

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 58 · 1988

Contents

H.-D. BIRR: On the current conditions of the Strelasound (in German)	3
H.-J. BROSIN et al.: Mesoscale structures in the southeastern Baltic Sea in May 1985 (in German)	9
H. U. LASS: A theoretical study of the barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic and the sea level variations of the Baltic	19
D. LOMMATZSCH: Determination of the chlorophyll content of oceans by radiation measurements on board a ship (in German)	35
L. RAHM: A note on some hydrographic properties of the Eastern Gotland Basin	47
E. V. SEMYONOV: Some aspects of the interpreting and planning of hydrological observations (in German)	59
<i>Scientific Notes</i>	65

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

9 Sep. 1988
Heft 58 · 1988
Meereskunde
the k
Wismar-Warnemünde



Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific
Research

Die „Beiträge zur Meereskunde“ erscheinen in unregelmäßiger Folge und in fortlaufender Nummerierung ihrer Hefte. Publiziert werden Originalbeiträge zur wissenschaftlichen Meeresforschung, insbesondere zu meeresphysikalischen, -chemischen, -geologischen und -biologischen Problemen sowie zur Entwicklung der Meeresforschungstechnik. Manuskriptsendungen werden erbeten an den Herausgeber: Prof. Dr. sc. Klaus Voigt, Institut für Meereskunde, DDR-2530 Rostock-Warnemünde. Es können Originalarbeiten in deutscher, englischer und russischer Sprache eingereicht werden. Von jedem Beitrag werden 70 Sonderdrucke kostenfrei geliefert. Um Beachtung der Hinweise für Autoren auf der 3. Umschlagseite wird gebeten.

*

The „Beiträge zur Meereskunde“ is published at irregular intervals and numbered consecutively. It is a medium for the publication of original articles on the marine scientific research: the physical and chemical oceanography, the marine geology and biology as well as the marine research technology. Manuscripts should be submitted to the editor: Prof. Dr. sc. Klaus Voigt, Institut für Meereskunde, DDR-2530 Rostock-Warnemünde,

Begründet von ERICH BRUNS

Herausgegeben von KLAUS VOIGT

unter Mitwirkung von HANS-JÜRGEN BROSN,
LUTZ BRÜGMANN, DIETER LANGE, WOLFGANG
MATTHÄUS, DIETWART NEHRING, KLAUS STRIGGOW
und MANFRED STURM (Schriftleitung)

German Democratic Republic. Original contributions are accepted in German, English or Russian. 70 reprints of each article published will be supplied free of charge. See the last page for Note to Contributors which will be printed alternately in English and Russian.

*

Журнал „Beiträge zur Meereskunde“ не является периодическим изданием, но с порядковой нумерацией. В журнале публикуются оригинальные статьи, посвященные научным исследованиям морей и океанов, в частности физическим, химическим, геологическим и биологическим проблемам моря, а также развитию технических средств исследования морей. Авторские рукописи просим высылать в адрес издателя: Prof. Dr. sc. Klaus Voigt, Institut für Meereskunde, DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Германская Демократическая Республика. Статьи принимаются на немецком, английском или русском языках. Автору высылается бесплатно 70 отдельных экземпляров оттисков. Просим обратить внимание на инструкцию для авторов, находящуюся на последней странице. Инструкция печатается попеременно на английском и русском языках.



Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 58 · 1988

AdW der DDR
Institut für Meereskunde
Bibliothek
Rostock-Warnemünde
2530

1988. 953

Inhalt

H.-D. BIRR: Zu den Strömungsverhältnissen des Strelasundes	3
H.-J. BROSN, L. GOHS, T. SEIFERT, H. SIEGEL, I. A. BYČKOVA, S. V. VIKTOROV, M. D. DEMINA, V. JU. LOBANOV, V. N. LOSINSKIJ, V. M. SMOLJANICKIJ: Mesoskale Strukturen in der südöstlichen Ostsee im Mai 1985	9
H. U. LASS: Eine theoretische Untersuchung des barotropen Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee und der Wasserstandsschwankungen der Ostsee (in Englisch)	19
D. LOMMATZSCH: Bestimmung des Chlorophyllgehaltes der Ozeane auf der Basis von schiffsgebundenen Strahlungsmessungen	35
L. RAHM: Über einige hydrographische Eigenschaften des östlichen Gotlandbeckens (in Englisch)	47
E. V. SEMENOV: Einige Aspekte der Planung und Bearbeitung von hydrologischen Feldmessungen in den energoaktiven Zonen des Ozeans	59
Wissenschaftliche Kurzmitteilungen	65

Contents

- H.-D. BIRR: On the current conditions of the Strelasound (in German) 3
- H.-J. BROSIEN et al.: Mesoscale structures in the southeastern Baltic Sea in May 1985 (in German) 9
- H. U. LASS: A theoretical study of the barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic and the sea level variations of the Baltic 19
- D. LOMMATZSCH: Determination of the chlorophyll content of oceans by radiation measurements on board a ship (in German) 35
- L. RAHM: A note on some hydrographic properties of the Eastern Gotland Basin 47
- E. V. SEMYONOV: Some aspects of the interpreting and planning of hydrological observations (in German) 59

Scientific Notes 65

Содержание

- Х.-Д. БИРР: О режиме течения в Штрелазунде (на немецком языке) 3
- Х.-Ю. БРОЗИН, Л. ГОС, Т. ЗЕЙФЕРТ, Х. ЗИГЕЛЬ, И. А. БЫЧКОВА, С. В. ВИКТОРОВ, М. Д. ДЕМИНА, В. Ю. ЛОБАНОВ, В. Н. ЛОСИНСКИЙ, В. М. СМОЛЯНИЦКИЙ: Мезомасштабные структуры в юго-восточном Балтийском море в мае 1985 г. (на немецком языке) 9
- Х. У. ЛАСС: Теоретическое исследование баротропного обмена водой между Северным и Балтийским морями, а также колебаний уровня воды Балтийского моря (на английском языке) 19
- Д. ЛОММАЧ: Определение содержания хлорофилла в океанах на основе измерений излучения на борту судна (на немецком языке) 47
- Л. РАМ: О некоторых гидрологических свойствах восточного Готландского бассейна (на английском языке) 47

- Е. В. СЕМЕНОВ: Некоторые вопросы планирования и обработки полигонных гидрологических измерений в энергоактивных зонах океана (на немецком языке) 59

Научные сообщения 65

ISBN 3-05-500446-9
ISSN 0067-5148

Erschienen im Akademie-Verlag Berlin, DDR-1086 Berlin, Leipziger Straße 3—4
© Akademie-Verlag Berlin 1988
Lizenznummer: 202 · 100/450/88
P17/N
Printed in the German Democratic Republic
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“, 5820 Bad Langensalza
Lektor: Dipl.-Phys. Helga Müller
Umschlaggestaltung: Michael Schmidt
LSV 1465
Bestellnummer: 763 786 9 (2105/58)

HANS-DIETRICH BIRR

Zu den Strömungsverhältnissen des Strelasundes

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung: Diese Arbeit enthält die Ergebnisse der ersten umfangreichen Strömungsuntersuchungen in der Meeresstraße Strelasund. Vorherrschende Strömungsart ist der Triftstrom, vor allem im Flachwassergebiet. In der Hauptrinne, begrenzt durch die 6 m-Isobathe und mit der größten Tiefe von 16 m, wurde Gefälleausgleichsströmung nachgewiesen. Aufgrund der guten Abhängigkeit zwischen Wind und Strömung bzw. Wasserstands Differenz und Strömung war es möglich, empirische Funktionen der Strömungsgeschwindigkeit abzuleiten.

Abstract: This paper contains the results of the first large investigations of currents in the strait Strelasound. The drift current is the predominant one, especially in the shallow-water-area. In the deep-furrow, limited by the 6 meter contour and with the greatest depth of 16 m, slope-balancing current became evident. Based on the food relationships between wind and current, and water level differences and current, respectively, it was possible to derive empirical functions for the determination of the current velocity.

Резюме: Эта работа содержит результаты первых обширных исследований течения пролива Штрелазунд, Ветровое течение — преобладающий вид течения, особенно в мелководном районе. В глубинном жёлобе, ограниченном 6 метровой изобатой с наиглубочайшим местом в 16 м, было установлено компенсационное течение. На основе хороших зависимостей между ветром и течением или разницей уровня воды было возможно вывести эмпирические функции для определения скорости течения.

1. Einleitung

Der Strelasund ist eine 26,0 km lange und im Mittel nur 2,2 km breite verkehrsreiche Meeresstraße, die die Insel Rügen vom Festland trennt und über die angrenzenden Bodden An-

schluß an die Ostsee hat (Abb. 1, Gellen- und Oderbucht). Im Gegensatz zu den benachbarten Gewässern sind die Ergebnisse von Strömungsuntersuchungen auf dem Strelasund bisher nicht veröffentlicht worden.

Von besonderer Bedeutung für die Strömungsverhältnisse sind die geomorphologischen Bedingungen. Die nach Norden exponierte Lage von Rügen einschließlich Hiddensee sowie das Gewässersystem Kubitzer Bodden—Strelasund—Greifswalder Bodden und die anschließenden Ostseebuchten ermöglichen analoge Staueffekte. Diese wiederum werden durch das Überwiegen von Großwetterlagen mit zonaler Zirkulation (ca. 60%) und die Häufigkeit westlicher bzw. östlicher Windrichtungen mit 50% bzw. 30% begünstigt. Ferner ist zu beachten, daß der Querschnitt der Gellenrinne zwischen Bock und Hiddensee kleiner ist als der am Ostzugang des Greifswalder Boddens. Bei einer mittleren Wassertiefe von 3,9 m charakterisieren den Strelasund zwei bathygraphische Hauptformen (Abb. 2):

- die flußartige Hauptrinne, begrenzt von der 6 m-Isobathe und
- das relativ ebene Flachwassergebiet zwischen Hauptrinne und Küste.

Die Hauptrinne, in der das Fahrwasser verläuft, nimmt 21% der Fläche ein, wovon 4% Wassertiefen von 10 m bis 16 m aufweisen. Diese Eigenheiten sowie die in fast NW—SE verlaufende Streichrichtung des Sundes schaffen günstige Voraussetzungen für den Wasseraustausch innerhalb des erwähnten Gewässersystems.

Über die Durchführung erster umfangreicher Messungen hat BIRR 1968 berichtet. Frühere Arbeiten bezogen sich ausschließlich

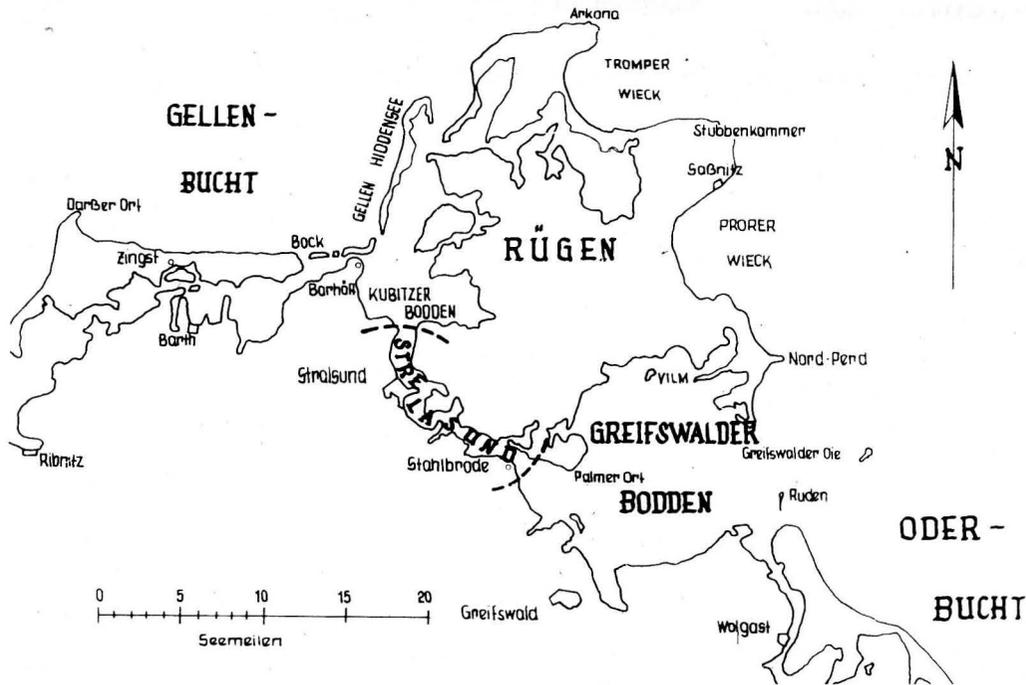


Abb. 1 Geographische Lage und Begrenzung des Strelasundes

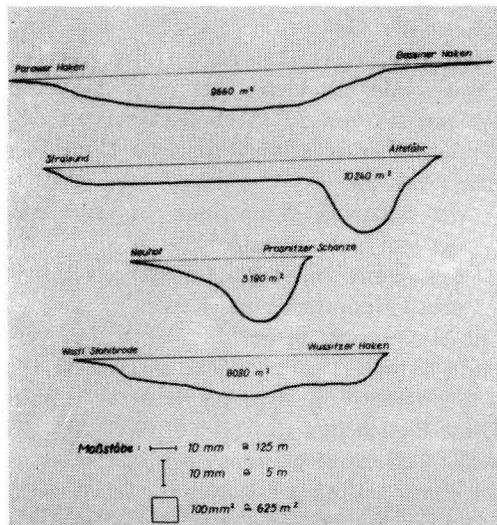


Abb. 2 Überhöhte Querschnittprofile (nach Seekarten des Seehydrographischen Dienstes der DDR)

auf die angrenzenden Bodden (LEPS 1934, MÜLLER 1934, EINSLE 1958, v. PETERSON u. HUPFER 1967).

Während der letzten 25 Jahre konnten ca. 700 Strömungsmessungen vorgenommen werden, die sich auf die Oberflächenschicht (Meßtiefe 0,75 m) in der Haupttrinne des nördlichen Strelasundes konzentrieren. Über die Hälfte der Messungen erfolgte im Jahre 1964 auf der Position mit den geographischen Koordinaten $\varphi = 54^{\circ}20,5' N$ und $\lambda = 13^{\circ}06,5' E$ bei 10 m Wassertiefe. Neben mechanischen Strömungsmessern kamen Driftkörper und Farbflecke zum Einsatz. Künftig sind auch selbstregistrierende autonome Meßeinrichtungen vorgesehen.

2. Bearbeitung der gemessenen Stromgeschwindigkeitsdaten

Die Häufigkeitsverteilung der nach Geschwindigkeitsstufen geordneten Messungen zeigt

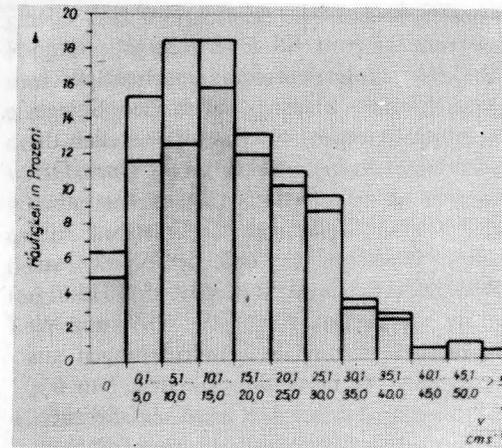


Abb. 3 Häufigkeitsverteilung der Strömungsgeschwindigkeiten (getönt: Messungen in der Haupttrinne des nördlichen Strelasundes)

Die mittlere Geschwindigkeit der Oberflächenströmung erreichte 15 cm/s, die maximale 65 cm/s. Im Anschluß an BROSN (1965) sowie v. PETERSSON und HUPFER (1967) erfolgte eine Analyse aller Strömungsmessdaten auf ihre Abhängigkeit vom lokalen Windfeld und vom Wasserstandsgefälle. *Triftstromverhältnisse* wurden generell bei Wasserstands-differenzen (Pegelwert Barhöft minus Pegelwert Stralsund) $\Delta W \leq 5$ cm angenommen. Für das Verhältnis zwischen Triftstrom- und Windgeschwindigkeit ermittelt man hinreichend genau die lineare Beziehung

$$v = \lambda \cdot u \quad (1)$$

mit v = Stromgeschwindigkeit in cm/s und u = Windgeschwindigkeit in m/s. Der Regressionskoeffizient λ wird allgemein als Windfaktor bezeichnet. Es ergab sich ein Windfaktor $\bar{\lambda} = 3,52$ mit einer Standardabweichung $s = 8,5$ cm/s.

Wenn auch der größte Teil der Strömungssituationen auf dem Strelasund durch die örtlichen Windverhältnisse erklärt werden kann, verbleibt doch eine ansehnliche Anzahl von Fällen (ca. 20%), insbesondere die mit hohen Geschwindigkeiten bei relativ schwachem Wind, die einer gesonderten Bearbeitung be-

durfte. Diese Fälle waren an Wasserstands-differenzen $\Delta W > 5$ cm gebunden und zeigten typische Merkmale von *Gefälleausgleichsströmungen*, vor allem gegen den Wind setzend, über deren qualitativen Nachweis Verfasser 1968 anhand der Registrierungen vom 7. bis 12. September 1964 referiert hat.

Die Ausbildung von Strömungen zum Abbau von Pegelstandsunterschieden wird durch die vorgenannten geomorphologischen Verhältnisse begünstigt. Mit der durchgehend vorhandenen Mindestwassertiefe von 6 m, dem Breiten/Längenverhältnis von knapp 1 : 12 und dem wenig gekrümmten Verlauf des Sundes findet die Strömung flußähnliche Bedingungen vor. Für den Aufbau des Wasser-spiegelgefälles sei an die „Trichterwirkung“ der angrenzenden Gewässer erinnert, wobei die Achse der Gellenbucht genau in der Streichrichtung des Untersuchungsgebietes liegt. Diese Verhältnisse werden besonders bei exzeptionellen Niedrigwasserlagen augenscheinlich. Die Pegeldifferenzen können dann 1 m überschreiten. Über den Greifswalder Bodden wird mehr Wasser in die Ostsee verfrachtet, als durch die Gellenrinne nachfließen kann. Von Bedeutung ist jedoch gleichfalls die Ausspiegelungsphase der Sturmniedrigwasser, in der die Wassermassen in den Sund und die benachbarten Bodden zurückfließen. Alle Messungen mit hohen Stromgeschwindigkeiten (über 48 cm/s) waren an derartige Situationen gebunden, wobei der Pegelstand zwischen der Insel Ruden und Stralsund mitunter sogar bis +1,5 m differierte. Dessenungeachtet traten Gefälleausgleichsströmungen natürlich auch bei $\Delta W < 5$ cm auf. Während sich die primär windbedingten Strömungswerte bis Windstärke 5 Bft (Beaufort) finden ließen, erstreckten sich letztere auch auf Windstärke 6 Bft. Ab Wind 7 Bft konnte nicht mehr gemessen werden.

Für die Feststellung quantitativer Beziehungen zwischen Gefälle und Strömung wurde das Seegebiet zwischen Barhöft und Stralsund nährungsweise als kanalartiges „offenes Gerinne“ im Sinne der Hydraulik aufgefaßt. Damit konnte von der bekannten CHÉZY-Formel ausgegangen werden. In Anlehnung

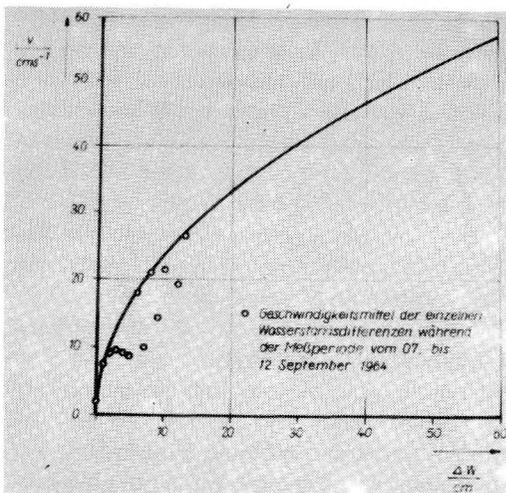


Abb. 4
Empirische Beziehung zwischen Strömungsgeschwindigkeit in der Hauptrinne des nördlichen Strelasundes und der Wasserstandsdifferenz Barhöft—Stralsund

an BROSIN (1965) erhielt die Beziehung die allgemeine Form

$$v = F \sqrt{\Delta W} \quad (2)$$

Bei Zuordnung aller gemessenen Stromgeschwindigkeiten v (in cm/s) zur korrespondierenden absoluten Wasserstandsdifferenz ΔW (in cm) ergab sich bei strenger Korrelation ein Koeffizient $F = 7,45$ mit einer Standardabweichung $s = 10,6$ cm/s (Abb. 4). BROSIN hatte für zwei Engen in der Darßer Boddenkette $F = 7,03$ und $F = 6,9$ ermittelt.

3. Analyse der beobachteten Stromrichtungen

Entsprechend der Funktion des Strelasundes als Meeresstraße werden ausgeprägte Strömungen im wesentlichen alternierenden Charakter haben. Als Hauptströmungsrichtungen wären demnach

- südliche Strömung oder Einstrom in den Greifswalder Bodden und
- nördliche Strömung oder Ausstrom aus dem Greifswalder Bodden

zu unterscheiden. Die Bezeichnung Ein- oder Ausstrom ist zwar für eine Meerenge ungewöhnlich; sie folgt dem seemännischen Sprachgebrauch und entspricht auch den Salzgehaltsschwankungen. Im Einzelfall stellen die Strömungsrichtungen Sektoren mit einem Öffnungswinkel von 150° dar. Danach ergaben sich 53% der Messungen als Einstrom. Eindeutiger Einstrom herrschte bei Winden aus WNW, NNW, N und NNE. Mit 95% Häufigkeit setzte dieser auch bei SW, WSW und W. Ausstrom war stets an Windrichtungen aus dem Sektor NE bis SSW gebunden. Nur 6% der Messungen ließen sich nicht klassifizieren. Bei Feststellung der Windrichtungen, die Wasserstandsdifferenzen verursachen, zeigte sich, daß diese mit den genannten Windsektoren für Ein- und Ausstrom konform gehen. Das heißt, die die Triftstromrichtung bestimmenden Windsektoren sind mit den gefällebildenden Windrichtungen identisch.

Im Vergleich zu den Ergebnissen von LEPS (1934) im Kubitzer Bodden bestehen Unterschiede in den Windrichtungen NE und SW. Für NE wurde noch Einstrom und für SW Ausstrom festgestellt. Bei v. PETERSSON und HUPFER (1967) reduzieren sich die Differenzen auf SW. Hinsichtlich des Greifswalder Boddens gelangte MÜLLER (1934) zu fast gleichen Resultaten wie LEPS. Er gestattet bei einigen Windrichtungen sowohl Ein- als auch Ausstrom, was vom Wasserstand vor dem Einsetzen des ursächlichen Windes abhängig gemacht wird. HACKERT (1969), der die bisher umfangreichsten Strömungsuntersuchungen des Greifswalder Boddens durchführte, erhielt auf der dem Strelasund vorgelagerten Meßstation gleiche Windsektoren für den Stromverlauf wie vom Verfasser ermittelt.

Schließlich soll versucht werden, die Frage nach der überwiegenden Hauptstromrichtung zu beantworten, da die genannten 53% mit Einstrom Zufallscharakter haben könnten. Dazu wurden die Wasserstandsschwankungen analysiert, insbesondere die stündlichen Wasserstandsunterschiede zwischen Barhöft und Stralsund sowie die Unterschreitungsdauer der positiven und negativen ΔW -Stufen. Der Anteil der positiven ΔW überstieg den der ne-

gativen um 15%, d. h. meistens Gefälle in Richtung Greifswalder Bodden. Dabei nahmen die Sturmniedrigwasserlagen wiederum eine exponierte Stellung ein. Etwa drei Viertel des Jahres herrschten Einstrombedingungen, was noch durch die langjährigen Windprodukte unterstrichen wird. Ferner bewiesen geomorphologische Kriterien, wie Veränderungen des submarinen Reliefs und der litorale Materialtransport, ebenfalls das Überwiegen von Einstrom.

4. Zur horizontalen und vertikalen Strömungsverteilung

Die abgeleiteten quantitativen Beziehungen (1) und (2) gelten primär für den Querschnitt senkrecht zur Achse der Hauptrinne bei der obengenannten Meßposition im nördlichen Strelasund. In der horizontalen Strömungsverteilung in Längsrichtung des Sundes traten nur unwesentliche Geschwindigkeitsdifferenzen auf, die meistens innerhalb der berechneten Standardabweichungen streuten, jedoch nie deren Grenzfehler überschritten. Zumindest ist der Geschwindigkeitsbereich $v \leq 35$ cm pro s für die Hauptrinne durch Messungen belegt. Dagegen gab es beachtliche Unterschiede bei der Stromgeschwindigkeit im Querprofil.

Der Stromstrich lag in der Mitte der Hauptrinne. Bei 80% aller Messungen bestand ein deutlicher Sprung an der Grenze zwischen Flachwassergebiet und Hauptrinne, der vielfach 20 cm/s überschritt. Der mittlere Geschwindigkeitsgradient betrug $4 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1} / 100 \text{ m}$. Im Flachwassergebiet besaß die Strömungsgeschwindigkeit bei 3 m Wassertiefe nur 23% des Hauptrinnenwertes. Als mittlerer Windfaktor für das Flachwassergebiet läßt sich $\bar{\lambda} = 1,34$ nennen. Generelle Unterschiede in der Strömungsrichtung konnten nicht beobachtet werden. Im allgemeinen erfaßte die Strömung die gesamte Vertikale, was ebenfalls die Dominanz von Gefälleausgleichsströmungen unterstreicht. Der mittlere Geschwindigkeitsabfall bis 1 m über Boden erreichte 30%. Die bisher bekannte Maximalgeschwindigkeit am Boden beträgt 62 cm/s.

Bei etwa 20% aller Messungen war die Strömung in der Tiefe stärker als die an der Oberfläche. Tritt eine schnelle Umstellung der Strömungsrichtung ein, sind Strömungsschichtungen möglich.

5. Schlußbemerkungen

Bei einem Ergebnisvergleich mit anderen inneren Seegewässern der DDR-Küste neigt man wegen des mehr als doppelt so hohen Betrages des Windfaktors für den Strelasund (nach v. PETERSSON u. HUPFER $\bar{\lambda} = 1,25$, nach HACKERT $\bar{\lambda} = 1,45$, nach CORRENS $\bar{\lambda} = 1,0$, nach CORRENS u. JAEGER $\bar{\lambda} = 1,49$) zu dem Schluß, daß hier eine gefällebeeinflusste Triftströmung die bestimmende Strömungsart sei. Beschränkt sich dieser Vergleich korrekterweise auf das Flachwassergebiet des Sundes, so zeigt sich, daß dessen Strömungsverhältnisse denen der zitierten Bodden und Haffs auffallend ähnlich sind, wo der Triftstrom die vorherrschende Strömungsart war. Nach dem derzeitigen Stand der Untersuchungen kann wie folgt formuliert werden: Typisches „Meerengen-Verhalten“ besitzt nur die Hauptrinne, für die eine windbeeinflusste Gefälleausgleichsströmung charakteristisch ist. Im Flachwassergebiet überwiegen Triftstromverhältnisse.

Literatur

- BIRR, H.-D.: Über die hydrographischen Verhältnisse des Strelasundes unter besonderer Berücksichtigung von Wasserstand, Strömung und Salzgehalt. — Geographische Berichte **46** (1968) 1, 33—50.
- BROSIN, H.-J.: Hydrographie und Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und Zingst. — Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2. Serie, **18** (1965) 3, 281—380.
- CORRENS, M.: Strömungsverhältnisse im Kleinen Haff (Oderhaff). — Acta hydrophys. **18** (1974) 3, 155 bis 194.
- CORRENS, M.; JAEGER, F.: Beiträge zur Hydrographie der Nordrügenschens Bodden, II. Strömungsverhältnisse, Salz- und Sauerstoffhaushalt. — Acta hydrophys. **27** (1982) 1, 5—22.
- EINSLE, E.: Auszug aus „Die hydrologischen Untersuchungen im Greifswalder Bodden 1951—1957“.

— Unveröff., Seehydrographischer Dienst der DDR, Rostock, 1958.

HACKERT, K.: Die Strömungsverhältnisse im Greifswalder Bodden bei Ost- und Westwinden. — Wasserwirtschaft — Wassertechnik 19 (1969) 6, 191 bis 195.

LEPS, W.: Salzgehalt und Stromverhältnisse in den Binnengewässern westlich Rügens. — 51/52. Jahrb. Pomm. Geogr. Ges. (1934), 155—198.

V. PETERSSON, H.; HUPFER, P.: Die hydrologischen Verhältnisse in den Boddengewässern südlich des Darß und Zingst sowie des Kubitzer Boddens. — Unveröff., Marit. Obs. Univ. Leipzig, Zingst 1967.

Anschrift des Autors:

Doz. Dr. sc. nat. H.-D. BIRR
Ernst-Moritz-Arndt-Universität
Sektion Geographic
F.-L.-Jahn-Straße 16
DDR-2200 Greifswald

Eingereicht: 4. 12. 1986

Zur Veröffentlichung angenommen: 31. 12. 1986

HANS-JÜRGEN BROSN, LUDWIG GOHS, TORSTEN SEIFERT, HERBERT SIEGEL, I. A. BYČKOVA, S. V. VIKTOROV, M. D. DEMINA, V. JU. LOBANOV, V. N. LOSINSKIJ und V. M. SMOLJANICKIJ

Mesoskale Strukturen in der südöstlichen Ostsee im Mai 1985

Mit 8 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung: Im Mai 1985 erfolgten in der südöstlichen Ostsee im Rahmen eines Subsatelliten-Experiments Untersuchungen über die Wechselwirkungen zwischen küstennahen Wassermassen und der offenen See. Dabei konnten die Ausbreitung von warmem und salzarmem Wasser aus dem Kurischen Haff und die Verlagerung einer signifikanten thermischen Front anhand von Schiffs- und Satellitenbeobachtungen verfolgt werden. Auf der Grundlage von Satellitendaten erfolgten operativ schiffsgebundene Untersuchungen einer Pilzstruktur.

Abstract: Investigations on the interactions between nearshore water masses and the open sea were carried out within the frame of a complex subsatellite experiment in the southeastern Baltic in May 1985. The extension of warm and less saline water from the Kurskij Lagoon and the migration of a significant thermal front could be traced by means of shipborne and satellite measurements. On the basis of satellite information shipborne investigations were carried out on a mushroom-like structure.

Резюме: Исследования о взаимодействиях между прибрежными водными массами и открытым морем происходили в юго-восточном Балтийском море в мае 1985 г. в рамках подспутникового эксперимента. Возможно следить распространение теплой и опресненной воды из Курского залива и перемещение термического фронта с помощью судовых и спутниковых наблюдений. На основе спутниковых информации судовые исследования грибовидного течения были выполнены.

1. Einleitung

In Fortführung früherer Untersuchungen (s. z. B. BROSN, VIKTOROV 1984) erfolgte vom 15. bis 27. Mai 1985 in der südöstlichen Ostsee ein weiteres Subsatelliten-Experiment. An den Arbeiten waren beteiligt die Leningrader Ab-

teilung des Staatlichen Ozeanographischen Instituts der UdSSR und andere Einrichtungen des Staatlichen Komitees für Hydrometeorologie und Umweltkontrolle der UdSSR, das Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR und das Aerologische Observatorium des Meteorologischen Dienstes der DDR. Im Mittelpunkt der vorrangig methodisch orientierten Untersuchungen standen Untersuchungen über die Hauttemperatur des Meeres und über die Beziehungen zwischen gelösten und suspendierten Wasserinhaltsstoffen und der spektralen Remission. Außerdem sollten beim Auftreten signifikanter optischer oder thermischer Inhomogenitäten an der Meeresoberfläche Erfahrungen in der operativen Steuerung von schiffsgebundenen Messungen auf der Grundlage von Flugzeug- und Satellitenbeobachtungen gewonnen werden.

Entsprechend der ursprünglichen Zielstellung konzentrierten sich die schiffsgebunde-

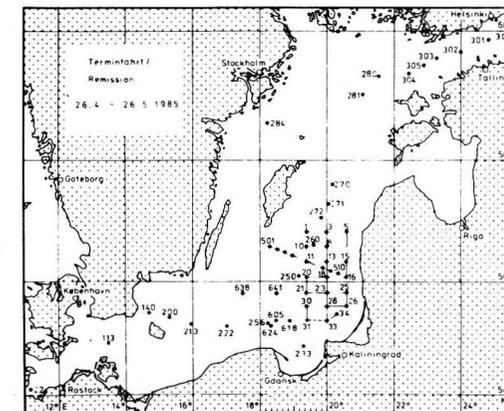


Abb. 1
Stationen mit optischen Messungen

nen Messungen auf ein 75 × 160 km² großes Gebiet zwischen Kap Akmenrags und dem Südtteil der Kurischen Nehrung mit Küstenabständen zwischen 30 und 100 km (Abb. 1). Nachdem während des Experiments größere thermische Inhomogenitäten mit dem Zentrum bei etwa 55°30'N, 18°30'E festgestellt wurden, erfolgten zusätzliche Messungen in einem Gebiet von 80 × 75 km² um diese Position.

