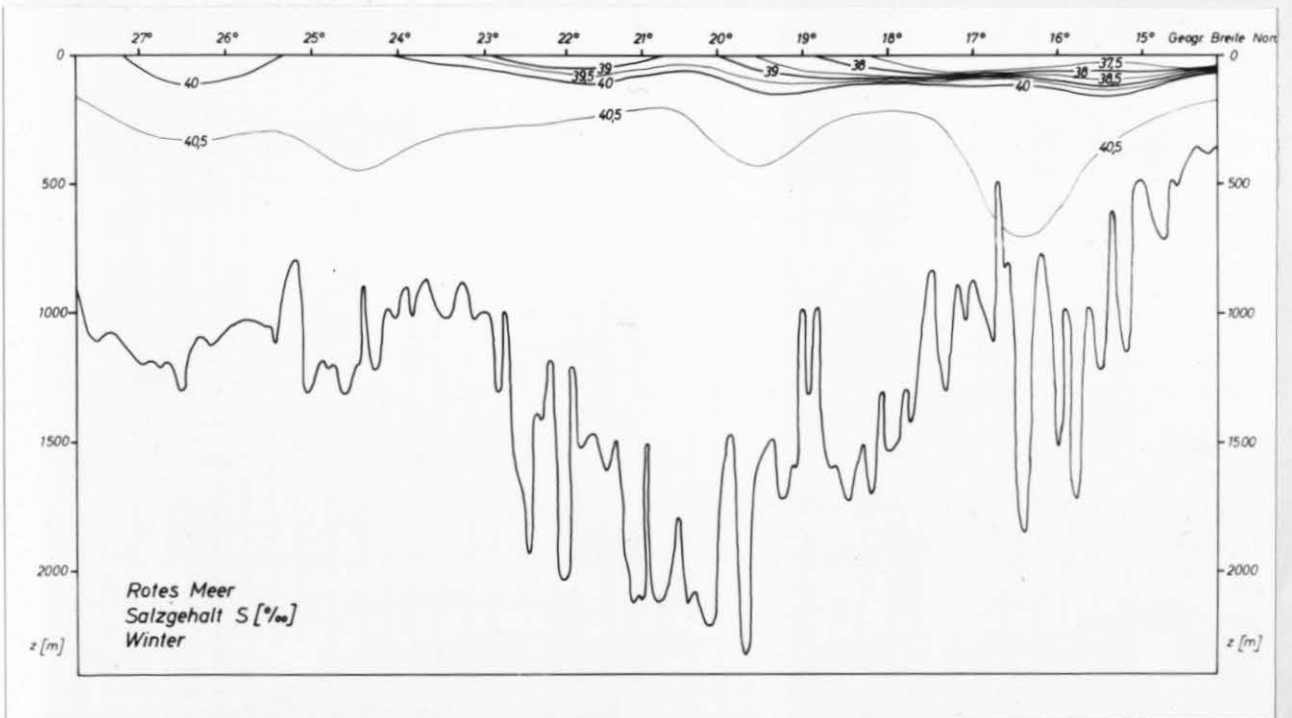


Abb. 5. Mittlere Salzgehaltsverteilung

Der Unterschied zur Schichtung im Winterhalbjahr wird durch Vergleich dieser Bilder mit den Abb. 4 u. 5 deutlich. Die Oberflächentemperaturen sind ca. 2° C niedriger als im Sommer. Die Oberflächensalzgehaltswerte sind um einige Zehntel Grad erniedrigt. Die Übergangsschicht zum Tiefenwasser liegt nur im Nordteil wesentlich tiefer als im Sommer. Bei Temperatur und Salzgehalt treten wesentlich kleinere vertikale Gradienten auf, und das Tiefenwasser scheint besser durchmischt zu sein als im Sommer. Vor allem die Salzgehaltsverteilung in den oberen 200 m zeigt den Einfluß des Golf-von-Aden-Wassers auf die Schichtungsverhältnisse im Roten Meer.

E.F. THOMPSON (1939a) hat unter Benutzung der Daten der "Snellius"- und der "John Murray"-Expedition ähnliche Darstellungen für September und April/Mai erhalten und daraufhin die Hypothese aufgestellt, daß der Wind gegenüber Dichteänderungen und Verdunstungsverlusten und gegenüber Gezeiten den beherrschenden Einfluß auf die Zirkulation des Roten Meeres besitzt. Wichtiges Argument war in diesem Zusammenhang, daß sich nach der winterlichen Zweischichtung bei Bab el Mandeb mit Einstrom in der Oberschicht infolge vorherrschender SSE-Winde und Ausstrom in der Unterschicht anschließend im Sommer drei Schichten ausbilden, die im Südteil des Roten Meeres erkennbar sind. Als Folge des Umschlagens der Hauptwindrichtung im südlichen Roten Meer auf NNW in dieser Jahreszeit nimmt er einen Ausstrom an der Oberfläche, eine Zwischenschicht mit Einstrom und Ausstrom in der Unterschicht an. Die vorliegenden Karten der mittleren Verteilung stützen dagegen die Aussage von A.C. NEUMANN und D.A. MCGILL (1961), daß eine Zweischichtung der Stromverteilung auch während eines Teils des Sommers trotz des an der Oberfläche entgegengesetzt wirkenden Windes besteht. Die mittlere Temperatur- und Salzgehaltsverteilung zeigt auch im

Sommer für das südliche Rote Meer keinen Hinweis auf eine Dreischichtung. Man muß daher mit den beiden zuletzt genannten Autoren zu dem Schluß kommen, daß die spezielle Dichteschichtung des Roten Meeres und des Golfs von Aden, die in ihren wesentlichen Zügen durch die starke Verdunstung an der Oberfläche des Roten Meeres bestimmt wird, den entscheidenden Einfluß auf die Strömungsverhältnisse im gesamten Seegebiet und damit auf die mittleren Austauschvorgänge bei Bab el Mandeb besitzt.

Die Abb. 6, 7, 8 u. 9 zeigen anhand von Längsschnitten durch den Golf von Aden die mittleren Schichtungsverhältnisse in diesem Gebiet. Man unterscheidet im wesentlichen drei Wasserarten: Das warme, salzreiche Wasser der Oberflächenschicht, darunter nach einer Temperatur- und Salzgehaltsabnahme ein Salzgehaltsmaximum, das verknüpft ist mit einem Temperaturmaximum bzw. einer wesentlichen Verringerung der vertikalen Temperaturgradienten, und das kältere Tiefenwasser mit erheblich geringen Salzgehalten.

Hervorgerufen wird diese Verteilung durch die bekannte Erscheinung, daß sich das bei Bab el Mandeb in den Golf von Aden einströmende Rote-Meer-Wasser in einer Tiefe von etwa 500 bis 1000 m infolge seiner speziellen Dichte vom Boden abhebt und unter ständiger Vermischung mit den darüber- und darunterliegenden Wasserschichten im Golf ausbreitet. Der Vergleich der Darstellungen für Sommer und Winter läßt erkennen, daß die Zunge des salzreichen und warmen Roten-Meer-Wassers im Winter vielfach Salzgehaltswerte aufweist, die über denen der oberflächennahen Schichten liegen.

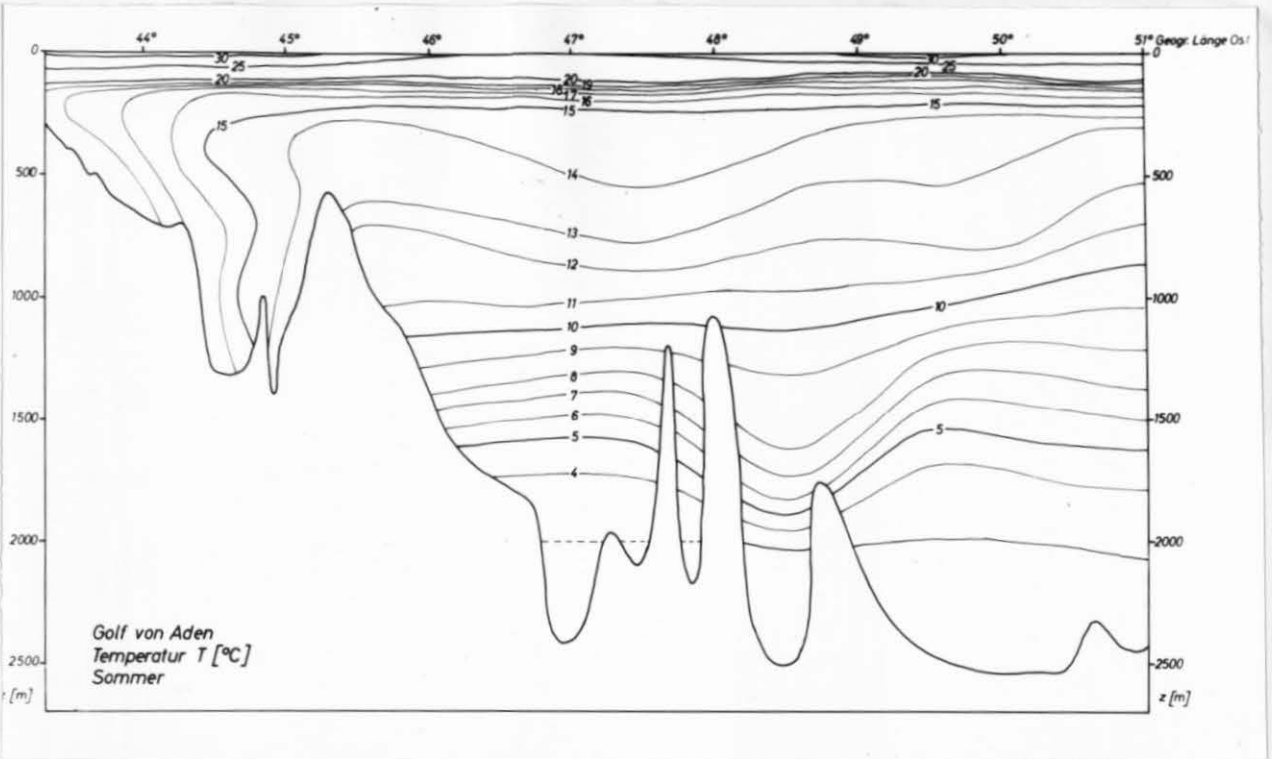


Abb. 6. Mittlere Temperaturverteilung

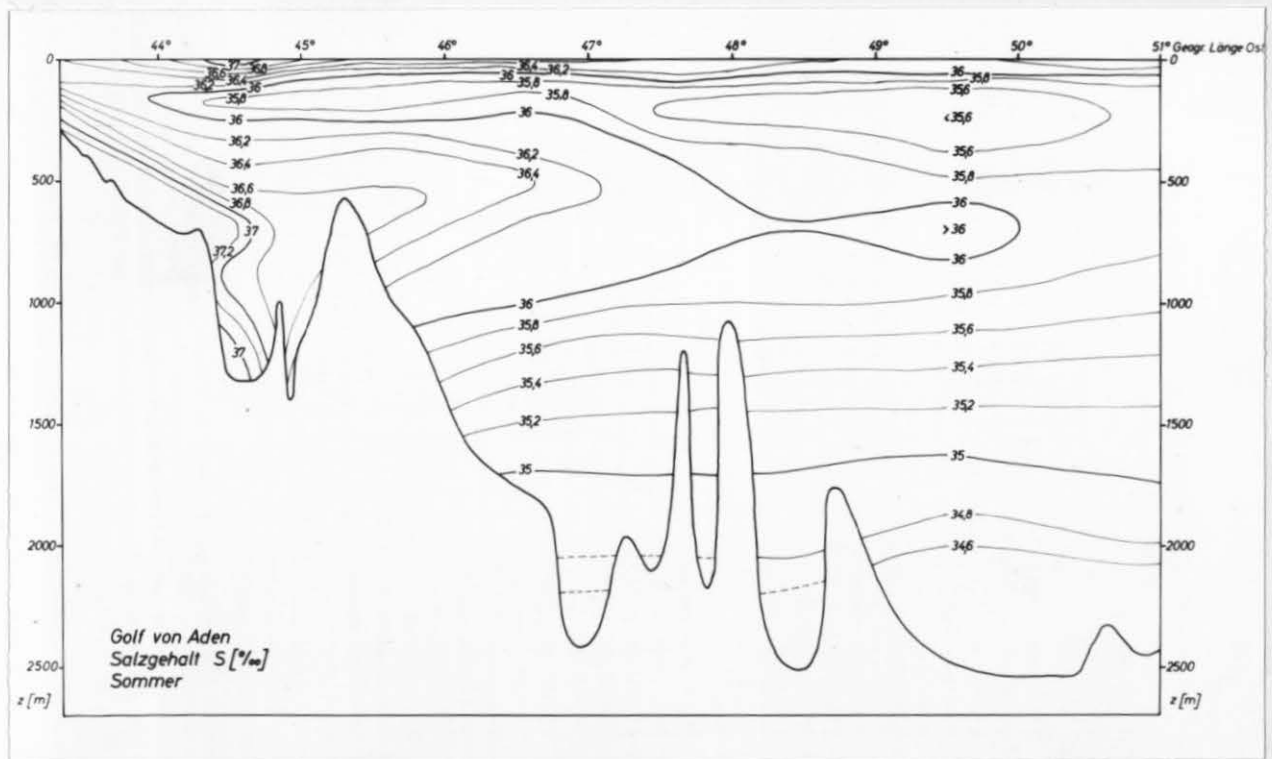


Abb. 7. Mittlere Salzgehaltsverteilung

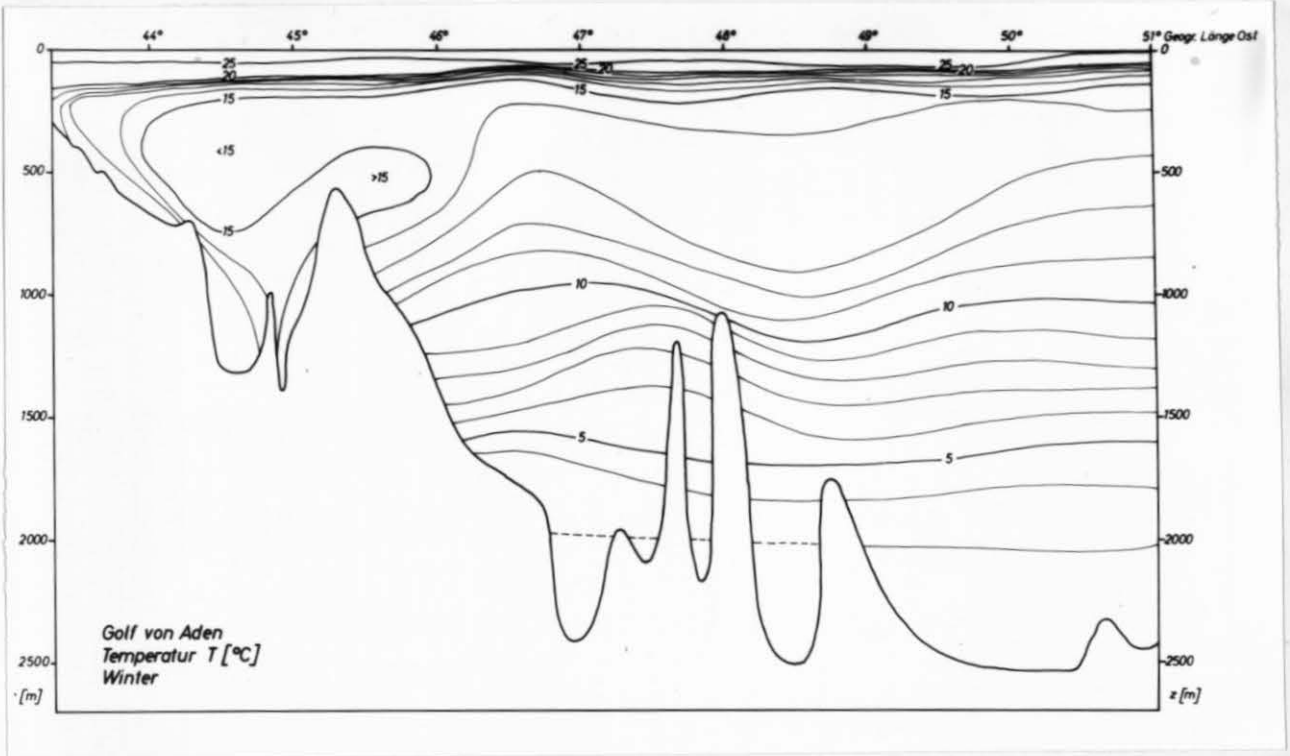


Abb. 8. Mittlere Temperaturverteilung

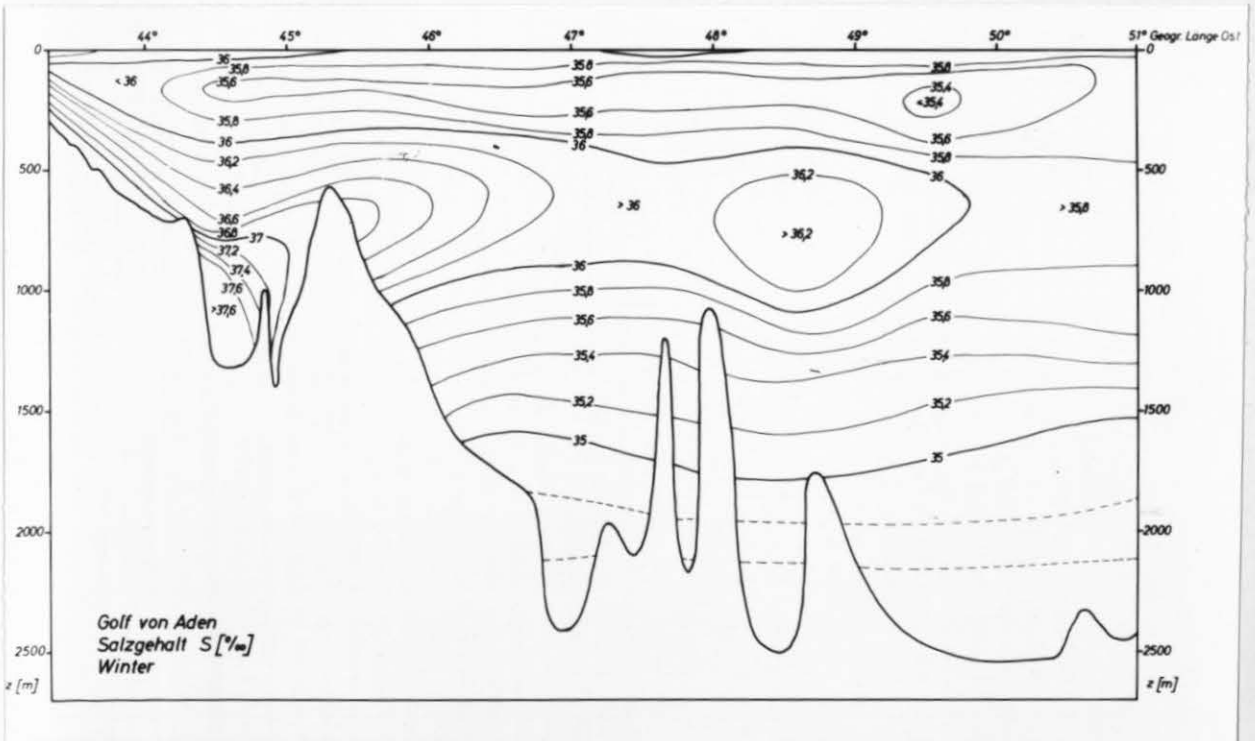


Abb. 9. Mittlere Salzgehaltsverteilung

B. Physikalische Untersuchungen mit F.S. "Meteor" am Südausgang des Roten Meeres im Winter 1964

1. Fragestellungen und Überblick über die durchgeführten Messungen

Um zu einer Erweiterung der Kenntnisse über die Austauschvorgänge am Südausgang des Roten Meeres während des Winterhalbjahres zu gelangen, war die Frage nach der räumlichen und zeitlichen Variation der Schichtungs- und Strömungsverhältnisse in diesem Gebiet zu stellen. Daraus ergaben sich bei Berücksichtigung der bereits bekannten Tatsachen über andere Meeresstraßen und über die Straße von Bab el Mandeb folgende Einzelfragen:

- 1.) Welche mittlere Verteilung der Schichtung und Strömung tritt in der Meeresstraße und dem umgebenden Seegebiet im Zusammenhang mit der Küsten- und Bodengestalt auf?
- 2.) Welche Feinstruktur der Schichtung und Strömung in der Vertikalen liegt vor?
- 3.) Welche kurzzeitigen Variationen dieser Struktur treten auf?
 - a.) Welche Schwankungen des Wassertransports in Längsrichtung des Kanals, vor allem infolge von Gezeiten- und Windeinfluß sind beobachtbar?
 - b.) Treten Bewegungen quer zum Kanal in Form interner Wellen auf?
- 4.) Welche mittlere Verteilung der Schichtung und des Stromes in der Vertikalen liegt in der Meerenge vor?
 - a.) Welche Werte erhält man für die Bilanz von Ein- und Ausstrom?

b.) Wo liegt die Grenze zwischen Ober- und Unterstrom relativ zur Wasserartgrenze?

Um die genannten Fragen zu beantworten, enthielt das Untersuchungsprogramm der Expedition 1964/65 von F.S. "Meteor" in den Indischen Ozean ein Netz von Stationen, an denen mit Geräten vom Schiff aus oder mit verankerten automatisch registrierenden Systemen Meßdaten gesammelt wurden (vgl. G. DIETRICH, G. KRAUSE, E. SEIBOLD, K. VOLBRECHT 1965). Eine Vielzahl verschiedener Meßverfahren wurde benutzt, die im Kapitel B2 im einzelnen beschrieben werden. Zur räumlichen Aufnahme der Schichtung wurde ein Längsprofil vom Südteil des Roten Meeres zum inneren Golf von Aden abgefahren, das im Bereich der Meeresstraße und an deren Ausgang zu einem späteren Zeitpunkt wiederholt wurde. Ferner enthielt das Programm ein Profil quer zur Hauptstromrichtung am Ausgang der Meeresstraße, das im Verlauf der Fahrt durch einige zusätzliche Stationen zwischen diesem Profil und der Meerenge ergänzt wurde.

Die Untersuchung der kurzzeitigen Variationen konzentrierte sich im Hinblick auf eine möglichst vollständige Bestimmung von Ein- und Ausstrom auf ein Querprofil in der Meerenge unmittelbar vor der Insel Perim. Dort konnte wegen der geringen Breite des Strömungskanals erwartet werden, daß Vertikalcurven der verschiedenen Meßgrößen aus der Mitte des Kanals in brauchbarer Näherung für den gesamten Querschnitt gelten. Messungen zeitlicher Variationen konnten mit Hilfe registrierender Strommesser auf zwei Positionen in der Meerenge bei Perim und zusätzlich auf einer Position im inneren Golf von Aden und auf einer Position auf der Schwelle ca. 20 km nördlich der Meerenge erhalten werden. Ferner wurde das Forschungsschiff "Meteor" in der Meerenge bei Perim für zweieinhalb Tage und auf zwei Positio-

nen im inneren Golf von Aden für je einen halben Tag verankert, so daß wiederholte Messungen der Vertikalverteilung von Schichtung und Strömung durchgeführt werden konnten.

Die folgende Tabelle 4 enthält eine Zusammenstellung der Stationen, deren physikalische Meßdaten in der vorliegenden Arbeit benutzt werden, mit Angaben über die Art und Zahl der Messungen.

Tabelle 4

Station Nr.	Datum	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Tiefe m	Ba	Se	RS	GS	AS
31	25.11.	12°48,2'N	43°14,3'E	176	1				
32	25.11.- 26.11.	12°47,7'	43°14,2'	174					1
33	26.11.	12°39,5'	43°16,0'	241	1				
34	26.11.	12°33,4'	43°20,3'	263	1				
35	26.11.	12°29,0'	43°36,0'	347	1				
36	26.11.	12°24,0'	43°45,0'	447	1				
37	26.11.	12°22,5'	44°02,2'	561	1				
38	28.11.- 29.11.	12°28,6'	44°08,7'	52	1				
39	29.11.	12°22,3'	44°02,4'	540	1	1			
40	29.11.	12°16,0'	43°57,0'	358	1				
41	29.11.	12°10,2'	43°49,0'	435	1				
42	29.11.	12°03,3'	43°46,2'	960	1				
43	29.11.- 30.11.	11°55,0'	43°39,5'	1358	1				
44	30.11.	12°00,2'	43°33,0'	833	1				
45	30.11.	12°02,1'	43°28,1'	305	1				
46	30.11.	12°03,5'	43°40,3'	500	1				
47	30.11.	12°06,3'	43°43,2'	450	1				
49 Ast	30.11.- 1.12.	12°09,6'	43°41,0'	406	4	2			
50	1.12.	12°22,0'	44°01,5'	509	1				

Station Nr	Datum	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Tiefe m	Ba	Se	RS	GS	AS
51	1.12.	12°23,0' N	44°02,0' E	528	1				
52	1.12.	12°22,5'	44°00,9'	538					1
53 ASt	1.12. - 2.12.	12°22,0'	43°57,7'	511	2	2		1	
55	2.12.	12°24,5'	43°44,5'	438	1			1	
56	2.12.	12°30,0'	43°35,0'	338	1			1	
57	2.12.	12°33,3'	43°20,3'	285	1				
59	2.12.	12°33,1'	43°17,9'	41					
60	2.12.	12°34,5'	43°19,2'	217					1
62 ASt	2.12. - 5.12.	12°36,5'	43°16,3'	245	30	5	26		
64	5.12.	12°49,0'	43°13,1'	184	1				
66	5.12.	13°05,5'	43°04,5'	225	1	1			
69	6.12.	14°49,5'	42°11,4'	838	1	1			
71	6.12. 7.12.	15°58,0'	41°33,5'	1621	1	1			
72	7.12.	16°33,0'	41°08,0'	1939	1	1			

Erläuterung der Abkürzungen: Ba = Bathysonde

Se = Wasserschöpferserie

RS = Rotorstrommesser

GS = Gradientstrommesser

AS = Verankertes Strommessersystem

2. Meßverfahren, Reduktion der Meßwerte und Meßgenauigkeiten

Das mit zahlreichen modernen technischen Hilfsmitteln versehene Forschungsschiff "Meteor" ermöglichte die Anwendung vieler verschiedener Meßmethoden, so daß in einem relativ kurzen Zeitraum eine beträchtliche Menge von physikalischen Daten über die Schichtungs- und Strömungsverhältnisse im Seegebiet von Bab el Mandeb erhalten werden konnten. Bei diesen Meßmethoden sind zwei Gruppen zu unterscheiden, nämlich

- A. Messungen mit Geräten, die Teil des Schiffes sind oder mit dem Schiff durch Kabel oder Drahtseil verbunden sind, und
- B. Messungen mit verankerten, automatisch registrierenden Geräten.

Im folgenden sollen die einzelnen Meßverfahren zusammengefaßt und die Bearbeitung der Daten sowie deren Genauigkeit diskutiert werden.

A. Geräte mit Verbindung zum Schiff

1. Bathysonde

Mit Hilfe eines Unterwassergerätes, das an einem Einleiterkabel auf- und abbewegt werden konnte, wurden die Temperatur, die elektrische Leitfähigkeit und der Druck kontinuierlich gemessen und an Bord registriert. Das Meßverfahren ist an anderer Stelle ausführlich beschrieben worden (H. HINKELMANN 1956, 1957, 1958, W. KROEBEL 1961, G. SIEDLER 1963). Für die Anzeige der Bodenberührung wurde ein Bodenberührungsschalter mit Voreilgewicht verwendet (F. HOLZKAMM 1964). Zur Registrierung wurde die bei G. KRAUSE, G. SIEDLER (1964) beschrie-

bene Anordnung benutzt, wobei an Bord während der Registrierung die Daten gleichzeitig auf einem Magnetbandgerät und auf einem Doppelfunktions-XY-Schreiber aufgezeichnet wurden. Die XY-Registrierung diente der sofortigen Übersicht, die Magnetbandregistrierung bildete die Basis für spätere genaue Auswertungen. Während der Registrierung wurde über den Meterradkontakt für eine Fierlängendifferenz von ca. 9 m je ein Impuls gewonnen, mit dessen Hilfe ein zusätzliches Markierungssignal auf die Summe aus den Meßsignalen und einem Pilotton addiert wurde. Diese Zusatzsignale wurden zur Steuerung der Meßwertabfrage benutzt, um beim dreimaligen Abspielen des Bandes für bestimmte Zeitpunkte die zusammengehörigen Meßwertkombinationen zu erhalten. Die Daten wurden gemeinsam mit den Programmbefehlen auf Lochstreifen gestanzt und dann im Rechenzentrum der Universität Kiel bearbeitet.

Aus den Meßfrequenzen für Temperatur, Leitfähigkeit und Druck wurden die Meßgrößen selbst mit Hilfe von Eichtabellen bestimmt. Die Tabellen enthielten für diskrete Werte der Meßgröße die zugehörige Frequenz; Zwischenwerte wurden durch quadratische Interpolation gewonnen. Da international gültige neue Tabellen über den Zusammenhang des Salzgehaltes und der Dichte mit den genannten Meßgrößen nur teilweise vorhanden sind, wurden für die Standardbearbeitung folgende Tabellen und Formeln benutzt:

1. TABLES FOR CONVERTING CONDUCTIVITY RATIO TO SALINITY OF SEA WATER, OFFICE OF OCEANOGRAPHY, UNESCO, PARIS (Vorläufige Daten)
2. Formeln zur Druckabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit des Seewassers (A. BRADSHAW, K.E. SCHLEICHER 1965).
3. Tabelle der absoluten elektrischen Leitfähigkeit des Seewassers für einen Salzgehalt von 35 ‰ und Temperaturen zwischen 10 und 30 ° C nach W.S. REEBURGH (1964)
4. Die Formel $S = 1,80655 Cl$ (siehe 1.)
Dabei sind $S =$ Salzgehalt in [‰], $Cl =$ "Chlorgehalt" in [‰]
5. Formeln für $\delta_o = f(Cl)$ und $\delta_T = g(\delta_o, T)$ nach M. KNUDSEN (1901) und für $\alpha_{S,T,p} = h(\alpha_{S,T,0}, p, T)$ nach V.W. EKMAN (1908) (vgl. auch U.S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE, PROCESSING OCEANOGRAPHIC DATA, 1951)
Dabei sind: $\rho =$ Dichte in [$g\text{cm}^{-3}$]
 $T =$ Temperatur in [$^{\circ}\text{C}$]
 $p =$ Druck der Wassersäule in [kp cm^{-2}]
 $\delta_o = (\rho - 1) \cdot 10^3$ bei $T = 0^{\circ}\text{C}$,
 $p = 0 \text{ kp cm}^{-2}$
 $\delta_T = (\rho - 1) \cdot 10^3$ bei $p = 0 \text{ kp cm}^{-2}$
 $\alpha_{S,T,p} = \rho$
6. Die statische Grundgleichung $z = 10 \int_0^p \alpha_{S,T,p} dp$
Dabei ist $z =$ Tiefe in [m]

Die unter 1. bis 4. genannten Tabellen bzw. Formeln wurden zu Tabellen zusammengefaßt, die den Salzgehalt S als Funktion der in-situ-Leitfähigkeit L und -Temperatur T , also mit Berücksichtigung des Druckeffektes enthalten. Diese

Tabellen bildeten mit den Formeln unter 5. und 6. die Basis für das Interpolationsprogramm zur Berechnung der folgenden Werte:

S , δ_0 , δ_T , $\alpha_{S,T,P}$, z .

Als Genauigkeit bei Messungen mit Unterbereichen der Bathysonde ergab sich bei Berücksichtigung der Instrumenten- und Eichfehler: $\Delta_T = \pm 0,02^\circ \text{ C}$, $\Delta L = \pm 0,02 \cdot 10^{-3} \Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$, $\Delta p = \pm 0,3 \text{ kp cm}^{-2}$ (200 m - Bereich), $\pm 0,7 \text{ kp cm}^{-2}$ (500 m-Bereich), $\pm 3 \text{ kp cm}^{-2}$ (2000 m-Bereich), $\Delta S = \pm 0,03 - 0,04 \text{ ‰}$.

Bei einigen Messungen mußte wegen Störungen der Magnetbandregistrierung die XY-Registrierung zur Auswertung herangezogen werden. In diesem Falle muß mit einem dreifachen Wert der angegebenen Fehler bei Temperatur und Leitfähigkeit gerechnet werden. In einigen Seegebieten, vor allem im Golf von Aden wurden wegen der außerordentlich großen räumlichen Variation der Meßwerte nur Übersichtsgebiete zur Messung verwendet. In diesem Falle hat man bei Temperatur und Salzgehalt maximal mit dem fünffachen Wert der angegebenen Fehler für Temperatur und Leitfähigkeit zu rechnen.

2. Hydrographische Serienmessungen

Während der Internationalen Expedition in den Indischen Ozean wurden an Bord von F.S.

"Meteor" routinemäßig hydrographische Serienmessungen durchgeführt, deren Temperatur- und Salzgehaltsdaten für die vorliegende Untersuchung benutzt werden konnten.

Die Temperaturwerte der Kippthermometer wurden nach dem bekannten Verfahren korrigiert

(A. SCHUMACHER 1923, G. WÜST 1932, U.S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE, PROCESSING OCEANOGRAPHIC DATA 1951), die Salzgehaltswerte wurden durch Messung der elektrischen Leitfähigkeit in einem Laborsalinometer mit Temperaturkompensation (vgl. N.L. BROWN, B.V. HAMON 1961) bestimmt.

3. Rotorstrommesser

Vom verankerten Schiff wurden Savoniusrotorstrommesser (J.M. SNODGRASS 1961) zusammen mit dem erwähnten Bodenberührungsschalter eingesetzt. Die Zeitfolge einer vom Rotor magnetisch betätigten Kontaktgabe stellt ein Maß für die absolute Stromgeschwindigkeit dar. Ursprünglich war vorgesehen, das Gerät mit dem an Bord vorhandenen Mehrleiterkabel einzusetzen und gleichzeitig Messungen der Stromrichtung und des Druckes durchzuführen. Beim Einsatz auf der Ankerstation Nr. 62 stellte sich jedoch heraus, daß es infolge des hohen Reibungswiderstandes des Kabels bei den starken Strömen in der Straße von Bab el Mandeb nicht möglich war, das Meßgerät in die Tiefe zu bringen. Erst beim Übergang auf das 8 mm - Einleiterkabel gelang es, den Drahtwinkel so niedrig zu halten, daß der Meeresboden erreicht werden konnte. Dabei war aber eine gleichzeitige Messung von Richtung und Druck nicht möglich. Das führte zu einer erheblichen Erschwerung der Auswertung, da zunächst eine Abschätzung der Drahtwinkeländerungen mit der Tiefe gewonnen werden mußte, ehe eine Tiefen- und Stromgeschwindigkeitsbestimmung möglich war. Als Hilfsdaten waren die auf volle 5° geschätzten Drahtwinkel an der

Oberfläche und die Fierlänge bei Bodenberührung vorhanden, ferner war die Fierlänge beim Durchstoßen der Stromgrenzfläche bekannt. Man erhielt sie durch Vergleich der Änderungen der angezeigten Geschwindigkeit mit denjenigen des Oberflächendrahtwinkels. Daraus wurden in linearer Näherung die Drahtwinkel für Ober- und Unterschicht bestimmt und damit die Tiefe errechnet. Beobachtungen in der Nähe der Oberfläche zeigten ferner, daß bei der gewählten Anordnung in guter Näherung mit dem gleichen Neigungswinkel für das Kabel und den Rotor gerechnet werden kann. Aus den Eichtabellen ergab sich damit die absolute Stromgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe.

Aus den einzelnen Meßreihen wurden durch graphische Interpolation die Werte für alle 5 m gewonnen und zur Berechnung der arithmetischen Mittel verwendet. Der absolute Fehler in den einzelnen Geschwindigkeits- und in den Tiefenbestimmungen läßt sich in folgender Weise abschätzen:

Wir bezeichnen:

u = wahre Geschwindigkeit	u_a = angezeigte Geschwindigkeit
$K(\alpha)$ = Korrekturfaktor	α = Drahtwinkel gegen die Vertikale
z = Meßtiefe	l = Fierlänge

Dann gilt für den Fehler in der Geschwindigkeit

$$u = u_a \cdot K(\alpha); \quad du = \pm (du_a \cdot K + u_a \cdot dK)$$

Nach der Herstellerangabe beträgt der Anzeigefehler ca. $\pm 3\%$. Nimmt man infolge Störungen

durch das verwendete Schutzgehäuse einen Anzeigefehler von insgesamt $\pm 5\%$ an, so gilt:

$$du_a \approx \pm 0,05 \cdot u_a$$

Nach der Korrekturkurve $K(\alpha)$ des Herstellers gilt ferner:

$$\left. \begin{aligned} dK &\approx \pm 0,03 \quad \text{für } d\alpha = 3^\circ \text{ (Oberschicht)} \\ dK &\approx \pm 0,05 \quad \text{für } d\alpha = 5^\circ \text{ (Unterschicht)} \\ dK &\approx \pm 0 \quad \text{für beliebiges } d\alpha \end{aligned} \right\} \begin{aligned} &\alpha \geq 5^\circ \\ &\alpha < 5^\circ \end{aligned}$$

Für den Fehler in der Tiefe gilt für die Oberschicht und näherungsweise auch für die Unterschicht mit $z = l \cdot \cos \alpha$:

$$dz = \pm [dl \cdot \cos \alpha + l \cdot d(\cos \alpha)]$$

Nimmt man an: $dl = \pm 1\text{m}$,
 $d\alpha = \pm 3^\circ$ (Oberschicht),
 $d\alpha = \pm 5^\circ$ (Unterschicht),

so läßt sich dz bestimmen.

Die Größen dz und du wurden für alle vollen 20 m bestimmt.

Die Häufigkeitsverteilungen der Fehler zeigen die Abb. 10 u. 11.

Abb. 11. Fehler der Tiefenbestimmung bei der Strömungsgeschwindigkeitsmessung

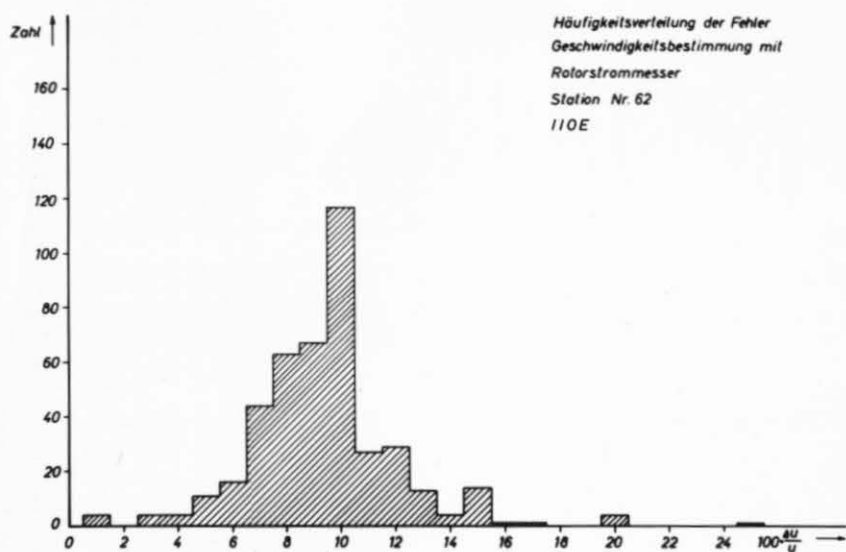


Abb. 10. Fehler der Stromgeschwindigkeitsmessung

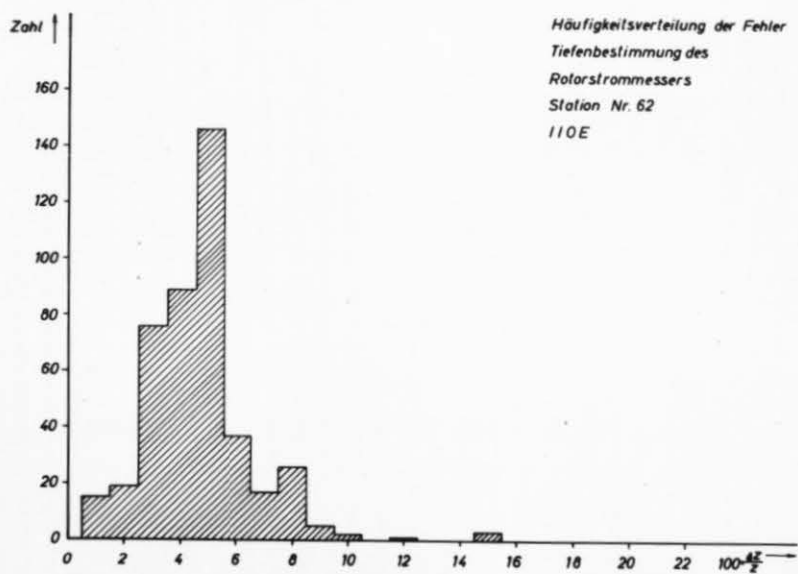


Abb. 11. Fehler der Tiefenbestimmung bei der Stromgeschwindigkeitsmessung

4. Gradientstrommesser

Bei einigen Messungen im Golf von Aden wurde ein Meßgerät zur Bestimmung des vertikalen Stromgradienten vom treibenden Schiff aus eingesetzt. Das Gerät besteht aus zwei Savoniusrotoren, die an einem vertikal hängenden Rohr von einigen Metern Länge befestigt sind. Die Anordnung wird an einem Mehrleiterkabel hinabgelassen. Die Kontaktfolgen der beiden Rotoren werden an Bord in Gleichspannungen umgewandelt, deren Differenz ein Maß für den vertikalen Stromgradienten bildet (G. KRAUSE 1965).

Die Messungen mit diesem Gerät wurden hier benutzt, um Aufschluß über die Tiefenlage der Grenzfläche zwischen der Oberschicht und dem aus dem Roten Meer austretenden Bodenstrom im inneren Golf von Aden zu erhalten. Die Bearbeitung der Registrierungen erfolgte entsprechend dem Verfahren beim einfachen Rotorstrommesser.

5. Fahrtmeßanlage

Auf der Ankerstation Nr. 62 konnte wegen der hohen Stromgeschwindigkeit die Fahrtmeßanlage des Schiffes zur Bestimmung des Oberflächenstromes herangezogen werden. Die Anlage besteht im wesentlichen aus einem Staurohr, einem Meßwertwandler und einem Kompensationsstreifenblattschreiber. Die Meßeinrichtung ist für einen Bereich von 15 kn ausgelegt, so daß wegen der quadratischen Beziehung zwischen der Wassergeschwindigkeit relativ zum Schiff und dem Staudruck bei einer Geschwindigkeit von 1,5 kn nur noch 1 % des Druckes

bei Vollausschlag zur Verfügung stehen. Der Fehler in der Anzeige läßt sich in folgender Weise abschätzen: Bei einem Fehler von $\pm 5\%$ (bezogen auf den Maximaldruck) in der Druckmessung und der hydraulisch-mechanisch-elektrischen Umformung ergibt sich ein Fehler von $\pm 50\%$ (bezogen auf 1,5 kn). Der Fehler des Schreibers von $\pm 5\%$ (bezogen auf den Schreibervollausschlag) ist dagegen vernachlässigbar.

Die Stromgeschwindigkeit während der Messungen vom verankerten Schiff lag bei 0 bis ca. 3 kn. Der Vergleich der Rotorstrommessung mit der Staudruckmessung zeigte, daß die Meßwerte des Rotorstrommessers stets im Schwankungsbereich der von der Fahrtmeßanlage registrierten Geschwindigkeiten lagen. Bei einem möglichen Fehler von ca. $\pm 50\%$ der Fahrtmeßanlage und von ca. $\pm 10\%$ (vgl. Abb. 11) des Rotorstrommessers stellt das eine gute Übereinstimmung der Meßergebnisse dar.

6. Echolot

Mit einem Tochterregistriergerät der 30 KHz-Schelfrand-Echolotanlage von F.S. "Meteor" wurden Aufnahmen der Echostreuschichten durchgeführt. Die angezeigten Tiefen wurden unter Berücksichtigung der Schwingertiefe von 5 m mit Hilfe der Daten zur mittleren Schallgeschwindigkeitsverteilung korrigiert, wobei die Tabellen von WILSON Verwendung fanden (W.D. WILSON 1960, U.S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE 1962).

B. Verankerte Geräte

1. Registrierender Propellerstrommesser

Verwendung fanden zwei Typen dieses aus dem Schaufelradstrommesser hervorgegangenen Gerätes (J. JOSEPH 1948). Für Auslegungen in mehr als 50 m Tiefe wurde der Tiefenstrommesser mit Auslegerahmen eingesetzt, für Messungen bei weniger als 50 m Meßtiefe der Flachstrommesser. Die Arbeitsweise der Meßgeräte ist bei G. DIETRICH, G. SIEDLER (1963) ausführlich beschrieben. Der Ablesefehler beträgt maximal $\pm 0,1$ cm/sec, der maximale Eichfehler bei den hier benutzten Instrumenten ist $\pm 1,5$ % vom Meßwert. Die Ablesegenauigkeit der Richtungsmessung beträgt $\pm 2^\circ$. Die tatsächlichen Fehler beim Einsatz in dem untersuchten Seegebiet lassen sich infolge der Eigenbewegung des gesamten verankerten Systems nur abschätzen, sie dürften aber nicht größer als ± 3 % vom Meßwert und $\pm 5^\circ$ sein.

