

# Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie

Herausgegeben von HUBERT CASPERS/DIETRICH UHLMANN/ARNO  
WETZEL/GEORGI G. WINBERG

unter Mitwirkung eines internationalen Kollektivs

Je Heft 144 Seiten -- mit Abbildungen -- 16,7 x 24 cm -- jährlich erscheinen 6 Hefte,  
je Heft M 35, --, Bestell-Nr. 1071

Als die Zeitschrift 1959 nach 15jähriger Unterbrechung mit Band 44 ihr Erscheinen wieder aufnahm, errang sie in kurzer Zeit ihr internationales Ansehen zurück und konnte ihren Abonnentenkreis erheblich erweitern. In ständig wachsendem Maße ist es gelungen, Manuskripte aus allen Teilen der Welt zu erhalten und in der Thematik den vielen Forschungsbereichen der limnischen und marinen Biologie zu entsprechen. Mehr und mehr kommen dabei neben der Grundlagenforschung die angewandten Zweige der Hydrobiologie zur Geltung, vor allem Fragen der Abwasserbelastung der Gewässer. Auch für systematische Analysen aquatischer Organismengruppen bietet die „Revue“ Publikationsmöglichkeiten.

Bevorzugt und in steigendem Maße werden nunmehr -- neben deutschen und französischen Arbeiten -- englischsprachige Manuskripte gedruckt. Der internationale Stab der Mitarbeiter gewährleistet den internationalen Charakter der Zeitschrift.

Entsprechend ihrer Tradition als der ältesten internationalen Zeitschrift auf hydrobiologischem Gebiet soll die „Revue“ auch weiterhin ein Band zwischen den Hydrobiologen in aller Welt sein.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung oder  
durch den Postzeitungsvertrieb erbeten.*



AKADEMIE-VERLAG

DDR-108 Berlin, Leipziger Str. 3-4

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

24. April 1979

## BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

HANS-JÜRGEN BRÖSIN, OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER,  
KLAUS STRIGGOW, KLAUS VOIGT

HEFT 42



AKADEMIE-VERLAG BERLIN

1979

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

## BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

Herausgegeben von

ERICH BRUNS

unter Mitwirkung von

HANS-JÜRGEN BROSIN, OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS STRIGGOW,  
KLAUS VOIGT

Heft 42

Mit 63 Abbildungen und 25 Tabellen

Akademie der Wissenschaften der DDR  
Institut für Meereskunde  
- Bibliothek -  
253 Warnemünde  
Deutsche Demokratische Republik

1979. 374



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN  
1979

## Inhalt

In memoriam Erich Bruns . . . . .	5
GÜNTHER SAGER, Reflexionen in Ausbreitungsrichtung von Wellenprofilen . . . . .	7
WOLFGANG FENNEL, Theory of turbulent diffusion with arbitrary vertical shear . . . . .	17
ULRICH KREMSER, B. KAYSER, N. MICHELCHEN, V. ŽURBAS, Vorläufige Ergebnisse von Diffusionsuntersuchungen in der ufernahen Zone der Ostsee im Herbst 1976 . . . . .	27
GÜNTER BUBLITZ, DIETER LANGE, Untersuchungen am Litorina Klei der westlichen Ostsee . . . . .	33
WOLFGANG MATTHÄUS, Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee . . . . .	41
WOLFGANG MATTHÄUS, HERBERT FRANCK, Zur kurzzeitigen Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Seegebiet der Darßer Schwelle . . . . .	95
WOLFGANG MATTHÄUS, Regionale Charakterisierung der zentralen Ostsee an Hand von Elementen der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Sauerstoffgehaltes . . . . .	111
WOLFGANG MATTHÄUS, Mittlere thermische Schichtungsverhältnisse im Oberflächenwasser der offenen Ostsee . . . . .	123
EBERHARD HAGEN, Die Schichtungs- und Strömungsverhältnisse im Frühjahr 1976 auf dem Schelf vor Bahia de Gorrei im Rahmen der mesoskalen Auftriebsdynamik und der damit verbundenen biologischen Aktivitäten . . . . .	133

Erschienen im Akademie-Verlag, DDR-108 Berlin, Leipziger Straße 3—4

© Akademie-Verlag Berlin 1979

Lizenznummer: 202 · 100/469/79

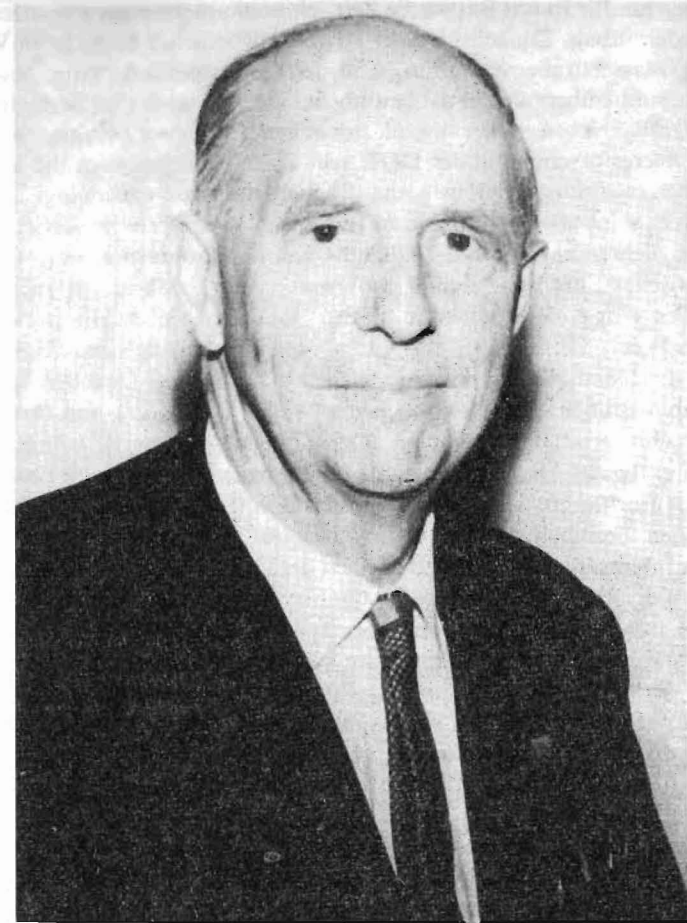
P 124/78

Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“, 582 Bad Langensalza

Bestellnummer: 762 689 5 (2105/42), LSV 1465

Printed in GDR

DDR 45,— M



In memoriam Erich Bruns

8. 4. 1900—31. 10. 1978

Am 31. Oktober 1978 ist in Berlin der Begründer des Instituts für Meereskunde und sein erster Direktor Professor Dr.-Ing. habil. ERICH BRUNS verstorben.

ERICH BRUNS wurde am 8. April 1900 im damaligen St. Petersburg geboren. Ein Jahr nach der Oktoberrevolution legte er das Abitur mit Auszeichnung ab und studierte ab 1922 an der Polytechnischen Hochschule Leningrad See- und Hafenbau. Nach engen Kontakten mit Pionieren der jungen sowjetischen Meeresforschung wandte er sich dieser Disziplin und darin speziell der Thematik der Meereswellen zu. Nach seiner Repatriierung war er im Hydrographischen Institut der Wasserstraßendirektion Potsdam tätig und promovierte 1944 an der Technischen Hochschule Berlin mit der Arbeit „Berechnung des Wellenstoßes auf Molen und Wellenbrecher“ zum Dr.-Ing.

Nach 1945 begann für ERICH BRUNS die Zeit seines nimmermüden Einsatzes beim demokratischen Wiederaufbau. Zunächst war er an verantwortlicher Stelle beim Wiederaufbau im Bereich der Wasserstraßenverwaltung und der Gewässerkunde tätig. Nach der Gründung unserer Republik übernahm er die Leitung des von ihm initiierten Seehydrographischen Dienstes der DDR. Neben vielen organisatorischen Aufgaben bereitete er ab 1953 den Aufbau einer Meeresforschung in der DDR vor. Dazu gehörten auch die Schaffung eines Beobachtungsnetzes entlang der Küste und die Sicherung von ozeanologischen Expeditionen in der Ostsee. Seine engen Kontakte zu führenden Vertretern der sowjetischen Meeresforschung ermöglichten ab 1957 die Teilnahme von Ozeanologen aus der DDR an Expeditionen sowjetischer Forschungsschiffe, wobei wertvolle Erfahrungen gesammelt werden konnten. Großes Augenmerk schenkte BRUNS auch der Entwicklung einer geeigneten Meßtechnik. 1955 mit Vorlesungen über Ozeanologie in Leipzig beauftragt, setzte er sich beharrlich für die Heranbildung wissenschaftlicher Kader ein. Daneben konnte er unter zahlreichen Publikationen das „Handbuch der Wellen der Meere und Ozeane“ vorlegen und eine auf mehrere Bände berechnete „Ozeanologie“ in Angriff nehmen.

1960 zum Direktor des Akademie-Instituts für Meereskunde und zum Professor ernannt, setzte er seine Autorität zur Lösung einer Vielzahl von Problemen ein und gestaltete die freundschaftlichen Beziehungen zu den sowjetischen Kollegen noch enger. Neben der Ostsee galt sein Interesse auch eigenen Beiträgen der DDR-Meeresforschung bei der Untersuchung ozeanologischer Probleme des Atlantischen Ozeans. Auch im internationalen Rahmen wurde ERICH BRUNS wirksam, so beispielsweise innerhalb der Konferenzen der Ostsee-Ozeanographen, wo er 1964 die erste synoptische Aufnahme der Ostsee anregte, oder als erster Vertreter der DDR im Wissenschaftlichen Komitee für Meeresforschung (SCOR). Auch nach dem Ausscheiden aus dem Institut für Meereskunde im Jahre 1965 setzte er seine wissenschaftliche Tätigkeit vor allem mit der weiteren Bearbeitung seiner „Ozeanologie“ fort und nahm regen Anteil an der weiteren Entwicklung der Meereswissenschaften in der DDR.

Der stete Einsatz dieses dynamischen, aber doch so ausgeglichenen Menschen wurde durch eine Reihe hoher staatlicher Auszeichnungen wie der Verleihung des Vaterländischen Verdienstordens gewürdigt. Die Mitarbeiter des Instituts für Meereskunde werden dem Vermächtnis ihres langjährigen Chefs und väterlichen Freundes einen ehrenvollen Platz bewahren.

## Reflexionen in Ausbreitungsrichtung von Wellenprofilen

Von GÜNTHER SAGER

*Zusammenfassung.* Für das Profil des Kosinus, der Trochoide und des klassischen Ansatzes werden die Stellen und die Beträge der extremen Reflexion bestimmt sowie Beispiele der Reflexion über die halbe Wellenlänge gegeben.

### Darstellung von Wellenprofilen

Als Profile von Oberflächenwellen sollen nacheinander die Kosinusform, die Trochoidenwelle und die aus dem Ansatz der klassischen Wellentheorie resultierende Begrenzungskurve einander gegenübergestellt werden. Da diese Formen in früheren Veröffentlichungen des Verfassers (1961, 1967, 1972, 1974) abgeleitet worden sind, genügt hier eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Formeln.

#### a) Kosinuswelle (Näherung für sehr kleine Wellensteilheiten)

Hier ist eine bei vertikaler  $z$ -Achse und horizontaler  $x$ -Achse explizite Form

$$z = \frac{H}{2} \cos \frac{2\pi}{L} x \quad (1a)$$

möglich, zu der die inverse Schreibweise

$$x = \frac{L}{2\pi} \arccos \frac{2z}{H} \quad (1a)$$

gehört. Darin bedeuten  $H$  die Wellenhöhe und  $L$  die Wellenlänge. Die Schnittpunkte des Profils mit der  $x$ -Achse oder Mittelwasserlinie — hier gleichzeitig bei fehlender Wellenbewegung der Ruhwasserspiegel — liegen bei

$$x_0 = \pm \frac{L}{4} (2n + 1) \quad (n = 0, 1, 2, \dots) \quad (2a)$$

Die erste Ableitung lautet

$$\frac{dz}{dx} = -\pi \frac{H}{L} \sin \frac{2\pi}{L} x$$

oder unter Benutzung des Begriffs der Wellensteilheit  $w = H/L$

$$\frac{dz}{dx} = -\pi w \sin \frac{2\pi}{L} x = \tan \beta$$

bzw. in der inversen Schreibweise

$$\frac{dx}{dz} = -\frac{1}{\pi w} \frac{\frac{H}{2}}{\sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}} = \tan(90^\circ - \beta). \quad (3a)$$

An der Stelle  $z = 0$ , die bei der Kosinuswelle zugleich die extreme Neigung aufweist, hat man

$$\left(\frac{dx}{dz}\right)_{z=0} = \mp \frac{1}{\pi w} \quad (4a)$$

und damit

$$\tan \beta_0 = \tan \beta_E = \mp \pi w. \quad (5a)$$

Die stärkste Neigung ist der Wellensteilheit direkt proportional.

b) Trochoidenwelle (etwa realisiert ab Wassertiefe  $h > L/2$ )

Bei diesem Profil erscheint die Kosinuswelle um ein zweites Glied modifiziert, man hat

$$x = \frac{L}{2\pi} \arccos \frac{2z}{H} - \sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}. \quad (1b)$$

Als Schnittpunkte des Profils mit der Abszisse resultieren daraus

$$x_0 = \pm \left[ \frac{L}{4} (2n+1) - (-1)^n \cdot \frac{H}{2} \right] \quad (n = 0, 1, 2, \dots). \quad (2b)$$

Dabei ist zu beachten, daß der Ruhwasserspiegel nicht mehr mit der Mittelwasserlinie bei

$z = 0$  identisch ist, sondern um den Betrag  $\Delta z = \pi w^2 \frac{L}{4}$  tiefer liegt.

Für die erste Ableitung erhält man

$$\frac{dx}{dz} = \frac{1}{\sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}} \left( z - \frac{H}{2\pi w} \right) = \tan(90^\circ - \beta). \quad (3b)$$

An der Stelle  $z = 0$  hat man insbesondere

$$\left(\frac{dx}{dz}\right)_{z=0} = \mp \frac{1}{\pi w}, \quad (4b)$$

also denselben Betrag wie bei der Kosinuskurve, zu dem allerdings eine andere Abszisse  $x_0$  gehört. Entsprechend wird

$$\tan \beta_0 = \mp \pi w \neq \tan \beta_E. \quad (5b)$$

Die Punkte extremer Neigung des Profils findet man über die zweite Ableitung

$$\frac{d^2x}{dz^2} = -\frac{\frac{Hz}{2\pi w} - \left(\frac{H}{2}\right)^2}{\sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}^3}$$

zu

$$z_E = \pi w \frac{H}{2}, \quad (6b)$$

wobei als Abszissen

$$x_E = \left[ \frac{1}{\pi} \arccos \pi w - w \sqrt{1 - (\pi w)^2} \right] \frac{L}{2} \quad (7b)$$

gehören. Die zugehörige extreme Neigung erhält man über

$$\left(\frac{dx}{dz}\right)_{z=z_E} = -\frac{1}{\pi w} \sqrt{1 - (\pi w)^2} = \tan(90^\circ - \beta_E)$$

zu

$$\tan \beta_E = \mp \frac{\pi w}{\sqrt{1 - (\pi w)^2}}. \quad (8b)$$

c) Profil der klassischen Wellentheorie

Der Ansatz der klassischen Wellentheorie liefert die von der Wellenhöhe, Wellenlänge und der Wassertiefe abhängige Profilgleichung

$$x = \frac{L}{2\pi} \arccos \frac{2z}{H} - \left( \coth \frac{2\pi h}{L} \right) \sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}, \quad (1c)$$

aus der als Schnittpunkte mit der Mittelwasserlinie

$$x_0 = \pm \left[ \frac{L}{4} (2n+1) - (-1)^n \left( \coth \frac{2\pi h}{L} \right) \frac{H}{2} \right] \quad (n = 0, 1, 2, \dots) \quad (2c)$$

folgen. Der Ruhwasserspiegel liegt um den Betrag

$$\Delta z = \pi w^2 \left( \coth \frac{2\pi h}{L} \right) \frac{L}{4}$$

unter der Mittelwasserlinie.

Die erste Ableitung heißt nun

$$\frac{dx}{dz} = -\frac{1}{\sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}} \left[ \frac{H}{2\pi w} - \left( \coth \frac{2\pi wh}{L} \right) z \right] = \tan(90^\circ - \beta). \quad (3c)$$

Speziell ergibt sich für die Mittelwasserlinie

$$\left(\frac{dx}{dz}\right)_{z=0} = \mp \frac{1}{\pi w} \quad (4c)$$

wie bei den beiden anderen Profilen, wobei das zugehörige  $x_0$  wiederum wechselt. Analog hat man

$$\tan \beta_0 = \mp \pi w \neq \tan \beta_E. \quad (5c)$$

Über

$$\frac{d^2x}{dz^2} = \frac{\frac{Hz}{2\pi w} - \left(\frac{H}{2}\right)^2 \coth \frac{2\pi wh}{H}}{\sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}}$$

gewinnt man die Ordinate stärkster Neigung des Profils zu

$$z_E = \pi w \frac{H}{2} \coth \frac{2\pi wh}{H} \quad (6c)$$

und die Abszisse als

$$x_E = \frac{1}{\pi} \left[ \arccos \left( \pi w \coth \frac{2\pi wh}{H} \right) - \pi w \coth \frac{2\pi wh}{H} \sqrt{1 - (\pi w)^2 \coth^2 \frac{2\pi wh}{H}} \right] \frac{L}{2}. \quad (7c)$$

Die adjungierte maximale Neigung folgt über

$$\left(\frac{dx}{dz}\right)_{z=z_E} = -\frac{1}{\pi w} \sqrt{1 - (\pi w)^2 \coth^2 \frac{2\pi wh}{H}} = \tan(90^\circ - \beta_E)$$

zu

$$\tan \beta_E = \mp \frac{\pi w}{\sqrt{1 - (\pi w)^2 \coth^2 \frac{2\pi wh}{H}}}. \quad (8c)$$

### Die Ermittlung des Reflexionswinkels

Für Strahlen, die in Ausbreitungsrichtung eines Profils reflektiert werden, lassen sich die Reflexionsbedingungen anhand der Abb. 1 ablesen. Man hat dann statt des an der ungestörten Oberfläche reflektierten punktierten Strahls mit den identischen Winkeln  $\alpha$  den Winkel  $\delta$ , für den gilt

$$\delta = 180^\circ - [90^\circ + (\beta + \gamma)] = 90^\circ - \beta - \gamma$$

sowie

$$\gamma = 180^\circ - [(90^\circ - \beta) + \alpha] = 90^\circ - \alpha + \beta.$$

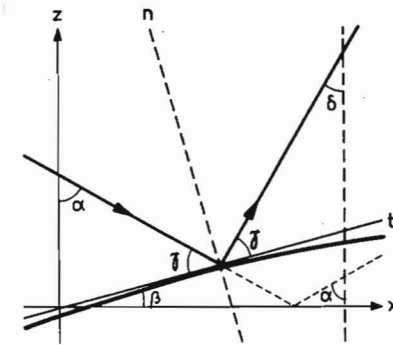


Abb. 1. Prinzipskizze zur Reflexion an einem Profil

Aus beiden Gleichungen folgt  $\delta = \alpha - 2\beta$  und mit dem Neigungswinkel  $\beta$  im Bogenmaß

$$\left. \begin{aligned} \bar{\delta} &= \bar{\alpha} - 2 \arctan \left( \frac{dz}{dx} \right) \\ \delta^\circ &= \alpha^\circ - \frac{360^\circ}{\pi} \arctan \left( \frac{dz}{dx} \right) \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

bzw. in Gradmaß

Dabei ist bei den einzelnen Profilen  $\frac{dz}{dx}$  jeweils der reziproke Ausdruck von (3a), (3b) oder (3c). Somit hat man für die einzelnen Ansätze

a) Kosinuskurve

$$\left. \begin{aligned} \delta^\circ - \alpha^\circ &= \frac{360^\circ}{\pi} \arctan \left( \pi w \sin \frac{2\pi}{L} x \right) \text{ resp.} \\ &\frac{360^\circ}{\pi} \arctan \frac{\sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}}{H} \end{aligned} \right\} \quad (10a)$$

b) Trochoide

$$\delta^\circ - \alpha^\circ = \frac{360^\circ}{\pi} \arctan \frac{\sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}}{\frac{H}{2\pi w} - z} \quad (10b)$$

c) Klassischer Ansatz

$$\delta^\circ - \alpha^\circ = \frac{360^\circ}{\pi} \arctan \frac{\sqrt{\left(\frac{H}{2}\right)^2 - z^2}}{\frac{H}{2\pi w} - \left( \coth \frac{2\pi wh}{H} \right) \cdot z} \quad (10c)$$

Der Ausdruck  $\delta^\circ - \alpha^\circ$  hängt nur von den Wellenparametern und derjenigen Stelle ab, an der das Profil von dem Strahl getroffen wird, ist aber als Differenzbetrag für alle Einfallswinkel  $\alpha$  derselbe.

Aus den Bedingungen (5a), (6b) und (6c) erhält man für die größten Differenzbeträge  $(\delta^\circ - \alpha^\circ)_E$  an den Stellen extremer Neigung  $z = z_E$

a) Kosinuskurve

$$(\delta^\circ - \alpha^\circ)_E = \frac{360^\circ}{\pi} \arctan \pi w, \quad (11a)$$

b) Trochoide

$$(\delta^\circ - \alpha^\circ)_E = \frac{360^\circ}{\pi} \arctan \frac{\pi w}{\sqrt{1 - (\pi w)^2}}, \quad (11b)$$

c) Klassischer Ansatz

$$(\delta^\circ - \alpha^\circ)_E = \frac{360^\circ}{\pi} \arctan \frac{\pi w}{\sqrt{1 - (\pi w)^2 \coth^2 \frac{2\pi w h}{H}}}. \quad (11c)$$

In den Abb. 2 bis 4 sind die Formeln (10a), (10b) und (10c) für  $L = 20$  m,  $w = 0,100$ ,  $0,075$ ,  $0,050$  und  $0,025$  graphisch unter den jeweiligen Profilen ausgewertet, wozu bei (10c) noch  $h = 2$  m als extremer Wert kommt, um die Asymmetrie scharf herauszuschälen und die Eigenschaften der betreffenden mathematischen Funktionen bis in die Brandungszone

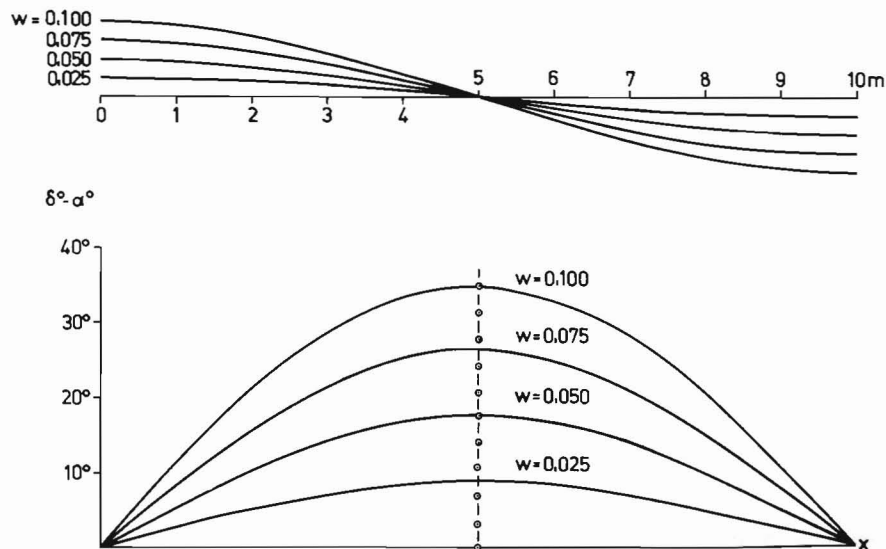


Abb. 2. Reflexion an der Kosinuskurve für 4 Werte von  $w$

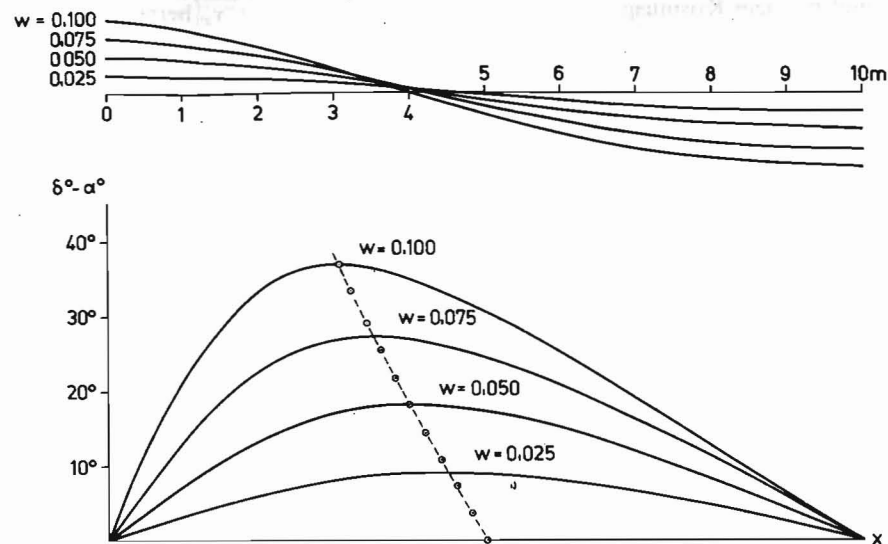


Abb. 3. Reflexion an der Trochoide für 4 Werte von  $w$

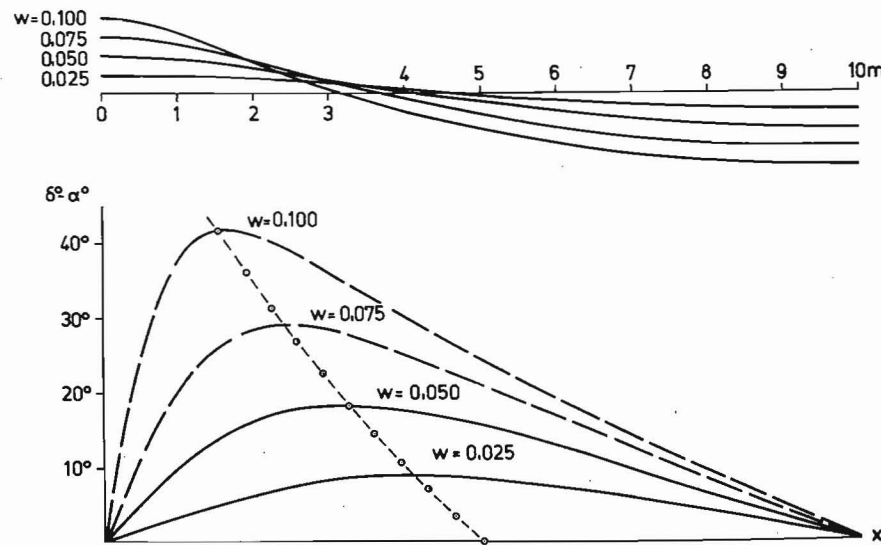


Abb. 4. Reflexion am Profil des klassischen Ansatzes bei  $h/L = 0,1$  für 4 Werte von  $w$

hinein zu verfolgen. Außerdem sind die Stellen und Beträge extremer Reflexion  $z_E$  und  $(\delta^\circ - \alpha^\circ)_E$  für Abstände in  $w$  von  $0,005$  berechnet und als Kreise eingetragen, die zugleich die Verbindungslinien der Extrema der Kurven nach den Gleichungen (6) und (11) markieren.



Während bei dem Kosinusprofil durchweg Symmetrie zu  $x_0 = x_E$  herrscht, werden die Kurven für  $\delta^\circ - \alpha^\circ$  bei der Trochoide und noch mehr bei dem klassischen Ansatz um so weniger symmetrisch, je größer  $w$  wird. Dabei verschieben sich die Extremwerte  $(\delta^\circ - \alpha^\circ)_E$  entsprechend den Stellen extremer Neigung des Profils mit wachsendem  $w$  mehr und mehr von  $x_0$  fort in Richtung auf die Wellenberge, so daß es in der Umgebung des Berges zu starken Änderungen in  $\delta^\circ - \alpha^\circ$  kommt, während der Wechsel zu den Wellentälern hin langsamer erfolgt. In den Bergen und Tälern selbst wird der Reflexionswinkel gleich dem Einfallswinkel und damit  $\delta^\circ - \alpha^\circ = 0$ .

Grenzen der Berechenbarkeit

Mit der Annäherung an die Brandungszone wird das Wellenprofil zunehmend deformiert, wobei die Wellensteilheit zunimmt. Das eigentliche Branden in Form des Überbrechens der Wellen beginnt nach den Beobachtungen etwa dann, wenn die unter dem Wellental verbliebene Wassertiefe  $h_{Tal}^*$  noch  $\frac{4}{3}$  bis  $\frac{5}{4}$  der Wellenhöhe  $H$  ausmacht. Setzt man  $H^*/h_{Tal}^* = \lambda$ , so wird wegen  $h_{Tal} = h - \frac{H}{2}$

$$\left(h^* - \frac{H^*}{2}\right) : H^* = \lambda \quad \text{bzw.} \quad H^* \left(\lambda + \frac{1}{2}\right) = h^*.$$

Nach Division durch die Wellenlänge beim Einsetzen der Brandung ergibt sich

$$w^* = \frac{2}{1 + 2\lambda} \cdot \frac{h^*}{L^*}$$

als spezifische Steilheit. In der Tab. I sind die Werte von  $(\delta^\circ - \alpha^\circ)_E$  nach Formel (11c) und  $x_E$  nach Formel (7c) als Quotient  $x_E : L/2$  gegeben, wobei diejenigen Felder leer bleiben, die dem Brandungsbereich angehören. Nur der erste Wert in der Brandungszone erscheint noch in Klammern, um einen Anhaltspunkt über die Werteentwicklung zu haben. Für den Grenzfall errechnet man mit

$$\left. \begin{aligned} \lambda = 4/3 \quad w^* &= \frac{6}{11} \frac{h^*}{L^*} = 0,54 \frac{h^*}{L^*} \\ \lambda = 5/4 \quad w^* &= \frac{4}{7} \frac{h^*}{L^*} = 0,571 \frac{h^*}{L^*} \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

Während man die Brandungszone abgrenzen kann, bleiben die eigentlichen Schwierigkeiten der Darstellung in der ständigen Überlagerung der Wellen bestehen, in deren Ergebnis uns nur scheinbare Wellen zu Gesicht kommen. Zwar bemüht sich die Darstellung der Verteilung von Wellen gleicher mittlerer Energie über die einzelnen Frequenzbereiche seit reichlich zwei Jahrzehnten um statistische Aussagen, jedoch schwanken die bisherigen Resultate noch erheblich. Der Verfasser hat dazu unlängst eine Übersicht gegeben und in einem weiteren Beitrag auf noch vorhandene Mängel der Methode hingewiesen. So nützlich die Bemühungen dieser Richtung für manche Zwecke sein mögen, sie gestattet keine Aussagen über scheinbare Profile und Relationen der Phasen, wie sie für die Problematik der Reflexion benötigt werden.

Tabelle I  
( $\delta^\circ - \alpha^\circ)_E$  und  $x_E : L/2$  für verschiedene Wellensteilheiten  $w$  und Quotienten aus Wassertiefe  $h$  und Wellenlänge  $L$

$h/L$	$w$	0,010	0,020	0,030	0,040	0,050	0,060	0,070	0,080	0,090	0,100
0,050	3,618° 0,434	7,349° 0,369	(11,322°) (0,306)	-	-	-	-	-	-	-	-
0,060	3,613° 0,445	7,302° 0,389	11,155° 0,335	(15,275°) (0,282)	-	-	-	-	-	-	-
0,070	3,609° 0,452	7,275° 0,404	11,058° 0,356	15,028° 0,310	(19,275°) (0,264)	-	-	-	-	-	-
0,085	3,606° 0,459	7,251° 0,418	10,973° 0,378	14,818° 0,338	(18,838°) (0,299)	-	-	-	-	-	-
0,100	3,605° 0,464	7,237° 0,428	10,925° 0,393	14,700° 0,358	18,597° 0,323	(22,655°) (0,289)	-	-	-	-	-
0,125	3,603° 0,470	7,224° 0,439	10,881° 0,409	14,593° 0,379	18,380° 0,349	22,267° 0,320	(30,444°) (0,262)	26,278° 0,291	29,807° 0,294	33,857° 0,270	38,034° (0,246)
0,160	3,602° 0,474	7,215° 0,448	10,851° 0,422	14,521° 0,396	18,238° 0,370	22,015° 0,345	25,866° 0,319	29,479° 0,315	33,379° 0,292	37,360° 0,270	41,341° 0,246
0,200	3,601° 0,476	7,210° 0,453	10,835° 0,430	14,482° 0,406	18,162° 0,383	21,882° 0,360	25,651° 0,337	29,291° 0,328	33,106° 0,307	36,979° 0,286	40,802° 0,261
0,250	3,601° 0,478	7,207° 0,456	10,825° 0,435	14,460° 0,413	18,118° 0,392	21,804° 0,370	25,526° 0,349	29,112° 0,342	32,848° 0,322	36,620° 0,303	40,393° 0,278
1	3,601° 0,480	7,205° 0,460	10,816° 0,440	14,438° 0,420	18,075° 0,400	21,730° 0,381	25,408° 0,361	29,112° 0,342	32,848° 0,322	36,620° 0,303	40,393° 0,278

## Literatur

- SAGER, G., Die charakteristischen Elemente der ebenen Schwerewellen und der Smith-Effekt bei verschiedenen Wassertiefen. Schiffbautechnik, H. 1, Berlin 1961.
- SAGER, G., Die Übergangsformen von ebenen Schwerewellen. Beitr. Meereskunde, H. 21, Berlin 1967.
- SAGER, G., Orbitalbewegung und Schifffahrt. Seewirtschaft, H. 9, Berlin 1972.
- SAGER, G., Die Windwellen der Ozeane. Seewirtschaft, H. 9, Berlin 1973.
- SAGER, G., Tabellen zum Refraktionsgesetz in der Atmosphäre und im Meer. Beitr. Meereskunde, H. 33, Berlin 1974.
- SAGER, G., Zur Refraktion von Licht in Meerwasser. Beitr. Meereskunde, H. 33, Berlin 1974.
- SAGER, G., Die charakteristischen Elemente stehender, ebener Schwerewellen. Beitr. Meereskunde, H. 33, Berlin 1974.
- SAGER, G., Über eindimensionale, zweiparametrische Spektren von Meereswellen. Gerlands Beiträge zur Geophysik, H. 1, Leipzig 1975.
- SAGER, G., Eindimensionale, dreiparametrische Spektren von Meereswellen. Gerlands Beiträge zur Geophysik, H. 2, Leipzig 1975.
- SAGER, G., Diagramme zu Elementen der ebenen Schwerewellen. Beitr. Meereskunde, H. 36, Berlin 1975.

Anschrift des Verfassers:

Dr. habil. GÜNTHER SAGER  
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
 DDR-253 Rostock-Warnemünde

## Theory of Turbulent Diffusion with Arbitrary Vertical Shear

W. FENNEL

*Zusammenfassung:* Zur Lösung des Anfangs- und Randwertproblems der turbulenten Diffusion im Meer für beliebige vertikale Strömungsprofile wird die halbempirische Diffusionsgleichung in eine Integralgleichung transformiert. Für zwei wichtige Beispiele (lineare und cosinusartige vertikale Scherung) wird die Integralgleichung näherungsweise gelöst.

*Summary:* Transforming the boundary value problem of turbulent diffusion into an integral equation produces a good starting point for a perturbation theory. Approximative solutions of the integral equation for two important examples of the shear function are discussed.

## 1. Introduction

Theoretical models have been developed by several authors (e. g. OZMIDOV [1], OKUBO [2] JOSEPH and SENDNER [3], KULLENBERG [4] for the discussion of diffusion experiments. The majority of these authors studied the well known diffusion equation

$$\left[ \frac{\partial}{\partial t} + \bar{w} \cdot \nabla - A A_h - A_z A_z \right] \bar{s}(\mathbf{r}, t) = q(\mathbf{r}, t). \quad (1)$$

Here  $s(\mathbf{r}, t)$  is the concentration of a passive substance transported by the turbulent velocity field  $w$ . The quantities  $\bar{w}$  and  $\bar{s}$  are filtered. They contain no frequencies higher than a certain cut-off-frequency.

$$\bar{w} = A w, \quad \bar{s} = A s,$$

where  $A$  is a suitable filter operator. The fluctuations are obtained by

$$v' = (1 - A) v$$

and

$$s' = (1 - A) s.$$

The turbulent flow is defined by  $A w' s'$ . In the framework of the BOUSSINESQ approximation the turbulent flow is related to the filtered concentration by the relation

$$A w' s' = - A \nabla_h \bar{s} - A_z \nabla_z \bar{s}. \quad (2)$$

$A$  and  $A_z$  are horizontal and vertical exchange coefficients. The diffusion equation (1) follows from the basic equations of hydrodynamics with respect to a filter procedure and the approximation (2). The quantity  $q(\mathbf{r}, t)$  is the density of sources and sinks. Since no

substance can be transported through the naviface or through the bottom of the sea by turbulent diffusion, the equation (1) must be completed by boundary conditions. Choosing a coordinate system with downward directed  $z$ -axis we have at  $z = 0$  (naviface) and  $z = H$  (bottom)

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial z} = 0 \quad \text{for } z = 0 \quad \text{and } z = H. \quad (3)$$

The equation (1) and the conditions (3) form a boundary value problem. Choosing  $q(\mathbf{r}, t) = M\delta(\mathbf{r})\delta(t)$ , the solution of the boundary value problem is a GREEN function  $G(\mathbf{r}, t)$ . If the GREEN function is known the solution of (1) for arbitrary  $q(\mathbf{r}, t)$  can be found in principle by the integral transformation

$$\bar{s}(\mathbf{r}, t) = \int d\mathbf{r}' dt' G(\mathbf{r} - \mathbf{r}', t - t') q(\mathbf{r}', t').$$

Thus the estimation of the GREEN function is of central interest.

Before we can find a solution of the diffusion equation, the mean velocity field must be given in analytical form. In the literature, velocity fields with vertical and horizontal linear shear have been studied (e. g. [2,4]) but the effect of the boundary conditions has been largely neglected. A solution of the boundary value problem (1), (3) with respect to horizontal shear has recently been given by FENNEL [5].

In the present paper a perturbation theory is established in order to find in principle the GREEN function of the boundary value problem for arbitrary vertical shear. In section 2 the solution of the boundary value problem for a simple case is briefly discussed. In order to find a suitable starting point for a perturbation theory for complicated shear functions the diffusion differential equation is transformed into an integral equation in section 3. In section 4 the diffusion integral equation is solved approximatively for important examples of shear functions.

## 2. Discussion of the Simplest Form of the Boundary Value Problem

With  $\bar{\mathbf{w}} = (u, 0, 0)$  our basic equation assumes the form

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} - A\Delta_h - A_z \Delta_z \right) G^{(0)}(\mathbf{r}, t) = M\delta(\mathbf{r})\delta(t)$$

$$\text{with } \frac{\partial G^{(0)}}{\partial z} = 0 \quad \text{for } z = 0 \quad \text{and } z = H. \quad (4)$$

Expanding  $G^{(0)}$  with respect to  $z$  in an FOURIER series we find

$$G^{(0)}(\mathbf{r}, t) = \frac{g_0}{2}(x, y, t) + \sum_{v=1}^{\infty} (g_v(x, y, t) \cos \hat{k}_v z + b_v \sin \hat{k}_v z).$$

From the boundary conditions follows

$$b_v = 0 \quad \text{and} \quad \hat{k}_v = \frac{v\pi}{H}.$$

Obviously  $G(z)$  is even and periodical in the interval  $(H, -H)$ . FOURIER transformation of  $g$  with respect to  $x, y$  and  $t$  yields

$$g_v(x, y, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{d\omega}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dk}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{d\kappa}{2\pi} e^{-i\omega t + ikx + iy\kappa} \hat{g}_v(\omega; k, \kappa).$$

Using the representation of the  $\delta$ -function

$$\delta(z) = \frac{1}{H} + \frac{2}{H} \sum_{v=1}^{\infty} \cos \frac{v\pi}{H} z$$

we find an algebraic equation for  $\hat{g}_v$

$$\left[ -i\omega + iku + A(k^2 + \kappa^2) + \left( \frac{v\pi}{H} \right)^2 A_z \right] \hat{g}_v(\omega; k, \kappa) = \frac{2M}{H}.$$

The transformation of  $\hat{g}_v(\omega)$  in the time region yields

$$g_v(t; k, \kappa) = \frac{iM}{\pi H} \int_{-\infty}^{+\infty} d\omega \frac{e^{-i\omega t}}{\omega + i \left[ A(k^2 + \kappa^2) + A_z \left( \frac{v\pi}{H} \right)^2 + iku \right]}.$$

Since we must postulate causality, the time variable is positive. The integrand has in the lower half of the complex  $\omega$ -plane, a pole at

$$\omega = -i \left[ A(k^2 + \kappa^2) + A_z \left( \frac{v\pi}{H} \right)^2 + iku \right].$$

From CAUCHY's theorem follows

$$g_v(k, \kappa; t) = \frac{2M}{H} \exp \left[ -At(k^2 + \kappa^2) - A_z t \left( \frac{v\pi}{H} \right)^2 - iku t \right]$$

and

$$g^{(0)}(k, \kappa, z, t) = \frac{M}{H} e^{-At(k^2 + \kappa^2) - iku t} \left[ 1 + 2 \sum_{v=1}^{\infty} \cos \frac{v\pi}{H} z e^{-A_z t \left( \frac{v\pi}{H} \right)^2} \right]. \quad (5)$$

The transformation of (5) with respect to  $k$  and  $\kappa$  gives

$$G^{(0)}(\mathbf{r}, t) = \frac{M}{4\pi A t H} e^{-\frac{(x-ut)^2 + y^2}{4At}} \left( 1 + 2 \sum_{v=1}^{\infty} \cos \frac{v\pi}{H} z e^{-A_z t \left( \frac{v\pi}{H} \right)^2} \right). \quad (6)$$

The solution of the more complicated boundary value problem with horizontal shear is given in [5].

## 3. The Diffusion Integral Equation

Now we consider the mean velocity field

$$\bar{\mathbf{w}} = (u - \Omega(z, t), 0, 0).$$

Where  $\Omega(z, t)$  is a shear function depending on the  $z$ -coordinate and on the time variable

$t$ . Further more we assume that  $\Omega(z)$  is even. For functions without this property we introduce a new funktion  $\Omega^*(z)$ .  $\Omega^*$  is defined by

$$\Omega^* = \begin{cases} \Omega & \text{for } z > 0 \\ \text{image of } \Omega(z) & \text{with respect to the plane } z = 0 \text{ for } z < 0. \end{cases}$$

Now our boundary value problem assumes the form

$$\left[ \frac{\partial}{\partial t} + (u - \Omega) \frac{\partial}{\partial x} - A\Delta_h - A_z\Delta_z \right] G(x, t) = M\delta(x) \delta(t) \quad (7)$$

and

$$\frac{\partial G}{\partial z} = 0 \quad \text{for } z = 0 \quad \text{and } z = H.$$

A Fourier transformation of (7) with respect to the coordinates  $x$  and  $y$  yields, using the abbreviation  $(1) = (z_1, t_1)$

$$g(k, \kappa, 1) = \int_{-\infty}^{+\infty} dx \int_{-\infty}^{+\infty} dy e^{-ikx - i\kappa y} G(x, y, z_1, t_1)$$

and

$$\left[ \frac{\partial}{\partial t_1} + iku - ik\Omega(1 - 1') + A(k^2 + \kappa^2) - A_z \frac{\partial^2}{\partial z_1^2} \right] g(1 - 1') = M\delta(1 - 1'). \quad (8)$$

Since we cannot expect to find a closed solution for such a complicated differential equation with boundary conditions we must seek a suitable starting point for a perturbation theory. Applying methods which are familiar from the modern many particle theory (e. g. MARTIN and SCHWINGER [6]) it is easy to transform the differential equation into an integral equation. To this end we define the function  $g^{(0)}$  by the condition  $\Omega = 0$ .  $g^{(0)}$  was determined explicitly in the previous section.

$$\left[ \frac{\partial}{\partial t_1} + iku + A(k^2 + \kappa^2) - A_z \frac{\partial^2}{\partial z_1^2} \right] g^{(0)}(1 - 1') = M\delta(1 - 1')$$

Moreover we introduce an inverse function  $g^{(0)-1}$ .

$$\int_{-H}^{+H} \int_0^{t_1} d\bar{z}_1 d\bar{t}_1 g^{(0)-1}(1 - \bar{1}) g^{(0)}(\bar{1} - 1') = \delta(1 - 1'). \quad (9)$$

Comparing (9) with (4) we see that  $g^{(0)-1}$  can be represented by the operator

$$g^{(0)-1}(1 - \bar{1}) = \frac{\delta(1 - \bar{1})}{M} \left[ \frac{\partial}{\partial t_{\bar{1}}} + iku + A(k^2 + \kappa^2) - A_z \frac{\partial^2}{\partial z_{\bar{1}}^2} \right], \quad (10)$$

Using (9) and (10) we rewrite (8) in the following form

$$\int d\bar{1} g^{(0)-1}(2 - \bar{1}) g(\bar{1}, 1') - \frac{ik}{M} \Omega(2 - 1') g(2 - 1') = \delta(2 - 1'). \quad (11)$$

Multiplying (11) with  $g^{(0)}(2 - 1)$  and integrating it with respect to  $(1) = (z_1, t_1)$  we obtain with  $(1') = 0$

$$g(1) = g^{(0)}(1) + \frac{ik}{M} \int d2 g^{(0)}(1 - 2) \Omega(2) g(2). \quad (12)$$

The  $z_2$ -integration runs from  $-H$  to  $+H$ . The time integration interval is determined by the initial condition and causality arguments  $0 \leq t_2 \leq t_1$ . Writing all variables of (12) explicitly, we find

$$g(k, \kappa, z, t) = g^{(0)}(k, \kappa, z, t) + \frac{ik}{M} \int_{-H}^{+H} dh \int_0^t d\tau g^{(0)}(k, \kappa, z - h, t - \tau) \Omega(h, \tau) g(h, \tau) \quad (13)$$

$g^{(0)}$  is given by (5).

Since in general the shear function is bounded  $|\Omega| \lesssim 10^{-1}$  m/sec the diffusion integral equation is a reasonable starting point for finding approximative representations of  $G$  for shear functions of arbitrary shape by the iterative solution of (13). The formal iteration of (12) with respect to  $\Omega$  yields

$$\begin{aligned} g(1) = & g^{(0)}(1) + \frac{ik}{M} \int_{-H}^{+H} \int_0^t d1' g^{(0)}(1 - 1') \Omega(1') g^{(0)}(1') \\ & + \left(\frac{ik}{M}\right)^2 \int_{-H}^{+H} \int_{-H}^{+H} \int_0^t \int_0^{t_1'} d1' d2 g^{(0)}(1 - 1') \Omega(1') g^{(0)}(1' - 2) \Omega(2) g^{(0)}(2) + \dots \\ & \dots + \left(\frac{ik}{M}\right)^n \int_{-H}^{+H} \dots \int_{-H}^{+H} \int_0^t \dots \int_0^{t_{n-1}} dn \dots \int_0^{t_2} d1' g^{(0)}(1 - 1') \Omega(1') g^{(0)}(1' - 2) \dots \Omega(n) g^{(0)}(n) + \dots \end{aligned} \quad (14)$$

We can test the perturbation theory for consistency by simply choosing  $u = 0$  and constant  $\Omega$ . In this case, the expression (5) with  $\Omega H$  instead of  $-u$  must follow from (14). Regarding

$$\frac{2}{H} \int_0^H dh \cos \frac{v\pi}{H} h \cos \frac{\mu\pi}{H} h = \delta_{v\mu}$$

for the first power of  $\Omega$  we obtain

$$\frac{ik\Omega}{M} \int d1' g^{(0)}(1 - 1') g^{(0)}(1') = ik\Omega H t g^{(0)}(1). \quad (15)$$

Applying (15) to the  $n$ -th iteration it follows

$$\left(\frac{ik\Omega}{M}\right)^n \int d1' \dots dn g^{(0)}(1 - 1') g^{(0)}(1' - 2) \dots g^{(0)}(n) = \frac{(ik\Omega H t)^n}{n!} g^{(0)}(1). \quad (16)$$

Using (16), the terms of the right hand side of (14) can be written as

$$g(1) = g^{(0)}(1) \cdot \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(ik\Omega Ht)^n}{n!} = g^{(0)}(1) e^{ik\Omega Ht}.$$

This is equivalent to (5).

#### 4. Approximative Solution of the Diffusion Integral Equation

In this section we will discuss approximative solutions of the diffusion integral equation (12) for two examples of the shear function  $\Omega(z, t)$ . First, we consider a linear model

$$\Omega^*(z) = \eta|z|$$

with a shear constant  $\eta \approx 10^{-2} \text{ sec}^{-1}$ . Taking into account only the first iteration of (12) we have to estimate the expression

$$\begin{aligned} \frac{ik}{M} \int d1' g^{(0)}(1-1') \Omega^*(1') g^{(0)}(1') &= ik\eta \frac{4M}{H} e^{-At(k^2+\kappa^2)-ik\eta t} \int_0^t d\tau \frac{1}{H} \int_{-H}^{+H} dh |h| \\ &\cdot \left( \frac{1}{2} + \sum_{\nu=1}^{\infty} \cos \frac{\nu\pi}{H} (z-h) e^{-\nu^2(t-\tau)/t_c} \right) \left( \frac{1}{2} + \sum_{\mu=1}^{\infty} \cos \frac{\mu\pi}{H} h e^{\mu^2\tau/t_c} \right) = \\ &= ik\eta \frac{M}{H} e^{-At(k^2+\kappa^2)-ik\eta t} \cdot \left\{ \frac{H}{2} t - 4 \frac{Ht_c}{\pi^2} \Psi(z) + Ht_c \sum_{\nu=1}^{\infty} \left( \frac{t}{t_c} \cos \frac{\nu\pi}{H} z - \frac{2}{\pi^2} \frac{1-(-1)^\nu}{\nu^4} \right) e^{-\nu^2 t/t_c} \right. \\ &\quad \left. + \frac{4t_c H^3}{\pi^4} \sum_{\nu \neq \mu} \varepsilon_{\nu\mu} \cos \frac{\mu\pi}{H} z \frac{e^{-\nu^2 t/t_c} - e^{-\mu^2 t/t_c}}{\mu^2 - \nu^2} \right\} \end{aligned} \quad (17)$$

$$\text{with } t_c = \frac{H^2}{\pi^2 A_z}, \quad \Psi(z) = \sum_{\nu=1}^{\infty} \frac{1-(-1)^\nu}{\nu^4} \cos^2 \frac{\nu\pi}{H} z, \quad \varepsilon_{\nu\mu} = \frac{\nu^2 + \mu^2}{(\nu^2 - \mu^2)} [(-1)^{\nu-\mu} - 1]$$

where  $t_c$  is the time after which a considerable amount of substance has diffused from the surface to the bottom. Denoting the terms in the braces of (17) by  $f(z, t)$  and performing FOURIER transformation with respect to  $k$  and  $\kappa$  we find

$$G(w, t) = \frac{M}{4\pi AtH} e^{-\frac{(x-w)^2+y^2}{4At}} \left\{ 1 + 2 \sum_{\nu=1}^{\infty} \cos \frac{\nu\pi}{H} z e^{-\nu^2 t/t_c} - \frac{(x-w)}{2At} \eta f(z, t) \right\}. \quad (18)$$

For  $t \approx t_c$  it follows for the coordinate system transposed by  $u$

$$\begin{aligned} G(w, t) &= \frac{M}{4\pi AtH} e^{-\frac{x^2+y^2}{4At}} \left\{ 1 + e^{-t/t_c} \cos \frac{\pi z}{H} - \frac{x\eta}{At} \left( \frac{Ht}{4} + \frac{Ht}{2} \cos \frac{\pi z}{H} e^{-t/t_c} \right) \right. \\ &\quad \left. - \frac{2Ht_c}{\pi^2} \Psi(z) + \frac{2}{\pi^2} e^{-t/t_c} \left[ 1 + \cos \frac{\pi z}{H} z - \frac{10}{27} \left( \cos \frac{2\pi}{H} z + \cos \frac{\pi}{H} z \right) \right] \right\}. \end{aligned} \quad (19)$$

Inserting  $M = 10^4 \text{ g}$ ,  $H = 10 \text{ m}$ ,  $A = 10^{-1} \text{ m}^2/\text{sec}$ ,  $A_z = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$ ,  $\eta = 10^{-2}/\text{sec}$  into (19), we obtain the isolines of the concentration  $G = 10^{-4} \text{ g/m}^3$  plotted in fig. 1. Obviously the shape of the isolines is considerably modified by the effects of shear. For zero  $\Omega$  the corresponding isolines are circles.

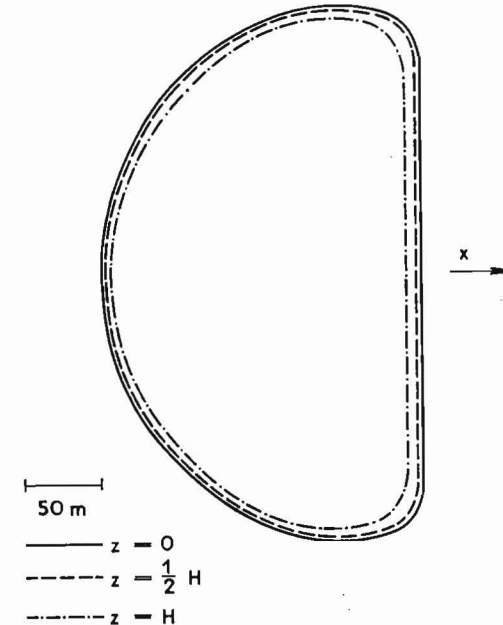


Fig. 1.

For large times  $t \gg t_c$ , one effect of the shear is to move the substance cloud with the mean velocity  $\Omega H/2$ . This can be shown in the following way: We consider all interaction steps of (12) but take only the largest terms of each order of  $\eta$  into account. The largest term of the contribution of the  $n$ -th order of  $\eta$  is proportional to  $t^n$ . This term arises from the term  $1/2$  in the FOURIER series of the  $g^{(0)}$ 's.

Summing up these terms we obtain

$$\begin{aligned} g(1) &\underset{t \gg t_c}{\sim} \frac{M}{H} e^{-At(k^2+\kappa^2)} \left( 1 + ik \frac{\eta H}{2} t + \frac{1}{2} \left( ik \frac{\eta H}{2} t \right)^2 + \dots \frac{1}{n!} \left( ik \frac{\eta H}{2} t \right)^n + \dots \right) \\ &= \frac{M}{H} \exp \left[ -At(k^2 + \kappa^2) + ik \frac{\eta H}{2} t \right]. \end{aligned} \quad (20)$$

The FOURIER transformation of (20) yields

$$G(w, t) \underset{t \gg t_c}{\sim} \frac{M}{4\pi AtH} \exp \left[ -\frac{\left( x + \frac{\eta H}{2} t \right)^2 + y^2}{4At} \right]. \quad (21)$$

From (21) it can be seen that one effect of the vertical shear for large times is that the substance is moved at the mean velocity  $\eta H/2$ . In the order to get more detailed information about the asymptotic properties of isolines, it is necessary to investigate terms of higher order of  $\eta$ .

As a second example we consider a cosinodal shear function

$$\Omega(z) = u_0 \cos \frac{\pi}{H} z$$

$u_0 = 10^{-1}$  m/sec. The evaluation of the first iteration yields for  $t \approx t_c$ .

$$\begin{aligned} \frac{ik}{M} \int d1' g^{(0)}(1-1') \Omega(1') g^{(0)}(1') = \\ = ik u_0 \frac{M}{H} \left\{ t_c \left( 1 + \cos \frac{\pi}{H} z \right) - t_c e^{-\eta t_c} \left( 1 + \frac{2}{3} \cos \frac{\pi}{H} z - \frac{1}{3} \cos \frac{2\pi}{H} z \right) \right\}. \end{aligned}$$

After FOURIER transformation we find the concentration  $G(w, t)$  for the coordinate system transposed by  $u$

$$\begin{aligned} G(w, t) = \frac{M}{4\pi A t H} e^{-\frac{x^2+y^2}{4At}} \left\{ 1 + 2 \cos \frac{\pi}{H} z e^{-\eta t_c} + \right. \\ \left. + \frac{u_0 t_c x}{2At} \left[ 1 + \cos \frac{\pi}{H} z - e^{-\eta t_c} \left( 1 + \frac{2}{3} \cos \frac{\pi}{H} z - \frac{1}{3} \cos \frac{2\pi}{H} z \right) \right] \right\}. \quad (22) \end{aligned}$$

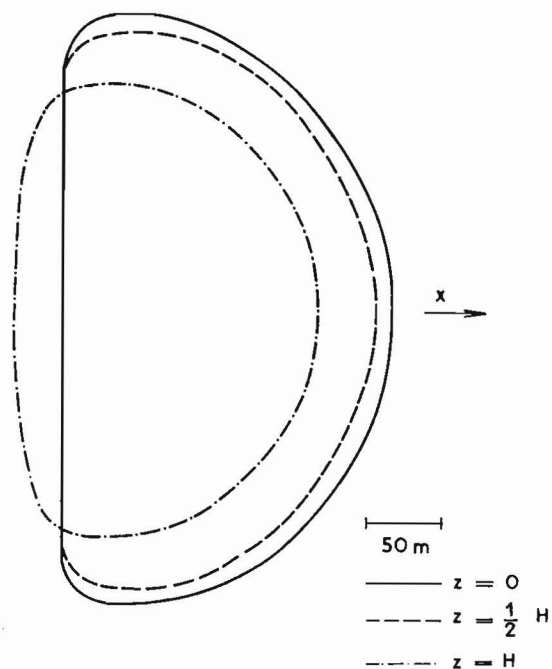


Fig. 2.

The concentration isolines of  $G$ , corresponding to (22) are shown in fig. 2. For large  $t$  the shear correction tends to zero and therefore in the first approximation the effect of the vertical shear is weak for large times  $t$ . In order to get a complete asymptotic description of the GREEN function  $G(\mathbf{r}, t)$  higher orders of  $u_0$  must be included.

## 5. Conclusions

The diffusion boundary value problem for vertical shear cannot be solved in closed form. In order to find a convenient perturbation theory we transformed the diffusion differential equation into an integral equation. By iteration of the integral equation with respect to the shear function we obtained approximative concentration GREEN functions for two important examples of shear functions. These solutions are quite reasonable for times  $t \approx t_c$ . For the investigation of the asymptotic behavior (large times,  $t \gg t_c$ ) of  $G(\mathbf{r}, t)$  higher iterations with respect to the shear function must be taken into account.

## References

- [1] OZMIDOV, R. V., Horizontal Turbulence and Turbulent Exchange in the Ocean, Moscow 1968 (in Russian).
- [2] OKUBO, A., Horizontal and Vertical Mixing in the Sea in Impingement of man on the Ocean, Ed. by W. Hood New York 1971.
- [3] JOSEPH, J. and SENDNER, H., Über die horizontale Diffusion im Meere, Dt. Hydrogr. Z., 11, 1958; pp 49 bis 77.
- [4] KULLENBERG, G., An Experimental and Theoretical Investigation of the Turbulent Diffusion in the upper Layer of the Sea, Copenhagen 1974, Report No. 25.
- [5] FENNEL, W., Turbulente Diffusion als Anfangs- und Randwertproblem, Gerl. Beitr. z. Geophys. 1977, 86 pp.

Abschluß der Arbeit 23. März 1977

Anschrift des Verfassers:

DR. WOLFGANG FENNEL  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-253 Rostock-Warnemünde

Note during the correction: Recently some papers appeared which are concerned with vertical shear diffusion (e.g. W. C. THACKER 1976, Jour. Phys. Oceanogr. 6, 66; G. T. EVANS 1977, Deep Sea Res. 24, 931; R. E. WILSON, A. OKUBO 1978, Jour. Mar. Res. 36, 427). In order to compare their results with those, following from the perturbation theory, terms of higher order of the shear parameter must be investigated. It can be shown that the perturbation theory yields general results which are in accordance with the special cases discussed by EVANS and WILSON et. al. The results will be published in near future.

## Vorläufige Ergebnisse von Diffusionsuntersuchungen in der ufernahen Zone der Ostsee im Herbst 1976

Von U. KREMSER, B. KAYSER, N. MICHELCHEN und V. ŽURBAS

*Zusammenfassung:* Im Oktober 1976 wurden Experimente zur turbulenten Diffusion in der ufernahen Zone östlich der Insel Rügen durchgeführt. Es wurden gleichzeitig 4 Flecken vermessen, die auf der Ufernormalen bzw. auf der Uferparallelen im gegenseitigen Abstand von 1 km ausgebracht wurden. Dadurch können interessante Informationen über das Stromfeld bzw. die Diffusionsparameter in Abhängigkeit vom Küstenabstand gewonnen werden.

*Abstract:* In October 1976 were made experiments of turbulent diffusion in the coastal zone near the isle Rügen. At the same time did exist 4 dye-patches normal or parallel to the coast line. The distance between the patches was 1 km. So it is possible to receive interesting information about the current field and the diffusion parameters depending on the distance to the coast line.

*Резюме:* В октябре 1976 года были проведены эксперименты по турбулентной диффузии в прибрежной зоне восточнее острова Рюген. Одновременно были промерены 4 пятна, которые были расположены нормально или параллельно к берегу. Расстояние между пятнами — 1 км. Таким образом можно получить интересные информации о поле течения и параметрах диффузии в зависимости от расстояния к берегу.

Die ufernahe Zone des Meeres besitzt für alle Staaten eine große Bedeutung. Die zunehmend industrielle Nutzung führt zu Verunreinigungen, die möglichst gering gehalten werden sollen. Um eine optimale Nutzung für alle Interessenten zu erreichen, müssen die Eigenschaften des ufernahen Wasserkörpers und die in ihm stattfindenden Prozesse untersucht und erkannt werden. Zu diesem Zweck wurden in der nahen Vergangenheit einige große internationale Programme zur „Wechselwirkung von Meer und Atmosphäre in der ufernahen Zone“ von den RGW-Staaten verwirklicht (Zingst 1973; Lubiato, 1974 und 1976). Es muß auch noch erwähnt werden, daß sich die Prozesse in der küstennahen Zone im allgemeinen erheblich von denen im offenen Meer unterscheiden und so das direkte Experiment im erwähnten Gebiet notwendig wird.

Im Oktober 1976 wurden östlich der Insel Rügen Experimente zur turbulenten Diffusion in der küstennahen Zone durchgeführt. Neben einem Turner-Fluorometer Modell 111 stand erstmals ein in-situ-Fluorometer des Typs „Variosens“ zur Verfügung. Die Versuche wurden nach der von OZIMIDOV und KARABASCHEV (1972) beschriebenen Methodik durchgeführt. Die Farbstoffeingabe erfolgte mit Hilfe eines Fasses von Bord des FS „Prof. A. Penck“ aus, als Tracer diente Rhodamin G.

Das Stromfeld wurde mit Hilfe von drei Bojenstationen mit je drei Strommessern des Typs LSK 801 in 4, 7 und 10 m Tiefe gemessen. Information über den Oberflächenstrom

erhielten wir durch zusätzliche Messungen von Bord des FS aus mit Geräten LSK 800. Temperatur und Salzgehalt wurden aus Wasserschöpfproben ermittelt. Darüber hinaus maßen sowjetische Kollegen mit einer hochauflösenden Sonde vertikale Temperaturprofile. Infolge der herbstlichen Auskühlung war jedoch nur eine bezüglich der Temperatur fast homogene Wassersäule vorhanden (maximale Differenzen von  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  bei 20 m Wassertiefe). Der Salzgehalt nahm dagegen mit der Tiefe stärker zu. Der Wind wurde mit einem Anemometer gemessen. Am 9. 10. wehte er aus West, drehte aber gegen 9 Uhr auf östliche Richtungen mit Geschwindigkeiten zwischen 0 und 6 m/s. Windwellen und auch Dünung wurden geschätzt.

Die Auswertungen der Stromaufzeichnungen ergaben sehr geringe Stromgeschwindigkeiten. Sie nahmen von 14 cm/s auf 8 cm/s im Laufe des 9. 10. und auf Beträge zwischen 6 und 0 cm/s bis zum 12. 10. ab. Das ist sicherlich eine Folge der konstanten Ostwindlage über den Versuchszeitraum. Die aus den Experimenten ermittelten Driftgeschwindigkeiten

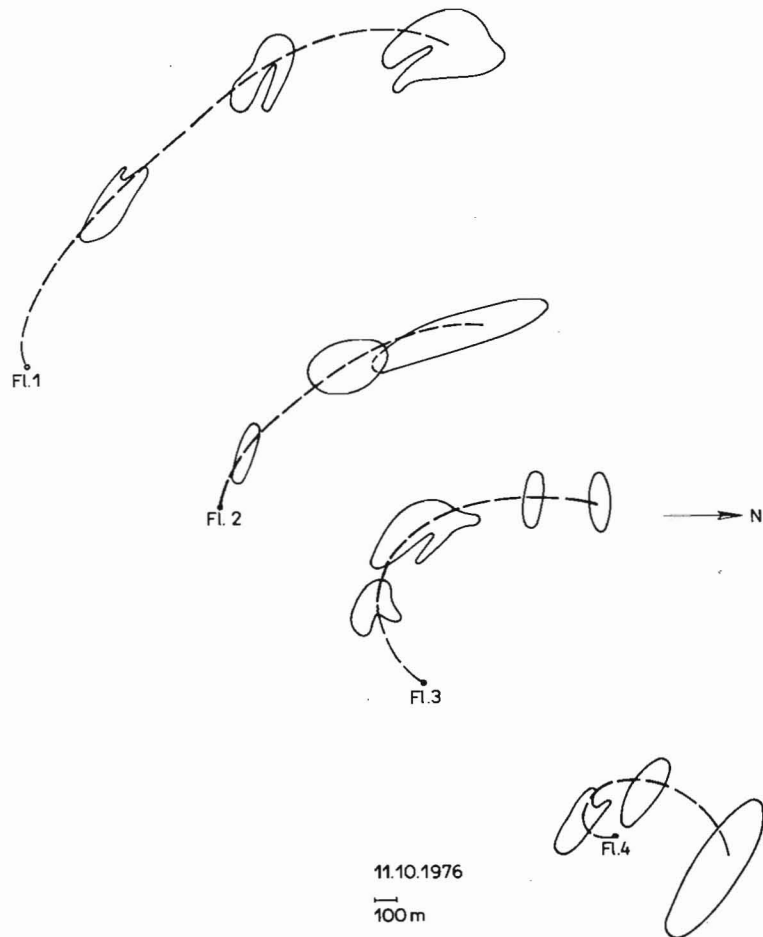


Abb. 1. Driftwege der 4 Farbflecken am 11. 10. 1976

der einzelnen Flecke unterstützen diese Aussage. In Abb. 1 sind die Driftwege von 4 Flecken dargestellt, die am 11. 10. gleichzeitig existierten. Sie lassen den Schluß zu, daß sich im Versuchsgebiet ein großer stationärer Wirbel gebildet hat. Nach [7] (1976) enthält das Stromfeld in der küstennahen Zone Wirbel unterschiedlichen Maßstabs. Die aus Abb. 1 abgeschätzten horizontalen Stromscherungen betragen ca.  $10^{-5}\text{ s}^{-1}$  bzw.  $10^{-4}\text{ s}^{-1}$  für die Zone zwischen den Flecken und dem Ufer. Aus dieser Abbildung ist auch zu erkennen, mit welchen Schwierigkeiten aus Punktmessungen das Stromfeld konstruiert werden kann. (Man vergleiche auch Abb. 2)

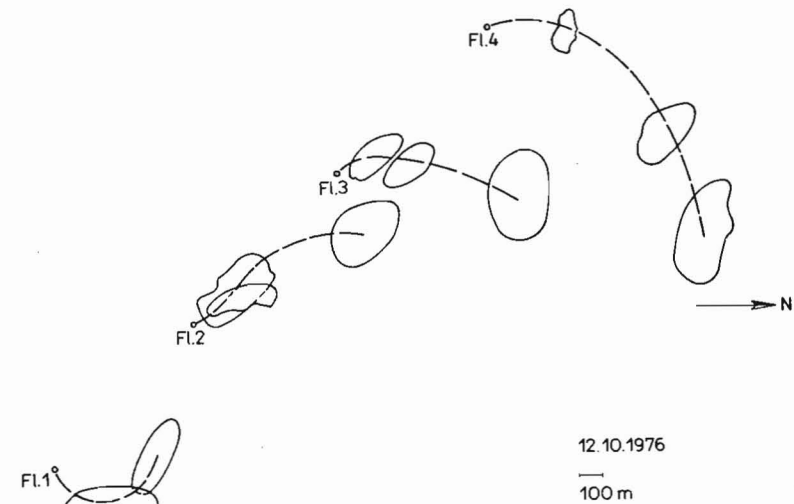


Abb. 2. Driftwege der 4 Farbflecken am 12. 10. 1976

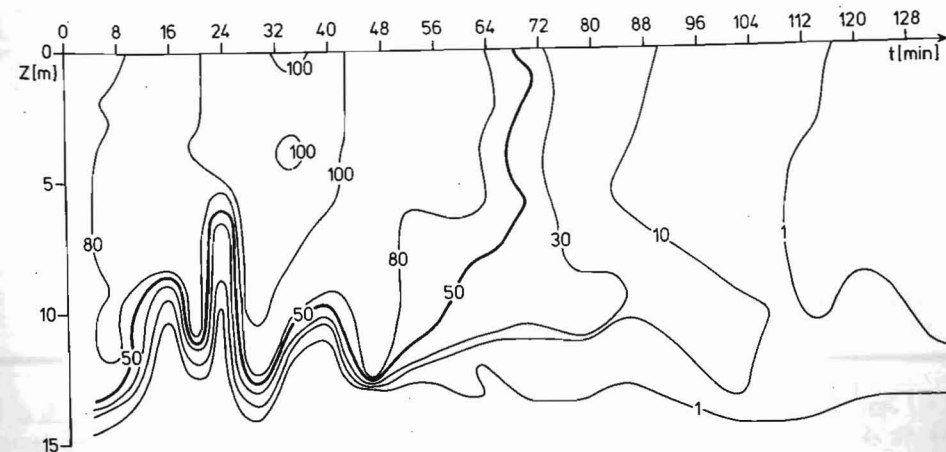


Abb. 3: Vertikalsondierung am 9. 10. 76 von 11,36-13,43 Uhr  
Konzentrationen in  $10^{-9}\text{ g cm}^{-3}$



Rhodaminversuche wurden am 9., 10., 11. und 12. Oktober durchgeführt. Am 9. 10. wurden 16 kg, am 10. 10. 15 kg ausgebracht. In Abb. 3 ist die Vertikalsondierung des Fleckes vom 9. 10. dargestellt. Der Fleck driftete mit einer Geschwindigkeit von ca. 6 cm/s am verankerten Schiff vorbei. Alle 8 Minuten wurde das Vertikalprofil der Rhodamin-konzentration vermessen. Bemerkenswert ist die untere scharfe Fleckgrenze, die außerdem noch wellenartig verformt ist.

