

# Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 63 · 1992

## Contents

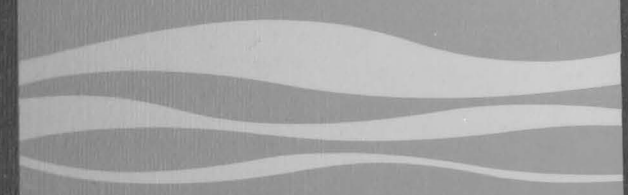
Preface . . . . .	3
P. G. DIETRICH: Morphometric and chemical characteristics of manganese nodules in the equatorial NE-Pacific (in German) . . .	7
R. ENDLER: Physical properties of modern mud deposits of the Arkona basin, Baltic Sea — bulk density (in German) . . . . .	19
E. HAGEN: Estimations of homogeneous top layer — an example from the Namibian upwelling area (in German) . . . . .	29
E. HAGEN, W. ZAHN: Observations of meso-scale mass field structures in the central subtropical northern Atlantic . . . . .	45
H. FRANCK, W. MATTHÄUS: Sea level conditions associated with major Baltic inflows . .	65
H. SIEGEL: On the influence of sediments and phytobenthos on spectral reflectance at the sea surface . . . . .	91
A. STIPS, H. PRANDKE: Temperature gradient spectra of local patches of turbulence in Baltic pycnoclines (in German) . . . . .	105
A. YURKOVSKIS: Regression models of phosphorus concentration in the Baltic Sea	117
<i>Scientific Notes</i> . . . . .	131
<i>Honours</i> . . . . .	137

Akademie Verlag

# Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 63 · 1992



Akademie Verlag

## Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific  
Research

Die „Beiträge zur Meereskunde“ erscheinen in unregelmäßiger Folge und in fortlaufender Numerierung 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. Dieter Lange, Institut für Meereskunde Warnemünde, O-2530 Rostock-Warnemünde, BR Deutschland. 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. Dieter Lange, Institut für Meereskunde Warnemünde, O-2530 Rostock-Warnemünde, Federal Repub-

Begründet von ERICH BRUNS

Herausgegeben von DIETER LANGE

unter Mitwirkung von HANS-JÜRGEN BROSIN,  
LUTZ BRÜGMANN, WOLFGANG MATTHÄUS,  
DIETWART NEHRING, KLAUS STRIGGOW  
und HERBERT FRANK (Schriftleitung)

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

\*

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



# Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 63 · 1992

## Inhalt

Vorwort . . . . .	3
P. G. DIETRICH: Morphometrische Charakteristik und Chemismus von Manganknollen des äquatorialen NE-Pazifik . . . . .	7
R. ENDLER: Physikalische Eigenschaften rezenter Schlickablagerungen des Arkonabeckens, Ostsee — Dichte . . . . .	19
E. HAGEN: Zur Abschätzung einer mittleren homothermen Deckschicht — ein Beispiel aus dem Auftriebsgebiet vor Namibia . . . . .	29
E. HAGEN, W. ZAHN: Beobachtungen mesoskaler Massenfeldstrukturen im zentralen subtropischen Nordatlantik (in Englisch) . . . . .	45
H. FRANCK, W. MATTHÄUS: Die Wasserstandsverhältnisse bei Salzwassereinbrüchen in die Ostsee (in Englisch) . . . . .	65
H. SIEGEL: Über den Einfluß von Sedimenten und Phytobenthosarten auf die spektrale Remission an der Wasseroberfläche (in Englisch) . . . . .	91
A. STIPS, H. PRANDKE: Temperaturgradientenspektren lokaler Turbulenzstrukturen in Sprungschichten der Ostsee . . . . .	105
A. YURKOVSKIS: Regressionsbeziehungen der Phosphorkonzentrationen in der Ostsee (in Englisch) . . . . .	117
Wissenschaftliche Kurzmitteilungen . . . . .	131
Würdigungen . . . . .	137

Herausgeber:

Prof. Dr. Dieter Lange  
unter Mitwirkung von Prof. Dr. Hans-Jürgen Brosin, Prof. Dr. Lutz Brüggemann, Dr. Wolfgang Matthäus,  
Prof. Dr. Dietwart Nehring, Dr. Klaus Striggow und Dr. Herbert Franck (Schriftleitung)  
Institut für Meereskunde, Seestr. 15, O-2530 Warnemünde

Gedruckt mit Unterstützung des Stifterverbandes für die Deutsche Wissenschaft

Das vorliegende Werk wurde sorgfältig erarbeitet. Dennoch übernehmen Autoren, Herausgeber und Verlag für die Richtigkeit von Angaben, Hinweisen und Ratschlägen sowie für eventuelle Druckfehler keine Haftung.

Mit 71 Abbildungen und 16 Tabellen

Lektorat: Dipl.-Met. Heide Deutscher  
Herstellerische Betreuung: Christoph Neubarth

ISBN 3-05-501312-3  
ISSN 0067-5148

© Akademie Verlag GmbH, Berlin 1993

Der Akademie Verlag ist ein Unternehmen der VCH-Verlagsgruppe

Gedruckt auf säurefreiem Papier

Alle Rechte, insbesondere die der Übersetzung in andere Sprachen, vorbehalten. Kein Teil dieses Buches darf ohne schriftliche Genehmigung des Verlages in irgendeiner Form – durch Photokopie, Mikroverfilmung oder irgendein anderes Verfahren – reproduziert oder in eine von Maschinen, insbesondere von Datenverarbeitungsmaschinen, verwendbare Sprache übertragen oder übersetzt werden. Die Wiedergabe von Warenbezeichnungen, Handelsnamen oder sonstigen Kennzeichen in diesem Buch berechtigt nicht zu der Annahme, daß diese von jedermann frei benutzt werden dürfen. Vielmehr kann es sich auch dann um eingetragene Warenzeichen oder sonstige gesetzlich geschützte Kennzeichen handeln, wenn sie nicht eigens als solche markiert sind.

Satz, Druck und Bindung: Druckhaus „Thomas Müntzer“ GmbH, O-5820 Bad Langensalza

Printed in the Federal Republic of Germany

## Vorwort

Im Ergebnis der Neugestaltung von Wissenschaft und Forschung nach der Wiedervereinigung Deutschlands endete die Tätigkeit des Instituts für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR mit dem Ende des Jahres 1991. An seine Stelle ist nunmehr das Institut für Ostseeforschung an der Universität Rostock getreten, das einen Großteil der Aufgaben des früheren Instituts für Meereskunde weiterführt. Damit haben sich neue Bedingungen für die Veröffentlichung der von den Mitarbeitern erbrachten wissenschaftlichen Resultate ergeben. Mit dem vorliegenden Heft stellen daher die „Beiträge zur Meereskunde“ ihr Erscheinen ein. Es liegt nahe, aus diesem Anlaß eine kurze Rückschau über die bisherige Entwicklung der Zeitschrift zu geben.

Nach der Gründung des Instituts für Meereskunde unter ERICH BRUNS im Jahre 1958 und seiner Zuordnung zur Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin 1960 bestand von Anfang an der Wunsch nach einer eigenen Schriftenreihe, weil im Osten Deutschlands keine geeignete Zeitschrift verfügbar war und da vor allem unter den damaligen Bedingungen andere meereswissenschaftliche Publikationsorgane nur bedingt zugänglich waren. BRUNS begründete in seinem Geleitwort zum ersten Heft im März 1960 die Notwendigkeit der neuen Reihe jedoch auch mit der „Erweiterung der Forschungsarbeit auf dem Gebiet der Ozean- und Meereskunde in der ganzen Welt, nicht zuletzt durch internationale Zusammenarbeit in dem 1957–1958 durchgeführten Internationalen Geophysikalischen Jahr“. So fällt die Entstehung der Reihe in eine Zeit, in der, nicht zuletzt als Folge intensivierter mariner Forschungen, die Gründung ozeanologischer Fachzeitschriften weltweit einen merklichen Aufschwung erfuhr.

Obwohl die Zeitschrift ursprünglich für die „Veröffentlichung von Arbeiten aus dem Gebiet der Meereskunde, die vorwiegend im Institut selbst entstanden sind“ gedacht war, blieb sie nicht darauf beschränkt. Dank der Initiative von ERICH BRUNS wurden frühzeitig und in zunehmendem Maße Ergebnisse aus internationalen Vorhaben der Meeresforschung veröffentlicht. Das betraf sowohl Ergebnisse von Programmen im Atlantischen Ozean wie dem Atlantischen Tropischen Experiment (GATE), dem Ersten Globalen Wetterexperiment (FGGE) oder den Kooperativen Untersuchungen im nordöstlichen Zentralatlantik (CINECA) als auch von regionalen Untersuchungen im Ostseeraum wie beispielsweise Aktivitäten der Internationalen Assoziation für Quartärforschung (INQUA), der Ostsee-Ozeanographen (CBO) oder des Internationalen Rates für Meeresforschung (ICES). So wurden bereits 1965 die Ergebnisse mehrjähriger Arbeiten zur Meeresgrundforschung in der westlichen Ostsee gemeinsam mit Fachkollegen aus Dänemark und Polen vorgestellt. Später kamen Autoren aus den alten Bundesländern und Litauen hinzu. Ergebnisse der Syn-

optischen Aufnahme der Ostsee oder des Internationalen Ostseejahres (IBY) wurden ebenso diskutiert wie die bei späteren internationalen Programmen in der Ostsee gewonnenen Resultate.

Erheblichen Umfang nahmen auch die Ergebnisse aus der Zusammenarbeit mit osteuropäischen Forschungseinrichtungen ein. Hier waren es insbesondere Ergebnisse der Problemkommission „Planetare Geophysikalische Forschungen“ der Akademien der Wissenschaften der sozialistischen Länder (KAPG) oder später der Kooperation zum Problem „Weltozean“ im Rahmen des Rates für Gegenseitige Wirtschaftshilfe (RGW).

Die „Beiträge zur Meereskunde“ haben sich in den 32 Jahren ihres Bestehens zu einer Schriftenreihe entwickelt, in der Autoren aus dem In- und Ausland mit Aufsätzen zu einem breiten Spektrum meereswissenschaftlicher Probleme zu Worte kamen. Dabei standen Themen aus dem Ostseeraum im Mittelpunkt der veröffentlichten Beiträge. Mit der Aufnahme in die Marine Science Content Tables der Organisation für Ernährung und Landwirtschaft der Vereinten Nationen (FAO) oder die Aquatic Sciences and Fisheries Abstracts (ASFA) wurden die hier vorgestellten Ergebnisse einem breiteren Kreis von Fachkollegen bekannt. Das Interesse an der Zeitschrift drückte sich auch in dem umfangreichen Schriftentausch aus, der weltweit mit über 250 meereswissenschaftlichen Einrichtungen realisiert werden konnte.

Die insgesamt 188 Autoren verteilten sich nahezu gleichmäßig zu je einem Drittel auf das Institut für Meereskunde, auf andere deutsche Forschungseinrichtungen und auf das Ausland. Hier waren es vor allem Fachkollegen aus den osteuropäischen Ländern, die häufig die Ergebnisse gemeinsamer Arbeiten vorstellten, und aus Skandinavien, deren Anteil besonders seit Mitte der achtziger Jahre wuchs. Aber auch Autoren aus Ägypten, Indien und Vietnam kamen zu Wort.

Die Themen der 434 publizierten Aufsätze und wissenschaftlichen Kurzmitteilungen umfaßten alle Teildisziplinen der Meeresforschung, wobei entsprechend dem ursprünglichen Profil des früheren Instituts für Meereskunde rund ein Drittel der Beiträge physikalische Fragestellungen behandelte. 10% der Aufsätze waren Fragen der regionalen Ozeanographie der Ostsee gewidmet, während Themen aus der Meeresbiologie, -chemie und -geologie jeweils rund 8% ausmachten. Mit 13% hatten auch Arbeiten in- und ausländischer Autoren zur Meeresforschungstechnik einen merklichen Anteil an den Veröffentlichungen.