Nachstehend soll eine erste Beschreibung der durch Schiffs- und Satellitenbeobachtungen erfaßten Strukturen erfolgen. Die Diskussion der physikalischen Prozesse, die zur Ausbildung der angetroffenen Verhältnisse füh-

ren, muß späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

2. Meteorologische Bedingungen und Untersuchungen zum Wärmehaushalt

Die meteorologischen Bedingungen in der zweiten Maihälfte waren für die Zielstellungen des Experiments sehr günstig. Schwachgradientige Hochdrucklagen, die an den meisten Tagen das Wetter bestimmten, bewirkten zu meist nur schwache oder mäßige Windgeschwindigkeiten (ab 16. 5. 1985 durchweg unter 8 m · s⁻¹), wobei Winde aus nordöstlicher

Tabelle 1
Meteorologische Bedingungen

Tag	Wetterlage	Windrichtung Grad	Windgeschwindigkeit ms ⁻¹
15. 5. 85	Hoch Nordmeer—Skandinavien	10—30	7,8—10,0
16. 5. 85	Nordmeer—Skandinavien	20—40	3,5—6,0
17. 5. 85	Nordmeer—Skandinavien	40—70 ab 13 h 10—20	3,0—3,8 5,0—7,8
18. 5. 85	Nordmeer—Skandinavien	20—30	3,5—6,5
19. 5. 85	Hoch mit Kern Färöer	20—60	3,5—6,9
20. 5. 85	Hochdruckbrücke Faröer—Schweden —Beloruss. SSR	umlaufend 10 h 240 18 h 10—30 22 h umlaufend	2,3—3,9 2,5
21. 5. 85	Hochdruckbrücke Faröer—Schweden —Beloruss. SSR	60—80 ab 12 h 60—100	2,5—3,8 5,0—6,9
22. 5. 85	Tief Mittelnorwegen Hoch westl. UdSSR	80—150 17 h 150	3,2—5,8 4,7
23. 5. 85	Tief Südsandinavien	200 ab 12 h umlaufend ab 22 h 300	3,0 1,7
24. 5. 85	Flaches Tief Nord- und Ostsee	240—300	3,0—5,9
25. 5. 85	Hoch Osteuropa	230—240 10 h 180 17 h 150	3,2—4,5 5,0 2,4
26. 5. 85	Hoch Osteuropa	200—240	1,0—2,8
27. 5. 85	Hoch Osteuropa	keine Messungen	

Richtung überwogen. Erst ab 24. 5. 1985 erfolgte eine Winddrehung auf Südwest. Die größtenteils nur geringe oder zumindest stark aufgelockerte Bewölkung begünstigte eine stärkere strahlungsbedingte Erwärmung der oberflächennahen Wasserschichten (Tab. 1).

Um einen Überblick über die Ursachen der vor der Küste der Litauischen SSR während des Experiments festgestellten Änderungen der Wassertemperatur in den oberflächennahen Schichten zu gewinnen, wurde für ausgewählte Stationen eine Abschätzung des Wärmehaushaltes der Meeresoberfläche versucht. Dabei erfolgte das Vorgehen ähnlich wie bei früheren Untersuchungen von STURM (MATTHÄUS, STURM und FRANCKE 1976). Die Globalstrahlung Q_s (erfaßter Spektralbereich 0,28—2,9 µm) wurde den Registrierungen des Forschungsschiffes „A. v. Humboldt“ entnommen. Die Albedo Q_r und die langwellige Ausstrahlung der Meeresoberfläche Q_a , die langwellige Gegenstrahlung Q_{go} sowie der konvektive und latente Wärmestrom Q_k bzw. Q_v wurden nach den bei STURM (1970) mitgeteilten Beziehungen unter Nutzung der hydrometeorologischen Messungen des FS „A. v. Humboldt“ berechnet. Für zwei ausgewählte Stationen in 30 bzw. 100 km Küstenentfernung ergaben sich dabei folgende Wärmehaushaltsgrößen (Tab. 2).

Ein Vergleich der Messungen an einer Reihe von Stationen zeigte, daß die Erwärmung in

Tabelle 2
Wärmehaushaltskomponenten für ausgewählte Stationen (in 10⁻³ W cm⁻²)

Station	Tag	Q_{es}	Q_{ea}	Q_{us}	Q_v	Q_k	Q_b
20	17. 5. 1985	22,9	6,2	16,7	-2,9	3,4	17,2
25	17. 5. 1985	27,5	8,3	19,2	-3,3	0,6	16,5
20	24. 5. 1985	25,3	5,7	19,6	-1,3	2,3	20,6
25	25. 5. 1985	26,7	8,3	18,4	-2,2	0,1	16,3

Q_{es} — effektive Globalstrahlung
 Q_{ea} — effektive Ausstrahlung
 Q_{us} — Strahlungsumsatz an der Meeresoberfläche
 Q_v — latenter Wärmestrom
 Q_k — konvektiver Wärmestrom
 Q_b — Wärmebilanz an der Meeresoberfläche

der Zeit vom 17.—19. 5. 1985 auf eine Schicht von rund 12 m Mächtigkeit und vom 19. bis 24. 5. 1985 auf eine solche von etwa 10 m beschränkt blieb. Unter der Annahme, daß die ermittelten Wärmehaushaltsgrößen für das gesamte Untersuchungsgebiet repräsentativ waren, ergab sich die mittlere Temperaturzunahme ΔT_s der betreffenden Schicht aus der mittleren Wärmebilanz an der Meeresoberfläche Q_b nach

$$\overline{\Delta T_s} = \frac{\overline{Q_b}}{\rho_w c_p z} \quad (\Delta T_s \text{ in } K \cdot d^{-1}) \quad (1)$$

Für den Zeitraum vom 17.—19. 5. 1985 resultierte daraus für eine Schichtdicke von 12 m eine strahlungsbedingte Erwärmung von 0,30 K · d⁻¹ und für den 19.—24. 5. 1985 für eine 10 m mächtige Schicht ein Wert von 0,37 K · d⁻¹.

3. Untersuchungen zu mesoskalen Strukturen

Das hervorstechende Merkmal im Seegebiet vor der litauischen Küste war die seewärtige Ausbreitung von stärker erwärmtem Wasser mit herabgesetztem Salzgehalt aus dem Kurischen Haff, die sowohl aus Satellitenbeobachtungen wie auch aus Schiffsmessungen überraschend weit seewärts verfolgt werden konnte.

Eine Durchsicht der am Observatorium Praha-Libuš des Tschechischen Hydrometeorologischen Instituts verfügbaren AVHRR-Aufnahmen der Wettersatelliten NOAA 6, 8 und 9 ergab im thermischen Infrarot erstmalig am 7. 5. 1985 Anzeichen für eine zungenförmige Ausbreitung von erwärmtem Wasser aus dem Kurischen Haff nach Westen und längs der litauischen Küste nach Norden sowie eine zweite Warmwasserzunge vor dem Südtteil des Kurischen Haffs und der Halbinsel Samland (wobei hier kein eindeutiger Zusammenhang mit dem Ausstrom aus dem Weichselhaff festgestellt werden konnte). Nach den Satellitenaufnahmen erfaßte die Warm-

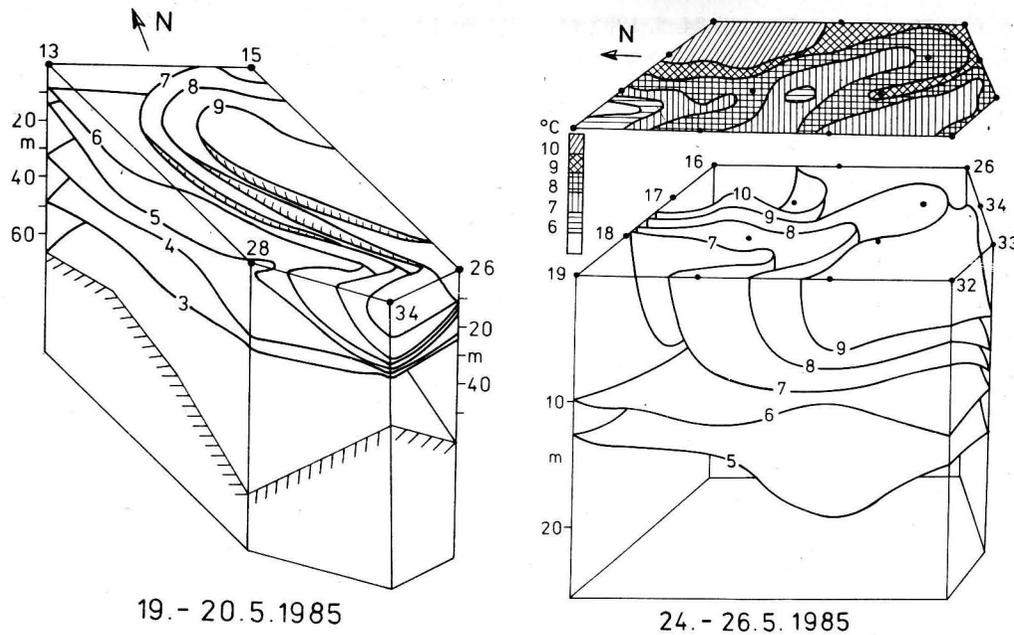


Abb. 2

Temperaturverteilung im Versuchsgebiet vor dem Kurischen Haff

- a) Aufnahme vom 19. 5. 1985 03.15 h
bis 20. 5. 1985 10.30 h UTC
b) Aufnahme vom 24. 5. 1985 04.00 h
bis 26. 5. 1985 12.40 h UTC

wasseradvektion einen etwa 50–60 km breiten küstenparallelen Streifen. Auch die (durch Bewölkung teilweise beeinträchtigten) Aufnahmen der Folgetage zeigten ein ähnliches Bild.

Angaben über den Ausstrom aus dem Kurischen Haff während des Untersuchungszeitraums liegen nicht vor. DUBRA (1978) gibt als Mittelwert der Periode 1959–1968 für den Monat Mai $896 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ an. Im langjährigen Mittel treten die höchsten Abflusswerte zum Meer in Übereinstimmung mit der Wasserführung der in das Haff mündenden Flüsse im April ein. Im Hinblick auf den kalten Winter 1984/85 ist anzunehmen, daß im Mai 1985 noch ein überdurchschnittlich hoher Ausstrom aus dem Kurischen Haff erfolgte.

Die ab 15. 5. 1985 ausgeführten schiffsgebundenen Messungen ergaben ebenfalls die bereits aus den Satellitenaufnahmen im

thermischen Infrarot erschlossene Zweikernstruktur in der Ausbreitung des aus dem Haff stammenden Wassers (Abb. 2a, b). Aus den Darstellungen ist deutlich die Ausbreitung nach Nordwesten bis in etwa 80 km Entfernung von der Mündung des Kurischen Haffs in einer nur maximal 15 m mächtigen oberflächennahen Schicht erkennbar (Station 26 lag 35 km südwestlich der Haffmündung). Sichtbar wird ferner im Süden des Versuchsgebietes eine weitere zungenförmige Ausbreitung warmen und salzarmen Wassers. Diese hatte nach der aus Satellitendaten abgeleiteten Temperaturverteilung zumindest zeitweise den Charakter einer engbegrenzten Strahlströmung und konnte bis in über 170 km Entfernung von der Haffmündung verfolgt werden (Abb. 5).

Die gut durchmischte oberflächennahe Schicht war durch eine markante Dichtesprungschicht mit hohen Stabilitätsweiten

Tabelle 3
Dichte- und Stabilitätsverteilung an der Station 25

Station 25	19. 5. 1985	13.45 h UTC		
Z, m	T_w , °C	S, 10^{-3}	σ_t	E, 10^{-8} m^{-1}
3	9,81	6,26	4,64	
5	9,81	6,26	4,64	0
7	9,82	6,25	5,63	-498
9	9,84	6,25	4,63	0
11	8,98	6,33	4,78	7464
13	8,11	6,99	5,37	29342
14	6,71	7,54	5,90	52689
16	5,88	7,67	6,05	7455
17	5,54	7,69	6,08	2982
19	4,73	7,73	6,15	3479
21	3,46	7,81	6,25	4969
23	3,04	7,82	6,26	497
25	2,67	7,83	6,27	497

von den darunterliegenden Wassermassen getrennt (Tab. 3). Die horizontalen Gradienten zwischen dem warmen und salzärmeren Haffwasser und dem kühleren Wasser des vorgelagerten Seegebietes erreichten nach den vorliegenden Registrierungen in der Temperatur bis $2 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ bzw. $0,2 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1}$ im Salzgehalt. Die Front verlagerte sich anfangs mit einer Geschwindigkeit von etwa $6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ nach Westen, während sich nach dem

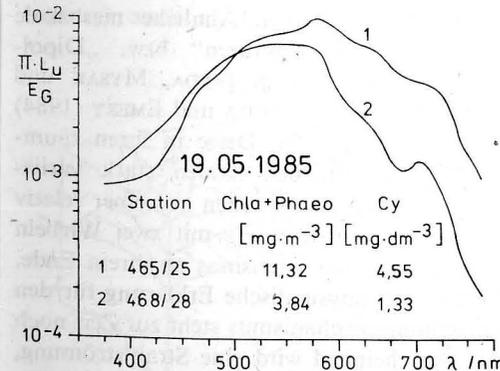


Abb. 3

Spektrale Remission an zwei Stationen mit unterschiedlicher Chlorophyll- und Gelbstoffkonzentration

20. 5. 1985 die Verlagerungsgeschwindigkeit auf etwa $1,5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ verringerte.

Die aus dem Haff bzw. dem unmittelbar angrenzenden küstennahen Bereich stammende Wassermasse unterschied sich nicht nur in Temperatur und Salzgehalt vom Wasser des vorgelagerten Seegebietes, sondern auch im Gelbstoffgehalt und in der Schwebstoffkonzentration sowie in optischen Parametern. So erreichte beispielsweise die Chlorophyll a- und Phaeopigmentkonzentration an der 35 km von der Haffmündung entfernten Station 25 für die obersten 10 m als Höchstwert $11,3 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ und damit das Drei- bis Vierfache der Chlorophyllkonzentration an den angrenzenden Stationen. Deutliche Unterschiede ergaben sich auch in den spektralen Remissionskoeffizienten (Abb. 3). Die Unterschiede traten insbesondere bei Wellenlängen $> 580 \text{ nm}$ auf, d. h. in dem Bereich, in dem die optischen Eigenschaften des Meerwassers überwiegend durch die Lichtstreuung bestimmt und Unterschiede in den Remissionskoeffizienten vorrangig durch das suspendierte Material erzeugt werden. Dadurch konnte die Ausbreitung des aus dem Haff stammenden Wassers zumindest teilweise auch in Satellitenaufnahmen im sichtbaren Spektralbereich verfolgt werden, obwohl die Sensoren nicht für einen Einsatz über Wasser optimiert waren. Abbildung 4 zeigt deutlich den nach Nordwesten verlaufenden Ausstrom aus dem Kurischen Haff, während aus den Schwärzungswerten die Ausbreitung des zweiten Kerns nicht erkennbar ist.

Aus den schiffsgebundenen Messungen war ab 18. 5. 1985 eine Verstärkung der westwärts gerichteten Warmwasserausbreitung abzuleiten. Die in 25–100 km Küstenabstand erfolgten meteorologischen Beobachtungen zeigten seit den Mittagsstunden des Vortages eine Zunahme der Windgeschwindigkeit von $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf $5\text{--}7,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ bei gleichzeitiger Rückdrehung von $50\text{--}70^\circ$ auf $10\text{--}20^\circ$. Am Morgen des 19. Mai 1985 ergaben Satellitenaufnahmen Hinweise auf das Vorhandensein einer nach Westen gerichteten pilzförmigen Struktur (Abb. 5).

Die Existenz derartiger von ihnen als Pilz-

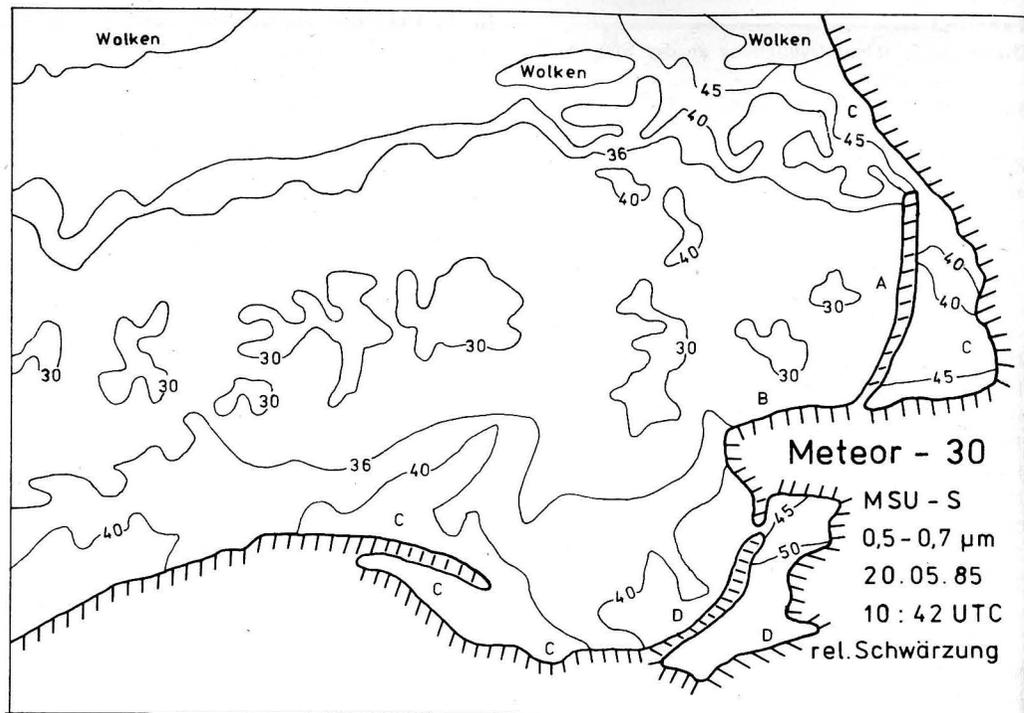


Abb. 4 Schwärzungsverteilung (relative Einheiten) in einer Satellitenaufnahme vom 20. 5. 1985 (Spektralbereich 0,5 bis 0,7 µm)

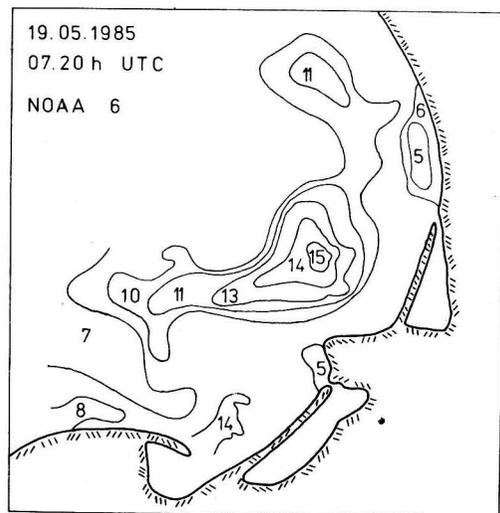


Abb. 5 Verteilung der Wasseroberflächentemperatur (relative Einheiten) nach APT-Satellitenmessungen (Auflösung 5 km) am 19. 5. 1985

struktur bezeichneter Strukturen war von GINSBURG und FEDOROV (1984a—c) anhand der Auswertung zahlreicher Satellitenaufnahmen im offenen Ozean und in einer Reihe von Schelfmeeren mit und ohne Gezeiten nachgewiesen worden. Ähnliche mesoskale Strukturen („T-Strukturen“ bzw. „Dipol-Wirbel“) fanden auch IKEDA, MYSAK und EMERY (1984) bzw. IKEDA und EMERY (1984) im Kalifornienstrom. Diese in ihren räumlichen und zeitlichen Skalen stark variierenden Strukturen bestehen aus einer relativ schmalen Strahlströmung mit zwei Wirbeln unterschiedlichen Drehsinns an ihrem Ende. Eine exakte physikalische Erklärung für den Entstehungsmechanismus steht zur Zeit noch aus. Anscheinend wird eine Strahlströmung, die sich in einer flachen Oberflächenschicht geringerer Dichte ausgebildet hat, durch einen genügend starken lokalen Impuls angebremst (z. B. GINSBURG, FEDOROV 1984c; KOZLOV,

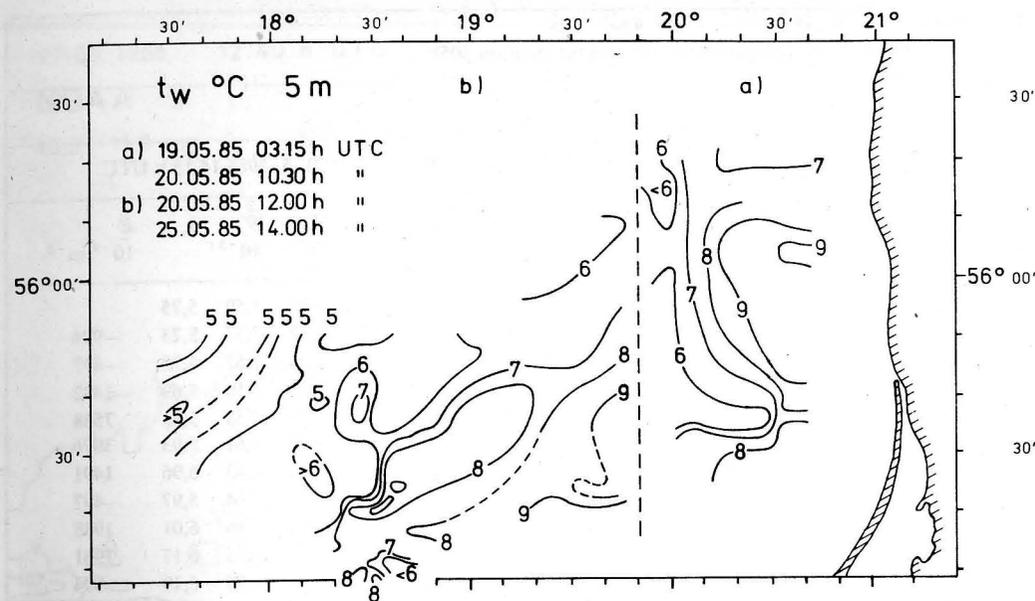


Abb. 6 Verteilung der Wassertemperatur in 5 m Tiefe

MAKAROV 1985). Nach den Modellrechnungen von IKEDA et al. spielen barokline Instabilitäten eine wesentliche Rolle bei der Entwicklung der Dipol-Wirbel (wobei diese Strukturen nicht nur auf die oberflächennahe Schicht beschränkt bleiben).

In einer weiteren 6 Stunden später erfolgten Satellitenaufnahme konnte die eigentliche Pilzstruktur nicht mehr erkannt werden, während sich der strahlförmige Warmwasservorstoß auch an den Folgetagen deutlich

in den aus Satellitenmessungen abgeleiteten Wasseroberflächentemperaturen abzeichnete. Die Pilzstruktur konnte aus den ab 20. 5. 1985 operativ eingeleiteten schiffsgebundenen Messungen verfolgt werden (Abb. 6, 7). Diese zeigten die Existenz einer flachen erwärmten Oberflächenschicht von etwa 15 m Mächtigkeit, in der die Wassertemperatur 1,5—2,5 K über den Temperaturen der umgebenden Wassermassen lag bzw. deren Salzgehalt um $0,1-0,2 \cdot 10^{-3}$ herabgesetzt war. In der oberflächennahen Schicht erfolgte offensichtlich ein intensiver Austausch, was auch durch die Verteilung der Dichte bzw. Stabilität bestätigt wird (Tab. 4). Für den baroklinen Rossby-Radius im Bereich der Pilzstruktur ergaben sich nur sehr geringe Werte von 3 bis 4 km. (Für die Stationen in Küstennähe resultierten aus der Dichteverteilung sogar noch geringe Werte von nur 2 km).

Die horizontalen Temperaturgradienten zwischen dem Warmwasser innerhalb der Struktur und der Umgebung erreichten stellenweise Werte bis $1,5 K \cdot km^{-1}$. Die Abmessungen des Warmwasserkörpers betragen in Nord—Süd-Richtung etwa 15—20 km, die

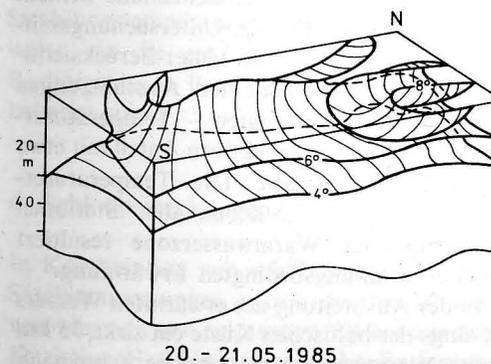


Abb. 7 Temperaturverteilung im Gebiet der Pilzstruktur

Tabelle 4

Dichte- und Stabilitätsverteilung in der Pilzstruktur (Station 605)

Station 605

Z m	20. 5. 1985 20.15 h UTC				21. 5. 1985 03.15 h UTC				21. 5. 1985 14.15 h UTC			
	T_w °C	S 10^{-3}	σ_t	E 10^{-8} m^{-1}	T_w °C	S 10^{-3}	σ_t	E 10^{-8} m^{-1}	T_w °C	S 10^{-3}	σ_t	E 10^{-8} m^{-1}
2	7,03	7,63	5,95		8,56	7,57	5,78		9,03	7,59	5,75	
4	7,04	7,63	5,95	0	8,58	7,57	5,78	0	9,12	7,57	5,73	-994
6	7,13	7,62	5,94	-497	8,59	7,57	5,78	0	9,24	7,57	5,72	-497
8	7,17	7,61	5,92	-994	8,59	7,57	5,78	0	9,41	7,56	5,69	-1492
10	7,04	7,62	5,94	994	8,26	7,61	5,84	2982	7,79	7,58	5,85	7558
12	7,08	7,63	5,95	497	7,01	7,62	5,94	4970	7,07	7,61	5,93	3976
14	7,06	7,58	5,91	-1988	6,92	7,62	5,95	497	6,95	7,63	5,96	1491
16	7,01	7,63	5,95	1988	6,82	7,62	5,96	497	6,86	7,64	5,97	497
18	6,82	7,62	5,94	-497	4,37	7,75	6,18	10932	6,55	7,66	6,01	1988
20	6,04	7,60	5,96	994	4,35	7,75	6,18	0	4,71	7,75	6,17	7951
22	4,16	7,74	6,18	10932	4,31	7,75	6,18	0	4,17	7,76	6,19	994

Ost-West-Ausdehnung erreichte nach den Schiffsmessungen mindestens 50 km. Am Nordrand der Struktur deutete sich im Isothermenverlauf ein domartiges Aufsteigen um 10–15 m bis in etwa 60 m Tiefe an. Die Messungen im Süden wurden leider nicht weit genug südwärts ausgeführt, um auch hier eine entsprechende Wirbelstruktur zu erfassen. Die wenigen Bestimmungen von Wasserinhaltsstoffen bzw. optischen Parametern innerhalb der Struktur ergaben keine signifikanten Unterschiede zur Umgebung.

Innerhalb der Pilzstruktur wurde eine große Veränderlichkeit der Wassertemperatur in den oberflächennahen Schichten festgestellt. Nach Wiederholungsmessungen während der Nacht- bzw. Morgenstunden erreichte die advektiv bedingte Temperaturzunahme zeitweise Werte von mehr als $0,2 \text{ K} \cdot \text{h}^{-1}$. (Die Messungen erfolgten überwiegend bei Windstille bzw. bei Windgeschwindigkeit von weniger als $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Erst gegen Ende der Untersuchungen innerhalb der Struktur erreichten die weiterhin aus 60° wehenden Winde Geschwindigkeiten bis $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.)

Ab 23. 5. 1985 erfolgten die Messungen wieder vor der Küste der Litauischen SSR. Da eine am 27. 5. 1985 empfangene Satelliten-

aufnahme (Abb. 8) keine Anzeichen mehr für die vorstehend beschriebene Pilzstruktur enthält, kann ihre Lebensdauer mit etwa 4–6 Tagen angenommen werden.

Sowohl Schiffsmessungen (Abb. 2b) als auch die Satellitenaufnahme vom 27. 5. 1985 (Abb. 8) zeigten weiterhin die bereits vorstehend beschriebene Zweikernstruktur in der Ausbreitung der aus dem Kurischen Haff auströmenden Wassermassen. Nach den Schiffsmessungen betrug die Temperaturzunahme an den Stationen innerhalb des sich ausbreitenden warmen Wassers für eine etwa 10–12 m mächtige oberflächennahe Schicht während des achttägigen Untersuchungszeitraumes rund $4,5\text{--}4,7 \text{ K}$. Unter Berücksichtigung der oben mitgeteilten Abschätzungen der strahlungsbedingten Temperaturerhöhung ist für den advektiven Anteil mit etwa $1,5\text{--}2 \text{ K}$ zu rechnen. Die Temperaturerhöhung von $2\text{--}2,5 \text{ K}$ an den Stationen außerhalb der Warmwasserzone resultiert aus der strahlungsbedingten Erwärmung.

In der Ausbreitung des erwärmten Wassers ist längs der baltischen Küste ein zirka 35 km breiter Warmwassergürtel bis etwa 50 km nach Nordwesten zu verfolgen, während der zweite Ausläufer bis etwa 130 km nach Westen reicht.

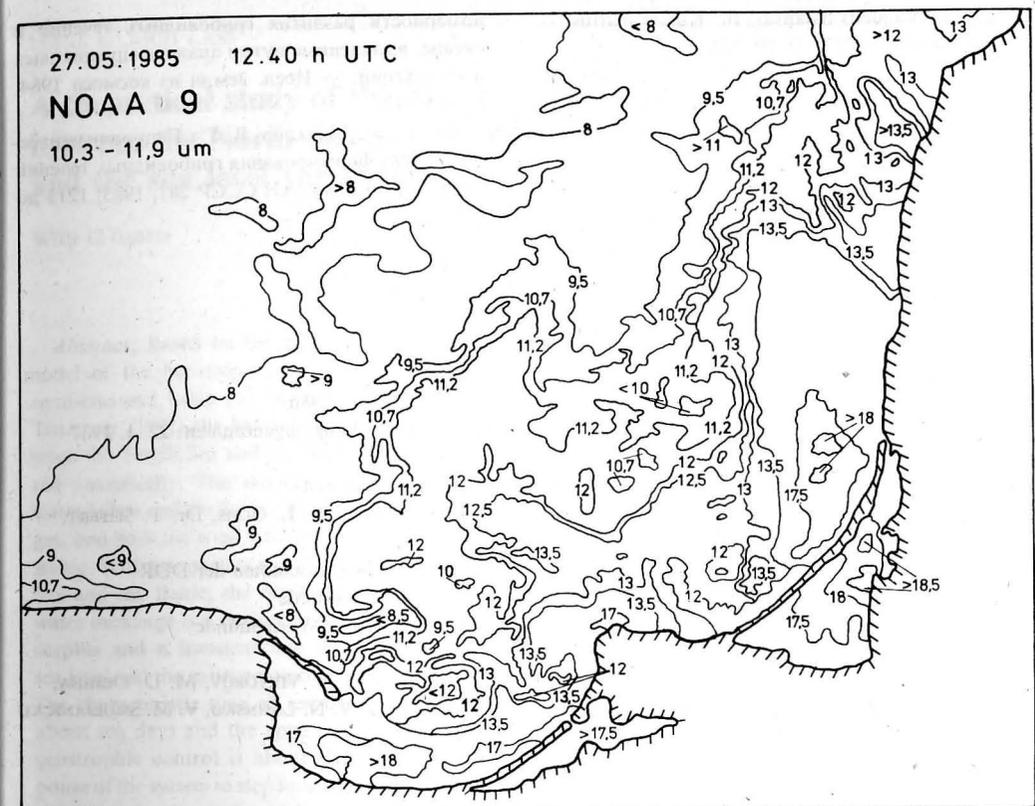


Abb. 8

Verteilung der Wasseroberflächentemperatur (ohne Atmosphärenkorrektur) nach Satellitenmessungen (Auflösung 1 km) am 27. 5. 1985

Dabei werden nach den Satellitendaten offensichtlich weitere erwärmte Wassermassen aus der Weichselmündung und aus dem Weichselhaff einbezogen. (Die ohne Berücksichtigung einer Atmosphärenkorrektur berechneten Strahlungstemperaturen sind nur Näherungswerte, da die genauen Eichparameter des Radiometers an Bord von NOAA 9 uns nicht bekannt sind.)

4. Schlußbemerkungen

In Kombination von schiffsgebundenen und Satellitenmessungen wurde die Ausbreitung von warmem und salzarmem Wasser aus dem Kurischen Haff bis in über 150 km Entfernung von der Quelle verfolgt. Die Abmessungen und Schichtungsverhältnisse in einer zeitweilig auf-

tretenden Pilzstruktur konnten durch die operative Steuerung von schiffsgebundenen Messungen zumindest teilweise untersucht werden. Unklar bleibt vorerst der Mechanismus, der zur Ausbildung der angetroffenen Strukturen geführt hat.