Die Versuche am 11. und 12. 10. wurden unter dem speziellen Gesichtspunkt des Experimentes in der ufernahen Zone durchgeführt. Deshalb wurden nicht wie bislang nur jeweils ein Fleck vermessen, sondern gleichzeitig 4 Flecken. Diese Flecken wurden am 11. 10. auf einer ufernormalen, am 12. 10. auf einer uferparallelen Linie ausgebracht. Der Abstand der Flecken voneinander betrug ca. 1 km. Mit dieser Methodik sollte die Aussage unterstrichen werden, daß sich das Turbulenzfeld in der ufernahen Zone mit dem Küstenabstand ändert (11. 10.) (BROSIN et al, 1977; HUPFER und LASS, 1971; HUPFER und ZECH, 1977) bzw. ein Ensemble von Versuchen im Sinne der Statistik gewonnen werden.

Die Bearbeitung der Konzentrationswerte ist in dieser Hinsicht allerdings wenig befriedigend. Die Darstellung der Maximalkonzentration über der Zeit in der Form  $C_{\max} \sim t^{-n}$  zeigt keine statistisch signifikanten Unterschiede für die 4 Flecken vom 11. 10. Dagegen

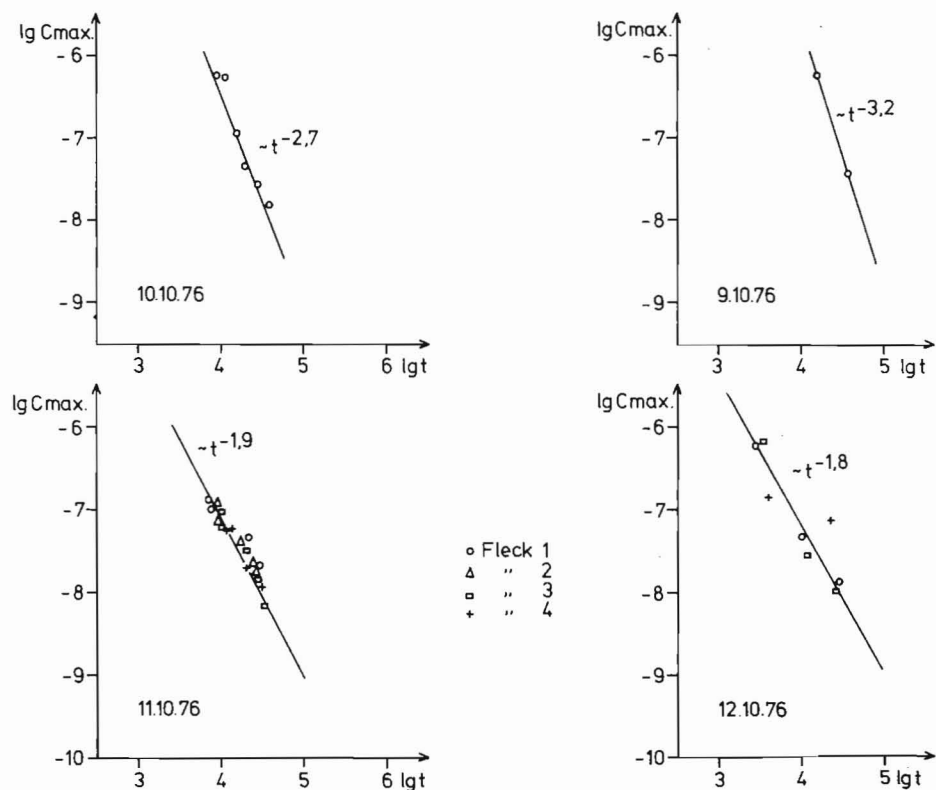


Abb. 4. Die Änderung der Maximalkonzentration mit der Zeit für alle Versuche

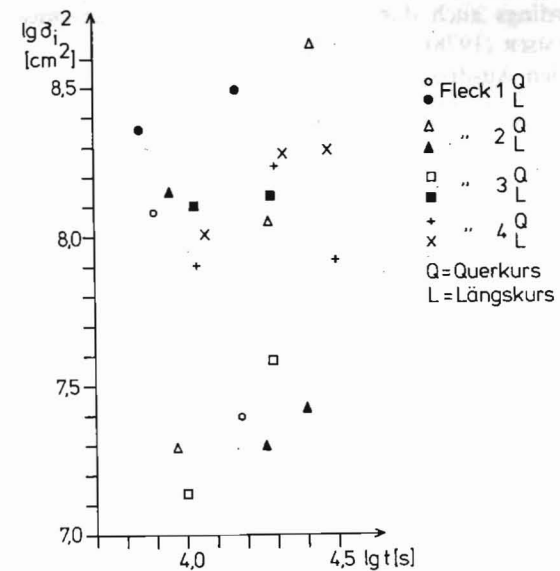


Abb. 5. Die Dispersionen für die Farbflecken am 11. 10.

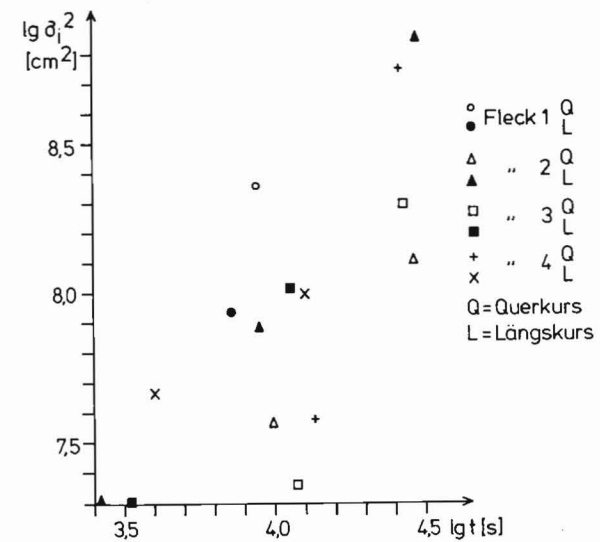


Abb. 6. Die Dispersionen für die Farbflecken am 12. 10.

ist in der Zeit vom 9. bis 12. 10. ein deutlicher Abfall des Exponenten  $n$  von 3,2 auf 1,8 zu bemerken, der durch die Wind- bzw. Stromsituation erklärt werden kann (Abb. 4). Die Dispersionen in der Form  $\sigma_1^2 \sim t^m$  sagen auch nicht mehr aus (Abb. 5 und 6). Es sind wenig Stützwerte für eine repräsentative Ausgleichsgerade vorhanden. Die sehr große

Streuung kann allerdings auch durch eine schlecht realisierte, momentane Punktquelle herrühren. Wie KREMSER (1978) zeigte, wird die Dispersion einer räumlich ausgedehnten Punktquelle durch den Ausdruck

$$\sigma_i^2 = m_i^2 + f(A_i, t)$$

dargestellt.  $m^2$  ist hierbei die Dispersion der normalverteilt angenommenen Konzentrationsverteilung bei  $t = 0$ ,  $A$  der Austauschkoeffizient. Durch veränderte Anfangsbedingungen entsteht ein ungleiches  $m^2$  bei allen Flecken.

Die nach  $K_i = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} \sigma_i^2$  berechneten Austauschkoeffizienten können nicht besser sein als die Dispersionen. Der Ansatz gilt auch nur exakt für ein isotropes Medium. Außerdem verursacht das Schiff während der Vermessungen Störungen des normalen Turbulenzfeldes, die nur bei Unterwasserflecken vermeidbar wären (KULLENBERG, 1974). In der ufernahen Zone ist eine solche Methodik jedoch nur bedingt anwendbar. Im vorliegenden Fall wurden Rhodaminmengen von 4 kg je Fleck (am 11. und 12. 10.) eingesetzt, so daß selbst im späteren Fleckstadium die Schiffeinflüsse relativ groß bleiben. Bei zukünftigen Experimenten sollten deshalb bei gleicher Methodik mindestens 8 kg pro Fleck eingesetzt und der Fleckabstand vergrößert werden. Interessant wäre auch die Aufgabe, den Einfluß des Schiffes auf das Turbulenzfeld zu ermitteln.

#### Literaturverzeichnis

- BROSIN, H.-J., ZEIDLER, R., KREMSER, U. und MURAVEV, S. S., Parametrische Beschreibung diffundierender Beimengungsfelder im Meer (nach Versuchen bei Lubiatowo 1974). Raporty. Seria R, Nr. 2, Gdynia 1977, S. 145—157 (russ.).
- HUPFER, P. und LASS, H.-U., Zur Bestimmung horizontaler Austauschkoeffizienten in der ufernahen Zone des Meeres, Wiss. Zeitschr. der KMU Leipzig, Math.-Naturw. Reihe 20, (1971), H. 4/5, S. 671—678.
- HUPFER, P. und ZECH, V., Wassertemperaturen, Wärmebilanz und Wärmeaustausch in der ufernahen Zone der Ostsee während der Abkühlungsperiode, Raporty, Seria R, Nr. 2, S. 197—210, Gdynia 1977 (russ.).
- KULLENBERG, G., An experimental and theoretical investigation of the turbulent diffusion in the upper layer of the sea, Kobenhavn Universitet, Report No 25, Copenhagen, 1974.
- KREMSER, U., Der Einfluß der Anfangsverteilung einer momentanen Punktquelle auf einige Charakteristika der Fleckausbreitung, Z. f. Meteorologie Bd. 28, H. 2, 1978.
- OZIMIDOV, R. V. und KARABASHEV, G. S.: Methodik zur Untersuchung der Diffusion von Beimengungen im Meer mit Hilfe luminiszierender Indikatoren, Beitr. Meereskunde H. 30/31, (1972) S. 55—65.
- Ministerium für Melioration und Wasserwirtschaft der UdSSR, Überblickinformation No 8: Der derzeitige Verunreinigungsstand des Weltmeeres und ozeanologische Aspekte des Meerwasserschutzes, Moskau 1976 (russ.).

Anschriften der Verfasser:

Dr. rer. nat. U. KREMSER, Ing. B. KAYSER und Dipl.-Phys. N. MICHELCHEN  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-253 Warnemünde

Dr. V. ŽURBAS  
UdSSR, Moskau  
Institut für Ozeanologie der AdW der UdSSR

## Untersuchungen am Litorina Klei der westlichen Ostsee

Von GÜNTER BUBLITZ und DIETER LANGE

*Zusammenfassung:* Aus der westlichen Ostsee wurden 4 Proben des litorinen Kleis sedimentpetrographisch und diatomeenanalytisch untersucht. Die Ergebnisse wurden in Tabellen und Kurven dargestellt. Aus den Resultaten konnten Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen des Kleis gezogen werden.

*Summary:* Four samples of litorin kleis from the western part of the Baltic Sea were sedimentpetrographical and diatomeen-analytical analysed. The results were represented in tables and curves. Conclusions could be taken from the results for the conditions of formation.

*Резюме:* Из западной части Балтийского моря были изучены четыре пробы „литорны Клеис“ по осадочной петрографии и анализу диатомовых водорослей. Результаты были представлены в рисунках. Из результатов были сделаны выводы об условиях образования.

### 1. Einleitung

Bei meeresgeologischen Arbeiten in der westlichen Ostsee wurde an mehreren Fundpunkten vor der Küste der DDR ein Sediment angetroffen, das unter anderem durch seinen Molluskenreichtum besonders auffiel. Die Vorkommen lagen in der Hauptsache vor alten Flußmündungen und Seegatts bis zu einer Wassertiefe von 10 m unter NN. Von Tauchern entnommenes Material ergab, daß es sich um einen festen Schlick von olivgrüner Farbe handelt. Für die vorliegenden Untersuchungen wurden 3 Proben aus dem Seegebiet vor Rostock und eine Probe vom Gellenausgang westlich der Insel Rügen herangezogen (Abb. 1).

### 2. Sedimentpetrographische Untersuchungen

Das Sediment ist ein fester, oft bankig am Meeresboden anstehender Schlick mit sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten. Typisch für diese Ablagerungen ist das Vorhandensein zahlreicher Schalen und Schalenbruchstücke von *Cardium edule*. Darüber hinaus kommen *Mytilus edulis*, *Scorbicularia plana*, *Hydrobia ulvae* und *Hydrobia stagnalis* vor. Nach KOLP (1966) handelt es sich um einen im brackisch-marinen Milieu abgelagerten litorinen Klei (Abb. 2).

Auf Grund des Sandgehaltes waren Sieb- und Schlämmanalysen zur Bestimmung der Korngröße notwendig. Bei der Probenaufbereitung für die Schlämmanalyse wurde der Salzgehalt, der zu elektrolytischen Effekten und damit zur Ausflockung der Suspension führen kann, durch Dialyse entfernt. Nach der Aufbereitung wurde das Material gesiebt. Die Korngrößenanalyse der Komponenten kleiner 0,06 mm erfolgte anschließend nach dem von KÖHN (1928) entwickelten Schlämverfahren.

Außer den granulometrischen Untersuchungen wurde der Mineralgehalt röntgenographisch ermittelt und einige Bestandteile chemisch bestimmt.

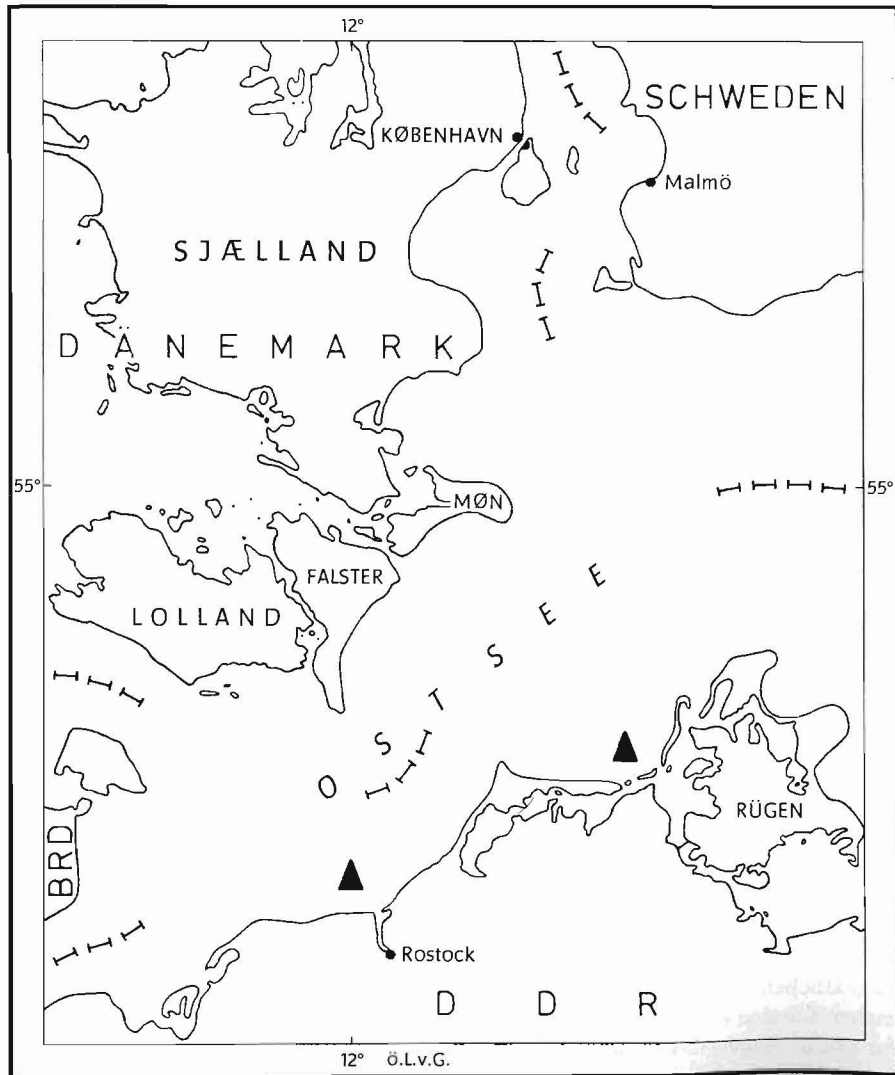


Abb. 1 Lage der Fundpunkte

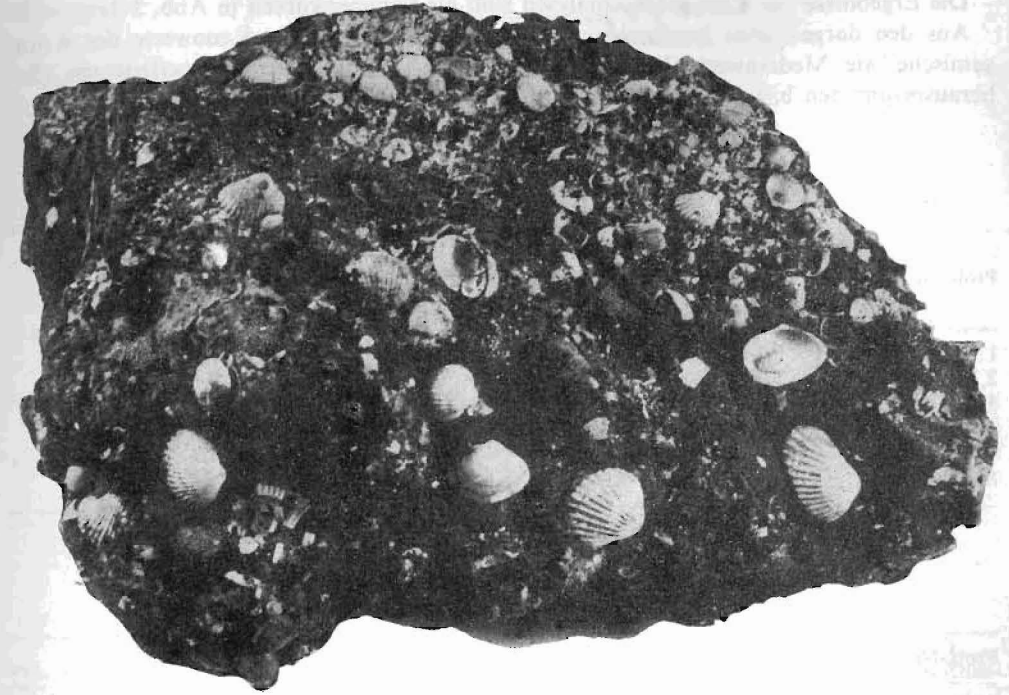


Abb. 2. Litorina Klei aus dem Seegebiet vor Rostock

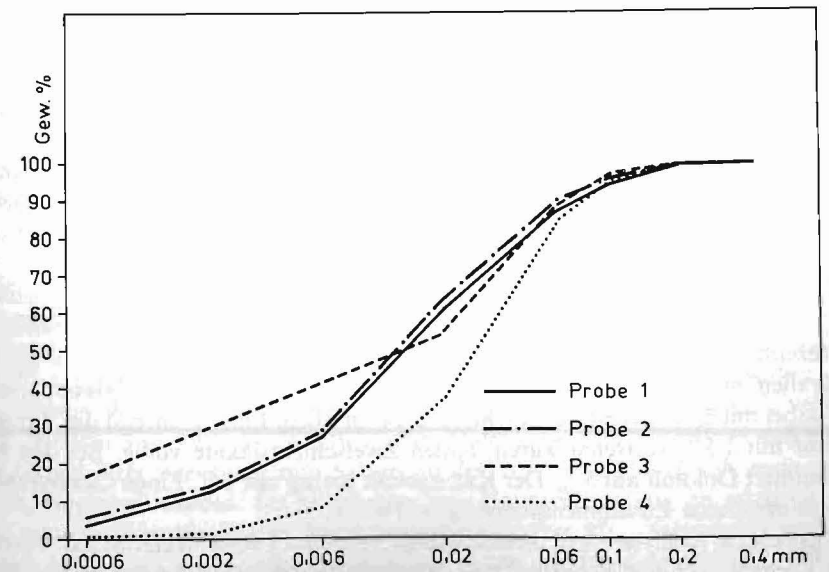


Abb. 3. Summenkurven der Korngemische

Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen sind als Summenkurven in Abb. 3 dargestellt. Aus den dargestellten Summenkurven wurden die wichtigsten Kennwerte der Kornmische wie Medianwert (Md), Quartile ( $Q_3, Q_1$ ) und Sortierungskoeffizienten (So) herausgenommen bzw. abgeleitet.

Tabelle 1  
Korngrößen in Gew.-%

Prob.-Nr.	0,4	0,4	0,2	0,1	0,06	0,02	0,006	0,002	0,0006
		0,2	0,1	0,06	0,02	0,006	0,002	0,0006	mm
1	—	0,4	5,5	7,3	25,8	34,0	14,3	9,1	3,6
2	—	1,0	3,5	5,2	26,2	34,8	15,0	8,1	6,2
3	—	0,6	2,3	8,4	32,4	15,7	12,8	10,9	16,9
4	—	—	4,0	11,8	47,3	29,1	6,5	0,6	0,7
Mittelwert		0,5	3,8	8,2	32,2	28,4	12,1	7,9	6,9

Tabelle 2  
Kennwerte des Sediments

Prob.-Nr.	Md	$Q_3$	$Q_1$	So	
1	0,014	0,036	0,0053	2,61	sehr schlecht sortiert
2	0,013	0,032	0,0044	2,70	sehr schlecht sortiert
3	0,014	0,038	0,0018	4,59	sehr schlecht sortiert
4	0,027	0,049	0,012	1,61	mittelmäßig sortiert
Mittelwert	0,017	0,039	0,0059	2,9	sehr schlecht sortiert

Die mittleren Kornverteilungen der 4 Proben zeigten, daß über 50% der Komponenten den Fraktionen 0,02 und 0,006 mm angehörten. Das bedeutet, daß es sich um einen Grob- bis Mittelschlick handelt. Das klastische Material besaß in dem vor Rostock entnommenen Klei einen sehr schlechten Sortierungsgrad, während die Probe nordwestlich der Insel Rügen eine mittlere Sortierung aufwies. Letztere ist auf den weiteren Transportweg des Materials bis zur Ablagerung zurückzuführen.

Die röntgenographischen Analysen ergaben einen hohen Quarzgehalt von durchschnittlich 45%. Der Quarzgehalt lag damit höher als die von RUDOLPH (1968) gegebenen Werte für den rezenten Schlick der Lübecker- und Mecklenburger Bucht. Quantitativ kamen die Tonminerale mit 23,5% nach dem Quarz am häufigsten vor. Den Hauptbestandteil bildeten dabei mit 22,0% die Dreischichtsilikate (vor allem Illit). Während die Vierschichtsilikate nur mit 1,5% vertreten waren, fehlen Zweischichtsilikate völlig. Bei den Karbonaten dominiert Dolomit mit 5%. Der Kalzitgehalt betrug nur 1%. Einen Gesamtüberblick über die mineralische Zusammensetzung gibt Tab. 3.

Für die chemische Analyse stand ausschließlich vorgetrocknetes Material zur Verfügung. Deshalb konnten nur die Kapillar- und Absorptionswassergehalte sowie das Kristallwasser bestimmt werden. Die Werte sind in Tab. 4 wiedergegeben.

Tabelle 3  
Mineralische Zusammensetzung in %

Quarz	45,0
Dreischichtsilikate	22,0
Kalifeldspat	8,0
Plagioklas	4,0
Kalzit	1,0
Dolomit	5,0
Chlorit	1,5
Gips	2,0
Halit	1,0
Pyrit	1,5
Organische Substanz	9,0

Tabelle 4  
Quantitative chemische Bestimmung  
einiger Bestandteile

$H_2O^-$ (110 °C)	2,66%
$H_2O^+$	5,54%
$CO_2$	2,20%
Glühverlust (1050 °C)	19,18%
organische Substanz (errechnet)	8,78%

Die Gehalte an organischer Substanz lagen durchschnittlich bei 9%. Diese verhältnismäßig hohen Werte der organischen Substanz, KOLP (1966) gibt 12,3% an, deuten auf eine verstärkte Zufuhr organogenen Materials in den Sedimentationsbereichen hin.

### 3. Ergebnisse der Diatomeenuntersuchungen

Der Aufschluß der 4 Proben erfolgte mit Schwefelsäure. Danach wurden sie mit Kaliumpermanganat und Oxalsäure behandelt. Für die Einbettung der Rückstände wurde *Hyprax liquid* verwendet. Je Präparat konnten 500 Individuen ausgezählt werden.

Die Proben 1, 2 und 3 wurden auf Stationen vor Rostock in relativ kurzer Entfernung zueinander entnommen. Station 4 lag östlich der Darßer Schwelle in Verlängerung des Gellenausstromes einige Seemeilen vor der Westküste Rügens.

Alle untersuchten Proben enthielten eine arten- und individuenreiche Diatomeenflora. Auffallend war die gute Übereinstimmung der Assoziationen in allen Präparaten. Das betraf sowohl die Artenverteilung, wie auch die Anzahl der Individuen der einzelnen Species. Dominierende Form war *Paralia sulcata*. Ihr Anteil an der Gesamtzahl der Individuen lag bei 33,3%. Daneben waren die Arten *Grammatophora oceanica*, *G. marina*, *Dimerogramma minor*, *Rhabdonema arcuatum* sowie *Rhaphoneis surirella* zahlreich vertreten.

Nach dem von SIMONSEN (1962) entwickelten Halobiensystem handelte es sich um Arten, die auf Grund ihrer Beziehung zum Salzgehalt des Wassers als *polyhalob*, *meio-* bis *mesoeuryhalin*, eingestuft werden. Sie haben also ihre Hauptverbreitung im salzreichen Meerwasser, können aber bis in den Brackwasserbereich (bis 8‰ Salzgehalt) vorkommen. Insgesamt betrug der Anteil aller polyhaloben Arten am Spektrum 44,4%, während die polyhaloben Individuen mit 73,9% vertreten waren.

Daneben lag der Anteil der Species, die Brackwasser bevorzugen, aber auch im Meerwasser- bzw. Süßwasserbereich noch lebensfähig sind, bei 28,6% am Arten- und 19,0% am Individuenspektrum. Sie werden als mesohalob bezeichnet. Unter diesen Arten dominierten *Hyalodiscus scoticus*, *Synedra tabulata*, *S. cristallina*, *Rhopalodia gibberula* sowie einige Species der Gattung *Diploneis*.

Die Süßwasserarten (oligohalobe Formen) waren durch wenig Arten und Individuen vertreten. Sie machten 27% der Species und nur 7,1% der Individuen aus.

Bemerkenswert war das Vorkommen von *Terpsinoe americana* in der Probe 2. Diese Art wird vielfach als typische Leitform für die Litorinasedimente angesehen. Rezent kommt sie nicht mehr in der Ostsee vor.

Die prozentuale Verteilung der Individuen und Arten nach dem Halobiensystem von SIMONSEN ist in Abb. 4 dargestellt. Tab. 5 enthält die zahlenmäßigen Vorkommen der Arten.

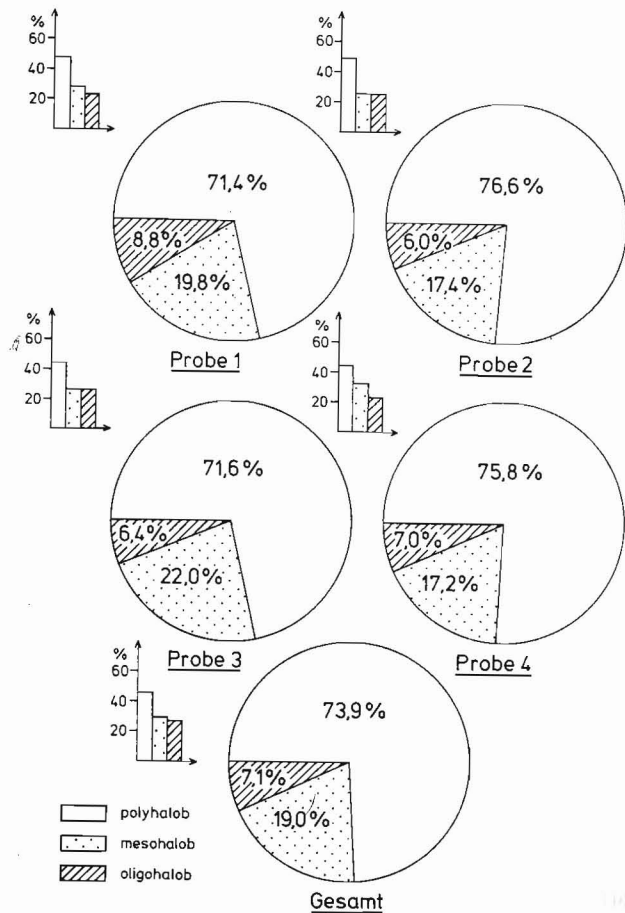


Abb. 4. Prozentuale Verteilung der Individuen (Kreise) und Arten (Säulen) nach dem Halobiensystem von SIMONSEN

Tabelle 5  
Arten- und Individuenspektren der Diatomeenfloren

Species		Probe 1	Probe 2	Probe 3	Probe 4	Gesamt
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Polyhalob	157	157	159	189	662
<i>Melosira granulata</i> (Ehrenberg) Ralfs.	Oligohalob	—	—	—	5	5
<i>Hyalodiscus scoticus</i> (Kütz.) Grunow	Mesohalob	40	26	48	38	152
<i>Podosira stelliger</i> (Bailey) Mann	Polyhalob	2	1	1	—	4
<i>Thalassiosira nana</i> Lohm.	Mesohalob	2	—	1	1	4
<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kütz.	Oligohalob	2	1	2	1	6
<i>Cyclotella striata</i> (Kütz.) Grunow	Mesohalob	—	2	—	—	2
<i>Coscinodiscus eccentricus</i> Ehrenberg	Polyhalob	—	—	—	2	2
<i>Coscinodiscus radiatus</i> Ehrenberg	Polyhalob	1	—	—	—	1
<i>Coscinodiscus granii</i> Gough	Polyhalob	2	1	1	—	4
<i>Actinoptychus senarius</i> Ehrenberg	Polyhalob	1	2	1	2	6
<i>Gramatophora marina</i> (Lyngb.) Kütz.	Polyhalob	22	35	21	38	116
<i>Grammotophora oceanica</i> Ehrenberg	Polyhalob	38	40	48	36	162
<i>Rhabdonema arcuatum</i> (C. A. Ag.) Kütz.	Polyhalob	42	46	40	26	154
<i>Plagiogramma staurophorum</i> (Greg.) Heiberg	Polyhalob	4	2	2	4	12
<i>Opephora martyi</i> Heribaud	Oligohalob	—	—	4	2	6
<i>Synedra tabulata</i> (C.A.Ag.) Kütz.	Mesohalob	6	5	7	2	20
<i>Synedra cristallina</i> (C.A.Ag.) Kütz.	Mesohalob	18	10	18	8	54
<i>Dimerogramma minor</i> (Greg.) Ralfs.	Polyhalob	36	50	33	27	146
<i>Rhaphoneis surirella</i> (Ehrenberg) Grunow	Polyhalob	20	24	8	10	62
<i>Fragilaria brevistriata</i> Grunow	Oligohalob	—	4	3	5	12
<i>Fragilaria pinnata</i> Ehrenberg	Oligohalob	6	6	4	10	26
<i>Cocconeis scutellum</i> Ehrenberg	Polyhalob	14	8	10	10	42
<i>Achnanthes brevipes</i> C.A. Ag.	Mesohalob	4	8	12	4	28
<i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kütz.) Grunow	Oligohalob	5	3	4	—	12
<i>Diploneis interrupta</i> (Kütz.) Cleve	Mesohalob	6	—	4	6	16
<i>Diploneis bombus</i> Ehrenberg	Polyhalob	6	5	3	8	22
<i>Diploneis bomboides</i> (A. Schmidt) Cleve	Polyhalob	—	4	8	6	18
<i>Diploneis didyma</i> (Ehrenberg) Cleve	Mesohalob	1	3	8	4	16
<i>Diploneis decipiens</i> Cleve	Mesohalob	4	—	—	4	8
<i>Diploneis ovalis</i> (Hilse) Cleve	Oligohalob	12	10	4	6	32
<i>Caloneis amphibia</i> (Bory) Cleve	Oligohalob	1	1	3	—	5
<i>Navicula abrupta</i> (Greg.) Donkin	Polyhalob	2	1	1	2	6
<i>Navicula cryptocephala</i> Kütz.	Oligohalob	8	1	4	—	13
<i>Amphora proteus</i> Greg.	Polyhalob	2	1	2	5	10
<i>Epithemia argus</i> (Ehrenberg) Kütz.	Oligohalob	1	2	2	3	8
<i>Epithemia turgida</i> (Ehrenberg) Kütz.	Oligohalob	9	1	2	2	14
<i>Rhopalodia gibberula</i> (Ehrenberg) O. Müller	Mesohalob	14	22	10	8	54
<i>Nitzschia punctata</i> (W. Smith) Grunow	Polyhalob	8	6	20	14	48
<i>Campylodiscus echeneis</i> Ehrenberg	Mesohalob	4	8	1	7	20
<i>Campylodiscus clypeus</i> Ehrenberg	Mesohalob	—	3	1	5	9
<i>Terpsinoe americana</i> (Bail.) Ralfs.	Polyhalob	—	1	—	—	1
		500	500	500	500	2000

#### 4. Erläuterung der Ergebnisse

Nach den Ergebnissen der sedimentpetrographischen Untersuchungen handelt es sich bei diesem Sediment um einen vorwiegend schlecht sortierten Grob-Mittelschlack. Von rezenten organogenen Ablagerungen der westlichen Ostsee unterscheidet er sich durch seine hohen Kohlenstoff- und Quarzanteile und dem Fehlen des Kaolinites.

Die Kohlenstoff- und Quarzanteile sind auf die Sedimentationsbedingungen während der Litorina-Phase zurückzuführen. Durch die Flüsse wurden in die Ablagerungsgebiete des litorinen Schlicks größere Mengen terrestrischen Materials, mit hohem Anteil organischer Substanz, transportiert. Im Verlaufe der weiteren Entwicklung kam es zu Veränderungen der sedimentologischen Verhältnisse in diesen Gebieten. Der Klei wurde von Fein-Mittelsanden überlagert und durchragt nur gelegentlich die rezenten Sande.

Die Diatomeenanalysen der einzelnen Fundpunkte zeigen in der Arten- wie Individuenzusammensetzung eine sehr gute Übereinstimmung, das bedeutet der Klei kam in einem, auch über größere Entfernung, nahezu gleichbleibenden ökologischen Milieu zum Absatz. Das Überwiegen der polyhaloben Formen, wie auch das verhältnismäßig zahlreiche Vorkommen mesohalober Arten, weisen auf marinbrackische Umweltverhältnisse während des Sedimentationsprozesses hin. Das Auftreten von *Terpsinoe americana* spricht für die litorinazeitliche Bildung des Kleis.

Vergleicht man die Diatomeengehalte des rezenten Schlicks der westlichen Ostsee mit denen des Kleis, dann ergibt sich ein stärkeres Vorherrschen der marinen Formen im litorinen Klei. Diese Feststellung würde für eine geringe Erhöhung des Salzgehaltes während der frühen Litorina-Phase gegenüber den heutigen Verhältnissen sprechen. Ähnliche litorinazeitliche Kleibildungen wurden aus den Niederlanden von ZWILLENBERG und HENDRICKS (1954) beschrieben. Die Molluskenfaunen des als „Cardium-Klei“ beschriebenen Sediments wie auch die Diatomeenfloren zeigen große Ähnlichkeiten mit dem Klei der westlichen Ostsee.

#### Literaturverzeichnis

- KOLP, O., Die Sedimente der westlichen und südlichen Ostsee und ihre Darstellung. Beitr. Meereskunde H. 17—18, Berlin 1966.  
 KÖHN, M., Bei Gessner „Die Schlämmanalyse“, Akademische Verlagsgesellschaft MBH, Leipzig 1951.  
 PANKOW, H., Algenflora der Ostsee. II. Plankton, Jena 1976.  
 RUDOLPH, H., Sedimentpetrographische Untersuchungen von rezenten Sedimenten der westlichen Ostsee (Mecklenburger- und Lübecker Bucht). Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss.-B-Miner. Lagerstättenf. 13. 6. 637 bis 681. Berlin 1968.  
 SIMONSEN, R., Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Bodendiatomeen der westlichen Ostsee. Int. Rev. ges. Hydrobiol. Syst. Beih. 1, Berlin 1962.  
 ZWILLENBERG, O. und HENDRICKS, J., Zum Vorkommen von *Cardium* — Klei in Waterland nordöstlich von Amsterdam. Geol. en Mijnbouw, Nw. Ser., 16, 1954.

Anschrift der Verfasser:

Dipl.-Min. GÜNTER BUBLITZ und  
 Dr. DIETER LANGE  
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
 DDR-253 Rostock-Warnemünde

## Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee

VON WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* Unter Anwendung der linearen Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate wird an Hand des verfügbaren Datenmaterials (Tab. 1) eine Charakterisierung der mittleren Langzeitvariationen der für die Erhaltung und Vermehrung des Nutzfischbestandes wichtigsten Umweltparameter Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt an zehn Stationen in sechs Tiefenbecken der zentralen Ostsee (Abb. 1 und 2) vorgenommen. Die Langzeitvariationen im grundnächsten untersuchten Horizont aller Stationen sind in Diagrammen dargestellt (Abb. 6—8) und die Elemente (Geradengleichung  $y_2$ , Standardabweichung  $s$ , Mittelwert  $\bar{y}_2$ , mittlere Änderung  $\Delta y$ ) für ausgewählte Horizonte des Tiefenwassers in Tabellen im Anhang gegeben (Tab. 2—11).

Der allgemeine Trend im Tiefenwasser aller zehn Stationen zeigt im Zeitraum 1900—1975 einen regional unterschiedlichen Anstieg in Temperatur (etwa 0,6—1,8 Grad) und Salzgehalt (rd. 0,8—1,5‰) (Abb. 6 und 7) sowie einen Rückgang im Sauerstoffgehalt (ca. 2—4 ml/l) (Abb. 8). Für den Zeitraum 1952—1974 ergeben sich keine einheitlichen Aussagen. Im östlichen und nördlichen Gotlandbecken zwischen Gotland- und Landsorttieft zeichnet sich bei Temperatur und Salzgehalt seit 1952 ein Rückgang ab. An den meisten Stationen ergibt sich auch ein stärkerer mittlerer Rückgang im Sauerstoffgehalt seit 1952 gegenüber dem Gesamtzeitraum.

*Summary:* Calculating linear functionalities by means of the least squares method taking as a basis the total available observational data (Table 1), a characterization of the long-term variations of temperature, salinity, and dissolved oxygen content at ten stations of six deep basins of the Baltic proper (Figs. 1 and 2) is carried out. The long-term variations in the near-bottom level of all stations is represented in diagrams (Figs. 6—8) and the elements (equation of the straight line  $y_2$ , standard deviation  $s$ , mean value  $\bar{y}_2$ , mean variation  $\Delta y$  of selected levels of the deep water are given in tables in the annex (Tables 2—11).

Within the period from 1900 to 1975 the general trend in the deep water of all parts of the Baltic proper shows a regional different mean increase in temperature (about 0.6—1.8 degrees) and salinity (0.8—1.5‰) (Figs. 6 and 7) and a decrease in oxygen content (about 2—4 ml/l) (Fig. 8). During 1952 to 1974 a uniform significant trend could not be found at all ten stations. Since 1952 a mean decrease in temperature and salinity is only analyzed in the deep water of the Eastern and Northern Gotland Basins between Gotland and Landsort Deeps. However, at most of the stations there is a faster mean decrease in dissolved oxygen between 1952 and 1974 than in the total period.

*Резюме:* С помощью метода линейного уравнивания по способу наименьших квадратов проводится характеристика среднего многолетнего изменения важнейших для сохранения и умножения запаса промысловых рыб факторов среды — температуры, солености и содержания кислорода — на десяти станциях в шести глубоководных бассейнах центральной части Балтийского моря (рис. 1 и 2) на основе имеющихся в распоряжении данных (табл. 1). Многолетние изменения, обнаруженные на придонном исследованном горизонте всех станций, изображены в виде диаграмм (рис. 6—8), а элементы (уравнение прямой  $y_2$ , среднее квадратное отклонение  $s$ , среднее значение  $\bar{y}_2$ , среднее изменение  $\Delta y$ ) по избранным горизонтам глубинных вод приведены в виде таблиц в приложении (табл. 2—11).

Общий тренд в глубинных водах всех десяти станций характеризуется за промежуток времени 1900—1975 гг. различным по районам повышением температуры (ок. 0,6—1,8 град.) и солёности (ок. 0,8—1,5‰) (рис. 6 и 7), а также уменьшением содержания кислорода (ок. 2—4 мл/л) (рис. 8). За промежуток времени 1952—1974 гг. единых высказаний нет. В восточном и северном частях Готландского бассейна, между Готландской и Ландсортской впадинами, с 1952 года было обнаружено уменьшение значений температуры и солёности. В большинстве станций с 1952 года по сравнению с общим промежуток времени имело место повышенное среднее уменьшение содержания кислорода.

## 1. Einführung

Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt der Ostsee sind seit mehreren Jahren Gegenstand verstärkter Untersuchungen. Diesen langzeitigen Änderungen sind im Oberflächenwasser tages- und jahreszeitliche Fluktuationen von teilweise beträchtlicher Amplitude überlagert, die nur bei sehr umfangreichem Beobachtungsmaterial, wie es für Küstenstationen und Feuerschiffe vorliegt, hinreichend gut eliminiert werden können. In den küstenfernen Teilgebieten muß auf die zeitlich inhomogenen Beobachtungsdaten aus den Becken der Ostsee zurückgegriffen werden, die für derartige Untersuchungen im Oberflächenwasser aber nicht ausreichen. Sie können dagegen als Ausgangsmaterial für die Berechnungen von Langzeittrends im Tiefenwasser herangezogen werden.

Das Tiefenwasser der Ostsee ist für die Untersuchung langzeitiger Änderungen besonders geeignet, weil es durch eine permanente Dichtesprungschicht vom Vertikalaustausch mit dem Oberflächenwasser weitgehend ausgeschlossen ist. Es wird im wesentlichen durch sporadische Einströme salz- und sauerstoffreichen Wassers aus dem Kattegat über die submarinen Schwellen der einzelnen Becken beeinflusst. Seegebiete, in denen die Vertikalzirkulation durch die Stabilität der Wassermasse und der horizontale Austausch durch das Bodenrelief eingeschränkt sind, werden als stagnierende Becken bezeichnet. Sie sind im allgemeinen durch schmale und flache Verbindungen weitgehend gegen den offenen Ozean abgeschlossen und besitzen nur einen begrenzten Sauerstoffvorrat im Tiefenwasser.

Nach einer Klassifikation von RICHARDS (1965a, 1965b) muß die Ostsee auf Grund ihres Sauerstoffregimes zu den stagnierenden Seegebieten mit unzureichendem und zeitweise fehlendem Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser gezählt werden. Die Dichtesprungschicht isoliert das Tiefenwasser weitgehend von den kurzzeitigen Änderungen im Oberflächenwasser. Auch die sporadischen Salzwassereinbrüche in die Ostsee üben eine gewisse Filterwirkung aus. Alle periodischen zeitlichen Veränderungen von Temperatur und Salzgehalt im Oberflächenwasser bis in die Größenordnung von einem Jahr beeinflussen die thermohalinen Verhältnisse im Tiefenwasser nur in geringem Maße oder überhaupt nicht. Säkulare Variationen sind dagegen deutlich ausgeprägt. Sie werden im Laufe einer Stagnationsperiode zwischen zwei Einströmen lediglich durch Veränderungen infolge Vermischung und Diffusion innerhalb des Tiefenwassers und in bezug auf den Sauerstoffgehalt vor allem durch biochemische Abbauvorgänge überdeckt.

Die folgenden Untersuchungen sollen einen großräumigen Einblick in den Gesamtumfang der Änderungen und die mittleren jährlichen Variationen sowohl im Laufe dieses Jahrhunderts als auch seit dem großen Salzwassereinbruch im Jahre 1951 liefern. Da die einzelnen Becken von unterschiedlicher fischwirtschaftlicher Bedeutung hinsichtlich der Art und Konzentration fangwürdiger Objekte sind, wird an Hand des verfügbaren Datenmaterials eine Charakterisierung der Langzeitänderungen der für die Erhaltung und Ver-

mehrung des Nutzfischbestandes wichtigsten Umweltparameter Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt an zehn Stationen in sechs großen Becken gegeben. Zunächst sei aber ein kurzer Überblick über Ursachen und Auswirkungen langzeitiger Variationen gestattet.

### 1.1. Zu den Ursachen von Langzeitvariationen ozeanologischer Parameter im Tiefenwasser der Ostsee

Die Ursachen langzeitiger Änderungen ozeanologischer Parameter in der Ostsee sind in großmaßstablichen Variationen im Regime der atmosphärischen Zirkulation in Verbindung mit hydrographischen, chemischen, biologischen und geologischen Prozessen im Bereich der europäischen Schelfmeere und der Ostsee selbst zu suchen.

Bereits in den dreißiger Jahren hatte JENSEN (1937) langjährige Änderungen von Temperatur und Salzgehalt im Übergangsgebiet untersucht und durch Fluktuationen der Lufttemperatur und des Windfeldes zu deuten versucht. Später ermittelte HUPFER (1962) aus einer umfangreichen Bearbeitung der Beobachtungen an Feuerschiffen und Küstenstationen im Übergangsgebiet, daß die langjährigen Änderungen ozeanologischer und meteorologischer Elemente mit einer gleichzeitig vorhandenen Änderung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre im europäischen Raum verbunden sind.

Bei der Untersuchung der langjährigen Schwankungen des thermohalinen Regimes im Tiefenwasser stellten NIKOLAJEV (1956), SOSKIN (1956, 1959) sowie SOSKIN und ROZOVA (1957, 1959) in den fünfziger Jahren Zusammenhänge zwischen der Veränderung von Salzgehalt und Temperatur und dem Wasseraustausch durch die dänischen Meerengen fest. SOSKIN (1963) faßte die grundlegenden Ergebnisse in einer Monographie zusammen. Seine Untersuchungen lassen eine Wechselwirkung zwischen den langzeitigen Änderungen der thermohalinen Verhältnisse einerseits und den Schwankungen des Wasseraustausches durch Belte und Sund, der Variation der Festlandsabflüsse zur Ostsee, der Tiefenströmung und den Einbrüchen salzreichen Kattegatwassers andererseits erkennen; die insgesamt auf großräumige Änderungen im Charakter der atmosphärischen Zirkulation zurückgeführt werden können.

Neben Salzgehalt und Temperatur gelangte in der Folgezeit die säkulare Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt des Tiefenwassers immer mehr in den Blickpunkt des Interesses (PASTUCHOVA, 1961; FONSELIUS, 1962, 1969; ANTONOV, 1963, 1967a, 1970; FRANCKE, NEHRING, ROHDE, 1977). Trotz der Veränderungen in den thermohalinen Verhältnissen, insbesondere ab 1952 (MATTHÄUS, 1972), hat der Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser seit Anfang dieses Jahrhunderts ständig abgenommen. Es zeigte sich mit Beginn der sechziger Jahre ein verstärktes Auftreten beträchtlicher Konzentrationen von Schwefelwasserstoff in einzelnen Becken (FONSELIUS, 1969; MATTHÄUS, 1973b; NEHRING, FRANCKE, 1971, 1973b; 1974).

Analysen an Sedimentkernen aus dem Gotlandtief mit Hilfe von Redox-Potentialmessungen (IGNATIUS, NIEMISTÖ, VOIPIO, 1971; NIEMISTÖ, VOIPIO, 1974) und von Bestimmungen des Verhältnisses der Spurenelemente Kupfer + Molybdän zu Zink (HALLBERG, 1973, 1974) deuten zwar auf Stagnationsperioden der Ostsee auch in den vergangenen drei Jahrhunderten hin. Im Gegensatz zu früheren Perioden muß heute aber der zunehmenden Einleitung industrieller und kommunaler Abstoffe Beachtung geschenkt werden, zumal neben oxydierbarer organischer Substanz in verstärktem Maße auch Mikronähr-

stoffe in die Ostsee eingebracht werden (VOIPO, 1969). Selbst das in die Ostsee einströmende salzreiche Wasser kann zumindest zeitweilig stark mit organischen Stoffen belastet sein (NEHRING, 1971), deren Abbau während des Vordringens in die zentralen Teile unter Verbrauch von Sauerstoff vor sich geht.

Zur Zeit kann nicht mit Sicherheit entschieden werden, ob die gegenwärtige Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser in erster Linie ein natürlicher Vorgang oder eher eine Folge der zunehmenden Abwasserbelastung der Ostsee ist. Es liegt auf der Hand, zunächst die Änderung der hydrographischen Faktoren (Zunahme von Salzgehalt und Temperatur) als primäre Ursache anzusehen (RJABIKOV, 1960; FONSELIUS, 1969; ENGSTRÖM, FONSELIUS, 1974). Andererseits läßt sich jedoch nicht ausschließen, daß auch die erhöhte Zufuhr von Nährstoffen sowie organischen Substanzen die Bildung von Schwefelwasserstoff gefördert und somit die Verschlechterung des Sauerstoffregimes im Tiefenwasser beschleunigt hat (GRASSHOFF, 1974; ENGSTRÖM, FONSELIUS, 1974; NEHRING, BRÜGMANN, 1976). Untersuchungen des Verfassers (MATTHÄUS, 1973a, 1973b) geben keine Anhaltspunkte dafür, daß die hydrographischen Faktoren die Hauptursache darstellen. In flacheren Seegebieten der Ostsee wurden bereits Zusammenhänge zwischen Abwasserbelastung, Eutrophierung und Sauerstoffverhältnissen gefunden (SCHULZ, 1968; BAGGE, LEHMUSLUOTO, 1971; FONSELIUS, 1972a; LEHMUSLUOTO, PESONEN, 1973; ROHDE, SCHULZ, 1973). Eine Trennung der Anteile der einzelnen Prozesse am Gesamttrend, die bisher aber nicht möglich ist, stellt eine wichtige zu lösende Aufgabe dar, die von globalem Interesse ist (HUPFER, 1974).

### 1.2. Salzwassereinbrüche und ihre Bedeutung für die Verhältnisse im Tiefenwasser

Die für die Ostsee charakteristischen Einströme salz- und sauerstoffreicherer Wassermassen aus dem Kattegat bringen eine Erneuerung des Tiefenwassers in den einzelnen Becken. Die Häufigkeit und Intensität dieser Salzwassereinbrüche dürfte ein wesentlicher Faktor sowohl für die Erhöhung des Salz- und Sauerstoffgehaltes als auch — in Abhängigkeit von der Jahreszeit des Einstroms in die Ostsee — für die Änderungen der Temperatur im Tiefenwasser sein.

Die Fragen zur Erneuerung des Tiefenwassers sind bereits Ende des vorigen Jahrhunderts in den Kreis des Interesses gerückt (KRÜMMEL, 1894, 1895; KNUDSEN, 1900). In den zwanziger Jahren machte sich SCHULZ (1924, 1930) um die Untersuchungen des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee und seine Bedeutung für das Tiefenwasser der Ostsee verdient. Aber erst die Untersuchung von KALLE (1943) über die große Wasserumschichtung im Gotlandtief im Jahre 1933/34 lenkte die Aufmerksamkeit verstärkt auf diese Problematik.

Mit der Intensivierung der ozeanologischen Meßtätigkeit und der Verbesserung der Meßmethodik seit Mitte dieses Jahrhunderts wurden die Kenntnisse über die Dynamik der Salzwassereinbrüche wesentlich erweitert. Die umfassende Darstellung des bisher größten beobachteten Einstroms salzreichen Wassers im November/Dezember 1951 durch WYRTKI (1954b) regte Untersuchungen unmittelbar während des Ablaufs von Salzwassereinbrüchen an. In der Folgezeit erschienen zahlreiche Arbeiten über weitere Einbrüche unterschiedlicher Intensität und ihre Auswirkungen auf die Verhältnisse im Tiefenwasser (FONSELIUS, 1962, 1967, 1969, 1970; FONSELIUS, RATTANASEN, 1970; FRANCKE, NEHRING, 1971; HERMANN, 1972; NEHRING, FRANCKE, 1972, 1974). Bereits WYRTKI (1954a) deutete

an, daß durch die zunehmende Variabilität der atmosphärischen Zirkulation die Häufigkeit des episodischen Einstroms salzreichen Wassers in die Ostsee zugenommen hat.

Die Intensität der Salzwassereinbrüche kann sehr unterschiedlich sein (WYRTKI, 1954b; FRANCKE, NEHRING, 1971; WOLF, 1972). Sie bestimmt den Grad der Veränderungen in den einzelnen Becken der Ostsee (SCHEMAINDA, 1957; FONSELIUS, 1970; FONSELIUS, RATTANASEN, 1970; NEHRING, FRANCKE, BROSI, 1971). Die größten Veränderungen sind im Arkona- und Bornholmbecken zu beobachten, die darüber hinaus auch von offenbar relativ häufigen Intrusionen salzreicheren Wassers beeinflusst werden (vgl. MATTHÄUS, 1977b, 1978a). Die Auswirkungen von Salzwassereinbrüchen auf die ozeanologischen Verhältnisse in den Becken und Tiefs der Gotlandsee werden jedoch von Süd nach Nord immer geringer.

Die Ausbreitung des eingeströmten salzreichen Wassers erfolgt im allgemeinen entlang des Talweges durch die Ostsee (vgl. Abb. 2 und 3) (s. auch KOWALIK, TARANOWSKA, 1974). Unmittelbar beeinflusst wird zunächst das Tiefenwasser im Arkonabecken. Über die 45 m tiefe Bornholmschwelle zwischen der Insel Bornholm und Schweden kann ein Großteil des salzreichen Wassers ungehindert in das Bornholmbecken abfließen, wo es je nach seiner Dichte das Bodenwasser verdrängen kann oder sich in mittleren Tiefen einschichtet. Eine Beeinflussung des Gotlandbeckens dürfte ausschließlich über die Slupsker Rinne erfolgen. Dabei breitet sich das eingeströmte Wasser entgegen dem Uhrzeigersinn um die Insel Gotland aus und kann nach und nach alle Becken und Tiefs erfassen. Bei seinem Vordringen unterliegt es einer Vermischung mit dem alten stagnierenden Wasser, so daß die Variationen der ozeanologischen Parameter im Tiefenwasser mit zunehmender Entfernung der Becken von den Ostseezugängen geringer werden. So führte z. B. der Salzwassereinbruch Ende 1951 (etwa 200 km<sup>3</sup>) im Bornholmtief in 80 m zu einer Erhöhung des Salzgehaltes und der Temperatur von rund 4‰ bzw. 2,5 Grad, im Gotlandtief in 200 m noch zu einer Erhöhung von ca. 1‰ bzw. knapp 1 Grad und im Landsorttief in 400 m nur noch zu einem Ansteigen um etwa 0,5‰ bzw. einige Dezigrad.

Die Ursachen für die Salzwassereinbrüche sind in den verschiedenen verknüpften und wechselseitig bedingten Komponenten eines allgemeinen Entwicklungsprozesses des Ostseebeckens zu suchen. Häufigkeit und Stärke der Salzwassereinbrüche werden mit Pulsationen des Systems der nordatlantischen Strömung in Verbindung gebracht. DICKSON (1971) wies nach, daß in diesem Jahrhundert in allen Gebieten der nordwesteuropäischen Schelfmeere ein weitgehend regelmäßiger Wechsel zwischen Perioden niedrigen und hohen Salzgehaltes stattgefunden hat. Der hohe Salzgehalt, der in Abständen von drei bis vier Jahren beobachtet wurde, konnte mit dem periodischen Auftreten eines anomalen und beständigen atmosphärischen Zirkulationsmodells über dem Nordatlantik erklärt werden. Nach DICKSON (1971) sind größere Einströme salzreichen Wassers in die Ostsee vorwiegend zu den Zeiten höchsten Salzgehaltes in den europäischen Schelfmeeren zu erwarten und stellen einen Begleitumstand des ansteigenden Transports salzreichen Wassers in die Schelfmeere und damit auch ins Skagerrak und Kattegat dar. Dabei können die örtlichen meteorologischen Gegebenheiten die Stärke eines Einstroms unterstützen oder verzögern; es wird jedoch für unwahrscheinlich gehalten, daß sie allein bedeutende Salzeinbrüche bewirken können. Diese Untersuchungen erhärten die bereits von KÄNDLER (1951) und WYRTKI (1954b) ausgedrückte Vermutung, daß beim Einstrom salzreichen Wassers in die Ostsee möglicherweise starke Vorstöße atlantischer Wassermassen in die Nordsee und das Skagerrak eine bedeutende Rolle spielen könnten (vgl. auch ANTONOV, 1970; WOLF, 1972).

HUPFER (1975) fand aus Korrelationen der jährlichen Mittelwerte des Salzgehaltes an der Oberfläche und in 15 m Tiefe am Feuerschiff „Lappegrund“ im Sund mit den Windkom-



ponenten über der mittleren Nordsee eine enge Verknüpfung der Ostkomponenten mit dem Salzgehalt in 15 m Tiefe. Deshalb scheint der mittlere Kompensationsstrom in die Ostsee bei einer zunehmenden Ostkomponente des Windes in der mittleren Nordsee gut entwickelt zu sein. Im Zeitraum 1900—1970 entsprachen hohe Salzgehalte großen Werten der Nord- und Ostkomponente in Abständen von 3—4 Jahren, so daß dieser Zusammenhang für Salzwassereinträge in die Ostsee verantwortlich sein könnte.

WOLF (1972) definierte unter Berücksichtigung der Dauer der Einstromlage, des mittleren Salzgehaltes der Schicht Oberfläche/Meeresgrund und des mittleren Schichtungsgrades während der Einstromperiode am Feuerschiff „Gedser Rev“ eine Maßzahl für die Intensität von Salzwassereinträgen. Danach können von den 20 im Zeitraum 1950—1968 beobachteten Einstromen nur sieben als Salzwassereinträge mit größerer Intensität gekennzeichnet werden.

Im allgemeinen führen Salzwassereinträge größerer Intensität zu durchgreifenden Umschichtungen in den Tiefenbecken. Den Wassererneuerungen folgen Stagnationsperioden, in denen der Salzgehalt stets und die Temperatur meist zurückgehen. Im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs wurden innerhalb der einzelnen Stagnationsperioden im Zeitraum 1952 bis 1971 mittlere jährliche Änderungen des Salzgehaltes und der Temperatur zwischen  $-0,1$  und  $-0,4\text{‰}$  bzw.  $0$  und  $-0,2$  Grad gefunden (MATTHÄUS, 1973b). In bezug auf den Sauerstoffgehalt zeigen sich in relativ kurzer Zeit teilweise beträchtliche Abnahmen, die zeitweilig zum völligen Verschwinden des Sauerstoffs und zur Bildung erheblicher Konzentrationen von Schwefelwasserstoff — sogar bis unmittelbar unterhalb der Salzgehaltssprungschicht — führen können (NEHRING, FRANCKE, 1971, 1973a, 1974). Im 200 m-Niveau des Gotlandtiefs werden mittlere jährliche Abnahmen im Sauerstoffgehalt von  $-0,4$  bis weit über  $-1$  ml/l erreicht (MATTHÄUS, 1973b). Es zeichnet sich bei den Änderungen des Sauerstoffgehalts eine Tendenz zu einer größeren mittleren jährlichen Abnahme im Verlauf der letzten beiden Dezennien ab, wobei Schwefelwasserstoff immer häufiger auftritt. Selbst in dem in bezug auf eine Wassererneuerung relativ günstig gelegenen, maximal 105 m tiefen Bornholmbecken ist in den letzten Jahren häufiger  $\text{H}_2\text{S}$  beobachtet worden (FONSELIUS, 1969; NEHRING, FRANCKE, 1973b, 1974, 1976).

Durch den Abbau organischer Substanz, die aus der Oberflächenschicht in die Tiefe gelangt, und der Reaktivierung des Phosphats aus dem Sediment nimmt auch die Konzentration anorganischer Nährstoffe im Laufe einer Stagnationsperiode im Tiefenwasser zu. Erst großräumige Umschichtungen bei Salzwassereinträgen, die einen Teil der Nährstoffe wieder in die Oberflächenschicht transportieren, führen zu einem Rückgang der Anreicherungen.

### 1.3. Einige Auswirkungen von Langzeitvariationen auf die biologischen Verhältnisse

Angaben über die mittleren langzeitigen Änderungen von Salzgehalt und Temperatur der Ostsee werden von zahlreichen Autoren gemacht. KRÜMMEL (1895) und WITTING (1912a, 1912b) vermuten für den Zeitraum 1877—1894 bzw. 1911 aus den seinerzeit nur sehr spärlich verfügbaren Meßdaten einen langsamen Rückgang des Salzgehaltes im Tiefenwasser. Etwa seit Beginn dieses Jahrhunderts haben Salzgehalt und Temperatur sowohl im Oberflächen- als auch im Tiefenwasser im Mittel zugenommen (SEGERSTRÅLE, 1951, 1953; GRANQVIST, 1952; HUPFER, 1962; AHLNÄS, 1962; SOSKIN, 1963; ANTONOV, 1967b; FONSELIUS, 1962, 1969; MATTHÄUS, 1972). Nach früheren Untersuchungen von MATTHÄUS

(1972) lag die mittlere Zunahme zwischen 1900 und 1970 bei etwa  $1,25\text{‰}$  bzw.  $1,4$  Grad im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs und bei  $1,15\text{‰}$  bzw.  $0,7$  Grad im 400 m-Horizont des Landsorttiefs. Seit dem großen Salzwassereintrag ist jedoch wieder ein Rückgang beider Parameter zu beobachten, der im Mittel auf  $1\text{‰}$  bzw.  $0,5$  Grad im Gotlandtief (200 m) und auf  $0,45\text{‰}$  bzw.  $0,35$  Grad im Landsorttief (400 m) beziffert wird.

Mittlere Zahlenwerte über den seit Beginn des Jahrhunderts zu beobachtenden Rückgang im Sauerstoffgehalt werden nur selten genannt. Sie liegen im Tiefenwasser des Gotlandtiefs bei  $2,8$  bis  $3,2$  ml/l im Zeitraum 1900—1970 und zeigen seit 1953 eine noch stärkere mittlere Abnahme pro Jahr (MATTHÄUS, 1973a, 1973b).

Der Anstieg des Salzgehaltes in der Ostsee war von ausgeprägten biologischen Fluktuationen begleitet. Er führte zur Einwanderung mariner Organismen bis in die nördlichen Teile der zentralen Ostsee, in die Bottensee und den Finnischen Meerbusen (MAŃKOWSKI, 1951; SEGERSTRÅLE, 1951, 1953, 1965). Die Auswirkungen des zunehmenden Salzgehaltes machten sich sowohl in der Verbreitung als auch in der Häufigkeit mariner Organismen bemerkbar. Ähnliche biologische Konsequenzen scheint auch der mittlere Temperaturanstieg zu haben (SEGERSTRÅLE, 1965).

Die Salzgehaltzunahme brachte die Ausweitung der Verbreitungsareale zahlreicher mariner Tiere darunter auch der Fische. SCHULZ (1930) berichtete bereits früher über Zusammenhänge zwischen einer Salzgehaltserhöhung im Jahre 1923 im Kattegat und den großen Schellfischfängen 1925/26 in der Beltsee und im Arkonabecken. Sowohl die Entwicklung der Fangträge bei Dorsch und Plattfischen in den dreißiger und vierziger Jahren (MEYER, KALLE, 1950; MEYER, 1952) als auch von 1945—1965 (ANTONOV, 1972) weisen auf die Verknüpfung der biologischen Fluktuationen mit den hydrographischen Verhältnissen hin.

Für das Laichen des Dorsches und die Entwicklung seiner Eier müssen beispielsweise bestimmte Bedingungen hinsichtlich Salzgehalt, Temperatur und Sauerstoffgehalt erfüllt sein (BERNER, SCHEMAINDA, 1957, 1958; GŁOWIŃSKA, MAŃKOWSKI, WOŃNIAK, 1975). Das Sauerstoffminimum, das für die ständige Aufrechterhaltung der Körperfunktionen und der Vermehrung des Dorsches erforderlich ist, liegt bei  $1$ — $2$  ml/l, der Mindestsalzgehalt bei  $10$  bis  $15\text{‰}$  (BERNER, SCHEMAINDA, 1957; SCHULZ, 1970). Sind diese Bedingungen nicht gegeben, wandert der Dorsch in Gebiete mit günstigeren hydrographischen Verhältnissen ab. Ein Abbläichen unter ungünstigen Bedingungen führt im allgemeinen zur Vernichtung der Brut.

Seit Mitte der fünfziger Jahre gehen Salzgehalt und Temperatur im Tiefenwasser zurück und der Sauerstoffgehalt nimmt weiter ab. Während der Stagnationsperioden kommt es häufiger zur Bildung von Schwefelwasserstoff. Vor allem die Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse hat in den verschiedenen Teilen der Ostsee zu einem starken, z. T. vollständigen Rückgang der Bodenbesiedlung geführt (TULKKI, 1965; SCHULZ, 1968; SEGERSTRÅLE, 1965, 1969; ŹMUDZIŃSKI, 1975), und auch in jüngster Zeit sind keine Anhaltspunkte für eine wirksame Verbesserung der Lebensbedingungen im Tiefenwasser erkennbar (MAJEWSKI, TRZOSIŃSKA, ŹMUDZIŃSKI, 1974). Besonders deutlich sind diese Veränderungen im Bornholmbecken, einem wichtigen Dorsch- und Heringsfangplatz (SCHULZ, 1970). Aber auch in den flachen Teilen der westlichen Ostsee zeigt die offenbar durch erhöhte organische Belastung hervorgerufene Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse einen Einfluß auf die biologische Umwelt. In der Mecklenburger Bucht sind in den letzten Jahren tiefgreifende Veränderungen der Dorsch- und Heringsfischerei vor sich gegangen. So meidet der Weidedorsch im Sommer und Herbst den westlichen Teil der Bucht und der Herbst-

hering bildet in der gesamten Bucht keine Laichkonzentrationen mehr (BERNER, RECHLIN, ROHDE, SCHULZ, 1973a, 1973b). Auch die Plattfischbestände in ehemals guten Fanggebieten wie beispielsweise der Mecklenburger Bucht sind zurückgegangen (FRIESS, 1975).

Schließlich scheint es in den letzten Jahren zu einer Erhöhung der Produktion organischer Substanz gekommen zu sein (SEGERSTRÄLE, 1965; SCHULZ, 1970). Durch die verstärkte Akkumulation von Mikronährstoffen im Tiefenwasser während der Stagnationsperioden werden bei den häufigeren Umschichtungen größere Mengen in den biologischen Stoffkreislauf zurückgeführt, die eine höhere Primärproduktion hervorrufen. Ein Einfluß der zunehmenden Einleitung nährstoffreicher Abwässer auf die Produktion, für den es zahlreiche Beispiele aus den Küstengewässern gibt, darf auch in der offenen Ostsee nicht ausgeschlossen werden (FONSELIUS, 1972b; MAJEWSKI, TRZOSIŃSKA, ŻMUDZIŃSKI, 1974; SCHULZ, KAISER, 1975; ŻMUDZIŃSKI, 1976).

## 2. Morphologie des Ostseebeckens

Die Ostsee ist ein relativ stark gegliedertes flaches Nebenmeer (intrakontinentales Mittelmeer) des Atlantischen Ozeans mit einer Gesamtfläche (einschließlich Kattegat) von rund 415 000 km<sup>2</sup> und einem Wasserinhalt von etwa 21 700 km<sup>3</sup>. Sie besitzt nur durch die verhältnismäßig engen Belte und den Sund natürliche Verbindungen zur Nordsee und damit zum offenen Weltmeer. Einschließlich Kattegat weist sie nach FEDAK (1968) eine mittlere Tiefe von etwa 52 m auf.

Die nach morphologischen und hydrographischen Gesichtspunkten vorgenommene regionale Gliederung der Oberfläche der Ostsee durch WATTENBERG (1949) und KALLE (1951) umfaßt fünf Teilgebiete: das Übergangsgebiet, die eigentliche Ostsee, den Rigaer Meerbusen, den Finnischen und den Bottnischen Meerbusen. Auf Grund der ozeanologischen Besonderheiten der Seegebiete des Kattegat, der dänischen Meerengen sowie der Kieler und Mecklenburger Bucht wird dieser Teil der Ostsee als Übergangsgebiet zur Nordsee betrachtet. Erst östlich der Darßer Schwelle und südlich der Drogden-Schwelle, die mit Satteltiefen von 17 bzw. 7 m die flachsten Stellen zwischen Nord- und Ostsee bilden, beginnt die eigentliche Ostsee. Rigaer und Bottnischer Meerbusen sind durch Inseln und submarine Schwellen und Rücken weitgehend von der eigentlichen Ostsee abgeriegelt. Nur der Finnische Meerbusen hat ungehinderte Verbindung zu den zentralen Teilen.