Anfänglich wurden neben Heften mit Beiträgen unterschiedlicher Thematik auch größere zusammenfassende Einzelarbeiten publiziert wie zu Untersuchungen in der Deckschicht des Atlantischen Ozeans (Heft 6/7 (1963)) oder zum Regime der Gezeiten und der Gezeitenströme in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See (Heft 11 (1964)). Später erschienen diese aber als Reihe IV der „Geodätischen und Geophysikalischen Veröffentlichungen“ des Nationalkomitees für Geodäsie und Geophysik bzw. seit 1990 in der vom Institut für Meereskunde herausgegebenen und vom Institut für Ostseeforschung weitergeführten neuen Reihe der „Meereswissenschaftlichen Berichte“. Beibehalten wurde die Tradition, einzelne Hefte bestimmten Thematiken zuzuordnen, wie etwa der Meeresgrund- und Küstenforschung im Bereich der Ostsee (Heft 12/14 (1965), 17/18 (1966), 24/25 (1969) und 35 (1976)), theoretischen und praktischen Arbeiten zur Untersuchung der Ausbreitung von Beimengungen im Meer (Heft 30/31 (1972)) oder zur Meeresforschungstechnik (Heft 43 (1980) und 46 (1982)).

Ab Heft 51 (1984) erschien die Schriftenreihe in neugestalteter Form unter dem zusätzlichen englischen Titel „Contributions to Marine Scientific Research“. Die Zahl fremdsprachlicher Beiträge erhöhte sich merklich. Auch die Herstellungszeiträume konnten erheblich verkürzt werden. Zur beschleunigten Vorstellung aktueller Ergebnisse wurde die Form wissenschaftlicher Kurzmitteilungen mit deutlich reduzierten Herstellungszeiten gewählt. Mit der Gewinnung von Fachkollegen aus dem Institut, aus Universitäten und aus der Praxis als Gutachter erfolgte ein weiterer Schritt zur Verbesserung der „Beiträge zur Meereskunde“.

Nach dem Tod von ERICH BRUNS übernahm KLAUS VOIGT 1979 die Herausgabe, während die letzten Hefte von DIETER LANGE editiert wurden. Unterstützt wurden die Herausgeber durch weitere Mitarbeiter des Instituts für Meereskunde. Hier ist das Engagement von MANFRED STURM hervorzuheben, der ab Heft 51 als Schriftleiter fungierte und sich besonders um die Neugestaltung der Reihe verdient gemacht hat. An dieser Stelle ist auch die langjährige, gute Zusammenarbeit mit dem Akademie-Verlag Berlin, vor allem mit Frau HEIDE DEUTSCHER und Frau HELGA MÜLLER, sowie mit dem Druckhaus „Thomas Müntzer“ in Bad Langensalza zu nennen. Den Autoren und allen an der Herausgabe, Redaktion und Herstellung der „Beiträge zur Meereskunde“ Beteiligten sei an dieser Stelle für ihre Mitarbeit gedankt. Ein besonderer Dank gilt auch dem Stifterverband für die deutsche Wissenschaft, der die Herausgabe dieses Heftes durch einen Druckkostenzuschuß ermöglichte.

August 1992

HANS-JÜRGEN BROSIN und DIETER LANGE

PETER GERHARD DIETRICH

## Morphometrische Charakteristik und Chemismus von Manganknollen des äquatorialen NE-Pazifik

Mit 4 Abbildungen und 3 Tabellen

*Zusammenfassung:* 2338 Manganknollen von 29 Stationen aus 3 Arbeitsgebieten und von 2 Profilen des NE-Pazifik wurden morphometrisch untersucht (Länge, Breite, Höhe, Achsenverhältnisse, Kugelapproximation, Kornlängenverteilungsanalyse). Die Ergebnisse werden gegenübergestellt und mit Literaturdaten verglichen. Es treten deutliche Unterschiede innerhalb und zwischen den Untersuchungsgebieten auf, die eine messende Kornformanalyse geeignet erscheinen lassen, übliche Gestaltstypisierungen zu ergänzen. Die Meßwerte erlauben die Korrelation von Korngrößen- und Kornformparametern mit dem Knollenchemismus, wobei signifikante Zusammenhänge vor allem zwischen Größe, Kugelapproximation und dem Verhältnis von Höhe zu Breite der Knollen mit den Elementen Mg, Al und Mn bestehen.

*Abstract:* 2338 manganese nodules from 29 stations in 3 working areas and from 2 sections of the NE Pacific were morphometrically examined; that is for length, width, height, axis relations, ball approximation and grain size distribution. The results were compared and the relevant available data consulted. Clear differences in and amongst the areas under investigation were visible. This would seem to confirm morphometric analysis as an additional method to complete the usually estimations of nodule form. Measurements permit the correlation of form and size parameters of nodules with their chemical composition. Significant correlations are visible between length, ball approximation and the height/width relationships and the elements Mg, Al and Mn.

### 1. Einleitung

Immer deutlicher spiegelt sich in der Literatur wider, daß die Form (Gestalt) von Manganknollen (Eisen-Mangan-Konkretionen, EMK) zwar primär vom Kern abhängt, mit zunehmender Stärke der Erzfülle aber stärker die genetischen Bedingungen des Wachstums reflektiert, die ihrerseits von den Sedimentations- und Diageneseverhältnissen und damit von solchen Einflüssen wie Sedimentationsrate in Abhängigkeit von Ozeanboden-Morphologie und Bodenströmung,  $C_{org}$ -Gehalt im Sediment und Porenwasserchemismus abhängen (z. B. STACKELBERG 1986, DIETRICH u. KONTAR' 1989) und den Chemismus der EMK bestimmen.

Die Gestaltstypisierung von EMK ist deshalb zum festen Bestandteil der Manganknollenforschung und -erkundung geworden. Es werden dazu gegenwärtig mehrere, im Detail voneinander abweichende, Klassifikationen benutzt (MEYLAN 1974, MORITANI u. a. 1977, ANIKEEVA u. a. 1984, SKORNJAKOVA 1984), die alle auf visueller Beurteilung beruhen und neben der Form z. T. die Größe (klein – mittel – groß) und Oberflächenausbildung (rauh – glatt) berücksichtigen. Messende Verfahren, die subjektiv unabhängige, reproduzierbare Werte für die Gestalt einer EMK oder eines Kollektivs von EMK ergeben, sind selten angewandt worden (MRAZEK 1979, DIETRICH 1988), haben aber einige Vorteile, ohne daß sie die o. g.

Tabelle 1

Korngrößen- und Kornformparameter von Manganknollenkollektiven ausgewählter Stationen des

Arbeits- gebiet Station	Korngrößenparameter					
	Median (mm)	Mean (mm)	$Q_1$ (mm)	$Q_3$ (mm)	$S_o$	$S_k$
<i>Arbeitsgebiet I</i>						
3830-19	18	19	14	22	1,25	0,95
3830-32	18,5	22	12	27,5	1,51	0,96
3830-41	19,5	16	9,5	26,5	1,67	0,66
3830-42	20,5	22	16,5	26,2	1,26	1,03
3830-44	24	23	20,5	40	1,40	1,42
<i>Arbeitsgebiet II</i>						
3833-1	64	65,5	57	75	1,15	1,04
3833-2	26	31,6	20	38	1,38	1,12
3833-4	81	82	71	92	1,14	1,00
3833-6	70	74,1	64	78	1,10	1,02
3833-8	12	13,2	8	16,5	1,44	0,92
3833-10	13,5	17,3	7	19	1,65	0,73
3833-17	62	64	59	66	1,06	1,01
3833-18	70,2	69,6	63	74	1,08	0,95
3833-21	24	27	12,5	35	1,67	0,76
3833-23	73	72	57	82,5	1,20	0,88
3833-27	82	79	72	96	1,15	1,03
3911-73	82,5	86,5	72	95	1,15	1,01
<i>Arbeitsgebiet IV</i>						
3940-1	25,5	27,3	21,5	31	1,20	1,02
3940-5	30	32,3	26,5	34,5	1,14	1,02
3940-15	23,5	24,2	18	27	1,22	0,88
3940-23	26	28,1	20,5	33,5	1,28	1,02
3940-24	23	24,1	18	28	1,25	0,95
<i>Profil 2</i>						
3834-2	18	18,5	14	20	1,20	0,86
3852	39	40,7	31	44	1,19	0,90
<i>Profil 5</i>						
3915	55	58,9	23	94	2,02	0,71
3921	88	89	79	95	1,10	0,97
3924	15	17,7	12	18,5	1,24	0,99
3926	27	28,3	22,5	33	1,21	1,02
3928	22	22,5	19	24	1,12	0,94
<i>Mittelwerte</i>						
<i>Arbeitsgebiet I</i>	20,1	20,4	14,5	28,4	1,42	1,00
<i>Arbeitsgebiet II</i>	55,0	56,8	46,9	63,9	1,26	0,96
<i>Arbeitsgebiet IV</i>	25,6	27,2	20,9	30,8	1,22	0,98
<i>Profil 2</i>	28,5	29,6	22,5	32	1,20	0,88
<i>Profil 5</i>	41,4	43,3	31,1	52,9	1,17*)	0,98*)

\*) ohne Station 3915

NE-Pazifik (41. Reise des FS „Dm. Mendeleev“)

Kornformparameter ( $\times 100$ )	$A_i$	$l/L$	$E/l$	kugelig	plattig	stenglig	flach- stenglig	Zahl vermessener Konkretionen
				(%)	(%)	(%)	(%)	
	139	80	83	84	5	11	—	192
	140	85	81	76	15	9	—	88
	130	85	85	92	3	5	—	37
	135	82	85	82	6	12	—	17
	212	81	61	36	59	—	5	44
	211	79	56	4	96	—	—	27
	154	84	75	68	26	3	3	66
	189	80	59	12	82	6	—	17
	199	80	59	23	71	—	6	17
	132	82	87	83	6	10	1	195
	159	84	67	61	34	4	1	180
	187	73	66	25	37	19	19	16
	213	78	56	13	70	10	7	30
	217	79	55	28	43	18	11	152
	218	79	55	6	85	6	3	33
	198	78	60	16	74	5	5	19
	181	76,5	66	28	61	5,5	5,5	18
	183	75	69	43	33	15	9	138
	252	70	53	10	50	11	29	108
	264	72	49	7	63	5	27	123
	280	71	48	3	58	6	33	108
	230	73	55	14	60	2	24	63
	189	81	64	33	51	8	8	146
	159	85	74	63	37	—	—	27
	147	76	82	72	8	20	—	25
	187	87	59	14	86	—	—	14
	171	77	71	50	34	14	2	31
	199	75	62	29	55	10	6	387
	205	70	62	—	65	25	10	20
	151	83	79	74	18	7	1	76
	188	79	63	31	57	7	5	64
	242	72	55	15	53	8	24	108
	174	83	69	48	44	4	4	87
	182	77	67	33	50	14	4	95

Klassifikationen ersetzen können und wollen.

Die hier untersuchten Manganknollen wurden auf der 41. Fahrt des sowjetischen Forschungsschiffes „DMITRIJ MENDELEEV“ des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR 1988 gewonnen und untersucht. Der Autor dankt den beteiligten Wissenschaftlern und der Besatzung für die erwiesene Hilfe und Unterstützung und dem RGW-Koordinierungszentrum für das Abkommen „WELTOZEAN“ für die Möglichkeit, an der Fahrt teilnehmen zu können.

## 2. Untersuchungsgebiet, Probenahme

Auf der Fahrt wurden 29 EMK-Proben morphometrisch untersucht. Die Lage der beprobten und in Tab. 1 genannten Arbeits-

gebiete und Stationen geht aus Abb. 1 hervor. Arbeitsgebiet I (etwa 10° N, 140° W; 5 Proben) ist durch Wassertiefen um 4900 m (max. 5000, min. 4775 m), sanfte Morphologie und das Ausstreichen von frühpliozänen pelagischen Tonen und tonigen Radiolarienschlämmen unter 1–2 cm halbflüssigem quartärem tonigem Radiolarienschlamm mit Diatomeen gekennzeichnet.

Arbeitsgebiet II (etwa 13,5° N, 133° W; 12 Proben) hat – abgesehen von einem bis 4300 m aufragenden Unterwasserberg im SW – eine ähnliche Morphologie. Unter 1–2 cm halbflüssigem tonigem Radiolarienschlamm wurden frühmiozäne und oligozäne Radiolarienschlämme und pelagische Tone, in einer zentralen Senke quartäre tonige Radiolarienschlämme angetroffen.