Die Autoren danken den Mitarbeitern der Satellitenempfangsstation des AtlantNIRO in Lesnoje für die gewährte Unterstützung und vor allem Herrn S. KYJOVSKY vom Observatorium Praha-Libuš für die Bereitstellung der AVHRR-Daten vom 27. 5. 1985 sowie den Mitarbeitern der Satellitenbodenstation Neustrelitz für die Hilfe bei der Bearbeitung.

Literatur

BROSN, H.-J.; VIKTOROV, S. V.: Joint complex oceanographic subsatellite experiments of the USSR and GDR on the Baltic Sea.-Proc. XIV Conf. Baltic Oceanogr. 1984, vol. 1, 95–103.

- DUBRA, J.: Vandens balansas. In: Kursiu marios. — Mokslas Vilnius 1978, II, 50—70.
- ИДЕКА, М.; EMERY, W. J.: Satellite observation and modelling of meanders in the California Current System off Oregon and Northern California. — J. Phys. Oceanogr. **14** (1984) 9, 1434—1450.
- ИДЕКА, М.; МЫСАК, Л. А.; EMERY, W. J.: Observations and modelling of satellite-sensed meanders and eddies off Vancouver Island. — J. Phys. Oceanogr. **14** (1984) 1, 3—21.
- МАТТНÄUS, W.; STURM, M.; FRANCKE, E.: Einige Aspekte des thermischen Regimes der Ostsee im Sommer 1975 am Beispiel der Bornholmsee. — Z. Meteorologie **26** (1976) 6, 360—372.
- STURM, M.: Zum Wärmehaushalt der Ostsee im Bereich der südlichen Beltsee. — Beitr. Meereskd. **27** (1970), 47—61.
- ГИНЗБУРГ, А. И.; ФЕДОРОВ, К. И.: Эволюция грибовидных течений в океане. — Докл. АН СССР **276**, 1984, № 2, 481—484.
- ГИНЗБУРГ, А. И.; ФЕДОРОВ, К. Н.: Грибовидные течения в океане (по данным анализа спутниковых изображений). — Иссл. Земли из космоса 1984, № 3, 18—26.
- ГИНЗБУРГ, А. И.; ФЕДОРОВ, К. Н.: Некоторые зако-

номерности развития грибовидных течений в океане, выявленные путем анализа спутниковых изображений. — Иссл. Земли из космоса 1984, № 6, 3—13.

Козлов, В. Ф.; МАКАРОВ, В. Г.: Гидродинамическая модель формирования грибовидных течений в океане. — Докл. АН СССР **281**, 1985, 1213 до 1215.

Eingereicht: 5. 12. 1986

Zur Veröffentlichung angenommen: 22. 1. 1987

Anschrift der Autoren

Dr. H.-J. BROSN, Dr. L. GOHS, Dr. T. SEIFERT,
Dr. H. SIEGEL

Akademie der Wissenschaften der DDR

Institut für Meereskunde

DDR-2530 Rostock-Warnemünde

I. A. BYČKOVA, S. V. VIKTOROV, M. D. DEMINA,
V. JU. LOBANOV, V. N. LOSINSKIJ, V. M. SMOLJANICKI

HANS ULRICH LASS

A theoretical study of the barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic and the sea level variations of the Baltic

With 12 figures

Abstract: Based on the geostrophically controlled model of the barotropic water exchange between a semi-enclosed basin and the ocean by GARRETT and TOULANY (1982) the barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic has been calculated analytically. The model is driven by the fresh water balance of the Baltic, the water level of the Kattegat, and both the wind field and the pressure over the Baltic. With parameters which are typical for the Belt Sea and the Baltic, the response with respect to the water exchange is a stationary one for the fresh water surplus and a transient one for both the Kattegat sea level and the meteorological forces over the Baltic. The characteristic time of response of the system is about ten days and the apparent friction due to the geostrophic control is about $(1.5 \text{ days})^{-1}$. The response of the system to step functions, pulses, and sinusoidal functions as well as the necessary conditions for a barotropic inflow into the Baltic have been evaluated. The quantitative agreement between the model and observations is good.

Zusammenfassung: Basierend auf dem GARRETT-TOULANY (1982)-Modell des geostrophisch geregelten barotropen Wasseraustausches zwischen einem Ozean und einem durch einen Kanal mit diesem verbundenen Becken wird der barotrope Wasseraustausch zwischen der Nordsee und der Ostsee analytisch berechnet. Das Modell wird angeregt durch die Süßwasserbilanz der Ostsee, den Wasserstand des Kattegats, die Windschubspannung sowie durch das Luftdruckfeld über der Ostsee. Mit Parametern, wie sie typisch für die Beltsee und die Ostsee sind, reagiert der Wasseraustausch zwar stationär auf die Süßwasserbilanz der Ostsee, hat jedoch keinen stationären Zustand bezüglich der Anregungen durch den Wasserstand im Kattegat und der meteorologischen Kräfte über der Ostsee. Die charakteristische Reaktionszeit beträgt 10 Tage und die durch die geostrophische Anpassung im Kanal verursachte Scheinreibung übertrifft mit rund $(1,5 \text{ Tage})^{-1}$ die interne Reibung um Größenordnungen. Die Reaktionen des Modells auf Sprungfunktionen, Impulse und sinusförmige Anre-

gungen sowie notwendige Bedingungen für einen barotropen Salzwassertransport in die Ostsee wurden berechnet. Die quantitative Übereinstimmung zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen ist gut.

Резюме: В статье был вычислен баротропный обмен водой между Северным и Балтийским морями на основе модели геострофически регулируемого баротропного обмена водой океана с бассейном через канал (GARRETT и TOULANY 1982). Модель возбуждается балансом пресной воды Балтики, уровнем воды в Каттегате, касательным трением ветра и полем давления воздуха над Балтийским морем. С типичными для Балтики и Бельтского моря параметрами обмен водой реагирует стационарно относительно баланса пресной воды и является нестационарным относительно возбуждения уровня воды в Каттегате и метеорологическими силами над Балтийским морем. Типичное время реакции составляет десять дней и кажущееся трение, которое вызывается геострофическим приспособлением в канале около $(1,5 \text{ дня})^{-1}$. Эта величина превосходит внутреннее трение по порядку. Реакция модели на степенную функцию, импульсы и синусовое возбуждение, а также необходимые условия баротропного транспорта соленой воды были определены. Количественное соответствие между результатами модели и измерениями является хорошим.

1. Introduction

One of the important oceanographic phenomena of the Baltic is that of water exchange between the North Sea and the Baltic via the Belt Sea and the Danish Sound. Through the inflow of salt water stagnant bottom water in the deep basins of the Baltic, depleted of oxygen, is replaced by heavier water, enriched with oxygen, at a time scale of several years. 70% of this water of high salinity,

originating from the North Sea, flows through the Belt Sea over the Darss Sill into the Arcona basin and penetrates subsequently into the deeper parts of the Baltic (JACOBSEN 1980). In order to understand the conditions which are favourable for such rare inflow events several attempts have been undertaken to model the water exchange between the Baltic and the North Sea. SVANSSON (1959) modelled the Skagerrak, the Kattegat, the Danish straits and the Baltic as coupled canals which are excited by the North Sea levels and the local wind stress acting on the surfaces of the canals. He solved the corresponding one dimensional barotropic equations of motion numerically and could calculate the transport and water levels in the canals in response to measured forcing functions.

With progressing computer power numerical models of the water exchange became more sophisticated, i.e., three dimensional baroclinic models had been established. These models can take into account both real bottom topography and stratification, e.g. MÜLLER-NAVARRA (1983). But despite the success of results of numerical models in modelling the water exchange between the North Sea and the Baltic, it is an awkward task to isolate from the different model runs the first order physical processes which govern the water exchange.

In this respect simple analytical models of the water exchange are complementary to the numerical models. STIGEBRANDT (1983) has given an analytical model of the barotropic water exchange between an unbounded ocean and a semi-enclosed basin connected by a canal. But STIGEBRANDT (1983) did not take into account a geostrophically balanced current in the canal, which is reported for different locations in the Belt Sea channel, e.g. LANGE (1975) and LASS et al. (1987).

The analytical model of GARRETT and TOULANY (1982) is based on a geostrophically balanced current in the canal, the acceleration of the current is balanced by friction and the pressure gradient along the canal axis, and the volume change of the semi-enclosed basin is due to the transport through the canal and

the fresh water discharge into the semi-enclosed basin. This is basically the same dynamics as the dynamics observed near the Darss Sill by LASS et al. (1987). Hence, we will explain the GARRETT and TOULANY (1982) model in the next section extended by a pressure gradient of the semi-enclosed basin being balanced by local wind stress and air pressure differences. In Section 3 this model will be driven by fresh water discharge, sea level variations, and local meteorological forces using parameters which are typical for the Baltic and the Belt Sea channel. In Section 4 we will discuss the model results with respect to the water exchange between the North Sea and the Baltic.

2. The model

We model the Baltic by a large basin with a typical length of 1000 km and a width of 200 km, respectively, which is connected by a channel with a semi-infinite ocean. The channel may be of uniform depth H , uniform width B and having the length L . A sketch of the whole system is given in Fig. 1.

Variations of the water level h_1 in the ocean induce transient processes in the channel behind a wave front which propagates with

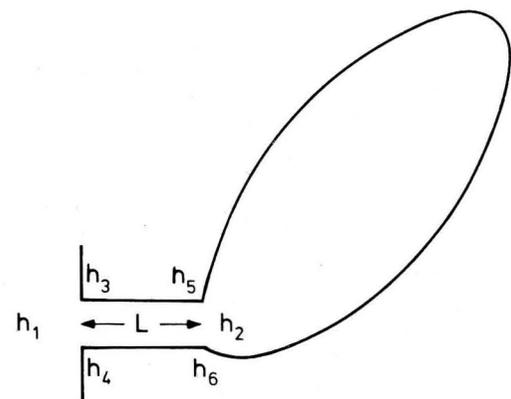


Fig. 1 Schematic of a basin with sea level h_2 connected by a channel with sea levels h_3 to h_6 to an ocean with sea level h_1

the Kelvin-wave speed \sqrt{gH} along the channel (see GILL (1976). After having passed the channel the wave front enters the basin and travels around it within one Rossby radius R leaving the coast at the right. Scattered by coastal irregularities the weakened wave front enters the channel again after having encircled the enclosed basin, however, from the opposite side. The final state involves a current geostrophically adjusted within one Rossby radius off the coast.

If the channel width is smaller than the Rossby radius the final state is characterized after GARRETT and TOULANY (1982) and TOULANY and GARRETT (1984) by a simple dynamical balance. The assumption of cross strait geostrophy in case of $B < R$ leads to

$$fu = -g \frac{h_3 - h_4}{B} = -g \frac{h_5 - h_6}{B} \quad (2.1)$$

Along the strait a balance between acceleration, the sea surface slope and a Rayleigh type friction is assumed. Hence,

$$\frac{du}{dt} + ru = -g \frac{h_5 - h_3}{L} = -g \frac{h_6 - h_4}{L} \quad (2.2)$$

The volume V of the enclosed basin changes with time by both the volume flux through the strait and the fresh water discharge per time unit Q into the basin.

$$\frac{dV}{dt} = uBH + Q(t) \quad (2.3)$$

The model dynamics are basically the same ones as the dynamics governing the current fluctuations in the Belt Sea, which connects the North Sea with the Baltic, at a time scale of more than some days as observed by LASS et al. (1987). TOULANY and GARRETT (1984) argued that, apart from minor perturbations, h_4 equals approximately the water level of the ocean near the entrance of the channel h_1 , and h_5 equals to the same approximation the water level in the enclosed basin near the exit of the strait h_2 (see Fig. 1).

In large enclosed basins, e.g. the Baltic, we may expect the water level to be disturbed by barotropic eigenoscillations generated by the local wind stress and air pressure fields as described by MAAGARD and KRAUSS (1966). The gravest eigenoscillation of the Baltic has a period of 31 hours according to WÜBBER and KRAUSS (1979). Hence, for periods larger than 31 h we can expect a stationary balance between the pressure gradient and the volume force exerted by the wind stress along the main axis of the enclosed basin. The barotropic parts will supply the major contribution of this balance.

$$\theta = -\frac{1}{\rho_0} \frac{d}{ds} (p + p_a) + a_0 \frac{\tau^s}{\rho_0 H_{mix}} \quad (2.4a)$$

Here p is the barotropic pressure, p_a is the air pressure at sea level, τ^s is the wind stress component along the main axis of the basin being positive in the direction from the channel exit to the enclosed end of the basin. H_{mix} is the depth of the mixed layer, ρ_0 is the mean water density and a_0 is the projection coefficient of the volume force exerted uniformly by the wind stress on the upper mixed layer (see GILL 1982) being $a_0 = H_{mix}/H_b$, where H_b is the mean water depth of the enclosed basin. Integrating (2.4) along the axis of the enclosed basin we obtain the sea level difference Δh between the points a and b , which are both located on the axis.

$$\Delta h = \frac{\int_a^b \tau^s ds}{\rho_0 g H_b} - \frac{p_a(b) - p_a(a)}{\rho_0 g} \quad (2.4b)$$

Now let us express the time dependence of the variables by a Fourier transform as e.g.

$$u(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{d\omega}{2\pi} e^{-i\omega t} u(\omega) \quad (2.5)$$

in (2.1) to (2.4). Then, setting $h_4 = h_1$ and $h_5 = h_2$ in (2.1) and (2.2) and eliminating h_3 and h_6 in (2.1) and (2.2) yields

$$\left(-i\omega + r + \frac{B}{L} f\right) u = \frac{g}{L} (h_1 - h_2). \quad (2.6)$$

Eq. (2.5) reveals that the channel flow on a rotating earth driven by a constant level difference between both basins has a stationary solution even in the case of diminishing friction. This stage was denoted by GARRETT and TOULANY (1982) as "geostrophic control". In this case the sea level difference across the strait $(h_4 - h_3) = (h_6 - h_5)$ equals the sea level difference along the strait $(h_1 - h_2)$.

In order to close the problem we have to eliminate h_2 in (2.6). As first approximation we assume the water level h_2 to be the mean level of the enclosed basin h_b impaired by half the sea level difference between the closed and the open end of the basin Δh

$$h_2 = h_b - \frac{\Delta h}{2} \quad (2.7)$$

where h_b is determined by (2.3) and Δh by (2.4b). The volume fluctuations of the enclosed basin is $V_t = F_b(h_b)_t$, where F_b is the surface area of the enclosed basin. Then with (2.7) and (2.3) we can express h_2 as function of u and the exciting forces

$$-i\omega h_2 = \frac{BH}{F_b} u + \frac{Q}{F_b} + i\omega \frac{\Delta h}{2}. \quad (2.8)$$

Substituting (2.8) in (2.6) supplies

$$u(\omega) = i\omega \frac{g}{L} \frac{h_1(\omega) + \frac{\Delta h(\omega)}{2}}{(\omega - \omega_1)(\omega - \omega_2)} + \frac{g}{F_b L} \frac{Q(\omega)}{(\omega - \omega_1)(\omega - \omega_2)} \quad (2.9)$$

with

$$\omega_{1/2} = -\frac{i}{2} (r + r_i) \pm \left(\omega_0^2 - \frac{(r + r_i)^2}{4} \right)^{1/2} \quad (2.10)$$

and

$$\omega_0^2 = \frac{gBH}{LF_b} \quad r_i = \frac{Bf}{L} \quad (2.11)$$

Eq. (2.9) reveals that the water exchange behaves like a damped oscillator. The eigenfrequency ω_0 of the system is the natural angular frequency of the Helmholtz resonator, which is determined by gravity and the geometry of both the channel and the basin. The system is damped by internal friction as well as by an "apparent" friction, the latter being caused by the geostrophic adjustment within the strait.

The water exchange through the strait is forced by the sea level variations of the ocean, the wind stress along the axis of the basin, the air pressure difference between both ends of the basin and the fresh water discharge into the basin.

Next we estimate the water level at some different locations in the enclosed basin. Substituting (2.9) in (2.6) we obtain the water level near the channel entrance h_2

$$-h_2(\omega) = \frac{\omega_0^2 h_1(\omega) + (-i\omega + r + r_i) \frac{Q}{F_b}}{(\omega_1 - \omega)(\omega_2 - \omega)} + \frac{i\omega(-i\omega + r + r_i) \frac{\Delta h(\omega)}{2}}{(\omega_1 - \omega)(\omega_2 - \omega)} \quad (2.12)$$

Using (2.7) we can calculate the water level in the pivot point of the enclosed basin h_b , which is identical with the mean water level of the enclosed basin in our model

$$-h_b(\omega) = \frac{\omega_0^2 \left(h_1(\omega) + \frac{\Delta h(\omega)}{2} \right) + (-i\omega + r + r_i) \frac{Q(\omega)}{F_b}}{(\omega_1 - \omega)(\omega_2 - \omega)} \quad (2.13)$$

and similarly we get for the water level h_u at the upper end of the enclosed basin

$$-h_u(\omega) = \frac{1}{(\omega_1 - \omega)(\omega_2 - \omega)} \left[\omega_0^2 (h_1(\omega) + \Delta h(\omega)) + (-i\omega + r + r_i) \frac{Q(\omega)}{F_b} - i\omega(-i\omega + r + r_i) \frac{\Delta h(\omega)}{2} \right]. \quad (2.14)$$

Putting $\omega = 0$ from (2.8), and (2.12) to (2.14) we can see that the fresh water surplus forces a stationary response in the transport within the connecting channel as well as in the water level of the enclosed basin. The water level of the ocean forces a stationary response of the water level of the enclosed basin but only a transient response of the current in the channel. This agrees well with the results of WITSTOCK (1982) and LASS et al. (1987) who observed a band pass character for the current fluctuations in the Belt Sea and a low pass character of the water level of the Baltic in response to a corresponding forcing from the Kattegat. It is interesting to note that the meteorological forcing in the enclosed basin itself causes a transient response in the current and all water levels but only a stationary response in the water level of the enclosed basin away from the channel entrance. This means that the water level of the enclosed basin at the channel entrance may be considered as a low pass filtered tide gauge for the ocean sea level. This is in accordance with the observation of HELA (1947) that the amplitude of the annual fluctuations of the water level of the Baltic increases from the southern parts of the Baltic to the northern parts.

Moreover, from (2.13) follows that storm surges in the central parts of the enclosed basin are not very likely since there is no additional transient response to meteorological forces. However, in the enclosed basin the intensity of storm surges is expected to be stronger at its upper end than at the channel entrance. This is due to the interference between the stationary and the transient parts of the response of the water level h_u to meteorological forcing, compare (2.14).

In order to calculate the response for our model explicitly we adopt the following numerical values of the parameters which are typical for the system established by the Belt Sea channel and the Baltic.

$$\begin{aligned} L &= 3 \cdot 10^5 \text{ m} & B &= 2 \cdot 10^4 \text{ m} \\ F_b &= 4 \cdot 10^{11} \text{ m}^2 & g &= 9.81 \text{ ms}^{-2} \\ H &= 20 \text{ m} \\ f &= 1.2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1} \end{aligned}$$

Then we obtain for the characteristic period of the Helmholtz resonator according to (2.11) $T_0 = 12.7$ days. The apparent friction becomes $r_i = 1$ (1.47 days)⁻¹. That means the response is heavily damped by the apparent friction. Hence, generally we neglect the internal friction r henceforth.

3. Response of the model to special types of forcing

3.1. Forcing by fresh water discharge

In this section we study the response of the model to a pure fresh water discharge, i.e. we put $h_1 = 0$ and $\Delta h = 0$.

The fresh water discharge into the Baltic consists of a constant part and a yearly cycle. Since the time scales of both parts are much larger than the eigenperiod T_0 we can neglect the transients and calculate the response of the system for very small frequencies. Putting $\omega = 0$ in (2.9) and (2.12) to (2.14) and inverting the Fourier transform we obtain

$$u(t) = + \frac{g}{LF_b \omega_1 \omega_2} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{d\omega}{2\pi} e^{-i\omega t} Q(\omega) = - \frac{Q(t)}{BH}. \quad (3.1)$$

From (3.1) follows that the current in the connecting channel is determined by the mass balance between the fresh water surplus and the outflow through the channel. Similarly we get for the water level in the enclosed basin

$$\begin{aligned} h_2(t) = h_b(t) = h_u(t) &= - \frac{r + r_i}{\omega_1 \omega_2} \frac{Q(t)}{F_b} \\ &= \frac{(r + r_i) L}{gBH} Q(t) = \frac{f}{gH} Q(t). \end{aligned} \quad (3.2)$$

Thus the water level in the enclosed basin is uniformly raised by the fresh water discharge since the outflow is restricted by both internal and apparent friction. Neglecting the geostrophic adjustment in the channel i.e., $r_i = 0$

implies that the results would depend critically on the choice of the internal friction which is more or less unknown.

According to WYRTKI (1954 a) the fresh water surplus of the Baltic is

$$Q(t) = (1.52 + 0.77 \sin \sigma_0 t + 0.39 \sin 2\sigma_0 t) 10^4 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \quad (3.3)$$

with $\sigma_0 = 2\pi/(\text{year})$. Substituting (3.3) in (3.1) yields for the current in the Belt Sea channel

$$u(t) = -(3.8 + 1.9 \sin \sigma_0 t + 1.0 \sin 2\sigma_0 t) \text{ cm/s.} \quad (3.4)$$

That means that the current in the Belt Sea due to the fresh water discharge is at least one order of magnitude smaller than the current fluctuations observed at a time scale of about ten days, e.g. LASS et al. (1987). Nevertheless, the continuous outflow of fresh water into the Kattegat as given by (3.4) affects the stratification in this area since it lowers the salinity in the Kattegat near the entrance of the Belt Sea channel. The yearly cycle of the outflow (3.4) is shown in Fig. 2. The outflow has a maximum in April and May and a minimum from November to January. This correlates well with the yearly cycle of the salinity in the surface mixed

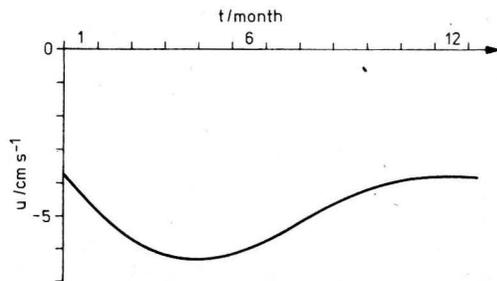


Fig. 2 Yearly cycle of the model outflow caused by the yearly cycle of the fresh water discharge into the Baltic

layer in the eastern part of the Kattegat according to SVANSSON (1984), where the salinity minimum is observed in May and the maximum in December to January. Substituting (3.3) in (3.2) we obtain

$$h_b(t) = (0.9 + 0.5 \sin \sigma_0 t + 0.2 \sin 2\sigma_0 t) \text{ cm.} \quad (3.5)$$

From (3.5) we can conclude that sea level variations in the Baltic caused by its fresh water surplus are small compared with its yearly cycle, which is about 10 cm according to HELA (1947). Hence, the yearly cycle of the water level of the Baltic seems to be determined according to (2.13) by both the yearly cycle of the water level of the Kattegat and the meteorological forces on the Baltic.

3.2. Forcing by sea level variations of the infinite basin

In this section we study the response of the system to forcing by sea level oscillations of infinite basin, i.e., we put $Q = 0$ and $\Delta h = 0$. Due to the variety of different dynamical process in the infinite basin we have to expect the sea level h_1 to vary at all time scales. We will model this by three different types of functions of $h_1(t)$ which may be typically for sea level variations in the Kattegat.

First we consider a steplike sea level variation as given by

$$h_1(t) = h_0 \theta(t) \quad (3.6)$$

whose Fourier transform is

$$h_1(\omega) = h_0 \frac{i}{\omega + i\epsilon} (\epsilon \rightarrow +0). \quad (3.6b)$$

In order to calculate the current in the channel we substitute (3.6b) in (2.9) and performe the inverse Fourier transform. Then we obtain

$$u(t) = -\frac{gh_0}{L} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{d\omega}{2\pi} \frac{e^{-i\omega t}}{(\omega - \omega_1)(\omega - \omega_2)} \quad (3.7)$$

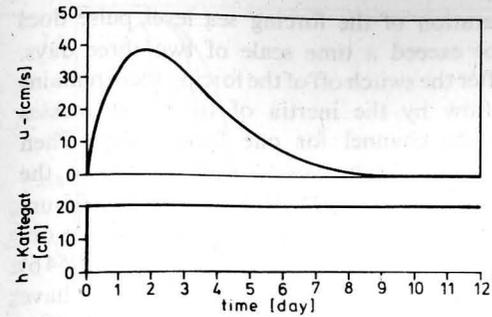


Fig. 3 Response of the modelled Belt Sea flow to a step like increase of the Kattegat sea level

Fig. 4 Modelled Baltic sea level response to step like increase of the Kattegat sea level

The integrand has two poles located in the lower complex ω -plane. Thus the integral (3.7) can be evaluated using the residue theorem. The result is

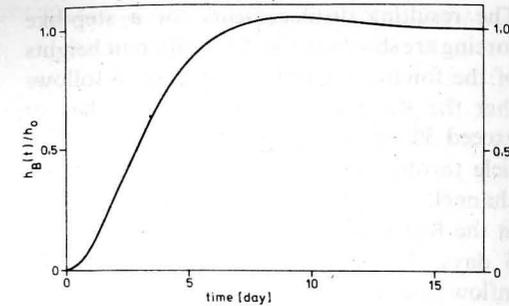
$$u(t) = \theta(t) \frac{gh_0}{L \sqrt{\omega_0^2 - \frac{r_i^2}{4}}} e^{-r_i \frac{t}{2}} \sin \sqrt{\omega_0^2 - \frac{r_i^2}{4}} t \quad (3.8)$$

Substituting (3.6b) in (2.12) to (2.14) we obtain similarly

$$h_2(t) = h_b = h_u = \theta(t) h_0 \left(1 - e^{-r_i \frac{t}{2}} \left(\cos \sigma t + \frac{r_i}{\sigma} \sin \sigma t \right) \right) \quad (3.9)$$

with $\sigma = \left(\omega_0^2 - \frac{r_i^2}{4} \right)^{\frac{1}{2}}$.

Graphical representations of the current (3.8) and the sea level of the enclosed basin are shown in Fig. 3 and Fig. 4, respectively, for the parameters given in the previous section. The current in the Belt Sea responds to a steplike increase of the Kattegat sea level as a heavily damped oscillator. The damping



due to the geostrophic control is so strong that no eigenoscillations occur. The maximum current of 40 cm/s generated by a 20 cm sea level increase agrees well with observations, e.g. LASS et al. (1987). About ten days after the switch on of the step-like sea level in the infinite basin the current in the channel ceases since the sea level in the enclosed basin has adjusted to the forcing sea level, i.e., the pressure gradient has been canceled. Due to the transient response of the current to a steplike forcing by the outer sea level it becomes evident that a particle can be displaced only a finite distance along the channel. The displacement can be calculated by integration of the corresponding channel flow with respect to time, i.e.,

$$s(t) = \int_{-\infty}^t u(t') dt'. \quad (3.10)$$

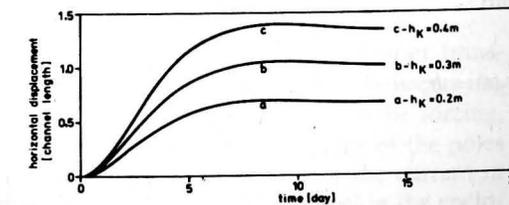


Fig. 5 Displacement of a water particle in the Belt Sea channel for a model forced by step like Kattegat sea level increase of different heights. The displacement is normalized by L.

The resulting displacements for a step-like forcing are shown in Fig. 5 for different heights of the forcing sea level. From Fig. 5 follows that the Kattegat sea level increase has to exceed 30 cm in order to advect a water particle through the full length of the Belt Sea channel. Moreover, this sea level increase in the Kattegat has to remain for more than 5 days. This is a severe constraint for an inflow since the time scale of the atmospheric processes which locally cause the sea level variations of the Kattegat have usually shorter time scales. Another typical feature of the Kattegat sea level variation is the storm surge where the sea level raises by about one meter for one or few days. We model this type of forcing by

$$h_1(t) = h_0(\theta(t) - \theta(t - \tau)) \quad (3.11 a)$$

whose Fourier transform is

$$h_1(\omega) = \frac{ih_0}{\omega + i\epsilon} (1 + e^{i\omega\tau}) (\epsilon \rightarrow +0). \quad (3.11 b)$$

Substituting (3.11 b) in (2.9) and (2.12) to (2.14) we obtain after performing the inverse Fourier transform

$$u(t) = \frac{gh_0}{\sigma} \left[\theta(t) e^{-r_i \frac{t}{2}} \cdot \sin \sigma t - \theta(t - \tau) e^{-r_i \frac{t-\tau}{2}} \cdot \sin \sigma(t - \tau) \right] \quad (3.12)$$

and

$$h_2(t) = h_b = h_u = h_0 \left(\theta(t) \left[1 - e^{-r_i \frac{t}{2}} \left(\cos \sigma t + \frac{r_i}{2\sigma} \sin \sigma t \right) \right] - \theta(t - \tau) \left\{ 1 - e^{-r_i \frac{t-\tau}{2}} \left[\cos \sigma(t - \tau) + \frac{r_i}{2\sigma} \sin \sigma(t - \tau) \right] \right\} \right). \quad (3.13)$$

For the parameters given above the current and the Baltic sea level are depicted in Fig. 6 and Fig. 7, respectively. The current in the Belt Sea channel accelerates as long as the

duration of the forcing sea level pulse does not exceed a time scale of two three days. After the switch off of the forcing there remains inflow by the inertia of the water masses in the channel for one further day. Then the current changes to outflow due to the elevated sea level in the Baltic. The maximum currents shown in Fig. 5 exceed that one observed in the Belt Sea, e.g. WYRTKI (1954b) measured 2 m/s, by some 10%. This may have several reasons. First the duration of the forcing pulses may be overestimated, second the GARRETT and TOULANY (1982) model ignores the details of the geostrophic adjustment process, and third nonlinear effects may become important at such high velocities as 2 m/s.

Since a typical duration of a storm surge is one to two days we may conclude from Fig. 6 that storm surges in the Kattegat are not of direct importance for the sea level of the Baltic. The sea level forcing with these time scales is heavily damped by the geostrophic control in the Belt Sea channel. Moreover, from Fig. 7 follows that the increase of the Baltic Sea level with time is somewhat larger than the corresponding decrease, and the maximum increase of the sea level of the Baltic is according to Fig. 7 about 15 cm per day. Both results agree well with the observations of HELA (1944).

The displacements of water particles in the connecting channel caused by the pulse like forcing (3.11 a) are shown in Fig. 8. From this figure we may conclude that the duration of the storm surge must be at least two days in order to advect a water particle from the Kattegat into the Baltic. Since the duration

of storm surges is of the order of one day it is rather unlikely that a single storm surge can cause a heavy inflow event into the Baltic.

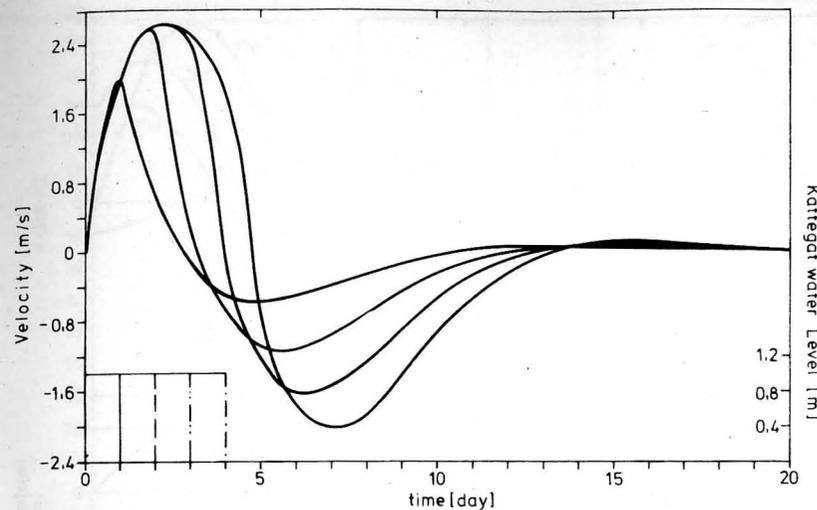


Fig. 6 Response of the modelled Belt Sea channel flow in response to a puls like sea level change of 1 m height in the Kattegat of different duration. The Kattegat sea level variations are depicted in the lower left corner of the figure.