Die Registrierfilme wurden in einem Lesegerät abgelesen, mit Hilfe der Eichtabellen die Meßdaten bestimmt, diese zur Prüfung als Zeitfunktion gezeichnet und dann zur weiteren Rechnung auf Lochstreifen übertragen.

2. Registrierender Rotorstrommesser

Es wurde der photographisch registrierende Strommesser mit Savoniusrotor und Stromfahne nach W.S. RICHARDSON (1962) benutzt. Nach Herstellerunterlagen gelten für das Gerät folgende Genauigkeits- bzw. Empfindlichkeitsangaben:

Fehler der Geschwindigkeitsmessung bei vertikal stehender Rotorachse:

$\pm 3\%$ bei 0,3 kn (15,5 cm/sec)

$\pm 3\%$ bei 3 kn (155 cm/sec)

Abweichung der Geschwindigkeitsanzeige bei

Neigung der Achse um 5° : - 3 %

10° : -10 %

20° : -12 %

30° : -20 %

Empfindlichkeit der Richtungsfahne:

10° bei 0,01 kn (0,5 cm/sec)

2° bei 0,025kn (1,25 cm/sec)

Auflösung der Richtungsmessungen durch die Fahne: $2,5^\circ$

Empfindlichkeit des Kompasses: 2°

Auflösung der Richtungsmessung durch den Kompaß: $2,5^\circ$

Das Ablesen des Registrierfilms, die Eichung und erste graphische Darstellungen der Daten als Zeitfunktion und der Häufigkeitsverteilungen wurden vom Gerätehersteller mit Hilfe eines automatischen Lesegerätes und eines speziellen elektronischen Rechners mit Zeichengerät ausgeführt; zur weiteren Bearbeitung an der Universität Kiel wurden die Daten auf Lochstreifen übertragen.

3. Verankerungssysteme

Die Verankerung des Flachstrommessers wurde mit Grundleine und Oberflächenboje ausgeführt.

Abb. 12 zeigt den Aufbau des Verankerungs-

systems am Beispiel der Station Nr. 59.

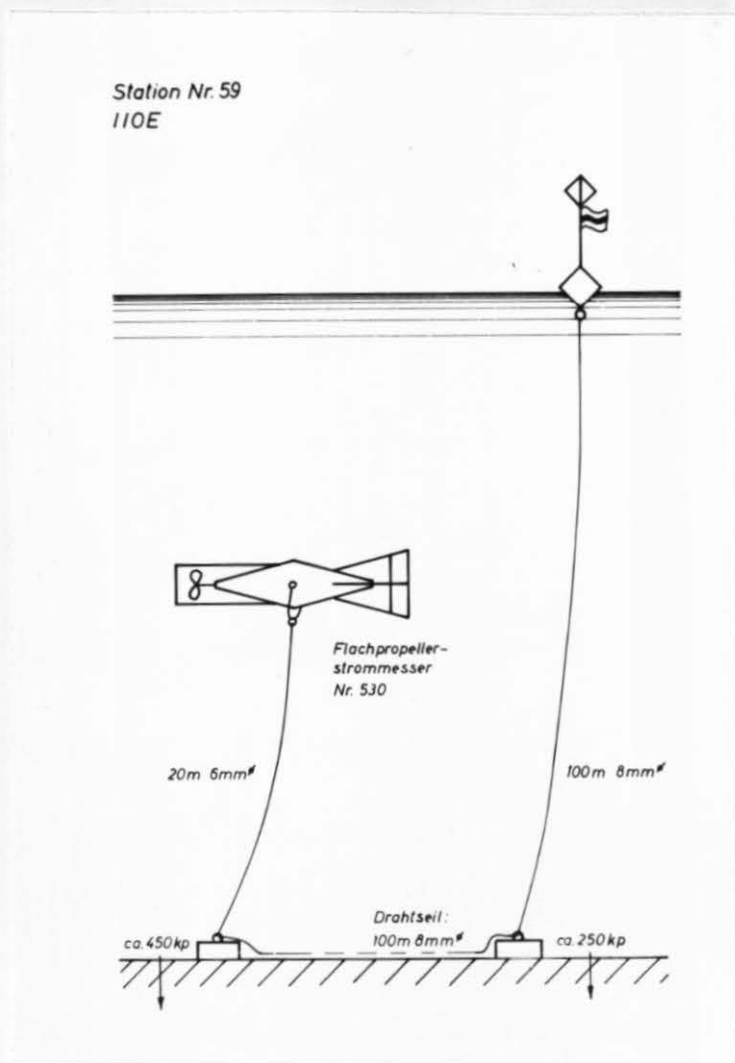


Abb. 12. Verankerungssystem für die Station Nr. 59

Zur Verankerung der Tiefenpropellerstrommesser und der Rotorstrommesser wurde eine Anordnung ohne Grundleine mit Unterwasser-Auftriebsbojen aus Netzkugeln verwendet. Um Störbewegungen der Geräte durch den Seegang zu vermeiden, befand sich die Boje, mit deren Hilfe ein Wiederauffinden und Aufnehmen der Gerätekette möglich war, während der Dauer der Messung unter Wasser über der oberen Trageboje. Ein durch eine Schaltuhr gesteuertes

Auslösegerät gab nach einer vorher eingestellten Zeit eine an der Boje befestigte Windentrommel frei, von der sich dann ein Drahtseil durch den Zug der aufschwimmenden Boje abspulte. Abb. 13 gibt als Beispiel eine Dar-

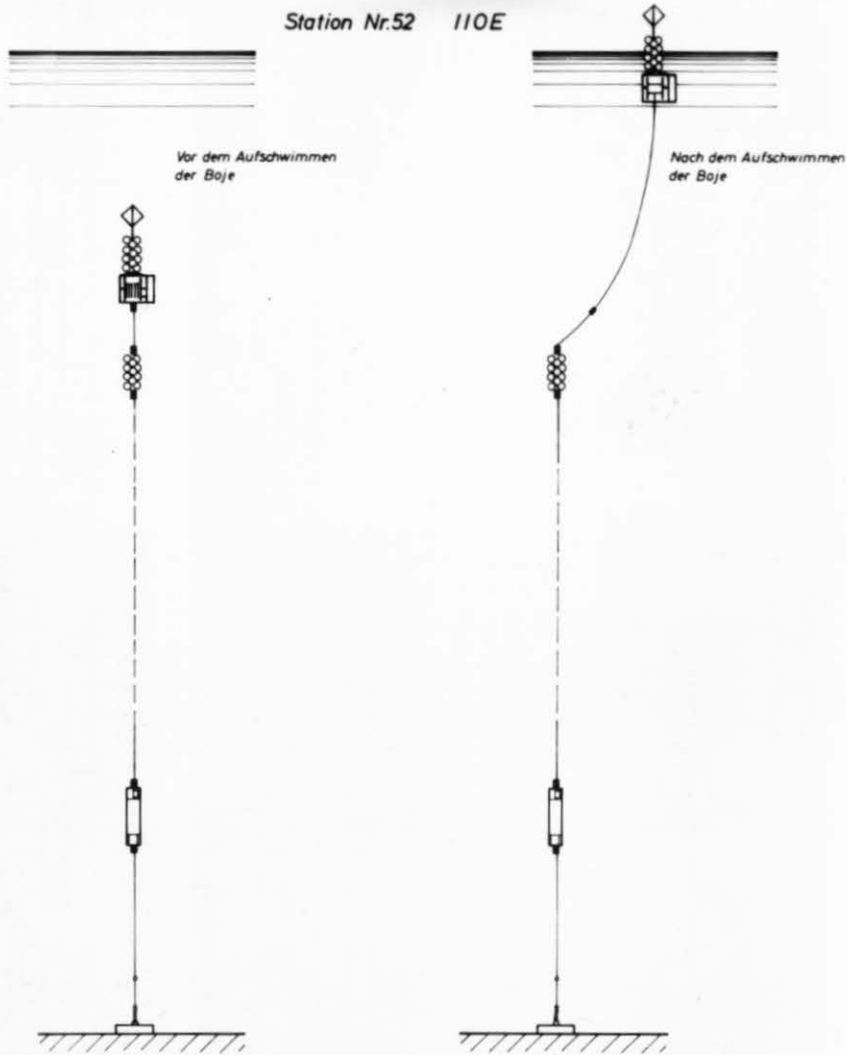


Abb. 13. Verankerungssystem für die Station Nr. 52

stellung des Verankerungssystems der Station Nr. 52 vor und nach dem Aufschwimmen der Oberflächenboje, Abb. 14 zeigt die Verankerungssysteme der Stationen Nr. 32, 52 und 60.

Station Nr. 32
110E

Station Nr. 52
110E

Station Nr. 60
110E

■ = Kugellager - Drehschäkel

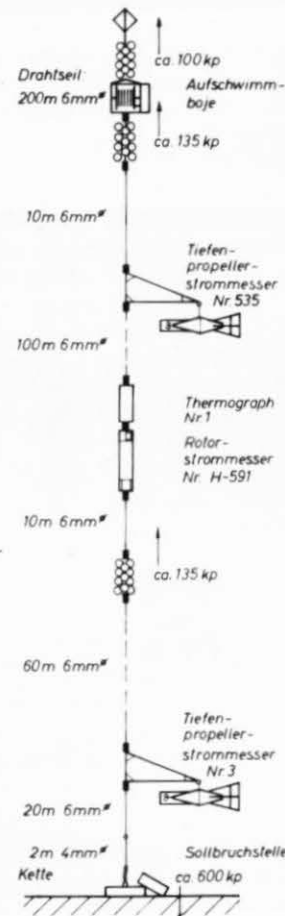
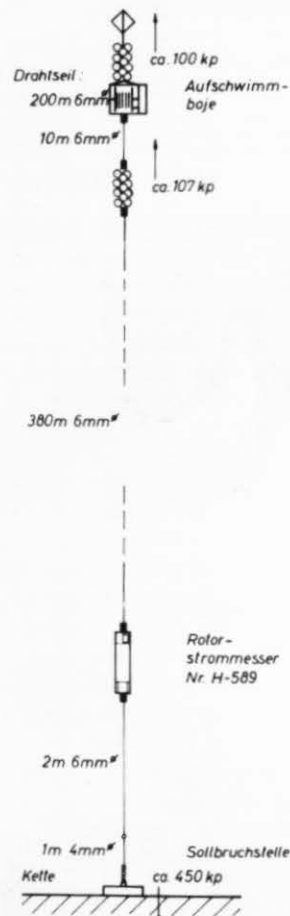
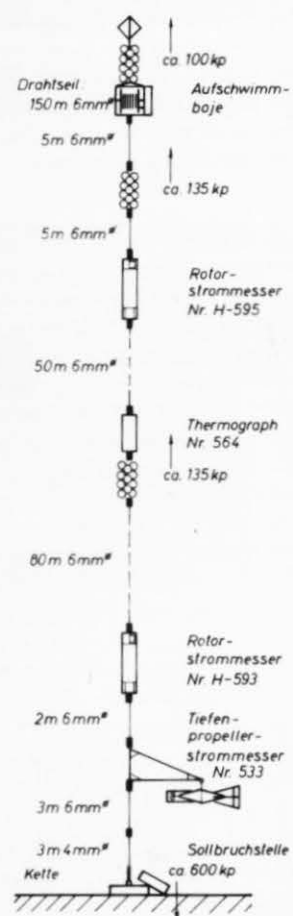


Abb. 14. Verankerungssysteme für die Stationen Nr. 32, 52 und 60

3. Die mittleren Schichtungs- und Strömungsverhältnisse und die Feinstruktur der Schichtung im Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsprogramm enthielt eine Reihe von Stationen, deren Messungen die Bestimmung der mittleren Schichtung in der Hauptstromrichtung und etwa senkrecht dazu ermöglichten. Wenn in diesem Kapitel von der "mittleren" Schichtung und Strömung gesprochen wird, so sind damit die Ergebnisse gemeint, die man nach dem in der Ozeanographie häufig benutzten Verfahren aus nacheinander ausgeführten einmaligen Messungen bei Voraussetzung quasistationärer Verhältnisse erhalten kann. Es wird bereits hier, vor allem aber im folgenden Kapitel gezeigt werden, daß den so gewonnenen Meßwerten zwar gut die allgemeinen Eigenschaften der Schichtung und Strömung im betrachteten Gebiet, nicht jedoch genauere Einzelheiten entnommen werden können, da die Bedingung quasistationärer Verhältnisse im Untersuchungsgebiet nur sehr schlecht erfüllt ist.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich vom südlichen Roten Meer auf der Breite der Farasan-Inseln über die Meerenge von Bab el Mandeb bis zum Ausgang der trichterförmigen Erweiterung der Meeresstraße im inneren Golf von Aden. Abb. 15 zeigt das gesamte Gebiet, Abb. 16 die Meerenge und den untersuchten Bereich des Golfs von Aden. Die großen Tiefen des Roten Meeres von mehr als 1000 m erstrecken sich bis etwa 15° N, dann erfolgt ein rascher Anstieg des Meeresbodens nach Süden zu. Bei maximalen Tiefen von 100 bis 500 m wird das zum Indischen Ozean strömende Bodenwasser durch eine Rinne bis Bab el Mandeb geführt, die näherungsweise durch das Profil D - N - L - B der Abb. 15 gekennzeichnet wird. Die in Abb. 16 dargestellte Bodengestalt süd-

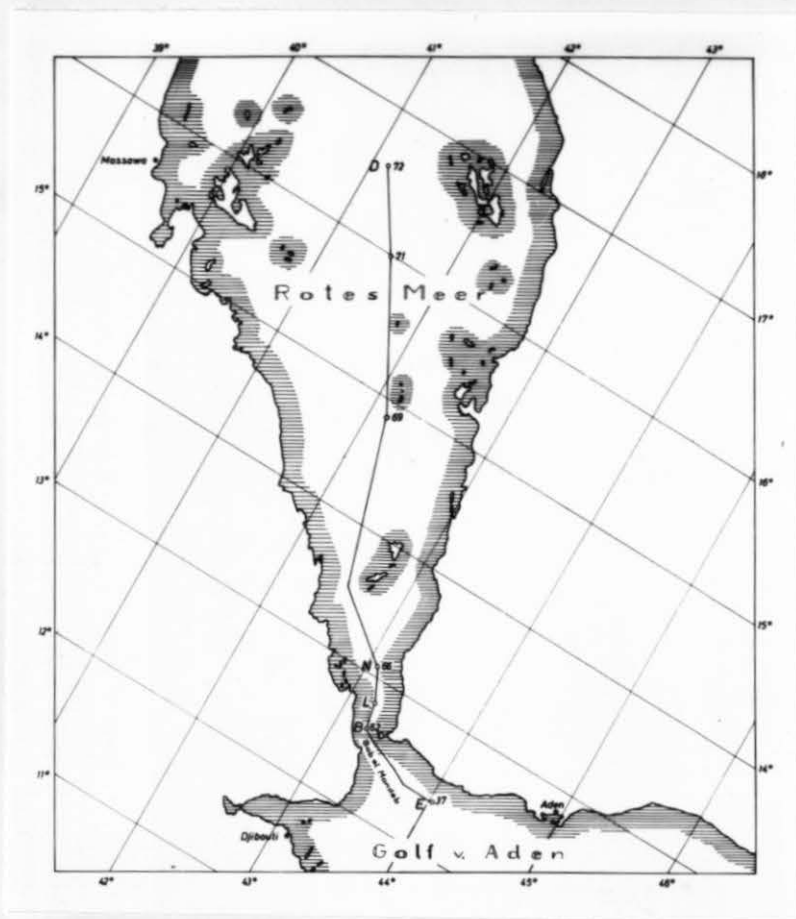


Abb. 15. Karte des Untersuchungsgebietes mit Längsprofil

östlich der Meerenge (nach Manuskriptkarten des Geologischen Instituts Freiburg i. Br.) ließ die Vermutung zu, daß sich der bodennahe Wasserstrom aus dem Roten Meer nach dem Austritt aus Bab el Mandeb in zwei Arme teilt. Die Position der Stationen des Untersuchungsprogramms wurden daher entsprechend den Abb. 15 und 16 so gewählt, daß eine Prüfung der genannten Annahme ermöglicht wurde.

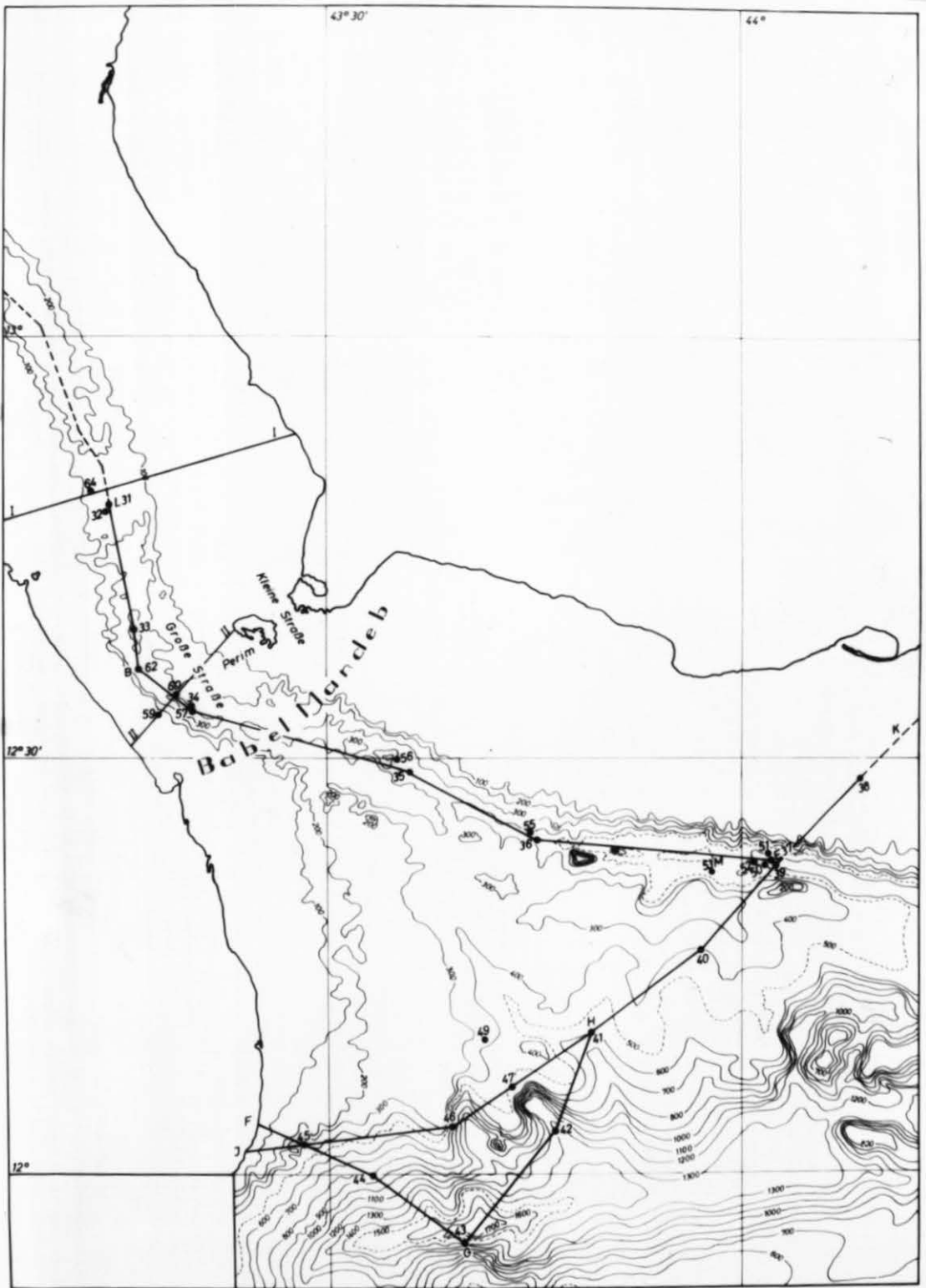


Abb. 16. Karte von Bab el Mandeb und des inneren Golfs von Aden mit Längs- und Querprofilen

Ein großer Teil der Bathysondenmessungen soll hier in vier Profilen zusammengefaßt werden, die ein anschauliches Bild der Schichtung und damit bei Benutzung der Wasserarten als Indikator auch der Wasserausbreitung geben. Die Ergebnisse für das in Abb. 15 festgelegte Profil D-N-L-B-E sind in den Abb. 17a, b u. c

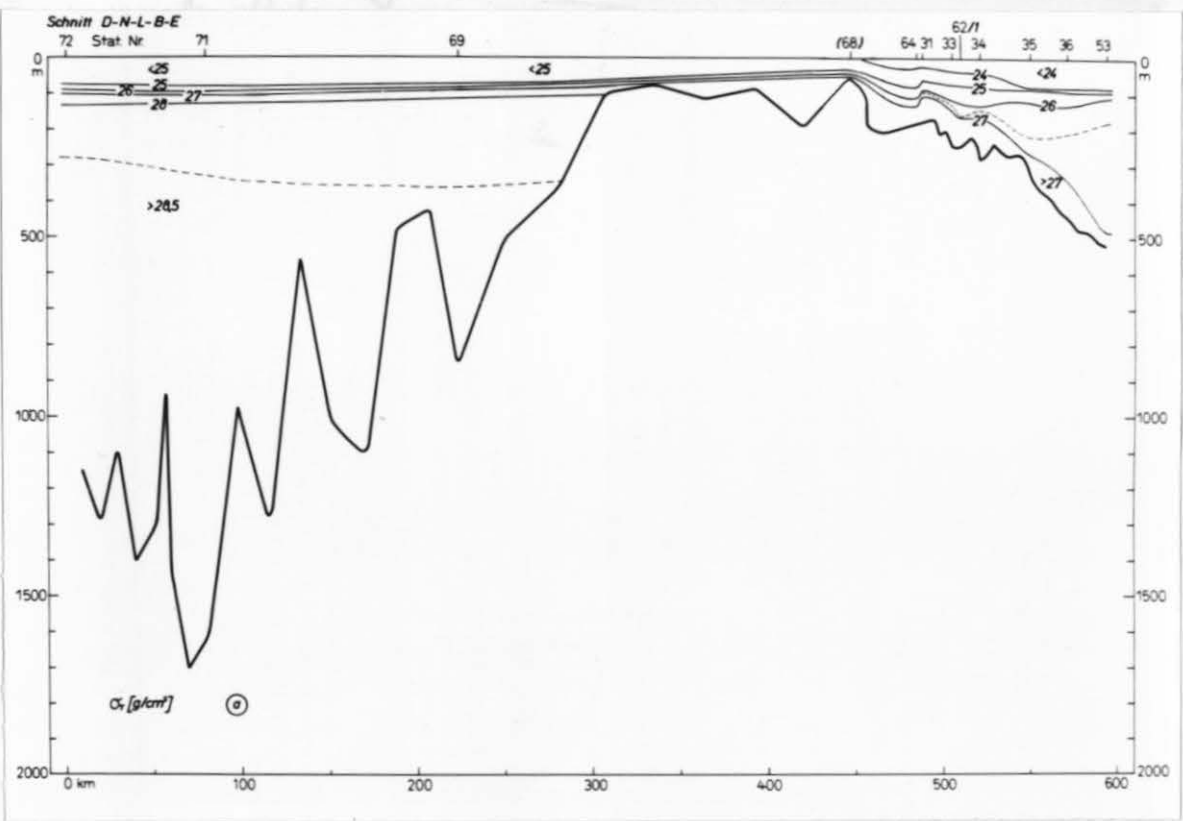


Abb. 17 a. Verteilung von σ_T für das Profil D-N-L-B-E

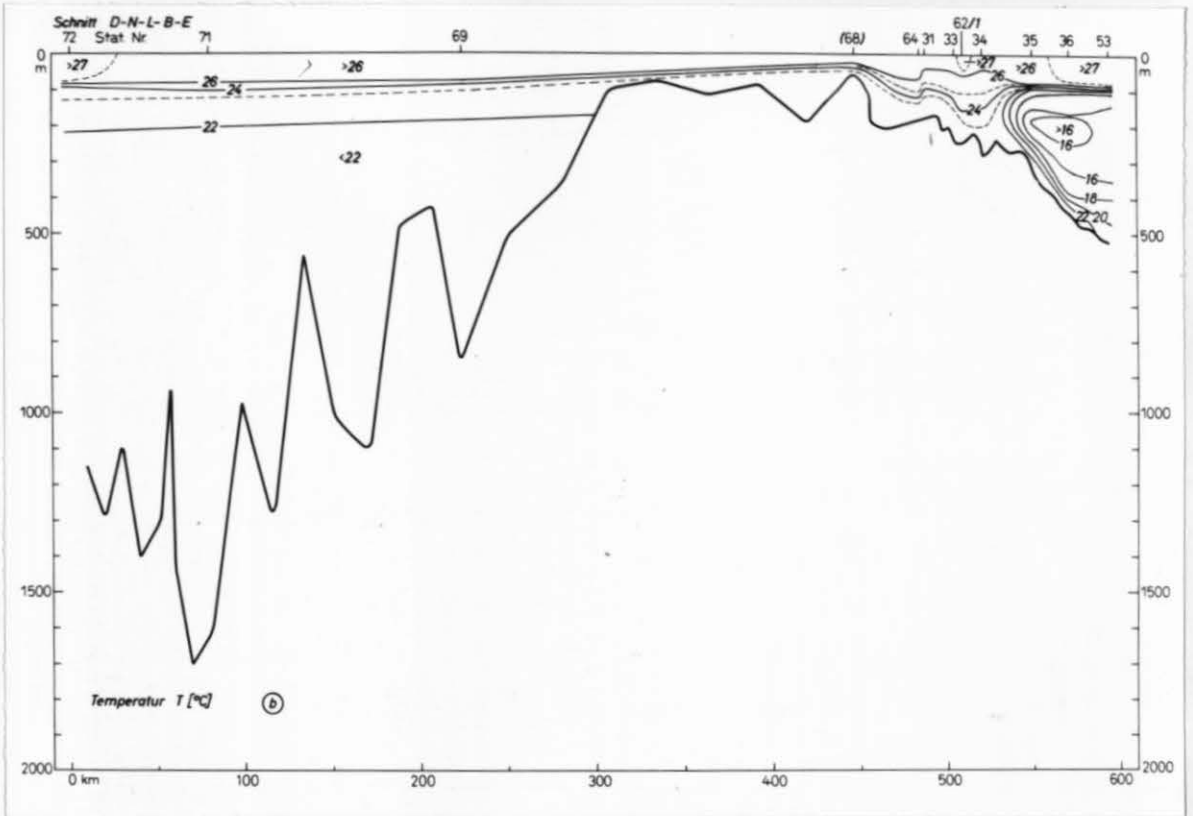


Abb. 17b. Verteilung der Temperatur für das Profil D-N-L-B-E

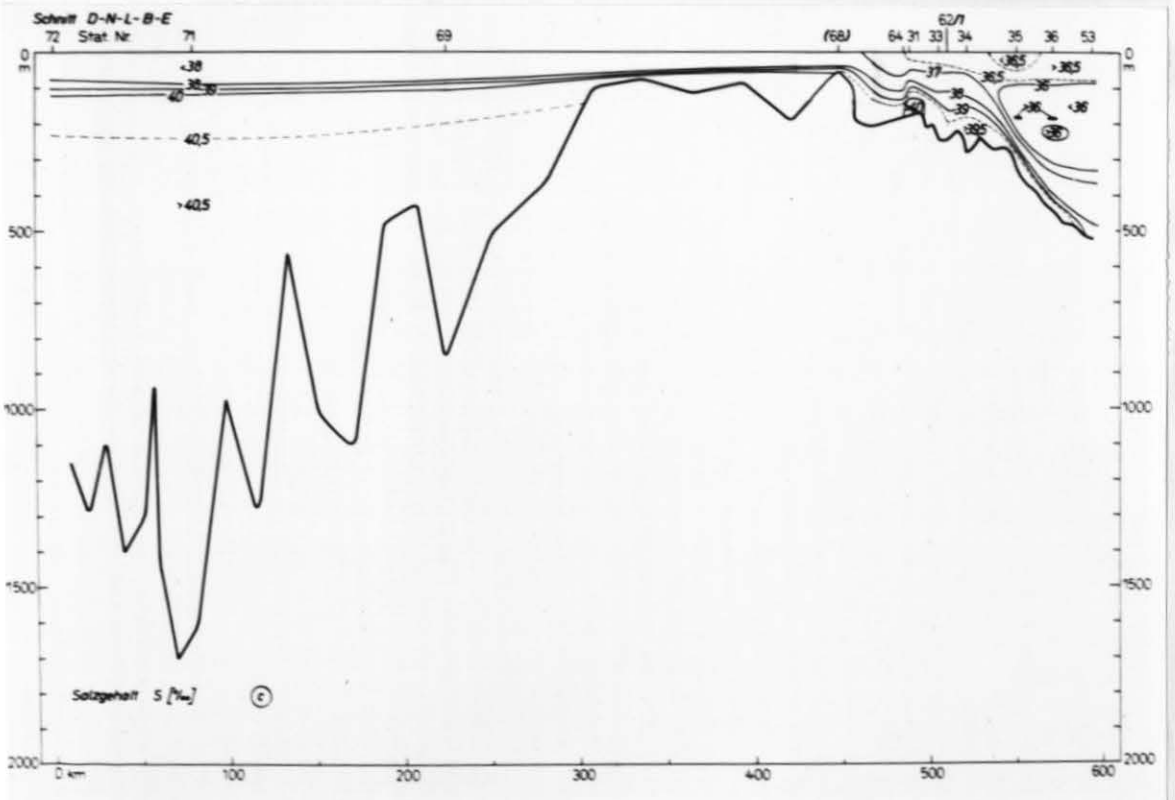


Abb. 17c. Verteilung des Salzgehaltes für das Profil

dargestellt. Die Dichteschichtung, charakterisiert durch σ_T , läßt im südlichen Roten Meer eine Tiefenabnahme des Bereiches hoher vertikaler Gradienten zwischen $\sigma_T = 25$ und $\sigma_T = 28$ in Richtung auf Bab el Mandeb erkennen, die mit einer Aufwärtsbewegung der unmittelbar darunterliegenden Wassermassen verknüpft sein muß. Nach Überlaufen der beiden Schwellen folgt die Linie für $\sigma_T = 27$ dem abfallenden Bodenprofil und zeigt damit das schnelle Absinken des aus dem Roten Meer ausströmenden Wassers, das infolge seines hohen Salzgehaltes zunächst schwerer als die im gleichen Tiefenhorizont anzutreffenden Wassermassen des Golfs von Aden ist. Die Abb. 17b u. c geben die zugehörigen Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen an. Man stellt fest, daß die zum Golf von Aden hin abfallende Linie für $\sigma_T = 27$ tatsächlich die Grenzen zwischen dem salzreichen, warmen Roten-Meer-Wasser und dem darüberliegenden Golf-von-Aden-Wasser bezeichnet. In der Deckschicht zwischen der Oberfläche und einer Tiefe von etwa 100 m ist das sehr warme, aber relativ salzarme Wasser zu erkennen, das sich vom Golf aus über das Wasser des Roten Meeres nach Norden schiebt. Es muß darauf hingewiesen werden, daß verschiedene Einzelheiten der Schichtung, z.B. die große Neigung der Linien zwischen den Stationen 64 und 31, durch den unvermeidlichen zeitlichen Abstand der Messungen bedingt sind und nicht der tatsächlichen Schichtung für einen bestimmten Zeitpunkt entsprechen. Einen Eindruck von der Feinstruktur der Schichtung gibt Abb. 18. Dort sind nach Bathysondenregistrierungen die vertikalen Temperaturverteilungen für die benutzten Stationen gezeichnet. Der Anfang der einzelnen Kurven bei $z = 0$ kennzeichnet die Lage der Stationen, die links angegebene Temperaturskala ist für die verschiedenen Messungen entsprechend den 27° C - Marken zu versetzen.

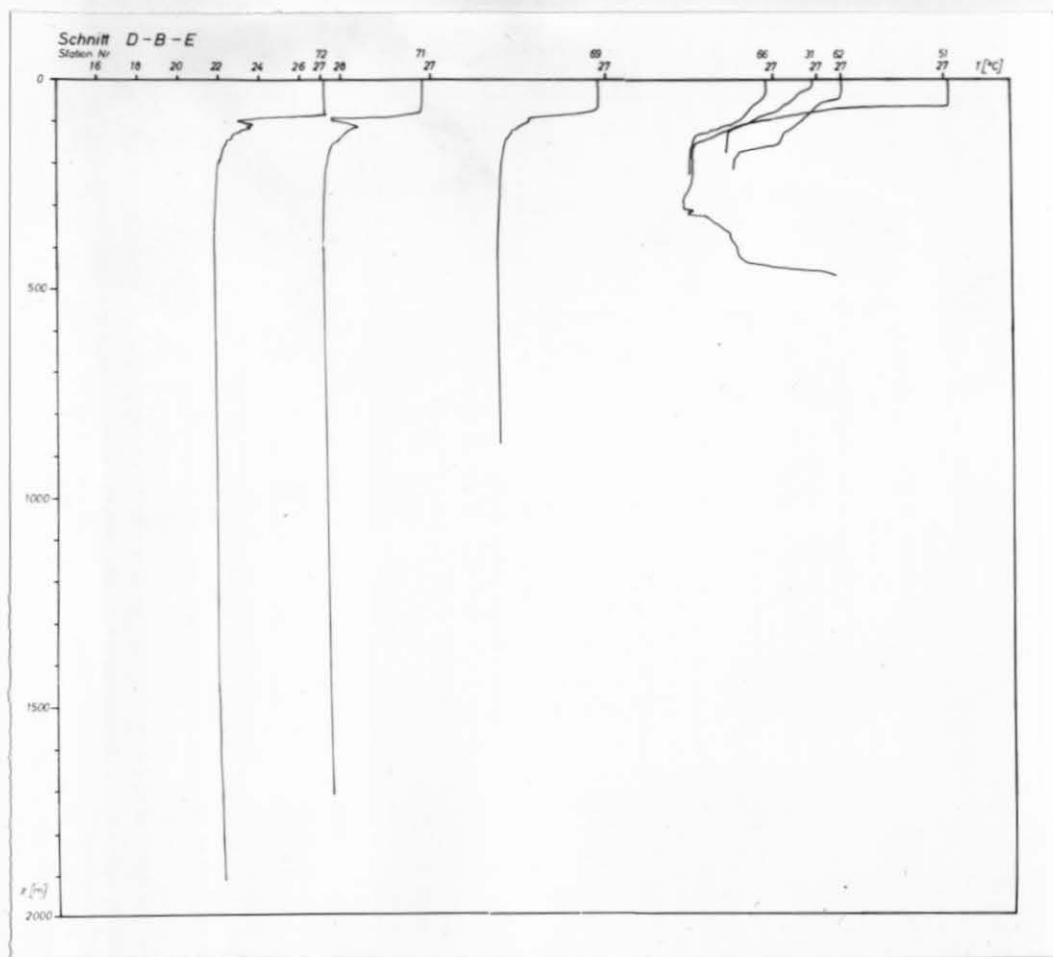


Abb. 18. Temperatur-Vertikalverteilungen für das Profil D-N-L-B-E

Der Abschnitt B-E des beschriebenen Profils wurde im Laufe der Untersuchungen zweimal abgefahren, um einen Hinweis auf die Größenordnung der kurzzeitigen Änderungen in diesem Bereich zu erhalten. Die Stationen Nr. 34, 35, 36 und 37 wurden am 26.11.1964 aufgesucht, die Stationen Nr. 53, 55, 56, 57 und 62/1 am 1. und 2.12.1964, der zeitliche Abstand der Messungen betrug also ca. 7 Tage. Besonders anschaulich werden die Ergebnisse dieser beiden wiederholten Meßreihen durch den Vergleich der Temperatur-Vertikalkurven in Abb. 19a u. b dargestellt. Die homogene Deckschicht zeigt

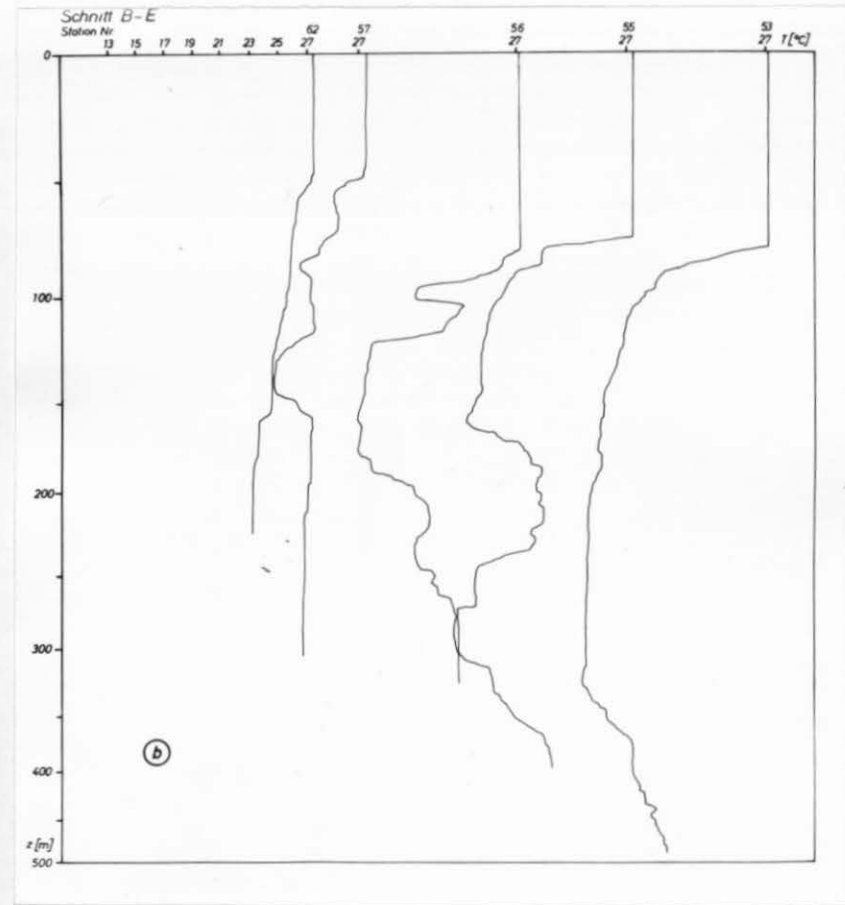
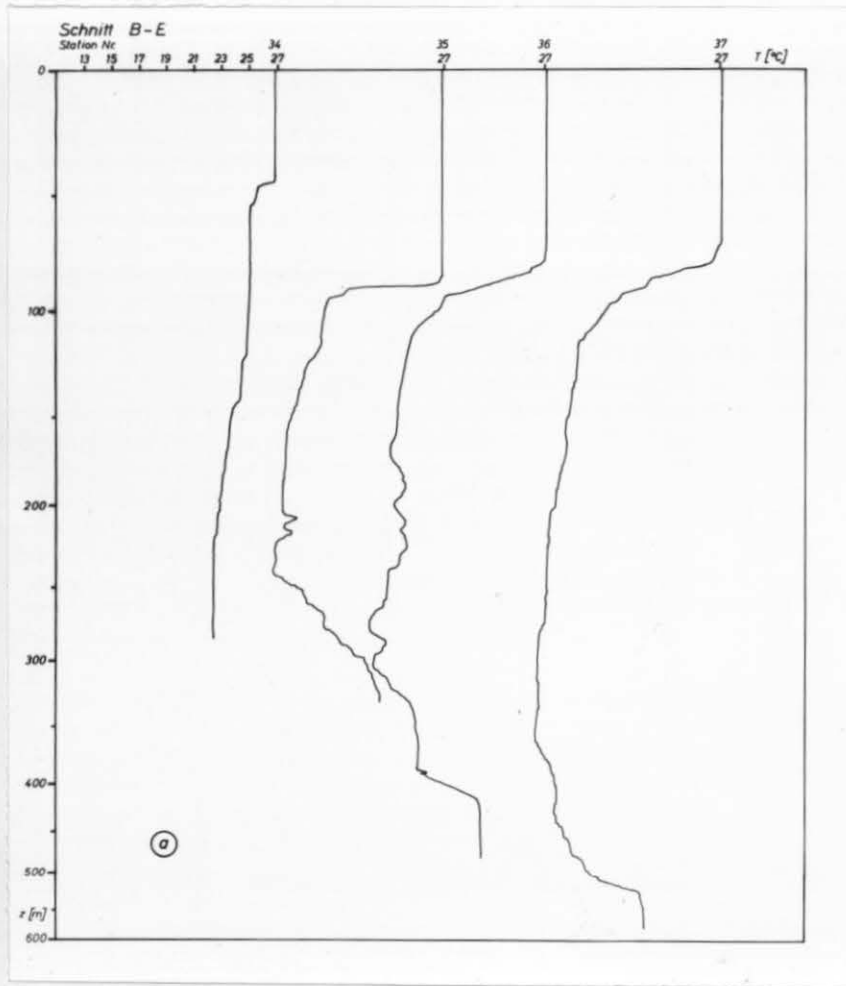


Abb. 19. Temperatur-Vertikalverteilungen für das Profil B-E nach der ersten (a) und zweiten (b) Meßreihe

in der Nähe der Meerenge Verschiebungen der Temperatur um einige Zehntel $^{\circ}\text{C}$ und maximale Tiefenverlagerungen der Untergrenze dieser Deckschicht um ca. 10 m. Erheblich stärkere Schwankungen findet man in der Struktur der darunterliegenden Wassermassen. Im Tiefenbereich 100 bis 300 m treten Änderungen der Temperatur um mehrere $^{\circ}\text{C}$ auf, und auch das Temperaturprofil in Bodennähe ist offenbar kräftigen Variationen unterworfen. Die starken Abweichungen im mittleren Tiefenbereich finden ihre Erklärung bei Betrachtung der T-S-Diagramme der Abb. 20a bis d. Die bei Station 34 nahezu gerade vom warmen, salzarmen Oberflächenwasser des Golfs von Aden zum etwas kälteren, salzreichen Bodenwasser aus dem Roten Meer führende Kurve ändert sich beim Übergang zur Station 35 sprunghaft durch die jetzt wirksam werdenden Beimischungen des kalten, salzarmen Wassers aus mittleren Tiefenschichten des Golfs von Aden. Die T-S-Kurven zeigen bei den Stationen 35, 36 und 37 im Bereich dieser dritten Wasserart Sprünge, die etwa parallel zu den Linien konstanter σ_{T} verlaufen und eine blatt- oder linsenförmige Struktur der Wasserschichtung durch verschiedene Mischungsverhältnisse der drei Wasserarten kennzeichnen. Die starken Änderungen der Temperaturverteilung beim Übergang von Abb. 33a zu 33b sind also die Folge turbulenter Mischungsvorgänge mit in sich noch relativ homogenen Raumelementen beträchtlicher Größe. Wie der Verlauf der T-S-Kurven und die Verteilung von σ_{T} in Abb. 21a und b erkennen lassen, sind jedoch im Rahmen der Meßgenauigkeit keine statischen Instabilitäten der Dichteschichtung feststellbar. Zur Vervollständigung des Vergleichs der Schichtung für verschiedene Zeiträume sind in Abb. 22a, b und 23a, b die zugehörigen Isothermen und Isohalinen angegeben.