Die eigentliche Ostsee (auch als „Ostsee im engeren Sinne“ bezeichnet; im folgenden stets „zentrale Ostsee“ genannt) besteht aus vier großen Seegebieten mit einem Areal von insgesamt 209 000 km<sup>2</sup>. Die Grenzen der Seegebiete sind durch die bedeutendsten submarinen Schwellen und flachen untermeerischen Bänke festgelegt. In Abb. 1 sind Tiefen und Bodenrelief der zentralen Ostsee dargestellt. Die einzelnen Seegebiete besitzen auf Grund des Bodenreliefs ein oder mehrere Tiefenbecken. Sowohl die Satteltiefen der Schwellen zwischen den Becken als auch die maximalen Tiefen, die für die Schichtung in den Becken und den Wasseraustausch zwischen ihnen von besonderer Bedeutung sind, nehmen von den dänischen Meerengen in Richtung auf die zentralen Teile der Ostsee zu. Dies ist gut an dem generalisierten Profil entlang des Talweges durch die zentrale Ostsee zu erkennen, das in Abb. 2 gegeben ist.

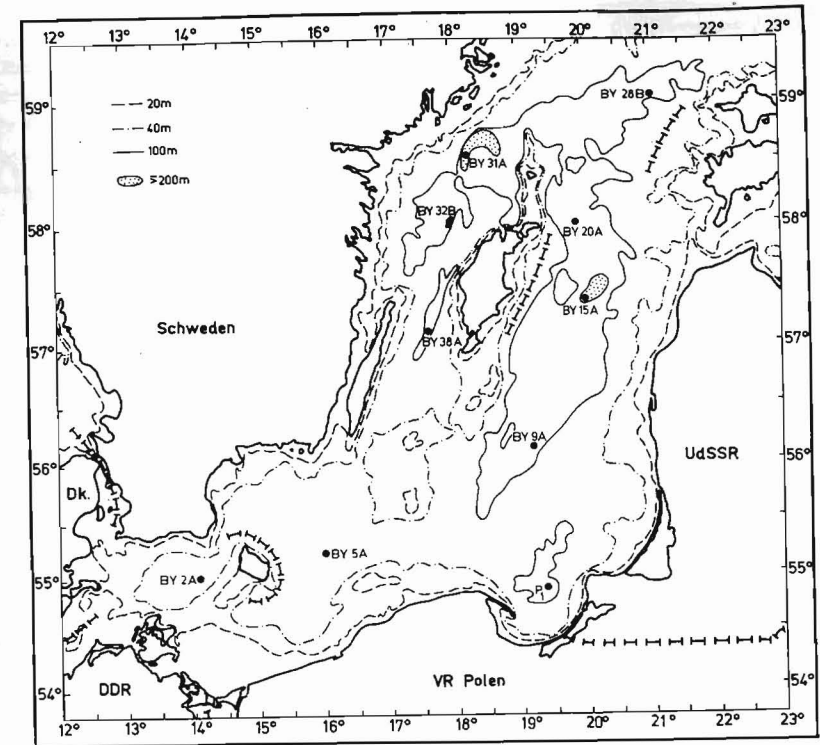


Abb. 1. Tiefen und Bodenrelief der zentralen Ostsee sowie die Lage der Beobachtungsstationen

Das westlichste Teilgebiet der zentralen Ostsee ist die Arkonasee mit einer Fläche von 18 700 km<sup>2</sup>. (Die folgenden Zahlenangaben stützen sich im wesentlichen auf Untersuchungen von EHLIN, MATTISSON und ZACHRISSON (1974) sowie FONSELIUS (1969)). Rund ein Viertel dieser Fläche weist Tiefen von mehr als 40 m auf. Nordwestlich des Adlergrundes wird mit 53 m die größte Tiefe dieses Seegebietes gelotet. Der tiefere Teil der Arkonasee wird als Arkonabecken bezeichnet, dessen Berandung durch die 30 m-Isobathe gegeben sei. Das Wasservolumen im Becken beträgt nur 70 km<sup>3</sup>. Im Südosten bewirken die untermeerischen Erhebungen der Rönnebank, des Adlergrundes und der Oderbank eine weitgehende Abriegelung von der tieferen Bornholmsee. Dagegen gestattet die Schwelle zwischen Schonen und der Insel Bornholm, die die Arkonasee im Nordosten begrenzt, mit einer maximalen Tiefe von 45 m eine nahezu ungehinderte Verbindung mit der Bornholmsee. (Nach jüngsten Untersuchungen von LARSEN und KÖGLER (1975) scheint von den tiefsten Teilen des Arkonabeckens über zwei submarine Kanäle im Bornholmsgat eine sich kontinuierlich vertiefende Verbindung zum Bornholmbecken zu bestehen, so daß ein ungehinderter Abfluß spezifisch dichteren salzreichen Tiefenwassers aus dem Arkonabecken möglich wird). Der Austausch zwischen der Arkonasee und dem Übergangsgebiet einerseits vollzieht sich im wesentlichen über die Darßer Schwelle und in geringerem Maße über die Drogden-Schwelle, mit der Bornholmsee andererseits fast ausschließlich über das Bornholmsgat.



Tabelle 1  
Beobachtungsmaterial

Station	Bezeichnung		Position		Temperatur			Salzgehalt			Sauerstoffgehalt		
	N	E	N	E	Anzahl der Serien	Zeitraum	Anzahl der Serien	Zeitraum	Anzahl der Serien	Zeitraum	Anzahl der Serien	Zeitraum	
Arkonatief (AT)	55° 00'	14° 05'	55° 00'	14° 05'	287	1906—1974	317	1906—1974	254	1921—1974			
Bornholmtief (BT)*	55° 15'	15° 59'	55° 15'	15° 59'	427	1902—1974	446	1902—1974	343	1902—1974			
Gdänsker Tief (DT)	54° 52'	19° 20'	54° 52'	19° 20'	261	1902—1974	282	1871—1974	178	1902—1974			
Südliches Gotlandbecken (SGB)	56° 7.5'	19° 10'	56° 7.5'	19° 10'	105	1924—1974	113	1924—1974	95	1924—1974			
Gotlandtief (GT)	57° 20'	20° 03'	57° 20'	20° 03'	248	1877—1974	252	1877—1974	213	1893—1974			
Färötief (FT)	58° 00'	19° 54'	58° 00'	19° 54'	129	1904—1974	130	1904—1974	115	1906—1974			
Nördliches Gotlandbecken (NGB)	59° 02'	21° 05'	59° 02'	21° 05'	106	1902—1974	109	1902—1974	92	1903—1974			
Landsortief (LT)	58° 35'	18° 14'	58° 35'	18° 14'	156	1877—1974	155	1877—1974	138	1891—1974			
Norrköpingtief (NT)	58° 00'	18° 00'	58° 00'	18° 00'	97	1905—1974	102	1905—1974	91	1925—1974			
Karlsötief (KT)	57° 07'	17° 40'	57° 07'	17° 40'	114	1902—1974	118	1902—1974	98	1924—1974			

\* für den Zeitraum vor 1955 wurden die alte deutsche Station „Bornholmtief“ auf etwa 55° 20' N 15° 30' E und die alte schwedische Station „S Ostsee 4“ auf etwa 55° 20' N 15° 40' E zur Auswertung herangezogen

Darüber hinaus befinden sich acht der zehn Stationen direkt auf dem Talweg durch die Ostsee (vgl. Abb. 2). Es ist daher zu erwarten, daß diese Positionen stets unmittelbar von den Auswirkungen der Salzwassereintrübe betroffen sind (Abb. 3).

Über den Umfang des zur Berechnung der Langzeitvariationen herangezogenen Datenermaterials gibt Tab. 1 Auskunft, in der die ausgewählten Stationen mit der verwendeten Kurzform (in Klammern dahinter), der internationalen Bezeichnung und der Position zusammengestellt sind.

Die Mehrzahl der Meßwerte ist den Datenberichten des ICES oder entsprechenden Publikationen der Anliegerstaaten der Ostsee entnommen. Sämtliche Quellen für das Beobachtungsmaterial sind im Literaturverzeichnis gesondert zusammengestellt.

### 3.2. Zur Genauigkeit der Meßwerte

Für das vorliegende Beobachtungsmaterial der *Temperatur* kann man im wesentlichen mit Genauigkeiten von  $\pm 0,1$  bis  $\pm 0,01$  °C rechnen. Lediglich die Messungen vor 1900 könnten mit größeren Fehlern behaftet sein.

Kurzzeitige Variationen, die nicht eliminiert werden können, sind vor allem im Tiefenwasser des Arkonabeckens von Bedeutung (vgl. MATTHÄUS, 1977b). Im Tiefenwasser des Bornholm- und Gotlandbeckens ist die kurzzeitige Veränderlichkeit geringer. So wurden bei etwa stündlichen Messungen über einen halben Tag in 73 m Tiefe des Bornholmbeckens Schwankungsbreiten von 1,6 Grad gefunden (JACOB, 1961). Im Tiefenwasser des Gotlandtiefs traten nach Beobachtungen von GIESKES und GRASSHOFF (1969) Werte der dreistündigen Variabilität unter 0,2 Grad auf. Lediglich bei großräumigen Umschichtungen kann man in der grundnahen Wasserschicht mit dreistündigen Variabilitäten bis zu 0,7 Grad rechnen (NEHRING, FRANCKE, BROSIN, 1971). Ähnliche Beobachtungen liegen aus dem nördlichen und westlichen Gotlandbecken vor (SIEDLER, 1961; JACOB, 1961).

Die Ermittlung des *Salzgehaltes*, die bis in die sechziger Jahre fast ausschließlich durch titrimetrische Bestimmung des Chlorgehaltes nach MOHR-KNUDSEN unter Zugrundelegung der empirischen Beziehung von FORCH, KNUDSEN und SØRENSEN (1902) erfolgte, weist eine Genauigkeit von  $\pm 0,03$  bis  $\pm 0,05$ ‰ auf. Die neuere Bestimmungsmethode auf der Basis der Leitfähigkeit des Meerwassers (COX, 1966; WOOSTER, LEE, DIETRICH, 1969) wird mit Genauigkeiten von  $\pm 0,004$  bis  $\pm 0,01$ ‰ angegeben.

Von den hier verwendeten Salzgehaltswerten ist aber nur ein geringer Teil über die Leitfähigkeitsmessung im Labor bestimmt worden. Auch Salzgehaltswerte aus in situ-Messungen der Leitfähigkeit dürften in dem Datenmaterial kaum enthalten sein, so daß man für die überwiegende Zahl der Werte Genauigkeiten von  $\pm 0,03$  bis  $\pm 0,05$ ‰ annehmen kann. Lediglich für das Beobachtungsmaterial aus dem vorigen Jahrhundert muß mit größeren Unsicherheiten gerechnet werden. Die ozeanographische Standard-Meßtechnik befand sich damals noch in der Entwicklung, und sowohl für die Probenentnahme als auch bei der Salzgehaltsbestimmung wurden unterschiedliche Verfahren verwendet und keine einheitlichen Berechnungsmethoden zugrunde gelegt.

Der Salzgehalt ist im allgemeinen nicht derartig großen Veränderlichkeiten unterworfen wie die Temperatur, so daß die Streuung in den Werten geringer sein dürfte. Größere Variabilitäten werden in der Salzgehaltssprungschicht beobachtet. In den grundnahen Wasserschichten des Arkonabeckens lassen Salzwassereintrübe und -intrusionen besonders große Variabilitäten erwarten. Messungen darüber liegen aber bisher nicht vor.

Im Gotlandtief wurden in der Salzgehaltssprungschicht (75 m) maximale dreistündige Variabilitäten von etwa  $0,6^{\circ}/_{00}$  (September 1967) bis zu  $1,4^{\circ}/_{00}$  (Mai 1968) (GIESKES, GRASSHOFF, 1969) gemessen. Im Tiefenwasser treten kurzzeitige Änderungen von höchstens  $0,1-0,2^{\circ}/_{00}$  auf, die auch während der Wasserumschichtung im Oktober 1969 nicht überschritten wurden (NEHRING, FRANCKE, BROSIN, 1971). Ähnlich liegen die Verhältnisse im nördlichen und westlichen Gotlandbecken (SIEDLER, 1961, JACOB, 1961).

Der Sauerstoffgehalt wird noch heute nach einer geringfügig modifizierten, erstmalig aber von WINKLER (1888) beschriebenen Methode bestimmt. Nach dieser Methodik wird von routiniertem Personal eine Standardabweichung von nur  $\pm 0,04$  ml/l erreicht.

Details über die kurzzeitige Variabilität des Sauerstoffgehalts im östlichen Gotlandbecken wurden bereits früher zusammengestellt (MATTHÄUS, 1973b), wobei die dreistündigen Variabilitäten im Tiefenwasser mit Ausnahme der Zeiten großräumiger Wasserumschichtungen zumeist kleiner als  $0,2$  ml  $H_2S/l$  bzw. rund  $0,2$  ml  $O_2/l$  betragen. JACOB (1961) fand ähnliche Verhältnisse im nördlichen und westlichen Gotlandbecken. Aus dem Arkona- und Bornholmbecken liegen keine Untersuchungen zur Variabilität im Sauerstoffgehalt vor. Die komplizierten sommerlichen Schichtungsverhältnisse lassen jedoch im Bereich des baltischen Zwischenwassers und in Grundnähe größere Veränderlichkeiten erwarten.

Für mathematische Betrachtungen wird der in den letzten beiden Jahrzehnten im Tiefenwasser häufig beobachtete und ab Ende 1960 quantitativ bestimmte Schwefelwasserstoffgehalt nach einem Vorschlag von FONSELIUS (1969) in einen dem Sauerstoff chemisch äquivalenten Wert umgerechnet, den sogenannten „negativen Sauerstoff“ (vgl. auch MATTHÄUS, 1973b).

Die im Beobachtungsmaterial gelegentlich angegebenen geringen Sauerstoffmengen bei Anwesenheit von Schwefelwasserstoff wurden unberücksichtigt gelassen, da im allgemeinen beim Auftreten von  $H_2S$  in situ kein gelöster Sauerstoff vorhanden ist. Bei Sauerstoffgehalten von  $0$  ml/l und fehlenden Messungen des Schwefelwasserstoffgehalts wurden die Werte im allgemeinen nicht in die Berechnungen einbezogen. So wurden beispielsweise im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs die Angaben zwischen Anfang 1958 und Mitte 1960 nicht berücksichtigt. Es ist bekannt, daß bereits 1957/58 im Bodenwasser des Gotlandtiefs  $H_2S$  festgestellt wurde (PASTUCHOVA, 1961; FONSELIUS, 1962), quantitative Messungen jedoch erst Ende 1960 erfolgten. Aus der Verteilung der Meßpunkte ist zu schließen, daß der  $H_2S$ -Gehalt von 1957 bis zur Umschichtung 1961 allmählich zugenommen hat, so daß diese Auswahl den realen Bedingungen besser gerecht werden dürfte. Aus der im August 1964 durchgeführten Internationalen Ostseeuntersuchung wurden nur vier Serien im Bereich des Gotlandtiefs ausgewählt.

### 3.3. Eigenschaften des Beobachtungsmaterials

Für quantitative Aussagen über Langzeittrends ist eine Beschränkung auf direkte Meßwerte in festen Tiefenniveaus und Positionen zweckmäßig. Es wird daher nicht auf Werte aus dem gesamten Becken in einer Tiefe (FONSELIUS, 1962) bzw. einer Station in einer Schicht (FONSELIUS, 1969; GŁOWIŃSKA, 1971) oder auf Jahresmittelwerte (SOSKIN, 1963) zurückgegriffen.

Die Langzeitvariationen von Temperatur und Sauerstoffgehalt werden ausschließlich im Tiefenwasser bestimmt. Auf Grund der zeitlichen Inhomogenität und der begrenzten Anzahl der Beobachtungen erweisen sich Meßwerte aus dem Oberflächenwasser für Aus-

sagen über langzeitige Änderungen als ungeeignet, da den Langzeiteffekten an der Oberfläche vorwiegend tages- und jahreszeitliche Fluktuationen überlagert sind. Auch wenn der Jahresgang eliminiert wird, indem alle Meßwerte als Differenz zum mittleren jahreszeitlichen Verlauf ausgedrückt und zum langjährigen Mittelwert addiert werden, sind keine befriedigenden Aussagen möglich. Die klimatisch und biologisch bedingten Unterschiede im Temperatur- und Sauerstoffverlauf der einzelnen Jahre können nicht eliminiert werden, da für das Einzeljahr nur wenige Werte zur Verfügung stehen.

Beim Salzgehalt ist dagegen der jahreszeitliche Gang im Oberflächenwasser nur gering. Langzeitvariationen konnten daher in der gesamten Wassersäule bestimmt werden (vgl. auch MATTHÄUS, 1977a).

Insgesamt konnten 1930 Serien der Temperatur, 2024 Serien des Salzgehaltes und 1617 Serien des Sauerstoffgehaltes bei den Untersuchungen berücksichtigt werden, wobei die auf die einzelnen Stationen entfallende Zahl von Serien sehr unterschiedlich ist (vgl. Tab. 1).

Auch die Zeiträume, für die Beobachtungen vorliegen, können von Station zu Station variieren. Bei Temperatur und Salzgehalt sind außer für das Südliche Gotlandbecken seit Beginn dieses Jahrhunderts, für das Gotland- und Landsorttief sogar schon seit 1877, Daten herangezogen worden. Die Messungen des Sauerstoffgehalts begannen an einigen Stationen kurz nach 1900, im Gotland- und Landsorttief bereits in den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts, im Arkona-, Norrköping- und Karlsötief sowie im Südlichen Gotlandbecken aber erst Mitte der zwanziger Jahre.

Bei der Interpretation der Ergebnisse ist die unterschiedliche zeitliche Verteilung der Meßwerte (vgl. auch Abb. 6–8) zu berücksichtigen, denn etwa 60–90% der Werte wurden nach 1950 gemessen. Modelluntersuchungen zum Einfluß der unterschiedlichen Meßwertdichte auf die Lage der Ausgleichsgeraden haben gezeigt, daß die Ergebnisse der Ausgleichsrechnung nur dann merklich beeinflußt werden, wenn nach 1950 eine ausgeprägte Änderung im Langzeittrend eintritt, die mehrere Jahrzehnte erhalten bleibt. Derartige Verhältnisse deuten sich aber nur bei Temperatur und Salzgehalt im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs an (vgl. Abb. 6 und 7) und könnten in diesem Fall etwas zu niedrige Werte für den Gesamtzeitraum vortäuschen.

Die errechneten mittleren Variationen gelten streng nur für die Zeiträume, aus denen Beobachtungswerte in die Untersuchungen eingegangen sind. Durch Inter- und Extrapolationen wird in den meisten Fällen eine Angleichung der Zeiträume und damit eine Vergleichbarkeit auch der Beträge der Langzeitänderungen möglich.

## 4. Bearbeitungsgrundlagen

Die Meßwerte in der Ozeanologie sind stets Funktionen des Ortes und der Zeit. Es ist deshalb zweckmäßig, auch die Veränderungen dieser Werte in Abhängigkeit von Ort und Zeit zu betrachten. Dabei ergibt es sich, daß an einem festen Ort die Zeit mit ozeanologischen Parametern korreliert wird, ohne daß zwischen beiden Größen ein direkter ursächlicher Zusammenhang besteht. Vor dieser Aufgabe steht man bei der Untersuchung von Langzeitvariationen meereskundlicher Elemente.

Die aus der Literatur bekannten Abschätzungen über Langzeitänderungen ozeanologischer Parameter im Tiefenwasser der Ostsee sind vorwiegend qualitativer Art. Um quantitative Schlußfolgerungen zu erhalten, muß man versuchen, die Auswertung der Beobach-

tungsdaten mit Hilfe mathematischer Methoden auf eine einheitliche Bezugsbasis zu stellen. Ein einfaches mathematisches Modell für die Erfassung von Langzeittrends in Zeitreihen ist die lineare Ausgleichung.

Die lineare Ausgleichung von Meßdaten ist in letzter Zeit verschiedentlich zur Ermittlung langzeitiger Veränderungen im Meer herangezogen worden. So berechnete TOMCZAK (1967) durch lineare Ausgleichung von monatsweise zusammengefaßten Beobachtungen der Oberflächentemperatur in Eingradfeldern eine mittlere Erwärmung der Nordsee im Zeitraum 1905–1954. HILL (1968) bestätigte an Hand von Untersuchungen der Oberflächentemperatur, die SOUTHWARD (1960) im Englischen Kanal für den Zeitraum 1905 bis 1959 durchführte, daß die lineare Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate ein geeignetes Verfahren zur Erfassung von Langzeitvariationen darstellt. Später wurde das Verfahren auch für Trenduntersuchungen am Oberflächensalzgehalt angewendet (HILL, PARAMORE, 1971). BARNES und COLLIAS (1958) berechneten aus Änderungen des Sauerstoffgehalts in den tiefen Wasserschichten des Puget Sounds, einem der stagnierenden Fjorde an der nord-amerikanischen Pazifikküste (RICHARDS, 1965b), mittlere tägliche Abnahmen des Sauerstoffgehalts durch lineare Ausgleichung. Der Verfasser brachte dieses Verfahren speziell im Tiefenwasser der Ostsee sowohl zur Bestimmung der Größe von Langzeittrends als auch zur Berechnung mittlerer Änderungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt innerhalb von Stagnationsperioden zur Anwendung (MATTHÄUS, 1972, 1973b).

#### 4.1. Das Berechnungsverfahren

Die Methode der linearen Ausgleichung einschließlich des angewendeten Signifikanztests ( $F$ -Test für Korrelationskoeffizienten) ist bereits ausführlich dargestellt worden (MATTHÄUS, 1972, 1977a), so daß in bezug auf Details auf die früheren Arbeiten verwiesen werden muß. Es sei jedoch noch einmal auf ein Problem bei der Bearbeitung des beschränkten nicht-äquidistanten Materials aus dem Tiefenwasser der offenen Ostsee aufmerksam gemacht.

An Hand der verfügbaren Stichproben sollen Informationen über die Grundgesamtheit aller möglichen Werte gewonnen und deren Aussagekraft beurteilt werden. Stichprobenparameter wie Mittelwert, Standardabweichung oder Korrelationskoeffizient sind jedoch nicht ohne weiteres zu interpretieren, wenn man nicht voraussetzen kann, daß die Stichprobe aus einer Grundgesamtheit mit GAUSSScher Normalverteilung stammt.

Bei den durchgeführten Untersuchungen wird die Größe  $x$ , in unserem Falle die Zeit  $t$ , im allgemeinen vom Beobachter festgelegt und praktisch ohne Fehler gemessen. Bei der Zeit ist eine Frage nach der Verteilung sinnlos. Die Größe  $y$ , also Temperatur, Salzgehalt oder Sauerstoffgehalt, wird als abhängige Variable betrachtet. Für diese Parameter ist zu prüfen, ob die Häufigkeitsverteilungen der Stichproben mit GAUSSSchen Normalverteilungen verträglich sind.

Im allgemeinen kann man nur bei zweidimensionalen Normalverteilungen in bezug auf den Korrelationskoeffizienten und den angewendeten Signifikanztest für einen linearen Zusammenhang die volle Information über die stochastische Abhängigkeit beider Größen erwarten. Ist die Verteilung der Grundgesamtheit von vornherein nicht normal, dann kann man zwar auch Mittelwert, Streuung und Korrelationskoeffizient für die Stichprobe berechnen, jedoch sind diese Parameter dann für eine Beurteilung nicht immer günstig (TAUBENHEIM, 1969). Prüfverfahren für einen linearen Zusammenhang unter Zugrundelegung einer Irrtumswahrscheinlichkeit kommen aber auch dann zur Anwendung, wenn eine Variable

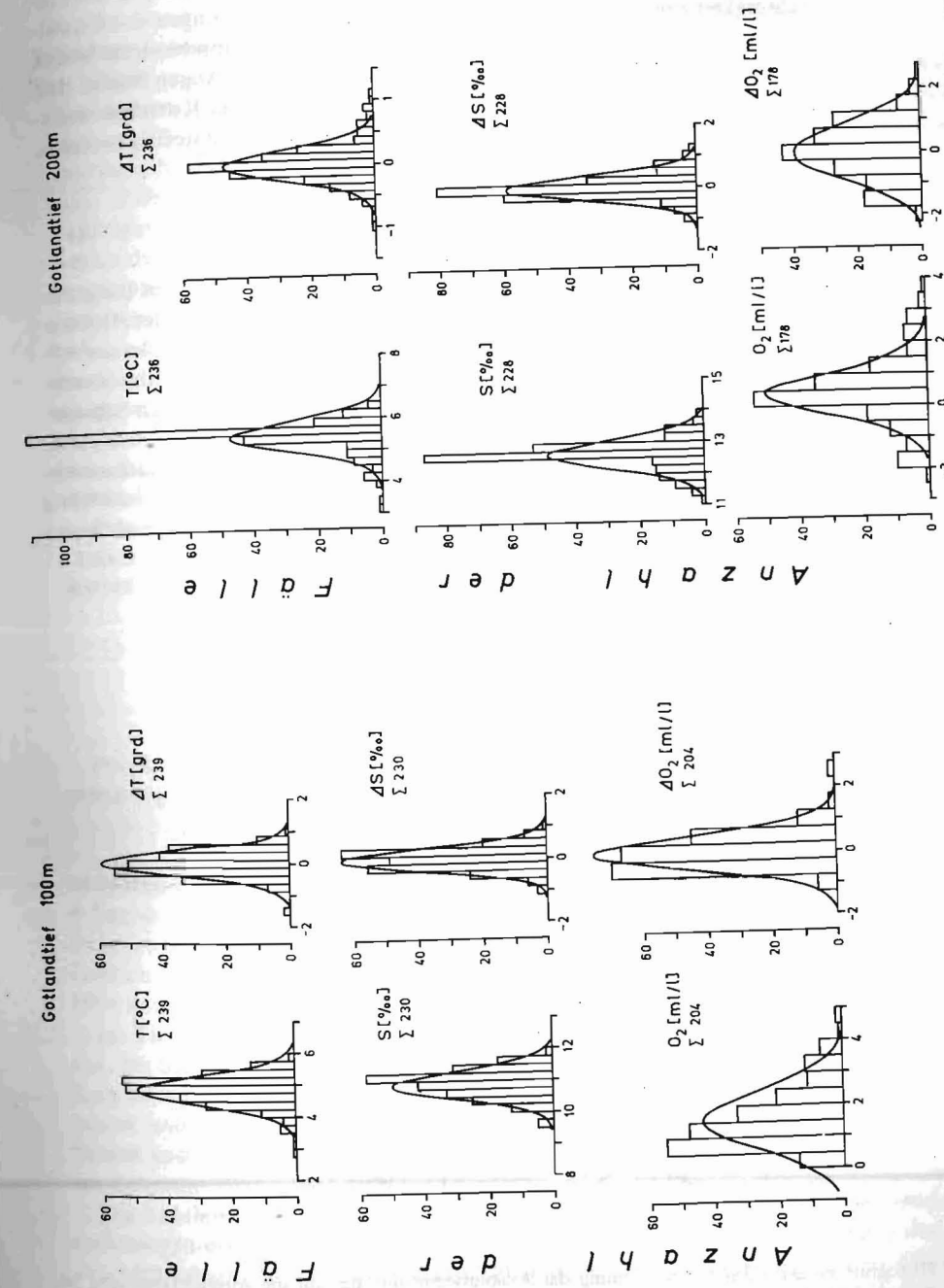


Abb. 4. Histogramme der Häufigkeitsverteilung der Absolutwerte und der auf die Ausgleichsgeraden bezogenen Relativwerte sowie die angepaßten Normalverteilungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser des Gotlandtiefs

(z. B. die Zeit) vorgegeben ist und die andere in Abhängigkeit von der ersten variiert (vgl. KOLLER, 1969). Dabei wird geprüft, ob es sich um eine signifikante Änderung (Zu- oder Abnahme) in Abhängigkeit von der Zeit handelt, oder ob die Schwankungen der Einzelwerte so groß sind, daß man aus dem Wertekollektiv auch zufällig Gruppierungen finden muß, die eine solche Änderung zeigen. Man muß sich allerdings stets vor Augen halten, daß bei diesem Verfahrensweg das Testverfahren zwar eine formale Prüfung des Korrelationskoeffizienten gestattet, die Aussagekraft aber gewissen Einschränkungen unterliegen kann.

#### 4.2. Zur Häufigkeitsverteilung

Da die aus den Beobachtungsdaten qualitativ teilweise bereits nachgewiesenen Langzeit-trends im allgemeinen nur gering sind, ist zu erwarten, daß die Grundgesamtheit der Absolutwerte von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt unter diesem Aspekt kaum Abweichungen von der Normalverteilung aufweisen wird. Grundsätzlich darf man das Vorliegen einer GAUSSSchen Normalverteilung bei solchen Meßgrößen vermuten, deren Schwankungen symmetrisch um einen Mittelwert liegen und im Verhältnis zum physikalisch denkbaren Wertebereich klein sind (TAUBENHEIM, 1969). Auch bei den in unserem Fall benutzten Abweichungen von einem gleitenden Mittelwert (Ausgleichsgerade) ist die Voraussetzung einer Normalverteilung im allgemeinen gerechtfertigt. Bei Meßgrößen, die sich einer oberen

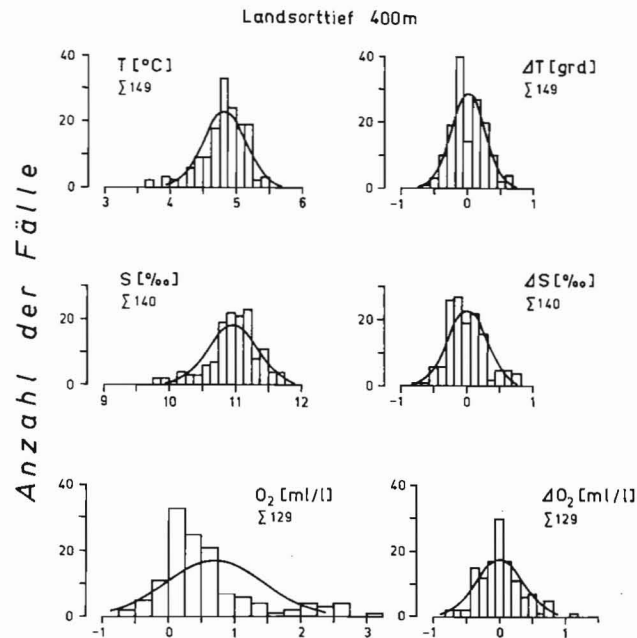


Abb. 5. Histogramme der Häufigkeitsverteilung der Absolutwerte und der auf die Ausgleichsgeraden bezogenen Relativwerte sowie die angepaßten Normalverteilungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im 400 m-Horizont des Landsorttiefs

oder unteren Grenze annähern oder diese sogar erreichen können, darf dagegen eine Normalverteilung nicht vorausgesetzt werden. Diese Schwierigkeit wird beim Sauerstoffgehalt, der eine untere Grenze aufweist, dadurch umgangen, daß der bei fehlendem Sauerstoff auftretende Schwefelwasserstoff als negativer Sauerstoff aufgefaßt wird.

Um zu entscheiden, ob die Häufigkeitsverteilung einer Stichprobe mit der GAUSSSchen Normalverteilung verträglich ist, wird das  $\chi^2$ -Verfahren angewendet (KOLLER, 1969; WEBER, 1972). Mit Hilfe dieses Prüfverfahrens wurde bereits früher nachgewiesen, daß aus der Verteilung der Temperatur- und Sauerstoffwerte im 45 m-Horizont des Arkonatiefs auf eine normalverteilte Grundgesamtheit geschlossen werden kann, wenn man den mittleren Jahresgang dieser Größen eliminiert (vgl. MATTHÄUS, 1977b, 1978a). Auch bei den Meßwerten des Oberflächensalzgehaltes an allen zehn Stationen kann von einer Normalverteilung ausgegangen werden (MATTHÄUS, 1977a).

Problematischer ist die Frage nach der Häufigkeitsverteilung von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser des Gotlandbeckens. Es ist nicht geklärt, ob man trotz der durch die sporadischen Salzwassereinträge hervorgerufenen unterschiedlich ausgeprägten Änderungen der Parameter — die zwar im Verhältnis zur insgesamt möglichen Änderung nur gering bleiben — überhaupt eine Normalverteilung erwarten kann. Die Untersuchungen aus dem 100 und 200 m-Horizont des Gotlandtiefs (Abb. 4) sowie aus dem 400 m-Horizont des Landsorttiefs (Abb. 5) zeigen jedenfalls, daß die Verteilung der Stichproben nach dem  $\chi^2$ -Test teilweise bei den Absolutwerten [T, S im Landsorttief (400 m) und Gotlandtief (100 m); O<sub>2</sub> im Gotlandtief (200 m)], nahezu durchweg aber bei den Relativwerten [außer ΔO<sub>2</sub> im Gotlandtief (100 m)] mit Normalverteilungen verträglich ist.

#### 4.3. Zur praktischen Durchführung der Berechnungen

Für die praktische Durchführung der Berechnungen wird die Zeit  $t$  in der Geradengleichung

$$y_z = a_0 + a_1 t$$

in Jahren angegeben und auf das Jahr 1900 bezogen. Der Berechnung von  $t$  ist die Relation 1 Tag  $\cong$  1/30 Monat  $\cong$  1/360 Jahr zugrunde gelegt worden. Damit entspricht beispielsweise  $t = 0$  dem 1. Januar 1900 und  $t = 54,678$  dem 5. September 1954. Ferner geben die Größen  $a_0$  den mittleren Wert des untersuchten ozeanologischen Parameters am 1. Januar 1900 und  $a_1$  die mittlere jährliche Änderung dieses Parameters an.

Im Tiefenwasser der zehn ausgewählten Stationen wurden Langzeitrends der Temperatur, des Salzgehaltes und des Sauerstoffgehaltes für die Standardtiefen  $z = 45$  m (Arkonatief), 80 m (Bornholmtief), 100 m, 150 m, 200 m, 300 m und 400 m berechnet. Für den Salzgehalt wurden zusätzlich an der Oberfläche und in 50 m die Langzeitrends bestimmt. Soweit ausreichend Datenmaterial zur Verfügung stand, sind auch die mittleren Variationen im Zeitraum 1952–1974 berechnet worden.

Die Ergebnisse liegen in Form von Tabellen vor, die im Anhang mitgeteilt sind. Die Berechnungen erfolgten auf der elektronischen Rechanlage Cellatron C 8205 des Instituts für Meereskunde. Alle Analysen sind mit Hilfe des F-Tests geprüft worden. Geradengleichungen, die im Sinne dieses Tests statistisch nicht gesichert sind, werden in den Tabellen und den Zeichnungen mit einem Stern (\*) gekennzeichnet.

Die Mittelwerte  $\bar{y}_z$  wurden mit Hilfe der Ausgleichsgeraden für die zeitliche Mitte eines untersuchten Zeitraums bestimmt, im allgemeinen für den Zeitraum 1900—1975. Die Werte

$$\overline{\Delta y} = y(t_n) - y(t_m) \quad n > m$$

geben die mittlere Zunahme bzw. Abnahme des betreffenden Parameters im Zeitraum  $t_m$  bis  $t_n$  an.

Für alle betrachteten Tiefenhorizonte wurden die verfügbaren Meßwerte in Abhängigkeit von der Zeit aufgetragen. Zur Kontrolle und Ausscheidung grober Fehler sind die berechneten Ausgleichsgeraden in diese Meßwertverteilungen eingezeichnet worden.

## 5. Ergebnisse der Analysen

Im Gegensatz zu früheren Untersuchungen, die im wesentlichen auf das Oberflächenwasser der einzelnen Seegebiete gerichtet waren (MATTHÄUS, 1977b, 1978a), steht in dieser Arbeit vor allem das Tiefenwasser in den Becken im Blickpunkt des Interesses (vgl. auch MATTHÄUS, 1977c, 1978c, 1978d, 1978e). Dabei soll unter Becken der Teil eines Seegebietes verstanden werden, der tiefer ist als die Satteltiefe der am tiefsten gelegenen submarinen Schwelle dieses Gebietes (vgl. Abb. 2).

Die einzelnen Becken sind von unterschiedlicher Bedeutung für die Fischerei. Wichtige Weidegründe für Dorsch und Hering sind das Arkonabecken, der Adlergrund, die Rönnebank und das Gebiet vor Kolobrzeg. Die küstenfernen Regionen des Bornholmbeckens, der Slupsker Bank, des Gdańsker Beckens und des südlichen Gotlandbeckens sind die bedeutendsten Fangplätze für Dorsch, der hier zur Laichzeit starke Konzentrationen bildet. Das zentrale Bornholm- und das südliche Gotlandbecken sind im Sommer auch als Heringsfangplätze bekannt. Die wichtigsten Sprottfangplätze liegen im Gotland- sowie im Bornholmbecken, aber auch im Arkonabecken wird Sprott gefischt. Der direkte und indirekte Einfluß der Umweltfaktoren wie Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt auf die Lebensbedingungen der Fische ist bekannt, so daß die im folgenden mitgeteilten langzeitigen Änderungen dieser Parameter u. a. auch Anhaltspunkte für die Perspektive der Fischerei in der Ostsee liefern können, die immerhin ein Drittel des Gesamtaufkommens unserer Hochseefischerei ausmacht.

Die Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser sind eng miteinander verknüpft. Es erwies sich deshalb als zweckmäßig, alle drei Parameter in einem Komplex zu behandeln. Aus der Gesamtheit der graphischen Darstellungen werden aber nur einige ausgewählte Diagramme wiedergegeben, um die Grundzüge der Langzeitvariationen im Tiefenwasser zu charakterisieren.

Die Elemente der mittleren langzeitigen Variationen von Temperatur  $T$  [°C], Salzgehalt  $S$  [‰] und Sauerstoffgehalt  $O_2$  [ml/l] im Tiefenwasser in Abhängigkeit von der Tiefe  $z$  werden in den Tab. 2—11 im Anhang mitgeteilt. Im linken Teil der Tabellen sind die Geradengleichungen  $y_z$  für den Gesamtzeitraum, für den Beobachtungen vorliegen, und die Standardabweichungen  $s$  der Einzelwerte von den Ausgleichsgeraden gegeben. Um eine Vergleichbarkeit der Resultate aller Stationen zu gewährleisten, wurden die Mittelwerte  $\bar{y}_z$  und die mittleren Änderungen  $\Delta y$  auf den Zeitraum 1900—1975 bezogen. Im rechten Teil der Tabellen sind die entsprechenden Elemente für den Zeitraum 1952—1974 zusammengestellt.

### 5.1. Arkonabecken

Die Aussagen für das Arkonabecken basieren auf Untersuchungen an der Station Arkonatief (BY 2A). Durch seine exponierte Lage im Bereich zwischen Nord- und Ostsee unterliegt das Tiefenwasser des Arkonabeckens den stärksten Beeinflussungen in Raum und Zeit im Verhältnis zu allen anderen Becken der zentralen Ostsee. Bis in Grundnähe werden ausgeprägte Jahresgänge in Temperatur und Sauerstoffgehalt beobachtet. Selbst die mittleren Jahresgänge in 45 m Tiefe (vgl. MATTHÄUS, 1975) weisen extreme Werte von 2,08 und 12,83 °C bzw. 2,92 und 7,96 ml/l auf. Die absoluten Extrema liegen zwischen -0,3 und 15,42 °C bzw. 0,67 und 9,84 ml/l. Ende Oktober 1972 wurden im Nordteil des zentralen Arkonabeckens sehr ungünstige Sauerstoffverhältnisse beobachtet. An einer Stelle fehlte der Sauerstoff in Grundnähe sogar völlig (NEHRING, FRANCKE, 1974). Auch der Salzgehalt unterliegt im Tiefenwasser infolge von Salzwassereintrüben oder -intrusionen von Westen und Einschüben von kaltem Zwischenwasser im Sommer von Osten (vgl. MATTHÄUS, 1975) einer relativ starken Veränderlichkeit, deren beobachtete Extrema in 45 m zwischen 8,97 und 24,24‰ liegen.

Auf diese Umstände ist es zurückzuführen, daß aus den tiefen Teilen des Arkonabeckens keine Untersuchungen über Langzeittrends zur Verfügung stehen. Einige Angaben über den Verlauf des Oberflächen- und Bodensalzgehaltes im Zeitraum 1950—1971 liegen von FILARSKI (1972) vor. FRANCKE, NEHRING und ROHDE (1977) geben eine Darstellung der Temperatur- und Sauerstoffverteilung im Zeitraum 1965—1973 in der grundnahen Wasserschicht. Zahlenwerte über langzeitige Änderungen fehlen bisher jedoch.

Die Schwierigkeiten, die bei der Gewinnung quantitativer Aussagen über Langzeittrends im offenen Arkonabecken bestehen, spiegeln sich auch in unseren Untersuchungen wider, deren Ergebnisse in Tab. 2 im Anhang zusammengestellt sind. Auf Grund der großen Variabilitäten konnte nur der Gesamtzeitraum zur Ausgleichung herangezogen werden. Darüber hinaus mußte bei Temperatur und Sauerstoffgehalt der mittlere Jahresgang eliminiert werden. Trotz dieser Bearbeitung des Ausgangsmaterials konnte nur der Trend im Oberflächensalzgehalt im Sinne des  $F$ -Testes statistisch gesichert werden.

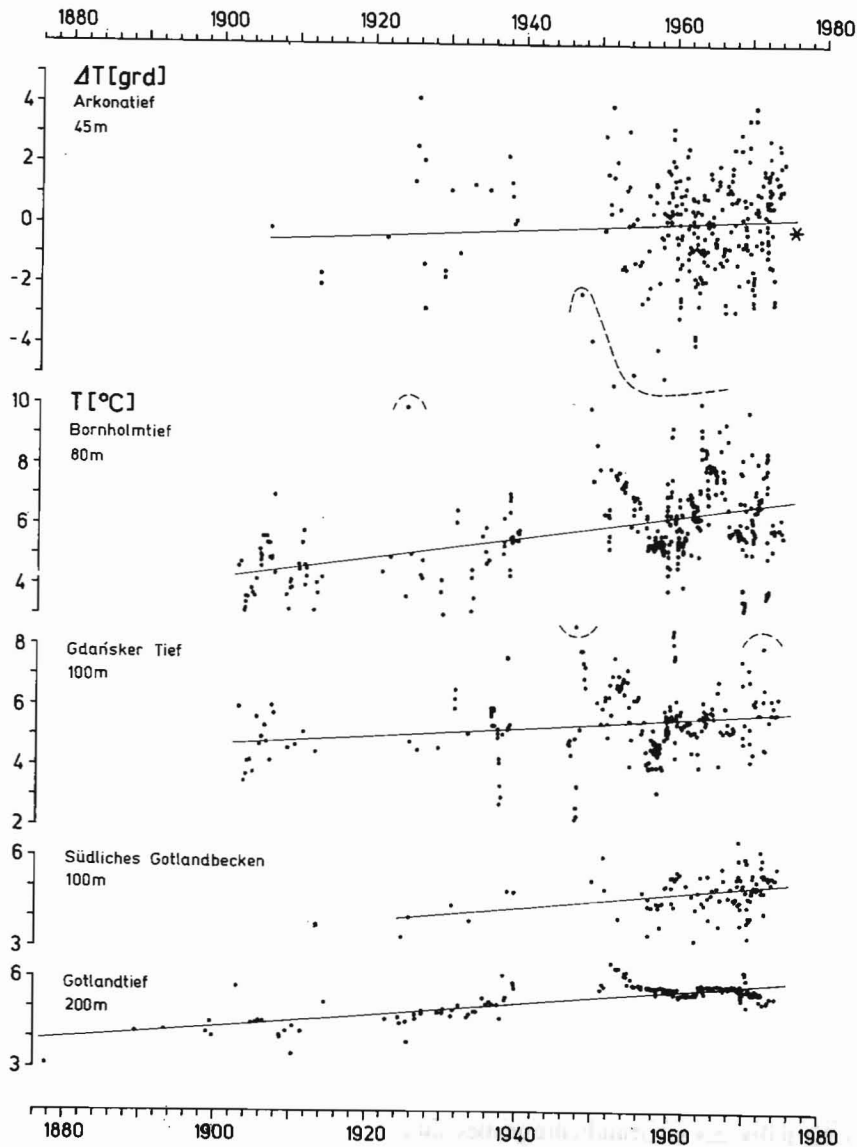
Die Ergebnisse in Tab. 2 zeigen für alle drei Parameter die für das Tiefenwasser der gesamten Ostsee charakteristischen Langzeittrends. Temperatur und Salzgehalt haben im Mittel dieses Jahrhunderts zugenommen (vgl. auch Abb. 6 und 7), im Sauerstoffgehalt ist dagegen ein Rückgang zu beobachten (Abb. 8). Unter Berücksichtigung aller verfügbaren Beobachtungen ergeben sich für den Zeitraum 1900—1975 im 45 m-Niveau mittlere Zunahmen von 0,80 Grad bzw. 1,48‰. Der Sauerstoffgehalt hat im Mittel um 0,76 ml/l abgenommen. Die große Variabilität im Tiefenwasser wird durch die hohen Standardabweichungen dokumentiert, die in bezug auf Temperatur und Salzgehalt die höchsten Werte aller betrachteten Stationen aufweisen und auch im Sauerstoffgehalt zu den größten beobachteten Werten zu zählen sind.

In den flachen Buchten der westlichen Ostsee und im Arkonabecken sind auf der Basis des bisherigen Beobachtungsmaterials Rückschlüsse auf die Trends in der Entwicklung der Sauerstoffverhältnisse schwierig. Wenn darüber hinaus noch eine Auswahl aus dem Kollektiv der Daten derart getroffen wird, daß nur die sommerlichen Werte Berücksichtigung finden, kann die Interpretation der Ergebnisse ohne statistische Absicherung zu falschen Schlüssen führen. Bei der geringen Anzahl von Meßwerten des sommerlichen Sauerstoffgehalts, der in Grundnähe großen raumzeitlichen Variationen infolge chemischen



Abbaus und biologischer Zehrung unterliegt, sind durchaus Stichproben denkbar, die eine Tendenz vortäuschen können.

Für das Arkonatief wurde versucht, sowohl für die gemessenen Werte des Sauerstoffs als auch für die Werte, bei denen der mittlere Jahresgang eliminiert wurde, einen Trend in den Monaten Juli und August (Zeitraum 1954–1973) zu berechnen. Es ergibt sich in beiden Fällen eine mittlere jährliche Abnahme von 0,0153 bzw. 0,0261 ml/l, was einem mittleren Rückgang von 0,29 bzw. 0,50 ml/l im Zeitraum 1954–1973 entspricht. Damit



ist die mittlere jährliche Abnahme seit 1954 größer als die Werte im Gesamtzeitraum (vgl. auch Tab. 2), die Ergebnisse konnten aber nach dem F-Test nicht gesichert werden. Als eine wichtige Ursache für die Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse in den flachen Gebieten der westlichen Ostsee und im Arkonabecken wird die verstärkte organische Verschmutzung des einströmenden salzreichen Wassers genannt (FRANCKE, NEHRING, ROHDE, 1977).

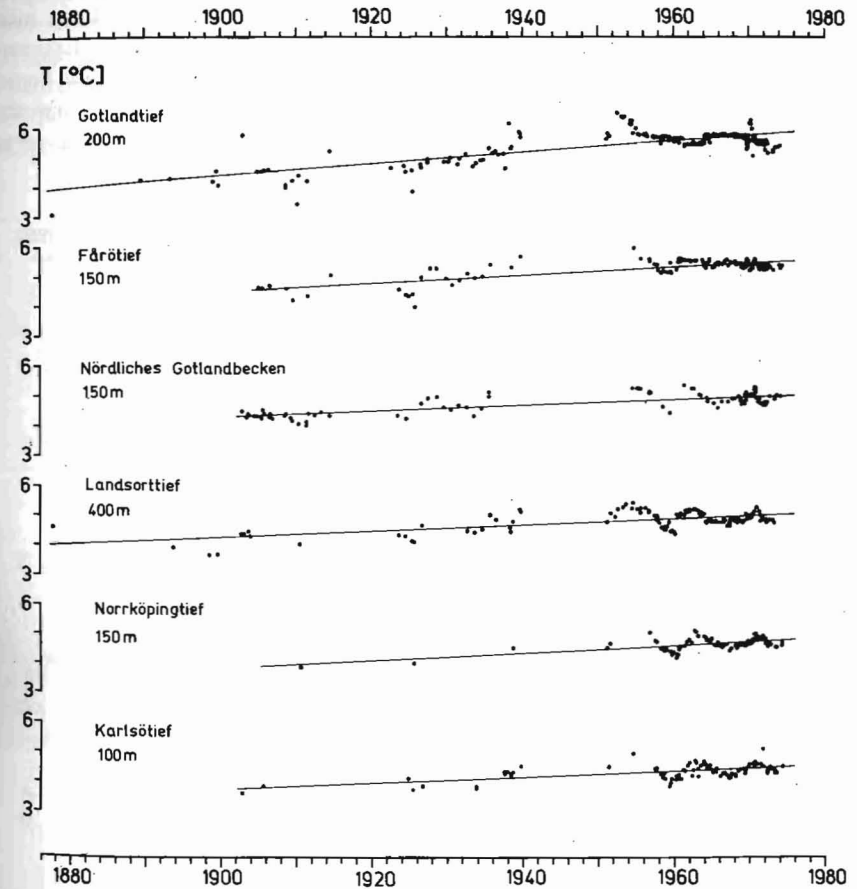
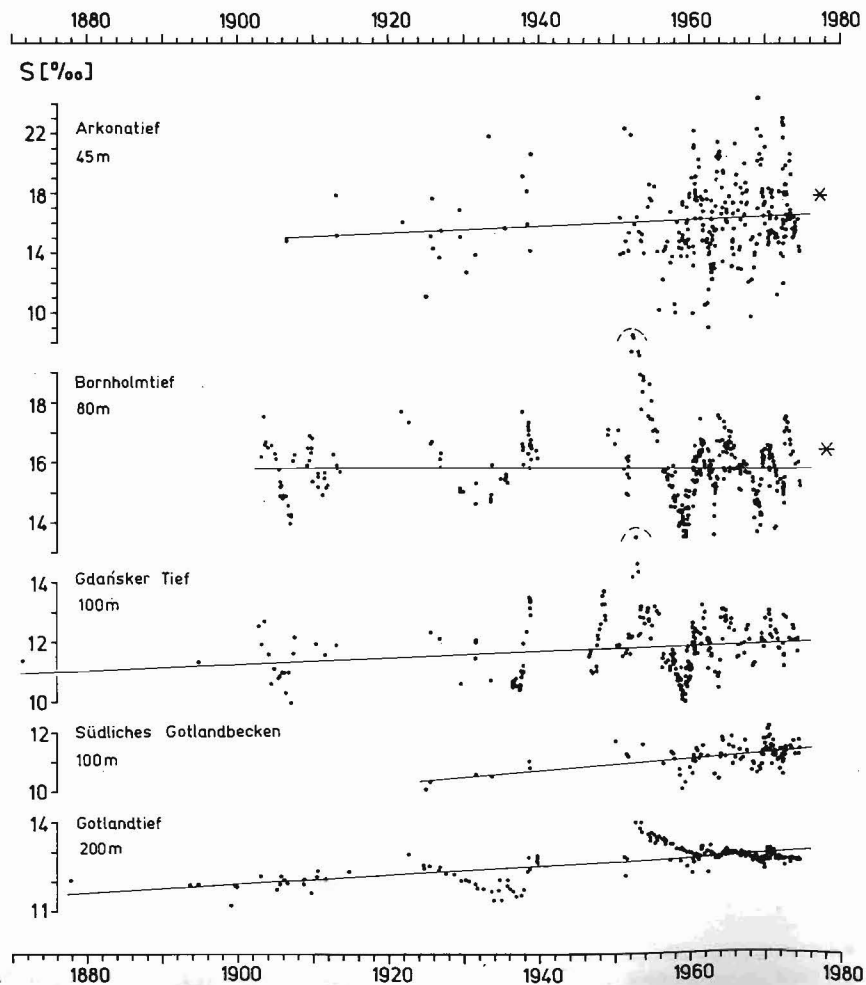


Abb. 6. (S. 62/63). Beobachtungsdaten der Temperatur und deren mittlere langzeitige Variationen im grundnächsten untersuchten Horizont der einzelnen Stationen der zentralen Ostsee

## 5.2. Bornholmbecken

Als repräsentative Station für die Untersuchungen im Bornholmbecken wurde die Station Bornholmtief (BY 5 A) herangezogen (vgl. Tab. 1). Das Tiefenwasser im Bornholmbecken unterliegt auf Grund der geographischen Nähe des unmittelbaren Einstromgebietes schnellen und großen Variationen. Die thermischen Veränderungen sind jedoch weitaus geringer als im Arkonabecken. Im Sauerstoffgehalt zeigt sich aber eine bedeutend größere Variabilität, die gegenüber dem Arkonabecken durch eine um 30% höhere Standardabweichung in Grundnähe gekennzeichnet ist. Für die Temperatur ist ein mittlerer Jahresgang bis in Grundnähe nachweisbar, der im 80 m-Horizont mittlere Extremwerte zwischen 5,38 und 7,70 °C hat (vgl. MATTHÄUS, 1977b). Die beobachteten Extrema liegen zwischen 2,69 und 13,77 °C. Trotz der Variationsbreite der beobachteten Sauerstoffwerte in 80 m zwischen 0 und 7,00 ml/l läßt sich ein geringer mittlerer Jahresgang vermuten



(vgl. MATTHÄUS, 1978a). Die großen Variationen, die durch eine Standardabweichung von  $\pm 1,5$  ml/l dokumentiert werden, zeigen, daß der Sauerstoff offenbar häufig erneuert aber auch sehr schnell wieder verbraucht wird.

Eine Erklärung könnte teilweise in den Intrusionen von Wasser aus dem Arkonabecken zu suchen sein. Die Warmwasserintrusionen im Sommer und Herbst, die in gewissem Maße auch das Tiefenwasser beeinflussen, dürften eine weitaus regelmäßige Erscheinung darstellen, als man bisher angenommen hat. Es ist darüber hinaus wahrscheinlich, daß derartige Intrusionen auch zu anderen Jahreszeiten im Bornholmbecken auftreten. Dieser Einfluß wird sich vorwiegend in Temperatur und Sauerstoffgehalt bemerkbar machen, im Salzgehalt aber kaum erkennbar sein, da sich die eindringenden Wassermengen entsprechend ihrer Dichte einschichten, die im wesentlichen durch den Salzgehalt bestimmt wird.

Eine Beeinflussung durch das Gotlandbecken, z. B. im Bereich des sommerlichen kalten Zwischenwassers, ist sicher vorhanden. Unterhalb von 60 m dürfte das Bornholmbecken

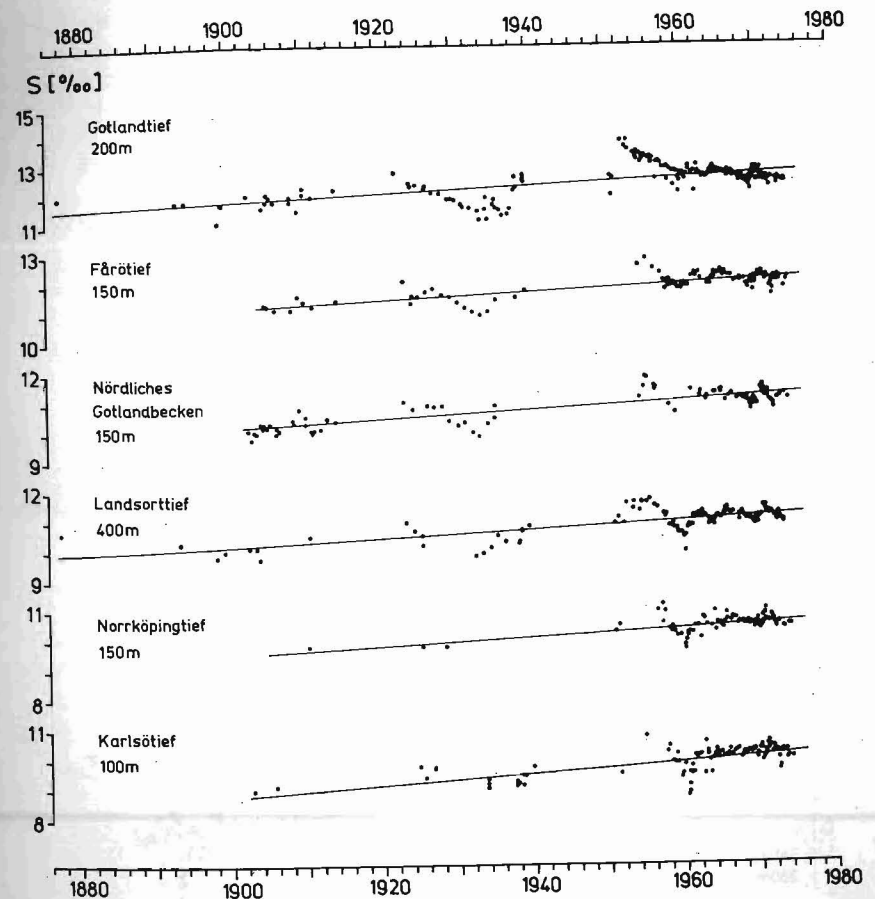
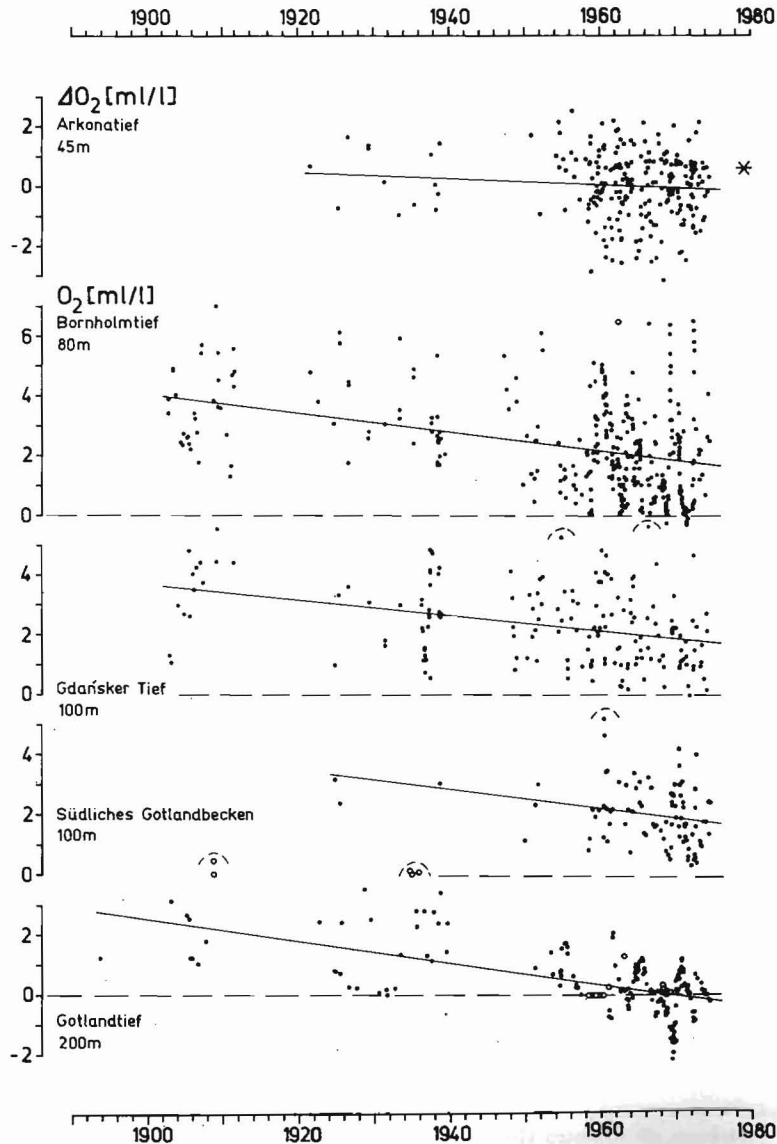


Abb. 7 (S. 64/65). Beobachtungsdaten des Salzgehaltes und deren mittlere langzeitige Variationen im grundnächsten untersuchten Horizont der einzelnen Stationen der zentralen Ostsee

jedoch völlig vom Gotlandbecken isoliert sein. Kleinere Einströme können über das schwere Tiefenwasser des Bornholmbeckens hinweg in das Gotlandbecken gelangen, ohne daß die Stagnation im Bornholmbecken unterbrochen wird. Die Stagnationsperioden nach dem großen Salzwassereinbruch Ende 1951 haben zu einer beträchtlichen Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser geführt (MANKOWSKI, 1956; SCHEMAINDA, 1957; 1958; GŁOWIŃSKA, 1963, 1971; ANTONOV, 1963; FILARSKI, 1972). Seinerzeit wurde durch Mitarbeiter der Fischereiinstitute der DDR und Polens bereits der Geruch von Schwefelwasserstoff an Wasserproben aus Grundnähe festgestellt (SCHEMAINDA, pers.



Mitt.). Gemessen wurden Schwefelwasserstoffkonzentrationen im Bornholmbecken erstmalig 1963 (KALEIS, ALEXANDROVSKAYA, 1963) und seitdem in den Jahren 1966 (KALEIS, ALEXANDROVSKAYA, YULA, 1966), 1968 (FONSELIUS, 1969), 1971 (NEHRING, FRANCKE, 1973b), 1972 (NEHRING, FRANCKE, 1974) und 1975 wiederholt beobachtet.

Der Salzgehalt im Tiefenwasser unterliegt nicht so starken Variationen wie Temperatur und Sauerstoffgehalt. Die beobachteten Extremwerte liegen zwischen 20,25 und 13,51‰.

Gegenüber Stationen in anderen Becken der offenen Ostsee steht aus dem Bornholmbecken ein relativ umfangreiches Meßwertkollektiv zur Verfügung, was nicht zuletzt

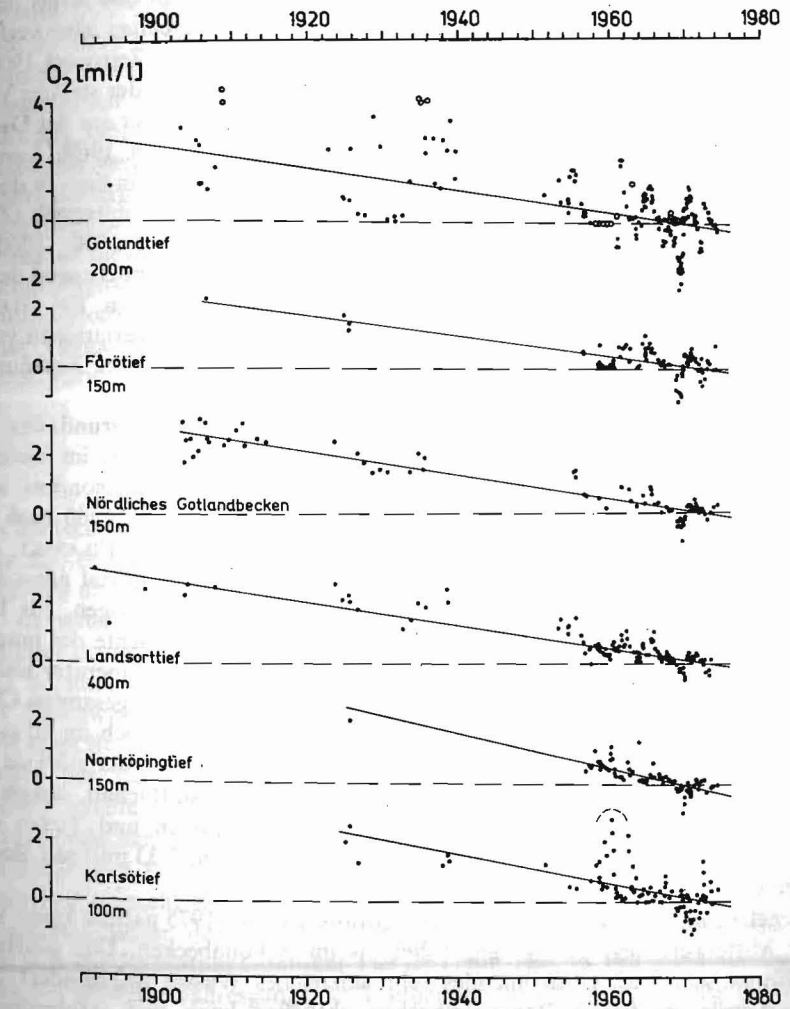


Abb. 8 (S. 66/67). Beobachtungsdaten des Sauerstoffgehaltes und deren mittlere langzeitige Variationen im grundnächsten untersuchten Horizont der einzelnen Stationen der zentralen Ostsee

auf die Bedeutung dieses Gebietes für die Fischerei zurückzuführen ist. Dieses Meßwertangebot veranlaßte zu zahlreichen deskriptiven Untersuchungen über die Änderungen der Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser. SCHEMAINDA (1955) untersuchte die ozeanologischen Auswirkungen des großen Salzwassereintruchs im Dezember 1951 auf das Bornholmbecken und gab, wie vor ihm bereits RJABIKOV (1956) in kurzer Form, eine detaillierte Übersicht über die Veränderungen in den Jahren 1951 bis 1955 (SCHEMAINDA, 1957). ANTONOV erweiterte die Betrachtungen zur Veränderung von Temperatur und Salzgehalt (ANTONOV, 1960) bzw. Sauerstoffgehalt in Grundnähe (ANTONOV, 1963) auf den Zeitraum von 1947 bis 1958 bzw. 1961. Später nahmen ANTONOV und RUDNEVA (1966) auch die Variationen der Mikronährstoffe in den Kreis der untersuchten Elemente auf. FONSELIUS (1962) gab erstmalig eine Darstellung aller verfügbaren Temperatur- und Salzgehaltswerte aus dem 80 m-Horizont für den Zeitraum 1900–1961 bzw. des Sauerstoffgehalts für den Zeitraum 1937–1961. Auf Grund der starken Variabilität der Parameter klammerte er das Bornholmbecken später aber wieder aus der Diskussion über Langzeitänderungen im Tiefenwasser der Ostsee aus (FONSELIUS, 1969). Langjährige Veränderungen von Temperatur und Salzgehalt in der Schicht 60–90 m bzw. in der grundnahen Schicht des Bornholmbeckens werden auch bei SOSKIN (1963) mitgeteilt (Zeitraum 1902–1956). Dabei wird besonderes Augenmerk auf den Zeitraum 1950–1960 gelegt. ANTONOV (1964) erweiterte die Darstellungen bis 1961 und gab Veränderungen des Sauerstoffgehaltes in der Schicht 85–90 m für den Zeitraum 1948–1961 an. Bei GŁOWIŃSKA (1971), MAŃKOWSKI (1971) und FILARSKI (1972) schließlich sind die Variationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt in Grundnähe für verschiedene Zeiträume nach dem 2. Weltkrieg dargestellt.

Alle Diagramme zeigen den starken Rückgang des Salzgehaltes in Grundnähe im Zeitraum 1952–1958. Weniger deutlich ist ein Rückgang der Temperatur im Tiefenwasser erkennbar. Für den Sauerstoffgehalt in Grundnähe ergeben sich besonders schlechte Verhältnisse in den Jahren 1953, 1956 und 1958. Im Zeitraum nach 1960 sind aus den Zeichnungen keine eindeutigen Trends ablesbar (GŁOWIŃSKA, 1971; FILARSKI, 1972).

In den vorliegenden Untersuchungen wurde das Beobachtungsmaterial gegenüber den oben genannten Darstellungen verdichtet und einer Analyse unterzogen. Im Ergebnis der Analyse erhält man die in Tab. 3 im Anhang dargestellten Elemente der langzeitigen Veränderungen und der Variationen im Zeitraum 1952–1974. In Temperatur und Sauerstoffgehalt werden für den Gesamtzeitraum die im Tiefenwasser der gesamten Ostsee zu beobachtenden Langzeittrends bestätigt. Für die Temperatur ergibt sich im 80 m-Niveau mit 0,036 Grad pro Jahr bzw. 2,67 Grad im Zeitraum 1900 bis 1975 der stärkste Anstieg im Vergleich zu allen anderen betrachteten Stationen. Im Sauerstoffgehalt, dessen berechnete Standardabweichung den größten Wert von allen Stationen und Tiefen erreicht, wurde ein mittlerer Rückgang von 0,031 ml/l pro Jahr bzw. von 2,33 ml/l seit Beginn des Jahrhunderts bestimmt.

Der Salzgehalt in 80 m zeigt im Mittel des Zeitraums 1900–1975 nahezu keine Veränderung. Der Mittelwert liegt geringfügig höher als im Arkonabecken. Das dürfte darauf zurückzuführen sein, daß einströmendes sehr salzreiches Wasser ungehindert über die Bornholmschwelle ins tiefere Bornholmbecken abfließen kann und infolgedessen nur kurze Zeit im Arkonabecken vorhanden ist und gemessen werden kann. Die Untersuchungen im Salzgehalt konnten im Sinne des *F*-Testes nicht gesichert werden.

Vergleicht man unsere Ergebnisse für den Gesamtzeitraum mit den Darstellungen in der Literatur, so kann man in bezug auf die mittlere Änderung Übereinstimmungen in

der Tendenz feststellen. Sowohl die Diagramme bei FONSELIUS (1962) als auch bei SOSKIN (1963) weisen auf eine Erhöhung der Temperatur hin. Für den Salzgehalt in der Schicht 60–90 m ist bei SOSKIN ein allgemeiner Anstieg der Jahresmittelwerte seit den zwanziger Jahren ablesbar, aber die Darstellungen sowohl bei ANTONOV (1964) als auch der Einzelwerte bei FONSELIUS (1962) zeigen, daß im 80 m-Horizont diese Entwicklung aus den verfügbaren Meßwerten nicht ohne weiteres erkennbar ist. Die Änderungen im Sauerstoffgehalt im Zeitraum 1937–1961 (FONSELIUS, 1962) bzw. 1948–1961 (ANTONOV, 1964) lassen im Gegensatz zu unserem Material (vgl. Abb. 8) keine qualitativen Schlüsse auf einen Trend zu.

Für das Bornholmbecken wurde trotz der großen Streuungen im Tiefenwasser auch der Zeitraum 1952–1974 einer Analyse mit Hilfe der linearen Ausgleichung unterzogen (vgl. Tab. 3). Bei der Temperatur zeigt sich noch ein etwa halb so großer mittlerer jährlicher Anstieg wie für den Gesamtzeitraum. Salzgehalt und Sauerstoffgehalt gingen im Mittel beträchtlich zurück, wobei die mittleren jährlichen Abnahmen mit 0,018‰ bzw. 0,034 ml/l seit 1952 größer sind als im Gesamtzeitraum. Die Analysen konnten jedoch statistisch nicht gesichert werden.