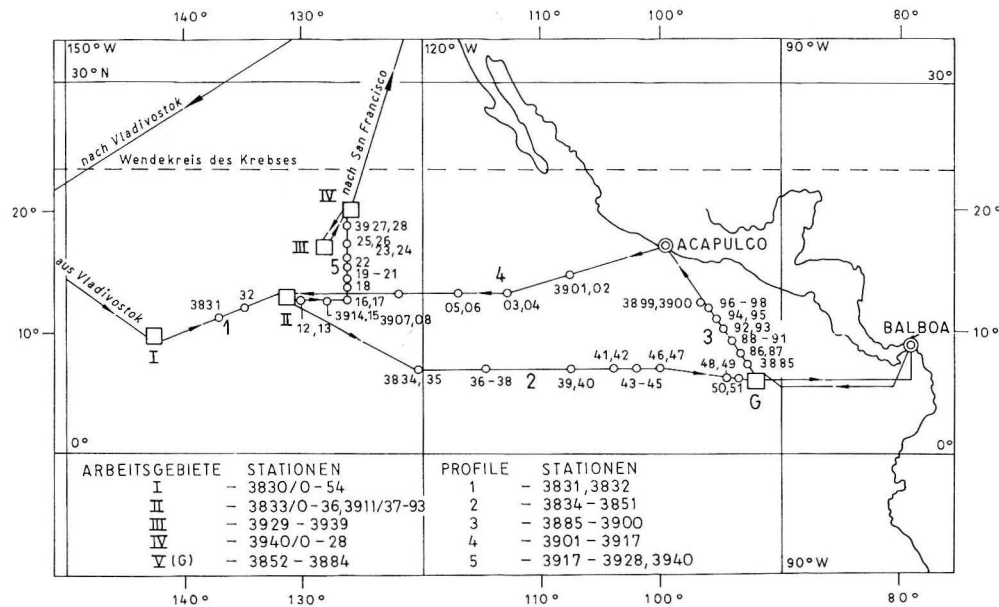


Abb. 1  
Route der 41. Reise der „Dmitrij Mendeleev“ mit Lage der Arbeitsgebiete, Profile und Stationen  
Arbeitsgebiete und Stationen mit morphometrischer Analyse von EMK sind durch volle schwarze Signatur gekennzeichnet

Im Arbeitsgebiet IV (etwa 20° N, 126° W; 5 Proben) wurde bei hügeligem Relief und durchschnittlich etwa 4650 m Wassertiefe ausschließlich pelagischer (roter) Tiefseeton angetroffen. Die restlichen 7 Proben liegen auf den Profilen 5 (Übergang von den tonigen Radiolarienschlämmen des Knollengürtels zum pelagischen Tiefseeton nördlich der Clarion-Bruchzone) und 2, wobei Probe 3852 bereits zum Guatemala-Becken gehört.

Die Probenahme erfolgte mit dem seilgebundenen Bodengreifer vom Typ „Okean“ (0,25 m<sup>2</sup>). Nur die EMK der Station 3940-15 entstammen einem Bodentrawl. Die Zahl der pro Probe vermessenen EMK liegt zwischen 14 und 387. Insgesamt wurden 2338 EMK vermessen.

## 3. Methodik

Die durchgeführte Korngrößen- und Kernformanalyse basiert auf der Messung dreier senkrecht aufeinander stehender Achsen, der größten Kornlänge  $L$ , der Kornbreite  $l$  und der Kornhöhe  $E$  ( $L > l > E$ ) jeder EMK. Diese von ZINGG (1935) in die Sedimentologie eingeführten und als Achsenverhältnisse im Diagramm dargestellten Werte charakterisieren jede Einzelknolle und als Mittelwerte Korngrößenfraktionen von Knollenkollektiven, Knollenkollektive und die Knollenfazies regionaler Einheiten ebenso,

wie die Kugelapproximation  $A_i = \frac{L+l}{2E}$

(CAILLEUX 1947) oder die Häufigkeitsverteilung der Knollenlänge  $L$  und die daraus abzuleitenden Maßzahlen wie Quartile, Median, Mean, Sortierung und Schiefe der Knollenverteilung, wie sie in der Sedimentologie seit langem üblich sind (TRASK 1932). Näheres zur Methodik der mor-

phometrischen Charakteristik von EMK siehe in DIETRICH (1989).

Die mit den Knollengrößen- und Knollenformen korrelierten Gehalte an chemischen Elementen der EMK wurden für Fraktionen von  $L$  und als arithmetische Mittel für die Knollenkollektive an Bord des Forschungsschiffes mittels AAS bestimmt und sind wegen der relativen großen Analysenfehler (Variationskoeffizient  $\bar{v}$  z. B. für Fe 6%, für Mn 14%) als vorläufige, für die Korrelation aber ausreichend genaue Werte anzusehen.

## 4. Ergebnisse

In Tab. 1 und den Abb. 2 bis 4 sind die Resultate der Korngrößen- und Kornformanalyse (Mittelwerte für jede Probe bzw. Mittelwerte für die Untersuchungsgebiete) dargestellt worden. Was die Verteilung der größten Kornlängen  $L$  betrifft, so unterscheiden sich sowohl die Proben innerhalb eines Arbeitsgebietes (AG) als auch die Mittelwerte für die Arbeitsgebiete (Abb. 2) deutlich voneinander. So zeigt sich z. B., daß die mittlere Korngrößenverteilung der EMK von AG I und AG IV eingipflig (unimodal) mit Maxima zwischen 10 ... 20 mm (43,8%) und 20 ... 30 mm (49,7%) ist. Das AG II, aber auch die auf den Profilen liegenden Stationen zeigen dagegen zweigipflige Verteilungen der Kornlängen. Alle untersuchten EMK zusammen haben ein breites Maximum der Kornlängen zwischen 10 ... 30 mm (56,3%) und ein zweites, sehr kleines (5,3%) bei 70 ... 80 mm. Das heißt, daß sich die Kornlängenverteilung im untersuchten Gebiet von der im Zentralpazifischen Becken, wo eine eingipflige Verteilung mit einem Maximum zwischen 20 ... 40 mm (53%; Mittel aus 3971 EMK; USUI u. a. 1987) auftritt und von der im nördlichen Perubekken (eingipflige Verteilung mit Maximum

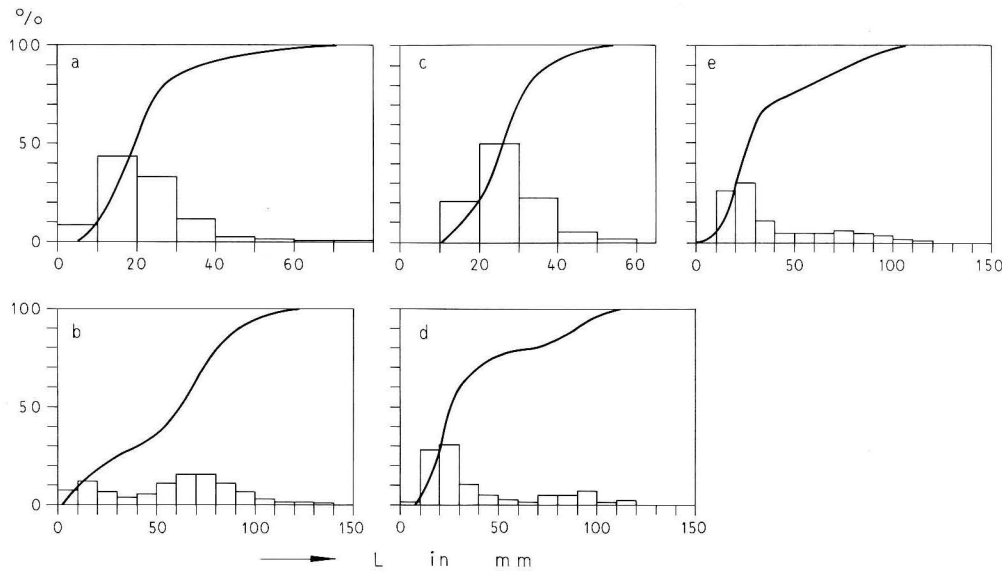


Abb. 2 Histogramme und kumulative (Kornsummen-)Kurven der Häufigkeiten der Kornlängen  $L$  Mittelwerte für a) AG I, b) AG II, c) AG IV, d) Profile 2 und 5, e) alle untersuchten EMK

von 61% bei 0 ... 20 mm; 75 Stationen mit 1617 EMK; THIJSEN u. a. 1981) unterscheidet.

Hinsichtlich der Kornform zeigen die Proben von AG I mit Ausnahme der Station 3830-44 mehr oder weniger einheitliche Parameter, die sich scharf von denen der AG II und IV unterscheiden. Die mittlere Kornform der Proben von AG II ist nicht einheitlich: Es existieren Proben mit kleinen, vorwiegend kugeligen EMK (Stationen 3833-2, -8, -10; vgl. Abb. 3), aber vorherrschend sind größere plattige Konkretionen. In den Arbeitsgebieten I und II konnte, wie an anderer Stelle berichtet (DIETRICH u. KONTAR' 1989), nachgewiesen werden, daß eine Abhängigkeit der Größen und Formen der EMK vom Relief des Ozeanbodens existiert: Kleine und vorwiegend kugelige EMK sind bevorzugt an die Tops von Unterwasserbergen gebunden, große platti-

ge (diskoidale nach den üblichen Klassifikationen) an die (westwärts einfallenden) Hänge. Ähnliche Verhältnisse beschrieben STACKELBERG (1986), STACKELBERG u. a. (1987) aus den Arbeitsgebieten der „Sonne“. Die Lagebestimmung der Probenahme-punkte der hier ausgewerteten Proben aus seilgebundenen Bodengreifern ist leider mit zu großen Fehlern behaftet, um eine eindeutige Zuordnung zum Relief zu gestatten.

Die EMK des AG IV sind hinsichtlich der Verteilung ihrer Kornlängen  $L$  denen von AG I sehr ähnlich (Abb. 4), aber (außer 3940-1) vorwiegend plattig (Abb. 3c). Auch die mittleren Achsenverhältnisse der EMK für die Arbeitsgebiete unterscheiden sich deutlich, z. B. nimmt die Plattigkeit in der Reihenfolge AG I-Profilen – AG II – AG IV merklich zu (Abb. 4a). Die Mittelwerte der Korngrößen und Kornformen der Sta-

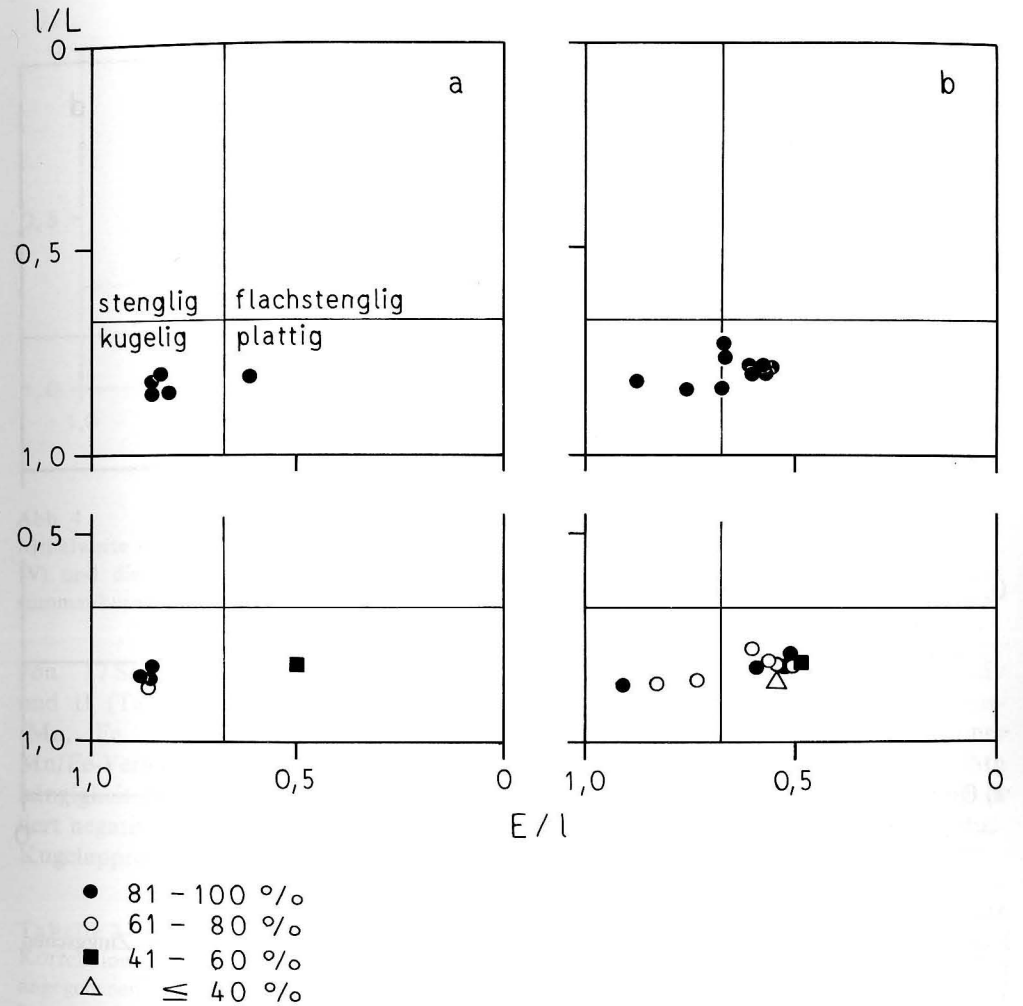


Abb. 3 a, b (Abb. 3 c, d auf Seite 14)

tionen auf den Profilen haben, wie zu erwarten, Übergangscharakter.