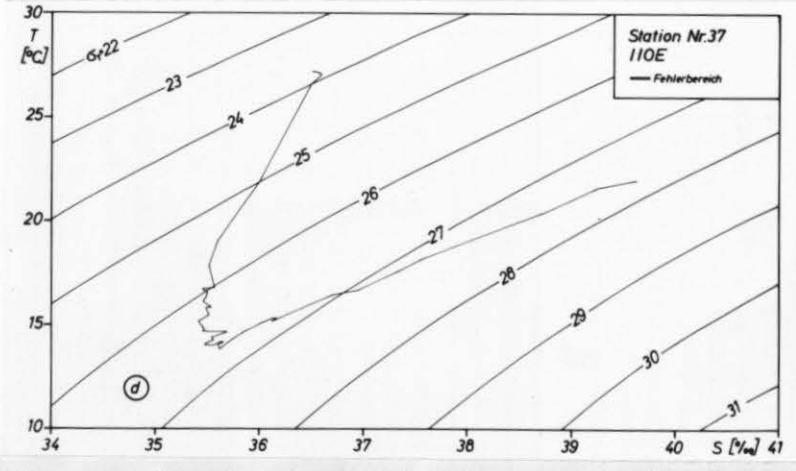
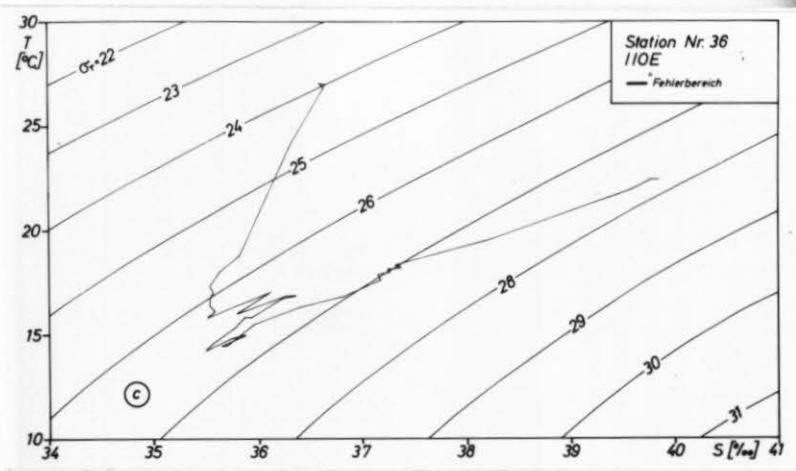
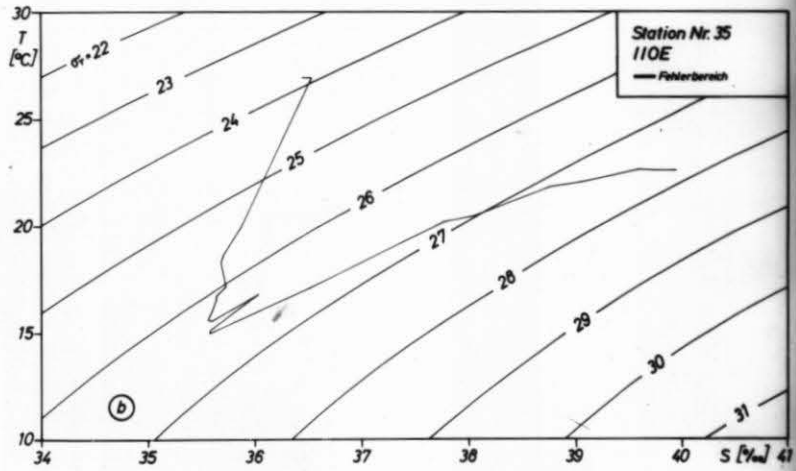
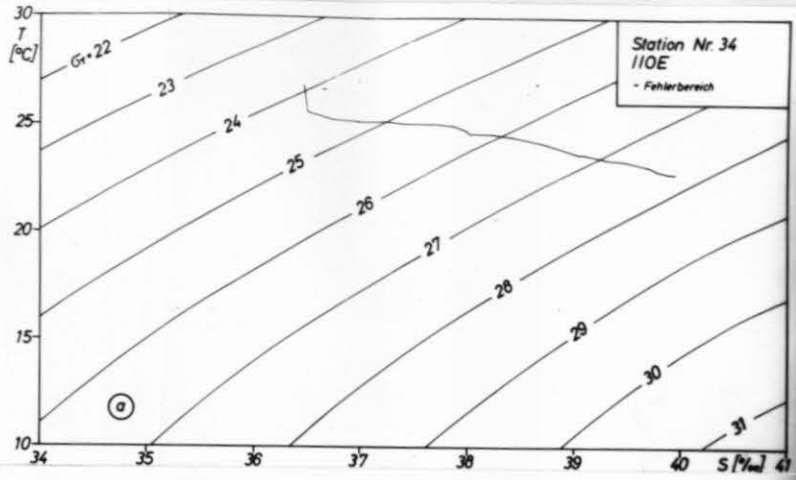


Abb. 20. Temperatur-Salzgehaltsdiagramme für das Profil B-E

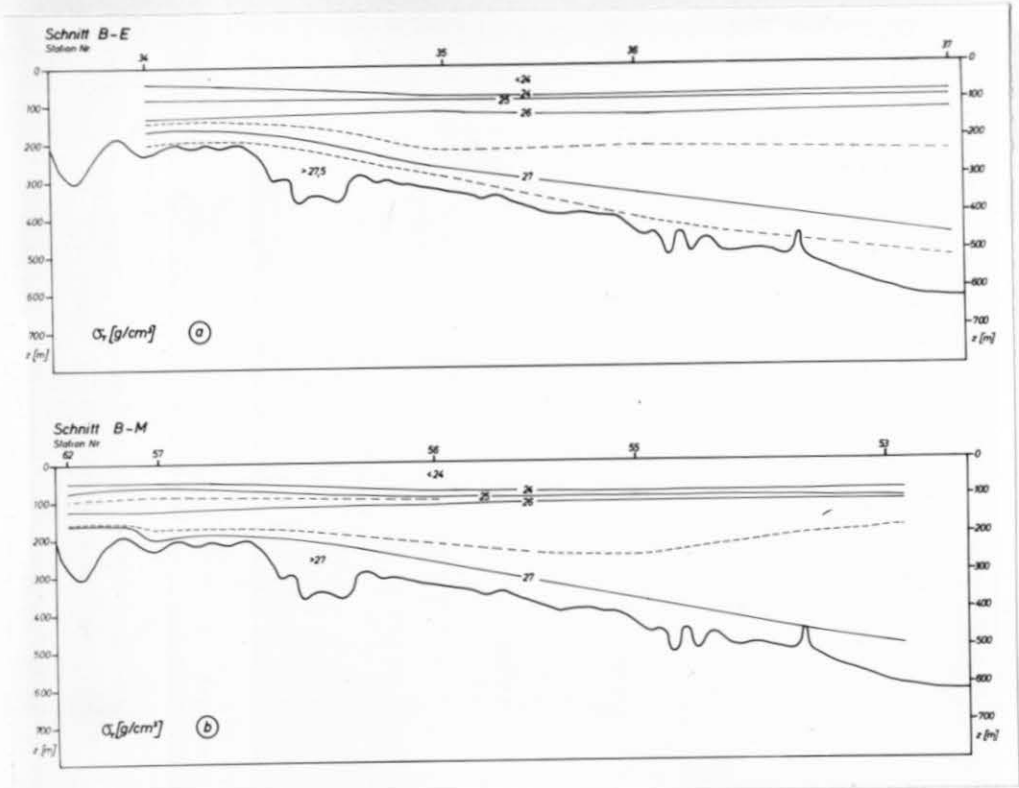


Abb. 21. Verteilung von σ_T für das Profil B-E nach der ersten (a) und zweiten (b) Meßreihe

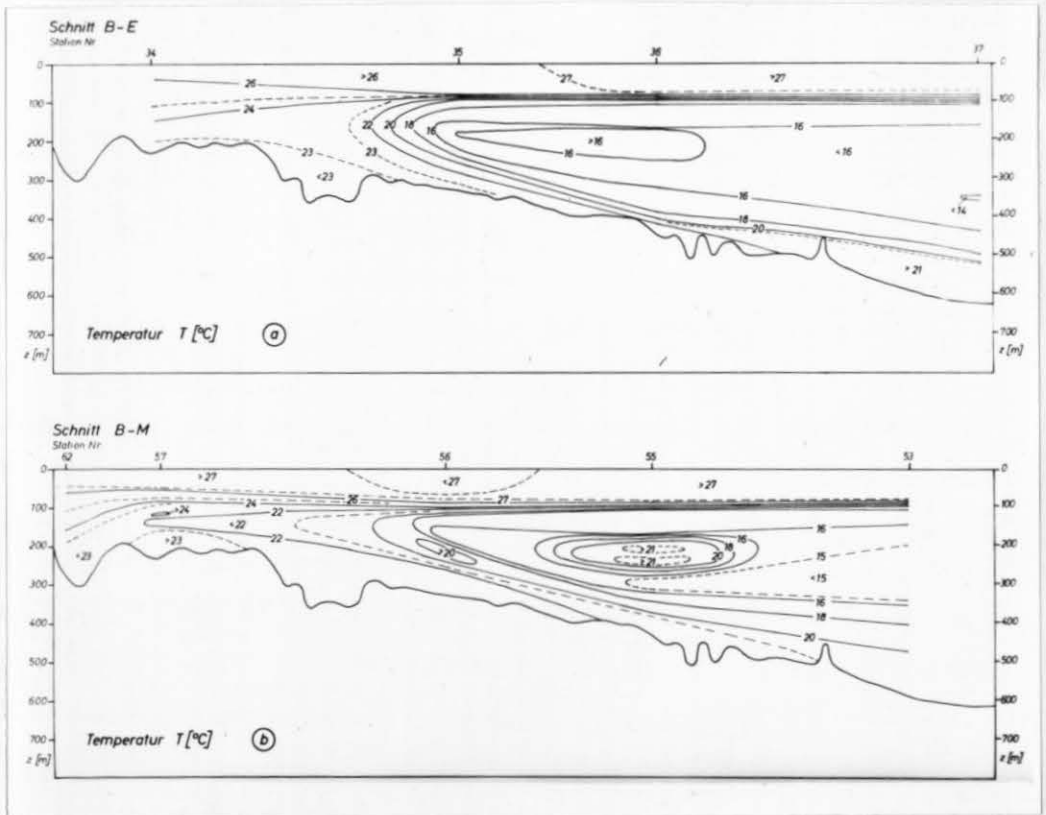


Abb. 22. Verteilung der Temperatur für das Profil B-E nach der ersten (a) und zweiten (b) Meßreihe

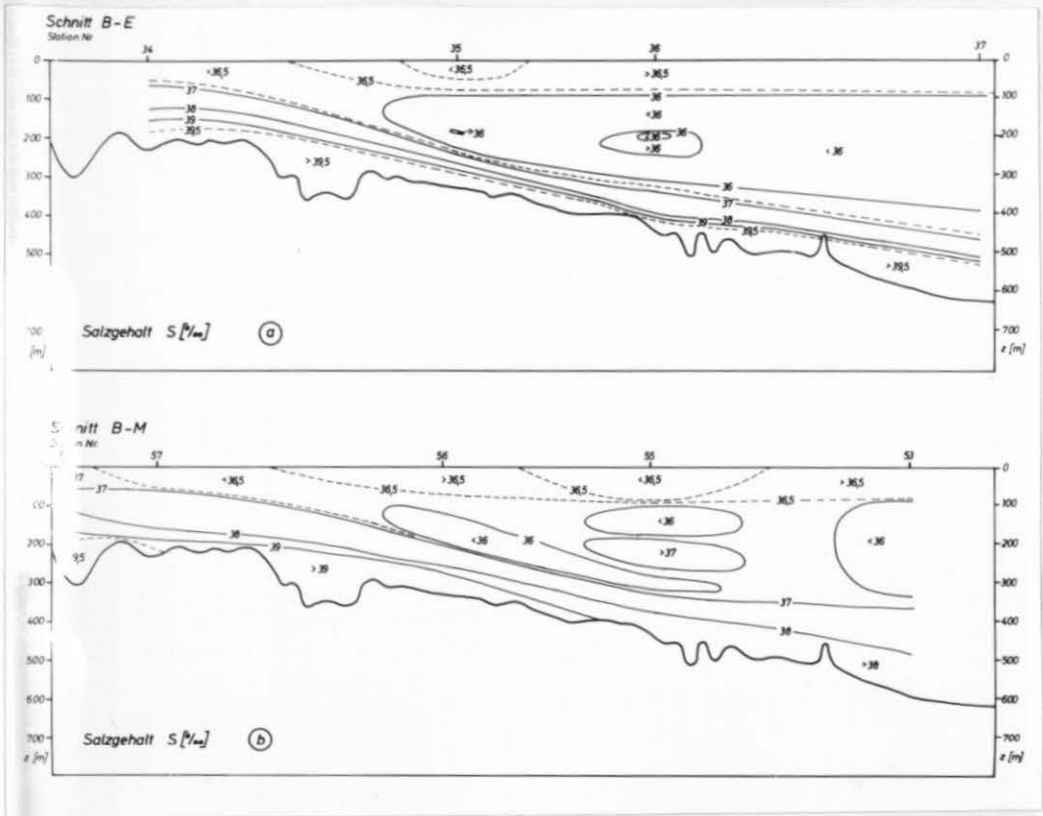


Abb. 23. Verteilung des Salzgehaltes für das Profil B-E nach der ersten (a) und zweiten (b) Meßreihe

Die Schichtung quer zur Hauptstromrichtung des Roten-
Meer-Wassers im Golf von Aden zeigen die Abb. 24a, b
u. c für das Profil F-G-H-E-K. Sie bestätigen die
Richtigkeit der anfangs geäußerten Vermutung, daß
der Strom des Roten-Meer-Wassers sich südöstlich der
Meerenge in zwei Arme teilt. Rechts bei Station 39
ist der westöstlich verlaufende Kanal zu erkennen,
der in Bodennähe das salzreiche, warme Rote-Meer-
Wasser führt. Die angedeutete Schrägstellung als Fol-
ge der Corioliskraft ist durch Bathysondenmessungen,
die kurz nacheinander auf Station 50 und 51 ausge-
führt wurden, als gesichert anzusehen.

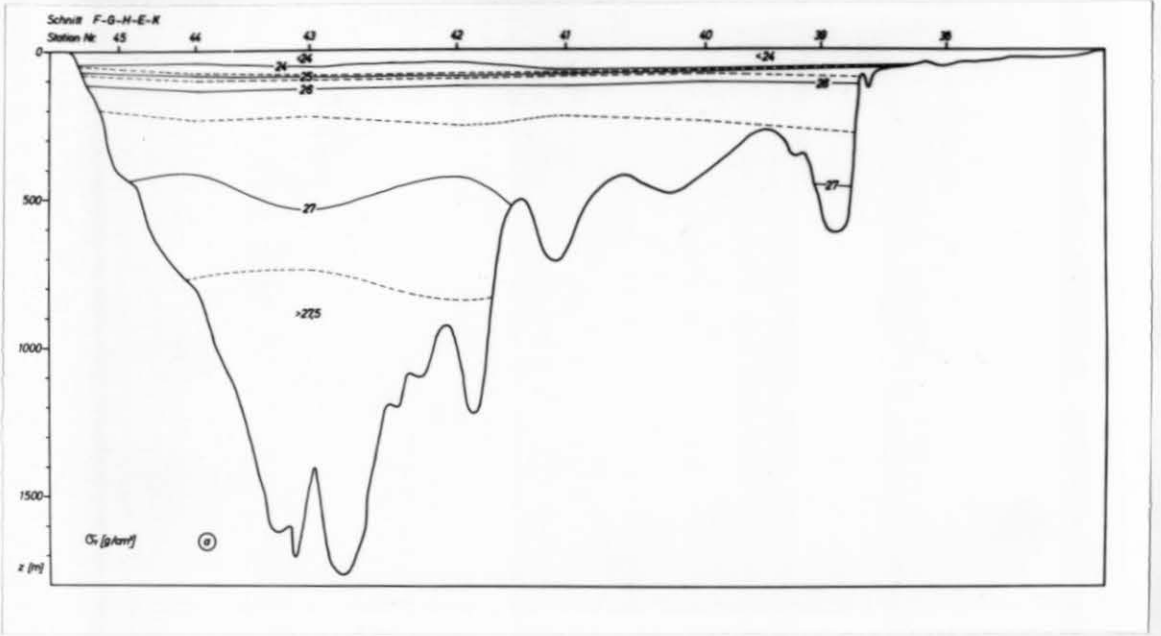


Abb. 24a. Verteilung von G_T für das Profil F-G-H-E-K

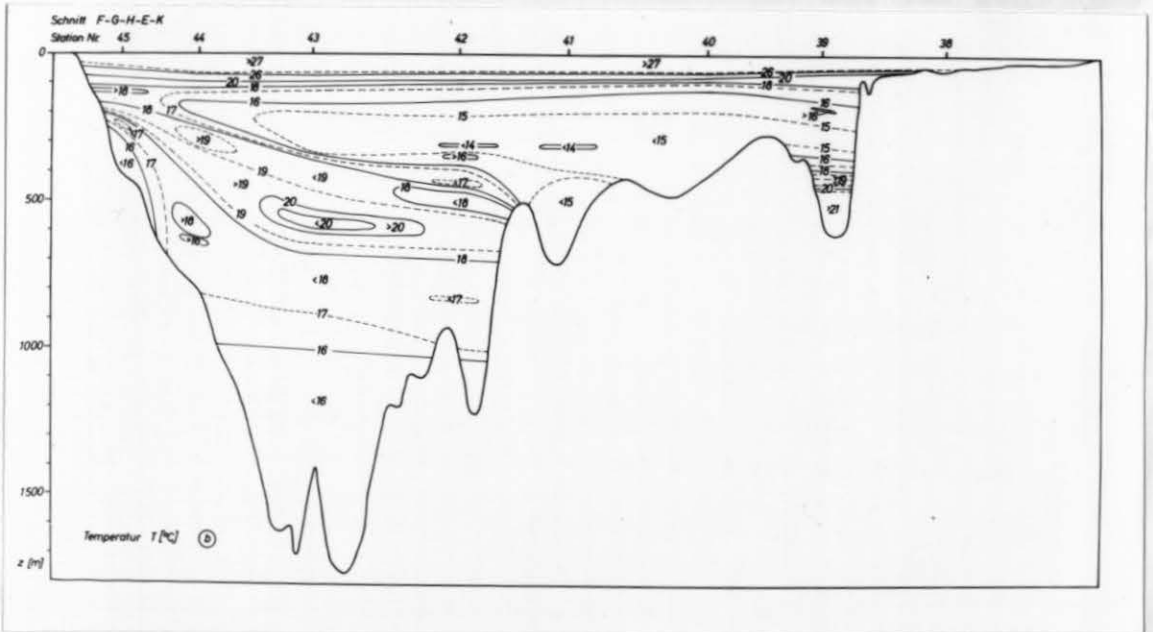


Abb. 24b. Verteilung der Temperatur für das Profil F-G-H-E-K

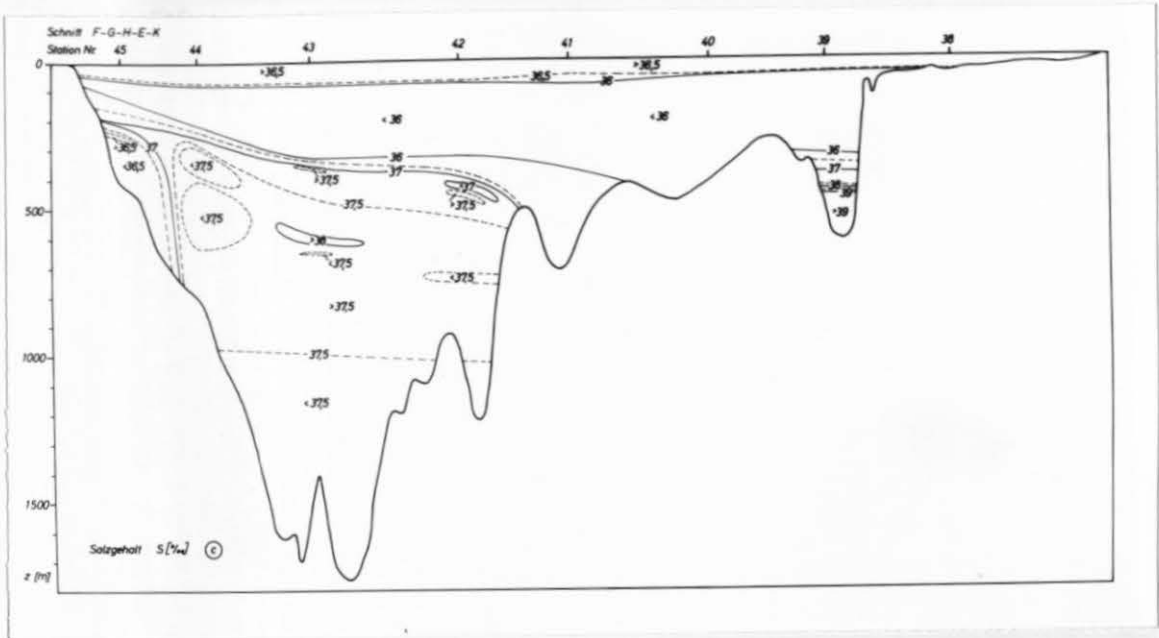


Abb. 24c. Verteilung des Salzgehaltes für das Profil F-G-H-E-K

Im Gebiet des Profils F-G-H-E-K ohne unmittelbaren Zusammenhang mit dieser Strömung steht der für den Gesamttransport höchstwahrscheinlich weitaus wichtigere Strom, dessen Zentrum durch das Temperatur- und Salzgehaltsmaximum bei Station 43 bezeichnet wird. Auch hier findet man eine deutliche Schrägstellung der Schichtung. Die stärkere Neigung der Wasserschichten im Küstenbereich bei den Stationen 44 und 45 ist sicher zum Teil darauf zurückzuführen, daß das Profil nicht exakt senkrecht zur Hauptstromrichtung liegt. Die Feinstrukturen in den Temperatur-Vertikalkurven in Abb. 25 machen deutlich, daß sich das vom Boden lösende Rote-Meer-Wasser (vgl. Stationen 42, 43, 44 und 45) als Zone starker Vermischungsvorgänge mit großen vertikalen Temperaturgradienten unterschiedlichen Vorzeichens ausprägt.

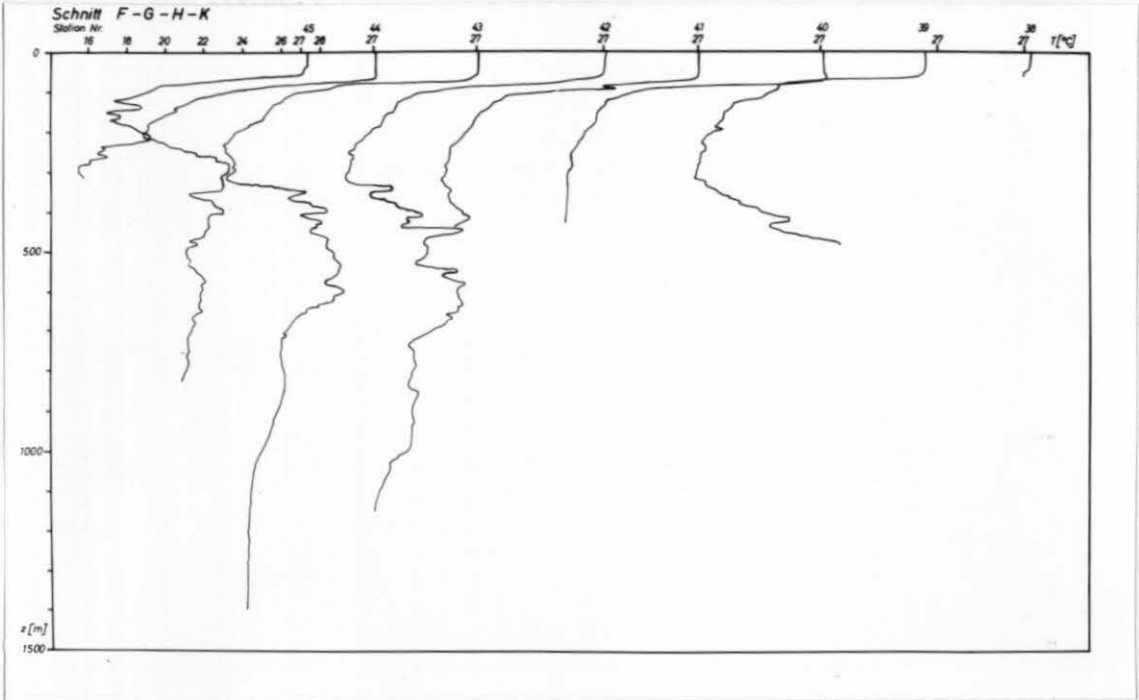


Abb. 25. Temperatur-Vertikalverteilungen für das Profil F-G-H-K

Um zu prüfen, ob diese Darstellungen durch das Hineinreichen des Profils in große Tiefen bei G unter Umständen einen falschen Eindruck vermitteln, wurden zusätzlich die Messungen für das Profil J-H in den Abb. 26a bis c und 27 zusammengestellt. Sie zeigen,

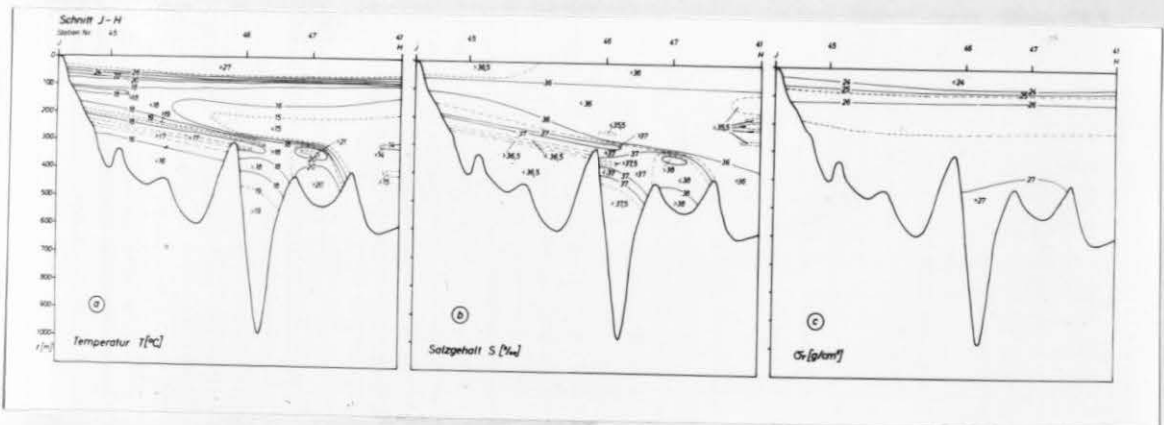


Abb. 26 Verteilung der Temperatur (a), des Salzgehaltes (b) und von σ_t (c) für das Profil J-H

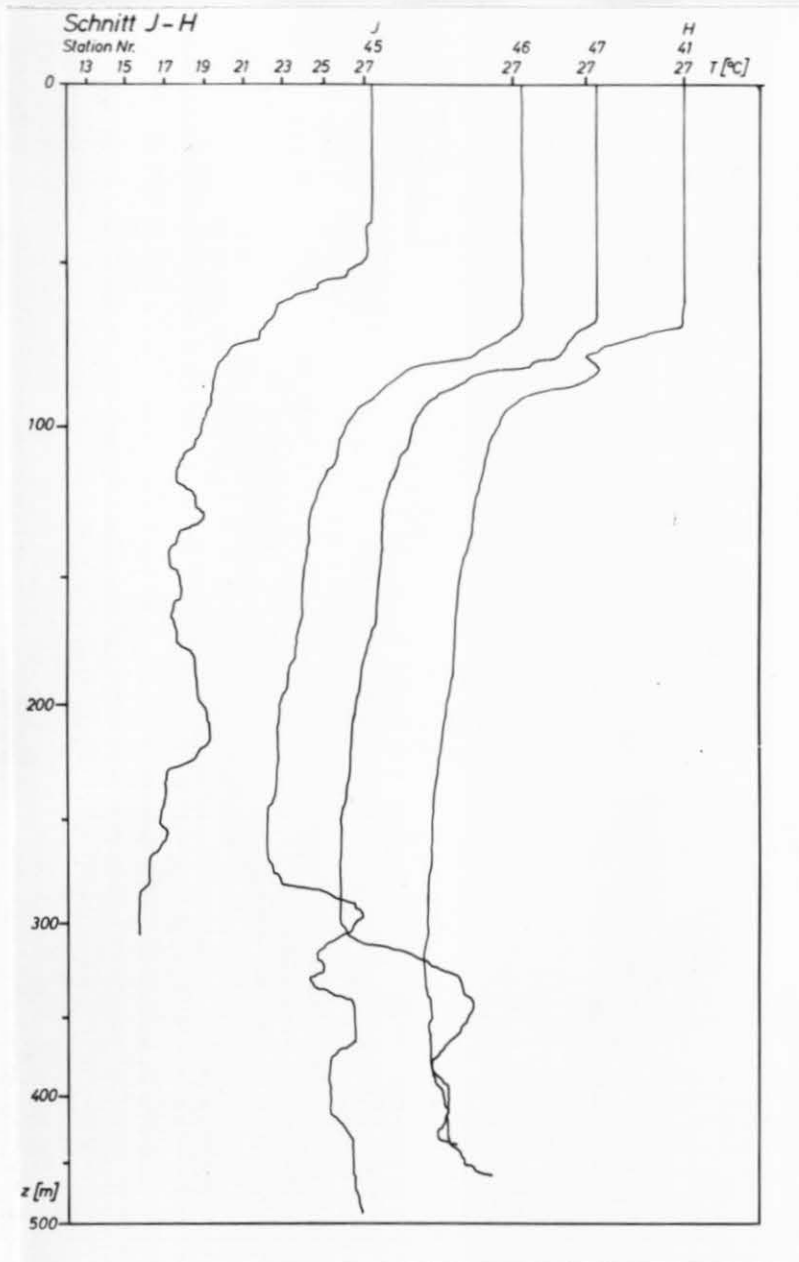


Abb. 27. Temperatur-Vertikalverteilungen für das Profil J-H

daß sich das Stromband des Roten-Meer-Wassers an die westliche Seite des Strömungskanals anschmiegt und bestätigen die Schlußfolgerungen aus Profil F-G-H-E-K über die Ausbreitung des Roten-Meer-Wassers in diesem Gebiet.

Wiederholte Bathysondenmessungen auf der Ankerstation 49 in der Nähe des zuletzt genannten Profils gaben Gelegenheit, die Änderungen der Schichtung im Verlauf von ca. 12 Stunden zu beobachten. Die Temperaturvertikalkurven der Abb. 28 zeigen als bemerkenswerte Erscheinung ein gelegentliches Aufspalten des warmen Bodenwassers in zwei Schichten.

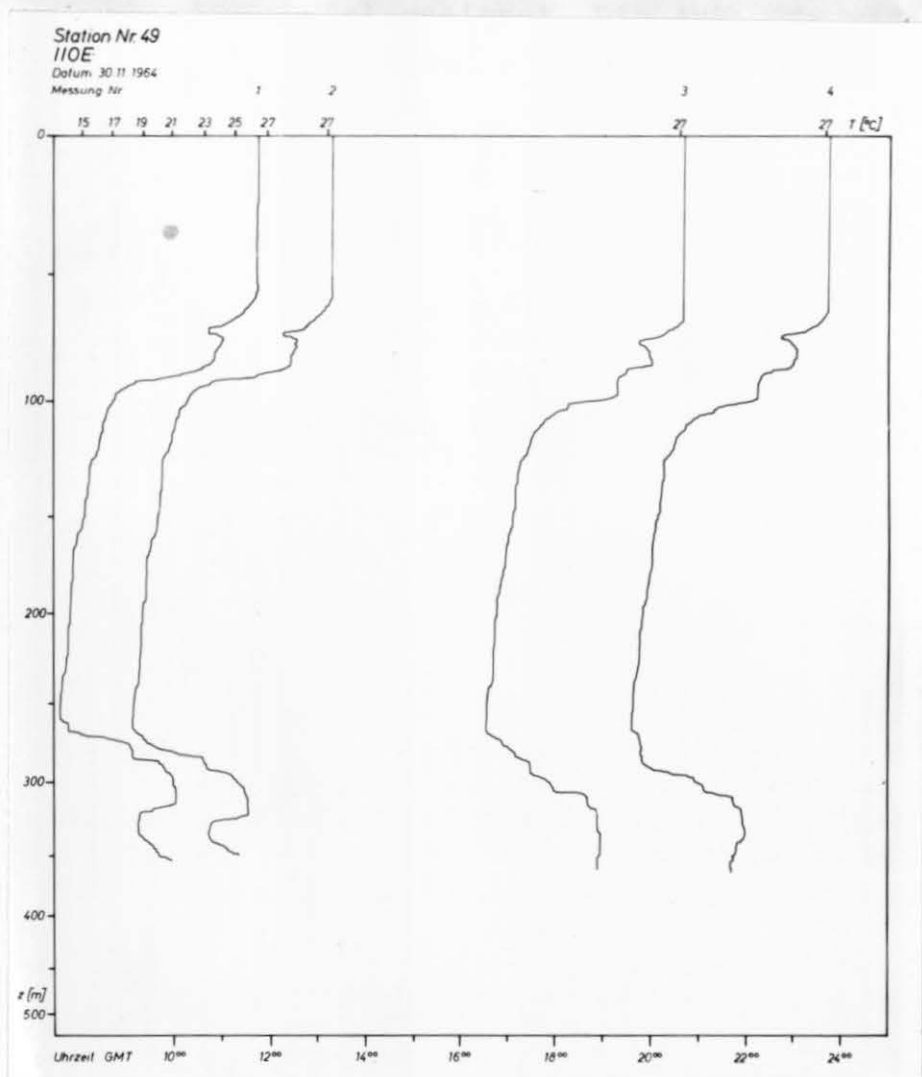


Abb. 28. Temperatur-Vertikalverteilungen für Station Nr. 49

kenswerteste Erscheinung ein gelegentliches Aufspalten des warmen Bodenwassers in zwei Schichten.

Es war naheliegend, das gewonnene Bild der Schichtung durch direkte Strommessungen im Golf von Aden zu prüfen. Dazu erschien in erster Linie der isolierte östliche Stromkanal geeignet. Die Abb. 29a und b

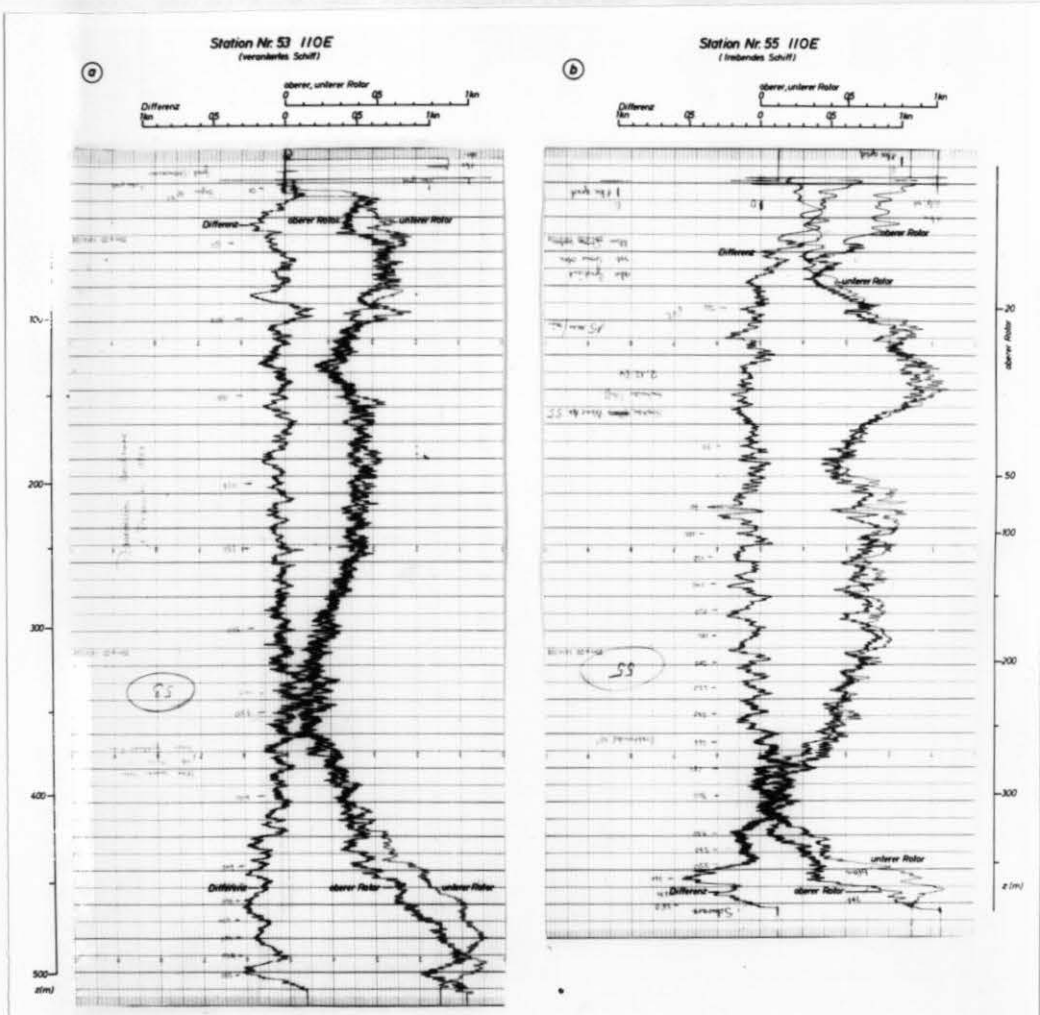


Abb. 29. Registrierkurven des Gradientenstrommessers auf den Stationen Nr. 53 (a) und Nr. 55 (b)

geben Registrierungen des vertikalen Stromgradienten wieder, die auf Station 53 vom verankerten Schiff und auf Station 55 vom treibenden Schiff aus durchgeführt wurden. Der vertikale Gradient zeigt in Übereinstimmung mit der Lage der Wasserartgrenzen in Abb. 22b und 23b bei Station 55 eine deutliche Zunahme in

320 m Tiefe und bei Station 53 in 360 m Tiefe. Um zeitliche Änderungen des bodennahen Stromes von Rot-Meer-Wasser im genannten Kanal zu erfassen, wurde auf Station 52 ein selbstregistrierender Strommesser ca. 8 m über dem Meeresboden verankert. Die Ergebnisse sind als Häufigkeitsverteilungen der alle 20 min wiederholten Messungen in den Abb. 30, 31 und 32 sowie in Energiedichte- und Amplitudenspektren in den Abb. 33 und 34 dargestellt. Das Verfahren zur Gewinnung dieser Verteilungen ist in Kapitel B 4 und B 7 im einzelnen angegeben. Im Vergleich zu den dort diskutierten Messungen in der unmittelbaren Nähe von Bab el Mandeb zeigt sich hier, daß der bodennahe Strom von Rot-Meer-Wasser in Kanallängsrichtung bei einer häufigsten Geschwindigkeit von ca. 40 cm/sec nur geringe Amplitudenschwankungen im Gezeitenrhythmus aufweist.

Die Zusammenfassung der bisher vorgelegten Messungen liefert ein qualitatives Bild der mittleren räumlichen Verteilung der Schichtung und Strömung im Untersuchungsgebiet. Die folgenden Kapitel sind den quantitativen Ergebnissen der durchgeführten Messungen gewidmet.



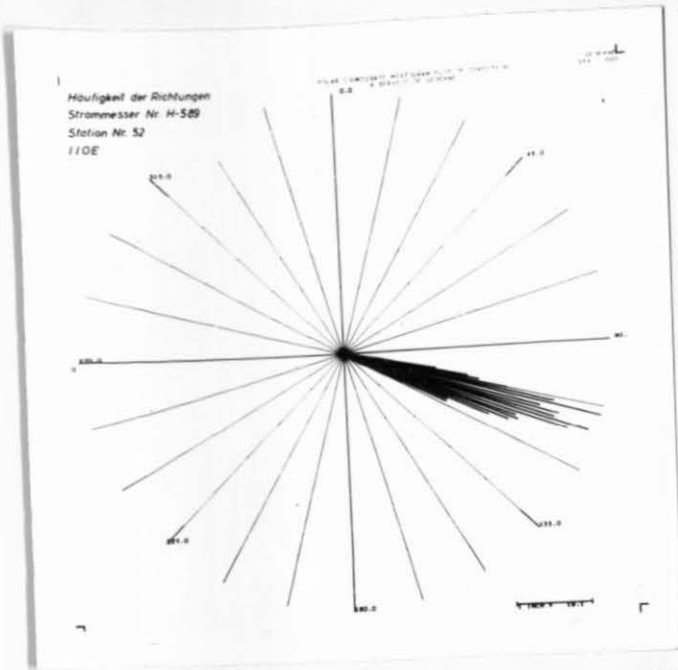
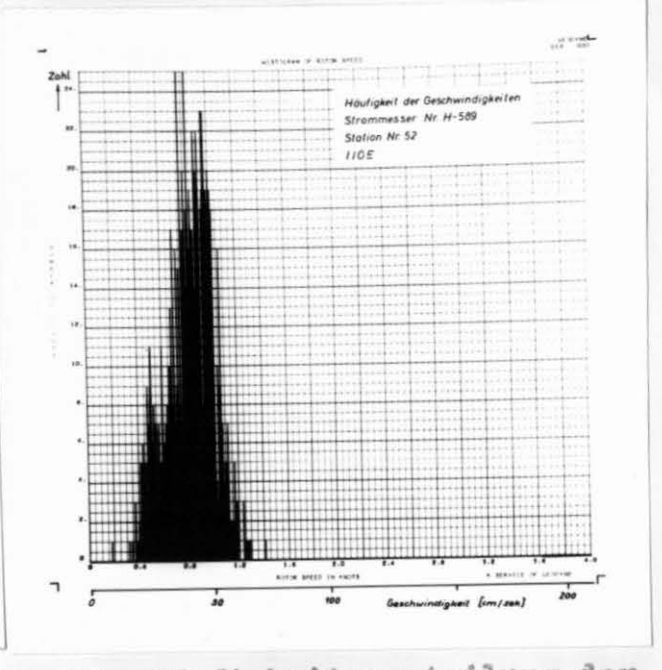


Abb. 30. Häufigkeitsverteilung der Richtungsmeßwerte



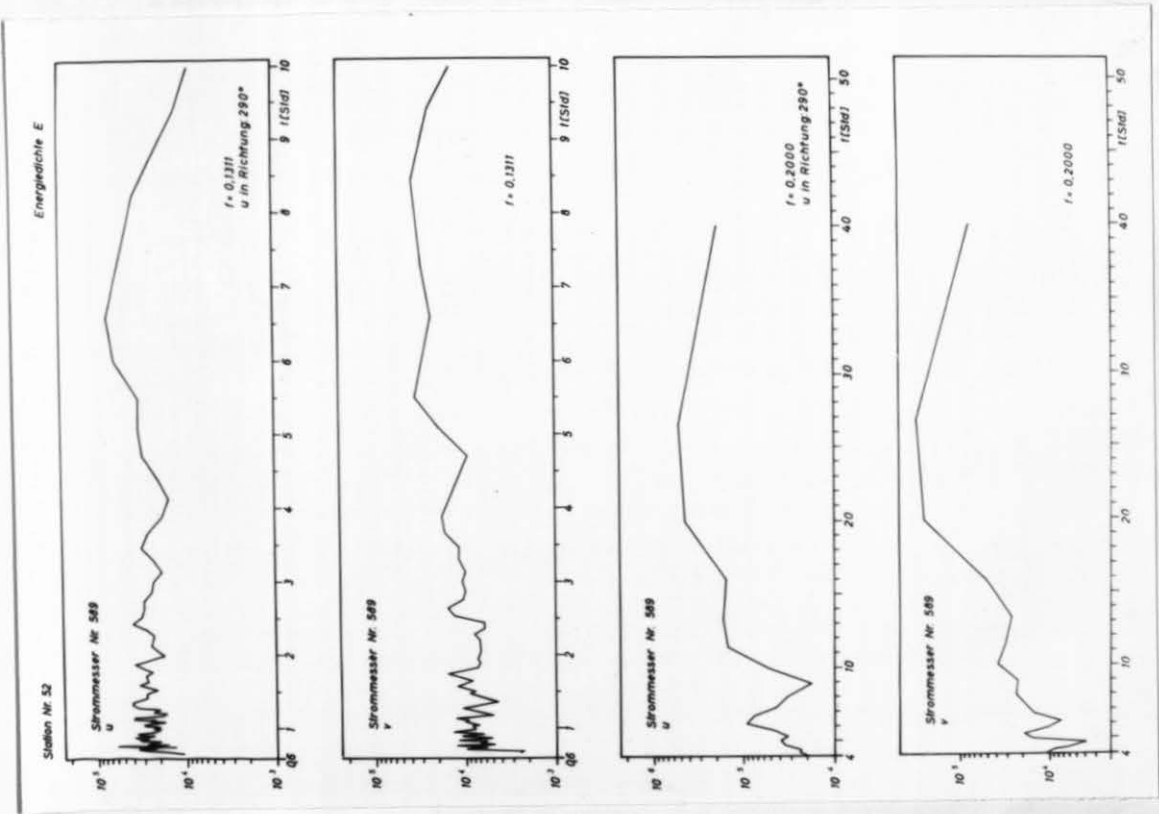


Abb. 33. Spektren der Energiedichte

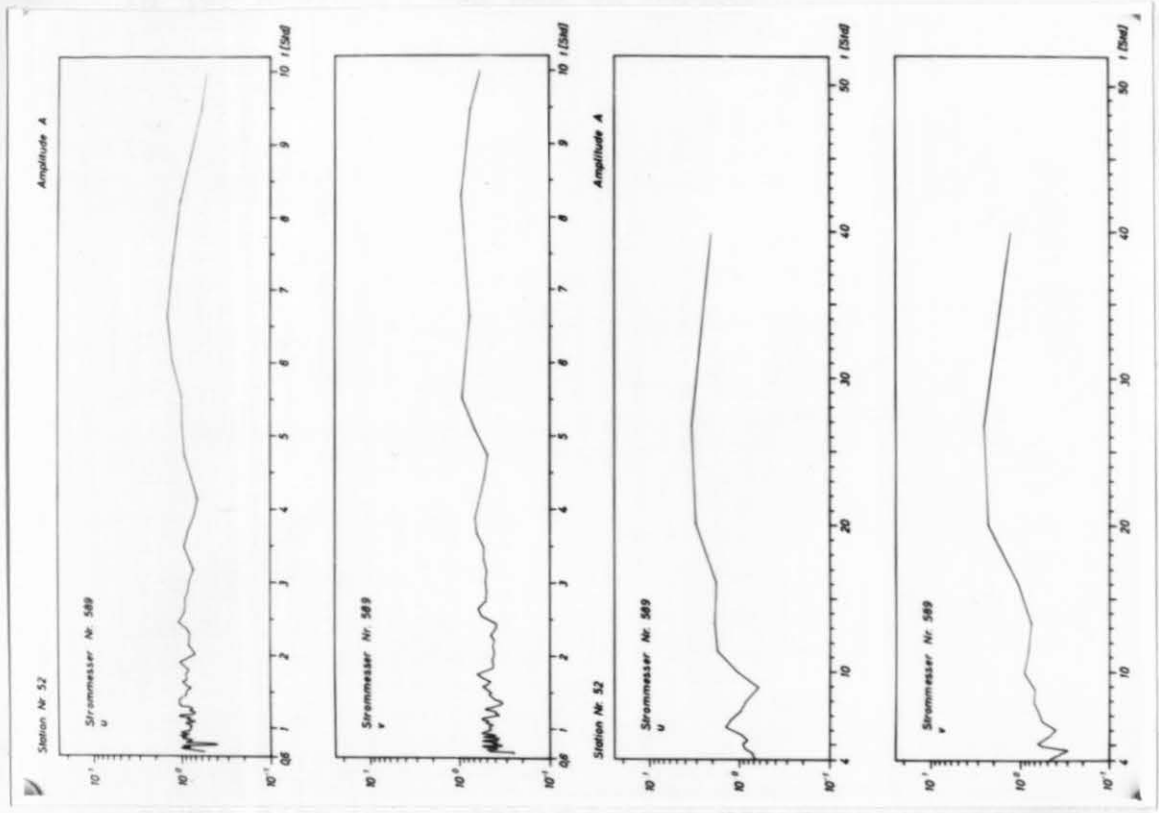


Abb. 34. Amplitudenspektren

4. Die Verteilung der Schichtung und der Strömung in der Meerenge von Bab el Mandeb

Wie weiter oben erläutert wurde, konzentrierte sich die Untersuchung der kurzzeitigen Variationen auf ein Querprofil an der schmalsten Stelle von Bab el Mandeb, nämlich unmittelbar bei der Insel Perim. Die dort verankerten Meßsysteme sind bereits früher in Abb. 12 u. 14 dargestellt worden. In der Nähe der Strommesser auf Station Nr. 59 und 60 wurde auf Station Nr. 62 (vgl. Abb. 16) während einer Dauer von ca. 60 Stunden das Schiff vor Anker gelegt, um wiederholte Meßreihen durchführen zu können. Im Abstand von 3 bzw. 1,5 Stunden wurden Temperatur und elektrische Leitfähigkeit mit der Bathysonde und anschließend die Stromstärke und -richtung mit dem Rotorstrommesser registriert. Ergänzt wurden diese Messungen durch eine Dauerregistrierung der Echostreuschichten mit der Schelfrandecholotanlage und des Oberflächenstroms mit der Fahrtmeßanlage.