Vor dem Hintergrund mittlerer Änderungen laufen Variationen ab, die durch die Salzwassereinbrüche oder -intrusionen eingeleitet werden. Auf dem Talweg von den Zugängen in Richtung auf die tieferen Teilgebiete der Ostsee ist das Bornholmbecken das erste Becken, in dem eine Stagnation des Tiefenwassers über längere Zeit auftritt. Eine Analyse einzelner Stagnationsperioden im Zeitraum 1952–1974 in bezug auf mittlere Änderungen der Parameter Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt könnte Anhaltspunkte über die Größe der Variationen liefern.

### 5.3. Gdańsker Becken

Das Gdańsker Becken liegt abseits vom Talweg durch die Ostsee und ist durch eine Schwelle mit 88 m Satteltiefe vom östlichen Gotlandbecken getrennt. Dadurch ist das Tiefenwasser, das zeitweise stagniert, von Einflüssen aus dem östlichen Gotlandbecken isoliert. Es unterliegt im wesentlichen den direkten Einwirkungen von Salzwassereinbrüchen oder dem durch diese Einströme in Gang gebrachten Transport von Tiefenwasser aus dem Bornholmbecken über die Słupsker Rinne (vgl. Abb. 3). Man nimmt aber an, daß das Tiefenwasser des Gdańsker Beckens nicht so stark von der Oberfläche isoliert wird, wie es im Bornholmbecken der Fall ist (ANTONOV, RUDNEVA, 1966). Es werden Unterbrechungen der Stagnation durch langandauernde Stürme aus nördlichen Richtungen für möglich gehalten (MAŃKOWSKI, 1956). Auch Auftriebsprozesse und die bis in große Tiefen reichende herbstlich-winterliche Konvektion (vgl. MATTHÄUS, 1977b) werden für die gegenüber dem Bornholmbecken günstigeren Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser verantwortlich gemacht (ANTONOV, 1963; ANTONOV, RUDNEVA, 1966).

Die Untersuchungen der Langzeitänderungen im Tiefenwasser des Gdańsker Beckens beziehen sich auf die Station Gdańsker Tief ( $P_1$ ) (vgl. Tab. 1). Für diese Station deuten die Analysen des mittleren Jahresgangs der Temperatur im 100 m-Niveau auf das Vorhandensein geringer jahreszeitlicher Variationen von etwa 0,4 Grad Amplitude hin (MATTHÄUS, 1977b, 1978b). Die beobachteten Extremwerte liegen mit 8,64 bzw. 2,3 °C jedoch schon bedeutend niedriger als im Bornholmbecken. Auch die Extremwerte im Salzgehalt erreichen mit 15,52 bzw. 10,0‰ nicht die Größe der Werte aus dem Bornholmbecken. Ein

mittlerer Jahresgang im Sauerstoffgehalt konnte nicht nachgewiesen werden, obwohl noch Extremwerte zwischen 0 und 5,54 ml/l in 100 m Tiefe beobachtet wurden.

Die relativ großen Standardabweichungen bei allen drei Parametern (vgl. Tab. 4) deuten darauf hin, daß eine beträchtliche advektive Beeinflussung des Tiefenwassers vorliegt. Die Darstellungen der Meßwerte über der Zeit (Abb. 6—8) zeigen die Auswirkungen von Salzwassereinbrüchen besonders deutlich im Salzgehalt. Während der zwischen den Wassererneuerungen auftretenden Stagnationsperioden ist es auch im Gdańsker Becken in den fünfziger und sechziger Jahren schon verschiedentlich zu bedeutenden Verschlechterungen der Sauerstoffverhältnisse gekommen (GŁOWIŃSKA, 1963, 1971), die in den Jahren 1971 (NEHRING, FRANCKE, 1973b) und 1975 bis zur Bildung von Schwefelwasserstoff im Tiefenwasser führten.

Qualitative Untersuchungen zur langzeitigen Variation von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt sind vorwiegend von polnischer und sowjetischer Seite vorgenommen worden. MAŃKOWSKI (1956) betrachtete die hydrologischen Bedingungen im Gdańsker Tief im Zeitraum 1946—1956 unter Berücksichtigung der Veränderungen nach dem Einstrom Ende 1951, denen auch RJABIKOV (1956) in einem Aufsatz besondere Aufmerksamkeit schenkte. ANTONOV (1960, 1963, 1964) bzw. GŁOWIŃSKA (1963) unterzogen die Meßwerte von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt aus dem Zeitraum nach 1946 bzw. 1950 einer Analyse in bezug auf längerfristige Veränderungen im Gdańsker Tief. Auch SOSKIN (1963) integrierte die Langzeitänderungen dieses Seegebietes in seine Untersuchungen. GŁOWIŃSKA (1971) und FILARSKI (1972) geben Darstellungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser und der grundnahen Wasserschicht für verschiedene Zeiträume nach dem zweiten Weltkrieg.

Bis auf die Darstellungen bei SOSKIN (1963) und ANTONOV (1964) beziehen sich alle Diagramme auf Zeiträume nach 1945, so daß Angaben über die Veränderungen im Gdańsker Becken seit Beginn des Jahrhunderts bisher fehlen. Aus dem Diagramm bei SOSKIN (1963) ist ein mittlerer Anstieg des Salzgehaltes zwischen 1936 und 1956 erkennbar. Alle Darstellungen zeigen eine im allgemeinen geringere Temperatur und einen stets kleineren Salzgehalt im Tiefenwasser des Gdańsker Beckens gegenüber dem Bornholmbecken (GŁOWIŃSKA, 1971). Darüber hinaus ist ein deutlicher Rückgang von Salzgehalt und Temperatur im Zeitraum 1951—1959 in Grundnähe zu beobachten (SOSKIN, 1963; GŁOWIŃSKA, 1963, 1971; MAŃKOWSKI, 1971; FILARSKI, 1972). Für die übrigen dargestellten Zeiträume sowie für den Sauerstoffgehalt sind keine Langzeittrends ablesbar.

Die vorliegenden Untersuchungen liefern Zahlenwerte für die mittleren Änderungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt seit Beginn dieses Jahrhunderts sowie im Zeitraum 1952 bis 1974 im 100 m-Horizont und beim Salzgehalt auch an der Oberfläche und in 50 m Tiefe. Insgesamt zeigt sich für das Tiefenwasser des Gdańsker Beckens der in der gesamten Ostsee charakteristische Trend. Temperatur und Salzgehalt haben im Mittel dieses Jahrhunderts um 0,016 Grad pro Jahr  $\approx$  1,23 Grad bzw. 0,011‰ im Jahr  $\approx$  0,82‰ in 100 m zugenommen (vgl. Tab. 4). Im Sauerstoffgehalt wurde ein mittlerer Rückgang von 0,027 ml/l im Jahr bzw. 2,02 ml/l seit 1900 bestimmt. Gegenüber dem Bornholmbecken ist die mittlere Zunahme der Temperatur nur etwa halb so groß; der Rückgang im Sauerstoffgehalt ist auch geringer als im Tiefenwasser des Bornholmbeckens.

Im Zeitraum 1952—1974 hat sich der mittlere Anstieg im Salzgehalt in gleicher Höhe fortgesetzt, bei der Temperatur zeigt sich jedoch mit 0,007 Grad pro Jahr ein etwas geringerer Anstieg. Beide Ergebnisse konnten nach dem *F*-Test aber nicht gesichert werden. Der Sauerstoffgehalt ist dagegen seit 1952 mit 0,054 ml/l und Jahr stärker rückläufig als

im Gesamtzeitraum. Die berechneten Mittelwerte für den Zeitraum 1952—1974 sind um 0,4 Grad bzw. um 0,25‰ größer als im Gesamtzeitraum. Beim Sauerstoffgehalt liegen sie 0,65 ml/l unter den Werten des Zeitraums 1900—1975.

#### 5.4. Östliches Gotlandbecken

Das östliche Gotlandbecken ist das wohl markanteste Tiefenbecken der Ostsee. Seine Tiefen nehmen von Süd nach Nord zu und erreichen im Gotland- und Fårötief mit 249 bzw. 205 m maximale Werte. Es weist das größte Areal und den größten Wasserinhalt von allen Tiefenbecken auf (EHLIN, MATTISSON, ZACHRISSON, 1974). Auf Grund der Bodentopographie des Beckens wurden drei Stationen für die Untersuchung der Langzeittrends ausgewählt, die alle auf dem Talweg durch die Ostsee liegen. Die Station „Südliches Gotlandbecken“ (BY 9 A) liegt in dem sich langsam zum Gotlandtief absenkenden Teil des Beckens (vgl. Abb. 1 und 2). Aus dem Bornholmbecken einströmendes Tiefenwasser bleibt im Bereich dieser Station nicht liegen sondern bewegt sich weiter in Richtung auf die größten Tiefen dieses Beckens. Eine Stagnation des Tiefenwassers dieser Station ist daher selten zu erwarten. Die Untersuchungen lassen nur bedingt Aufschlüsse über die Langzeittrends im Tiefenwasser zu, gestatten jedoch einen interessanten Vergleich mit den Ergebnissen der Stationen „Gotlandtief“ (BY 15 A) und „Fårötief“ (BY 20 A). Beide Stationen, deren Areal als das zentrale stagnierende Becken der Ostsee angesehen wird, liegen in den größten Vertiefungen des östlichen Gotlandbeckens. Sie dürften etwa gleiche Bedingungen in bezug auf die Langzeitänderungen im Tiefenwasser aufweisen.

Das Tiefenwasser im östlichen Gotlandbecken unterliegt nahezu ausschließlich advektiven Einflüssen. Seine Erneuerung erfolgt über den sporadischen Einstrom salz- und sauerstoffreichen Wassers aus dem Bornholmbecken. Ein regelmäßiger Jahresgang der Temperatur ist im allgemeinen nur bis in 70—80 m zu beobachten. Lediglich im Südlichen Gotlandbecken sind Auswirkungen jahreszeitlicher Fluktuationen in 90 und 100 m erkennbar, deren Jahresamplitude noch 0,3 bis 0,5 Grad erreicht (vgl. MATTHÄUS, 1977b, 1978b).

Das größte Interesse an den beobachteten Extremwerten liegt für das grundnächste betrachtete Niveau vor. Im 100 m-Horizont des Südlichen Gotlandbeckens wurden extreme Temperaturen von 3,32 bzw. 6,69 °C und Salzgehalte von 10,23 bzw. 12,34‰ gemessen. Während die extremen thermischen Bedingungen mit 3,10 bzw. 6,74 °C im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs ähnlich waren, ergaben die extremen Salzgehaltswerte mit 11,16 bzw. 13,89‰ höhere Werte als im Südlichen Gotlandbecken. In 150 m Tiefe des Fårötiefs wurden Werte von 3,87 bzw. 5,87 °C und 10,91 bzw. 12,79‰ gemessen. Damit liegen die maximalen Werte durchweg niedriger als die im Gdańsker und Bornholmbecken beobachteten Temperaturen und Salzgehalte.

Auf Grund der günstigen ozeanologischen Bedingungen erreichen die Maxima des Sauerstoffgehalts in 100 m Tiefe des Südlichen Gotlandbeckens mit 5,12 ml/l noch die Größe der Werte im Gdańsker Tief. Bei allen bisherigen Untersuchungen waren im 100 m-Horizont zumindest geringe Mengen Sauerstoff nachweisbar (Minimum: 0,28 ml/l), in Grundnähe wurden allerdings 1971 und 1975 geringe Mengen Schwefelwasserstoff gefunden. Im 200 m-Niveau des Gotlandtiefs gehen die beobachteten Maxima bereits auf 3,53 ml/l und im Fårötief in 150 m auf 2,48 ml/l zurück. An diesen Stationen wurde häufig das Fehlen des Sauerstoffs im Tiefenwasser festgestellt. Solche Situationen im Gotlandtief sind bereits aus dem Jahre 1931 bekannt (KALLE, 1943; SCHULZ, 1956), wo GRANQVIST

(1932) erstmals auf das Vorhandensein von Schwefelwasserstoff in 200 und 220 m hinwies. In den Jahren 1956 bis 1958 wurde im Gotlandtief häufig  $H_2S$  durch Geruch festgestellt (PASTUCHOVA, 1961; FONSELIUS, 1962; SOSKIN, 1963). Ab Ende 1960 werden quantitative Bestimmungen der Schwefelwasserstoffkonzentration im Tiefenwasser vorgenommen, und in den Jahren 1961 (SVANSSON, 1961; FONSELIUS, 1962), 1963/64 (KALEIS, ALEXANDROVSKAYA, 1963; FONSELIUS, 1964, 1967) sowie 1966/67 (KALEIS, ALEXANDROVSKAYA, YULA, 1966; FONSELIUS, 1966, 1967) wurde dieses Gas wiederholt im Gotlandtief gefunden. Seit 1968 sind mit Ausnahme des Jahres 1970 jedes Jahr zeitweilig beträchtliche Konzentrationen von  $H_2S$  zumindest im Bodenwasser — teilweise aber bis in den 150 m- und vereinzelt 100 m-Horizont — des Gotland- bzw. Färötiefs gemessen worden (FONSELIUS, 1969; NEHRING, FRANCKE, 1973a, 1973b, 1974, 1975, 1976).

Das östliche Gotlandbecken gehört zu den am intensivsten untersuchten Tiefenbecken der Ostsee. KALLE (1943) beschrieb erstmalig einen Umschichtungsvorgang im Gotlandtief in den Jahren 1933/34 unter Einbeziehung des Zeitraums von 1926 bis 1939. RJABIKOV befaßte sich mit den Veränderungen von Temperatur und Salzgehalt im Gotlandtief im Zeitraum 1951–1955 (RJABIKOV, 1956) und verglich die Variationen der Sauerstoffsättigung nach 1951 mit den Verhältnissen in den dreißiger Jahren (RJABIKOV, 1960). Die Änderungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Zeitraum 1902–1954 fanden besonderes Augenmerk bei SOSKIN (1963). Seine umfassenden Untersuchungen im Bereich des Gotlandtiefs weisen auf eine allgemeine Erhöhung von Temperatur und Salzgehalt des Tiefenwassers im Laufe dieses Jahrhunderts hin. Im Jahre 1962 gab FONSELIUS ein Diagramm aller verfügbaren Meßwerte dieser Parameter im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs über der Zeit für die Periode 1902–1961. In späteren Arbeiten benutzte er diese Darstellungsart zur qualitativen Bestimmung der Veränderungen sowohl seit Beginn dieses Jahrhunderts (FONSELIUS, 1969; FONSELIUS, RATTANASEN, 1970) als auch im Zeitraum nach 1950 (FONSELIUS, RATTANASEN, 1970; ENGSTRÖM, FONSELIUS, 1974). Die Einzelwerte zog er insbesondere zum Studium des Mechanismus der Wassererneuerungen im Tiefenwasser des Gotlandtiefs seit Mitte der fünfziger Jahre heran, für die die Sauerstoffwerte ein besserer Indikator sind als Temperatur und Salzgehalt. Im Jahre 1972 brachte der Verfasser die Ausgleichsmethode zur Gewinnung quantitativer Aussagen über mittlere Änderungen ozeanologischer Parameter in der Ostsee am Beispiel des Gotland- und Landsorttiefs zur Anwendung (MATTHÄUS, 1972, 1973b).

Alle Untersuchungen seit 1963 zeigen einen mittleren Anstieg von Temperatur und Salzgehalt im Tiefenwasser des Gotlandtiefs im Verlaufe dieses Jahrhunderts. Die Erhöhung geht nicht kontinuierlich vor sich, sondern ist durch Perioden mit abnehmender Tendenz dieser Parameter unterbrochen. Die Sauerstoffverhältnisse sind durch einen mittleren Rückgang des Sauerstoffgehalts gekennzeichnet.

Die vorliegenden Untersuchungen gestatten quantitative Aussagen über die mittleren Änderungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt in verschiedenen Tiefenhorizonten des östlichen Gotlandbeckens sowohl im Gesamtzeitraum seit Beginn dieses Jahrhunderts als auch zwischen 1952 und 1974. Die einzelnen Elemente der Langzeitvariationen für die betrachteten Stationen sind in Tab. 5–7 im Anhang angegeben. Die abnehmende Streubreite der Meßwerte mit zunehmender Entfernung von den Ostseezugängen wird durch die von Süd nach Nord abnehmende Standardabweichung in den vergleichbaren Horizonten des Tiefenwassers dokumentiert.

Für den Gesamtzeitraum ergibt sich im Tiefenwasser aller drei Stationen — überdeckt durch die Variationen infolge von episodischen Einströmen salzreichen Wassers — ein

allgemeiner Anstieg der Temperatur und des Salzgehaltes sowie eine mittlere Abnahme des Sauerstoffgehaltes. In der grundnächsten untersuchten Wassertiefe zeigen sich im Südlichen Gotlandbecken mit 0,024 Grad pro Jahr bzw. 1,76 Grad im Zeitraum 1900 bis 1975 und 0,023‰ pro Jahr bzw. 1,70‰ sowohl die größten mittleren Zunahmen in Temperatur und Salzgehalt als auch mit  $-0,032$  ml/l im Jahr bzw.  $-2,43$  ml/l der stärkste Rückgang im Sauerstoffgehalt aller drei Stationen des östlichen Gotlandbeckens. Das gilt auch für den 100 m-Horizont, der an der Station „Südliches Gotlandbecken“ die stärksten mittleren Änderungen in Temperatur und Sauerstoffgehalt von allen betrachteten Stationen der zentralen Ostsee aufweist. Die Ursache kann in der randlichen Lage der Station am Hang und vielleicht auch in dem sehr geringen verfügbaren Meßwertumfang vor 1949 zu suchen sein.

Vom Südlichen Gotlandbecken zum Färötief nimmt die mittlere Änderung von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt sowohl im grundnächsten Horizont als auch in 100 m Tiefe im allgemeinen ab. Gotland- und Färötief weisen in entsprechenden Horizonten mit mittleren jährlichen Änderungen von 0,009 bis 0,016 Grad, 0,012 bis 0,014‰ und  $-0,034$  bis  $-0,047$  ml/l, deutlicher aber im grundnächsten Horizont mit 0,015 bis 0,020 Grad, 0,012 bis 0,013‰ und  $-0,034$  bis  $-0,036$  ml/l, etwa gleiche Variationen auf.

In vergleichbaren Horizonten nehmen die berechneten Mittelwerte bei Salzgehalt und Sauerstoffgehalt für den Gesamtzeitraum vom Südlichen Gotlandbecken in Richtung Färötief ab. Lediglich bei der Temperatur ergibt sich in 100 m für das Südliche Gotlandbecken ein geringerer Wert als im Gotland- und Färötief. Die Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt liegen im 100 m-Horizont des östlichen Gotlandbeckens mehr als 0,6 Grad bzw. 1‰ unter den Werten des Gdańsker Tiefs. Im Sauerstoffgehalt ergibt sich für das Südliche Gotlandbecken mit 2,86 ml/l der höchste Mittelwert des 100 m-Horizonts aller betrachteten Stationen der zentralen Ostsee.

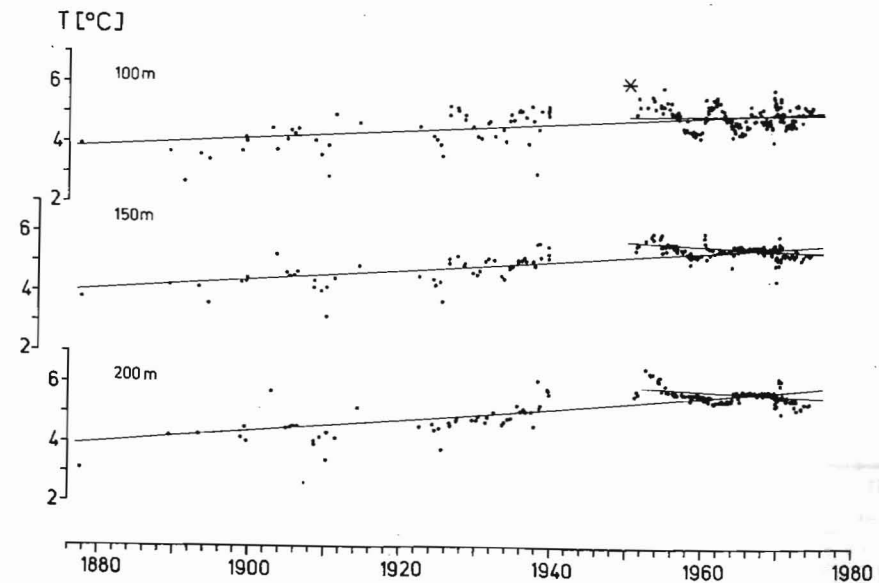


Abb. 9. Mittlere langzeitige Variationen der Temperatur im Tiefenwasser des Gotlandtiefs

Beispiele für die Lage der Ausgleichsgeraden durch das Meßwertkollektiv im Gesamtzeitraum und zwischen 1952 und 1974 in verschiedenen Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs zeigen die Abb. 9–11. Für den Gesamtzeitraum sind der mittlere Anstieg des Salzgehalts und der Rückgang im Sauerstoffgehalt in allen betrachteten Niveaus des Tiefenwassers annähernd gleich. Lediglich bei der Temperatur zeigt sich mit der Tiefe eine geringfügige Zunahme des mittleren Anstiegs (vgl. auch MATTHÄUS, 1972).

Eine qualitative Übereinstimmung der vorliegenden Resultate mit früheren Untersuchungen anderer Autoren ist durchweg gegeben. Einen Vergleich der Zahlenwerte gestatten aber nur die bereits erwähnten Arbeiten des Verfassers im Gotlandtief (MATTHÄUS, 1972, 1973a, 1973b). Zwar fußen die Aussagen auf gleichem Basismaterial, der Stichprobenumfang konnte jedoch gegenüber den früheren Untersuchungen durch zusätzliche Erschließung älterer Beobachtungsdaten und Einbeziehung der neueren Meßwerte bei geringfügiger Erweiterung des Zeitraums etwa verdoppelt werden. Die berechneten mittleren jährlichen Änderungen für den Gesamtzeitraum ergeben sowohl im Trend als auch in der Größe keine wesentlichen Differenzen gegenüber den früheren Ergebnissen.

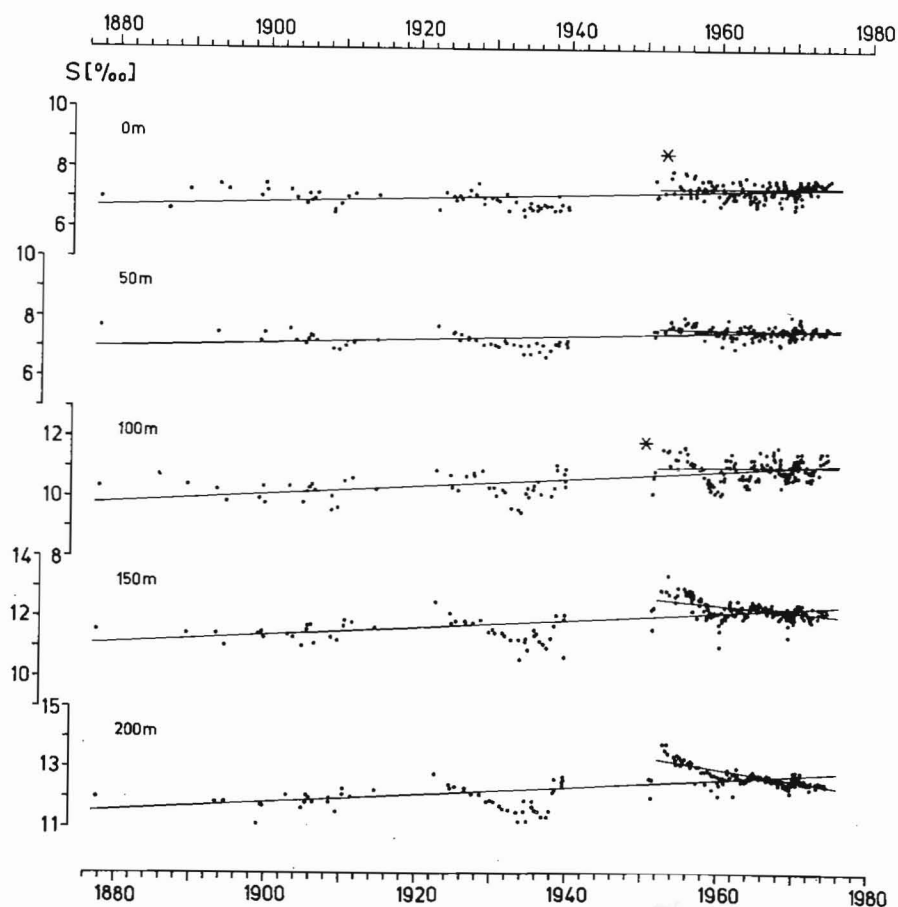


Abb. 10. Mittlere langzeitige Variationen des Salzgehaltes im Gotlandtief

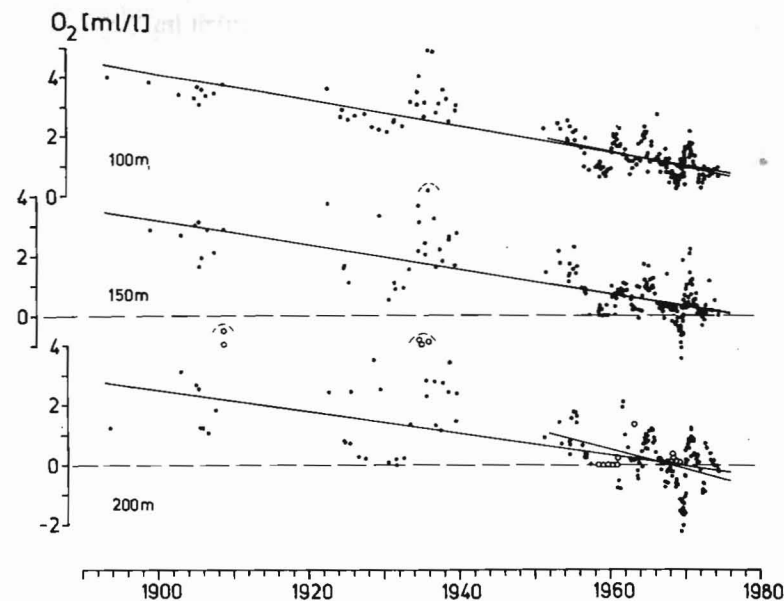


Abb. 11. Mittlere langzeitige Variationen des Sauerstoffgehalts im Tiefenwasser des Gotlandtiefs

Die Resultate aus dem Zeitraum 1952–1974 konnten nach dem *F*-Test teilweise nicht gesichert werden. Für das Südliche Gotlandbecken wurden darüber hinaus wegen des geringen Meßwertumfangs und den besonderen Bedingungen dieser Station keine Ausgleichsgeraden für Temperatur und Sauerstoffgehalt berechnet. Im Gegensatz zum Gesamtzeitraum zeigen Temperatur und Salzgehalt im 150 m- und 200 m-Horizont seit 1952 einen abnehmenden Trend (vgl. auch Abb. 9 und 10), wie er bereits früher im Gotlandtief gefunden wurde (MATTHÄUS, 1972). Der Sauerstoffgehalt geht ebenfalls weiter zurück. Der mittlere jährliche Rückgang im Tiefenwasser des Gotlandtiefs ist seit 1952 sogar durchweg stärker als im Gesamtzeitraum (vgl. Abb. 11). In 100 m Tiefe ist dagegen eine Zunahme von Temperatur und Salzgehalt zu beobachten, die sich auch im Salzgehalt des Südlichen Gotlandbeckens zeigt.

Bereits SOSKIN (1963) wies auf einen Rückgang von Temperatur und Salzgehalt im Tiefenwasser des Gotlandtiefs seit 1952 hin. FONSELIUS erkennt aus seinen Untersuchungen keine deutlichen Anzeichen für den Beginn eines allgemeinen Rückgangs im Salzgehalt. Er schließt im Gegenteil auf einen weiteren Anstieg (FONSELIUS, 1969). Seine Darstellungen der Salzgehaltswerte der gesamten Schicht zwischen 200 m und Meeresgrund zeigen einen relativ unveränderten Salzgehalt seit 1961 (FONSELIUS, RATTANASEN, 1970). Trägt man dagegen die Meßwerte eines Tiefenhorizontes über der Zeit auf (Abb. 9 und 10), so wird seit 1952 ein mittlerer Rückgang sowohl im Salzgehalt als auch in der Temperatur deutlich.

Die Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt im Zeitraum 1952–1974 liegen im Tiefenwasser bis über 0,5 Grad bzw. 0,5‰ über den Werten, beim Sauerstoffgehalt teilweise mehr als 1 ml/l unter den Werten des Gesamtzeitraums.

Die Untersuchungen im Gotlandtief geben auch weiterhin Anlaß zu der bereits früher geäußerten Vermutung (MATTHÄUS, 1973a, 1973b), daß die hydrographischen Faktoren

kaum als primäre Ursache für das zunehmende Sauerstoffdefizit im Tiefenwasser in Frage kommen. Nach wie vor ergibt sich im Mittel in 150 und 200 m ein Rückgang von Temperatur und Salzgehalt, der allerdings im Vergleich zu den früheren Berechnungen etwas geringer geworden ist. Man kann annehmen, daß auch die Stabilität der Schichtung im Tiefenwasser weiter abgenommen hat, wie es aus Arbeiten von VOIPPIO und MÄLKKI (1972) sowie MATTHÄUS (1973b) hervorgeht. Trotzdem haben sich die Sauerstoffverhältnisse im Mittel weiter verschlechtert. Die berechneten mittleren jährlichen Abnahmen im Sauerstoffgehalt zeigen jedoch eine Tendenz zu kleineren Werten, je größer der in die Untersuchungen einbezogene Zeitraum wird.

### 5.5. Nördliches Gotlandbecken

Das nördlich der Insel Gotland gelegene nördliche Gotlandbecken wird durch eine submarine Schwelle von 138 m Satteltiefe in zwei Becken geteilt, das nördliche Zentralbecken und das Seegebiet im Bereich des Landsorttiefs (vgl. Abb. 1 und 2). Das nördliche Zentralbecken hat eine maximale Tiefe von 219 m und wird zum Finnischen Meerbusen hin langsam flacher. Als charakteristische Station für die Langzeitveränderungen in diesem Becken wurde die Station „Nördliches Gotlandbecken“ (BY 28 B) ausgewählt, die aber etwas abseits vom Talweg durch die Ostsee liegt (vgl. Abb. 3).

Das Landsorttief ist das kleinste aber tiefste Becken der Ostsee und weist relativ steile Hänge auf. Sein zentraler Teil ist ein sehr schmaler Cañon mit maximal 459 m Tiefe, der sich im nördlichen Abschnitt nach Osten öffnet. Für unsere Untersuchungen wurde die in der größten Vertiefung liegende Station „Landsorttief“ (BY 31 A) herangezogen. Auswirkungen von Salzwassereinbrüchen erreichen dieses Gebiet nur in stark abgeschwächter Form. Man vermutet für das Landsorttief relativ beständige Bodenströmungen, die für eine langsame Erneuerung des Tiefenwassers durch Wasser aus der nördlichen Ostsee sorgen (FONSELIUS, 1962, 1963, 1969), so daß die berechneten Langzeittrends auch unter diesem Gesichtspunkt zu betrachten sind.

Mittlere Jahresgänge im Sauerstoffgehalt sind an beiden Stationen nur für das Oberflächenwasser bestimmt worden (MATTHÄUS, 1978a). Für die Temperatur wurden in 90–100 m mittlere Jahresamplituden kleiner als 0,06 Grad errechnet (MATTHÄUS, 1977b). Man kann davon ausgehen, daß die Veränderungen im Tiefenwasser überwiegend durch advective Prozesse geprägt und nicht durch einen jahreszeitlichen Gang gestört sind.

Die beobachteten Extrema im Salzgehalt liegen im 400 m-Horizont des Landsorttiefs mit 11,71 bzw. 9,83‰ nur geringfügig unter den Werten in 150 m Tiefe des Nördlichen Gotlandbeckens (11,89 bzw. 9,87‰). Deutlicher wird der Unterschied in Horizonten gleicher Tiefe. Bei den Extremwerten der Temperatur sind die Differenzen im grundnächsten Horizont mit 5,33 bzw. 3,97 °C im Nördlichen Gotlandbecken und 5,43 bzw. 3,64 °C im Landsorttief klein. Auch beim Sauerstoffgehalt werden nur geringe Unterschiede in den Extremwerten angetroffen. Die Maximalwerte von Temperatur und Salzgehalt liegen sowohl in vergleichbaren Horizonten als auch im grundnächsten Horizont durchweg unter den beobachteten Werten der Stationen im östlichen Gotlandbecken. Die beobachteten Maxima im Sauerstoffgehalt erreichen nur im Färötief kleinere Werte als an den beiden Stationen des nördlichen Gotlandbeckens.

Das völlige Fehlen von Sauerstoff im Tiefenwasser des Landsorttiefs ist bereits vor 1962 hin und wieder bemerkt worden (FONSELIUS, 1962), Schwefelwasserstoff wurde im

nördlichen Zentralbecken aber erstmalig im September 1968 (FONSELIUS, 1969) und im Landsorttief im November 1968 (KALEIS, YULA, 1968; FONSELIUS, 1968, 1969) gefunden. Teilweise beträchtliche Konzentrationen von H<sub>2</sub>S wurden in beiden Becken in den Jahren 1969/70, 1972 und 1973 (NEHRING, FRANCKE, 1973a, 1974, 1975) beobachtet. Darüber hinaus wurde H<sub>2</sub>S im nördlichen Zentralbecken auch im Jahre 1971 (NEHRING, FRANCKE, 1973b) und im Jahre 1975 im nördlichen Zentralbecken sowie im Landsorttief in Grundnähe festgestellt.

Sowohl für das Gebiet des Landsorttiefs als auch für einzelne Stationen im nördlichen Zentralbecken sind bereits früher qualitative Untersuchungen zu langjährigen Veränderungen verschiedener Parameter vorgenommen worden. Dabei standen im nördlichen Zentralbecken vor allem die Langzeitvariationen des Salzgehaltes an der Oberfläche und im Tiefenwasser im Blickpunkt des Interesses (AHLNÄS, 1962; SOSKIN, 1963; HELA, 1966; FONSELIUS, 1969). Der erkennbare Trend bei allen Untersuchungen drückt sich in einer allgemeinen Erhöhung von Salzgehalt und Temperatur (SOSKIN, 1963) und einem Rückgang im Sauerstoffgehalt (FONSELIUS, 1969) im Laufe dieses Jahrhunderts aus. In den Jahren 1955–1959 zeigt sich in den Darstellungen bei SOSKIN (1963) ein deutlicher Rückgang von Temperatur und Salzgehalt im Tiefenwasser.

Arbeiten über Langzeitvariationen im Tiefenwasser des Landsorttiefs liegen vorwiegend von schwedischer Seite vor. FONSELIUS (1962) gab eine graphische Übersicht über die Veränderungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt in Tiefen größer als 400 m zwischen 1890 und 1961. Seit Ende des vergangenen Jahrhunderts zeigt sich eine allgemeine Zunahme in Temperatur und Salzgehalt (FONSELIUS, 1969; MATTHÄUS, 1972) und ein Rückgang im Sauerstoffgehalt (FONSELIUS, 1969; ENGSTRÖM, FONSELIUS, 1974). Nach Untersuchungen von ENGSTRÖM und FONSELIUS (1974) ist von 1955 bis 1960 der Salzgehalt in Tiefen größer als 440 m stark zurückgegangen. Im Zeitraum 1960–1973 scheint sich jedoch wieder ein langsamer mittlerer Anstieg abzuzeichnen.

Die aus dieser Arbeit resultierenden Daten liefern mittlere Werte für die Änderungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt in verschiedenen Tiefen des Nördlichen Gotlandbeckens (Tab. 8) und des Landsorttiefs (Tab. 9) während des gesamten Beobachtungszeitraums und seit 1952. Der Einfluß von episodischen Salzwassereinbrüchen ist gegenüber dem östlichen Gotlandbecken weiter zurückgegangen, denn die Standardabweichung der Meßwerte aller drei Parameter aus dem Tiefenwasser liegt im allgemeinen niedriger als im östlichen Gotlandbecken.

Für den Gesamtzeitraum ergibt sich ein mittlerer Anstieg von Temperatur und Salzgehalt sowie ein Rückgang im Sauerstoffgehalt für alle betrachteten Tiefenhorizonte. Die mittlere jährliche Zunahme beläuft sich im grundnächsten Horizont auf etwa 0,010 Grad bzw. 0,013 bis 0,015‰. Das entspricht im Zeitraum 1900–1975 einem Anstieg um etwa 0,8 Grad bzw. 0,9 bis 1,1‰. Im Sauerstoffgehalt zeigt sich mit –0,038 bis –0,040 ml/l im Jahr bzw. –2,9 bis –3,0 ml/l im Zeitraum 1900–1975 ein starker mittlerer Rückgang im grundnächsten Horizont (vgl. Abb. 8), der in anderen Horizonten des Tiefenwassers noch übertroffen werden kann (vgl. Tab. 8 und 9). Die berechneten Salzgehaltsvariationen im gesamten Tiefenwasser des Landsorttiefs gehören zu den kleinsten Werten der zentralen Ostsee.

Die Mittelwerte für den Zeitraum 1900–1975 sind in den grundnächsten Horizonten des nördlichen Gotlandbeckens bis zu 0,5 Grad bzw. 1,6‰ niedriger als im Gotland- und Färötief. Auch in den vergleichbaren Horizonten ergeben sich für das nördliche Gotlandbecken durchweg kleinere Mittelwerte in Temperatur und Salzgehalt. Für den Sauer-



stoffgehalt sind dagegen die Mittelwerte im Gotland- und Färötief bis zu etwa 0,3 ml/l kleiner als an beiden Stationen des nördlichen Gotlandbeckens. Das ist dadurch zu erklären, daß im östlichen Gotlandbecken häufiger größere Konzentrationen von Schwefelwasserstoff, der als „negativer Sauerstoff“ in die Mittelwerte eingeht, gemessen wurden.

Beispiele für die Lage der Ausgleichsgeraden im Meßwertkollektiv der Temperatur (Abb. 12), des Salzgehaltes (Abb. 13) und des Sauerstoffgehaltes (Abb. 14) im Gesamtzeitraum und seit 1952 in Abhängigkeit von der Tiefe zeigen eine größere Einheitlichkeit der mittleren Änderungen gegenüber den Verhältnissen im Gotlantief (vgl. auch Tab. 6 und 9). Möglicherweise ist das auf die vermutete recht gute Durchmischung des Tiefenwassers (FONSELIUS, 1969) zurückzuführen. Im Vergleich zum Tiefenwasser ist für das Oberflächenwasser sowohl im Landsortief (vgl. Tab. 9) als auch im Gotlantief (vgl. Tab. 6) nur ein etwa halb so großer mittlerer Anstieg des Salzgehaltes im Gesamtzeitraum zu beobachten (vgl. auch MATTHÄUS, 1977a).

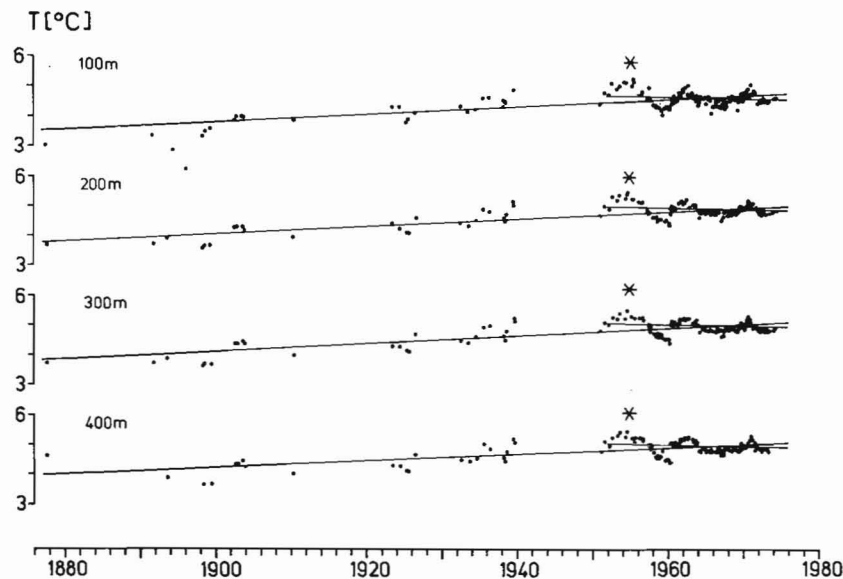


Abb. 12. Mittlere langzeitige Variationen der Temperatur im Tiefenwasser des Landsortiefs

Die erzielten Ergebnisse für den Gesamtzeitraum stehen in guter qualitativer Übereinstimmung mit Untersuchungen anderer Autoren. Ein zahlenmäßiger Vergleich für das Landsortief mit früheren Resultaten, die auf weniger als der Hälfte der hier zur Verfügung stehenden Serien basierten (MATTHÄUS, 1972), ergibt für die Temperatur etwas größere, für den Salzgehalt geringfügig kleinere mittlere jährliche Zunahmen gegenüber den früheren Werten.

Im Tiefenwasser der Station Nördliches Gotlandbecken zeigt sich im Zeitraum 1952 bis 1974 im Gegensatz zum Gesamtzeitraum ein eindeutiger Rückgang von Temperatur und Salzgehalt. Auch die Temperatur- und Salzgehaltswerte im Landsortief ergeben einen im Mittel abnehmenden Trend seit 1952 (vgl. Abb. 12 und 13), die berechneten jährlichen

Abnahmen sind aber etwa eine Größenordnung kleiner als an der Station Nördliches Gotlandbecken sowie im Gotland- und Färötief (vgl. auch Tab. 6—8) und konnten durchweg nach dem *F*-Test nicht gesichert werden. Der Sauerstoffgehalt ist an beiden Stationen seit 1952 stärker rückläufig als im Gesamtzeitraum (Abb. 14).

Im Vergleich zu den früher vom Verfasser ermittelten Elementen für die Langzeitänderungen im Tiefenwasser des Landsortiefs im Zeitraum 1952—1970 (MATTHÄUS, 1972) ergeben die vorliegenden Untersuchungen zwei- bis dreimal kleinere mittlere jährliche Abnahmen in Temperatur und Salzgehalt. Auf diese Entwicklung haben bereits ENGSTRÖM und FONSELIUS (1974) hingewiesen, die seit 1960 einen mittleren Anstieg des Salzgehaltes

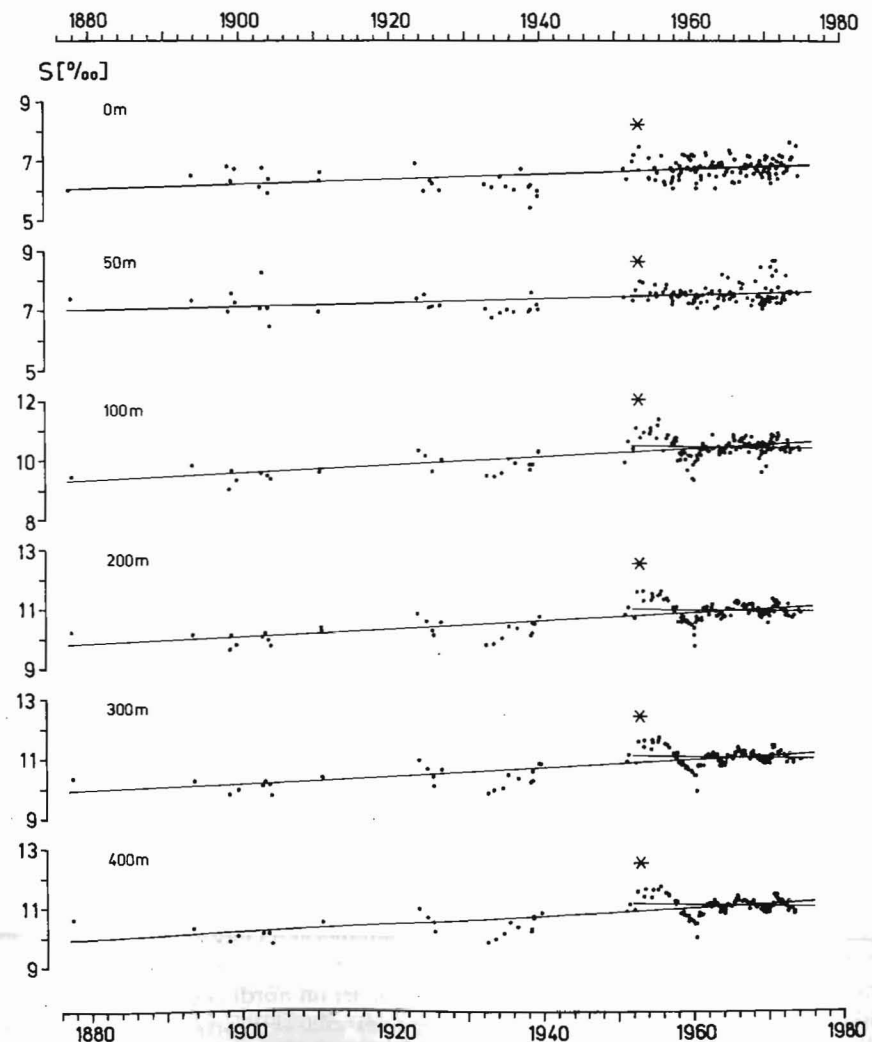


Abb. 13. Mittlere langzeitige Variationen des Salzgehaltes im Landsortief

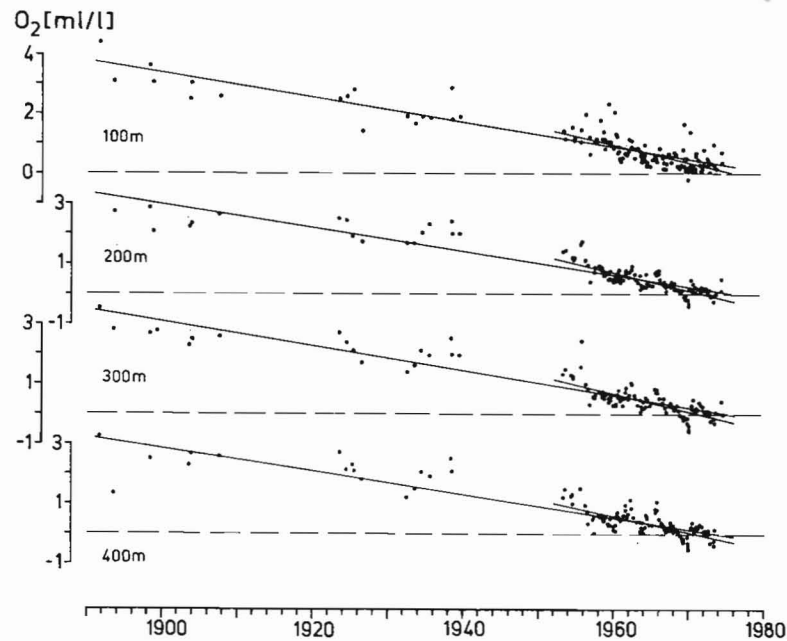


Abb. 14. Mittlere langzeitige Variationen des Sauerstoffgehalts im Tiefenwasser des Landsorttiefs

in Tiefen größer als 440 m beobachteten. Dieser Anstieg macht sich offenbar in allen Horizonten des Tiefenwassers bemerkbar (vgl. auch Abb. 13) und bewirkt die beträchtliche Verringerung des mittleren jährlichen Rückgangs im Salzgehalt für den Zeitraum 1952 bis 1974.

Die Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt liegen im Zeitraum 1952–1974 noch um rund 0,3 Grad bzw. 0,4–0,5‰ über, beim Sauerstoffgehalt um etwa 1 ml/l unter den Werten für den Gesamtzeitraum.

### 5.6. Westliches Gotlandbecken

Westlich der Insel Gotland erstreckt sich das sogenannte westliche Gotlandbecken, das im Süden durch die ausgedehnten Flachwassergebiete der Hoburgs- und Mittelbank und den eingelagerten Schwellen mit Satteltiefen von 46 m (Ölandschwelle) bzw. 42 m (Schwelle zwischen Hoburgs- und Mittelbank) gegen den unmittelbaren Einfluß von Salzwassereinbrüchen weitgehend abgeriegelt ist (vgl. Abb. 2). Eine Erneuerung des Tiefenwassers dürfte im allgemeinen nur auf die in Abb. 3 dargestellte Weise entlang des Talweges durch die Ostsee erfolgen, wobei das Tiefenwasser über die 100 m Satteltiefe aufweisende Schwelle aus dem nördlichen in das westliche Gotlandbecken eindringen kann. Die beiden markanten Tiefs, nach denen auch die zwei Teilbecken des westlichen Gotlandbeckens benannt sind, das 205 m tiefe Norrköpingtief (BY 32 B) im nördlichen und das 112 m tiefe Karlsötief (BY 38 A) im südlichen Teil, wurden als charakteristische Stationen für die Untersuchung ausgewählt (vgl. auch Abb. 1). Das zur Verfügung stehende Datenmaterial ist relativ gering. Im westlichen Gotlandbecken gibt es beispielsweise keine Tiefenstationen

mit langen Sauerstoffregistrierungen. Erste Sauerstoffmessungen liegen aus der Mitte der zwanziger Jahre vor.

Jahresgänge im Sauerstoffgehalt sind lediglich für das Oberflächenwasser analysiert worden (MATTHÄUS, 1978 a). Die berechneten Jahresgänge der Temperatur weisen bereits in 90–100 m nur noch Jahresamplituden zwischen 0,2 und 0,06 Grad auf (MATTHÄUS, 1977 b), so daß im Tiefenwasser nahezu ausschließlich eine advective Beeinflussung vorliegen dürfte.

Die beobachteten Maximalwerte von Temperatur und Salzgehalt sind im Tiefenwasser beider Stationen mit 4,98 bis 5,07 °C bzw. 10,81 bis 11,00‰ relativ einheitlich und liegen durchweg unter den Werten im nördlichen und östlichen Gotlandbecken. Die beobachteten Minima, die bei 3,6–3,8 °C bzw. 8,8–9,6‰ gefunden wurden, zeigen im westlichen Gotlandbecken nur geringe regionale Änderungen. Im Sauerstoffgehalt sind Maxima von 2,12 ml/l im 150 m-Horizont des Norrköpingtiefs und von 2,77 ml/l in 100 m Tiefe des Karlsötiefs gemessen worden. Geringe Sauerstoffkonzentrationen, teilweise auch das völlige Fehlen von Sauerstoff in Grundnähe wurden bereits in den sechziger Jahren häufiger an beiden Stationen beobachtet. Im Karlsötief wurde 1966 (KALEIS, ALEXANDROVSKAYA, YULA, 1966) und später 1968 (FONSELIUS, 1968, 1969; KALEIS, YULA, 1968), im Norrköpingtief jedoch erst 1968 (KALEIS, YULA, 1968; FONSELIUS, 1968, 1969) erstmalig Schwefelwasserstoff gefunden. Seit 1968 wurde an beiden Stationen jedes Jahr zumindest zeitweilig Schwefelwasserstoff im Tiefenwasser gemessen (NEHRING, FRANCKE, 1973 a, 1973 b, 1974, 1975, 1976), der öfters sogar die gesamte Wassersäule zwischen Meeresgrund und 70–80 m erfaßte.

Das westliche Gotlandbecken gehört zu den am wenigsten untersuchten Tiefenbecken der zentralen Ostsee. Das drückt sich auch in dem relativ geringen Meßwertkollektiv für beide Stationen aus. Untersuchungen der Langzeittrends sind nur von FONSELIUS (1969) durchgeführt worden, der für das Tiefenwasser des Norrköping- und Karlsötiefs Diagramme der Meßwerte des Sauerstoffs über der Zeit von 1954 bzw. 1957 bis 1968 angibt. Die Diagramme zeigen den in allen Becken beobachteten Rückgang des Sauerstoffgehalts. Trenduntersuchungen für Temperatur und Salzgehalt fehlen bisher.

Um diese Lücke zu schließen, wurden alle bis 1974 verfügbaren Meßwerte von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt der Stationen Norrköping- und Karlsötief zusammengetragen und mittlere Änderungen dieser Parameter im gesamten Beobachtungszeitraum und teilweise im Zeitraum 1952–1974 bestimmt (vgl. Tab. 10 und 11). Die Auswirkungen von Salzwassereinbrüchen in die Ostsee sind im westlichen Gotlandbecken am geringsten. Die Standardabweichungen bei Temperatur und Salzgehalt liegen auch fast durchweg noch unter den Werten im nördlichen Gotlandbecken. Lediglich im Sauerstoffgehalt ergeben sich größere Standardabweichungen, die im Falle des Karlsötiefs die Größe der im Gotland- und Fårötief gefundenen Werte erreichen.

Im Beobachtungszeitraum ergibt sich auch für das Tiefenwasser des westlichen Gotlandbeckens eine für die gesamte Ostsee charakteristische Zunahme in Temperatur und Salzgehalt (vgl. Abb. 6 und 7) und ein Rückgang im Sauerstoffgehalt (vgl. Abb. 8). Die mittleren Variationen an beiden Stationen sind jedoch unterschiedlich. Im 100 m-Horizont des Karlsötiefs wurden mittlere Änderungen im Jahr bzw. im Zeitraum 1900–1975 von 0,010 Grad pro Jahr bzw. 0,74 Grad, 0,020‰ im Jahr bzw. 1,46‰ und –0,049 ml/l im Jahr bzw. –3,66 ml/l berechnet. Für 150 m Tiefe des Norrköpingtiefs wurden 0,011 Grad pro Jahr bzw. 0,84 Grad, 0,014‰ im Jahr bzw. 1,04‰ und –0,058 ml/l im Jahr bzw. –1,37 ml/l ermittelt. Im Karlsötief ergibt sich damit eine bedeutend größere mittlere

Zunahme im Salzgehalt als im Norrköpingtief. Beim Sauerstoffgehalt ist der mittlere Rückgang dagegen im Norrköpingtief größer als im Karlsötief (vgl. Tab. 10 und 11).

Das Tiefenwasser des westlichen Gotlandbeckens weist mit  $-0,049$  bis  $-0,058$  ml/l im Jahr bzw.  $-3,7$  bis  $-4,4$  ml/l im Zeitraum 1900—1975 den größten mittleren Rückgang des Sauerstoffgehalts von allen Stationen der zentralen Ostsee auf. Das ist möglicherweise auf die geringe Anzahl von Beobachtungen vor 1957 zurückzuführen, obwohl die verfügbaren Einzelwerte nicht über den in den entsprechenden Tiefen und Jahren an anderen Stationen gemessenen Sauerstoffkonzentrationen liegen.

Die berechneten Mittelwerte der Temperatur und des Salzgehaltes in den betrachteten Horizonten des Tiefenwassers des westlichen Gotlandbeckens sind mit  $4,1$ — $4,2$  °C bzw.  $9,6$ — $10,1$ ‰ die kleinsten Werte im Vergleich zu den anderen untersuchten Stationen der zentralen Ostsee. Sowohl in entsprechenden Horizonten als auch im grundnächsten untersuchten Horizont gehen die Mittelwerte vom Norrköping- zum Karlsötief geringfügig weiter zurück. Die Mittelwerte im Sauerstoffgehalt liegen ähnlich wie die Werte im nördlichen Gotlandbecken.

Im Zeitraum 1952—1974 wurden für das Karlsötief vollständige Analysen durchgeführt. Im Norrköpingtief ist auf Grund des geringen Meßmaterials nur die Salzgehaltsvariation betrachtet worden. Dabei zeigt sich im Gegensatz zu den Stationen des östlichen und nördlichen Gotlandbeckens ein mittlerer Anstieg im Salzgehalt beider Stationen, der im grundnächsten Horizont sogar stärker ist als im Gesamtzeitraum (vgl. Tab. 10 und 11). Eine ähnliche Tendenz ist bei der thermischen Entwicklung im Karlsötief abzulesen. Im Sauerstoffgehalt ergibt sich dagegen seit 1952 ein noch stärkerer Rückgang als im Gesamtzeitraum. Die Ausgleichungen in den grundnächsten Horizonten konnten alle nach dem *F*-Test gesichert werden.

Bereits im Landsorttief deutete sich ein Anstieg des Salzgehaltes seit 1960 an, der auch aus den Meßwerten im Norrköping- und Karlsötief hervorgeht (vgl. Abb. 7). Da der Einfluß von Salzwassereintrüben nur gering ist, konnte der Salzanstieg nach dem großen Einstrom 1951 im westlichen Gotlandbecken nicht die dominierende Rolle spielen wie im östlichen Gotlandbecken. Somit waren von vornherein ähnliche Resultate wie für das häufiger vermessene Landsorttief zu erwarten. Der im westlichen Gotlandbecken analysierte Salzgehaltsanstieg im Zeitraum 1952 bis 1974 dürfte aber eher auf das lückenhafte Meßmaterial im Zeitraum 1951—1956 zurückzuführen sein.

## 6. Schlußfolgerungen

Aus der Analyse des verfügbaren Beobachtungsmaterials an zehn Stationen der offenen Ostsee ergeben sich folgende allgemeine Schlußfolgerungen für die Langzeittrends von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt in der zentralen Ostsee:

1. Der generelle Trend im Tiefenwasser weist in diesem Jahrhundert einen regional unterschiedlichen mittleren Anstieg in Temperatur und Salzgehalt (auch Oberflächensalzgehalt) sowie einen Rückgang im Sauerstoffgehalt auf.
2. Der mittlere Anstieg des Oberflächensalzgehaltes ist mit  $0,5$ — $0,9$ ‰ im Zeitraum 1900 bis 1975 um mindestens  $0,2$ — $0,5$ ‰ geringer als im Tiefenwasser.
3. Im 100 m- und 150 m-Horizont der Tiefenbecken mit maximalen Tiefen von mehr als 200 m hat sich das Wasser im Laufe dieses Jahrhunderts um  $0,6$ — $1,2$  Grad erwärmt,

während der Salzgehalt um  $0,9$ — $1,2$ ‰ zugenommen hat. Der Sauerstoffgehalt dieser Schicht ist im gleichen Zeitraum im Mittel um  $2,5$  bis  $4,4$  ml/l zurückgegangen.

4. Im Bodenwasser des gesamten Gotlandbeckens (bis 60 m über Meeresgrund) beträgt die mittlere Erhöhung von Temperatur und Salzgehalt seit Beginn dieses Jahrhunderts  $0,7$ — $1,2$  Grad bzw.  $0,8$ — $1,5$ ‰. Der Sauerstoffgehalt weist im gleichen Zeitraum einen Rückgang von  $2$ — $4,4$  ml/l auf, wobei die höheren Werte in Seegebieten mit größerer Entfernung von den Ostseezugängen ermittelt wurden.
5. Ein rückläufiger Trend in Temperatur und Salzgehalt seit 1952 ist nur im Tiefenwasser der tiefsten Teilgebiete im östlichen und nördlichen Gotlandbecken nachweisbar, während beim Sauerstoffgehalt ein noch stärkerer Rückgang gegenüber dem Gesamtzeitraum in allen Tiefenbecken eintritt.

Für die einzelnen Tiefenbecken resultieren folgende mittlere langzeitige Änderungen:

6. Im Tiefenwasser des *Arkonabeckens* (45 m) ergeben sich im Zeitraum 1900—1975 mittlere Zunahmen der Temperatur von  $0,8$  Grad<sup>1)</sup> und des Salzgehaltes von  $1,5$ ‰<sup>1)</sup>. Der Sauerstoffgehalt ist im gleichen Zeitraum um  $0,8$  ml/l<sup>1)</sup> zurückgegangen. Zwischen 1954 und 1973 wurde für die Monate Juli und August eine mittlere Abnahme im Sauerstoffgehalt von  $0,5$  ml/l<sup>1)</sup> berechnet.
7. Das Tiefenwasser des *Bornholmbeckens* (80 m) hat sich im Laufe dieses Jahrhunderts um  $2,7$  Grad erwärmt, während der Sauerstoffgehalt um  $2,3$  ml/l zurückgegangen ist. Im Beobachtungsmaterial des Salzgehaltes war kein Trend nachweisbar.
8. Im 100 m-Horizont des *Gdańsker Beckens* konnte eine mittlere Erwärmung von  $1,2$  Grad, eine Zunahme des Salzgehaltes von  $0,8$ ‰ und ein Rückgang im Sauerstoffgehalt von  $2,0$  ml/l für den Zeitraum 1900—1975 analysiert werden.
9. In den grundnächsten untersuchten Horizonten des *östlichen Gotlandbeckens* (Gotland- und Färötief) ergibt sich ein allgemeiner Anstieg der Temperatur von  $1,1$ — $1,5$  Grad und des Salzgehaltes von  $0,9$ — $1,0$ ‰ seit Beginn des Jahrhunderts. Im gleichen Zeitraum ist der Sauerstoffgehalt des Tiefenwassers um  $2,5$ — $3,5$  ml/l zurückgegangen. Seit 1952 zeigen die grundnächsten Horizonte einen abnehmenden Trend bis zu  $0,3$  Grad in der Temperatur bzw.  $0,9$ ‰ im Salzgehalt, während der Sauerstoffgehalt bis zu  $1,4$  ml/l weiter zurückgegangen ist.
10. Für alle Horizonte des Tiefenwassers im *nördlichen Gotlandbecken* ergeben sich seit 1900 Zunahmen in Temperatur und Salzgehalt von  $0,7$ — $0,9$  Grad bzw.  $0,9$ — $1,2$ ‰ sowie ein Rückgang im Sauerstoffgehalt von  $2,9$ — $3,3$  ml/l. Das Tiefenwasser des nördlichen Zentralbeckens hat sich seit 1952 jedoch wieder um  $0,2$  bis  $0,3$  Grad abgekühlt. Salz- und Sauerstoffgehalt weisen mittlere Abnahmen von  $0,4$ — $0,6$ ‰ bzw.  $1,4$  ml/l auf. Im Tiefenwasser des Landsorttiefs ist im gleichen Zeitraum die Temperatur um  $0,1$ — $0,2$  Grad<sup>1)</sup>, der Salzgehalt um  $0,1$ — $0,2$ ‰<sup>1)</sup> und der Sauerstoffgehalt um  $1,2$  bis  $1,3$  ml/l zurückgegangen.
11. Die Erhöhung von Temperatur und Salzgehalt im Tiefenwasser des *westlichen Gotlandbeckens* beträgt seit 1900  $0,6$ — $0,8$  Grad bzw.  $1$ — $1,5$ ‰. Der große analysierte Rückgang im Sauerstoffgehalt von  $3,7$ — $4,4$  ml/l ist möglicherweise auf das geringe Datenmaterial vor 1957 zurückzuführen.

<sup>1)</sup> im Sinne des *F*-Tests nicht gesicherte Angaben

Abschließend dankt der Verfasser Herrn Dr. S. H. FONSELIUS, National Board of Fisheries, Göteborg, für die Überlassung schwedischen Beobachtungsmaterials aus dem vorigen Jahrhundert sowie Herrn Dr. A. MAJEWSKI, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej — Oddział Morski, Gdynia, für die Bereitstellung von Meßwerten aus dem Gdańsker Tief. Für Hinweise über fischereiliche Aspekte der Becken der Ostsee bin ich Herrn Dr. O. RECHLIN, Institut für Hochseefischerei und Fischverarbeitung, Rostock, zu Dank verpflichtet. In Zusammenhang mit der Zusammenstellung und EDV-gerechten Aufbereitung des umfangreichen Datenmaterials gilt mein Dank den technischen Assistentinnen Frau Ch. ARNDT, Frau A. KAYSER und Frau I. WINKLER.

### Literatur

- AHLNÄS, K., Variations in salinity at Utö 1911—1961. *Geophysica* **8** (1962), 2, 135—149.
- ANTONOV, A. E., Einige Besonderheiten der hydrologischen Bedingungen der südlichen Ostsee in den Jahren 1947—1958 (in russ.). *Trudy BaltNIRO* Nr. 6 (1960), 10—15.
- ANTONOV, A. E., Die Veränderung des Gehalts an gelöstem Sauerstoff im Gdańsker und Bornholmtief in den Jahren 1947—1961 (in russ.). *Trudy AtlantNIRO* Nr. 10 (1963), 10—14.
- ANTONOV, A. E., Ozeanologische Grundlagen der Fischereiprognozen im südlichen Teil der Ostsee (in russ.). Kaliningrad 1964.
- ANTONOV, A. E., Kurze Charakteristik der Veränderungen der hydrologischen und hydrochemischen Bedingungen der Ostsee in den letzten zwei Jahrzehnten (in russ.). *Trudy BaltNIIRCH* Nr. 2 (1967a), 3—15.
- ANTONOV, A. E., Zur Frage über die Ursachen der Salzgehaltsschwankungen in der Ostsee (in russ.). *Trudy BaltNIIRCH* Nr. 3 (1967b), 3—14.
- ANTONOV, A. E., Neue Daten über die Gesetzmäßigkeiten der Entstehung der hydrologischen und hydrochemischen Bedingungen im Ostseebecken und die Produktivität seiner Gewässer (in russ.). *Trudy BaltNIIRCHa* Nr. 4 (1970), 5—18.
- ANTONOV, A. E., Asynchronism of the hydrological-hydrochemical and fisheries-biological processes in the Baltic Sea and its gulfs. 8th Conf. Baltic Oceanographers, Copenhagen 1972, Paper Nr. 28.
- ANTONOV, A. E. und RUDNEVA, O. S., Einige Aspekte des hydrochemischen Regimes im südlichen Teil der Ostsee (in russ.). In: *Chemische Prozesse in Meeren und Ozeanen, ANSSSR, Okeanogr. Kom., Moskau 1966*, 83—88.
- BAGGE, P. und LEHMUSLUOTO, P. O., Phytoplankton primary production in some Finnish coastal areas in relation to pollution. *Merentutk. Julk.* Nr. 235 (1971), 3—18.
- BARNES, C. A. und COLLIAS, E. E., Some considerations of oxygen utilization rates in Puget Sound. *J. Mar. Res.* **17** (1958), 68—80.
- BERNER, M. und SCHEMAINDA, R., Über den Einfluß der hydrographischen Situation — insbesondere des Durchlüftungszustandes — auf die vertikale Verteilung und den Fang der Laichdorschschwärme im Bornholmbecken. *Z. Fischerei u. Hilfswiss. N. F.* **6** (1957), 331—342.
- BERNER, M. und SCHEMAINDA, R., Über die Abhängigkeit der Laichdorschträge im Bornholmbecken von der hydrographischen Situation. *Dt. Fischerei Ztg.* **5** (1958), 3, 65—70.
- BERNER, M., RECHLIN, O., ROHDE, K.-H. und SCHULZ, S., Zur Abhängigkeit grundnaher Fischkonzentrationen der Mecklenburger Bucht von einigen Umweltbedingungen. *Seewirtschaft* **5** (1973a), 297—299.
- BERNER, M., RECHLIN, O., ROHDE, K.-H. und SCHULZ, S., Umweltbedingte Fluktuationen der Dorsch- und Heringsfischerei in der Mecklenburger Bucht. *Fischerei-Forsch.* **11** (1973b), 7—18.
- COX, R. A., *International oceanographic tables*. UNESCO Office of Oceanography, Paris 1966.
- DICKSON, R. R., A recurrent and persistent pressure-anomaly pattern as the principal cause of intermediate-scale hydrographic variations in the European shelf seas. *Dt. Hydrogr. Z.* **24** (1971), 97—119.
- EHLIN, U., MATTISSON, I. und ZACHRISSON, G., Computer based calculations of volumes of the Baltic area. *Proc. 9th Conf. Baltic Oceanographers*. Kiel 1974, 114—128.
- ENGSTRÖM, S. G. und FONSELIUS, S. H., On the oxygen conditions in the southern Baltic during 1973—1974 and on the general development in the Baltic. *Proc. 9th Conf. Baltic Oceanographers*, Kiel 1974, 327—339.
- FEDAK, K., Morphometrie der Ostsee (in poln.). *Przegl. Morski* **22** (1968), 4, 112—116.
- FILARSKI, J., Ergebnisse hydrologischer Beobachtungen im Gebiet der südlichen Ostsee im Jahre 1971 (in poln.). *Pracowania MIR, Ekosyst. Morsk.* **1** (1972), 109—175.
- FONSELIUS, S. H., *Hydrography of the Baltic deep basins*. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Nr. 13 (1962).
- FONSELIUS, S. H., Observations at Swedish lightvessels and in the Central Baltic. *Ann. Biol.* **20** (1963), 66—67.
- FONSELIUS, S. H., Observations at Swedish lightships and in the Central Baltic in 1964. *Ann. Biol.* **21** (1964), 46—49.
- FONSELIUS, S. H., Observations at Swedish lightships and in the Central Baltic 1966. *Ann. Biol.* **23** (1966), 74—78.
- FONSELIUS, S. H., *Hydrography of the Baltic deep basins II*. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Nr. 20 (1967).
- FONSELIUS, S. H., Observations at Swedish lightships and in the Central Baltic in 1968. *Ann. Biol.* **25** (1968), 73—77.
- FONSELIUS, S. H., *Hydrography of the Baltic deep basins III*. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Nr. 23 (1969).
- FONSELIUS, S. H., On the stagnation and recent turnover of the water in the Baltic. *Tellus* **22** (1970), 533—544.
- FONSELIUS, S. H., On eutrophication and pollution in the Baltic Sea. In: M. RUIVO: *Marine pollution and sea life*, London 1972a, 23—28.
- FONSELIUS, S. H., On biogenic elements and organic matter in the Baltic. *Ambio, Spec. Rep. Nr. 1* (1972b), 29—36.
- FONSELIUS, S. H. and RATTANASEN, C., On the water renewals in the eastern Gotland basin after world war II. *Medd. Havsfiskelab. Lysekil, Hydrogr. avdeln. Nr. 90* (1970).
- FORCH, C., KNUDSEN, M. und SØRENSEN, S. P. L., Berichte über die Konstantenbestimmungen zur Aufstellung der hydrographischen Tabellen. *Kgl. Danske Vidensk., Selsk. Skrifter, 6. R., Naturvidensk. og math. afd. 12.1* (1902).
- FRANCKE, E. und NEHRING, D., Erste Beobachtungen über einen erneuten Salzwassereinbruch in die Ostsee im Februar 1969. *Beitr. Meereskunde H.* **28** (1971), 33—47.
- FRANCKE, E., NEHRING, D. und ROHDE, K.-H., Zur Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der Ostsee. *Beitr. Meereskunde H.* **39** (1977), 25—35.
- FRIESS, C. C., Stand und Entwicklung der Plattfischfischerei in der Ostsee von 1961 bis 1971. *Seewirtschaft* **7** (1975), 367—368.
- GIESKES, J. M. T. M. and GRASSHOFF, K., A study of the variability in the hydrochemical factors in the Baltic Sea on the basis of two anchor stations September 1967 and May 1968. *Kieler Meeresforsch.* **25** (1969), 105—132.
- GŁOWIŃSKA, A., Hydrologische Bedingungen in der südlichen Ostsee in den Jahren 1951—1960 (in poln.). *Prace MIR* **12 A** (1963), 23—35.
- GŁOWIŃSKA, A., Die hydrologische Situation der südlichen Ostsee (in poln.). *Prace MIR, T. Jubil.* (1971), 201—232.
- GŁOWIŃSKA, A., MAŃKOWSKI, W. und WOŹNIAK, S., Die Dichte des Wassers — ein wichtiger ökologischer Faktor für das Laichen des Ostseedorsch (in russ.). *RGW-Symp. „Ökosysteme der Ostsee“*, Gdynia 1975.
- GRANQVIST, G., Croisière thalassologique et observations en bateaux routiers en 1931. *Merentutk. Julk.* No 81 (1932).
- GRASSHOFF, K., Chemische Verhältnisse und ihre Veränderlichkeit. In: MAGAARD, L., und G. RHEINHEIMER, *Meereskunde der Ostsee*. Berlin-Heidelberg-New York 1974, 85—101.
- HALLBERG, R. O., Paleoredox conditions in the Eastern Gotland Basin during the last 400 years. *Contr. Askö Lab. Univ. Stockholm* **2** (1973), 1, 89—117.
- HALLBERG, R. O., Paleoredox conditions in the Eastern Gotland Basin during the recent centuries. *Merentutk. Julk.* Nr. 238 (1974), 3—16.
- HELA, I., Secular changes in the salinity of the upper waters of the northern Baltic Sea. *Comm. Phys.-Mat., Soc. Scient. Fennica* **31** (1966), No 14.
- HERMANN, F., A strong inflow of high salinity water to the Baltic during 1971—72. 8th Conf. Baltic Oceanographers, Copenhagen 1972, Paper Nr. 27.
- HILL, H. W., A note on long-term temperature trends at English lightvessels. *ICES-Paper, C. M.* 1968/C: 20.
- HILL, H. W. und PARAMORE, M. J., An analysis of long-term trends in temperature and salinity at four English lightvessels. *ICES-Paper, C. M.* 1971/C: 27.
- HUPFER, P., Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. *Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig* **17** (1962), 4, 355—512.