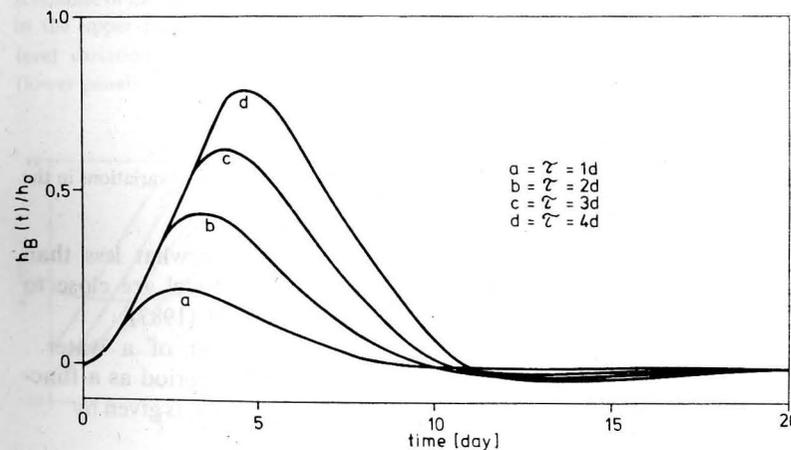


Fig. 7 Modelled Baltic sea level response to pulse-like sea level variation of 1 m height in the Kattegat for different pulse duration

The most typical sea level variation in the Kattegat is the oscillating one. We model this by

$$h_1(t) = \theta(t)h_0 \sin \sigma_f t \quad (3.14 a)$$

whose Fouriertransform is

$$h_1(\omega) = \frac{h_0}{2} \left(\frac{1}{\sigma_f + \omega + i\epsilon} - \frac{1}{\sigma_f - \omega - i\epsilon} \right) (\epsilon \rightarrow +0). \quad (3.14 b)$$

When performing the inverse Fourier transform of u and h we neglect the transients immediately after the switch on of the forcing, i.e., we neglect the contributions of the poles $\omega = \omega_{1,2}$. Then we obtain for the current in the channel and for the sea level in the enclosed basin, respectively,

$$u(t) = \frac{gh_0\sigma_f}{L} \frac{\sigma_f r_i \sin \sigma_f t - (\sigma_f^2 - \omega_0^2) \cos \sigma_f t}{(\sigma_f^2 - \omega_0^2)^2 + \sigma_f^2 r_i^2} \quad (3.15)$$

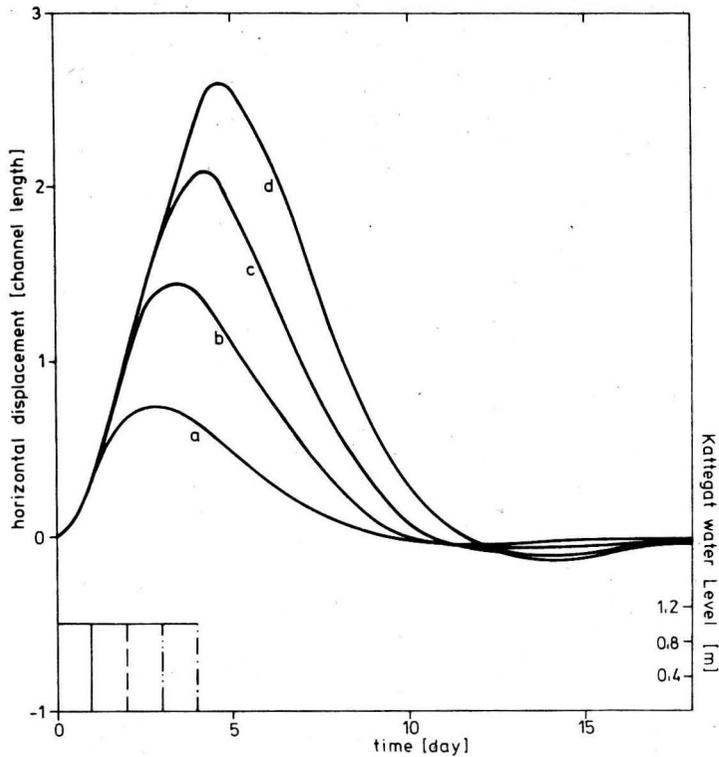


Fig. 8 Displacement of a water particle in the Belt Sea channel for a model forced by pulse like sea level variations in the Kattegat as shown in the lower left corner of the figure

$$h_2(t) = h_b = h_u$$

$$= -h_0 \omega_0^2 \frac{(\sigma_f^2 - \omega_0^2) \sin \sigma_f t + \sigma_f r_i \cos \sigma_f t}{(\sigma_f^2 - \omega_0^2)^2 + \sigma_f^2 r_i^2} \quad (3.16)$$

The current of the Belt Sea and the sea level of the Baltic as response to sinusoidal sea level variations of different periods are shown in Fig. 9 and Fig. 10, respectively. The current has a maximum response at the eigenperiod of 12.7 days and it becomes smaller for both smaller and larger periods of the forcing sea level. At a period of 20 days a 20 cm sinusoidal sea level variation causes a 40 cm/s current in the Belt Sea channel. This results compares well with the corresponding observations of LASS et al. (1987). In contrast to the response of the current the response of the Baltic sea level increases with increasing period of the forcing according to Fig. 10. At a period of 20 days the transfer factor is about 0.9 and

the phase difference is somewhat less than 90°. Both results of the model are close to the observations of LASS et al. (1987).

The maximum displacement of a water particle during one forcing period as a function of the forcing frequency σ_f is given by

$$s_{\max}(\sigma_f) = \frac{2gh_0/L}{[(\sigma_f^2 - \omega_0^2)^2 + \sigma_f^2 r_i^2]^{1/2}} \quad (3.17)$$

From (3.17) follows that the maximum displacement due to sinusoidal sea level variations in the infinite basin is small for high frequencies of the forcing, has a maximum at the frequency $\sigma_s^2 = \omega_0^2 - r_i^2/2$, which corresponds in case of the Baltic to a period of 34 days, and approaches for vanishing forcing period to

$$s_{\max}(\sigma_f = 0) = 2 \frac{h_0 F_b}{HB} \quad (3.18)$$

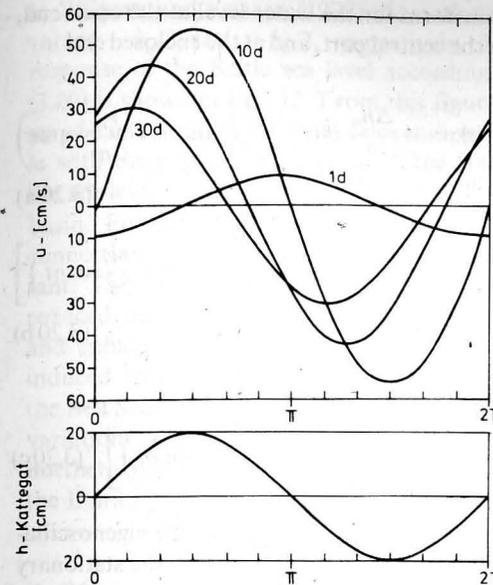


Fig. 9 Response of the modelled Belt Sea channel flow (shown in the upper panel) in response to a sinusoidal sea level variation of different periods in the Kattegat (lower panel)

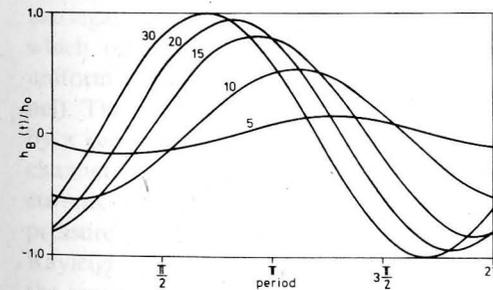


Fig. 10 Modelled Baltic sea level response to a sinusoidal sea level variation in the Kattegat. The forcing periods are labeled in days.

Eq. (3.18) has a simple physical meaning. It expresses the water volume in terms of channel length that must be transported through the channel in order to raise the water level of the enclosed basin from the minimum to the maximum of the forcing sea level variation. For the Baltic the maximum displacement is shown in Fig. 11 as a function of the

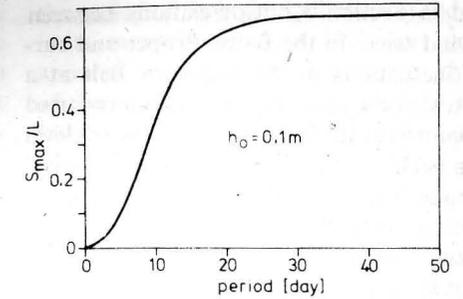


Fig. 11 Maximum displacement of a water particle in the Belt Sea channel as function of the forcing period. The model is forced by a sinusoidal sea level variation in the Kattegat with an amplitude of 10 cm.

forcing period. From this figure follows that the amplitude of the sea level forcing in the Kattegat with periods larger than 20 days must be at least 20 cm in order to advect a water particle through the full length of the Belt Sea channel. Since the typical sea level variation in the Kattegat at these low frequencies is about 10 cm it becomes evident that barotropic inflow of water from the Kattegat into the Baltic can be only a rare event.

3.3. Meteorological forcing of the enclosed basin

If the spatial extent of the enclosed basin is sufficiently large, wind stress and air pressure differences may cause an inclination of the sea level of the enclosed basin. Thus the associated sea level variations in this basin may be comparable with those of the infinite basin. Assuming the mean water depth of the Baltic to be 50 m and the extension from the open end to the enclosed end to be 1000 km an air pressure difference of 20 hPa and a wind stress of 0.1 N/m² cause a 10 cm sea level deviation in the Baltic near the entrance to the Belt Sea channel. The response of the current in the channel is equivalent to a 10 cm sea level rise in the Kattegat according to (2.9). The response of the latter was dis-

discussed in Section 3.2. Correlations between the wind stress in the Baltic Proper and current fluctuations in the Fehmarn Belt at a time scale of several days have been reported by LANGE (1975). The response of the sea level in the enclosed basin to local meteorological forcing is, however, rather different compared to a forcing by sea level variations of the infinite basin. In order to study this in more detail we put $h_1 = Q = 0$ and assume that the wind stress and the air pressure have caused a sudden inclination of the sea surface, i.e., we put

$$\Delta h(t) = \Delta h_0 \theta(t) \quad (3.19)$$

which has the Fourier transform

$$\Delta h(\omega) = \Delta h_0 \frac{i}{\omega + i\varepsilon} \quad (\varepsilon \rightarrow +0) \quad (3.19b)$$

Substituting (3.19b) in (2.12) to (2.14) we obtain after performing the inverse Fourier

transform for the water level at the open end, in the central part, and at the enclosed end

$$h_2(t) = -\frac{\Delta h_0}{2} \theta(t) e^{-r_1 \frac{t}{2}} \left(\cos \sigma t + \frac{r_1}{2\sigma} \sin \sigma t \right) \quad (3.20a)$$

$$h_b(t) = \theta(t) \frac{\Delta h_0}{2} \left[1 - e^{-r_1 \frac{t}{2}} \left(\cos \sigma t + \frac{r_1}{2\sigma} \sin \sigma t \right) \right] \quad (3.20b)$$

$$h_u(t) = \theta(t) \Delta h_0 \times \left[1 - \frac{1}{2} e^{-r_1 \frac{t}{2}} \left(\cos \sigma t + \frac{r_1}{2\sigma} \sin \sigma t \right) \right]. \quad (3.20c)$$

We note that with respect to the eigenoscillations of the enclosed basin only the stationary part has been taken into account, i.e., in case of the Baltic $h_2(t)$ and $h_u(t)$ start at zero and reach after one eigenperiod of 31 h according

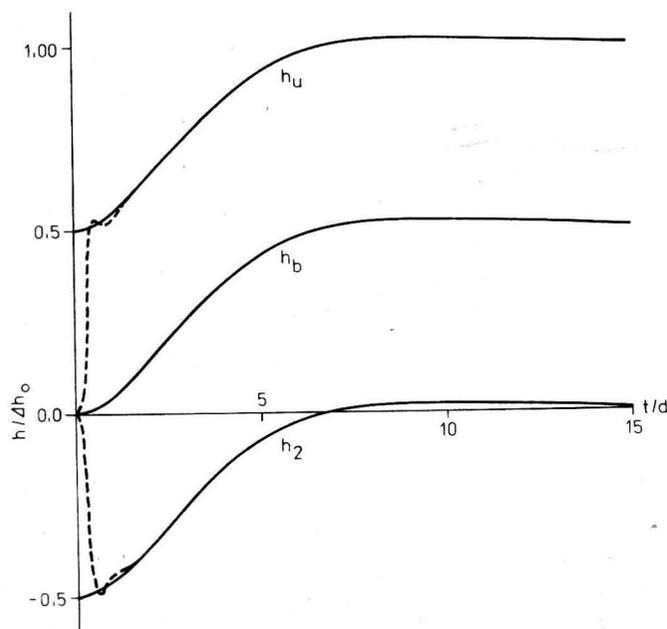


Fig. 12 Response of the modelled Baltic sea level to step like increase of southwesterly wind in the southern Baltic (h_2), in the Baltic proper (h_b), and in the northern Baltic (h_u). The dashed lines indicate the response if the transients of the damped first Baltic eigenoscillation are taken into account.

to WÜBBER and KRAUSS (1979) the stationary values $-h_0/2$ and $+h_0/2$, respectively. The response of the Baltic sea level according to (3.20) is shown in Fig. 12. From this figure it may be inferred that for time scales comparable with the gravest eigenperiod of the Baltic the sea level responds like that of an enclosed basin. For larger time scales, however, the connection to the Kattegat becomes important. Then the sea level disturbance will be reduced near the Belt Sea channel entrance and enhanced in the northern Baltic by the induced barotropic water transport through the Belt Sea. This implies that extrem sea level variations are more likely to occur in the northern parts than in the southern parts of the Baltic.

4. Discussion

The barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic has been modelled by the linear GARRETT and TOULANY (1982) theory. The model consists of a semienclosed basin (the Baltic) and a semiinfinite ocean (the Kattegat and its connection to the North sea) which are connected by a straight channel of uniform width and depth (the Belt Sea channel). The dynamics of the model is governed by a geostrophically balanced current in the channel. Moreover, the acceleration of the current in the channel is balanced by the axial pressure gradient along the channel and Rayleigh friction. The volume fluctuations of the semienclosed basin are determined by the transport through the channel and the fresh water surplus of the basin. The pressure gradient in the basin due to its sea level inclination is assumed to be balanced by wind stress and air pressure differences.

The system responds as a damped Helmholtz resonator whose damping rate consists of the sum of the Rayleigh parameter and an apparent friction parameter being due to the geostrophic adjustment of the current in the connecting channel. Using numerical values for the corresponding parameters which are typical for the Belt Sea channel and the Baltic

the period of the eigenoscillation of the Helmholtz resonator is $T_0 = 12.7$ days and the apparent friction parameter exceeds that one of the Rayleigh friction by orders of magnitude. Hence the response is determined by acceleration of gravity g , Coriolis frequency f , and the geometry of the coupled system.

The response of the model to a forcing by the yearly cycle of the fresh water surplus of the Baltic is stationary since the corresponding time scales exceed the eigenperiod of the system by large. Hence, the outflow through the channel equals the fresh water surplus per time of the Baltic and is some 5 cm/s. In spite of this small amount the stationary outflow of water from the Baltic into the Kattegat is important since it advects water of low salinity through the channel into the surface layers of the Kattegat. This is emphasized by the good correlation between the yearly cycle of the model outflow with the yearly cycle of the salinity in the surface mixed layer in the eastern portions of the Kattegat. The modelled yearly cycle of the sea level of the Baltic due to the fresh water discharge is only about 1 cm, i.e., only one per cent of the observed yearly cycle. This implies that sea level variations in the Kattegat and local meteorological forcing of the Baltic are the dominating factors influencing the yearly cycle of the Baltic Sea level.

The forcing of the system by sea level variations in the Kattegat causes qualitatively different response of the current in the channel and the sea level in the enclosed basin. The corresponding response of the current has a character of a band-pass filter whose maximum transfer factor is at forcing periods near the eigenperiod of 12.7 days. The transfer factor is such that a forcing by a sinusoidal sea level variation in the Kattegat with an amplitude of 20 cm causes a current in the Belt Sea with an amplitude of about 50 cm/s. For very low frequencies of the forcing the transfer factor approaches zero since the sea level of the enclosed basin has a low-pass filter character and equals the driving sea level, i.e. the driving pressure gradient of the transport through the channel is canceled by the trans-

port itself. In other words, inflow into the Baltic driven by sea level variations in the Kattegat can be of limited duration only. In order to advect a water particle through the full length of the Belt Sea channel very special conditions of the forcing function must be given, e.g. the amplitude of the forcing sea level variation in the Kattegat with a period of 20 days must exceed 20 cm, or the amplitude of the forcing must be at least 40 cm if the period is 10 days. Since usually high sea level in the Kattegat is associated with short time scales (about one day) it becomes evident that a large barotropic inflow into the Baltic is a rare event.

Due to the fresh water supply into the Baltic the front of low salinity is located in the mean at the entrance of the Belt Sea channel near the Kattegat. Hence, an inflow event has to advect this front through the full channel length. The associated volume transport raises the mean sea level of the Baltic by about 30 cm. According to HELA (1944), 90% of the observed mean sea level of the Baltic varies between ± 27 cm. From this it follows that the inflow of salty Kattegat water into the Baltic proper is only likely if the mean Baltic sea level is not larger than its long time mean values at the beginning of the inflow event. Otherwise the associated volume transport would raise the Baltic mean sea level to unlikely high values.

From the model response to local meteorological forcing on the Baltic it follows that wind stress directed along the axis of the Baltic sustains the water exchange in a similar manner as it is the case for the sea level increase in the Kattegat. This water exchange tends to adjust the sea level of the southern Baltic to that one of the Kattegat. Hence, for time scales less than five days the sea level of the Baltic responds to local meteorological forcing like an enclosed basin and the mean sea level of the Baltic can be considered as constant. However, for time scales of the local forcing exceeding 10 days the mean sea level of the Baltic adjusts in such a way that the sea level of the southern Baltic equals the Kattegat sea level. This agrees with the observation that

south-westerly winds force the sea level to be higher in the Gulf of Finland than the sea level elevation in the southern Baltic forced by reversed winds of the same strength and duration.

5. References

- GARRET, C. J. R.; TOULANY, B.: Sea level variability due to meteorological forcing in the northeast Gulf of St. Lawrence. — *J. geophys. Res.* **87** (1982), pp. 1968—1978.
- GILL, A. E.: Adjustment under gravity in a rotating channel. — *J. Fluid Mech.* **77** (1976) 3; pp. 602 bis 621.
- GILL, A. E.: Atmosphere-Ocean Dynamics. — Academic Press Inc., Intern. Geophys. Series, Vol. 30 (1982).
- HELA, I.: Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee. — *Ann. Acad. Sci. Fenn. A I*, (1944).
- HELA, I.: A study of the annual fluctuation of the heights of sea level in the Baltic and in the North Sea. — *Soc. Sci. Fenn. Comment. Phys. Math.* **8** (1947), 14.
- JACOBSEN, T. S.: Sea water exchange of the Baltic. Measurements and methods. — Copenhagen: National Agency of environmental protection, Denmark (1980), pp. 106.
- LANGE, W.: Zu den Ursachen langperiodischer Strömungsänderungen im Fehmarnbelt. — *Kieler Meeresforsch.* **31** (1975) 1, pp. 65—81.
- LASS, H. U.; SCHWABE, R.; MATTHÄUS, W.; FRANCKE, E.: On the dynamics of water exchange between Baltic and North Sea. — *Beitr. Meereskd.* **56** (1987), pp. 27—49.
- MAAGARD, L.; KRAUSS, W.: Spektren der Wasserstandsschwankungen im Jahre 1958. — *Kieler Meeresforsch.* **22**, (1966), pp. 155—162.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Modellergebnisse zur baroklinen Zirkulation im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. — *Dt. hydrograph. Z.* **36** (1983) 6, pp. 237 bis 257.
- STIGEBRANDT, A.: A model for the exchange of water and salt between the Baltic and the Skagerrak. — *J. Phys. Oceanogr.* **13** (1983), pp. 411—427.
- SVANSSON, A.: Some computations of water heights and currents in the Baltic. — *Tellus* **11** (1959), pp. 231 bis 239.
- SVANSSON, A.: Hydrographic features of the Kattegat. — *Rapp. P. v. Réunion. Cons. internat. Explor. Mer* **185** (1984), pp. 78—90.
- TOULANY, B.; GARRETT, C. J. R.: Geostrophic control of fluctuating barotropic flow through straits. — *J. Phys. Oceanogr.* **14** (1984), 4, pp. 649—655.

WITTSTOCK, R.-R.: On the causes of near-bottom current fluctuations in the northeastern Kiel Bight. — *Ber. Inst. Meereskd. Kiel*, Nr. 107 (1982), pp. 105.

WÜBBER, C.; KRAUSS, W.: The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. — *Oceanolog. Acta* **2** (1979), pp. 435—446.

WYRTKI, K.: Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. — *Dt. hydrograph. Z.* **7** (1954a), pp. 91—129.

WYRTKI, K.: Die Dynamik der Wasserbewegungen im

Fehmarnbelt. Teil 2. — *Kieler Meeresforsch.* **10** (1954b), pp. 162—181.

Address of the author:

Dr. sc. H. U. LASS
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Received: December 20, 1986

Accepted: January 22, 1987

DIETER LOMMATZSCH

Bestimmung des Chlorophyllgehaltes der Ozeane auf der Basis von schiffsgebundenen Strahlungsmessungen

Mit 9 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung: Mit dem für den kosmischen Einsatz entwickelten Spektrometer MKS-BS steht ein Spektrometer mit hoher zeitlicher Auflösung zur Verfügung. Beim Einsatz dieses Spektrometers auf einem Schiff war es möglich, die durch die Welligkeit des Ozeans hervorgerufenen Schwankungen der vom Wasser ausgehenden Strahldichte in der Amplitude und im spektralen Gang sichtbar zu machen. Es wird gezeigt, daß gemittelte Strahldichten nur bei ruhiger oder mäßig bewegter Meeresoberfläche als repräsentativ für die aus dem Wasser kommende Strahldichte angesehen werden können. Für die Auswertung von Strahldichtespektren wird empfohlen, durchgängig nur die Strahldichten zu benutzen, die in Zeiten relativer Minima der Strahldichteschwankungen auftreten. Die vorgeschlagene Auswertemethode wurde auf der Basis von Messungen erprobt, die bei einer Expedition des FS „Alexander von Humboldt“ 1984 durchgeführt wurden. Für die Abhängigkeit der gemessenen Strahldichten des Wassers von seinem Chlorophyllgehalt kann ein funktioneller Zusammenhang mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0,92$ angegeben werden.

Abstract: The spectrometer MKS-BS developed for the application in space is a spectrometer with high time resolution. During the application of the spectrometer on board a ship it was possible to show the variations of upwelling radiation of the ocean, which were caused by waviness of the ocean, in the amplitude and the spectral characteristics. It is shown that the average radiances only at quiet or moderately troubled surface of the sea are representative for upwelling radiation of the ocean. For the interpretation of radiance spectra it is recommended to use only such radiances that appear in times of relative minima of radiance variations. The proposed method of interpretation was proved on the basis of measurements carried out during the expedition of the research ship „Alexander v. Humboldt“ in 1984. The dependence of yielded radiances of water on its chlorophyll contents can be given in a functional connection with the correlation coefficient $r = 0,92$.

Резюме: Разработанный для использования в космосе спектрометр MKS-BS является спектрометром с высоким временным разрешением. При использовании спектрометра на борту судна возможно было показать вариации исходящей из воды энергетической яркости в амплитуде и в спектральной характеристике, вызванные волнистостью океана. Оказалось, что измеренные энергетические яркости являются характерными для исходящей из воды энергетической яркости только в случае спокойной или умеренно волнующейся поверхности моря. Для обработки спектров энергетической яркости рекомендуется использовать исключительно те энергетические яркости, которые возникают во время относительно минимальных значений вариаций энергетической яркости. Предлагаемый метод обработки был проверен на основе измерений, проведенных во время экспедиции на НИС „Александр фон Гумбольдт“ в 1984 г. Зависимость измеренных энергетических яркостей воды от её содержания хлорофилла дается в функциональной связи с коэффициентом корреляции $r = 0,92$.

1. Das Meßprinzip

Die eingeführte Meßmethode für die Bestimmung von Wasserinhaltsstoffen im Ozean ist die Entnahme von Wasserproben und anschließende physikalische und chemische Untersuchung, z. B. BREITIG, v. TÜMLING (1972); JEFFREY, HUMPHREY (1975); LORENZEN (1967). Mit der Entwicklung der Fernerkundung wuchs das Interesse an berührungslosen Meßmethoden. Vor ihrem Einsatz aus großen Distanzen ist ihre Leistungsfähigkeit im Vergleich zu In-situ-Messungen aus kleinen Entfernungen zu prüfen.

Für den Nachweis von Chlorophyll im Wasser leistet die Absorptionsspektroskopie gute Dienste. Das Chlorophyll besitzt um

443 nm eine ausgeprägte Absorption. Für die quantitative Beschreibung der Schwächung der elektromagnetischen Strahlung bei der Absorptionswellenlänge in Abhängigkeit von der Chlorophyllkonzentration C_{chl} kann der Ansatz

$$C_{chl} = a \left(\frac{X_{\lambda_1}}{X_{\lambda_2}} \right)^b \quad (1)$$

herangezogen werden. Dabei bedeuten λ_1 die Absorptionswellenlänge des Chlorophylls und λ_2 eine Referenzwellenlänge, beispielsweise 550 nm, bei der die Absorption des Chlorophylls und des Wassers klein sind; X_λ steht entweder für die bei der Wellenlänge λ vom Wasser ausgehende spektrale Strahllichte L_λ oder für das Verhältnis R_λ der bei der Wellenlänge λ von der Wasseroberfläche ausgehenden zu der auf sie einfallenden Strahlung. Die Koeffizienten a und b werden experimentell bestimmt. Die veröffentlichten Zahlenwerte von a und b weisen eine große Streubreite auf; eine Auswahl neuerer Ergebnisse ist in der Tabelle 1 zusammengestellt. Die Unterschiede in den aus Messungen abgeleiteten Koeffizienten a und b sind darin begründet, daß der einfache Ansatz (1) die Vielgestaltigkeit der Natur nur näherungsweise beschreiben kann, da nicht nur das Chlorophyll, sondern viele weitere im Wasser gelöste oder sus-

Tabelle 1
Aus Messungen ermittelte Koeffizienten a und b der Gleichung (1)

$X_{\lambda_1}/X_{\lambda_2}$	a	b	Zitat
L_{440}/L_{550}	0,50	-1,27	GORDON, CLARK (1980)
L_{440}/L_{550}	0,54	-1,13	CLARK et al. (1980)
L_{443}/L_{550}	2,45	-3,39	STURM (1980)
L_{443}/L_{550}	1,31	-1,33	GORDON et al. (1983)
L_{443}/L_{550}	1,20	-7,60	SINGH (1983)
L_{446}/L_{567}	2,80	-11,11	LOMMATZSCH et al. (1983)
R_{440}/R_{560}	1,92	-1,80	MOREL (1980)
R_{443}/R_{550}	0,47	-3,2	VIOLLIER, STURM (1984)
	0,12	-3,68	
	0,29	-1,96	

pendierte Stoffe die Rückstreuung der elektromagnetischen Strahlung im Wasser beeinflussen. Darüber hinaus muß berücksichtigt werden, daß die Meßbedingungen auf den Ozeanen häufig ungünstig sind und daraus größere Meßfehler resultieren können. Eine Fehlereingrenzung durch statistische Rechnungen kann nur beschränkt erfolgreich sein, weil die Anzahl entsprechender Messungen weltweit gering ist und die Randbedingungen für die Messungen zum Teil erheblich voneinander abweichen.

Um unter den gegebenen Umständen die Sicherheit der Messungen und der Interpretation zu erhöhen, nehmen in der vorliegenden Arbeit methodische Untersuchungen zur Meßwerterfassung einen dominierenden Raum ein. Vorangestellt ist ihnen eine kurze Charakterisierung des benutzten Meßgerätes; zum Abschluß der Arbeit werden die Ergebnisse dargestellt, die unter Ausnutzung der aus den methodischen Untersuchungen resultierenden Empfehlungen bei einer Expedition in den Atlantischen Ozean erhalten wurden.

2. Das Spektrometer

Es wurde ein Mehrkanalspektrometer des Typs MKS-BS (Biospektrometer) benutzt, das im Rahmen des Interkosmos-Programms für den Einsatz auf künstlichen Erdsatelliten entwickelt worden war (INTERKOSMOS-Sammelband 1984). Mit dem Spektrometer können im Wellenlängenbereich von 400 nm bis 800 nm bei sieben Wellenlängen, und in einer erweiterten Ausführung bei zwölf Wellenlängen, mit einer Bandbreite von 12 nm Strahllicht gemessen werden. Ein optisches Schema des Spektrometers befindet sich in der Arbeit von LOMMATZSCH, SCHWARZER und SÜMNICH (1983). Für den Einsatz an Bord von Schiffen wurde das Spektrometer entsprechend den besonderen Einsatzbedingungen modifiziert.

Über einen vor dem Spektrometer angebrachten Kippspiegel ist die Umschaltung zwischen zwei Meßrichtungen möglich, so daß in Zenitrichtung über eine Mattglas-

Tabelle 2
Meßbereiche des Spektrometers MKS-BS beim Einsatz auf dem Forschungsschiff „A. v. Humboldt“ im Herbst 1979 für die Strahllichte L und die Globalstrahlung E

Kanal-Nr.	λ nm	L $\mu W/(cm^2 \text{ nm sr})$	E $\mu W/(cm^2 \text{ nm})$
1.1	413	0,204 ... 104	5,58 ... 2856
1.2		0,043 ... 21,8	1,12 ... 571
2.1	446	0,091 ... 46,5	2,27 ... 1158
2.2		0,019 ... 9,5	0,46 ... 234
3.1	478	0,071 ... 36,3	1,82 ... 930
3.2		0,015 ... 7,4	0,37 ... 186
4.1	532	0,045 ... 23,1	1,08 ... 549
5.1	567	0,056 ... 28,4	1,32 ... 672
5.2		0,012 ... 5,9	0,27 ... 138
6.1	615	0,030 ... 15,1	0,73 ... 372
6.2		0,006 ... 3,1	0,15 ... 76
7.1	672	0,031 ... 15,8	0,79 ... 404
7.2		0,006 ... 3,2	0,17 ... 82

scheibe die einfallende Globalstrahlung und in Nadirrichtung die vom Wasser ausgehende Strahllichte gemessen werden können (Abb. 1). Ein in den nadirwärts gerichteten Strahlengang einschwenkbares Zusatzobjektiv weitet den Objektfeldwinkel des Standardobjektivs des Spektrometers von $0,8^\circ \times 1,15^\circ$ auf $12^\circ \times 17^\circ$ auf.

Die Empfindlichkeit des auf dem Schiff verwendeten Spektrometers wurde gegenüber dem Satellitengerät erhöht. Die beim Einsatz des Spektrometers auf dem Forschungsschiff „Alexander v. Humboldt“ bei den Expeditionen in den Jahren 1979 und 1984 eingestellten Meßbereiche sind in den Tabellen 2 und 3 zusammengestellt. Dabei entsprechen die angegebenen unteren Meßbereichsgrenzen den Meßwerten, die nach der mit 9 bit arbeitenden Analog-Digital-Wandlung als kleinster Binärwert dargestellt werden.

Zum Schutz vor den rauen Meßbedingungen an Bord von Schiffen wurde der Optikkblock des Spektrometers in einen Container eingeschlossen, der an einem ca. 4 m langen Ausleger in der Nähe des Schiffsbugs in Höhe der Bordwand, d. h. etwa 7 m über der Wasserfläche, kardanisch aufgehängt war.

Tabelle 3
Meßbereiche des Spektrometers MKS-BS beim Einsatz auf dem Forschungsschiff „A. v. Humboldt“ im Frühjahr 1984 für die Strahllichte L und die Globalstrahlung E

Kanal-Nr.	λ nm	L $\mu W/(cm^2 \text{ nm sr})$	E $\mu W/(cm^2 \text{ nm})$
1.1	416,5	$13,5 \cdot 10^{-3}$... 6,75	4,08 ... 2040
1.2		$22,8 \cdot 10^{-3}$... 1,37	0,85 ... 424
2.1	448,0	$5,5 \cdot 10^{-3}$... 2,73	1,31 ... 654
2.2		$1,2 \cdot 10^{-3}$... 0,57	0,28 ... 136
3.1	482,5	$6,5 \cdot 10^{-3}$... 3,24	1,33 ... 666
3.2		$1,4 \cdot 10^{-3}$... 0,70	0,29 ... 144
4.1	518,5	$7,5 \cdot 10^{-3}$... 3,74	1,48 ... 737
4.2		$1,8 \cdot 10^{-3}$... 0,85	0,35 ... 173
5.1	571	$12,3 \cdot 10^{-3}$... 6,13	2,43 ... 1217
5.2		$2,7 \cdot 10^{-3}$... 1,33	0,53 ... 264
6.1	622	$8,9 \cdot 10^{-3}$... 4,46	1,88 ... 941
6.2		$2,2 \cdot 10^{-3}$... 1,06	0,45 ... 224
7.1	680	$7,7 \cdot 10^{-3}$... 3,85	1,40 ... 698
7.2		$1,8 \cdot 10^{-3}$... 0,90	0,33 ... 164
8.1	714,5	$8,4 \cdot 10^{-3}$... 4,18	1,21 ... 605
8.2		$1,9 \cdot 10^{-3}$... 0,93	0,27 ... 134
9.1	750,5	$6,5 \cdot 10^{-3}$... 3,24	0,96 ... 479
9.2		$1,5 \cdot 10^{-3}$... 0,72	0,22 ... 106
10.1	791	$6,4 \cdot 10^{-3}$... 3,19	1,11 ... 553
10.2		$1,3 \cdot 10^{-3}$... 0,65	0,23 ... 112
11.1	824	$5,1 \cdot 10^{-3}$... 2,51	1,03 ... 514
11.2		$1,1 \cdot 10^{-3}$... 0,54	0,23 ... 110
12.1	879	$6,7 \cdot 10^{-3}$... 3,34	1,71 ... 856
12.2		$1,5 \cdot 10^{-3}$... 0,73	0,38 ... 187

3. Das zeitliche Verhalten der gemessenen Strahllichte des Wassers

3.1. Bedingungen für die Meßwertaufzeichnung

Das benutzte Spektrometer zeichnet sich durch eine hohe Aufzeichnungsgeschwindigkeit aus. Dadurch ist es möglich, in kurzer Aufeinanderfolge vom selben Meßgebiet eine große Anzahl Spektren zu erhalten und mögliche Änderungen zu untersuchen.