Abb. 35 gibt eine Zusammenstellung der festgestellten Temperaturverteilungen nach Art der Abb. 28 wieder, wobei hier die 27 °C-Marke zur Kennzeichnung der jeweils geltenden Temperaturskala zeitproportional eingefügt ist.

Man bemerkt in allen Registrierkurven drei Bereiche: Eine weitgehend homogene Oberflächenschicht, eine komplizierte, zeitlich stark variable Zwischenschicht und eine fast homogene Unterschicht. Die Meßkurven zeigen unmittelbar, daß eine Aussage über die für einen größeren Zeitraum charakteristischen Schichtungsverhältnisse hier nur durch langzeitige Messungen und eine anschließende Mittelbildung möglich ist.

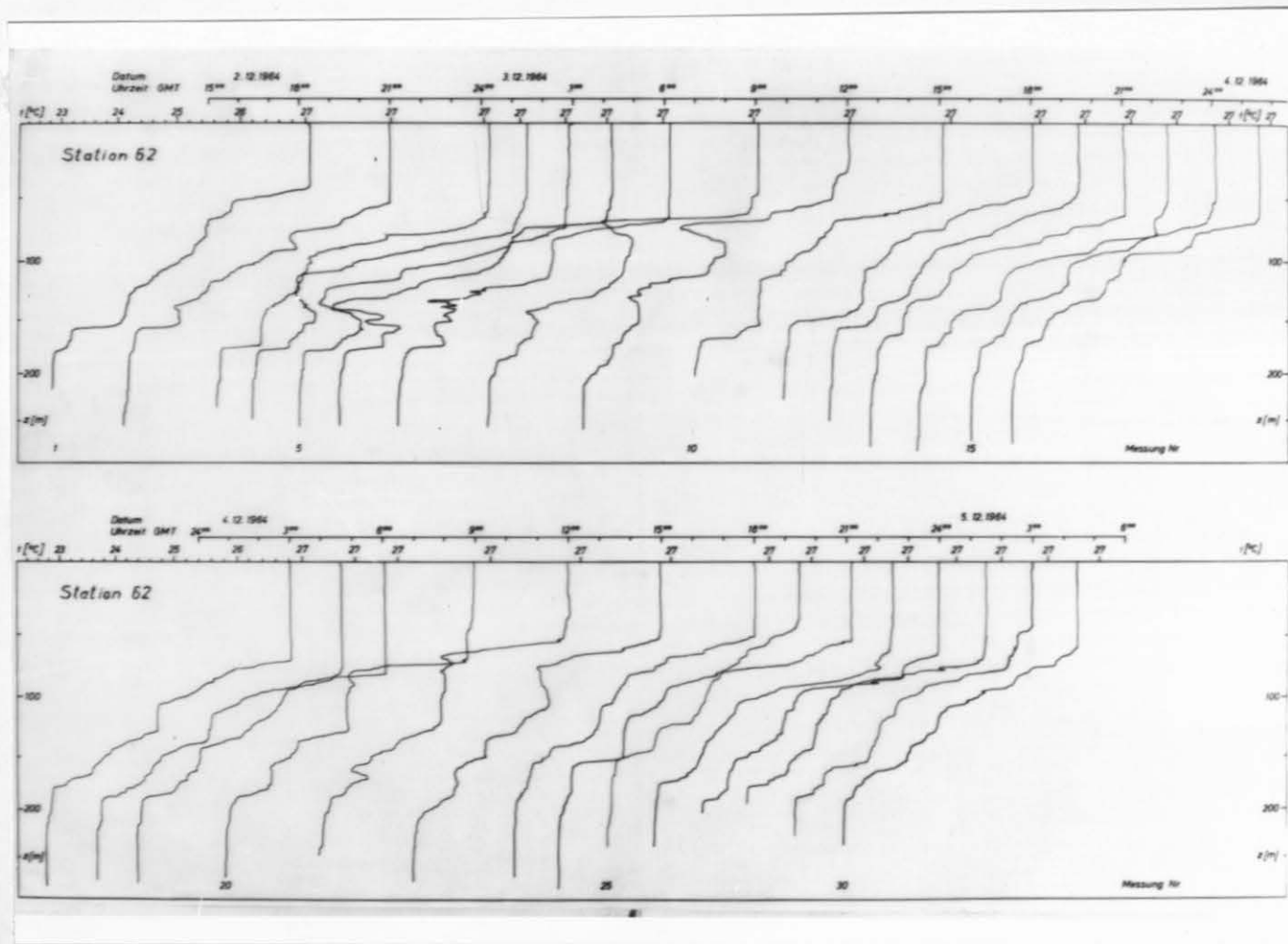


Abb. 35. Profile der Temperatur-Vertikalverteilung für Station Nr. 62

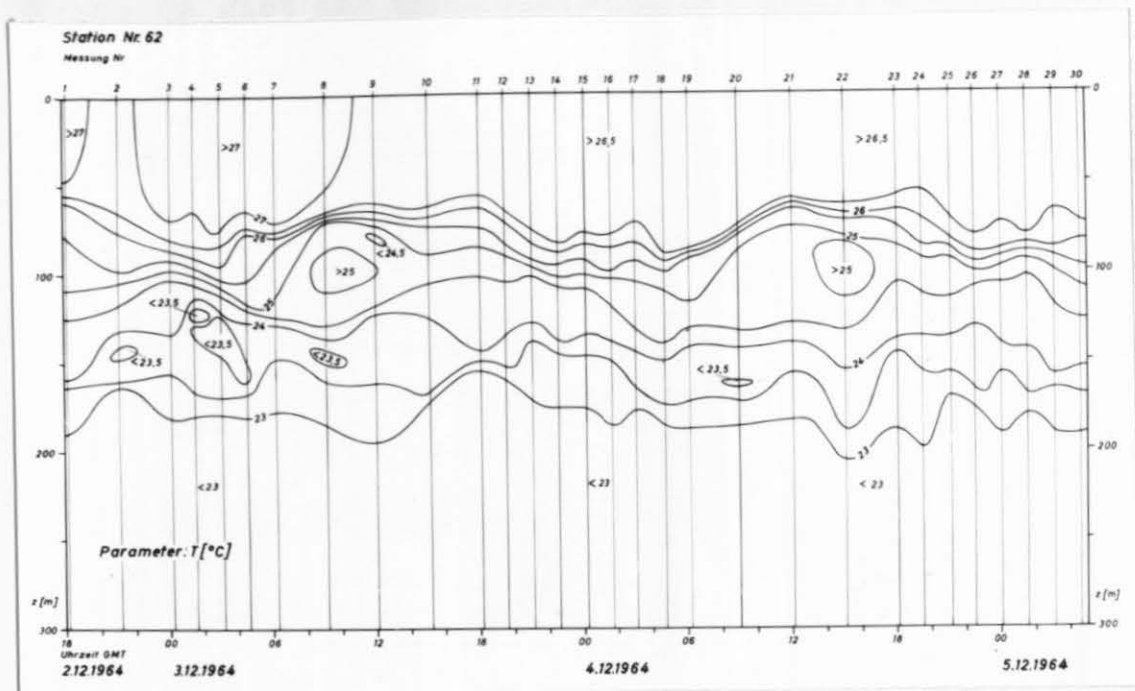


Abb. 36. Zeitliche Änderungen der Temperaturverteilung auf Station Nr. 62

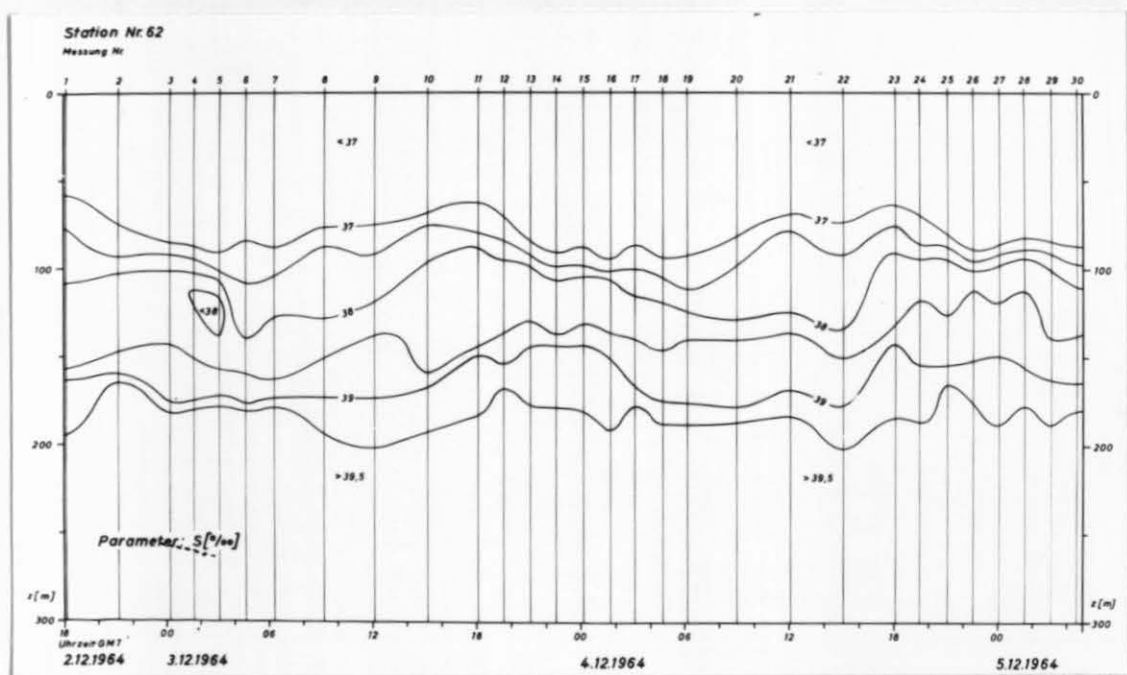


Abb. 37. Zeitliche Änderungen der Salzgehaltsverteilung auf Station Nr. 62

Abb. 36 gibt das erhaltene Isothermenbild wieder. Der Verlauf der 23 °C- und 26,5 °C-Isothermen, die eine Markierung der Grenzen der Zwischenschicht zur Unter- und Oberschicht darstellen, läßt deutlich die halb- und ganztägigen Gezeitenperioden erkennen.

Abb. 37 zeigt die zugehörige Salzgehaltsverteilung und Abb. 38 die resultierende Dichteverteilung.

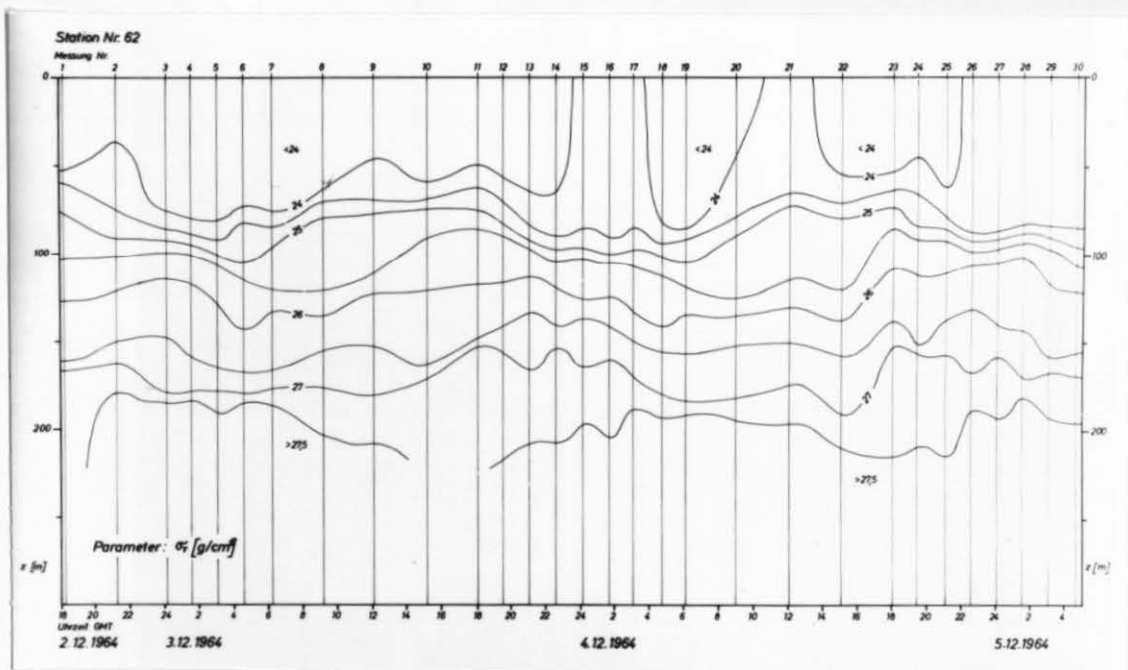


Abb. 38 Zeitliche Änderungen der Verteilung von σ_T auf Station Nr. 62

Auch hier findet man die bereits diskutierten charakteristischen Eigenschaften der Temperaturverteilung wieder. Einzelheiten der sehr kurzzeitigen Änderungen der Dichteschichtungen lassen sich der Echolotregistrierung entnehmen. Ein Beispiel zeigt Abb. 39.

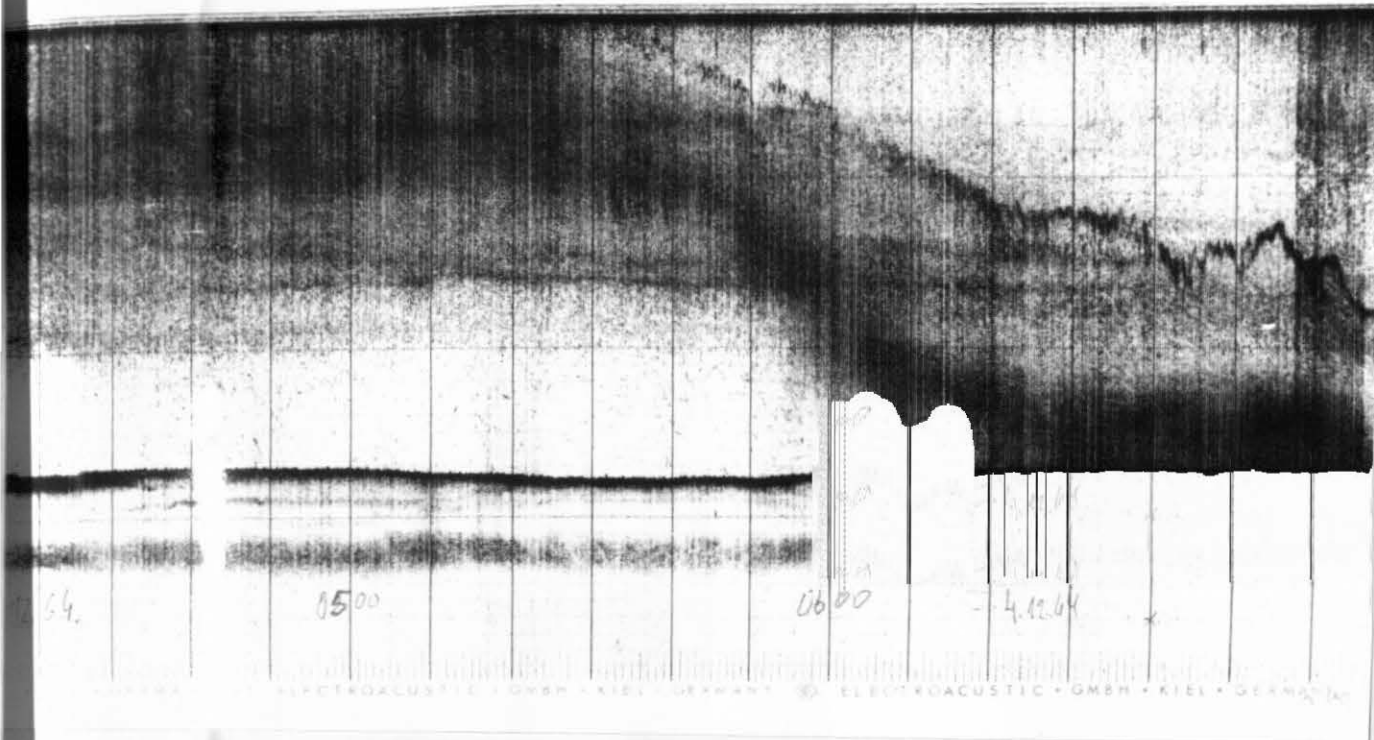


Abb. 39. Ausschnitt aus der Ehostreuschichtregistrierung auf Station Nr. 62

Der Vergleich der Linien für konstantes σ_T in Abb. 38 mit den der Registrierung entnommenen Streuschichtechos der Abb. 40 ergibt einen weitgehend ähnlichen Verlauf der Tiefenlagenänderungen, natürlich nach Ausschluß der starken Ehostreuschicht, die sich am Abend zur Oberfläche hin und am Morgen zum Boden hin bewegt. Die Echolotregistrierung vermittelt so ein anschauliches Bild der Umlagerungen der Dichteschichtung.

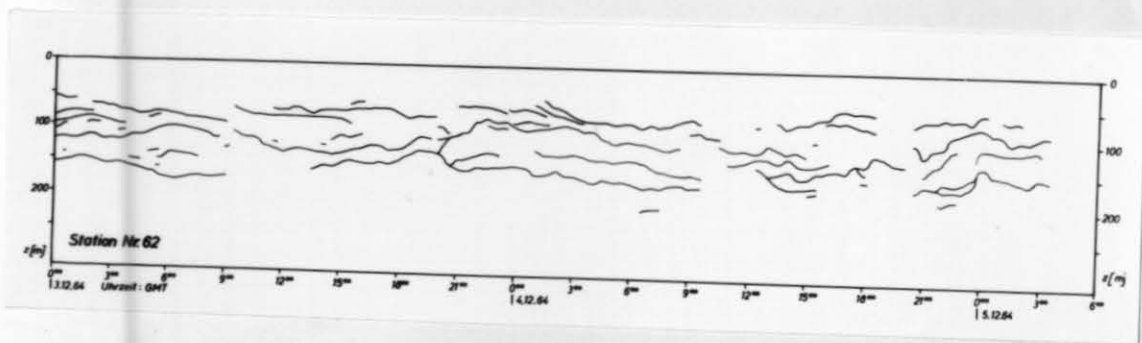


Abb. 40. Tiefenlage der tageszeitunabhängigen Ehostreuschichten auf Station Nr. 62

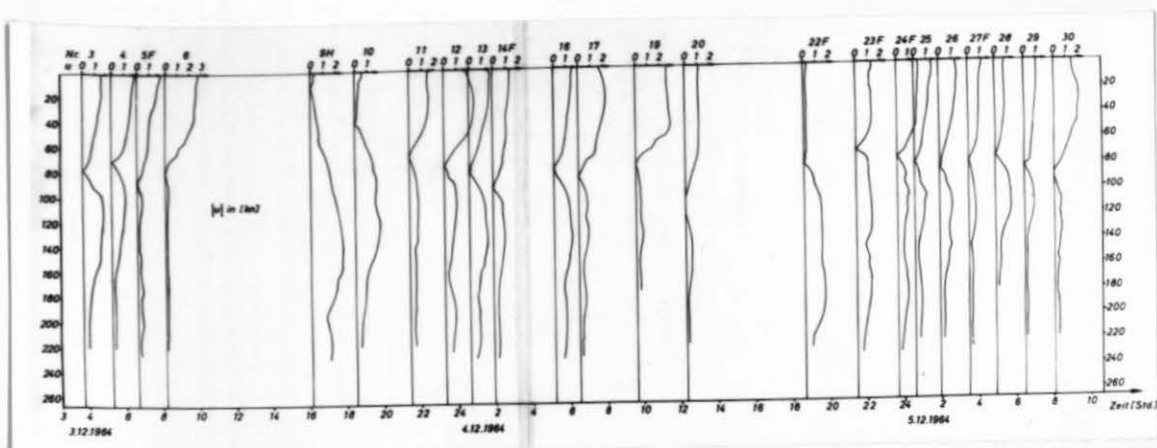


Abb. 41. Profile des Betrags der vertikalen Stromgeschwindigkeitsverteilung auf Station Nr. 62

Parallel zu den Bathysondenmessungen wurden Rotorstrommessungen durchgeführt. Abb. 41 zeigt eine Zusammenstellung der Absolutwerte der gewonnenen Stromprofile. Der obere Abschnitt bis zur Nullstelle in 10 bis 120 m Tiefe umfaßt das in das Rote Meer einströmende Wasser, der darunterliegende Abschnitt das aus dem Roten Meer in den Golf von Aden einfließende Wasser.

Die kurzzeitigen Änderungen der Stärke des Oberflächenstromes veranschaulicht die Registrierkurve der Fahrtmeßanlage in Abb. 42. Den langsamen Variationen der Stromgeschwindigkeit mit deutlich erkennbaren ganz- und halbtägigen Perioden sind kurzzeitige Schwankungen überlagert, deren Streubereich ca. 1 kn umfaßt.

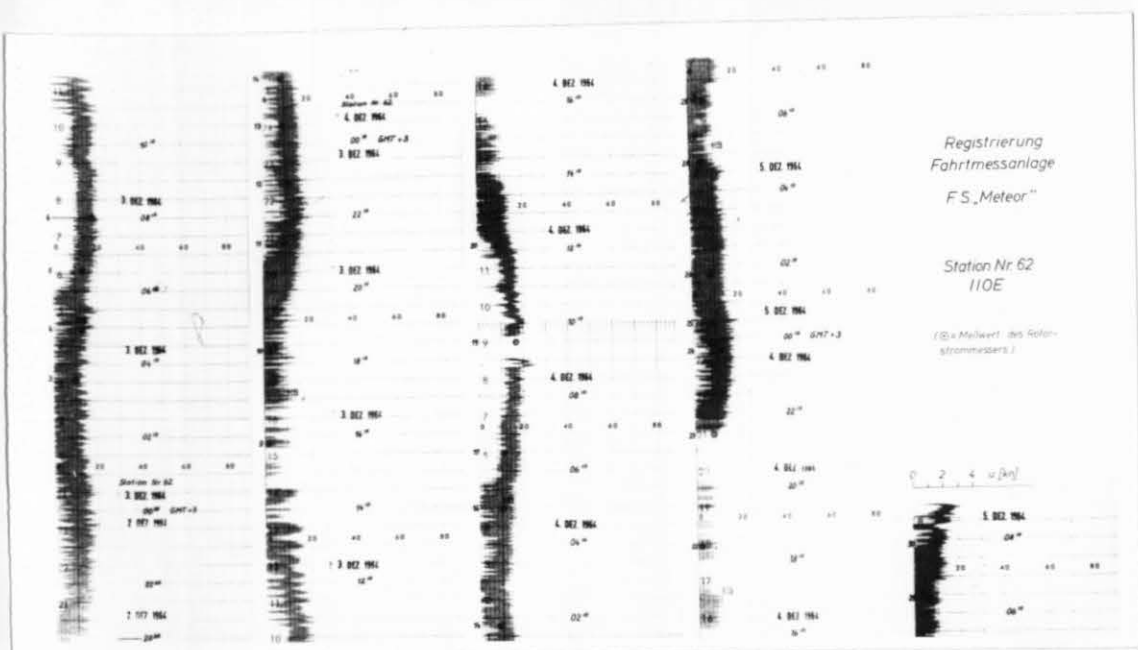


Abb. 42. Registrierung des Oberflächenstromes auf Station Nr. 62 mit der Fahrtmeßanlage

Die hier vorgelegten Meßreihen gestatten es nun, die mittlere Verteilung der Werte von Temperatur, Salzgehalt, Dichte, Stromgeschwindigkeit und -richtung zu bestimmen und damit die Basis für weitere Aufschlüsse über den Mechanismus des Wasseraustausches in der Meeresstraße zu erhalten. Die Abb. 43 u. 44 geben die Verteilung dieser Größen wieder, wie man sie durch einfache Mittelung in den Tiefenhorizonten 0, 5, 10, 15, m bekommen kann. T , S und σ_T sind, wie oben bereits diskutiert, durch eine klare Dreischichtung gekennzeichnet. Diese Tatsache soll in Abschnitt 10 und 11 als Basis der dort benutzten Modelle eingesetzt werden.

Die Abbildung des Kanals ist ein parabolisches Profil für die Ober- und Unterseite. A. Defant hat durch Vergleich der theoretischen Ergebnisse mit den Daten der Expedition von

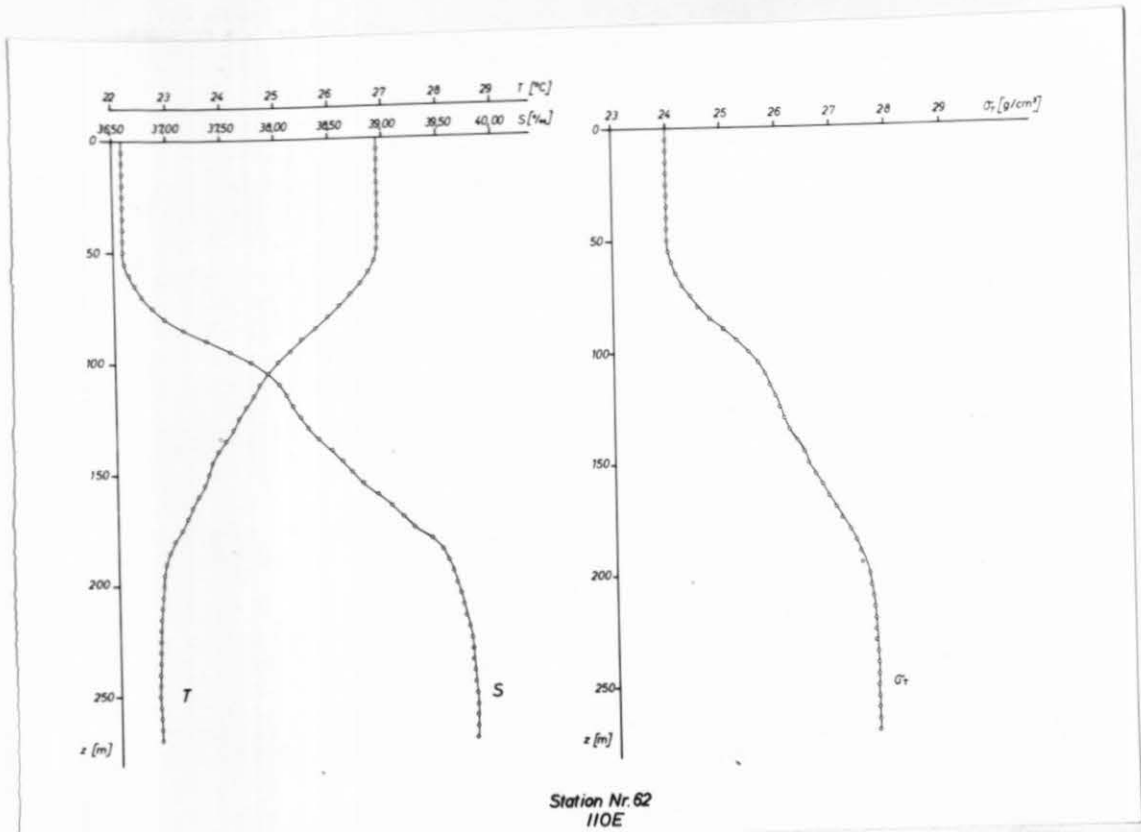


Abb. 43. Mittlere Profile der vertikalen Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteverteilung auf Station Nr. 62

Das mittlere Stromprofil weist einige zunächst unerwartete Züge auf. Nach A. DEFANT (1930) kann man für die Strömung in Meeresstraßen das Stromgeschwindigkeitsprofil in guter Näherung erhalten, wenn man vom Modell eines rechteckigen Kanals mit konstanter Tiefe ausgeht, der das Nebenmeer mit dem Ozean verbindet. Die hydrodynamischen Bewegungsgleichungen mit konstantem Koeffizienten der Turbulenzreibung und die Kontinuitätsgleichung liefern für den stationären Fall bei Vernachlässigung der Corioliskraft und der Bewegungen quer zur Längsrichtung des Kanals je ein parabolisches Profil für die Ober- und Unterschicht. A. DEFANT hat durch Vergleich der theoretischen Ergebnisse mit den Daten der Expedition von

"Ammiraglio Magnaghi" (F. VERCELLI 1927) festgestellt, daß diese theoretischen Überlegungen zu einer brauchbaren Annäherung an die wahren Verhältnisse führen.

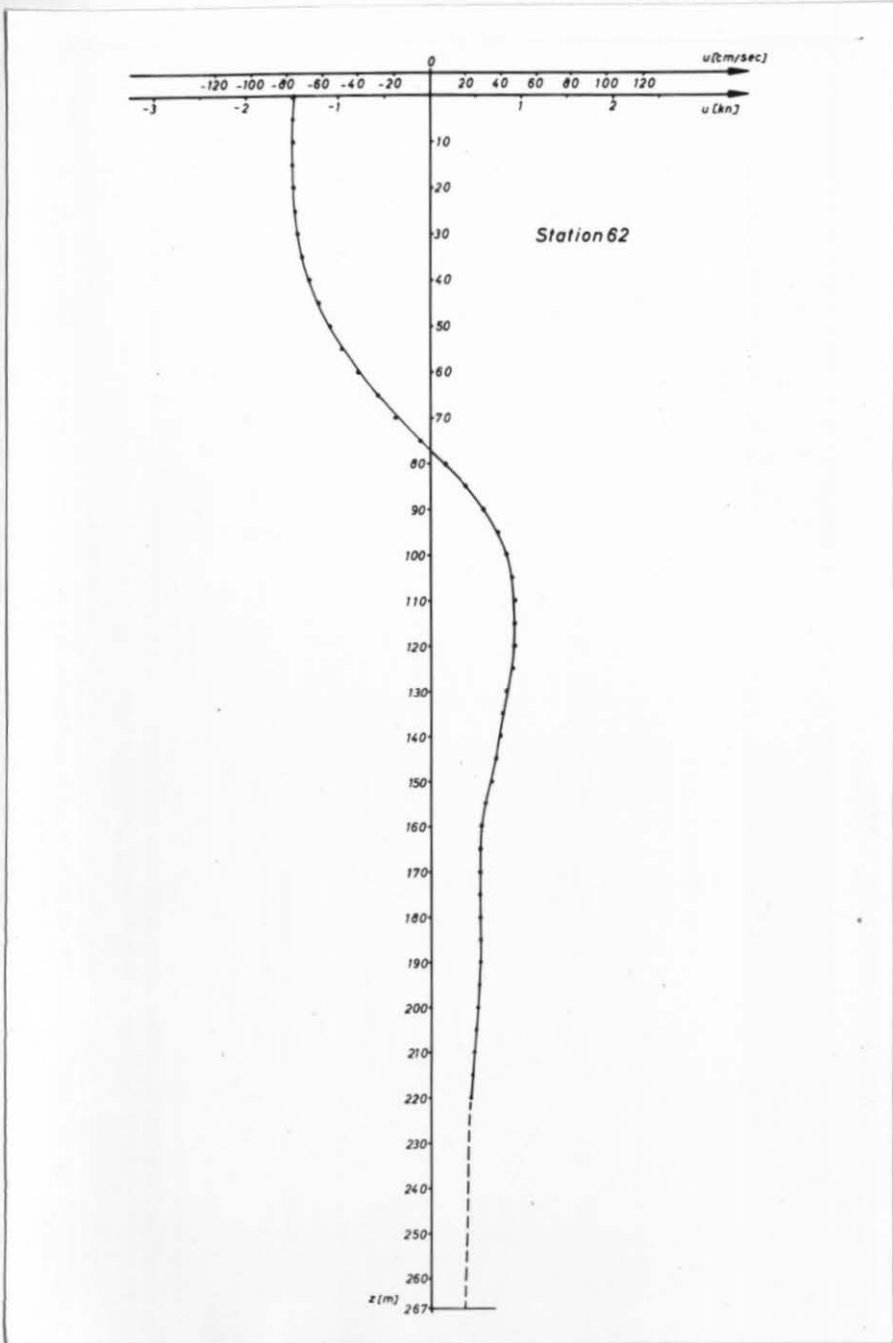


Abb. 44. Mittleres Profil der vertikalen Stromgeschwindigkeitsverteilung auf Station Nr. 62

Das mittlere Stromprofil der Abb. 44 zeigt in der Oberschicht den erwarteten parabolischen Verlauf, die Unterschicht hingegen weist eine Zweiteilung mit einer Grenze bei ca. 160 m auf. Die Erklärung ist offenbar in der Einwirkung der speziellen Bodengestalt des Strömungskanals zu suchen. Die "Meteor"-Station 62 lag südlicher als die Stationen von "Ammiraglio Magnaghi", und zwar ca. 15 km südlich des Südrandes der Bodenschwelle nahe der Meerenge. Qualitativ läßt sich die gefundene Stromverteilung deuten, wenn man annimmt, daß der Unterstrom entsprechend Abb. 45 mit einem Maximum den Änderungen der Meerestiefe nicht unmittelbar folgt, sondern wie ein Freistrahл zunächst seine Richtung im wesentlichen beibehält und sich dabei über eine Schicht mit Wasser geringer Stromgeschwindigkeit hinweg schiebt.

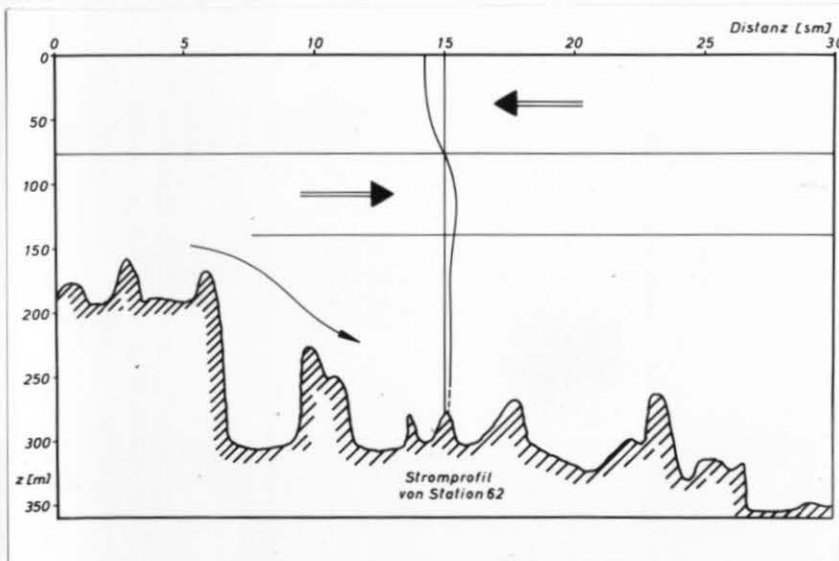


Abb. 45. Qualitatives Bild der Stromverteilung in der Umgebung von Station Nr. 62

Die wegen der komplizierten Bodenstruktur unmittelbar über der Schwelle ohnedies langsamere Bewegung der Wassermassen muß beim Verlassen der Schwelle aus Kontinuitätsgründen weiter verlangsamt werden.

Für die Vermischung von unendlich ausgedehnten Parallelströmungen verschiedener Geschwindigkeiten bzw. für Nachlaufströmungen sind theoretische Lösungen bekannt (vgl. H. REICHARDT 1942, H. ROUSE 1959). Durch Ähnlichkeitsbetrachtungen, die zu der Annahme führen, daß das Verhältnis aller turbulenten und mittleren Geschwindigkeitsdifferenzen zur maximalen Geschwindigkeitsdifferenz $U_2 - U_1$ nur eine Funktion des Parameters $\frac{x}{b}$ ist (siehe Abb. 46), erhält man die Aussage:

$$\frac{db}{dx} = f\left(\frac{U_2}{U_1}\right)$$

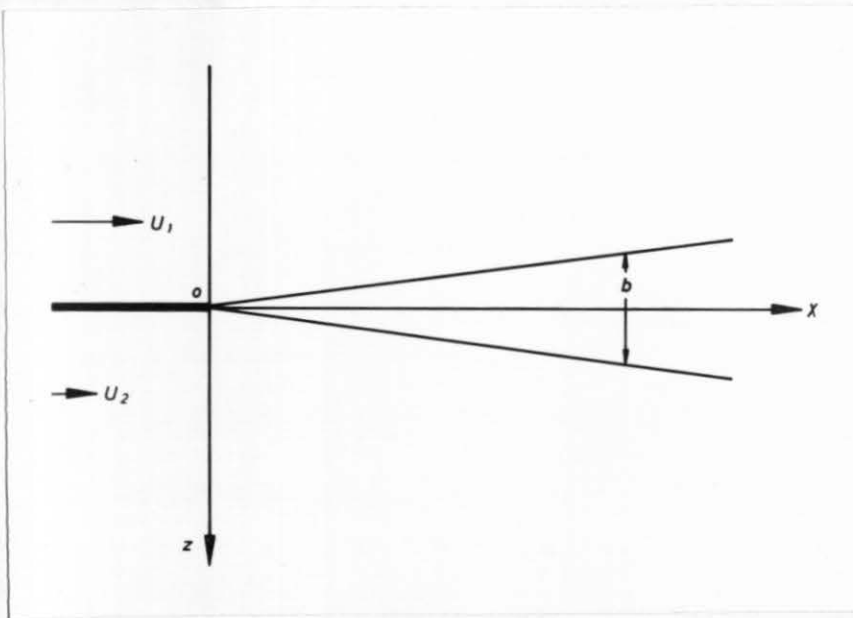


Abb. 46. Vermischung unendlich weit ausgedehnter Parallelströmungen

Die Breite b der Vermischungsschicht nimmt also linear zu. In unserem Falle werden Abweichungen von dieser Verteilung vorwiegend deshalb auftreten, weil bei Beginn des Vermischungsvorganges nicht zwei Schichten mit jeweils konstanter Geschwindigkeit,

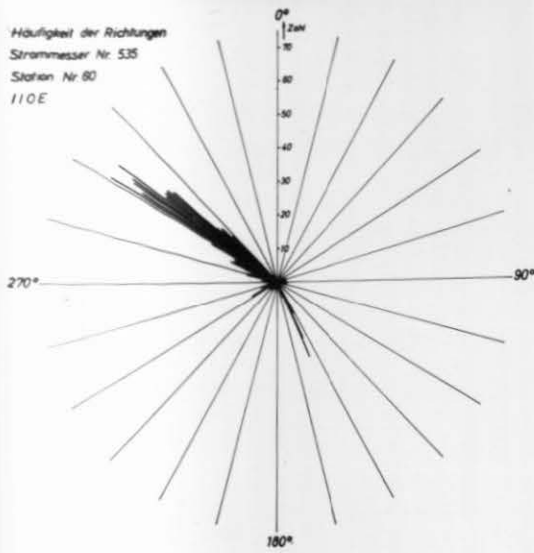


Abb. 48. Häufigkeitsverteilung der Richtungsmeßwerte

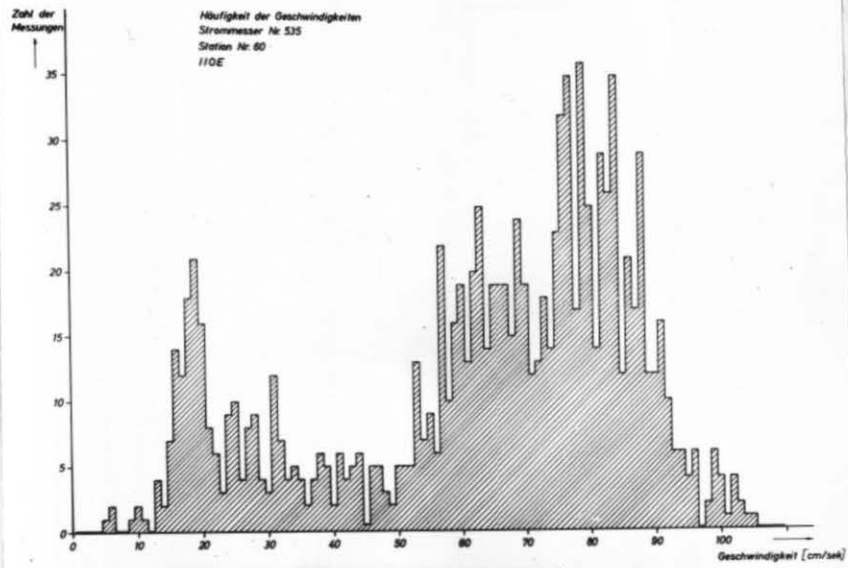


Abb. 49. Häufigkeitsverteilung der Geschwindigkeitsmeßwerte

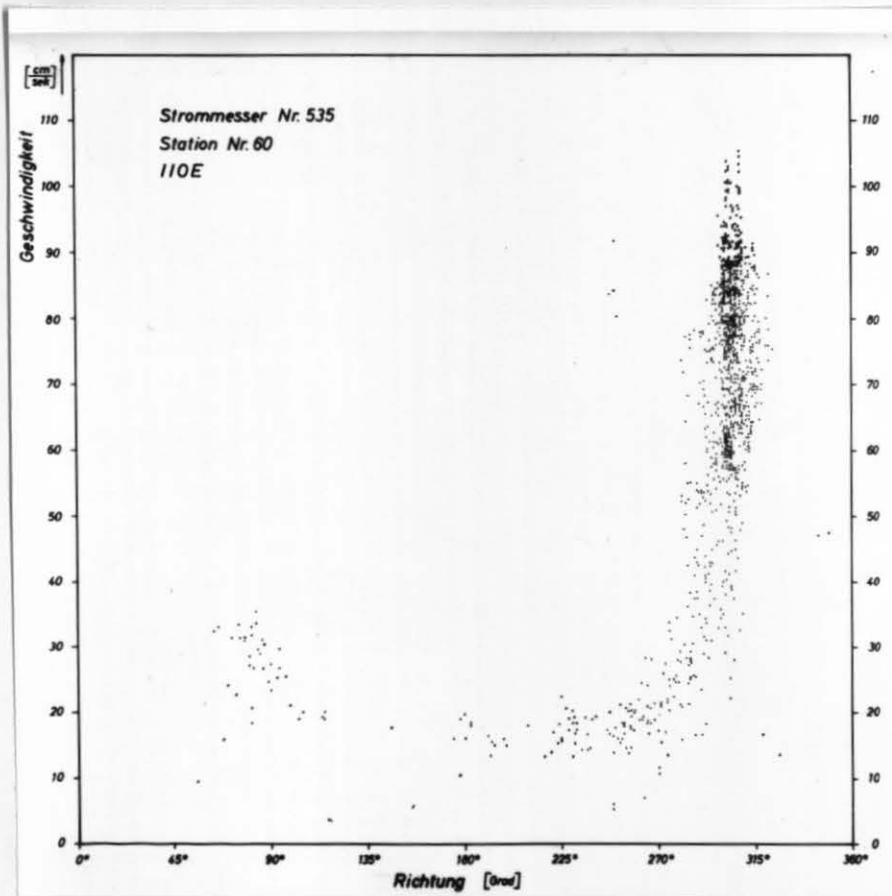


Abb. 50. Verteilung der Meßwertpaare für Richtung und Geschwindigkeit

Die Abb. 48, 49 u. 50 enthalten für den Strommesser Nr. 535 (Meßtiefe ca. 25 m) die Häufigkeitsverteilung der Richtung in willkürlichen Einheiten, die Häufigkeitsverteilung der Geschwindigkeit und ein Geschwindigkeits-Richtungs-Diagramm, in dem jede einzelne Messung durch einen Punkt charakterisiert ist. Die Abb. 51, 52 u. 53 zeigen die entsprechenden Diagramme für den Strommesser Nr. H-591 (Meßtiefe ca. 125 m). Das Diagramm der Abb. 48 ergibt, daß sich das Gerät Nr. 535 im allgemeinen im Bereich des Einstroms in das Rote Meer mit einer mittleren Richtung von 305° befand und nur gelegentlich durch eine Aufwärtsbewegung der Stromgrenzfläche in den Bereich des Ausstroms gelangte, der dort eine um ca. $(180 - 30)^{\circ}$ abweichende Richtung besitzt. Das stimmt überein mit den Rotorstrommessungen der Station Nr. 62, die kurzzeitig eine Lage dieser Fläche sehr nahe an der Oberfläche angeben. Abb. 50 macht deutlich, daß der nach Nordwest setzende Strom beim Durchlaufen der Stromgrenzfläche nicht sofort umschlägt, sondern über West nach Südost dreht. Die Rückdrehung erfolgt ebenfalls über West. Diese Drehungen müssen allerdings in einer sehr dünnen Schicht erfolgen, wie man aus der geringen Zahl von Meßpunkten im Übergangsbereich erkennt. Die Häufigkeitsverteilung der Geschwindigkeit in Abb. 49 zeigt zwei Maxima, die durch den anfangs geschilderten Vorgang hervorgerufen werden. Die mittlere Geschwindigkeit des rechten Maximums liegt bei 75 cm/sec und stimmt damit ausgezeichnet mit dem mittleren Geschwindigkeitswert in 25 m Tiefe der Station Nr. 62 (vgl. Abb. 44) überein.