- HUPFER, P., Umweltfaktor Meer — dargestellt unter besonderer Berücksichtigung der Ostsee. Z. Geol. Wiss. **2** (1974), 939—946.
- HUPFER, P., Marine climatic fluctuations in the Baltic Sea area since 1900. Z. Meteorol. **25** (1975), 85—93.
- IGNATIUS, H., NIEMISTÖ, L. and VOIPIO, A., Variations of redox conditions in the recent sediments of the Gotland Deep. Eripiainos Geolog. **27** (1971), 3, 43—46.
- JACOB, O. E., Über die kurzfristige Veränderlichkeit in der Vertikalverteilung ausgewählter chemischer Faktoren in der östlichen und mittleren Ostsee im Sommer 1960. Kieler Meeresforsch. **17** (1961), 154—158.
- JENSEN, A. J. C., Fluctuations in the hydrography of the transition area during 50 years. Rapp. Proc.-Verb. des Réunion. **102** (1937), 1, 3—49.
- KÄNDLER, R., Der Einfluß der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. Dt. Hydrogr. Z. **4** (1951), 150—160.
- KALEIS, M. V. and ALEXANDROVSKAYA, N. B., Hydrological regime of the Baltic Sea in 1963. Ann. Biol. **20** (1963), 70—72.
- KALEIS, M. V., ALEXANDROVSKAYA, N. B. and YULA, E. A., Some peculiarities in the oceanographical regime of the Baltic in 1966. Ann. Biol. **23** (1966), 78—81.
- KALEIS, M. V. and YULA, E. A., Some peculiarities of the hydrographical regime of the Baltic in 1968. Ann. Biol. **25** (1968), 69—73.
- KALLE, K., Die große Wasserumschichtung im Gotland-Tief vom Jahre 1933/34. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. **71** (1943), 142—146.
- KALLE, K., Die Begrenzung und die Tiefen des Meeres unter besonderer Berücksichtigung der nordeuropäischen Gewässer. In: Handbuch der Seefischerei Nordeuropas, Bd. 1, Stuttgart 1951, 9—23.
- KNUDSEN, M., Erneuerung der unteren Wasserschichten in der Ostsee. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. **28** (1900), 586—590.
- KOLLER, S., Neue graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. 4. Aufl., Darmstadt 1969.
- KOWALIK, Z. and TARANOWSKA, S., Dichteströmungen in der Ostsee (in poln.). Oceanologia **3** (1974), 5—31.
- KRÜMMEL, O., Neue physikalische Untersuchungen aus der Ostsee. Mitt. Dt. Seefischereivereins **10** (1894), 133—142.
- KRÜMMEL, O., Zur Physik der Ostsee. Peterm. Mitt. **41** (1895), 81—86, 111—118.
- LARSEN, B. and KÖGLER, F.-C., A submarine channel between the deepest parts of the Arkona and the Bornholm Basins in the Baltic Sea. Dt. Hydrogr. Z. **28** (1975), 274—276.
- LEHMUSLUOTO, P. O. and PESONEN, L., Eutrophication in the Helsinki and Espoo sea areas measured as phytoplankton primary production. Oikos Suppl. **15** (1973), 202—208.
- MAJEWSKI, A., TRZOSIŃSKA, A. and ŻMUDZIŃSKI, L., Environmental conditions in the Baltic, 1971—1973. Proc. 9th Conf. Baltic Oceanographers, Kiel 1974, 172—197.
- MAŃKOWSKI, W., Biologische Veränderungen in der Ostsee während der letzten 50 Jahre (in poln.). Prace MIR **6** (1951), 95—118.
- MAŃKOWSKI, W., Hydrological conditions in the southern Baltic in 1946—1956. Acta Geophys. Pol. **5** (1956), 3, 176—191.
- MAŃKOWSKI, W., Die Veränderlichkeit der Produktivität des Tiefenwassers der Ostsee (in poln.). Prace MIR, T. Jubil. (1971), 233—283.
- MATTHÄUS, W., Zur Hydrographie der Gotlandsee I. Säkulare Variationen von Salzgehalt und Temperatur. Beitr. Meereskunde H. **29** (1972), 35—51.
- MATTHÄUS, W., Secular changes in oxygen conditions in the deep water of the Gotland Basin. Oikos Suppl. **15** (1973a), 9—13.
- MATTHÄUS, W., Zur Hydrographie der Gotlandsee III. Die Variation der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser des Gotlandtiefs auf 57° 20' N, 20° E (F 81 bzw. BY 15 A). Beitr. Meereskunde H. **32** (1973b), 115—136.
- MATTHÄUS, W., Mittlere Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der Station BY 2 A auf 55° N, 14° E. Beitr. Meereskunde H. **36** (1975), 5—27.
- MATTHÄUS, W., Mittlere jährliche und langzeitige Veränderlichkeit der Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverhältnisse in der zentralen Ostsee — eine Analyse langjähriger nichtäquidistanter Zeitreihen aus dem küstenfernen Seegebiet. Dissertation (B), Warnemünde 1976.
- MATTHÄUS, W., Zur säkularen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. **39** (1977a), 37—49.
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. **40** (1977b), 117—155.

- MATTHÄUS, W., General trends in the development of the oxygen regime in the deep water of the Baltic. ICES-Paper C. M. 1977/C:16 (1977c), 11 S.
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. **41** (1978a), 61—94.
- MATTHÄUS, W., Regionale Charakterisierung der zentralen Ostsee an Hand von Elementen der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur. Beitr. Meereskunde H. **41** (1978b), 49—60.
- MATTHÄUS, W., Allgemeine Entwicklungstendenzen im Sauerstoffregime des Tiefenwassers der Ostsee. Fischerei-Forsch. **16** (1978c), 2, 7—14.
- MATTHÄUS, W., Secular variability of the salinity in the Baltic deep water. Proc. 11th Conf. Baltic Oceanographers, Rostock 1978d, Paper No. 26, 9 S.
- MATTHÄUS, W., Long-term temperature trends in the Baltic deep water. ICES-Paper C. M. 1978/C:16 (1978e), 8 S.
- MEYER, P. F., Die mutmaßlichen Ursachen der biologischen und fischereilichen Veränderungen in der baltischen Ostsee. Natur u. Volk **82** (1952), 10, 307—313.
- MEYER, P. F. und KALLE, K., Die biologische Umstimmung der Ostsee in den letzten Jahrzehnten — eine Folge hydrographischer Wasserumschichtungen? Arch. Fischereiwiss. **2** (1950), 1/2, 1—9.
- NEHRING, D., Untersuchungen über die Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen im Hinblick auf die zunehmende Wasserverschlechterung in der Ostsee. Beitr. Meereskunde H. **28** (1971), 57—74.
- NEHRING, D. und BRÜGMANN, L., Natürliche und anthropogene hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee. Fischerei-Forsch. **14** (1976), 1, 13—18.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee seit Beginn dieses Jahrhunderts und während des Internationalen Ostseejahres 1969/70. Fischerei-Forsch. **9** (1971), 1, 35—42.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., The stagnation in the deeps of the Baltic during 1971 and the influx of high saline water in March, 1972. 8th Conf. Baltic Oceanographers, Copenhagen 1972, Paper Nr. 15.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Zusammenfassende Darstellung der hydrographisch-chemischen Veränderungen in der Ostsee 1969/70. Fischerei-Forsch. **11** (1973a), 1, 31—43.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1971. Fischerei-Forsch. **11** (1973b), 1, 45—52.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1972 unter besonderer Berücksichtigung des Salzwassereintruchs im März/April 1972. Fischerei-Forsch. **12** (1974), 1, 23—33.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1973. Fischerei-Forsch. **13** (1975), 1, 7—14.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1974. Fischerei-Forsch. **14** (1976), 1, 19—27.
- NEHRING, D., FRANCKE, E. und BROSIN, H.-J., Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969. Beitr. Meereskunde H. **28** (1971), 75—82.
- NIEMISTÖ, L. and VOIPIO, A., Studies on the recent sediments in the Gotland Deep. Merentutk. Julk. Nr. **238** (1974), 17—32.
- NIKOLAJEV, I. I., Über die Ursachen der Salzgehaltsschwankungen der Ostsee (in russ.). Trudy Balt NIRO Nr. **2** (1956), 96—106.
- PASTUCHOVA, N. M., Hydrochemische Charakteristika als Indikator für den Einstrom von Nordseewasser in die Ostsee in den Jahren 1951—1959 (in russ.). Trudy GOIN Nr. **65** (1961), 168—187.
- RICHARDS, F. A., Chemical observations in some anoxic, fulfide-bearing basins and fjords. Proc. 2nd Int. Water Poll. Res. Conf., Tokyo 1964, (1965a), 215—243.
- RICHARDS, F. A., Anoxic basins and fjords. In: RILEY, J. P., and G. SKIRROW, Chemical oceanography, Vol. 1, London and New York 1965b, 611—645.
- RJABIKOV, O. G., Die Veränderungen von Temperatur und Salzgehalt im Bereich der Tiefe des südlichen und zentralen Teils der Ostsee in den Jahren 1951—1955 (in russ.). Trudy Balt NIRO Nr. **2** (1956), 107—114.
- RJABIKOV, O. G., Über die Veränderungen im Sauerstoffregime der Ostsee im Bereich des Gotlandtiefs (in russ.). Trudy VNIRO Nr. **42** (1960), 15—18.
- ROHDE, K.-H. and SCHULZ, S., Biological production in polluted coastal waters. Oikos Suppl. **15** (1973), 209—213.
- SCHEMAINDA, R., Die hydrographischen Veränderungen im Bornholmtief durch den großen Salzwassereintruch im Dezember 1951. Dissertation, Halle/Saale 1955.
- SCHEMAINDA, R., Die ozeanographischen Veränderungen im Bornholmtief in den Jahren 1951—1955. Ann. f. Hydrogr. H. **8** (1957), 48—61.

- SCHEMAINDA, R., Betrachtungen zur Laichdorschssaison 1959. *Fischereiforsch., Inf. Praxis* **1** (1958), 5, 21—22.
- SCHULZ, B., Die Durchlüftung der Nord- und Ostsee. *Naturwiss.* **12** (1924), 6, 105—113, 126—133.
- SCHULZ, B., Der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee. *Peterm. Mitt., Erg.-H. Nr. 209* (1930), 183—194.
- SCHULZ, B., Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925—1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. *Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. Nr. 1* (1956).
- SCHULZ, S., Rückgang des Benthos in der Lübecker Bucht. *Mber. Dt. Akad. Wiss.* **10** (1968), 748—754.
- SCHULZ, S., Der Lebensraum Ostsee — Ökologische Probleme in einem geschichteten Brackwassermeer. *Biol. Rdsch.* **8** (1970), 209—218.
- SCHULZ, S. und KAISER, W., Produktionsbiologische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1973. *Fischerei-Forsch.* **13** (1975), 1, 15—20.
- SEGERSTRÅLE, S. G., The recent increase in salinity off the coasts of Finland and its influence upon the fauna. *J. Conseil* **17** (1951), 103—110.
- SEGERSTRÅLE, S. G., Further notes on the increase in salinity of the inner Baltic and its influence on the fauna. *Comm. Biol., Soc. Scient. Fennica* **13** (1953), No 15.
- SEGERSTRÅLE, S. G., On the salinity conditions off the south coast of Finland since 1950, with comments on some remarkable hydrographical and biological phenomena in the Baltic area during this period. *Comm. Biol., Soc. Scient. Fennica* **28** (1965), Nr. 7.
- SEGERSTRÅLE, S. G., Biological fluctuations in the Baltic Sea. In: *Progress in Oceanography* **5** (1969), 169—184.
- SIEDLER, G., Über die kurzfristige Veränderlichkeit von Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in der östlichen und mittleren Ostsee im Sommer 1960. *Kieler Meeresforsch.* **17** (1961), 148—153.
- SOSKIN, I. M., Langjährige Schwankungen des Salzgehaltes der Ostsee (in russ.). *Trudy GOIN Nr. 32* (1956), 38—69.
- SOSKIN, I. M., Der Salzaustausch durch die dänischen Meerengen und sein Einfluß auf die langjährigen Schwankungen des Salzgehaltes der Ostsee (in russ.). *Trudy GOIN Nr. 37* (1959), 34—41.
- SOSKIN, I. M., Langjährige Veränderungen der hydrologischen Charakteristika der Ostsee (in russ.). *Lenin-grad* 1963.
- SOSKIN, I. M. und ROZOVA, L. V., Der Wasseraustausch zwischen Ost- und Nordsee (in russ.). *Trudy GOIN Nr. 41* (1957), 9—30.
- SOSKIN, I. M. und ROZOVA, L. V., Langjährige Schwankungen der Wassertemperatur der Ostsee (in russ.). *Trudy GOIN Nr. 37* (1959), 42—52.
- SOUTHWARD, A. J., On changes of sea temperature in the English Channel. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* **39** (1960), 449—458.
- SVANSSON, A., Observations at Swedish lightships and in the Central Baltic. *Ann. Biol.* **18** (1961), 51—52.
- TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. *Leipzig* 1969.
- TOMCZAK, G., Über die Änderung der Oberflächentemperatur der Nordsee im Zeitraum 1905—1954. *Dt. Hydrogr. Z.* **20** (1967), 49—54.
- TULKKI, P., Disappearance of the benthic fauna from the Basin of Bornholm (Southern Baltic) due to oxygen deficiency. *Cah. Biol. Mar.* **6** (1965), 455—463.
- VOIPIO, A., On the cycle and the balance of phosphorus in the Baltic sea. *Suomen Kem. A* **42** (1969), 48—53.
- VOIPIO, A. and MÄLKKI, P., Variations of the vertical stability in the Northern Baltic. *Merentutk. Julk. Nr. 237* (1972), 3—12.
- WATTENBERG, H., Entwurf einer natürlichen Einteilung der Ostsee (mit ergänzenden Bemerkungen von G. Wüst). *Kieler Meeresforsch.* **6** (1949), 10—17.
- WEBER, E., Grundriß der biologischen Statistik. 7. Aufl., Jena 1972.
- WINKLER, L. W., Die Bestimmung des im Wasser gelösten Sauerstoffs. *Ber. Dt. Chem. Ges.* **21** (1888), 2843 bis 2854.
- WITTING, R., Die Hydrographie der Ostsee. *Z. Ges. Erdkunde Berlin Nr. 10* (1912a), 721—738.
- WITTING, R., Zusammenfassende Übersicht der Hydrographie des Bottnischen und Finnischen Meerbusens und der nördlichen Ostsee nach den Untersuchungen bis Ende 1910. *Finl. Hydrogr.-Biol. Unters. Nr. 7* (1912b).
- WOLF, G., Salzwassereinbrüche im Gebiet der westlichen Ostsee. *Beitr. Meereskunde H. 29* (1972), 67—77.
- WOOSTER, W. S., LEE, A. J. and DIETRICH, G., Redefinition of salinity. *Deep-Sea Res.* **16** (1969), 321—322.
- WYRTKI, K., Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. *Dt. Hydrogr. Z.* **7** (1954a), 91—129.
- WYRTKI, K., Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. *Kieler Meeresforsch.* **10** (1954b), 19—25.
- ZMUDZIŃSKI, L., Long-scale biological changes in the Baltic Sea. *4th Baltic Symp. Mar. Biol., Gdańsk* 1975.
- ZMUDZIŃSKI, L., Eutrophierung der Ostsee und ihrer Randgewässer. *Limnologia* **10** (1976), 419—424.

## Untersuchungsmaterial

- Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer:
- (a) Bulletin des résultats acquis pendant les courses périodiques, 1902—1905, Copenhague.
- (b) Bulletin trimestriel des résultats acquis pendant les croisières périodiques et dans les périodes intermédiaires, 1905—1908, Copenhague.
- (c) Bulletin Hydrographique, 1908—1956, Copenhague.
- (d) ICES Oceanographic Data Lists, 1957—1964, Copenhague.
- (e) Annales Biologiques, 1951—1971, Copenhague.
- Institut für Meereskunde, Warnemünde: Archivmaterial 1958—1974.
- International Baltic Year Data: Finland, FRG, GDR, Poland, Sweden, 1969/70.
- Meddelande från Havsfiskelaboratoriet Lysekil, Hydrografiska avdelningen: Nr. 38, 41, 52, 63, 70, 80, 82, 83, 84, 85, 93, 104, 112, 116, 132, 135, 137, 143, 158, 160, 164: 1963—1973, Göteborg.
- Merentutkimuslaitoksen Julkaisu: Nr. 4, 27, 32, 39, 46, 49, 66, 70, 78, 81, 89, 90, 98, 103, 110, 124, 127, 128, 166, 177, 183, 186, 193, 197, 204, 214; 1914—1961, Helsinki.
- Ostseefahrten mit FS „Prof. Albrecht Penck“, 1963, 1965, 1967.
- ANONYM, Oceanographische Beobachtungen in der Ost- und Nordsee. *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.* **16** (1888), 67—69.
- EKMAN, F. L. och PETTERSSON, O., Den svenska hydrografiska expeditionen år 1877 under ledning af F. L. Ekman. *Kongl. Sv. Vet.-Akad. Handlingar* **25**, Nr. 1 (1893).
- GŁOWIŃSKA, A., Hydrologische Verhältnisse in der südlichen Ostsee in der Zeit von August 1949 bis Mai 1951 (in poln.). *Prace MIR* **6** (1951), 119—130.
- GŁOWIŃSKA, A., Hydrologische Untersuchungen in der südlichen Ostsee im Jahre 1951 (in poln.). *Prace MIR* **7** (1954), 159—190.
- HUPFER, P., Ein ozeanologischer Längsschnitt durch die Ostsee vom 10.—13. Juli 1957. *Beitr. Meereskunde H. 2/3* (1961), 60—86.
- KRÜMMEL, O., Zur Physik der Ostsee. *Peterm. Mitt.* **41** (1895), 81—86, 111—118.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Beiträge der DDR zur internationalen Ostseeforschung. Das ozeanographische Beobachtungsmaterial des Internationalen Ostseejahres 1969/70. Teil I: Geod. Geophys. Veröff. R. IV, H. 4 (1971); Teil II: Geod. Geophys. Veröff. R. IV, H. 6 (1971).
- PETTERSSON, O., Redogörelse för de svenska hydrografiska undersökningarna åren 1893—1894 under ledning af G. Ekman, O. Pettersson och A. Wijkander. *Bihang till Kongl. Sv. Vet.-Akad. Handlingar* **19**, afd 2, Nr. 41 (1894).
- RUPPIN, E., Beitrag zur Hydrographie der Belt- und Ostsee. *Wiss. Meeresunters. N. F., Abt. Kiel*, **14** (1912), 10, 205—272.
- SCHULZ, B., Hydrographische Beobachtungen insbesondere über die Kohlensäure in der Nord- und Ostsee im Sommer 1921. *Arch. Dt. Seewarte* **40** (1922), 2.
- SCHULZ, B., Die Durchlüftung der Nord- und Ostsee. *Naturwiss.* **12** (1924), 105—113, 126—133.
- SCHULZ, B., Die hydrographischen Ergebnisse der Ostseefahrt des Vermessungsschiffes „Panther“ im Sommer 1924. *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.* **71** (1943), 197—205.
- SCHULZ, B., Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925 bis 1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. *Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. No 1* (1956).

Abschluß der Arbeit: 1. 9. 1976

Anschrift des Verfassers:

Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-253 Warnemünde



Tabelle 8  
Nördliches Gotlandbecken (BY 28 B), 59° 02' N 21° 05' E

	z [m]	1902—1974		1900—1975		1952—1974			
		$y_z$	s	$\bar{y}_z$	$\bar{\Delta y}$	$y_z$	s	$\bar{y}_z$	$\bar{\Delta y}$
T [°C]	100	4,04 + 0,0098t	±0,25	4,41	0,74	5,44 - 0,0112t	±0,22	4,73	-0,25
	150	4,26 + 0,0105t	±0,22	4,65	0,79	5,65 - 0,0102t	±0,19	5,01	-0,22
S [‰]	0	6,33 + 0,0088t	±0,33	6,66	0,66	6,08 + 0,0129t	±0,28	6,89	0,28
	50	6,95 + 0,0077t	±0,20	7,24	0,58	8,26 - 0,0117t	±0,18	7,52	-0,26
	100	9,64 + 0,0154t	±0,36	10,22	1,16	11,86 - 0,0177t	±0,31	10,74	-0,39
	150	10,23 + 0,0150t	±0,32	10,79	1,13	12,98 - 0,0258t	±0,23	11,36	-0,57
(1903—1974)									
O <sub>2</sub> [ml/l]	100	3,32 - 0,0436t	±0,38	1,68	-3,27	4,82 - 0,0655t	±0,34	0,69	-1,44
	150	2,92 - 0,0399t	±0,37	1,42	-2,99	4,40 - 0,0618t	±0,34	0,51	-1,36

Tabelle 9  
Landsorttief (BY 31 A), 58° 35' N 18° 14' E

	z [m]	1877—1974		1900—1975		1952—1974				
		$y_z$	s	$\bar{y}_z$	$\bar{\Delta y}$	$y_z$	s	$\bar{y}_z$	$\bar{\Delta y}$	
T [°C]	100	3,79 + 0,0116t	±0,26	4,22	0,87	4,88 - 0,0055t*)	±0,24	4,53	-0,12	
	150	4,04 + 0,0106t	±0,25	4,44	0,80	5,17 - 0,0070t	±0,23	4,73	-0,15	
	200	4,04 + 0,0119t	±0,24	4,49	0,89	5,14 - 0,0052t*)	±0,22	4,81	-0,11	
	300	4,08 + 0,0124t	±0,26	4,54	0,93	5,18 - 0,0047t*)	±0,24	4,88	-0,10	
	400	4,23 + 0,0104t	±0,26	4,62	0,78	5,32 - 0,0065t*)	±0,22	4,91	-0,14	
S [‰]	0	6,23 + 0,0078t	±0,34	6,52	0,59	6,17 + 0,0090t*)	±0,32	6,74	0,20	
	50	7,12 + 0,0058t	±0,32	7,34	0,44	7,26 + 0,0040t*)	±0,31	7,51	0,09	
	100	9,60 + 0,0125t	±0,33	10,07	0,94	10,67 - 0,0040t*)	±0,33	10,42	-0,09	
	150	10,02 + 0,0119t	±0,31	10,47	0,89	11,27 - 0,0071t*)	±0,29	10,82	-0,16	
	200	10,13 + 0,0122t	±0,30	10,59	0,91	11,15 - 0,0034t*)	±0,29	10,94	-0,07	
	300	10,22 + 0,0122t	±0,31	10,68	0,92	11,32 - 0,0045t*)	±0,29	11,04	-0,10	
O <sub>2</sub> [ml/l]	400	10,25 + 0,0126t	±0,30	10,72	0,94	11,48 - 0,0062t*)	±0,26	11,09	-0,14	
	(1891—1974)									
	100	3,35 - 0,0411t	±0,38	1,81	-3,08	4,45 - 0,0581t	±0,34	0,79	-1,28	
	150	3,14 - 0,0414t	±0,24	1,59	-3,10	4,13 - 0,0566t	±0,21	0,56	-1,25	
	200	2,97 - 0,0391t	±0,30	1,50	-2,93	4,28 - 0,0594t	±0,23	0,54	-1,31	
300	3,06 - 0,0408t	±0,34	1,53	-3,06	4,27 - 0,0596t	±0,30	0,52	-1,31		
400	2,84 - 0,0383t	±0,36	1,40	-2,87	3,85 - 0,0541t	±0,29	0,44	-1,19		

\*) nach dem F-Test statistisch nicht gesichert

Tabelle 10  
Norrköpingtief (BY 32 B), 58° 00' N 18° 00' E

	z [m]	1905—1974		1900—1975		1952—1974			
		$y_z$	s	$\bar{y}_z$	$\bar{\Delta y}$	$y_z$	s	$\bar{y}_z$	$\bar{\Delta y}$
T [°C]	100	3,90 + 0,0078t	±0,21	4,19	0,59				
	150	3,79 + 0,0112t	±0,18	4,21	0,84				
S [‰]	0	6,44 + 0,0074t	±0,27	6,72	0,56	6,29 + 0,0097t*)	±0,28	6,90	0,21
	50	6,90 + 0,0080t	±0,27	7,20	0,60	7,26 + 0,0026t*)	±0,27	7,42	0,06
	100	9,34 + 0,0137t	±0,30	9,85	1,03	9,67 + 0,0086t*)	±0,30	10,21	0,19
	150	9,55 + 0,0139t	±0,24	10,07	1,04	9,49 + 0,0147t	±0,24	10,42	0,32
(1925—1974)									
O <sub>2</sub> [ml/l]	100	3,99 - 0,0541t	±0,48	1,96	-4,06				
	150	4,03 - 0,0583t	±0,29	1,84	-4,37				

\*) nach dem F-Test statistisch nicht gesichert

Tabelle 11  
Karlsödtief (BY 38 A), 57° 07' N 17° 40' E

	z [m]	1902—1974		1900—1975		1952—1974			
		$y_z$	s	$\bar{y}_z$	$\bar{\Delta y}$	$y_z$	s	$\bar{y}_z$	$\bar{\Delta y}$
T [°C]	100	3,73 + 0,0099t	±0,20	4,10	0,74	3,43 + 0,0143t	±0,20	4,33	0,31
	0	6,41 + 0,0104t	±0,23	6,80	0,78	6,18 + 0,0139t	±0,24	7,06	0,31
S [‰]	50	7,01 + 0,0086t	±0,33	7,33	0,64	7,43 + 0,0025t*)	±0,34	7,59	0,17
	100	8,82 + 0,0195t	±0,31	9,55	1,46	8,50 + 0,0245t	±0,31	10,04	0,54
(1924—1974)									
O <sub>2</sub> [ml/l]	100	3,54 - 0,0488t	±0,60	1,71	-3,66	5,38 - 0,0763t	±0,59	0,57	-1,68

\*) nach dem F-Test statistisch nicht gesichert



## Zur kurzzeitigen Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Seegebiet der Darßer Schwelle

Von WOLFGANG MATTHÄUS und HERBERT FRANCK

*Zusammenfassung:* Im Seegebiet der Darßer Schwelle sind die intensivsten Austauschprozesse zwischen Übergangsgebiet und Arkonasee zu erwarten. Die Darßer Schwelle gelangt in Abhängigkeit von der meteorologischen Situation unter den überwiegenden hydrographischen Einfluß sowohl der Beltsee als auch des Arkonabeckens. Daraus ergeben sich im Sommer große kurzzeitige Variabilitäten in Temperatur und Salzgehalt, die an Hand von Messungen auf einer Ankerstation des Forschungsschiffes „Prof. O. Krümmel“ (54° 38,1' N 12° 31,3' E) (Abb. 1) während des Internationalen Ostseeprogramms im August 1964 untersucht wurden.

Während der 1. Hälfte des Untersuchungszeitraums konnte eine kurze Einstromlage erfaßt werden, wie sie die in der 2. Hälfte auftretende typische sommerliche Ausstromlage hin und wieder unterbrechen kann (Abb. 2). Die Extrema der Temperatur lagen zwischen 5,5 und 17 °C, diejenigen des Salzgehaltes zwischen 8,24 und 24,3‰. Schwankungsbreiten von 6–11 Grad und 6–15,5‰ wurden beobachtet (Abb. 4). Als maximale Gradienten ergaben sich  $-8,2$  [grd m<sup>-1</sup>] und  $+3,8$  [grd m<sup>-1</sup>] bzw.  $8-9$  [‰ m<sup>-1</sup>]. Für die zeitliche thermohaline Variabilität wurden Extrema von  $-8,2$  [grd h<sup>-1</sup>],  $+3,4$  [grd in 30 Min.],  $+1,2$  [‰ h<sup>-1</sup>] und  $-3,4$  [‰ h<sup>-1</sup>] gefunden.

Die spektrale Analyse der Temperaturverteilung (Abb. 5–7) ergab Energiekonzentrationen im Bereich der 39 und 27 h-Welle. Im Bereich der Trägheitsperiode (14,7 h) konnte kein Energiemaximum nachgewiesen werden. Der Abfall der Energiespektren ist durch Exponenten von  $-1,8$  bis  $-2,4$  gekennzeichnet.

*Summary:* The Darss sill region is an area of very intensive water exchange processes between the Transition Area and the Arkona Sea. Corresponding to the meteorological conditions the Darss sill comes under the predominant hydrographical influence of the Belt Sea as well as the Arkona Basin. As a result there is a strong short-term variability in temperature and salinity during summer, which is studied by means of observations carried out aboard of the anchored r/v „Prof. O. Krümmel“ (54° 38,1' N 12° 31,3' E) (Fig. 1) during the Cooperative Synoptic Investigation of the Baltic in August, 1964.

Throughout the first half of the observation period a short inflow situation was observed. The second half is characterized by the typical outflow situation in summer (Fig. 2). The extreme temperatures amounted to 5.5 and 17 °C, the extreme salinities to 8.24 and 24.3‰. The range of temperature and salinity fluctuations was 6–11 degrees and 6–15.5‰ (Fig. 4). Maximum vertical gradients of  $-8.2$  [degs. m<sup>-1</sup>],  $+3.8$  [degs. m<sup>-1</sup>], and  $8-9$  [‰ m<sup>-1</sup>] are observed. The maximum thermohaline variability amounted to  $-8.2$  [degs. h<sup>-1</sup>],  $+3.4$  degrees per 30 minutes,  $+1.2$  [‰ h<sup>-1</sup>], and  $-3.4$  [‰ h<sup>-1</sup>].

By means of the spectra analysis of the temperature records (Figs. 5–7) energy concentrations were calculated in the seiches range of about 39 and 27 hours. Concentrations at the inertial frequency (14.7 hours) are not detected. The spectra decrease with increasing frequency according to exponents from  $-1.8$  to  $-2.4$ .

*Резюме:* В районе Дарского порога ожидаются самые интенсивные процессы водообмена между переходным районом и Арконским морем. Дарский порог в зависимости от метеорологической обстановки находится под преобладающим гидрографическим влиянием и Бельтского моря и Арконского бассейна. Из этого обстоятельства летом получают значительные кратковременные изменчивости температуры и солености, которые исследуются на основе измерений, проведенных

на якорной станции НИС „Prof. O. Krümmel“ (54°38,1' с.ш., 12°31,3' в.д.) (рис. 1) во время Международной гидрологической съемки Балтийского моря в августе 1964 года.

В первой половине периода исследований удалось обнаружить краткий период входного течения, как появляющееся иногда нарушение типичного летнего периода выходного течения, имеющего место во второй половине периода исследований (рис. 2). Экстремальные значения температуры наблюдались от 5,5 до 17 °С, солёности — от 8,24 до 23,3‰. Обнаружили диапазоны колебаний температуры и солёности от 6 до 11 градусов и от 6 до 15,5‰ (рис. 4). Максимальные градиенты составили —8,2 [град./м] и +3,8 [град./м] или от 8 до 9 [‰/м]. Кратковременная термогалинная изменчивость характеризуется экстремальными значениями в —8,2 [град./час], +3,4 [град.] за 30 мин., +1,2 [‰/час] и —3,4 [‰/час].

Спектральный анализ колебаний температуры (рис. 5—7) дал концентрации энергии в диапазоне 39- и 27-часовых периодов. В диапазоне инерционного периода (14,7 час.) нельзя доказать максимума энергии. Уменьшение значений спектров энергии характеризуется примерно в степени от —1,8 до —2,4 при линейном возрастании частоты.

## 1. Einleitung

Die Darßer Schwelle gehört neben der Drogden-Schwelle im Sund zu den flachsten Stellen zwischen Nord- und Ostsee. Beide Schwellen bilden in hydrographischer Hinsicht die Nahtstellen zwischen der eigentlichen Ostsee und dem Übergangsgebiet zur Nordsee. Die größere Bedeutung kommt jedoch der Darßer Schwelle zu, über die der weitaus überwiegende Teil des bei Einstromlagen und Salzwassereinbrüchen einströmenden salzreichen Tiefenwassers in die Becken der Ostsee gelangt.

Im Seegebiet der Darßer Schwelle sind die intensivsten Austauschprozesse zwischen Beltsee und Arkonasee zu erwarten. In zahlreichen Arbeiten wurden die Wechselwirkungen zwischen Wetterlage, Wasserstand, Strömung und Schichtung im Bereich des Übergangsgebietes und damit ihr Einfluß auf die hydrographischen Verhältnisse im Seegebiet der Darßer Schwelle untersucht (u. a. bei WATTENBERG, 1941, 1949; DIETRICH, 1951; KÄNDLER, 1951; WYRTKI, 1953, 1954a, 1954b; WOLF, 1972, 1973). Weitaus geringere Aufmerksamkeit wurde bisher dem Einfluß der sommerlichen komplizierten Schichtungsverhältnisse des Arkonabeckens auf die Veränderlichkeit im Bereich der Darßer Schwelle und der Beltsee geschenkt. Bereits von WEIDEMANN (1950) liegt ein Hinweis auf Einschübe kalten Tiefenwassers aus dem Arkonabecken in die Beltsee vor, die selbst im Fehmarnbelt noch als Kälteballen in Erscheinung treten können. Untersuchungen von FRANCK (1976) an einer Bojenstation am Südwestrand des Arkonabeckens zeigten die bisher größten beobachteten kurzzeitigen Veränderlichkeiten der Temperatur zumindest im Arkonabecken und seinen Randgebieten. Die Ursache für die großen Veränderlichkeiten ist vor allem im Auftreten sehr kalten intermediären Zwischenwassers (< 6 °C; Minimum 4 °C) aus dem Arkonabecken zu sehen, das sich relativ schnell in Richtung Bojenstation ausgebreitet haben muß, da es einer verhältnismäßig geringen Vermischung mit dem umgebenden Wasser unterworfen war.

Diese Ergebnisse ließen die Frage nach der möglichen Reichweite solcher Vorstöße relativ unvermischten kalten Zwischenwassers nach Westen und ihren Einfluß auf die Variabilität der Schichtung im Bereich der Darßer Schwelle in den Blickpunkt des Interesses rücken. Als Material für derartige Untersuchungen boten sich Meßwerte des Forschungsschiffes „Prof. O. Krümmel“ des Instituts für Meereskunde Warnemünde an, die während des Internationalen Ostseeprogramms im August 1964 auf der Darßer Schwelle gewonnen wurden.

## 2. Allgemeine hydrographische Verhältnisse

Die Darßer Schwelle erstreckt sich als submarine Erhebung zwischen der Halbinsel Fischland-Darß-Zingst und den dänischen Inseln Møn und Falster in südost-nordwestlicher Richtung (Abb. 1) mit einer Satteltiefe von 17 m. Im Bereich der Ausläufer der Kadet-Rinne und des Arkonabeckens, die mit ihren 20 m-Isobathen gegen den Sattel der Schwelle vordringen, sind die intensivsten Austauschvorgänge zwischen Beltsee und Arkonasee zu erwarten.

Die im Seegebiet der Darßer Schwelle ablaufenden hydrographischen Prozesse sind bedingt durch den Wasserhaushalt der Ostsee und die hydrographischen Verhältnisse der unmittelbar angrenzenden Seegebiete. Die positive Bilanz des Wasserhaushaltes (BROGMUS, 1952) resultiert in den oberflächennahen Schichten im Mittel in einem Ausstrom von salzarmem Wasser über die Darßer Schwelle. Der mittlere Ausstrom in Oberflächennähe verursacht einen Kompensationsstrom salzreichen Tiefenwassers am Boden der Beltsee, der um so kräftiger ausgebildet ist, je stärker der Ausstrom in den oberen Schichten ist. Dadurch ergeben sich erhebliche vertikale Gradienten im Salzgehalt (WOLF, 1973). Das Eindringen des salzreichen Tiefenwassers in die Ostsee wird jedoch durch die Darßer Schwelle behindert.

Der Übergang vom Nordsee- zum Ostseewasser erfolgt an zwei hydrographischen Fronten: der Skagerrakfront, die das Nordseewasser gegen das Mischwasser des Kattegat abgrenzt, und der Beltseefront, der Grenze zwischen dem Kattegat-Mischwasser und dem Ostseewasser (WATTENBERG, 1941). Die Lage dieser Fronten ist nicht stationär. Die Beltseefront, in deren Bereich im allgemeinen die Darßer Schwelle liegt, ist unter den variierenden meteorologischen Bedingungen besonders stark veränderlich (WATTENBERG, 1949; KÄNDLER, 1951). Starke westliche Winde langer Dauer drängen die Front nach Osten und manchmal auch an der Oberfläche über die Darßer Schwelle hinaus. Starke östliche Winde können dagegen bewirken, daß die gesamte Wassersäule im Gebiet der Darßer Schwelle aus Ostseewasser besteht und die Schichtung verschwindet. Auch die Skagerrakfront kann am Boden weit nach Osten vordringen (KÄNDLER, 1951; WYRTKI, 1953, 1954a). Dadurch kommt es zu quantenhaften Einschüben von salzreichem Wasser über die Darßer Schwelle in das Arkonabecken (WÜST, BROGMUS, 1955; WÜST, 1957; HELA, KRAUSS, 1959) oder zu den selteneren episodischen Salzwassereinbrüchen durch breites Überströmen der Darßer Schwelle (WYRTKI, 1954b; WOLF, 1972).

Die Hauptursache für die starke Veränderlichkeit des hydrographischen Aufbaus im Übergangsgebiet und damit auch im Bereich der Darßer Schwelle ist der Wind (WATTENBERG, 1941; DIETRICH, 1951). Da sich die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit auf den Monat August beziehen, sollen speziell die im Sommer vorherrschenden Verhältnisse kurz skizziert werden (nach WYRTKI, 1953, 1954a). Von April bis Juli erreicht die Süßwasserzufuhr zur Ostsee ihre höchsten Werte. Während des Sommers herrschen daher, unterstützt durch diesen Wasserüberschuß in der Ostsee und die mittleren Windverhältnisse, Ausstromlagen vor, die nur durch kurze Einstromlagen unterbrochen werden. Im Seegebiet der Darßer Schwelle befinden sich unter dem in die Beltsee strömenden salzarmen Ostseewasser zeitweise salzreichere Wassermassen, die zu quantenhaften Einschüben ins Arkonabecken führen. Die entstehende haline Sprungschicht — die an der Darßer Schwelle angehoben ist — wird durch die sommerliche Temperatursprungschicht noch verstärkt, so daß die Vermischung beider Wasserkörper gering bleibt. Kommt der Tiefenstrom zum Stillstand oder läuft nach Westen, dürfte sich die haline Sprungschicht so weit absenken, daß sie mit ihrer Unterkante am Westhang der Darßer Schwelle endet.

Kurze Einstromlagen, die den Ausstrom im Sommer mehr oder weniger häufig unterbrechen, führen auch im Bereich der Darßer Schwelle kaum zur Beseitigung der Schichtung, sondern zum Teil zu einer Verstärkung des Tiefenstroms zur Ostsee. Besonders am Ende einer sommerlichen Einstromlage und zu Beginn der Ausstromlage gelangen größere Mengen salzreichen Wassers über die Darßer Schwelle in das Arkonabecken.

### 3. Beobachtungsmaterial und Bearbeitungsmethodik

Die Ankerstation des Forschungsschiffes „Prof. O. Krümmel“ (Lottiefe 17 m) liegt auf dem Sattel der Darßer Schwelle etwa in der Mitte zwischen den Ausläufern der Kadet-Rinne und des Arkonabeckens auf  $54^{\circ} 38,1' N$  und  $12^{\circ} 31,3' E$  (Position D in Abb. 1).

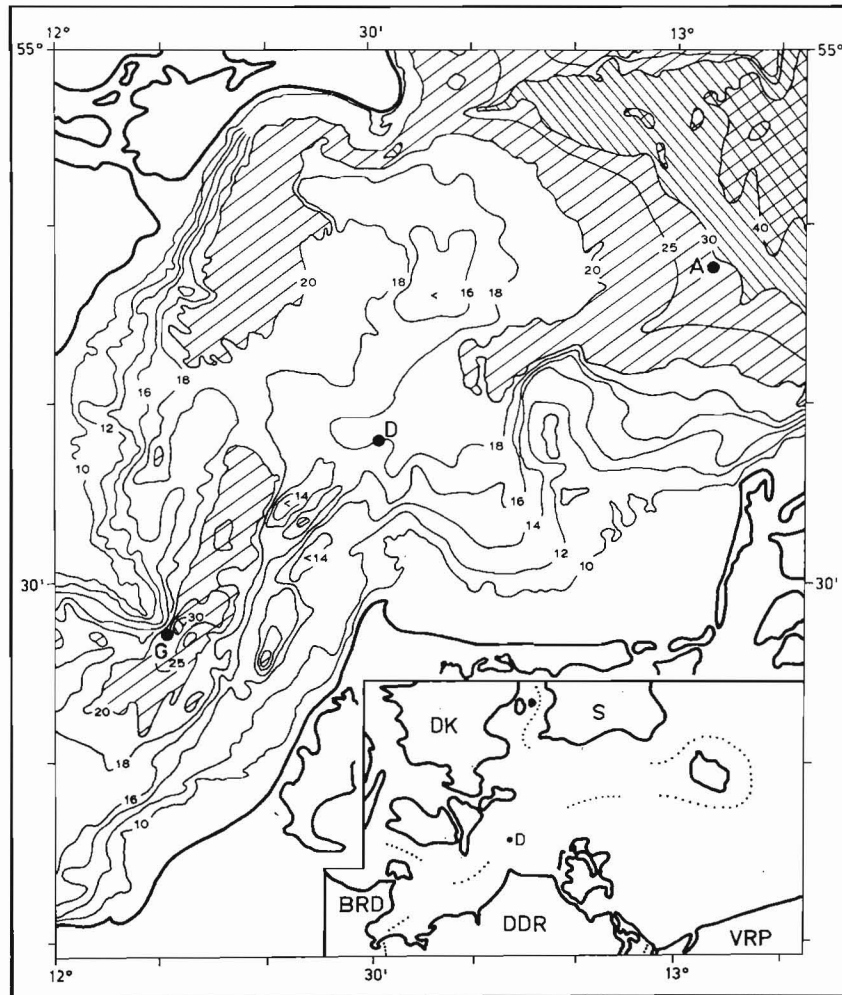


Abb. 1. Tiefen und Bodenrelief im Seegebiet der Darßer Schwelle (nach SCHULZ, 1956).  
 A: Bojenstation des IfM Warnemünde, 1970,  $54^{\circ} 47,7' N$   $13^{\circ} 03,5' E$ ;  
 D: Ankerstation FS „Prof. O. Krümmel“, 1964,  $54^{\circ} 38,1' N$   $12^{\circ} 31,3' E$ ;  
 G: Feuerschiff „Gedser Rev“, 1964,  $54^{\circ} 27,2' N$   $12^{\circ} 11,0' E$ .

Der Untersuchungszeitraum erstreckt sich vom 1. August 04 Uhr bis zum 12. August 1964 10 Uhr MEZ. In Tab. 1 ist das im Rahmen dieser Untersuchung verwendete Beobachtungsmaterial zusammengestellt. Zur Interpretation der Ergebnisse wurden teilweise Daten des Feuerschiffes „Gedser Rev“ (Position G in Abb. 1) und einer Bojenstation am Südwestrand des Arkonabeckens (Position A in Abb. 1) (FRANCK, 1976) herangezogen, die 16 bzw. 21 sm von der Ankerstation entfernt liegen.

Tabelle 1  
 Beobachtungsmaterial

Parameter	Meßhorizonte [m]	Anzahl der Meßwerte je Horizont	Abtastintervall [h]
Temperatur	0, 1, 2, 3, ..., 16, 17	271	1
Salzgehalt	0, 5, 10, 16	91*)	3
Strömung	5, 10, 15	46	6
Wind		45*)	6

\*) Darüber hinaus liegen mehrfach Messungen außerhalb der Termine und beim Salzgehalt auch in Zwischentiefen vor.

Der Einsatz der in situ-Meßgeräte erfolgte vom verankerten Schiff aus. Die Messung der Temperaturprofile wurde mit dem Fernregistrierenden Temperaturmeßgerät FTM/63 des IfM (Genauigkeit  $\pm 0,1^{\circ} C$ ) vorgenommen (MATTHÄUS, WANKE, 1965). Der Salzgehalt der mit Kippwasserschöpfern entnommenen Proben wurde durch titrimetrische Bestimmung des Chlorgehaltes nach *Mohr-Knudsen* über den Vergleich mit Standard-Meerwasser ermittelt. Die an einer subsurface-Boje eingesetzten selbstregistrierenden Strömungsmessgeräte (HELM, 1961) arbeiteten mit einer Genauigkeit von 1,5 cm/s in der Geschwindigkeit und  $\pm 5$  bis  $10^{\circ}$  in der Richtung. Die Beobachtungen des Windes resultierten aus Anemometermessungen auf dem Peildeck in ca. 7 m über dem Meeresspiegel.

Zur weiteren Bearbeitung der Temperaturmessungen sind die Meßwerte aus den Originalregistrierungen im Meterabstand herausgelesen und tabelliert worden, wobei vorwiegend die Fierkurven Verwendung fanden. Dieses Meßwertkollektiv lieferte die Basis zur Konstruktion der Isoplethen (Abb. 2), der Häufigkeitsverteilungen (Abb. 3) und zur Berechnung der Spektren. Für die Isoplethendarstellung des Salzgehaltes sind die gemessenen Vertikalprofile graphisch interpoliert worden. Schwankungsbreiten, Extrema, Gradienten und Veränderlichkeiten wurden jedoch stets aus dem Originalmaterial bestimmt. Die zur Interpretation der thermohalinen Schichtungsverhältnisse herangezogenen Strömungswerte sind im 6-Stunden-Abstand aus dem Gesamtmaterial ausgewählt und in Abb. 2 als Pfeile, in die die Strömung setzt, dargestellt. Die Bordbeobachtungen des Windes sind in Abb. 2 durch Windpfeile wiedergegeben, die in die Richtung weisen, aus der der Wind kommt. Bei der Befiederung entspricht ein kurzer Strich einer Windgeschwindigkeit von 2,5 m/s und ein langer Strich 5 m/s.

Zur Berechnung der Temperaturspektren wurde bei einer Gesamtzahl der Meßwerte von 271 der maximale Verschiebungsschritt auf 27 h beschränkt, um eine ausreichende statistische Sicherheit zu erhalten. Die Berechnung der Autokorrelationsfunktion erfolgte allerdings bis zu einem Verschiebungsschritt von 60 h. Da die Originalwerte einen deutlichen Trend enthielten, wurden alle langperiodischen Anteile durch ein Hochpaßfilter mit einer

Grenzfrequenz von  $0,025 \text{ [h}^{-1}]$  ( $\cong 40 \text{ h}$ ) eliminiert. Dann wurde das empirische Energiespektrum mit Hilfe des *Wiener-Chintschin*-Theorems aus der Autokovarianzfunktion bestimmt und mittels *Hanning*-Fenster geglättet.

#### 4. Ergebnisse

##### 4.1. Meteorologische Verhältnisse

Vor Beginn der Dauerstation wurde die Großwittersituation durch eine Westlage bestimmt (25.—31. Juli). Dabei entsprach die Lage der Tiefdruckgebiete vorwiegend jenen Luftdruckverteilungen, die nach MANEGOLD (1936) zum Einstrom in die Ostsee führen. Demgemäß wurden im Untersuchungsgebiet hauptsächlich Winde aus W bis S mit 2—10 m/s registriert.

Im Rahmen einer überwiegend zyklonalen Nordwestlage vom 1.—5. August wurde die Einstromlage aufrecht erhalten. Besonders günstige Einstromverhältnisse ergaben sich mit tiefem Druck über dem mittleren skandinavischen Raum bzw. vor der Westküste Norwegens am 1./2. August und am 4. August. Der Wind wehte während dieser Zeit auf der Meßposition aus W bis NW mit 7—14 m/s (vgl. Abb. 2).

Vom 6.—9. August wurde die Wetterlage durch ein Tief über den Britischen Inseln gekennzeichnet. Das Gebiet der Ostsee lag im Raum schwacher Gradienten, die zu einem Nachlassen des Windes führten. Gleichzeitig drehte der Wind im Laufe des 6. August im südlichen Ostseebereich von westlichen auf östliche Richtungen, womit eine Ausstromlage eingeleitet wurde.

In der Zeit vom 10.—12. August wurde der schwache Luftdruckgradient im Zusammenhang mit einem Tief über Mitteleuropa zunächst beibehalten, so daß am 10. August unterschiedliche Windrichtungen mit weniger als 3 m/s vorherrschten. Am 11. und 12. August wurde — nach dem am Vortage nur in der mittleren und nördlichen Ostsee N- bis NE-Winde wehten — infolge ansteigenden Luftdrucks über Skandinavien das ganze Gebiet der Ostsee von N- bis NE-Winden erfaßt. Die Windstärken stiegen im Südteil der Ostsee von 3 m/s auf etwa 15 m/s im Laufe des 12. August an und intensivierten damit die seit dem 7. August vorhandene Ausstromlage.

##### 4.2. Hydrographische Verhältnisse

Die Strömungsverhältnisse in der 1. Hälfte des Untersuchungszeitraums kann man nach WYRTKI (1953, 1954a) als kurze Einstromlage kennzeichnen, wie sie die in der 2. Hälfte auftretende typische sommerliche Ausstromlage hin und wieder unterbrechen kann. Am Feuerschiff „Gedser Rev“ wurde vom 14. bis 23. Juli Ausstrom mit maximalen Geschwindigkeiten bis über 60 cm/s und Salzgehalten zwischen 7,4 und  $9,7\text{‰}$  an der Oberfläche beobachtet. Ab 23. Juli traten dann abwechselnd kürzere Ein- und Ausstromperioden auf, wobei der Oberflächensalzgehalt nur am 30. Juli  $10\text{‰}$  überschritt. Der Salzgehalt in Grundnähe schwankte zwischen 22,1 und  $28,5\text{‰}$ , so daß mit der starken halinen Schichtung in der Beltsee ein Charakteristikum der sommerlichen Ausstromlage gegeben ist.

Zu Beginn der Dauerstation bewirkten starke W- bis NW-Winde mit maximalen Geschwindigkeiten von 14 m/s bis zum 5. August im allgemeinen in der gesamten Wassersäule



einen Einstrom in die Ostsee (Abb. 2). Der Strom setzte mit Geschwindigkeiten bis zu 85 cm/s in Richtungen zwischen ESE und NNE und transportierte warme (14–17 °C) und salzreichere Wassermassen (10–16‰) über die Darßer Schwelle in das Arkonabecken. Die am 2. August noch vorhandene geringe thermohaline Schichtung wurde bei etwa gleichbleibender Windrichtung am 3. und 4. August weiter abgeschwächt. Die Wassermasse war mit 16 °C und 14‰ zeitweise nahezu homogen.

Mit dem langsamen Nachlassen der Winde am 5. August begann in 15 m ein Drehen der Stromrichtung auf SE bis SW, während in 5 und 10 m Tiefe Richtungen zwischen NW und N gemessen wurden. Es kam zum schnellen Aufbau der thermohalinen Schichtung, indem zunächst salzreiche (bis 21‰), etwas kühlere (bis 13 °C) Wassermassen in Grundnähe in das Gebiet der Darßer Schwelle gelangten (Abb. 2). In 16 m Tiefe wurde eine Salzgehaltzunahme von 1,2 [‰ h<sup>-1</sup>] beobachtet.

Nach dem Drehen des Windes auf E bis SE begann ab 7. August in 5 und 10 m der Ausstrom aus der Ostsee. Das Seegebiet der Darßer Schwelle gelangte zunehmend unter den Einfluß der komplizierten Schichtungsverhältnisse des Arkonabeckens. Während bis zu diesem Zeitpunkt Temperatur und Salzgehalt des Wassers zwischen Oberfläche und 13 bis 14 m wenigstens 15 °C bzw. 10‰ aufwiesen, erreichte mit dem WSW setzenden Strom in 5 und 10 m Tiefe am 7. August erstmalig ein salzarmer (< 8,5‰) Kaltwasserballen mit Kerntemperaturen von 6,6 °C die Position der Dauerstation (Abb. 2).

In der windschwachen Wetterlage vom 9.–10. August setzte die Strömung in 5 und 10 m Tiefe teilweise mit Geschwindigkeiten bis zu 65 cm/s in Richtungen zwischen NW und WSW. In Grundnähe blieb die Strömung dagegen gering und setzte vorwiegend in nordöstlicher Richtung, so daß salzreiches Wasser aus der Beltsee (23–24‰) herantransportiert werden konnte. Damit bestätigt sich der bereits von WYRTKI (1953, 1954a) beschriebene Mechanismus des Einschubs von salzreichem Wasser während des Sommers über die Darßer Schwelle, wonach der Einschub in der Tiefe erst am Ende einer sommerlichen Einstromlage oder zu Beginn der Ausstromlage erfolgt.

Im Bereich oberhalb der starken halinen Sprungschicht wechselten kalte und warme Wasserkörper häufig, wobei Kaltwasserballen mit Kerntemperaturen von 6 bis 9 °C in Tiefen zwischen 5 und 14 m beobachtet wurden, die zu maximalen Gradienten bis über 8 [grd m<sup>-1</sup>] führten. Leider reichen die Salzgehaltmessungen nicht aus, um die Herkunft dieser Wasserkörper eindeutig zu bestimmen. Es darf aber angenommen werden, daß sich die Kaltwasserballen aus dem baltischen Zwischenwasser rekrutieren, das bis in das Gebiet der Darßer Schwelle und darüber hinaus gelangen kann. Am Feuerschiff „Gedser Rev“ wurde in 10 m Tiefe bereits verschiedentlich intermediäres kaltes Wasser geringen Salzgehalts beobachtet. Am 13. August 1964 trat hier ein Kaltwasserkörper von 8,3 °C und 9,9‰ auf (ANON., 1965). Im Arkonabecken wurden Ende Juli/Anfang August minimale Temperaturen von 2–3 °C im Zwischenwasser gemessen (ANON., 1968).

Eine überschlägige Schätzung der räumlichen Ausdehnung der vier beobachteten Kaltwasserballen ( $\leq 7$  °C) (Abb. 2), die vertikale Mächtigkeiten von weniger als 1 m bis zu 3 m aufwiesen, lieferte mit Hilfe der Strömungsmessungen horizontale Erstreckungen von 1,5–2 km. Die Wasserkörper wurden mit Geschwindigkeiten von 25–50 cm/s in Richtungen zwischen W und S transportiert, was ihre Herkunft aus dem baltischen Zwischenwasser unterstreicht.

Mit dem Auffrischen der Winde aus nordöstlichen Richtungen am 11. und 12. August wurde auch in 15 m ein nach SW setzender stärkerer Strom gemessen. Der Ausstrom transportierte in verstärktem Maße baltisches Oberwasser mit Salzgehalten kleiner als 8,5‰

heran. Die starke Temperatursprungschicht (bis  $4 \text{ [grd m}^{-1}\text{]}$ ), die sich während der Ruhigwetterlage in den oberen 5 m ausgebildet hatte, fächerte auf und verlagerte sich in größere Tiefen (Abb. 2). Unmittelbar über dem Grund befand sich die Salzgehaltssprungschicht mit beträchtlichen Gradienten (bis zu  $9 \text{ [‰ m}^{-1}\text{]}$ ). In Tiefen zwischen 10 und 15 m gelangten nach wie vor Kaltwasserballen mit Temperaturen zwischen  $5,5$  und  $8 \text{ °C}$  in das Gebiet der Darßer Schwelle. Durch den starken Ausstrom wurde das salzreiche Wasser in Grundnähe in die Beltsee gedrängt, und die Salzgehalte in 16 m gingen in einer Stunde um  $3,4 \text{ ‰}$  zurück.

#### 4.3. Zur Veränderlichkeit von Temperatur und Salzgehalt

Maximale Temperaturen über  $17 \text{ °C}$  (2. August) und minimale Salzgehalte von  $8,24 \text{ ‰}$  (7. August) wurden während des Untersuchungszeitraumes an der Oberfläche beobachtet. Minimale Temperaturen von  $5,5 \text{ °C}$  (12. August) bzw.  $6,1 \text{ °C}$  (10. August) wurden in 14 m bzw. während der windschwachen Wetterlage sogar in 5 m Tiefe gemessen. Mit  $24,3 \text{ ‰}$  erreichte der Salzgehalt während der Ausstromlage am 9. August maximale Werte in Grundnähe auf der Darßer Schwelle.

Ein allgemeines Bild von der Veränderlichkeit der Temperatur in den verschiedenen Tiefenhorizonten liefern die Häufigkeitsdarstellungen in Abb. 3. Diese entsprechen in keiner Weise einer Normalverteilung, sondern zeichnen sich allgemein durch große Steilheit und ausgesprochene Einseitigkeit aus. Letztere kommt einheitlich in nahezu allen Tiefen (0–15 m) darin zum Ausdruck, daß im schmalen Bereich zwischen  $15,5$  und  $16,5 \text{ °C}$  eine maximale Häufung auftritt. Im breiten Bereich von  $15 \text{ °C}$  bis hinab auf  $8 \text{ °C}$  oder darunter ist eine mehr oder weniger gleichmäßige geringe Häufung zu beobachten, während die Häu-

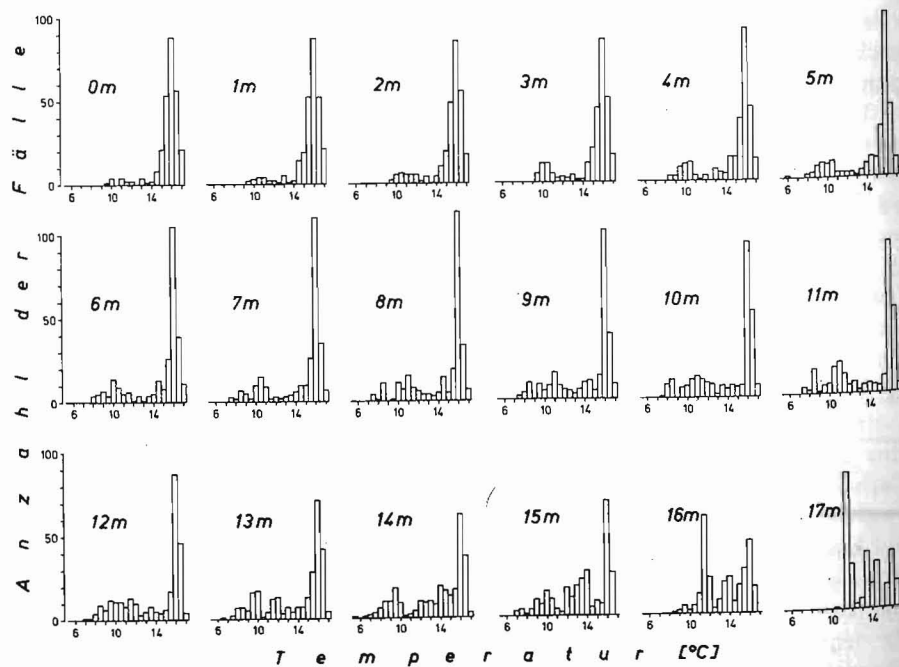


Abb. 3. Histogramme der Temperatur in den einzelnen Tiefen.

figkeit oberhalb von  $17 \text{ °C}$  unmittelbar auf Null zurückgeht. Eine Ausnahme von dieser Regel bilden lediglich die Temperaturverteilungen in Grundnähe (16 und 17 m), wo die stärkste Häufung bei niedrigeren Temperaturen ( $11\text{--}12 \text{ °C}$ ) liegt und die Unsymmetrie der Verteilung zumindest in 16 m Tiefe gemildert ist.

In Abb. 4 sind die Schwankungsbreiten von Temperatur und Salzgehalt während der 12tägigen Ankerstation in Abhängigkeit von der Tiefe dargestellt. Die sehr hohe Schwankungsbreite der Temperatur, die durch die im Untersuchungszeitraum wechselnde thermische Beeinflussung aus der Beltsee (1. Hälfte) und dem Arkonabecken (2. Hälfte) hervorgerufen wurde (vgl. Abb. 2), weist in den oberen 4 m mit 7–8 Grad und am Boden mit 6 Grad die geringsten Werte auf. Maximale Schwankungsbreiten mit 10,8 bzw. 11,2 Grad, wie sie in ähnlicher Höhe von FRANCK (1976) in 20 und 24 m Tiefe am Südwestrand des Arkonabeckens (Position A in Abb. 1) gefunden wurden, werden auf der Darßer Schwelle in 5 und 14 m erreicht. Selbst in mittleren Tiefen sinkt die Schwankungsbreite im Untersuchungszeitraum nicht unter 9 Grad. Für den Salzgehalt ergeben sich in den oberen 9 m Schwankungsbreiten von etwas über  $6 \text{ ‰}$ , die mit der Tiefe zunehmen und in 16 m rund  $15,5 \text{ ‰}$  erreichen.

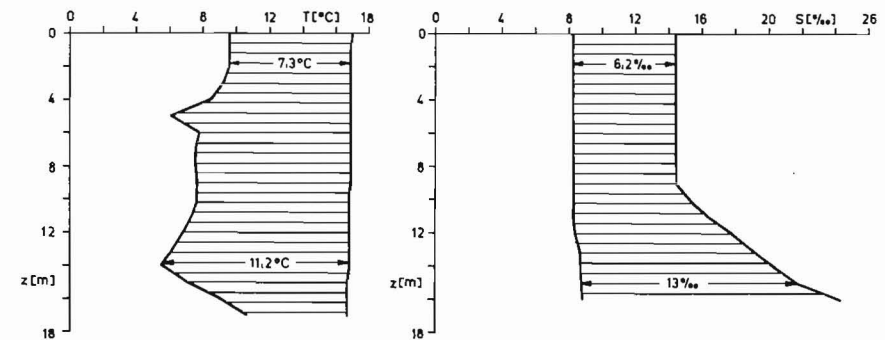


Abb. 4. Maximale Variationen von Temperatur und Salzgehalt vom 1.–12. August auf der Darßer Schwelle.

Die größten negativen vertikalen Temperaturgradienten wurden während der windschwachen Wetterlage am 9. und 10. August in der oberflächennahen Schicht bis 5 m Tiefe beobachtet. Sie erreichten mit  $8,2 \text{ [grd m}^{-1}\text{]}$  am 10. August zwischen 4 und 5 m ihr Maximum. Der größte positive Gradient trat mit  $3,8 \text{ [grd m}^{-1}\text{]}$  am 7. August zwischen 10,5 und 13 m Tiefe auf. Maximale Gradienten im Salzgehalt wurden mit  $8\text{--}9 \text{ [‰ m}^{-1}\text{]}$  in der halinen Sprungschicht zwischen 14,5 und 16 m am 11. August beobachtet.

Auch die zeitliche thermohaline Variabilität erreicht auf der Darßer Schwelle erhebliche Werte, die mit den im Arkonabecken beobachteten Veränderlichkeiten durchaus vergleichbar sind (HELA, KRAUSS, 1959; TOMCZAK, 1969; FRANCK, 1976). Am 10. August trat in 5 m zwischen 3 und 4 Uhr eine Veränderung der Temperatur um  $-8,2 \text{ [grd h}^{-1}\text{]}$  auf. Selbst an der Oberfläche wurde während des Untersuchungszeitraums in 30 Min. eine Zunahme um  $3,4$  Grad (8. August, 12–12.30 Uhr) gemessen. Große Variabilitäten im Salzgehalt traten auf der Darßer Schwelle vor allem bei Beginn des Zustroms salzreichen Wassers (5. August, 16 m Tiefe, 7–10 Uhr,  $+1,2 \text{ [‰ h}^{-1}\text{]}$ ) und am Ende der Untersuchungsperiode (12. August, 16 m Tiefe, 7–9 Uhr,  $-3,4 \text{ [‰ h}^{-1}\text{]}$ ) in Grundnähe auf.

## 4.4. Energiespektren der Temperatur

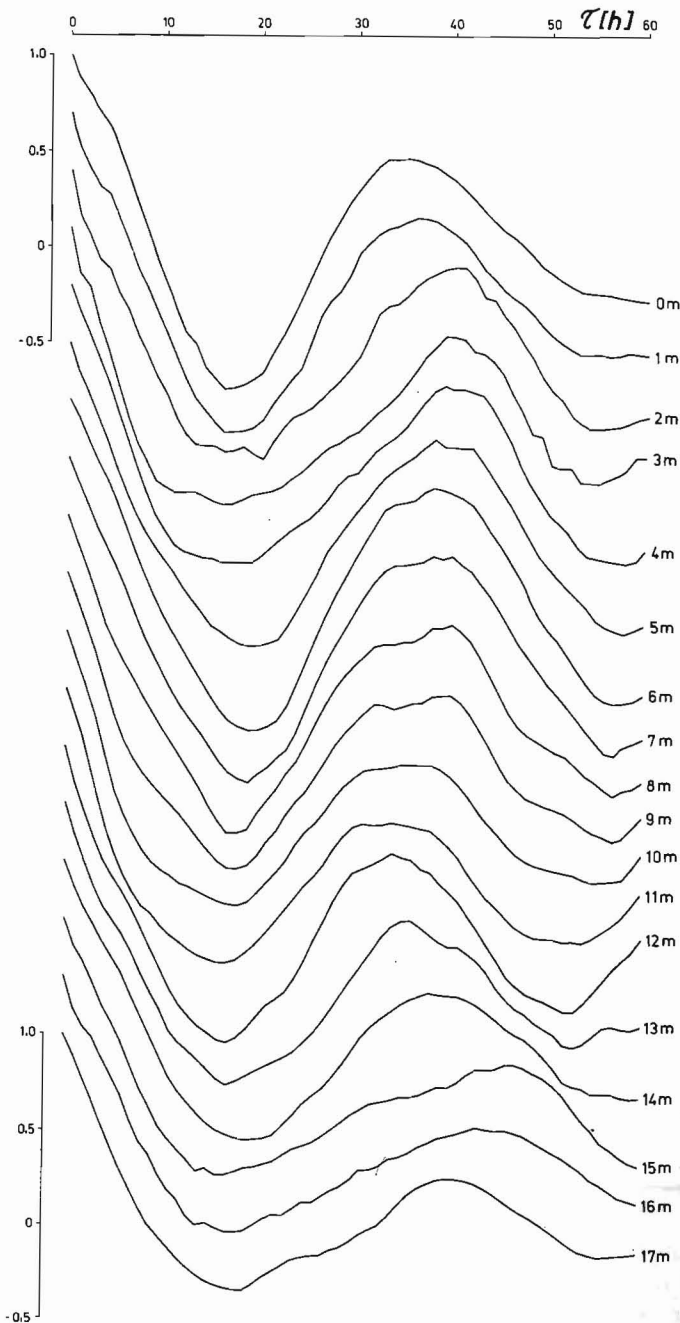


Abb. 5. Autokorrelationsfunktion der gefilterten Meßreihen der Temperatur in den einzelnen Tiefen (Verschiebung des vertikalen Maßstabs um jeweils 0,3 Relativeinheiten).

Die Isoplethendarstellung (Abb. 2) und die Häufigkeitsverteilungen (Abb. 3) weisen auf eine vorhandene Instationarität der Temperatur hin, die bekanntlich Schwierigkeiten bei der Zeitreihenanalyse bewirkt. Eine gewisse Korrektur dieses Mangels konnte durch die genannte Filterung erzielt werden. Die in Abb. 5 zusammengestellten Autokorrelationsfunktionen deuten mit ihrem Abfall an, daß die durchgeführte Filterung den in den Originalwerten enthaltenen Trend weitgehend beseitigt hat.

Trotz der Berechnung der Autokorrelation bis zu Verschiebungsschritten von 60 h nähert sich der Verlauf der Kurven mit wachsendem Zeitintervall in Form einer gedämpften Schwingung nur langsam der Nulllinie, wobei die Dämpfung in Grundnähe (16 und 17 m) größer ist. Damit ist eine Erfassung des Endes der Erhaltungsneigung nicht möglich.