Bei allen beschriebenen Messungen betrug die Aufzeichnungszeit für ein Spektrum 24 ms, unabhängig davon, ob das Spektrum aus 7 oder 12 Wellenlängen zusammengesetzt ist.

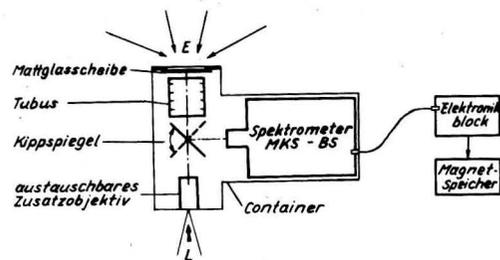


Abb. 1
Spektrometer MKS-BS mit Ergänzungsbaugruppen

Zwischen zwei aufeinanderfolgenden Spektren liegt eine Pausenzeit von 42 ms, in der die Meßdaten eines zweiten Spektrometers und Betriebsdaten des Aufzeichnungssystems übertragen werden. Auf diese Weise werden pro Sekunde 15 Spektren registriert. Die Speicherung der Daten erfolgt in digitalisierter Form auf Magnetbandkassetten.

3.2. Diskussion einer Meßwertaufzeichnung

In der Abb. 2 sind für eine willkürlich herausgegriffene Meßperiode von neun Sekunden alle vom Spektrometer erfaßten Strahllichtwerte L des Wassers bei drei Wellenlängen ($\lambda_2 = 446$ nm, $\lambda_3 = 567$ nm, $\lambda_7 = 672$ nm) als Funktion der Zeit an der im Südostatlantik gelegenen Meßstation 251 graphisch dargestellt. Die Messung erfolgte am 4. 11. 1979 um 8:40 GMT bei einer Sonnenhöhe von

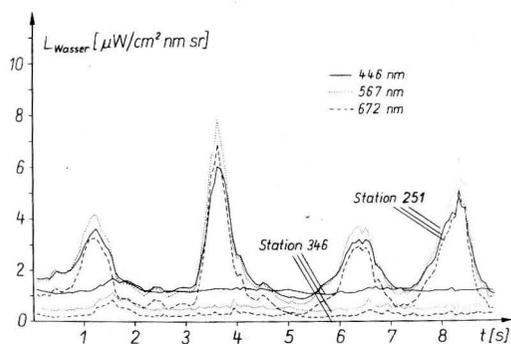


Abb. 2
Zeitliche Änderung der Strahllichte L_W des Wassers an den Meßstationen 251 und 346

57°. Der Himmel war wolkenlos und das Meer besaß geschätzte Wellenhöhen bis zu 1 m. Die gemessenen Strahllichte schwanken in Form einer Welle, wobei die Amplitudenänderungen bis zu einer Größenordnung reichen. Dabei ist der Verlauf der Schwankungen bei allen Wellenlängen, inklusive der Wellenlängen, bei denen zwar gemessen wurde, die aber aus Gründen der Übersichtlichkeit in der graphischen Darstellung weggelassen wurden, synchron. Die Periode der Welle beträgt etwa zwei Sekunden. Die Größen der Minima und Maxima schwanken.

Bemerkenswert ist, daß sich die an der Station 251 für unterschiedliche Wellenlängen aufgenommenen Strahllichtkurven in ihrem zeitlichen Verlauf überschneiden. Das weist auf spektrale Verschiebungen in den zeitlich nacheinander registrierten Spektren hin. Zur Verdeutlichung dieser Änderungen sind für die Station 251 in den Abbildungen 3 und 6 (oben) Spektren der vom Wasser ausgehenden Strahllichte L_W dargestellt, die zu Zeiten gewonnen wurden, in denen die vom Wasser ausgehende Strahllichte ein relatives Maximum (L_W^{Max}) bzw. ein relatives Minimum (L_W^{Min}) haben. Ein weiteres Spektrum, gekennzeichnet mit L_W^{Mittel} , entstand durch Mittelung über 330 Spektren, die innerhalb von 22 Sekunden nacheinander aufgenommen wurden. Auf der Ordinate ist in der Abb. 3 die vom Wasser ausgehende Strahllichte L_W und in der Abb. 6 diese Strahllichte bezogen auf die gemessene Bestrahlungsstärke E an der Wasseroberfläche aufgetragen. Da die absoluten Strahllichtwerte bei den verschiedenen Spektren sehr unterschiedlich sind, wurde in den Abbildungen 3 und 6 (rechte Hälfte) eine normierte Darstellung gewählt, bei der alle Werte eines Spektrums jeweils auf dessen Maximalwert bezogen wurden.

Der Vergleich der Spektren offenbart große Unterschiede. Um die Ursachen dafür zu erkennen, muß man beachten, daß sich die vom Wasser ausgehende Strahlung aus zwei Anteilen zusammensetzt, wovon der eine das Ergebnis einer Oberflächenreflexion der Sonnen- und Himmelsstrahlung ist, und der andere aus dem Wasserkörper kommt. Durch die Wellen-

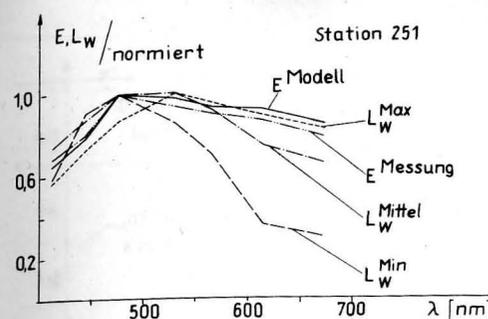


Abb. 3
Spektraler Verlauf der vom Wasser ausgehenden Strahllichte L_W und der Globalstrahlung E an der Station 251

bewegung der Wasseroberfläche ändert sich ständig die Größe des Wasseroberflächenteils, der zu einer direkten Reflexion der Sonnenstrahlung in das Meßgerät führt. In den in der Abb. 2 klar hervortretenden Strahllichtmaxima der Messung an der Station 251 ist der Anteil der an der Wasseroberfläche reflektierten Strahlung an der gesamten vom Meßgerät empfangenen Strahllichte groß und für den spektralen Gang bestimmend. Die spektrale Verteilung der vom Wasser ausgehenden Strahllichte entspricht zu diesen Zeiten der Spektralverteilung der einfallenden Sonnenstrahlung. Um das zu veranschaulichen, ist in der Abb. 3 die auf ihren Maximalwert normierte Bestrahlungsstärke E , wie sie sich aus einer Modellatmosphäre bei einer Sonnenhöhe von 57° (E^{Modell}) und durch aktuelle Messung (E^{Messung}) an der Wasseroberfläche ergibt, mit eingezeichnet. Die Ähnlichkeit zwischen den spektralen Verläufen der auf die Wasseroberfläche auftreffenden Bestrahlungsstärke E und der von ihr ausgehenden Strahlung L_W^{Max} ist offensichtlich. Einen zu vorstehendem deutlich unterschiedlichen spektralen Gang zeigt das mit L_W^{Min} gekennzeichnete Spektrum, das in einer Zeit gewonnen wurde, in der die vom Wasser ausgehende Strahlung ein relatives Minimum annimmt. Mit wachsender Wellenlänge fällt die Strahllichte hier im Bereich von 500 nm bis 700 nm merkbar ab. Das heißt, die Absorptionseigenschaften des Wassers spiegeln sich in der ge-

messenen Strahlung wider, der Oberflächenreflexionsanteil an der Rückstrahlung des Wassers ist entsprechend klein.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß die gemessene Strahllichte L_W des Wassers in ihren Maxima durch Oberflächenreflexion bestimmt ist; in den Minima hat eine stärkere Wechselwirkung der Strahlung mit dem Wasser stattgefunden, die in dieser Zeit gemessene Strahlung eignet sich deshalb besonders für die Untersuchung der Wasserqualität.

Durch Mittelung gewonnene Spektren nehmen eine Zwischenstellung ein. In Abhängigkeit vom Zustand der Wasseroberfläche wird, wie im folgenden Abschnitt gezeigt werden soll, die aus dem Wasser kommende Strahlungskomponente von der Oberflächenreflexionskomponente mehr oder weniger stark überlagert und dadurch der Zugang zur Information über das Wasser in unterschiedlichem Grade verdeckt.

3.3. Spektren der Meeresoberfläche bei unterschiedlichen Atmosphären- und Oberflächenbedingungen

Vergleichende Untersuchungen wurden an den in der Tabelle 4 mit ihren wichtigsten Kenndaten zusammengestellten Meßstationen durchgeführt. Die Auswahl erfolgte hinsichtlich unterschiedlicher Oberflächenstrukturen des untersuchten Ozeans und veränderter Einstrahlungsbedingungen. Die gemessenen zeitlichen Verläufe der vom Wasser ausgehenden Strahllichte sind für die angegebenen Meßstationen in den Abbildungen 2, 4 und 5 dargestellt. Die Abbildungen 6 und 7 zeigen die zugehörigen Spektren.

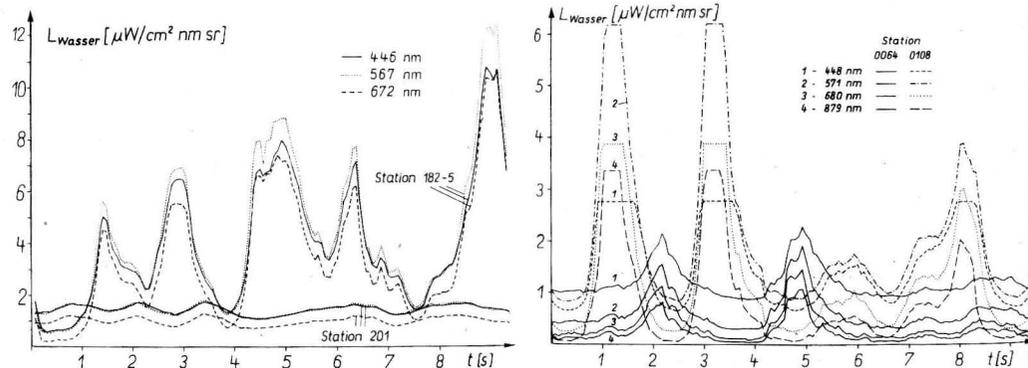
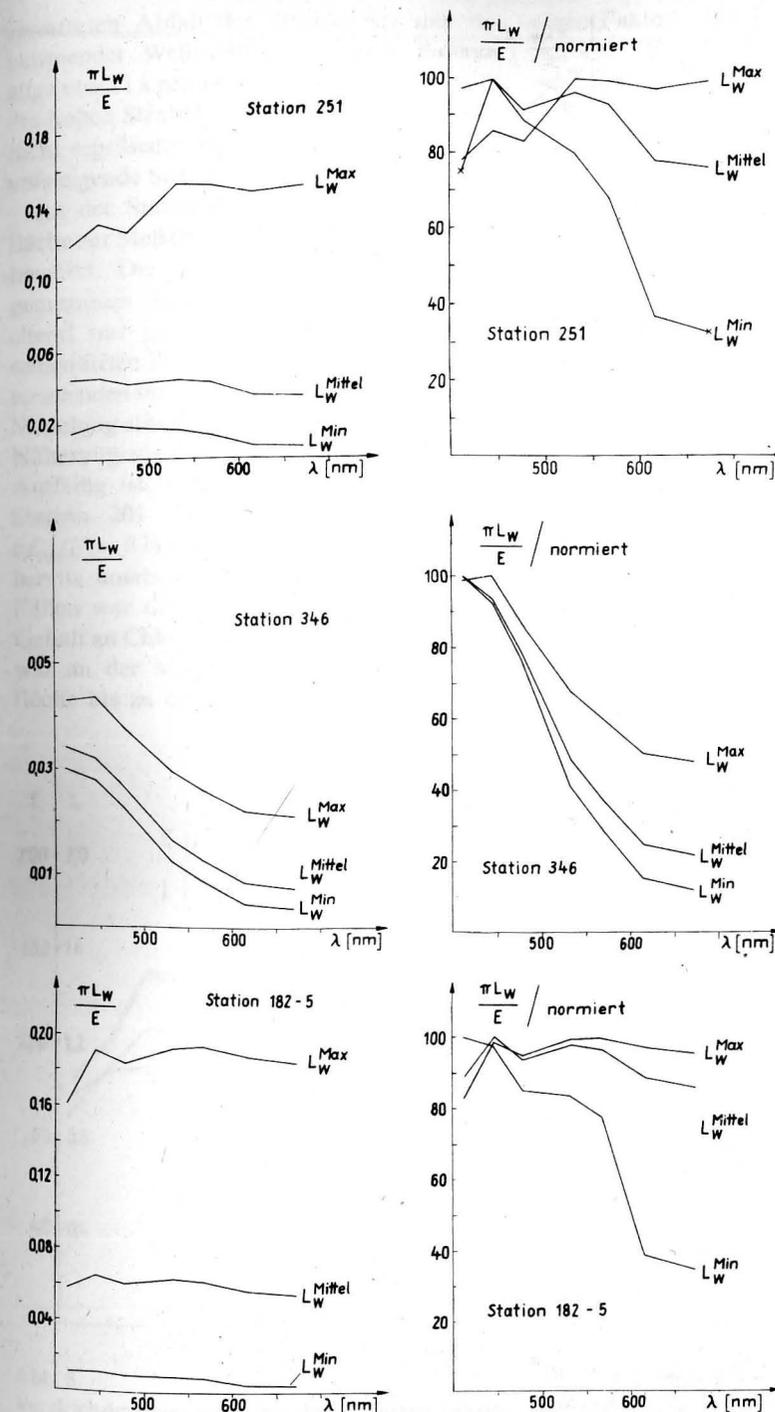
An der Meßstation 346 war die Wasseroberfläche im Vergleich zur Station 251 (siehe Abschnitt 3.2.) weitgehend glatt. Die registrierte Strahllichte des Wassers schwankte nur wenig (Abb. 2). Die spektrale Verteilung der vom Wasser ausgehenden Strahllichte ist zu allen Zeiten qualitativ ähnlich (Abb. 6, Mitte). Ein durch Mittelung gewonnenes Spektrum kann als repräsentativ angesehen werden. An der

Tabelle 4
Charakterisierung der Meßstationen

Meßstations- Nummer	Meßstations- Koordinaten	Meßtag	Meßzeit GMT	Sonnen- höhe	Atmosphären- u. Meereszustand
251	20°36'S 11°57'O	4. 11. 79	8:40	57°	wolkenlos, mittlere Wellen, $v_{\text{Wind}} = 6,9 \text{ m/s}$
346	9°15'N 20°10'W	30. 11. 79	12:30	58°	wolkenlos, kleine Wellen, $v_{\text{Wind}} = 1,2 \text{ m/s}$
182-5	20°13'S 12°38'O	27. 10. 79	11:05	81°	wolkenlos, hohe Wellen, $v_{\text{Wind}} = 13,3 \text{ m/s}$
201	20°23'S 12°23'O	30. 10. 79	12:07	73°	vollständig bewölkt, kleine Wellen $v_{\text{Wind}} = 5,6 \text{ m/s}$
0064	20°41'N 27°23'W	12. 2. 84	15:41	49°	Wolken 3/8, keine Angaben über Wellenzu- stand $v_{\text{Wind}} \approx 5,0 \text{ m/s}$
0108	20°10'N 17°22'W	28. 2. 84	13:30	61°	Wolken 1/8, keine An- gaben über Wellenzustand $v_{\text{Wind}} = 4,2 \text{ m/s}$

Meßstation 182-5 herrschte zur Meßzeit starker Wellengang, Schaumköpfe traten auf. Die vom Spektrometer registrierte Strahllichte des Wassers schwankte um mehr als eine Größenordnung (Abb. 4). Die zu Zeiten relativer Maxima dieser Schwankungen gewonne-

nen Spektren (Abb. 6, unten) fallen mit wachsender Wellenlänge nur wenig ab, sind als das Ergebnis spiegelnder Reflexion an der Wasseroberfläche anzusehen. Die zu Zeiten relativer Minima gewonnenen Spektren zeigen den auf Grund der Dämpfung durch das Wasser

Abb. 4
Zeitliche Änderungen der Strahllichte L_W des Wassers an den Meßstationen 182-5 und 201Abb. 5
Zeitliche Änderung der Strahllichte L_W des Wassers an den Meßstationen 0064 und 0108Abb. 6
Die Remission des Wassers $\pi L_W/E$ als Funktion der Wellenlänge für die Meßstationen 251, 346 und 182-5. Bei der Normierung wurde jeder Wert eines Spektrums auf seinen Maximalwert bezogen.

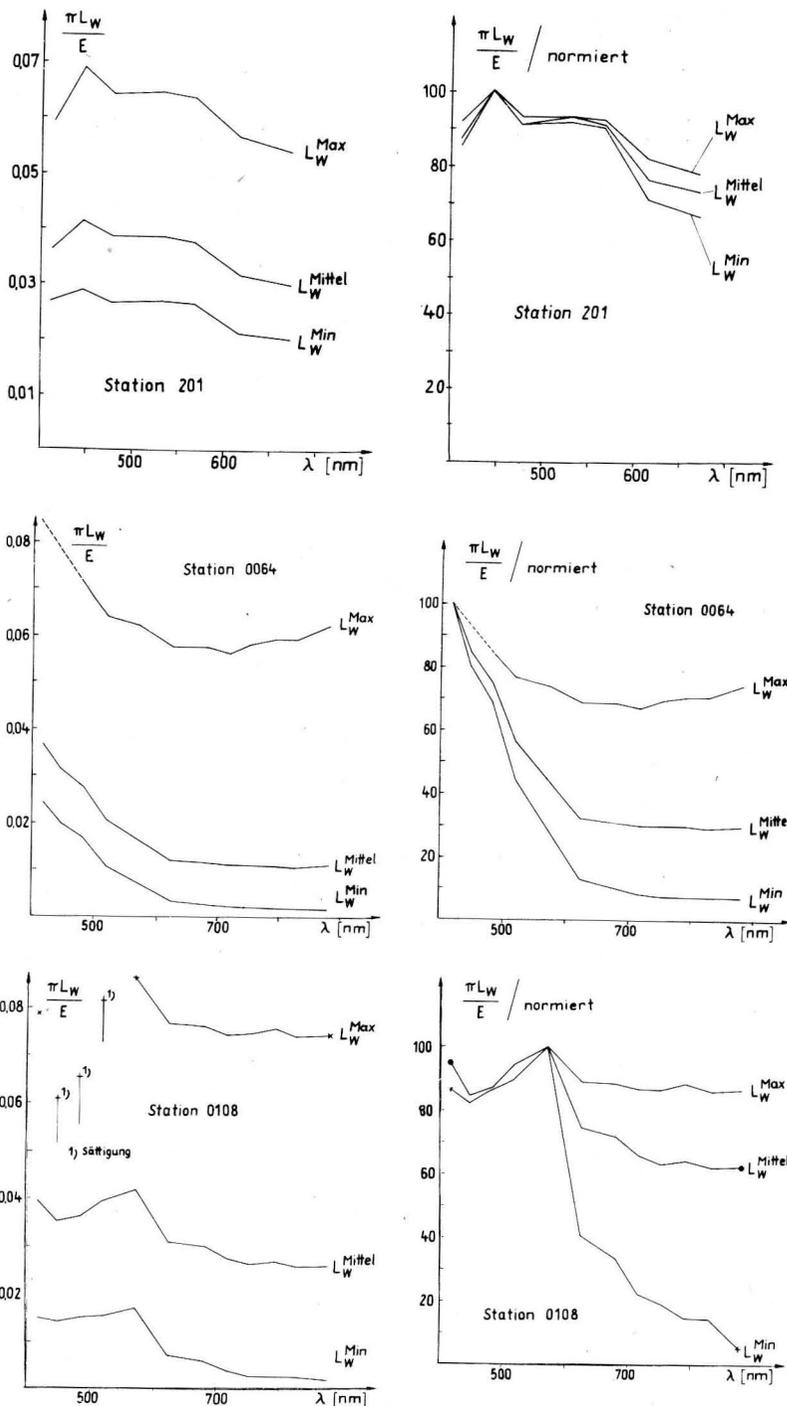


Abb. 7 Die Remission des Wassers $\pi L_w/E$ als Funktion der Wellenlänge für die Meßstationen 201, 0064 und 0108. Bei der Normierung wurde jeder Wert eines Spektrums auf seinen Maximalwert bezogen.

erwarteten Abfall der Strahldichte mit zunehmender Wellenlänge. Die über Wellenlängen von 22 s gemittelten Spektren sind durch die hohen Strahldichten stark beeinflusst und nicht repräsentativ für eine aus dem Wasser aufsteigende Strahldichte.

An der Station 201 war die Meeresoberfläche zur Meßzeit ruhig und der Himmel dicht bewölkt. Die zeitlichen Schwankungen der gemessenen Strahldichte waren dementsprechend nur gering (Abb. 4). Die zu unterschiedlichen Zeiten gewonnenen Spektren unterscheiden sich nur wenig (Abb. 7). Ein durch Mittelung erhaltenes Spektrum kann in erster Näherung zur Interpretation benutzt werden. Auffällig ist, daß an der hier betrachteten Station 201 der Gradient der Funktion $\pi L_w/E = f(\lambda)$ wesentlich kleiner ist als an der bereits untersuchten Station 346. In beiden Fällen war die Meeresoberfläche ruhig, der Gehalt an Chlorophyll a und Phaeopigmenten war an der Meßstation 201 von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 50 m etwa um

einen Faktor 3 höher als an der Station 346. An der Station 346 herrschte zur Meßzeit wolkenloses Wetter, an der Meßstation 201 bestand eine geschlossene Wolkendecke. Zur Verdeutlichung der Strahlungsverhältnisse sind in der Abb. 8 die gemessene Bestrahlungsstärke E an der Wasseroberfläche und die Strahldichte L_w des Wassers für beide Meßstationen aufgetragen. Man erkennt, daß im betrachteten Fall bei ähnlichen Einstrahlungspegeln die in etwa 7 m Höhe über dem Wasserspiegel registrierte vom Wasser ausgehende Strahldichte bei bewölktem Himmel wesentlich größer als bei sonnigem Wetter ist.

In der Abb. 5 sind Ergebnisse der Messungen an den Stationen 0064 und 0108 der Expedition des FS „A. v. Humboldt“ im Jahre 1984 mit einem gegenüber der Expedition im Jahre 1979 etwas veränderten Spektrometer wiedergegeben. Die Erweiterung des Wellenlängenbereiches von 672 nm auf 879 nm brachte für die hier diskutierten Erscheinungen keine neuen Aspekte. Die Steigerung der Empfindlichkeit führte bei der Messung der minimalen Strahldichten zu einer Erhöhung der Meßgenauigkeit, bei großen Strahldichten in einigen Meßkanälen aber bereits bei mäßig bewegter Meeresoberfläche zu Sättigungswerten. Dadurch bedingt ist eine Mittelung der Strahldichtewerte nicht sinnvoll. Die in der Abb. 7 für die Stationen 0064 und 0108 eingezeichneten gemittelten Spektren wurden unter Einbeziehung der Sättigungswerte errechnet und können dementsprechend nur einen orientierenden Zweck haben. Für die Auswertung allein brauchbar sind die zu den Zeiten minimaler Strahldichte aufgenommenen Spektren.

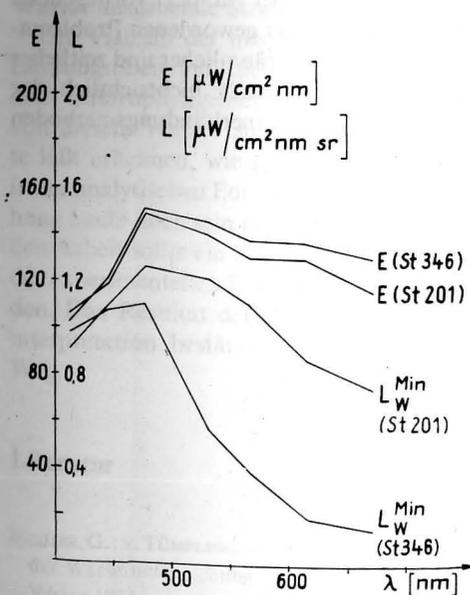


Abb. 8 Vergleich der gemessenen Bestrahlungsstärken E an der Wasseroberfläche und der vom Wasser ausgehenden Strahldichten L_w bei wolkenlosem Wetter (Station 346) und bei bewölktem Himmel (Station 201)

4. Zusammenhang zwischen der Strahldichte des Wassers und seinem Chlorophyllgehalt

Bei der Expedition des FS „A. v. Humboldt“ am Anfang des Jahres 1984 wurden unter dem Aspekt der Ausarbeitung von Fernerkundungsmethoden — zur gleichen Zeit befand sich ein Spektrometer MKS an Bord der

sowjetischen Raumstation Salut 7 — Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen der vom Ozean ausgehenden Strahlendichte und dem Chlorophyllinhalt des Wassers durchgeführt. Ein Ergebnis ist in der Abb. 9 dargestellt. Unter Benutzung von logarithmischen Maßstäben auf der Abszisse und Ordinate ergibt sich zwischen den dargestellten Größen ein linearer Zusammenhang. Die Regressionsanalyse führt zu der Beziehung

$$C_{chl} = 2,32 \left(\frac{L_{448}^{Min} E_{571}}{L_{571}^{Min} E_{448}} \right)^{-2,6} \quad (2)$$

mit dem Korrelationskoeffizienten $r = 0,92$. Dabei steht C_{chl} für die Summe der Konzentrationen von Chlorophyll a und den Phaeopigmenten. Sie wurde vom Institut für Meereskunde der AdW der DDR auf der Basis einer von LORENZEN (1967) empfohlenen Auswertemethode bestimmt. E ist die auf die Wasseroberfläche auftreffende Bestrahlungsstärke, L die von ihr nadirwärts ausgehende Strahlendichte bei den als Indizes in nm angegebenen Wellenlängen. Die Messungen erfolgten unter unterschiedlichen Bedingungen an 60 Meßstationen. Benutzt wurden dabei, wie im Abschnitt 3 begründet, die Minimalwerte der gemessenen Strahlendichte, gekennzeichnet

durch L^{Min} . Bei Benutzung der Mittelwerte der Strahlendichte führt die lineare Regression unter Rückgriff auf dieselben Meßstationen wie oben zu dem kleineren Korrelationskoeffizienten $r = 0,86$.

Die Streuung der Meßwerte kann durch eine Anzahl leicht realisierbarer Maßnahmen vermindert werden. So wurden in dieser Arbeit für die Bestimmung der Strahlendichte des Wassers ausschließlich Meßwerte benutzt, die mit einem Weitwinkelobjektiv, dessen Feldwinkel von $12^\circ \times 17^\circ$ aus einer Höhe von 7 m eine Fläche von etwa 3 m^2 erfaßt, aufgenommen wurden. In einer folgenden Arbeit soll dargestellt werden, daß mit einer Verkleinerung des Öffnungswinkels des Objektivs die in der vorliegenden Arbeit zur Auswertung herangezogenen relativen Minima der Strahlendichte in ihrer Amplitude weiter reduziert werden können und damit eine Verbesserung der auf der Basis der in dieser Arbeit eingeführten Auswertemethodik erhaltenen Ergebnisse möglich ist. Entsprechende Messungen liegen bereits vor und sollen im Zusammenhang mit der in der vorliegenden Arbeit schon sichtbar gewordenen Problematik der Aussagekraft räumlicher und zeitlicher Mitteilungen, der gerade hinsichtlich der Ausarbeitung von Fernerkundungsmethoden

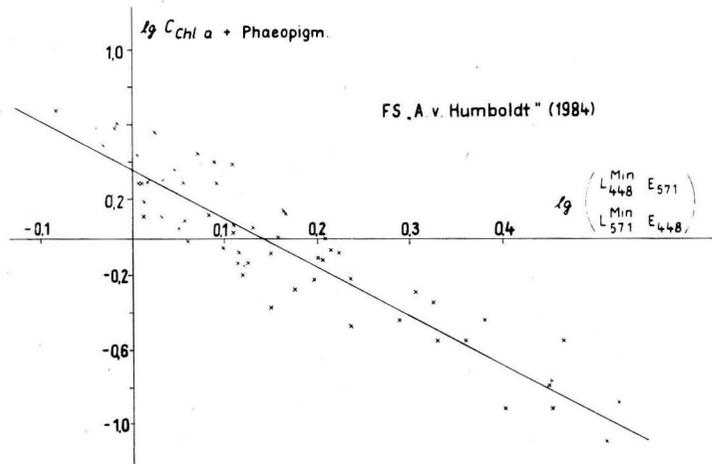


Abb. 9
Zusammenhang zwischen der Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser und der vom Wasser ausgehenden Strahlendichte

große Bedeutung zukommt, diskutiert werden.

Eine Verringerung der Streuung der Meßwerte ist darüber hinaus dadurch zu erwarten, daß man die Zeit der Probenschöpfung zur Chlorophyllbestimmung im Labor und die Zeit der Strahlungsmessung möglichst nahe aneinanderlegt. Im gegebenen Fall betragen die Zeitabstände bis zu einer Stunde, in Einzelfällen sogar bis zu zwei Stunden, d. h. Zeiträume, in denen eine Interpolation für den Chlorophyllgehalt des Wassers nur grobe Näherungswerte geben kann.

In der Frage der Sicherung des Zusammenhangs zwischen den Strahlungsmessungen über der Wasseroberfläche und den Wasserinhaltsstoffen sind darüber hinaus Probleme der Eindringtiefe der Strahlung in das Wasser und damit des Einflusses des Tiefenprofils des Chlorophylls zu untersuchen. Zu berücksichtigen sind die Einflüsse der unterschiedlichen Chlorophyllkomponenten, ihrer Abbauprodukte und weiterer gelöster oder suspendierter Wasserinhaltsstoffe auf die vom Wasser ausgehende Strahlendichte.

Die Vielzahl der hier nur angesprochenen Einflußgrößen auf die Beziehung zwischen dem Chlorophyllgehalt des Wassers und der von diesem Wasser ausgehenden Strahlendichte läßt erkennen, wie groß die Fehlerspanne in der analytischen Formulierung dieser Beziehung heute noch sein muß. Mit der vorliegenden Arbeit sollte ein Schritt zur Verbesserung der experimentellen Ergebnisse gewiesen werden. Das Resultat der beschriebenen Dateninterpretation bestätigt den eingeschlagenen Weg.

Literatur

- BREITIG, G.; v. TÜMPLING, W.: Ausgewählte Methoden der Wasseruntersuchung. — Jena: Gustav-Fischer-Verlag 1972.
- CLARK, D. K.; BAKER, E. T.; STRONG, A. E.: Upwelled Spectral Radiance Distribution in Relation to Particulate Matter in Sea Water. — *Boundary-Layer Meteorology* **18** (1980), 287—298.
- GORDON, H. R.; CLARK, D. K.: Atmospheric Effects

in the Remote Sensing of Phytoplankton Pigments. — *Boundary-Layer Meteorology* **18** (1980), 299 bis 313.

- GORDON, H. R.; CLARK, D. K.; BROWN, J. W.; BROWN, O. B.; EVANS, R. H.; BROENKOW, W. W.: Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates. — *Appl. Optics* **22** (1983), 20—36.
- INTERKOSMOS-Sammelband: Abschlußbericht über die wissenschaftlichen Experimente auf den Erdsatelliten „Interkosmos-20“ und „Interkosmos-21“ (1979—1982), herausgegeben vom Institut für Kosmosforschung der AdW der DDR, Berlin 1984 (in Russisch).
- JEFFREY, S. W.; HUMPHREY, G. F.: New Spectrophotometric Equations for Determining Chlorophylls a, b, c₁ and c₂ in Higher Plants, Algae and Natural Phytoplankton. — *Biochem. Physiol. Pflanzen (BPP)* **167** (1975), 191—194.
- LOMMATZSCH, D.; SCHWARZER, H.; SÜMNICH, K.-H.: Einfluß der Chlorophyllkonzentration auf die spektrale Strahlendichte von ozeanischem Wasser. — *Beitr. Meeresk.* **49** (1983), 41—45.
- LORENZEN, C. J.: Determination of Chlorophyll and Phaeopigments: spectrophotometric equations. — *Limnol. and Oceanogr.* **12** (1967), 343—346.
- MOREL, A.: In-water and Remote Measurements of Ocean Color. — *Boundary-Layer Meteorology* **18** (1980), 177—201.
- SINGH, S. H.: Normalization of Water-leaving Radiance obtained from the Coastal Zone Colour Scanner (CZCS) Data. — *Proc. EARSeL ESA Symposium on Remote Sensing Applications for Environmental Studies, Brussels, Belgium, 26.—29. April 1983 (ESA SP-188, July 1983)*.
- STURM, B.: Determination of Chlorophyll-Concentration in the Sea from NIMBUS-7 Coastal Zone Color Scanner (CZCS)-Data. — *20. Convegno Internazionale Scientifico Sullo Spazio, Rome, 11. to 13. March 1980*.
- VIOLLIER, M.; STURM, B.: CZCS Data Analysis in Turbid Coastal Water. — *J. geophys. Res.* **89** (1984), 4977—4985.

