

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 53 · 1985

Contents

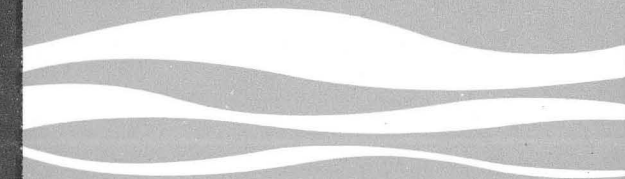
HERBERT FRANCK Seasonal variation of the thermohaline structure in the western Bornholm Basin (in German) . . .	3
WOLFGANG MATTHÄUS Mean seasonal and long-term variability of salinity in the Arkona Basin (in German) . . .	17
GÜNTER MÜLLER Experimental investigation of the surface drift current by means of drift cards in the area of the Arkona Sea and Belt Sea (in German) . . .	27
ARMIN RAABE and ALEKSANDR JUREVIČ BENILOV About heat and moisture transfer and the vertical structure of near water layer in the tropical Atlantic (in German)	41
SIGURD SCHULZ, GÜNTER BREUEL, ANDREAS IRMISCH, HERBERT SIEGEL and VOLKBERT KELL Ecological results of time series investigations in the pelagial of the Arkona Sea in spring 1981 (in German)	49
Scientific notes	63

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 53 · 1985

AdW
Institut für Meereskunde
253 Warnemünde / DDR
Seestraße 15
- Bibliothek -



Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific
Research

Begründet von ERICH BRUNS

Herausgegeben von KLAUS VOIGT

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

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, Seestr. 15. 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,

Seestr. 15, 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, с порядковой нумерацией. В журнале публикуются статьи оригиналы, 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, Seestr. 15, Германская Демократическая Республика. Статьи оригиналы принимаются на немецком, английском или русском языках. Автору высылается бесплатно 70 отдельных экземпляров. 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 53 · 1985

Inhalt

HERBERT FRANCK Zur jahreszeitlichen Variation des thermohalinen Geschehens im westlichen Bornholmbecken	3
WOLFGANG MATTHÄUS Mittlere jahreszeitliche und langzeitige Veränderlichkeit des Salzgehalts im Arkonabecken	17
GÜNTER MÜLLER Experimentelle Untersuchung der Oberflächendrift mit Hilfe von Driftkarten in der Arkona- und Beltsee. Teil I	27
ARMIN RAABE und ALEKSANDR JUREVIČ BENILOV Über den Wärmeaustausch und die vertikale Struktur der wassernahen Luftschicht im Gebiet des tropischen Atlantiks	41
SIGURD SCHULZ, GÜNTER BREUEL, ANDREAS IRMISCH, HERBERT SIEGEL und VOLKBERT KELL Ökologische Ergebnisse von Zeitreihenuntersuchungen im Pelagial der Arkonasee im Frühjahr 1981	49
Wissenschaftliche Kurzmitteilungen	63

HERBERT FRANCK	ХЕРБЕРТ ФРАНК	
Seasonal variation of the thermohaline structure in the western Bornholm Basin (in German)	О сезонной вариации термохалинной структуры в западной части Борнхольмского бассейна (на немецком языке)	3
WOLFGANG MATTHÄUS	ВОЛЬФАНГ МАТТЭУС	
Mean seasonal and long-term variability of salinity in the Arkona Basin (in German)	Средняя сезонная и многолетняя изменчивость солености в Арконском бассейне (на немецком языке)	17
GÜNTER MÜLLER	ГЮНТЕР МЮЛЛЕР	
Experimental investigation of the surface drift current by means of drift cards in the area of the Arkona Sea and Belt Sea (in German)	Экспериментальные исследования приповерхностного дрейфа с помощью дрейфующих карточек в Арконской впадине и в западных районах Балтики (на немецком языке)	27
ARMIN RAABE and ALEKSANDR JUREVIČ BENILOV	АРМИН РААБЕ И АЛЕКСАНДР ЮРЕВИЧ БЕНИЛОВ	
About heat and moisture transfer and the vertical structure of near water layer in the tropical Atlantic (in German)	О тепло-массообмене и вертикальной структуре приводного слоя воздуха в экваториальной Атлантике (на немецком языке)	41
SIGURD SCHULZ, GÜNTHER BREUEL, ANDREAS IRMISCH, HERBERT SIEGEL and VOLKBERT KELL	ЗИГУРД ШУЛЬЦ, ГЮНТЕР БРОЙЭЛЬ, АНДРЕАС ИРМИШ, ХЕРБЕРТ СИГЕЛЬ И ФОЛЬКБЕРТ КЕЛЛ	
Ecological results of time series investigations in the pelagial of the Arkona Sea in spring 1981 (in German)	Экологические результаты временных рядов из пелагиала Арконского бассейна весной 1981 года (на немецком языке)	49
<i>Scientific Notes</i>	<i>Научные сообщения</i>	63

Erschienen im Akademie-Verlag Berlin,
DDR-1086 Berlin, Leipziger Straße 3—4
© Akademie-Verlag Berlin 1985
Lizenznummer: 202 · 100/444/85
P 116/85

Printed in the German Democratic Republic
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“,
5820 Bad Langensalza
Lektor: Dipl.-Phys. Helga Tittel
Umschlaggestaltung: Michael Schmidt
LSV 1465
Bestellnummer: 763 452 9 (2105/53)

HERBERT FRANCK

Zur jahreszeitlichen Variation des thermohalinen Geschehens im westlichen Bornholmbecken

Mit 11 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung: Für das Christiansöief (Station: 55° 19' N, 15° 14' E) werden anhand langjähriger nicht-äquidistanter Meßserien (1933—1970) mittlere Jahresgänge der Temperatur und des Salzgehaltes in 10 Standardhorizonten berechnet. Die Elemente der Jahresgänge (Amplituden, Phasen, Beträge und Eintrittszeiten der Extremwerte, mittlere Jahresschwankung) sowie ganz- und teilperiodische Streuungswerte werden in Diagrammen und Tabellen dargelegt. Die Jahresgänge der Temperatur erweisen sich bis zum Boden (100 m), die des Salzgehaltes bis in 70 m Tiefe als signifikant. Ihre möglichen Ursachen, insbesondere ein wahrscheinlicher Einfluß von Arkonabeckenwasser auf den Bereich der Halokline, werden diskutiert.

Abstract: By means of non-equidistant measuring series (1933—1970) of Christiansö-Deep (station: 55° 19' N, 15° 14' E) the mean seasonal course of temperature and salinity is calculated for 10 standard levels. The elements of seasonal variations (amplitudes, phases, amounts and times of extreme values, mean annual fluctuation) as well as standard deviations for the whole annual period and parts of it are presented in diagrams and tables. The seasonal variations show significance for temperature up to the bottom (100 m) and for salinity as deep as 70 m. Their probable causes are discussed, especially a supposed influence of the Arkona Basin water on the halocline depths.

Резюме: Для впадины Христиансо (станция: 55° 19' с.ш., 15° 14' в.д.) на основе многолетних не равноудаленных серий измерений (1933—1970) подсчитываются среднегодовые ходы температуры и солености 10 стандартных горизонтов. Элементы годовых ходов (амплитуды, фазы, значение и сроки поступления экстремальных данных, среднее годовое колебание), а также данные рассеяния целого и частичного годового периода излагаются диаграммами и таблицами. Годовые ходы температуры являются характерными до дна (100 м), данные солености — до глубины 70 м.

Обсуждаются возможные причины такого явления, в особенности предположительное влияние воды Арконского бассейна в области галоклинов.

1. Einleitung

Die Erfassung mittlerer jahreszeitlicher Veränderungen ozeanologischer Parameter in Form von Zeitfunktionen ist für verschiedene Zwecke, sei es als Bezugsniveau für Anomalieuntersuchungen, sei es als Hilfsmittel bei Modellierungsvorhaben, bei quantitativen Schichtungsbetrachtungen u. ä. von Bedeutung. Für das Bornholmbecken liegen ältere Untersuchungen der mittleren jahreszeitlichen Entwicklung von Temperatur und Salzgehalt als Mittelwerte oder graphische Darstellungen (GEHRKE 1910; DIETRICH 1948, 1950) bzw. in Form einer zeitlichen Aneinanderreihung von Häufigkeitsverteilungen langjähriger Meßwerte und in Kartendarstellungen vor (LENZ 1971; BOCK 1971). Eine Zeitfunktion für den Jahresgang der Oberflächentemperatur wurde erstmals von DIETRICH (1953) aus älterem Material für die küstennahe Station Christiansö berechnet. Auf der Grundlage umfangreicherer Meßdaten ermittelte MATTHÄUS (1977, 1978) für das Zentralgebiet des Bornholmbeckens entsprechende Jahresgänge der Temperatur in zehn Standardtiefen, bezüglich des Salzgehaltes aber nur von der Oberfläche.

Die Aufgabe der folgenden Untersuchungen soll es sein, abzusichernde Zeitfunktionen der mittleren Jahresgänge von Temperatur und Salzgehalt zu bestimmen, um mittels dieser das thermohaline Geschehen unmittelbar in der Region zu betrachten, wo erstmals

diesseits der Ostsee-Eingänge der Schichtungstyp der tiefen Ostseebecken als relativ beständige Erscheinung vorkommt.

2. Material und verwendete Methodik

Die Grundlage der Bearbeitung bilden 336 nichtäquidistante Temperatur- und Salzgehaltsmeßserien aus dem Seegebiet östlich der Insel Christiansö; 75% dieses Datenmaterials entstammen dem in den dänischen Territorialgewässern liegenden Christiansötief (mittlere Position: 55° 19' N, 15° 14' E), während 9% in der unmittelbaren Umgebung und 16% auf den etwa 5 sm nordöstlich liegenden Stationen BY 4B (55° 23' N, 15° 20' E) und Chr (55° 23' N, 15° 17' E) gewonnen wurden. Das vorwiegend dänische Beobachtungsmaterial ist in den Jahren 1933–1970 gesammelt worden, wobei 95% der Messungen in die Zeit nach 1948 fallen. Von Vorteil für die Bearbeitung jahreszeitlicher Veränderungen ist es, daß diese Meßserien nicht nur insgesamt auf die Jahresperiode, sondern auch bezüglich des Einzeljahres (ab 1949) eine relativ gleichmäßige zeitliche Verteilung aufweisen.

Ein verfälschender Küsteneinfluß der nahe gelegenen Inselgruppe Christiansö, Frederiksö und Gräsholm auf das Datenmaterial kann im Hinblick auf das Untersuchungsziel als vernachlässigbar gering angesehen werden, weil die Inselfläche sehr klein, der umgebende Flachwassergürtel sehr schmal und die Lage zur tieferen offenen See allseits offen ist. Die aus dem Material ermittelten jahreszeitlichen Abläufe können deshalb für größere Teile des tieferen westlichen Bornholmbeckens als charakteristisch gelten.

Zur Bestimmung der Jahresgänge bieten sich zwei Methoden an:

1. die Harmonische Analyse, die bereits früher häufiger verwendet wurde (JACOBSEN 1908; FRISCH 1931; NEUMANN 1938; GRANQVIST 1938, 1952; DIETRICH 1953)
2. ein Ausgleichsverfahren mittels Linearkombination trigonometrischer Funktionen, das von HULTZSCH (1966) genannt

und von MATTHÄUS (1971) für die Ermittlung von Jahresgängen ozeanologischer Parameter vorgeschlagen wurde.

Ein Leistungsvergleich beider Verfahren bei der Ermittlung von Jahresgängen ergab (FRANCK u. MATTHÄUS 1974), daß das Ausgleichsverfahren durch die unmittelbare Verwendungsmöglichkeit nichtäquidistanter Beobachtungswerte insbesondere zeitlich ungünstige Meßwertverteilungen besser erfaßt und eine höhere Flexibilität besitzt, weshalb hier dieser Methode der Vorzug gegeben wird.

Ohne auf das Ausgleichsverfahren näher einzugehen, was sich wegen mehrfacher Beschreibung (MATTHÄUS 1971; MATTHÄUS, SAGER u. SAMMLER 1974) und Verwendung (MATTHÄUS 1975, 1977, 1978, 1985; FRANCK 1975) erübrigt, sei nur vermerkt, daß man die mittlere jahreszeitliche Variation in der Form

$$\bar{y} = A_0 + \sum_{n=1}^k A_n \cos(nt - \varphi_n)$$

erhält, wobei A_0 genähert dem Jahresmittelwert, A_n der Amplitude und φ_n dem Phasenwinkel der n -ten harmonischen Welle entsprechen. Die Absicherung der Jahresgänge geschieht durch Signifikanztest der Amplituden, indem aus den Fehlern der Koeffizienten der Ausgleichsfunktion für verschiedene Irrtumswahrscheinlichkeiten β unter Benutzung der t -Verteilung (WEBER 1980) die jeweiligen Konfidenzintervalle K_n der Amplituden bestimmt werden.

Die für die Aussagekraft eines mittleren Jahresganges erforderliche, hinreichende Auskunft über die vorkommenden Abweichungen kann durch die Standardabweichung oder die Quantile gegeben werden. Eine Untersuchung beider Streuungsmaße im Hinblick auf die Verwendbarkeit bei ozeanologischen Jahresgängen zeigt (FRANCK 1975), daß die Standardabweichung allgemein besser geeignet ist. Sie liefert im Gegensatz zu den Quantilen die Information konzentriert und vollständig in einer einzigen Kennziffer, wenn gleich zu bedenken ist, daß dieses ungeschmälert nur bei Normalverteilung der Abweichungen der Fall ist. In diesen Untersuchungen

wird deshalb nach Prüfung der Verteilungsform der Abweichungen die Standardabweichung als Streuungsmaß verwendet.

3. Durchführung der Berechnungen

Wichtige Vorbedingung für die Bestimmung der mittleren Jahresgänge ist die Festlegung eines geeigneten Ausgleichsgrades k . Dieses hat unter Berücksichtigung folgender Sachverhalte zu geschehen: (a) Umfang des Materials, (b) Verteilung des Datenmaterials auf die Jahresperiode, (c) Größenverhältnis zwischen der mittleren Jahresschwankung und der Streuung des ozeanologischen Parameters. Von Vorteil ist ein Test des Materials mit verschiedenen Ausgleichsgraden.

Entsprechende Versuchsrechnungen mit $k = 1, 2, \dots, 7$ für die Temperatur und $k = 2, 3, 4$ für den Salzgehalt in den Tiefen 0 und 60 m erweisen für die Temperatur $k = 4$ und für den Salzgehalt $k = 2$ als optimale Ausgleichungsgrade. Bei höheren k wird zwar die Anpassung zwischen den Meßwerten und der Ausgleichsfunktion nur geringfügig ungünstiger, aber es ergibt sich ein unerwünschter, zunehmend unruhiger werdender Verlauf des Jahresganges, der wahrscheinlich durch die überbetonte Aufprägung höherer Oberwellen infolge der natürlichen Streuung der Meßwerte bedingt ist.

Mit den genannten k -Werten werden die Jahresgänge der Temperatur und des Salzgehalts in den Standardhorizonten 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 und 100 m Tiefe berechnet. Neben dem Jahresmittelwert A_0 , den Amplituden A_n und den Phasenkonstanten φ_n werden als weitere Elemente des Jahresganges Betrag und Eintrittszeit der Extremwerte sowie die mittlere Jahresschwankung Δ bestimmt. Die Berechnung der Konfidenzintervalle K_n der Amplituden geschieht auf dem Niveau $\beta = 0,01$ bzw. $\beta = 0,05$.

Mittels der Zeitfunktionen der Jahresgänge ist es möglich, die Abweichungen aller Einzelmessungen genau zu bestimmen. Die berechneten ΔT - und ΔS -Werte liefern in den einzelnen Tiefenhorizonten — ganzjährig zu-

sammengefaßt — empirische Abweichungsverteilungen. Für diese werden mittels formal bestimmter Standardabweichung und Mittelwert angepaßte Gaußsche Normalverteilungen berechnet. Die Güte der Übereinstimmung der empirischen und der zugeordneten theoretischen Verteilung wird mit Hilfe des χ^2 -Tests (KOLLER 1969) geprüft.

Bei der begrenzenden Irrtumswahrscheinlichkeit $\beta = 0,01$ bzw. $\beta = 0,001$ ergeben sich für die Temperatur in 0, 10, 20, 40, 50, 60, 70, 80 und 100 m und für den Salzgehalt in 0, 10, 20, 30, 60, 80 und 100 m Tiefe keine signifikanten Unterschiede zwischen der empirischen und der zugehörigen Gaußschen Verteilung; d. h., bei der überwiegenden Zahl der Abweichungsverteilungen kann man davon ausgehen, daß weitgehend Normalverteilungen zugrunde liegen. Hieraus resultiert die Berechtigung der Anwendung der Standardabweichung als Streuungsmaß. Um Einheitlichkeit zu bewahren, wird auch für die anderen Meßtiefen die Standardabweichung benutzt, wobei jedoch mit verminderter Interpretationsmöglichkeit dieses Streuungswertes gerechnet werden muß.

Bereits früher wurde darauf aufmerksam gemacht (FRANCK 1975), daß ein Jahresstreuungswert wegen der innerhalb der Jahresperiode möglicherweise variierenden Streuung zur Charakterisierung des Jahresganges ozeanologischer Parameter nicht genügt. Entsprechend dem damaligen Vorschlag werden deshalb neben der Jahresstandardabweichung Werte der monatlichen Standardabweichung bestimmt.

4. Ergebnisse

4.1. Jahreszeitliche Veränderung des Salzgehalts

Die mittlere jahreszeitliche Variation des Salzgehalts zeigt trotz allgemein geringer Ausprägung markante Unterschiede in der Vertikalen. Sehr schwache Jahresgänge zwischen Oberfläche und 40 m Tiefe stehen deutlicheren in 50–70 m gegenüber (Abb. 1).

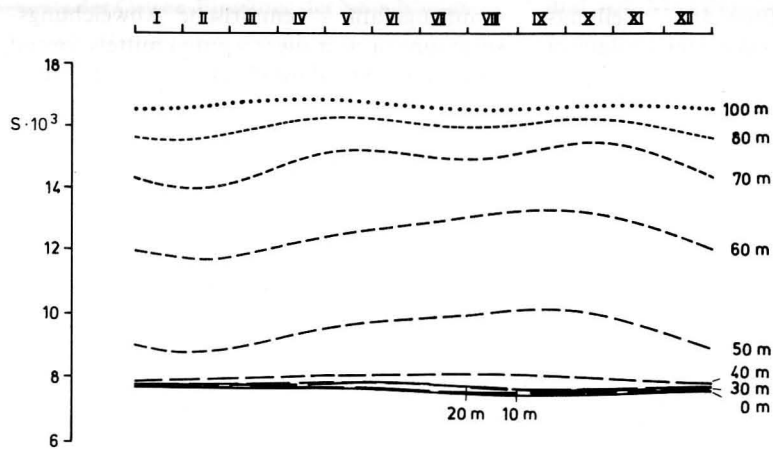


Abb. 1
Mittlere Jahresgänge des Salzgehalts in den Standardhorizonten des Christiansötiefs (Zeitraum: 1933 bis 1970)

Die berechneten Jahresverläufe entsprechen vorwiegend einer Doppelwelle; nur im oberen Sprungschichtbereich (40–60 m) bilden sie eine einfache Schwingung.

4.1.1. Amplituden und Phasen

Die den Jahrgang charakterisierenden Amplituden und Phasen sind in Tab. 1 vollständig wiedergegeben und in Abb. 2 auszugsweise veranschaulicht. Die Vertikalverteilung von A_0 (vgl. Abb. 3) kennzeichnet den dreischichtigen mittleren halinen Aufbau. Diese Dreiteilung findet sich ebenfalls in der vertikalen Verteilung von A_1 . Die Amplitude der jährlichen Welle wächst von $0,06–0,08 \cdot 10^{-3}$ in der oberen Schicht (0–30 m) auf etwa das Zehnfache in den Sprungschichthorizonten (50–70 m) an und nimmt darunter deutlich ab (Abb. 2a). Hierin zeigt sich eine parallele Tendenz zum mittleren vertikalen Salzgehaltsgradienten. Die Amplitude A_2 ist mit Ausnahme der Tiefenschicht (80–100 m) immer geringer als A_1 . Ihre vertikal unterschiedliche Bedeutung erhellt aus dem Verhältnis A_2/A_1 (Abb. 2b).

Die Überprüfung der Amplituden auf dem Niveau $\beta = 0,05$ ergibt, daß alle Amplituden A_1 außerhalb der Tiefenschicht signifikant von Null verschieden sind (Tab. 1). Das bedeutet, daß die berechneten Jahresgänge der Tiefenhorizonte 0–70 m als reale jahres-

Tabelle 1

Amplituden A_n und Phasenkonstanten φ_n der Grund- und Oberwelle der Jahresgänge des Salzgehalts sowie die jährliche Standardabweichung s (K_n = Konfidenzintervall der Amplitude A_n bei $\beta = 0,05$)

z m	A_0 $S \cdot 10^3$	K_0 $S \cdot 10^3$	A_1 $S \cdot 10^3$	K_1 $S \cdot 10^3$	A_2 $S \cdot 10^3$
0	7,606	$\pm 0,031$	0,083	$\pm 0,043$	0,041*
10	7,626	$\pm 0,028$	0,058	$\pm 0,040$	0,024*
20	7,654	$\pm 0,029$	0,077	$\pm 0,041$	0,044
30	7,745	$\pm 0,037$	0,059	$\pm 0,051$	0,054
40	8,016	$\pm 0,067$	0,115	$\pm 0,096$	0,021*
50	9,597	$\pm 0,172$	0,619	$\pm 0,244$	0,169*
60	12,573	$\pm 0,193$	0,685	$\pm 0,272$	0,171*
70	14,820	$\pm 0,186$	0,481	$\pm 0,263$	0,381
80	15,970	$\pm 0,156$	0,216*	$\pm 0,224$	0,233
100	16,608	$\pm 0,184$	0,094*	$\pm 0,256$	0,111*

z m	A_2/A_1 %	φ_1 °	φ_2 °	s $S \cdot 10^3$
0	49,4	73,2	296,4	0,264
10	41,4	71,0	296,9	0,247
20	57,1	71,3	298,3	0,256
30	91,5	117,6	319,4	0,323
40	18,3	195,1	176,5	0,585
50	27,3	225,2	220,6	1,521
60	25,0	235,8	228,1	1,687
70	79,2	227,6	243,9	1,626
80	107,9	197,2	228,3	1,364
100	118,1	90,1	226,2	1,391

* Amplitudenwerte bei $\beta = 0,05$ nicht signifikant

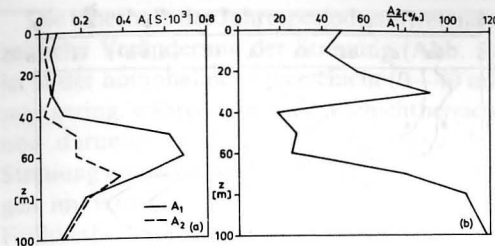


Abb. 2
Amplitude der Grund- und Oberwelle der mittleren Jahresgänge des Salzgehalts sowie das Amplitudenverhältnis A_2/A_1

zeitliche Variationen angesehen werden können, während in der Schicht 80–100 m die Existenz echter jahreszeitlicher Veränderungen mit dem vorhandenen Material nicht nachweisbar ist. Im Gegensatz zu A_1 erweisen sich die Amplituden der halbjährlichen Welle A_2 überwiegend als nicht signifikant (Tab. 1).

Vergleichbare Werte aus der Literatur liegen bezüglich des Bornholmbeckens nur für den Oberflächensalzgehalt vor. MATTHÄUS (1978) erhält für das zentrale Becken mit $A_0 = 7,5 \cdot 10^{-3}$, $A_1 = 0,1 \cdot 10^{-3}$ und $A_2 = 0,01 \cdot 10^{-3}$ ähnliche Werte. Den Darstellungen von DIETRICH (1948) ist für die Küstenstation Christiansö (Zeitraum 1924 bis 1936) ein Jahresmittelwert von $7,2–7,3 \cdot 10^{-3}$ zu entnehmen. Dieser liegt deutlich unter dem hier gefundenen $A_0 = 7,6 \cdot 10^{-3}$, was z. T. eine Folge des langjährigen Salzgehaltsanstiegs im Oberwasser zu sein scheint (vgl. NILSSON u. SVANSSON 1974). Ein Vergleich mit den neuerdings analysierten Amplituden der Salzgehaltsjahresgänge des zentralen Arkonabeckens (MATTHÄUS 1985) zeigt, daß bezüglich A_1 und A_2 überwiegend keine wesentlichen Unterschiede bestehen. Eine Ausnahme bildet die jährliche Amplitude A_1 in der Oberschicht, die im Arkonabecken um das 3–4fache höher als im Bornholmbecken ist.

4.1.2. Extremwerte

Infolge der generell schwach ausgeprägten Jahresgänge des Salzgehalts weichen die mittleren Maxima und Minima in allen Tiefen

nur wenig vom jeweiligen Jahresmittelwert ab (Abb. 3a). Im Gegensatz dazu zeigen die absoluten Extremwerte sehr große Abweichungen, die insbesondere im Sprungschichtbereich und darunter als Folge der hier dominierenden starken unregelmäßigen Veränderungen hohe Beträge erreichen.

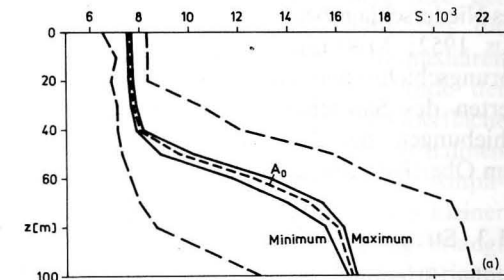


Abb. 3
Betrag des genäherten Jahresmittelwertes A_0 , der mittleren und absoluten Extrema des Salzgehalts (a) sowie die Eintrittszeiten der primären (durchgezogen) und sekundären (gestrichelt) Extrema (b)

Diese Extremwertunterschiede dokumentieren sich in den Schwankungsbreiten. Während die mittlere Jahresschwankung in der oberen 40 m-Schicht etwa $0,2 \cdot 10^{-3}$ beträgt und in der Sprungschicht höchstens $1,5 \cdot 10^{-3}$ erreicht (Abb. 4), beläuft sich die maximale Schwankungsbreite in der oberen Schicht auf etwa $1–5 \cdot 10^{-3}$ und übersteigt in der Sprungschicht den Wert $12 \cdot 10^{-3}$. Damit ist die maximale Schwankungsbreite des Salzgehalts in grober Näherung um den Faktor 10 größer als die mittlere Jahresschwankung.

Obwohl durch die schwache Ausprägung der mittleren Jahresgänge ein unsicheres Bild der Eintrittszeiten der Extrema (Abb. 3b) entsteht, zeigt sich bezüglich der primären

Extremwerte eine bestimmte Systematik. In der oberen 20- bzw. 30 m-Schicht tritt das Maximum mit einer Verspätung von etwa zwei Monaten gegenüber den Niedrigstwerten der Flußwasserzufuhr und der Niederschlagsmenge ein, während das Minimum vier Monate nach der maximalen Flußwasserzufuhr und unmittelbar nach dem Höchstwert des Niederschlags beobachtet wird (vgl. BROGMUS 1952; MIKULSKI 1970, 1972). In den Sprungschichttiefen sind bei beiden Extremwerten des Salzgehalts mehrmonatige Verschiebungen der Eintrittszeiten gegenüber dem Oberflächenbereich erkennbar.

4.1.3. Streuung

In der Streuung spiegelt sich wie bei den Amplituden der dreischichtige Vertikalaufbau wider (Abb. 4). Einheitlich geringen Standardabweichungen von $0,3 \cdot 10^{-3}$ in der oberen Schicht stehen mit etwa $1,6 \cdot 10^{-3}$ fünffach höhere Werte in den zentralen Sprungschichttiefen gegenüber. Hierin treten gewisse Parallelen zur mittleren Jahresschwankung zu Tage.

Das Verhältnis der doppelten Standardabweichung zur mittleren Jahresschwankung ($2s/\Delta$) kann als ein Maß für die Bedeutung

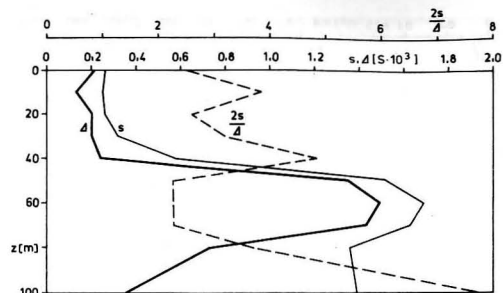


Abb. 4
Vertikalverteilung der jährlichen Standardabweichung s , der mittleren Jahresschwankung Δ und des Verhältnisses $2s/\Delta$

der Jahressgänge im Rahmen der Gesamtheit zeitlicher Veränderungen gewertet werden. Die hohen Werte dieses Quotienten drücken die prinzipielle Zweitrangigkeit der jahreszeitlichen gegenüber den unperiodischen Variationen aus, wobei jedoch im Detail gewisse Unterschiede bestehen (Abb. 4). So besitzen die halinen Jahressgänge im zentralen Sprungschichtbereich die relativ größte Bedeutung, wogegen eine mögliche, in dieser Untersuchung aber nicht als real zu bestätigende, jahreszeitliche Variation in 100 m Tiefe nahezu bedeutungslos wäre.

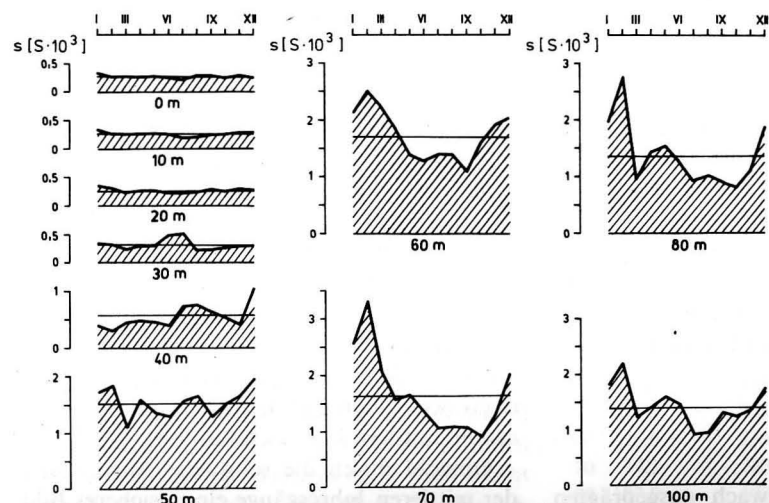


Abb. 5
Monatliche Standardabweichung der Salzgehaltswerte sowie die Jahresstandardabweichung (Gerade)

Die innerhalb der Jahresperiode auftretende zeitliche Veränderung der Streuung (Abb. 5) ist in der homohalinen Oberschicht (0–40 m) sehr gering, während im Sprungschichtbereich und darunter ein jahreszeitlicher Gang der Streuung mit maximalen Standardabweichungen im Winter und minimalen im Sommer/Frühherbst auftritt. Die weitgehende Zeitunabhängigkeit der Streuung in der Oberschicht steht somit einer deutlichen Zeitabhängigkeit in den tieferen Schichten gegenüber.

4.2. Jahreszeitliche Veränderung der Temperatur

Die mittleren Jahressgänge der Temperatur, die in Abb. 6 dargestellt sind, nehmen in ihrer Ausprägung von der Oberfläche zur Tiefe hin mit Ausnahme des 60 m-Horizonts ständig ab. Sie haben überwiegend die Form einer einfachen Welle, nur in 80–100 m Tiefe tritt eine Doppelwelle auf.

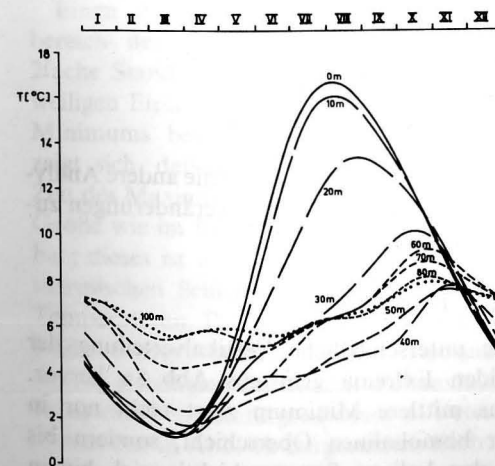


Abb. 6
Mittlere Jahressgänge der Temperatur in den Standardhorizonten des Christiansötiefs (Zeitraum: 1933 bis 1970)

4.2.1. Amplituden und Phasen

Eine vollständige Wiedergabe der Amplituden und Phasen enthält Tab. 2, während in Abb. 7 alle Amplituden außer A_0 (Abb. 8) in ihrer Vertikalverteilung dargestellt sind. Das wesentliche Merkmal von A_0 ist das Auftreten eines Minimums an der Untergrenze der homohalinen Oberschicht (40 m), das die hauptsächlichliche Tiefenlage des intermediären Kaltwassers markiert. Die Amplitude der jährlichen Welle A_1 fällt von der Oberfläche bis zum Boden ab mit Ausnahme der halinen Sprungschichttiefen 50 und 60 m. Die Amplitude A_2 ist in allen Tiefen wesentlich kleiner als A_1 . Eine besondere Bedeutung erlangt A_2 gegenüber A_1 nur im 40 m-Horizont (Abb. 7b), was sich in dem unruhigeren Jahressgang dieser Tiefe widerspiegelt (Abb. 6). Die Amplituden der drittel- und vierteljährlichen Welle sind von untergeordneter Bedeutung.

Der Amplitudentest ergibt, daß alle A_1 auf dem Niveau $\beta = 0,01$ signifikant sind, d. h., die berechneten Jahressgänge aller Horizonte, also auch des Tiefenwassers, beschreiben reale jahreszeitliche Variationen der Temperatur. Die Amplituden A_2 erweisen sich bei $\beta = 0,05$ mit Ausnahme der Tiefenschicht ebenfalls als gesichert, während A_3 und A_4 überwiegend nicht signifikant von Null verschieden sind (Tab. 2).