Die Kugelapproximation  $A_i$  (Tab. 1) ist für die Mehrzahl der Knollenkollektive „gut“ (1,25 ... 1,50) oder „mittel“ (1,50 bis 2,00), nur im AG IV dominieren EMK mit „schlechtem“  $A_i$  (2,00 ... 3,00).

Die Sortierung ( $S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$ ) der Kornverteilung verbessert sich vom AG I bis zum Profil 5 ständig (Tab. 1). Trägt man die Sortierung über  $Md$  oder dem Anteil kugeliger EMK an den Proben auf, deutet sich an, daß sich die Sortierung mit zunehmender Knollengröße und ab-



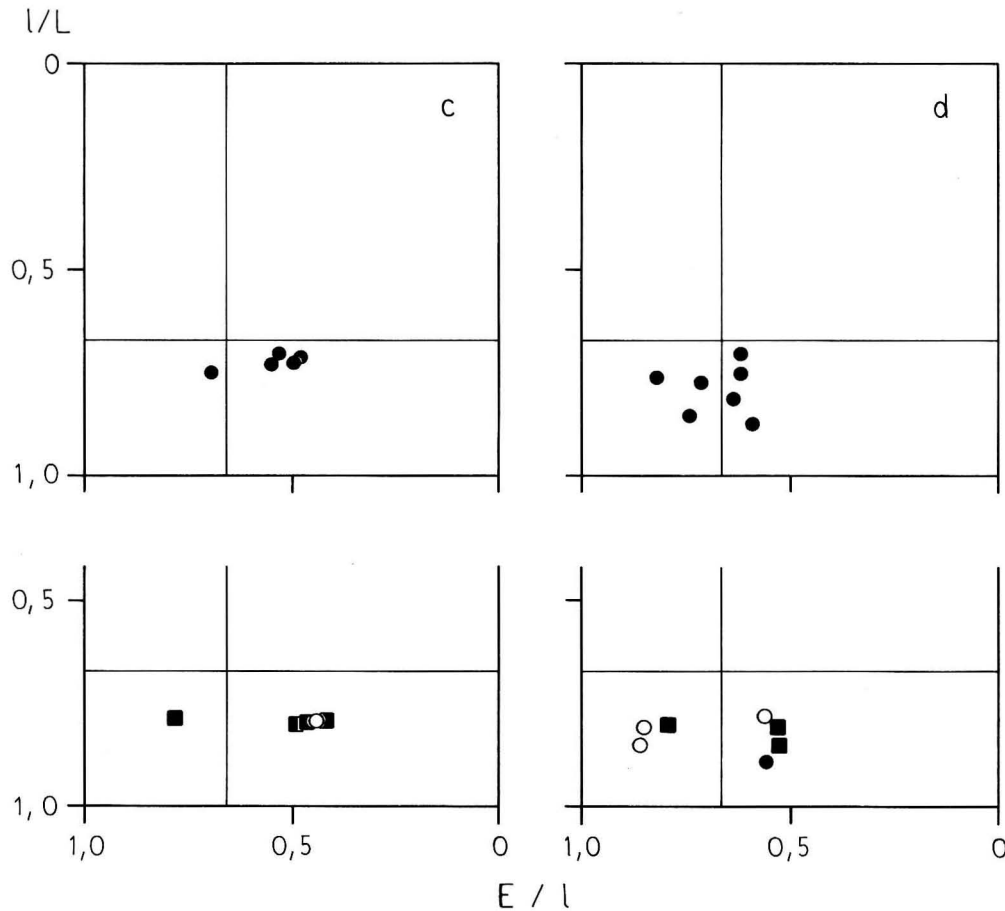


Abb. 3  
Durchschnittliche Achsenverhältnisse der untersuchten Manganknollenproben im Zinggischen Diagramm  
a) AG I, b) AG II, c) AG IV, d) Profile  
Die jeweils untere Darstellung gibt die Lage und den Prozentanteil des in jeder Probe dominierenden Formtyps (vgl. Tab. 1) an

nehmendem Anteil kugelig EMK verbessert.

Die Schiefe ( $Sk = Q_1 \cdot Q_3 / Md^2$ ) der Kornverteilung ist für die Einzelproben z. T. beträchtlich (positiv und negativ), gleicht sich aber im Mittel für die AG aus (Tab. 1).

Es wurden auch — hier nicht wiedergegeben —  $A_i$ ,  $l/L$  und  $E/l$  für jede Fraktion

von  $L$  jeder Probe ermittelt. Dabei zeigt sich, daß kugelige EMK vorwiegend in den kleinen Fraktionen auftreten und die Kugelapproximation innerhalb einer Probe mit steigendem  $L$  gewöhnlich abnimmt.

Die rechtechnisch ermittelten Korrelationskoeffizienten für die Mittelwerte des Chemismus und der Kornformparameter

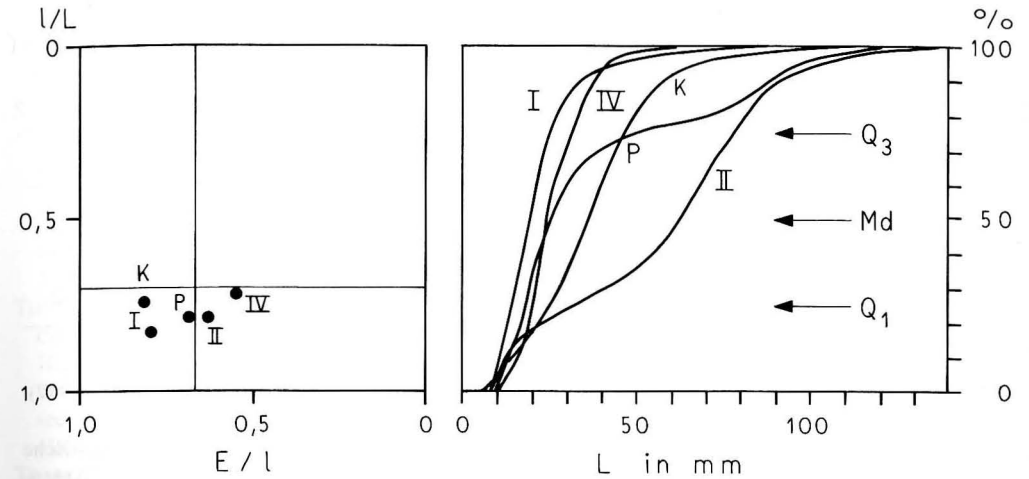


Abb. 4  
Mittelwerte der Achsenverhältnisse der untersuchten Manganknollen für jedes Arbeitsgebiet (I, II, IV) und die Profile (P) im Zinggischen Diagramm (a); Gegenüberstellung der mittleren Kornsummenkurven für jedes Arbeitsgebiet (b)

von 17 Stationen der Arbeitsgebiete I und II (Tab. 2) zeigen für die Erzmetalle (Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn) und das Mn/Fe-Verhältnis keine signifikante Abhängigkeit. Lediglich das Magnesium korreliert negativ mit der Knollengröße und der Kugelapproximation  $A_i$  (je kugeligere eine

EMK, um so kleiner  $A_i$ ) und stark positiv mit dem Verhältnis  $E/l$  (Korrelationskoeffizient  $r = 0,718$ ). Das heißt, je kleiner und kugeligere die EMK, um so mehr Mg enthalten sie. Warum sich das nicht auch in der Korrelation zum Verhältnis  $l/L$  ausdrückt, ist unklar.

Tabelle 2  
Korrelationsmatrix Chemismus/Kornformparameter für die Mittelwerte von 17 Stationen. Beim angegebenen Stichprobenumfang liegt das Signifikanzniveau der Korrelationskoeffizienten für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% bei 0,475, von 1% bei 0,504

	Al	Mg	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Mn/Fe
<i>Md</i>	-0,388	-0,669	0,275	-0,375	-0,240	0,088	-0,356	-0,157	0,346
<i>Mn</i>	-0,407	-0,680	0,293	-0,342	-0,211	0,105	-0,380	-0,169	0,322
$Q_1$	-0,360	-0,659	0,308	-0,393	-0,264	0,137	-0,347	-0,149	0,370
$Q_3$	-0,418	-0,654	0,227	-0,317	-0,215	0,064	-0,358	-0,156	0,291
<i>So</i>	0,045	0,455	-0,398	0,249	0,329	-0,397	0,202	0,027	-0,234
$A_i$	-0,414	-0,594	0,402	-0,127	0,372	-0,146	-0,414	-0,362	0,048
$l/L$	0,197	0,428	-0,243	0,013	-0,075	0,051	0,289	0,241	-0,083
$E/l$	0,476	0,718	-0,344	0,143	-0,354	0,147	0,499	0,403	-0,073

Tabelle 3

Korrelationsmatrix Chemismus/Kornformparameter für 51 Fraktionen von *L*. Bei angegebenen Stichprobenumfang liegt das Signifikanzniveau des Korrelationskoeffizienten für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% bei 0,274

	Al	Mg	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Mn/Fe
<i>L</i>	-0,361	-0,474	0,299	-0,023	-0,082	0,014	-0,217	-0,257	0,091
<i>A<sub>i</sub></i>	-0,216	-0,172	0,234	0,262	0,156	0,275	0,037	-0,197	-0,153
<i>l/L</i>	0,103	0,152	-0,077	-0,008	0,092	-0,013	0,108	0,271	-0,005
<i>E/l</i>	0,340	0,389	-0,314	-0,086	-0,125	-0,263	0,059	0,279	0,032

Korreliert man die Parameter der einzelnen Fraktionen der Knollenlängen *L* mit den für diese Fraktionen ermittelten Gehalten an chemischen Elementen, ergeben sich ebenfalls signifikante Abhängigkeiten: (i) Mit zunehmender Knollenlänge *L* nimmt der Mangengehalt der EMK zu, während Mg und Al abnehmen; (ii) mit zunehmender Tafeligkeit der EMK (d. h. mit Verringerung des Verhältnisses *E/l*) nehmen Mn zu und Mg und Al ab (Tab. 3).

Wenn auch diesen Korrelationen noch sehr wenige Wertepaare zugrunde liegen, so zeigt sich doch, daß weitere Untersuchungen auf der Basis von Kornformmessungen erfolgversprechend sind, und daß — ganz im Gegensatz zum Verhältnis *l/L* — dem Verhältnis von Knollendicke zu Knollenbreite (*E/l*) offenbar besondere Bedeutung zukommt.

## Literatur

- ANINKEEVA, L. I.; ANDREEV, S. I.; KAZMIN, JU. B.; KORSKOV, O. D.; EGIJAROV, B. CH.; LYGINA, T. I.; MIRČINK, I. M.: Morfologija železomargancevych konkrecij. — S. 62–104 in: Konkrecii Mirovogo okeana. — Nedra, Moskva 1984.
- CAILLEUX, A.: L' indice d' emousse: Definition et premiere applications. — C. R. somm.

seances Soc. geol. France, Paris (1947), 251–252.