Anschrift des Autors:

Dr. rer. nat. D. LOMMATZSCH
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Kosmosforschung
Rudower Chaussee 5/6
DDR-1199 Berlin

Eingereicht: 1. 3. 1986

Zur Veröffentlichung angenommen: 15. 11. 1986

LARS RAHM

A note on some hydrographic properties of the Eastern Gotland Basin

With 6 figures and 1 table

Abstract: Mean values of salinity, temperature and oxygen concentrations are determined for the hydrographic station Gotland Deep (BY15) by field data obtained from the Fishery Board of Sweden for the period 1957—1982. These estimates are compared with the corresponding values of the entire basin, the Eastern Gotland Basin, which are attained by a volume-weighted procedure based on eight hydrographic stations in this area.

Zusammenfassung: Auf der Grundlage von Messungen, die von der schwedischen Fischereibehörde im Zeitraum 1957—1982 ausgeführt worden sind, wurden für die hydrographische Station Gotlandtief (BY 15) Mittelwerte des Salzgehaltes, der Temperatur und der Sauerstoffkonzentrationen bestimmt. Diese Ergebnisse werden mit entsprechenden Berechnungen für das gesamte östliche Gotlandbecken verglichen, die mit Hilfe einer auf das Volumen bezogenen Wichtung der Beobachtungen an acht hydrographischen Stationen durchgeführt worden sind.

Резюме: На основе измерений, выполненных шведским учреждением по рыболовству с 1957 до 1982 года на станции Готландской впадины (BY 15), были вычислены средние величины солености, температуры и концентрации кислорода. Эти результаты сравниваются с расчетами для всего района Готландского бассейна, которые получились с помощью наблюдений на 8 гидрологических станциях, учитывая их соотношение с объемом.

1. Introduction

The Baltic proper essentially consists of three different basins: the Eastern Gotland Basin, the Northern Central Basin and the Landsort and Western Gotland Basins. They are separated by sills of varying depths. All these basins have a brackish "homohaline" surface layer in common, something which

is separated from the stratified deep water by a strong halocline (for details, see EHLIN 1981 and KULLENBERG 1981). The renewal of the deep water takes place as a more or less intermittent inflow of comparatively saline water from the Kattegatt (see e.g. STIGEBRANDT 1983 and WALIN 1981). The inflow passes the Bornholm Basin, the Stolpe Channel and the Eastern Gotland Basin, then proceeds to the Northern Central Basin until it finally enters the Landsort and Western Gotland Basins. However, some of the deep water also finds its way into the Gulf of Finland and the Gulf of Bothnia. The effects of the rather different hydrographic conditions in this area reflected in the composite *TS*-diagram, see Fig. 1, which shows *TS*-profiles from some different hydrographic stations along the transect mentioned above. The locations of these stations are shown in Fig. 2.

Due to the rapidly changing conditions in the Bornholm Basin, and consequently the short residence times, the hydrographic characteristics of BY5 stand out in sharp contrast to the more quiescent conditions of the other stations. The deep water becomes colder and less saline as it traverses the Baltic proper and gradually merges with the surface layer. This indicates both intense mixing with and entrainment from the surface layer along the transect (see PEDERSEN 1977 or STIGEBRANDT 1983).

Station BY15 (57°20'N, 20°03'E) has in the past been assumed representative for the Eastern Gotland Basin (cf. MATTHÄUS 1980) and also for the entire open Baltic proper (cf. RAHM 1985). This assumption has motivated various studies of the hydrographical

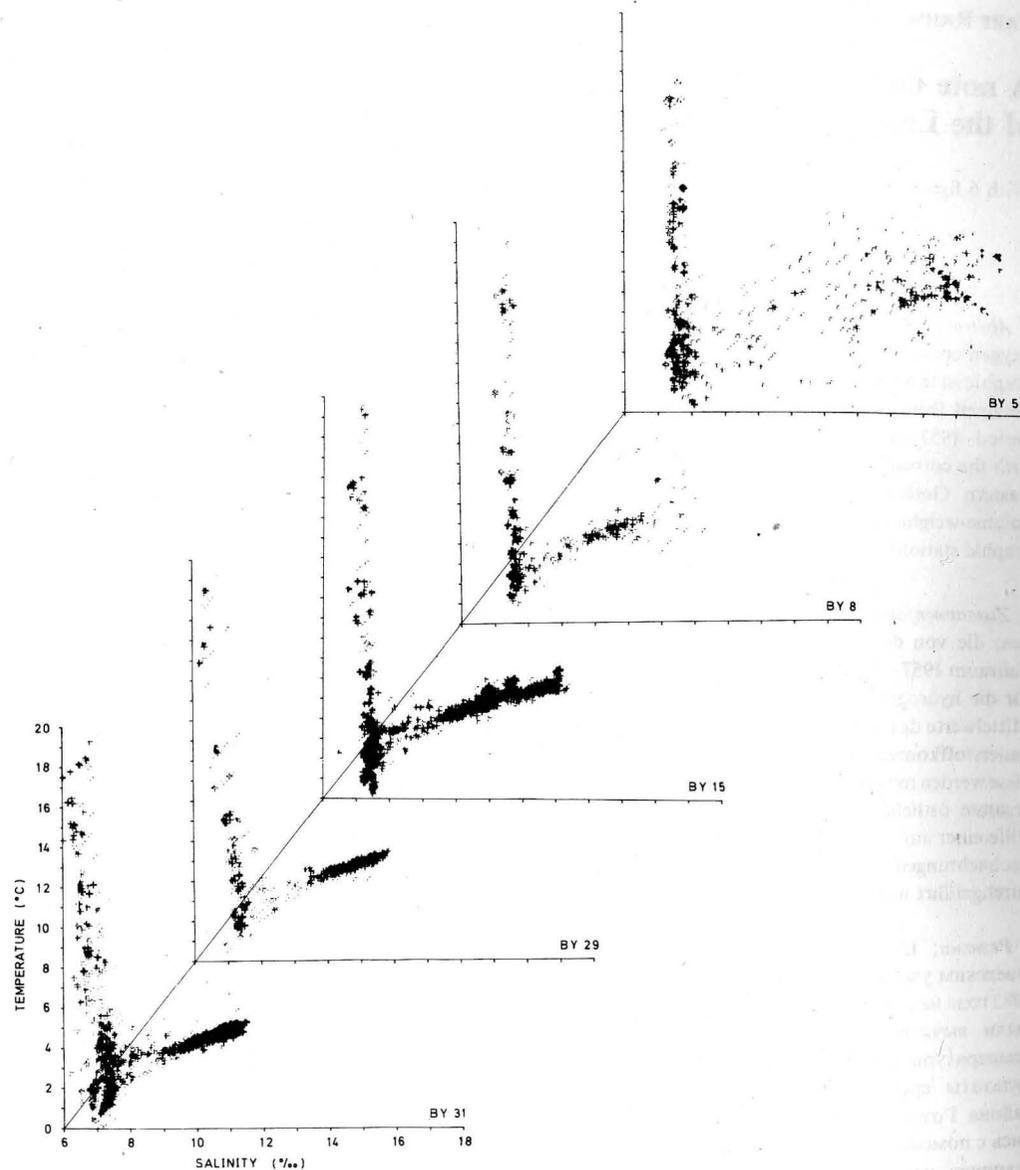


Fig. 1
Quasi-perspective diagram of TS -relations from hydrographic observations in the Baltic proper. The labels define the different stations

and chemical conditions at BY15. These studies make to some degree the incentive for the present study, though the investigation area is restricted to the Eastern Gotland Basin.

The present work is focused on the mean

state of the basin. The coastal regions are, however, badly represented, as not one of the hydrographic stations used is located in the shallow coastal regions. This has, among other things, probably resulted in an underestimation of the spring temperature (and

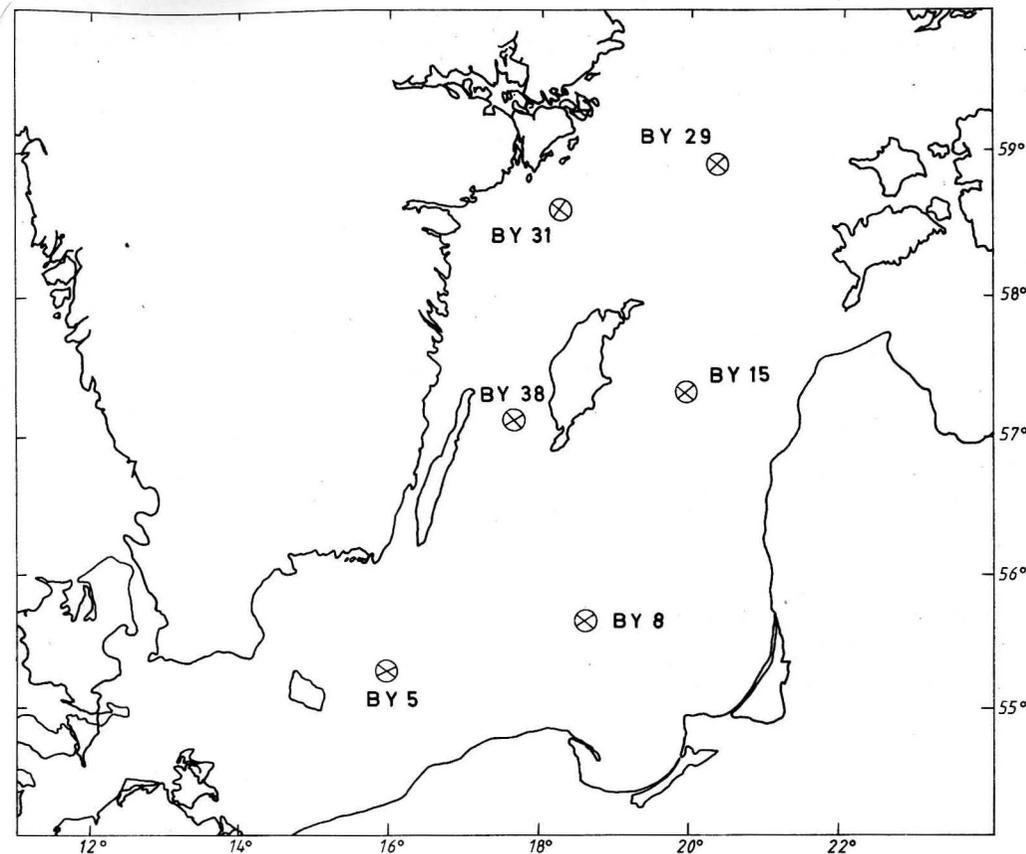


Fig. 2
Schematic map of the location of the different hydrographic stations used in Fig. 1

consequently an analogous overestimation during fall). This is because the warmer (colder) nearshore water masses are confined, due to baroclinic effects (see e.g. WALIN 1972), to a rather thin region at the coast separated from the colder (warmer) offshore water in the outer parts of the basin. Hence these results are valid only for the open waters of the basin.

2. Field data

The field data used in these calculations are those issued by the Fishery Board of Sweden (from its routine surveys in the Baltic) to ICES during the period 1957–1982. Only those observations have been used which

are assumed unquestionable, i.e. in reality those observations of salinity (S) and temperature (T) which also have acceptable oxygen (O_2) observations.

This criterion will, however, inevitably decrease the number of data available for the calculations. The hydrogen sulphide occurring during anoxic conditions are assumed completely oxidized to sulphate, forming a "negative" oxygen concentration.

The estimated mean values are also based on the bathymetry of the basin. Its geographical extent is defined by the polygon shown in Figure 3. This polygon is, in its own turn, divided into seven areas, which are shown in the map. The hypsographic function of each area is obtained from the database creat-

Table 1
Volume (km³) for each segment and for each region in the Eastern Gotland Basin, as defined in the map, Fig. 3

Region/Depth m	1	2	3	4	5	6	7
0—10	72.4	52.1	41.9	60.7	80.6	60.3	55.9
10—20	71.5	51.8	40.5	58.6	80.4	60.3	55.9
20—30	69.4	49.7	39.2	55.3	72.4	60.1	55.9
30—40	68.1	47.1	38.2	52.8	66.5	57.2	55.7
40—50	60.0	40.9	34.6	47.3	59.4	49.9	55.3
50—70	104.1	68.2	60.8	84.1	108.9	80.9	102.7
70—90	87.9	56.6	50.5	77.3	97.7	63.7	77.8
90—110	61.8	41.6	39.7	65.1	86.5	46.4	31.5
110—150	68.4	41.8	50.2	106.0	107.6	19.6	3.4
150—200	17.6	11.2	25.7	40.4	8.5	—	—
200—	—	0.2	6.9	0.2	—	—	—

ed by EHLIN et al. (1974). Each area is further divided into eleven depth intervals. The principle of partition as well as the volume of each segment are presented in Table 1.

3. Calculations

A hydrographic station was assigned to each area, except for area 7 where two stations have been used (see also the map, Fig. 3, for further information). Mean values of S , T and O_2 were calculated for each segment during the period 1957—1982:

$$\bar{\Phi}_{j,k} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\delta_{j,k} \Phi_{i,j,k}), \quad (1)$$

where Φ represents any of the variables observed. Indices i , j and k represent the observation event, the segment in question and the area, respectively. In order not to overrepresent any depth interval in the averaging procedure, the coefficient δ is defined in such a way that parameter values determined inside a segment are given double the weight of those obtained at the boundaries of the same segment. This as a precaution for the few cases when values are lacking in the segment in question and corresponding values

from neighbouring stations have to be used instead.

Mean values of S , T and O_2 for stations BY 8 and BY 20 (the southernmost and northernmost stations in the basin) are plotted in Fig. 4. Assuming that the overall trend in the material is nonexistent and that the data are normally distributed, 95% confidence intervals are estimated. These assumptions are, of course, not completely fulfilled, but the errors induced are assumed of minor importance. The salinity, temperature and oxygen concentrations decrease in the basin with distance from the inflow region (area 7). The differences between the two stations are small but yet significant, though the values of one station sometimes collapse within the standard deviations of the other station. Moreover, the values of the intermediate regions fall within these two extremes. However, the differences observed mainly reflect the existing north-south longitudinal gradient in this basin, i.e. due to the fact that the isolines slope downwards in a northerly direction just as may be expected in this type of estuary. Furthermore, there is another difference between these two stations, namely that the observed values are more scattered near the inflow region than in the opposite end of the basin, especially for the deeper parts of the

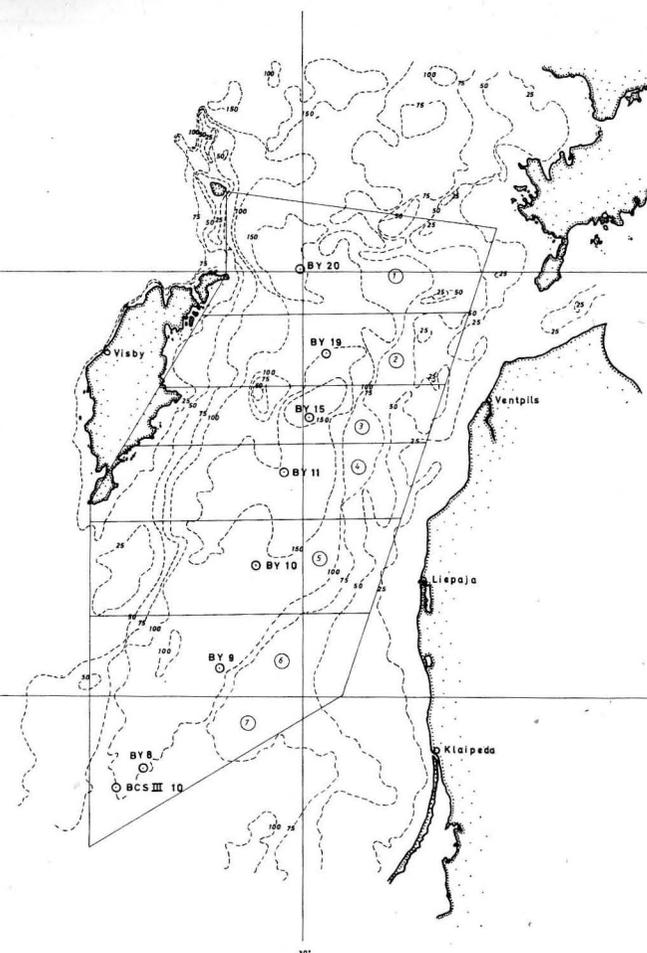


Fig. 3
Schematic map of the investigation area together with the different areas used in the averaging procedure. Both the area index and the respective station labels are shown in the map.

hydrographic stations. This is noticeable in the calculated variances and hence in the confidence intervals presented in Fig. 4.

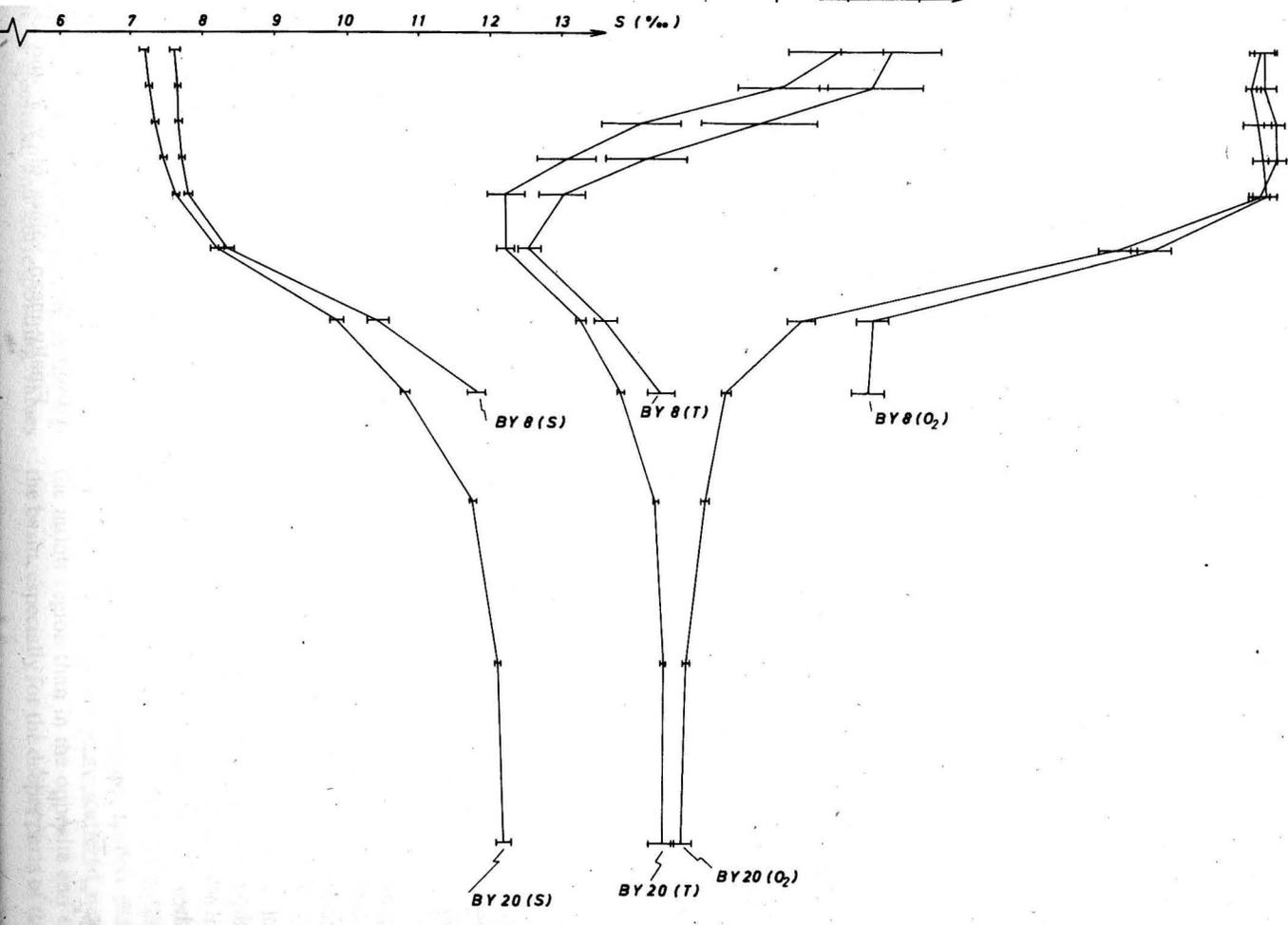
By a weighting procedure, the mean values of the different segments were assigned to their respective volumes $v_{j,k}$.

Mean values of the entire basin, Φ_k were then determined for the three variables:

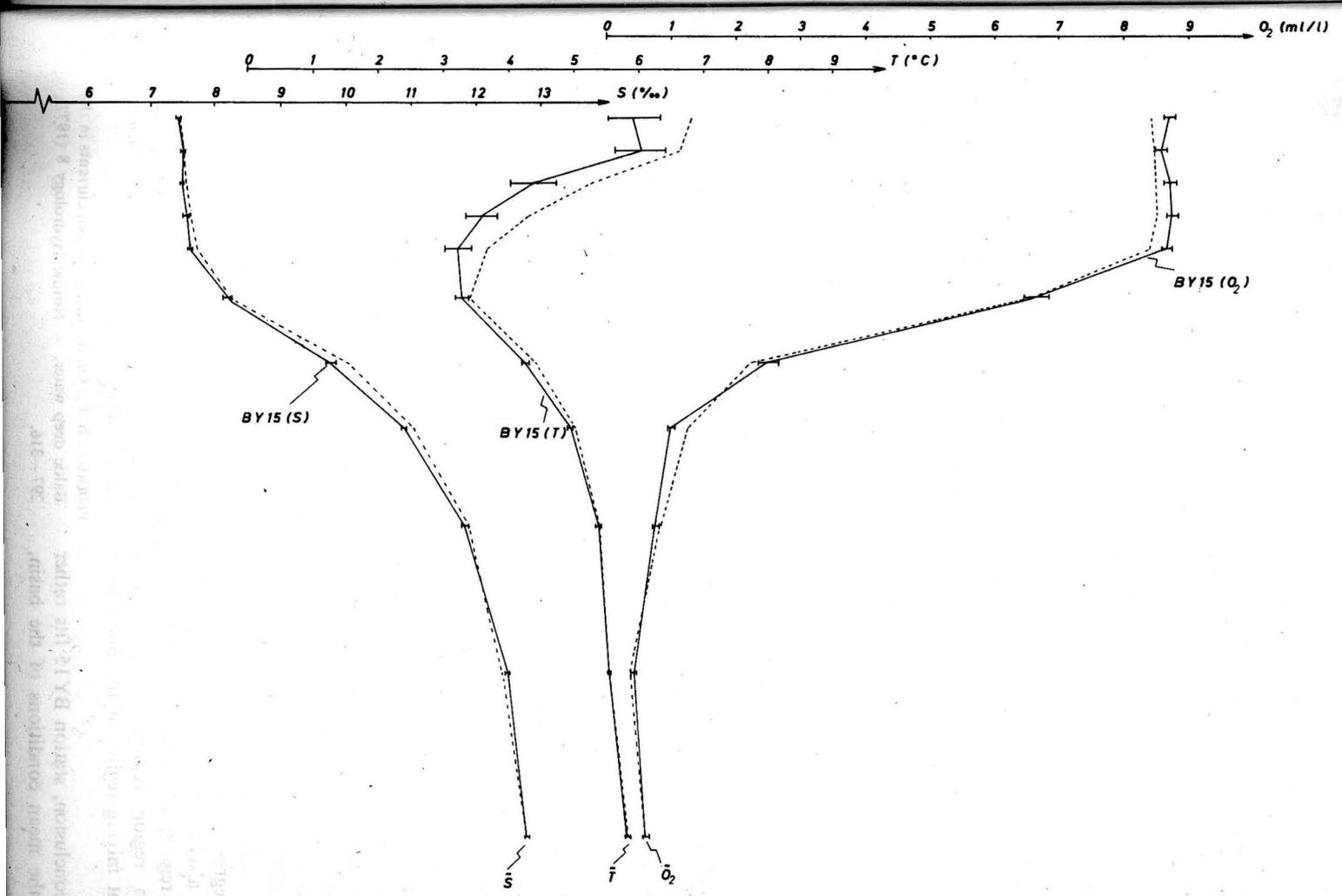
$$\bar{\Phi}_k = \frac{\sum_{j=1}^7 (V_{j,k} \bar{\Phi}_{j,k})}{\sum_{j=1}^7 V_{j,k}} \quad (2)$$

The results are presented in Fig. 5, together with the corresponding values of station BY 15 (area 3). It turns out that BY 15 is colder, less saline and has slightly lower oxygen concentration in the deep water than the mean values of the entire basin indicate. This situation is partly explained by the fact that roughly 60% of the whole volume of the basin lies in the areas 4—7, south of area 3 but only 30% lies north of it, and hence the "centre of gravity" must be south of BY 15. However, the differences are generally small.

Finally mean values of S , T and O_2 are



(m)
 Fig. 4
 Mean values of salinity (S), temperature (T) and oxygen concentrations (O₂) for stations BY8 and BY20 with their respective 95% confidence intervals



(m)
 Fig. 5
 Mean values of salinity, temperature and oxygen concentrations for station BY15 (solid line) and the volume-weighted mean values for the Eastern Gotland Basin (dotted line)

computed for BY 15 in the same way as before, but now only for February, May, August and November in an attempt to estimate the seasonal variations. The results are presented in Fig. 6 at pp. 56–57. (The 95% confidence intervals of the November data are also shown in order to facilitate the interpretation of the calculations. Note the relative large intervals at the level of the halocline.) The largest variations in mean values take place, as might be expected, in the brackish surface layer, especially the temperature and the oxygen concentrations exhibit strong variations. These decrease in the deeper layers, where the mean values often collapse on the November values.

4. Conclusions

The present hydrographic investigation shows that the deviation of BY15 from the calculated mean state of the Eastern Gotland Basin is small but significant. The differences can essentially be explained by the gradually changing conditions in a longitudinal direction within the basin.

The deep water is subject to a decreasing salinity, temperature and oxygen concentrations with distance from the inlet region. This is also true for the surface layer except for the oxygen concentrations, which exhibit very small differences. Hence there is a systematic variation in the hydrographic conditions within the basin. This property is of interest in e.g. cross-isohaline salt flux studies (MATTHÄUS 1983b and RAHM 1985), where the hydrographic conditions of the Baltic proper are represented by the corresponding conditions at BY15. Even small changes in these conditions may have substantial effects upon the diagnostic calculations carried out.

The degree of scatter in the observation material also decreases with distance from the inlet region, as is evident in Fig. 1. This transition region represents, in fact, an important mixing region of the Baltic deep water.

As a conclusion, station BY15 fits rather well to the mean conditions of the basin,

with regard to the reservations done in section 1. However, depending upon the type of study planned, it may still be of some value to consider both the existing variations with latitude in the basin itself and the everpresent variances.

Acknowledgements

The author would like to thank U. JONASSON and O. ÅKERLUND (Department of Oceanography, University of Gothenburg) and J. SZARON (Fishery Board of Sweden), who made the hydrographic data available. Furthermore, E. BERGSTRAND (SMHI) is hereby gratefully acknowledged for supplying the bathymetric data and Mrs. V. KUYLENTIERNÄ for help with the manuscript. Finally, the author is very much indebted to Dr. F. WULFF (Askö Laboratory, University of Stockholm) for many fruitful discussions.

This work was partly supported by the National Swedish Environmental Protection Board and partly by "Delegationen för Samordning av Havsresursverksamheten".

5. References

- EHLIN, V.: Hydrology of the Baltic Sea. — In: *The Baltic Sea*, ed by A. VOIPIO. — Elsevier Oceanographic Series 30 (1981), 123–134.
- EHLIN, U.; MATTISON, I.; ZACHRISSON, G.: Computer based calculations of volumes of the Baltic area. — Proc. 9th Conf. of Baltic Oceanographers, Institut Meereskunde, Kiel (1974), 144–156.
- KULLENBERG, G.: Physical Oceanography. — In: *The Baltic Sea*, ed. by A. VOIPIO. — Elsevier Oceanographic Series 30 (1981), 135–181.
- MATTHÄUS, W.: Zur Variabilität der primären halinen Sprungschicht in der Gotlandsee. — *Beitr. Meereskd.* 44/45 (1980), 27–42.
- MATTHÄUS, W.: Zur Variation der vertikalen Stabilität der thermohalinen Schichtung im Gotlandtief. — *Beitr. Meereskd.* 48 (1983a), 57–71.
- MATTHÄUS, W.: Zum Vertikalaustausch durch die primäre haline Sprungschicht der offenen Ostsee. — *Gerlands Beitr. Geophysik* 92 (1983b), 20–30.
- MATTHÄUS, W.: Analysis of long-term trends in the Baltic proper during the seventies. — *Beitr. Meereskd.* 52 (1985), 49–56.
- PEDERSEN, B. F.: On the dense bottom currents in the Baltic deep water. — *Nordic Hydrology* 8 (1977), 297–316.

RAHM, L.: On the diffusive salt flux of the Baltic proper. — *Tellus* 37A (1985), 87–96.

STIGEBRANDT, A.: A model for the exchange of water and salt between the Baltic and the Skagerrak. — *J. Phys. Oceanogr.*, 13 (1983), 411–427.

WALIN, G.: On the hydrographic response to transient meteorological disturbances. — *Tellus* 24 (1972), 169–186.

WALIN, G.: On the deep water flow in the Baltic. — *Geophysica* 17 (1981), 75–93.

Address of the author:

Dr. L. RAHM
Swedish Meteorological and Hydrological Institute
S-61700 Norrköping
Sweden

Received: March 9, 1987

Accepted: April 15, 1987

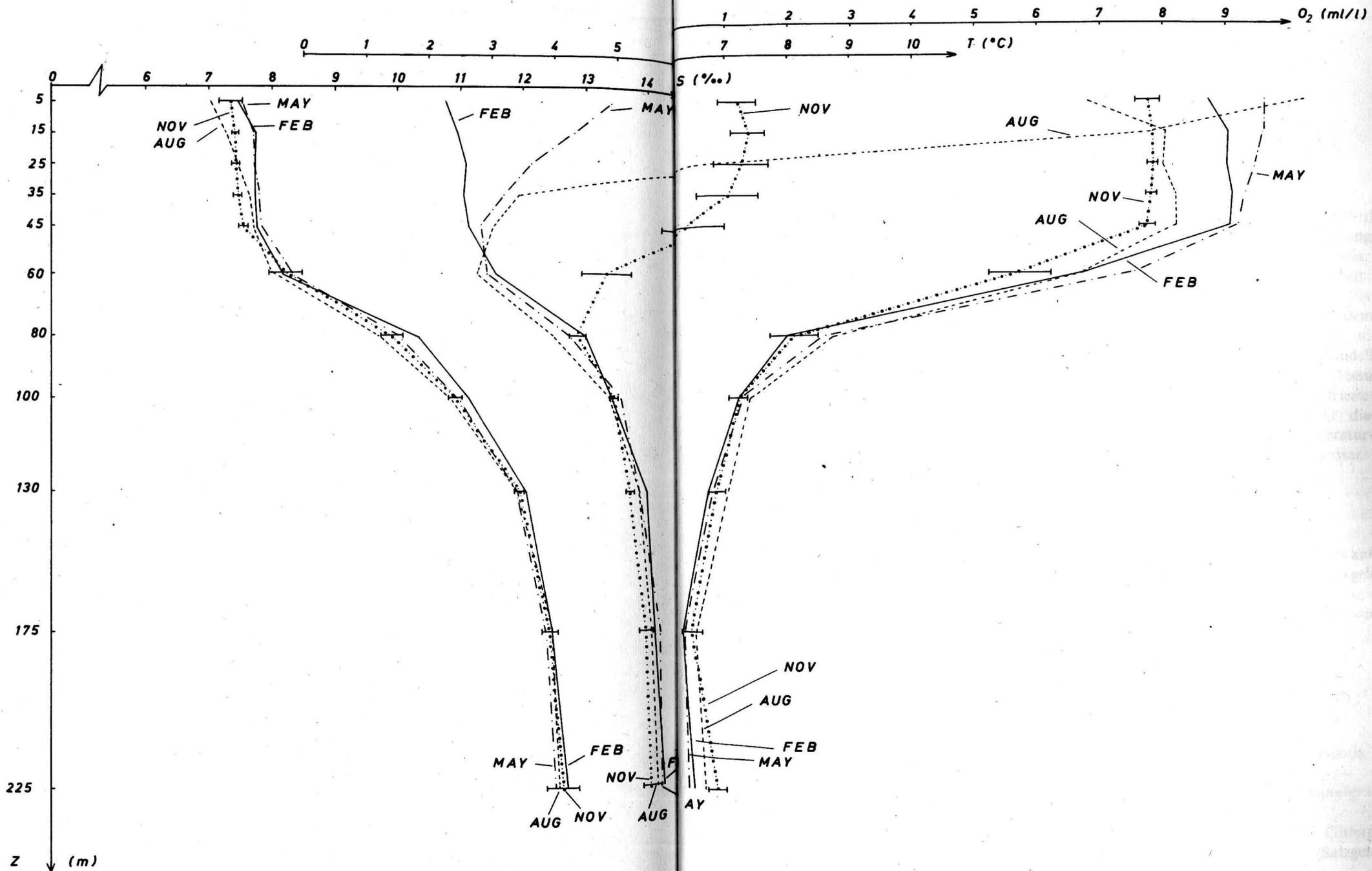


Fig. 6 Mean values of salinity, temperature and oxygen concentrations for station BY 15. The values are calculated for the different seasons.