Im Vergleich mit den von MATTHÄUS (1977) für das Zentralgebiet des Beckens bestimmten Amplituden zeigt sich, daß A_0 im Westteil in der oberen 40 m-Schicht allgemein geringfügig niedriger und in den Tiefenschichten um vorwiegend $0,2$ – $0,4$ °C höher als im zentralen Bornholmbecken ist. Eine ähnliche Tendenz besteht auch bezüglich der Amplituden A_1 und A_2 . Besonders deutlich tritt in 50–70 m Tiefe die stärkere Ausprägung der jährlichen Welle im westlichen Beckenteil hervor; A_1 ist hier um $0,3$ – $0,6$ °C höher als im Zentralgebiet. Auf mögliche Ursachen wird später eingegangen. Die von DIETRICH (1953) ermittelten Amplituden der Oberflächentemperatur der Küstenstation Christiansö zeigen deutliche Unterschiede zu den hier ermittelten

Tabelle 2
Amplituden A_n und Phasenkonstanten φ_n der Grund- und Oberwellen der Jahrgänge der Temperatur sowie die jährliche Standardabweichung s ($K_n =$ Konfidenzintervall der Amplitude A_n bei $\beta = 0,01$)

z m	A_0 °C	K_0 °C	A_1 °C	K_1 °C	A_2 °C	A_3 °C	A_4 °C
0	8,501	±0,210	7,506	±0,295	1,342	0,303	0,079*
10	8,178	±0,196	7,191	±0,277	1,246	0,302	0,106*
20	7,194	±0,320	5,901	±0,451	0,418	0,064*	0,185*
30	5,648	±0,332	3,951	±0,464	0,803	0,431	0,130*
40	4,336	±0,214	2,275	±0,301	1,111	0,202*	0,364
50	4,610	±0,240	2,587	±0,339	0,600	0,047*	0,145*
60	5,859	±0,268	3,203	±0,377	0,385	0,166*	0,307
70	6,376	±0,276	2,072	±0,389	0,339	0,092*	0,185*
80	6,627	±0,235	1,240	±0,332	0,244*	0,040*	0,297
100	6,688	±0,259	1,038	±0,365	0,224*	0,065*	0,181*

z m	A_2/A_1 %	φ_1 °	φ_2 °	φ_3 °	φ_4 °	s °C
0	17,9	229,5	40,0	174,8	321,9	1,423
10	17,3	233,2	47,0	203,7	37,6	1,323
20	7,1	242,9	76,7	83,7	152,1	2,166
30	20,3	262,1	248,3	118,8	134,4	2,243
40	48,8	284,2	290,2	207,2	184,7	1,439
50	23,2	291,8	299,1	247,2	157,6	1,633
60	12,0	289,0	318,9	132,4	74,7	1,817
70	16,4	289,7	274,5	126,2	70,3	1,860
80	19,7	303,5	249,8	283,8	72,0	1,567
100	21,6	305,2	255,0	74,7	106,0	1,541

* Amplitudenwerte bei $\beta = 0,05$ nicht signifikant

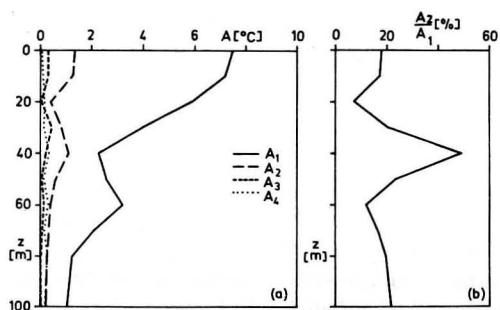


Abb. 7
Amplituden der Grund- und Oberwellen der mittleren Jahrgänge der Temperatur sowie das Amplitudenverhältnis A_2/A_1

Werten, was vermutlich auf die andere Analysemethodik und Langzeitveränderungen zurückzuführen ist.

4.2.2. Extremwerte

Die unterschiedliche Vertikalverteilung der beiden Extrema geht aus Abb. 8a hervor. Das mittlere Minimum zeigt nicht nur in der homohalinen Oberschicht, sondern bis in den halinen Sprungschichtbereich hinein (50 m) nahezu einheitliche Werte. Das mittlere Maximum nimmt unterhalb der turbulent durchmischten Deckschicht sehr schnell ab (rd. 0,3 °C/m); die in 40–50 m Tiefe erreich-

ten Niedrigstwerte sind die Folge des kalten Zwischenwassers. Ein intermediärer Höchstwert des Maximums wird im Zentrum der Halokline (60 m) erreicht.

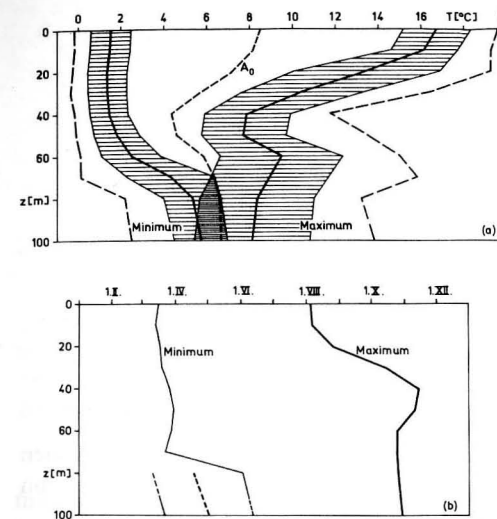


Abb. 8
Betrag des genäherten Jahresmittelwertes A_0 , der mittleren und absoluten Extrema der Temperatur, sowie der Streubereich ($2s$; schraffiert) im Eintrittsmonat der mittleren Extrema (a) und die Eintrittszeiten der primären (durchgezogen) und sekundären (gestrichelt) Extrema (b)

Einen Anhaltspunkt für den Streubereich der mittleren Extrema liefert die 2fache Standardabweichung, die für den jeweiligen Eintrittsmonat des Maximums bzw. Minimums bestimmt wurde (Abb. 8a). Es zeigt sich, daß der Streubereich $2s$ zur Zeit des Maximums in der Regel die doppelte Größe wie im Eintrittsmonat des Minimums hat; dieses ist u. a. eine Folge der stärkeren thermischen Schichtung zur Zeit maximaler Temperaturen. Die größte Streuung wird bei beiden Extremwerten in den Tiefen gefunden, wo zur jeweiligen Eintrittszeit die maximalen vertikalen Temperaturgradienten auftreten.

Aus den in Abb. 8b dargestellten Eintrittszeiten der mittleren Extremwerte resultiert, daß dem weitgehend gleichzeitigen Auftreten des Minimums deutliche Zeitverschiebungen des Maximums gegenüberstehen. Die späteste Eintrittszeit des Maximums (Mitte November)

wird im oberen Bereich der Halokline (40 bis 50 m) beobachtet, da hier die niedrigen Temperaturen des Zwischenwassers am längsten konserviert werden können. Bemerkenswert ist die darunter erfolgende Verfrüherung des Maximums im Zentrum der Salzgehaltssprungschicht (60 m) auf Oktober. Diese zeitliche Rückverlagerung des Maximums scheint charakteristisch für das westliche Bornholmbecken zu sein, denn nach den Ergebnissen von MATTHÄUS (1977) ist sie im Zentralteil nicht zu finden.

4.2.3. Streuung

Die Jahresstandardabweichung zeigt im Vertikalprofil nur relativ geringe Unterschiede; leichte Erhöhungen sind an die Thermo- und Halokline gebunden (Abb. 9). Im Vergleich mit der mittleren Jahresschwankung, die von der Oberfläche zum Boden mit Ausnahme des 60 m-Horizonts durchgehend abnimmt, ist die Standardabweichung in allen Tiefen deutlich geringer. Die Streuung der Temperatur hat damit nirgends den bei dem Salzgehalt beobachteten Effekt, daß sie den Jahrgang völlig überdeckt. Dieses kommt auch deutlich in den niedrigen Werten des Quotienten $2s/\Delta$ zum Ausdruck (Abb. 9).

Die monatlichen Standardabweichungen weisen auf eine in den verschiedenen Tiefen unterschiedlich starke Zeitabhängigkeit der Streuung hin (Abb. 10). Die markanteste Zeitabhängigkeit tritt in den Sprungschichttiefen der Temperatur (20–30 m) in Form

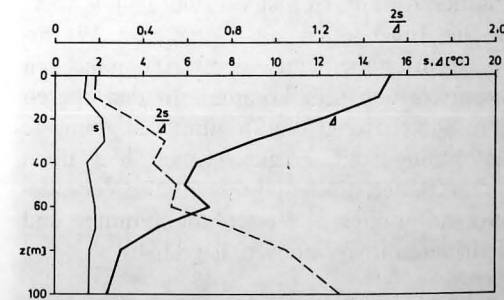


Abb. 9
Vertikalverteilung der jährlichen Standardabweichung s , der mittleren Jahresschwankung Δ und des Verhältnisses $2s/\Delta$

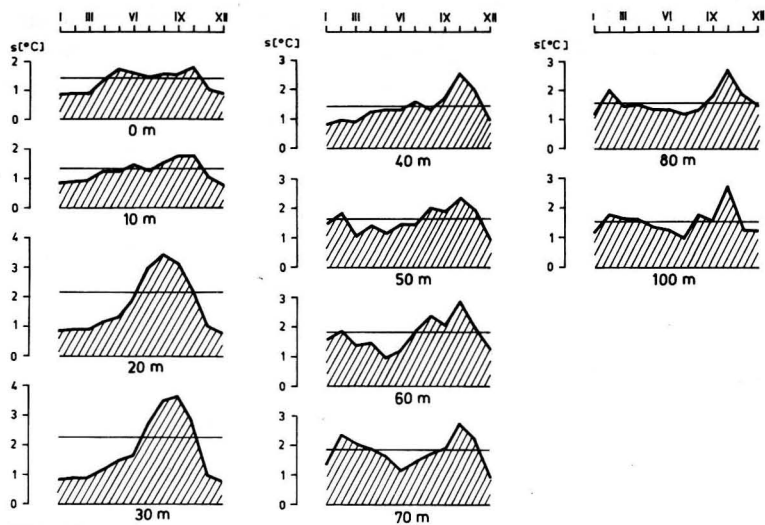


Abb. 10
Monatliche Standardabweichung der Temperaturwerte sowie die Jahresstandardabweichung (Gerade)

eines ausgeprägten Jahresganges der Streuung hervor. Die niedrigen Werte in den Wintermonaten sind die Folge der Konvektion, während der Anstieg zum Sommer auf etwa das 3fache der winterlichen Werte auf die Ausbildung der Temperatursprungschicht und deren vertikale Schwankungen zurückzuführen ist. Das Absinken der Standardabweichung im Herbst geschieht parallel mit dem Abbau der vertikalen Temperaturgegensätze. Die Streuung spiegelt damit deutlich die jahreszeitliche Veränderung der Temperaturschichtung wider.

In der Halokline (40–80 m) ist die Zeitabhängigkeit der Streuung weniger ausgeprägt. Relativ hohe Werte kommen im Spätsommer/Anfang Herbst vor, wofür u. a. thermische Inversionen als Folge von Warmwassereinschüben aus dem Arkonabecken verantwortlich sein könnten. In der oberen 10 m-Schicht zeigt die Streuung die geringste Zeitabhängigkeit, obgleich auch hier noch die charakteristische jahreszeitliche Veränderung mit höheren Werten im Sommer und niedrigeren im Winter zu Tage tritt.

4.3. Jahreszeitliche Veränderung des Schichtungsaufbaus

Eine Zusammenschau des eng verknüpften thermischen und halinen Schichtungsablaufs

bietet Abb. 11, die aus den Zeitfunktionen von Temperatur und Salzgehalt der zehn Standardtiefen resultiert.

Der Salzgehaltsaufbau ist im wesentlichen durch ganzjährige Beständigkeit geprägt. Eine jahreszeitliche Veränderung tritt nur in einer schwachen Schwingung der Halokline mit Höchstpunkt im Sommer und Tiefpunkt im Januar/Februar auf; die vertikale Verlagerung der Sprungschicht beträgt dabei etwa 5–10 m.

Die thermische Schichtung, die in ihren Einzelheiten Abb. 11 entnommen werden kann, weist im halinen Sprungschichtbereich verschiedene Besonderheiten auf. Die winterliche Abkühlung reicht im März tief in den stabil geschichteten Bereich der Halokline hinein. Die aus diesem Kaltwasserreservoir im Frühjahr entstehende kalte Zwischenwasserschicht bleibt unter den mischererschwerenden Bedingungen der oberen Salzgehaltssprungschicht nicht nur bis in den Sommer, sondern bis zur Auflösung der Thermokline im Oktober/November erhalten. Im mittleren und unteren Teil der Salzgehaltssprungschicht setzt im Juni trotz thermischer Isolierung durch das darüberliegende kalte Zwischenwasser eine deutliche Erwärmung ein, die zu einem intermediären Temperaturmaximum im Oktober/November führt. Auf

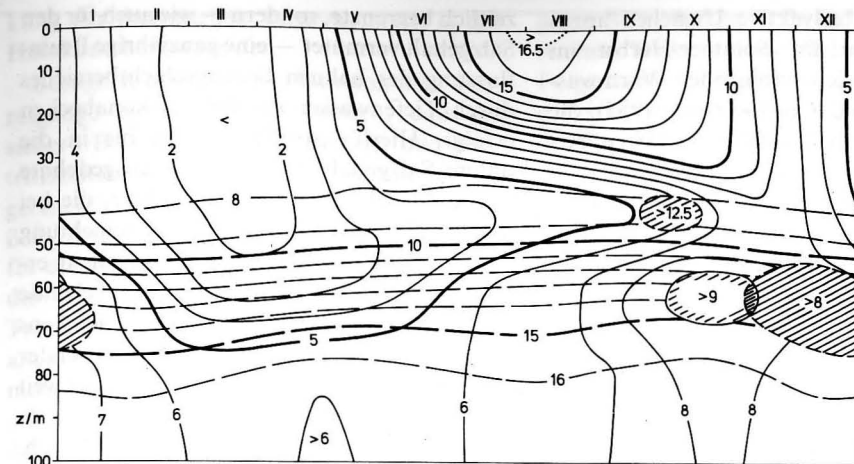


Abb. 11
Mittlere jahreszeitliche Veränderung der Schichtung des Salzgehalts ($S \cdot 10^3$, lang gerissen) und der Temperatur ($^{\circ}\text{C}$, durchgezogen) im westlichen Bornholmbecken sowie intermediäre Temperaturmaxima (schraffiert) der Zentralgebiete des Arkona- ($> 12,5^{\circ}\text{C}$) und des Bornholmbeckens ($> 8^{\circ}\text{C}$)

mögliche Ursachen dieser Entwicklung wird im folgenden Abschnitt eingegangen.

5. Diskussion

Im Gegensatz zur Temperatur handelt es sich bei den Jahresgängen des Salzgehalts um sehr schwach ausgeprägte Schwingungen, deren erstmals bis in 70 m Tiefe nachgewiesene Signifikanz die Frage nach den ozeanologischen Hintergründen aufwirft.

Prinzipiell bekannt sind die halinen Jahresgänge an der Oberfläche (NEUMANN 1938; MATTHÄUS 1978) sowie in der oberen 40 m-Schicht (DIETRICH 1948). Sie finden ihre Begründung in der jährlichen Periodizität der hauptsächlich steuernden Faktoren Flußwasserzufuhr, Vereisung, Niederschlag und Verdunstung (vgl. BROGMUS 1952; MIKULSKI 1975). Bemerkenswert ist die extrem schwache Ausprägung der Jahresgänge der Oberschicht; die Jahresschwankung der Oberfläche $0,21 \cdot 10^{-3}$ stellt im Vergleich mit anderen Regionen (MATTHÄUS 1978) die geringste jahreszeitliche Variation des Salzgehalts im ganzen zentralen Ostseebereich dar. Die Ursache kann in der relativ großen Entfernung von den wesentlichen Quellgebieten des Süß-

wassers, der geringen direkten Flußwasserzufuhr von den umliegenden Küsten der Bornholmsee und den ganzjährig stark gehemmten vertikalen Austauschvorgängen mit dem salzreichen Tiefenwasser gesehen werden.

Die stärkeren Jahresgänge im Sprungschichtbereich (50–70 m, Abb. 1), deren Bedeutung allerdings durch die schichtungsbedingt gesteigerte Streuung (Abb. 4) wieder herabgesetzt wird, haben ihre Ursache vermutlich in den jahreszeitlich wechselnden Stabilitätsverhältnissen der Oberschicht. So deutet der offensichtliche Parallelverlauf des An- und Abstiegs der Jahresgänge mit der sommerlich stabilen und der winterlich instabileren Phase der Oberschicht darauf hin, daß im Herbst/Winter konvektive Vorgänge unterstützt von verstärkter Turbulenz zu einer gewissen Erosion der Sprungschicht und damit zu einer Erniedrigung des Salzgehalts führen. Im Gegensatz dazu bewirkt die Stabilisierung im Frühjahr/Sommer eine zunehmende Isolierung zwischen Ober- und Sprungschicht, die einem langsamen Anstieg des Salzgehalts förderlich ist. Mit diesem Geschehen geht auch die jahreszeitliche Vertikalverlagerung der Salzgehaltssprungschicht konform.

Weiterhin sind advective Ursachen anzunehmen, wie die im Sommer/Herbst im Sprungschichtbereich erfolgenden Warmwasserintrusionen (WÜST u. BROGMUS 1955), die wegen des Salzgehaltsgefälles zwischen Arkona- und Bornholmbecken zu den hohen Werten im September/Okttober beitragen können. Aber wenn heute auch vieles dafür spricht, daß derartiger kleinräumiger Zustrom salzreichen Tiefenwassers aus dem Arkona-becken in die Sprungschichttiefen des Bornholmbeckens wegen der flachen oder sogar durchbrochenen Bornholmschwelle (LARSEN u. KÖGLER 1975) in allen Jahreszeiten auftreten kann, ist eine Anregung jahreszeitlicher Variationen des Salzgehalts insofern denkbar, als die salzgehaltserhöhende Wirkung seitlichen Zustroms im Winter durch Konvektion und verstärkte vertikale Mischung eingeschränkt wird und nur während der stabilen Phase der Oberschicht im Sommerhalbjahr ganz zum Tragen kommt.

Der Einfluß advectiver Vorgänge bei der Gestaltung jahreszeitlicher Veränderungen tritt noch deutlicher bei der Temperatur hervor. Dieses trifft nicht auf die homohaline Oberschicht zu, wo die Abnahme der Jahreschwankung und die Verspätung der Eintrittszeit des Maximums mit zunehmender Tiefe charakteristische Kennzeichen für die Steuerung der Jahresschwankung von der Oberfläche her sind. Aber die Umkehrung dieser Tendenz im halinen Sprungschichtbereich, nämlich

- (a) die Zunahme der Jahresschwankung (Abb. 9),
- (b) die Vergrößerung der Amplitude der jährlichen Welle (Abb. 7) und
- (c) die Verfrühung der Eintrittszeit des Maximums (Abb. 8)

mit wachsender Tiefe, weist darauf hin, daß im Gegensatz zur Oberschicht in diesem Tiefenbereich advective Prozesse die thermischen Jahresschwankungen wesentlich mitbestimmen.

Seit langem bekannt sind die bereits erwähnten Warmwassereinschübe im Sommer/Herbst. Die hier gefundenen Ergebnisse scheinen darüber hinaus darauf hinzudeuten, daß im westlichen Bornholmbecken nicht nur eine jahres-

zeitlich begrenzte, sondern — wie auch für den Salzgehalt vermutet — eine ganzjährige Beeinflussung des halinen Sprungschichtbereiches erfolgt. Hierfür spricht (a) die bis in die untere Salzgehaltssprungschicht ausgedehnte starke Abkühlung im Februar/März, die bei der erheblichen Stabilität der Schichtung kaum durch konvektive Vorgänge allein erklärbar ist, zumal eine entsprechende Abkühlung im Zentralteil des Beckens (MATTHÄUS 1977) trotz eher tiefer liegender Halokline zu diesem Zeitpunkt nicht so weit hinabreicht, (b) die im Mai/Juni einsetzende Erwärmung im unteren Sprungschichtbereich, die wegen der permanenten Abschirmung der Wärmezufuhr von der Oberfläche durch das darüberliegende kalte Zwischenwasser nur advektiv zu deuten ist und (c) das Auftreten eines intermediären herbstlichen Temperaturmaximums (Abb. 11).

Die Herkunft des einströmenden Wassers aus dem Arkona-becken verdeutlicht ein Vergleich mit den von MATTHÄUS (1977) bearbeiteten Temperaturjahresschwankungen der beiden Zentralstationen des Arkona- und Bornholmbeckens. Es zeigt sich eine vom Arkona- über das westliche zum mittleren Bornholmbecken gerichtete Verspätung und Abschwächung der Erwärmungs- und Abkühlungsphasen, was für einen Zustrom in gleicher Richtung spricht. Als Beispiel ist die zeitliche Verschiebung und die Abschwächung des intermediären Temperaturmaximums auf diesem ostsee-einwärts laufenden Weg in Abb. 11 festgehalten. In diesem Sinne ist es auch verständlich, daß im westlichen Bornholmbecken, also in unmittelbarer Nähe des Arkona-beckens, in 50—70 m Tiefe die jährliche Amplitude A_1 um 0,3 bis 0,6 °C und die mittlere Jahresschwankung um 0,6—1,3 °C größer als im Zentralteil ist.

Im Tiefenwasser (80—100 m) sind die berechneten Salzgehaltjahresschwankungen wegen fehlender Signifikanz als rein formale Resultate anzusehen, während die Zeitfunktionen der Temperatur zwar schwache, aber reale jahreszeitliche Veränderungen der Temperatur des Bodenbereiches verkörpern; letztere werden möglicherweise advektiv oder als Rückwir-

kung der thermischen Veränderungen in der Halokline hervorgerufen.

Bezüglich der mittleren Extrema aller Jahresschwankungen ist darauf hinzuweisen, daß die sichere Bestimmung ihrer Beträge und Eintrittszeiten erschwert wird, wenn einer geringeren mittleren Jahresschwankung eine größere Streuung gegenübersteht. Dieses trifft für die meisten halinen Jahresschwankungen sowie für die Temperaturgänge des Tiefenwassers zu. Trotzdem können die primären Extremwertangaben weitgehend als real gelten; dagegen muß hinsichtlich der hier ermittelten sekundären Extrema bereits ihr Auftreten als ein durch die großen Quotienten $2s/\Delta$ bedingter methodischer Effekt angesehen werden.

Die Streuung zeigt bei Temperatur und Salzgehalt sowohl bezüglich der ganz- als auch der teilperiodischen Werte eine erkennbare Beziehung zur Schichtung. So hat die Jahresstandardabweichung in ihrer Vertikalverteilung deutlich höhere Werte in den starkgradientigen Tiefenbereichen des jeweiligen Parameters (vgl. Abb. 4, 9, 11), was auf zwischenjährliche Unterschiede in Ausprägung und Tiefenlage der Sprungschichten, aber auch auf kurzzeitige interne Schwingungen zurückgeführt werden kann.

Die monatlichen Standardabweichungen erweisen die jeweiligen Sprungschichtbereiche als die Tiefen maximaler Variation der Streuung innerhalb der Jahresperiode. Diese ausgeprägten Jahresschwankungen der Streuung haben wahrscheinlich verschiedene Ursachen. Der Streuungsverlauf der Temperatur in 20—30 m Tiefe (Abb. 10) mit hohen Werten im Sommer und niedrigen im Winter findet seine Begründung offensichtlich in der Existenz bzw. Nichtexistenz der Sprungschicht. Der entgegengesetzt ausfallende Jahresverlauf der Salzgehaltstreuung in 60—70 m Tiefe (Abb. 5) scheint mit niedrigen sommerlichen Werten auf eine größere Störungsfreiheit des Sprungschichtbereiches in der warmen Jahreszeit hinzudeuten. Die hohe Streuung im Winter charakterisiert vermutlich das Auftreten gegensätzlicher Einflüsse. Durch Konvektion und Turbulenz intensivierte vertikale Mischungsprozesse führen zu deutlich niedri-

geren Salzgehalten, während Einschübe salzreichen Wassers hohe Salzgehaltswerte zur Folge haben. Weiterhin kann man annehmen, daß interne Wellen bei ganzjähriger Existenz der Salzgehaltssprungschicht im Winter häufiger und intensiver als im Sommer auftreten und damit zu den jahreszeitlichen Streuungsunterschieden beitragen.

6. Schlußbemerkungen

Aus den Untersuchungen resultieren zusammenfassend folgende Ergebnisse:

- Jahreszeitliche Veränderungen treten signifikant bei der Temperatur bis zum Boden und bei dem Salzgehalt bis in den unteren Bereich der Halokline auf.
- Die saisonalen Variationen des Salzgehalts sind mit einer mittleren Jahresschwankung von etwa $0,2 \cdot 10^{-3}$ in der homohalinen Oberschicht sehr gering (schwächste haline Jahresschwankung an der Oberfläche im zentralen Ostseebereich) und mit rd. $1,4 \cdot 10^{-3}$ in der Salzgehaltssprungschicht deutlicher ausgeprägt.
- Die Halokline zeigt im Jahresverlauf eine schwache Vertikalverlagerung, die u. a. wahrscheinlich durch die wechselnden Stabilitätsverhältnisse in der Oberschicht bedingt ist.
- Die Jahresschwankungen der Temperatur, teilweise auch des Salzgehalts, deuten darauf hin, daß die Halokline nicht nur eine jahreszeitlich begrenzte, sondern eine ganzjährige Gleitfläche für häufiger kleinräumig einströmendes Tiefenwasser aus dem Arkona-becken ist.
- In der Thermo- bzw. Halokline ist die jeweilige Streuung am größten, und sie weist in diesen Tiefenbereichen ausgeprägte jahreszeitliche Variationen auf.

Literatur

- BOCK, K.-H.: Monatskarten des Salzgehaltes der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. — Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, Nr. 12, Hamburg 1971, 147 S.

- BROGMUS, W.: Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. — Kieler Meeresforsch. **9** (1952), 15—42.
- DIETRICH, G.: Der jährliche Gang der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in den britischen Randmeeren und in der Nord- und Ostsee. — Wiss. Ber., Dt. Hydrogr. Inst., Hamburg 1948, 80 S.
- : Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. — Kieler Meeresforsch. **7** (1950), 35—69.
- : Die Elemente des jährlichen Ganges der Oberflächentemperatur in der Nord- und Ostsee und den angrenzenden Gewässern. — Dt. Hydrogr. Z. **6** (1953), 49—64.
- FRANCK, H.: Zur Bestimmung der Streuung von Meßwerten bei mittleren Jahrgängen ozeanologischer Parameter. — Beitr. Meereskunde, H. 36 (1975), 29—51.
- FRANCK, H.; MATTHÄUS, W.: Vergleich zweier Methoden zur Berechnung von Jahrgängen aus nicht-äquidistanten Meßwerten. — Beitr. Meereskunde, H. 34 (1974), 47—60.
- FRISCH, K.: Über den jährlichen Gang der Wasserkörpertemperatur des Finnischen Meerbusens. — Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. **59** (1931), 374 bis 376.
- GRANQVIST, G.: Zur Kenntnis der Temperatur und des Salzgehaltes des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands. — Merentutk. Julk., Nr. 122 (1938), 1—166.
- : Harmonic analysis of temperature and salinity in the sea off Finland and changes in salinity. — Merentutk. Julk., Nr. 152 (1952), 1—29.
- HULTZSCH, E.: Ausgleichsrechnung mit Anwendung in der Physik unter besonderer Berücksichtigung der Meßtechnik. — Leipzig: Geest & Portig 1966, 136 S.
- JACOBSEN, J. P.: Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt, bearbeitet nach hydrographischen Beobachtungen in dänischen Gewässern 1880—1907. — Medd. Komm. Havunders., Ser. Hydrogr. **1** (1908), 10, 1—26.
- KOLLER, S.: Neue graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. — Darmstadt: Steinkopf 1969, 167 S.
- LARSEN, B.; KÖGLER, F.-C.: A submarine channel between the deepest parts of the Arkona and Bornholm Basins in the Baltic Sea. — Dt. Hydrogr. Z. **28** (1975), 274—276.
- LENZ, W.: Monatskarten der Temperatur der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. — Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, Nr. 11, Hamburg 1971, 148 S.
- MATTHÄUS, W.: Die Anwendung von Ausgleichsverfahren zur Ermittlung von Jahrgängen ozeanographischer Parameter. — Mber. Dt. Akad. Wiss. **13** (1971) 2, 116—121.
- MATTHÄUS, W.: Mittlere Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der Station BY 2A auf 55° N 14° E. — Beitr. Meereskunde, H. 36 (1975), 5—27.
- : Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. — Beitr. Meereskunde, H. 40 (1977), 117—155.
- : Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee. — Gerl. Beitr. Geophys. **87** (1978) 5, 369—376.
- : Mittlere jahreszeitliche und langzeitige Veränderlichkeit des Salzgehaltes im Arkonabecken. — Beitr. Meereskunde, H. 53 (1985), 17—26.
- MATTHÄUS, W.; SAGER, G.; SAMMLER, R.: Vergleichende Betrachtungen von Methoden zur Ermittlung von Jahrgängen ozeanographischer Parameter. — Beitr. Meereskunde, H. 33 (1974), 153 bis 160.
- MIKULSKI, Z.: Die Flußwasserzufuhr der Ostsee in den Jahren 1951—1960. (in Russ.). — Okeanologija **10** (1970) 6, 975—979.
- : The inflow of the river waters to the Baltic Sea in the years 1961—1970. — VIII. Conf. Balt. Oceanogr., Copenhagen 1972, No. 29.
- : Water balance of the Baltic Sea. Tables of river run-off, monthly and annual values 1921—1970. — IV. Meeting of experts on the water balance of the Baltic Sea, Häselsby 1975.
- NEUMANN, G.: Zur Frage des jährlichen Ganges des Oberflächensalzgehaltes bei Adlergrund — Feuerschiff. — VI. Baltische Hydrologische Konferenz, Mitt. B zu 22 (Deutschland), Berlin 1938, 1—11.
- NILSSON, H.; SVANSSON, A.: Long term variations of oceanographic parameters in the Baltic and adjacent waters. — Medd. Havsfiskelaboratoriet, Lysekil, Nr. 174 (1974).
- WEBER, E.: Grundriß der biologischen Statistik. — Jena: Fischer 1980, 652 S.
- WÜST, G.; BROGMUS, W.: Ozeanographische Ergebnisse einer Untersuchungsfahrt mit Forschungskutter „Südfall“ durch die Ostsee Juni/Juli 1954 (anlässlich der totalen Sonnenfinsternis auf Öland). — Kieler Meeresforsch. **11** (1955), 3—21.

Abschluß der Arbeit: 30. 4. 1984

Zur Veröffentlichung angenommen: 25. 6. 1984

Anschrift des Verfassers:

Dr. HERBERT FRANCK

Akademie der Wissenschaften der DDR

Institut für Meereskunde

DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

WOLFGANG MATTHÄUS

Mittlere jahreszeitliche und langzeitige Veränderlichkeit des Salzgehalts im Arkonabecken

Mit 6 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung: Unter Nutzung von 428 Serien des Salzgehaltes der internationalen Station BY 2 (55° 00' N, 14° 05' E) im Arkonabecken aus dem Zeitraum 1906—1983 werden mittlere Jahrgänge und Trends für dieses Teilgebiet der Ostsee ermittelt. Im Arkonabecken ist in nahezu allen Tiefen ein signifikanter Jahrgang nachweisbar, dessen mittlere Jahreschwankung von $0,5 \cdot 10^{-3}$ im Oberflächenwasser auf $0,9—1,4 \cdot 10^{-3}$ in der Tiefe zunimmt. In den oberen 20 m kann sowohl für den Gesamtzeitraum 1906—1983 als auch für ausgewählte Teilzeiträume ein signifikanter Anstieg im Salzgehalt analysiert werden, der im Zeitraum 1900—1980 etwa $1,1—1,3 \cdot 10^{-3}$ beträgt.

Abstract: Using 428 oceanological series observed between 1906 and 1983 at the international station BY 2 (55° 00' N, 14° 05' E) in the Arkona Basin mean annual courses and long-term trends in salinity of this Baltic Sea area are calculated. Significant annual courses are detectable in nearly all depths. The mean annual variations increase from $0,5 \cdot 10^{-3}$ in the surface water to $0,9—1,4 \cdot 10^{-3}$ in the depth. A significant positive trend in salinity can be analyzed in the upper 20 m layer both for the whole period 1906 to 1983 and for selected parts. During this century, for instance, an increase of $1,1—1,3 \cdot 10^{-3}$ was calculated.

Резюме: При пользовании 428 серий величин солёности, измеренных на международной станции ВУ 2 (55° 00' с.ш., 14° 05' в.д.) в Арконском бассейне за период 1906—1983 гг. определяются средние годовые ходы и тренды за упомянутый участок Балтийского моря. В Арконском бассейне на почти всех глубинах обнаружен статистический значимый годовой ход, среднее годовое колебание его величиной $0,5 \cdot 10^{-3}$ в поверхностных водах увеличивается до $0,9—1,4 \cdot 10^{-3}$ на глубине. За верхний 20-метровый слой анализы показывают и за весь период времени 1906—1983 гг. и за выбранные участки периода значимое повышение солёности, составляющей за период 1900—1980 гг. около $1,1—1,3 \cdot 10^{-3}$.

1. Einleitung

Das Arkonabecken gehört zu den ozeanologisch kompliziertesten Teilgebieten der gesamten Ostsee. Im Westen und Norden schließt sich das Übergangsgebiet zur Nordsee mit einem relativ eigenständigen ozeanologischen Regime in bezug auf Dynamik und Schichtung an. Der Salzgehalt weist große kurzzeitige und jahreszeitliche Veränderungen auf. Im Osten grenzt mit dem Bornholmbecken das erste Teilgebiet mit dem für die eigentliche Ostsee typischen Schichtungs Aufbau und seiner kurzzeitigen und saisonalen Veränderlichkeit an das Arkonabecken. Beide Teilgebiete beeinflussen die ozeanologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet und führen insbesondere im Sommer zu einem komplizierten thermohalinen Aufbau mit großer Veränderlichkeit in Raum und Zeit. Bezüglich der allgemeinen ozeanologischen Bedingungen sei auf die Arbeiten von HELA u. KRAUSS (1959), SIEDLER (1961), KRAUSE (1969), TOMCZAK (1969), KIELMANN, KRAUSS u. KEUNECKE (1973), SIMONS (1976) sowie MATTHÄUS u. SCHWABE (1982) verwiesen. Bei den vorliegenden Untersuchungen geht es um die Ermittlung signifikanter Jahrgänge und Trends im Salzgehalt dieses Teilgebietes der Ostsee.