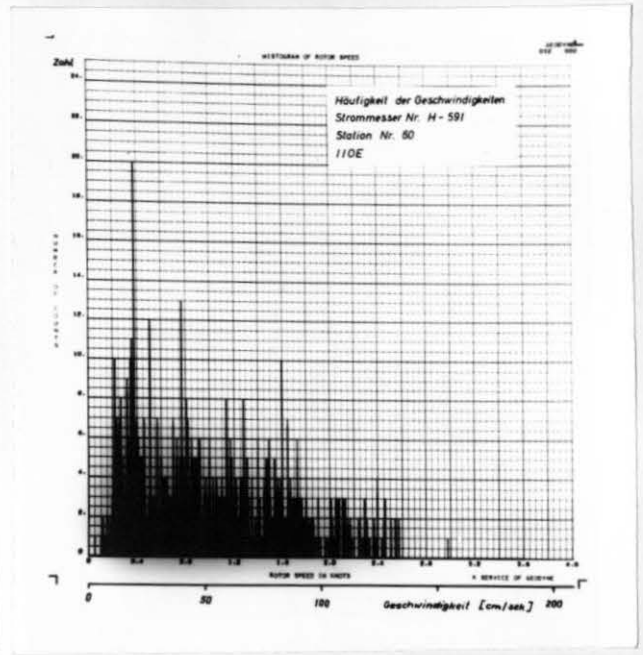
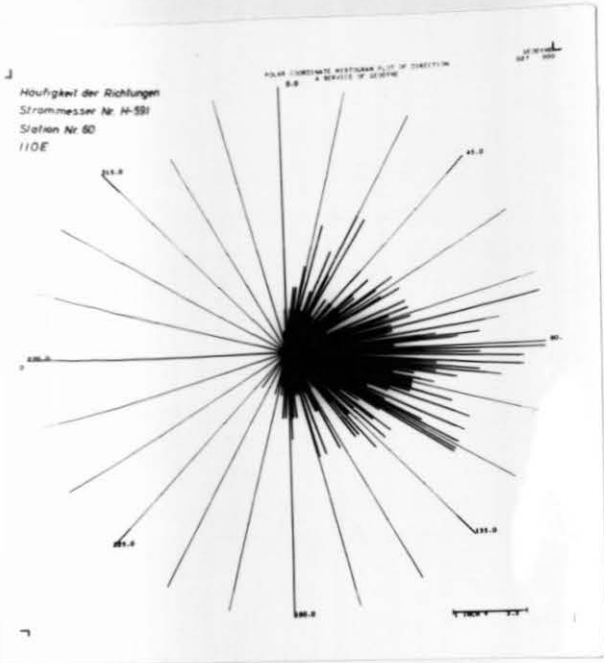


Abb. 51. Häufigkeitsverteilung der Richtungswerte

Abb. 52. Häufigkeitsverteilung der Geschwindigkeitsmeßwerte

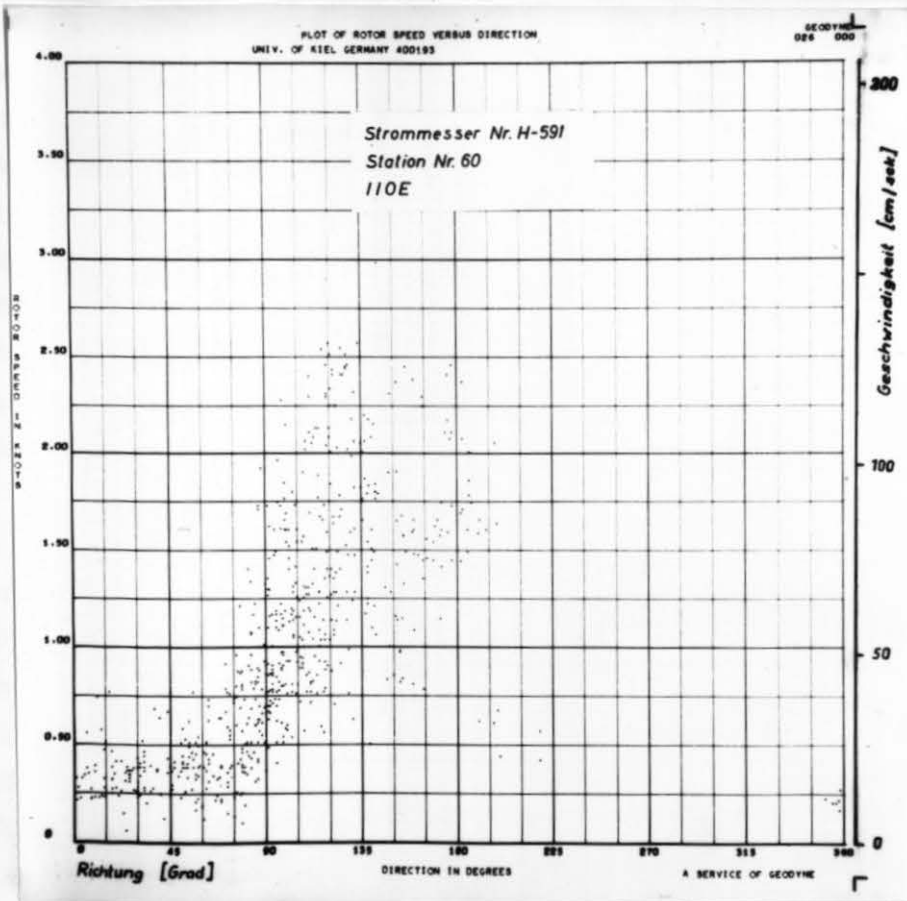


Abb. 53. Verteilung der Meßwertpaare für Richtung und Geschwindigkeit

Die Häufigkeitsverteilungen des Instrumentes H-591 zeigen ein völlig anderes Bild. Die Richtungen streuen stark in einem Bereich von insgesamt 180° , und die Geschwindigkeitswerte lassen kein ausgeprägtes Maximum erkennen. Diese Erscheinung wird verständlich, wenn man bedenkt, daß sich der Strommesser in einem Tiefenbereich befindet, in dem bei Station Nr. 62 eine starke Veränderlichkeit der Schichtung und damit ein Hinweis auf kräftige Vermischungsvorgänge festgestellt wurden (vgl. Abb. 41). Einen Hinweis auf die Richtungsänderung bei gleichzeitiger Abnahme der Stromgeschwindigkeit gibt das Diagramm der Abb. 53.

Für die Strömung auf der weiter nördlich gelegenen Station Nr. 32 ergibt sich aus den Abb. 54, 55 u. 56 für das Gerät Nr. H-595 (Meßtiefe ca. 45m) und den Abb. 57, 58 u. 59 für das Gerät Nr. H-593 (Meßtiefe ca. 165 m) ein einfacheres Bild. Das Instrument Nr. H-595 befand sich offenbar fast ausschließlich im Einstrom, das Instrument Nr. H-593 stets im Ausstrom. Die Hauptrichtungen unterscheiden sich um etwa $(180 - 25)^{\circ}$. In der Oberschicht erhält man nach Abb. 55 ein Maximum der Geschwindigkeitshäufigkeitsverteilung bei ca. 65 cm/sec., in der Unterschicht nach Abb. 58 zwei Maxima bei ca. 5 cm/sec. und 35 cm/sec.

Die Meßreihen der beiden Stationen, vor allem diejenigen der nahegelegenen Station Nr. 60 bestätigen die Meßwerte von Station Nr. 62 für bestimmte Tiefenhorizonte, so daß eine Gültigkeit der mittleren vertikalen Stromprofile zumindest für die Registrierdauer auf Station Nr. 60 in guter Näherung für die Umgebung der Station Nr. 62, also die zentrale Rinne bei Perim angenommen werden kann. Eine Korrektur der Geschwindigkeitswerte für die Zeit bis zum 29. November 1964 wird weiter unten noch diskutiert werden.

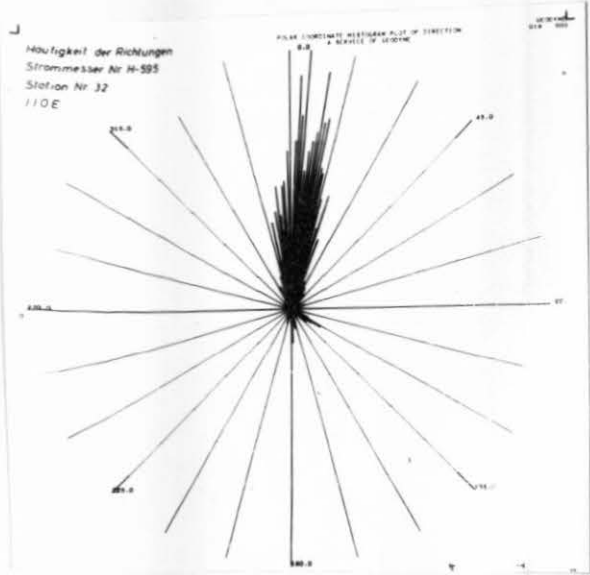


Abb. 54. Häufigkeitsverteilung der Richtungsmeßwerte

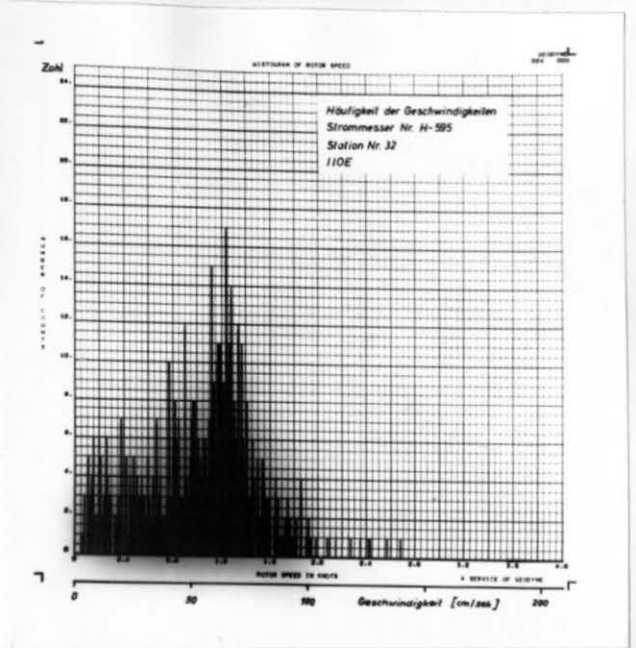


Abb. 55. Häufigkeitsverteilung der Geschwindigkeitsmeßwerte

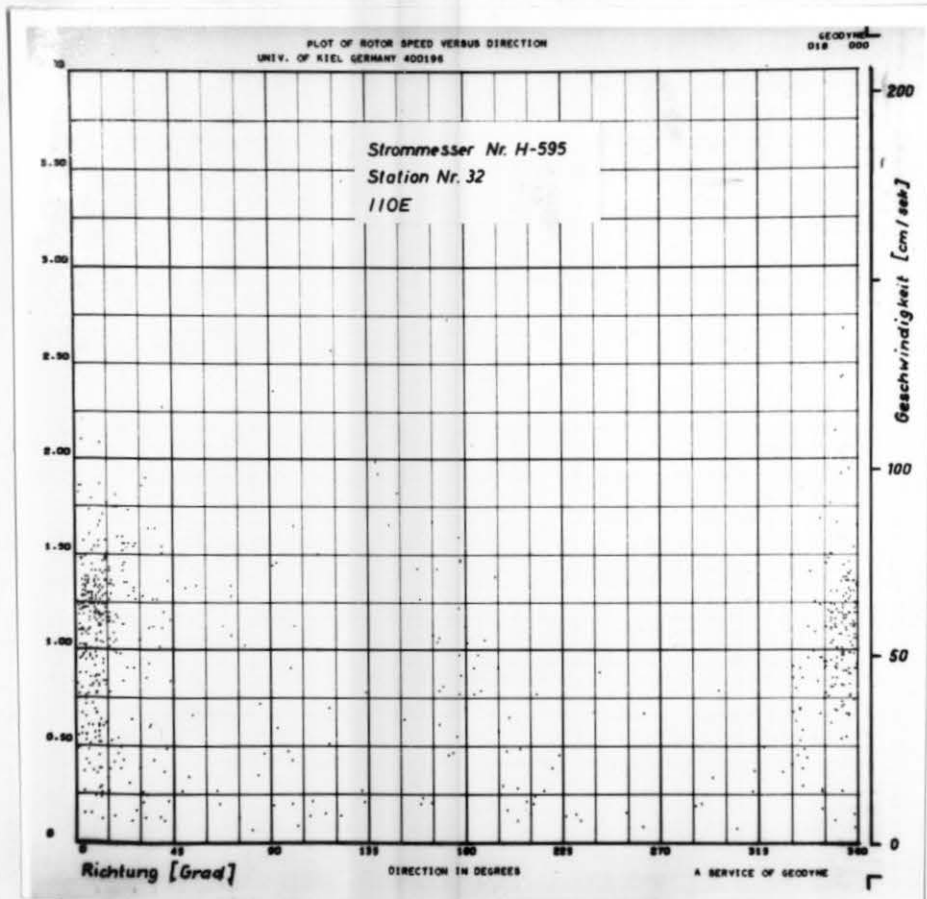
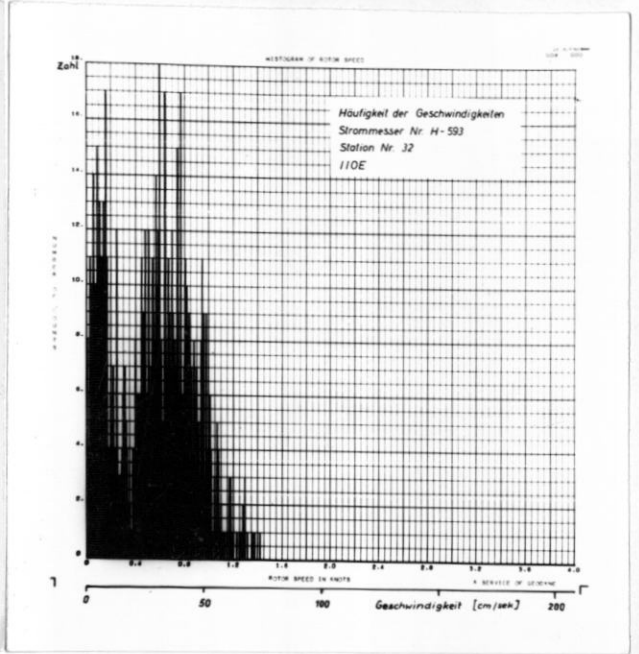
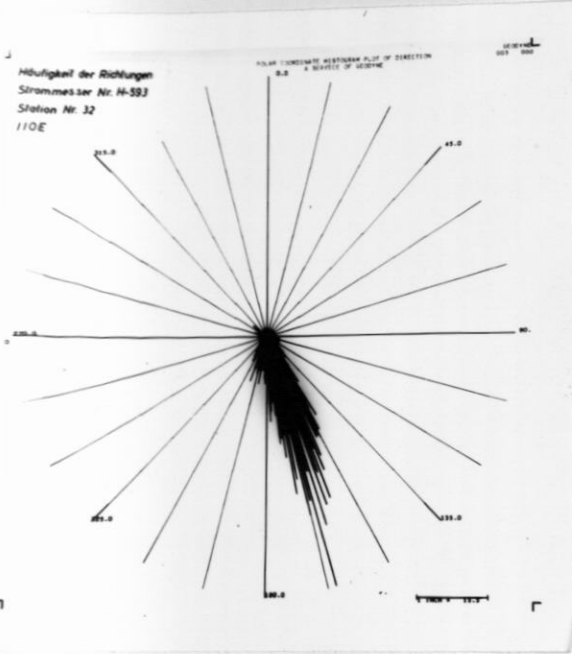


Abb. 56. Verteilung der Meßwertpaare für Richtung und Geschwindigkeit



b. 57. Häufigkeitsverteilung der Richtungsmeßwerte

Abb. 58. Häufigkeitsverteilung der Geschwindigkeitsmeßwerte

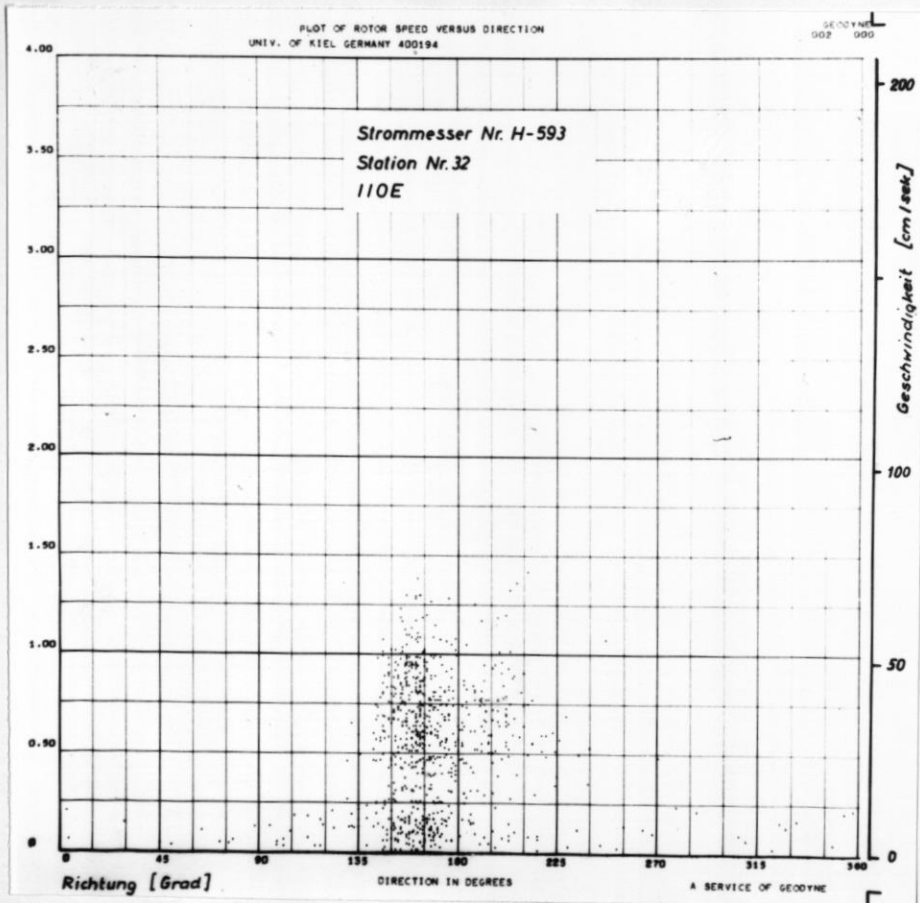


Abb. 59 Verteilung der Meßwertpaare für Richtung und Geschwindigkeit

Häufigkeit der Richtungen
 Strommesser Nr. 530
 Station Nr. 59
 110E

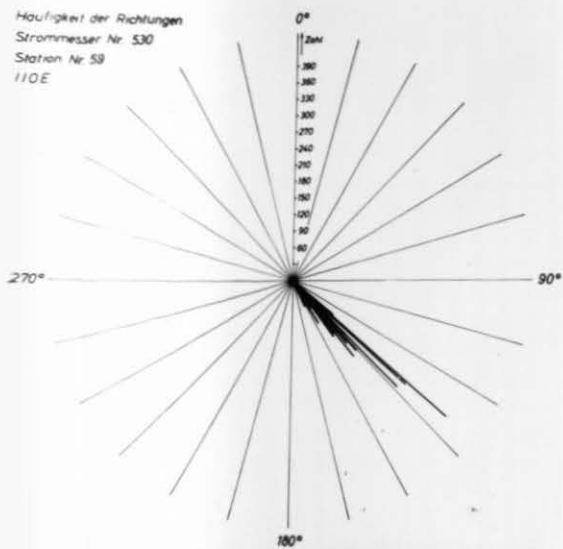


Abb. 60. Häufigkeitsverteilung der Richtungsmeßwerte

Häufigkeit der Geschwindigkeiten
 Strommesser Nr. 530
 Station Nr. 59
 110E

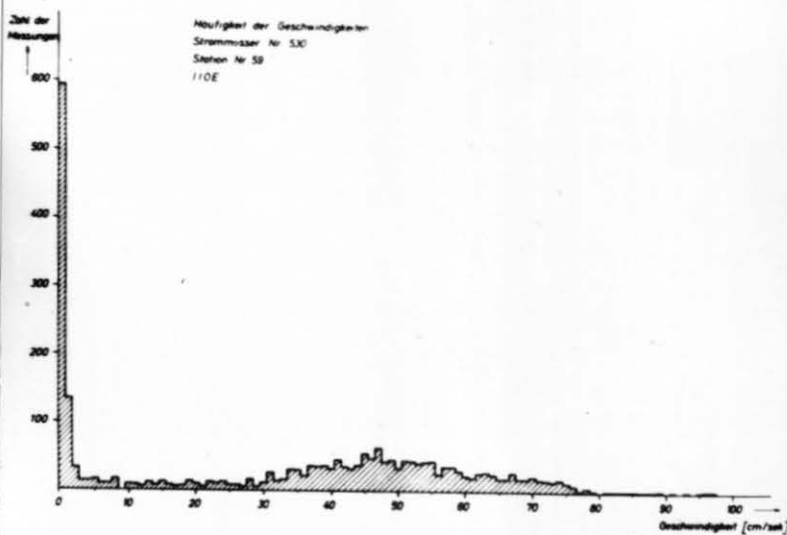


Abb. 61. Häufigkeitsverteilung der Geschwindigkeitsmeßwerte

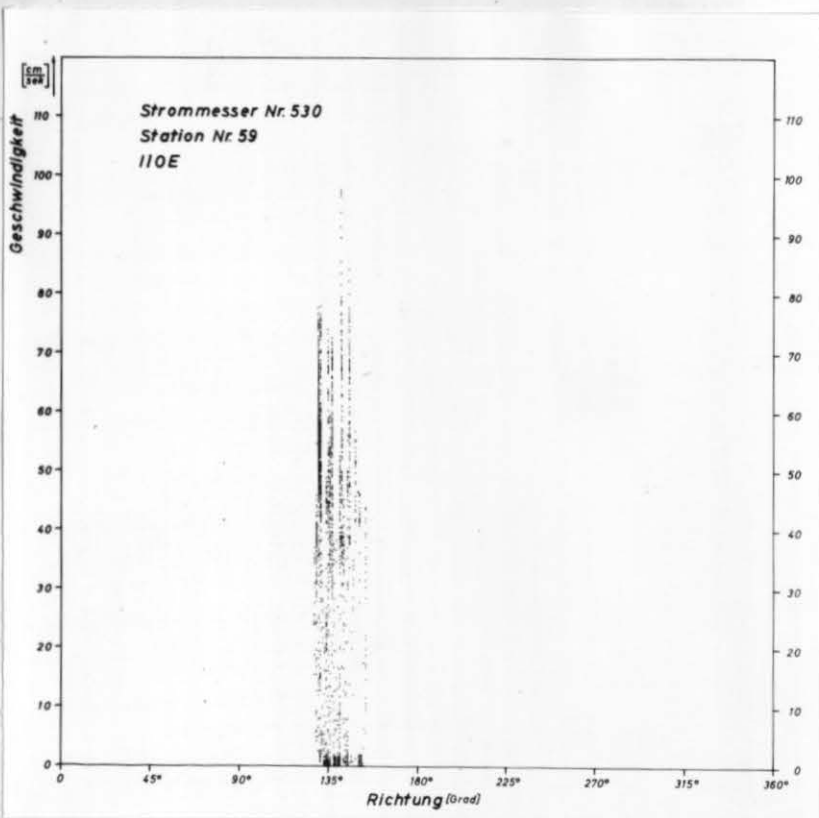


Abb. 62. Verteilung der Meßwertpaare für Richtung und Geschwindigkeit

Hier sollen zunächst die Abb. 60, 61 u. 62 mit den Diagrammen der Station Nr. 59 für den Strommesser Nr. 530 (Meßtiefe ca. 20 m) besprochen werden. Das Meßgerät befand sich auf flachem Wasser an der Westseite der Meerenge gegenüber Perim. Die Ergebnisse machen unmittelbar klar, daß das Stromprofil der Station Nr. 62 in diesem küstennahen Bereich keine Gültigkeit mehr besitzt. Die Richtungswerte sind gegenüber der Hauptstromrichtung von Station Nr. 60 um ca. 180° verschoben, die Stromgeschwindigkeiten sind im Mittel erheblich kleiner als bei Station Nr. 60, die Häufigkeitsverteilung zeigt ein scharfes Maximum bei 0 cm/sec. Es handelt sich offenbar um einen Neerstrom, wie er häufig vor allem an der linken Seite (auf der Nordhalbkugel) des Hauptstromes zu finden ist.

Es ist jetzt noch zu untersuchen, ob das Stromprofil der Station Nr. 62 auch vor dem Zeitpunkt der Auslegung der selbstregistrierenden Strommesser auf Station Nr. 60 quantitativ gilt und ob diese Verteilung für die gesamte erste Winterhälfte als richtig angenommen werden kann.

Neben der Verdunstung im Roten Meer ist sicher die wichtigste Ursache für die Strömungserscheinungen bei Bab el Mandeb im Einfluß des Windes durch Wind Schub bzw. durch horizontale Druckänderungen infolge von Windstau zu suchen. Im Beobachtungszeitraum traten, beginnend am 29. November 1964 Windstärken auf, die mit 6 - 7 Bft über dem mittleren Wert dieser Jahreszeit lagen (vgl. A 4, Tabelle 1) und möglicherweise eine Veränderung der Strömungsverhältnisse gegenüber der mittleren Verteilung zu Folge haben konnten. Da die selbstregistrierenden Strommesser auf Station Nr. 32 bereits am 25.11.1965 ausgelegt wurden, bestand die Möglichkeit, die Situation

vor dem Einsetzen des stärkeren Windes mit derjenigen während der erhöhten Windstärken zu vergleichen. Dazu mußten die gezeitenabhängigen Variationen der Strömung eliminiert werden, weil nur die Restströme für einen solchen Vergleich brauchbar sind. Die Stromvektoren wurden daher in Komponenten längs und quer zur Hauptstromrichtung (Richtungsangaben in Kapitel B 7) aufgespalten, und mit Hilfe 25-stündig übergreifender Mittel wurden die Restströme der Stromkomponenten u in Hauptstromrichtung ermittelt. Um festzustellen, ob Veränderungen des Meeresniveaus mit der Windzunahme verknüpft sind, wurden ferner die mit Hilfe von 10 Partialtiden nach dem harmonischen Verfahren vorausberechneten Wasserstände von Aden und die gemessenen Werte des Pegels Aden ebenfalls 25-stündig übergreifend gemittelt. Das Ergebnis dieser Rechnungen zeigt Abb. 63.

Ganz oben sind die an Bord von F.S. "Meteor" gemessenen Windstärken und -richtungen aufgetragen. Da das Schiff nicht immer auf der gleichen Position stand, sind die Richtungsangaben nur als Hinweis auf die geringen Änderungen der Windrichtung im Untersuchungsgebiet anzusehen. Die Positionen von F.S. "Meteor" lagen während der Beobachtungszeit stets im äußersten Südteil des Roten Meeres, bei Bab el Mandeb und im inneren Golf von Aden. Als Beispiel für die typische Wetterlage im kritischen Zeitraum ist in Abb. 64 die Wetterkarte vom 3. Dezember 1964 (nach Bildfunksendungen des EAST AFRICAN METEOROLOGICAL DEPARTMENT) wiedergegeben. Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich hoher horizontaler Luftdruckgradienten zwischen dem Tiefdruckgebiet über Ostafrika und dem ausgedehnten Hochdruckgebiet über Vorderasien, die verknüpft sind mit einem Windfeld mit starkem Wind der Stärke Bft 5 - 7 vom Arabischen Meer in Längsrichtung des Golfs von Aden und nach Nordwest drehend in Längsrichtung des Roten Meeres.

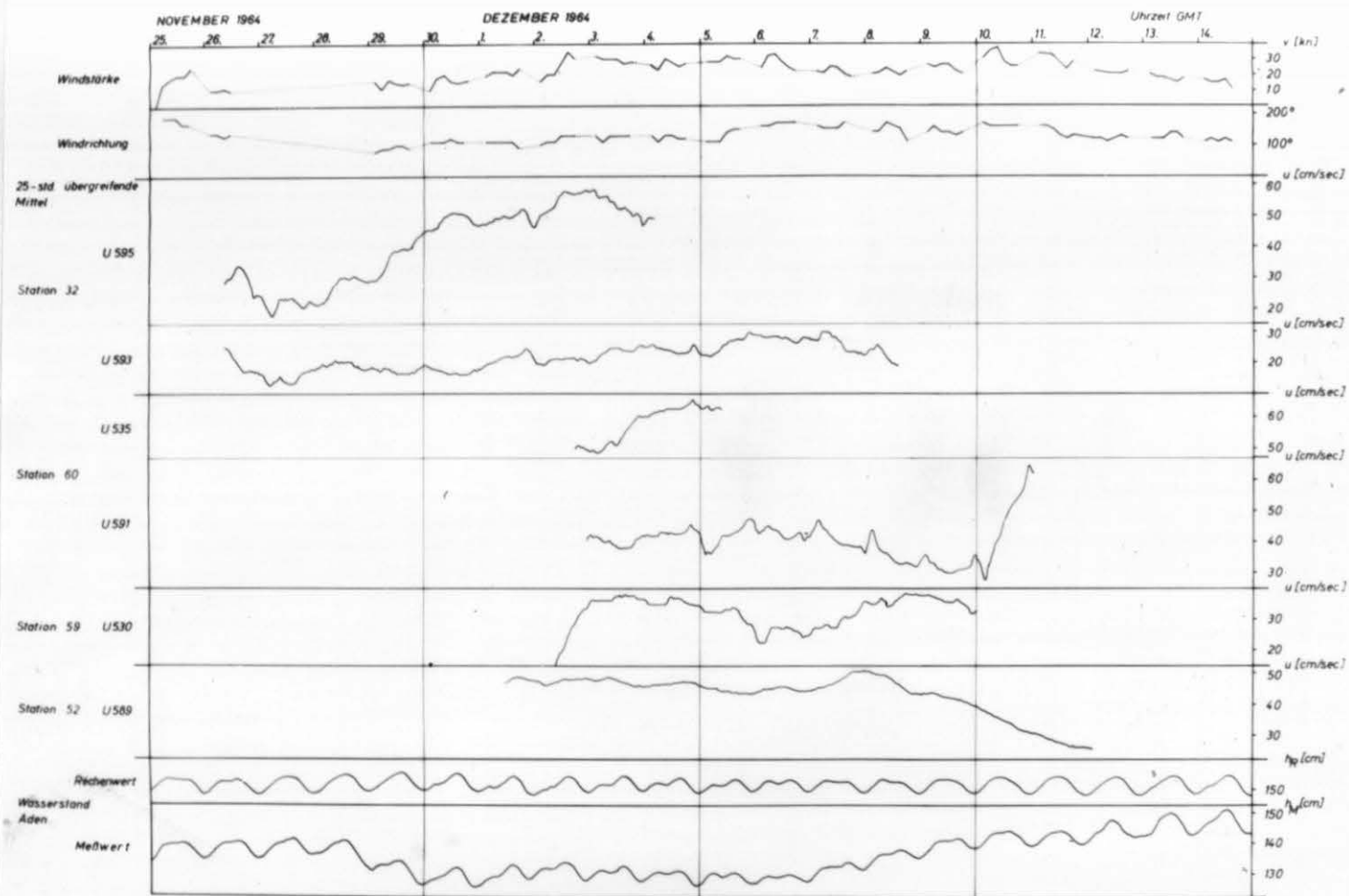


Abb. 63. Winddaten, Restströme und mittlerer Wasserstand

Die Windstärkedaten sind also weitgehend repräsentativ für die Windstärken in der Umgebung von Bab el Mandeb. Die Windstärkeverteilung zeigt eine Zunahme, beginnend am 29. bis 30. November 1964, mit anschließenden Windstärken bis zu 35 kn, die erst am 12. und 13. Dezember 1964 wieder abnehmen.

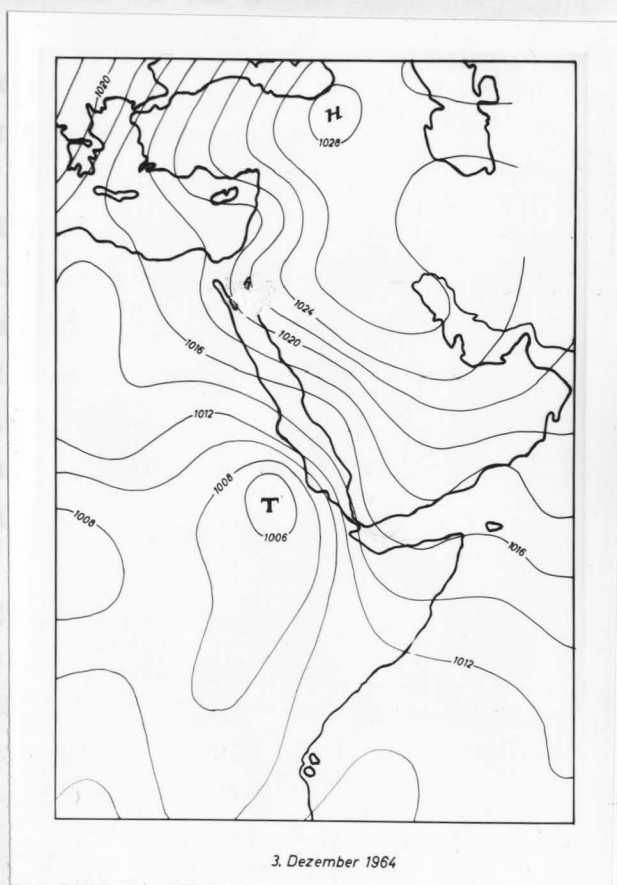


Abb. 64. Wetterkarte für den 3.12.1964

Unter den Kurven für die Winddaten findet man die Restströme für die Tiefenhorizonte und Positionen, auf denen verankerte Strommesser registrierten. (Bei allen Kurven der Abb. 63 ist zu beachten, daß die Begrenzungslinien im allgemeinen nicht den Nullpunkt der Ordinatenkala bezeichnen.) Deutlich erkennt man an der Kurve des Strommessers Nr. H-595, daß bei Station Nr. 32 in ca. 45 m Tiefe die Stärke des Einstroms in das Rote Meer von 20 bis 30 cm/sec auf

45 bis 55 cm/sec ansteigt, wobei der Anstieg etwa gleichzeitig mit der Windzunahme stattfindet. Ein analoges Verhalten zeigen die 25-stündig gemittelten Wasserstandswerte des Pegels Aden am unteren Ende der Abbildung. Für den Zeitraum der erhöhten Windstärken erhält man gegenüber der zu erwartenden Verteilung um ca. 10 cm niedrigere mittlere Wasserstandswerte ("Rechenwert" und "Meßwert" beziehen sich auf verschiedene Nullniveaus und dürfen deshalb nicht in ihren absoluten Werten verglichen werden).

Es ist infolge dieser parallelen Erscheinungen bei Wind-, Wasserstands- und Reststromdaten als wahrscheinlich anzusehen, daß der Einstrom in das Rote Meer während der Periode erhöhter Windstärken als Folge des Windschubes und der Veränderungen des Meeresspiegels durch Windstau merklich größer als der für diese Jahreszeit normale war.

Bei der folgenden Diskussion der Bilanz von Ein- und Ausstrom ist daher zu beachten, daß der für die 1. Winterhälfte normale Einstrom wesentlich kleiner als der auf Station Nr. 62 gemessene sein dürfte.

$$K_1 = \int u \cdot b \, dx$$

Dabei ist Q die Fläche quer zur großen Straße von Bab el Mandeb, u die mittlere Geschwindigkeit in der großen Straße von Bab el Mandeb, b die Breite der großen Straße, dx die Elementarbreite der großen Straße, $u(x, t)$ die Geschwindigkeit in der großen Straße von Bab el Mandeb, $b(x, t)$ die Breite der großen Straße von Bab el Mandeb, $u(x_0, t)$ die Geschwindigkeit in der großen Straße von Bab el Mandeb, $b(x_0, t)$ die Breite der großen Straße von Bab el Mandeb, $u(x_0, t)$ die Geschwindigkeit in der großen Straße von Bab el Mandeb, $b(x_0, t)$ die Breite der großen Straße von Bab el Mandeb.

$$K_1 = \int u(x) \cdot b(x) \, dx$$

5. Zur Bilanz von Ein- und Ausstrom in der Meerenge von Bab el Mandeb

Der Wasserumsatz des Roten Meeres ist bestimmt durch drei Größen: Verdunstung, Einstrom vom Golf von Aden und Ausstrom zum Golf von Aden. Wie in Kapitel B4 bereits gesagt wurde, spielen der Niederschlag und der Wasserzufluß vom Festland in diesem Gebiet praktisch keine Rolle. Ferner können bei Bilanzrechnungen die Strömungen durch den Suezkanal und durch die kleine Straße von Bab el Mandeb östlich Perim vernachlässigt werden. Zur vollständigen Charakterisierung des mittleren Wasserumsatzes benötigt man nicht nur die Wassermengen, sondern auch die transportierten Salzmenen. Unter der Voraussetzung, daß die Jahresmittel des Wasserstandes im Roten Meer konstant sind, ist die Differenz \bar{M}_W zwischen der mittleren Menge \bar{M}_{WE} (pro Zeiteinheit) des einströmenden Wassers und der Menge \bar{M}_{WA} des ausströmenden Wassers gleich der Menge \bar{M}_V des verdunsteten Wassers:

$$\bar{M}_W = \bar{M}_{WE} - \bar{M}_{WA} = \bar{M}_V$$

Für \bar{M}_W gilt die Beziehung:

$$\bar{M}_W = \int_Q \bar{u} \, dq$$

Dabei ist Q die Fläche quer zur Hauptstromrichtung x in der großen Straße von Bab el Mandeb mit den Flächenelementen dq . Nimmt man an, daß die Vertikalverteilung von u an der Stelle x_0 für die gesamte Breite $b(x_0, z)$ der Meeresstraße gilt, d.h. $u(x_0, z)$, so folgt für ein bestimmtes Querprofil und einen bestimmten Zeitabschnitt:

$$\bar{M}_W = \int_0^z u(z) \cdot b(z) \, dz$$

Nähert man das Stromprofil $u(z)$ und die Kanalbreite $b(z)$ durch Treppenkurven mit den Schritten $u_i(z_i)$ und $b_i(z_i)$ an, so erhält man:

$$M_W = \sum_{i=1}^n u_i(z_i) b_i(z_i) \Delta z_i$$

Für die transportierte mittlere Salzmenge M_S pro Zeiteinheit folgt mit dem Salzgehalt S analog:

$$M_S = \int_Q \bar{u} S \, dq = \int_0^z \bar{u}(z) S(z) b(z) \, dz \approx \sum_{i=1}^n \bar{u}_i(z_i) S_i(z_i) b(z_i)$$

Die mittleren Vertikalprofile von Stromgeschwindigkeit und Salzgehalt, die auf der Ankerstation Nr. 62 erhalten wurden, geben die Möglichkeit, für den Zeitraum vom 2. - 5. Dezember 1964 die Bilanz von Ein- und Ausstrom zu berechnen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß auf dem flachen Wasser an der Westseite der Meerenge nach den Meßergebnissen von Strommesser Nr. 530 ein Neerstrom auftritt. Deshalb soll für die Bilanzrechnung der westliche Teil des Querschnittes gemäß Abb. 69 unberücksichtigt bleiben. Approximiert man den so erhaltenen Rest-Querschnitt und das Strom- und Salzgehaltsprofil durch Treppenkurven mit einer Schrittweite $\Delta z = 10 \text{ m}$, so erhält man als Ergebnis für den gesamten Zeitraum von 2 1/2 Tagen:

$$\text{Einströmende Wassermenge } M_{WE} = 2,13 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{h}$$

$$\text{Ausströmende Wassermenge } M_{WA} = 1,54 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{h}$$

$$M_W = M_{WE} - M_{WA} = 0,59 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{h}$$

Wären die Ein- und Ausstromverhältnisse repräsentativ für das ganze Jahr, so gälte:

$$\bar{M}_W = 5,16 \cdot 10^{12} \text{ m}^3/\text{a}$$

Ferner ergibt sich:

$$\text{Einströmende Salzmenge } M_{SE} = 80,5 \cdot 10^9 \text{ Kg/h}$$

$$\text{Ausströmende Salzmenge } M_{SA} = 61,2 \cdot 10^9 \text{ Kg/h}$$

$$M_S = M_{SA} - M_{SE} = 19,3 \cdot 10^9 \text{ Kg/h}$$

Bei Gültigkeit für das ganze Jahr ergäbe sich:

$$\bar{M}_S = 168 \cdot 10^{12} \text{ Kg/a}$$

Um die gewonnenen Bilanzwerte für den 2. - 5. Dezember 1964 mit den mittleren Bilanzwerten für das ganze Jahr zu vergleichen, benötigt man die Größe der mittleren Verdunstungsmenge \bar{M}_V . Die Angaben zur Höhe der verdunstenden Wassersäule in den entsprechenden meteorologischen Untersuchungen schwanken stark, bei den veröffentlichten Zahlen der letzten Jahrzehnte zwischen 350 cm/Jahr (F. VERCELLI 1927), 215 cm/Jahr (J. NEUMANN 1962) und 183 cm/Jahr (D.W. PRIVETT 1959). Rechnet man mit einem mittleren Wert von 200 cm/Jahr, so ergibt sich bei einem Areal des Roten Meeres von 438.000 km² (vgl. E. KOSSINNA, 1921)

$$\bar{M}_V = 0,876 \cdot 10^{12} \text{ m}^3/\text{a} = \bar{M}_W$$

Eine Abschätzung der Salzmengenbilanz läßt sich gewinnen, wenn man berücksichtigt, daß bei Verdunstung der Wassermenge M_V wegen eines mittleren Salzgehalts von 40 ‰ eine Salzmenge von ca. $35 \cdot 10^{12}$ Kg zurückbleibt, die bei Konstanz des Jahresmittelwerts des Salzgehalts im Roten Meer in den Indischen Ozean transportiert werden muß. Man erhält damit:

$$\bar{M}_S \approx 35 \cdot 10^{12} \text{ Kg/a}$$

Der Vergleich der gemessenen Werte während des Zeitraumes vom 2. - 5.12.1964 mit den mittleren Werten

zeigt, daß der Nettobetrag der Menge des einströmenden Wassers etwa das Sechsfache des Jahresmittelwertes beträgt. Dieser Wert ist wegen der Lage der Station Nr. 62 in der tiefen Rinne an der Westseite der Meeresstraße eher zu klein als zu groß angenommen, da ein Ausstrom des Tiefenwassers vorwiegend an der rechten Seite des Strömungskanals, also im Westen zu erwarten ist. Die Größe dieses Betrages führt zu der Feststellung, daß während dieser Zeit mehr Salz in das Rote Meer hinein als heraus transportiert wurde. Der Nettobetrag der in den Golf von Aden gelangenden Salzmenge betrug etwa das Fünffache des Jahresmittelwertes der in das Rote Meer kommenden Salzmenge.