EVGENIJ VASIL'EVIC SEMENOV

Einige Aspekte der Planung und Bearbeitung von hydrologischen Feldmessungen in den energoaktiven Zonen des Ozeans

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung: In der Arbeit werden einige Probleme der Anpassung von thermohalinen Meßdaten untersucht. Es werden Ergebnisse zur Berechnung des „POLYMODE“-Polygons und des energetischen Feldes des Golfstroms in Winter 1983/84 dargelegt. Diskutiert wird eine der möglichen Methoden zur Planung von hydrologischen Feldmessungen.

Abstract: Some aspects of assimilation of the temperature and salinity observations are considered. Numerical results dealing with the experiment "Polymode" in the Gulfstream region are described. One of the feasible opportunities for making and planning hydrological observations in the ocean is discussed.

Резюме: В работе рассматриваются некоторые вопросы усвоения данных термохалинных измерений. Приведены результаты расчетов для полигона „Полимод“ и энергетического полигона Гольфстрима зимой 1983—84 гг. Обсуждается один из возможных подходов к планированию полигонных гидрологических измерений.

1. Einleitung

Die Erfahrungen bei der Arbeit mit dem Programm „EZO/RAZREZY“ (Sections) haben gezeigt, daß sich die Erforschung der hydrologischen Prozesse in den energoaktiven Zonen auf die Bearbeitung der thermohalinen Messungen des Tiefenwassers unter Einbeziehung relativ komplizierter hydrodynamischer Modelle stützen muß, die einerseits die Berechnung der Parameter der Wasserzirkulation ermöglichen und andererseits eine Synchronisierung der Beobachtungswerte erlauben. Wie numerische Experimente zeigen, muß die Anwendung der komplizierten hydrodynamischen Modelle mit einer entsprechenden Planung thermohaliner Feld-

messungen einhergehen, da sonst die Wirkung des Einsatzes komplizierter Bearbeitungsverfahren wesentlich verringert wird oder ganz ausbleibt. In der vorliegenden Arbeit wird eine der möglichen Methoden zur Planung von Feldarbeiten behandelt. Bei dem gesamten Komplex der Probleme, die mit der Formulierung eines numerischen Modells für die Anpassung hydrologischer Messungen in Zusammenhang stehen, konzentrierten wir uns auf einen wesentlichen Aspekt: die Methodik zur Anpassung von Temperatur- und Salzgehaltsmessungen im Tiefenwasser.

2. Untersuchungsmethoden

Die vorgeschlagene Methodik basiert auf dem von SARMIENTO und BRYAN (1982) dargelegten Verfahren. Dementsprechend hat die Gleichung für den Wärme- (Salz-)transport folgende Form

$$\frac{dT}{dt} = A_H \Delta T + \kappa_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \gamma(\hat{T} - T); \quad (1)$$

A_H, κ_T — horizontale und vertikale Austauschkoefizienten;

γ — Parameter, der den Anpassungsgrad der Beobachtungswerte bewertet;

\hat{T} — gemessener und auf den Gitterpunkt transformierter Temperatur- (Salzgehalts-) wert.

Die übrigen Bezeichnungen sind die üblichen.

Für die Berechnung von \hat{T} wurde folgende Korrelation verwandt:

$$\hat{T} = (1 - \omega) T^* + \omega T; \quad (2)$$

T^* — eigentlicher Meßwert;

ω — eine gewisse Gewichtsfunktion, die im einfachsten Fall als isotrop angenommen werden kann:

$$\omega = \frac{R^2 - d_m^2}{R^2 + d_m^2}, \quad R > d_m;$$

$$\omega = 0, \quad R \leq d_m;$$

R — Korrelationsradius

d_m — Abstand des Meßpunktes vom Gitterpunkt.

Wegen des Vorhandenseins von Strömungsfeldern ist klar, daß die Gewichtsfunktion nicht isotrop sein kann. Deshalb wurde die von BENJAMIN und SEAMAN (1985) vorgeschlagene Technik verwendet. Ihr Sinn besteht darin, daß die Gewichtsfunktion längs der Stromlinien langsamer als normal zu den Stromlinien abnimmt. Hierfür wird eine entsprechende elliptische Gewichtsfunktion berechnet. Außerdem wurde dieser Effekt bei Vorhandensein einer Krümmung der Stromlinien durch die Berechnung der sogenannten „bananenförmigen“ Funktion berücksichtigt. Bei der Berechnung von Feldern mit synoptischem Maßstab gibt es einen ausgezeichneten Horizontalmaßstab, den internen Rossy-Radius:

$$L_R = \frac{\bar{N}}{f} H;$$

\bar{N} — vertikal gemittelte Brunt-Väisälä-Frequenz

f — Trägheitsfrequenz

H — Wassertiefe.

Daher ist der Maximalwert des Korrelationsradius R begrenzt:

$$R \leq L_R.$$

Die skizzierte Bearbeitungsmethodik wurde für Testberechnungen mit Daten aus dem „POLYMODE“-Feld untersucht, wobei nur die Werte der Temperatur- und Salzgehaltsbeobachtungen bearbeitet und die Berechnungsergebnisse mit den direkten Messungen

der Strömungsfelder verglichen worden sind. Als Anfangsbedingungen dienten die Dichtewerte der Beobachtungen vom 20.—26. April 1978, die als synoptisch aufgefaßt werden können. Die Werte der zweiten Beobachtungsphase vom 26. 4.—1. 5. 1978 berechnete man mit einem hydrodynamischen numerischen Modell nach der o. a. Methodik. Das numerische Modell wird in der Arbeit von SEMĚNOV und RUSECKIJ (1986) näher dargestellt. Das Gitter des Modells hat 13×13 Punkte in der Horizontalen mit einer Schrittweite von $0,25^\circ$ und 12 Tiefenniveaus (0, 20, 50, 100, 150, 200, 400, 700, 1000, 1500, 3000 und 5000 m). Als Zeitschritt wurden 8 Stunden gewählt. Die Koeffizienten des horizontalen und vertikalen Turbulenzaustausches für Wärme, Salz und Impuls betragen $3 \cdot 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$ bzw. $10 \text{ cm}^2 \text{ pro s}$. Da Messungen unter 2000 m fehlten, wurde der Ozean im Anfangszeitmoment unterhalb dieser Tiefe als homogen angesehen.

3. Ergebnisse

In Abb. 1 ist das berechnete Druckfeld in 700 m Tiefe zum Zeitpunkt des Abschlusses der Aufnahme dargestellt. Außerdem wurden die Vektoren der horizontalen Geschwindigkeit eingetragen, die von GRAČEV et al. (1984)

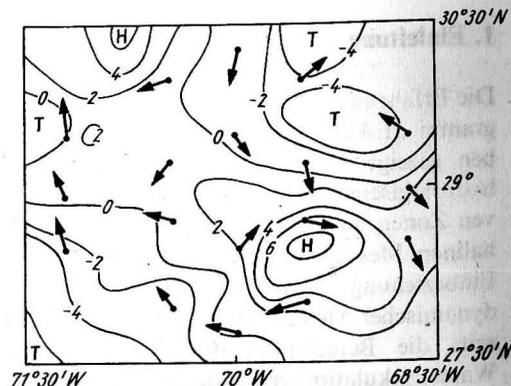


Abb. 1
Berechnetes Druckfeld in 700 m Tiefe ($P' = P/\rho_0 g$) und Vektoren der gemessenen horizontalen Geschwindigkeit (Pfeile) im „POLYMODE“-Polygon (1. 5. 1978)

übernommen worden sind. Auf dem gegebenen Tiefenniveau und darüber wird eine befriedigende qualitative Übereinstimmung zwischen der berechneten und gemessenen Zirkulation festgestellt. Zu bemerken ist eine Verschlechterung der Berechnungsergebnisse mit der Tiefe, die nach unserer Meinung durch eine ungenügende Meßgenauigkeit der Temperatur und des Salzgehaltes hervorgerufen wird, was sich insbesondere auf die Berechnung der barotropen Strömungskomponente auswirkt.

Es wurden auch Werte von thermohalinen Beobachtungen in einem energetischen Feld des Golfstroms mit den Koordinaten 35° – $39^\circ 30' \text{ N}$ und 64° – 71° W vom Winter 1983/84 bearbeitet. Dabei verwendeten wir die hydrologische Information von zwei Dichteaufnahmen vom 28. 12. 1983 bis 17. 1. 1984 bzw. 17. 2. 1984 bis 8. 3. 1984, die aus 72 bzw. 64 hydrologischen Tiefenwasserstationen (bis zu 2000 m) bestanden. Als Anfangsbedingungen wurden die Klimadaten für die Winterperiode gewählt, die uns freundlicherweise die Universität Princeton/USA zur Verfügung stellte. An den Grenzen wurden, wenn keine Beobachtungswerte vorhanden waren, ebenfalls Klimadaten der entsprechenden physikalischen Größen vorgegeben. Das Stützstellengitter hatte 17×12 Punkte mit einer konstanten Schrittweite von $0,5^\circ$ und 12 Tiefenstufen, die mit den für die Berechnung auf dem POLYMODE-Feld verwendeten Horizonten zusammen-

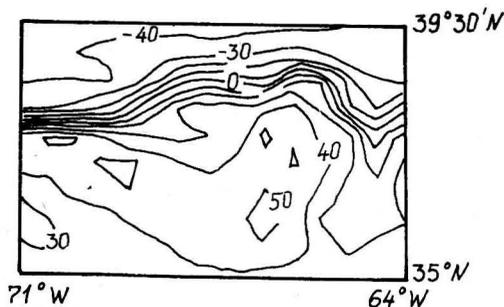


Abb. 2
Nivellierte Meeresoberfläche im Polygon der Golfstromregion (in cm) vom 9. 3. 1984

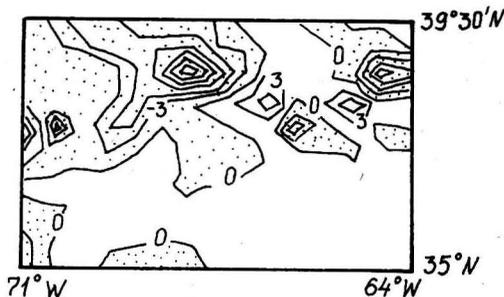


Abb. 3

Wärmestrom durch die Meeresoberfläche im Polygon der Golfstromregion vom 9. 3. 1984. Die punktierten Flächen sind Gebiete mit negativer Wärmebilanz an der Meeresoberfläche.

fallen. Als Zeitschritt wurden wieder 8 Stunden angenommen. Die horizontalen und vertikalen Austauschkoefizienten betragen $2 \cdot 10^7$ bzw. $10 \text{ cm}^2/\text{s}$. Zur Illustration der durchgeführten Berechnungen wird in Abb. 2 ein Feld mit einer nivellierten Meeresoberfläche zum Zeitpunkt des Abschlusses der zweiten Aufnahme und in Abb. 3 das Feld der Wärmeströme durch die Meeresoberfläche angeführt. Die Wärmeströme durch die Meeresoberfläche wurden mit zwei Methoden berechnet. Bei der ersten Methode (Lagrange-Bild) ist die Veränderung des Wärmegehaltes eines gewissen Flüssigkeitsvolumens bewertet worden, bei der zweiten (Euler-Bild) wurde der Wärmestrom aus der Wärmebilanzgleichung als Restglied unter Vernachlässigung der Turbulenzwärmeströme an den Seitengrenzen und an der unteren Grenze des Volumens berechnet. Hierbei wurde die Volumengröße in der Vertikalen mit Hilfe von Feinstrukturmessungen, die von der Neil-Brown-Sonde ausgeführt worden waren, ermittelt. Aus Abb. 3 ist ersichtlich, daß die maximale Wärmeabgabe im Kernbereich des Golfstroms erfolgt und bis zu 900 W/m^2 betragen kann.

Wie oben angeführt wurde, muß die Anwendung komplizierter hydrodynamischer Bearbeitungsmodelle mit einer entsprechenden Planung der Feldmessungen einhergehen, um einen maximalen Effekt zu erreichen. Eine

wesentliche Hilfe kann die Antwort auf die Frage sein, wie die Aufnahmeparameter zu wählen sind: Sowohl die Anzahl und Lage der Stationen als auch ihre zeitliche Verteilung haben Einfluß auf die Genauigkeit der angestrebten Resultate. Offensichtlich ist es schwierig, allgemeingültige Empfehlungen zur Durchführung von Aufnahmen zu geben, da das Ergebnis sowohl von der Qualität des Modells sowie der Struktur der Wasserzirkulation als auch von den Aufnahmeparametern abhängt. Es mag durchaus ein mathematisches Modell geben, das zur Widerspiegelung einer nichtstationären hydrologischen Wasserstruktur für die notwendigen raumzeitlichen Maßstäbe durch Anpassung von asynchronen Feldmessungen von Temperatur und Salzgehalt geeignet ist. Zusätzlich wird eine Information über die „Klimafelder“ von Temperatur und Salzgehalt benötigt. Die Aufgabe besteht darin, auf der Grundlage von vorhandenen Möglichkeiten bei der Realisierung der Beobachtungen objektiv eine der Varianten auszuwählen.

Die vorgeschlagene Methodik sieht folgendermaßen aus: In der ersten Etappe ist eine „Punktlösung“ zu gewinnen. Analog zum realen Vorgang in der Natur werden weiterhin, ausgehend von den Möglichkeiten bei der Durchführung der Aufnahme, mehrere Varianten ausgeführt und mit der „Punktlösung“ verglichen.

Konkretisieren wir jede dieser Etappen in Anwendung auf das im Winter 1983/84 im Gebiet des Golfstroms bearbeitete Feld. Bei allen Berechnungsetappen werden wir das gleiche numerische Modell verwenden und daher den Einfluß des Modells direkt auf ein Minimum führen. Die Lösung des Cauchy-Problems stellt hier einen entscheidenden Schritt dar, wobei als Anfangsbedingung die Klimasituation gegeben wird. Die Nutzung der klimatologischen Erhaltungsneigung als eine Analogie des Naturvorganges ist dabei vollauf gerechtfertigt.

In der folgenden Etappe wird die Analogie der hydrologischen Aufnahme aus der Realisierung der „Punktlösung“ ausgewählt. Es ist zweifellos möglich, eine praktisch be-

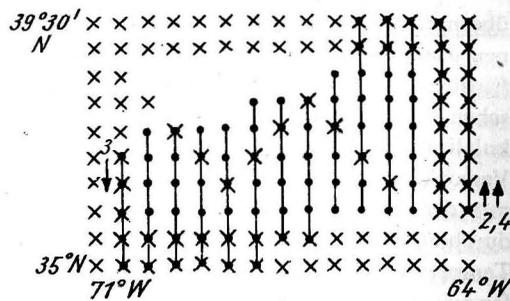


Abb. 4

— — — Lage der Meridionalschnitte; X-Lage der Stationen beim Umlauf; die Ziffern bezeichnen die Lage der ersten Station des der Tabelle 1 entsprechenden Experiments, die Pfeile weisen auf die Richtung der Aufnahme nach der ersten Station hin.

liebige Zahl von Aufnahmeanalogien auszuwählen, wenn man eine „Punktlösung“ für alle Zeitmomente und in allen Gitterpunkten hat. Drei Grundvarianten wurden für die Aufnahme in der vorliegenden Arbeit geprüft. Im klimatologischen Bild führt das Golfstromband von der westlichen Berandung des Atlantiks in die östlichen Gebiete hinein, wobei die ersten zwei Varianten eine Aufnahme mit Meridionalschnitten in bzw. gegen die Stromrichtung darstellen (Abb. 4). Die Lage der Meridionalschnitte in Abb. 4 wurde durch eine vorhandene Aufnahme aus dem Winter 1983/84 nahegelegt. Die dritte Variante bestand in einem zweimaligen Umlaufen des Gebietes mit einer geringen Anzahl Stationen innerhalb des Feldes (Abb. 4). Die Berechnung entsprechend der ausgewählten Aufnahmevariante erfolgte analog der bei der Bearbeitung der realen Feldmessungen verwendeten Methodik. Auf der Grundlage aller als synoptisch angesehenen Aufnahmezeiten wird eine Ausgangssituation fixiert, gefolgt von der Berechnung gemäß Gleichung (1) mit Erfassung der asynoptischen Informationen. Wir betonen, daß der Einfluß der Grenzbedingungen unberücksichtigt blieb, da diese in allen Fällen nur auf der Grundlage der Klimawerte gegeben wurden. Das zum Abschluß der Aufnahme erzielte Ergebnis wurde mit der für diesen Moment gegebenen „Punktlösung“ verglichen.

Tabelle 1

Variante	Mittlere quadratische Abweichung der nivellierten Oberfläche des Feldes (in cm)	ρ (in cm)	K
1. Punktlösung	31,5	—	—
2. Aufnahme gegen den Strom	29,8	8,7	0,96
3. Aufnahme mit dem Strom	31,2	4,8	0,99
4. Aufnahme nach Kontur	31,9	10,4	0,95
5. Asynoptische Felder	29,9	6,9	0,97

Bei allen Aufnahmevarianten betrug die Gesamtzahl der Stationen (bis zu einer Tiefe von 2000 m) 93, die der Gitterpunkte auf dem entsprechenden Niveau 150.

In Tabelle 1 sind die Ergebnisse des Vergleiches für eine nivellierte Meeresoberfläche angeführt (Anomalien des hydrostatischen Drucks an der Meeresoberfläche). Die mittlere quadratische Abweichung der rechnerischen Variante von der „Punktlösung“ wurde nach folgender Formel berechnet:

$$\sigma = \left(\sum_{ij}^M (A_{ij} - A_{ij}^T)^2 / M \right)^{1/2}, \quad (6)$$

und der Korrelationskoeffizient:

$$K = \frac{\sum_{ij}^M (A_{ij} - \bar{A})(A_{ij}^T - \bar{A}^T)}{M\sigma\sigma^T}; \quad (7)$$

A_{ij} — Berechnungsfeld

Index T — bezeichnet die Zugehörigkeit zur „Punktlösung“; der Querstrich bezeichnet den räumlichen Mittelwert; $M = 104$.

Die Variante 5 stellt eine Berechnung nach einer als asynoptisch angenommenen Aufnahme gegen den Strom dar, d. h., es wurde

die Analogie einer erweiterten Bearbeitung auf der Grundlage des sogenannten diagnostischen Modells (nach der dynamischen Methode) untersucht.

4. Schlußfolgerungen

Als beste Variante erwies sich die Variante 3. Etwas unerwartet war das Ergebnis der Berechnung auf der Grundlage des asynoptischen Feldes (Variante 5), da das Ergebnis besser ist als bei den Varianten 2 und 4. Die Ergebnisse zeigen, daß ein komplizierter Bearbeitungsalgorithmus mittels eines numerischen Modells in der Genauigkeit im Vergleich zu einfacheren Methoden keinen Gewinn erbringt. Aufnahmen mit oder gegen den Strom können zu wesentlichen Variationen in der Genauigkeit führen. Im gegebenen Fall zeigt die Aufnahme mit dem Strom einen etwa nur halb so großen Fehler, d. h., im Winter 1983/84 war es offensichtlich besser, eine Aufnahme mit dem Strom zu machen. Man muß berücksichtigen, daß der Einfluß des Modells selbst und der Grenzbedingungen in den gegebenen Wertungen fehlt; das bedeutet, daß nur der Einfluß der Parameter der Aufnahme auf die Genauigkeit der Wiedergabe der Lösung untersucht wurde.

Eine wichtige Schlußfolgerung, die sich aus den durchgeführten numerischen Experimenten ergab, besteht in der Erkenntnis, daß die Durchführung von analogen oder äquivalenten Bewertungen a priori notwendig ist, und sei es nur auf der Grundlage von Klimadarstellungen der Wasserzirkulation im Gebiet eines geplanten hydrologischen Feldexperimentes.

Literatur

- BENJAMIN, S. G.; SEAMAN, N. L.: A simple scheme for objective analysis in curved flow. — Monthly Weather Review 113 (1985), 1184—1198.
 GRAČEV, JU. M.; KOŠLJAKOV, M. N.; MIHAJLIČENKO, JU. G.: Atlas der synoptischen Strömungen im Poly-

- gon POLYMODE (russ.). — Izv. POLIMODE, IO AN SSSR, II (1984).
- SARMIENTO, J. L.; BRYAN, K.: An ocean transport model for the North Atlantic. — J. geophys. Res. 87 (1982) C1, 394—408.
- SEMĚNOV, E. V.; RUSECKIJ, K. K.: Über die Planung und Bearbeitung hydrologischer Beobachtungen im Polygon des Golfstroms (russ.). — In: Numerische Modellierung des Klimas des Weltmeeres (russ.). Moskau: OBM AN SSSR, 1986, 197—207.

Anschrift des Autors:

E. V. SEMĚNOV
Akademie der Wissenschaften der UdSSR
Schirchow-Institut für Ozeanologie
Krasikova 23
Moskau 117218
UdSSR

Eingereicht (in Russisch): 4. 12. 1986

Zur Veröffentlichung angenommen: 20. 2. 1987

WOLFGANG ZAHN

On identification of inner frontal zones

With 2 figures

In this note will be recognized an interesting method to search inner frontal zones with a procedure which has been firstly discussed by VERONIS (1972). We can define the "density flux" $\gamma = \gamma(\theta, S)$ perpendicular to isopycnics of potential density $\sigma_\theta = \sigma_\theta(\theta, S)$ in a θ, S -coordinative system of the potential temperature θ and the salinity S . With respect in more details for the theoretical background we refer to MAMAYEV (1975). Here, we want to compare both the spatial distribution of γ on $\sigma_\theta = 27.4$ surface and the structures of γ and σ_θ isolines selected along a vertical section from the sea surface down to the depth of about 1500 m in the investigation region north-east

off the Azores. The data used result from Nansen casts sampled by the help of the Polish fishery research vessel "Prof. Siedlecki" at standard horizons. The station spacing was uniform 60 nm as shown in Fig. 1 for the area under consideration during summer 1984. We used a spline interpolation technique for determination of depths of selected density surfaces.

Among other things, this area is indicated by the outflow of water from the Mediterranean into the North Atlantic in depths between 700 and 1400 m (according ZENK 1975). For instance, this fact is reflected by a decreasing of γ values from south-east to north-west generally as indicated in Fig. 1. However,

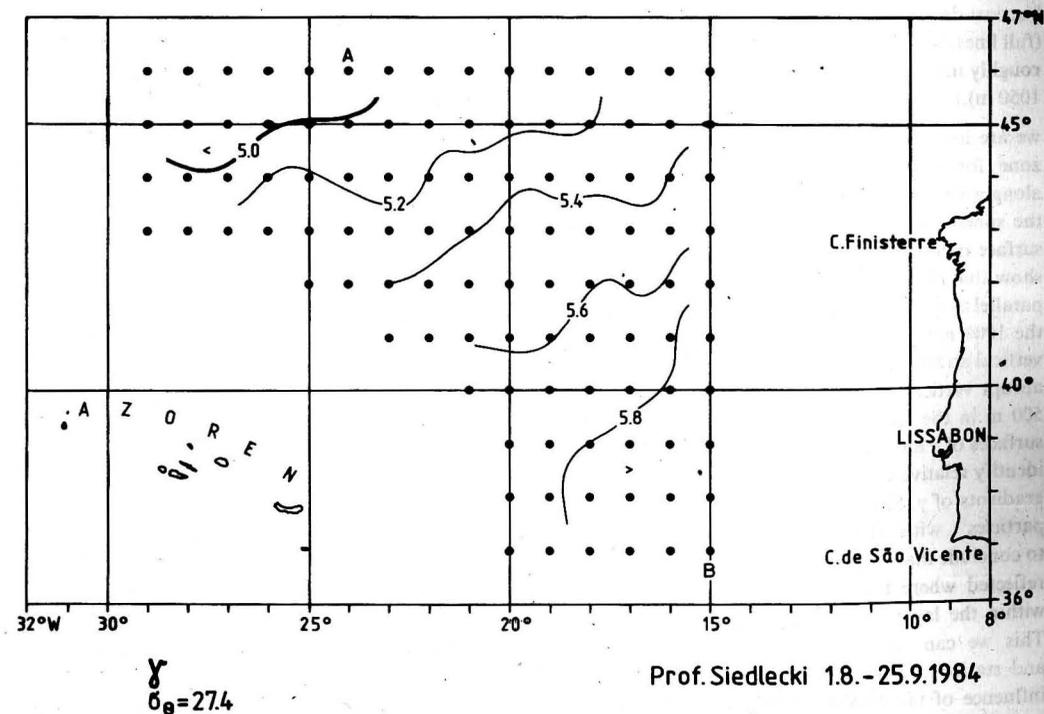


Fig. 1
Investigation area with the station grid (spacing: 60 nm) and the "density flux" on the surface of potential density $\sigma_\theta = 27.4$ in summer 1984 (The stations A and B are the endpoints of the vertical section of Fig. 2.)

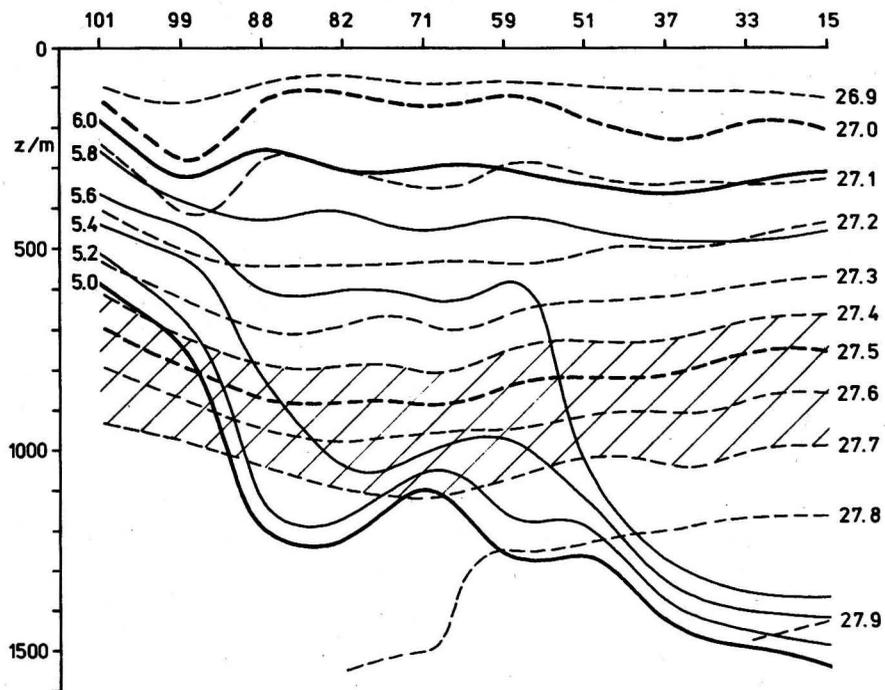


Fig. 2
Vertical distribution of the potential density $26.9 \leq \sigma_\theta \leq 27.9$ (dashed lines) and the "density flux" $5 \leq \gamma \leq 6$ (full lines) with $\Delta\theta/\Delta S = 5$ between stations 15 and 101 along the section AB shown in Fig. 1 (The shaded layer roughly indicates the core of the Mediterranean Water between $\sigma_\theta = 27.4$ (about 750 m) and $\sigma_\theta = 27.7$ (about 1050 m).)

we are interested to identify the intermediate frontal zone formed by the Mediterranean Water (MW) along a vertical section between station B and A into the spreading direction. Fig. 2 shows the $\sigma_\theta = 27.4$ surface in a depth of about 750 m. Moreover, we can show that the σ_θ surfaces are running approximately parallel to each other independently of the depth above the 1000 m level. In contrast to the "homogeneous" vertical stratification of σ_θ we find a inner zone with abrupt vertical displacements of the γ isolines below 500 m in the section direction. Within this layer the surfaces of γ and σ_θ cut each other. Moreover, we can identify relative small distances with strong horizontal gradients of γ . Since the γ isolines connect all "water particles" with analogical BS-properties, we want to conclude that the frontal zone of the MW is directly reflected where the γ isolines cross the σ_θ surfaces within the layer between 500 m and about 1500 m. This we can see especially between stations 82/99 and stations 51/71 in a deeper level. Generally, the influence of the MW spreading is shown by an upwarping of the corresponding frontal zone from deeper (station B) into shallower layers (station A) along the section.

Here, according to OLBERS et al. (1985), the advection is the dominant process under consideration for the MW spreading. It is important to note that the γ and σ_θ planes are nearly parallel in the near surface layer above the depth of 400 m.

With respect to the nature of mixing processes within intermediate frontal zone, at present, we don't have a serious concept to distinguish between isopycnal and diapycnal mixing processes. In summary we think that the comparison between the vertical density structure and the isolines of γ is a sufficient method to identify inner frontal zones as shown for example by the MW spreading north-east off the Azores.

References

- MAMAYEV, O. J.: Temperature—Salinity Analysis of the World Ocean. — Amsterdam—London—New York: Elsevier Publishing Company 1975.
 OLBERS, D. J.; WENZEL, M.; WILLEBRAND, I.: The Influence of North Atlantic Circulation Patterns from Climatological Hydrographic Data. — Rev. Geophys. 23 (1985), 313—356.

VERONIS, G.: On properties of seawater defined by temperature, salinity and pressure. — J. Mar. Res. 30 (1972), 227—255.

ZENK, W.: On the Mediterranean Outflow West of Gibraltar. — Meteor. Forsch.-Ergebnisse A(16) (1975), 23—24.

Address of the author:

Dipl.-Phys. W. ZAHN
 Akademie der Wissenschaften der DDR
 Institut für Meereskunde
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Received: February 10, 1987

Accepted: February 19, 1987

WOLFGANG MATTHÄUS

Distribution patterns of summer sea surface temperature in the central Arkona Basin

With 1 figure

The Arkona Basin, the region where waters from the Belt Sea and the Baltic mix strongly, is characterized by very complicated oceanological conditions both within the water body and at the sea surface. Synoptic mapping of oceanological parameters is expensive owing to the dense station grid required and the complexity of the required measuring techniques (research vessels, mooring stations). For these reasons, mapping based on closely spaced station grids is restricted to quasi-synoptic measurements of oceanological parameters by means of shipborne CTDs or/and towed instruments.

In July 1986, the r/v "Professor Albrecht Penck" of the Institute of Marine Research Warnemünde investigated the quasi-synoptic spatial distribution patterns of oceanological parameters in the central Arkona Basin. Temperature, salinity and oxygen content were observed at a network of 37 stations located around GDR station 113 at 54° 55.5' N 13° 30.0' E. The grid covered an area of 10 × 10 nautical miles with a station spacing of 2 nm. The quasi-synoptic patterns were derived from CTD profiles following a counterclockwise path starting from the centre. The mapping of the grid took about 14 hours.

In the following, initial results of the sea surface temperature mapping are given. The mean seasonal variation at station BY 2 calculated for the period 1906–1973 shows mean surface temperatures between 14.5 °C (1 July) and 16.9 °C (30 July), with extreme values of 12 and 17.2 °C in July (MATTHÄUS 1975). In the shallower western part of the Arkona Basin LENZ (1971) found extreme July surface temperatures of between 10 and 12 °C and between 20 and 22 °C for the period 1902–1956.

Quasi-synoptic mapping of surface temperatures is affected by daily temperature variations and current conditions. The daily variation in open sea areas is only small (DIETRICH et al. 1975), amounting to 0.5–0.7 °C in open shelf seas without substantial tidal streams (DIETRICH 1952). The mean current velocity in the near-surface layer of the Arkona Basin can be about 10–15 cm/s, resulting in mean displace-

ments of the patterns by about 5–8 km during the measuring cycle.

The distribution patterns obtained in July, 1986, show considerable variability in space and time. During the period when the west winds decreased from 10 to 5 m/s between 14 and 17 July, the surface temperature pattern showed only minor structures (Fig. 1a). The upper 10 m layer was relatively warm (14–16 °C) and had a rather similar structure. Below the summer thermocline in about 15 m depth, lenses of cold intermediate Baltic water (<4 °C) were situated beside separate warm water bodies with temperatures up to more than 16 °C.

From 17 to 20 July, the surface temperature pattern showed pronounced structures. Temperatures varied between <11 °C and >17 °C, with horizontal gradients of 1–1.5 °C/km. Local limited areas were strongly affected by cold intermediate water (cf. Figs. 1b and 1c). This effect was demonstrated especially clearly during 19/20 July (cf. Fig. 1c), when the surface temperature dropped below 11 °C over a small surface area. Below that area a major cold water lense of 26 m thickness (core temperature <3 °C) led to temperatures <5 °C at depths between 8 and 36 m. Such phenomena may possibly be caused by vertical mixing due to cyclonic eddies.