2. Beobachtungsmaterial und Bearbeitungsmethodik

Für die Untersuchungen wurde die Station BY 2 auf 55° 00' N, 14° 05' E im zentralen Arkonabecken ausgewählt, für die bereits Elemente des mittleren Jahrganges von Temperatur, Sauerstoffgehalt und prozentua-

ler Sauerstoffsättigung (MATTHÄUS 1975) bestimmt sowie Trendanalysen (MATTHÄUS 1979) durchgeführt wurden. Das *Beobachtungsmaterial* umfaßt 428 Serien des Salzgehaltes aus dem Zeitraum 1906—1983, wobei nur 5% der Daten vor 1940 gewonnen wurden. Über 50% des Datenmaterials stammt aus dem Zeitraum zwischen 1949 und 1969, und etwa 45% des Gesamtumfangs an ozeanologischen Serien ist durch die Forschungsfahrten nach 1970 verfügbar.

Die Salzgehaltswerte wurden im Hinblick auf jahreszeitliche und langzeitige Variationen in 8 Tiefenhorizonten analysiert. Die Berechnung *mittlerer jahreszeitlicher Veränderlichkeiten* erfolgte mit Hilfe der Ausgleichung der Werte durch eine Linearkombination trigonometrischer Funktionen (MATTHÄUS 1971, 1977a). Als Ausgleichungsgrad wurde $k = 2$ gewählt. An Elementen konnten der Jahresmittelwert A_0 , die Amplituden der Jahreshauptwelle A_1 und der halbjährlichen Welle A_2 , die mittlere Jahresschwankung Δ , die Eintrittszeit des mittleren Salzgehaltsmaximums α und die Jahresstandardabweichung σ der Einzelwerte vom mittleren Jahresgang berechnet werden (vgl. Tab. 1). Die Signifikanz der analysierten Amplituden wurde mit Hilfe der zu verschiedenen Signifikanzniveaus berechneten Konfidenzintervalle K bestimmt.

Die *Langzeitrends* wurden mit Hilfe der linearen Regression für verschiedene Zeiträume berechnet (MATTHÄUS 1977b, 1979). Neben dem Gesamtzeitraum 1906—1983 wurden die Analysen für die zwei Teilzeiträume 1952—1969 und 1970—1980 durchgeführt. An Elementen sind die Geradengleichungen s , die Standardabweichungen σ der Einzelwerte von der Regressionsgeraden und die mittleren Trends Δs analysiert worden (vgl. Tab. 3). Die Signifikanz der berechneten Trends wurde nach dem F-Test für Korrelationskoeffizienten bestimmt und durch die zu verschiedenen Signifikanzniveaus berechneten Konfidenzintervalle K untermauert.

In den Tabellen und Abbildungen sind alle mit ²⁾ gekennzeichneten Werte nicht signifikant. Die mit ¹⁾ charakterisierten Daten sind zum 95%-Niveau signifikant. Alle nicht ge-

kennzeichneten Amplituden sind zum 99,9%-Niveau, alle Trends zum 99%-Niveau signifikant.

3. Jahreszeitliche Veränderlichkeit

Im Gegensatz zu Untersuchungen der jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur gibt es für den Salzgehalt nur wenige Analysen im Bereich der Ostsee (z. B. GRANQVIST 1938, 1952; DIETRICH 1948, 1950), die zum Teil auch nur den Oberflächensalzgehalt betreffen (z. B. SCHOTT 1966; MATTHÄUS 1978). Von HUPFER (1962) liegen Analysen zum mittleren Jahresgang des Salzgehaltes an Feuerschiffen im Übergangsgebiet zur Nordsee vor. BOCK (1971) erfaßte die jahreszeitliche Veränderlichkeit im Salzgehalt durch die Darstellung perspektivischer Häufigkeitsdiagramme der Beobachtungen in ausgewählten Gebieten der Ostsee. FRANCK (1985) bestimmte erstmalig mittlere Jahresgänge des Salzgehaltes in zehn Standardhorizonten der Station Christiansödtief im westlichen Bornholmbecken und ermittelte die Signifikanz der analysierten Amplituden.

Im Arkonabecken sind mittlere jahreszeitliche Veränderlichkeiten des Salzgehaltes bisher nur für die Oberfläche analysiert worden (MATTHÄUS 1978). Daß die Bestimmung von Jahresgängen des Salzgehaltes — insbesondere im Tiefenwasser des Arkonabeckens — problematisch ist, liegt in den ozeanologischen Bedingungen dieses Seegebietes begründet. Das Tiefenwasser steht unter dem unmittelbaren Einfluß des bei Aus- (Kompensationsstrom) und Einstromlagen in die Ostsee einfließenden salzreichen Wassers. Das einströmende Tiefenwasser verbleibt im allgemeinen nur kurze Zeit im Arkonabecken, da eine nahezu ungehinderte Verbindung zwischen Arkona- und Bornholmbecken (LARSEN u. KÖGLER 1975) einen relativ schnellen Abfluß des dichteren Wassers in das Bornholmbecken ermöglicht. Daher weist der Salzgehalt im Tiefenwasser erhebliche Streuungen auf (vgl. Tab. 1), und das Jahressignal ist stark ver-

Ein weiteres Problem stellt die Bestimmung der absoluten Extrema dar. Während die Minima auf Grund der ozeanologischen Besonderheiten gut erfaßbar sind, muß davon ausgegangen werden, daß die Maxima durch die Gewinnungsmethode für die Stichproben (Zufälligkeit der Forschungsfahrten) eher etwas höher liegen als die hier mitgeteilten.

In Abb. 1 ist der mittlere Jahresgang des Salzgehaltes an der Station BY 2 im Arkonabecken wiedergegeben. Einzelne Elemente des Jahresgangs wie *Jahresmittelwert* A_0 und *Amplituden* der Jahreshauptwelle A_1 sowie der halbjährlichen Welle A_2 sind in Tab. 1 zusammengestellt. Der Jahresmittelwert liegt im Oberflächenwasser (0—20 m) bei $8 \cdot 10^{-3}$ und nimmt bis zum Grund auf mehr als $16 \cdot 10^{-3}$ zu (vgl. auch Abb. 2). Auch die Amplitude der Jahreswelle nimmt mit zunehmender Tiefe zu. Im Oberflächenwasser

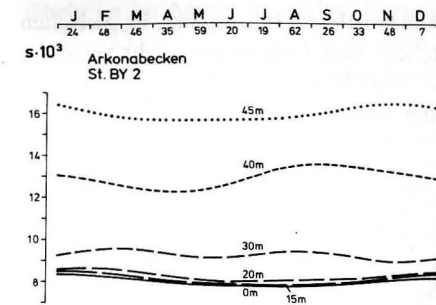


Abb. 1 Mittlerer Jahresgang des Salzgehaltes im Arkonabecken (BY 2) im Zeitraum 1906—1983

besitzt sie Werte von $0,2 - 0,3 \cdot 10^{-3}$ und erreicht im Tiefenwasser $0,4 - 0,6 \cdot 10^{-3}$. Die analysierten Amplituden der halbjährlichen Welle sind durchweg nicht signifikant. Die Streuung der Beobachtungswerte, ausgedrückt durch die Standardabweichung der Einzel-

Tabelle 1 Elemente des mittleren Jahresgangs des Salzgehaltes ($s \cdot 10^3$) im Arkonabecken (Station BY 2) Anzahl der Serien: 428 Zeitraum: 1906—1983

z m	A_0 K	A_1 K	$A_2^{2)}$	Δ	σ	α
0	8,033 ±0,058	0,236 ±0,086	0,042	0,476	±0,353	10. I.
5	8,042 ±0,059	0,232 ±0,086	0,031	0,466	±0,350	9. I.
10	8,077 ±0,061	0,243 ±0,090	0,029	0,487	±0,365	8. I.
15	8,147 ±0,077	0,274 ±0,113	0,044	0,549	±0,451	15. I.
20	8,306 ±0,102	0,238 ±0,150	0,072	0,525	±0,608	2. II.
30	9,330 ±0,167	0,059 ²⁾	0,202	0,477	±1,687	1. III.
40	13,005 ±0,475	0,637 ±0,620	0,141	1,376	±2,798	11. IX.
45	16,084 ±0,454	0,409 ¹⁾ ±0,638	0,124	0,862	±2,617	24. XI.

¹⁾ signifikant zum 95%-Niveau
²⁾ nicht signifikant
 Alle K-Werte beziehen sich auf das 99,9%-Niveau.

werte vom mittleren Jahresgang, ist zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser sehr verschieden. Sie erreicht im Tiefenwasser das 4 bis 8fache der Werte im Oberflächenwasser.

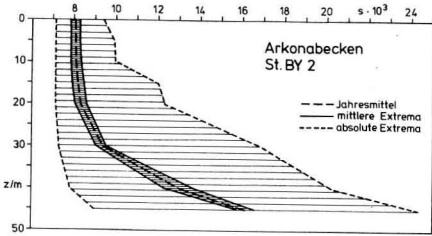


Abb. 2
Extrema des mittleren Jahresgangs (ausgezogen) sowie die höchsten bzw. niedrigsten beobachteten Salzgehalte an der Station BY 2 im Arkonabecken

Die *Beträge und Eintrittszeiten der Extrema* des mittleren Jahresgangs und der beobachteten Extrema des Salzgehalts an der Station BY 2 sind in Abb. 2 und Tab. 2 dargestellt. Während die mittleren Maxima im Oberflächenwasser — bedingt durch den Jahresgang der Flußwasserzufuhr zur Ostsee — mit $8,3-8,6 \cdot 10^{-3}$ im Januar liegen, werden die mittleren Maxima im Tiefenwasser mit $13,7-16,6 \cdot 10^{-3}$ erst im Herbst erreicht. Die mittleren Minima des Salzgehaltes im Oberflächenwasser treten mit $7,8-8,0 \cdot 10^{-3}$ durchweg im Juli auf. Im Tiefenwasser sind sie mit ca. $12-16 \cdot 10^{-3}$ bereits im April zu erwarten. Die mittlere *Jahresschwankung* Δ (vgl. Tab. 1) liegt im Oberflächenwasser bei $0,5 \cdot 10^{-3}$ und erreicht im Tiefenwasser mehr als $0,9 \cdot 10^{-3}$. Im Sprungschichtbereich (40 m) ist sie mit $1,4 \cdot 10^{-3}$ besonders groß. Die beobachteten Extremwerte des Salzgehaltes weichen insbesondere im Tiefenwasser mit $7-8 \cdot 10^{-3}$ bei den Maxima bzw. $2-7 \cdot 10^{-3}$ bei den Minima erheblich von den Beträgen der mittleren Extrema ab. Es muß angenommen werden, daß die tatsächlichen Maxima im Tiefenwasser noch höher liegen (vgl. oben).

Der in Abb. 3 dargestellte mittlere *Jahreszyklus der θ/s -Eigenschaften* an der Station BY 2 gestattet einen zusammenfassenden Überblick über die mittlere jahreszeitliche

Tabelle 2
Extrema des mittleren Jahresgangs und beobachtete Extrema des Salzgehaltes ($s \cdot 10^3$) sowie deren Eintrittszeiten im Arkonabecken (Station BY 2)

z m	mittlere Extrema		absolute Extrema	
	Maximum	Minimum	Maximum	Minimum
0	8,31 10. I.	7,84 25. VII.	9,38 10. I. 76	7,10 14. IV. 29
5	8,31 9. I.	7,84 16. VII.	9,88 10. I. 76	7,10 17. VII. 26
10	8,35 8. I.	7,86 18. VII.	9,93 10. I. 76	7,09 17. VII. 26
15	8,47 15. I.	7,92 9. VII.	11,99 10. I. 76	7,11 9. VIII. 26
20	8,61 2. II.	8,08 17. VI.	12,30 6. IV. 72	7,12 9. VIII. 26
30	9,55 1. III.	9,07 25. XI.	16,84 6. IV. 72	7,25 20. V. 31
40	13,67 11. IX.	12,29 20. IV.	22,20 6. IV. 72	7,81 20. V. 31
45	16,61 24. XI.	15,75 12. IV.	24,24 10. II. 69	8,97 28. III. 62

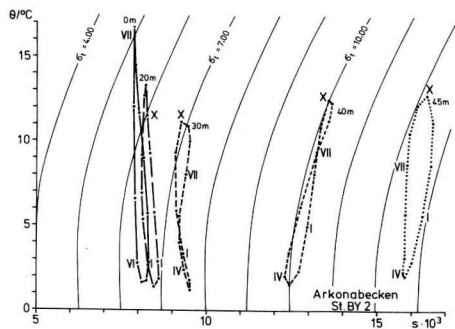


Abb. 3
Mittlerer Jahreszyklus der θ/s -Eigenschaften im Arkonabecken (BY 2)

Veränderlichkeit von Temperatur, Salzgehalt und Dichte. Für die Bestimmung des Jahreszyklus wurden die früheren Analysen des Jahresgangs der Temperatur an dieser Station herangezogen (MATTHÄUS 1975). Die Anordnung der Zyklen für die einzelnen Tiefenhorizonte in relativ weit voneinander ent-

fernten Dichtebereichen zeigt die ganzjährige Eigenständigkeit von Oberflächen- und Tiefenwasser im Arkonabecken. Die großen jahreszeitlichen Änderungen der Temperatur und die geringen Variationen des Salzgehaltes bewirken im Oberflächenwasser eine sehr schlanke Form der Diagramme, die zeitlich im Uhrzeigersinn durchlaufen werden. Der mittlere Jahresgang der Dichte von 1—1,5 Dichteeinheiten wird im Oberflächenwasser durch den erheblichen Jahresgang der Temperatur geprägt.

Im grundnahen Wasser wird der Jahreszyklus ebenfalls im Uhrzeigersinn durchlaufen. Der Jahresgang der Temperatur ist jedoch geringer, der des Salzgehaltes größer als im Oberflächenwasser, so daß das Diagramm nicht derartig langgestreckt ist. Dagegen tritt im Übergangsbereich zwischen Oberflächen- und grundnahem Wasser eine Zweiteilung des Jahreszyklus auf. Während der ersten Phase wird der Zyklus in der gesamten Wassersäule gleichsinnig durchlaufen. In der zweiten Jahreshälfte tritt in 30 und 40 m eine Umkehrung im Durchlaufsinn auf. Im 40 m-Horizont wirken mittlerer Jahresgang von Temperatur und Salzgehalt so gegeneinander, daß sich die Dichte im Mittel nur geringfügig im Jahresgang ändert (vgl. Abb. 3).

In Abb. 4 ist der mittlere *Jahresgang der thermohalinen Schichtung* aufgetragen. Die allgemeinen thermohalinen Eigenschaften der grundlegenden Wasserarten des Arkonabeckens kommen deutlich zum Ausdruck. Ganz-

jährig ist im Mittel die haline Sprungschicht in 35—45 m vorhanden. Das warme Deckschichtwasser oberhalb der sommerlichen Temperatursprungschicht mit Werten über $16,5 \text{ }^\circ\text{C}$ weist Salzgehalte unter $8 \cdot 10^{-3}$ auf. Deutlich ausgeprägt ist das im Mittel vorhandene sommerliche kalte Zwischenwasser oberhalb der Salzgehaltssprungschicht. In diesem Tiefenbereich können allerdings warme und kalte Wasserkörper in kurzer Zeit wechseln (MATTHÄUS u. SCHWABE 1982). Warmwasserintrusionen im Bereich der halinen Sprungschicht, die im Sommer und Herbst eine häufige Erscheinung darstellen, führen im mittleren Jahresgang zu einem intermediären Temperaturmaximum, dessen höchste Werte Ende September/Anfang Oktober mit mehr als $12,5 \text{ }^\circ\text{C}$ zu erwarten sind.

Abb. 4 zeigt, daß man in den tieferen Teilen des Arkonabeckens ganzjährig mit einer von der darüberliegenden Wassermasse durch eine permanente haline Sprungschicht isolierten geringmächtigen Tiefenwasserschicht rechnen muß. Die Jahresgänge im Tiefenwasser werden durch advective Prozesse gesteuert. Der Ursprung des Tiefenwassers des Arkonabeckens ist im allgemeinen nur wenig weiter westlich im Bereich der flachen Beltsee zu suchen, wo die Durchmischung im Winter teilweise bis zum Grund reicht. Dadurch ist zu erwarten, daß die Wintertemperaturen von Oberflächen- und Tiefenwasser im Arkonabecken kaum Unterschiede aufweisen.

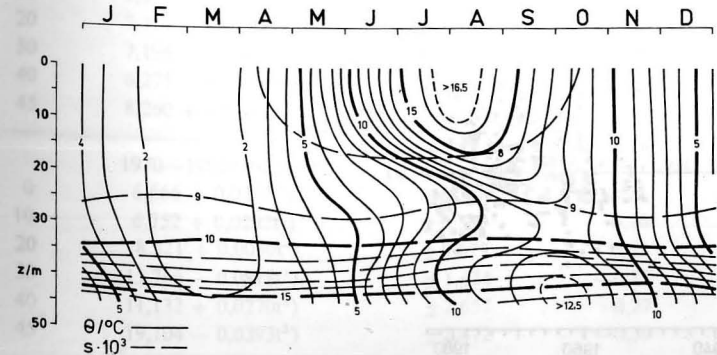


Abb. 4
Mittlerer Jahresgang der thermohalinen Schichtung im Arkonabecken (BY 2) im Zeitraum 1906—1983

Da aus dem Arkonabecken bis auf die Oberfläche der Station BY 2 bisher keine Analysen des mittleren Jahresgangs im Salzgehalt vorliegen, sind Vergleiche nur mit Stationen in der Beltsee oder dem Bornholmbecken möglich. Zum Vergleich werden daher Resultate vom Feuerschiff „Gedser Rev“ (HUPFER 1962; Anonym 1931—1960; KAYSER 1974) und der Station „Christiansötief“ im westlichen Bornholmbecken (FRANCK 1985) herangezogen. Die für das Arkonabecken analysierten Elemente des mittleren Jahresgangs passen sich gut in die für die beiden Seegebiete gefundenen Werte ein.

Die Jahresschwankungen nehmen von der Beltsee zum Christiansötief sowohl im Oberflächenwasser als auch im Tiefenwasser beträchtlich ab. Für das Oberflächenwasser im Bereich des Feuerschiffs „Gedser Rev“ wurden aus langjährigen Monatsmitteln Jahresschwankungen von $2,5-3,5 \cdot 10^{-3}$ gefunden, während im Tiefenwasser die Jahresschwankung bis auf $5 \cdot 10^{-3}$ ansteigen kann. Im Arkonabecken gehen diese Werte auf 0,5 bzw. $0,9 \cdot 10^{-3}$ zurück und erreichen im westlichen Bornholmbecken sogar nur $0,1-0,2 \cdot 10^{-3}$ bzw. $0,4-0,7 \cdot 10^{-3}$. Allerdings besitzen die Jahresschwankungen im Sprungschichtbereich des

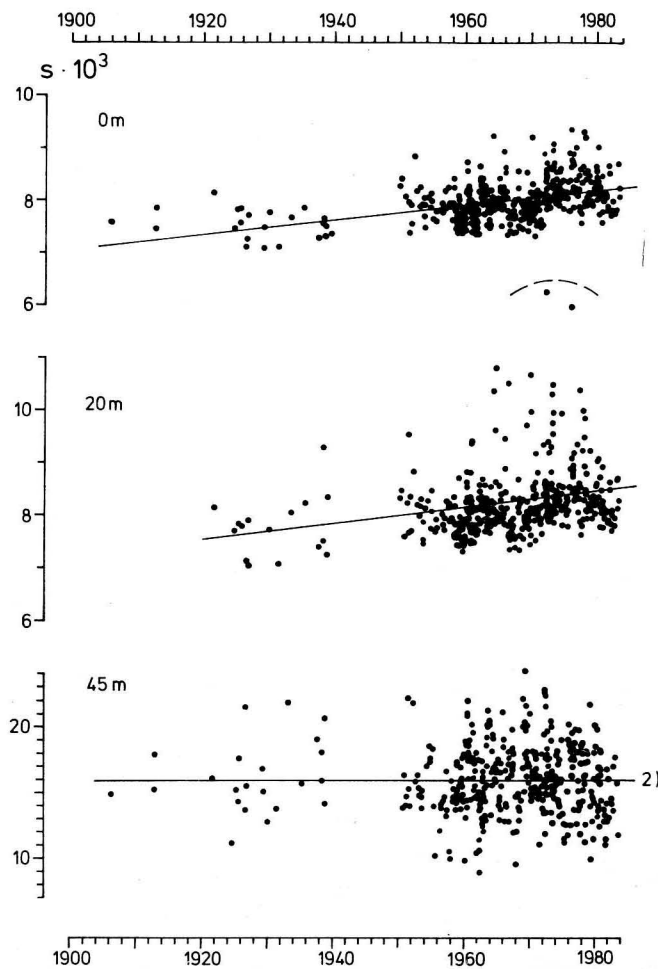


Abb. 5
Verteilung des Salzgehaltes in drei Tiefenhorizonten der Station BY 2 im Arkonabecken

Arkona- und Bornholmbeckens eine deutlichere Ausprägung (vgl. auch Abb. 1 und Tab. 1). Die Gründe dafür könnten auch im Arkonabecken in dem von FRANCK (1985) für das westliche Bornholmbecken vermuteten engen Zusammenwirken vom Jahresverlauf der Stabilitätsverhältnisse im Oberflächenwasser (starke thermische Schichtung im Sommer, Konvektion im Spätherbst und Winter) und advektiver Vorgänge in der halinen Sprungschicht (z. B. Warmwasserintrusionen im Herbst) zu suchen sein.

Bezüglich der Eintrittszeiten der mittleren Maxima ergibt sich für das Oberflächenwasser mit Dezember bis Januar eine gute Übereinstimmung zwischen Beltsee und Arkonabecken. Bemerkenswert ist das Auftreten der mittleren Maxima im halinen Sprungschicht-

bereich aller drei Untersuchungsgebiete. Von August/September in 15–20 m am Feuerschiff „Gedser Rev“ verschiebt sich die Eintrittszeit über September im 40 m-Horizont des Arkonabeckens auf Mitte September bis Mitte Oktober in 50–70 m im westlichen Bornholmbecken. Dieses Ergebnis spricht für die beträchtliche, in die Ostsee gerichtete Advektion im Herbst, speziell im Bereich der halinen Sprungschicht.

4. Langzeitvariationen

Die Bestimmung von Langzeittrends ozeanologischer Parameter im offenen Arkonabecken ist problematisch. Erste Untersuchungen der Trends von Temperatur, Salzgehalt und Sauer-

Tabelle 3

Mittlere langzeitige Variationen des Salzgehaltes ($s \cdot 10^3$) im Arkonabecken (Station BY 2) in ausgewählten Tiefenhorizonten und Zeiträumen

z m	s	σ	$\bar{\Delta s}$	K
	1906–1983 (428 Serien)		1900–1980	(99%)
0	7,107 + 0,0138t	±0,347	1,10	±0,29
10	7,073 + 0,0148t	±0,363	1,19	±0,34
20	7,249 + 0,0157t	±0,606	1,26	±0,56
30	8,792 + 0,0083t ²	±1,685	0,67	±1,45
40	12,657 + 0,0049t ²	±2,832	0,39	±2,43
45	16,054 – 0,0002t ²	±2,626	–0,02	±2,22
	1952–1969 (213 Serien)		1952–1969	(95%)
0	7,794 + 0,0018t ²	±0,328	0,03	±0,19
10	7,871 + 0,0011t ²	±0,327	0,02	±0,19
20	7,219 + 0,0150t ²	±0,544	0,27	±0,32
30	7,196 + 0,0323t ²	±1,677	0,58	±0,97
40	6,275 + 0,1073t ¹	±2,951	1,93	±1,73
45	8,260 + 0,1257t	±2,679	2,26	±1,61
	1970–1980 (165 Serien)		1970–1980	(95%)
0	6,666 + 0,0207t ¹	±0,358	0,21	±0,17
10	6,752 + 0,0202t ¹	±0,389	0,20	±0,18
20	8,321 + 0,0030t ²	±0,679	0,03	±0,32
30	15,766 – 0,0818t ¹	±1,674	–0,82	±0,80
40	11,132 + 0,0270t ²	±2,657	0,27	±1,27
45	19,104 – 0,0393t ²	±2,472	–0,39	±1,21

¹) signifikant zum 95%-Niveau

²) nicht signifikant

stoffgehalt (MATTHÄUS 1977b, 1979) führten daher auch nur beim Salzgehalt an der Oberfläche für den Zeitraum 1906—1974 zu signifikanten Ergebnissen. Alle Horizonte des Arkonabeckens weisen einen zum Teil beträchtlichen Jahresgang der ozeanologischen Parameter auf, der bei dem nichtäquidistanten Material eine Trendanalyse erschwert oder unmöglich macht. Der Bereich der halinen Sprungschicht und das geringmächtige Tiefenwasser werden überwiegend durch advektiv herangeführtes salzreicheres Wasser aus der Beltsee beeinflusst, das darüber hinaus auch nicht lange im Arkonabecken verbleibt, sondern in das Bornholmbecken abfließt (vgl. 3.). Die dadurch hervorgerufene große Streuung der Werte läßt eine Bestimmung signifikanter Trends ozeanologischer Parameter im Tiefenwasser kaum zu. Im folgenden wird untersucht, für welche Zeiträume und Tiefenbereiche der Station BY 2 aus dem verfügbaren Datenmaterial zum Salzgehalt signifikante Trends zu ermitteln sind.

In Abb. 5 ist die Verteilung des Salzgehaltes in drei ausgewählten Tiefenhorizonten des Arkonabeckens dargestellt. Die eingezeichneten Ausgleichsgeraden veranschaulichen die mittlere Veränderung des Salzgehaltes im Gesamtzeitraum 1906—1983. Aus Tab. 3 geht hervor, daß seit 1900 im Oberflächenwasser (0—20 m) ein signifikanter Anstieg des Salzgehaltes um $1,1\text{--}1,3 \cdot 10^{-3}$ zu beobachten ist. Im halinen Sprungschichtbereich und im Tiefenwasser läßt die Analyse des Beobachtungsmaterials keine signifikanten Trends erkennen (vgl. Abb. 6). Im Zeitraum 1952 bis 1969 ergibt sich dagegen für das Tiefenwasser ein beträchtlicher signifikanter Anstieg von $1,9\text{--}2,3 \cdot 10^{-3}$, während für das Oberflächenwasser keine gesicherten Trends nachweisbar sind (vgl. Tab. 3 und Abb. 6). In den siebziger Jahren hat sich der Salzgehalt im Oberflächenwasser um $0,2 \cdot 10^{-3}$ erhöht. Im Tiefenwasser ergibt sich dagegen teilweise ein Rückgang, der aber lediglich im 30 m-Horizont statistisch gesichert werden konnte (Tab. 3).

Die in Ergänzung obiger Untersuchungen durchgeführten Analysen der Zeiträume 1906 bis 1969 (243 Serien), 1952—1983 (396 Serien)

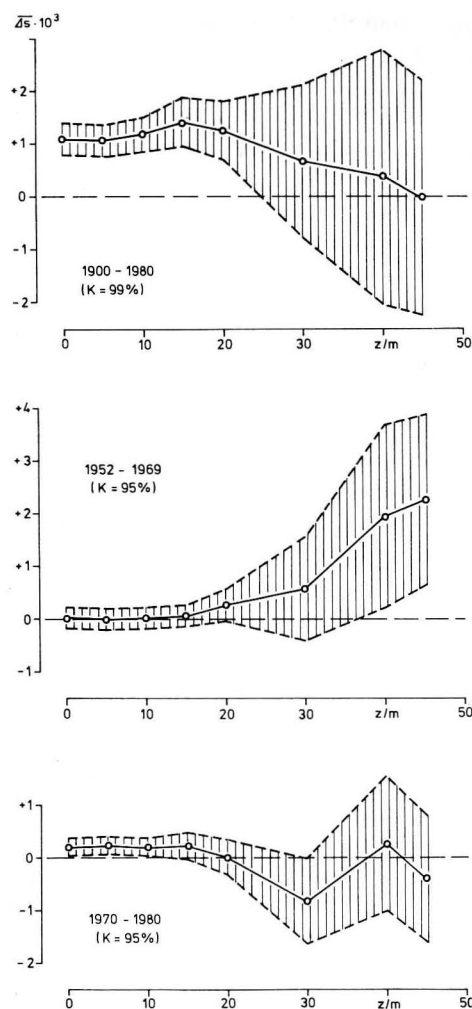


Abb. 6
Mittlere langzeitige Variationen des Salzgehaltes im Arkonabecken (BY 2) in ausgewählten Tiefenhorizonten und Zeiträumen sowie die ermittelten Konfidenzintervalle

und 1970—1980 (183 Serien) bestätigen die berechnete allgemeine Trendentwicklung im Arkonabecken. Sowohl im Zeitraum 1900 bis 1969 als auch zwischen 1952 und 1980 ist im Oberflächenwasser ein signifikanter mittlerer Anstieg des Salzgehaltes von $0,5\text{--}0,7 \cdot 10^{-3}$ nachweisbar. Für den Zeitraum 1970—1980 erhält man aus der Analyse 1970—1983 die statistische Sicherung eines mittleren Rückgangs im Salzgehalt des Tiefenwassers um etwa $1 \cdot 10^{-3}$.

Die für das Oberflächenwasser des Arkonabeckens analysierten Salzgehaltstrends im Gesamtzeitraum seit Beginn dieses Jahrhunderts stimmen mit den Trendanalysen an markanten Stationen der zentralen Ostsee (NILSSON u. SVANSSON 1974; MATTHÄUS 1977b, 1979) und am Feuerschiff „Gedser Rev“ (NILSSON u. SVANSSON 1974) gut überein. Vergleiche mit aktuellen Analysen im Oberflächenwasser des Gotlandtiefs (MATTHÄUS 1983) zeigen auch in den Teilzeiträumen nur relativ geringe Unterschiede in der Größe der Trends. Im Tiefenwasser ist für den Gesamtzeitraum kein Vergleich möglich. Die analysierten signifikanten Änderungen in Teilzeiträumen lassen keine unmittelbaren Zusammenhänge zwischen den Trendentwicklungen des Arkonabeckens und der anderen Gebiete der zentralen Ostsee erkennen.

5. Schlußbetrachtungen

Zusammenfassend kann festgestellt werden bezüglich der jahreszeitlichen Veränderlichkeit:

1. Im Arkonabecken ist in nahezu allen Tiefen ein signifikanter Jahresgang im Salzgehalt nachweisbar.
2. Die mittlere Jahresschwankung des Salzgehaltes in den oberen 20 m liegt bei etwa $0,5 \cdot 10^{-3}$.
3. Im grundnahen Wasser (45 m) beträgt die Jahresschwankung ca. $0,9 \cdot 10^{-3}$ und erreicht im halinen Sprungschichtbereich (40 m) mit $1,4 \cdot 10^{-3}$ besonders große Werte.
4. Seit Beginn dieses Jahrhunderts hat der Salzgehalt im Oberflächenwasser des Arkonabeckens (0—20 m) um mehr als $1 \cdot 10^{-3}$ zugenommen, was sich auch in den Teilzeiträumen 1900—1969 ($+0,5\text{--}0,7 \cdot 10^{-3}$), 1952—1980 ($+0,5\text{--}0,6 \cdot 10^{-3}$) und 1970 bis 1980 ($+0,2 \cdot 10^{-3}$) dokumentiert.
5. Im Tiefenwasser ist kein signifikanter Salzgehaltstrend für den Gesamtzeitraum nachweisbar. Die Analysen ergeben jedoch zwischen 1952 und 1969 einen signifikanten mittleren Anstieg von $1,9\text{--}2,3 \cdot 10^{-3}$ und

zwischen 1970 und 1980 (aus der Analyse 1970—1983) einen Rückgang von ca. $1 \cdot 10^{-3}$.

Literatur

- Anonym: Nautisk-Meteorologisk Årbog. — Publ. Danske Meteorol. Inst., Årbøger 1931—1960, København.
- BOCK, K.-H.: Monatskarten des Salzgehaltes der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. — Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, No. 12, Hamburg 1971, 147 S.
- DIETRICH, G.: Der jährliche Gang der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in den britischen Randmeeren und in der Nord- und Ostsee. — Wiss. Ber. Dt. Hydrogr. Inst., Hamburg 1948, 80 S.
- : Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. — Kieler Meeresforsch. 7 (1950) 2, 35—69.
- FRANCK, H.: Zur jahreszeitlichen Variation des thermohalinen Geschehens im westlichen Bornholmbecken. — Beitr. Meereskunde, H. 53 (1985), 3—16.
- GRANQVIST, G.: Zur Kenntnis der Temperatur und des Salzgehaltes des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands. — Merentutk. Julk., No. 122 (1938), 1—166.
- : Harmonic analysis of temperature and salinity in the sea off Finland and changes in salinity. — Merentutk. Julk., No. 152 (1952), 1—29.
- HELA, I.; KRAUSS, W.: Zum Problem der starken Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken. — Kieler Meeresforsch. 15 (1959), 125—143.
- HUPFER, P.: Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. — Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig 17 (1962) 4, 355—512.
- KAYSER, B.-F.: Die Bestimmung des mittleren Jahresganges von Wassertemperatur, Salzgehalt und Dichte im Seegebiet vor Warnemünde durch Ausgleichsverfahren. — Ing.-Arbeit, Warnemünde 1974 (unveröff.).
- KIELMANN, J.; KRAUSS, W.; KEUNECKE, K.-H.: Currents and stratification in the Belt Sea and the Arkona Basin during 1962—1968. — Kieler Meeresforsch. 29 (1973), 90—111.
- KRAUSE, G.: Ein Beitrag zum Problem der Erneuerung des Tiefenwassers im Arkona-Becken. — Kieler Meeresforsch. 25 (1969), 268—271.
- LARSEN, B.; KÖGLER, F.-C.: A submarine channel between the deepest parts of the Arkona and the

- Bornholm Basins in the Baltic Sea. — Dt. Hydrogr. Z. **28** (1975), 274—276.
- MATTHÄUS, W.: Die Anwendung von Ausgleichsverfahren zur Ermittlung von Jahregängen ozeanographischer Parameter. — Mber. Dt. Akad. Wiss. **13** (1971), 116—121.
- : Mittlere Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der Station BY 2 A auf 55° N, 14° E. — Beitr. Meereskunde, H. 36 (1975), 5—27.
- : Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. — Beitr. Meereskunde, H. 40 (1977a), 117—155.
- : Zur säkularen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der offenen Ostsee. — Beitr. Meereskunde, H. 39 (1977b), 37—49.
- : Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee. — Gerlands Beitr. Geophys. Leipzig **87** (1978), 369—376.
- : Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. — Beitr. Meereskunde, H. 42 (1979), 41—93.
- : Aktuelle Trends in der Entwicklung des Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffregimes im Tiefenwasser der Ostsee. — Beitr. Meereskunde, H. 49 (1983), 47—64.
- MATTHÄUS, W.; SCHWABE, R.: Der Einfluß mesoskalier Wirbel auf die thermohaline Schichtung im Arkonabecken. — Beitr. Meereskunde, H. 47 (1982), 5—30.