- DIETRICH, P. G.: Über einige südantlantische Manganknollen und ihre Substrate (Argentinisches und Kapbecken; 43. Reise des FS „Akademik Korčatov“). — Z. angew. Geol., Berlin **34** (1988) 10, 289–295.
- DIETRICH, P. G.: Quantitative Charakterisierung des Korngrößen- und Kornforminventars von Manganknollenkollektiven durch Anwendung kornstatistischer Methoden. — Z. angew. Geol., Berlin **35** (1989); im Druck.
- DIETRICH, P. G.; KONTAR', E. A.: Untersuchung morphologisch-fazieller Einflüsse auf die Manganknollenführung im äquatorialen Nordpazifik mit Hilfe von Freifallgreifern und Langzeitregistrierungen der Bodenströmung. — Z. angew. Geol., Berlin **35** (1989); im Druck.
- MEYLAN, M. A.: Field description and classification of manganese nodules. — In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. — Hawai Inst. Geophys. Rept. HIG-74-9, S. 158–168, Honolulu 1974.
- MORITANI, T.; MARUYAMA, S.; NOHARA, M., u. a.: Description and classification of manganese nodules. — Geol. Surv. Japan Cruise Rept. 8 (1977), 136–158.
- MRAZEK, J.: Größenverteilung und Gestaltstypisierung atlantischer Eisen-Mangan-Konkretionen. — Z. angew. Geol., Berlin **25** (1979) 7, 297–302.
- SKORNJAKOVA, N. S.: Morfogenetičeskie tipy Fe-Mn-konkrecij radioljarnogo pojasa Tichogo okeana. — Litol. polezn. iskop., Moskva (1984) 6, 67–83.

- STACKELBERG, U. v.: Entstehung der Manganknollen im äquatorialen Nordpazifik. — Fortschr. Miner., Stuttgart **64** (1986) 2, 151–162.
- STACKELBERG, U. v.; BEIERSDORF, H.; RIECH, V.: Relationship between Manganese Nodule Formation and Sedimentary Processes in the Equatorial North Pacific Ocean. — A Synthesis Based on the Results of Cruise SO 25 (1982) with RV Sonne. — Geol. Jb. D 87 (1987), 377–401.
- THIJSEN, T.; GLASBY, G. P.; SCHMITZ-WIECHOWSKI, A.; FRIEDRICH, G.; KUNZENDORF, H.; MÜLLER, D.; RICHTER, H.: Reconnaissance survey of manganese nodules from the northern sector of the Peru Basin. — Mar. Mining **2** (1981) 4, 385–428.
- TRASK, P. D.: Origin and environment of source sediments of petroleum. — Houston: Gulf Publ. Co., 1932.
- USUI, A.; NISHIMURA, A.; TANAHASHI, M.; TERISHIMA, S.: Local variability of manganese

- nodule facies on small abyssal hills of the Central Pacific Basin. — Marine Geology **74** (1987), 237–275.
- ZINGG, T.: Beitrag zur Schotteranalyse. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., Zürich **15** (1935), 39–140.

Anschrift des Autors:

Dr. sc. nat. P. G. DIETRICH  
Bergakademie Freiberg  
Sektion Geowissenschaften  
Postfach 47  
O-9200 Freiberg

Eingereicht: 1. 8. 1988

Zur Veröffentlichung angenommen: 23. 6. 1989

RUDOLF ENDLER

## Physikalische Eigenschaften rezenter Schlickablagerungen des Arkonabeckens, Ostsee – Dichte

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle

*Zusammenfassung:* Es werden Ergebnisse von sedimentologischen und physikalischen Untersuchungen an Schlicksedimenten aus dem Arkonabecken dargestellt und diskutiert.

Die oberste Schlickschicht im Beckenzentrum ist gekennzeichnet durch eine flüssig-plastische Konsistenz, einen Wassergehalt von 70–80%, einen Corg-Anteil von 5–7% und eine Rohdichte von  $1,1 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ . In Richtung Beckenrand nehmen die Grobschluff und Feinsandanteile im Schlick zu. Damit verbunden ist eine Abnahme des Corg-Anteils auf 1–2% und des Wassergehalts auf 55–65%. Die Rohdichte erreicht Werte von  $1,25–1,35 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  in der obersten Schlickschicht (0–10 cm). Mit zunehmender Tiefe steigt die Rohdichte des Schlicks im Beckenzentrum auf  $1,2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  und am Beckenrand auf Werte zwischen 1,4 bis  $1,7 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  im untersuchten Teufenintervall (0–60 cm) an. Die Analyse der Wechselbeziehungen zwischen den Kenngrößen führte zu Gleichungen, die die Berechnung der Rohdichte und des Wassergehalts mit hoher Zuverlässigkeit erlauben.

*Abstract:* Results of sedimentological and physical investigations on mud deposits of the Arkona basin are presented and discussed.

The uppermost mud layer in the central part of the basin is characterized by a fluid-plastic solidity, a water content of 5–7% and a bulk density of  $1,2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ . Towards the margin of the basin, the content of coarse silt and fine grained sand in the mud increases. Connected with this there is a decrease in the organic carbon content to 1–2% and a decrease in the water content to 55–65%. The bulk density reaches

values of  $1,25–1,35 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  in the uppermost layer (0–10 cm). In the depth range investigated (0–60 cm) the bulk density of the mud increases with depth up to  $1,2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  in the central part, and up to values between 1,4 and  $1,7 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  in marginal zone of basin. The analyses of the relationships between the characteristic quantities leads to equations which permit the calculation of the bulk density and the water content with a high degree of reliability.

### 1. Einleitung

Die Bestimmung physikalischer Eigenschaften mariner Sedimente gewinnt für ingenieurgeologische und meerestechnische Problemstellungen, Meeresgeologie und -geophysik sowie Ökologie zunehmend an Bedeutung. Ablagerung, Resuspension, Transport und Diagenese mariner Sedimente sind als komplizierte Komplexe physikalischer, chemischer und biologischer Prozesse anzusehen, die nur durch eine interdisziplinäre Arbeitsweise richtig verstanden werden können. So wurden am Institut für Meereskunde in die vorwiegend sedimentologisch/geochemisch orientierte Untersuchung der Schlickablagerungen der Becken- und Rinnenbereiche der westlichen Ostsee (NIEDERMEYER, LANGE 1989, BRÜGMANN, LANGE 1990) in den letzten Jahren ein petrophysikalisches Forschungsprojekt integriert. Dieses Thema be-

inhalten neben methodischen und meßtechnischen Aufgabenstellungen die Erfassung der generellen Trends ausgewählter physikalischer Eigenschaften, die Analyse ihrer Wechselbeziehungen zu sedimentologischen und geochemischen Kenngrößen sowie die Erarbeitung mathematisch/physikalischer Modelle zur Berechnung/Vorhersage physikalischer Eigenschaften.

Im vorliegenden Beitrag werden die Dichte (Rohdichte, bulk density) von rezenten und subrezentem Schlickablagerungen, ihre räumliche Variation sowie die Beziehungen zum Stoffbestand und zu den Gefügemerkmalen untersucht. Ziel der Arbeiten ist es zu analysieren, wie sich die unterschiedlichen Sedimentationsverhältnisse in der Dichteverteilung bzw. in der Kompaktion des Schlicks widerspiegeln. Ebenso sollen wichtige Ausgangsdaten für weiterführende seismoakustische Arbeiten gewonnen werden. Nicht zuletzt stellen die Arbeiten einen wichtigen Teilbeitrag für die Erstellung eines komplexen Modells zur Vorhersage/Berechnung von physikalischen Eigenschaften dar.

**2. Untersuchungsgebiet und Methodik**

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) nimmt den südlichen Teil des Arkonabeckens ein. Es umfaßt hier die Territorialgewässer und die nach Norden anschließende Fischereizone Deutschlands. Die nördliche Begrenzung wird durch die mit dem Königreich Schweden fixierte „Mittellinie“ zwischen den Seegebieten beider Staaten vorgegeben.

Die typische Form des Arkonabeckens wurde im Pleistozän durch die ausschürfende Wirkung des Beltseegletscherstroms herausgearbeitet. Nachfolgende Entwicklungsphasen füllten diese Mulde mit ihren charak-

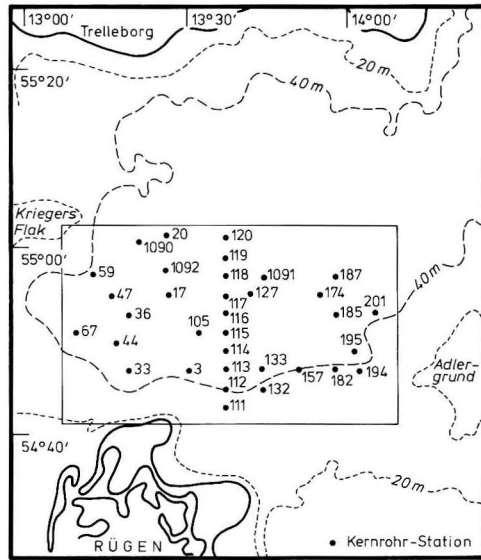


Abb. 1 Lage des Untersuchungsgebietes/Stationsnetzes

teristischen Sedimentfolgen auf, so daß ein nahezu lückenloses Abbild der jüngeren geologischen Entwicklung in den Ablagerungen zu finden ist. Die oberste Schicht des Seebodens im Untersuchungsgebiet besteht aus Schlick, dessen Mächtigkeit von wenigen Zentimetern am Beckenrand bis auf mehr als 10 Meter im Beckenzentrum anwächst. Die durch die wechselnden Sedimentationsverhältnisse bedingten Unterschiede in den sedimentologischen und physikalischen Merkmalen des Schlicks im Beckenzentrum und am Beckenrand bieten günstige Voraussetzungen für die Untersuchung von Wechselbeziehungen.

Für die Gewinnung von minimal gestörten Kurzkerne der obersten Schlickschicht an den in Abb. 1 dargestellten Stationen wurde das NIEMISTÖ-Stechrohr (siehe LANGE und NIEDERMEYER, 1985) verwendet. Es handelt sich hierbei um ein Kerngerät, welches speziell für die Beprobung der

obersten flüssigen bis weichplastischen Schlickschicht konstruiert wurde. Damit war es insbesondere möglich, den Übergang vom seebodennahen Wasser zum Schlick zu erfassen (ca. 20 cm Wasser und 50 cm Schlick). Der Schlickkern befand sich nach der Gewinnung in einem aus durchsichtigem Piacryl gefertigtem Rohr, welches eine erste visuelle Ansprache ermöglichte. Die Kernentnahme erfolgte mit Hilfe einer Kolbenausdrückvorrichtung. Dabei wurde der Schlickkern an einem mit verschiedenen Sensoren bestückten Meßkopf vorbeigeschoben und Temperatur, elektrische Leitfähigkeit sowie Ausbreitungsgeschwindigkeit und Dämpfung von Kompressionswellen bestimmt. Mit Hilfe von Meßzylindern war eine Teilung der Kerne in 3 cm, 4 cm oder 5 cm starke Scheiben mit definiertem Volumen möglich. Unmittelbar danach erfolgte die Ermittlung der Rohdichte über die Wägung der Probenscheiben mittels einer kardanisch aufgehängten Balkenwaage. Die mittleren Fehler lagen in Abhängigkeit vom Seegang zwischen 10 und 15 kg m<sup>-3</sup>. Das weitere Untersuchungsprogramm im Labor (an Land) beinhaltete Bestimmungen des:

- Wassergehaltes (Trocknung), der
- Korngrößenverteilung (Pipettenmethode nach KÖHN), des
- Corg-Gehaltes (Verfahren nach HOLT-HAUS SEUKE), des
- Kalziumkarbonat-Anteils (Verfahren nach SCHEIBLER), des
- Glühverlustes, sowie der
- Dichte der Trockensubstanz.

In die vorliegenden Untersuchungen wurden nur „gasfreie“ Proben einbezogen. Als Kriterium galt sowohl der visuelle als auch der akustische (extreme Schalldämpfung) Befund.

**3. Regionale Variation der untersuchten Kenngrößen**

Bei den untersuchten Schlickproben handelt es sich um Mittel- (Beckenzentrum) bis Grobschluffe (Beckenrand). Charakteristisch für alle Proben ist der relativ große Tonanteil, der im Beckenzentrum ca. 18% und am Beckenrand etwa 8% beträgt. Dieser hohe Anteil an feinkörnigen Partikeln mit länglichen und plattigen Kornformen (Tonminerale) einschließlich der filigranen Skelettreste der Kieselalgen sowie der hohe Gehalt an organischen Resten des Phyto- und Zooplanktons führen zu einer sehr lockeren, hochporösen Ablagerung. Der Schlick des Beckenzentrums ist charakteristisch durch mittlere Korngrößen von 11–14 µm und eine gute Sortierung. Diese Merkmale sowie der hohe Corg-Anteil bewirken die flüssig/plastische Konsistenz und den hohen Wassergehalt des Schlicks im Beckenzentrum. In Richtung Beckenrand verursacht die verstärkte Ablagerung größerer mineralischer Partikel eine Zunahme des mittleren Korndurchmessers (Abb. 2).