Die Ergebnisse zeigen, daß der Einstrom von Golf-von-Aden-Wasser in das Rote Meer, der in der ersten Winterhälfte wegen des Maximums der Verdunstung im südlichen Roten Meer zu dieser Zeit (vgl. D.W. PRIVETT 1959) größer als im Jahresmittel zu erwarten ist, offenbar durch Windeinfluß kurzzeitig erheblich gesteigert werden kann. Bestimmungen der Größe der transportierten Wassermenge, etwa durch Potentialmessungen an Tiefseekabeln und gelegentlichen Anschlußmessungen nach der hier beschriebenen Art über sehr viel größere Zeiträume, als es im Rahmen der beschriebenen Untersuchungen möglich war, wären also notwendig, um die mittleren Nettobeträge der transportierten Wasser- und Salzmengen für die einzelnen Jahreszeiten durch direkte Messungen festzustellen.

Entsprechung entspricht der
Strömungskanal).

6. Stromgrenzfläche und Wasserartgrenzfläche

Es ist eine bei Meeresstraßen bekannte Erscheinung, daß Wasserartgrenzflächen und Stromgrenzflächen häufig nicht in der gleichen Tiefe liegen. A. DEFANT (1955b) hat versucht, die Ergebnisse von T. NOMITSU (1927) über die Tiefenlage der Linie $\frac{\partial p}{\partial x} = 0$ relativ zur Linie $u = 0$ bei einem speziellen zweidimensionalen Modell auf dies Problem anzuwenden und damit zumindest qualitativ eine Erklärung für die Tatsache zu finden, daß die Stromgrenzfläche häufig unter der Wasserartgrenzfläche festgestellt wurde. Es soll hier im folgenden untersucht werden, ob sich die Frage nach der relativen Tiefenlage von Strom- und Wasserartgrenze mit Hilfe eines Zwei- bzw. Dreischichtendichtemodells direkt beantworten läßt. Das erscheint zweckmäßig, da die Fläche $\frac{\partial p}{\partial x} = 0$ ($\frac{\partial p}{\partial y} = 0$) der Grenzfläche zwischen zwei verschiedenen Wasserarten in Meeresstraßen nur unvollkommen entspricht.

Wir gehen von der Voraussetzung aus, daß die Ausgleichsströmung zwischen zwei miteinander verbundenen Meeren, welche bei unterschiedlicher Dichte zwangsläufig entsteht (vgl. A. DEFANT 1930), zu einer Zweischichtung bzw. infolge von Vermischungsvorgängen zu einer Dreischichtung in der Meeresstraße geführt hat. Die Oberfläche ist entgegengesetzt zu den inneren Grenzflächen in Richtung auf das Meer mit der höheren Dichte geneigt. Man erhält dann das zweidimensionale Modell der Abb. 65a (Die x-Richtung entspricht der Längsrichtung des Strömungskanals).

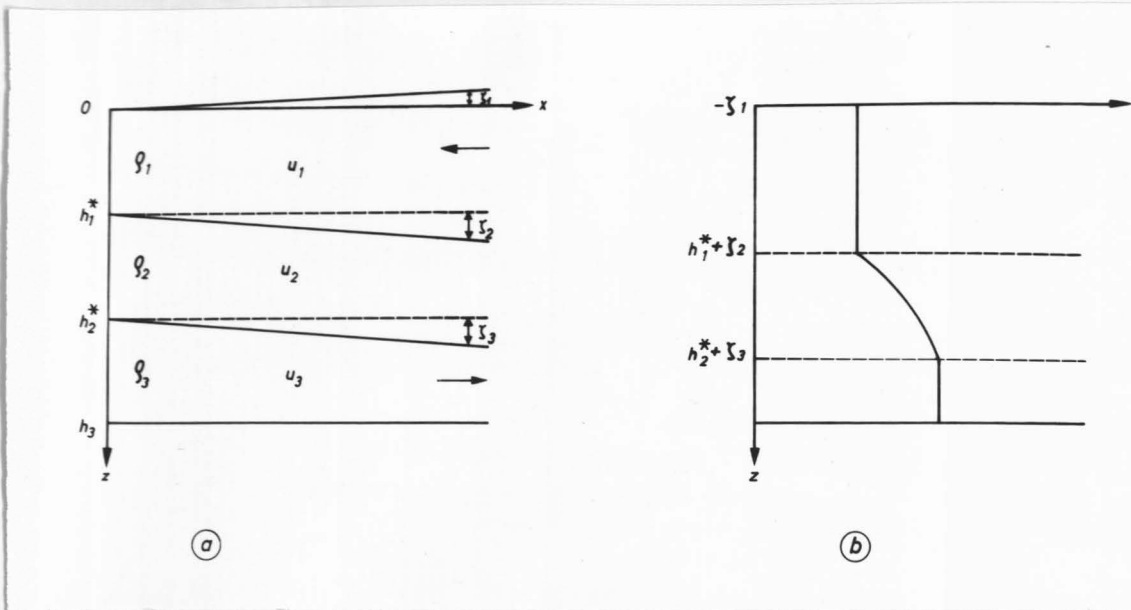


Abb. 65. Zweidimensionales Dreischichtenmodell (a) und spezielle vertikale Dichteverteilung (b)

Es werde eine spezielle Dichteverteilung mit ebenen Grenzflächen bei horizontalem Boden vorausgesetzt, für die entsprechend Abb. 65 b gilt:

Schicht 1 $(-\delta_1 \leq z \leq h_1^* + \delta_2) : \rho_1 = \text{const.}$

Schicht 2 $(h_1^* + \delta_2 \leq z \leq h_2^* + \delta_2) : \rho_2 = \rho_1 e^{P_0 [z - (h_1^* + \delta_2)]}$

Schicht 3 $(h_2^* + \delta_2 \leq z \leq h_3) : \rho_3 = \text{const.}$

Mit den Abkürzungen $h_1 = h_1^* + \delta_2, h_2 = h_2^* + \delta_2$ erhält man aus der Stetigkeitsbedingung $\rho_2(h_2) = \rho_3(h_2)$:

$$P_0 = \frac{\ln \frac{\rho_3}{\rho_1}}{h_2 - h_1}$$

Die andere Stetigkeitsbedingung $\rho_1(h_1) = \rho_2(h_1)$ ist bereits durch den Ansatz für ρ_2 erfüllt. Das Zweischichtenmodell ergibt sich beim Übergang $h_2 \rightarrow h_1, P_0 \rightarrow \infty$.

Für das Modell sollen folgende Voraussetzungen gelten:

Stationäre Verhältnisse, wegen geringer Breite der Meeresstraße nachlässigbare Corioliskraft, vernachlässigbare Vertikalgeschwindigkeit, vernachlässigbare Horizontalbeschleunigung, konstanter Oberflächendruck p_0 , keine äußeren Kräfte, vernachlässigbare Kompressibilität des Meerwassers.

Die hydrodynamische Bewegungsgleichung in der Form

$$\xi \frac{d\omega}{dt} + 2\xi [\vec{\omega}, \omega] + \text{grad } p + \xi \text{ grad } \phi - \mu \cdot \Delta \omega = \vec{K}$$

(ω = Geschwindigkeit, $\vec{\omega}$ = Coriolisbeschleunigung,
 ϕ = Schwerepotential, μ = virtueller Zähigkeitskoeffizient,
 \vec{K} = äußere Kraft)

liefert dann für die Bewegung in x-Richtung:

$$\frac{\partial p}{\partial x} - \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0$$

Mit dem kinematischen Zähigkeitskoeffizienten $\nu = \frac{\mu}{\xi}$ erhält man:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{\nu \xi} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Für die z-Richtung folgt die statische Grundgleichung:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \xi g$$

Für den Druck in den einzelnen Schichten ergibt sich:

$$p_1 = p_0 + \xi \xi_1 (z + J_1)$$

$$p_2 = p_0 + \xi \xi_1 (h_1 + J_1) - g \frac{\xi_1}{\rho_0} \left[1 - e^{-\rho_0 (z-h_1)} \right]$$

$$p_3 = p_0 + \xi \xi_1 (h_1 + J_1) - g \frac{\xi_1}{\rho_0} \left[1 - e^{-\rho_0 (h_2-h_1)} \right] + \xi \xi_3 (z-h_2)$$

(p_0 = Luftdruck)

Fehlender Windeinfluß führt zu der Randbedingung:

$$(1) \quad \frac{\partial u_1}{\partial z} = 0 \quad \text{für } z = 0 \approx \gamma_1$$

Stetigkeitsforderungen ergeben die weiteren Randbedingungen:

$$(2a) \quad u_1 = u_2$$
$$(2b) \quad \frac{\partial u_1}{\partial z} = \frac{\partial u_2}{\partial z}$$

} für $z = h_1$

$$(3a) \quad u_2 = u_3$$
$$(3b) \quad \frac{\partial u_2}{\partial z} = \frac{\partial u_3}{\partial z}$$

} für $z = h_2$

Für die beiden Extremfälle des Gleitens bzw. Haftens des Meerwassers am Boden erhält man:

$$(4a) \quad \frac{\partial u_3}{\partial z} = 0 \quad (\text{Gleiten})$$

bzw.

$$(4b) \quad u_3 = 0 \quad (\text{Haften})$$

} für $z = h_3$

Die Kontinuitätsgleichung ergibt für den Fall, daß die Menge des einströmenden Wassers gleich derjenigen des ausströmenden Wassers ist ($\gamma_1 \approx 0$):

$$(5) \quad \int_0^{h_1} u_1 dz + \int_{h_1}^{h_2} u_2 dz + \int_{h_2}^{h_3} u_3 dz = 0$$

Die Integration der Bewegungsgleichungen liefert dann für die drei Schichten ($\alpha = \frac{dy_1}{dx}$, $\beta = \frac{dy_2}{dx}$, $c_1 = \text{Integrationskonstanten}$):

$$\text{Schicht 1: } \frac{\partial^2 u_1}{\partial z^2} = \frac{g}{v} \alpha$$

$$\frac{\partial u_1}{\partial z} = \frac{g}{v} (\alpha z + c_1)$$

$$u_1 = \frac{g}{v} \left(\frac{\alpha}{2} z^2 + c_1 z + c_2 \right)$$

$$\text{Schicht 2: } \frac{\partial^2 u_2}{\partial z^2} = \frac{g}{v} \left[(\alpha + \beta) e^{-\frac{P_0}{T_0} (z-h_1)} - \beta \right]$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial z} = \frac{g}{v} \left[-\frac{\alpha + \beta}{\frac{P_0}{T_0}} e^{-\frac{P_0}{T_0} (z-h_1)} - \beta z + c_3 \right]$$

$$u_2 = \frac{g}{v} \left[\frac{\alpha + \beta}{\frac{P_0^2}{T_0^2}} e^{-\frac{P_0}{T_0} (z-h_1)} - \frac{\beta}{2} z^2 + c_3 z + c_4 \right]$$

$$\text{Schicht 3: } \frac{\partial^2 u_3}{\partial z^2} = \frac{g}{v} \left[\frac{\rho_1}{\rho_3} (\alpha + \beta) - \beta \right]$$

$$\frac{\partial u_3}{\partial z} = \frac{g}{v} \left\{ \left[\frac{\rho_1}{\rho_3} (\alpha + \beta) - \beta \right] z + c_5 \right\}$$

$$u_3 = \frac{g}{v} \left\{ \left[\frac{\rho_1}{\rho_3} (\alpha + \beta) - \beta \right] \frac{1}{2} z^2 + c_5 z + c_6 \right\}$$

Mit $A = \frac{\rho_1}{\rho_3}$, $\alpha = \beta T$ erhält man dann:

$$(6) \quad \frac{\partial u_1}{\partial z} = \frac{g}{v} \beta (Tz + \frac{c_1}{\beta})$$

$$(7) \quad u_1 = \frac{g}{v} \beta \left(\frac{1}{2} Tz^2 + \frac{c_1}{\beta} z + \frac{c_2}{\beta} \right)$$

$$(8) \quad \frac{\partial u_2}{\partial z} = \frac{g}{\sqrt{\beta}} \left[-\frac{1}{p_0} (T+1) e^{-p_0(z-h_1)} - z + \frac{c_3}{\beta} \right]$$

$$(9) \quad u_2 = \frac{g}{\sqrt{\beta}} \left[\frac{1}{p_0^2} (T+1) e^{-p_0(z-h_1)} - \frac{1}{2} z^2 + \frac{c_3}{\beta} z + \frac{c_4}{\beta} \right]$$

$$(10) \quad \frac{\partial u_3}{\partial z} = \frac{g}{\sqrt{\beta}} \left\{ \left[A(T+1) - 1 \right] z + \frac{c_5}{\beta} \right\}$$

$$(11) \quad u_3 = \frac{g}{\sqrt{\beta}} \left\{ \left[A(T+1) - 1 \right] \frac{1}{2} z^2 + \frac{c_5}{\beta} z + \frac{c_6}{\beta} \right\}$$

Wir behandeln zunächst den Fall des Gleitens und bestimmen die Konstanten C_i und die Größe T mit Hilfe der Randbedingungen und der Kontinuitätsgleichung. Aus (1) folgt mit (6):

$$(12) \quad C_1 = 0$$

(4a) und (10) ergeben:

$$(13) \quad \frac{c_5}{\beta} = - \left[A(T+1) - 1 \right] h_3$$

(2b), (6), (8) und (12) liefern:

$$(14) \quad \frac{c_3}{\beta} = (T+1) \left(h_1 + \frac{1}{p_0} \right)$$

(3b) ergibt mit (8), (10), (13) und (14):

$$(15) \quad T = \frac{\left[\frac{1}{p_0} (A-1) - h_1 - A(h_3-h_2) \right] + h_3}{-\left[\frac{1}{p_0} (A-1) - h_1 - A(h_3-h_2) \right]}$$

Damit ist das Verhältnis der Neigungen der Oberfläche zu den internen Dichtegrenzflächen bestimmt. Den entsprechenden Ausdruck T' für das Zweischichtenmodell erhält man mit $P_0 \rightarrow \infty$ und $h_2 \rightarrow h_1$ zu:

$$(15a) \quad T' = \frac{[h_1 (1-A) + h_3 A] - h_3}{-[h_1 (1-A) + h_3 A]}$$

Aus (2a) erhält man mit (7), (9), (12) und (14):

$$\frac{c_4}{\beta} = \left[\frac{T}{2} h_1^2 - \frac{T+1}{P_0^2} + \frac{h_1^2}{2} - (T+1) \left(h_1 + \frac{1}{P_0} \right) h_1 \right] + \frac{c_2}{\beta}$$

Setzt man den Ausdruck in der eckigen Klammer gleich q , so folgt:

$$(16) \quad \frac{c_4}{\beta} = q + \frac{c_2}{\beta}$$

(3a) ergibt mit (9), (11), (13), (14) und (16):

$$\frac{c_6}{\beta} = \left\{ \frac{T+1}{P_0^2} A - \frac{1}{2} h_2^2 + (T+1) \left(h_1 + \frac{1}{P_0} \right) h_2 + q \right.$$

$$\left. - \left[A(T+1) - 1 \right] \frac{1}{2} h_2^2 + \left[A(T+1) - 1 \right] h_2 h_3 \right\} + \frac{c_2}{\beta}$$

Setzt man den Ausdruck in der geschweiften Klammer gleich j , so folgt:

$$(17) \quad \frac{c_6}{\beta} = j + \frac{c_2}{\beta}$$

Die Kontinuitätsgleichung (5) liefert mit (7), (9), (11) und (12):

$$(17a) \quad \left[\frac{Tz^3}{6} + \frac{c_2}{\beta} z \right]_0^{h_1} + \left[-\frac{1}{\rho_0^3} (T+1) e^{-\rho_0(z-h_1)} \frac{1}{6} z^3 + \frac{1}{2} \frac{c_3}{\beta} z^2 + \frac{c_4}{\beta} z \right]_{h_1}^{h_2} \\ + \left[\left[A(T+1) - 1 \right] \frac{1}{6} z^3 + \frac{1}{2} \frac{c_5}{\beta} z^2 + \frac{c_6}{\beta} z \right]_{h_2}^{h_3} = 0$$

Nach Einsetzen der Integrationsgrenzen erhält man mit (13), (14), (16) und (17):

$$-\frac{c_2}{\beta} h_3 = \left\{ \frac{T}{6} h_1^3 - \frac{T+1}{\rho_0^3} A - \frac{1}{6} h_2^3 + \frac{1}{2} (T+1) h_1 h_2^2 + \frac{1}{2} \frac{1}{\rho_0} (T+1) h_2^2 \right. \\ \left. + h_2 q + \frac{T+1}{\rho_0^3} + \frac{1}{6} h_1^3 - \frac{1}{2} (T+1) h_1^3 - \frac{1}{2} \frac{1}{\rho_0} (T+1) h_1^2 \right. \\ \left. - h_1 q + \left[A(T+1) - 1 \right] \frac{1}{6} h_3^3 - \frac{1}{2} \left[A(T+1) - 1 \right] h_3^3 + h_3 j \right. \\ \left. - \left[A(T+1) - 1 \right] \frac{1}{6} h_2^3 + \frac{1}{2} \left[A(T+1) - 1 \right] h_2^2 h_3 - h_2 j \right\}$$

Setzt man den Ausdruck in den geschweiften Klammern gleich r, so erhält man:

$$(18) \quad \frac{c_2}{\beta} = -\frac{r}{h_3}$$

Bei vorgegebenen h_1, h_2, h_3, ξ_1 und ξ_3 sind dann alle Konstanten C_i bestimmt.

Die Stromgrenzfläche ist durch $u = 0$ bestimmt. Man erhält für die Tiefe Z der Stromgrenzfläche in der Schicht 1 drei Bedingungsgleichungen:

Schicht 1: $u_1 = 0$ für $z = Z_{G1}$

$$\frac{1}{2} T Z_{G1}^2 + \frac{c_2}{\beta} = 0$$

Mit (18) folgt: das Zweischichtensmodell mit $h_2 \rightarrow h_1$,
 $\rho_0 \rightarrow \rho_1$ liefert den sehr viel einfacheren Ausdruck:

(19)
$$Z_{G1}^2 = \frac{2r}{\rho_1 h_3}$$

r lässt sich umformen in den Ausdruck:

Schicht 2: $u_2 = 0$ für $z = Z_{G2}$

$$r = T \left(-\frac{1}{3} h_3^3 - \frac{1}{2} h_2^2 h_3 + h_2 h_3^2 \right)$$

$$+ (T+1) \left\{ -\frac{1}{\rho_0} \left[\frac{1}{2} (A-1) - h_1 - A(h_3 - h_2) + h_3 \right] \right.$$

$$\left. + \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{1}{2} h_1^2 - \frac{1}{2} h_2^2 - h_1 h_3 + h_2 h_3 \right] \right\}$$

Liegt die Strömungsgrenzfläche in der Nähe von h_1 , so lässt sich die u -Funktion der Nicht-
 teverteilung $u = \left[(A-1) \left(-\frac{1}{3} h_3^3 + \frac{1}{3} h_2^3 - h_2^2 h_3 + h_2 h_3^2 \right) \right.$

die nach dem quadratischen Glied $u = \left[(A-1) \left(-\frac{1}{3} h_3^3 + \frac{1}{3} h_2^3 - h_2^2 h_3 + h_2 h_3^2 \right) \right.$
 Man erhält:
$$\left. + \frac{1}{6} h_1^3 + \frac{1}{3} h_2^3 - \frac{1}{2} h_2^2 h_3 - \frac{1}{2} h_1 h_2^2 + h_1 h_2 h_3 - \frac{1}{2} h_1^2 h_3 \right]$$

Da für $\frac{T+1}{\rho_1 h_3}$ wegen (15) gilt:

$$\frac{T+1}{\rho_1 h_3} = \frac{1}{\left[\frac{1}{\rho_0} (A-1) - h_1 - A(h_3 - h_2) \right] + h_3}$$

erhält man beim Einsetzen von r in (19) die Tiefe Z_{G1} (der Stromgrenzfläche):

$$Z_{G1}^2 = \frac{2}{\rho_1} \left(\frac{2}{3} h_3^2 - h_2^2 + 2h_2 h_3 - \frac{2}{\rho_0} \right)$$

(20)
$$+ \frac{1}{\left[\frac{1}{\rho_0} (A-1) - h_1 - A(h_3 - h_2) \right] + h_3} \left\{ \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{1}{2} h_1^2 - \frac{1}{2} h_2^2 - h_1 h_3 + h_2 h_3 \right) \right.$$

$$\left. + (A-1) \left(-\frac{1}{3} h_3^3 + \frac{1}{3} h_2^3 - h_2^2 h_3 + h_2 h_3^2 \right) + \frac{1}{6} h_1^3 + \frac{1}{3} h_2^3 - \frac{1}{2} h_2^2 h_3 \right\}$$

$$- \frac{1}{2} h_1 h_2^2 + h_1 h_2 h_3 - \frac{1}{2} h_1^2 h_3 \}$$

Der Übergang auf das Zweischichtenmodell mit $h_2 \rightarrow h_1$, $P_0 \rightarrow \infty$ liefert den sehr viel einfacheren Ausdruck:

(21)

$$z_{G1}^2 = \frac{1}{3} h_1 (2h_3 - h_1)$$

Schicht 2: $u_2 = 0$ für $z = z_{G2}$

$$\frac{1}{P_0^2} (T+1) e^{-P_0(z_{G2}-h_1)} - \frac{1}{2} z_{G2}^2 + \frac{C_3}{\beta} z_{G2} + \frac{C_4}{\beta} = 0$$

Liegt die Stromgrenzfläche in der Schicht 2 in der Nähe von h_1 , so läßt sich die e - Funktion der Dichteverteilung durch eine Taylorreihe approximieren, die nach dem quadratischen Glied abgebrochen wird. Man erhält:

$$\frac{1}{P_0^2} (T+1) \left[1 - P_0(z_{G2}-h_1) + \frac{1}{2} P_0^2 (z_{G2}-h_1)^2 \right] - \frac{1}{2} z_{G2}^2 + \frac{C_3}{\beta} z_{G2} + \frac{C_4}{\beta}$$

Mit (14), (16) und (18) folgt daraus:

$$\frac{1}{2} T z_{G2}^2 + (T+1) \left(\frac{1}{P_0^2} + \frac{1}{P_0} h_1 + \frac{1}{2} h_1^2 \right) + q - \frac{r}{h_3} \approx 0$$

Mit (19) ergibt sich die Gleichung:

$$z_{G2}^2 \approx z_{G1}^2 - 2 \frac{T+1}{T} \left(\frac{1}{P_0^2} + \frac{1}{P_0} h_1 + \frac{1}{2} h_1^2 \right) - \frac{2q}{T}$$

Setzt man für q den früher angegebenen Ausdruck ein, so ergibt sich, daß auf der rechten Seite der obigen Gleichung außer z_{G1}^2 alle Terme wegfallen. Man erhält damit für die Stromgrenzfläche:

(22)

$$z_{G2}^2 \approx z_{G1}^2$$

Auf genaue Bestimmungen von Z_2 im ganzen Bereich $h_1 \leq z \leq h_2$ soll später bei den numerischen Rechnungen eingegangen werden.

(2b) ergibt mit (6) und (8):
 Schicht 3: $u_3 = 0$ für $z = Z_{G3}$

$$\left[A(T+1) - 1 \right] \frac{1}{2} Z_{G3}^2 + \frac{C_5}{\beta} Z_{G3} + \frac{C_6}{\beta} = 0$$

Mit (13), (17) und (18) ergibt sich:

$$Z_{G3} = h_3 \pm \sqrt{h_3^2 - 2 \frac{j - \frac{r}{h_3}}{A(T+1) - 1}}$$

Da Z_{G3} nur für Werte $\leq h_3$ definiert ist, muß das negative Vorzeichen gelten. Durch Einsetzen der früher genannten Ausdrücke für r und j erhält man nach einer etwas langwierigen Umformung:

$$Z_{G3} = h_3 - \sqrt{\frac{1}{3} h_3^2 - h_2^2 - \frac{2}{\beta_0^2} + \frac{-h_1 h_2^2 + \frac{1}{3} h_1^3 + \frac{2}{3} h_2^3 A - \frac{1}{\beta_0} (h_2^2 - h_1^2)}{\frac{1}{\beta_0} (A-1) - h_1 + A h_2}}$$

Beim Übergang zum Zweischichtenmodell folgt nach dem bekannten Verfahren:

$$Z_{G3}^2 = h_3^2 - \sqrt{\frac{1}{3} (h_3^2 - h_1^2)}$$

In ähnlicher Form lassen sich Z_1 , Z_2 , und Z_3 für den Fall des Haftens am Boden bestimmen. Weil das Verhältnis der Neigung der Oberfläche zu der Neigung der inneren Grenzflächen dann einen anderen Wert besitzt, ersetzen wir in den Gleichungen (6) bis (11) T durch den entsprechenden Wert S , ferner werden die C_1 durch entsprechende K_1 ersetzt. Statt (4a) muß jetzt die Randbedingung (4b) verwendet werden. Es sind zunächst S und die K_1 zu bestimmen.

Aus (1) und (6) folgt wie früher:

$$K_1 = 0$$

(2b) ergibt mit (6) und (8):

$$Sh_1 = -\frac{1}{P_0} (S+1) e^{-P_0(h_1-h_1)} - h_1 + \frac{K_3}{\beta}$$

bzw.

$$(25) \quad \frac{K_3}{\beta} = (S+1) \left(h_1 + \frac{1}{P_0} \right)$$

(3b) liefert mit (8), (10) und (25):

$$(26) \quad \frac{K_5}{\beta} = Sh_1 - (S+1) \frac{1}{P_0} (A-1) - [A(S+1)-1] h_2 - h_2 + h_1$$

Mit (4b), (11) und (26) erhält man:

$$(27) \quad \frac{K_6}{\beta} = -Sh_1 h_3 + (S+1) \frac{h_3}{P_0} (A-1) + [A(S+1)-1] (h_2 h_3 - \frac{1}{2} h_3^2) + h_2 h_3 - h_1 h_3$$

(3a) ergibt mit (9), (11) und (27):

$$(28) \quad \frac{K_4}{\beta} = -Sh_1 h_3 + (S+1) \left[-\frac{1}{P_0} A - \frac{h_2}{P_0} A + \frac{h_3}{P_0} (A-1) \right] + [A(S+1)-1] \left(-\frac{1}{2} h_2^2 + h_2 h_3 - \frac{1}{2} h_3^2 \right) - \frac{1}{2} h_2^2 + h_2 h_3 - h_1 h_3$$

(2a) führt mit (7), (9), (25) und (28) auf:

$$29) \quad \frac{K_2}{\beta} = S \left(\frac{1}{2} h_1^2 - h_1 h_3 \right) + (S+1) \left[\frac{1}{\rho_0^2} + \frac{h_1}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0^2} A - \frac{h_2}{\rho_0} A + \frac{h_3}{\rho_0} (A-1) \right]$$

$$+ \left[A(S+1) - 1 \right] \left(-\frac{1}{2} h_2^2 + h_2 h_3 - \frac{1}{2} h_3^2 \right) + \frac{1}{2} h_1^2 - \frac{1}{2} h_2^2 + h_2 h_3 - h_1 h_3$$

Die Kontinuitätsgleichung in der Form (17a) ergibt mit (25), (26), (27), (28), (29) und (30) nach etwas langwierigen Umformungen den Ausdruck für S:

$$30) \quad S = \frac{-\left[\frac{1}{\rho_0^3} (A-1) - \frac{1}{\rho_0^2} (h_1 - Ah_2) - \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{1}{2} h_1^2 - \frac{1}{2} Ah_2^2 + \frac{1}{2} h_3^2 (A-1) \right] \right]}{\left\{ \frac{1}{\rho_0^3} (A-1) - \frac{1}{\rho_0^2} (h_1 - Ah_2) - \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{1}{2} h_1^2 - \frac{1}{2} Ah_2^2 + \frac{1}{2} h_3^2 (A-1) \right] \right.}$$

$$\left. + \frac{1}{6} Ah_2^3 - \frac{1}{2} Ah_2 h_3^2 + \frac{1}{3} Ah_3^3 - \frac{1}{6} h_1^3 + \frac{1}{2} h_1 h_3^2 \right\} + \frac{1}{3} h_3^3}$$

$$+ \frac{1}{6} Ah_2^3 - \frac{1}{2} Ah_2 h_3^2 + \frac{1}{3} Ah_3^3 - \frac{1}{6} h_1^3 + \frac{1}{2} h_1 h_3^2 \Bigg\}$$

Für das Zweischichtenmodell ergibt die Durchführung des Grenzüberganges:

$$31) \quad S' = \frac{-\left[\frac{1}{6} (A-1) h_1^3 - \frac{1}{2} (A-1) h_1 h_3^2 + \frac{1}{3} Ah_3^3 \right] + \frac{1}{3} h_3^3}{\left[\frac{1}{6} (A-1) h_1^3 - \frac{1}{2} (A-1) h_1 h_3^2 + \frac{1}{3} Ah_3^3 \right]}$$

Die Tiefe Z_{H1} der Stromgrenzfläche ist wie bei Z_{G1} durch $u_1 = 0$ für $z = Z_{H1}$ bestimmt.

Schicht 1: $u_1 = 0$ für $z = Z_{H1}$

$$\frac{1}{2} S Z_{H1}^2 + \frac{K_2}{A} = 0$$

Der Übergang zum Zweischichtenmodell

$$Z_{H1}^2 = \frac{h_2^2 (h_3 - h_1)^2}{h_1^2 - 3h_2^2 + 2 \frac{h_1^2}{h_3}}$$

Mit (29) folgt daraus:

$$z_{H1}^2 = -h_1^2 + 2h_1h_3 + 2 \frac{S+1}{S} \left[-\frac{1}{p_0^2} - \frac{h_1}{p_0} + \frac{1}{p_0^2} A + \frac{h_2}{p_0} A - \frac{h_3}{p_0} (A-1) \right]$$

$$+ 2 \frac{A(S+1)-1}{S} \left(\frac{1}{2} h_2^2 - h_2h_3 + \frac{1}{2} h_3^2 \right)$$

In der Nähe von h_1 lässt sich die e-Funktion wieder durch eine Taylorreihe annähern:

$$+ \frac{2}{S} \left(-\frac{1}{2} h_1^2 + \frac{1}{2} h_2^2 - h_2h_3 + h_1h_3 \right)$$

bzw.

$$(32) \quad z_{H1}^2 = h_3^2 + 2 \frac{S+1}{S} \left\{ \frac{1}{p_0^2} (A-1) + \frac{1}{p_0} [-h_1 + h_2 A - h_3 (A-1)] \right\}$$

$$+ \frac{1}{2} Ah_2^2 - Ah_2h_3 + \frac{1}{2} h_3^2 (A-1) - \frac{1}{2} h_1^2 + h_1h_3 \}$$

Bezeichnet man den Nenner der rechten Seite von (30) mit N, so gilt:

$$(33) \quad \frac{S+1}{S} = \frac{\frac{1}{3} h_3^3}{-N + \frac{1}{3} h_3^3}$$

Mit (26) und (27) folgt daraus:

Einsetzen von (33) in (32) ergibt:

$$(34) \quad z_{H1}^2 = h_3^2 + \frac{\frac{2}{3} h_3^3 \left\{ \frac{1}{p_0^2} (A-1) + \frac{1}{p_0} [-h_1 + h_2 A - h_3 (A-1)] + \frac{1}{2} Ah_2^2 - Ah_2h_3 \right.}{-\left[\frac{1}{p_0^2} (A-1) - \frac{1}{p_0^2} (h_1 - Ah_2) - \frac{1}{p_0} \left[\frac{1}{2} h_1^2 - \frac{1}{2} Ah_2^2 + \frac{1}{2} h_3^2 (A-1) \right. \right.}$$

$$\left. \left. + \frac{1}{2} h_3^2 (A-1) - \frac{1}{2} h_1^2 + h_1h_3 \right] \right. + \frac{1}{6} Ah_2^3 - \frac{1}{2} Ah_2h_3^2 + \frac{1}{3} Ah_3^3 - \frac{1}{6} h_1^3 + \frac{1}{2} h_1h_3^2 \left. \right\} + \frac{1}{3} h_3^3}$$

Der Übergang zum Zweischichtenmodell ergibt:

$$(35) \quad z_{H1}^2 = \frac{h_3^2 (h_3 - h_1)^2}{h_1^2 - 3h_3^2 + 2 \frac{h_3^3}{h_1}}$$

hält man:

Schicht 2: $u_2 = 0$ für $z = z_{H2}$

$$\frac{1}{\rho_0^2} (S+1) e^{-\rho_0 (z_{H2} - h_1)} - \frac{1}{2} z_{H2}^2 + \frac{K_3}{\beta} z_{H2} + \frac{K_4}{\beta} = 0$$

In der Nähe von h_1 läßt sich die e-Funktion wieder durch eine Taylorreihe annähern:

$$\frac{1}{\rho_0^2} (S+1) \left[1 - \rho_0 (z_{H2} - h_1) + \frac{1}{2} \rho_0^2 (z_{H2} - h_1)^2 \right] - \frac{1}{2} z_{H2}^2 + \frac{K_3}{\beta} z_{H2} + \frac{K_4}{\beta} \approx 0$$

Mit (25) und (28) ergibt sich daraus wie bereits früher beim Gleiten:

(36)

$$z_{H2}^2 \approx z_{H1}^2$$

Schicht 3: $u_3 = 0$ für $z = z_{H3}$

$$\left[A(S+1) - 1 \right] \frac{1}{2} z_{H3}^2 + \frac{K_5}{\beta} z_{H3} + \frac{K_6}{\beta} = 0$$

Mit (26) und (27) folgt daraus:

$$z_{H3} = \frac{-Sh_1 + (S+1) \frac{1}{\rho_0} (A-1) + \left[A(S+1) - 1 \right] h_2 + h_2 - h_1}{A(S+1) - 1}$$

$$\pm \sqrt{\left(\frac{-Sh_1 + (S+1) \frac{1}{\rho_0} (A-1) + \left[A(S+1) - 1 \right] h_2 + h_2 - h_1}{A(S+1) - 1} \right)^2}$$

$$2 \left[-Sh_1 h_3 + (S+1) \frac{h_3}{\rho_0} (A-1) + \left[A(S+1) - 1 \right] (h_2 h_3 - \frac{1}{2} h_3^2) + h_2 h_3 \right]$$

Durch Einsetzen von (39) $A(S+1) - 1$

Gleichungen für die z_{H3}

Da das negative Vorzeichen vor der Wurzel der obigen Gleichung auf die triviale Bedingung $z_{H3} = h_3$ führt, ist die gesuchte Lösung durch das positive Vorzeichen gegeben. Nach einer etwas langwierigen Umformung erhält man:

$$\begin{aligned}
 Z_{H3} = & \frac{\frac{1}{\rho_0} h_3 (A-1) - \frac{1}{\rho_0} \frac{1}{2} h_3 (h_1 - Ah_2) - \frac{1}{\rho_0} h_3 \left[\frac{1}{2} h_1^2 - \frac{1}{2} Ah_2^2 + \frac{1}{6} h_3^2 (A-1) \right]}{-\frac{1}{\rho_0} \frac{1}{3} (A-1) + \frac{1}{\rho_0} \frac{1}{2} (h_1 - Ah_2) + \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{1}{2} h_1^2 - \frac{1}{2} Ah_2^2 + \frac{1}{2} h_3^2 (A-1) \right]} \\
 & + \frac{\frac{1}{6} Ah_2^3 h_3 + \frac{1}{6} Ah_2 h_3^3 - \frac{1}{6} h_1^3 h_3 - \frac{1}{6} h_1 h_3^3}{-\frac{1}{6} Ah_2^3 + \frac{1}{2} Ah_2 h_3^2 + \frac{1}{6} h_1^3 - \frac{1}{2} h_1 h_3^2}
 \end{aligned}$$

Für das Zweischichtenmodell folgt daraus:

$$Z'_{H3} = \frac{h_3 (h_1^2 + h_3^2)}{3h_3^2 - h_1^2}$$

Damit sind die Lösungen für die Tiefen der Stromgrenzflächen bekannt. Bei numerischen Rechnungen für einen bestimmten Querschnitt der Meeresstraße ist es zweckmäßig, die Größen h_1 und h_2 durch ihr Verhältnis zu h_3 auszudrücken. Wir bezeichnen:

$$\frac{h_1}{h_3} = \gamma$$

$$\frac{h_2}{h_3} = \delta$$

Damit folgt:

$$\frac{1}{\rho_0 h_3} = \xi \quad \text{mit} \quad \xi = \frac{\delta - \gamma}{\ln A}$$

Durch Einsetzen von (39), (40) und (41) in die Bestimmungsgleichungen für die Z_{G1} und Z_{H1} erkennt man unmittelbar, daß diese Größen dann stets proportional zu h_3 sind. Es ist demnach möglich, den Quotienten $\frac{Z_{G1}}{h_3}$ bzw. $\frac{Z_{H1}}{h_3}$ als Funktion der Größen $\frac{h_1}{h_3}$ und $\frac{h_2}{h_3}$ darzustellen

Bei den numerischen Rechnungen ist zu berücksichtigen, daß alle diese Größen entsprechend dem eingeführten Modell nur positive Werte annehmen können. Im folgenden sind die einzelnen Ausdrücke zusammengestellt, die man mit (39), (40) und (41) aus den Gleichungen (15), (15a), (20), (21), (22), (23), (24), (30), (31), (34), (35), (36), (37), und (38) erhält.

Gleiten:

$$(42) \quad \left(\frac{z_{G1}}{h_3}\right)^2 = -\frac{2}{3} - \delta^2 + 2\delta - 2\varepsilon^2 + \frac{2}{\left[\varepsilon(A-1) - \gamma - A(1-\delta)\right] + 1} \left\{ \varepsilon\left(\frac{1}{2}\gamma^2 - \frac{1}{2}\delta^2 - \gamma + \delta\right) + (A-1)\left(-\frac{1}{3} + \frac{1}{3}\delta^3 - \delta^2 + \delta\right) + \frac{1}{6}\gamma^3 + \frac{1}{3}\delta^3 - \frac{1}{2}\delta^2 - \frac{1}{2}\gamma\delta^2 + \gamma\delta - \frac{1}{2}\gamma^2 \right\}$$

$$(43) \quad \left(\frac{z'_{G1}}{h_3}\right)^2 = \frac{1}{3}\gamma(2-\gamma)$$

$$(44) \quad \frac{z_{G2}}{h_3} \approx \frac{z_{G1}}{h_3}$$

$$(45) \quad \frac{z_{G3}}{h_3} = 1 - \sqrt{\frac{1}{3} - \delta^2 - 2\varepsilon^2 + \frac{-\gamma\delta^2 + \frac{1}{3}\gamma^3 + \frac{2}{3}A\delta^3 - \varepsilon(\delta^2 - \gamma^2)}{(A-1)\varepsilon - \gamma + A\delta}}$$

$$(46) \quad \frac{z'_{G3}}{h_3} = 1 - \sqrt{\frac{1}{3}(1-\gamma^2)}$$

$$(47) \quad T = \frac{\left[\varepsilon(A-1) - \gamma - A(1-\delta)\right] + 1}{-\left[\varepsilon(A-1) - \gamma - A(1-\delta)\right]}$$

$$(48) \quad T' = \frac{[\gamma(1-A)+A]-1}{-[\gamma(1-A)+A]}$$

Haften:

$$(49) \quad \left(\frac{z_{H1}}{h_3}\right)^2 = 1 + \frac{\frac{2}{3} \left\{ \xi^2(A-1) + \xi[-\gamma + A\delta - (A-1)] \right\} + \frac{1}{2}A\delta^2 - A\delta}{-\left\{ \xi^3(A-1) - \xi^2(\gamma - A\delta) - \xi \left[\frac{1}{2}\gamma^2 - \frac{1}{2}A\delta^2 + \frac{1}{2}(A-1) \right] \right.}$$

$$\left. - \frac{1}{2}(A-1) - \frac{1}{2}\gamma^2 + \gamma \right\}}$$

$$+ \frac{1}{6}A\delta^3 - \frac{1}{2}A\delta + \frac{1}{3}A - \frac{1}{6}\gamma^3 - \frac{1}{2}\gamma \left. \right\} + \frac{1}{3}$$

$$(50) \quad \left(\frac{z'_{H1}}{h_3}\right)^2 = \frac{(1-\gamma)^2}{\gamma^2 - 3 + \frac{2}{\gamma}}$$

$$(51) \quad \frac{z_{H2}}{h_3} \approx \frac{z_{H1}}{h_3}$$

$$(52) \quad \frac{z_{H3}}{h_3} = \frac{\xi^3(A-1) - \xi^2(\gamma - A\delta) - \xi \left[\frac{1}{2}\gamma^2 - \frac{1}{2}A\delta^2 - \frac{1}{6}(A-1) \right]}{-\xi^3(A-1) + \xi^2(\gamma - A\delta) + \xi \left[\frac{1}{2}\gamma^2 - \frac{1}{2}A\delta^2 + \frac{1}{2}(A-1) \right]}$$

$$- \frac{\frac{1}{6}A\delta^3 + \frac{1}{6}A\delta - \frac{1}{6}\gamma^3 - \frac{1}{6}\gamma}{-\frac{1}{6}A\delta^3 + \frac{1}{2}A\delta + \frac{1}{6}\gamma^3 - \frac{1}{2}\gamma}$$

$$(53) \quad \frac{z'_{H3}}{h_3} = \frac{\gamma^2 + 1}{3 - \gamma^2}$$

$$S = \frac{-\left\{ \xi^3(A-1) - \xi^2(\gamma - A\delta) - \xi \left[\frac{1}{2}\gamma^2 - \frac{1}{2}A\delta^2 + \frac{1}{2}(A-1) \right] \right\}}{\left\{ \xi^3(A-1) - \xi^2(\gamma - A\delta) - \xi \left[\frac{1}{2}\gamma^2 - \frac{1}{2}A\delta^2 + \frac{1}{2}(A-1) \right] \right\}} \dots$$

$$\dots \frac{+\frac{1}{6}A\delta^3 - \frac{1}{2}A\delta + \frac{1}{3}A - \frac{1}{6}\gamma^3 + \frac{1}{2}\gamma}{+\frac{1}{6}A\delta^3 - \frac{1}{2}A\delta + \frac{1}{3}A - \frac{1}{6}\gamma^3 + \frac{1}{2}\gamma} + \frac{1}{3}$$

$$S = \frac{-[(A-1)(\gamma^3 - 3\gamma + 2)]}{[(A-1)(\gamma^3 - 3\gamma + 2)] + 2}$$

Für eine Reihe von Dichteverteilungen bei konstantem $\frac{\xi_1}{\xi_3} = \frac{1,0240}{1,0275}$ wurden die Tiefen der Stromgrenzflächen berechnet. Die Ergebnisse sind in sehr guter Näherung auch für andere im Meer vorkommende $\frac{\xi_1}{\xi_3}$ verwendbar, da die Tiefenwerte beim Zweischichtenmodell völlig unabhängig und beim Dreischichtenmodell nur wenig abhängig von $\frac{\xi_1}{\xi_3}$ sind. Die angenommenen Dichteverteilungen zeigt Abb. 66.