- NILSSON, H.; SVANSSON, A.: Long-term variations of oceanographic parameters in the Baltic and adjacent waters. — Medd. Havsfiskelab. Lysekil, Hydrogr. avdeln., No. 174 (1974), 1—34.
- SCHOTT, F.: Der Oberflächensalzgehalt in der Nordsee. — Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. A, No. 9 (1966), 1—58.
- SIEDLER, G.: Über die kurzfristige Veränderlichkeit von Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in der östlichen und mittleren Ostsee im Sommer 1960. — Kieler Meeresforsch. **17** (1961), 148—153.
- SIMONS, T. J.: Topographic and baroclinic circulations in the southwest Baltic. — Ber. Inst. Meereskd. Kiel, No. 25 (1976), 1—61.
- TOMCZAK, M.: Über interne Trägheitsbewegungen in der westlichen Ostsee. — Dt. Hydrogr. Z. **22** (1969), 158—162.

Abschluß der Arbeit: 1. 3. 1984

Zur Veröffentlichung angenommen: 20. 4. 1984

Anschrift des Verfassers:

Dr. sc. nat. WOLFGANG MATTHÄUS
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

GÜNTER MÜLLER

Experimentelle Untersuchung der Oberflächendrift mit Hilfe von Driftkarten in der Arkona- und Beltsee — Teil I —

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung: Vom Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR wurden unter Verwendung von Driftkarten Untersuchungen zur Erfassung charakteristischer Besonderheiten der Oberflächendrift im Bereich der Arkona- und Beltsee durchgeführt.

Auf 16 ausgewählten Positionen wurden bei 641 Auswürfen insgesamt 12800 Driftkarten ausgebracht. Die mittlere Rücklauftrate betrug 46%.

Die Driftexperimente ergeben einen linearen stochastischen Zusammenhang zwischen Bodenwind und Oberflächendrift. Als mittlerer Driftfaktor für das Versuchsgebiet wurde der Wert $F = 0,033 \pm 0,002$ bestimmt.

Unter Einbeziehung von Wind- und Driftdaten konnten großräumige Reststrommuster ermittelt werden.

Ein Vergleich der Ausbreitung von Ölflecken und Driftkartenwolken zeigt auch für größere Driftzeiten eine gute Übereinstimmung. Die auf der Grundlage des Driftkartenexperimentes bestimmten Koeffizienten des effektiven horizontalen Austausches erreichen Werte zwischen 10^4 und $10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$.

Abstract: The Institute of Marine Research, Academy of Sciences of G.D.R., carried out experiments over a two years period in order to investigate the surface driftcurrent in the area of Arconasea and Beltsea. The used drift cards are representative for an average transport in a 3 mm thick surface layer. Altogether, 12,800 drift cards were released at 16 selected positions during 641 throw-outs. The average recovering rate was about 46%. The experiment covered the various seasonal conditions.

The results reveal a linear regression between bottom wind and surface driftcurrent. The average drift factor (quotient from drift- and windvelocity) found out for the above mentioned Baltic area is $F = 0,033 \pm 0,002$. Using this drift factor and sea surface wind data it was possible to determine pattern of the residual current. It is in good accordance with previously known current field data.

In some selected experiment it was possible to estimate the area occupied by the drifting cards as a function of time. The comparison of the spreading of oil and the "cloud" of drift cards shows a good correspondence, even for longer drifting times. The estimated order of magnitude of the effective horizontal exchange coefficients lies between 10^4 and $10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$.

Резюме: В Институте Мореведения АН ГДР были проведены двухлетние исследования об особенностях приповерхностного дрейфа в Арконской впадине и в западных районах Балтики. Используемые дрейфующие карточки показывают средний транспорт воды в слое толщиной 3 мм. На 16 станциях выбросили 12800 карточек при 641 выпуске. Средняя доля возвращения — 46%. Условия исследования подлежали сезональной изменчивости.

Результаты исследования выражают линейную стохастическую связь между ветром и приповерхностным дрейфом. Средний фактор дрейфа равен $F = 0,033 \pm 0,002$.

Для некоторых экспериментов было возможно определить площадь, занятую дрейфующими карточками, при различных длительностях дрейфа. Распределение нефтяных пятен и дрейфующих карточек показывает и при долгосрочном дрейфе хорошее совпадение. Коэффициенты эффективного горизонтального обмена достигают значения между 10^4 и $10^6 \text{ cm}^2 \text{ сек}^{-1}$.

1. Einführung

Die steigende Nutzung von Öl und Ölprodukten machte bereits in den 20-er Jahren unseres Jahrhunderts erste Probleme der Verschmutzung der Meere durch Öl sichtbar. Bereits im Jahre 1940 betrug der Öltransport über See 84 Mio t. Er verdoppelte sich in der Folgezeit etwa alle 10 Jahre. Im 2. Weltkrieg erfolgte ein gewaltiger Eintrag von Öl

ins Weltmeer; tausende von Schiffen mit mehreren zehn Millionen Tonnen Fracht und Treibstoff wurden versenkt und Häfen sowie Treibstofflager an Flüssen vernichtet. Mit der Vergrößerung der Tankerflotte und der inzwischen erreichten Größe der Schiffseinheiten erhöhte sich auch die Gefährdung der marinen Umwelt durch Ölverschmutzungen größten Ausmaßes. Kollisionen und Strandungen von Tankschiffen sowie Havarien im Bereich der Offshore-Ölförderung führten in der Vergangenheit wiederholt zu Ölkatastrophen mit folgenschweren Auswirkungen besonders für die betroffenen Küsten. Der jährliche Eintrag von Öl ins Weltmeer allein durch die Seeschifffahrt beträgt nach Angaben der Internationalen Seeschiffahrtsorganisation (IMO) etwa 1,5 Mio t und hat damit bereits das Dreifache des natürlichen untermeerischen Ölaustritts infolge geologischer Prozesse erreicht (BLOCK, 1983).

Auch in der Ostsee ereigneten sich zahlreiche Tankerhavarien (KOSTILAINEN u. TUOVINEN 1980; TUOVINEN, KOSTILAINEN u. HÄMIÄLÄINEN 1984).

Veranlaßt durch die Zunahme des Havariegeschehens, wurde der Untersuchung der Ausbreitungs- und Transportprozesse von Ölflecken und anderen an der Wasseroberfläche schwimmenden Schadstoffen wachsende Aufmerksamkeit geschenkt.

Beim Austritt größerer Ölmengen sinkt die Dicke der Ölschicht bereits nach kurzer Zeit auf wenige Millimeter und in Abhängigkeit von der Konsistenz z. T. bis zu einer monomolekularen Schichtdicke ab. Das Öl befindet sich also im unmittelbaren Grenzschichtbereich zwischen den Medien Luft und Wasser.

Unter der Voraussetzung, daß das Öl hinreichend an die Bewegung der Wasseroberfläche gekoppelt ist, kann aus der Kenntnis der Drift der oberflächennahen Wasserschicht eine Aussage über die Öldrift abgeleitet werden. Diese Voraussetzung ist im allgemeinen erfüllt. Lediglich bei sehr großen zusammenhängenden Ölflecken kann die verminderte Rauigkeit der ölbedeckten Wasserfläche im Zusammenspiel mit einer Veränderung der Temperatur- und Feuchteschichtung über dem

Ölfilm zu einer Modifikation der Struktur des Windfeldes und dadurch bedingt zu gewissen Unterschieden in der Bewegung sauberer und ölbedeckter Bereiche der Wasseroberfläche führen.

Ölflecken dieser Größenordnung entstehen nur in der Anfangsphase größerer Ölhavarien, während für den späteren Verlauf eine Teilung in kleinere Flecken typisch ist.

Der Transport der oberflächennahen Wasserschicht unterliegt der Wirkung des Windes, der Oberflächenwellen und der Strömung. Die kontinuierliche feldmäßige Erfassung dieser Hauptwirkgrößen mit Hilfe eines Netzes autonomer Meßbojen wird allein aus technischen und ökonomischen Gründen in absehbarer Zeit nicht möglich sein.

In Anlehnung an Untersuchungen mit ähnlicher Zielstellung, die seit den 50-er Jahren bereits in anderen Meeren erfolgten, wurde auch für dieses Experiment der Einsatz von Driftkarten gewählt. Driftkarten wurden zum ersten Mal von OLSEN (1951) verwendet. Größere Experimente fanden 1954 westlich der Britischen Inseln (HUGHES 1956), 1961/62 in der Nordsee (TOMCZAK 1964) und Ende der 70-er Jahre auch im Mittelmeer statt (IOC-UNEP 1977).

Zur Simulation der Öldrift sind Driftkarten inzwischen international gebräuchlich.

Die im unmittelbaren Luft/Wasser-Grenzschichtbereich horizontal schwimmende Driftkarte repräsentiert den mittleren Transport einer etwa 3 mm mächtigen Wasserschicht.

2. Merkmale und Komponenten der Oberflächendrift

Den Ausführungen zum Driftkartenexperiment wird eine kurze Beschreibung der wesentlichen Merkmale der Oberflächendrift vorangestellt. Damit soll zum besseren Verständnis der in den nachfolgenden Kapiteln berührten Fragestellungen beigetragen werden.

Sobald Wind über eine Wasserfläche weht, erfolgt ein Energie- und Impulstransport von der Luft zum Wasser. Die beiden Hauptergebnisse dieses Vorganges sind die Ober-

flächenwellen und der vom tangentialen Windschub induzierte Scherstrom.

Die Wellen tragen durch die Stokesdrift zur Oberflächendrift bei. Dabei ist die Oberflächendrift nicht einfach die Summe aus Scherstrom und Wellentransport, sondern das Ergebnis der durch vielgestaltige Wechselwirkungen geprägten Überlagerung beider Komponenten. Noch weitgehend unklar ist die Frage nach dem Anteil beider Komponenten an der Oberflächendrift (BYE 1967; KENYON 1970). Noch vor wenigen Jahren wurde der windinduzierte Scherstrom als dominierender Beitrag zur Oberflächendrift angesehen. Dagegen wird in jüngerer Zeit zunehmend die Meinung vertreten, daß der Anteil der Stokesdrift mit der Ausbildung der Windsee wächst, und daß bei vollentwickelter See die wellenbezogene Komponente den dominierenden Beitrag zur Oberflächendrift liefert (HASSELMANN 1974; WU 1974).

Die von EKMAN (1905) für einen homogenen unbegrenzten Ozean entwickelte Driftstromtheorie ist wegen der ungenügenden Berücksichtigung der realen Randbedingungen für eine Beschreibung der hier interessierenden Oberflächendrift nicht geeignet.

Bei einer durch Wellen bewegten Wasseroberfläche setzt sich die Schubspannung des Windes aus der tangential zur Grenzfläche wirkenden Scherkraft und dem direkten Winddruck auf die Wellenböschungen zusammen (NEUMANN 1948; SHEMDIN 1972). Die Windreibung über See wird durch den Zustand der Wasseroberfläche bestimmt, wobei die windinduzierte Komponente der Oberflächendrift mit wachsender Steilheit der Wellen zunimmt.

Die als Stokesdrift bezeichnete welleninduzierte Komponente der Oberflächendrift nimmt mit der Tiefe exponentiell ab (JAMES 1966). Wahrscheinlich liefert die Stokesdrift nur innerhalb der oberflächennahen Wasserschicht einen bedeutsamen Beitrag zur Gesamtdrift.

Der derzeitige Erkenntnisstand auf diesem Gebiet läßt sich mit den folgenden Sätzen zusammenfassen:

— Fast alle Faktoren, die zur Oberflächen-

drift beitragen, stehen in Beziehung zu den Seegangsbedingungen.

- Die Oberflächendrift wächst proportional zur Entwicklung der Windsee. Beide Größen sind etwa zur gleichen Zeit voll entwickelt und erreichen einen stationären Zustand.
- Bei voll entwickelter See liefert die wellenbezogene Komponente den dominierenden Beitrag zur Oberflächendrift.
- Die Stokesdrift wächst mit der Streichlänge des Windes, wobei die Oberflächendrift nahezu unabhängig von der Streichlänge ist, da sich lediglich die Anteile der wind- bzw. welleninduzierten Komponenten verändern.
- Unter Laborbedingungen oder in eng begrenzten Gewässern hat die Stokesdrift auf Grund der Beeinträchtigung der Wellenentwicklung nur einen geringen Anteil an der Oberflächendrift.

3. Zusammenhang zwischen Wind und Oberflächendrift

Die Hauptprobleme bei der Bestimmung einer stochastischen Beziehung zwischen dem Wind und der Drift der oberflächennahen Wasserschicht resultieren aus der Instationarität der äußeren Bedingungen, der Vielfalt von Überlagerung und wechselseitiger Beeinflussung der Wirkgrößen, der Trennung der ungestörten idealen Drift von den Reststromkomponenten und aus den oftmals unterschätzten Schwierigkeiten bei der Gewinnung repräsentativer Beobachtungswerte der Oberflächendrift und des Windes über See.

Besonders in neueren Veröffentlichungen werden lineare Beziehungen für die Beschreibung des stochastischen Zusammenhanges zwischen Wind und Oberflächendrift angegeben. In früheren Arbeiten (z. B. THORADE 1914, LAWFORDE u. VELEY 1956, SPILLANE 1971) wurde meist in zwei Geschwindigkeitsbereiche mit unterschiedlichen Beziehungen zwischen Wind- und Oberflächendrift unterteilt. Der Übergang zwischen beiden Bereichen erfolgt bei der sogenannten „kritischen“

Windgeschwindigkeit, die nach MUNK (1947) bei etwa 5–7 m/s liegen soll. Als Ursache wurde der Übergang von einer im hydrodynamischen Sinne „glatten“ zu einer „rauen“ Grenzfläche angegeben.

Durch fundierte, kritische Beiträge von NEUMANN (1951), BROCKS-KRÜGERMEYER (1970) und DITTMER (1976) wird diese Sprungtheorie zunehmend in Frage gestellt.

Eine viel diskutierte Frage betrifft den Ablenkungswinkel zwischen dem Wind und der Oberflächendrift. Gemäß der auf stark idealisierten Bedingungen beruhenden Ekman-Theorie erleidet der Driftstrom auf der Nordhalbkugel eine mit der Tiefe zunehmende Ablenkung nach rechts (EKMAN 1905). Für die „Oberflächendrift“ einer 6–8 m mächtigen Wasserschicht gibt Ekman für ozeanische Bedingungen einen mittleren Ablenkungswinkel von 45° an. Aber bereits 1928 betont Ekman, daß sich ein dünner Oberflächenfilm in Richtung des wirkenden Windschubes bewegt. Auch jüngere Untersuchungen konnten den gesicherten Nachweis für eine Richtungsablenkung zwischen dem Bodenwind und der Drift des hier interessierenden Oberflächenfilms nicht erbringen (HILL u. HORWOOD 1971; LUKAS 1978). Deshalb wird allgemein angenommen, daß die Drift eines nur wenige mm mächtigen Oberflächenfilms in Windrichtung erfolgt.

4. Driftkartexperiment in der Arkona- und Beltsee

Die Zielstellung der experimentellen Untersuchungen war eine weitgehend allgemeingültige Beschreibung der Oberflächendrift im Bereich der obengenannten Seegebiete und nicht zuletzt auch die Bewertung der Spezifität der Driftkartenmethode. Diese Fragestellungen wurden im Abschlußbericht zum Driftkartexperiment (MÜLLER 1982) ausführlich dargelegt. Für eine Darstellung der praktischen Versuchsdurchführung sowie der besonderen Versuchsbedingungen verbleibt hier leider nur wenig Raum.

4.1. Vorbereitung und Durchführung

Die Festlegung der Driftkartenauswurfpositionen erfolgte unter Berücksichtigung sowohl ozeanologischer als auch nautischer Gesichtspunkte (Abb. 1). Die ausgewählten Positionen zeichnen sich durch eine erhöhte Havarie-Gefährdung aus. Als Havarieursachen wurden dabei Kollisionen, Strandungen sowie Havarien beim Laden und Löschen bzw. Leichtern von Tankschiffen in Betracht gezogen. Die insgesamt 16 Driftkartenauswurfpositionen lagen auf Hauptschiffahrtswegen bzw. auf routinemäßig von unseren Forschungsschiffen angelaufenen Meßpositionen. Die Driftkartenauswürfe erfolgten bevorzugt bei Wetterlagen mit länger andauerndem auflandigem Wind und nach Möglichkeit quasisynchron auf mehreren Positionen. Wegen der Abhängigkeit von der Wettersituation waren die Kartenauswürfe nicht langfristig planbar. Dank großzügiger Unterstützung durch das Seefahrtsamt der DDR, den VEB Seeverkehr und Hafenwirtschaft und nicht zuletzt durch das Fährschiffamt der Deutschen Reichsbahn ergaben sich recht gute Möglichkeiten für die operative Realisierung der Kartenauswürfe. So hatten im Liniendienst verkehrende Schiffe ständig Driftkarten an Bord, anderen Schiffen konnten über ehrenamtliche Helfer in den Hafenstädten unseres Landes kurzfristig Driftkarten übergeben werden. Die Auswurfdaten wurden vom Schiff meist per Telegramm übermittelt.

Durch eine gezielte Öffentlichkeitsarbeit wurde ein großer Personenkreis über das Anliegen des Experimentes informiert. Durch entsprechende Vereinbarungen mit den Postverwaltungen der Ostseeanliegerstaaten erfolgte die Beförderung der Fundkarten gebührenfrei. Auch ausländische Partneereinrichtungen wurden informiert. Diese Maßnahmen trugen wesentlich zur Erhöhung des Kartenrücklaufes und somit zum Erfolg des Experimentes bei.

Die Intensivphase des Experimentes dauerte von Februar 1976 bis Oktober 1977. Innerhalb dieses Zeitraumes konnten 641 Auswürfe mit insgesamt 12 800 Driftkarten realisiert werden.

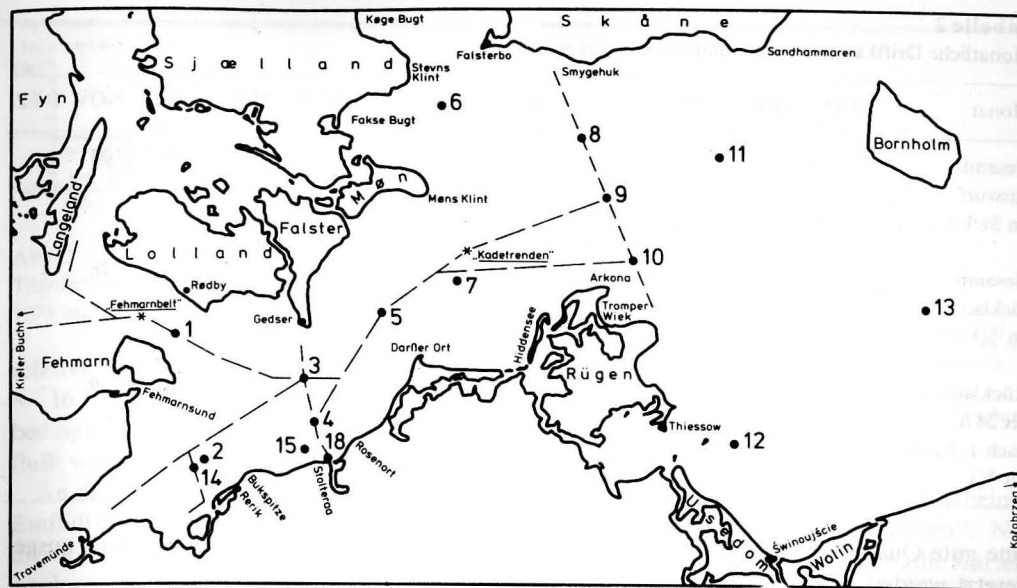


Abb. 1
Driftkartenauswurfpositionen

Tab. 1 zeigt die Anzahl der Driftkartenauswürfe auf den verschiedenen Positionen.

Aus Tab. 1 geht hervor, daß die auf Hauptschiffahrtslinien liegenden Positionen häufiger erreicht werden konnten. Die Auswurfzeiten wurden nach Möglichkeit so gewählt, daß die Kartenanlandungen bei Tage erfolgten.

Bis zum Abschluß des Experimentes wurden 5861 der in den Jahren 1976 und 1977 ausgeworfenen Driftkarten aus allen das Versuchsgebiet umgebenden Ländern zurückgesandt. Das entspricht einer mittleren Rücklaufquote von 46%, wobei im Winter wiederholt Kartenauswürfe ohne Rücklauf blieben, während im Sommer nicht selten alle Karten zurückgesandt wurden.

Tabelle 1
Aufschlüsselung der in den Jahren 1976 und 1977 realisierten Auswürfe auf die Driftkartenauswurfpositionen

Position	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	18
Anzahl der Driftkartenauswürfe	36	22	82	92	37	12	45	52	69	66	28	19	21	9	21	30

Tab. 2 enthält die mittleren monatlichen Auswurf- und Rücklaufquoten, bezogen auf den gesamten Versuchszeitraum. Das Maximum des Kartenrücklaufes im Juni resultiert vermutlich daraus, daß die Uferzone zu dieser Jahreszeit bevorzugt von aktiven Strandwanderern aufgesucht wird. Geringer Kartenrücklauf und erhebliche Fundverzögerung kennzeichnen die Situation in den Wintermonaten.

4.2. Bewertung der Primärdaten

Vor der weiteren Bearbeitung wurden die Primärdaten einer ersten Bewertung unterzogen. Da die Kartenauswürfe von qualifizierten Nautikern ausgeführt wurden, kann

Tabelle 2

Monatliche Driftkartenauswurf- und -rücklaufdaten

Monat	JAN	FEB	MRZ	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ
Gesamt- auswurf (in Stck.)	—	720	581	530	1318	1340	2630	1550	3180	851	100	—
Gesamt- rücklauf (in %)	—	31	30	42	44	62	60	44	41	26	26	—
Rücklauf bis 24 h nach 1. Karte (in %)	—	10	12	18	19	37	30	21	24	12	9	—

eine gute Qualität der Auswurfdaten vorausgesetzt werden. Ebenso ist anzunehmen, daß die genaue Fundzeit angegeben wird, jedoch ist diese nicht immer identisch mit dem Zeitpunkt der Kartenanlandung.

Die Fundverzögerung infolge Nachtanlandung wird durch eine Häufung von Kartenfunden in den frühen Morgenstunden recht deutlich angezeigt, so daß eine Möglichkeit zur Elimination dieser Driften besteht.

In Abb. 2 wird die relative Häufigkeit der tageszeitlichen Verteilung aller Driftkartenfundzeiten innerhalb der Monate Januar bis Dezember für die Jahre 1976 und 1977 dargestellt. Die waagerechten Linien und die angegebenen Zahlenwerte kennzeichnen die mittlere Fundzeithäufigkeit, bezogen auf den jeweiligen Monat und die zwischen Sonnenauf- und -untergang möglichen Klassen, wobei eine Idealverteilung über alle 24 Tagesstunden einen Mittelwert der relativen Häufigkeit von 4,17% ergeben würde. Die Verteilung der Fundzeiten zeigt deutlich, daß lediglich während der Sommermonate auf Grund der starken Frequentierung der Strände und der großen Lichttaglängen ausreichend gute Versuchsbedingungen bestehen. Stark ausgeprägt ist das offenbar mit dem Einnehmen der Mahlzeit verbundene Mittagsminimum. Infolge der gezielten Festlegung der Auswurfzeiten ist das aus Kartenanlandungen während der Nachtstunden resultierende sekun-

däre Morgenmaximum weniger stark ausgeprägt, als befürchtet wurde.

Die genannten Phänomene kommen auch deutlich in der Verteilung der relativen Häufigkeit aller Fundzeiten der Jahre 1976 und 1977 zum Ausdruck (Abb. 3), wobei die

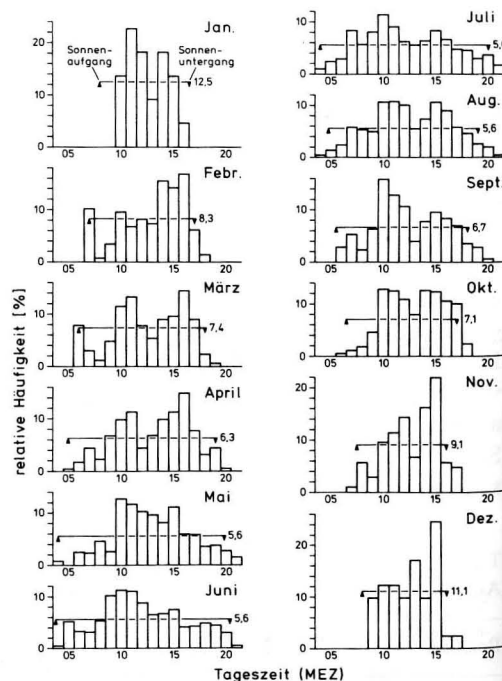


Abb. 2
Tageszeitliche Verteilung der Driftkartenfundzeiten für die Monate Januar bis Dezember der Jahre 1976 und 1977

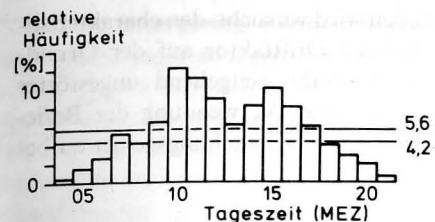


Abb. 3
Tageszeitliche Verteilung aller Fundzeiten der Jahre 1976 und 1977

relative Häufigkeit außerhalb der Stunden 8–16 Uhr zusätzlich durch die jahreszeitlich bedingte Änderung der Lichttaglänge beeinflusst wird.

An dieser Stelle eine kurze Bemerkung zum Einfluß der Land-Seewind-Zirkulation. Durch dieses Phänomen könnten Nachtanlandungen erschwert oder verhindert, dagegen aber Anlandungen in den Vormittagsstunden begünstigt werden. Wegen der ebenfalls gegen 10 Uhr verstärkt einsetzenden Frequentierung des Strandes wären beide Effekte kaum voneinander zu trennen. Der Einfluß der Land-Seewind-Zirkulation ist hier sicher unbedeutend, da nur wenige Experimente bei schwachwindigen Wetterlagen durchgeführt wurden.

Der angegebene Fundort bezieht sich meist auf einen markanten Punkt oder die nächstgelegene Siedlung. Der Gültigkeitsbereich erstreckt sich über einen mehr oder weniger großen Küstenabschnitt. Die genaue Fundposition wurde auf die Mitte des maximal möglichen Gültigkeitsbereiches der Fundortbeschreibung gelegt. Die Entfernung zwischen dieser Fundposition und den Fundbereichsgrenzen wird als Fehlerbetrag der Fundortbeschreibung definiert.

Abb. 4 zeigt die Verteilung der relativen Häufigkeit des Fehlerbetrages der Fundortbeschreibung. Demnach lassen nur 2,9% aller gegebenen Ortsbeschreibungen eine fehlerfreie Ortsbestimmung zu. Bei 30,2% aller Ortsangaben beträgt dieser Fehler 0,5 km.

Zum Verhalten der schwimmenden Driftkarte wäre noch zu sagen, daß die Oberflächenspannung des Wassers offenbar eine starke Bindung zwischen Driftkarte und Wasseroberfläche bewirkt. Die auch an ihrer

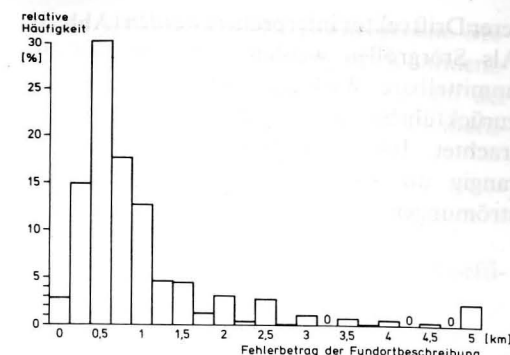


Abb. 4
Verteilung des Fehlerbetrages der Fundortbeschreibung

Oberseite teilweise benetzten Karten scheinen in der Wasseroberfläche zu „kleben“. Nur in überbrechenden Wellen kentern die Karten, ohne dabei von der Wasseroberfläche abzureißen. Obwohl die Driftkarte die Grenzfläche durchdringt und somit ein Teil ihrer Widerstandsfläche der direkten Luftströmung ausgesetzt ist, resultiert daraus vermutlich nur ein geringer „Schlupf“, da die Relativgeschwindigkeit zwischen den Medien Luft und Wasser mit Annäherung an die Grenzfläche kleiner und an der Grenzfläche selbst gleich Null wird.

Die in diesem Experiment verwendete, horizontal schwimmende Driftkarte kann als Grenzflächendrifter angesehen werden.

5. Methodische Grundlage der Driftfaktorbestimmung

Die zentrale Aufgabenstellung dieses Experimentes ist die Bestimmung eines für das Versuchsgebiet charakteristischen mittleren Driftfaktors.

Es wird davon ausgegangen, daß der auf der Grundlage des lokalen Bodenwindes (10 m-Niveau) bestimmte und mit einem geeigneten Driftfaktor reduzierte mittlere Windvektor in Richtung und Betrag mit dem mittleren Vektor der ungestörten idealen Oberflächendrift identisch ist. Der reduzierte mittlere Windvektor kann als idealer, d. h. ausschließlich vom lokalen Wind erzeugter mitt-

lerer Driftvektor interpretiert werden (Abb. 5). Als Störgrößen werden alle nicht auf die unmittelbare Wirkung des lokalen Windes zurückführbaren Reststromkomponenten betrachtet. Im Versuchsgebiet sind das vorrangig die Gefälle- und Dichteausgleichsströmungen.

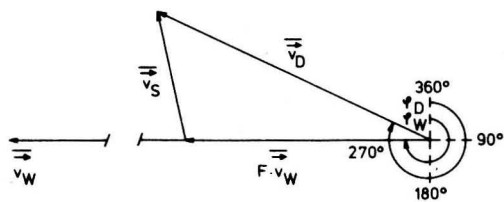


Abb. 5
Komponenten der Oberflächendrift

- \bar{v}_D — realer mittlerer Driftvektor
- \bar{v}_W — mittlerer Windvektor
- $F \cdot \bar{v}_W$ — reduzierter mittlerer Windvektor (idealer Driftvektor)
- F — charakteristischer mittlerer Driftfaktor
- \bar{v}_S — mittlerer Vektor aller auf die ideale Drift einwirkenden Störgrößen (Reststromvektor)
- φ_W — Richtung des mittleren Windvektors
- φ_D — Richtung des mittleren Driftvektors

Der experimentell ermittelte Driftvektor ist

$$\bar{v}_D = F \cdot \bar{v}_W + \bar{v}_S \quad (1)$$

Für die Driftfaktorbestimmung folgt daraus

$$F = \frac{|\bar{v}_D - \bar{v}_S|}{|\bar{v}_W|} \quad (2)$$

Der die Störgrößen beinhaltende mittlere Vektor \bar{v}_S ist im allgemeinen nicht bekannt bzw. nur als Restglied (Reststrom) bei bekanntem mittlerem Driftfaktor auf indirektem Wege bestimmbar. Auf der Grundlage der Beziehung (2) läßt sich F folglich nur aus solchen Kartendriften bestimmen, bei denen der Einfluß der in \bar{v}_S enthaltenen Reststromkomponenten auf die vom lokalen Wind erzeugte Oberflächendrift vernachlässigbar klein ist.

Für $\bar{v}_S \rightarrow 0$ gilt dann

$$F = \frac{|\bar{v}_D|}{|\bar{v}_W|} \quad (3)$$

Im folgenden wird versucht, den charakteristischen mittleren Driftfaktor auf der Grundlage einer Auswahl weitgehend ungestörter Kartendriften unter Verwendung der Beziehung (3) für das Untersuchungsgebiet zu bestimmen.

5.1. Charakteristischer mittlerer Driftfaktor, bezogen auf Winddaten vom Feuerschiff „Kadretenden“

Von Bord des dänischen Feuerschiffes „Kadretenden“ (neue Bezeichnung Møn-SE) werden routinemäßig Wetterbeobachtungen durchgeführt (synoptische Station 06147). Diese Daten stehen auf Grund des in der Meteorologie üblichen weltweiten Datenaustausches bereits wenige Stunden nach dem Beobachtungstermin zur Verfügung. Das Feuerschiff „Kadretenden“ lag während des Versuchszeitraumes in Seemitte zwischen den Inseln Møn und Hiddensee auf der Position $54^\circ 47,1' N$, $12^\circ 45,2' E$. Diese Position befindet sich im Zentrum des vom Driftkartexperiment erfaßten Versuchsgebietes. Auf der Grundlage dreistündlicher Beobachtungswerte wurden fortschreitende Vektordiagramme erstellt, aus denen für jeden beliebigen Zeitraum der mittlere Windvektor entnommen werden kann. Die Verwendung fortschreitender Vektordiagramme setzt ein räumlich homogenes Windfeld über das von der Driftbahn vorgegebene Gebiet voraus. Diese Bedingung wird im Bereich der offenen See innerhalb eines Umkreises von etwa 50 km mit hinreichender Genauigkeit erfüllt (BROCKS 1963).

In den nachfolgend beschriebenen Untersuchungen finden vorrangig solche Kartendriften Berücksichtigung, die innerhalb des zentralen Versuchsgebietes verlaufen.

5.1.1. Driftfaktorbestimmung unter Verwendung der Selektionskriterien $|\varphi_D - \varphi_W| \leq 30^\circ$ und $0,01 \leq F \leq 0,07$

Im Rahmen einer ersten Sichtung der in den Driftexperimenten gewonnenen Daten werden die Selektionsgrenzen relativ weit gesteckt. Der Einfluß des Selektionseffektes auf die in der Grundgesamtheit enthaltenen Informa-

tionen ist dabei gering. Für die Untersuchung spezieller Fragestellungen wird die Selektion später gezielt verschärft. Der hier für den Driftfaktor vorgegebene Bereich von 0,01 bis 0,07 umfaßt das um etwa 0,01 erweiterte Spektrum der aus der Literatur bekannten Driftfaktoren. Die maximal zulässige Abweichung von 30° zwischen den mittleren Vektoren von Wind und Drift wurde willkürlich festgelegt. Bei 30° Abweichung erreicht der relative Fehler etwa 15,5%.