Als auffallendsten Unterschied in den Strömungsspektren der Beltsee und des Arkonabeckens fanden KIELMANN, KRAUSS und KEUNECKE (1973) das Vorhandensein von Trägheitswellen im Arkonabecken, wohingegen die Beltsee offenbar zu schmal für ihr Auftreten zu sein scheint. Unsere Station liegt im Bereich zwischen beiden Seegebieten. Sie wird infolge ihrer exponierten Lage durch Ein- und Ausstromeffekte stark beeinflusst, so daß Trägheitswellen nur von untergeordneter Bedeutung sein dürften.

Die spektrale Analyse der Temperaturverteilungen zeigt, daß die Gesamtenergie aller jenseits der 40 h-Periode liegenden Wellenlängen auf Grund der Filterung nur noch Relativwerte zwischen 0,11 und 0,26 aufweist. Aus den Energiespektren (Abb. 6) ergeben sich in einer Reihe von Tiefen Energiekonzentrationen im Bereich der Seichenschwingung des Systems Westliche Ostsee—Finnischer Meerbusen von 27 Stunden. Die Schwingung setzte mit der Winddrehung am 6. August ein, worauf KIELMANN, KRAUSS und MAGAARD (1969) in ihrer Untersuchung, die u. a. eine energetische Analyse der Strömungsmessungen dieser Ankerstation enthält, hinwies. Schwingungen mit Perioden um 11 h, die einer Oberwelle der Seiches Westliche Ostsee—Finnischer Meerbusen zugeordnet werden können (KRAUSS, MAGAARD, 1961), zeigen sich an der Oberfläche sowie in 8 und 12 m Tiefe. Energiepeaks mit Perioden von etwa 6—8 h treten in Tiefen von 2—7 m und in Grundnähe (13 bis 16 m) auf. Sie sind als Seiches höherer Ordnung der Systeme Westliche Ostsee—Finnischer Meerbusen und Westliche Ostsee—Bottnischer Meerbusen zu deuten, die in der westlichen Ostsee große Amplituden aufweisen können (KRAUSS, MAGAARD, 1962). Schwingungen mit Perioden von 3—4 h sind durch deutliche Energiespitzen im Spektrum besonders unterhalb von 10 m markiert. Wellen dieses Periodenbereichs wurden im Arkonabecken und auch auf der Darßer Schwelle verschiedentlich gefunden (KRAUSS, MAGAARD, 1961) und sind durch Luftdruckschwankungen interpretierbar (KRAUSS, 1966).

Der Abfall der Energiespektren wird unterhalb von 4 m Tiefe durch Exponenten von  $-1,9$  bis  $-2,4$  gekennzeichnet, wobei der geringere Abfall ( $-1,9$  bis  $-2,0$ ) in 12—16 m und die größere Neigung ( $-2,1$  bis  $-2,4$ ) in 6—11 m Tiefe auftritt. In der oberflächennahen Schicht zeigt der Abfall der Energiespektren eine deutliche Zweiteilung. Einem steilen Abfall im Periodenbereich 10—27 h (Exponenten  $-2,6$  bis  $-4,0$ ) steht eine geringere Neigung im Bereich 3—10 h ( $-0,5$  bis  $-1,1$ ) gegenüber. Der Knick im Abfall ist an der Oberfläche am deutlichsten ausgeprägt, nimmt mit zunehmender Tiefe ab und verliert sich in etwa 5 m Tiefe (Abb. 6). Der Sachverhalt, daß ein ohne Berücksichtigung des Knicks formal bestimmter mittlerer Abfall dieser Spektren ( $-1,8$  bis  $-1,9$ ) nur unwesentlich vom Abfall der übrigen Spektren abweicht, weist darauf hin, daß die Neigungsänderung durch geringere Energien im Periodenbereich von etwa 6—13 h hervorgerufen wird. Dies deutet sich ebenfalls in den sehr niedrigen Werten der absoluten Energie an, die zwischen 0 und 2 m überwiegend kleiner als  $0,25 \text{ [grd}^2 \text{ h]}$  sind (Abb. 7).



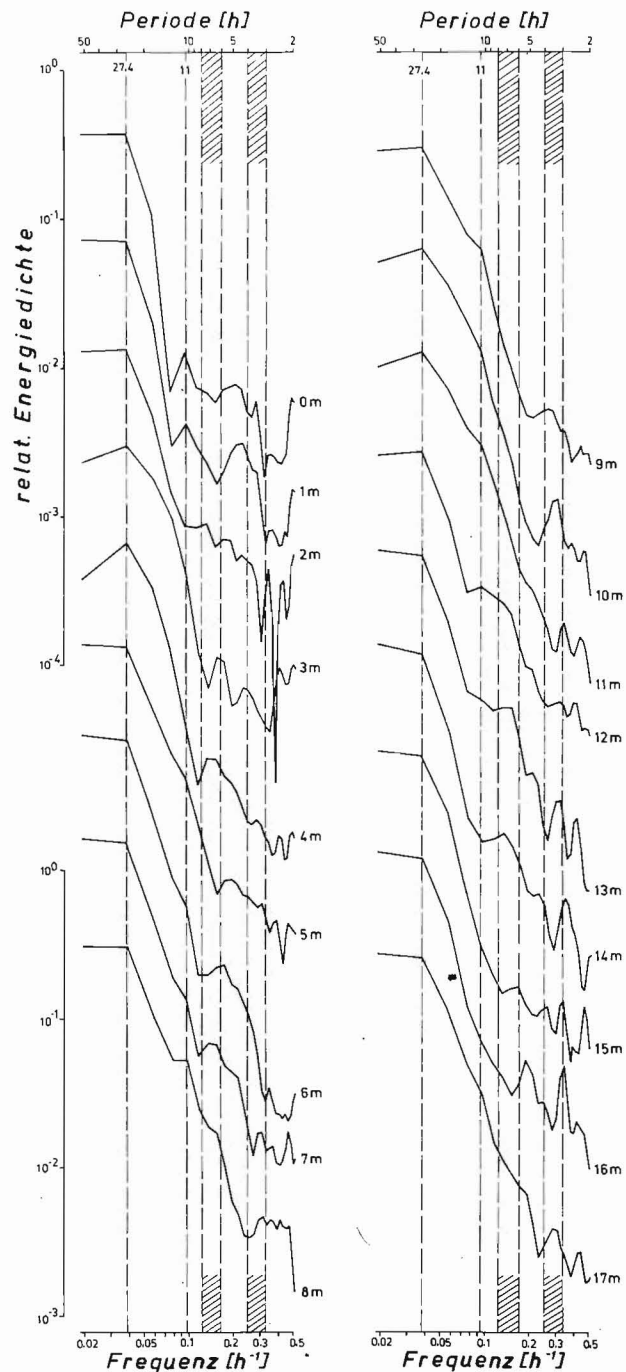
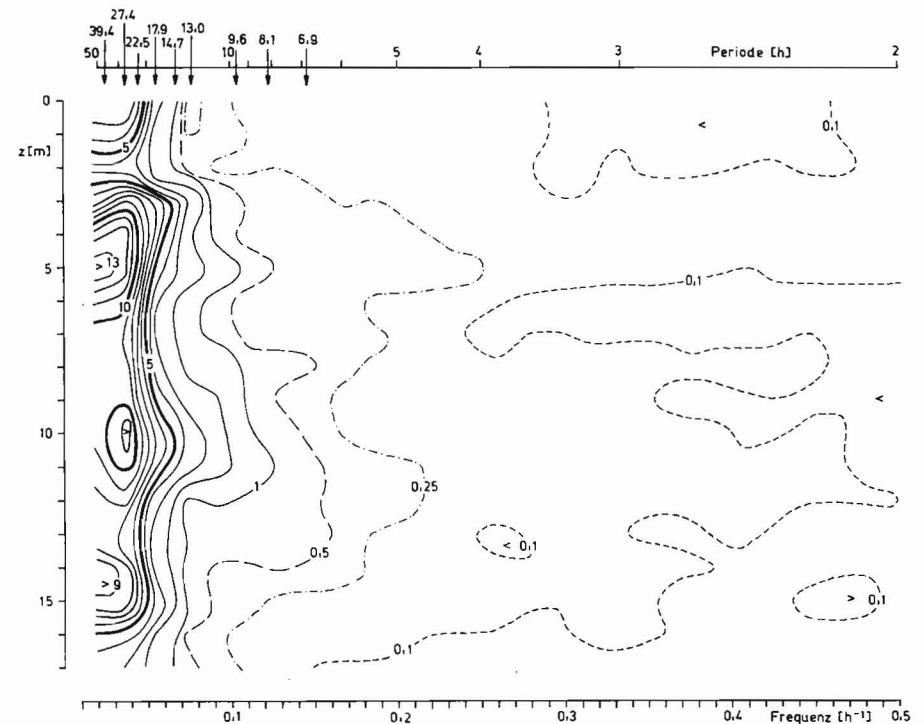


Abb. 6. Energiespektren der gefilterten Meßreihen der Temperatur in den einzelnen Tiefen.

## 4.5. Energieverteilung als Funktion von Frequenz und Tiefe

Trägt man die Energie [ $\text{grd}^2 \text{ h}$ ] als Funktion von Frequenz und Tiefe auf (Abb. 7), so wird die Energiekonzentration im Bereich der Seiches und Trägheitsperiode (10–40 h) auch für die Darßer Schwelle deutlich. Die Energie dieses für die große Variabilität in der Ostsee hauptsächlich verantwortlichen Bereiches (KIELMANN, KRAUSS, KEUNECKE, 1973) ist stark von Frequenz und Tiefe abhängig. In Abb. 7 sind einige theoretische Seichesperioden der Schwingungssysteme Westliche Ostsee—Finnischer Meerbusen und Westliche Ostsee—Bottnischer Meerbusen nach KRAUSS und MAGAARD (1962) sowie die Trägheitsperiode durch Pfeile gekennzeichnet. Insbesondere spielen die Schwankungen im Bereich der Trägheitsperiode im August 1964 eine dominierende Rolle in der offenen zentralen Ostsee (ZYKOV, POMERANEZ, 1967; KIELMANN, KRAUSS, MAGAARD, 1969; SERGEJEV, STARIZYN, 1974).

Abb. 7. Energieverteilung [ $\text{grd}^2 \text{ h}$ ] als Funktion von Frequenz und Tiefe.

Die Analyse der vertikal engabständiger gemessenen Temperaturen zeigt im Gegensatz zur Analyse der nur in drei Tiefen durchgeführten Strömungsmessungen an der Darßer Schwelle (KIELMANN, KRAUSS, MAGAARD, 1969) jedoch kein Energiemaximum im Bereich der Trägheitsperiode (14,7 h). Die höchsten Energien sind im Bereich der Seichesperioden der Grundschiwingung Westliche Ostsee—Bottnischer Meerbusen (39,4 h) und Westliche Ostsee—Finnischer Meerbusen (27,4 h) konzentriert. Dabei liegen die Energiespitzen der 39 h-Welle in 4–6 m und 14–15 m Tiefe. Auch das Strömungsspektrum der Darßer

Schwelle zeigt eine Energiekonzentration im Bereich der 39 h-Welle in Tiefen um 15 m (KIELMANN, KRAUSS, MAGAARD, 1969). Die Energiespitzen der 27 h-Welle liegen in 4–6 m und in 9–11 m. Dies entspricht Ergebnissen von SERGEJEV und STARIZYN (1974), die bei der Analyse der dreistündigen, mit Hilfe von Kippthermometern gemessenen Temperaturen im August 1964 auf der Darßer Schwelle in 10 m Tiefe eine dominierende Seichenschwingung der Grundperiode Westliche Ostsee—Finnischer Meerbusen fanden.

Im Bereich der Trägheitsperiode ist mit wachsender Frequenz in allen Tiefen nur ein deutlicher Energieabfall bemerkbar. Bei Perioden unter 10 h sinkt die Energie allgemein unter  $1 \text{ [grd}^2 \text{ h]}$ , wobei dieser Wert in Oberflächen- und Grundnähe bereits bei größeren Perioden deutlich unterschritten wird.

### 5. Schlußbetrachtungen

1. Windbedingte sommerliche Einstromlagen rufen im Seegebiet der Darßer Schwelle eine thermohaline Beeinflussung durch die Beltsee hervor.
2. Bei starken Winden aus W bis NW kann es im Bereich der Darßer Schwelle zur Durchmischung der gesamten Wassersäule und damit zur Auflösung der sommerlichen thermohalinen Schichtung kommen.
3. Ein Nachlassen der einstromverursachenden Kräfte führt zum schnellen Aufbau einer thermohalinen Schichtung (Salzgehaltsänderungen von  $+1,2 \text{ [}^{\circ}/_{00} \text{ h}^{-1}\text{]}$ ).
4. Der bereits von WYRTKI (1953, 1954a) beschriebene Mechanismus des Einschubs von salzreichem Wasser während des Sommers über die Darßer Schwelle, nach dem ein Einschub in der Tiefe im allgemeinen erst am Ende einer sommerlichen Einstromlage oder zu Beginn der Ausstromlage erfolgt, wird durch die Messungen bestätigt.
5. Bei windschwachen Wetterlagen oder bei Winden aus dem Sektor SE bis N stellt sich die typische sommerliche Ausstromlage ein. Die Darßer Schwelle gelangt unter den überwiegenden hydrographischen Einfluß des Arkonabeckens, der in komplizierten thermohalinen Schichtungsverhältnissen resultiert.
6. Unter diesen Bedingungen können auf der Darßer Schwelle Wasserkörper sehr geringer Temperatur ( $< 6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) auftreten, die zu großen vertikalen Temperaturgradienten ( $+3,8$  bis  $-8,2 \text{ [grd m}^{-1}\text{]}$ ) und starken Veränderlichkeiten ( $-8,2 \text{ [grd h}^{-1}\text{]}$ ;  $+3,4 \text{ Grad}$  in 30 Min.) führen.
7. Die Spektren der Temperatur weisen Energiekonzentrationen im Bereich der Grundschwingung der Systeme Westliche Ostsee—Finnischer Meerbusen und Westliche Ostsee—Bottnischer Meerbusen vor allem in den Tiefen aus, in denen die Kaltwasserballen intermediären Zwischenwassers aus dem Arkonabecken auf der Darßer Schwelle beobachtet wurden.
8. Die vier beobachteten Kaltwasserballen mit Temperaturen  $\leq 7 \text{ }^{\circ}\text{C}$  besitzen vertikale Mächtigkeiten von weniger als 1 m bis zu 3 m und horizontale Erstreckungen von etwa 1,5–2 km. Sie werden mit Geschwindigkeiten von 25–50 cm/s in Richtungen zwischen W und S transportiert, was ihre Herkunft aus dem baltischen Zwischenwasser unterstreicht.
9. Diese Kaltwasserballen können — möglicherweise durch die Schwingungsbewegungen der Ostsee — relativ schnell und unvermischt bis in den Bereich der Darßer Schwelle oder auch weiter nach Westen gelangen.
10. Der Abfall der Energiespektren ist durch Exponenten von  $-1,8$  bis  $-2,4$  gekennzeichnet.

### Literatur

- BROGMUS, W., Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. Kieler Meeresforsch. **9** (1952), 15–42.  
Cooperative Synoptic Investigation of the Baltic 1964, Vol. 2: Germany. ICES Oceanographic Data Lists, Copenhagen 1968.
- DIETRICH, G., Oberflächenströmungen im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. Dt. Hydrogr. Z. **4** (1951), 129–150.
- FRANCK, H., Zu kurzzeitigen Temperaturänderungen am Südwestrand des Arkonabeckens. Beitr. Meereskunde H. 38 (1976), 103–117.
- HELA, I. und KRAUSS, W., Zum Problem der starken Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Arkonabecken. Kieler Meeresforsch. **15** (1959), 125–143.
- HELM, R., Drei neue Strömungsmeßgeräte des Instituts für Meereskunde. Beitr. Meereskunde H. 2/3 (1961), 33–41.
- KÄNDLER, R., Der Einfluß der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. Dt. Hydrogr. Z. **4** (1951), 150–160.
- KIELMANN, J., KRAUSS, W. und MAGAARD, L., Über die Verteilung der kinetischen Energie im Bereich der Trägheits- und Seichesfrequenzen der Ostsee im August 1964 (Internationales Ostseeprogramm). Kieler Meeresforsch. **25** (1969), 245–254.
- KIELMANN, J., KRAUSS, W. and KEUNECKE, K.-H., Currents and stratification in the Belt Sea and the Arkona Basin during 1962–1968. Kieler Meeresforsch. **29** (1973), 90–111.
- KRAUSS, W., Das Spektrum der internen Bewegungsvorgänge der Ostsee im Periodenbereich von 0,5–7 Stunden. Kieler Meeresforsch. **22** (1966), 28–34.
- KRAUSS, W. und MAGAARD, L., Zum Spektrum der internen Wellen der Ostsee. Kieler Meeresforsch. **17** (1961), 137–147.
- KRAUSS, W. und MAGAARD, L., Zum System der Eigenschwingungen der Ostsee. Kieler Meeresforsch. **18** (1962), 184–186.
- MANEGOLD, W., Die Wetterabhängigkeit der Oberflächenströmungen in den Pforten der Ostsee. Aus dem Archiv der Dt. Seewarte Hamburg **54** (1936), Nr. 4, 5–40.
- MATTHÄUS, W. und WANKE, R., Ein fernregistrierendes Temperaturmeßgerät zur Untersuchung der thermischen Struktur von ozeanischen Deckschichten, Schelfgewässern und Binnengewässern. Beitr. Meereskunde H. 16 (1965), 37–40.
- MATTHÄUS, W. and FRANCK, H., Short-term variations of the stratification in the Darss sill area. Proc. 11th Conf. Baltic Oceanographers, Rostock 1978, Paper No. 25, 12 S.
- Oceanografiske Observationer fra Danske Fyrskibe og Kyststationer 1964. Det Danske Meteorologiske Institut, Charlottenlund 1965.
- SCHULZ, B., Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925 bis 1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, No. 1, Hamburg 1956.
- SERGEJEV, Yu. N. und STARIZYN, D. K., Verborgene Periodizität der Schwankungen der thermohalinen Charakteristika des Ostseewassers im hochfrequenten Spektralbereich (in russ.). Vestn. Leningradsk. Univ. Nr. 6 (1974), 141–150.
- TOMCZAK, M., Über interne Trägheitsbewegungen in der westlichen Ostsee. Dt. Hydrogr. Z. **22** (1969), 158–162.
- WATTENBERG, H., Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol., **69** (1941), 265–279.
- WATTENBERG, H., Die Salzgehaltsverteilung in der Kieler Bucht und ihre Abhängigkeit von Strom- und Wetterlage. Kieler Meeresforsch. **6** (1949), 17–30.
- WEIDEMANN, H., Untersuchungen über unperiodische und periodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee. Kieler Meeresforsch. **7** (1950), No. 2, 70–86.
- WOLF, G., Salzwassereintrüche im Gebiet der westlichen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 29 (1972), 67–77.
- WOLF, G., Die haline Schichtung im Seegebiet der Darßer Schwelle. Beitr. Meereskunde H. 32 (1973), 137 bis 146.
- WÜST, G. und BROGMUS, W., Ozeanographische Ergebnisse einer Untersuchungsfahrt mit Forschungskutter „Südfall“ durch die Ostsee Juni/Juli 1954 (anlässlich der totalen Sonnenfinsternis auf Öland). Kieler Meeresforsch. **11** (1955), 3–21.
- WÜST, G., Ergebnisse eines hydrographisch-produktionsbiologischen Längsschnitts durch die Ostsee im Sommer 1956. I. Die Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte. Kieler Meeresforsch. **13** (1957), 163–185.

- WYRTKI, K., Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt I und II. Kieler Meeresforsch. **9** (1953), No. 2, 155—170; **10** (1954a), 162—181.
- WYRTKI, K., Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. Kieler Meeresforsch. **10** (1954b), 19—25.
- ZYKOV, I. D. und POMERANEZ, K. S., Strömungsspektren des zentralen Teils der Ostsee (in russ.). Fiz. Atmosf. i Okeana **3** (1967), No 10, 1110—1115.

Abschluß der Arbeit: 10. 5. 1977

Anschrift der Verfasser:

Dipl.-Met. H. FRANCK, Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-253 Rostock-Warnemünde

## Regionale Charakterisierung der zentralen Ostsee an Hand von Elementen der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Sauerstoffgehalts

Von WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* Auf der Basis ausführlicher Berechnungen der Elemente des mittleren Jahresgangs im Sauerstoffgehalt an zehn Stationen der offenen Ostsee (Abb. 1) (MATTHÄUS, 1978a) wird eine regionale Charakterisierung der zentralen Ostsee vorgenommen. Amplituden des Jahresgangs (Abb. 2, 3), Beträge (Abb. 4, 8) und Eintrittszeiten der Extrema (Abb. 5, 7, 9, 11) sowie die mittleren Jahresschwankungen (Abb. 12) werden vergleichenden Betrachtungen unterzogen. Dabei zeigt sich in den oberen 20 m — verursacht durch die zeitlichen Differenzen in der Frühjahrsblüte des Phytoplanktons — eine in Richtung auf die zentrale Ostsee immer größer werdende Verspätung des mittleren Sauerstoffmaximums gegenüber dem Temperaturminimum (Abb. 6). Die im allgemeinen geringen Differenzen in den Eintrittszeiten von Sauerstoffminimum und Temperaturmaximum (Abb. 10) weisen dagegen auf eine relativ enge Verknüpfung von Sauerstoffgehalt und Temperatur hin.

*Summary:* Using detailed calculations of the elements of mean annual variations in oxygen content at ten stations of the open Baltic (Fig. 1) (MATTHÄUS, 1978a) regional peculiarities of the Baltic proper area are shown. Amplitudes of the annual course (Figs. 2 and 3), amounts (Figs. 4 and 8) and times of the extreme values (Figs. 5, 7, 9, and 11), and annual fluctuations (Fig. 12) are regarded comparatively. Caused by the time differences of the phytoplankton spring bloom there can be observed a phase lag between oxygen maximum and temperature minimum in the upper 20 m. The greater the distance of the stations from the transition area the bigger the phase lag (Fig. 6). The small time differences between oxygen minimum and temperature maximum in summer (Fig. 10) show, on the other hand, a close correlation between temperature and oxygen content.

*Резюме:* На основе подробных расчетов элементов среднего годового хода по содержанию растворенного в воде кислорода, проведенных на десяти станциях открытой Балтики в прямом значении (рис. 1) (MATTHÄUS, 1978a), проводится районирование центральной части Балтийского моря. Амплитуды годового хода (рис. 2, 3), экстремальные значения (рис. 4, 8) и сроки наступления экстремумов (рис. 5, 7, 9, 11), а также размах средних годовых колебаний (рис. 12) подвергаются сравнительному рассмотрению. При этом в верхнем 20-метровом слое наблюдается в направлении к центральной части Балтийского моря всё возрастающее запаздывание по наступлению среднего максимума содержания кислорода по отношению к наступлению максимума температуры (рис. 6), обусловленное временными разностями в бурном весеннем цветении фитопланктона. Минимальные в общем разности в сроках наступления минимума кислорода и максимума температуры (рис. 10) показывают, однако, относительно тесная корреляция содержания кислорода и температуры.

### 1. Einleitung

Durch Untersuchungen der mittleren Jahresgänge des Sauerstoffgehalts im Gotland- (MATTHÄUS, 1974, 1975a) und Arkonatief (MATTHÄUS, 1975a, 1975b) wurde der Verfasser auf regionale Besonderheiten in den Elementen der jahreszeitlichen Variationen aufmerksam,

die eine systematische Bearbeitung dieser Problematik als nützlich erscheinen ließen. Im folgenden wird daher der Versuch unternommen, auf der Basis der analysierten Parameter des mittleren jährlichen Gangs im Sauerstoffgehalt über die bereits behandelten grundlegenden Unterschiede (MATTHÄUS, 1978a) hinaus weitere Charakteristika der zentralen Ostsee herauszuschälen.

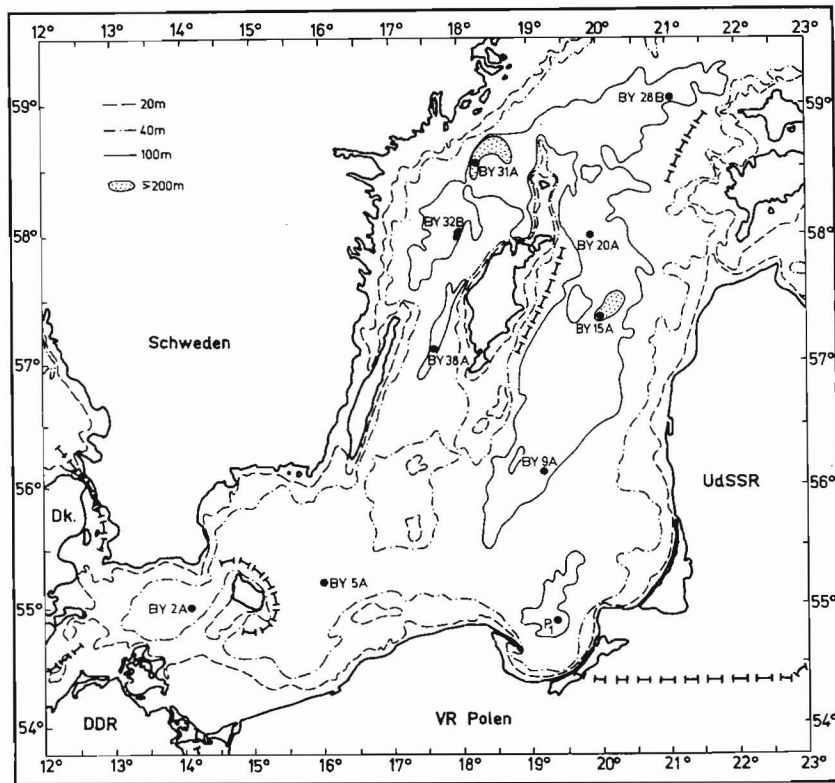


Abb. 1. Lage der Beobachtungsstationen

Tabelle 1  
Stationsübersicht

Station	Kurz- bezeichnung	intern. Bezeichnung	Position N	E	Beobachtungs- zeitraum
Arkonatief	AT	BY 2 A	55° 00'	14° 05'	1921—1973
Bornholmtief	BT	BY 5 A	55° 15'	15° 59'	1902—1973
Gdańsker Tief	DT	P <sub>1</sub>	54° 52'	19° 20'	1902—1973
Südliches Gotlandbecken	SGB	BY 9 A	56° 7,5'	19° 10'	1924—1973
Gotlandtief	GT	BY 15 A	57° 20'	20° 03'	1902—1973
Färötief	FT	BY 20 A	58° 00'	19° 54'	1906—1973
Nördliches Gotlandbecken	NGB	BY 28 B	59° 02'	21° 05'	1903—1973
Landsorttief	LT	BY 31 A	58° 35'	18° 14'	1903—1973
Norrköpingtief	NT	BY 32 B	58° 00'	18° 00'	1925—1973
Karlsötief	KT	BY 38 A	57° 07'	17° 40'	1924—1973

Die Untersuchungen basieren auf zehn Beobachtungsstationen (Abb. 1), für die bereits mittlere jahreszeitliche Veränderlichkeiten der Temperatur (MATTHÄUS, 1977a) bestimmt wurden. Eine Stationsübersicht mit den verwendeten Bezeichnungen, einer Kurzform, der internationalen Bezeichnung, der Position sowie des Zeitraums, aus dem sich das Untersuchungsmaterial rekrutiert, enthält Tab. 1. Einzelheiten zum Berechnungsverfahren (MATTHÄUS, 1971, 1977a) sowie über Umfang, Quellen und Genauigkeit des Basismaterials (MATTHÄUS, 1978a) sind bereits früher dargestellt worden.

Die Stationsbezeichnung erfolgt in allen Abbildungen in der Kurzform (vgl. Tab. 1). In den Diagrammen ist die Reihenfolge der Stationen so festgelegt, daß die Veränderungen der mittleren Verhältnisse von den Ostseeeingängen bis in die zentralen Teile ablesbar sind. Die Darstellungen beginnen mit dem Arkonatief (AT) und berücksichtigen dann die Stationen in der Reihenfolge, wie sie auf dem Talweg durch die zentrale Ostsee liegen (vgl. Abb. 1). Ausnahmen bilden die Station „Gdańsker Tief (DT)“, die zwischen „Bornholmtief (BT)“ und „Südlichem Gotlandbecken (SGB)“ eingeschoben wurde, und die Station „Nördliches Gotlandbecken (NGB)“, die zwischen „Färötief (FT)“ und „Landsorttief (LT)“ dargestellt wird. Die Elemente des mittleren Jahresgangs der Station „Nördliches Gotlandbecken“ sind aus Materialunzulänglichkeiten nur zum Teil in den Darstellungen erfaßt. Bei unvollständiger Berücksichtigung wurde die Stationsbezeichnung in Klammern gesetzt.

## 2. Amplituden

In Abb. 2 ist die Vertikalverteilung der Jahresmittelwerte ( $A_0$ ) sowie der Amplituden der jährlichen ( $A_1$ ), halbjährlichen ( $A_2$ ) und dritteljährlichen Wellen ( $A_3$ ) an den ausgewählten zehn Stationen aufgetragen. Eine Interpretation der Wellen ist jedoch schwierig, da der Sauerstoff keine konservative Größe des Meerwassers darstellt. Wir beschränken uns daher in diesem Abschnitt im wesentlichen auf eine deskriptive Behandlung der Ergebnisse.

Die Werte von  $A_0$  in Abhängigkeit von der Tiefe kennzeichnen das über das ganze Jahr gemittelte Vertikalprofil des Sauerstoffgehalts. Der Jahresmittelwert liegt im Arkonatief bis in 30 m, im Bornholmtief bis in 40 m und in den oberen 50 m der Gotlandsee im Bereich von 7,7—8,7 ml/l.

An allen Stationen wird  $A_0$  zunächst mit der Tiefe geringfügig größer. Ein flaches Maximum zeichnet sich im 20 m-Horizont des Arkonatiefs, im Bornholmtief in 30—40 m und in der Gotlandsee in 30—50 m ab, das mit dem Einfluß des höheren Sauerstoffgehalts im sommerlichen kalten Zwischenwasser in Verbindung zu bringen ist (vgl. auch MATTHÄUS, 1978a). Unterhalb dieses Maximums schließt sich der Bereich der Sauerstoffsprungschicht an, der in der westlichen Gotlandsee in geringeren Tiefen beginnt als im östlichen Teil dieses Seegebietes. Die tiefste Lage der Sauerstoffsprungschicht deutet sich für das Gdańsker Tief an.

Der Jahresmittelwert zeigt an der Oberfläche eine geringfügige Abnahme von 8,0 ml/l im Arkonatief auf 7,8 ml/l im Gdańsker Tief. In der Gotlandsee ist von Süd nach Nord eine Zunahme von 7,8 ml/l im Gdańsker Tief bzw. 8,2 ml/l im Südlichen Gotlandbecken und Karlsötief auf 8,3 ml/l im Landsorttief zu beobachten. Diese Veränderungen sind gerade umgekehrt zu den beim Jahresmittelwert der Temperatur auftretenden regionalen Variationen (MATTHÄUS, 1978b). Die regionalen Unterschiede, wie sie an der Oberfläche beobachtet wurden, bleiben — bis auf das Arkonatief — in ähnlicher Weise bis in 40 m Tiefe erhalten.

Auch die Werte des mittleren Maximums in der Vertikalverteilung zeigen diese Tendenz. Im 30 m-Horizont des Bornholmtiefs liegt der Wert bei 8,2 ml/l und geht im Gdańsker Tief auf 8,0 ml/l in 40–50 m zurück. In 30–40 m Tiefe der östlichen Gotlandsee erreichen die Jahresmittelwerte im Maximum 8,4–8,7 ml/l, in der westlichen Gotlandsee 8,5–8,6 ml/l.

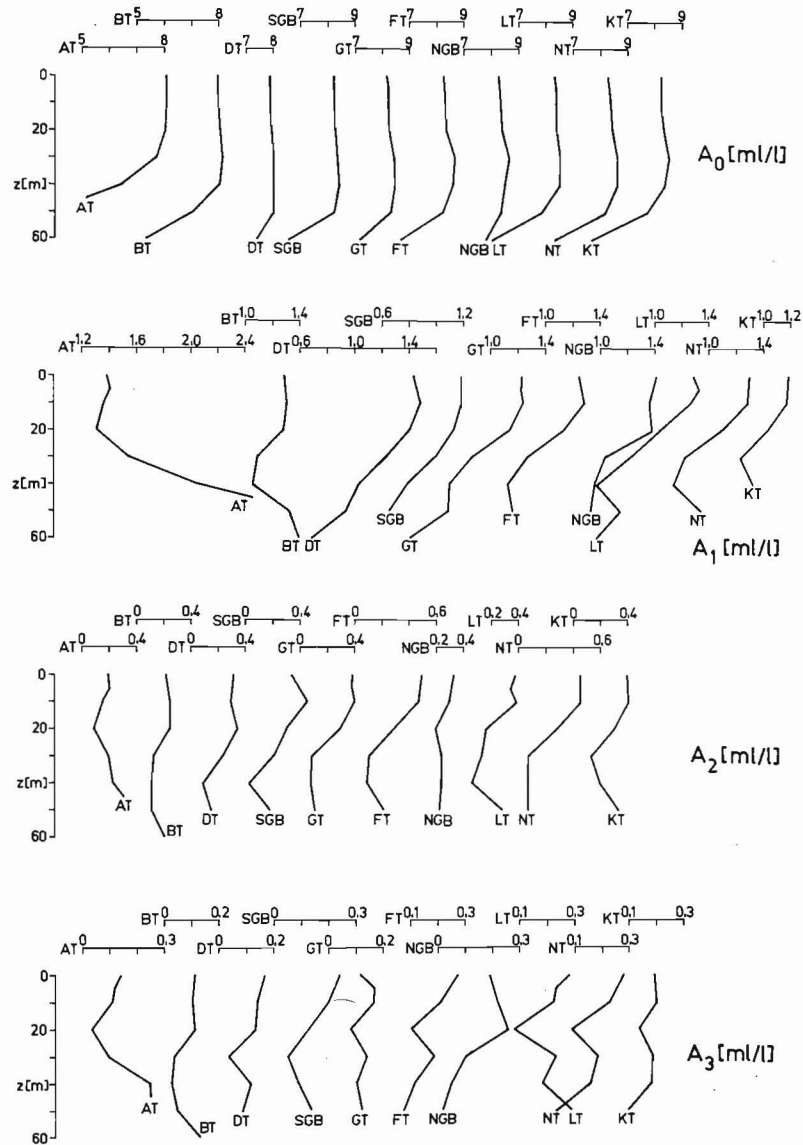


Abb. 2. Vertikalverteilung der Jahresmittelwerte ( $A_0$ ) sowie der Amplituden der jährlichen ( $A_1$ ), halbjährlichen ( $A_2$ ) und dritteljährlichen harmonischen Wellen ( $A_3$ ) an den ausgewählten Stationen

Die Amplitude  $A_1$  der Jahreshauptwelle (Abb. 2) ist in den oberen 30 m (Arkonatief) bzw. 50 m (übriges Berichtsgebiet) mit 0,6–1,5 ml/l bedeutend kleiner als der Jahresmittelwert. Im Oberflächenbereich (0–10 m) liegen die Jahresamplituden im Arkona-, Bornholm- und Gdańsker Tief zwischen 1,3 und 1,5 ml/l. In der übrigen Gotlandsee mit Ausnahme der Station „Nördliches Gotlandbecken“ werden Amplituden zwischen 1,2 und 1,3 ml/l gefunden.

Aus dem vertikalen Verlauf der Amplituden an den einzelnen Stationen ergeben sich vier Regionen mit unterschiedlichen Verteilungen. Das relativ flache Arkonatief zeigt regelmäßige Jahresgänge in allen Tiefen mit Amplituden  $A_1$  größer als 1,3 ml/l. Ein Minimum im Vertikalprofil mit etwa 1,3 ml/l ist in 20 m Tiefe zu beobachten. Der Anstieg von  $A_1$  auf nahezu 2,5 ml/l in 45 m deutet auf einen regelmäßigen advektiven Einfluß in Bodennähe hin. Eine advektive Beeinflussung des Sauerstoffgehalts ist auch in den tieferen Schichten des Bornholmtiefs vorhanden, die im Zusammenwirken mit dem erhöhten Angebot toter organischer Substanz oberhalb der Dichtesprungschicht größere Jahresamplituden bewirkt. In 30–40 m weist das Vertikalprofil zunächst ein Minimum von ca. 1,1 ml/l auf. Bis in 60 m steigt  $A_1$  dann aber wieder auf 1,4 ml/l an. Die Stationen der östlichen Gotlandsee zeigen von der Oberfläche bis in 50 m eine etwa gleichmäßige Abnahme der Jahresamplitude auf ca. 0,7 bis 0,9 ml/l, deren Größe im Bereich der Sprungschicht schnell weiter zurückgehen dürfte. In der westlichen Gotlandsee zeigt sich wieder ein Minimum in der Vertikalverteilung der Jahresamplitude, das mit 0,8 ml/l im 30 m-Horizont des Karlsötiefs und mit 0,6–0,7 ml/l im 40 m-Niveau des Norrköping- und Landsortiefs gefunden wurde.

Die Amplitude  $A_2$  der halbjährlichen Welle (Abb. 2) liegt durchweg unter 0,5 ml/l und ist damit klein gegenüber  $A_0$  und  $A_1$ . In Oberflächennähe ist  $A_2$  über das gesamte Berichtsgebiet nahezu einheitlich. Von West nach Ost ist eine geringfügige Zunahme von 0,2 ml/l im Arkonatief auf 0,3 ml/l im Gdańsker Tief zu verzeichnen. In der Gotlandsee liegt  $A_2$  zwischen 0,3 und 0,5 ml/l.

Die Vertikalverteilungen zeigen durchweg Minima in Zwischentiefen. Mit 0,1 ml/l liegt das Minimum im Arkonatief in 20 m. In 45 m wird  $A_2$  wieder 0,3 ml/l. Im Bornholmtief erreicht die halbjährliche Welle in 30–50 m mit 0,1 ml/l minimale Amplituden. In der Gotlandsee ist unterhalb von 10 m ein Rückgang teilweise bis um 0,4 ml/l (SGB, FT, NT) zu beobachten. Das Minimum liegt in 30–40 m zwischen etwa 0 und 0,1 ml/l, während  $A_2$  in 50 m wieder geringfügig größer wird.

Die Amplitude  $A_3$  der dritteljährlichen Welle (Abb. 2) ist in der gesamten betrachteten Wassersäule aller Stationen kleiner als 0,3 ml/l. Die Oberflächenwerte im Arkona- und Bornholmtief liegen bei 0,1 ml/l, diejenigen in der Gotlandsee zwischen 0,2 und 0,3 ml/l. Alle Vertikalprofile zeigen Minima, die im Arkona- und Bornholmtief sowie in der südlichen Gotlandsee unter 0,05 ml/l, in der übrigen Gotlandsee bei 0,1 ml/l liegen.

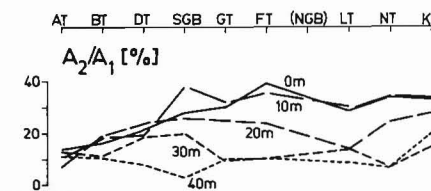


Abb. 3. Amplitudenverhältnis von halbjährlicher zu jährlicher harmonischer Welle in Abhängigkeit von Beobachtungsstation und Tiefe.

Das Amplitudenverhältnis  $A_2/A_1$  (Abb. 3) ist ein Maß für den Einfluß der halbjährlichen Welle gegenüber der Jahreshauptwelle. In Oberflächennähe verstärkt sich der Einfluß der halbjährlichen Welle in Richtung auf die zentralen Teile der Ostsee. Im Arkonatief beträgt das Amplitudenverhältnis in den oberen 30 m 7–14%, im Bornholmtief 12–20% und im Gdańsker Tief 19–24%. In der Gotlandsee erreicht  $A_2/A_1$  29–39% in 0–10 m. In den oberen 40 m nimmt der Einfluß von  $A_2$  jedoch im allgemeinen mit zunehmender Tiefe ab.

Im Gegensatz zu den Temperaturverhältnissen bleibt die Jahreshauptwelle des Sauerstoffgehalts die dominierende Erscheinung des Jahresgangs in allen betrachteten Tiefen.

### 3. Beträge und Eintrittszeiten der Extrema

Der Betrag des mittleren Maximums im Sauerstoffgehalt (Abb. 4) ist in Oberflächennähe (0–10 m) mit etwa 9,3 ml/l im Bornholmtief am geringsten. Im Arkonatief beträgt der Maximalwert ca. 9,5 ml/l, und in der Gotlandsee ist von Süd nach Nord ein Anstieg von etwa 9,5 ml/l im Gdańsker Tief bzw. 9,7 ml/l im Karlsötief auf 9,7–9,9 ml/l zu verzeichnen. Ähnliche Tendenzen sind auch in 20 und 30 m Tiefe vorhanden. Mit größerer Tiefe verwischt sich diese Erscheinung und der Betrag der Maxima wird kleiner.

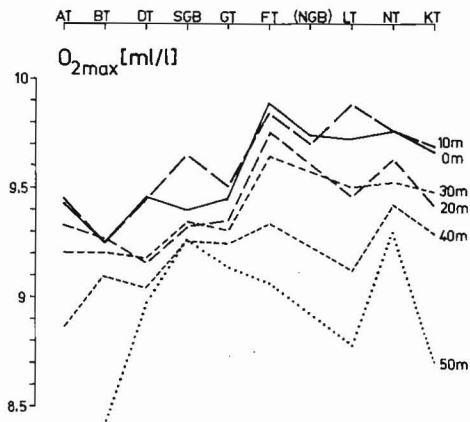


Abb. 4. Beträge des mittleren Maximums im Sauerstoffgehalt in Abhängigkeit von Beobachtungsstation und Tiefe

Die Ursache für die im nördlichen Teilgebiet der Gotlandsee beobachteten höheren Beträge im Maximum könnte unter der Voraussetzung etwa gleicher Eintrittszeiten auf den sich von Süd nach Nord leicht verringernden Salzgehalt im Oberflächenwasser (BOCK, 1971) zurückgeführt werden, der eine Zunahme der Sauerstofflöslichkeit bei gleicher Temperatur bewirkt. Ein Blick auf die Eintrittszeiten von Sauerstoffmaximum (Abb. 5) bzw. Temperaturminimum (MATTHÄUS, 1978b) zeigt aber beträchtliche Unterschiede. Während das Temperaturminimum in den oberen 40 m durchweg im März auftritt, sind die mittleren Maxima im Sauerstoffgehalt in 0–10 m in Richtung auf die zentrale Ostsee immer mehr in das Frühjahr verschoben. Ende März/Anfang April ist das Sauerstoffmaximum im Arkonatief, Mitte April im Bornholmtief und Ende April im Gdańsker Tief zu beobachten. In der östlichen Gotlandsee wird das Maximum Anfang bis Mitte Mai, in der westlichen Gotland-

see Ende April/Anfang Mai erreicht. Mit der in Richtung auf die zentrale Ostsee immer größer werdenden Verspätung des mittleren Sauerstoffmaximums gegenüber dem Temperaturminimum (vgl. Abb. 6) sind natürlich auch höhere Oberflächentemperaturen und ein Rückgang der Löslichkeitsbedingungen für Sauerstoff zu erwarten, der durch den geringeren Salzgehalt kaum ausgeglichen werden kann. Trotzdem sind die Beträge des Sauerstoffmaximums in Oberflächennähe überall in der Gotlandsee größer als im Arkona- und Bornholmtief.

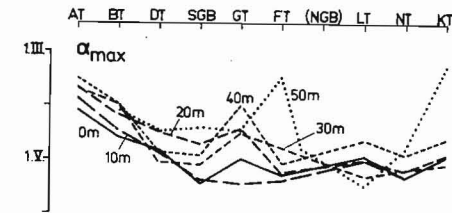


Abb. 5. Eintrittszeiten des mittleren Maximums im Sauerstoffgehalt in Abhängigkeit von Beobachtungsstation und Tiefe

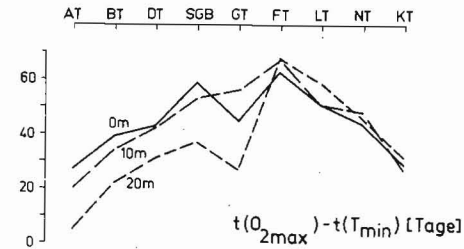


Abb. 6. Verspätung des mittleren Sauerstoffmaximums gegenüber dem mittleren Temperaturminimum in der zentralen Ostsee

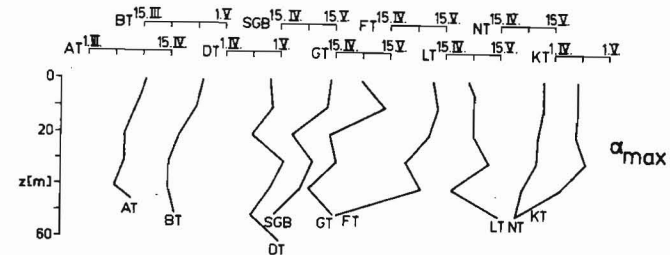


Abb. 7. Vertikalverteilung der mittleren Eintrittszeit des Maximums im Sauerstoffgehalt an den ausgewählten Stationen

Damit wird die bereits für die repräsentativen Stationen Arkona-, Bornholm- und Gotlandtief angegebene Ursache (MATTHÄUS, 1978a) auch für die anderen Stationen der Gotlandsee bestätigt. Es kann als weitgehend gesichert angenommen werden, daß in den oberflächennähe der zentralen Ostsee die Frühjahrsblüte des Phytoplanktons den Zeitpunkt des Maximums im Sauerstoffgehalt bestimmt (vgl. auch MATTHÄUS, 1977b). Die Eintrittszeiten des Sauerstoffmaximums befinden sich in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen der Massenentwicklung des Phytoplanktons. Auch für die Phytoplanktonblüte wurde beispielsweise eine Verspätung der Eintrittszeiten in der Gotlandsee von Süd nach Nord beobachtet (KAISER, SCHULZ, 1973, 1976).

Die Beträge der mittleren Sauerstoffminima (Abb. 8) in Abhängigkeit von der Beobachtungsstation zeigen im Oberflächenbereich einen etwa symmetrischen Verlauf zu den Beträgen der Temperaturmaxima (MATTHÄUS, 1978b), was auf einen engeren Zusammenhang zwischen Sauerstoffgehalt und Temperatur deutet, als er im Frühjahr zu beobachten ist.

An der Oberfläche liegen die Konzentrationen im Minimum zwischen etwa 6,5 und 6,9 ml/l. Die kleinsten Werte in den oberen 20 m treten im Gdańsker Tief mit 6,2–6,5 ml/l auf. Das wird auf die durch die Küstennähe und Buchtenlage hervorgerufenen höheren Temperaturen gegenüber der offenen See zurückzuführen sein. Vom Arkona- zum Gdańsker Tief nimmt der Betrag des Minimums von 6,6–6,7 auf 6,2–6,5 ml/l ab. In der Gotlandsee ist an der Oberfläche von Süd nach Nord eine geringe Zunahme von 6,5 auf 6,7–6,8 ml/l zu beobachten. In 10–40 m steigt der Betrag des Minimums von 6,2–6,8 ml/l im Gdańsker Tief auf 7,0–7,6 ml/l im Landsorttief. Im 30- und 40 m-Horizont des Arkonatiefs sowie im 50 m-Niveau des Bornholmtiefs macht sich ein starker Sauerstoffrückgang gegenüber den Oberflächenwerten bemerkbar, der zu den kleinsten Werten aller Stationen in diesen Tiefen führt.

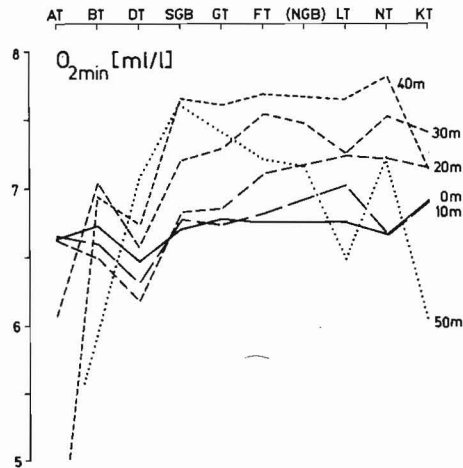


Abb. 8. Beträge des mittleren Minimums im Sauerstoffgehalt in Abhängigkeit von Beobachtungsstation und Tiefe

In Oberflächennähe (0–10 m) treten die Minima im Gdańsker Tief mit Mitte September am spätesten auf (Abb. 9). Sowohl nach Westen als auch nach Norden hin sind sie bereits Mitte bis Ende August (Arkona- und Bornholmtief) bzw. Anfang bis Mitte August (Gotlandsee) erreicht. Die Minima in den oberen 40 m werden mit größerer Tiefe immer weiter gegen Jahresende verschoben. In der Gotlandsee verspäten sich in 20–30 m Tiefe die Eintrittszeiten von Süd nach Nord.

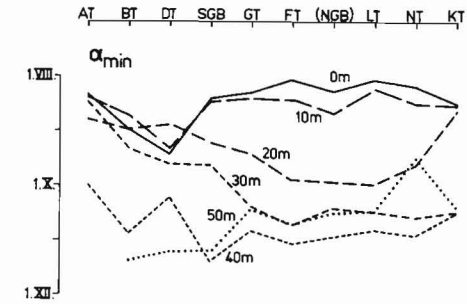


Abb. 9. Eintrittszeiten des mittleren Minimums im Sauerstoffgehalt in Abhängigkeit von Beobachtungsstation und Tiefe

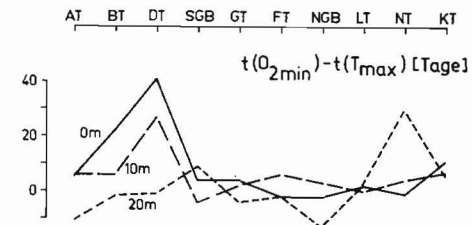


Abb. 10. Differenzen zwischen der Eintrittszeit des mittleren Sauerstoffminimums und des mittleren Temperaturmaximums in der zentralen Ostsee

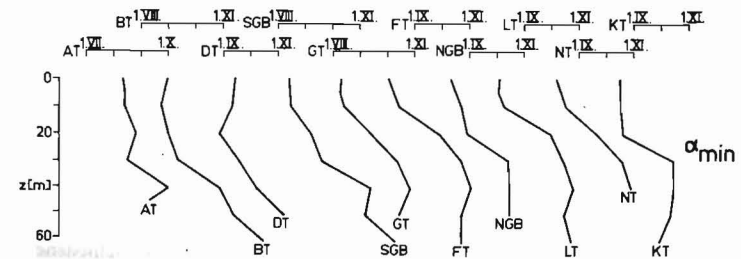


Abb. 11. Vertikalverteilung der mittleren Eintrittszeit des Minimums im Sauerstoffgehalt an den ausgewählten Stationen

Ein Vergleich der Eintrittszeiten der mittleren Sauerstoffminima mit denjenigen der Temperaturmaxima (MATTHÄUS, 1978b) zeigt bis auf das Gdańsker Tief relativ gute Übereinstimmung. In Oberflächennähe beträgt die zeitliche Differenz zwischen Sauerstoffminima und Temperaturmaxima mit Ausnahme des Bornholm- und Gdańsker Tiefs nur —4 bis 11 Tage (Abb. 10). Diese geringen Differenzen weisen auf eine relativ enge Verknüpfung von Sauerstoffgehalt und Temperatur zur Zeit der sommerlichen Extrema hin, die sich auch aus den Vertikalverteilungen der mittleren Eintrittszeiten der Extrema (Abb. 11) ablesen läßt.

#### 4. Mittlere Jahresschwankung

Die mittlere Jahresschwankung im Sauerstoffgehalt in Abhängigkeit von Station und Tiefe ist in Abb. 12 aufgetragen. Sie liegt in Oberflächennähe zwischen 2,5 und 3,1 ml/l, wobei sich ein geringfügiger Anstieg von den südlichen zu den nördlichen Teilgebieten der zentralen Ostsee abzeichnet. Die Jahresschwankung wird zu größeren Tiefen hin im allgemeinen kleiner. Ausnahmen bilden die relativ flachen Seegebiete der Arkona- und Bornholmsee, in denen auch im Tiefenwasser noch ein Jahresgang vorhanden ist.

In 20—40 m macht sich in der Gotlandsee von Süd nach Nord ein Rückgang im mittleren Jahresgang bemerkbar, der sich in 20 m durch Werte von 3,0 ml/l im Gdańsker Tief und 2,2 ml/l im Landsorttief und in 40 m durch 2,3 bzw. 1,5 ml/l dokumentiert.

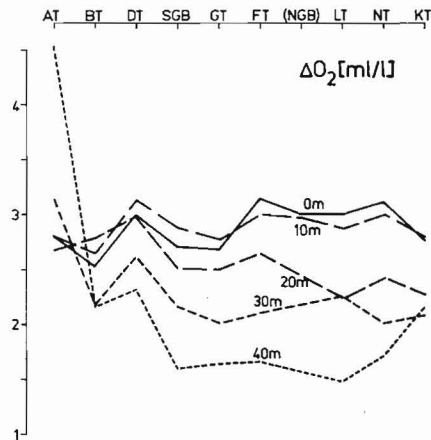


Abb. 12. Mittlere Jahresschwankung des Sauerstoffgehalts in Abhängigkeit von Beobachtungsstation und Tiefe

#### Literatur

- BOCK, K.-H., Monatskarten des Salzgehaltes der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, No. 12, Hamburg 1971, 147 S.
- KAISER, W. und SCHULZ, S., Biologische Untersuchungen während des Internationalen Ostseejahres (International Baltic Year, IBY) 1969/70. II. Untersuchungen zur Primärproduktion. Beitr. Meereskunde H. 32 (1973), 9—31.

- KAISER, W. und SCHULZ, S., Zur Ursache der zeitlichen und räumlichen Differenzen des Beginns der Phytoplanktonblüte in der Ostsee. Fischerei-Forsch. 14 (1976), Sonderh. 1, 77—81.
- MATTHÄUS, W., Die Anwendung von Ausgleichsverfahren zur Ermittlung von Jahresgängen ozeanographischer Parameter. Mber. Dt. Akad. Wiss. 13 (1971), 116—121.
- MATTHÄUS, W., Zur Hydrographie der Gotlandsee IV. Zum mittleren Jahresgang des Sauerstoffgehalts im Oberflächenbereich des Gotlandtiefs. Beitr. Meereskunde H. 33 (1974), 141—151.
- MATTHÄUS, W., Mean annual variations of the oxygen content of the near-surface region of the Gotland and Arkona Seas. Merentutk. Julk. Nr. 239 (1975a), 248—256.
- MATTHÄUS, W., Mittlere Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der Station BY 2 A auf 55° N, 14° E. Beitr. Meereskunde H. 36 (1975b), 5—27.
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 40 (1977a), 117—155.
- MATTHÄUS, W., Phytoplankton spring bloom and maximum oxygen content in the Baltic proper. 5th Baltic Symp. Mar. Biol., Kiel 1977b, Kieler Meeresforsch. Sonderh. Nr. 4 (im Druck).
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 41 (1978a), 61—94.
- MATTHÄUS, W., Regionale Charakterisierung der zentralen Ostsee an Hand von Elementen der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur. Beitr. Meereskunde H. 41 (1978b), 49—60.

Abschluß der Arbeit: 1. 10. 1977

Anschrift des Verfassers:

Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-253 Warnemünde



## Mittlere thermische Schichtungsverhältnisse im Oberflächenwasser der offenen Ostsee

Von WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* Auf der Grundlage berechneter mittlerer Jahresgänge der Temperatur (Abb. 2) wird versucht, eine Reihe von Details im Ablauf der mittleren thermischen Schichtung im Oberflächenwasser der offenen Ostsee zu erfassen. Besondere Aufmerksamkeit wird dem mittleren Beginn (Abb. 3) und dem Ende der Schichtung (Abb. 5) in Abhängigkeit von der Tiefe, den mittleren Oberflächentemperaturen zu diesen Zeitpunkten (Abb. 4 und 6) sowie dem mittleren Zeitpunkt der Bildung der kalten Zwischenwasserschicht geschenkt.

Die thermische Schichtung stellt sich im gesamten Beobachtungsgebiet (außer in den oberen 10 m) zwischen Mitte April und Anfang Mai ein (Abb. 3). In der offenen Gotland- und Bornholmsee bildet sich die Zwischenwasserschicht im Mittel in der letzten Aprildekade (Abb. 3) bei Temperaturen von rund 2 °C in den nördlichen und etwa 3 °C in den südlichen Teilen (Abb. 4). Im Mittel der Jahre ist die Schichtung im salzarmen Oberwasser der Gotlandsee Ende November/Anfang Dezember wieder verschwunden (Abb. 5).

*Summary:* Using calculated mean annual variations in temperature (Fig. 2) some details in the formation process of the mean thermal stratification in the low saline upper layer of the open Baltic proper are given. Special attention is paid to the beginning (Fig. 3) and the end of stratification (Fig. 5) as a function of the depths, to the mean surface temperatures at these points of time (Figs. 4 and 6), and to the mean date of formation of the cold intermediate layer.

In the whole observation area the thermal stratification is built up between the middle of April and the beginning of May (without the upper 10 m layer) (Fig. 3). Having mean temperatures of about 2 °C in the northern and nearly 3 °C in the southern parts the cold intermediate water layer of the Gotland- and Bornholm Seas is formed, on an average, in the last decade of April (Fig. 4). At the end of November or at the beginning of December the stratification of the low saline upper layer of the Gotland Sea disappears (Fig. 5).

*Резюме:* Пытается, на основе рассчитанных средних годовых ходов температуры (рис. 2) узнать ряд подробностей в развитии средней термической стратификации в поверхностных водах Балтики в прямом значении. Особое внимание уделяется среднему началу (рис. 3) и окончанию стратификации (рис. 5) в зависимости от глубины, отмеченных в этот момент средних поверхностных температур (рис. 4 и 6), а также от среднего момента формирования холодного промежуточного слоя.

Термическая стратификация обнаруживается во всем исследуемом районе (исключая верхние 10 метров) в период от середины апреля до начала мая (рис. 3). В открытых Готландском и Борнхольмском морях промежуточный слой в среднем образуется в последнюю декаду апреля м-ца (рис. 3) при температуре ок. 2 °C в северных и ок. 3 °C в южных частях (рис. 4). По средним годовым данным наблюдений стратификация в поверхностных водах с низкой соленостью Готландского моря к концу ноября/началу декабря исчезает (рис. 5).

## 1. Einleitung

Im Bereich der offenen zentralen Ostsee gibt es bisher keine festen Beobachtungsstationen, die das ganze Jahr hindurch arbeiten. Kenntnisse über den jährlichen Rhythmus des Auf- und Abbaus der thermischen Schichtung im Oberflächenbereich fußen daher im allgemeinen auf sporadischen Messungen und sind an Einzeljahre gebunden. Da der Zeitpunkt der im Frühjahr einsetzenden Erwärmung und die Strenge des vorangegangenen Winters die Schichtungsverhältnisse eines Einzeljahres beeinflussen, ergeben sich von Jahr zu Jahr unterschiedliche Elemente der Schichtung. Mittlere Jahresgänge der Temperatur, wie sie für zehn Stationen der zentralen Ostsee berechnet wurden (MATTHÄUS, 1977), bieten die Möglichkeit, eine Reihe von Details im Ablauf der mittleren thermischen Schichtung zu beleuchten.

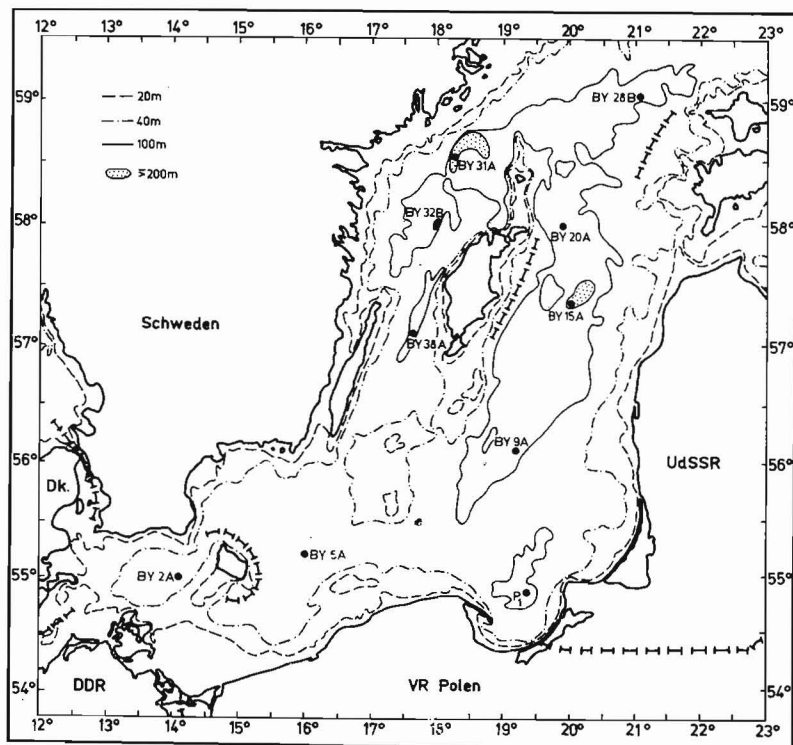


Abb. 1. Lage der Beobachtungsstationen

Die geographische Lage der in die Untersuchungen einbezogenen Beobachtungsstationen ist in Abb. 1 gegeben. Eine Stationsübersicht mit den verwendeten Stationsbezeichnungen, einer Kurzform, der internationalen Bezeichnung, der Position sowie des Zeitraums, aus dem sich das Basismaterial rekrutiert, enthält Tab. 1. Einzelheiten zum Berechnungsverfahren für mittlere Jahresgänge ozeanologischer Parameter (MATTHÄUS, 1971, 1977)

und zu den Eigenschaften des Beobachtungsmaterials sowie über die Analyse der berechneten mittleren Jahresgänge und deren Elemente sind bereits dargestellt worden (MATTHÄUS, 1977, 1978).

Tabelle 1  
Stationsübersicht

Station	Kurzbezeichnung	intern. Bezeichnung	Position		Beobachtungszeitraum
			N	E	
Arkonatief	AT	BY 2 A	55° 00'	14° 05'	1906—1973
Bornholmtief	BT	BY 5 A	55° 15'	15° 59'	1902—1973
Gdańsker Tief	DT	P <sub>1</sub>	54° 52'	19° 20'	1902—1973
Südliches Gotlandbecken	SGB	BY 9 A	56° 7,5'	19° 10'	1924—1973
Gotlandtief	GT	BY 15 A	57° 20'	20° 03'	1902—1973
Färötief	FT	BY 20 A	58° 00'	19° 54'	1904—1973
Nördliches Gotlandbecken	NGB	BY 28 B	59° 02'	21° 05'	1902—1973
Landsorttief	LT	BY 31 A	58° 35'	18° 14'	1902—1973
Norrköpingtief	NT	BY 32 B	58° 00'	18° 00'	1905—1973
Karlsötief	KT	BY 38 A	57° 07'	17° 40'	1902—1973

Die Stationsbezeichnung erfolgt in allen Abbildungen in der Kurzform (vgl. Tab. 1). Die Darstellungen beginnen mit dem Arkonatief (AT) und berücksichtigen dann die Stationen in der Reihenfolge, wie sie auf dem Talweg durch die zentrale Ostsee liegen (vgl. Abb. 1). Ausnahmen bilden die Station „Gdańsker Tief (DT)“, die zwischen „Bornholmtief (BT)“ und „Südlichem Gotlandbecken (SGB)“ eingeschoben wurde, und die Station „Nördliches Gotlandbecken (NGB)“, die zwischen „Färötief (FT)“ und „Landsorttief (LT)“ dargestellt wird.

## 2. Allgemeine Schichtungsverhältnisse und angewendete Untersuchungsmethodik

Die komplexen hydrographischen Verhältnisse der Ostsee resultieren in einer in Raum und Zeit veränderlichen thermischen Schichtung. Dabei weist das Oberflächenwasser der offenen zentralen Ostsee, das die Wassermasse bis zur Tiefe des Zentrums der halinen Sprungschicht umfassen soll, einen relativ geringen Salzgehalt auf. Der größte Teil des Oberflächenwassers wird vom sogenannten *salzarmen Oberwasser* eingenommen, als dessen untere Grenze in weiten Regionen der zentralen Ostsee etwa die 8<sup>0</sup>/<sub>00</sub>-Isohaline angesehen werden kann. Im Winter ist im Bereich des salzarmen Oberwassers im allgemeinen keine thermische Schichtung vorhanden. Es entsteht in der gesamten Ostsee das kalte *Winterwasser*. Erst mit fortschreitender Erwärmung im Frühjahr bildet sich eine zum Sommer verstärkende thermische Schichtung im Oberwasser aus, die das kalte Winterwasser durch eine Temperatursprungschicht weitgehend von dem sich bildenden *warmen Oberwasser* — der warmen Deckschicht — isoliert. Dadurch bleibt das Winterwasser als sogenanntes *kalttes Zwischenwasser* den ganzen Sommer hindurch — zumindest in der Gotland- und Bornholmsee — nahezu unverändert in den Tiefen zwischen thermischer und haliner Sprungschicht erhalten.

Der mittlere Jahresgang der Temperatur im salzarmen Oberwasser der zentralen Ostsee, das in Abhängigkeit vom Seegebiet unterschiedliche Mächtigkeiten aufweist (vgl. NEH-

RING, FRANCKE, 1971, 1973a, 1973b; PIECHURA, 1972), ist in Abb. 2 dargestellt. Zwischen Oktober und Dezember wird das salzarme Oberwasser bei allen betrachteten Stationen annähernd homotherm. Erst nach Überschreiten des Temperaturminimums beginnt im Frühjahr als Folge der höheren Sonneneinstrahlung eine zunehmende Erwärmung. Da das erwärmte Wasser spezifisch leichter ist, bildet sich zwar zunächst eine auf die unmittelbare Oberflächenschicht beschränkte wärmere Deckschicht aus, die praktisch jedoch durch

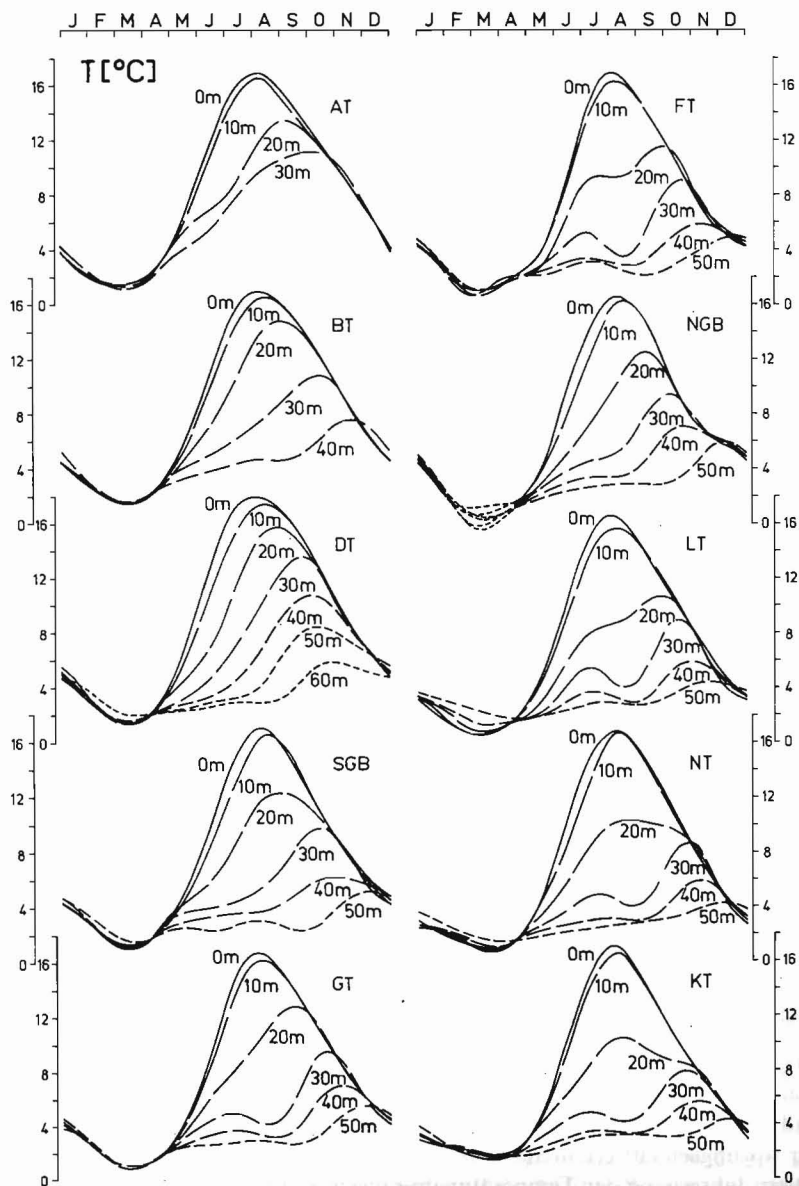


Abb. 2. Mittlerer Jahresgang der Temperatur im salzarmen Oberwasser der zentralen Ostsee

die im Frühjahr große seegangsbedingte Vermischung schnell abgebaut wird und ihre Wärme an die gesamte durchmischte Schicht abgibt. Die weitere Wärmezufuhr im Laufe des Sommers führt zum Anstieg der Temperaturen bis in den August. Der geringere durchmischende Einfluß des sommerlichen Seegangs beschränkt die Mächtigkeit der relativ warmen Deckschicht in der offenen Ostsee jedoch auf die oberen 15–25 m. Unterhalb der warmen Deckschicht lagert zeitweise (Arkonasee) oder ständig (Bornholmsee, Gotlandsee) das kalte Zwischenwasser. Nach Überschreiten des Maximums beginnt mit der Konvektion der Abbau der thermischen Schichtung. Das abgekühlte Wasser an der Oberfläche erlangt eine größere Dichte als das darunterliegende Wasser, so daß eine Vertikalzirkulation einsetzt, die zunächst bis an die Untergrenze der sommerlich erwärmten Deckschicht reicht. Die zunehmende seegangsbedingte Durchmischung im Herbst führt in Verbindung mit der Konvektion zur Erwärmung des Zwischenwassers und schließlich zur Auflösung der thermischen Schichtung im salzarmen Oberwasser.