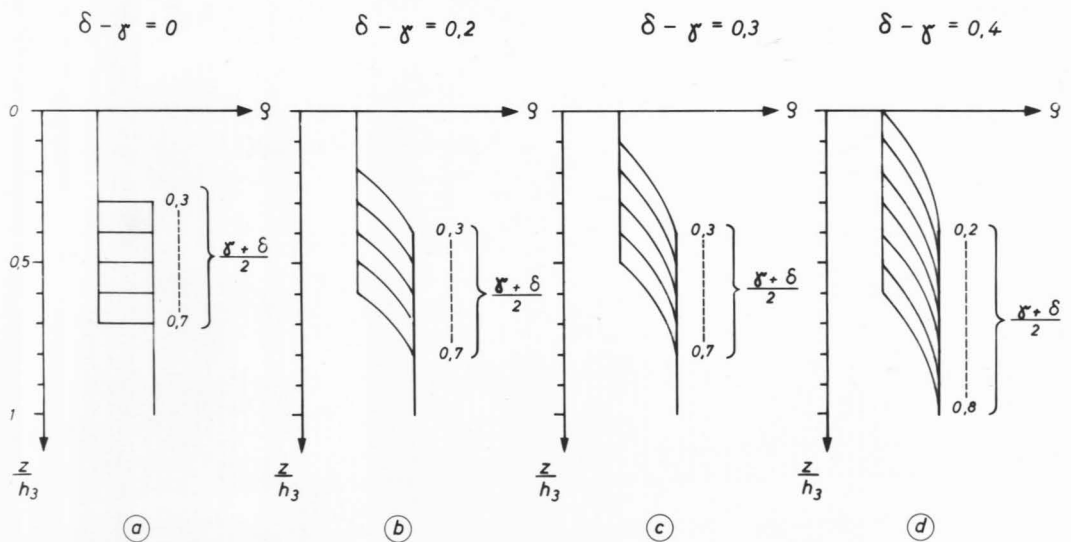


Abb. 66. Spezielle vertikale Dichteschichtungen

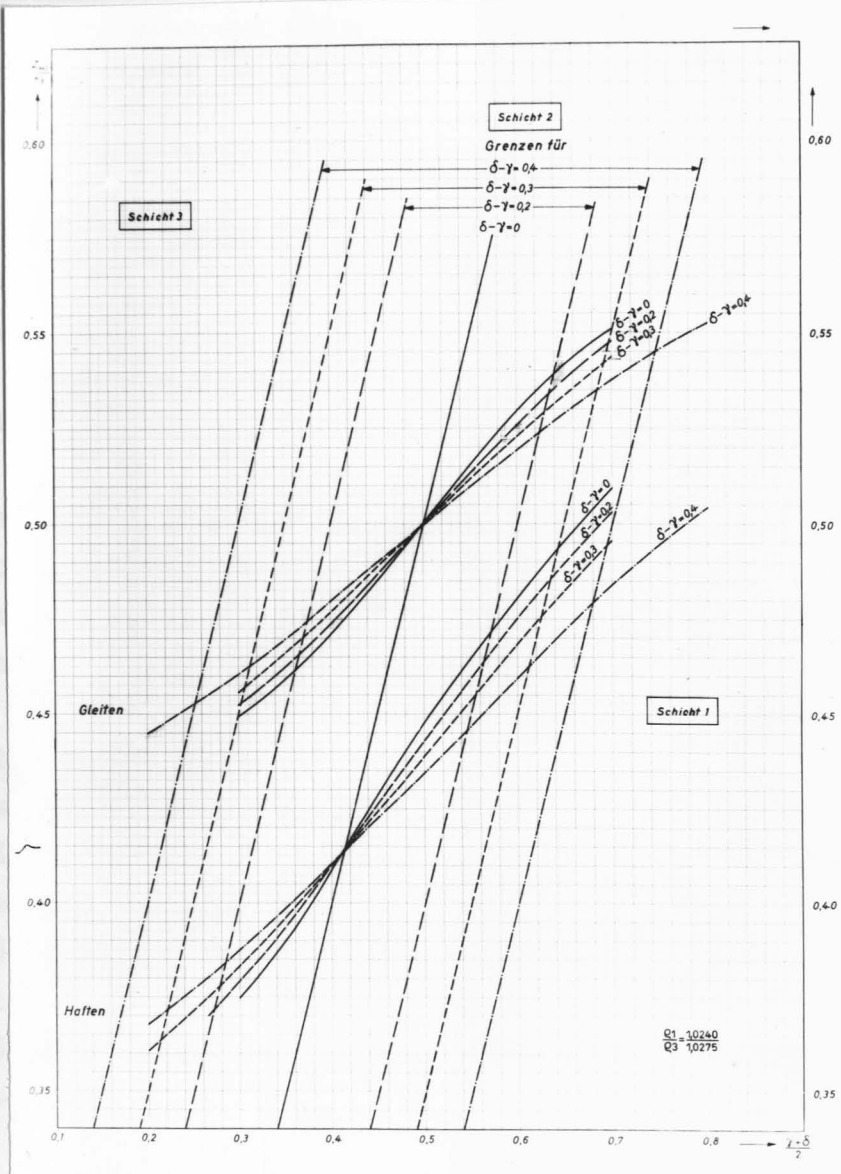


Abb. 67. Lage der relativen Tiefe $\frac{z}{h_3}$ der Stromgrenzfläche in Bezug auf die relative Tiefe $\frac{y+d}{2}$ der Mitte der Zwischenschicht beim Dreischichtenmodell.

In Abb. 67 sind die Ergebnisse dargestellt. Die Geraden repräsentieren die Grenzen zwischen Oberschicht und Mittelschicht bzw. Mittelschicht und Unterschicht. Die nach den berechneten Einzelwerten für die genannten Dichteverteilungen gezeichneten Kurven haben als Parameter die Größe $\delta - \gamma$, welche die Dicke der Zwi-

schenschicht kennzeichnet. Die Ordinatenwerte $\frac{z_{Gi}}{h_3}$ bzw. $\frac{z_{Hi}}{h_3}$ kennzeichnen die Tiefe der Stromgrenzfläche, die Abszissenwerte $\frac{x+d}{2}$ die Tiefe der Mitte der Zwischenschicht. Die Werte für die Zwischenschicht wurden nicht durch die Näherungsgleichungen (22) und (36), sondern zur Erreichung einer besseren Genauigkeit durch Iteration aus deren Ausgangsgleichungen bestimmt.

Man erkennt, daß je nach Tiefenlage der Zwischenschicht die Stromgrenze in Schicht 1, 2 oder 3 liegen kann. Befindet sich die Zwischenschicht in Oberflächennähe, so ist die Stromgrenze in der Oberschicht oder im oberen Teil der Zwischenschicht zu erwarten. Liegt die Zwischenschicht in Bodennähe, so ist die Stromgrenze in der Unterschicht oder im unteren Teil der Zwischenschicht zu suchen. Da die tatsächlichen Tiefenwerte der Stromgrenzfläche zwischen den Kurven für Gleiten und Haften liegen müssen, ergibt sich, daß bei Mittellage der Zwischenschicht ($\frac{x+d}{2} = 0,5$) die Stromgrenze in der unteren Hälfte der Wassersäule auftreten muß.

Um festzustellen, ob das angegebene Modell die Schichtungs- und Strömungsverhältnisse in der Meerenge von Bab el Mandeb richtig beschreibt, wurden für das mittlere Dichteprofil der Ankerstation Nr. 62 die Größen z_{Gi} und z_{Hi} berechnet. Abb. 68b gibt für alle vollen 5 m die mittleren Werte von σ_T der Station Nr. 62 und die daraus bestimmte Dichteverteilung für das Dreischichtenmodell. In Abb. 68a sind die entsprechenden Werte für Station Nr. 31 aufgetragen, die in Kapitel B7 noch benötigt werden. Da es sich dabei um eine Einzelmessung handelt, wurden bei Station Nr. 31 ξ_1 und ξ_3 etwas abweichend von den Meß-

werten dieser Station wie bei Station Nr. 62 gewählt, um den Mittelwerten für einen größeren Zeitraum näher zu kommen. Für die Berechnung der Stromgrenzfläche für das Bodenquerprofil II nahe bei Station Nr. 62 (vgl. Abb. 16) wurden nach Abb. 69b $h_1 = 55$ m und $h_2 = 200$ m gesetzt, h_3 wurde entsprechend der größten Tiefe des Querprofils zu $h_3 = 330$ m angenommen, ferner gilt nach Abb. 68b $\rho_1 = 1,0240 \text{ gcm}^{-3}$ und $\rho_3 = 1,02765 \text{ gcm}^{-3}$. Man erhält:

$$\frac{\gamma + \delta}{2} = 0,386$$

$$\delta - \gamma = 0,439$$

$$\frac{Z_G}{h_3} = 0,478$$

$$Z_G = 158 \text{ m}$$

$$\frac{Z_H}{h_3} = 0,408$$

$$Z_H = 135 \text{ m}$$

Vergleicht man Z_G bzw. Z_H mit der Tiefe von 77 m der Stromgrenze des mittleren Profils in Abb. 44, so sieht man, daß die tatsächliche Tiefe der Stromgrenze nur etwa halb so groß wie der berechnete Wert ist. Die Ursache der Abweichung dürfte in den durch die Bodengestalt bedingten speziellen Strömungsbedingungen südlich der Bodenschwelle zu suchen sein, die in Kapitel B4 ausführlich diskutiert wurden. Die für das Modell vorausgesetzte Bedingung konstanter Bodentiefe ist nicht sonderlich gut erfüllt, so daß die berechneten Tiefen der Stromgrenzfläche den wahren Wert offenbar nur in grober Näherung bestimmen können.

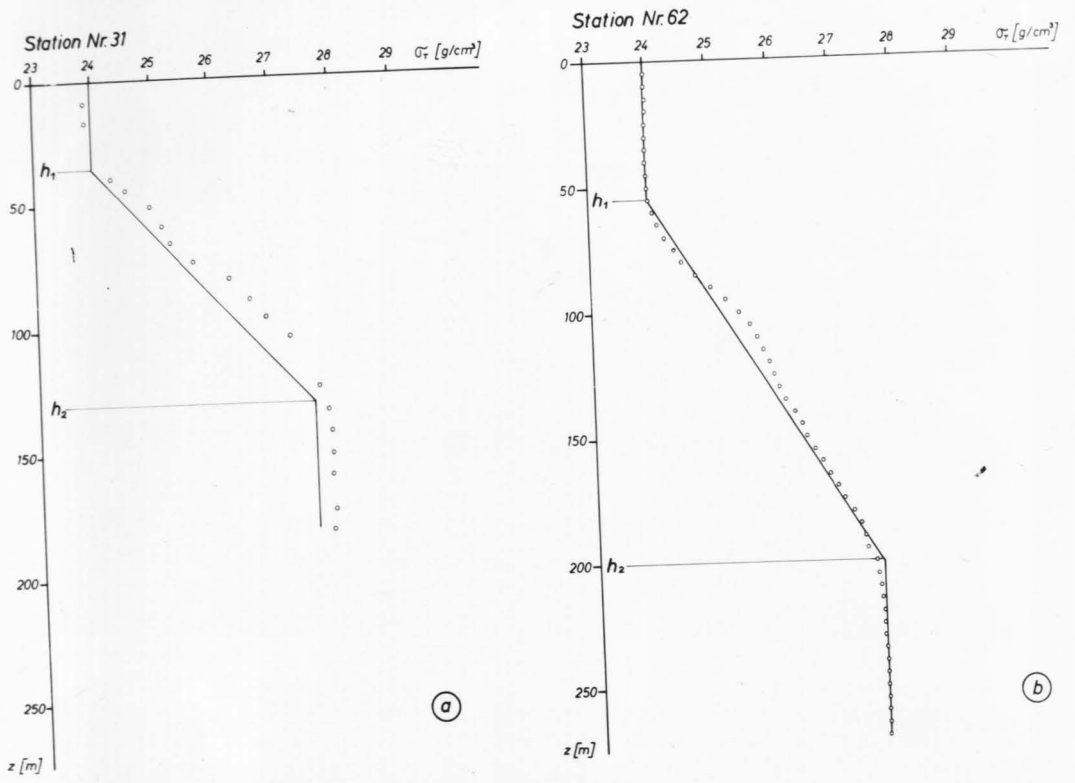


Abb. 68. Vertikale Dichteverteilung für das Dreischichtenmodell auf Station Nr. 31 (a) und Nr. 62 (b)

7. Interne Wellen in der Straße von Bab el Mandeb

a.) Theoretische Grundlagen

Bereits die Strommessungen der "Stork" (H.J. GEDG 1898) lieferten Hinweise auf periodische Tiefenschwankungen der internen Grenzfläche zwischen Ober- und Unterstrom in der Straße von Bab el Mandeb, und die Messungen auf dem viele Tage in der Meeresstraße verankerten Schiff "Ammiraglio Magnaghi" (F. VERCELLI 1927, M. PICOT 1927) führten zu langzeitigen Meßreihen, die diese Erscheinungen zeigten. Allerdings konnten bei diesen Untersuchungen die Meßintervalle nicht ausreichend klein gewählt werden, um Auskünfte über interne Wellen mit Perioden zu erhalten, die unter denen der Gezeitenperioden lagen. G. SCHOTT (1928) wies darauf hin, daß in Meeresstraßen wie derjenigen von Bab el Mandeb auch interne Wellen geringerer Periodendauer zu erwarten seien, jedoch sind in den Jahrzehnten danach keine Untersuchungen dieses Problems bei Bab el Mandeb bekannt geworden.

Interne Wellen spielen für die Bewegungsvorgänge der Wassermassen in Meeresstraßen offensichtlich eine Rolle, vor allem interne Gezeitenwellen. Kurzperiodische Schwankungen sind gegenüber Gezeitenperioden jedoch kaum vernachlässigbar. Zweck der Dauerstrommessungen auf "Meteor" war daher, unter anderem Aufschluß darüber zu erhalten, ob kurzperiodische interne Wellen tatsächlich auftreten, welcher Art sie sind und in welchem Größenverhältnis ihre Amplituden zu denen der Gezeitenwellen stehen.

Zu erwarten sind neben den Gezeitenstromschwankungen in der ganzen Wassersäule interne Gezei-

tenwellen sowie interne Eigenschwingungen des Kanals vorwiegend quer zur Hauptstromrichtung. Es soll daher versucht werden, durch Anwendung bekannter Theorien auf dieses spezielle Problem Angaben über die zu erwartenden Eigenschwingungen zu erhalten und diese Daten mit den gemessenen Werten zu vergleichen. Dabei handelt es sich um die Berechnung interner Wellen in einem relativ kleinen Meeresraum mit komplizierter Boden- und Küstengestalt bei Anwesenheit einer im wesentlichen aus drei Schichten bestehenden Dichteverteilung und einer starken mittleren Strömung in zwei Schichten.

Die komplizierte Bodengestalt legt nahe, nach Modellen zu suchen, die eine variable Wassertiefe berücksichtigen. L. MAGAARD (1962) hat eine Theorie zur Berechnung interner Wellen in Meeresräumen mit nicht-ebenen Böden gegeben, die jedoch nur für die spezielle Dichteverteilung $\bar{\rho}(z) = c_2 \sqrt{2z + c_1}$ ($\bar{\rho}$ = mittlere Dichte; c_1, c_2 = Konstanten; z = Tiefe) gilt. Ein Vergleich mit der Dichteschichtung bei Bab el Mandeb zeigt, daß die angegebene Verteilung in diesem Fall eine recht schlechte Näherung darstellt. Ein zweiter Weg wäre durch Anwendung der Störungsrechnung (vgl. W. KRAUSS 1965) zu suchen, doch ist die dafür notwendige Voraussetzung, daß Bodenunebenheiten als klein gegenüber der mittleren Wassertiefe angesehen werden können, im betrachteten Seegebiet nur in geringem Maße erfüllt.

Da die genannten theoretischen Ansätze nur zu relativ groben Näherungen führen können, ist es naheliegend, ein Modell mit rechteckigem Kanalquerschnitt zu benutzen, das den Vorzug größerer Einfachheit besitzt. Dabei wird zwar die Form

des Meeresbodens nur sehr unvollkommen berücksichtigt, es ist aber andererseits möglich, nach der Theorie von W. KRAUSS (1965) über interne Wellen bei stückweise zusammengesetzter Dichteverteilung die mittlere Dichteschichtung im Modell sehr gut anzunähern, indem man unter einer homogenen Deckschicht eine exponentielle Zunahme der Dichte bis hin zu einer homogenen Unterschicht annimmt. Der Einfluß der mittleren horizontalen Strömung bleibt dabei allerdings unberücksichtigt.

Wir gehen nach W. KRAUSS (1963) aus von den hydrodynamischen Störungsgleichungen in der Form:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial p^*}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} - g\zeta^* + \frac{\partial p^*}{\partial z} + Pp^* = 0$$

$$\frac{\partial \zeta^*}{\partial t} + Pw = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Dabei sind: v = Horizontale Geschwindigkeit quer zum Kanal in y -Richtung

w = Vertikale Geschwindigkeit in z -Richtung

$p^* = \frac{p}{\bar{\rho}}$ mit p = Druck, $\bar{\rho}$ = mittlere Dichte

$\zeta^* = \frac{\zeta}{\bar{\rho}}$ mit ζ = Dichte

$P = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{d\bar{\rho}}{dz}$

Wegen der kleinen Ausdehnung des betrachteten Meeresgebietes ist die Corioliskraft vernachlässigbar, ferner gehen wir von der Annahme

$\bar{\rho} \equiv \bar{\rho}(z)$ aus und lassen die Strömung u in x -Richtung sowie äußere Kräfte unberücksichtigt.

Mit dem Separationsansatz

$$v(y, z, t) = V(z) \sin \mu y \sin \omega t$$

$$w(y, z, t) = W(z) \cos \mu y \sin \omega t$$

$$p^*(y, z, t) = P(z) \cos \mu y \cos \omega t$$

$$\varrho^*(y, z, t) = R(z) \cos \mu y \cos \omega t$$

erhält man die spezialisierte Gleichung der Vertikalgeschwindigkeit interner Wellen:

$$(56) \quad \frac{d^2 W}{dz^2} + \bar{\rho} \frac{dW}{dz} + \frac{g\bar{\rho} - \omega^2}{\omega^2} \mu^2 W = 0$$

und für die Horizontalgeschwindigkeit:

$$V(z) = - \frac{1}{\mu} \frac{dW(z)}{dz}$$

Die Dichteverteilung wird wie im Kapitel B6 wiedergegeben durch:

Schicht 1 ($0 \leq z \leq h_1$): $\bar{\rho}_1 = \text{const.}$, also $\bar{P} = 0$

Schicht 2 ($h_1 \leq z \leq h_2$): $\bar{\rho}_2 = \bar{\rho}_1 \cdot e^{\bar{P}_0(z-h_1)}$, also $\bar{P} = \bar{P}_0 = \text{const.}$

Schicht 3 ($h_2 \leq z \leq h_3$): $\bar{\rho}_3 = \text{const.}$, also $\bar{P} = 0$

Die verwendeten Grenzflächenbedingungen lauten:

$$\left. \begin{array}{l} W_1 = 0 \\ W_1 = W_2 \\ \frac{dW_1}{dz} = \frac{dW_2}{dz} \end{array} \right\} \text{für } z = 0$$

$$\left. \begin{array}{l} W_1 = W_2 \\ \frac{dW_1}{dz} = \frac{dW_2}{dz} \end{array} \right\} \text{für } z = h_1$$

$$\left. \begin{array}{l} W_2 = W_3 \\ \frac{dW_2}{dz} = \frac{dW_3}{dz} \end{array} \right\} \text{für } z = h_2$$

$$\left. \begin{array}{l} W_2 = W_3 \\ W_3 = 0 \end{array} \right\} \text{für } z = h_3$$

Die Grenzflächenbedingung für $z = 0$ ist sinnvoll, da Oberflächenseiches des Kanals, wie eine Abschätzung mit der Merianschen Formel zeigt, Perioden besitzen, die kleiner als die betrachtete Minimalperiode von 40 Minuten sind. Bei Vernachlässigung des Terms $\rho \frac{dW}{dz}$ in Gl. 56 ergibt sich mit den Grenzflächenbedingungen aus den allgemeinen Lösungen

$$W_1 = C_1 e^{\eta z} + C_2 e^{-\eta z}$$

$$W_2 = C \sin \sqrt{\frac{gP_0 - \omega^2}{\omega^2}} \eta z + D \sqrt{\frac{gP_0 - \omega^2}{\omega^2}} \eta z$$

$$W_3 = E e^{\eta z} + F e^{-\eta z}$$

mit $A = \frac{C_1}{2} = \frac{C_2}{2}$ ein homogenes Gleichungssystem für die Größen A, C, D, E, F. Für Lösungen dieses Systems ist notwendig und hinreichend: $\Delta = 0$. Die zugehörige Gleichung lautet:

$$\begin{aligned} & \operatorname{tg} \eta \sqrt{\frac{gP_0 - \omega^2}{\omega^2}} (h_2 - h_1) \\ & = \frac{\omega \sqrt{gP_0 - \omega^2} \gamma \sin \eta [h_3 - (h_2 - h_1)]}{(gP_0 - \omega^2) \gamma \sin \eta h_1 \gamma \sin \eta (h_3 - h_2) - \omega^2 \cos \eta h_1 \cos \eta (h_3 - h_2)} \end{aligned}$$

Mit den Randbedingungen für v

$$v = 0 \quad \text{für} \quad \begin{cases} y = 0 \\ y = L \end{cases}$$

(L = Kanalbreite) folgt aus dem Separationsansatz:

$$\eta = \frac{n \pi}{L} \quad (n = 1, 2, \dots)$$

Setzt man ferner $\omega = \frac{2\pi}{T}$, so erhält man dann:

(57)

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} \frac{n\bar{t}}{2L} \sqrt{gP_0 - \frac{4H^2}{L^2}} \\ = \frac{\frac{2H}{L} \sqrt{gP_0 - \frac{4H^2}{L^2}} \gamma_{in} \frac{nH}{L} [h_3 - (h_2 - h_1)]}{(gP_0 - \frac{4H^2}{L^2}) \gamma_{in} \frac{nH}{L} h_1 \gamma_{in} \frac{nH}{L} (h_3 - h_2) \cdot \frac{4H^2}{L^2} \frac{nH}{L} h_1 \gamma_{in}} \end{aligned}$$

Bei bekannten h_1, h_2, h_3, L, g und P_0 lassen sich die verschiedenen Werte der Periode \bar{t} für $n = 1, 2, \dots$ daraus bestimmen. Im folgenden sollen die linke bzw. rechte Seite der Gleichung 57 mit f_1 bzw. f_2 bezeichnet werden.

Für die beiden Profile I und II (vgl. Abb. 16) wurden auf der Basis der Manuskriptkarten des Geologischen Instituts der Universität Freiburg die Querprofile gezeichnet (Abb. 69) und entsprechend Abb. 68 die Grenzen zwischen Ober-, Zwischen- und Unterschicht eingetragen. Für die Entstehung interner Wellen ist der inhomogene Teil der Dichteverteilung entscheidend, als Breite L des Rechteckquerschnitts im Modell wurde daher die mittlere Breite der Zwischenschicht angesehen. Die Berechnung der internen Wellen wurde zusätzlich für die Breite des Strömungskanals etwa an der oberen und unteren Grenze der Zwischenschicht durchgeführt. Es wurden also folgende Ausgangsdaten benutzt:

$$\begin{aligned} \text{Profil I: } h_1 &= 35 \text{ m, } h_2 = 130 \text{ m, } h_3 = 190 \text{ m,} \\ P_0 &= 37,445 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} L_{Ia} &= 8,5 \cdot 10^3 \text{ m} \\ L_{Ib} &= 9,5 \cdot 10^3 \text{ m} \\ L_{Ic} &= 23,5 \cdot 10^3 \text{ m} \end{aligned}$$

Profil II: $h_1 = 55 \text{ m}$, $h_2 = 200 \text{ m}$, $h_3 = 330 \text{ m}$,

$$\rho_0 = 24,539 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$$

$$L_{IIa} = 6 \cdot 10^3 \text{ m}$$

$$L_{IIb} = 10 \cdot 10^3 \text{ m}$$

$$L_{IIc} = 14 \cdot 10^3 \text{ m}$$

$$L_{Ia} = 8500$$

Die Lösungen der 6 resultierenden Gleichungen wurden für $n = 1, 2, 3$ in der Weise gefunden, daß Wertpaare f_1, f_2 in Abhängigkeit von \bar{L} berechnet und graphisch dargestellt wurden. Die Schnittpunkte der Kurven $f_1(\bar{L})$ und $f_2(\bar{L})$ liefern die gesuchten Eigenperioden. Die Ergebnisse für Profil I und II sind in den folgenden Tabellen zusammengestellt:

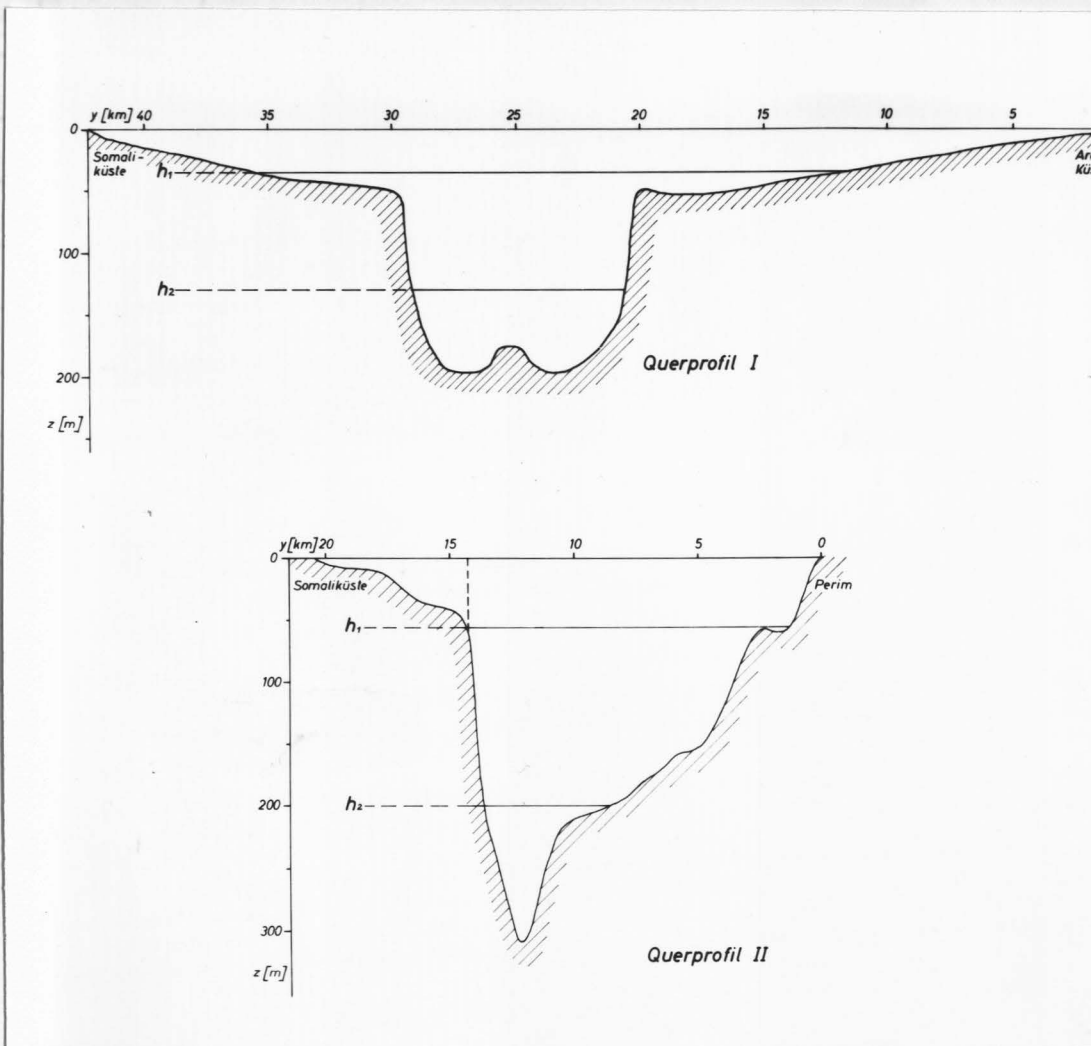


Abb. 69. Querprofile mit Dichteschichtgrenzen bei Bab el Mandeb

Tabelle 6

Tabelle 5

$L_{IIa} = 600$

l [Std.]

$L_{Ia} = 8500$			$L_{Ib} = 9500$			$L_{Ic} = 23500$	
$n = 1$	2	3	1	2	3	1	2
4,50	2,25	1,50	5,00	2,50	1,70	12,50	6,25
10,60	5,30	3,55	11,25	5,95	3,95	29,35	14,70
17,90	8,95	5,95	20,00	10,00	6,65		24,75
25,50	12,80	8,50	28,60	14,30	9,50		35,30
33,45	16,70	11,15	37,40	18,70	12,45		
	20,75	13,80		23,20	15,45		
	24,75	16,50		27,65	18,45		
	28,75	19,20		32,15	21,45		
	32,85	21,90		36,20	24,45		
	36,95	24,60			27,50		
		27,30			30,50		
		30,00			33,50		
		32,75			36,50		
		35,40			39,55		
		38,10					

Tabelle 6

τ [std.]

$L_{IIa} = 600$			$L_{IIb} = 10\ 000$			$L_{IIc} = 14\ 000$		
n = 1	2	3	1	2	3	1	2	
2,40	1,20	0,85	4,15	1,95	1,35	5,50	2,90	
5,95	2,45	1,95	9,90	4,95	3,30	13,80	6,90	
10,10	5,05	3,40	16,85	8,45	5,60	23,60	11,80	
14,55	7,30	4,85	24,25	12,10	8,05	33,85	17,00	
19,05	9,55	6,35	31,75	15,85	10,55		22,20	
23,65	11,80	7,85	39,85	19,70	13,10		27,05	
28,25	14,10	9,40		23,50	15,70		32,90	
32,80	16,40	10,95		27,40	18,20		38,30	
37,45	18,75	12,50		31,20	20,80			
	21,10	14,05		35,05	23,35			
	23,35	15,60		38,90	25,95			
	25,65	17,15			28,50			
	28,00	18,60			31,10			
	30,35	20,20			33,70			
	32,65	21,75			36,30			
	34,95	23,30			38,85			
	37,30	24,85						
	39,60	26,40						
		27,95						
		29,50						
		31,05						
		32,60						
		34,15						
		35,70						
		37,25						
		38,75						

b) Analyseverfahren zur Gewinnung des Spektrums der Intensitätsdichten und der Amplituden der Stromgeschwindigkeit

Um die Spektrenverteilung der Intensitätsdichte und der Amplitude zu bestimmen, wurde das bei W. KRAUSS (1965) eingehend beschriebene Verfahren der Anwendung der Autokorrelation von J.W. TUKEY (1949) benutzt. Um die internen Wellen mit Perioden unter den ganz- und halbtägigen Gezeiten ungestört untersuchen zu können, wurde das Spektrum in zwei überlappenden Unterbereichen getrennt bestimmt, nämlich in den Bereichen 40 Minuten bis 10 Stunden und 4 Stunden bis 40 Stunden.

Die untere Periodengrenze von 40 Minuten ergibt sich wegen des bei den Strommessern meist benutzten Meßwertabstandes von $\Delta t = 20$ min aus dem Abtasttheorem, nach dem die kleinste analysierbare Periode t_{\min} gegeben ist durch

$$t_{\min} = 2 \cdot \Delta t$$

Die obere Periodengrenze von 40 Stunden ist so gewählt, daß die eintägige Gezeitenperiode analysiert werden kann und andererseits sicher mehrere Perioden einer zu analysierenden Welle in den Beobachtungszeitraum fallen.

Die Filterung wird durchgeführt, indem ein Rechteckfilter für die oben genannten Bereiche in eine gerade Fourierreihe mit q Gliedern entwickelt wird:

$$c_f(\omega) = \gamma_0 + 2 \sum_{k=1}^q \gamma_k \cos \omega \alpha_k$$

($c_f(\omega)$ = Spektraldichte des Meßwertfilters)

Dann erhält man das gefilterte Spektrum durch übergreifende Mittelung der Meßreihe mit den Gewichtungsfaktoren γ_0 und γ_k bei anschließender Berechnung der diskreten Autokorrelationsfunktion $R(n \cdot \Delta t)$:

$$R(n \cdot \Delta t) = \frac{1}{N_1 - n} \left\{ \sum_{k=1}^{N_1 - n} F_k F_{k+n} - \frac{1}{N_1 - n} \sum_{k=1}^{N_1 - n} F_k \sum_{k=n+1}^{N_1} F_k \right\}$$

($N_1 = N - 2q$ = Zahl der Meßwerte nach übergreifender Mittelung

F_k = Meßwerte)

und einer Fourier - cosinus - Transformation dieser als Treppenfunktion aufgefaßten Autokorrelationsfunktion. Für das Spektrum der Intensitätsdichte $P(m \cdot \Delta \omega)$ im betrachteten Bereich gilt dann:

$$P(m \cdot \Delta \omega) \approx 2 \Delta t \sum_{n=0}^{N'} R(n \cdot \Delta t) \cos(m \cdot \Delta \omega \cdot n \cdot \Delta t)$$

Das Spektrum der Amplituden A erhält man aus:

$$A = \sqrt{P \cdot \Delta \omega}$$

Die Meßwerte wurden in die zugehörigen beiden Komponenten für Längs- und Querrichtung aufgespalten. Anschließend wurde durch einfache Mittelung bei den einzelnen Berechnungen dafür gesorgt, daß $\Delta t = 20$ Minuten bzw. $\Delta t = 2$ Stunden wurde. Die Größen q und N' bzw. N wurden so bestimmt, daß $f = \frac{N'}{N_1}$ im Bereich $0,1 \dots \dots 0,3$ lag, um einen brauchbaren Kompromiß zwischen der Forderung nach hohem Auflösungsvermögen und nach guter statistischer Absicherung der Spektren zu erhalten. Die speziellen Werte von f sind bei den einzelnen Spektren angegeben.

c.) Ergebnisse

Die Abb. 70 bis 75 zeigen die Spektren der Energiedichte, die Abb. 76 bis 80 die zugehörigen Amplitudenspektren. Die Energiedichteverteilung gibt eine besonders deutliche Darstellung der vorherrschenden Perioden, während die Amplitudenwerte direkt den Amplitudenspektren entnommen werden können. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß infolge der Eigenschaften der benutzten Filter in der Nähe der Grenzen (40 min und 10 h bzw. 4 h und 40 h) die Amplitudenwerte etwas verfälscht werden. Im Bereich 4 bis 10 h, wo sich die beiden Frequenzbänder überlappen, werden in der später angegebenen Tabelle die Amplitudenwerte der Analyse für den Bereich 40 min bis 10 h angegeben.

Die Spektren in den Abb. 70 u. 76 für Profil I zeigen für den Periodenbereich 4 bis 40 h sowohl für die Oberschicht (Strommesser Nr. 595) als auch für die Unterschicht (Strommesser Nr. 593) Maxima, die ein- und halbtägigen Gezeiten zugeordnet werden können. Hinzu kommen meist etwas niedrigere Maxima bei ca. 6 und 8 Stunden, die offenbar Flachwassergezeiten darstellen. Die Spektren für die Längskomponente u und die Querkomponente v unterscheiden sich qualitativ kaum. Der Vergleich der Registrierkurven selbst läßt nicht den Schluß zu, daß die gezeitenperiodischen Schwankungen in Ober- und Unterschicht in Phase sind. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, daß die beschriebenen Maxima in den Spektren einer kombinierten Bewegung durch direkten Gezeitenstrom und interne Gezeitenwellen entsprechen. In den Abb. 71 u. 77 sind die Spektren für den Periodenbereich 0,67 bis 10 Stunden dargestellt. Es fällt au

plituden im Bereich 2,4 bis 4,15 h, also daß das Verhältnis der hochfrequenten Anteile zu den niederfrequenten Anteilen beim Übergang von u zu v anwächst. Das ist ein Hinweis darauf, daß Querschwingungen im hochfrequenten Bereich eine Rolle spielen.

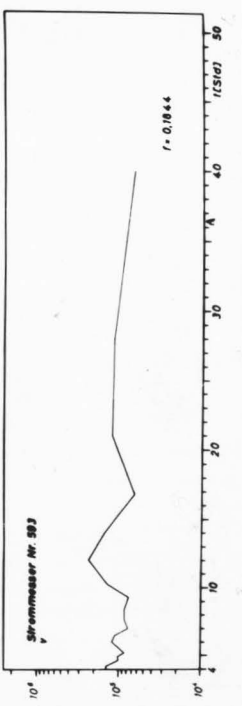
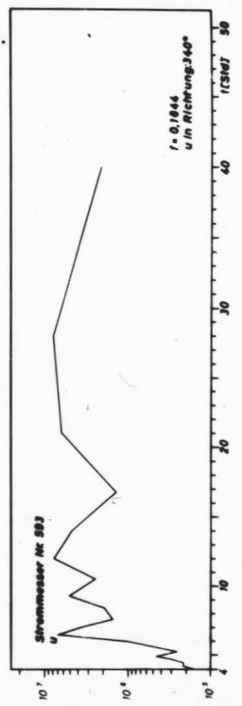
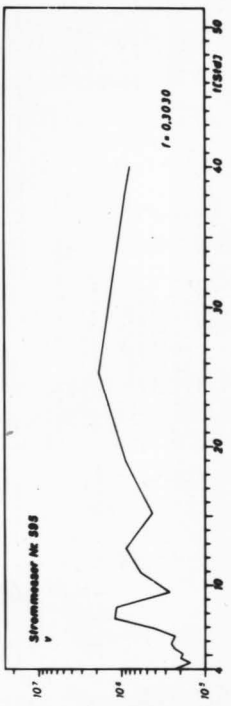
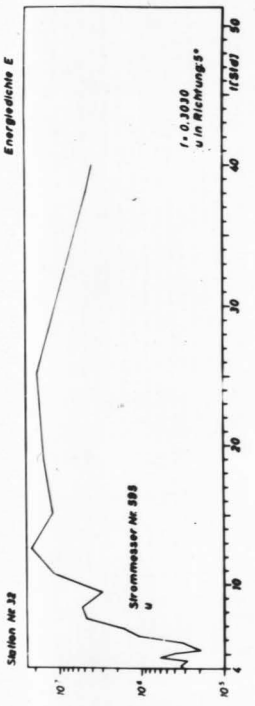
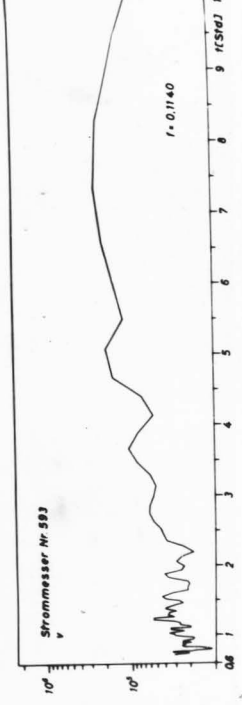
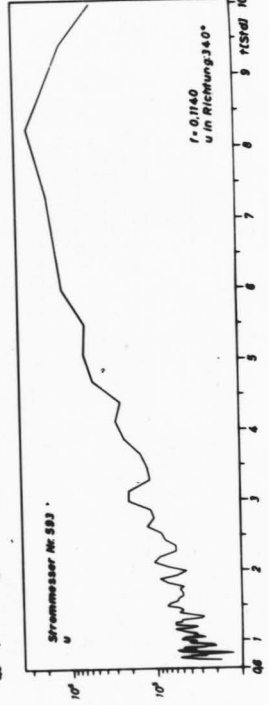
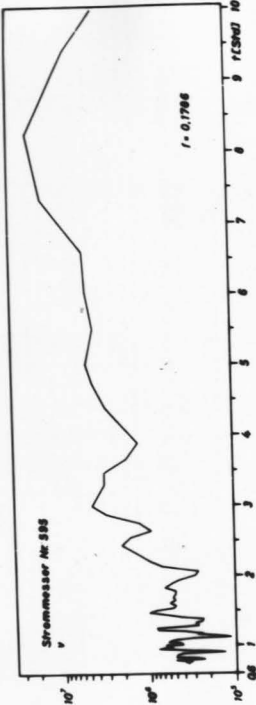
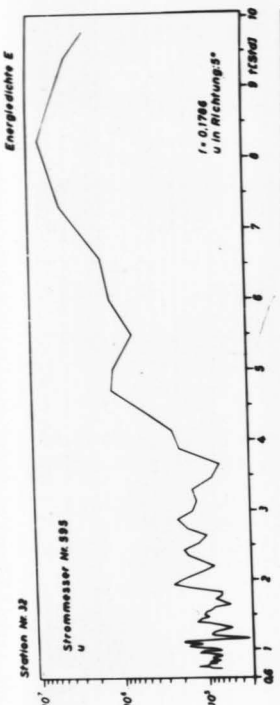
Vergleicht man die berechneten Perioden für L_{Ib} mit den Spektren, so erkennt man, daß sich die erste Lösung 1. Ordnung mit $t = 5,00$ h einem deutlichen Maximum zuordnen läßt. Die zweite Lösung liegt mit $t = 11,25$ h zu dicht bei der halbtägigen Gezeitenperiode, um die Existenz einer entsprechenden internen Eigenschwingung direkt nachweisen zu können. Lösungen höherer Ordnung lassen sich nicht überall eindeutig zuordnen, so daß eine Antwort auf die Frage nach der Existenz der zugehörigen internen Wellen hier nicht gegeben werden kann.