Den obengenannten Auswahlkriterien genügen insgesamt 420 Kartendriften. Dabei handelt es sich ausschließlich um erstgefundene Karten einer entsprechenden Anzahl von Auswürfen. Die Driften sind über den gesamten Versuchszeitraum und alle 16 Auswurfpositionen verteilt, wobei die Mehrzahl auf die Monate April bis September entfällt. Die Analyse aller $N = 420$ Stichprobenwertepaare durch lineare Regression gemäß $v_D = c + F \cdot v_W$ ergibt folgenden stochastischen Zusammenhang zwischen Wind und Oberflächendrift:

$$v_{\text{Drift}} = 0,019 + 0,033v_{\text{Wind}} \quad (4)$$

$$r = 0,71$$

$$N = 420$$

Dem Wertevorrat der Stichprobe entsprechend gilt diese Beziehung für $0,8 \leq v_{\text{Wind}} \leq 10,6 \text{ m s}^{-1}$.

Die Grenzwerte der Windgeschwindigkeit resultieren aus Mittelwerten über jeweils einen gesamten Driftverlauf. Die Konstante c beinhaltet die Gesamtheit aller auf die ideale Oberflächendrift als Störgrößen einwirkenden Komponenten der oberflächennahen Strömung. Der Anstieg F der Regressionsgeraden ist der Driftfaktor.

Der nach TAUBENHEIM (1969) für diese Stichprobe durchgeführte Test läßt auf eine zweidimensional normal verteilte Grundgesamtheit der Meßgrößen schließen. Auch bei Anwendung des t-Tests wird die Signifikanzschwelle bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\beta = 0,05$ deutlich überschritten. Somit ist die vom Korrelationskoeffizienten angezeigte stochastische Beziehung zwischen Wind und Drift signifikant.

Eine von SQUIRES (1971) angegebene Methode erlaubt die Bestimmung der Konfidenzbereiche der Koeffizienten c und F auf der Grundlage der Abschätzung ihrer Standardfehler. Diese Abschätzung ergibt

$$c = \pm 0,008$$

$$F = \pm 0,002$$

Daraus folgt der Konfidenzbereich der Koeffizienten

$$0,0109 \leq c \leq 0,0271$$

$$0,0308 \leq F \leq 0,0352$$

Die vierte Stelle nach dem Komma wird hier berücksichtigt, um eine durch Rundung erzeugte stärkere Asymmetrie zu vermeiden.

Bei der folgenden Stichprobe werden die vorgegebenen Grenzwerte in bezug auf den oben bestimmten Driftfaktor zentriert und gleichzeitig die Selektion etwas verstärkt. Dabei gilt

$$\varphi_D - \varphi_W \leq 30^\circ \quad \text{und} \quad 0,023 \leq F \leq 0,043$$

Um eine höhere Korrelation zwischen den Winddaten des zentral im Versuchsgebiet gelegenen Meßpunktes und der von den Karten angezeigten Oberflächendrift zu erreichen, werden von den am Rande gelegenen Auswurfpositionen nur die das Versuchsgebiet durchquerenden Driften berücksichtigt.

Diesen Auswahlkriterien genügen 165 Driften, wovon 157 auf die Auswurfpositionen 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, lediglich 3 auf die Position 12 und 5 auf die Position 13 entfallen.

Die Regressionsanalyse liefert für diese Stichprobe die Beziehung

$$v_{\text{Drift}} = -0,002 + 0,034v_{\text{Wind}} \quad (5)$$

$$r = 0,91$$

$$N = 165;$$

gültig für $0,9 \leq v_{\text{Wind}} \leq 10,1 \text{ m s}^{-1}$.

Unter Berücksichtigung der Standardfehler ist

$$c = -0,002 \pm 0,007$$

$$F = 0,034 \pm 0,001$$

Es ist erkennbar, daß die Verschärfung der Selektion zur erwartenden Erhöhung der Korrelation führt.

Im Interesse einer noch stärkeren Elimination der durch Störgrößen (besonders Reststrom) beeinflussten Driften und zur Erkennung eventuell wirkender Selektionseffekte werden die Auswahlkriterien nochmals verschärft. Die zulässige Richtungsabweichung zwischen Wind und Drift beträgt nur noch 12° , was etwa dem Betrag des mittleren Fehlers von Windrichtungsbeobachtungen entspricht. Für diese Stichprobe gilt

$$\varphi_D - \varphi_W \leq 12^\circ \quad \text{und} \quad 0,023 \leq F \leq 0,043.$$

Die drastische Verschärfung der Selektion führt allerdings zu einer merklichen Verminderung des Stichprobenumfangs.

Die lineare Regression ergibt die Beziehung

$$v_{\text{Drift}} = -0,001 + 0,033v_{\text{Wind}} \quad (6)$$

$$r = 0,89$$

$$N = 60;$$

gültig für $1,6 \leq v_{\text{Wind}} \leq 10,1 \text{ m s}^{-1}$;
mit

$$c = 0,001 \pm 0,013$$

$$F = 0,033 \pm 0,002.$$

Trotz Anwendung quantitativ stark modifizierter Auswahlkriterien zeigen die stochastischen Beziehungen zwischen Wind und Drift eine recht gute Übereinstimmung. Der als Grundinformation in den Ausgangsdaten enthaltene Driftfaktor wird durch die getroffene Stichprobenauswahl offenbar nicht merklich beeinträchtigt.

Auf der Grundlage ausführlicher statistischer Untersuchungen (MÜLLER 1982), die hier nur in stark gekürzter Form wiedergegeben werden können, wurde als charakteristischer mittlerer Driftfaktor für das gesamte, die Arkona- und Beltsee umfassende Versuchsgebiet der Wert

$$F = 0,033 \pm 0,002$$

bestimmt.

5.1.2. Einfluß der Orographie des Versuchsgebietes auf die Oberflächendrift

Geprägt durch die Küstenkonfiguration und die Bodentopographie verläuft die Hauptachse des Versuchsgebietes zwischen Mecklen-

burger Bucht und Bornholmshgat, also zwischen SW und NE. Es ist zu erwarten, daß die beiden Hauptrichtungen des Wassertransportes mit dieser Achse zusammenfallen (FRANCKE 1980). Von Bedeutung ist auch, daß der Wind längs dieser Achse seine größte Streichlänge erreicht. Dagegen sind größte Streichlänge des Windes und küstennormaler Wassertransport längs der Querachse, also zwischen SE und NW, besonders im mittleren und westlichen Teil des Versuchsgebietes infolge des relativ geringen Abstandes der sich gegenüberliegenden Küsten merklich geringer.

Um festzustellen, ob die Beziehungen zwischen Wind und Drift in Haupt- und Querrichtung signifikante Unterschiede aufweisen, werden die oben bereits untersuchten Stichproben nach dem Vektormittel der Driftrichtung in 4 Sektoren unterteilt:

Sektor I 01 bis 90°

Sektor II 91 bis 180°

Sektor III 181 bis 270°

Sektor IV 271 bis 360°

Dabei werden im Interesse eines ausreichenden Stichprobenumfangs die Sektoren I und III (Haupttransport) bzw. die Sektoren II und IV (Quertransport) zusammengefaßt.

Von der gemäß $\varphi_D - \varphi_W \leq 30^\circ$ und $0,023 \leq F \leq 0,043$ selektierten Stichprobe entfallen 68 Driften auf die Sektoren I und III und 97 Driften auf die Sektoren II und IV.

Für die Haupttransportrichtung ergibt die statistische Untersuchung einen Driftfaktor von

$$F = 0,035 \pm 0,002,$$

in Querrichtung erreicht er dagegen nur den Wert

$$F = 0,033 \pm 0,002.$$

Da sich die Konfidenzbereiche beider Driftfaktoren etwas überlappen, ist der sich hier bereits andeutende quantitative Unterschied noch nicht signifikant. Erst die Verschärfung der Selektion gemäß $\varphi_D - \varphi_W \leq 12^\circ$ und $0,023 \leq F \leq 0,043$ ergibt einen signifikanten

Unterschied der Driftfaktoren in Haupttransportrichtung mit

$$F = 0,038 \pm 0,003$$

und in Querrichtung

$$F = 0,030 \pm 0,003.$$

Allerdings führt die verschärfte Selektion zu einer merklichen Verminderung des Stichprobenumfangs (24 Driften in den Sektoren I und III und 36 Driften in den Sektoren II und IV), was mit einer Erhöhung des Standardfehlers ΔF verbunden ist.

Eine wesentliche Ursache für die oben beschriebene Abhängigkeit des mittleren Driftfaktors von der Driftrichtung resultiert wahrscheinlich aus dem Einfluß der Reststromkomponenten. Die dominierenden Richtungen dieser regionalen Strömungen fallen, erzwungen durch den Küstenverlauf und zum Teil auch durch das Bodenrelief, mit der zwischen Mecklenburger Bucht und Bornholmshgat verlaufenden Hauptachse des Versuchsgebietes zusammen. Daraus resultiert die Annahme, daß die mittleren Driftfaktoren, die auf der Grundlage von Driftexperimenten innerhalb der Sektoren I und III bestimmt wurden, infolge der Überlagerung gleichgerichteter Komponenten von Oberflächendrift und Reststrom gegenüber dem Normal eine gewisse Überhöhung aufweisen. Demgegenüber ist zu erwarten, daß der Reststrom, besonders seine küstennormale Komponente, bei Wetterlagen mit einem Verlauf der Oberflächendrift innerhalb der Sektoren II und IV weniger stark ausgeprägt ist. Deshalb wird angenommen, daß die mittleren Driftfaktoren, die auf der Grundlage von Driften innerhalb der Sektoren II und IV bestimmt wurden, die allgemeinen Verhältnisse der ungestörten ausschließlich vom lokalen Wind erzeugten Oberflächendrift recht gut widerspiegeln.

5.2. Driftfaktorbestimmung für ausgewählte Seegebiete

5.2.1. Charakteristischer mittlerer Driftfaktor für die „Beltsee“

In diese Untersuchung werden nur die Driften der Auswurfpositionen 3, 4, 5 und 7 (Abb. 1)

einbezogen, deren mittlere Driftvektoren innerhalb des von diesen Positionen markierten Bereiches der Beltsee verlaufen. Wegen der relativ großen Entfernung zum Windmeßpunkt FS „Kadetrenden“ bleibt der Westteil der Mecklenburger Bucht hier unberücksichtigt. Den genannten Auswahlkriterien genügen 70 Driften. Die statistische Untersuchung ergibt für die Beltsee den Driftfaktor

$$F = 0,035 \pm 0,003.$$

5.2.2. Charakteristischer mittlerer Driftfaktor für die „Arkonasee“

Diese Stichprobe enthält 63 Driften der Auswurfpositionen 8, 9, 10, 11 und 13, deren mittlere Driftvektoren überwiegend innerhalb der Arkonasee verlaufen.

Der aus dieser Stichprobe bestimmte Driftfaktor ist

$$F = 0,030 \pm 0,002.$$

Die Gegenüberstellung von Driften aus der Arkonasee und der Beltsee zeigt, daß zwischen beiden Seegebieten charakteristische Unterschiede im Transport der oberflächennahen Wasserschicht bestehen. Besonders in Längsrichtung der kanalförmigen Beltsee herrschen im Vergleich zur offenen See erhöhte Geschwindigkeiten des regionalen Wassertransportes. Es ist anzunehmen, daß der im vorangegangenen Abschnitt bereits erwähnte Effekt der Überlagerung gleichgerichteter Komponenten der Oberflächendrift und des Reststromes in der Beltsee zu einer scheinbar höheren Geschwindigkeit der Oberflächendrift und somit zu einem leicht überhöhten Driftfaktor führt.

Für die Arkonasee mit relativ geringer Geschwindigkeit der Reststromkomponenten wurde gegenüber der Beltsee erwartungsgemäß ein deutlich kleinerer mittlerer Driftfaktor bestimmt. Wahrscheinlich ist der für die Arkonasee ermittelte Driftfaktor für die weniger gestörten Verhältnisse der offenen See repräsentativ.

Die statistischen Untersuchungen zeigen, daß sich die stochastische Beziehung zwischen

Bodenwind und Oberflächendrift durch lineare Regression gut beschreiben läßt. Doch reicht das allein nicht aus, um auf Linearität dieses Zusammenhanges zu schließen. Deshalb wird geprüft, ob die Annahme einer linearen Beziehung zwischen Wind und Drift statistisch gesichert ist. Zu diesem Zweck wird die eingangs untersuchte Stichprobe (6),

$$v_D = -0,001 + 0,033v_W, \quad N = 60$$

mit Driften aus dem gesamten Versuchsgebiet der Regression durch die Potenzfunktion

$$v_{\text{Drift}} = \alpha(v_{\text{Wind}})^\beta \quad (7)$$

unterzogen.

Die gemäß ABRAMOWITZ u. STEGUN (1970) berechnete Regression ergibt

$$v_{\text{Drift}} = 0,031 \cdot (v_{\text{Wind}})^{1,022} \quad (8)$$

$$r^2 = 0,83$$

$$N = 60.$$

Die Darstellung durch eine Potenzfunktion ist aber nur dann sinnvoll, wenn der Exponent $\beta = 1,022$ signifikant verschieden von 1 ist. Der Signifikanztest erfordert zunächst die Bestimmung des Standardfehlers des Exponenten der Potenzfunktion. Die Größe $\Delta\beta$ läßt sich auf der Grundlage einer von LASS (1980) in expliziter Form angegebenen Methode berechnen. Für die hier betrachtete Stichprobe beträgt der Standardfehler

$$\Delta\beta = \pm 0,081.$$

Daraus folgt der Konfidenzbereich des Exponenten der Potenzfunktion

$$0,941 \leq \beta \leq 1,103.$$

Der Exponent β ist demnach nicht signifikant verschieden von 1. Damit ist der lineare Charakter der stochastischen Beziehung zwischen dem Bodenwind und der von den Driftkarten angezeigten Oberflächendrift statistisch gesichert.

Literatur

ABRAMOWITZ; STEGUN: Handbook of Mathematical Functions. — U.S. National Bureau of Standards, Washington 1970.

BLOCK, P.: MARPOL tritt in Kraft — was ist erreicht? — Seewirtschaft, Berlin **15** (1983) 9, 430—431.

BROCKS, K.: Probleme der maritimen Grenzschicht der Atmosphäre. — Ber. Dt. Wetterdienst, Hamburg (1963) 91, 34—46.

BROCKS, K.; KRÜGERMEYER, L.: Die hydrodynamische Rauigkeit der Meeresoberfläche. — Ber. Inst. Radiometeor. marit. Meteor., Hamburg **14** (1970).

BRUSSON: Le petrole du 'Torrey Canyon' en mer. — Penn. Ar. Bed. **6** (1967) 50.

BYE, J. A. T.: The wave-drift current. — J. Mar. Res. **25** (1967), 95—102.

COOPER, L. H. N.: Scientific consequences of the wreck of the 'Torrey Canyon'. — Helgoländer wiss. Meeresunters. **17** (1960), 340—355.

DITTMER, K.: Windprofile bei niedrigen Windgeschwindigkeiten über See. — Ber. Inst. Radiometeor. marit. Meteor., Hamburg **32** (1976).

DURST, B. A.: The relationship between current and wind. — Quart. J. R. meteor. Soc. **50** (1924), 113—119.

EKMAN, V. W.: On the influence of the earth's rotation on the ocean current. — Ark. Math. Astron. Fys. **2** (1905) 11, 1—53.

EKMAN, V. W.: Eddy viscosity and skin friction in the dynamics of wind and ocean-currents. — Mem. R. meteor. Soc. **2** (1928) 20, 161—172.

FRANCKE, E.: A contribution on the investigation of currents in the surface layer in the region of the Darss Sill. — In: Proc. XII. Conference of the Baltic Oceanographers: Leningrad 1980.

HASSELMANN, K.: On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping. — Boundary-Layer Meteor., **6** (1974), 107—127.

HILL, H. W.; HORWOOD, J. W.: A computer simulation of surface drifter returns. — ICES, Hydr. Committee, CM 1971/C:22.

HUGHES, P.: A determination of the relation between wind and sea-surface drift. — Quart. J. R. meteor. Soc. **82** (1956), 494—502.

IOC-UNEP: Ad hoc meeting on a driftcard experiment in the Mediterranean Sea. — Split, Yugoslavia: Oct. 1976

IOC-UNEP: Driftex ad hoc — I/3. — Paris: IOC, 1977.

JAMES, R.: Ocean thermal structure forecasting. — Washington D.C., U.S. Naval Oceanographic Office, 1966.

KENYON, K. E.: Stokes drift for random gravity waves. — J. Geophys. Res. **74** (1970), 6991—6994.

KOSTILAINEN, V.; TUOVINEN, P.: Casualties to Tankers in the Baltic 1960—1975. — J. Navigat. **33** (1980) 3, 379—388.

LASS, H.-U.: (Unveröff.): AdW der DDR, Inst. f. Meereskde., 1980.

LAWFORD, A. L.; VELEY, V. F. C.: Change in the relationship between wind and surface water movement at higher wind speeds. — Trans. Am. geophys. Union **37** (1956), 691—693.

LEE, A.; RAMSTER, J.: The hydrography of the North Sea. A review of our knowledge in relation to pollution problems. — Helgoländer wiss. Meeresunters. **17** (1968), 44—63.

LONGUET-HIGGINS, M. S.: Mass transport in water waves. — Phil. Trans. Soc. **245 A** (1953), 535—581.

LUKAS, R. B.: The prediction of oil slick trajectories at the Honolulu Harbour Channel Entrance. — Hawaii Inst. of Geoph. Hig-78-3 (1978).

MÜLLER, G.: Experimentelle Untersuchung der Oberflächendrift mit Hilfe von Driftkarten in der Arkona- und Beltsee. — AdW der DDR, Inst. f. Meereskde., Diss. A, 1982.

MUNK, W.: A critical wind speed for Air-Sea-Boundary Processes. — J. Mar. Res. **6** (1947) 3.

NEUMANN, G.: Über den Tangentialdruck des Windes und die Rauigkeit der Meeresoberfläche. — Z. Meteor. **2** (1948).

NEUMANN, H.: Die Beziehung zwischen Wind und Oberflächenströmung auf Grund von Driftkartenuntersuchungen. — Dt. Hydrogr. Z. **19** (1966), 253—266.

NEUMANN, G.: Gibt es eine kritische Windgeschwindigkeit für die Grenzfläche Wasser-Luft. — Dt. Hydrogr. Z. **4** (1951) 1/2.

NEUMANN, H.: Die Trift von Verschmutzungen an der Oberfläche der Nordsee. — Helgoländer wiss. Meeresunters. **17** (1968), 81—93.

NEUMANN, H.: Bemerkungen zur Trift der Ölschmutzstoffe in der Deutschen Bucht. — Dt. Hydrogr. Z. **22** (1969), 57—65.

ROSSBY, C. G.; MONTGOMERY, R. C.: The layer frictional influence in wind and ocean currents. — Pap. Phys. Oceanogr. and Meteor. **3** (1935) 3.

SHEMDIN, O. H.: Wind generated currents and phase speed of wind waves. — J. Phys. Oceanogr. **2** (1972), 411—419.

SPILLANE, K. T.: Movement of oil on the sea surface. — Austral. Met. Mag. **19** (1971) 4, 158—177.

SQUIRES, G. L.: Meßergebnisse und ihre Auswertung. — Berlin, New York: 1971.

STOKES, G. G.: On the theory of oscillating waves. — Proc. Camb. Phil. Soc. **8** (1847), 441—445.

STOMMEL, H.: Serial observations of drift currents in the central North Atlantic ocean. — Tellus **6** (1954) 3, 203—214.

TAUBENHEIM, J.: Statistische Auswertung geophys. und meteorol. Daten. — Leipzig: 1969.

THORADE, H.: Die Geschwindigkeit von Triftströmungen und die Ekmansche Theorie. — Ann. Hydrogr. **42** (1914), 379—391.

TOMCZAK, G.: Neuere Untersuchungen mit Treibkörpern zur Bestimmung des Windeinflusses auf Oberflächenströmungen im Meer. — Ber. Dt. Wetterdienst Hamburg **12** (1963) 91.

TOMCZAK, G.: Investigations with drift cards to determine the influence of the wind on surface currents. — In: Studies on Oceanography, Tokyo: 1964, 129—139.

TUOVINEN, P.; KOSTILAINEN, V.; HÄMIÄLAINEN, A.: Studies on Ship Casualties in the Baltic Sea. — HELCOM, Baltic Sea Environm. Proc. **11** (1984).

VAN DORN, H.: Wind stress in an artificial pond. — J. Mar. Res. **12** (1953) 3, 249—276.

WU, J.: Wind induced drift currents. — J. Fluid Mech. (1975), 49—70.

Abschluß der Arbeit: 16. 2. 1984

Zur Veröffentlichung angenommen: 1. 6. 1984

Anschrift des Verfassers:

Dr. GÜNTER MÜLLER

Akademie der Wissenschaften der DDR

Institut für Meereskunde

DDR-2500 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

ARMIN RAABE und ALEKSANDR JUREVIČ BENILOV

Über den Wärmeaustausch und die vertikale Struktur der wassernahen Luftschicht im Gebiet des tropischen Atlantiks

Mit 10 Abbildungen

Zusammenfassung: Es werden Meßergebnisse des turbulenten Wärme- und Feuchtestromes für das Gebiet des tropischen Atlantiks vorgestellt. Die Messungen, durchgeführt mit Lufttemperatur- und -feuchtesonden, die mit hoher Geschwindigkeit die wassernahe Luftschicht durchfallen, zeigen, daß diese Methode vom Schiff aus auf offener See eingesetzt werden kann. Es werden die Bulk-Beziehungen zur Berechnung der Wärmeströme überprüft.

Abstract: Some results of measures heat and moisture fluxes in the tropical Atlantic are shown. The measurements were realized with high sensitive temperature and moisture meters in the near water layer. The present method is applied in the open sea. The parameterized relations for a calculation of the heat fluxes are checked.

Резюме: Обсуждены результаты измерений потока тепла и влаги, выполненных в экваториальном атлантическом океане малоинерционными зондами температуры и влажности в приводном слое воздуха над океаном. Измерения показывают, что системы можно использовать в условиях открытого океана. Проверены параметризованные отношения для расчета потока тепла.

1. Einleitung

Der turbulente Austausch von fühlbarer und latenter Wärme zwischen Meer und Atmosphäre, besonders dessen Eigenschaften in der wassernahen Luftschicht, der Bodenschicht der Atmosphäre, spielt eine wichtige Rolle im globalen Regime der Energieverteilung auf der Erde. Zum Beispiel wird innerhalb dieser Schicht 80% des Wassers umgesetzt, das am globalen Wasserkreislauf der Erde beteiligt ist. Theoretische Konzepte für die Modellierung der Austauschvorgänge in dieser Schicht liegen vor, jedoch ist die Über-

prüfung anhand experimenteller Daten nicht soweit fortgeschritten, daß geographische und regionale Besonderheiten immer Berücksichtigung finden können. Vorliegende mittlere Werte, aus Klimadaten abgeschätzt, lassen keine Aussagen über die physikalischen Mechanismen der Austauschvorgänge zu. Andererseits sind direkte Messungen besonders auf See unter Verwendung spezieller Meßsysteme mit einer Reihe Schwierigkeiten verbunden. So ist man auf einfache Parametrisierungen angewiesen, um aus ständig zur Verfügung stehenden meteorologischen Daten auf die interessierenden Größen (z. B. fühlbarer und latenter Wärmestrom) zu schließen, die u. a. als Parameter in globale Modelle der Dynamik der Erdatmosphäre und damit der Wetterprognose eingehen. Im Rahmen der GARP-Experimente sind dabei besonders Messungen innerhalb der tropischen Zone (ITCZ) der Erde von Interesse.

Während der 28. Expedition des sowjetischen Forschungsschiffes „Akademik Kurtschatov“ im März/April 1979 wurden mit Hilfe eines an der Sektion Physik der Karl-Marx-Universität Leipzig entwickelten Meßsystems Wärmestrommessungen im Gebiet des tropischen Atlantiks (18° 30' bis 23° 30' West, 2° N bis 2° S) durchgeführt.

Hier sollen die Ergebnisse vorgestellt und die Gültigkeit herkömmlicher Parametrisierungsmethoden für die Wärmeströme überprüft werden.

2. Zur Bestimmung der Wärmeströme

Die Bestimmung der Wärmeströme in der Bodenschicht der Atmosphäre ist nach drei Methoden üblich:

Die *Fluktuationmethode* bestimmt den turbulenten Austausch von Wärme aus den schnellen Veränderungen F' der betreffenden Größen F (hier Lufttemperatur T_a und absolute Luftfeuchte e_a) in einer festen Meßhöhe während einer festgelegten Meßzeit über die Berechnung des Kovarianzproduktes $\overline{w'F'}$ zwischen den vertikalen Windgeschwindigkeitsfluktuationen w' und der entsprechenden Größe F' (s. MONIN u. JAGLOM (1965); LUMLEY u. PANOFSKY (1964)):

$$H_{T'} = \rho c_p \overline{w'T'_a} \quad (1)$$

$$H_{e'} = L_T \rho \frac{0,621}{p} \overline{w'e'_a}$$

(ρ — Luftdichte, c_p — spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Luftdruck p , L_T — Verdunstungswärme des Wassers).

Die *Profilmethode* schließt im Fall einer innerhalb der Bodenschicht neutral geschichteten Atmosphäre aus den Gradienten der Lufttemperatur, der absoluten Luftfeuchte und der Windgeschwindigkeit u (z — Höhe über dem Meeresspiegel, k — v.-Karman-Konstante)

$$\frac{\partial T_a}{\partial z} = \frac{T_*}{z} \quad (2)$$

$$\frac{\partial e_a}{\partial z} = \frac{e_*}{z}$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kz}$$

auf die Wärmeströme H_T und H_e , wobei die benötigte Schubspannungsgeschwindigkeit u_* auf einfache Weise über die Beziehung

$$u_*^2 = C_{10} \cdot u_{10}^2 \quad (3)$$

($C_{10} = \text{const}$ — Spannungskoeffizient) durch die in 10 m Höhe gemessene Windgeschwindigkeit u_{10} parametrisiert werden kann. Die Parameter T_* und e_* werden nach erfolgter Integration der Gleichungen (2) aus den logarithmischen Zusammenhängen $T_a(\ln z)$

bzw. $e_a(\ln z)$ berechnet. Man erhält (s. ROLL (1965)):

$$H_{T_*} = -k \sqrt{C_{10}} \cdot u_{10} \cdot c_p \cdot \rho \cdot T_*$$

$$H_{e_*} = -k \sqrt{C_{10}} \cdot u_{10} \cdot L_T \cdot \rho \cdot 0,621 \frac{e_*}{p} \quad (4)$$

Die *Bulk-Methode* berechnet aus relativ leicht zu registrierenden Daten (Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Wassertemperatur T_w) die Wärmeströme (s. ROLL (1965)):

$$H_{\Delta T} = c_p \cdot \rho \cdot C_{10} (T_w - T_a) u_{10} \quad (5)$$

$$H_{\Delta e} = L_T \cdot \rho \cdot C_{10} \frac{0,621}{p} (e_w - e_a) u_{10}$$

(e_w — Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Wassertemperatur T_w).

Die Anwendung dieser Methoden wird kritisch besonders bei kleinen Windgeschwindigkeiten, da im Fall der freien Konvektion ($u_{10} \approx 0$) die Wärmeströme zu Null berechnet werden. Oberhalb einer Windgeschwindigkeit von 3 m/s wird die Anwendbarkeit dieser Beziehungen jedoch nicht bezweifelt (s. GRAČEV (1983)). Des weiteren haben die Schichtungsverhältnisse der Luft zwischen Meer und Atmosphäre gravierende Auswirkungen auf die nach Profil- und Bulk-Methode berechneten gegenüber den wirklich auftretenden Wärmeströmen (s. SKEIB (1980); PANIN, CEREVITINOV u. PIAZENA (1983)), da die Gradienten der benötigten Größen verändert werden.

Als Maß für die Schichtung wird oft der Monin-Obuchov-Stabilitätsparameter z/L verwendet und neben den Messungen kontrolliert. Die Größe z/L berechnet sich für eine Atmosphäre, in der Temperatur- und Feuchtgradienten auftreten nach:

$$\left(\frac{z}{L}\right)_{T,e} = \left(\frac{z}{L}\right)_T \left(1 + \frac{0,61 c_p T_a}{L_T B}\right) \quad (6)$$

mit

$$\left(\frac{z}{L}\right)_T = -\frac{z \cdot g \cdot k \cdot H_T}{T_a \cdot C_{10}^{3/2} U_{10}^3 c_p \rho}$$

und $B = H_T/H_e$ (Bowen-Verhältnis), g — Erdbeschleunigung, $z/L < 0$ labile, $z/L > 0$ stabile Schichtungsverhältnisse. Verschiedene Publikationen (BUSH (1972); LUMLEY u. PANOFSKY (1964)) versuchen anhand von Meßmaterial den Stabilitätsbereich abzustecken, für den es möglich ist, Profilmethode und Fluktuationmethode gegenseitig zu ersetzen. In diesem Zusammenhang ist die Untersuchung der Verhältnisse (T'/T_*) und (e'/e_*) von Interesse.

3. Meßmethode

Auf offener See wird die Anwendung von Meßsystemen für die Fluktuationmethode durch die Bewegung des Schiffskörpers bzw. der Geräteträger als Folge des Seegangs erschwert. Gleichzeitig verlangt diese Methode die Aufarbeitung einer großen Menge Information (Erfassung der Fluktuationen von Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Luftfeuchte bis zu einer Frequenz von 10 Hz).

Demgegenüber können Messungen auf der Grundlage der Profilmethode dann relativ einfach vom Schiff aus durchgeführt werden, wenn die Meßzeit für das Temperatur- bzw. Feuchteprofil kleiner als die Periode der Bewegung des Schiffskörpers ist. Dieser Forderung trägt das Meßsystem „Fallsonde“ (s.

FOKEN (1975)) Rechnung. Die temperatur- bzw. feuchteempfindlichen Sensoren haben eine Trägheitszeit von 10^{-3} bzw. minimal 10^{-1} s, so daß bei einem Durchfallen der wassernahen Luftschicht (hier zwischen 9 m und 1 m über dem Meeresspiegel) mit einer Geschwindigkeit von maximal 2 m/s die Fehler als Folge der Schiffsbewegung gering gehalten werden können. Durch mehrmaliges Absenken der parallel hängenden Sonden am Bug des Schiffes ist durch anschließende Mittelwertbildung das Temperatur- bzw. Feuchteprofil am Meßort bestimmbar. Abb. 1 verdeutlicht das Meßprinzip, Abb. 2 zeigt die Sonden am Bug des Forschungsschiffes.

Der Temperatursensor besteht aus einem 1 mm langen, 2 μ m starken Platindraht, dessen Widerstand sich um 0,2 Ω /K ändert. Der Feuchtesensor arbeitet auf dem Adsorptionsprinzip (s. FOKEN u. a. (1978); NEUBERT (1980)). Zwischen zwei Chrom-Elektroden (Abstand 0,1 mm) befindet sich eine Schicht BaF₂, die in Abhängigkeit von der Feuchte der Luft ihren elektrischen Widerstand ändert. Der Einsatz des Fühlers ist bei relativen Luftfeuchten zwischen 60% und 100% möglich, dann ändert sich der Widerstand zwischen 10^4 k Ω und 10^1 k Ω .

Die Eichung dieser Fühler erfolgt im Labor bei konstanter Lufttemperatur für verschiedene relative Luftfeuchten, die sich über ge-

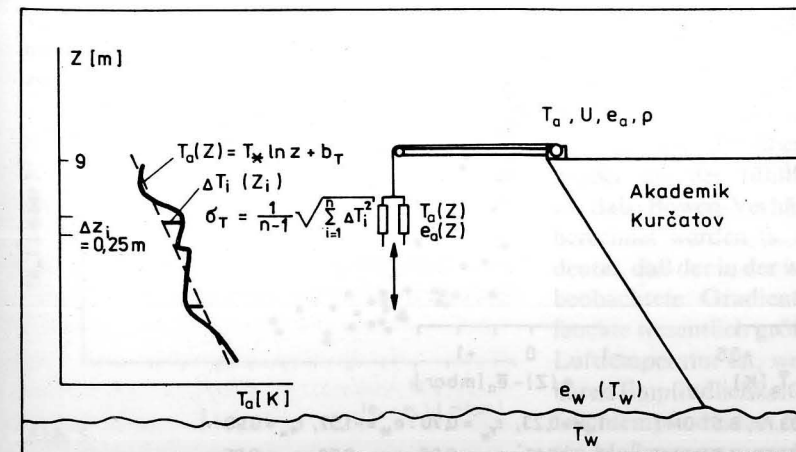


Abb. 1 Schematische Darstellung der Messung und Auswertung der Temperatur- und Feuchteprofile

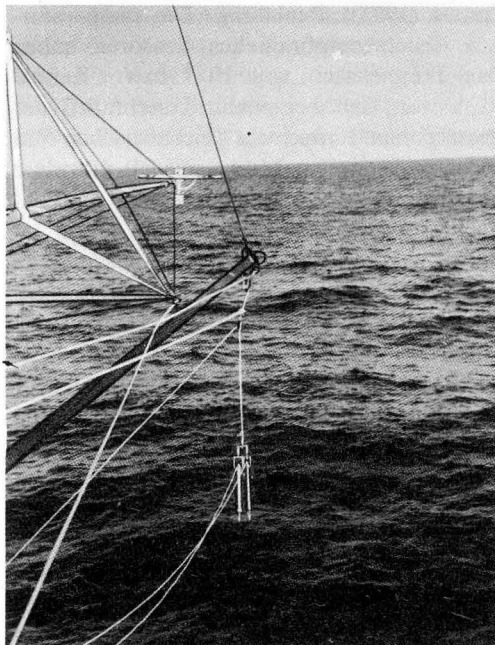


Abb. 2
Temperatur- und Feuchtesonde des verwendeten Meßsystems am Bug des Forschungsschiffes

sättigten Salzlösungen einstellen (s. auch FOKEN (1978); SCHÖNFELDT u. a. (1983)). Damit ist es möglich, aus der Änderung des elektrischen Widerstandes unter Berücksichtigung der während der Messung bestimmten

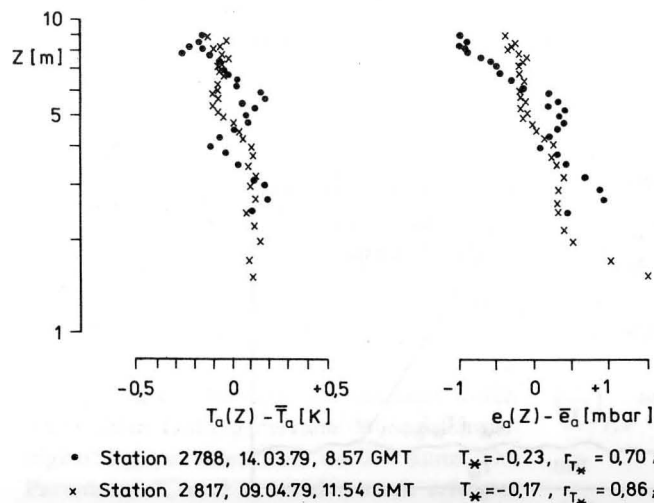


Abb. 3
Einige mittlere Temperatur- und Feuchteprofile und die durch lineare Regression bestimmten Größen T_{*} , e_{*} , r

Lufttemperatur die absolute Feuchte der Luft zu berechnen.