Die vorliegenden Untersuchungen beziehen sich auf die Wassermasse zwischen Oberfläche und 30 m im Arkonatief, 40 m im Bornholmtief und 50 m in der Gotlandsee. In diesem Tiefenbereich ist im allgemeinen während der gesamten sommerlichen Schichtungsperiode ein Temperaturgefälle von der Oberfläche in die Tiefe zu beobachten (vgl. Abb. 2). Die Oberflächentemperatur  $T_0$  ist praktisch stets größer als die Temperatur  $T_z$  in der Tiefe  $z$ . Das Kriterium für das Vorliegen einer thermischen Schichtung wurde daher schärfer gefaßt als es beispielsweise bei DIETRICH (1950) für den Bereich der Nord- und Ostsee verwendet worden ist. Die Wassersäule zwischen Oberfläche und der Tiefe  $z$  wird als homotherm bezeichnet, wenn

$$(T_0 - T_z) \leq 0,5 \text{ Grad}$$

ist. Der Zeitpunkt, an dem die Temperaturdifferenz  $(T_0 - T_z)$  während der Erwärmungsphase 0,5 Grad überschreitet, wird als Beginn der thermischen Schichtung in der Schicht 0 bis  $z$  m angesehen. Das Ende der Schichtung ist dann erreicht, wenn in der Abkühlungsphase die Temperaturdifferenz gerade noch über 0,5 Grad liegt.

### 3. Ergebnisse

Die Erwärmung im Frühjahr geht zwar von der Oberfläche aus, infolge der starken seegangsbedingten Durchmischung erfaßt sie aber einen großen Teil der Wassersäule, so daß sich eine thermische Schichtung zunächst zwischen Oberfläche und 50 m Tiefe einstellt. Das bedeutet, daß die Wassermasse in den oberen 40 m im Mittel homotherm bleibt, aber stärker erwärmt wird als in 50 m. Mit der im Mittel abnehmenden vertikalen Durchmischung im weiteren Verlaufe des Frühjahrs erlangen auch die oberen Schichten eine thermische Struktur. Der Aufbau der Schichtung mit Ausnahme der oberen 10 m spielt sich in dem relativ kurzen Zeitraum von Mitte April bis Anfang Mai ab (vgl. Abb. 3 und 4). Der Schichtungsaufbau ist im Gdańsker Tief besonders früh abgeschlossen und tritt auch in der westlichen Gotlandsee etwas früher ein als in den zentralen Teilen der östlichen Gotlandsee.

In Oberflächennähe (0–10 m) wird eine thermische Schichtung im Mittel erst relativ spät beobachtet; ihre Eintrittszeit ist regional auch sehr unterschiedlich (vgl. Abb. 3). Im Gdańsker Tief beginnt die mittlere thermische Strukturierung der oberen 10 m infolge seiner südlichen Lage und der Küstennähe bereits Anfang Mai. Für das Arkona- und

Bornholmsee ergab die Analyse Zeitpunkte um Mitte Mai. In der zentralen östlichen Gotlandsee zögert sich die Einstellung der Schichtung in 0–10 m auf Grund der länger vorhandenen größeren Durchmischung bis Ende Mai/Anfang Juni hinaus, tritt in der westlichen Gotlandsee aber auch bereits Mitte Mai auf.

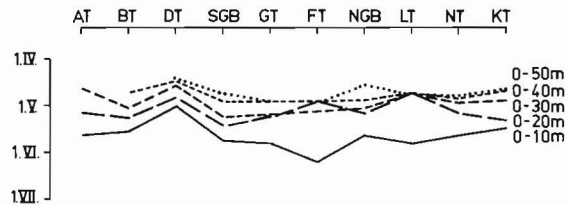


Abb. 3. Mittlerer Beginn der thermischen Schichtung im salzarmen Oberwasser der zentralen Ostsee im Frühjahr in Abhängigkeit von der Schicht

In Abb. 4 sind die mittleren Oberflächentemperaturen bei Beginn der thermischen Schichtung zwischen der Oberfläche und festen Tiefenniveaus in Abhängigkeit von den ausgewählten Stationen dargestellt. Dabei zeigt sich — wie auch aus Abb. 2 zu erkennen ist —, daß sich die einzelnen Wasserschichten im allgemeinen nacheinander thermisch strukturieren. Die Schichtung setzt, mit Ausnahme der Oberflächenschicht 0–10 m, in den nördlichen Teilen bei niedrigeren Oberflächentemperaturen ein als in den südlichen und westlichen Teilen der zentralen Ostsee.

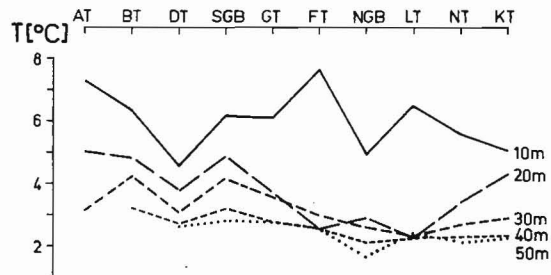


Abb. 4. Mittlere Oberflächentemperatur in der zentralen Ostsee bei Beginn der thermischen Schichtung zwischen Oberfläche und festen Tiefenniveaus

Einer der wichtigsten Faktoren für die thermischen Bedingungen in der sommerlichen Zwischenwasserschicht ist die Oberflächentemperatur am Ende des Winters, die von der Strenge des vorangegangenen Winters abhängt (ANTONOV, 1967; NOZDRIN, 1969). Abb. 3 und 4 geben Aufschluß über den mittleren Zeitpunkt der Trennung des warmen Oberwassers von der kalten Zwischenwasserschicht sowie die mittleren Temperaturen bei diesem Vorgang. Es wurde bereits festgestellt, daß sich die thermische Schichtung im gesamten Beobachtungsgebiet zwischen Mitte April und Anfang Mai (die Schicht 0–10 m ausgenommen) einstellt. Identifiziert man die Verhältnisse im Zwischenwasser mit dem 40 m-Niveau, so kann man die Bildung der Zwischenwasserschicht in der offenen Gotland- und Bornholmsee im Mittel zwischen 21. und 28. April angeben. Die Temperaturen bei

der Bildung der Zwischenwasserschicht, die im allgemeinen von Jahr zu Jahr schwanken (ANTONOV, 1967), liegen im langjährigen Mittel um  $3^{\circ}\text{C}$  in der Bornholmsee und im südlichen Teil der Gotlandsee und nehmen nach Norden auf  $2,5\text{--}2^{\circ}\text{C}$  ab. Diese Ergebnisse stimmen mit Beobachtungen von WELLERHAUS (1964) aus der Bornholmsee gut überein.

Die Auflösung der thermischen Schichtung im salzarmen Oberwasser nimmt einen längeren Zeitraum in Anspruch und ist deutlich von Schicht zu Schicht gestaffelt (vgl. Abb. 5 und 6). Bereits Anfang bis Mitte August ist die Schicht zwischen Oberfläche und 10 m homotherm. Ende September/Anfang Oktober betragen die Temperaturdifferenzen zwischen 0 und 20 m und Mitte bis Ende Oktober zwischen 0 und 30 m bereits weniger als  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Anfang Dezember ist das salzarme Oberwasser der Gotlandsee wieder bis in 50 m homotherm. Während regionale Unterschiede in bezug auf den Zeitpunkt des Endes der Schichtung weniger hervortreten, zeichnen sie sich bei der Oberflächentemperatur

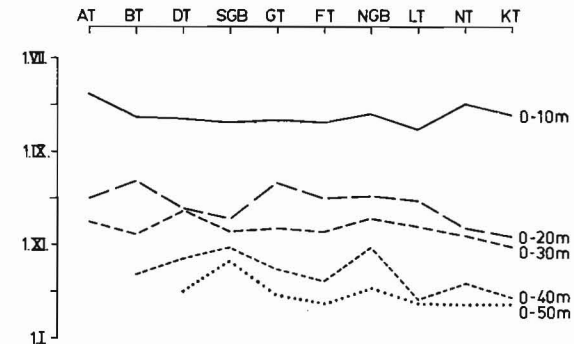


Abb. 5. Mittleres Ende der thermischen Schichtung im salzarmen Oberwasser der zentralen Ostsee im Herbst in Abhängigkeit von der Schicht

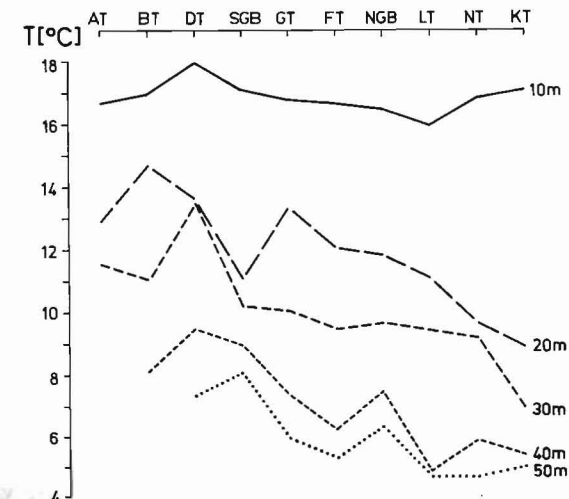


Abb. 6. Mittlere Oberflächentemperatur in der zentralen Ostsee bei Ende der thermischen Schichtung zwischen Oberfläche und festen Tiefenniveaus

zum Zeitpunkt der Schichtungsauflösung doch deutlich ab. Die mittleren Oberflächentemperaturen gehen in der östlichen Gotlandsee von Süd nach Nord beträchtlich zurück (vgl. Abb. 6).

Das Maximum der Temperatur tritt in den tieferen Wasserschichten im allgemeinen etwa zu den Zeitpunkten ein, an denen die darüberliegende Wassersäule homotherm wird. Somit können aus Abb. 6 die mittleren Temperaturen entnommen werden, bis zu denen sich das Zwischenwasser im Laufe der Schichtungsperiode erwärmt.

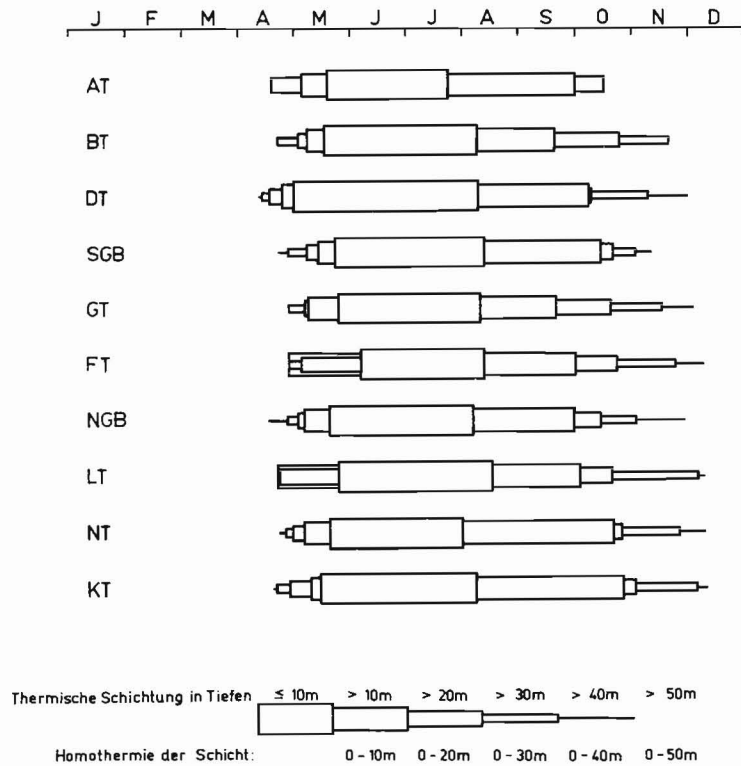


Abb. 7. Mittlere Dauer der sommerlichen thermischen Schichtung im salzarmen Oberwasser der zentralen Ostsee

Einen Überblick über die sich aus den Analysen ergebende mittlere Zeitdauer der sommerlichen thermischen Schichtung an den verschiedenen Stationen in Abhängigkeit von der Schicht gibt Abb. 7. Danach ist das salzarme Oberwasser der zentralen Ostsee im Durchschnitt sechs bis acht Monate im Jahr thermisch geschichtet. In Oberflächennähe (0–10 m) ist eine vertikale thermische Struktur nur zwei bis gut drei Monate vorhanden. Abb. 8 zeigt, wieviel Grad die Temperaturdifferenz an der Oberfläche zwischen Beginn und Ende der thermischen Schichtung ausmacht.

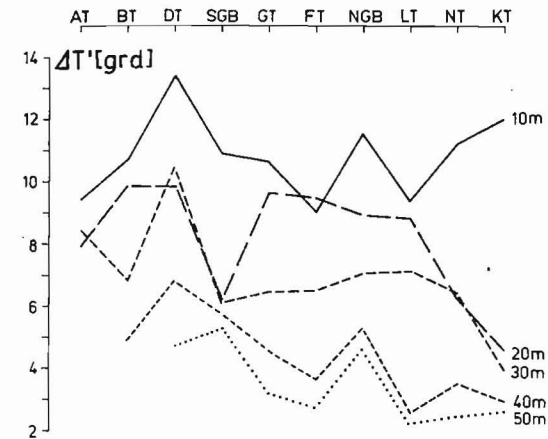


Abb. 8. Mittlere Temperaturdifferenz an der Oberfläche der zentralen Ostsee zwischen Beginn und Ende der thermischen Schichtung zwischen Oberfläche und festen Tiefenniveaus

#### Literatur

- ANTONOV, A. E., Zur jährlichen und langjährigen Veränderlichkeit der Wassertemperatur im Bereich des kalten Zwischenwassers der Ostsee (in russ.). Trudy BaltNIIRCH Nr. 3 (1967), 49–63.
- DIETRICH, G., Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforsch. 7 (1950), H. 2, 35–69.
- MATTHÄUS, W., Die Anwendung von Ausgleichsverfahren zur Ermittlung von Jahresgängen ozeanographischer Parameter. Mber. Dt. Akad. Wiss. 13 (1971), 116–121.
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 40 (1977), 117–155.
- MATTHÄUS, W., Regionale Charakterisierung der zentralen Ostsee an Hand von Elementen der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur. Beitr. Meereskunde, H. 41 (1978), 49–60.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee seit Beginn dieses Jahrhunderts und während des Internationalen Ostseejahres 1969/70. Fischerei-Forsch. 9 (1971), H. 1, 35–42.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Zusammenfassende Darstellung der hydrographisch-chemischen Veränderungen in der Ostsee 1969/70. Fischerei-Forsch. 11 (1973a), H. 1, 31–43.
- NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1971. Fischerei-Forsch. 11 (1973b), H. 1, 45–52.
- NOZDRIN, Y. P., Die kalte Zwischenwasserschicht und ihre Rolle in der Verteilung der grundlegenden Nahrungsobjekte des Dorsches in der Ostsee (in russ.). Trudy AtlantNIRO 21 (1969), 76–85.
- PIECHURA, J., The density structure and mixing of southern Baltic waters. 8th Conf. Baltic Oceanographers, Copenhagen 1972, Paper Nr. 4.
- WELLERHAUS, S., Die Schichtungsverhältnisse im Pelagial des Bornholmbeckens. Kieler Meeresforsch. 20 (1964), 148–156.

Abschluß der Arbeit: 10. 1. 1977

Anschrift des Verfassers:

Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-253 Warnemünde

## Die Schichtungs- und Strömungsverhältnisse im Frühjahr 1976 auf dem Schelf vor Bahia de Gorrei im Rahmen der mesoskalen Auftriebsdynamik und der damit verbundenen biologischen Aktivitäten

E. HAGEN

1. Einleitung
2. Zur mesoskalen Auftriebsdynamik
3. Die Ergebnisse des Raum-Zeit-Experimentes vor Bahia de Gorrei im Frühjahr 1976
  - 3.1. Der Programmaufbau
  - 3.2. Die Windverhältnisse
  - 3.3. Der Versuch einer Abschätzung der biologischen Reaktionszeit aus der Oberflächenstruktur mesoskaler Auftriebszentren
  - 3.4. Zur räumlichen Beschaffenheit mesoskaler Auftriebsgebiete in Schichtung und Strömung
4. Zusammenfassung
5. Literatur

### 1. Einleitung

Das Forschungsschiff „Alexander von Humboldt“ der Akademie der Wissenschaften der DDR führt seit 1970 jährlich ein bis zwei Expeditionen in das Gebiet des küstennahen Kaltwasserauftriebs vor Nordwestafrika durch. Bis 1974 stand die Erforschung der makroskalen Variationen des Upwelling im Vordergrund der Untersuchungen. Die daraus abzuleitende notwendige Konsequenz für die weitere Arbeit vor Nordwestafrika war eine Verringerung des Betrachtungsmaßstabes. Die mesoskalen Prozesse sind für den küstennahen Auftriebsprozeß von entscheidender Bedeutung. Der Zeitbereich von einigen Tagen bis zu einem Monat und der Flächenbereich bis  $(100 \text{ km})^2$  wird hier als der mesoskale Maßstab bezeichnet. Die mesomaßstäblichen Wirbel sind für den regional eng begrenzten intensiven Kaltwasserauftrieb verantwortlich. Sie sind nach den Untersuchungen von HAGEN und KAISER (1976) für die Langlebigkeit von biologisch wirksamen, „alternden“ mesoskalen Auftriebszentren von entscheidender Bedeutung.

Unter diesem Gesichtspunkt gliederte sich das Programm der 7. Expedition des FS „Alexander von Humboldt“ im Frühjahr 1976 auf in ein Programm zur Untersuchung des ozeanologischen Milieus von *Sardina pilchardus* und in ein Programmabschnitt zur Erkundung des mesoskalen ozeanischen Milieus der Sardinenfangegebiete vor Bahia de Gorrei bei etwa  $23^\circ \text{ N}$ . Das letzte Programm beinhaltete ein Raum-Zeit-Experiment hinsichtlich der Ausdehnung der Verwirbelungen mit vertikaler Achse. Aus der Untersuchung der horizontalen Struktur der Wirbel sollten für dieses Seegebiet Angaben zum zeitlichen Verhalten der Konzentrationsverteilung biologischer Parameter gewonnen werden.

## 2. Zur mesoskalen Auftriebsdynamik

Die theoretischen und experimentellen Untersuchungen im Mesomaßstab nehmen z. Z. einen breiten Raum bei der Erforschung der Prozesse des küstennahen Auftriebs ein. Die Struktur des Windfeldes, die Bodentopographie, die Geometrie des Schelfes und die Konfiguration der Küste bestimmen gemeinsam das zeitliche und räumliche Verhalten der lokalen intensiven Auftriebszentren. Die mesoskalen Wirbel besitzen eine eigenständige Dynamik. Sie wandern allgemein in Richtung der Hauptströmung, jedoch bedeutend langsamer. Ihr Drehsinn ist stark abhängig von der vertikalen Stromfeldscherung und damit von der Bodenbeschaffenheit, von Sprungschichten und ozeanischen Fronten. Im Kaltwasserbereich zwischen Front und Küste findet man vorrangig zyklonale (contra solem) Wirbel, auf der Warmwasserseite hingegen antizyklonale (cum sole) Wirbel. Die Wirbel contra solem erhöhen die Vertikalgeschwindigkeit auf der Nordhalbkugel der Erde um etwa eine Größenordnung, je nach Wirbelintensität. Die Wirbelgebiete mit einem Drehsinn contra solem kennzeichnen sich als extreme Kaltwasserinseln mit hohen Nährstoffkonzentrationen. Die Erhöhung des Nährstoffangebotes führt zu einer verstärkten Bioproduktivität. Diese „Auftriebsballen“ grenzen sich durch sekundäre Fronten von ihrer Umgebung ab. Das Vorhandensein der Kaltwasserinseln konnte SZEKIELDA (1972) in den Beobachtungen des Satelliten NIMBUS-4 vor Bahia de Gorrei bestätigen. Es sind an den lokalen Fronten horizontale Gradienten von  $5\text{ }^{\circ}\text{C}/11\text{ km}$  beobachtet worden, d. h.  $4,5 \times 10^{-6}\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ .

Für die Region südlich von Cap Blanc wurden von TOMCZAK und MIOSGA (1976) noch kräftigere Gradienten von  $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}/4,5\text{ km}$  ( $5,3 \times 10^{-6}\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ ) mit Hilfe von Flugzeugaufnahmen bestimmt. Vor der Küste Oregons ergab eine Spektralanalyse von horizontalen Temperaturprofilen eine Spitze bei 16 bis 40 km (HOLLADAY und O'BRIEN, 1975). Für die Region vor Nordwestafrika ermittelte HAGEN (1976) aus kurzfristigen Strömungsmessungen auf dem Schelf den Durchmesser dieser Verwirbelungen zu 10 sm. Die Driftgeschwindigkeit wurde dort mit  $3\text{ km}/\text{d}$  abgeschätzt. Dieser Wert ist in Übereinstimmung mit den Angaben von GOTTHARDT und POTOCKY (1974) für das Golfstromgebiet und von KITANO (1975) für das Gebiet des Kuroshiostromes. Die mesoskalen Verwirbelungen sind dem großräumigen Auftriebsgeschehen aufgeprägt. Der Charakter der Wirbel ist in der Nähe der Schelfkantenfront stark barotrop. Die Baroklinität der Verwirbelungen nimmt auf dem Schelf in Richtung zur Küste zu. Langzeitbeobachtungen des Wasserstandes, des Windes und der Strömung vor Washington und Oregon von HUYER u. a. (1975) machten deutlich, daß im Makromaßstab Perioden auftreten mit einer Länge von (6,7 d), (3,3 d) und (2,2 d). Die 6,7 d-Periode hatte im Windfeld, im Wasserstand und in der Strömung die gleiche Wellenlänge und Phasengeschwindigkeit. Die Wellenlänge betrug 3500 km und die Phasengeschwindigkeit  $575\text{ km}/\text{d}$ . Interessant ist, daß das Signal mit einer Periode um sechs Tage nach den Untersuchungen von KUNDU u. a. (1975) Eigenschaften aufweist, die mit den Resonanzbedingungen zwischen langen barotropen Kontinentalschelfwellen, die entlang der Küste polwärts laufen, und der meridionalen Windkomponente übereinstimmen.

Die korrelierten Stationen waren ungefähr 200 km voneinander entfernt. Diese Beobachtung spricht für lange atmosphärisch angeregte barotrope Wellen. Der von CHARNEY (1955) eingeführte barotrope Rossbyradius  $R_{bc} = (g \cdot B)^{1/2} \cdot f^{-1}$  hat bei einer mittleren Ozeantiefe  $B$  des Atlantiks von etwa 4,0 km für die Breite von  $\varphi = 23^{\circ}\text{ N}$  einen Wert von 3474 km. Das ist ein Wert, der mit der obigen Beobachtung der Wellenlänge von 3500 km

nicht im Widerspruch steht. Es war  $g = 980\text{ cm}/\text{s}^2$  und  $f = 2\bar{\omega} \sin \varphi$  der Coriolisparameter mit der Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation  $\bar{\omega}$ .

Die Periode von 3,3 d war nur zwischen Strom und Wasserstand korreliert, nicht mit dem Wind. Das spricht dafür, daß in diesem Periodenbereich die mesoskalen baroklinen Einflüsse in Erscheinung treten. Der barokline Rossbyradius

$$R_{bc} = \left( g \cdot D \cdot \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)^{1/2} \cdot f^{-1},$$

der die Schichtungsverhältnisse berücksichtigt, hat vor Bahia de Gorrei einen Wert von etwa 10 km. Dabei ist  $D$  die Tiefe der ständigen Sprungschicht (90 m) im offshore-Bereich und  $\Delta \rho = 4 \times 10^{-4}\text{ gr cm}^{-3}$  die Dichtedifferenz zwischen Deckschicht und Unterschicht bei einer mittleren Dichte  $\rho = 1,0266\text{ gr cm}^{-3}$ . Diese Tatsache weist deutlich darauf hin, daß die mesoskalen Wirbel mit einem Durchmesser von 10 sm bis 30 sm einen beträchtlichen baroklinen Anteil aufweisen werden. Diese Überlegung ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von GILL und CLARKE (1974), die einen engen Zusammenhang zwischen den baroklinen „coastal trapped waves“, die im Bereich der Schelfkante laufen, und den mesomaßstäblichen Verlagerungen der Auftriebszellen feststellten. Den Einfluß der Bodentopographie untersuchte HURLBURT (1974) im Hinblick auf den kleinräumigen Auftrieb. Die Reaktion der baroklinen „coastal trapped waves“ auf die Bodenbeschaffenheit und die damit verbundenen Änderungen im lokalen Auftriebsgeschehen wurden von WANG (1976) eingehend untersucht. Die Ergebnisse stimmen im wesentlichen mit denen von SHAFFER (1976) überein. Danach liegen die lokalen Auftriebszellen dort, wo die baroklinen Wellen auf Grund der Bodenbeschaffenheit instabil werden, nämlich bei Canyons und Untiefen auf dem Schelf bzw. an der Schelfkante. Oftmals ordnen sich diese Aktionszentren zwischen den Frontmäandern ein. In den Canyons überwiegt die onshore-Strömung, dazwischen die offshore-Strömung. Folglich entstehen Stromscherungen, die die Wirbelbildung begünstigen. Zwischen den einzelnen „Auftriebszellen“ besteht ein Wasseraustausch. Wie WANG ausführte, sind in einem geschichteten Ozean mit geneigtem Schelf die langen barotropen und die mesoskalen baroklinen Wellen gekoppelt. Die baroklinen Instabilitäten, die z. B. durch Resonanzeffekte entstehen können, wurden für den Fall eines zweischichtigen Ozeans in diesem Zusammenhang von PEDLOSKY (1963) untersucht. HURLBURT (1974) hat nachgewiesen, daß in den Canyons, bei einem nach Süden gerichteten Windstress, entlang der Canyonachse ein stark barotroper aufländiger Strom setzt. Bei gleicher Windrichtung bildet sich im Norden und im Süden eines Kaps ein Auftriebszentrum, das an die Wirbelstruktur gebunden ist. Dabei ist der stärkste Auftrieb im nördlichen Zentrum westlich und im südlichen Zentrum östlich zu finden. Das Gebiet mit geringerem Auftrieb im östlichen Teil des Nordsegmentes bewegt sich gleichfalls als große Amplitude einer Kelvinwelle nach Norden, falls die Windeinwirkung anhält. Ein ähnliches Ergebnis erhielten PEFFLEY und O'BRIEN (1976) in einer numerischen Untersuchung zum Einfluß der Küstenkonfiguration und der Bodentopographie. Diese Autoren wiesen nach, daß die Wirkung der Schelfgeometrie und der Bodenbeschaffenheit bedeutend stärker ist als die Wirkung des Küstenverlaufes. Da auch in diesem Modell eine Nordwärtsverlagerung der Aktionszentren stattfindet, die Messungen aber eine Südverlagerung zeigen, muß gefolgert werden, daß die Einflüsse der baroklinen Wellen hinsichtlich dieser Problematik die Einflüsse der barotropen Wellen übertreffen. KINDER u. a. (1975) stellten eine weitere Hypothese auf. Es wird angenommen, daß die parallel zur Schelfkante wandernden

den Wirbel das Ergebnis von langen barotropen Wellen sind, die nach ihrem „Einfall“ reflektiert werden. Die Wirbelzentren befinden sich demnach zwischen den einfallenden und reflektierten Wellenzügen.

Aus den geostrophischen Strömungen vor Cap Blanc im Frühjahr 1973, die auf die 400 dbar-Fläche bezogen wurden, konnten HAGEN und KAISER (1976) schlußfolgern, daß der geostrophische Charakter derartiger Wirbel im Zeitraum von 10 Tagen stark variiert. Damit diese Aktionszentren biologisch wirksam werden, muß die biologische „response time“ auf die Umstellungen im ozeanologischen Milieu im Zeitbereich unter 10 Tagen liegen.

Zu dieser Problematik, die für eine numerische Modellierung biologischer Prozesse von ausschlaggebender Bedeutung ist, wurden Untersuchungen von BEERS u. a. (1971) und WROBLEWSKI und O'BRIEN (1976) vorgenommen. Das Ergebnis waren Reaktionszeiten von 10 bis 16 Tagen. Die kritische Länge der biologischen Konzentrationen wurde zu etwa 10 km bestimmt. Dieser Wert liegt in der Größenordnung der Durchmesser der baroklinen Verwirbelungen auf dem Schelf. In der gleichen Größenordnung liegen aber auch die Wellenzüge der halbtägigen Gezeit. Diese laufen vor der Küste Nordwestafrikas fast küstensenkrecht mit Fortpflanzungsgeschwindigkeiten um  $0,3 \text{ m s}^{-1}$  und einer Wellenlänge von etwa 13 km (MITTELSTAEDT, 1972). Die Amplituden der  $M_2$  sind in der offshore-Region im Stromfeld nach TOMCZAK (1970) zwischen  $15$  und  $20 \text{ cm s}^{-1}$  und auf dem Schelf nach HAGEN (1976) etwa  $3$  bis  $5 \text{ cm s}^{-1}$ . Der Drehsinn dieser Oszillation ist seewärts der Front meist cum sole und auf dem Schelf sowohl cum sole als auch contra solem (PILLSBURY u. a., 1974). An der Schelfkante werden die Gezeitenwellen stark modifiziert. Sie liefern einen erheblichen Anteil der Energie, die der turbulente Austausch benötigt. So tragen sie zur Aufrechterhaltung und Anregung der vertikalen Stromfeldscherungen bei, die für das Entstehen der Verwirbelungen notwendig sind. Für den mesoskalen Auftrieb in Schelfkantenähe werden diese Wellen von entscheidender Bedeutung, da sie in ihrem Rhythmus die Scherungsinstabilitäten erhöhen. Ein energetisches Zusammenwirken der  $M_2$  mit den baroklinen „coastal trapped waves“ und damit mit den mesomaßstäblichen Verwirbelungen ist offenbar.

### 3. Die Ergebnisse des Raum-Zeit-Experimentes vor Bahia de Gorrei im Frühjahr 1976

#### 3.1. Der Programmaufbau

Auf der 7. Expedition des FS „Alexander von Humboldt“ in das Auftriebsgebiet vor Nordwestafrika, speziell in das Sardinenfanggebiet vor Bahia de Gorrei, wurden zur Bestimmung des ozeanologischen Milieus und zur Problematik der mesoskalen Variationen ozeanischer Feldverteilungen zwei ozeanologische Aufnahmen mit einem Stationsabstand von 10 sm für eine Fläche von  $(40 \text{ sm})^2$  bearbeitet. Diese Aufnahmen schlossen an eine sechstägige Dauerstation an, die bei 65 m Lottiefe auf dem Schelf durchgeführt wurde. Die Tab. 1 vermittelt die hierfür erforderlichen Angaben. Eine Programmübersicht ist in der Abb. 1 dargestellt.

Während der zweimaligen Aufnahmen wurden die Stationen ungefähr zur gleichen Tageszeit mit dreitägigem Abstand gemessen.

Tabelle 1

Angaben zu der im Frühjahr 1976 vor Bahia de Gorrei durchgeführten Dauerstation DS (1) auf der Position  $23^\circ 19,5' \text{ N}$ ,  $16^\circ 47,0' \text{ W}$  und den beiden engabständigen ozeanologischen Aufnahmen

1976	vom	bis
DS (1)	18. 2./19.00	24. 2./16.00
1. Aufnahme	24. 2./18.34	26. 2./12.35
2. Aufnahme	27. 2./18.45	29. 2./12.58

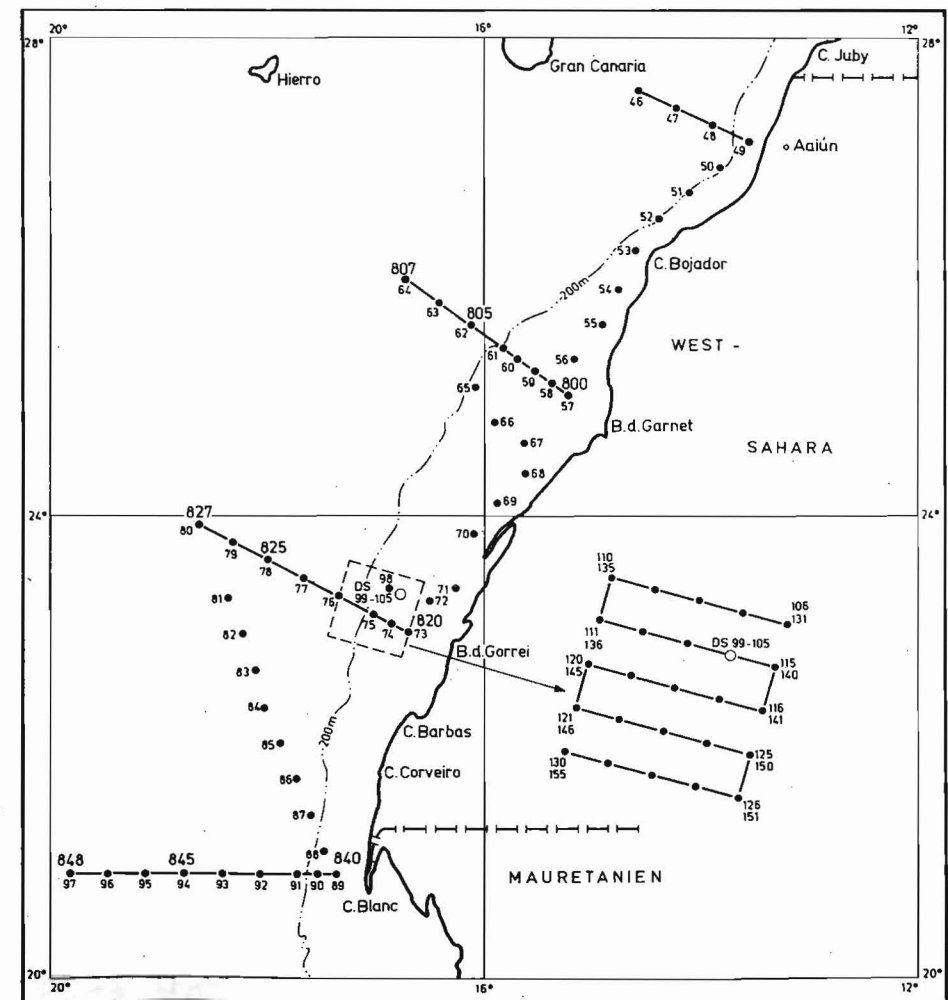


Abb. 1. Das Programm des FS „Alexander von Humboldt“ vor Bahia de Gorrei vom 10. 2. bis 1. 3. 1976



Z. Z. der Ankerstation wurden fünf Strömungsmesser des Typs LSK 801.2. an einer auf 65 m Lottiefe verankerten Boje verankert, wie sie von MÜLLER (1974) beschrieben wurde. Die Auswerte- und Meßtechnik ist von HAGEN (1976) angegeben worden. Die verwendeten physikalischen, chemischen und biologischen Meßmethoden wurden von SCHEMAINDA u. a. (1972) ausführlich erörtert. Entsprechend dem dreistündigen Meßintervall auf der Ankerstation und dem 10 sm-Abstand der Stationen bei den engabständigen Aufnahmen waren nach dem Abtasttheorem die erfaßbaren Perioden zeitlich bei 6 Stunden und räumlich bei 20 sm.

3.2. Die Windverhältnisse

Der mittlere Verlauf des Windes an der DS (1) wird durch das fortschreitende Vektordiagramm in der Abb. 2 wiedergegeben.

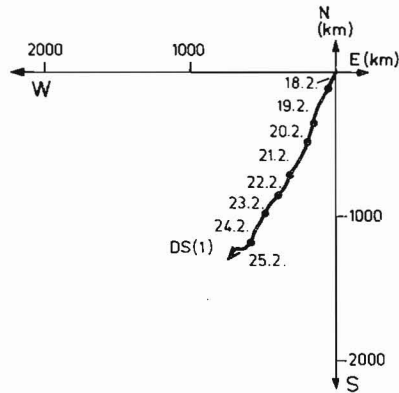


Abb. 2. Vektordiagramm des Windes an der Dauerstation (1) im Seegebiet vor Bahia de Gorrei auf der Position 23° 19,5' N und 16° 47,0' W im Frühjahr 1976

Tabelle 2

Vektorielle Mittelwerte des Windes und der an der Wasseroberfläche angreifenden mittleren Windschubspannung eingeklammert in dyn cm<sup>-2</sup> und Varianz im Frühjahr 1976 vor Bahia de Gorrei zur Zeit der DS(1) und den engabständigen Aufnahmen

( $\bar{\tau}$ ) in (dyn cm <sup>-2</sup> )	$\bar{V}$ (m s <sup>-1</sup> )	$\alpha$ (°)	$U$ (m s <sup>-1</sup> )	$\sigma_u^2$ (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )	$V$ (m s <sup>-1</sup> )	$\sigma_v^2$ (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
DS (1) $n = 48, \Delta t = 3 h$	7,0 (0,68)	29	6,1 ± 1,1 (0,52)	4,88	3,4 ± 1,0 (0,16)	4,18
$n = 25$ $\Delta x = \Delta y = 10 sm$						
1. Aufn.	4,4 (0,27)	72	4,2 ± 1,4 (0,25)	3,57	1,4 ± 2,5 (0,03)	11,36
2. Aufn.	1,7 (0,04)	360	0,0 ± 1,7 (0,00)	5,11	1,7 ± 1,7 (0,04)	5,34

In der Tab. 2 sind die vektoriellen Mittelwerte von Richtung und Geschwindigkeit, die mittleren Komponenten, die Dispersion und die mittleren Schubspannungswerte des Windstresses an der Wasseroberfläche von der DS (1) und den beiden Aufnahmen zusammengestellt.

Zum Mittelwert der Komponenten ist jeweils der Vertrauensbereich gemäß der  $t$ -Verteilung in Abhängigkeit vom Stichprobenumfang und des Freiheitsgrades  $n^+ = n - 1$  angegeben. Dieser Wert wurde nach TAUBENHEIM (1969) zu

$$t_{\beta}(n^+) \frac{\sigma}{(n)^{1/2}}$$

berechnet. Darin ist  $\beta$  die Irrtumswahrscheinlichkeit. Sie wurde generell zu 1% angenommen. Der Stichprobenumfang ist  $n$  und  $\sigma$  ist die Standardabweichung. Häufig wird die Fehlergrenze des Mittelwertes einfach durch  $\sigma/(n)^{1/2}$  angegeben. Bei großer Anzahl der Messungen genügt dieses Kriterium. Bei geringem Umfang der Stichproben wird dadurch eine zu hohe Genauigkeit des Mittelwertes vorgetäuscht, da  $t_{\beta}(n^+)$  die Signifikanzschranke auf dem Niveau  $\beta$  ist, bei  $n^+$  Freiheitsgraden. Diese Schranke ist stets größer als 1 und zum Beispiel bei TAUBENHEIM, S. 349 tabelliert.

Bei der Berechnung des Windstresses nach der Beziehung  $\bar{\tau} = \rho_a \cdot C_{10} \cdot |\bar{V}|/\bar{V}$  mit der Luftdichte  $\rho_a = 1,25 \times 10^{-3} \text{ gr cm}^{-3}$  und einem Koeffizienten  $C_{10} = 1,3 \times 10^{-3}$  aus der Windgeschwindigkeit  $V$ , ist das 10 m-Niveau durch den Faktor 0,85 auf das 2 m-Niveau reduziert (HALPERN, 1976a).

Die Tab. 2 läßt erkennen, daß die zeitlichen Mittelwerte höhere Werte haben als die räumlichen Mittelwerte.

Aus der Abb. 2 geht klar hervor, daß der Passat aus NNE wehte. Die räumliche Inhomogenität des mesoskalen Windfeldes wird in der Abb. 3a, b sichtbar. Auf diese Inhomogenität ist auch der große Unterschied zwischen den zeitlichen und räumlichen Mittelwerten zurückzuführen (Tab. 2).

Wie es die Abb. 3b zeigt, besteht besonders während der 2. Aufnahme ein kräftiger meridionaler Gradient in der Windrichtung. Im Windfeld existiert ein Rotor cum sole, der in seinen Ausmaßen bedeutend größer als das untersuchte Seegebiet ist.

Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß an der DS (1) die negative Ostkomponente (nach Westen) einen höheren Betrag aufweist, als die negative Nordkomponente (nach Süden). Diese Beobachtung bedeutet, daß der Ekmantransport  $\tau^{(x,y)} \rho \cdot f$  mit einer mittleren Dichte des Wassers von  $\rho = 1,026 \text{ gr cm}^{-3}$  und einem Coriolisparameter  $f = 5,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  für 23° N meridional mit  $9 \times 10^3 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  dreimal so groß ist, als der zonale Transport in Richtung Meer mit  $3 \times 10^3 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . Die Winddrift  $v^d = \tau^{(x,y)} \cdot r(z)/\rho \cdot f$  besitzt bei einer Ekmantiefe von 40 m im 10 m-Horizont einen Wert von  $v^d = -6,8 \text{ cm s}^{-1}$  in meridionaler Richtung und  $u^d = -2,3 \text{ cm s}^{-1}$  in offshore-Richtung. Innerhalb der engabständigen Aufnahmen ist das Transportverhältnis durchaus anders (Tab. 2). Das Maximum der Windgeschwindigkeit war z. Z. der DS (1)  $12,5 \text{ m s}^{-1}$  und während der 1. Aufnahme  $9,0 \text{ m s}^{-1}$  (Tab. 3). Der maximale offshore-Transport an der DS (1) betrug damit  $3,3 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . Er liegt demzufolge um eine ganze Größenordnung über dem mittleren Transport. Während der 1. Aufnahme war das räumliche Mittel des Transports etwa  $1,7 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ .

Damit liegt der räumliche Ekman-offshore-Transport in der gleichen Größenordnung wie der maximale Ekmantransport, der an der DS (1) gemessen wurde. Die Ekmantiefe  $D_e$  wurde entsprechend den Verhältnissen an der DS (1) näherungsweise durchweg zu 40 m

angenommen. In der obigen Gleichung zur Berechnung der Winddrift  $v^d$  setzt  $r(z) = (D_v - z)/D_v$ ,  $z$  eine lineare Abnahme der Schubspannung mit der Tiefe voraus (HAGEN, 1976). Die abgeschätzten Transportwerte liegen in der gleichen Größenordnung wie sie von HALPERN (1976b) für das Seegebiet vor der Oregonküste bei etwas stärkeren Winden berechnet wurden. Er bestimmt den Transport zu  $3,8 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . Die zeitlichen Schwankungen während der DS (1) sind in offshore-Richtung mit  $3,2 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  ausgeprägter als im südwärtsgerichteten Transport, der mit  $2,3 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  abgeschätzt werden konnte.

Tabelle 3

Extremwerte und maximale Schwankungsbreite der Windwerte und des Windstresses im Frühjahr 1976 vor Bahia de Gorrei

$\Delta = \text{MAX} - \text{MIN}$		$\bar{V}$ (m s <sup>-1</sup> )	$\bar{\tau}$ (dyn cm <sup>-2</sup> )	$U$ (m s <sup>-1</sup> )	$V$ (m s <sup>-1</sup> )	$\tau_x$ (dyn cm <sup>-2</sup> )	$\tau_y$ (dyn cm <sup>-2</sup> )
MAX	DS (1)	12,5	2,17	9,8	11,8	1,33	1,93
	1. Aufn.	9,0	1,13	7,9	8,5	0,87	1,00
	2. Aufn.	6,8	0,64	4,4	5,6	0,27	0,44
MIN	DS (1)	2,0	0,06	0,0	1,5	0,00	0,03
	1. Aufn.	2,0	0,06	1,8	-3,3	0,05	-0,15
	2. Aufn.	1,3	0,02	-4,0	-5,2	-0,22	-0,38
$\Delta$	DS (1)	10,5	2,11	9,8	10,3	1,33	1,90
	1. Aufn.	7,0	1,07	6,1	11,8	0,82	1,15
	2. Aufn.	5,5	0,62	8,4	10,8	0,49	0,82

Diese Transportschwankungen entsprechen bei der angenommenen Ekmantiefe von 40 m einer Schwankung der Winddrift im 10 m-Horizont von  $\Delta u^d = 24 \text{ cm s}^{-1}$  und  $\Delta v^d = 17 \text{ cm s}^{-1}$ . Unter Verwendung des obigen Ansatzes zwischen Windstress und Windgeschwindigkeit läßt sich der Anteil der winderzeugten Vertikalgeschwindigkeit abschätzen. Dieser Anteil ist der mittleren großräumigen Vertikalgeschwindigkeit überlagert. Je nachdem, ob die mesoskalen Windverhältnisse die mittlere Vertikalgeschwindigkeit verstärken oder dämpfen, entstehen lokale, engbegrenzte Kaltwasserinseln oder downwelling-Zentren. Die Dichte der Luft ist mit  $\rho_a = 1,25 \times 10^{-3} \text{ gr cm}^{-3}$  angenommen. Um die von HALPERN (1976a) angegebenen Zahlenwerte vergleichen zu können, erfolgte wie in den Tab. 2, 3 eine Reduktion der Windwerte um den Faktor 0,85. Als Beispiel sind die Verhältnisse z. Z. der 1. Aufnahme zwischen den Stationen 107 mit  $\tau^y = -0,38 \text{ dyn cm}^{-2}$  und 108 mit  $\tau^y = -0,99 \text{ dyn cm}^{-2}$  gewählt worden. Diese Stationen liegen etwa im nördlichen Aktionszentrum, das in Abb. 3a, b, c festzustellen ist. Für  $d\tau^y/dx$  ergibt sich ein Wert von  $-3,3 \times 10^{-7} \text{ dyn cm}^{-3}$ . An der Station 114 wurde  $\tau^x = -0,82 \text{ dyn cm}^{-2}$  bestimmt, entsprechend ergab sich für  $d\tau^x/dy = 4,2 \times 10^{-7} \text{ dyn cm}^{-3}$ . Somit ist der Rotor der Windschubspannung  $\text{rot}_z \tau = (d\tau^y/dx - d\tau^x/dy) = -7,5 \times 10^{-7} \text{ dyn cm}^{-3}$ . Damit wird gezeigt, daß für den mesoskalen Maßstab die von HALPERN (1976a) für die Oregonküste getroffene Vernachlässigung von  $d\tau^x/dy$  nicht generell möglich ist. Die in den numerischen Modellrechnungen zum küstennahen Kaltwasserauftrieb angenommenen einfachen Windverteilungen, wie sie z. B. von MC NIDER und O'BRIEN (1973), O'BRIEN und HURLBURT (1972), HURLBURT und THOMPSON (1973) angenommen wurden, sind für den mesoskalen Bereich untauglich. Die an diesem Beispiel für  $\text{rot}_z \tau$  demonstrierten Zahlenwerte sind in Übereinstimmung mit den Werten, die KIRICEK (1972) für die Cap Blanc Region und HALPERN (1976a) für die Oregon-

küste angegeben haben. Die Vertikalgeschwindigkeit, die durch den lokalen Windstressrotor erzeugt wird, kann über die Beziehung  $w = -(f \cdot \rho)^{-1} \cdot \text{rot}_z \tau$  abgeschätzt werden. Bei einer mittleren Wasserdichte von  $1,0266 \text{ gr cm}^{-3}$  und  $f = 5,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  ergibt sich für die obigen Zahlenwerte eine zusätzlich nach oben gerichtete Vertikalgeschwindigkeit  $w = +1,3 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ . Dabei wurde die  $x$ -Achse nach Osten, die  $y$ -Achse nach Norden und die  $z$ -Achse positiv nach oben gewählt.

Diese Abschätzung der zusätzlichen lokal auftretenden Vertikalgeschwindigkeit unterstützt die Hypothese, daß mesoskale Verwirbelungen die durch den großräumigen Auftrieb verursachte Vertikalgeschwindigkeit um eine ganze Größenordnung anheben können.

### 3.3. Der Versuch einer Abschätzung der biologischen Reaktionszeit aus der Oberflächenstruktur mesoskaler Auftriebszentren

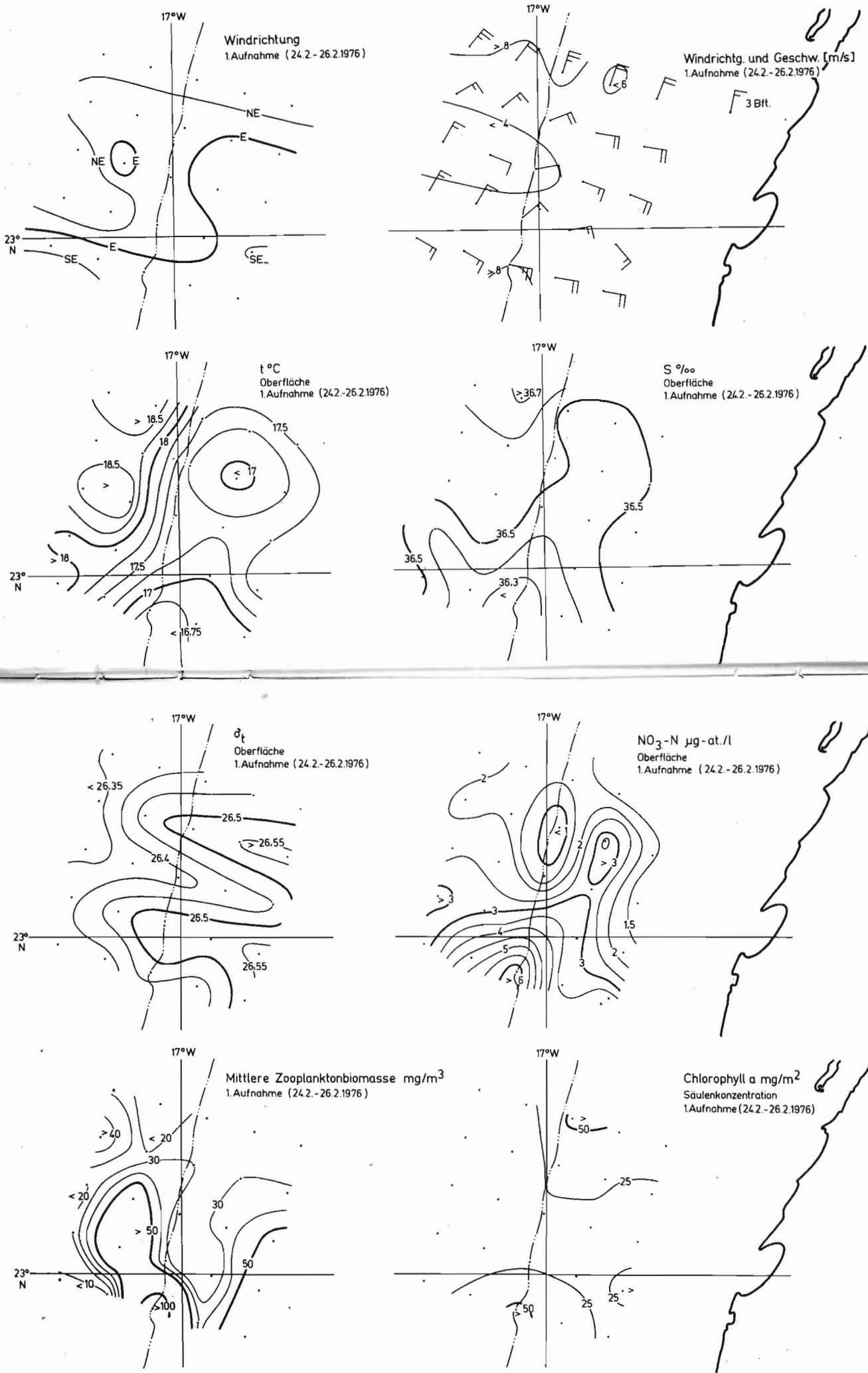
Die Oberflächendarstellungen ausgewählter Parameter für die 1. und 2. engabständige Aufnahme sind in der Abb. 3a, b, c zu finden. Diese Darstellungen vermitteln einen Eindruck zur mesoskalen Variabilität. Die zeitlichen Verhältnisse im untersuchten Seegebiet sind durch die auf dem Schelf durchgeführte Ankerstation gegeben. Die Positionen innerhalb des Stationsnetzes und die Position der DS (1) sind der Abb. 1 zu entnehmen. Die Abb. 4a, b liefert gewissermaßen die „Vorgeschichte“ für das engabständige Programm.

Bei annähernd gleichbleibender Windrichtung (Abb. 2, 4) aus NNE und Geschwindigkeiten um  $7 \text{ m s}^{-1}$  kann visuell eine 4tägige Periode erkannt werden. Die Wassertemperatur nahm im Verlauf der DS (1) geringfügig ab. Die Sprungschicht lag offensichtlich nach der Abb. 4 zwischen 40 m und 50 m Tiefe. Die oberen 40 m wurden von der windbedingten Mischungsschicht eingenommen. Darunter befand sich in der bodennahen Mischungsschicht eine Wasserart mit Kerneigenschaften von  $T = 15,3 \text{ °C}$  und  $S = 36,1\text{‰}$ , die nach der Klassifikation von WOLF und KAISER (1978) für die Cap Blanc Region ein Wassergemisch von Küstenwasser und Frischem Auftriebswasser ist. Die statische Stabilität wird durch die Väisälä-Frequenz  $N^2 = g \cdot d\rho/\rho \cdot dz$  ausgedrückt. Die im Wind visuell in Erscheinung tretende Periode von etwa 4 Tagen kann in der Abb. 4a auch in diesem Parameter erkannt werden. Die zwischen den einzelnen Schöpfertiefen berechneten  $N$ -Werte sind vertikal gemittelt worden. Interessant ist, daß diese Werte  $\bar{N}_z$  zusätzlich eine Periodizität von etwa 24 Stunden Länge aufweisen. Die Kürze der Meßreihe gestattet keine herkömmliche Spektralanalyse.

Da durch die vertikale Mittelung Schwingungen in der Vertikalen gedämpft werden, müßten die Ursachen in einer horizontalen Oszillation des Wasserkörpers zu suchen sein.

Für die vertikalgemittelte Väisälä-Frequenz ergibt sich ein zeitliches Mittel von  $0,8 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Dies entspricht für das Spektrum der internen Wellen einer Grenzperiode von 13 Minuten. Die Strömungsmessungen von HAGEN (1976) zeigen auf dem Schelf vor Cap Blanc deutliche Energiespitzen bei der Trägheitsperiode und bei der halbtägigen Gezeit. Die lokale Trägheitsperiode hat auf der Position der DS (1) einen Wert von 30,6 Stunden.

Wie es die Abb. 4a vermittelt, weist der Sprungschichthorizont in allen Parametern die Periode der  $M_2$  nach. Die dadurch hervorgerufenen vertikalen Schwingungen erstrecken sich über eine Wassersäule von ungefähr 25 m, d. h., von 30 m bis 55 m. Die Sprungschicht an der DS (1) deutet in ihrem zeitlichen Verhalten nicht darauf hin, daß das bodennahe Wasser unmittelbar zur Wasseroberfläche aufsteigt. Es kann folglich angenommen werden, daß die in der Abb. 3a, b, c angegebenen Oberflächenkarten die Verhältnisse bis 40 m Tiefe annähernd wiedergeben.



Die Schichtungs- und Strömungsverhältnisse auf dem Schelf vor Bahia de Gorrei

Abb. 3. Oberflächenkarten ausgewählter Parameter im Vergleich zu den räumlichen Windverhältnissen vor Bahia de Gorrei im Frühjahr 1976  
 a) 1. Aufnahme; b) 2. Aufnahme; c) Dynamische Topographien der Wasseroberfläche  
 Abb. 3a

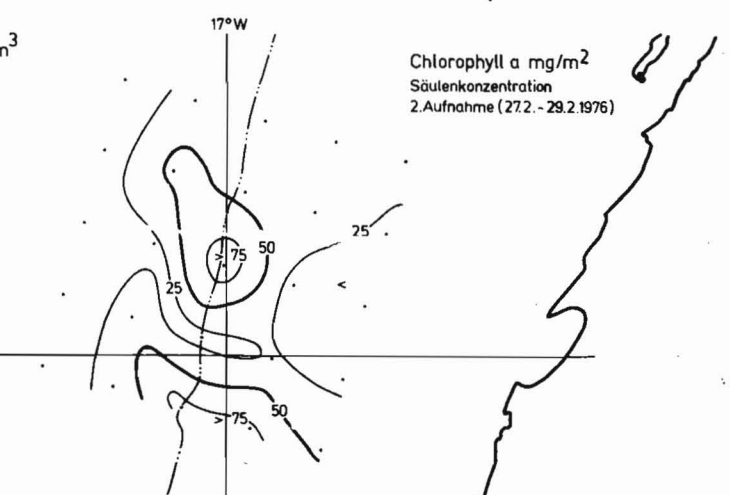
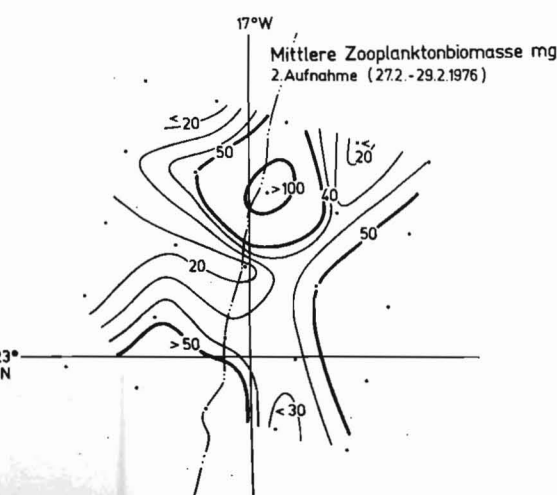
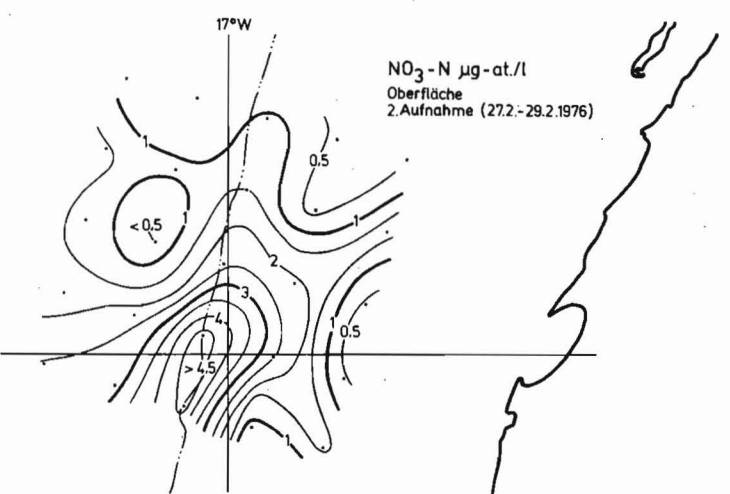
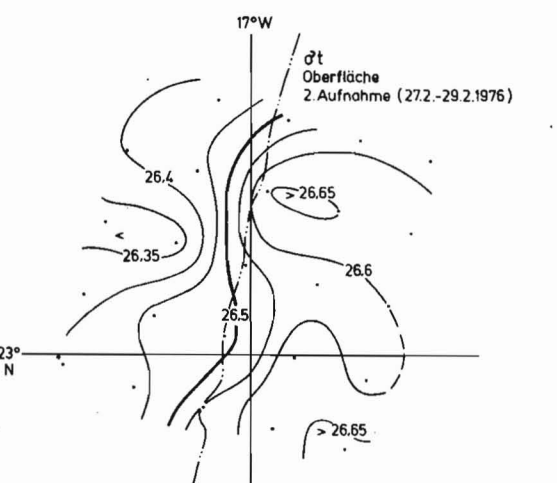
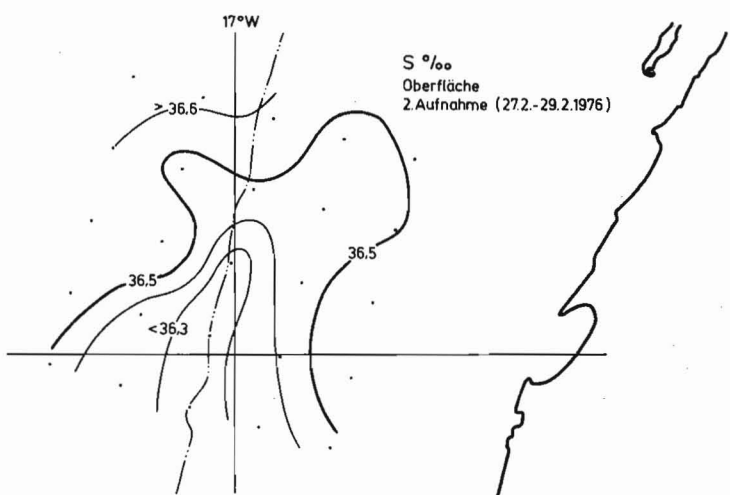
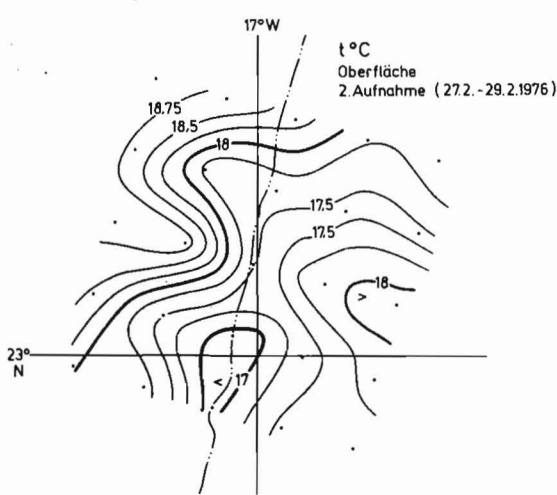
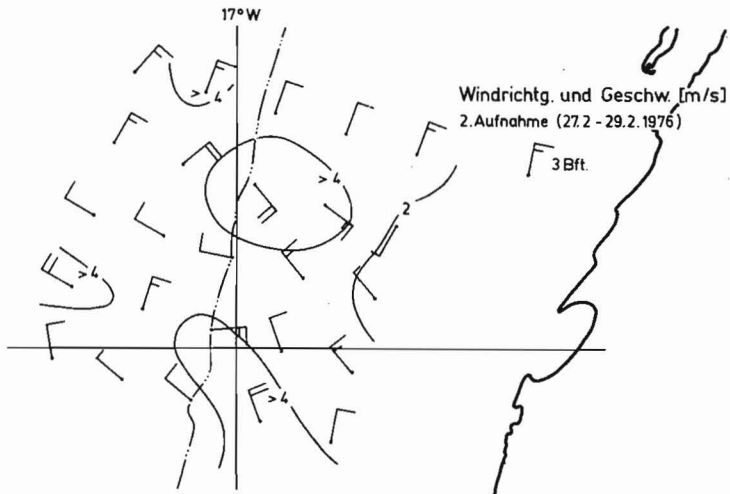
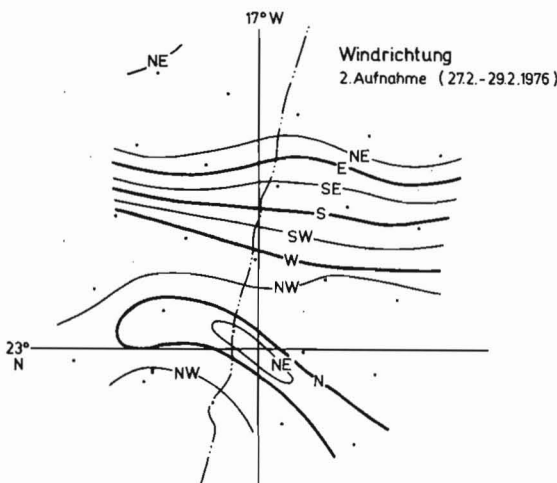


Abb. 3b

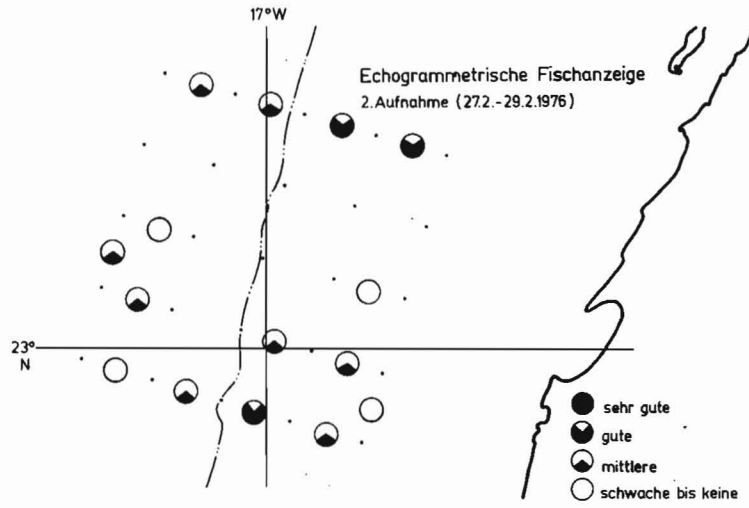
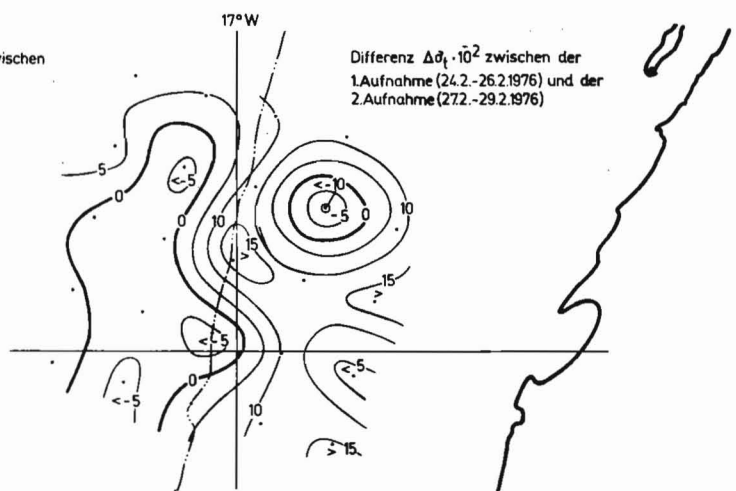
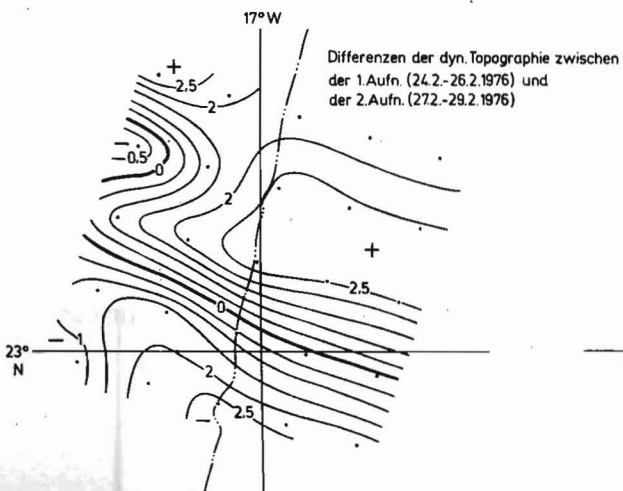
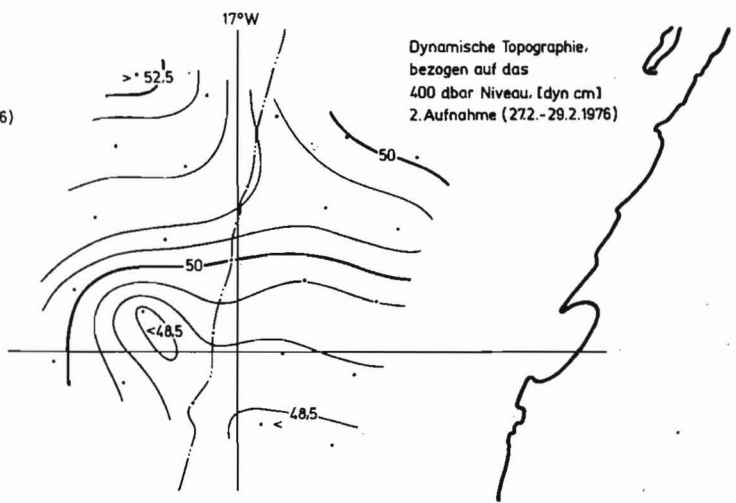
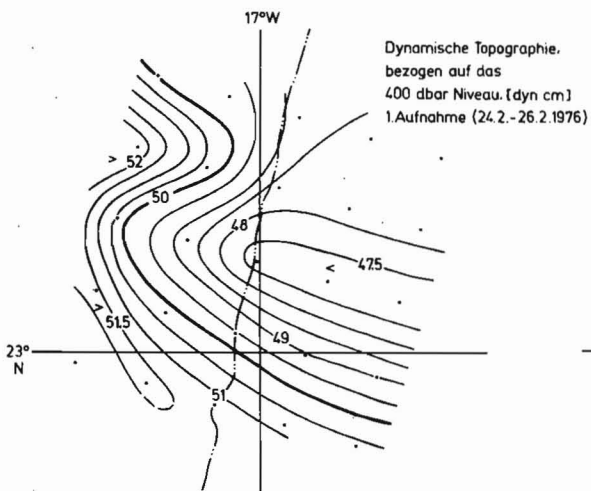


Abb. 3c



Isoplethen der physikalisch-chemischen Parameter  
 Dauerstation: 23° 19.5' N, 16° 47' W

DS (1)

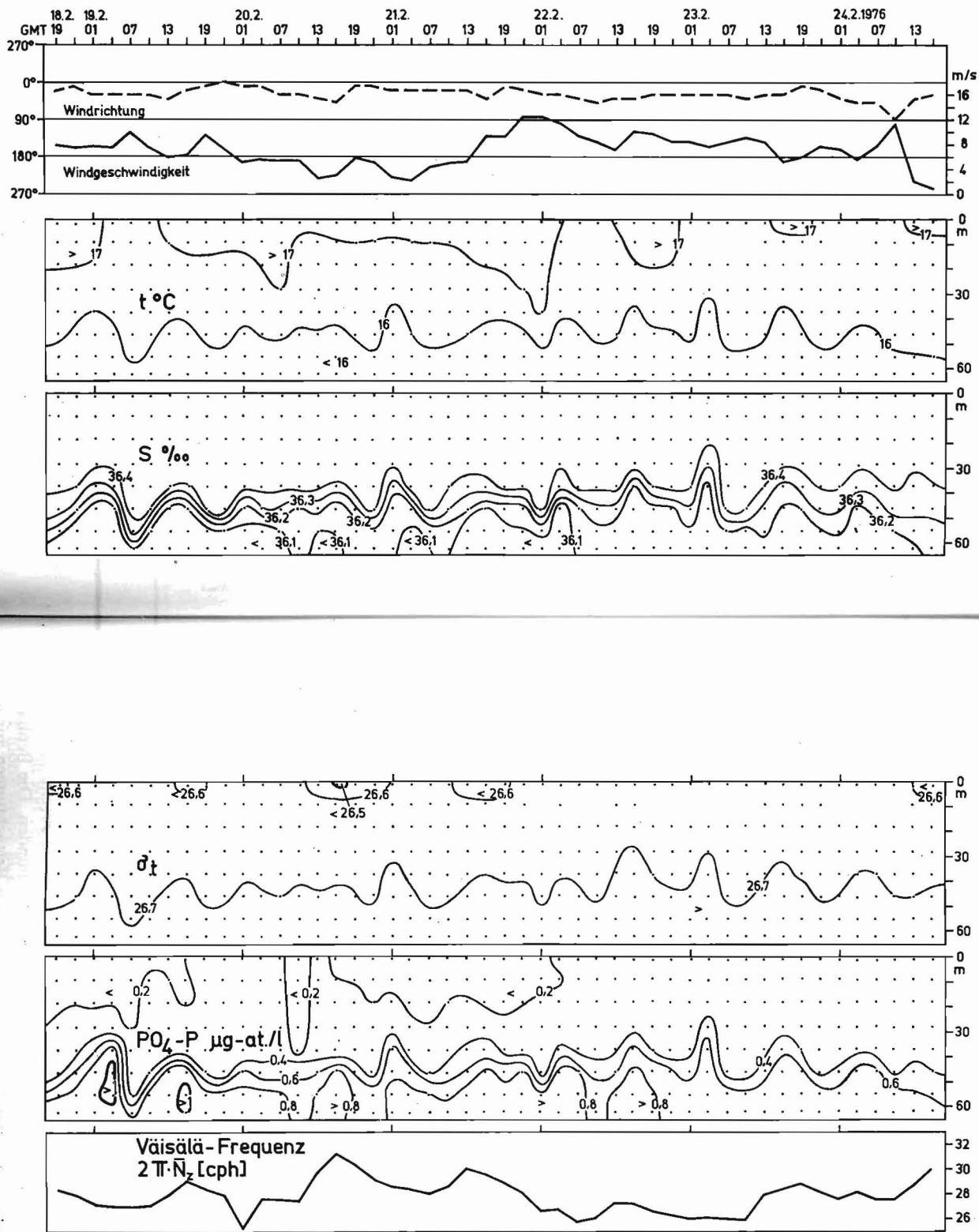


Abb. 4a Zeitlicher Verlauf der Windrichtung und -geschwindigkeit sowie der vertikal gemittelten Väisälä-Frequenz im Vergleich mit den Isoplethendarstellungen ausgesuchter Parameter zur Zeit der DS (1) im Frühjahr 1976 vor Bahia de Gorrei

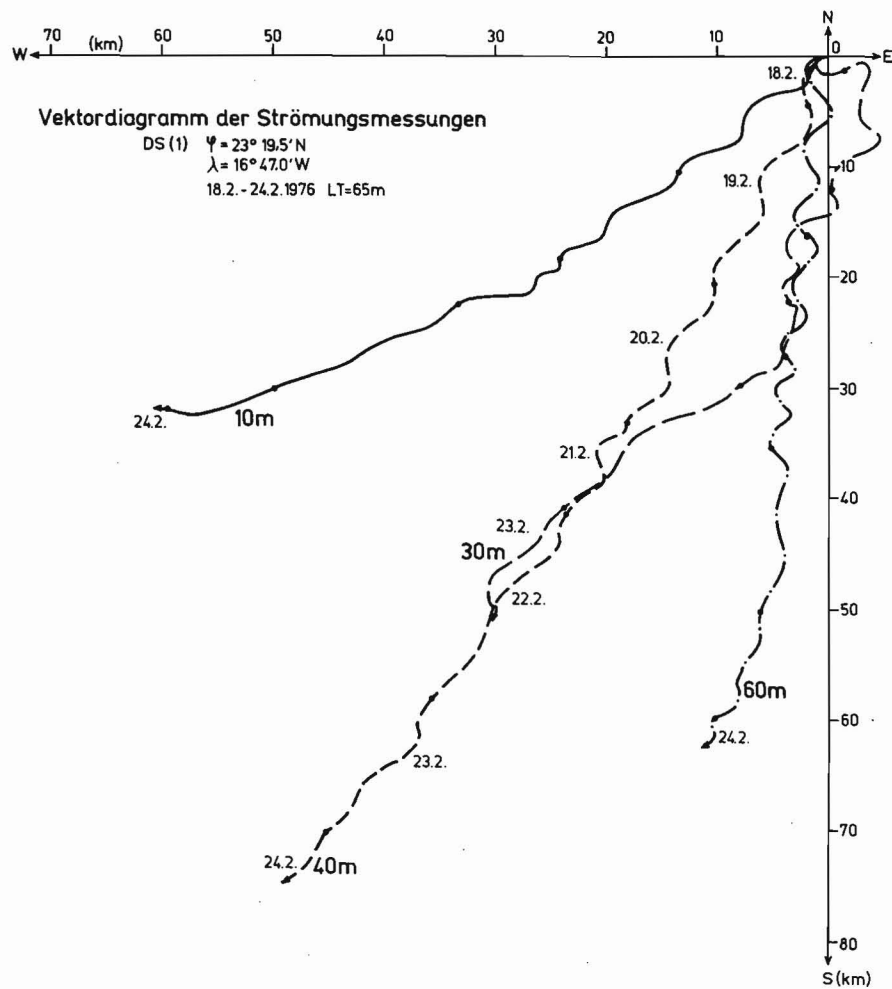


Abb. 4b. Fortschreitendes Vektordiagramm der Strömung im Frühjahr vor Bahia de Gorrei

Im Bereich der Schelfkante ist ein horizontaler Temperaturgradient in offshore-Richtung von  $0,7 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C/cm}$  vorhanden (Abb. 3a). Diese Schelfkantenfront grenzt das warme offshore-Wasser von dem küstennahen Kaltwassergürtel ab. Im Bereich des Kaltwassergürtels zwischen Front und Küste befindet sich eine Kaltwasserinsel mit ihrem Zentrum an der Station 114. Diese Kaltwasserinsel baut eine meridionale, sekundäre Front auf. Dieses im folgenden als nördliches Aktionszentrum bezeichnete Gebiet ist an einen Wirbel contra solem gebunden, der starken barotropen Charakter hat. Das wird in der dynamischen Topographie der Wasseroberfläche in der Abb. 3c deutlich. Auf der Kaltwasserseite der Front ist der Drehsinn contra solem mit einem Defizit im Massenfeld verbunden. Die Beobachtungen dieses Experimentes stimmen mit den eingangs gemachten Betrachtungen zur allgemeinen mesoskalen Auftriebsdynamik überein. Die meridional verlaufende Schelfkantenfront ist dynamisch eng an den Verlauf der Schelfkante gebunden. Der geostrophische

Anteil des nach Süden setzenden Oberflächenstromes wird in der Abb. 3c deutlich. Dem Verlauf der Schelfkante folgend besitzt dieser Strom Werte um  $20 \text{ cm s}^{-1}$ . Entsprechend der Strömungsstruktur wird das kälteste Wasser z. Z. der 1. Aufnahme im Süden des Stationsnetzes beobachtet. Dieses südliche Aktionszentrum wird durch Extremwerte im Nährstoff gekennzeichnet. Der Gehalt von  $\text{NO}_3\text{-N}$  schwankt zwischen  $3,5$  und  $6,0 \mu\text{g-at./l.}$  Die Säulenkonzentration von Chlorophyll-a folgt mit Maxima von  $53,6$  und  $53,2 \text{ mg/m}^2$ . Die Zooplanktonbiomasse ist nicht derart eindeutig in ihrer horizontalen Feldstruktur. Die Flächenverteilung dieser Größe ist nur schlecht mit den übrigen Parametern zu vergleichen. Das Maximum liegt zwar über der Schelfkante im Bereich des südlichen Aktionszentrums, doch fehlt ein entsprechender Extremwert im nördlichen Kaltwasserzentrum, im Bereich der Station 114. Das liegt möglicherweise daran, daß das südliche Zentrum bereits länger besteht als das nördliche, das durch die lokal engbegrenzte Verwirbelung gerade erst entstanden ist. Die Reaktionszeit der Zooplanktonbiomasse scheint demzufolge länger zu sein als der Zeitraum, in dem die baroklinen Schelfwirbel entstehen und zerfallen. Ein Vergleich der 1. und 2. Aufnahme (Abb. 3a, b) macht deutlich, daß mit der räumlichen Strukturänderung im Windfeld eine räumliche schnell reagierende Strukturänderung im ozeanologischen Milieu konform geht. Der Zeitunterschied zwischen beiden Aufnahmen betrug 3 Tage.