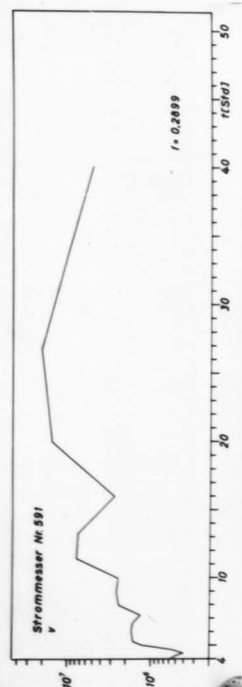
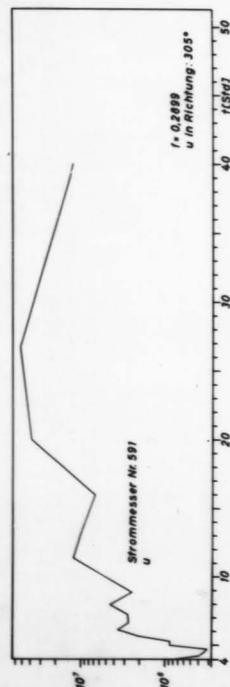
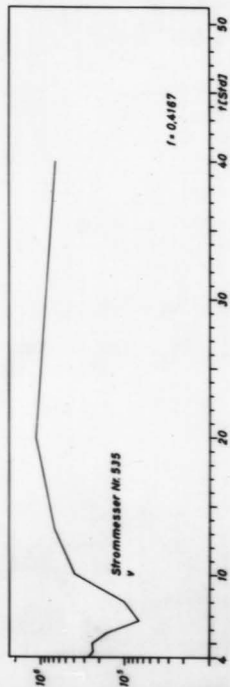
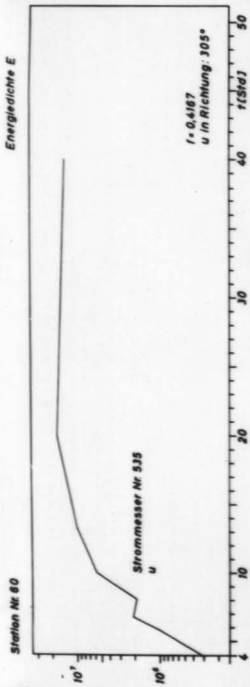
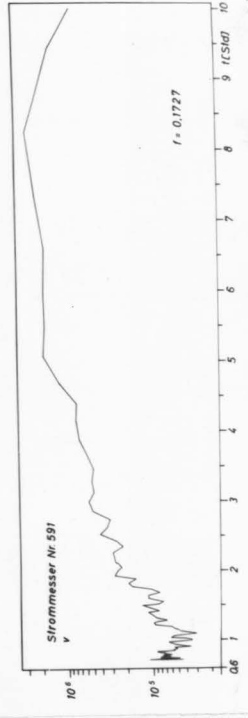
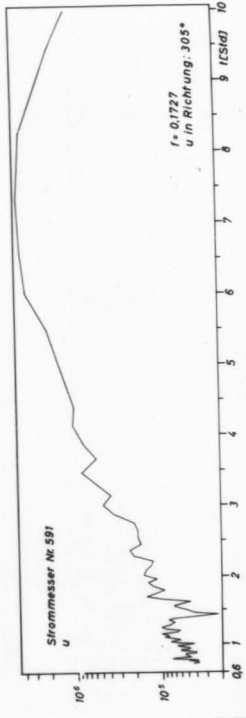
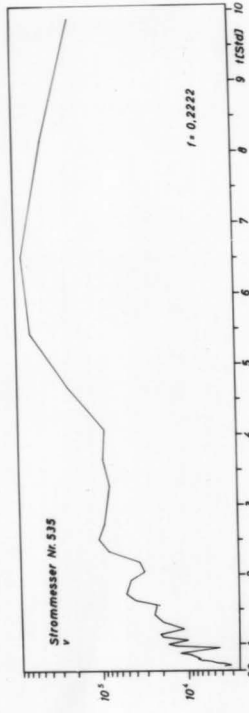
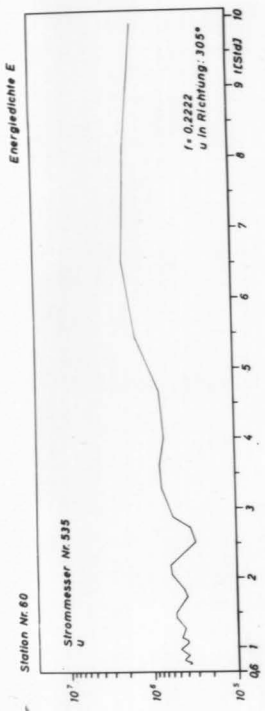
Die Abb. 72 u. 73 bzw. 78 u. 79 zeigen die Spektren des Profils II für die Oberschicht (Strommesser Nr. 535) und die Unterschicht (Strommesser Nr. 591). Die Auflösung ist bei Strommesser Nr. 535 infolge einer verkürzten Meßdauer geringer als sonst. Auch hier erkennt man wieder ein- und halbtägige Gezeitenperioden sowie Flachwassergezeitenperioden von 6 und 8 h. Die Aussagen für Profil I über das Verhältnis von hoch- zu niederfrequenten Anteilen und über die vorausberechneten Perioden höherer Ordnung gelten auch hier. Die erste Lösung 1. Ordnung der Vorausberechnung läßt sich nicht ganz klar wie bei Profil I einem Maximum zuordnen. Das ist angesichts der bei Profil II schlechter durch ein Rechteckprofil anzunähernden Querschnittsform nicht verwunderlich. Es lassen sich jedoch kräftige Am-

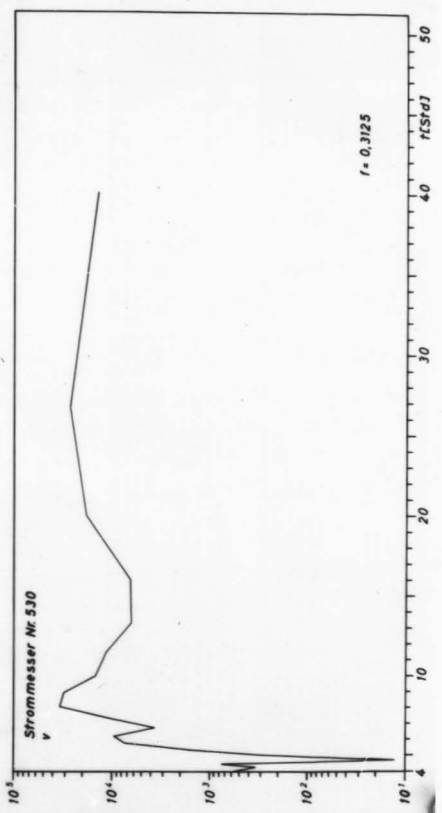
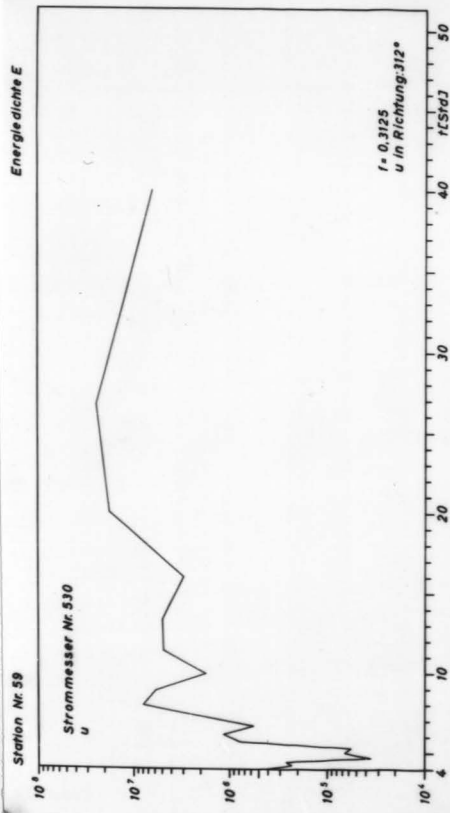
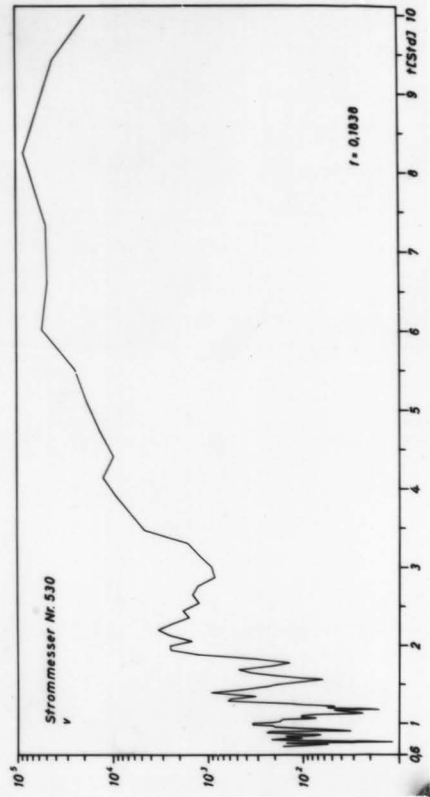
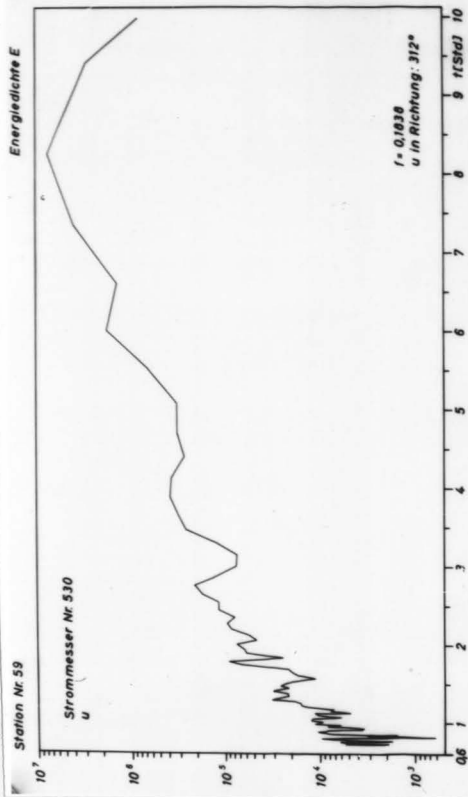
plituden im Bereich 2,4 bis 4,15 h., also zwischen den ersten Lösungen 1. Ordnung für L_{IIa} und L_{IIb} feststellen. Somit sind auch hier interne Eigenschwingungen anzunehmen.

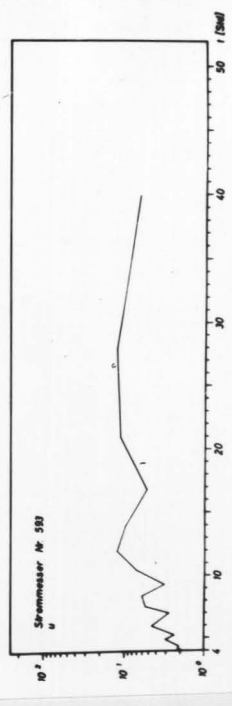
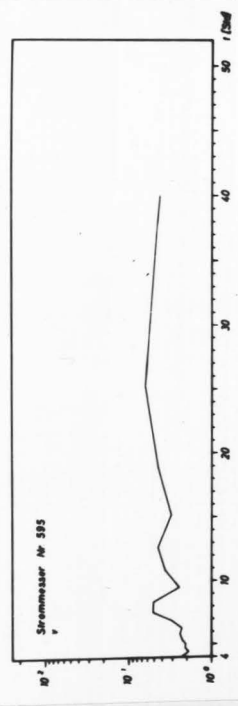
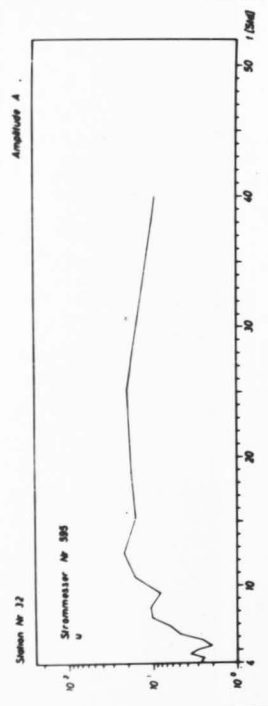
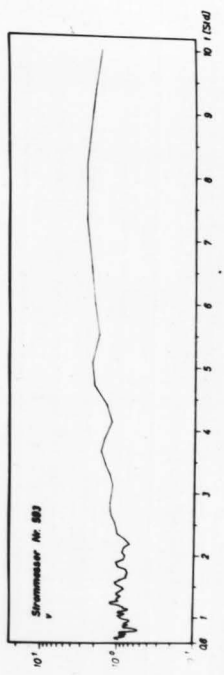
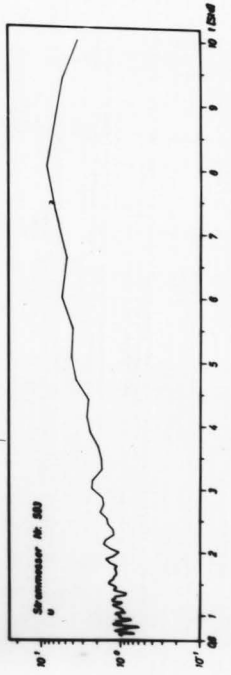
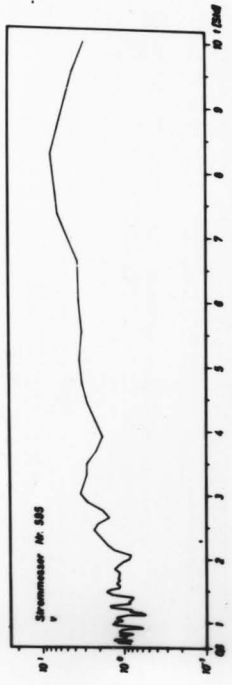
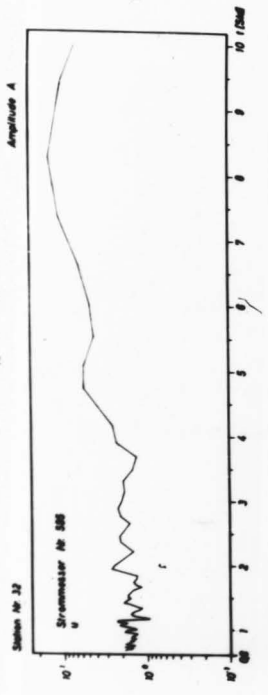
Die Spektren für Strommesser Nr. 530 in Abb. 74, 75 u. 80 zeigen relativ zu den ein- und halbtägigen Gezeitenperioden höhere Amplituden für die Flachwassergezeitenperioden. Das ist angesichts der Position des Strommessers im Neerstrom auf sehr flachem Wasser zu erwarten.

Zum Abschluß sind in den folgenden Tabellen die Amplituden der Stromstärke für die Gezeitenperioden und die nachweisbaren Eigenschwingungen 1. Ordnung zusammengestellt. Die einzelnen Werte sind entsprechend der Genauigkeit des Meß- und Analyseverfahrens auf- bzw. abgerundet. Da die Hauptstromrichtung wegen der komplizierten Boden- und Küstengestalt nicht exakt senkrecht zu dem Querprofil liegt, das für interne Eigenschwingungen des Kanals entscheidend ist, treten sowohl bei u wie bei v merkliche Amplituden auf.









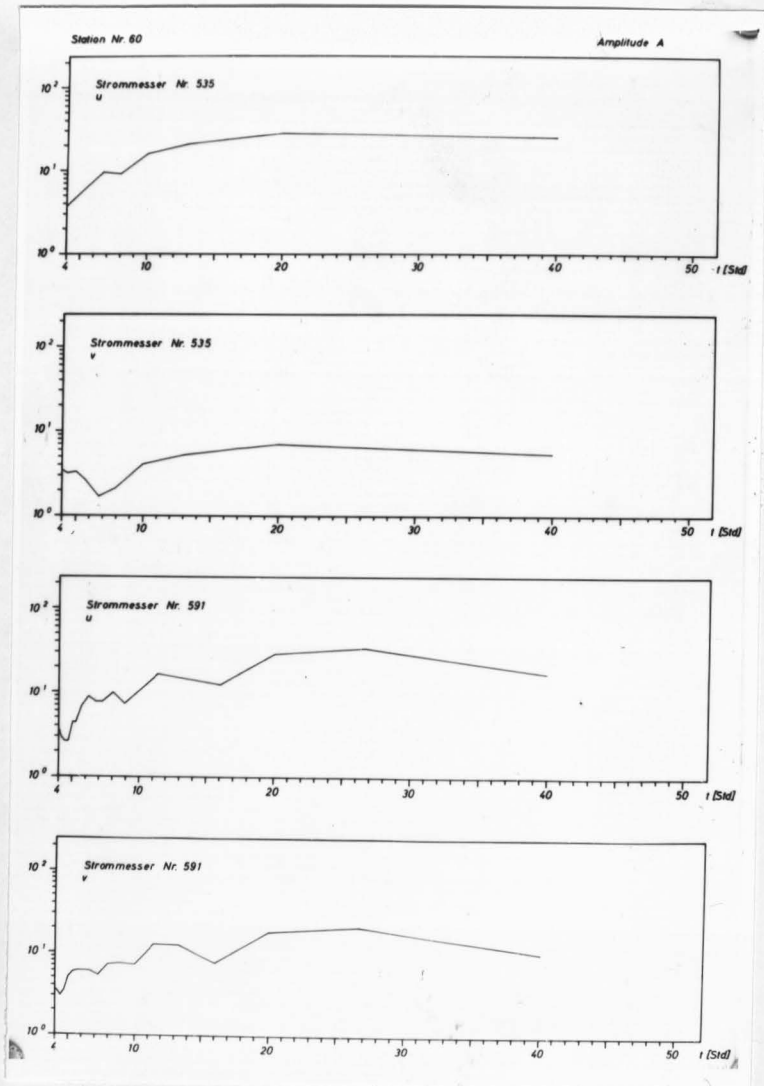


Abb. 78. Amplitudenspektren

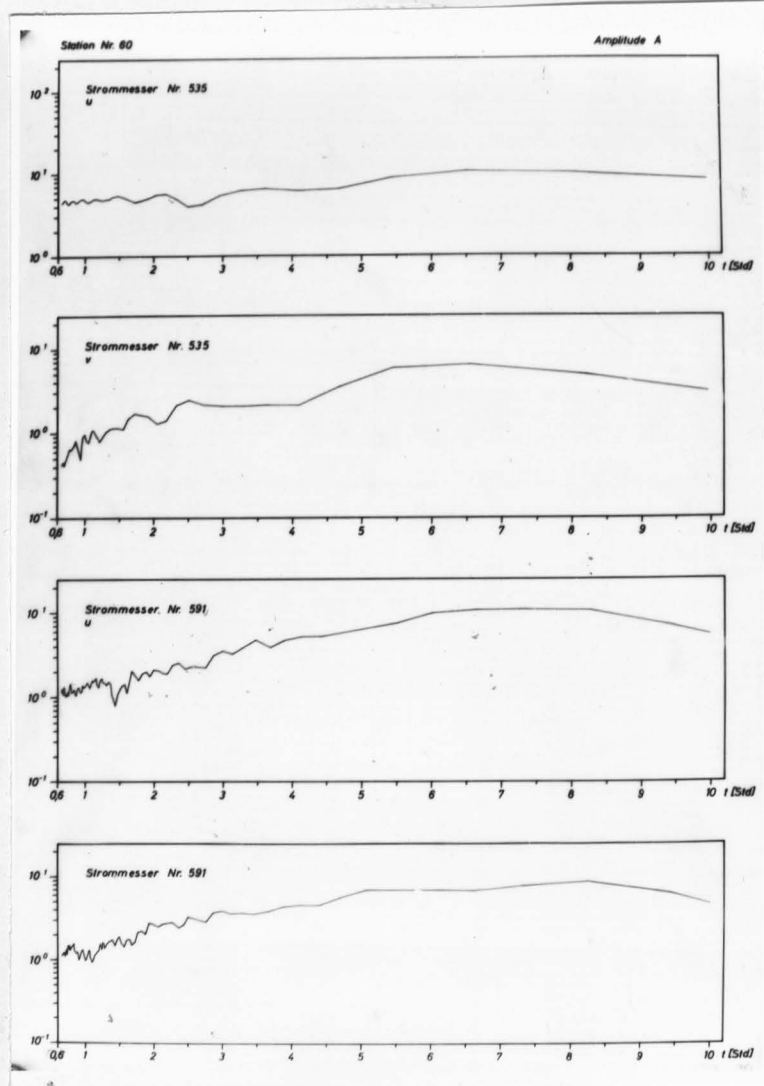


Abb. 79. Amplitudenspektren

133

Tabella 2

Profil 1

Strommesser Nr. 530

Interne Eigenwert

$$\tau [h] = \frac{1}{\omega} [\text{cm}^2]$$

$$\frac{1}{\omega} = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot f}$$

Normale Eigenwert

$$\tau [h] = \frac{1}{\omega} [\text{cm}^2]$$

$$\frac{1}{\omega} = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot f}$$

$$\frac{1}{\omega} = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot f}$$

$$\frac{1}{\omega} = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot f}$$

$$\frac{1}{\omega} = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot f}$$

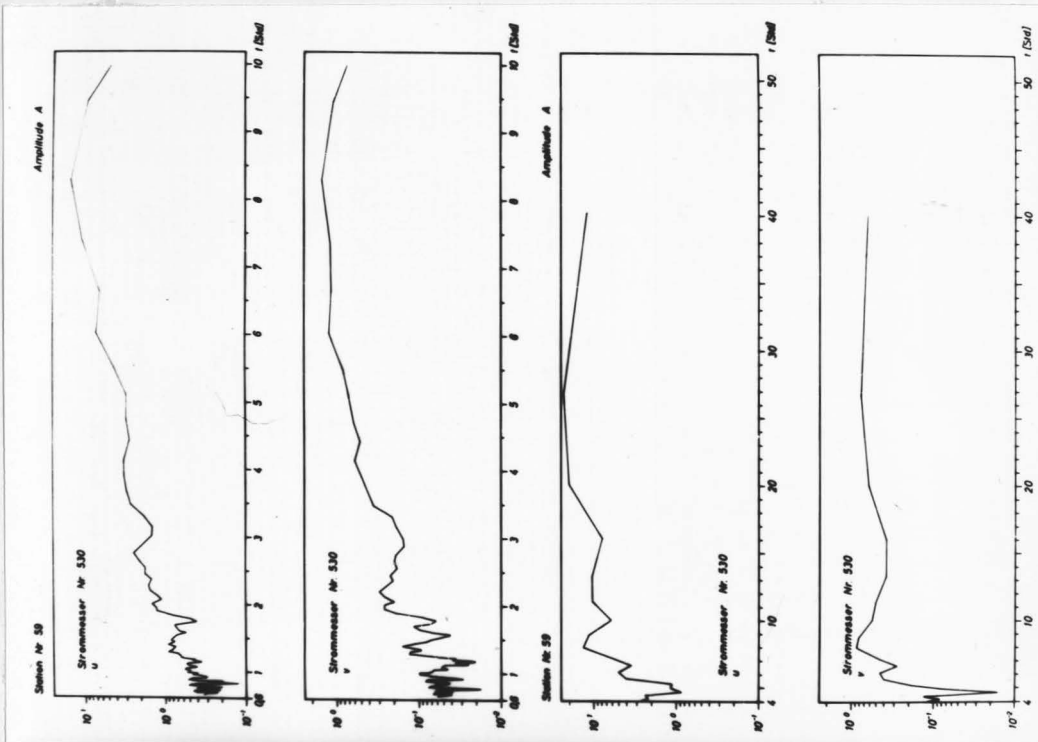


Tabelle 7

Profil I

Strommesser Nr. 595 (Kanalmitte, z = 45 m)

Interne Eigenschwingung 1. Ordnung

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
5	5,5	3,5

Normale Gezeiten und interne Gezeitenschwingungen

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
25	20	6,5
12,5	20	4,5
8	14	7,5
6	4,0	3,5

Strommesser Nr. 593 (Kanalmitte, z = 165 m)

Interne Eigenschwingung 1. Ordnung

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
5	4,0	2,0

Normale Gezeiten und interne Gezeitenschwingungen

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
25	20	1,5
12,5	20	2,0
8	8,0	2,5
6	5,5	2,0

Tabelle 8

Profil II

Strommesser Nr. 535 (Kanalmitte, z = 25 m)

Interne Eigenschwingung 1. Ordnung

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
2,5-5,5	4,0 - 9,0	2,5 - 5,5

Normale Gezeiten und interne Gezeitenschwingungen

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
25	27	6,5
12,5	20	5,0
8	10	5,0
6	9,5	6,0

Strommesser Nr. 591 (Kanalmitte, z = 125 m)

Interne Eigenschwingung 1. Ordnung

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
2,5-5,5	2,0 - 7,5	3,0 - 7,0

Normale Gezeiten und interne Gezeitenschwingungen

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
25	33	20
12,5	15	13
8	10	8,5
6	9,5	7,0

Strommesser Nr. 530 (Kanalrand, z = 25 m)

Interne Eigenschwingung 1. Ordnung

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
2,5-5,5	1,5 - 4,0	0,1 - 0,8

Normale Gezeiten und interne Gezeitenschwingungen

τ [h]	u [cm/sec]	v [cm/sec]
25	22	0,75
12,5	10	0,4
8	13	1,4
6	7,0	1,2

8. Zusammenfassung der qualitativen Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen

Versucht man die qualitativen Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen in der Reihenfolge der in Kapitel B 1 gestellten Fragen zusammenzufassen, so läßt sich folgendes feststellen:

- 1.) Die Schichtung und Strömung während der Untersuchungszeit zeigte, daß sich das salzreiche, warme Wasser aus dem Roten Meer beim Eintritt in den Golf von Aden in zwei Stromarme teilt. Die Hauptmenge fließt in südlicher Richtung, ein Teil jedoch durch einen schmalen Kanal in südöstliche Richtung. Eine Neigung der Stromgrenze nach links als Folge der Corioliskraft ist in beiden Kanälen festzustellen.
- 2.) Mit Ausnahme des tiefen Wassers im südlichen Roten Meer in mehr als ca. 200 m Tiefe und einer ca. 50 bis 200 m dicken Deckschicht findet man überall starke Inhomogenitäten in der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung. Besonders groß sind die Feinstrukturen der Vertikalverteilungen im Bereich des Temperaturminimums im inneren Golf von Aden, wo die Vermischungsvorgänge zu einer blättrigen bzw. linsenförmigen Struktur führen.
- 3.) Im Vermischungsgebiet treten im Verlaufe sehr kurzer Zeiträume, die bis herunter zu wenigen Minuten reichen, erhebliche Schwankungen der Schichtung auf, die für gewisse Tiefen im Verlauf weniger Stunden einige Grad Celsius bei der Temperatur und mehrere Zehntel Promille beim Salzgehalt betragen können. Die Meßergebnisse führen zu dem Schluß, daß in diesem Gebiet nur über längere Zeit wiederholte Messungen

die genaue Angabe der mittleren Verteilung für eine bestimmte Jahreszeit erlauben. Die Registrierung des Stromes über mehrere Wochen zeigt, daß erhöhte Windstärken im Gesamtgebiet einen wesentlichen Einfluß auf die Strömgeschwindigkeit der Deckschicht in der Meeresstraße ausüben können.

Den langzeitigen Schwankungen der Schichtung und Strömung sind in bekannter Weise Gezeitenwellen überlagert. Zusätzlich zeigen die Periodenanalysen, daß offenbar interne Eigenschwingungen im Kanal auftreten.

- 4.) Das mittlere vertikale Stromprofil zeigt in der Meerenge erhebliche Abweichungen vom parabolischen Verlauf, der nach einfachen, theoretisch behandelten Methoden zu erwarten wäre. Die Abweichungen sind mit sehr großer Wahrscheinlichkeit durch die spezielle Boden- und Küstengestalt bedingt. Die Grenze zwischen Einstrom und Ausstrom liegt in der Meerenge nur wenig tiefer als die Untergrenze der homogenen Deckschicht.

Die Bilanzrechnung ergibt, daß der Nettobetrag der in das Rote Meer einströmenden Wassermenge während eines großen Teils der Untersuchungen den Jahresmittelwert um ein Vielfaches übertraf. Im Gegensatz zur mittleren Situation im gesamten Jahre wurde sogar ein Nettosalztransport vom Golf von Aden zum Roten Meer hin festgestellt.

9. Schlußbemerkungen

Es liegt in der Natur ozeanographischer Untersuchungen, daß nur die gemeinsame Arbeit größerer Gruppen und der Austausch von Daten auf internationaler Basis zu brauchbaren Aussagen über die Bewegung und Schichtung der Wassermassen im Meer führen können. Auch die vorliegende Arbeit ist im Rahmen der Internationalen Indischen Ozean Expedition in einer solchen Zusammenarbeit entstanden. Für die stetige Förderung und viele wertvolle Anregungen bei der Vorbereitung, Durchführung und Auswertung der Untersuchungen bin ich in erster Linie dem wissenschaftlichen Fahrtleiter des ersten Teils der Expedition von F.S. "Meteor", Herrn Professor Dr. G. Dietrich zu großem Dank verbunden. Ferner möchte ich an dieser Stelle Herrn Professor Dr. K.-H. Weise und Herrn Dr. B. Schlender vielmals für die wertvolle Unterstützung danken, die ich vom Rechenzentrum der Universität Kiel bei der Auswertung der Meßergebnisse erhalten habe. Die Rechenprogramme für die Periodenanalysen wurden mir durch die Herren Professor Dr. W. Krauß und Dr. L. Magaard zur Verfügung gestellt, denen ich hier für ihre wichtige Hilfestellung danke, ebenso Herrn Professor Dr. M. Pfannenstiel und Herrn Dr. H. Genser, die freundlicherweise die Manuskriptkarten des Geologischen Instituts Freiburg i. Br. als Arbeitsunterlagen bereitstellten.

Ganz besonders zu danken habe ich Herrn Dr. G. Krauß und allen anderen Mitarbeitern der Forschungsgruppe Meeresphysik des Instituts für Meereskunde Kiel, die bei der Vorbereitung und Entwicklung neuer Meßmethoden, bei der Durchführung der Untersuchungen an Bord von F.S. "Meteor" und bei der Auswertung der Meßreihen beteiligt waren und ihren Teil

der Arbeiten oft mit überdurchschnittlicher Einsatzbereitschaft ausgeführt haben. Ebenso gilt mein Dank dem Kapitän von F.S. "Meteor", Herrn E.W. Lemke und seiner Besatzung für das echte Interesse, mit dem die häufig schwierigen Geräteauslegungen auf See und die anderen Arbeiten an Bord mit großem Können durchgeführt wurden, ferner dem Bordmeteorologen, Herrn Dr. G. Wurlitzer, für die Bereitstellung der speziell benötigten Daten der Bordwetterwarte. Dem Deutschen Hydrographischen Institut in Hamburg bin ich wegen der freundlichen Unterstützung bei der Vorbereitung einiger Meßmethoden zu Dank verpflichtet.

Eine Reihe ausländischer Ozeanographen hat mir verschiedene in Deutschland nicht vorhandene Meßdaten zugänglich gemacht. So erhielt ich von Herrn Dr. J.N. Carruthers die Originaldaten der "John Murray"-Expedition, von Herrn Dr. J.R. Rossiter die Meßwerte des Pegels Aden, von Herrn Professor P. Tchernia die von den Herren M. Menaché und G. Peluchon bereitgestellten Daten der Expedition von "Commandant Robert Girard" und von Herrn Professor M. Picotti die Originaldaten der Expedition von "Ammiraglio Magnaghi". Allen diesen Herren gilt mein Dank für die Beschaffung des Datenmaterials, ebenso dem National Oceanographic Data Center Washington für die Überlassung einer großen Zahl von Daten früherer Expeditionen. Herrn Dr. R.A. Cox bin ich sehr dankbar für die wichtige und schnelle Hilfe bei der Beschaffung der Tabellen der elektrischen Leitfähigkeit.

Schließlich bin ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu besonderem Dank verpflichtet, da sie die vorliegenden Untersuchungen durch die Bereitstellung der benötigten finanziellen Mittel für die Expedition und des Forschungsschiffes "Meteor" ermöglichte.

C. Anhang

1. Zusammenstellung und Erläuterung der häufig be-
nutzten Symbole

A (ω)	=	Amplitudenspektrum
Cl	=	Gehalt an Chlor-Ionen
c (ω)	=	Spektraldichte
F	=	Meßwert
f	=	$\frac{N^{\circ}}{N_1}$
h_1	=	Tiefe der Untergrenze der homo- genen Oberschicht
h_2	=	Tiefe der Untergrenze der in- homogenen Zwischenschicht
h_3	=	Tiefe des Meeresbodens
R	=	Äußere Kraft
L	=	Kanalbreite
M_S	=	Salzmenge
M_{SE}	=	Ins Rote Meer einströmende Salzmenge
M_{SA}	=	Aus dem Roten Meer ausströmende Salzmenge
M_W	=	Wassermenge
M_{WE}	=	Ins Rote Meer einströmende Was- sermenge
M_{WA}	=	Aus dem Roten Meer ausströmende Wassermenge
N	=	Zahl der Werte einer Meßreihe
N_1	=	Zahl der Werte einer Meßreihe nach übergreifender Mittelung
N°	=	Zahl der Autokorrelationskoeffi- zienten
P (ω)	=	Spektrum der Intensitätsdichte
p	=	Druck
R	=	Autokorrelationsfunktion
S	=	Salzgehalt (in Kapitel B6 andere Bedeutung)
T	=	Temperatur
t	=	Zeit

u	=	Stromgeschwindigkeit in Kanal-Längsrichtung
w	=	Stromgeschwindigkeit
v	=	Stromgeschwindigkeit quer zum Kanal
w	=	Stromgeschwindigkeit in der Vertikalen
x	=	Ordinate in Kanal-Längsrichtung
y	=	Ordinate quer zum Kanal
z	=	Tiefe der Stromgrenzfläche
z	=	Tiefe
α	=	Drahtwinkel gegenüber der Vertikalen
$\alpha_{S,T,p}$	=	ξ^{-1} für die Werte S, T und p
γ	=	$\frac{h_1}{h_3}$
δ	=	$\frac{h_2}{h_3}$
ϵ	=	$\frac{1}{P_0 h_3}$ mit $P_0 = \text{const.}$
μ	=	virtueller Zähigkeitskoeffizient
ν	=	$\frac{\mu}{\rho}$ = kinematischer Zähigkeitskoeffizient
Π	=	$\frac{1}{\xi} \frac{d\xi}{dz}$
ρ	=	Dichte
$\bar{\rho}$	=	mittlere Dichte
ρ_0	=	$(\xi - 1) \cdot 10^3$ bei Atmosphärendruck und $T = 0$ [°C]
σ_T	=	$(\xi - 1) \cdot 10^3$ bei Atmosphärendruck und Temperatur T
T	=	Periode
Φ	=	Schwerepotential
\vec{H}	=	Coriolisbeschleunigung
ω	=	Kreisfrequenz

2. Literaturverzeichnis

- BRADSHAW, A., SCHLEICHER, K.E. (1965): The effect of pressure on the electrical conductance of sea water.
Deep-Sea Research, 12, 151-162
- BROWN, N.L., HAMON, B.V. (1961): An Inductive Salinometer.
Deep-Sea Research, 8, 65 - 75
- BUCHAN, A. (1895): The voyage of H.M.S. Challenger, Physics and Chemistry.
Report on the Scientific Results of the Voyage of H.M.S. Challenger, 2, App.8, 1-38
- BUCHANAN, J.Y. (1888): The exploration of the Gulf of Guinea, Part I
Scottish Geographical Magazine, 4, 177-200
- CARPENTER, W.B., GWYN JEFFREYS, J., THOMSON, W. (18 Prel. Rep. of the Scient. Explor. of the Deep-Sea in H.M. Surveying vessel "Procupine during the summer of 1869.
Proc. R. Soc. London, 18, 98
- CARPENTER, W.B., GWYN JEFFREYS, J. (1871): Report on Deep-Sea Researches Carried out during the Months of July, August and September 1870 in H.M. Surveying-Ship "Procupine"
Proc. R. Soc. London, 19, 146
- CLOWES, A.J. DEACON, G.E.R. (1935): The Deep-Water Circulation of the Indian Ocean.
Nature, 136 (3450), 936-938
- DEFANT, A. (1919): Untersuchungen über die Gezeitenerscheinungen in Mittel- und Randmeeren, in Buchten und Kanälen.
II. Teil: Die Gezeiten des Roten Meeres.
Denkschrift der Wiener Akademie der Wissenschaften, 96, 110-137
- DEFANT, A. (1926): Gezeiten und Gezeitenströmungen im Roten Meer.
Ann. Hydr. Marit. Meteor., 54, 185-194
- DEFANT, A. (1930): Die Bewegungen und der thermohaline Aufbau der Wassermassen in Meeresstraßen.
Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, Phys.-Math. Klasse, XIV

- DEFANT, A. (1955a): Die Ausbreitung des Mittelmeerwassers im Nordatlantischen Ozean. Papers in Marine Biology and Oceanography, 465-470, London
- DEFANT, A. (1955b): Die Strömungen in Meeresstraßen. Deutsche Hydrogr. Zeitschrift, 8, 1-15
- DIETRICH, G., KRAUSE, G., SEIBOLD, E., VOLLBRECHT, I. (1965): Reisebericht der Indischen Ozean Expedition mit dem Forschungsschiff "Meteor" 1964-1965 (Unveröffentlichtes Manuskript)
- DIETRICH, G., SIEDLER, G. (1963): Ein neuer Dauerstrommesser. Kieler Meeresf., 19 (1), 3-7
- EKMAN, V.W. (1908): Die Zusammendrückbarkeit des Meerwassers nebst einigen Werten für Wasser und Quecksilber. Conseil Perm. Intern. p. l'Explor. de la Mer, Pub. de Circonstance No. 43
- FRIEDMAN, S. (1960): Oceanographic data obtained in the Indian Ocean, Gulf of Aden and the Red Sea during Vema cruise 14 and Vema cruise 16. Technical Report Lamont Geological Observatory CU-10-60, AT (30-1) 1808 (Unpublished Manuscript)
- GAARDER, T. (1927): Die Sauerstoffverhältnisse im östlichen Teil des Nordatlantischen Ozeans. Geofysiske Publikasjoner, 4 (3), 1-72, Oslo
- GEDGE, H.J. (1898): Report on the undercurrents in the Straits of Bab-el-Mandeb from observations by Lieutenant and Commander H.J. Gedge, R.N., H.M.S. Stork. London
- HELLAND-HANSEN, B., NANSEN, G. (1926): The Eastern North Atlantic. Geofysiske Publikasjoner, 4 (2), 1-76, Oslo
- HINKELMANN, H. (1956): Ein Gerät zur Schnellregistrierung des Druckes, der Temperatur und des Salzgehaltes für Anwendungen in der Ozeanographie. Kieler Meeresf., 12 (2), 200-201

- HINKELMANN, H. (1957): Gerät zur Schnellregistrierung in der Ozeanographie.
Zeitschrift f. angew. Physik, 9 (10), 505-513
- HINKELMANN, H. (1958): Ein Verfahren zur elektrodenlosen Messung der elektrischen Leitfähigkeit von Elektrolyten.
Zeitschrift f. angew. Physik, 10 (11), 500-503
- HOLZKAMM, F. (1964): Bodenberührungsschalter für Geräte mit Einleiterkabeln (Technischer Bericht).
Kieler Meeresf., 20 (2), 136-137
- JACOBSEN, J.P. (1929): Contribution to the hydrography of the North Atlantic.
The "Dana" Expedition 1921 bis 1922, Kopenhagen.
- JOSEPH, J. (1948): Meereskundliche Meßgeräte.
Naturforschung und Medizin in Deutschland 1939-1946, 18, Geophysik II
- KNUDSEN, M. (1901): Hydrographical Tables.
*) Kopenhagen
- KRAUSE, G. (1965): Eine Methode zur Messung von Stromprofilen vom treibenden Schiff.
(Unveröffentlichtes Manuskript)
- KRAUSE, G., SIEDLER, G. (1964): Ein System zur kontinuierlichen Messung physikalischer Größen im Meere.
Kieler Meeresf., 20 (2), 130-135
- KRAUSS, W. (1963): Zum System der internen Seiches der Ostsee.
Kieler Meeresf., 19 (2), 119-132
- KRAUSS, W. (1965): Methoden und Ergebnisse der Theoretischen Ozeanographie, Bd. II.
Interne Wellen.
Berlin
- KROEBEL, W. (1961): Zur Meßmethodik von ozeanographischen Sondenmeßgeräten.
Kieler Meeresf., 17 (1), 17-24
- KRÜMMEL, O. (1911): Handbuch der Ozeanographie, Bd. 2.
Stuttgart
- LAFOND, E.C. (1951): Processing Oceanographic Data
U.S. Navy Hydrographic Office, Washington, D.C.
- *) KOSSINNA, E. (1921): Die Tiefen des Weltmeeres.
Veröff. Inst. f. Meereskunde Berlin
Reihe A, Heft 9, 63

- LUKSCH, J. (1901a): Expedition S.M. "Pola" in das Rothe Meer, Nördliche Hälfte (October 1895 - Mai 1896). Wissenschaftliche Ergebnisse, Physikalische Untersuchungen. Denkschrift d. kaiserl. Akad. d. Wissensch. in Wien, 65 (6), 351-422
- LUKSCH, J. (1901b): Expedition S.M. Schiff "Pola" in das Rothe Meer, Südliche Hälfte (Sept. 1897 - April 1898), Wissenschaftliche Ergebnisse, Physikalische Untersuchungen. Denkschrift d. kaiserl. Akad. d. Wissensch. in Wien, 69 (18), 337-398
- MAGAARD, L. (1962): Zur Berechnung interner Wellen in Meeresräumen mit nichtebenen Böden bei einer speziellen Dichteverteilung. Kieler Meeresf., 18 (2), 161-183
- MAKAROFF, S.O. (1894): Le "Vitiaz" et l'Océan Pacifique.
St. Petersburg
- MATTHEWS, D.J. (1927): Temperature and Salinity Observations in the Gulf of Aden. Nature, 120 (3023), 512
- MATTHEWS, D.J. (1928): Temperature and Salinity Observations in the Gulf of Aden. Nature, 121 (3038), 92
- MERZ, A., MÖLLER, L. (1928): Hydrographische Untersuchungen in Bosporus und Dardanellen. Veröff. Inst. f. Meereskunde Berlin, Reihe A, Heft 18
- MÖLLER, L. (1931): Wasserschichtung und -bewegung in Meerengen. Ann. Hydr. Marit. Meteor. 59, 7-17
- MOHAMED, A.F. (1940a): Chemical and physical investigations. The distribution of hydrogen-ion concentration in the north-western Indian Ocean and adjacent waters. Scientific Reports; John Murray Expedition 1933-1934, 2, 121-202
- MOHAMED, A.F. (1940b): The Egyptian exploration of the Red Sea. Proc. Royal Soc. London, Series B, 128, (B 850), 306-316

- NEUMANN, A.C., DENSMORE, D. (1959): Oceanographic data from the Mediterranean Sea, Red Sea, Gulf of Aden and Indian Ocean. Atlantis cruise 242, WHOI Ref. No. 60-2, 44 pp (Unpublished manuscript)
- NEUMANN, A.C., MCGILL, D.A. (1961): Circulation of the Red Sea in early summer. Deep-Sea Research, 8, 223-235
- NEUMANN, J. (1952): Evaporation from the Red Sea. Israel Exploration Journal, 2 (3)
- NIELSEN, J.N. (1912): Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters. Report on the Danish Oceanographical Expedition 1908-1910 to the Mediterranean and adjacent seas, 1 (2), 77-191
- NOMITSU, T. (1927): On the so-called "Grenzfläche" in the current due to the difference of density. Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. A 10, No. 3, 111-123
- PICOTTI, M. (1927): Campagna idrografica nel mar rosso della regia nave "Ammiraglio Magnaghi" 1923-23, Ricerche di oceanografia chimica. Annali Idrografici 11, Genova, Istituto Idrografico della Regia Marina
- PRIVETT, D.W. (1959)
Monthly charts of evaporation from the North Indian Ocean including the Red Sea and the Persian Gulf.
Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., London
85 (366), 424-428
- REEBURGH, W.S. (1964): Measurements of the electrical conductivity of sea water. Essay for the degree of M.A. Baltimore (Unpublished manuscript)
- REICHARDT, H. (1942): Gesetzmäßigkeiten der freien Turbulenz. V.D.J.-Forschungsheft 414, B, 13
- RICHARDSON, W.S. (1962): Instruction Manual for Recording Current Meter. Woods Hole Oceanographic Institution, Ref. No. 62-6, Woods Hole Mass. (Unpublished manuscript)

- ROUSE, H. (1959): Advanced Mechanics of Fluids.
New York
- SCHOTT, G. (1902): Oceanographie und maritime
Meteorologie.
Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen
Tiefsee-Expedition "Valdivia" 1898-1899;
Jena
- SCHOTT, G. (1926): Die Tiefenwasserbewegungen
des Indischen Ozeans.
Ann. Hydrogr. Marit. Meteor. 54, 417-431
- SCHOTT, G. (1928): Die Wasserbewegungen im Ge-
biete der Gibraltarstraße.
J. du Conseil, 3, (1), 139-175
- SCHOTT, G., (1929): Über die Wasserbewegungen im
Bab el Mandeb
Ann. Hydr. Marit. Meteor. 57, 10-14
- SCHOTT, G., SCHULZ, B. (1914): Die Forschungs-
reise S.M.S. "Möve" im Jahre 1911.
A. Ozeanographie
Archiv der Deutschen Seewarte 37 (1), 1-80
- SCHUMACHER, A. (1923): Neue Hilfstafeln für die
Umkippthermometer nach Richter und Bei-
träge zur thermometrischen Tiefenmessung.
Ann. Hydr. Marit. Meteor, 51, 12
- SEWELL, R.B.S. (1934a): The John Murray Expedition
to the Arabian Sea.
Nature 133 (3351), 86-89
- SEWELL, R.B.S. (1934b): The John Murray Expedition
to the Arabian Sea.
Nature, 133 (3366), 669-672
- SEWELL, R.B.S. (1934c): The John Murray Expedition
to the Arabian Sea.
Nature, 134 (3392), 685-688
- SIEDLER, G. (1963): On the situ measurement of
temperature and electrical conductivity
of sea-water.
Deep-Sea Research, 10, 269-277
- SNODGRASS, J.M. (1961): Some recent developments
in oceanographic instrumentation
IUGG-Symposium on radiant energy in the
sea, Helsinki 1960
Monographie U^o 10, 83-91

STERNECK, R. (1927): Selbständige Gezeiten und Mitschwingen im Roten Meere.
Ann. Hydr. Marit. Meteorol. 55, 129-134

SVERDRUP, H.U. (1940): Hydrology, Discussion.
B.A.N.Z. Antarctic Research Expedition
1929-1931 Reports, 3 (2), Section II, 89-122

SVERDRUP, H.U., JOHNSON, M.W., FLEMING, R.H. (1942)
The Oceans, their physics, chemistry and
general biology.
New York

TCHERNIA, P. (1957): Sur l'origine des eaux salées
profondes du nord-ouest de l'océan Indien
Bulletin d'Information du Comité Central
d'Océanographie et d'Etude des Côtes, IX,
10, Décembre 1957

THOMPSON, E.F. (1939a): Chemical and physical in-
vestigations. The general hydrography of
the Red Sea.
John Murray Expedition 1933-34, Scientific
Reports, 2 (3), 83-102

X THOMPSON, E.F. (1939b): Chemical and physical
investigations. The exchange of water
between the Red Sea and the Gulf of Aden
over the "Sill".
John Murray Expedition 1933-34, Scientific
Reports, 2 (4), 105-119

THOMSEN, H. (1933): Entstehung und Verbreitung
einiger charakteristischer Wassermassen
in dem Indischen und südlichen Pazifischen
Ozean.
Ann. Hydr. Marit. Meteor., 63, 293-305

TUKEY, J.W. (1949): The sampling theory of power
spectrum estimates.
Symposium on application of autocorrela-
tion analysis to physical problems.
W.H.O.I., Mass., June 13-14, Office of
Naval Res.

VAN RIEL, P.M. (1932): Einige Ozeanographische
Beobachtungen im Roten Meer, Golf von Aden
und Indischen Ozean.
Ann. Hydr. Marit. Meteor., 60, 401-407

VAN RIEL, P.M. (1937): The Snellius-Expedition
Leiden

VERCELLI, F. (1927): Campagna idrografica della R.N. Ammiraglio Magnaghi in mar Rosso 1923-24, Ricerche di oceanografia fisica. Annali Idrografici 11, Genova, Istituto Idrografico della R. Marina.

WILSON, W.D. (1960): Equation for the speed of sound in sea water. J. Acoust. Soc. Am. 32 (10), pp. 1357

WÜST, G. (1932): Programm, Ausrüstung, Methoden der Serienmessungen. Wiss. Ergebn. Deutsche Atlant. Exped. "Meteor" 1925-27, 4 (1), Berlin

WÜST, G. (1936a): Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans, Die Stratosphäre. Wiss. Ergebn. Deutsche Atlant. Exped. "Meteor" 1925-27, 6, (1), Berlin

WÜST, G. (1936b): Die Tiefenzirkulation im Raume des Atlantischen Ozeans. Die Naturwissenschaften, Heft 9, 133-140

Discovery Reports 28
Cambridge 1957

Handbuch für das Rote Meer und den Golf von Aden
Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg 1963

Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 3 (2)
Göteborg 1953

Tables of Sound Speed in Sea Water
U.S. Naval Oceanographic Office
Washington, D.C. 1962