Fluktuations- und Profilmethode verlangen speziellen Meßaufwand, so daß nur stichprobenartig Messungen zum Wärmestrom z. B. während verschiedener Expeditionen vorgenommen werden können. Im Gegensatz dazu ist die Erfassung des Wärmestromes nach der Bulk-Methode faktisch immer möglich, wenn an Bord die nötigen meteorologischen Beobachtungen vorgenommen werden und die Gültigkeit dieser Beziehungen bewiesen wird.

4. Auswertung der Messungen

Aus den einzelnen Sondierungen an einer Meßstation werden die mittleren Lufttemperaturprofile $\bar{T}(z)$ bzw. Luftfeuchteprofile $\bar{e}(z)$ berechnet. Die rechen-technische Auswertung der Profile erfolgt durch Ermittlung der Regressionsgeraden für die Zusammenhänge $\bar{T}(\ln z)$ bzw. $\bar{e}(\ln z)$. Neben den somit erhaltenen Parametern (T_{*} , e_{*}) wurden die Streuungen σ_T bzw. σ_e der Profile bezüglich der durch die Methode der kleinsten Quadrate bestimmten Regressionsgeraden sowie der Regressionskoeffizient r berechnet (s. Abb. 1). In Abb. 3 sind einige mittlere Temperatur- bzw. Feuchteprofile dargestellt.

Da während der Expedition keine Windprofilmessungen durchgeführt wurden, lagen die benötigten Spannungskoeffizienten C_{10} nicht vor. Somit mußte für die Bestimmung der Wärmeströme nach den Gleichungen (4) und (5) auf Angaben in der Literatur zurückgegriffen werden. Hier wird $C_{10} = 1,2 \cdot 10^{-3}$ verwendet (s. BROCKS u. KRÜGERMEYER (1970); HSU (1974)).

Die erzielten Ergebnisse lassen einen Vergleich der Profil- und Bulk-Methode zu. In Abb. 4 und 5 sind die für Gl. (4) bzw. (5) benötigten Parameter T_{*} , e_{*} , $(T_a - T_w)$, $(e_a - e_w)$ dargestellt. Abb. 6 zeigt die gemessenen Temperaturgradienten im Vergleich zu den aus den stündlichen meteorologischen Beobachtungen ermittelten Temperaturdifferenzen zwischen Wasser und Luft ($T_w - T_a$). Diese liegen höher als die durch VOLKOV u. a. (1974) veröffentlichten Angaben.

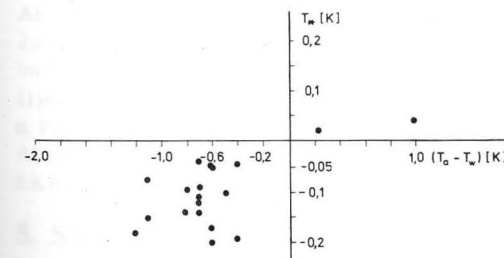


Abb. 4
Vergleich des aus Profilmessungen bestimmten Parameters T_{*} mit der beobachteten Temperaturdifferenz zwischen Luft und Wasser ($T_a - T_w$).

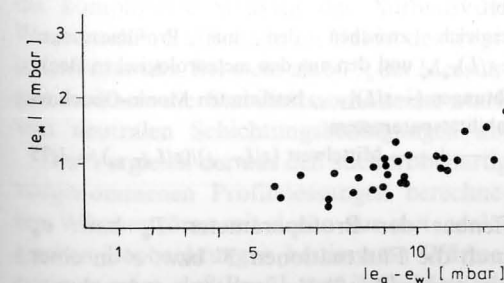


Abb. 5
Vergleich des aus Profilmessungen bestimmten Parameters e_{*} mit der berechneten Differenz zwischen der absoluten Luftfeuchte unmittelbar an der Wasseroberfläche $e_w(T_w)$ und Luft e_a .

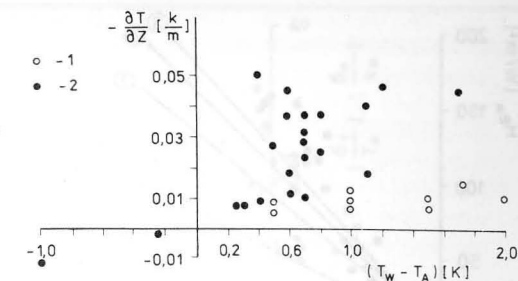


Abb. 6
Die aus den Profilmessungen bestimmten Lufttemperaturgradienten (bezüglich 10 m Meßhöhe) im Vergleich zur Temperaturdifferenz zwischen Wasser und Luft ($T_w - T_a$)
 1) Experiment TROPEX-72, VOLKOV u. a. (1974)
 2) Akademik Kurčatov 1979

In Abb. 7 sind die nach diesen zwei Methoden berechneten Wärmeströme verglichen. Die aus den Profilmessungen erhaltenen fühlbaren Wärmeströme H_T liegen im Mittel 70% höher, die latenten Wärmeströme H_e nur um 10% über den nach der Bulk-Methode aus den meteorologischen Beobachtungen bestimmten Wärmeströmen. Für den latenten Wärmestrom ist das hier vorgestellte Ergebnis mit dem von DUNCKEL u. a. (1974) aus Fluktuationsmessungen erhaltenen vergleichbar. Im Fall des fühlbaren Wärmestromes (DUNCKEL u. a. (1974) erhielten $H_T = H_{\Delta T}$) ist die Streuung des Meßmaterials wesentlich höher, doch der Mittelwert stimmt mit der durch VOLKOV u. a. (1976) ($H_T = 1,55H_{\Delta T}$) veröffentlichten Angabe überein. Innerhalb der tropischen Zone der Erde ist der latente Wärmestrom H_e über See etwa 10–20mal größer als der fühlbare Wärmestrom H_T , so daß Bowen-Verhältnisse B zu etwa 0,1 berechnet werden (s. auch Abb. 8). Das bedeutet, daß der in der wassernahen Luftschicht beobachtete Gradient der absoluten Luftfeuchte wesentlich größer als der Gradient der Lufttemperatur ist, wenn man von vergleichbaren Empfindlichkeiten der temperatur- bzw. feuchtempfindlichen Sensoren des verwendeten Meßsystems ausgeht. Größere Gradienten sind besser durch das verwendete Meßsystem aufzulösen, so daß der Fehler der Messungen sich relativ verringert. Das hat die geringere

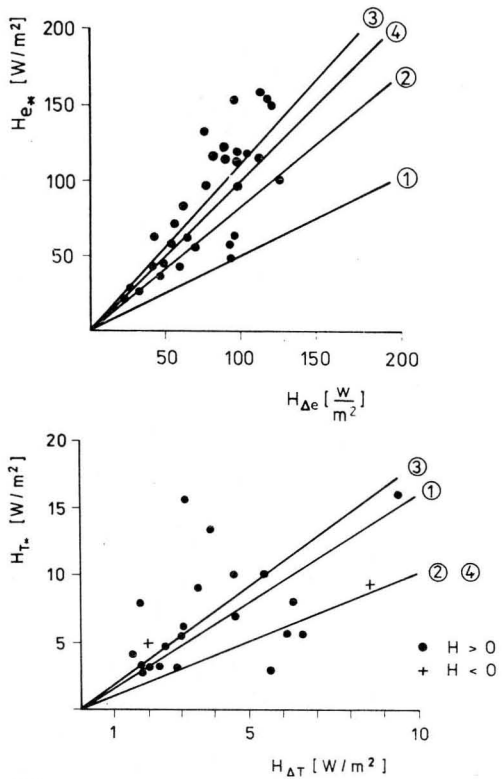


Abb. 7
Vergleich zwischen den aus Profilmessungen und den nach der Bulk-Methode bestimmten Wärmeströmen
a) latenter Wärmestrom $H_{e^*}(H_{\Delta e})$
b) fühlbarer Wärmestrom $H_{T^*}(H_{\Delta T})$
1) VOLKOV u. a. (1976) TROPEX-74
2) DUNCKEL u. a. (1974) ATEX
3) Akademik Kurčatov 1979; $H_{e^*}/H_{\Delta e} = 1,11$; $r = 0,81$
 $H_{T^*}/H_{\Delta T} = 1,69$; $r = 0,76$
4) $H_{e^*} = H_{\Delta e}$; $H_{T^*} = H_{\Delta T}$

Streuung des Meßmaterials für den latenten Wärmestrom gegenüber den Messungen für den fühlbaren Wärmestrom zur Folge (s. Abb. 7). Trotz der für die Auswertung notwendigen Vereinfachungen zeigt der Vergleich der aus Profil- bzw. meteorologischen Beobachtungen bestimmten Stabilitätsparameter z/L gute Übereinstimmung (s. Abb. 9). In Abb. 10 sind die hier erhaltenen Verhältnisse $|\sigma_T/T_*|$ und $|\sigma_e/e_*|$ mit Angaben aus der Literatur verglichen. Die Angaben 1 bis 3 beziehen sich auf die Verwendung der Fluktuationmethode. Die Darstellung zeigt, daß für einen Stabilitätsbereich $-0,25 > z/L > 0,1$

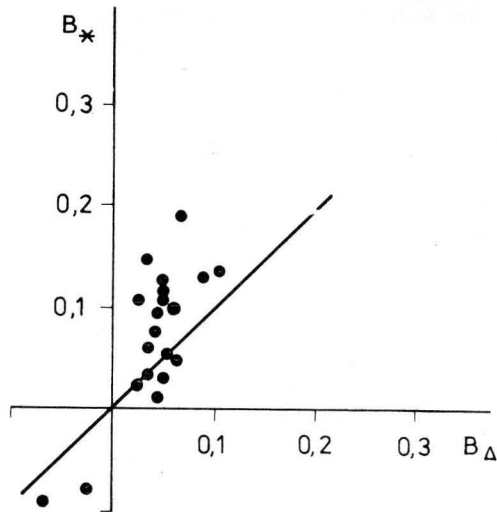


Abb. 8
Vergleich zwischen den aus den Profilmessungen (B_*) und aus meteorologischen Beobachtungen (B_{Δ}) bestimmten Bowen-Verhältnissen.

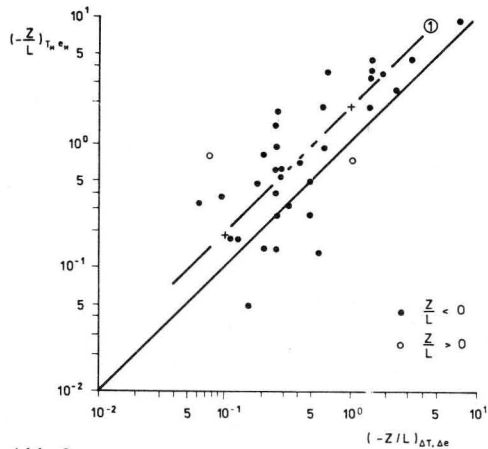


Abb. 9
Vergleich zwischen den aus Profilmessungen $(-z/L)_{T^*,e^*}$ und den aus den meteorologischen Beobachtungen $(-z/L)_{\Delta T, \Delta e}$ bestimmten Monin-Obuchov-Stabilitätsparametern
1) — + — Mittelwert $(z/L_{T^*,e^*})/(z/L_{\Delta T, \Delta e}) = 1,75$

offenbar der Profilparameter T_* bzw. e_* durch die Fluktuationen T' bzw. e' in einer bestimmten Meßhöhe ersetzt werden kann. Systematische Abweichungen zwischen den vorgestellten Ergebnissen und Angaben aus der Literatur konnten nicht festgestellt werden.

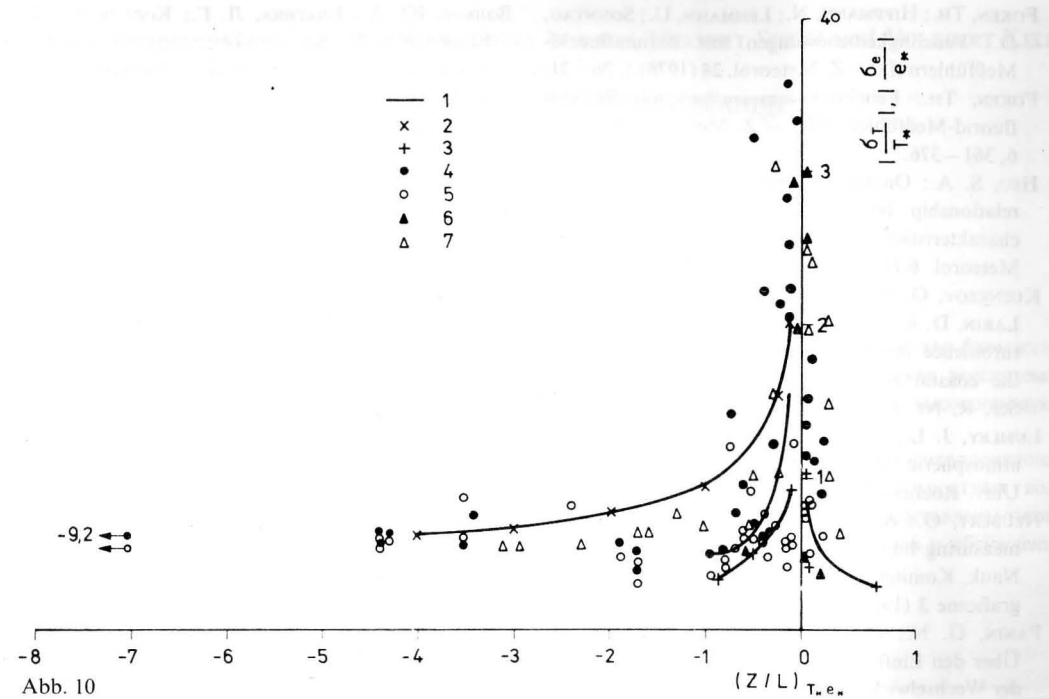


Abb. 10
Zusammenstellung der Ergebnisse $|\sigma_T/T_*|$ und $|\sigma_e/e_*|$ in Abhängigkeit von den Stabilitätsverhältnissen $(z/L)_{T^*,e^*}$ im Vergleich zu Angaben verschiedener Autoren.
1) $|\sigma_T/T_*|$ GALUSCHKO u. a. (1976), TROPEX-74, 2) $|\sigma_T/T_*| = 0,95 \cdot (z/L)^{-1/3}$ ($z/L < 0$), BUSH (1973), 3) LUMLEY u. PANOFSKY (1964), 4) $|\sigma_T/T_*|$ Akademik Kurčatov 1979 $-0,25 > z/L > 0,1$: $|\sigma_T/T_*| = 0,65 \pm 0,14$, 5) $|\sigma_e/e_*|$ Akademik Kurčatov 1979 $-0,25 > z/L > 0,1$: $|\sigma_e/e_*| = 0,60 \pm 0,15$, 6) $|\sigma_T/T_*|$ KUSNEZOV u. a. (1975), EKAM-73, 7) $|\sigma_T/T_*|$ BELBEROV, ed. (1983), Kamchiya-79

5. Schlußfolgerungen

Das vorgestellte Meßsystem eignet sich für Untersuchungen des Austausches von fühlbarer und latenter Wärme unter schwierigen Einsatzbedingungen, wie solche an Bord eines Forschungsschiffes. Die Meßergebnisse zeigen die komplizierte Struktur des Aufbaus der Wassernahen Luftschicht im Gebiet des tropischen Atlantiks. Bei mehr als 50% der Messungen weichen die Stabilitätsverhältnisse stark von neutralen Schichtungsbedingungen ab.

Der Vergleich der aus den stichprobenartig vorgenommenen Profilmessungen berechneten Wärmeströme mit denen aus meteorologischen Beobachtungen bestimmten Wärmeströmen zeigt, daß Profil- und Bulk-Methode im Rahmen der erreichten Meßgenauigkeit übereinstimmen, bzw. verschiedenen Veröffentlichungen nahekommende Ergebnisse liefern.

Literatur

BELBEROV, Z. L. (ed.): Interaction of the Atmosphere, Hydrosphere and Lithosphere in the near shore Zone — Results of the international Experiment "Kamichiya-79" — Sofia: Izd. Bolgarskoj Akad. Nauk 1983.
BUSH, N. E.: On the mechanics of atmospheric turbulence. — Workshop on Micrometeorol., Cambridge (1973), 1—61.
BROCKS, K.; L. KRÜGERMEYER: Die hydrodynamische Rauigkeit der Meeresoberfläche. — Ber. Inst. Radiometeorol. u. Mar. Meteorol., Hamburg 14 (1970).
DUNCKEL, M.; HASSE, L.; KRÜGERMEYER, L.; SCHRIEVER, D.; WUCKNITZ, J.: Turbulent fluxes of Momentum, Heat and Water Vapour in the atmospheric surface layer at Sea during ATEX. — Boundary-layer Meteorol. 6 (1974), 81—106.
FOKEN, TH.: Die Messung der Mikrostruktur der vertikalen Lufttemperaturverteilung in unmittelbarer Nähe der Grenze zwischen Wasser und Atmosphäre. — Z. Meteorol. 25 (1975) 5, 292—295.

- FOKEN, TH.; HIPPMANN, N.; LEHMANN, U.; SONNTAG, D.: Feuchtigkeitsmessungen mit Bariumfluorid-Meßfählern (I). — Z. Meteorol. **28** (1978) 1, 26—31.
- FOKEN, TH.: Feuchtigkeitsmessungen mit Bariumfluorid-Meßfählern (II). — Z. Meteorol. **28** (1978) 6, 361—376.
- HSU, S. A.: On the log-linear windprofile and the relationship between shear stress and stability characteristics over the sea. — Boundary-layer Meteorol. **6** (1974), 509—514.
- KUSNEZOV, O. A.; PANIN, G. N.; BENELOV, A. JU.; LARIN, D. A.: On the characteristics of small-scale turbulence in the atmospheric surface layer over the coastal zone of the Sea. — Raporty MIR, Ser. R, Nr. 1a, Gdynia (1975), 197—222.
- LUMLEY, J. L.; PANOFKY, H. A.: The structure of atmospheric turbulence. — Interscience Publishers Univ. Rochester, New York 12 (1964).
- NEUBERT, G.: A minimized adsorptions sensor for measuring humidity fluctuations. — Polsk. Akad. Nauk, Komitet Badan Morza Miernictwo Oceanograficzne **3** (1980), 274—284.
- PANIN, G. N.; CEREVITINOV, F. O.; PIAZENA, H.: Über den Einfluß der Luftschichtung auf Prozesse der Wechselwirkung zwischen Gewässer und Atmosphäre. — Acta Hydrophys. **27** (1982) 3/4, 229—244.
- ROLL, H. U.: Physics of the Marine Atmosphere. — Academic Press, Intern. Geophys. Series Bd. 7, 1965.
- SCHÖNFELDT, H. J.; RAABE, A.; PIAZENA, H.: Erfahrungen beim Einsatz einer hochempfindlichen Feuchtesonde mit Miniaturfeuchtefühler auf Bariumfluorid-Basis — Vergleich mit einem Lyman- α Hygrometer. — Z. Meteorol. **33** (1983) 2, 116—118.
- SKEIV, G.: Zur Definition universeller Funktionen für die Gradienten von Windgeschwindigkeit und Temperatur in der bodennahen Luftschicht. — Z. Meteorol. **30** (1980) 1, 23—32.
- Волков, Ю. А.; Елагина, Л. Г.; Копров, Б. М.; Кравченко, Т. К.: Турбулентности тепла и влаги и некоторые статистические характеристики тропической зоны океана. Кн. „ТРОПЭКС“-72. — Ленинград: Гидрометеиздат 1974, 305 до 312.
- : Характеристики турбулентного обмена в экваториальной зоне атлантики. Кн. „ТРОПЭКС-74“ т. 1. — Ленинград: Гидрометеиздат 1976, 377—382.
- Галушко, В. В.; Иванов, В. Н.; Некрасов, И. В.; Пудов, В. Д.; Ростов, А. В.; Шушков, А. А.: Экспериментальное исследование турбулентных характеристик приводного слоя атмосферы. Кн. „ТРОПЭКС-74“. — Ленинград: Гидрометеиздат 1976, 363—381.
- Грачев, А. А.: Конвективное остывание жидкости со свободной поверхности АН СССР; ФАО 19, 1983: 5, 513—524.
- Монин, А. С.; Яглом, А. М.: Статистическая Гидромеханика ч. 1; „Наука“ Москва 1965.

Abschluß der Arbeit: Februar 1984

Zur Veröffentlichung angenommen: 2. 5. 1984

Anschriften der Verfasser:

Dr. rer. nat. ARMIN RAABE
Karl-Marx-Universität Leipzig
Sektion Physik, WB Geophysik
DDR-7010 Leipzig, Talstr. 35

Др. АЛЕКСАНДР Ю. БЕНИЛОВ
Институт Океанологии им. „П. П. Ширишова“
АН СССР
117218 Москва, ул. Красикова 23

SIGURD SCHULZ, GÜNTHER BREUEL, ANDREAS IRMISCH, HERBERT SIEGEL und VOLKBERT KELL

Ökologische Ergebnisse von Zeitreihenuntersuchungen im Pelagial der Arkonasee im Frühjahr 1981

Mit 14 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung: Im April 1981 wurden auf einer Station im Zentralteil der Arkonasee Zeitreihenuntersuchungen physikalischer, chemischer und biologischer Determinanten mit hoher Abtastfrequenz durchgeführt. Dabei konnte erstmalig ein vollständiger Gang der Frühjahrsblüte des Phytoplanktons in der Ostsee verfolgt werden. Ausgehend von den typischen nachwinterlichen Bedingungen (niedrige Temperatur, hoher Nährsalzgehalt, geringe Phyto- und Zooplanktonbiomasse) entwickelte sich das pelagische Ökosystem rasch in eine biologisch hochproduktive Phase. Nach drei Wochen brach die Phytoplanktonblüte auf Grund der Verarmung des Oberflächenwassers an Stickstoffsalzen zusammen.

In der Arbeit werden die typischen Verläufe der einzelnen Größen wiedergegeben und die ursächlichen Zusammenhänge der Veränderlichkeiten diskutiert.

Abstract: In April 1981 time series observations of physical, chemical and biological determinants have been carried out with comparatively high measuring frequency in the central part of the Arkona Sea. During these investigations for the first time in the Baltic Sea a complete course of the phytoplankton spring bloom could be followed. Starting from the typical postwinterly conditions (low temperature, high nutrient content, low phyto- and zooplankton biomass) the pelagic ecosystem developed very quickly to a biological high productive phase. After three weeks the bloom collapsed due to the deterioration of the surface waters from nitrogen nutrients.

In the paper the typical courses of the different determinants are described and the causal interrelations of the development in the pelagic system are discussed.

Резюме: В апреле 1981 года в центральной части Арконского бассейна были проведены временные исследования физических, химических и биологических параметров с высокой частотой измерения. При этом в первый раз стало возможным проследить полный ход цветения фитопланктона в Балтийском море. Исходя из типических послезимних условий (низкая температура, высокое содер-

жание биогенов, небольшое количество биомассы фито- и зоопланктона) пелагическая экосистема быстро вступила в биологически высокопродуктивную фазу.

После трех недели цветение фитопланктона окончилось из-за обеднения поверхностных вод азотными биогенами. В статье представлены типические ходы различных параметров и обсуждены причины изменчивости.

Einleitung

Zeitreihenuntersuchungen mit hoher Abtastfrequenz (1—3 h) sind für chemische und biologische Größen selten und für die Ostsee nicht bekannt. Das Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR führte im Sommer 1977 und 1978 sowie im Frühjahr 1981 derartige Untersuchungen über einen statistisch vertretbaren Zeitraum in der Ostsee durch. Ziel dieser Beobachtungen war es, Ergebnisse zu Veränderlichkeiten der einzelnen Größen im mittelmaßstäblichen Bereich zu sammeln und zu möglichst vielen meteorologischen und ozeanologischen Größen kausale Beziehungen herzustellen.

Allerdings muß man einschätzen, daß mit den Zeitreihenuntersuchungen vom verankerten Schiff eine Mischung von zeitlichen und räumlichen (advektiv bedingt) Veränderungen registriert wurde. Einen Anhalt über die Größe der Advektion ergaben Strömungsmessungen, die parallel durchgeführt wurden.

Mit den Untersuchungen wurde nahezu der volle Zyklus einer Frühjahrsblüte erfaßt, was bisher für die offene Ostsee noch nicht gelungen war. Die im folgenden dargestellten Ergebnisse konzentrieren sich auf die chemischen und biologischen Gegebenheiten, wäh-

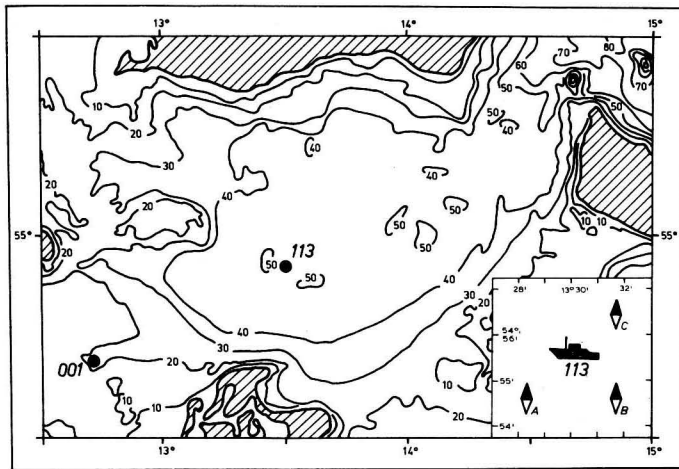


Abb. 1
Stationskarte, r. u. Schiff auf Position und Bojen (nach MATTHÄUS et al., 1986)

rend die meteorologischen und physikalischen Ergebnisse nur zur Charakterisierung der Grundsituation angeführt werden. Eine ausführliche Darstellung ist in Vorbereitung MATTHÄUS et al., 1986).

Material und Methoden

Die Untersuchungen wurden auf der Station 113 (54° 55,5' N, 13° 30,0' E; Abb. 1) in der zentralen Arkonasee durchgeführt. Der Beobachtungszeitraum für die Zeitreihe erstreckte sich vom 8.—28. April 1981. Die Untersuchungen umfaßten alle meteorologischen, physikalischen, chemischen und biologischen Standardgrößen, die auch im Rahmen des Baltic Sea Monitoring Programme (BMP) der Helsinki Kommission empfohlen wurden (vgl. Guidelines for the BMP) und folgten den dort vorgegebenen Methoden. Die Messungen erfolgten in stündlichem Abstand für alle meteorologischen und physikalischen Größen sowie für Orthophosphat, Nitrat und Chlorophyll in 3 m Tiefe. Phytoplankton und Chlorophyllproben wurden ebenso wie Nährstoffserien bis 30 m Tiefe alle 6 Stunden entnommen. Zooplanktonholts für die Schichten 0 bis 25 m und 25—45 m erfolgten in dreistündigem Abstand. Die Primärproduktion wurde in situ mit Hilfe von Halbtagsinkubationen (Morgen—Mittag) ermittelt.

Die physikalischen Messungen wurden mit der OM 75 (STD) durchgeführt, die auch die diskrete Beprobung ermöglichte.

Ergebnisse

Meteorologische und physikalische Bedingungen

Während der Arbeiten herrschte windschwaches Wetter mit einer mittleren Windgeschwindigkeit von $6,2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Mittel aus dreistündigen Messungen) und hohen Strahlungsintensitäten vor. Dies führte zu einer allmählichen Erwärmung des Oberflächenwassers (s. Abb. 2). Ende März/Anfang April waren während einer Terminfahrt noch homohaline und homotherme Verhältnisse bis zur permanenten Salzgehaltssprungschicht angetroffen worden (vgl. Abb. 3). Während der Untersuchungen erhöhte sich dann die Temperatur von 2,5 auf 5°C . Der Salzgehalt war relativ stabil und bewegte sich um $8 \cdot 10^{-3}$. Das Was-

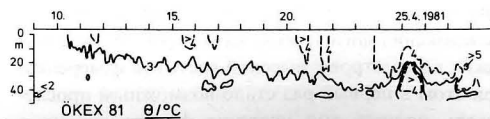


Abb. 2
Vertikale Verteilung der Temperatur

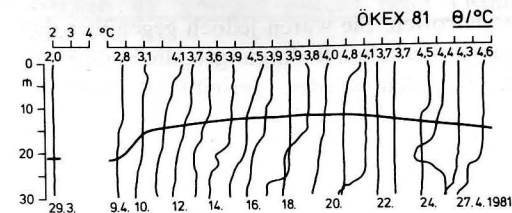


Abb. 3
Tägliche Vertikalprofile der Temperatur auf Stat. 113 (13.00 UTC). Die durchgezogene Linie markiert die Kompensationstiefe.

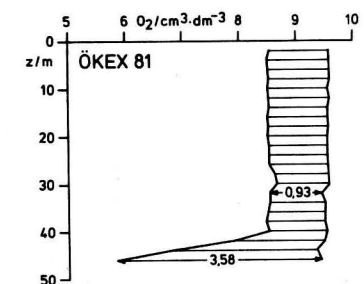
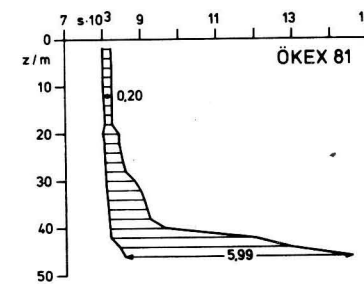
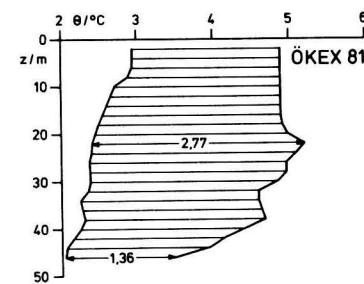


Abb. 4
Schwankungsbreiten der Temperatur sowie des Salz- und Sauerstoffgehalts im Pelagial

ser war bis zur Halocline sauerstoffübersättigt, wobei sich die Absolutwerte zwischen $8,5$ und $9,5 \text{ cm}^3 \cdot \text{dm}^{-3}$ bewegten. Einen Überblick über die vertikale Verteilung von Temperatur, Salz- und Sauerstoffgehalt und über die

im Untersuchungszeitraum auftretende Schwankungsbreite vermittelt Abb. 4.

Wie in Abb. 5 zu erkennen ist, nahm die Strahlungsintensität während des Meßzeitraumes zu und erfüllte damit offensichtlich eine der ausschlaggebenden Vorbedingungen für den Beginn der Frühjahrsblüte. In Abb. 3 ist die Veränderlichkeit der euphoten Schicht gezeigt, die nach anfänglichen Maximalwerten mit der Zunahme der Phytoplanktonbiomasse deutlich abnimmt.

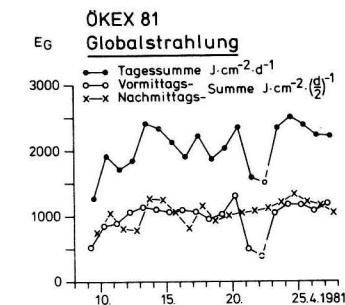


Abb. 5
Globalstrahlung an der Meeresoberfläche

Ein Vergleich der Strahlungswerte von Sonnenaufgang bis -mittag und -mittag bis -untergang (Abb. 5) ließ keine bedeutsamen Unterschiede erkennen, so daß die Halbtagsproduktion des Phytoplanktons ohne größere Fehler zum Ganztagswert verdoppelt werden kann. Im Untersuchungszeitraum wurden sechsstündlich Messungen der Streuintensitäten $\beta(5^\circ)$ und $\beta(45^\circ)$ mit dem von PRANDKE (1980) beschriebenen Laborstreulichphotometer durchgeführt (Abb. 6). Die beiden Größen spiegeln in den obersten 10 m sehr gut den Verlauf der Frühjahrsblüte anhand der Konzentrationsänderungen des biologischen suspendierten Materials wider. In den Meßtiefen von 20 und 30 m trifft das nur für die Tage zu, an denen die Durchmischung bis in diese Tiefen reichte. In 20 m ist sehr deutlich das von MATTHÄUS et al. (1986) beschriebene Pulsieren der 3° -Isotherme, z. B. vom 17.—20. 4., zu erkennen. Die am 21./22. 4. erfolgte windbedingte Durchmischung der Deckschicht, die bis in eine Wassertiefe von

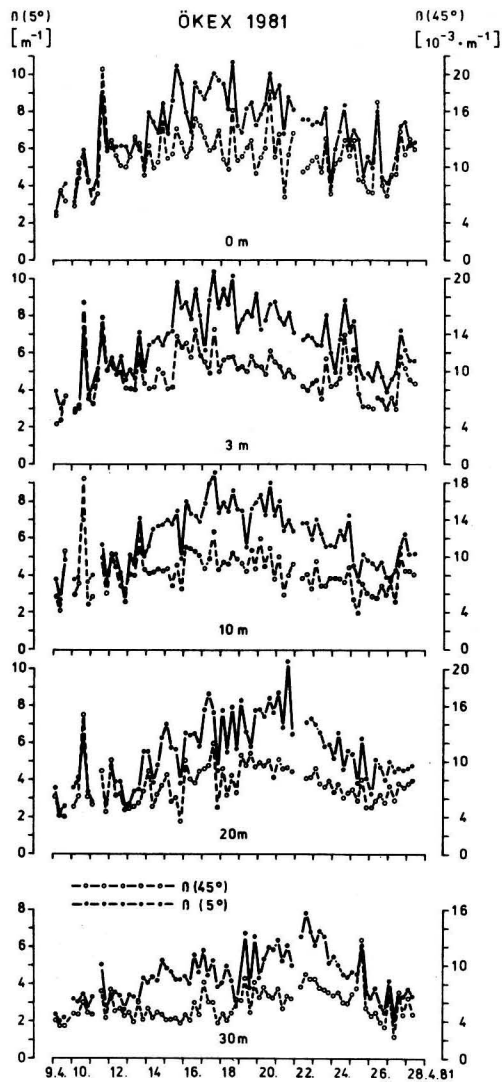


Abb. 6
Zeitreihe der Volumenstreuungen $\beta(5^\circ)$ und $\beta(45^\circ)$

40 m reichte, läßt sich auch durch die erhöhte Streuintensität z. B. in 30 m Tiefe belegen. Ab 25. 4. ist in 3 m und besonders in 30 m Tiefe der Einschub eines klaren Wasserkörpers erkennbar, was sich auch in den geringen Chlorophyllkonzentrationen widerspiegelt.