On 25 July the situation changed completely. After a strong gale with wind velocities of 20–21 m/s almost the whole area under investigation showed surface temperatures between 10 and 13 °C (cf. Fig. 1d). The storm obviously caused vertical mixing on a large scale down to greater depths, partly including cold water lenses and warm water bodies existing below the upper layer. A strong thermal front with horizontal gradients of 1.5 °C/km was present only in the NE corner.

It must be supposed that the patterns of summer sea surface temperature distribution observed in the central Arkona Basin are caused by vertical mixing with the cold intermediate water bodies due to both cyclonic eddies (Figs. 1b, c) and wind waves (Fig. 1d). The

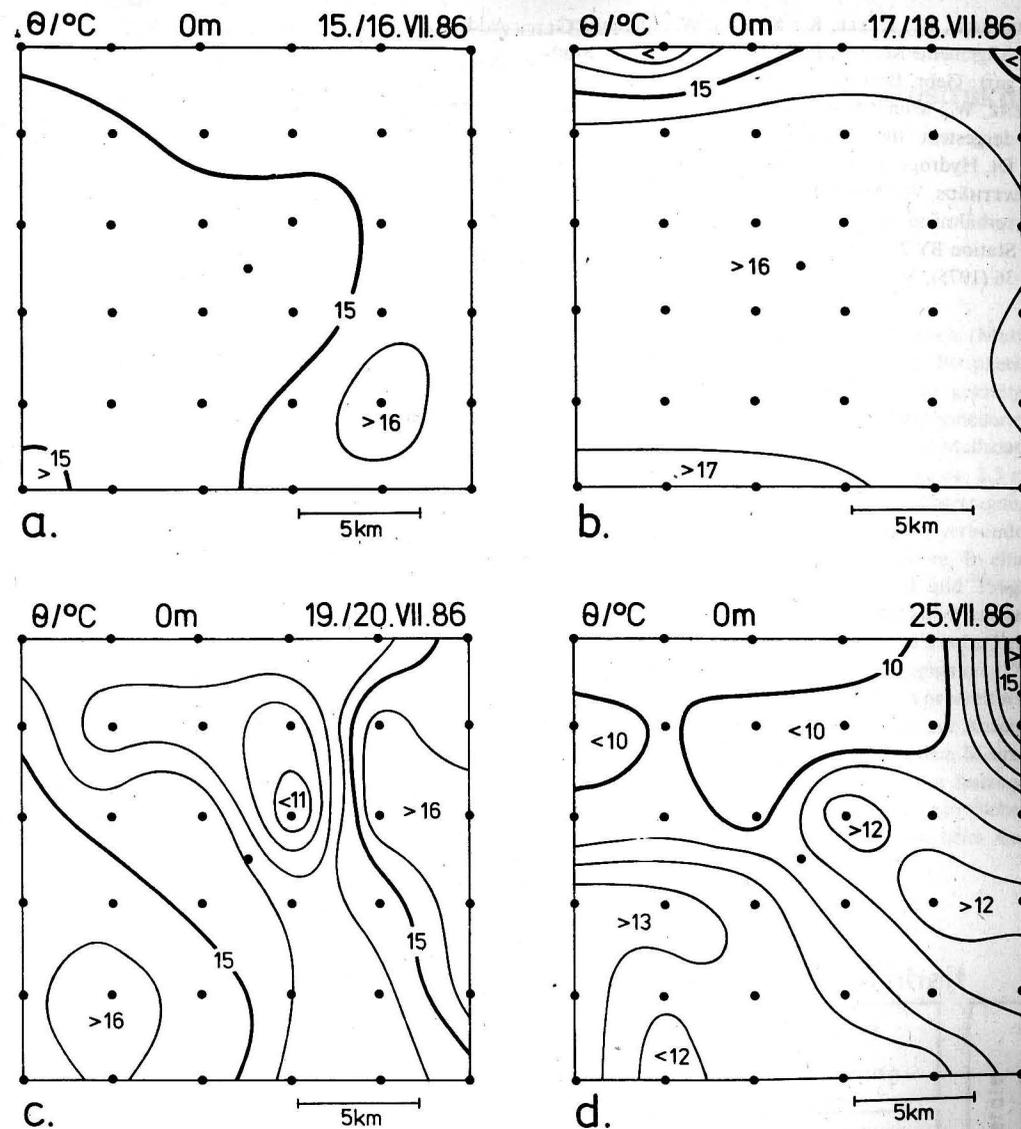


Fig. 1
Sea surface temperature patterns in the central Arkona Basin in July, 1986

distribution patterns obviously can not be attributed to advective processes transporting cold water from coastal upwellings offshore and into the open sea. In summer, strong gales and cyclonic eddies may also be among the causes for the formation of strong thermal fronts in the surface layer of the open Arkona Basin.

References

- DIETRICH, G.: Physikalische Eigenschaften des Meerwassers — allgemeiner Teil. — In: LANDOLT-BÖRNSTEIN, Zahlenwerte und Funktionen, 6. Aufl., III. Band. — Berlin—Göttingen—Heidelberg: Springer-Verlag 1952.

DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W.; SIEDLER, G.:
Allgemeine Meereskunde, 3. Aufl. — Berlin—Stutt-
gart: Gebr. Borntraeger 1975.

LENZ, W.: Monatskarten der Temperatur der Ostsee,
dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. —
Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, Nr. 11, Hamburg 1971.

MATTHÄUS, W.: Mittlere Temperatur- und Sauerstoff-
verhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der
Station BY 2A auf 55° N, 14° E. — Beitr. Meereskd.
36 (1975), 5—27.

Address of the author:

Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Received: May 8, 1987

Accepted: June 1, 1987

HARTMUT PRANDKE, THOMAS NEUMANN, ADOLF STIPS

MSS 86 — eine neues Meßsystem zur Untersuchung der Mikrostruktur der bodennahen Wasserschicht im Meer

MSS 86 — a new measuring system for investigation of microstructure in the near bottom water layer

Mit 2 Abbildungen

Seit Beginn der achtziger Jahre werden am Institut für Meereskunde der AdW der DDR Untersuchungen der Mikrostruktur der thermohalinen Schichtung im Meer durchgeführt. Dazu wurde bisher die frei sinkende Mikrostruktursonde MSS (s. PRANDKE, ROEDER und KRÜGER 1985) bzw. eine spezielle Modifikation dieser Sonde (s. PRANDKE und STIPS 1985) eingesetzt. Bedingt durch ihre Auslegetechnik (vertikale Führung an Kunststoffsehne) waren jedoch nur Messungen bis ca. 2 m über Grund möglich. Dies ist für verschiedene Untersuchungen, z. B. Transportprozesse in Bodennähe, Resuspension von Sediment durch Bodenreibung, nicht ausreichend. Daher wurde am Institut für Meereskunde eine frei sinkende Mikrostruktursonde entwickelt, die hochaufgelöste Sondierungen im Wasserkörper bis direkt auf den Grund des Meeres gestattet.

Das Blockschaema dieses Meßsystems MSS 86 ist in der Abbildung 1 dargestellt. Es besteht aus einer

frei sinkenden Meßsonde, einer Bordeinheit (Multi-mikrorechnersystem mit umfangreicher Peripherie) zur Datenregistrierung und Steuerung des gesamten Meßablaufes, einer stufenlos elektronisch gesteuerten Winde und einem speziellen Ausleger. Die Meßsonde (Gewicht an Luft ca. 300 N, Gesamtlänge ca. 2,5 m) ist über ein dünnes Koaxialkabel (Datenübertragung, Stromversorgung) mit der Bordeinheit verbunden und wird an einer Kunststoffsehne gehalten. In einer späteren Version werden Koaxialkabel und Trage-sehne durch ein hochfestes Lichtleiterkabel ersetzt. Mit der Sonde werden Temperatur, elektrische Leitfähigkeit, Lichtextinktion und Druck registriert. Die Erfassung weiterer Parameter ist in Vorbereitung. Weiterhin ist die Sonde mit einem Sensor zur Anzeige des Bodenkontaktes beim Auftreffen auf dem Meeresboden und einem Sensor zur Messung des Seilzuges am oberen Teil der Sonde ausgerüstet. Ein Sicherheitssystem sorgt dafür, daß die Sensoren beim Auf-

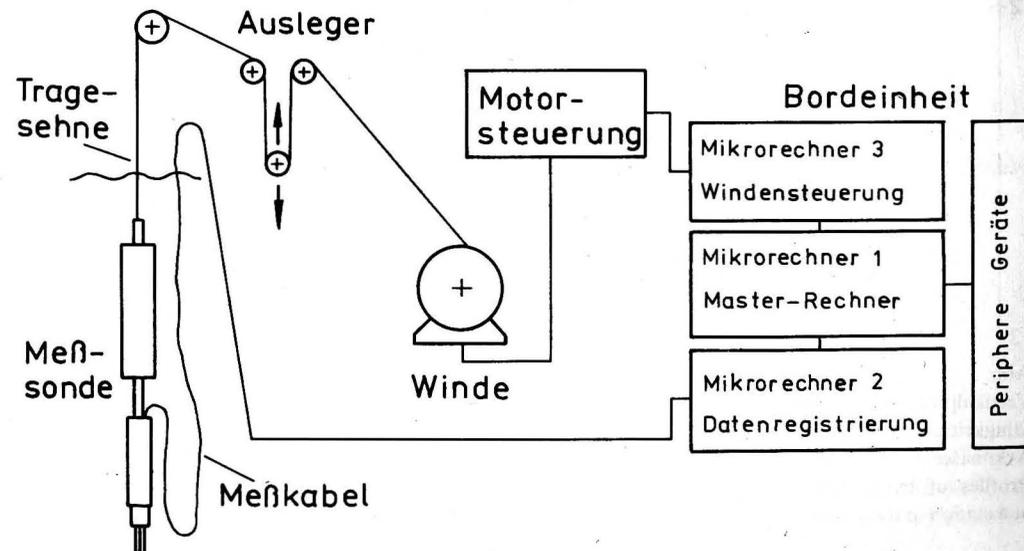


Abb. 1
Blockschaema des Meßsystems MSS 86
Block diagram of the measuring system MSS 86

treffen auf dem Boden keinen übermäßigen Belastungen ausgesetzt sind. Unmittelbar nach dem Auftreffen auf dem Boden wird durch dieses System die Sonde um ca. 10 cm wieder vom Boden abgehoben. Der Sinkvorgang der Sonde (Sinkgeschwindigkeit ca. 0,4 m/s) wird durch den Mikrorechner 3 über die stufenlos regelbare Winde gesteuert. Es wird stets soviel Tragesehne gefiert, daß die Sonde frei sinken kann (Kontrolle durch den Seilzugsensor). Bei auftretendem Seilzug, z. B. durch horizontale Abdrift der Sonde, sorgt der Mikrorechner für eine sofortige zusätzliche Freigabe von Tragesehne und eine Korrektur der bisherigen Fiergeschwindigkeit der Winde. Der Abbruch der Datenregistrierung nach dem Auftreffen auf dem Boden oder Erreichen einer vorgegebenen

Endtiefe und das Hieven auf die Anfangstiefe für die nächste Sondierung wird ebenfalls durch den Mikrorechner gesteuert. Damit sind vollautomatische Sondierungen nach einem vorgebbaren Regime (Anfangs- und Endtiefe, zeitlicher Abstand der einzelnen Sondierungen) durchführbar.

Das Meßsystem MSS 86 wurde im Oktober 1987 auf einer Expeditionsfahrt mit dem FS „Professor Albrecht Penck“ erstmalig getestet. Die durchgeführten Testmessungen zeigten die prinzipielle Funktionsfähigkeit des gesamten Systems. Auf mehreren Stationen in der Westlichen Ostsee (Mecklenburger Bucht und Arkonasee) wurden insgesamt mehr als 60 Sondierungen bis auf den Meeresboden durchgeführt. In der Abbildung 2 ist eine Sondierung in der Arkonasee dargestellt. Deutlich erkennbar sind kleinskalige Schichtungsstrukturen bis unmittelbar über den Meeresboden (gekennzeichnet durch gestrichelte Linie).

Die vorliegenden Meßergebnisse zeigen, daß mit der MSS 86 eine exakte Erfassung der kleinskaligen Schichtungsstrukturen im Wasserkörper und in der bodennahen Wasserschicht sowie der Übergangsschicht Wasser/Sediment (besonders in Schlickgebieten) möglich ist.

Literatur

- PRANDKE, H.; ROEDER, W.; KRÜGER, S.: Aufbau und Funktion einer frei fallenden Sonde zur Untersuchung der Mikrostruktur der thermohalinen Schichtung im Meer. — *Acta hydrophys.* 29 (1985) 2/3, 165–210.
- PRANDKE, H.; STIPS, A.: Free sinking probe for horizontal coherence investigation of microstructure. — *Beitr. Meereskd.* 53 (1985), 69–70.

Anschrift der Autoren:

Dr. sc. H. PRANDKE, Dipl.-Ing. TH. NEUMANN,
Dipl.-Phys. A. STIPS
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Eingereicht: 5. 11. 1987

Zur Veröffentlichung angenommen: 18. 11. 1987

MANFRED STURM, ROLAND HELM, WOLFGANG FENNEL

Mesoskale Wirbel in der westlichen Ostsee

Mesoscale eddies in the western Baltic Sea

Mit 2 Abbildungen

Mesoskale Wirbelstrukturen gehören im Strömungs- und Massenfeld der Ostsee zum regelmäßigen Erscheinungsbild. In Satellitenaufnahmen wurde ihre

Existenz in den letzten Jahren sowohl im sichtbaren als auch im infraroten Bereich mehrfach beobachtet (vgl. z. B. ULBRICHT, SCHMIDT 1977; HORSTMANN 1983;

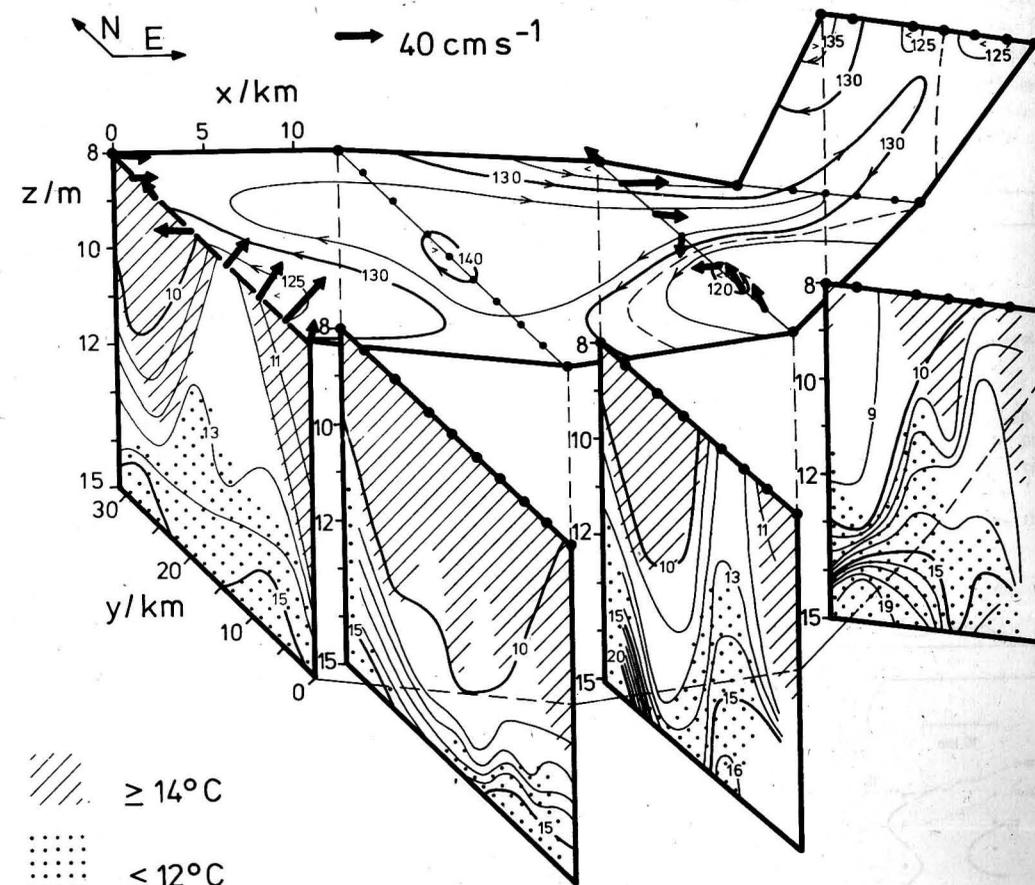


Abb. 1

Topographie der Anomalien des Geopotentials im 8 m-Niveau (bezogen auf das 15 m-Niveau) in $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, Horizontalverteilung der gemessenen Strömung im 8 m-Niveau sowie Vertikalverteilungen des Salzgehalts ($S \cdot 10^3$) und der Wassertemperatur ($\geq 14^\circ \text{C}$ - und $\leq 12^\circ \text{C}$ -Flächen) in einem Meßgebiet der westlichen Ostsee am 26. 6. 1983

Topography of geopotential anomaly at the 8 m level relative to 15 m level in $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ and horizontal distribution of the measured current at 8 m depth as well as vertical distributions of salinity ($S \cdot 10^3$) and temperature ($\geq 14^\circ \text{C}$ and $\leq 12^\circ \text{C}$) in an area of the western Baltic on 26th June, 1983

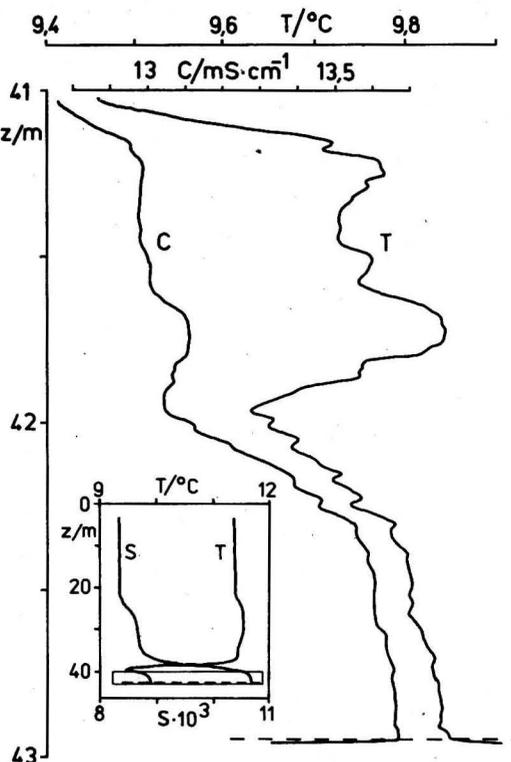


Abb. 2

Vertikalprofile von Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit auf einer Station im süd-westlichen Teil der Arkonasee

Profiles of temperature and electrical conductivity at a station in the south-west part of the Arkona Basin

GIDHAGEN, WULFF 1986). Demgegenüber sind aus dem Ostseeraum bislang nur wenige synoptische Feldexperimente mit ausreichend hoher räumzeitlicher Meßdichte bekannt geworden, die den Nachweis von mesoskalen Wirbelstrukturen zulassen (u. a. a)

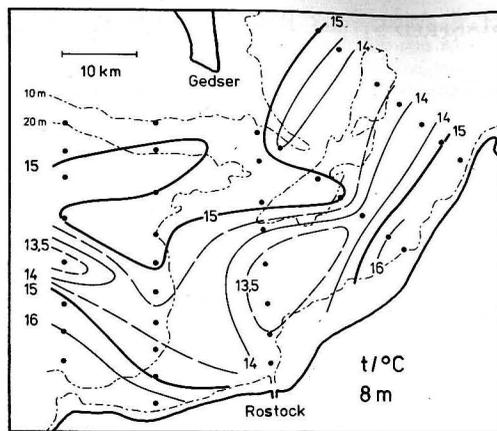
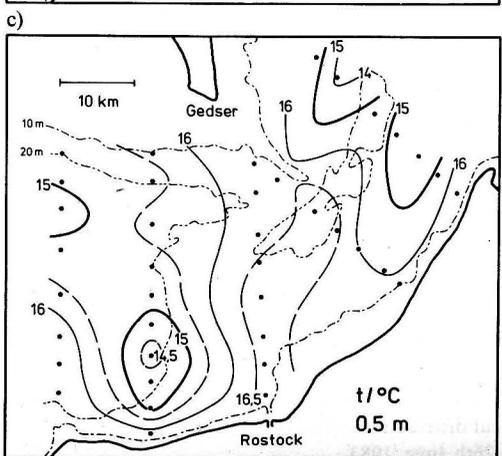
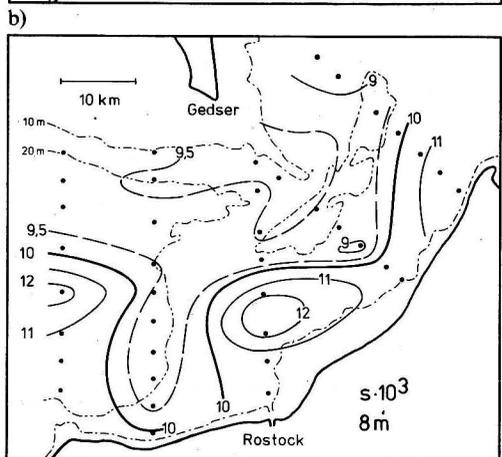
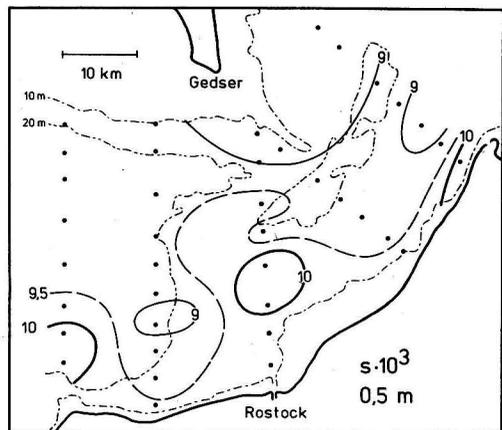


Abb. 2a—d) Horizontalverteilungen des Salzgehalts ($S \cdot 10^3$) und der Wassertemperatur ($^{\circ}\text{C}$) im 0,5 m- und 8 m-Niveau. Untersuchungsgebiet und -zeit wie in Abb. 1

AITSAM, ELKEN 1982; FENNEL et al. 1987; LASS et al. 1987).

Im Juni 1983 wurde in der westlichen Ostsee im Dreieck Darßer Ort/Gedser Rev/Bukspitze zur synoptischen Erfassung des Strömungs- und Massenfeldes ein umfangreiches Feldexperiment mit einer mittleren Maschenweite des Stationsnetzes von 4×12 km und einer Beobachtungsfrequenz von ca. 1 Umlauf/24 Stunden durchgeführt (Näheres s. FENNEL et al. 1987).

Abb. 1 enthält die komplexe Darstellung der dynamischen und der Massenfelder im unteren Bereich der sommerlichen Deckschicht zwischen 8 m und 15 m Wassertiefe während eines bei Westwind aufgenommenen 24 Stunden-Umlaufs. In der Topographie der Anomalien des Geopotentials im 8 m-Niveau (bezogen auf das 15 m-Niveau) wird ein ausgeprägtes Wirbelfeld abgebildet, das im wesentlichen aus zwei Zyklonalwirbeln in Küstennähe und einem Antizyklonalwirbel im Ostteil der offenen Mecklenburger Bucht besteht. Hervorzuheben ist die bemerkenswert gute Übereinstimmung der mit einem Profilstrommesser in 8 m Tiefe gemessenen Strömungsvektoren mit der geostrophischen Stromverteilung. Aus Abb. 1 wird weiter deutlich, daß der Kernbereich der beiden Zyklonalwirbel (Durchmesser ca. 15 bis 20 km bei einem mittleren baroklinen Rossby-Radius von etwa 4 km) infolge des domförmigen Aufwölbens der Isohalinen und Isothermen im Wirbelzentrum *salzreiches, kalten Tiefenwasser* enthält. Demgegenüber

akkumuliert der im Durchmesser (mit ca. 25 bis 30 km) beträchtlich größere *Antizyklonalwirbel* infolge trogförmigen Absenkens der Isolethen in seinem Zentrum *salzarmes, warmes Oberflächenwasser*. Die beschriebenen baroklinen Wirbelstrukturen erfassen — wie aus den Horizontalverteilungen von S und t in Abb. 2a—d erkennbar — die gesamte sommerliche Deckschicht oberhalb der im Untersuchungsgebiet zwischen 15 und 20 m Wassertiefe liegenden Hauptsprungschicht. Die an der Meeresoberfläche zu beobachtende küstennormale Verschiebung des Salzgehaltsmaximums im Zentrum des westlichen Zyklonalwirbels relativ zur 8 m-Fläche läßt auf eine Schrägstellung der Wirbelachse schließen (Abb. 2a, b). Das ungenügende bzw. gänzlich fehlende „Durchpausen“ der wirbelspezifischen *thermischen Muster* im 8 m-Niveau (Abb. 2d) auf das Oberflächenniveau (beispielsweise im Bereich des östlichen Zyklonalwirbels, vgl. Abb. 2c) ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf überlagerte Tagesgangeffekte der Wassertemperatur in der oberflächenschicht während des 24stündigen Meßzyklus zurückzuführen.

Literatur

AITSAM, A.; ELKEN, J.: Synoptic scale variability of hydrophysical fields in the Baltic proper on the basis of CTD measurements. — In: NIHOUL, J. C. D. (Ed.): Hydrodynamics of semi-enclosed seas. — Amsterdam: Elsevier 1982, 433—468.

FENNEL, W.; STURM, M.; HELM, R.: Response patterns of the western Baltic. — Beitr. Meereskd. 57 (1987), 3—10.

GIDHAGEN, L.; WULFF, F.: Distribution patterns of sea surface temperature over a coastal-offshore zone — a sequence of satellite-derived isotherm maps. — Proc. 15th Conf. Baltic Oceanographers, Copenhagen 1986 (im Druck).

HORSTMANN, U.: Distribution patterns of temperature and water colour in the Baltic Sea as recorded in satellite images: Indicators for phytoplankton growth. — Ber. Inst. Meereskunde Kiel Nr. 106 (vol. 1) (1983), 147 S.

LASS, H. U.; SCHWABE, R.; MATTHÄUS, W.; FRANCKE, E.: On the dynamics of water exchange between Baltic and North Sea. — Beitr. Meereskd. 56 (1987), 27—49.

ULBRICHT, K. A.; SCHMIDT, D.: Massenaufreten mariner Blaualgen in der Ostsee auf Satellitenaufnahmen erkannt. — DfVLR Nachrichten 22 (1977), 913—915.

Anschrift der Autoren:

Dr. rer. nat. M. STURM, Dipl.-Met. R. HELM,
Dr. sc. nat. W. FENNEL
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Eingereicht: 25. 8. 1987

Zur Veröffentlichung angenommen: 14. 9. 1987

Инструкция для авторов:

Машинописные статьи следует высылать в трех экземплярах на белой бумаге формата А4 (297 × 210 мм) с полями в 3,5 см (слева) и 2,5 см (вверху) соответственно при письме только на одной стороне листа через два интервала. Объем статьи, по возможности, не должен превышать 20 страниц (включая рисунки). Для разовой корректуры автору передается корректурный оттиск статьи, поэтому дополнительные вставки или значительные изменения текста исключаются.

В ходе оформления статьи просим учесть следующие указания и принять такую последовательность частей рукописи:

Название: Имя (имена) и фамилия (фамилии) автора(ов), под ними: полное название статьи на немецком, английском и русском языках.

Резюме, Zusammenfassung, Abstract: Заранее выслать на каждую статью краткое, но содержательное резюме на русском, немецком и английском языках. Оно должно содержать информацию о применяемых методах исследований и основные выводы автора.

Текстовая часть: Следует нумеровать страницы статьи по порядку. Статья должна обладать четкой структурой с нумерацией глав по порядку. Автор должен внести в рукопись следующие заметки (карандашом!): разрядка — ломаная линия, мелкий шрифт — вертикальная линия с левого края, курсив — волнистая линия. Фамилии цитируемых авторов писать прописными буквами, а год публикации — в скобках. Приводя данные измерений, автор должен принять во внимание рекомендации Международной системы единиц (СИ). Математические

символы, формулы, а также буквы, которые не могут быть напечатаны на машинке, должны быть тщательно и четко внесены от руки. Сокращения в тексте допускаются только в случае повторов и, при необходимости, объяснены в конце статьи.

Литература: Список цитируемых в тексте авторов должен быть приведен согласно образцу в алфавитном порядке:

Книги: LEBLOND, P. H.; MYSAK, L. A.: Waves in the Ocean. — Amsterdam: Elsevier 1978.

Журналы: VERONIS, G.; MORGAN, G. W.: A study of the time-dependent wind-driven ocean circulation. — Tellus 7 (1955) 2, 232—247.

Сокращать названия журналов можно только так, как принято в библиотеках. С целью избежания недоразумений рекомендуется добавлять к названиям журналов, выходящих неперiodично, № выпуска.

Адрес автора: В конце рукописи следует указать: дату окончания работы, полные имя (имена) и фамилию(и) автора(ов), адрес института(ов) или организации(й).

Рисунки, таблицы, условные обозначения: Рисунки должны быть четкими и оформлены на кальке (черной тушью) или фотобумаге (черно-белой). Рисунки и таблицы должны быть пронумерованы по порядку, а на обороте следует написать фамилию автора и номер рисунка или таблицы. Их местонахождение в тексте следует пометить на левом поле. Таблицы, заголовки таблиц и подписи к рисункам (условные обозначения) должны быть написаны отдельно.

Hinweise für Autoren:

Die Manuskripte sind in Maschinenschrift (zweizeilig) auf weißem, einseitig beschriebenem Papier im A4-Format (297 × 210 mm) mit jeweils 3,5 cm (links) und 2,5 cm (oben) breiten Rändern sowie in dreifacher Ausfertigung einzureichen. Der Umfang eines Beitrags sollte 20 Manuskriptseiten (einschließlich Abbildungen) nicht überschreiten. Dem Autor wird zur einmaligen Korrektur ein Umbruch-Exemplar seines Beitrags zugesandt; nachträgliche Einfügungen oder größere Textveränderungen sind daher nicht möglich.

Bei der formellen Gestaltung des Beitrags wird um die Beachtung folgender Richtlinien und um die Einhaltung der Abfolge nachstehend aufgeführter Details des Manuskripts gebeten:

Titel: Vor- und Zuname(n) des Autors (der Autoren). Darunter: Vollständiger Titel des Beitrags in deutscher, englischer und russischer Sprache.

Zusammenfassung, Abstract, Резюме: Jedem Beitrag ist eine kurzgefaßte, aber aussagekräftige Zusammenfassung in deutscher, englischer und russischer Sprache voranzustellen. Sie sollte Informationen über die angewandten Untersuchungsmethoden sowie die wichtigsten Ergebnisse und Schlußfolgerungen beinhalten.

Textteil: Die Seiten des Manuskripts sind fortlaufend zu nummerieren. Der Beitrag sollte eine klare Gliederung mit fortlaufend nummerierten Kapitelüberschriften aufweisen. Folgende Auszeichnungen sind vom Autor (mit Bleistift!) vorzunehmen: Sperrdruck: unterbrochene Linie; Kleindruck: senkrechte Linie am linken Rand; kursiv: Wellenlinie. Zitierte Autorennamen werden grundsätzlich in Großbuchstaben und das Jahr der Publikation in Klammern angegeben. Für die Wiedergabe von Meßwerten sind die Empfehlungen des IAPSO-

SUN Reports (SI-Einheiten) zu beachten. Mathematische Symbole, Formeln und Buchstaben, die nicht in Maschinenschrift ausgeführt werden können, sind sorgfältig und deutlich lesbar mit der Hand einzutragen.

Abkürzungen sollten nur bei wiederholtem Gebrauch im Text verwendet und erforderlichenfalls am Ende des Beitrags gesondert erläutert werden.

Literaturverzeichnis: Die im Textteil zitierten Autoren werden nach folgendem Muster in alphabetischer Reihenfolge aufgeführt:

Bücher: LEBLOND, P. H.; MYSAK, L. A.: Waves in the Ocean. — Amsterdam: Elsevier 1978.

Zeitschriften: VERONIS, G.; MORGAN, G. W.: A study of the time-dependent wind-driven ocean circulation. — Tellus 7 (1955) 2, 232—247.

Die Abkürzung der Zeitschriftentitel ist wie in Bibliotheken üblich vorzunehmen. Bei nichtperiodisch erscheinenden Zeitschriften sollte „H.“ (Heft) ergänzt werden, um Verwechslungen zu vermeiden.

Anschrift des Autors: Am Ende des Manuskripts sind das Abschlußdatum der Arbeit, der (die) vollständige(n) Name(n) des Autors (der Autoren) sowie die Anschrift der Institution(en) anzugeben.

Abbildungen, Tabellen, Legenden: Abbildungen sind in reproduktionsfähigem Zustand auf Transparentpapier (in schwarzer Tusche) oder auf Fotopapier (schwarz-weiß) einzureichen. Abbildungen und Tabellen müssen durchlaufend nummeriert und auf der Rückseite mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-/Tabellenummer versehen werden. Ihre gewünschte Platzierung im Text ist jeweils auf dem linken Rand anzugeben. Tabellen, Tabellenüberschriften sowie Abbildungsunterschriften (-legenden) sind grundsätzlich gesondert als Manuskript zu schreiben.