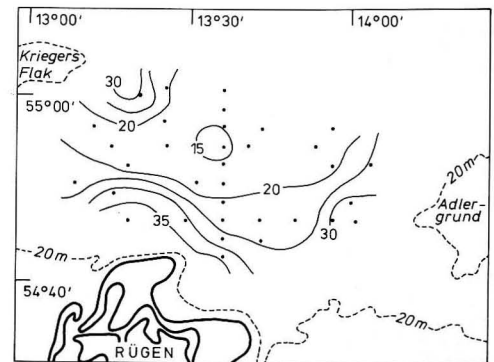


Abb. 2 Horizontale Veränderung der mittleren Korngröße  $\bar{x}$  [µm] der obersten Schlickschicht (Intervall 0–10 cm)

Die größeren mineralischen Partikel verhindern den Aufbau derart lockerer und hochporöser Gefüge, wie sie im Beckenzentrum anzutreffen sind, was zu einer festeren Konsistenz und einem geringeren Wassergehalt führt. Eine charakteristische Veränderung der Korngröße mit der Teufe ist im untersuchten Intervall nicht nachweisbar.

Eine die physikalischen Eigenschaften des Schlicks entscheidend beeinflussende Größe ist der Anteil organischer Substanzen. Das organische Material ist in der Lage, große Wassermengen zu binden, und ermöglicht dadurch die Bildung von Ablagerungen mit sehr hohen Wassergehalten, niedrigen Rohdichten und einer weichen bis flüssigplastischen Konsistenz. Die horizontale Verteilung des Corg-Gehalts in der obersten Schlickschicht ist in Abb. 3 dargestellt. Einbezogen sind neben den Oberflächenproben der in Abb. 1.1 dargestellten Kernstationen Analyseergebnisse eines parallel laufenden geologisch/geochemischen orientierten Forschungsprojekts im Arkonabecken (LANGE, 1988). Die größten Corg-Anteile von 6% bis 7% sind im Bek-

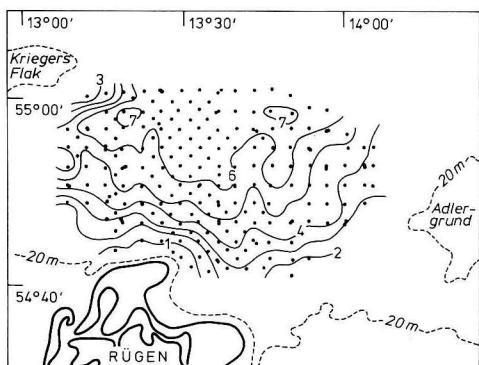


Abb. 3 Horizontale Verteilung des Corg-Gehalts [%] der obersten Schlickschicht (Intervall 0–10 cm)

kenzentrum anzutreffen. Eine deutliche Abnahme der Gehalte auf 1 bis 2% tritt am südlichen bis östlichen Beckenrand auf, was auf eine verstärkte Ablagerung mineralischer Komponenten aus den Flachwasser- bzw. Küstengebieten hindeutet. Dieser Trend wird im Südteil durch erhöhte Werte von ca. 4,8% unterbrochen (Einfluß des Oderaustroms). Bemerkenswert ist, daß im Beckenzentrum der Corg-Gehalt im untersuchten Teufenintervall nahezu konstant bleibt, während am Rand eine Abnahme um ca. 1% vorherrscht. Eine Ursache hierfür könnte in der höheren hydrodynamischen Durchlässigkeit der größeren Ablagerungen am Beckenrand liegen, die eine stärkere Mobilität der Porenwässer und somit den Transport der organischen Abbauprodukte in das Seewasser erlaubt.

Ein weiterer Faktor, der die physikalischen Eigenschaften des Schlicks stark beeinflusst, ist der Wassergehalt. Insbesondere ist er ein Maß für die Porosität und bestimmt wesentlich die Rohdichte. Sein horizontales Verteilungsmuster (Abb. 4) wird hauptsächlich durch die Veränderungen der mittleren Korngröße und den Corg-Anteil

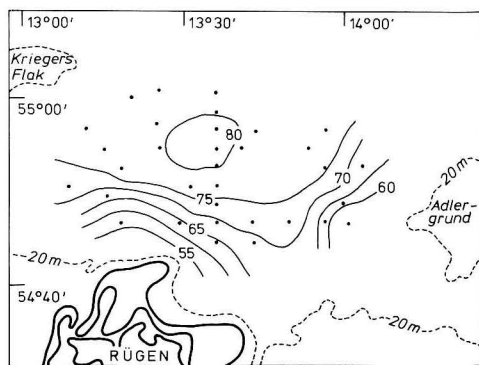


Abb. 4 Horizontale Veränderung des Wassergehalts [%] der obersten Schlickschicht (Intervall 0–10 cm)

bestimmt, wie ein Vergleich mit den Abbildungen 2 und 3 zeigt. Die unterschiedliche Abnahme des Wassergehalts mit zunehmender Teufe (Abb. 5) im Beckenzentrum und am Beckenrand ist auf die verschiedene Kompaktion des Schlicks zurückzuführen. Die größeren mineralischen Partikel am Beckenrand bewirken eine stärkere Zunahme der Last des überlagernden Sedimentmaterials und somit eine stärkere Verdichtung (Verringerung des Porenraums) des Schlicks mit zunehmender Teufe.

Die Verteilungsmuster von mittlerer Korngröße, Corg-Anteil und Wassergehalt finden letztlich ihren Ausdruck in der räumlichen Variation der Rohdichte des Schlicks (Abb. 6 und 7). Im Beckenzentrum liegen die Dichtewerte der obersten Schlickschicht mit  $1,1 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  nur geringfügig

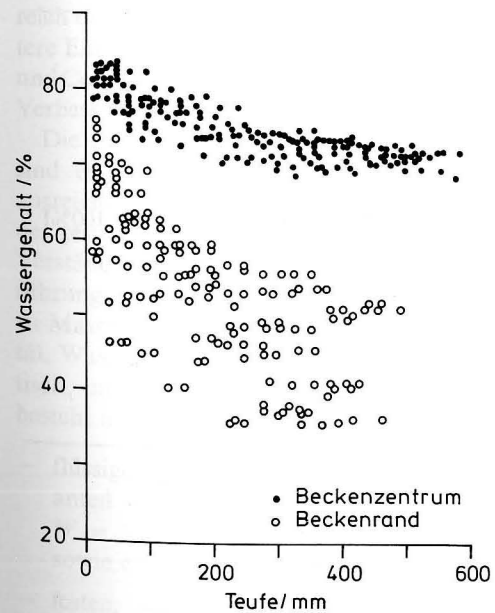


Abb. 5 Teufenvariation des Wassergehalts im Beckenzentrum und am Beckenrand

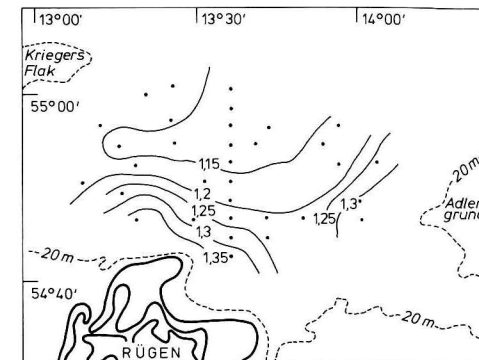


Abb. 6 Horizontale Veränderung der Rohdichte [ $\cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ ] der obersten Schlickschicht (Intervall 0–10 cm)

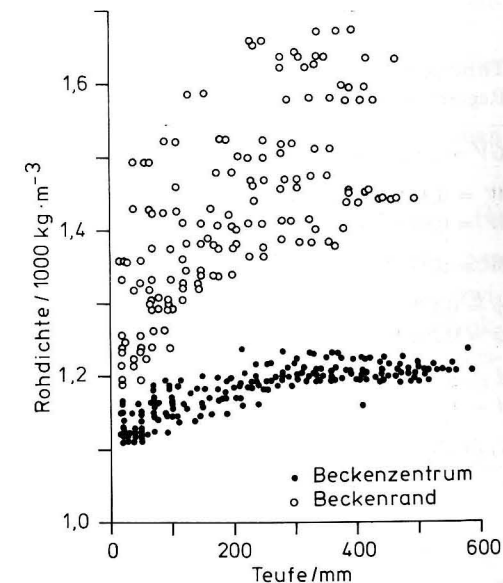


Abb. 7 Teufenvariation der Rohdichte im Beckenzentrum und am Beckenrand

über der des Seewassers. Diese kleine Dichtedifferenz ist eine der Ursachen für den geringen akustischen Reflexionskoeffizienten des Seebodens. Der Schlick hat die

Wirkung einer akustischen „Koppelschicht“ und ermöglicht dadurch hohe Eindringtiefen seismoakustischer Signale von mehr als 20 m bei Schallfrequenzen um 15 kHz. Mit zunehmendem Grobschluff- und Feinsand-Anteil in Richtung Beckenrand erhöhen sich die Dichtewerte des Schlicks auf  $1,3 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ . Die Konsistenz wird fester und der akustische Reflexionskoeffizient des Seebodens größer. Die in Abb. 7 dargestellten Teufenvariation zeigt, daß die Dichte im Beckenzentrum mit zunehmender Teufe nur auf  $1,2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  ansteigt. Am Beckenrand treten wesentlich größere Teufengradienten mit relativ großer Streuung auf, was auf sehr differenzierte Sedimentation schließen läßt.

**4. Wechselbeziehungen zwischen den untersuchten Kenngrößen und Modelle zur Berechnung der Rohdichte**

Leistungsfähige Modelle zur Berechnung/Vorhersage physikalischer Eigenschaften benötigen in der Regel als Input eine Vielzahl sedimentologischer Kenngrößen. Erinnert sei hier an die häufig genutzte Theorie von BIOT (1956) zur Berechnung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Kompressions- und Scherwellen in marinen Sedimenten, die etwa 13 derartige Eingabegrößen verlangt. Diese stehen in der Regel nicht zur Verfügung, so daß entweder Vereinfachungen getroffen oder die fehlenden Informatio-

Tabelle 1  
Regressionsbeziehungen

$$GV = 2,8862 \cdot \text{Corg}; \sigma = 0,018 [\cdot 100\%]$$

$$W = 0,482 + 4,675 \cdot \text{Corg}; \sigma = 0,021 [\cdot 100\%]; 0 < h < 10 \text{ cm}$$

$$W = 0,940 - 0,009182 \cdot \bar{x}; \sigma = 0,023 [\cdot 100\%]; 0 < h < 10 \text{ cm}$$

$$W = 0,9952 - 0,004147 \cdot \ln(1 + h) - 8,464 \cdot 10^{-3} \cdot \bar{x} + 1,679 \cdot \text{Corg}; \sigma = 0,025 [\cdot 100\%]$$

$$\varphi = 0,1789 + 1,3875 \cdot W - 0,5920 \cdot W^2; \sigma = 0,0040 [\cdot 100\%]$$

$$\varphi = 0,2092 + 1,3164 \cdot W - 0,5262 \cdot W^2 - 1,882 \cdot 10^{-4} \cdot \bar{x} - 0,1483 \cdot \text{Corg}; \sigma = 0,0038 [\cdot 100\%]$$

$$d = 2344 - 2230,1 \cdot W + 908,5 \cdot W^2; \sigma = 6 [\text{kg m}^{-3}]$$

$$d = 2362 - 2248,6 \cdot W + 900,1 \cdot W^2 - 0,2462 \cdot \bar{x} - 8,4 \cdot \text{Corg}; \sigma = 5,6 [\text{kg m}^{-3}]$$

Gültigkeitsbereich:  $0,35 < W < 1,0$   
 $0,00 < \text{Corg} < 0,08$   
 $9 \mu\text{m} < \bar{x} < 52 \mu\text{m}$   
 $0 \text{ mm} < h < 600 \text{ mm}$