Chemische Bedingungen

Zu Beginn der Untersuchungen wurden auf der Station hohe Nährstoffkonzentrationen

angetroffen. Sie waren jedoch gegenüber den spätwinterlichen Bedingungen, die Ende März vorgefunden wurden, geringfügig erniedrigt (29. März $PO_4 = 0,58 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$, $NO_3 = 4,40 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$; 8. April $PO_4 = 0,51 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$, $NO_3 = 4,10 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$). Wie in Abb. 7 gezeigt wird, erfolgte die Aufzehrung der Nährsalze in sehr unterschiedlicher Weise und Geschwindigkeit. Während Ammonium nach etwa drei Tagen aus der Oberflächenschicht (bis zur Halocline) aufgebraucht war, verschwand Nitrat erst nach etwa 7 Tagen aus der Schicht 0–10 m.

Orthophosphat war aus dieser Schicht sogar erst nach etwa drei Wochen aufgezehrt. Wie aus den Isoplethendarstellungen (Abb. 8) zu

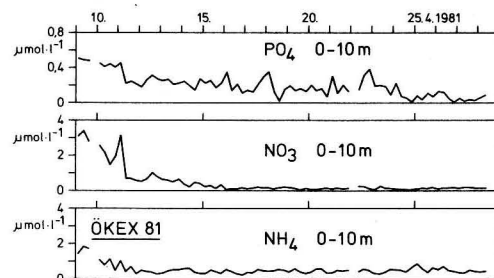


Abb. 7
Mittelwerte der verschiedenen Nährsalze für die Schicht 0–10 m

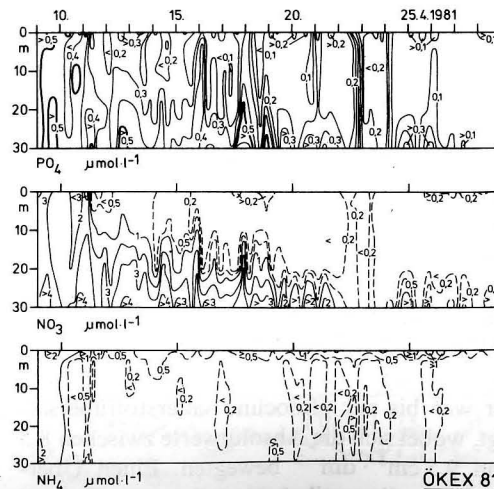


Abb. 8
Isoplethen der Nährsalzkonzentration

ersehen ist, erfolgte sowohl beim Orthophosphat wie auch beim Nitrat eine fortschreitende Absenkung der „Nährsalzsprungschicht“. Dabei fällt die allmähliche Absenkung etwa mit dem Verlauf der 3° -Isotherme zusammen.

Biologische Bedingungen

Phytoplanktonzusammensetzung und -biomasse
Die Biomasse und Abundanz des Phytoplanktons in 3 m Tiefe ist in Abb. 9 gezeigt. Verglichen mit den dominierenden Diatomeen waren Dinoflagellaten, Cyanophyceen und μ -Algen ohne Bedeutung. Zu Beginn der Untersuchung kam auf Rhodomonas minuta ein hoher prozentualer Anteil, aber die Flagellaten folgten nicht dem einsetzenden, starken Anstieg des übrigen Phytoplanktons (Abb. 9), so daß ihr prozentualer Anteil immer geringer wurde.

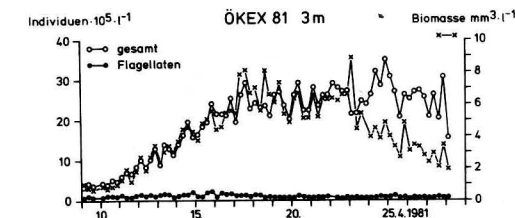


Abb. 9
Phytoplanktonabundanzen und -biomasse in 3 m Tiefe

Unter den Diatomeen machten die Arten Thalassiosira rotula, Achnanthes taeniata, verschiedene Chaetoceros-Spezies und Skeletonema costatum mehr als 80% der Abundanz und Biomasse aus. Die Entwicklung der dominierenden Arten wird in Abb. 10 dargestellt. Zu Beginn der Blüte waren insbesondere Thalassiosira rotula und die Chaetoceros-Arten für den exponentiellen Anstieg verantwortlich. Bei Skeletonema costatum setzte erst nach 5 Tagen eine starke Zunahme ein. Die Art erreichte nach 2 Tagen das Abundanzniveau der anderen dominierenden Diatomeen. Am 17. April erreichte das Phytoplank-

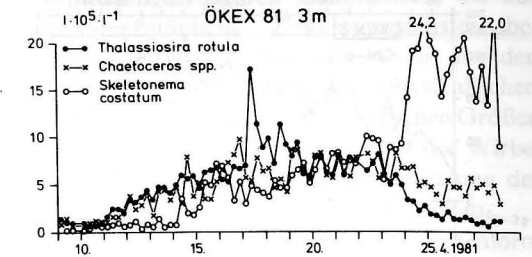


Abb. 10
Sukzession der dominierenden Phytoplanktonarten

ton ein Maximum, das durch Thalassiosira rotula hervorgerufen wurde. Mit diesem Maximum verläßt das Phytoplankton die Phase des exponentiellen Wachstums, es folgt eine Periode, in der das Niveau etwa gleichbleibt und durch starke Veränderlichkeit geprägt ist. Diese Variationen sind durch advective Vorgänge hervorgerufen und ein Ausdruck der heterogenen Verteilung der Organismen. Die Phase scheint weiterhin dadurch charakterisiert zu sein, daß das Phytoplanktonwachstum gerade die Verluste durch Sedimentation kompensiert.

Die Endphase der Blüte begann etwa am 23. April mit dem Rückgang der Biomasse. Im Gegensatz dazu fiel zunächst die Abundanz noch nicht ab, da die kleine Diatomee Skeletonema costatum noch ein Abundanzwachstum aufwies, während die großen Arten drastisch abnahmen.

Chlorophyll

Zu Beginn der Zeitreihenuntersuchungen war der Chlorophyllgehalt des Wassers sehr niedrig ($0,97 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$) und hatte sich gegenüber Untersuchungen am 29. März ($1,02 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$) nur unwesentlich geändert. Wie aus Abb. 11 hervorgeht, stieg der Chlorophyllgehalt im Oberflächenwasser rasch und stetig an. Maximalwerte der Säulenkonzentration ($\text{mg} \cdot \text{m}^{-2}$) wurden am 23./24. April erreicht. Danach ging die Konzentration zurück. Ein etwas anderes Bild entsteht, wenn man die Chlorophyllmenge im 3 m Horizont betrachtet. Hier wurde nach etwa 5 Tagen das Maximum erreicht. Danach hielten sich die Werte in etwa auf dem Niveau und fielen erst am 25.

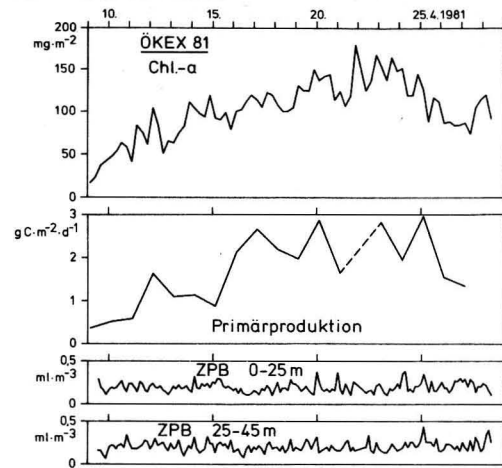


Abb. 11
Chlorophyll a, Primärproduktion und Zooplankton
biomasse

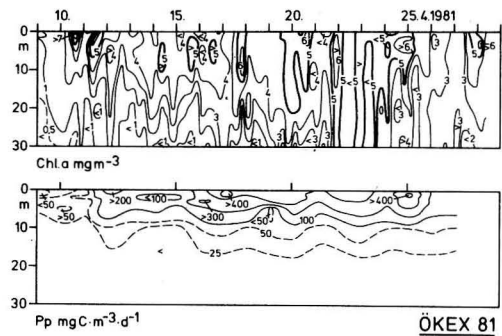


Abb. 12
Isoplethen von Chlorophyll a und Primärproduktion

April übereinstimmend mit der Säulenkonzentration ab.

Die Chlorophyllisoplethen sind in Abb. 12 dargestellt. Es wird sehr deutlich, daß ausgehend von der Oberfläche die chlorophyllreichere Schicht sich mit fortschreitender Zeit immer tiefer ausdehnt. Dabei läßt sich eine gute Übereinstimmung dieser Verteilung mit der zunehmenden Erwärmung des Oberflächenwassers und dem Absinken der 3°-Isotherme (vgl. Abb. 2) feststellen. Nach der kurzen Sturmperiode am 23. April und der tiefgreifenden Durchmischung des Oberflächenwassers setzte zwar erneut eine Differen-

zierung ein, doch wurden nicht mehr Konzentrationen wie vorher erreicht.

Primärproduktion

Die Primärproduktion zeigt einen Verlauf, der sehr gut mit dem von Chlorophyll ($\text{mg} \cdot \text{m}^{-2}$) und auch der Phytoplanktonbiomasse (Abb. 11) übereinstimmt. Die gemessenen Maximalwerte erreichten nahezu $3 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ und wurden nicht nur in der Phase realisiert, als die Biomasse zunahm, sondern auch noch gegen Ende (25. 4.) der Zeitreihe, als der Höhepunkt der Blüte bereits überschritten war.

Während der gesamten Zeitreihe ($n = 19$) wurden durch das Phytoplankton $33,440 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2}$ produziert. Die Vertikalverteilung der Primärproduktion ist in Abb. 12 dargestellt. Es wird deutlich, daß die aktive Phytoplanktonbiomasse hauptsächlich in den oberen 10 m der Wassersäule verteilt war. Das stimmt mit der Tiefe der euphoten Schicht überein (s. Abb. 3), die für die meiste Zeit mit 12 m Tiefe aus den Secchi-Scheibe-Messungen errechnet wurde.

Zooplankton

Das Zooplankton befand sich zum Zeitpunkt der Untersuchungen, in Übereinstimmung mit anderen Autoren (ACKEFORS, 1969; HERNROTH und ACKEFORS, 1977; SCHULZ et al., 1978), in typisch nachwinterlichem Entwicklungszustand. Die Arten *Acartia bifilosa*, *A. longiremis* und *Pseudocalanus m. elongatus* dominierten mit adulten Formen. Diese Arten machten etwa 80% der Biomasse aus. Der Gang der Biomasse in den beiden untersuchten Wasserschichten ist in Abb. 11 gezeigt. Hierbei ist auf Grund der langen Reaktionszeit und der niedrigen Temperaturen kein Trend zu erkennen. Die Werte streuen vorrangig infolge der inhomogenen Verteilung des Zooplanktons. Im Gegensatz zu den Sommerbefunden (SCHULZ und BREUEL, 1984) sind die Mittel der beiden Schichten ($0,21 \text{ ml} \cdot \text{m}^{-3}$ für 0–25 m bzw. $0,20 \text{ ml} \cdot \text{m}^{-3}$ für 45–25 m) nicht signifikant unterschiedlich.

Diskussion

Die Zeitreihenuntersuchungen fielen in eine Zeit des Jahres, in der das Ökosystem Ostsee starken Veränderungen unterliegt. Es geht von den winterlichen Bedingungen in die sommerliche Entwicklungsperiode über.

Allen oben aufgezeigten mehr oder weniger langperiodischen Veränderungen der beobachteten Parameter (s. Abbn. 9 und 11) sind kurzperiodische Schwingungen (im Stundenbereich) aufgeprägt, die im wesentlichen durch meteorologische und ozeanologische Veränderlichkeiten hervorgerufen werden.

Betrachtet man die in den Abbn. 8–12 dargestellten Daten und ihre statistische Zusammenfassung in Tab. 1, so wird die große Variationsbreite deutlich. Sie drückt sich nicht nur in den Amplituden, sondern auch in der Größe der Standardabweichung der Mittelwerte aus.

Die Veränderlichkeit dürfte im wesentlichen auf die heterogene Verteilung des Planktons und advective Transportvorgänge zurückzuführen sein. Die von MATTHÄUS et al. (1986) ermittelten Strömungsgeschwindigkeiten (10 bis $30 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$) bestätigen diese Annahme. Die Autoren konnten anhand dieser Messun-

gen Wirbelstrukturen identifizieren, die das mesomaßstäbliche Zirkulationsmuster bestimmten. Jedoch ließ sich weder aus den Isoplethendarstellungen der physikalischen noch der chemischen und biologischen Größen ein Anhalt dafür gewinnen, daß die Wirbel bedeutsamen Einfluß auf die Verteilung der Eigenschaften und Inhaltsstoffe ausüben.

In Abb. 13 sind die Tagesgänge von Chlorophyll a, Phosphat und Nitrat in 3 m Tiefe analysiert. Dazu wurden die Mittel der stündlichen Messungen gebildet. Die Säulen deuten den Konfidenzbereich $p < 0,05$ an. Beim Chlorophyll werden die höchsten Werte in den Abendstunden erreicht, während das Minimum in den Nachtstunden liegt.

Die beiden ausgewählten Nährsalze zeigen eine nahezu reziproke Verteilung zum Chlorophyll. Einem stetigen Abfall der Mittel, am frühen Morgen beginnend und mit dem Abend ein Minimum erreichend, steht eine Erhöhung während der Nachtstunden entgegen. Dies bedeutet, daß das Phytoplankton die Nährsalze vorwiegend tagsüber aufnimmt, während es in den Nachtstunden durch das Fehlen dieser Senke einerseits, und durch Remineralisierung und Austausch- und Vermischungsprozesse andererseits zur erneuten Erhöhung

Tabelle 1

Mittelwerte, Standardabweichung, Variationskoeffizient, Maxima und Minima, wie die gleichen Daten für zwei aufeinanderfolgende Messungen (dx) und den Prozentsatz dx zu \bar{x} für die biologischen Größen während ÖKEX '81

	Chl. a 3 m $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$	Chl. a 0–30 m $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2}$	Primärproduktion 0–20 m $\text{g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$	Zooplankton 0–25 m $\text{ml} \cdot \text{m}^{-3}$	Zooplankton 25–45 m $\text{ml} \cdot \text{m}^{-3}$
\bar{x}	4,50	102,86	1,766	0,20	0,21
s	1,26	33,02	0,900	0,06	0,06
cv	28,00	32,10	50,96	30,00	29,0
n	438	76	18	148	149
max	8,88	179,00	2,992	0,38	0,44
min	0,55	17,10	0,307	0,10	0,06
$\bar{d}\bar{x}$	0,55	15,07	0,694	0,054	0,058
s_{dx}	0,57	12,86	0,509	0,046	0,045
$d\bar{x}_{max}$	3,86	60,99	1,502	0,27	0,18
$d\bar{x}_{min}$	0	0,26	0,056	0	0
$\bar{d}\bar{x} \cdot 100$	12,2	14,6	39,3	27,0	27,6
\bar{x}					

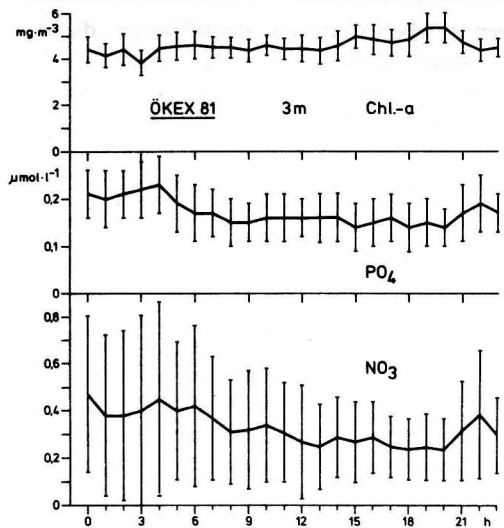


Abb. 13 Tagesgänge von Chlorophyll a, Phosphat und Nitrat Die Säulen veranschaulichen den Konfidenzbereich $p < 0,05$.

kommt. Die Befunde zur Lichtabhängigkeit der Nährsalzaufnahme beim Phytoplankton sind in der Literatur widersprüchlich (MC CARTHY, 1980).

Obwohl in allen drei Darstellungen ein deutlicher Gang zu verzeichnen ist, sind die Mittel nicht signifikant unterschiedlich. Das geht vorrangig darauf zurück, daß während des Meßzeitraumes bei den ausgewählten Größen die ganze Spanne des möglichen jährlichen Minimums und Maximums auftrat. Dadurch wurde der Vertrauensbereich wesentlich eingegrenzt und die Signifikanzschwellen überschritten.

Aus Abb. 3, in der die Kompensationstiefe dargestellt ist, wird deutlich, daß mit der Zunahme der pflanzlichen Biomasse die Transmission des Wassers abnimmt. Der Gang der Konzentration des biologischen suspendierten Materials zeigt eine gute Übereinstimmung mit Messungen der Lichtstreuintensität. Vom 14. 4. bis 23. 4. steigt die Streuintensität $\beta(5^\circ)$ stärker an als $\beta(45^\circ)$. Da sich der Anteil der Teilchen an der Gesamtstreuung mit zunehmender Größe zu kleineren Winkeln verschiebt, ist aus den Kurvenverläufen von

Abb. 6 abzuleiten, daß im Verlauf der Zeitreihe besonders die Anzahl der großen Teilchen zunimmt. Damit in Übereinstimmung steht das Überwiegen der großen kompakten Art *Thalassiosira rotula*.

Die starken Änderungen in der Konzentration von *Skeletonema costatum*, der Art mit relativ kleinem Streuquerschnitt, in der Endphase des Experiments spiegeln sich dann in beiden Streuintensitäten wider, z. B. das Maximum am 24. 4. in 3 m Wassertiefe. Anhand der Lichtstreuung lassen sich sehr gut die Änderungen in Konzentration und Größenverteilung des biologischen suspendierten Materials während der Frühjahrsblüte verfolgen.

Die Dauer der beobachteten Blüte war mit nahezu drei Wochen relativ lang. Eine der möglichen Ursachen für diesen Befund könnte die von NEHRING (1981) nachgewiesene Erhöhung der Nährsalzkonzentration im winterlichen Oberflächenwasser sein.

In ökologischen Experimenten, die parallel zu den Zeitreihenuntersuchungen liefen (SCHULZ et al., 1985; SCHULZ et al., 1982) konnte nachgewiesen werden, daß durch erhöhte Nährsalzgaben (Phosphat, Ammonium und Nitrat) nicht nur eine größere Phytoplanktonbiomasse produziert und höhere Produktionsraten erzielt wurden, sondern auch eine Verlängerung der simulierten „Phytoplanktonblüte“ erreicht wurde. Die langandauernde Phytoplanktonblüte wäre dann als eine neue charakteristische Eigenschaft der Ostsee, verursacht durch die Eutrophierung, zu betrachten.

Wie bereits angedeutet, spielt die Konzentration und Verteilung der Nährstoffe eine wichtige Rolle für den Verlauf der Blüte und ihre Beendigung. Die Dynamik der Nährsalzaufnahme läßt dabei deutliche Unterschiede für die einzelnen Größen erkennen (vgl. Abbn. 7, 8, 14).

Als erste Stickstoffkomponente wurde Ammonium aufgezehrt. Nach etwa drei Tagen waren ungefähr $1,5 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ aufgenommen worden. Im Gegensatz zu den anderen Nährsalzen traten dabei keine Unterschiede zwischen den 5 untersuchten Horizonten auf. Die wesentliche Ursache für diesen Befund dürfte

in der relativ mächtigen euphoten Schicht (etwa 20 m) zu Beginn der Blüte zu suchen sein (vgl. auch Abb. 3). Das vertikal nahezu homogen verteilte Phytoplankton (vgl. Abb. 12) nahm so rasch das vorliegende Ammonium auf. Dieser Prozeß reichte offensichtlich bis zur Salzgehaltssprungschicht, die dann einen Nachschub aus dem grundnahen Wasser abblockte.

Betrachten wir die andere wesentliche N-Quelle, das Nitrat, so wird deutlich, daß zunächst ebenfalls ein Abfall in allen fünf gegenübergestellten Horizonten erfolgte, der dann jedoch in den beiden tiefsten Schichten (20 und 30 m) nachließ. Dies würde wie bei MC CARTHY (1980) die Bedeutung des Lichts bei der Nitrataufnahme unterstützen. Allerdings sind beim gleichen Autor auch eine Reihe von Ergebnissen referiert, die keinen Einfluß des Lichts zeigten. Nach unseren Ergebnissen hat die Nitrataufnahme in den tieferen Horizonten mit dem Aufsteigen des Kompensationspunktes aufgehört. Durch Austausch- und Vermischungsprozesse wurde dann sukzessiv der Nitratgehalt im 20 und 30 m Horizont aufgebraucht.

Als dritte Stickstoffquelle für das Phytoplankton muß der Harnstoff berücksichtigt werden, der mit etwa $1 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ zu Beginn der Untersuchungen vorlag. Er wurde etwa mit der gleichen Geschwindigkeit wie Nitrat durch das Phytoplankton assimiliert, so daß nach ungefähr 5 Tagen nur noch Konzentrationen in Höhe der Nachweisgrenze im Oberflächenwasser angetroffen wurden. In parallel zur Zeitreihe durchgeführten ökologischen Experimenten konnte die Aufnahme der drei Stickstoffkomponenten verfolgt werden (SCHULZ et al., 1985). Dabei ließ sich eine Rangfolge Ammonium — Nitrat — Harnstoff bei der Assimilation feststellen, wobei die Präferenz eindeutig bei Ammonium lag. Ähnliche Untersuchungen, deren Ergebnisse bei MC CARTHY (1980) zusammengefaßt sind, ergaben neben Ammonium auch die Bevorzugung von Harnstoff gegenüber Nitrat. Insbesondere beim Harnstoff, aber auch bei den anorganischen Nährstoffen, muß neben der Assimilation durch das Phytoplankton

die bakterielle Aufnahmeaktivität in Betracht gezogen werden (MC CARTHY, 1980).

In Tab. 2 sind die Steigungen der linearen Regression für die einzelnen Größen in den unterschiedlichen Zeiträumen dargestellt, wie sie sich aus Abb. 14 ergeben.

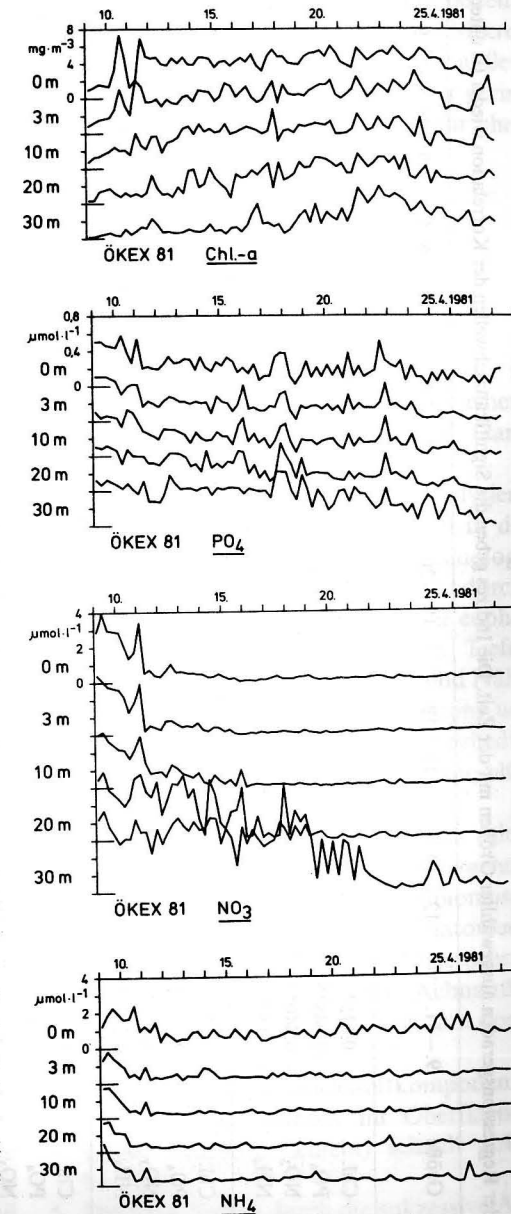


Abb. 14 Veränderung von Chlorophyll a und den Nährsalzen in verschiedenen Untersuchungshorizonten

Tiefe (m)	Größe	9.—11.	12.—14.	15.—17.	18.—20.	21.—23.	24.—28. 4.	9.—16. 4.	9.—22. 4.	9.—23. 4.
0	Chl.	0,615*	0,025 ^{n.s.}	0,126 ^{n.s.}	0,192*	0,253**	—0,120 ^{n.s.}			
	PO ₄	—0,048**			—0,004***					
	NO ₃	—0,440**	—0,049 ^{n.s.}	0,007 ^{n.s.}						
	NH ₄	—0,157 ^{n.s.}								
3	Chl.	0,632**	0,211**	0,057 ^{n.s.}	0,178 ^{n.s.}	0,143 ^{n.s.}	—0,175 ^{n.s.}			
	PO ₄	—0,050***			—0,005***					
	NO ₃	—0,435**	—0,045 ^{n.s.}	—0,005 ^{n.s.}						
	NH ₄	—0,215***						—0,164***		
10	Chl.	0,280**	0,277*	0,139 ^{n.s.}	0,168 ^{n.s.}	0,191 ^{n.s.}	—0,107 ^{n.s.}			
	PO ₄	—0,034**			—0,006***					
	NO ₃	—0,302**	—0,101*	—0,040 ^{n.s.}						
	NH ₄	—0,235***								
20	Chl.	0,056 ^{n.s.}	0,248 ^{n.s.}	0,214 ^{n.s.}	0,217 ^{n.s.}	0,097 ^{n.s.}	—0,076 ^{n.s.}			
	PO ₄	—0,028**			—0,010***					
	NO ₃	—0,045 ^{n.s.}	—0,129 ^{n.s.}	—0,050 ^{n.s.}						—0,122***
	NH ₄	—0,239***								
30	Chl.	0,141**	—0,073 ^{n.s.}	0,235 ^{n.s.}	0,220 ^{n.s.}	0,332*	—0,203**			
	PO ₄	—0,031**			—0,010***					
	NO ₃	—0,165 ^{n.s.}	0,035 ^{n.s.}	0,070 ^{n.s.}	—0,209 ^{n.s.}	—0,221**				
	NH ₄	—0,267***								—0,096***

*** = P = <0,001

** = P = <0,01

* = P = <0,05

n. s. = P = >0,05 oder nicht signifikant

Generell wurden die Regressionsbeziehungen nur so lange berechnet, wie die Werte deutlich vom Nachweislimit abwichen (vgl. dazu auch Abb. 14). Freie Felder zeigen damit, daß diese Größe in dieser Tiefe keine Veränderung mehr erfuhr. Im Falle von Phosphat veranschaulicht der Wert unter dem 18.—20. 4. in Verbindung mit dem durchgehenden Strich, daß dieser Wert für den Zeitraum vom 12.—28. 4. den Trend angibt.

Diese Form der Darstellung wurde gewählt, um neben der Abbildung und in Ergänzung zu dem oben Gesagten, den von Schwingungen freien Trend der Größen zu zeigen.

Die Diskussion der Prozesse im Pelagial während der Blüte berührt natürlich auch die Problematik der Begrenzung der Produktivität des Phytoplanktons, d. h. die Beendigung der Massenproduktion. Nach den erhaltenen Ergebnissen liegt eindeutig eine N-Limitierung vor, die sich vorwiegend auf das anomale N/P-Verhältnis (NEHRING, 1981) und die spezifischen Remineralisations- bzw. Produktionsbedingungen in der Ostsee im Frühjahr gründet. Zu Beginn der Untersuchungen wurde ein N/P-Verhältnis (Nitrat + Ammonium/Phosphat) von 8,7:1 gefunden. Bezieht man Harnstoff mit in die Relation ein, so ergibt sich immer noch ein Verhältnis von 10,3:1 und damit ein erhebliches Defizit. Nach der Aufzehrung der Stickstoffkomponenten verblieb Phosphat im Wasser ($0,2 \mu\text{mol} \times 1^{-1}$), was dann einer Aufnahme von N/P im Verhältnis 15:1 durch das Phytoplankton entsprach. Damit hatte die Redfield-Beziehung (REDFIELD, 1934) im weitesten Sinne weiterhin ihre Berechtigung. Offensichtlich bricht die Blüte kurz nach der Aufzehrung des N-Vorrats zusammen. Dafür scheinen mehrere Gründe verantwortlich. Einmal ist auf Grund der niedrigen Wassertemperaturen die pelagische Gemeinschaft nicht genug gereift, d. h., das Zooplankton ist wegen seiner langsamen Antwort nicht in der Lage, die luxuriösen Futterbedingungen im Frühjahr zu nutzen. Damit sinkt der überwiegende Teil der Phytoplanktonbiomasse aus (v. BODUNGEN et al., 1981; PEINERT et al., 1982) und geht der pelagischen Gemeinschaft sowie der

Remineralisierung in diesem Biotop verloren. So konzentriert sich die Remineralisierung auf den Weg Exsudate — Bakterien — Mikrozooplankton. Sie wird jedoch ebenfalls durch die niedrigen Temperaturen negativ beeinflußt und kann allein für die Aufrechterhaltung der Blüte nicht aufkommen. Der andere bedeutende Remineralisationsweg μ -Algen — Mikro- oder Mesozooplankton, der im Sommer außerordentlich wichtig ist, bleibt wegen der geringen Abundanz der μ -Algen im Frühjahr ohne Einfluß.

Zusammenfassende Bemerkungen

1. Im Frühjahr 1981 gelang es erstmals in der Ostsee im Rahmen von Zeitreihenuntersuchungen den vollständigen Gang einer Frühjahrblüte zu verfolgen.
2. Wie bei SCHULZ et al. (1984) analysiert, waren offensichtlich Anfang April in der Arkonasee die notwendigen ozeanologischen (Nährstoffe, Verringerung der durchmischten Schicht im Verhältnis zur euphoten Schicht oder der kritischen Tiefe), biologischen (in bezug auf Licht und Nährsalze konditioniertes Phytoplankton) und meteorologischen (Strahlung) Vorbedingungen erfüllt, die zur Frühjahrblüte führen.
3. Aus nachwinterlichen Bedingungen (niedrige Temperatur, hoher Nährsalzgehalt, geringe Phyto- und Zooplanktonbiomasse) entwickelte sich rasch eine Diatomeengemeinschaft. Sie war durch Chaetoceros-Arten, Thalassiosira rotula, Achnanthes taeniata und Skeletonema costatum dominiert.
4. Insbesondere die Stickstoffkomponenten der Nährsalze wurden im Oberflächenwasser (euphote Schicht) schnell aufgebraucht.
5. Die Blüte wurde durch die sukzessive Aufzehrung der Nitratreserven bis zur Salzgehaltssprungschicht begrenzt. Sie endete nach 3 Wochen, ohne daß sich die Tem-

peraturesprungschicht ausgebildet hatte. Die Blüte dauerte relativ lange, was unter anderem mit der von NEHRING (1981) belegten Zunahme der Nährsalze im winterlichen Oberflächenwasser in Verbindung gebracht wird.

6. Das Zooplankton zeigte im Gegensatz zum Phytoplankton im Untersuchungszeitraum keinen zunehmenden Trend. Damit wird erneut die geringe Bedeutung des Mesozooplanktons für den Stoffwechsel im pelagischen Ökosystem zu dieser Jahreszeit (niedrige Temperatur) unterstrichen.
7. Alle untersuchten Größen (ausgenommen das Zooplankton) wiesen einen mehr oder weniger stark ausgebildeten Trend auf und unterlagen starken kurzperiodischen Schwankungen, die im wesentlichen durch advective Prozesse zu erklären sind.
8. Die Isoplethendiagramme der physikalischen, chemischen und biologischen Größen geben keinen Hinweis dafür, daß die bei MATTHÄUS et al. (1986) identifizierten Wirbel die Feldverteilungen beeinflußt haben.
9. Neben den advektiv bedingten Veränderlichkeiten lassen die Konzentrationen von Chlorophyll, Nitrat und Phosphat Tagesgänge erkennen, wobei sich die Chlorophyllwerte umgekehrt proportional zu den Nährstoffkonzentrationen verhalten.

Literatur

- ACKEFORS, H.: Ecological zooplankton investigations in the Baltic proper 1963—65. Lysekil Ser. Biol. **18** (1969) 139.
- BODUNGEN, B. VON BRÖCKEL, K. VON, SMETACEK, V. and ZEITZSCHEL, B.: Growth and sedimentation of the phytoplankton spring bloom in the Bornholm Sea (Baltic Sea). Kieler Meeresforsch. Sonderh. **5** (1981) 49—60.
- HERNROTH, L. and ACKEFORS, H.: The zooplankton of the Baltic proper — a longterm investigation of the fauna, its biology and ecology. Lysekil 1977, pp. 60.

KAISER, W. and SCHULZ, S.: On the causes for the differences in space and time of the commencement of the phytoplankton bloom in the Baltic. Kieler Meeresforsch. Sonderh. **4** (1978) 161—170.

MC CARTHY, I. I.: Nitrogen. In: MORRIS, I. (ed.); The physiological ecology of phytoplankton. Blackwell, Scientific Publ., London 1980, pp. 191—233.

MATTHÄUS, W.: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. **40** (1977) 117—155.

MATTHÄUS, W., SAMMLER, R. und SCHWABE, R.: Mesoscale Strömungsmuster und ihre Charakteristika im Zentralen Arkonabecken im April 1981. Beitr. Meereskunde, H. **54** (1986) im Druck.

NEHRING, D.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969—1978. Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. **35** (1981) 39—220.

PEINERT, R., SAURE, A., STEGMANN, P., STIENEN, C., HAARDT, H. and SMETACEK, V.: Dynamics of primary production and sedimentation in a coastal ecosystem. Neth. J. Sea Res. **16** (1982) 276—289.

PRANDKE, H.: Einige Ergebnisse der Lichtstreuuntersuchungen in der mittleren Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. **44/45** (1980) 43—54.