Das kälteste Wasser bleibt auch während der 2. Aufnahme im Süden des Stationsnetzes. Das Massendefizit im Gebiet der Station 114 hat sich innerhalb der 3 Tage aufgefüllt (Abb. 3c). Da dieser Massenzufluß aus wärmerem, nährstoffärmerem aber salzreicherem Wasser bestand, nahm die Oberflächendichte entsprechend der allgemeinen  $T-S$ -Beziehung ab.

Die Umstellung des Windfeldes macht sich in der Intensität des südlichen Aktionszentrums bemerkbar. Es erfolgte eine Verringerung der maximalen  $\text{NO}_3\text{-N}$ -Werte um etwa  $1,5 \mu\text{g-at./l.}$  von der 1. zur 2. Aufnahme. Entsprechend der Reaktionszeit der biologischen Parameter auf die Veränderung im Nährstoffangebot sind während der 2. Aufnahme im Bereich der Schelfkante die Werte der Säulenkonzentration von Chlorophyll-a um etwa  $40 \text{ mg/m}^2$  auf  $92,5 \text{ mg/m}^2$  angestiegen.

Die Verlagerung des nördlichen Zentrums an der Station 108 in das Gebiet der Station 143 entspricht einer nach Süden gerichteten Drift von  $6,7 \text{ sm/d}$ . Dieser Driftwert ist etwa viermal so groß, wie der von HAGEN (1977) für die Cap Blanc Region angegebene Werte von  $1,7 \text{ sm/d}$ . In einer numerischen Studie hat HURLBURT (1974) unter Vernachlässigung der Trägheitswellen, der Leewellen und anderer Gravitationswellen eine Drift von  $18,7 \text{ sm/d}$  nach Norden erhalten. Diese Verlagerung nach Norden wurde auch von PEFELEY und O'BRIEN (1976) in einem ähnlichen Modell für den Makromaßstab erhalten, das die wahren Verhältnisse in der Schelfgeometrie weitgehend berücksichtigt.

Dieser Widerspruch zwischen Beobachtung und theoretischer Hypothese deutet darauf hin, daß die in den Modellrechnungen vernachlässigten Effekte in der Natur entscheidenden Einfluß besitzen. Die Nordverlagerung ist in den makroskalen Modellen an lange barotrope Kelvinwellen gebunden. Die beobachtete Südverlagerung deckt den starken baroklinen Einfluß für mesoscale Verwirbelungen auf.

Die Zeit von drei Tagen scheint für eine wirksame Änderung in der Säulenkonzentration des Chlorophyll-a auszureichen, d. h., daß in dieser Zeitspanne ein „Alterungsprozeß“ abläuft, der sich im südlichen Kaltwasserzentrum im Bereich der Schelfkante bemerkbar macht. Die Zunahme des Chlorophyll-a an der Station 128 (153) betrug z. B. in den drei Tagen zwischen der 1. und 2. Aufnahme  $29 \text{ mg/m}^2$  bzw. etwa  $10 \text{ mg/m}^2$  pro Tag. Generelle

Beziehungen zwischen Phyto- und Zooplankton werden von LONGHURST (1976) untersucht. Die Zooplanktonbiomasse weist wie alle Parameter das südliche Aktionszentrum im Bereich der Station 128 (153) aus. In diesem Parameter ist eine gegenläufige Tendenz zu beobachten. Der Extremwert vermindert sich innerhalb der drei Tage um etwa  $20 \text{ mg/m}^3$ . An der Station 138 (113) bildet sich dagegen ein kräftiges Maximum heraus mit einem Wert um  $100 \text{ mg/m}^3$ . Da das Maximum der Zooplanktonbiomasse etwa 10 sm nördlicher zu finden ist als das Maximum des Chlorophyll-*a* an der Station 143 (118), gibt es zwei mögliche Gesichtspunkte. Ist der räumliche Unterschied der Maxima für die Distanz von 10 sm nicht signifikant, dann wird die „reponse time“ des Zooplanktons nicht sehr viel länger sein als die des Chlorophyll-*a*, also im Bereich von drei Tagen liegen. Ist der Abstand zwischen den Extremwerten jedoch von Bedeutung, dann müßte der höhere Anteil der Säulenkonzentration von Chlorophyll-*a* in den oberen Wasserschichten vorhanden sein und mit der Hauptströmung schneller nach Süden verdriften als die Zooplanktonbiomasse, die sich vorwiegend auf die mittleren und bodennahen Schichten aufteilen müßte. Die vertikale Stromscherung würde dann gerade die Ursache sein für die beobachtete räumliche Phasenverschiebung von 10 sm.

Die quantitative Bewertung der echogrammetrischen Fischanzeigen ist für die 2. Aufnahme in der Abb. 3c dargestellt. Ein Zusammenhang mit den übrigen Beobachtungsgrößen ist schwerlich festzustellen. Auffällig ist lediglich, daß im südlichen Aktionszentrum zwischen den Stationen 152 und 153 mittlere bis gute Anzeigen beobachtet wurden. Die Kaltwasserinsel ist hier offensichtlich aus den genannten dynamischen Gründen recht ortsbeständig. Im Bereich der Stationen 138 und 143, an denen die Chlorophyll-*a*-Werte und die Zooplanktonbiomasse Extremwerte aufweisen, sind schwache bis keine Fischanzeigen vorhanden gewesen. Das deutet darauf hin, daß das nördliche Aktionszentrum mit der Verwirbelung contra solem sich im Zeitraum von drei Tagen auffüllte (Abb. 3c) und die Herausbildung einer voll entwickelten Nahrungskette nicht ermöglichte. Demzufolge liegt die Reaktionszeit bis zur Herausbildung von wirksamen Planktonkonzentrationen oberhalb von drei Tagen.

#### 3.4. Zur räumlichen Beschaffenheit mesoskaler Auftriebsgebiete in Schichtung und Strömung

Die im letzten Abschnitt festgestellten Tatsachen lassen vermuten; daß sich die Existenz der bestehenden zwei Aktionszentren im Norden und im Süden des Stationsnetzes auch unterhalb von 40 m Tiefe bemerkbar machen.

Es sei hier daran erinnert, daß die Zeitreihen der DS (1) (Abb. 4a) die Historie für die Verhältnisse z. Z. der 1. Aufnahme skizzieren.

Auf dem Schelf war auf der Position der DS (1) bei  $23^\circ 19,5' \text{ N}$  und  $16^\circ 47,0' \text{ W}$  vom 18. 2. bis 24. 2. 1976 eine 40 m starke winderzeugte Mischungsschicht vorhanden. Darunter lag eine schwache Sprungschicht, die im Rhythmus der halbtägigen Gezeit  $M_2$  in der Vertikalen oszillierte. Die Sprungschicht trennte das homogenisierte Wasser der Deckschicht von dem kalten, nährstoffreichen bodennahen Wasser. Die an einer autonomen Boje durchgeführten Strömungsmessungen bei 65 m Lottiefe zeigten, daß der aufländig gerichtete Wassertransport im 30 m-Niveau und am Boden zu erwarten war (Abb. 4b). Die küstenparallele Südströmung hatte im mittleren vertikalen Geschwindigkeitsprofil ein Maximum im Horizont der Sprungschicht. Hier war auf dem Schelf auch die größte vertikale Strom-

scherung. In der Tab. 4 ist die einfache Statistik der Strömungsdaten zusammengestellt, die z. Z. der DS (1) bei 65 m Lottiefe gewonnen wurden.

Der durch Turbulenz verursachte Austausch ist dem mittleren Stromfeld aufgeprägt. Die mittleren Strömungsverhältnisse sind in dem fortschreitenden Vektordiagramm der Abb. 4b dargestellt. Die Hauptstromrichtung ist SW bis S. Der aufländige Strom ist zu Beginn der DS (1) im intermediären Bereich gemessen worden. Durch die Unruhe des mittleren Stromvektors (Abb. 4b) wird der Einfluß der halbtägigen Gezeit deutlich. Diese Erscheinung tritt in allen vier Meßtiefen auf. Zwischen 30 m und 40 m Tiefe ist die stärkste vertikale Stromscherung vorhanden. Dieser Tiefenbereich ist das Niveau der Sprungschicht, die in der Abb. 4a in allen anderen Parametern in Erscheinung tritt. Erwartungsgemäß liegt das Maximum der Turbulenzenergie in dieser Schicht (Tab. 4).

Tabelle 4

Einfache Statistik der Strömungsdaten auf der Position  $23^\circ 19,5' \text{ N}$  und  $16^\circ 47,0' \text{ W}$  der DS (1) im Frühjahr 1976 vor Bahia de Gorrei (der Berechnungsformalismus ist bei TAUBENHEIM (1969) erörtert). Der „Turbulenzfluß“ wurde aus dem Verhältnis von Standardabweichung zum skalaren Mittel berechnet

LT: 65 m DS (1) (18. 2. — 24. 2. 1976)	$(\text{cm s}^{-1})$		$(\text{cm}^2 \text{ s}^{-2})$		Schiefe		Exzeß		„Turbulenzfluß“	
	Mittel	Varianz	N	E	N	E	N	E	N	E
n = 1386										
10 m	— 6,6	— 12,6	23,70	76,52	— 2,8	— 3,2	2,6	2,0	0,56	0,31
30 m	— 11,4	— 6,8	37,16	148,50	— 2,4	— 2,8	4,8	2,1	0,67	0,33
40 m	— 14,9	— 9,8	29,84	70,00	— 2,8	— 2,8	2,4	2,4	0,42	0,28
60 m	— 12,5	— 2,2	22,33	69,75	— 3,0	— 2,8	2,9	2,4	0,55	0,31

In die Tab. 4 sind die Schiefe und der Exzeß eingetragen. Die Schiefe vermittelt einen Eindruck über die Beschaffenheit der Verteilungsfunktion der Komponenten. Ein positiver Wert der Schiefe bedeutet, daß die ansteigende Flanke der Verteilungsfunktion des untersuchten Stichprobenmaterials steiler ist, als die abfallende. Ein negativer Wert entspricht der entgegengesetzten Asymmetrie. Der Exzeß beschreibt die Schlankheit der Verteilungsfunktion gegenüber der GAUSS'schen Normalverteilung. Bei positivem Wert ist die Kurve spitzer, bei negativem Wert stumpfer als die GAUSS'sche Glockenkurve. Aus der Tab. 4 ist zu entnehmen, daß das vertikale Verhalten in Schiefe und Exzeß gleich ist. Das deutet daraufhin, daß an der DS (1) die Strömung bis in Bodennähe, trotz der vorhandenen Stromscherung, einen einheitlichen Charakter besitzt, nämlich den der Winddrift, die durch den NE-Passat bedingt ist. Die Turbulenzreibung ist im Bereich der Sprungschicht mit Kovarianzen um  $21 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$  und am Boden mit  $-12 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$  größer als in der durchmischten Deckschicht. Die Ursachen liegen in der Wirkung der Bodenreibung und der internen Wellen im Sprungschichtniveau. Der Wechsel des Vorzeichens von  $\overline{u'v'}$  zwischen 30 m und 40 m deutet darauf hin, daß zwischen Deckschicht und Grundsicht ein Sprung in der Richtung des REYNOLDStresses auftritt. Das wird durch den Vorzeichen-sprung im Korrelationskoeffizienten  $K$  zwischen Nord- und Ostkomponente ebenfalls verdeutlicht. Dort, wo die Kovarianzen hohe Werte aufweisen, ist die Korrelation zwischen den Komponenten höher als z. B. in der Deckschicht. Es waren  $u$  und  $v$  die Ost- und Nord-



komponente der Strömung, zerlegt in den Mittelwert ( $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$ ) und die Abweichung vom Mittel ( $u'$ ,  $v'$ ). Die Dispersionen in der Tab. 4 sind entsprechend die  $\overline{u'^2}$  und  $\overline{v'^2}$ .

Tabelle 5

Vergleich der auf der DS (1) 1976 vor Bahia de Gorrei bei 65 m Lottiefe gemessenen mittleren vertikalen Stromverteilung in Richtung und Geschwindigkeit mit den Beiträgen des mittleren REYNOLDStresses ( $\overline{u'v'}$ ) und den mittleren Korrelationskoeffizienten  $K$  zwischen den Komponenten

Z (m)	$\bar{v}$ (cm s <sup>-1</sup> )	$\alpha$ (°)	$\overline{u'v'}$ (cm <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )	$K$
10	14,2	242	1,60	0,04
30	13,3	211	21,04	0,28
40	17,8	213	-4,72	-0,10
60	12,7	190	-11,74	-0,30

Das mittlere Stromfeld ist offensichtlich nicht der alleinige Träger der Turbulenzreibung. Die energiereichen Frequenzbänder der Trägheit und der halbtägigen Gezeit haben nach den Untersuchungen von HAYES und HALPERN (1976) ein deutlich zeitabhängiges Verhalten. Danach ist zu schlußfolgern, daß sie die am Ort gemessenen Werte der turbulenten kinetischen Energie, ausgedrückt durch  $\overline{u'^2}$  und  $\overline{v'^2}$ , merklich beeinflussen. Nach der Tab. 4 ist die turbulente Energie in der Ostkomponente des Stromes stets größer als in der Nordkomponente. Der Turbulenztransport weist hingegen in küstenparalleler Richtung höhere Werte auf als in küstensenkrechter Richtung.

Ohne auf die spektrale Struktur der Strömung in diesem Seegebiet einzugehen, sei an dieser Stelle daran erinnert, daß Energiekonzentrationen innerhalb determinierter Frequenzbänder bei schwingungsfähigen Systemen, wie sie die mesoskalen Kaltwasserinseln darstellen, mit anderen Wellentypen (coastal trapped waves) Resonanzen erzeugen, die den turbulenten Austausch mit Energie versorgen. Dort, wo die baroklinen mesomaßstäblichen Wellentypen auf Grund der Bodentopographie und der Wirkung der Trägheit und der  $M_2$  instabil werden, werden die klein- und mittelmaßstäblichen Austauschvorgänge beträchtlich modifiziert.

Eine Abschätzung der Parameter des lokalen Vertikalaustausches auf der Position der DS(1) wurde von HAGEN (1978) vorgenommen.

Aus den ozeanologischen Feldbeobachtungen z. Z. der 1. und 2. Aufnahme ist nach der Dynamischen Methode die geostrophische Strömung berechnet worden. Es wurde das 400 dbar-Niveau als Bezugsfläche gewählt. Die Genauigkeit der Methode und die Wahl der Bezugsfläche wurde von HAGEN und KAISER (1976) ausführlich erörtert.

Die berechneten Komponenten der Gradientströmung sind in das Stationsnetz eingetragen worden (Abb. 5a, b). In die 1. Aufnahme ist das mittlere vertikale Geschwindigkeitsprofil, das z. Z. der DS (1) gemessen wurde, zum Vergleich mit angegeben. Der geostrophische Charakter der mesoskalen Strömung wird durch den berechneten Gradientstrom im wesentlichen erfaßt. Erwartungsgemäß läuft im Bereich der Oberflächenfront ein nach Süden setzender Oberflächenstrom mit einem geostrophischen Anteil von ungefähr 20 cm s<sup>-1</sup> plus der etwa gleichstarken Winddrift. Die wahren Strömungsverhältnisse können nicht durch die Abb. 5a, b beschrieben werden. In diesen Abbildungen ist in der

Schicht von 120 bis 150 m Tiefe deutlich eine „Nullpunktlage“. Unter der südwärts setzenden Oberflächenströmung befindet sich der nach Norden laufende Unterstrom mit einem geostrophischen Beitrag von 2 bis 5 cm s<sup>-1</sup>. Dieser Unterstrom kompensiert nach den theoretischen Modellrechnungen die meridionalen großräumigen Druckgegensätze. Die hier berechneten Beträge stimmen z. B. mit den numerisch modellierten Werten von HURLBURT und THOMPSON (1973) überein. Während im Norden und im Süden in der oberen 200 m-Schicht ein relativ kräftiger auflandiger Strom berechnet wurde, kann im mittleren Bereich des untersuchten Seegebietes eine Südströmung festgestellt werden. Der barotrope Charakter der Frontwirbel erstreckt sich offenbar bis 200 m Tiefe. Auf dem Schelf sind die Gradientströme naturgemäß geringer als im Bereich der Schelfkantenfront. Durch die in Abb. 3a, b, c festzustellenden, windverursachten meridionalen Gegensätze im Massengebiet, ist die zonale Komponente der Gradientströmung kräftiger als die meridionale. Gradientstrom und Winddrift sind vom gleichen Betrag. Aus den Windmessungen wurde die Winddrift für den 10 m-Horizont z. Z. der DS (1) berechnet und mit den Mittelwerten der Strömungsmessungen verglichen. Es ergaben sich  $v^d = -8,8$  cm s<sup>-1</sup> und  $u^d = -2,3$  cm s<sup>-1</sup> mit Schwankungen um  $\Delta u = 24$  cm s<sup>-1</sup> und  $\Delta v = 17$  cm s<sup>-1</sup>. In 10 m Tiefe wurden im Mittel  $u = -12,6$  cm s<sup>-1</sup> und  $v = -6,6$  cm s<sup>-1</sup> gemessen. Die Differenzen zwischen den Driftwerten und den gemessenen Strömungswerten entspricht ungefähr dem Anteil der Gradientströmung, da die periodischen Komponenten durch die zeitliche Mitteilung eliminiert werden. Nach der Differenz ist  $u^g = -10,3$  cm s<sup>-1</sup> und  $v^g = 2,2$  cm s<sup>-1</sup>. Nach der Dynamischen Methode wurde für die 1. Aufnahme im Bereich der DS (1) zwischen den Stationen 114 und 117  $u^g = -12,2$  cm s<sup>-1</sup> und zwischen den Stationen 114 und 115  $v^g = 0,9$  cm s<sup>-1</sup> berechnet.

Im Süden des Untersuchungsgebietes ist über der Schelfkante ein Wirbel contra solem festzustellen, der einen Durchmesser über 20 sm aufweist. Auf der Warmwasserseite der Front liegt im Nordwesten ein Wirbel cum sole. Dementsprechend sind auch die Bedingungen für die statische Stabilität. Aus den Serienmessungen ist über dem Schöpferabstand das in diesem Sinne vertikal gemittelte Profil der Väisälä-Frequenz  $N = (g \cdot dq \cdot dz)^{1/2}$  berechnet worden. Die Abb. 6a, b vermittelt das räumliche Bild dieser Darstellungen. Auf dem Schelf liegt am Boden das kalte schwere Wasser. Im Bereich des Wirbels contra solem wird dieses schwere Wasser dynamisch in die intermediären Schichten gehoben und erzeugt hier eine „blättrige“ Struktur in der Sprungschicht. Diese Zwischenschichten haben eine Stärke von 15 bis 20 m, wie es an der Station 129 und 113 ausgeprägt ist. In den Wirbeln cum sole wird die Sprungschicht in tiefere Horizonte gedrückt. Mit einer Mächtigkeit von 20 bis 40 m liegt die Sprungschicht dann zwischen 70 m und 120 m Tiefe, im Bereich der jahreszeitlichen Sprungschicht. Ähnliche Verhältnisse wurden von HAGEN und KAISER (1976) für die Wirbelstruktur vor Cap Blanc gefunden.

Da die Frontwirbel bis zu 200 m Tiefe starken barotropen Charakter besitzen, dürfte die Väisälä-Frequenz für diese Gebiete einen Vertikalverlauf aufweisen, wie er an der Station 136 beobachtet worden ist. Die Veränderlichkeit  $dN/dz$ , wie sie an den restlichen Stationen gemessen wurde, zeigt, daß innerhalb der Frontwirbel starke vertikale Stromfeldscherungen auftreten. Diese Stromfeldscherungen beeinflussen entscheidend das Vorzeichen und den Betrag der Vertikalgeschwindigkeit (HAGEN, 1977). Die 1. und 2. Aufnahme erfolgte nach drei Tagen etwa zur gleichen Tageszeit. Wie es schon in den Oberflächendarstellungen in Abb 3a, b, c zum Ausdruck gekommen ist, reagiert die mesoskale Massenverteilung auf Windfeldänderungen in der kurzen Frist von wenigen Tagen. Von der 1. zur 2. Aufnahme schwächte sich der geostrophische Anteil des äquatorwärts laufenden Ober-

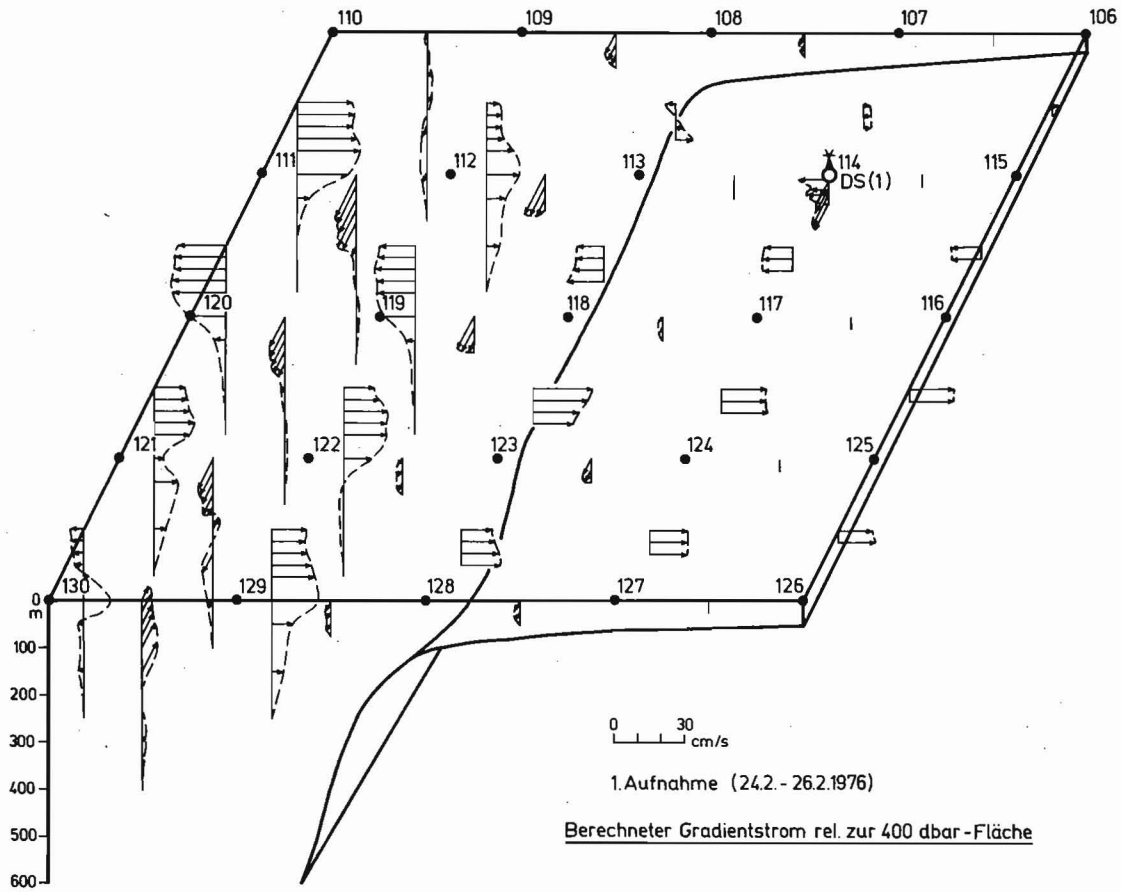


Abb. 5a. Räumliche Verteilung des berechneten Gradientenstromes

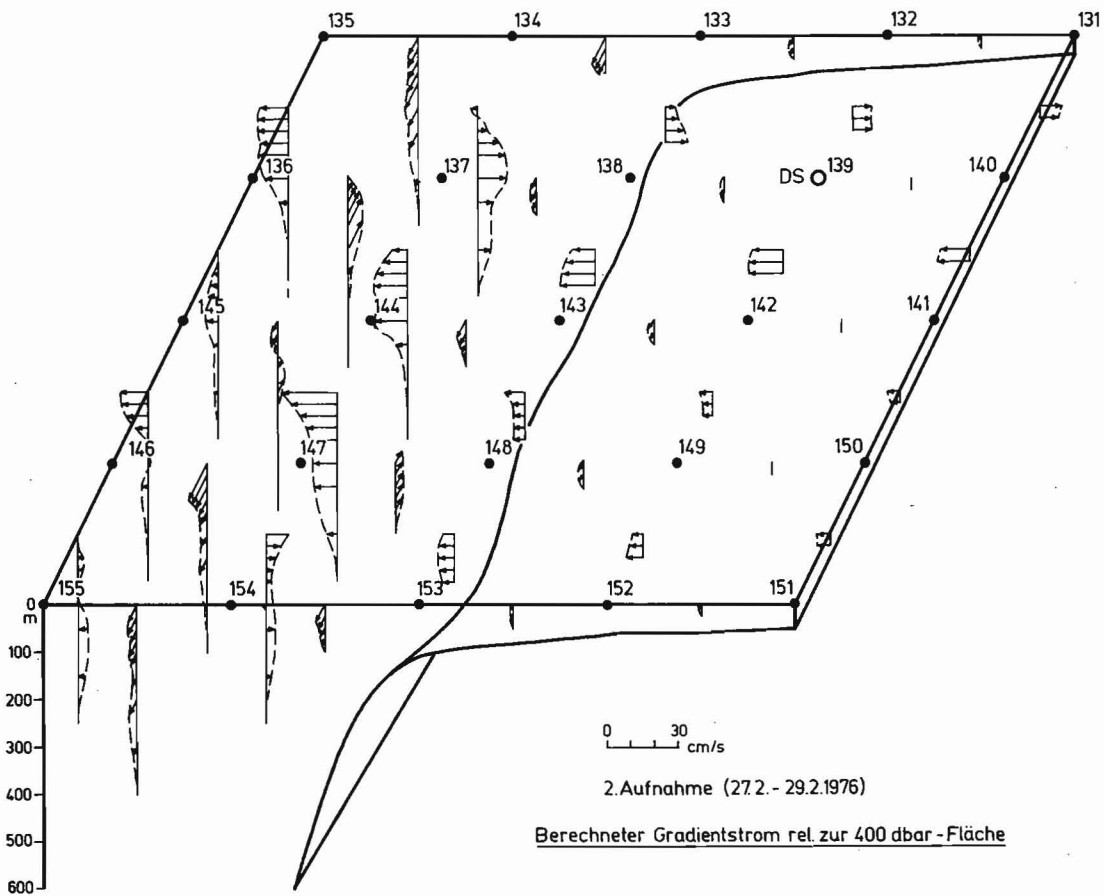


Abb. 5b.

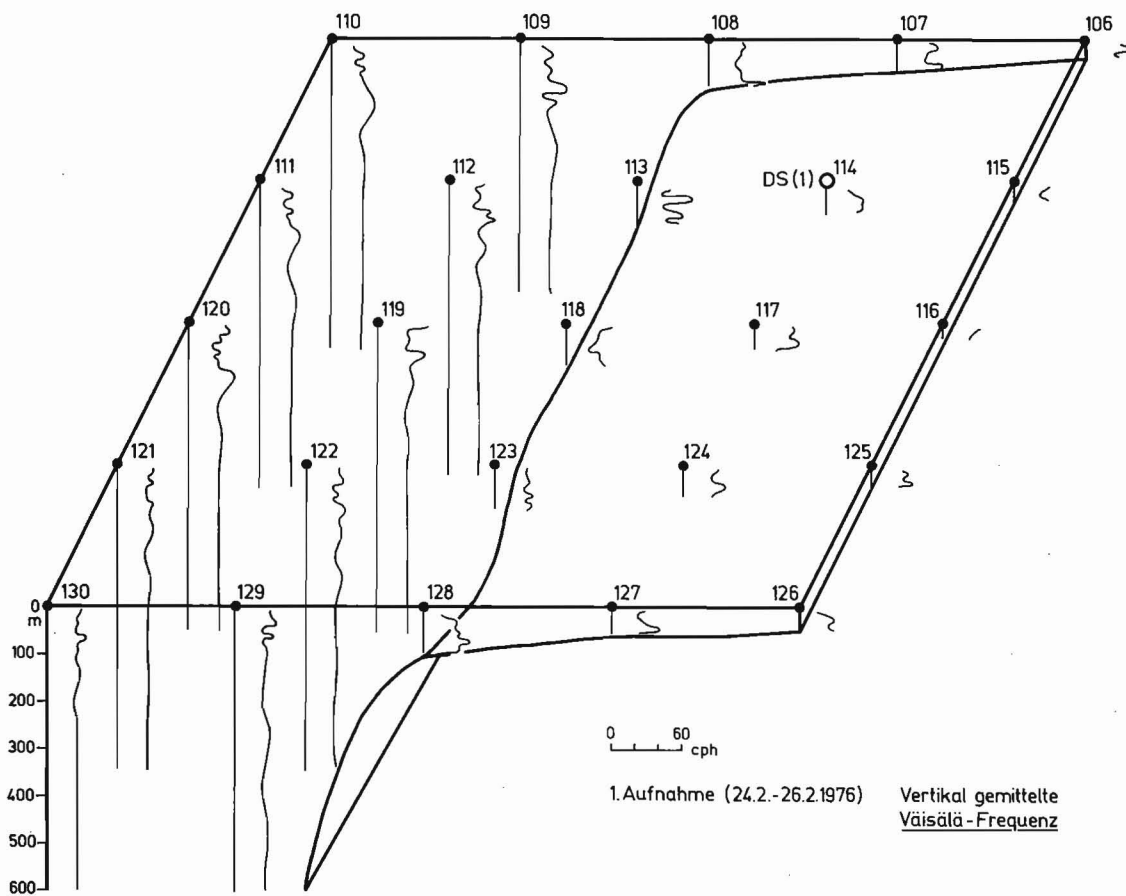


Abb. 6a.

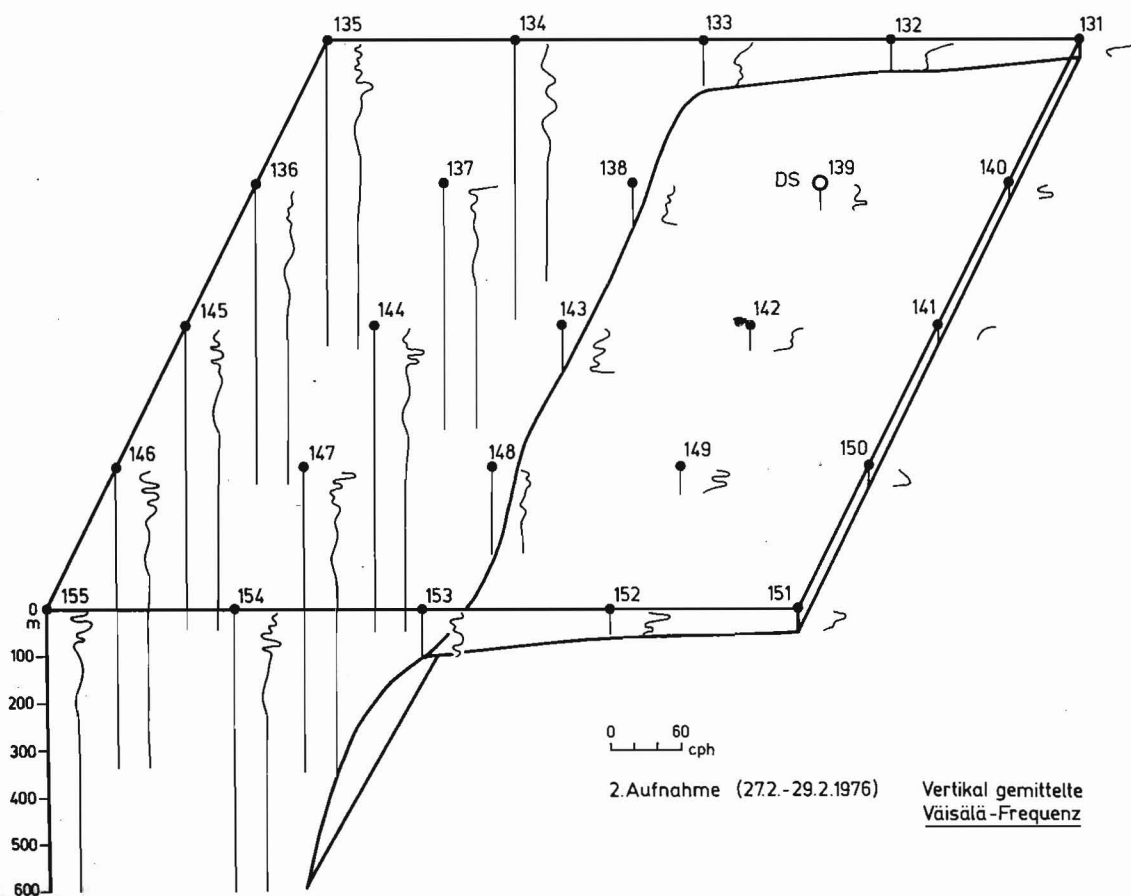


Abb. 6b. Räumliche Verteilung der vertikal gemittelten Väisälä-Frequenz

flächenstromes ab. Der Vergleich von Abb. 5a, b läßt vermuten, daß der Unterstrom selbst in der Vertikalen Schwingungen ausführt. Die Gegensätze der Schelfkantenfront verringern sich im Verlaufe der drei Tage bedeutend. Die verbleibenden Druckgegensätze bestimmen den mesoskalen Austausch und damit im wesentlichen das ozeanologische Milieu. Die Intensität der beiden Aktionszentren im Norden und im Süden des Stationsnetzes schwächt sich ab. Die Vielfalt der Wirbelanordnung (vgl. Abb. 3c) mit dem im Bereich der Station 153 verbleibenden Hauptzentrum erzeugt eine verstärkte horizontale Stromfeldscherung. Die vertikale Struktur der Vertikalgeschwindigkeit wird dementsprechend komplizierter und erzeugt im Vertikalverlauf der Väisälä-Frequenz eine höhere Unruhe (Abb. 6b). In der Abb. 7 sind aus dem Stationsnetz für beide Aufnahmen der Nord-, Mittel- und Südschnitt der Dichte in  $\sigma_t$ -Einheiten dargestellt. Die Fläche zwischen 26,5 $\sigma_t$  und 26,6 $\sigma_t$  wurde schraffiert. Dieses Wasser möge das Auftriebswasser symbolisieren. Zur Zeit der 1. Aufnahme hält der Wind die bestehenden horizontalen Druckgegensätze aufrecht. Die Schelfkantenfront trennt das warme offshore-Wasser vom küstennahen Auftriebswasser. Das Auftriebswasser kommt etwa aus 110 m Tiefe und erreicht auf dem Nordschnitt zwischen den Stationen 118 und 116 die Wasseroberfläche. Im Süden ist das kälteste und schwerste Wasser beobachtet worden. Der Dichtebereich zwischen 26,6 $\sigma_t$  und 26,7 $\sigma_t$  erreicht auf dem Schelf die Oberfläche. Die Herkunftstiefe dieses Wassers liegt zwischen 70 m und 120 m. Der küstenparallele offshore-Schnitt zeigt ein Ansteigen der Dichtesprungschicht von Norden nach Süden und von Westen nach Osten. Diese Beobachtung steht im Einklang mit der großräumigen Neigung der Sprungschicht, wie sie MITTELSTAEDT (1972) vor NW-Afrika beobachtet hat. Die Abb. 7 bestätigt ferner die zuvor besprochene Wirbelanordnung. An der Station 113 liegt ein Wirbel contra solem mit ungefähr 20 sm Durchmesser. Hinsichtlich der Beschaffenheit der Querkirkulation liegt auf dem Schelf offenbar eine Zweizellenzirkulation vor. Vor der Schelfkante prägen in Nord-Süd-Richtung die mesoskalen Wirbel in ihrer schachbrettartigen Anordnung die Vertikalverlagerung der Dichtesprungschicht.

Die Größenordnung der großräumigen Vertikalgeschwindigkeit wurde aus der vertikalen Verlagerung der 26,66 $\sigma_t$ -Isolinie abgeschätzt. An der Station 108 (133) im Norden wurde ein Wert von  $w = 7,3 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$  nach oben berechnet. Dieser Wert für die großräumige Vertikalgeschwindigkeit liegt eine ganze Größenordnung unter dem Wert  $1,3 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ , wie er für den winderzeugten lokalen Auftrieb im vorigen Abschnitt abgeschätzt worden ist. Dabei bleibt zu berücksichtigen, daß der Windeinfluß schon in dem Wert von  $7,3 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$  enthalten ist, daß demzufolge der eigentliche großräumige Auftrieb noch geringere Werte in der Vertikalgeschwindigkeit besitzen wird. Entsprechend der Auffassung, daß sich das nördliche Aktionszentrum von der 1. zur 2. Aufnahme durch das Auffüllen des Wirbels abschwächt (Abb. 3c), bleibt aus der Verlagerung der 26,66 $\sigma_t$ -Isodense im Bereich der Schelfkante noch ein „Restauftrieb“ von  $7,3 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$  übrig. Im Gebiet der Schelfstation 118 (143) ist ein downwelling von  $1,5 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$  aus der Isodensenverlagerung berechnet worden. Das gleiche Vorzeichen wurde auch für das Gebiet der Station 128 (153) bestimmt, wo ein Wert von  $3,9 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$  nach unten berechnet worden ist.

Innerhalb des Zeitraumes von nur drei Tagen ist der Nord-Süd-Anstieg der Dichtesprungschicht gewissermaßen ausnivelliert worden. Im Norden wurde diese Grenzschicht angehoben und im Süden senkte sie sich, wobei die Neigung in Ost-West-Richtung gleichfalls verringert wurde.

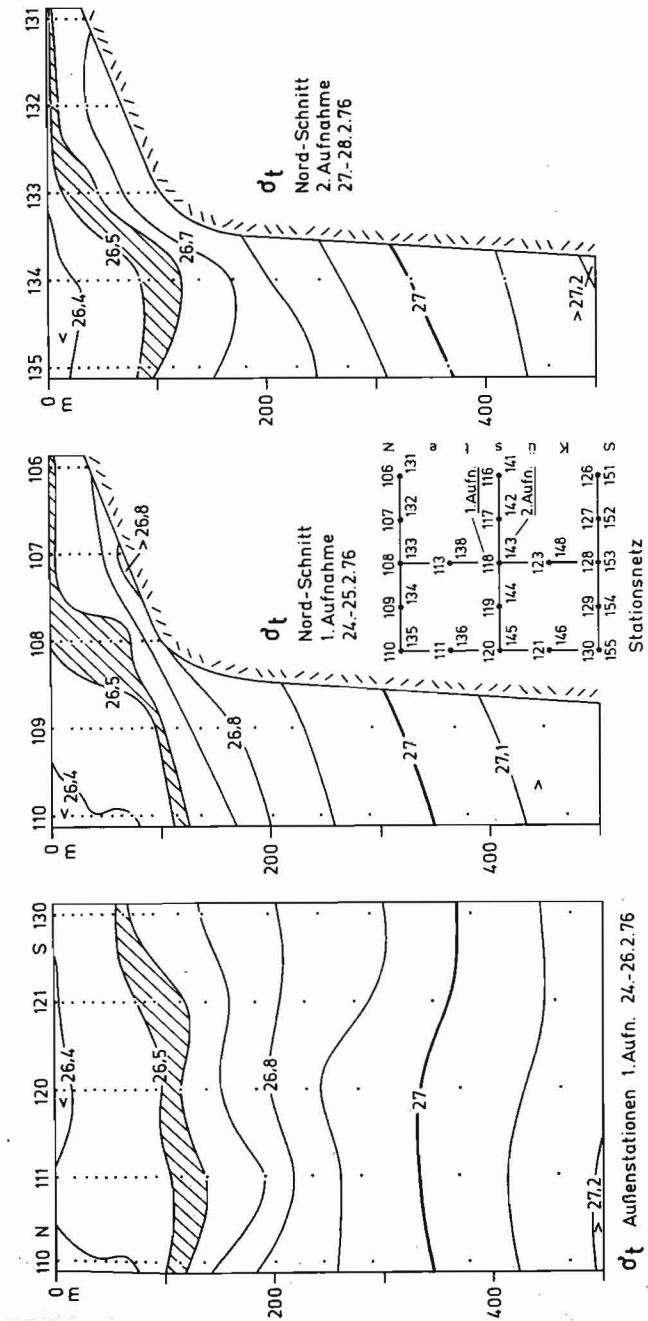
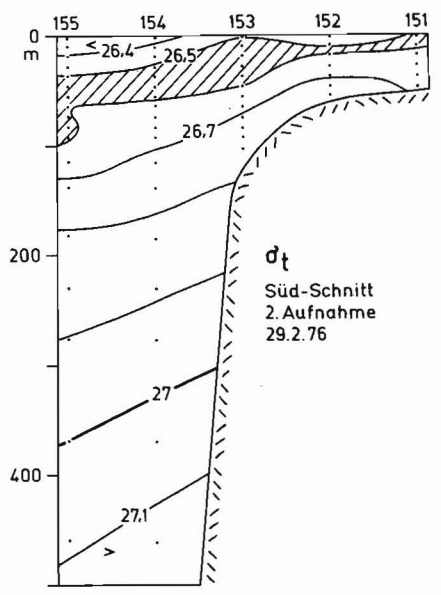
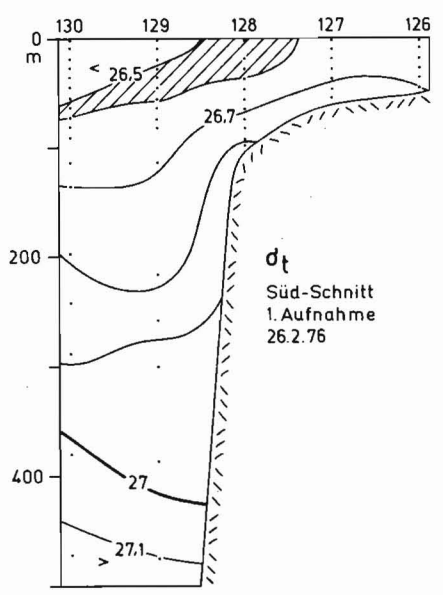
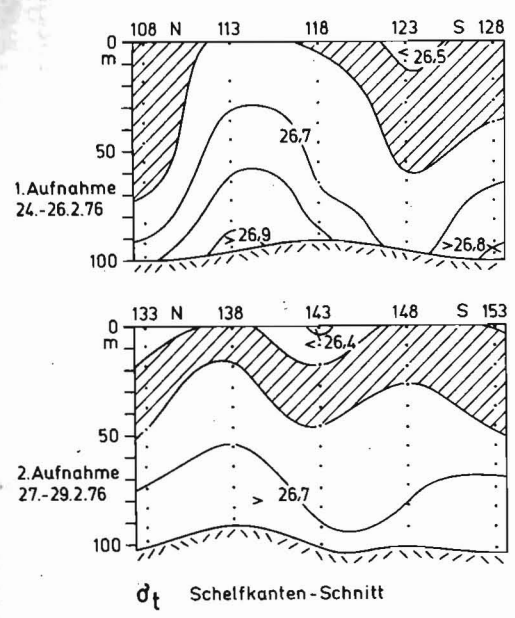
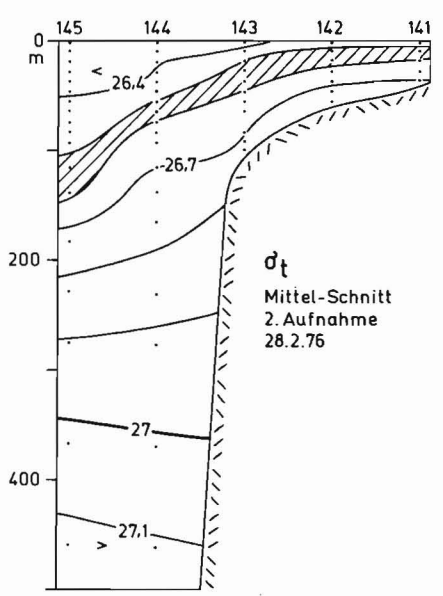
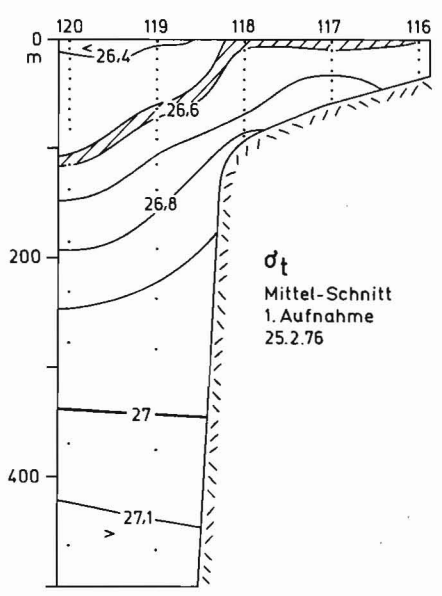
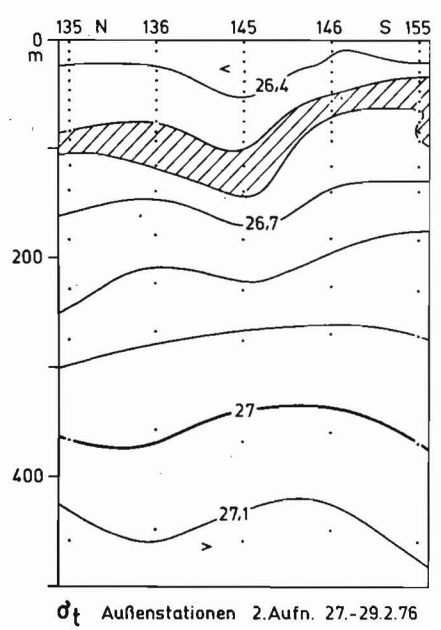


Abb. 7. Küstenkrechte und küstenparallele Vertikalprofile der Dichte in  $\sigma_t$ -Einheiten für die 1. und 2. Aufnahme im Frühjahr 1976 vor Bahia de Gorrei



## 4. Zusammenfassung

Im mesoskalen Maßstab variiert das Windfeld und damit der Ekman-offshore-Transport und folglich das Massenfild beträchtlich. Die zeitlichen und räumlichen Schwankungen des Windes liegen in der gleichen Größenordnung wie die Mittelwerte. Durch die derart erzeugte Vielfalt in der räumlichen Struktur des Massenfildes ist das Auftreten von mesoskalen Divergenzen und Konvergenzen ein stimulierender Faktor bei der Bildung von Wasserwirbeln mit vertikaler Achse. Die mesoskalen Verwirbelungen besitzen in Frontnähe starken barotropen Charakter, der in Richtung der Küste zunehmend abgeschwächt wird. Der geostrophische Anteil der Wirbelströmung ist etwa gleich groß mit den baroklinen Anteilen. Der Steuermechanismus derartiger Wirbel ist in der großräumigen Massenverteilung zu suchen und in den daran gebundenen langen, winderzeugten, barotropen Schelfkantenwellen. Die Bodentopographie, die vertikale Schichtung und die Geometrie des Schelfes sind entscheidende Größen für die baroklinen Wellenanteile und folglich für den Grad der Ortsgebundenheit hinsichtlich der Reaktion auf das langperiodische Windfeld. Die Vertikalgeschwindigkeiten im Bereich der mesomaßstäblichen Verwirbelungen erhöhen oder erniedrigen sich um eine ganze Größenordnung, je nach Drehsinn der Wirbel. Im mesoskalen Maßstab ist der Ekman-offshore-Transport nicht notwendig eine entscheidende Größe. Der Transportanteil in meridionaler Richtung kann vom gleichen Betrag sein wie der in zonalen Richtung. Die Ursache hierfür ist die Struktur des mesoskalen Windfeldes. Es variiert trotz der großräumigen Beständigkeit des NE-Passats beträchtlich und beeinflusst entscheidend den Aufbau und den Zerfall der Wirbel. Die intensiven Auftriebszentren sind eng an den Verlauf der Schelfkante und damit an die Mäander der Oberflächenfront gebunden. Der barotrope Charakter der Frontwirbel erstreckt sich bis zu 200 m Tiefe. Die mesoskalen Wasserwirbel reagieren auf lokale Windänderungen sehr schnell, innerhalb von drei Tagen. Die Herausbildung von wirksamen Planktonkonzentrationen ist stark an die Ortsgebundenheit der Wirbel gebunden, da die notwendige Ansprechzeit der biologischen Felder auf die Veränderungen im ozeanologischen Milieu oberhalb des Zeitbereiches von drei Tagen liegen wird.

Die Lebensdauer der Verwirbelungen auf dem Schelf ist um vieles geringer als die Lebensdauer der barotropen Frontwirbel. Die baroklinen Schelfwirbel besitzen mit der Tiefe ein Vorzeichenwechsel in der Vertikalgeschwindigkeit. Die Sprungschichten erhalten aus diesem Grunde eine „blättrige“ Struktur. Die mesoskalen Beobachtungen im Frühjahr 1976 vor Bahia de Gorrei fügen sich harmonisch ein in die bestehenden Modellvorstellungen zur allgemeinen Auftriebsdynamik. Die derzeitigen Modellrechnungen zum küstennahen Auftrieb spiegeln die großmaßstäblichen Verhältnisse hinreichend wider. Wegen der an diesem Experiment deutlich gewordenen Vielfalt in der mesoskalen Feldstruktur ozeanologischer Felder und des Windfeldes können die theoretischen Ansätze den mesoskalen Auftrieb in seiner Komplexheit nicht beschreiben. Die Auftriebsmodelle, wie z. B. die von O'BRIEN und HURLBURT (1972) und MC NIDER und O'BRIEN (1973), sind wegen ihres einfachen Ansatzes zur Windverteilung für den mesoskalen, küstennahen Auftrieb untauglich. Die Modellrechnungen zur großräumigen Zirkulation werden die Randbedingungen für die Modellierung der küstennahen Prozesse liefern. Das bedeutet, daß die Modelle, ähnlich den Verhältnissen in der Natur, vom Meer in Richtung Küste immer komplizierter und damit umfassender werden müssen, um das Ökosystem „Auftrieb“ hinreichend beschreiben zu können.

Abschluß der Arbeit: 18. 11. 1976

## 5. Literatur

- BEERS, J. R., STEVENSON, M. R., EPPLEY, R. W. und BROOKS, E. R., Plankton populations and upwelling off the coast of Peru, June 1969. *Fishery Bulletin*, Vol. 69(4) (1971), S. 859—876.
- CHARNEY, J. G., The generation of oceanic currents by wind. *Journ. Mar. Res.* 14 (1955), S. 477—498.
- GILL, A. E. und CLARKE, A. J., Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. *Deep-Sea Res.* 21(5) (1974), S. 325—345.
- GOTTHARDT, G. A. und POTOCKY, G. J., Life cycle of a Gulf Stream Anticyclonic Eddy observed from several oceanographic platforms. *J. Phys. Oceanogr.* 4 (1974), S. 131—134.
- HAGEN, E., Ein Beitrag zur Erkundung des Kaltwasserauftriebs vor Nordwestafrika, speziell für das Schelfgebiet vor Cap Blanc. *Beitr. Meereskunde H.* 37 (1976), S. 29—72.
- HAGEN, E. und KAISER, W., Untersuchungen zur raum-zeitlichen Struktur ozeanologischer Felder im Rahmen der mesoskalen Auftriebsdynamik — speziell für das Schelfgebiet vor Cap Blanc. *Geod. Geophys. Veröff.* R. IV, H. 19 (1976) 43 S.
- HAGEN, E., Zur Problematik mesoskalen Verwirbelungen in den Schelfgebieten des küstennahen Kaltwasserauftriebs. *Beitr. Meereskunde H.* 39 (1977), S. 61—87.
- HAGEN, E., Some mean parameters of coastal circulation and an attempt to the estimation of the coefficients of kinematic eddy viscosity in the upwelling region off Northwest Africa, Springtime 1976. *Symp. on the Canary Current: Upwelling and Living Resources*, Las Palmas April 1978, No: 15, 5 S.
- HALPERN, D., Measurements of near-surface wind stress over an upwelling region near the Oregon coast. *J. Phys. Oceanogr.* 6 (1976a), S. 108—112.
- HALPERN, D., Structure of a coastal upwelling event observed off Oregon during July 1973. *Deep-Sea Res.* 23 (1976b), S. 495—508.
- HAYES, S. und HALPERN, D., Observations of internal waves and coastal upwelling off the Oregon coast. *J. Mar. Res.* 34 (1976), S. 247—267.
- HOLLADAY, C. G. und O'BRIEN, J. J., Mesoscale variability of sea surface temperatures. *J. Phys. Oceanogr.* 5 (1975), S. 761—772.
- HURLBURT, H. E., The influence of coast line geometry and bottom topography on the eastern ocean circulation. Technical report mesoscale air-sea interaction group, Florida State Univ. Tallahassee (1974), 103 S.
- HURLBURT, H. E. und THOMPSON, J. D., Coastal upwelling on a  $\beta$ -plane. *Journ. Phys. Oceanogr.* 3 (1973), S. 16—32.
- HUYER, A., HICKEY, B. M., SMITH, J. D., SMITH, R. L. und PILLSBURY, R. D., Alongshore coherence at low frequencies in current observed over the continental shelf off Oregon and Washington. *J. Geophys. Res.* 80 (1975), S. 3495—3505.
- KINDER, T. H., COACHMAN, L. K. und GALT, J. A., The Bering Slope Current System. *J. Phys. Oceanogr.* 5 (1975), S. 245—252.
- KIRICEK, A. D., Über die Rolle des Windfeldes bei der Bildung von Upwelling vor Nordwestafrika (russ.). *Okeanologiceskie Issledovanija v Atlantike*, Trudy 48 (1972), S. 97—106.
- KITANO, K., Some properties of the warm eddies generated in the confluence zone of the Kuroshio and Oyashio Currents. *J. Phys. Oceanogr.* 5 (1975), S. 245—252.
- KUNDU, P. K., ALLEN, J. S. und SMITH, R. L., Modal decompositions of the velocity field near the Oregon coast. *J. Phys. Oceanogr.* 5 (1975), S. 683—704.
- LONGHURST, A. R., Interactions between zooplankton and phytoplankton profiles in the eastern tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* 23 (1976), S. 729—754.
- MC NIDER, R. T. und O'BRIEN, J. J., A multi-layer transient model of coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.* 3 (1973), S. 258—273.
- MITTELSTAEDT, E., Der hydrographische Aufbau und die zeitliche Variabilität der Schichtung und Strömung im nordwestafrikanischen Auftriebsgebiet im Frühjahr 1968. „Meteor“ *Forsch-Ergebnisse* 1, 11 (1972), S. 1—57.
- MÜLLER, G., Über den Einsatz der Flachwasser-Bojenstation „Schelf 73“. *Seewirtschaft* 9 (1974), S. 563 bis 565.
- O'BRIEN, J. J. und HURLBURT, H. E., A numerical model of coastal upwelling. *Journ. of Phys. Oceanogr.* 2 (1972), S. 14—26.
- PEDLOSKY, J., Baroclinic instability in two-layer system. *Tellus* 15 (1963), S. 20—25.
- PEFFLEY, M. P. und O'BRIEN, J. J., A three-dimensional simulation of coastal upwelling off Oregon. *J. Phys. Oceanogr.* 6 (1976), S. 164—180.
- PILLSBURY, R. D., BOTTERO, J. S., STILL, R. E. und MITTELSTAEDT, E., Wind, currents and temperature off

- Northwest Africa along 21° 40' N during JOINT-1. A compilation of observations from moored current meters. Vol. 8, data report 62 (1974), Oregon State Univ., 143 S.
- SCHEMAINDA, R., SCHULZ, S. und NEHRING, D., Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasser-auftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks. Teil I: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt 1970. Geod. Geophys. Veröff. R. IV, H. 7 (1972), 57 S.
- SHAFFER, G. R., On quasi-steady, three-dimensional coastal upwelling circulation. CUEA Newsletter 5 (1976), S. 25—32.
- SZEKIELDA, K. H., Upwelling studies with satellites. J. Cons. int. Explor. Mer 34 (1972), S. 379—388.
- TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig, Akad. Verlag Gesellsch. Geest/Porting KG (1969), 386 S.
- TOMCZAK, M., Schwankung von Schichtung und Strömung im westafrikanischen Auftriebsgebiet während der „Deutschen Nordatlantischen Expedition 1937“. „Meteor“ Forsch.-Ergebnisse A, 7 (1970), S. 1—100.
- TOMCZAK, M. und MIOSGA, G., The sea surface temperature as detected by airborne radiometer in the upwelling region off Cap Blanc, NW-Africa. „Meteor“ Forsch.-Ergebnisse A, 17 (1976), S. 1—20.
- WANG, D. P., Coastal water response to the variable wind-theory and coastal upwelling experiment. Technical report 76-2, University of Miami RSMAS, January 1976, 174 S.
- WOLF, G. und KAISER, W., Über den Jahreszyklus der T-S-Eigenschaften quasipermanenter Wasserarten und Variationen produktionsbiologischer Parameter auf dem Schelf vor Cap Blanc. Geod. Geophys. Veröff., R. IV, H. 24 (1978), 81 S.
- WROBLEWSKI, J. S. und O'BRIEN, J. J., A spatial model of phytoplankton patchiness. Mar. Biology 35 (1976), S. 161—175.

Anschrift des Verfassers:

Dr. EBERHARD HAGEN  
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
 DDR-253 Rostock-Warnemünde

## Zeitschrift für Geologische Wissenschaften

Herausgegeben vom Vorstand der Gesellschaft für Geologische  
 Wissenschaften der DDR

Je Heft 116 Seiten — m. Abb. — 16,7 × 24 cm  
 jährlich erscheinen 12 Hefte — je Heft M 12,—; Ausland M 20,—,  
 Bestell-Nr. 1022

Die „Zeitschrift für Geologische Wissenschaften“ steht Fachkollegen des In- und Auslandes offen. Sie veröffentlicht Originalbeiträge, vorzugsweise in deutscher Sprache (mit russischen, englischen und in Themenheften französischen Zusammenfassungen).

Ihr Hauptanliegen ist vor allem die wechselseitige Information unter anderem der Geologen, Geochemiker, Geophysiker, Mineralogen und Paläontologen über Fortschritte im Bereich der Geologischen Wissenschaften. Für die Monatshefte werden deshalb insbesondere kürzere Originalbeiträge bevorzugt. Die Hefte enthalten ferner wissenschaftliche Informationen, Fachberichte, Referate und Buchbesprechungen.

Die zunehmende Bedeutung der Geologischen Wissenschaften in erdhistorischer, chemischer, physikalischer und biologischer Beziehung für die zweckmäßige Nutzung der Mineral-, Erdöl-, Erdgas- und Wasservorräte der Erdkruste, die technischen Aufgaben für Umweltschutz und Umweltgestaltung sowie der Vorstoß des Menschen in neue Räume (Kosmos, Ozeane, Polargebiete) finden in dieser Zeitschrift besondere Berücksichtigung.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



**AKADEMIE-VERLAG**

DDR-108 Berlin, Leipziger Str. 3—4

## Physik der Erdkruste

Ergebnisse geophysikalischer Erforschung von Erdkruste und Erdmantel

Mitverfaßt und herausgegeben von Robert Lauterbach

1977. 247 Seiten — 68 Abbildungen — 6 Tabellen — gr. 8° — Leinen 46,— M  
Bestell-Nr. 7619775 (6318)

Die physikalische Erforschung der Erdkruste hat in den letzten Jahren große Fortschritte gemacht, die sowohl den Aufgaben der Volkswirtschaft als auch den grundlegenden wissenschaftlichen Vorhaben zugute gekommen sind. Dieses Buch will vor allem jene Gebiete vorstellen, die hinsichtlich ihrer praktischen Anwendungsmöglichkeiten von besonders aktueller Bedeutung sind, wie z. B. die Klärung der Entstehung von Bauformen und Strukturen der Erdkruste und des oberen Erdmantels, Geologie und Geophysik der Meeresböden, Satelliten- und Aeromethoden.

Die geophysikalische Erkundung der Erdkruste ist vom Unternehmen groß-regionalen Ausmaßes über detaillierte Untersuchungen zur Rohstoff- oder Wassererkundung bis zur Labordimension z. B. petrophysikalischer Arbeiten von rasch ansteigender Bedeutung und zugleich von immer allgemeinerem Interesse.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



**AKADEMIE-VERLAG**

DDR-108 Berlin, Leipziger Str. 3-4

## LIMNOLOGICA

Herausgegeben von GOTTFRIED BREITIG/HANS KNÖLL/ALFRED  
RIETH/WILFRIED SCHÖNBORN/DIETRICH UHLMANN/GÜNTHER  
WALTER

Preis je nach Umfang und Ausstattung  
Jährlich erscheint 1 Band zu 2-3 Heften. Z. Zt. bis Band X erschienen  
Bestell-Nr. (2111)

Die LIMNOLOGICA erscheinen in zwangloser Folge als Schriftenreihe der Abteilung Limnologie des Zentralinstituts für Mikrobiologie und experimentelle Therapie der Akademie der Wissenschaften der DDR. Je etwa 30 Druckbogen bilden einen Band. Die LIMNOLOGICA veröffentlichen Originalarbeiten aus dem Gesamtgebiet der Erforschung von Binnengewässern und benachbarten Lebensräumen. Daneben erscheinen Sammelreferate, Tagungsberichte und Rezensionen.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung  
oder durch den Postzeitungsvertrieb erbeten*



**AKADEMIE-VERLAG**

DDR-108 Berlin, Leipziger Str. 3-4