Bedeutung der Symbole:

- W – Wassergehalt, bezogen auf 1, [ $\cdot 100\%$ ]
- GV – Glühverlust, bezogen auf 1, [ $\cdot 100\%$ ]
- Corg – Masseanteil organischer Kohlenstoff, bezogen auf 1, [ $\cdot 100\%$ ]
- $\varphi$  – Porosität, bezogen auf 1, [ $\cdot 100\%$ ]
- d – Rohdichte, [ $\text{kg m}^{-3}$ ]
- h – Teufe, [mm]
- $\bar{x}$  – mittlere Korngröße, [ $\mu\text{m}$ ]
- $\sigma$  – Standardabweichung

nen aus den vorhandenen Daten abgeleitet werden müssen. Wie aus dem vorhergehenden Kapitel erkennbar ist, bestehen zwischen den untersuchten Kenngrößen ausgeprägte Wechselbeziehungen. In Tabelle 1 sind diesbezügliche Ergebnisse einer Regressionsanalyse dargestellt. Die Massenanteile sind darin auf 1 bezogen. Eine Multiplikation mit 100 ergibt den Gehalt in Prozent. Wie zu erkennen ist, zeigt der Wassergehalt der obersten Schlickschicht eine lineare Abhängigkeit vom Corg-Anteil und von der mittleren Korngröße mit einer mittleren Abweichung von ca. 2,2%. Bei Berücksichtigung des Teufeneinflusses wächst der Fehler auf 2,5%. Einen sehr engen Zusammenhang zeigen Wassergehalt und Porosität (Standardabweichung  $\sigma = 0,4\%$ ). Gleiches gilt für die Beziehung Rohdichte – Wassergehalt mit einer mittleren Abweichung von  $6 \text{ kg m}^{-3}$  (Fehlerbereich der Rohdichtebestimmung). Eine weitere Einbeziehung von mittlerer Korngröße und Corg-Anteil bringt nur eine geringfügige Verbesserung.

Die in Tab. 1 dargestellten Gleichungen sind einfache und in vielen Fällen auch ausreichende Hilfsmittel zur Bestimmung der gesuchten Kenngrößen. Für ein tieferes Verständnis werden in den folgenden Ausführungen die Beziehungen der Rohdichte zu Masse- und Volumengrößen wie Porosität, Wassergehalt, Korndichten usw. analytisch untersucht. Das gasfreie Sediment besteht aus einer

- flüssigen Phase (Index  $f$ ), deren Masseanteil  $M_f$  durch den Wassergehalt  $W = M_f/(M_f + M_s)$  repräsentiert wird, sowie einer
- festen, soliden Phase (Index  $s$ ), deren Masseanteil sich für  $M_f + M_s = 1$  zu  $M_s = 1 - W$  ergibt. Die feste Phase läßt sich wiederum unterteilen in eine mine-

ralische (Index  $m$ ) und eine organische (getrocknete) (Index  $o$ ) Komponente.

Der Anteil der getrockneten organischen Substanz wird über den Glühverlust

$$GV = M_o/(M_o + M_m)$$

bestimmt. Die Dichte der getrockneten Probe läßt sich berechnen zu

$$d_s = (M_o + M_m)/(V_o + V_m);$$

M – Masse; V – Volumen.

Mit  $M_o + M_m = 1$  ergibt sich

$$1/d_s = V_o + V_m = (M_o/d_o) + (M_m/d_m) \\ = (GV/d_o) + (1 - GV)/d_m$$

mit  $d_o$  – Dichte der getrockneten organischen Substanz,

$d_m$  – Dichte der mineralischen Bestandteile.

Nach einfachen Umformungen erhält man die Gleichung einer Geraden

$$1/d_s = 1/d_m + (1/d_o - 1/d_m) \cdot GV. \quad (1)$$

Auf dieser Basis wurde experimentell an 253 getrockneten Proben die Beziehung zwischen Glühverlust und Dichte der Trockensubstanz untersucht. Aus der Regressionsgeraden ( $r = 0,85$ ) lassen sich die Werte für die Koeffizienten von (1), d. h. die

- mittlere Dichte der mineralischen Bestandteile zu  $d_m = 2,695 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ , sowie die
- mittlere Dichte der trockenen organischen Substanz zu  $d_o = 1,632 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  bestimmen.

Neben dem Wassergehalt verwendet man insbesondere in der Geophysik die Porosität und in der Bodenmechanik die Porenzahl zur Charakterisierung der Sedimente. Die Porosität  $\varphi$  ist definiert durch  $\varphi = V_f/(V_f + V_s)$ ; die Porenzahl  $e$  durch  $e = V_f/V_s$ .

Beide Größen lassen sich ineinander umrechnen mit

$$e = \varphi / (1 - \varphi) \quad \text{und} \quad \varphi = e / (1 + e).$$

Bei gegebener Rohdichte und Wassergehalt kann man die Porosität berechnen:

$$\varphi = \frac{V_f}{V_o + V_m + V_f} = \frac{M_f/d_f}{(M_o + M_m + M_f)/d} \quad (2)$$

Mit  $M_o + M_m + M_f = 1$  und  $W = M_f$  ergibt sich

$$\varphi = W \cdot d/d_f \quad (3)$$

Gleichung (2) läßt sich auch schreiben:

$$\varphi = \frac{M_f/d_f}{M_o/d_o + M_m/d_m + M_f/d_f} \quad (4)$$

Mit (3) und  $GV = M_o/(M_o + M_m) = M_o/(1 - W)$  erhält man:

$$\varphi = W \times \frac{d_o \cdot d_m \cdot d_f}{\left[ d_f \cdot [d_f \cdot d_m \cdot GV \cdot (1 - W) + d_f \cdot d_o] \right] \times (1 - W) \cdot (1 - GV) + d_m \cdot d_o \cdot W} \quad (5)$$

Diese Gleichung gestattet die Berechnung der Porosität aus Glühverlust, Wassergehalt und den Dichten der einzelnen Stoffbestandteile. Ein Vergleich mit (4) liefert sofort einen entsprechenden Ausdruck für die Rohdichte:

$$d = \frac{d_o \cdot d_m \cdot d_f}{\left[ d_f \cdot d_m \cdot GV \cdot (1 - W) + d_f \cdot d_o \right] \times (1 - W) \cdot (1 - GV) + d_m \cdot d_o \cdot W} \quad (6)$$

Mit Hilfe von Gleichung (6) wurde die mittlere Dichte der mineralischen Bestandteile der obersten Schlickschicht (Intervall 0–10 cm) berechnet. Im Unterschied zu dem

mit Hilfe von Gleichung (1) ermittelten Dichtewert der mineralischen Substanz von  $2,695 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  ergab sich hierbei ein Mittelwert von  $2,589 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  mit einer Standardabweichung von  $0,1 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ . Die Ursache für diese Differenz ist in der unterschiedlichen Probenauswahl zu suchen. Bei den Berechnungen traten niedrige Mineraldichten bis  $2,4 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  im Beckenzentrum auf, was durch den relativ starken Gehalt an Skelettresten von Kieselalgen verursacht wurde. Hohe Werte bis  $2,7 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  waren am Beckenrand zu verzeichnen.

Gleichung (6) wurde weiterhin zur Berechnung der Rohdichte des seebodennahen Schlicks in Abhängigkeit von Wasser- und Corg-Gehalt verwendet. Dabei wurden die Dichten der einzelnen Komponenten als konstant angesehen:  $d_m = 2,589 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $d_o = 1,632 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $d_f = 1,015 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ . Die Berechnung des Glühverlustes erfolgte über  $GV = 2,886 \times \text{Corg}$ . Die Gegenüberstellung der berechneten und analytisch bestimmten Dichtewerte ergab eine mittlere Abweichung von  $0,005 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ , die im Fehlerbereich der analytischen Rohdichtebestimmung liegt.

Von Interesse ist weiterhin die Abschätzung des Volumenanteils der feuchten organischen Substanz in der frischen Probe. Die Dichte  $d_{o,r}$  der feuchten organischen Substanz läßt sich für eine Mischung von an die organische Substanz gebundenem Salzwasser (Index  $d_{o,f}$ ) und trockener organischer Substanz (Index  $d_{o,s}$ ) berechnen:

$$d_{o,r} = \frac{M_{o,r} + M_{o,f}}{V_{o,r} + M_{o,f}}.$$

Mit der Dichte der getrockneten organischen Substanz

$$d_{o,s} = M_{o,s}/V_{o,s}$$

und der Masse der organischen Trockensubstanz

$$M_{o,s} = (1 - W) \cdot GV$$

erhält man nach einigen Umformungen für den Volumenanteil der feuchten organischen Substanz:

$$V_{o,r} = \frac{V_{o,f} + V_{o,s}}{(d_{o,f}/d_{o,r} - 1) \cdot (1 - W) \cdot GV} \cdot \frac{1 - W}{d_{o,s}} \quad (7)$$

Mit einer angenommenen Dichte der rohen organischen Substanz von  $d_{o,r} = 1,1 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ , der Dichte der organischen Trockensubstanz von  $d_{o,s} = 1,6 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  und der des organisch gebundenen Salzwasser von  $d_{o,f} = 1,015 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  sowie  $GV = 2,886 \cdot \text{Corg}$  vereinfacht sich (7) zu:

$$V_{o,r} = 10,61 \cdot (1 - W) \cdot \text{Corg} \quad (8)$$

Man erhält unter Verwendung von (8) Volumenanteile der feuchten organischen Substanz am Gesamtvolumen der Schlickprobe bis zu 0,15 (15%) im Beckenzentrum.

### 5. Diskussion und Schlußfolgerungen

Eine exakte Berechnung der Rohdichte des Schlicks ist über die Dichtewerte und Masseanteile der einzelnen Stoffkomponenten möglich. Die detaillierte quantitative und qualitative Zusammensetzung des Schlicks und die Dichten der einzelnen Bestandteile sind in der Regel nicht bekannt. Die vorgestellten Untersuchungen haben gezeigt, daß eine Berechnung der Rohdichte des „gasfreien“ Schlicks mit relativ hoher Genauigkeit aus ausgewählten Kenngrößen wie Wassergehalt, und/oder mittlerer Korngröße sowie Corg-Anteil (Glühverlust) möglich ist. Die empirisch gefundenen Regres-

sionsbeziehungen haben jedoch nur Gültigkeit für das Arkonabecken. Um breiter anwendbare Gleichungen zu entwickeln, muß der analytische Weg weiter verfolgt werden. Insbesondere sind die physikalischen Eigenschaften des organogenen Anteils ins Zentrum der Untersuchungen zu stellen. Die Teufenabhängigkeit der Rohdichte muß im Zusammenhang mit Untersuchungen zur Partikelform, Partikelanordnung und den Verformungsmodulen bzw. der Konsolidierung analysiert werden.

Ein besonders schwieriges methodisches Problem stellt die Bestimmung der In-situ-Dichte von gasführenden Sedimenten dar. Bedingt durch die Druckentlastung und die Temperaturveränderung kommt es zu unkontrollierten Entgasungen und Volumenveränderungen in der Probe bei herkömmlichen Verfahren der Kerngewinnung. Deshalb müssen entweder In-situ-Meßverfahren ( $\gamma$ -Dichtemessung) oder Kerngewinnungsgeräte mit pneumatisch dicht schließendem Kernrohr eingesetzt werden.

Im Zusammenhang mit der zunehmenden Nutzung des Meeresbodens und den damit verbundenen Maßnahmen zur ökologischen Sicherheit wächst die Bedeutung der Untersuchung physikalischer Eigenschaften mariner Sedimente im Komplex der geowissenschaftlichen Forschung. Mit der vorgestellten Arbeit wurde ein weiterer Beitrag zum Wissen über die räumlichen Verteilungsmuster der Dichte mariner Sedimente sowie zum Verständnis der Wechselbeziehungen Dichte–sedimentologische Kenngrößen geliefert.

### Literatur

BIOT, M. A.: Theory of propagation of elastic waves in a fluid – saturated porous solid. Journ. Acoust. Soc. Am. 28 (1956) 2, 168–191.

BRÜGMANN, L.; LANGE, D.: Metal Distribution in Sediments of the Baltic Sea. — *Limnologica* 20 (1990) 1, 15–28.