REDFIELD, A. C.: On the proportions of organic derivatives in sea water and their relations to the composition of plankton. James Johnston Memorial Vol., Liverpool 1934, pp. 177—192.

SCHULZ, S., KAISER, W. and BREUEL, G.: The annual course of some biological and chemical parameters at two stations in the Arkona and Bornholm Sea in 1975 and 1976. Kieler Meeresforsch., Sonderh. **4** (1978) 154—160.

SCHULZ, S. and BREUEL, G.: Variations in primary production, chlorophyll a, phytoplankton and zooplankton during an anchor station in the Central Arkona Sea in July, 1978. Leningrad, Gidrometeoizdat 1984, part 4, pp. 45—61.

SCHULZ, S., KAISER, W. and BREUEL, G.: Results of long-term observations of production biological parameters in the Arkona Sea. Proc. XIII Conf. Balt. Oceanogr. Vol. II (1982), pp. 617—627.

SCHULZ, S., BREUEL, G., IRMISCH, A., SIEGEL, H. and KELL, V.: Results of ecological investigations during the spring bloom in the Arkona Sea. Ophelia Suppl. 3 (1984) 213—227.

SCHULZ, S., BREUEL, G., IRMISCH, A., JOST, G. and SIEGEL, H.: Ergebnisse ökologischer in situ Untersuchungen an in Plastikbehältern eingeschlossenen Planktongemeinschaften der Arkonasee im Frühjahr 1981. Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. **41** (1985) pp. 66.

YENTSCH, C. M., YENTSCH, CH. S. and STRUBE, L. R.: Variations in ammonium enhancement an indication of nitrogen deficiency in New England coastal phytoplankton populations. J. Mar. Res. **35** (1977) 537—555.

Abschluß der Arbeit: 30. 6. 1984

Zur Veröffentlichung angenommen: 19. 12. 1984

Anschrift der Verfasser:

Dr. SIGURD SCHULZ, Dipl.-Biol. GÜNTHER BREUEL, Dr. ANDREAS IRMISCH, Dipl.-Phys. HERBERT SIEGEL, Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR, 2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

Dr. VOLKBERT KELL, Sektion Biologie der Wilhelm-Pieck-Universität Rostock

LUTZ BRÜGMANN, KARL-HEINZ ROHDE, and MANFRED MOHNKE

Contaminants as tracers for water bodies of the Baltic Sea and North Sea

With 1 figure

Release of the artificial radionuclide Cs-137 by the point sources Windscale-Sellafield/UK and Cape la Hague/France can be used as excellent conservative tracer to characterize circulation processes in the North Atlantic (ZIMMERMANN, 1984) and to estimate time scales for the influx of Atlantic waters into the North Sea and further into the Baltic Sea (KAUTSKY, 1981). We investigated other contaminants, originating in many different sources, if they could be utilized similarly. Therefore data were examined on the distribution of trace metals, chlorinated and petroleum hydrocarbons in samples taken 1981 and 1983 between the western Baltic and the North Sea. Contaminants are utilizable as tracers there, if they show a) significant concentration gradients between both areas, b) conservative behaviour, c) persistence against decomposition and sedimentation in relation to the time scales of the water exchange processes, if they d) are only minor influenced by atmospheric inputs and e) can be determined in ultratrace levels with sufficient accuracy and precision. Criterion a) is fulfilled by many of the investigated contaminants (Cd, Cu, Ni, Pb, Zn, HCH isomers, DDT, PCB, oil) except Co, Fe, Hg and HCB. Applying other criteria eliminated PCB, Pb and oil (b and c), Cd and Zn (d), DDT, β - and δ -HCH (e). The remaining determinants were correlated with the salinity. The resulting regression equations clearly reflect the higher contaminant load of brackish waters.

$$\begin{aligned} \text{Cu (nmol} \cdot \text{kg}^{-1}) &= 18-450 S \quad (r = -0.82; n = 47), \\ \text{Ni (nmol} \cdot \text{kg}^{-1}) &= 16-350 S \quad (r = -0.91; n = 48), \\ \alpha\text{-HCH (ng} \cdot \text{kg}^{-1}) &= 5.0-120 S \quad (r = -0.71; n = 32), \\ \gamma\text{-HCH (ng} \cdot \text{kg}^{-1}) &= 3.0-78 S \quad (r = -0.68; n = 32). \end{aligned}$$

A station in the Skagerrak/Norwegian Trench, depth 550 m, was taken to demonstrate the different load of selected water bodies. Fig. 1 represents the mean of three vertical profiles obtained in May/June 1981 and 1983. The surface water with significant higher contaminant levels originates from the Baltic (Kattegat). The water layers below it are fed by the Atlantic through the central and southern North Sea and from

the north. Parts of the inflowing North Atlantic waters during passage of shallower areas of the North Sea or of the Norwegian Trench apparently take up eroded suspensions enriched in contaminants and/or remobilized dissolved substances from the sediment. This hypothesis would explain significant maxima observed between 100 m and 400 m, which were correlated with higher salinities, seston, nitrate and silicate contents.

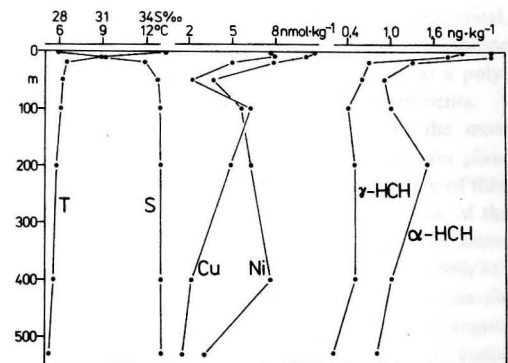


Fig. 1
Vertical profiles of temperature, salinity and some contaminants at a station in the Skagerrak/Norwegian Trench, 1981/83

Summarizing it shall be stated, that contaminant concentrations could give valuable information for investigations on the water exchange between the Baltic Sea and North Sea. This is especially true for Cu, Ni and the two predominant HCH isomers.

References

- KAUTSKY, H.: Radiological investigations in the western Baltic Sea including Kattegat during the years 1975 to 1980. — Dt. hydrogr. Z. **34** (1981), 125–149.

ZIMMERMANN, J. T. F.: Windscale effluent as a tracer for continental shelf circulation. — *Nature* **311** (1984), 102–103.

Addresses of the authors:

Dr. sc. LUTZ BRÜGMANN
Dr. rer. nat. KARL-HEINZ ROHDE
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

Received: January 15, 1985
Accepted: January 25, 1985

Dr. rer. nat. MANFRED MOHNKE
Akademie der Wissenschaften der DDR
Forschungsstelle für Chemische Toxikologie
DDR-7050 Leipzig, Permoserstr. 18

Beiträge zur Meereskunde, Heft 53, S. 65, Berlin 1985 (Wissenschaftliche Kurzmitteilung)

SIGURD SCHULZ

Brief information on the forthcoming international Patchiness Experiment PEX '86 in the Baltic Sea

The inhomogeneous distribution of matter and properties in the sea (patchiness) reflects an actual problem of basic science. Without the knowledge of the distribution patterns, their scales in space and time, their variability and causes an understanding of the functioning of the ecosystem and the control of the environment seems to be insufficient. On the basis of these facts, the ICES/SCOR working group "On study of the pollution of the Baltic Sea" at their Meeting in Tallinn, USSR, 22–23 March, 1983, recommended an international programme devoted to patchiness problems. At meetings in Copenhagen, April 1984 (ICES document C.M. 1984/E:18), and after the Conference of Baltic Oceanographers in Gdynia, October 1984, further details were discussed.

In February 5–7, 1985, the Institute of Marine Research of the Academy of Sciences of the GDR hosted a planning group of the Baltic bordering countries for further considerations on PEX '86.

The scientific aims for PEX '86 were defined as the following:

- Study of the vertical and horizontal distribution patterns of oceanographic parameters in the Baltic Sea
- Causes for the inhomogeneous distribution of the parameters generated by coupling of physical and biological processes
- Importance of the inhomogeneous distribution for the different compartments of the ecosystem and the inherent processes

In PEX '86, which will take place in the last decade of April/first decade of May 1986 in the southern part of the Gotland Sea, 9–12 research vessels of all

Baltic bordering countries shall participate. The observation strategy will comprise traditional oceanological investigations and meteorological observations as well as remote sensing from aeroplans and from satellites. Further on a net of moored buoys mainly equipped with current meters and thermistor chains is planned.

The oceanological investigations follow the methodological guidelines for the Baltic Sea Monitoring Programme (BMP) in the frame of the Helsinki Convention on Protection of the Baltic Sea for the physical, chemical and biological parameters. The programme shall comprise simultaneous investigations at a polygon, time series observations and drift experiments.

The forthcoming PEX '86 belongs to the most complex international research experiment ever planned and carried out in the Baltic. Being aware of this, the International Council for the Exploration of the Sea (C. Res. 1984/3:5) declared 1985/86 as an International Baltic Year (IBY II, after IBY I 1969/70). ICES encouraged the governments and the scientific bodies (Helsinki Commission, Baltic Marine Biologists and Conference of Baltic Oceanographers) of the Baltic countries to make every effort to support this event.

Address of the author:

Dr. SIGURD SCHULZ
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

Received: April 10, 1985 Accepted: April 15, 1985

BERNHARD ULLRICH

Meeresfreiheit und Forschungsfreiheit nach der III. UNO-Seerechtskonferenz (Rezension)

Am Institut für ausländisches Recht und Rechtsvergleichung der Akademie für Staats- und Rechtswissenschaft der DDR verteidigte jüngst Dr. jur. HANS-JÜRGEN BOX (1984) die Thesen zu einer Dissertation B über obiges Thema.

Mit der Arbeit wird erstmals in der DDR-Literatur das völkerrechtliche Regime der wissenschaftlichen Meeresforschung im Komplex von politischen, rechtlichen und wissenschaftlich-technischen Fragen behandelt. Ausgehend von einer sowohl historischen als auch modernen wissenschaftlich-technischen Charakterisierung der Meeresforschung als Nutzungsart des Meeres wird ein Grundanliegen der Arbeit herausgearbeitet: die Privilegierung der Meeresforschung gegenüber anderen Nutzungsarten sowie die Notwendigkeit, diese Privilegierung auch rechtlich abzusichern.

Nach Analyse der Genfer Seerechtskonventionen von 1958 sowie der Staatenpraxis bis zum Beginn der III. UNO-Seerechtskonferenz bestimmt der Verfasser das so entstandene Rechtsregime der Meeresforschung. Dies ist insofern bedeutsam, als damit einerseits Kriterien für die Beurteilung der Forschungsregelungen in der neuen Seerechtskonvention hergeleitet werden können und andererseits das derzeitige Rechtsregime der Meeresforschung durchsichtiger gemacht werden kann.

Theoretisches Kernstück der Arbeit ist die Weiterentwicklung des Prinzips der Meeresfreiheit auf die Forschungsfreiheit. Der Verfasser betrachtet und wertet die Entwicklungsetappen der Meeresfreiheit, die Zusammenhänge und Wechselwirkungen von Vertragsrecht, Gewohnheitsrecht und *ius cogens*, die Staatenpraxis bis zur Gegenwart sowie neue seerechtliche Grundkonzeptionen und befaßt sich ausführlich mit den Besonderheiten der III. UNO-Seerechtskonferenz und der III. UNO-Seerechtskonvention. Zu letzterem werden solche Fragen behandelt wie: Gesamtrevision des Seerechts, Paketcharakter und Kon-

sensus, Wirkungen der Verhandlungen und der Zeichnung. Der Verfasser kommt zu der Aussage, daß die neue Seerechtskonvention ungeachtet ihres noch nicht erfolgten Inkrafttretens nicht nur politische und tatsächliche, sondern auch rechtliche Wirkungen besitzt, die insbesondere positive Bedeutung für die Herausbildung und Feststellung von Gewohnheitsrecht haben. Schlußfolgernd wird festgestellt, daß das Prinzip der Meeresfreiheit auch nach der III. UNO-Seerechtskonferenz — wenn auch modifiziert — weiterbesteht, als *ius cogens* anzusehen ist und die Forschungsfreiheit Bestandteil der Meeresfreiheit ist.

Unter Berücksichtigung dieser Aussagen sowie der eingangs erwähnten Privilegierung der Forschung werden die Regelungen der neuen Seerechtskonvention, insbesondere die die Forschung betreffenden, analysiert und ausgelegt.

Besondere Aufmerksamkeit verdienen die Analyse und Interpretation des gegenwärtigen völkerrechtlichen Regimes der Meeresforschung, das sich nach Meinung des Verfassers darstellt als Vertragsrecht der Genfer Seerechtskonventionen von 1958, als existierendes Gewohnheitsrecht und als sich herausbildendes Gewohnheitsrecht, das von der III. UNO-Seerechtskonferenz und der neuen Seerechtskonvention positiv beeinflußt wird, wobei die besonderen Wirkungen des letztgenannten Rechtsbildungs- und Rechtssetzungsprozesses zu berücksichtigen sind. Diese Aussage ist sowohl von theoretischer als auch von praktischer Bedeutung. Zum einen werden neue Akzente für die Bearbeitung von Fragen der Entstehung und Entwicklung von Völkerrecht gesetzt, zum anderen scheint eine analoge Anwendung auf das internationale Seerecht insgesamt gegeben.

Der Verfasser hat über die besprochenen Probleme hinaus Ansätze geliefert und damit die Grundlage für eine weitere Bearbeitung von Rechtsfragen der Meeresforschung in der DDR gegeben.

Literatur

Box, H.-J.: Meeresfreiheit und Forschungsfreiheit nach der III. UNO-Seerechtskonferenz. Diss. B. — Potsdam-Babelsberg: Akademie für Staats- und Rechtswissenschaft der DDR 1984 (unveröffentlicht).

Anschrift des Autors:

Dipl.-Jur. Dipl.-Ing.-Ök. BERNHARD ULLRICH

Akademie der Wissenschaften der DDR

Institut für Meereskunde

DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestraße 15

Eingereicht: November 1984

Zur Veröffentlichung angenommen: 20. Dezember 1984

HARTMUT PRANDKE and ADOLF STIPS

Free sinking probe for horizontal coherence investigation of microstructure

With 2 figures

For detailed investigations of the microstructure of the density stratification in the sea not only the vertical scales are of interest, but also the horizontal scales of the small scale structure elements.

On the basis of the free sinking microstructure profiler MSS (detailed description: PRANDKE et al., 1985, preliminary results: PRANDKE and STIPS, 1984a and b) we developed a special modification of the probe for the investigation of the horizontal coherence of microstructure (called KMS). In contrast to the

MSS, the KMS is equipped with two temperature sensors (response time 27 ms). The horizontal distance of these sensors can be varied from 2 mm to 2 m (see figure 1). With this probe we can simultaneously obtain two high resolution temperature profiles, horizontally separated in the mentioned range. The mean dropping velocity of the KMS is 0.6 m/s. Depth control, data transfer to the board unit, computer controlled data registration and computation of absolute temperature values are analogous to the MSS measuring system.

During two cruises in 1984 the KMS was used for investigations of the horizontal coherence of micro-

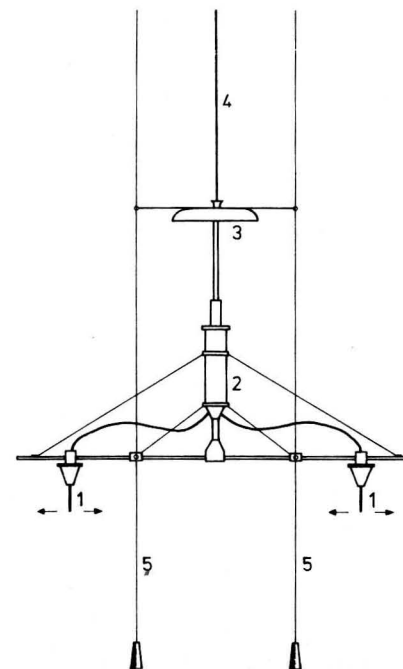


Fig. 1

The free sinking probe KMS for horizontal coherence investigation of microstructure. 1 — temperature sensor, 2 — pressure-tight housing for sensor electronics, 3 — brake parachute, 4 — electrical cable to the board unit, 5 — nylon strings for vertically guidance

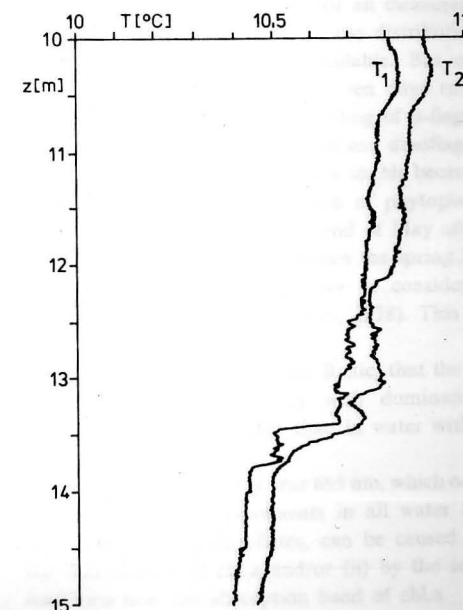


Fig. 2

Example of simultaneously measured temperature profiles. Horizontal distance between the temperature sensors 60 cm, measured July, 12th, 1984 in the western Baltic.

structure of the Baltic pycnoclines. We obtained several hundred profiles in bursts of about twenty profiles at each of the selected horizontal distances between the sensors. In many recordings we found considerable differences in the small scale structures between the simultaneously registrated profiles, even at small horizontal distances. An example is given in figure 2.

The experimental investigations of the horizontale coherence of microstructure with the KMS will be continued in the next time.

References

- PRANDKE, H.; KRÜGER, S.; ROEDER, W. (1985): Aufbau und Funktion einer frei fallenden Sonde zur Untersuchung der Mikrostruktur der thermohalinen Schichtung im Meer. — *Acta Hydrophysica* 29 (1985) 2/3, 165—210.
- PRANDKE, H.; STIPS, A. (1984a): The step-like structure of the Baltic pycnoclines. — *Proceedings of the XIV Conference of Baltic Oceanographers, Gdynia*, 28. Sept.—2. Oct. 1984 (in print).

PRANDKE, H.; STIPS, A. (1984b): Microstructure patches in the Baltic pycnoclines. — *Proceedings of the XIV Conference of Baltic Oceanographers, Gdynia*, 28. Sept.—2. Oct. 1984 (in print).

Address of the authors:

Dr. HARTMUT PRANDKE
Dipl.-Phys. ADOLF STIPS
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

Received: March 15, 1985

Accepted: April 9, 1985

HERBERT SIEGEL

On the reflectance maximum of seawater near 685 nm

With 1 figure

The spectral reflectance of seawater shows in many cases a maximum at 685 nm. Some authors noted this maximum and discussed two possibilities of interpretation. The first one is the selected light scattering by pigmented particles such as μ -algae in the vicinity of the absorption band of chlorophyll-a (LATIMER, 1959). The second is the fluorescence emission of chlorophyll-a at 685 nm (KISHINO et al., 1984).

Measurements of the spectral upward radiance L_u just below the sea surface and of the spectral irradiance E_G above the surface were carried out in the Baltic during two cruises of the Institute of Marine Research. The investigations took place in the Gotland Basin in June and in the Arkona Basin in September 1983. These measurements were used for the calculation of the spectral reflectances $\mathfrak{R} = \pi \cdot L_u / E_G$.

The spectral reflectance curves from June and September differed especially in the long wavelength range near 685 nm. In Figure 1 two examples are shown, one for each month. In June no maxima were found in all 21 measurements, whereas in September maxima occurred in all 19 curves.

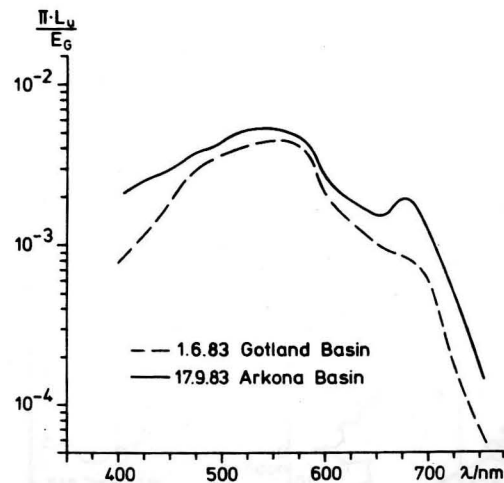


Fig. 1
Spectral reflectances of two stations in the Baltic

For the discussion of the reasons for these differences the chlorophyll-a concentration were taken into account. The chlorophyll-a concentration differed in the average from 1.54 mg/m³ in June to 2.63 mg/m³ in September. The range of variation were in June between 0.9 and 2.7 mg/m³ and in September between 1.8 and 3.2 mg/m³. Because in June no maxima were found in all cases, the chlorophyll-a concentration can't be responsible for these maxima alone.

STIENEN (1983) showed, that the fluorescence/chl.a ratio varies for different dominating phytoplankton species. Therefore the actual distribution of phytoplankton species must be considered. In September the microalgae for instance μ -flagellates were determined as the dominating species with 70—90% of the whole individual numbers for all measurements. For June no determinations of the distributions of phytoplankton species were available. But on the base of preceding investigations ten days earlier a phytoplankton community consisting of μ -flagellates (25%), blue-green algae, diatoms and dinoflagellates was found. These data seem to be usable because the determination of the distribution of phytoplankton species were carried out at the end of May after the spring bloom. The period between the spring bloom and the summer conditions may be considered as a transient phase (SCHULZ et al., 1978). This phase may last 3—4 weeks.

STIENEN, pointed out for the Baltic, that the fluorescence/chl.a ratio in water with dominating μ -flagellates is 3 times higher than in water with high diatom concentration.

The reflectance maxima near 685 nm, which occurred in the presented measurements in all water bodies with dominating μ -flagellates, can be caused (i) by the fluorescence of chl.a and/or (ii) by the selected scattering near the absorption band of chl.a.

In further investigations we want to study the connection between the appearance of the reflectance maximum at 685 nm and the distribution of the phytoplankton species as well as the fluorescence-chl.a ratio.

References

- KISHINO, M.; S. SUGIHARA; OKAMI, N.: Influence of fluorescence of Chlorophyll-a on underwater upward irradiance spectrum. *La mer* 22: (1984), 224–232.
- LATIMER, P.: Influence of selected light scattering on measurements of the absorption spectra of *Chlorella*. *Plant Physiol.* 34: (1959), 193–199.
- SCHULZ, S.; W. KAISER; BREUEL, G.: The annual course of some biological and chemical parameters at two stations in the Arkona and Bornholm Sea in 1975 and 1976. *Kieler Meeresforsch., Sonderh.* 4: 154–160.

STIENEN, C.: Chlorophyll-a fluorescence related to phytoplankton species succession and daylight. *International Council for the Exploration of the Sea. C.M.* 1983/L:22.

Address of the author:

Dipl.-Phys. HERBERT SIEGEL
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestraße 15

Received: February 15, 1985

Accepted: April 15, 1985

DIETWART NEHRING, EBERHARD FRANCKE, and GÜNTER MÜLLER

The North Sea — Baltic Sea Water Exchange Project (NOWAP)

With 1 figure

In March 1985 the Institute of Marine Research of the Academy of Sciences of the GDR, Rostock-Warnemünde, commenced a new project concerning the large-scale water exchange between the North Sea and the Baltic proper. This project is named "Nordsee — Ostsee Wasser-Austausch-Projekt" (NOWAP) and was started in order:

- to improve the forecast of large-scale hydrographic variations in the western and central Baltic Sea in connection with the programme "Water Exchange across the Darss Sill" (WEDS; MATTHÄUS et al., 1981a, b),
- to contribute oceanographical information to the ICES activities ("Herring Assessment Group for

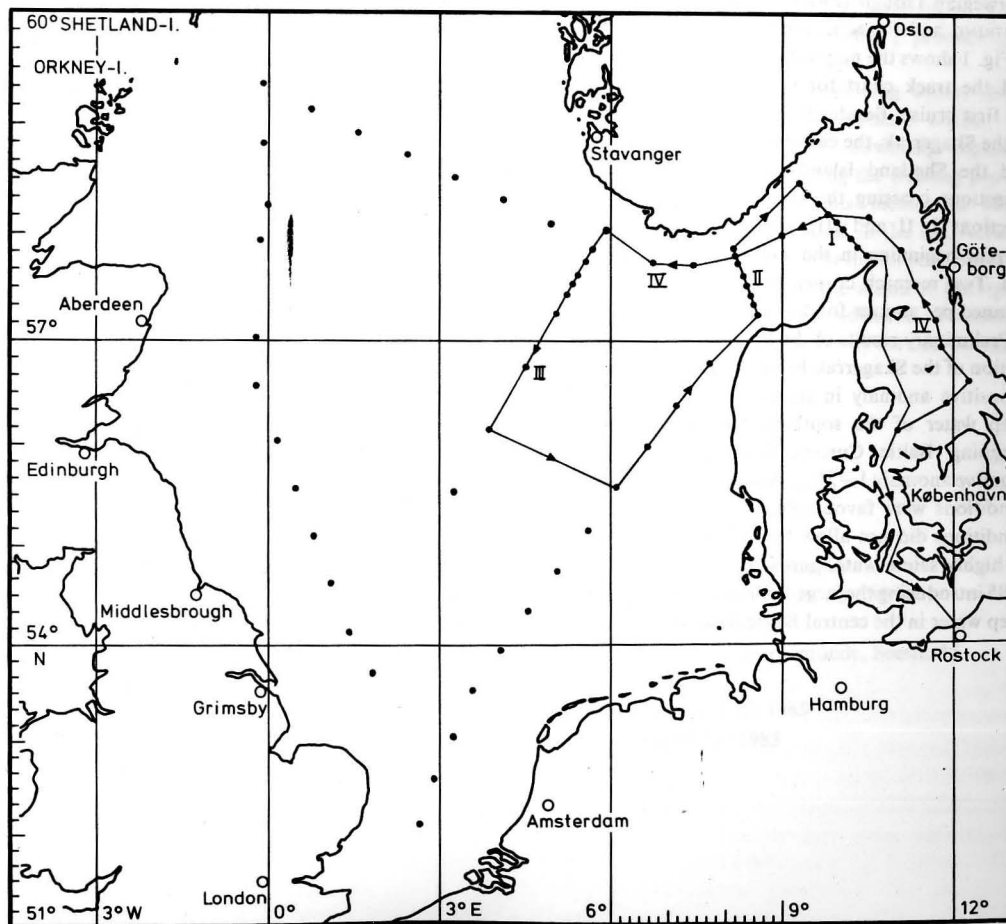


Fig. 1

the Area South of 62°N", "Working Group on Assessment of Pelagic Stocks in the Baltic" and "Advisory Committee on Fishery Management") studying the migration and fluctuation of herring stocks between the western Baltic Sea and the Skagerrak area with the special responsibility of the GDR on the protection of the feeding and spawning areas around the Island of Rügen,

— to study the influence of the North Sea on the pollution of the Baltic proper (e.g. BRÜGMANN et al., 1981) in the frame of the "ICES-Baseline Studies in the North Atlantic 1985/86", the "Global Investigations of the Pollution of the Marine Environment" (GIPME), and the "Marine Pollution Monitoring" (MARPOLMON).

The Project refers to earlier oceanological investigations in connection with the herring fisheries in the Norwegian Trough (FRANK et al., 1966, 1972, 1973, NEHRING and FRANCK, 1968).

Fig. 1 shows the map with the stations of the Project and the track chart for the reduced programme of the first cruise. Besides the triangle between the exit of the Skagerrak, the entrance to the English Channel, and the Shetland Islands, the programme includes 3 sections crossing the Baltic Current rectangularly (Sections I, II and III) and one section along this current beginning in the southern Kattegat (Section IV). Two research cruises concerning the Project are planned per annum for the next years.

Preliminary results of the first cruise show the penetration of the Skagerrak Front far to the south causing a positive anomaly in salinity of about 3‰ in the deep water of the southern Kattegat, whereas the outgoing Baltic Current was characterized by a negative anomaly 1–2‰. Although the oceanological conditions were favourable, the local meteorological conditions did not allow the influx of large amounts of highly saline water across the Darss Sill in winter 1985 introducing the large-scale renewal of the stagnant deep water in the central Baltic basins.

References

- BRÜGMANN, L.; ROHDE, K.-H.; MOHNKE, M.; WEISS, D.; KUNERT, J.; MOENKE, R.: Preliminary results on the distribution of some pollutants in the Baltic 1980 and 1981. — C.M. 1981/E:61, 15 pp.
- FRANCK, H.; NEHRING, D.; ROHDE, K.-H.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Norwegischen Rinne im April 1965. — Z. Fischerei, N.F. 14 (1966), 111–122.
- FRANCK, H.; NEHRING, D.; SCHULZ, S.: Ozeanologische Untersuchungen der DDR in der nordöstlichen Nordsee in den Jahren 1965–1969. — Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 8 (1972), 81 pp.
- FRANCK, H.; NEHRING, D.; SCHULZ, S.; KAISER, W.: Ozeanologische Untersuchungen im Gebiet der Norwegischen Rinne. — Fischerei-Forsch. 11 (1973), 61–72.
- MATTHÄUS, W.; FRANCKE, E.; LASS, H.-U.; SCHWABE, R.: Untersuchungen der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darßer Schwelle. — Beitr. Meereskd. 47 (1981), 31–50.
- MATTHÄUS, W.; SCHWABE, R.; FRANCKE, E.; LASS, H.-U.: Inflow patterns of saline water across the Darss Sill into the Baltic during summer 1980. — Annl. Biol. (Copenhagen) 37 (1981), 92–95.
- NEHRING, D.; FRANCK, H.: Beziehungen zwischen dem hydrographisch-chemischen Aufbau und der Phytoplanktonproduktion in der Norwegischen Rinne im Frühjahr 1966. — Z. Fischerei, N.F. 16 (1968), 119–133.

Address of the authors:

Prof. Dr. sc. DIETWART NEHRING,
Dipl.-Met. EBERHARD FRANCKE,
Dr. GÜNTER MÜLLER
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

Received: April 18, 1985 Accepted: May 9, 1985

DIETWART NEHRING

On the nutrient concentrations in brackish water sea-ice

With 1 table

The severe winter in 1985 offered the opportunity to study the nutrient concentrations in sea-ice of the western Baltic. Roughly 2 dm³ samples of drift ice were melted in a glass covered with aluminium foil in order to exclude air-borne contamination. The concentrations of phosphate, nitrate, nitrite, and ammonia as well as the salinity and pH values were measured in the melting water. Different fractions of the melting water yield nearly the same nutrient concentrations, thus indicating the homogeneous composition of the ice.

Table 1
Nutrient concentrations, salinity, and pH values in ice and water from the central Arkona Sea

		ice	water	E
PO ₄ ³⁻	μmol/dm ³	0.21	0.62	-0.66
NO ₃ ⁻	μmol/dm ³	0.68	4.20	-0.83
NO ₂ ⁻	μmol/dm ³	0.06	0.33	-0.82
NH ₄ ⁺	μmol/dm ³	1.49	0.33	+3.66
S	10 ⁻³	1.01	8.34	-0.88
pH		7.79	8.04	

Tab. 1 shows typical results for drift ice from the central Arkona Sea, together with the corresponding data of the surrounding water. The ice was about 30 days old. Freshly formed sea-ice produced similar data. Factors E for the impoverishment

$$E = \frac{c_i}{c_w} - 1$$

c_i — conc. in ice

c_w — conc. in water

(minus) or the enrichment (plus) between the both phases were also calculated (Tab. 1). Although the drift ice was probably not collected at the place of its origin, these calculations are entitled, because the nutrient concentrations and the salinity differ only insignificantly in the winter surface layer of the Arkona Sea in the whole. An exception was ammonia whose concentration in the seawater was much higher during the freezing period (1.14 μmol/dm³) producing an enrichment factor of only +0.15.

In comparison to the surrounding water, the ice becomes impoverished in phosphate, nitrate, and nitrite. These nutrients are obviously separated together with the sea-salt during the freezing process.

In contrast to the nutrients mentioned above, ammonia is apparently enriched in the ice. Actually, the ice seems to conserve only the higher concentrations of this nutrient observed in the seawater during the freezing period. The stronger adhesion of ammonia in the ice may be a consequence of the decreasing pH value.

Address of the author:

Prof. Dr. sc. DIETWART NEHRING
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

Received: February 15, 1985

Accepted: April 25, 1985

Note to Contributors:

Manuscripts should be typed in double-spacing and submitted in three copies on white paper of size A4 (297 × 210 mm). Only one side of each sheet should be used. The margins should be 3.5 cm wide at the left side and 2.5 cm wide at the top. Manuscripts should not be longer than 20 pages (including figures). Authors will receive one proof copy for correction. Belated insertions or major changes to the text can not be considered.

Authors are requested to pay special attention to the subsequent notes regarding the preparation of the manuscripts. The following sequence should in general be used:

Title: Full name(s) of the author(s). Below it the complete title of the contribution in English, German and Russian.

Abstract, Zusammenfassung, Резюме: A brief but cogent summary in English, German and Russian must precede each contribution. It should contain informations regarding the methods used and the most important conclusions reached by the author.

Text: Pages belonging to the manuscript must be numbered consecutively. The contribution should be clearly arranged, and the chapters should be consecutively numbered. The following print instructions are to be inserted by the author (in pencil!): spaced print: underlined with dashes; small print: vertical line in the left margin; italics: underlined with undulating line. The names of all authors cited must be written in capitals with the year of publication in brackets after the name. The recommendations given in

the IAPSO-SUN report should be taken into account when presenting measured data (S.I. units). Mathematical symbols, formulae and letters that cannot be typed must be entered carefully and clearly by hand.

Abbreviations should be used only if required repeatedly in the text and should, if necessary, be explained separately at the end of the contribution.

References: The authors cited in the text should be listed alphabetically at the end of the contribution in the following way:

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

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

Abbreviations for journal titles should conform to the procedure of libraries; for non-periodicals, add "No." (of the issue) to avoid confusions.

Author's address: The date on which the contribution was concluded, the full name(s) of the author(s) and their affiliation should be typed at the end of the manuscript.

Figures, tables, legends: Figures must be submitted in printable form drawn on tracing paper with black Indian ink or as photographic copies (black and white). Figures and tables should be numbered according to their sequence in the text and identified on the reverse side by their appropriate number and the author's name. Their desired position in the text should be noted in the left margin. All tables and descriptive captions to figures and tables to be typed on a separate sheet.

Hinweise für Autoren:

Die Manuskripte sind in Maschinenschrift (zweizeilig) auf weißem, einseitig beschriebenen 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 numerieren. 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 Transparenzpapier (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-/Tabellennummer 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.