LANGE, D.; NIEDERMEYER, R.-O.: Zur Untersuchung von Sedimentationsprozessen in der westlichen Ostsee (Mecklenburger Bucht) — Methodik und erste Ergebnisse. — *Wiss. W. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R.* 34 (1985) 4, 27–30.

LANGE, D.: unveröff. Zwischenergebnisse — Arkonabecken. Institut für Meereskunde, Warnemünde, 1988.

LEIPE, T.: Beiträge zur Geochemie und Geoökologie rezenter Sedimente der Boddengewässer im Nordosten der DDR. — *Diss. Univ. Greifswald*, 1986.

NIEDERMEYER, R.-O.; LANGE, D.: Modern mud deposits of the Western Baltic Sea (Mecklenburg Bight). Sedimentary environment and diagenesis. — *Beitr. Meereskd., Berlin* 60 (1989) 5–20.

Anschrift des Autors:

R. ENDLER  
Institut für Ostseeforschung  
O-2530 Warnemünde

Eingereicht: 8. Juni 1990  
Zur Veröffentlichung angenommen: 25. Juli 1990

EBERHARD HAGEN

## Zur Abschätzung einer mittleren homothermen Deckschicht — ein Beispiel aus dem Auftriebsgebiet vor Namibia

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

*Zusammenfassung:* Mit Hilfe der Literatur werden die Grundlagen erörtert, die die Abschätzung einer über die Trägheitsperiode gemittelten thermisch homogenisierten Deckschicht ermöglichen.

Die erhaltenen Beziehungen werden mit Beobachtungen von Strömung, Schichtung und Wind überprüft und deren Resultate mit beobachteten Deckschichttiefen aus dem Auftriebsgebiet vor Namibia verglichen.

Es wird gefolgert, daß lokale Windbeobachtungen von Dauerstationen oder von autonomen Bojen geeignet sind, eine durchschnittliche Deckschichtmächtigkeit abzuschätzen, wenn die mittlere Schichtung bekannt ist. In diesem Falle ist der Einfluß des Auftriebs aus mittleren Windangaben zu berücksichtigen, um eine Über- oder Unterschätzung der Deckschichtdicke zu vermeiden.

*Abstract:* By means of the literature aspects are discussed for an estimation of depths of the homothermal surface layer averaged in time over the inertial period.

The equations obtained are examined by observations of currents, stratification, and wind measured in the area with coastal upwelling off Namibia. Results calculated are compared with depths of the isothermal layer observed.

The comparison shows that local wind observations are needed together with mean values of stratification and winds. The contribution of the mean upwelling should we take into consideration in order to prevent an over- or underestimation of the mixing depths.

### 1. Einleitung

Im Zusammenhang mit der Approximation der oberflächennahen Vermischungsprozesse in hydrodynamischen Modellvarianten kommt der Parameterisierung der Tiefe der oberflächennahen Mischungsschicht seit der Arbeit von MUNK und ANDERSON (1948) eine immer größer werdende Bedeutung zu. Nachstehend wird unter den Begriffen „Mischungstiefenschicht“ die vertikale Mächtigkeit der thermisch homogenisierten Deckschicht verstanden, wie sie sich aus den Vertikalprofilen der Temperatur entnehmen läßt.

Die Frage nach dem Zeitverhalten der Mischungsschicht am Ort ist nicht von der Fragestellung nach den Ursachen für die Auflösung und/oder Abschwächung von Sprungschichten zu trennen.

Das Anliegen dieser Arbeit besteht darin, den in einem vielsprachigen und weitgefächerten Literaturkreis vorgefundenen Kenntnisstand zur Parameterisierung der lokalen Mischungstiefen in einfacher Weise zusammenzufassen. Im Ergebnis dieser Recherche wird der Vergleich von beobachteten und berechneten Mischungstiefen an einem Beispiel aus dem küstennahen Auftriebsgebiet vor Namibia angestrebt. Dabei schließt die Handhabbarkeit der gesuchten Approximationen meßtechnisch schwer zugängliche Größen aus, wozu beispielsweise die Bestimmung von Wärmeflüssen zwischen Luft und



Wasser gehört. Erstrebenswert sind solche Ansätze, die als Eingangsgrößen routinemäßig gewonnene Daten von ozeanologischen Beobachtungsstationen verwenden.

## 2. Allgemeine Aspekte

Für die nachfolgenden Ausführungen wird ein kartesisches Koordinatensystem vereinbart. Der Ortsvektor besitzt die Komponenten  $(x, y, z)$ . Die  $x$ -Achse liegt senkrecht zur Küste und fällt in ihrem Ursprung mit der Küstenlinie zusammen, die in  $y$ -Richtung orientiert ist. Die  $z$ -Achse weist positiv aufwärts. Die horizontalen Komponenten der mittleren Strömungsgeschwindigkeit  $\mathbf{v}$  in der Mischungsschicht (ML) der Mächtigkeit  $H(x, y, t)$  sind  $(u, v)$ . Die Zeit wird durch  $t$  ausgedrückt.

Das Zeitverhalten der ML spiegelt das summarische Ergebnis unterschiedlicher Beiträge der Vertikalgeschwindigkeit  $w$  wider. Die lokale zeitliche Änderung der ML ist  $w_1 = \partial H / \partial t$  und kann in küstennahen Auftriebsgebieten unter der Voraussetzung  $|d/dy| \ll |d/dx|$  und bei Divergenzfreiheit der Strömung in der ML folgendermaßen interpretiert werden:

$$\begin{aligned} \partial H / \partial t &= w_1 = w_i - w_g \\ &= dH/dt - u \cdot dH/dx. \end{aligned}$$

Darin ist  $w_1 = dH/dt$  die individuelle Änderung der ML im Ergebnis der zeitlich variablen Energieflüsse am Beobachtungsort. Der Anteil der Schichtdickenänderung durch die Advektion in der ML ist durch den mehr großräumig wirkenden Auftrieb  $w_g = u \cdot dH/dx \approx (u \cdot H)/R$  verursacht. Hier ist  $R$  der charakteristische ROSSBY-Radius. Für die Abschätzung eines mittleren Auftriebanteils ist die Näherung  $dH/dx \approx H/R$

gerechtfertigt, da nach den Ausführungen von O'BRIEN (1975) und THOMPSON (1978) der Auftrieb auf die Distanz  $-R$  von der Küste (in negativer  $x$ -Richtung innerhalb des gewählten Koordinatensystems) beschränkt ist und die Änderungen der ML innerhalb von  $R$  in küstenparalleler Richtung wesentlich geringer als in küstensenkrechter Richtung sind. Der Maßstab  $R$  beschreibt die Entfernung, die eine Schwerewelle im Verlaufe einer Trägheitsperiode  $T_f = 2\pi/f$  zurücklegt. Darin ist  $f = 2\omega \sin \varphi$  die Trägheitsfrequenz auf der geographischen Breite  $\varphi$  mit der Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation  $\omega$ . Für den Auftrieb  $w_g > 0$  ist in der ML ein ablandiger Volumentransport (EKMAN-Transport)  $(uH) < 0$  notwendig. Er ist angenähert durch die Beziehung  $(uH) = \tau_y / (\rho_0 f)$  und wird durch die geographische Breite und durch die küstenparallele Komponente der Windschubspannung  $\tau_y$  an der Meeresoberfläche bestimmt. Die mittlere Dichte in der ML ist  $\rho_0$ . Die Kombination der obigen Beziehungen liefert  $w_g = \tau_y / (\rho_0 f R)$ . Im Auftriebsgebiet vor Südwestafrika ist beispielsweise der Südostpassat durch  $\tau_y > 0$  charakterisiert. Mit  $f < 0$  und  $R < 0$  wird  $w_g > 0$ . Es ergibt sich eine gegenläufige Wirkung zwischen der abwärts gerichteten Vertiefung der ML und dem aufwärts gerichteten Auftrieb.

In erster Näherung scheint es plausibel abzunehmen, daß die Beiträge von  $w_i$  und  $w_g$  zur Veränderung von  $w_1$  überlagert und wegen der unterschiedlichen Raumskalen dynamisch entkoppelt sind. Im folgenden ist es zweckmäßig, die Anteile von  $w_i$  und von  $w_g$  zum Verhalten von  $w_1$  in der Terminologie sauber voneinander zu unterscheiden. Erfolgt die zeitliche Änderung der ML alleine durch  $w_g$ , dann wird vom Strecken und Schrumpfen der ML gesprochen. Dominieren hingegen die Beiträge von  $w_i$ , dann

wird dies als Verflachung oder Vertiefung der ML bezeichnet. Zunächst soll  $w_1 \approx w_i$  im Mittelpunkt der Betrachtungen stehen, da der Anteil von  $w_g$  nachträglich mit Hilfe einer mittleren Windschubspannung abgeschätzt werden kann.

Allgemein werden die Einträge und Verluste von Flußgrößen innerhalb der ML auf die Masseneinheit bezogen. Ihre raumzeitlichen Änderungen werden durch Variationen  $(\dot{\phantom{a}}) = (\dot{\phantom{a}}) - (\bar{\phantom{a}})$  um einen Erwartungswert  $(\bar{\phantom{a}})$  beschrieben. Werden die Fluktuationen über ein längeres Zeitintervall (Stunden, Tage) gemittelt, dann sind sie zusätzlich durch einen Querstrich gekennzeichnet. Die auf diesem Wege erhaltenen mittleren Flüsse, die auf- und abwärts gerichtet sind, schreiben sich für den Impuls in der Form  $(\overline{u'w'})$ ,  $(\overline{v'w'})$ , und für Temperatur  $(\theta)$  und Salzgehalt  $(S)$  in der Form  $(\overline{w'\theta})$  und  $(\overline{w'S})$ . Die Vermischung, die innerhalb der ML abläuft, scheint weitgehend unabhängig von der in den tieferen Schichten zu sein. Die Entkopplung ist zunächst eine plausible Annahme, da die Quelle überwiegend an der Meeresoberfläche erwartet werden kann. Hier wirken die Windschubspannung und die Wärme- und Salzgehaltsflüsse. Als summarisches Ergebnis der wirkenden Impuls- und Eigenschaftsflüsse wird die Tiefe der homogenisierten ML gebildet.

In der realen Situation ist stets eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Mischungsschicht und eine darunter liegende Sprungschicht vorhanden, d. h., es besteht ein „Fließgleichgewichtszustand“, der nur raumzeitlich modifiziert wird. Dadurch ergibt sich der praktische Aspekt für die Brauchbarkeit von sogenannten „Kompaktmodellen“, die auf eine detaillierte Kenntnis über das Verhalten der Flußgrößen innerhalb der ML verzichten. Diese Modelle bilanzieren lediglich die Einträge und Abflüsse. In diesem Sinne werden sie als Haushaltsmodelle

bezeichnet. Bei der Anwendung derartiger Näherungen darf keineswegs vergessen werden, daß schon sehr kleine vertikale Gradienten in der ML mit beträchtlichen Änderungen in den entsprechenden Untersuchungsgrößen einher gehen können. Somit wird der Gebrauch der Haushaltsmodelle zur Beschreibung des Zeitverhaltens der ML von vornherein auf einen eingegrenzten Problemkreis von Fragestellungen eingeschränkt, vergleiche WOODS (1980) und BARKMANN (1987).

Der Prototyp eines Modells für den Energiehaushalt in der ML wurde von KRAUSS und TURNER (1967) erstellt. Sie entkoppelten die Näherungsgleichungen für mechanische und thermische Energie. Die durch Dissipation zu erwartende Reibungswärme blieb dabei unberücksichtigt.

Entsprechend der genannten Aufgabenstellung ist eine Bilanzgleichung für den Energiehaushalt gesucht. Die zeitliche Änderung der totalen Energie wird innerhalb der ML bestimmt durch

- den Nettoeintrag  $(Q_s)$  der Oberflächenflüsse aus der Luft in das Wasser
- Gewinn kinetischer Energie  $(S)$  für den hochfrequenten Teil des Strömungsspektrums (Turbulenz) aus der mittleren vertikalen Stromscherung im Sinne von Stundenmittelwerten
- Energieverlust  $(D)$  durch Dissipation
- Energieverlust  $(W)$  durch das abwärts gerichtete Abstrahlen von Gravitationswellen, die in der ML angeregt werden und einen Teil ihres Energievorrates an Schichten abgeben, die tiefer liegen.

Die praktische Verwertbarkeit der Haushaltsmodelle richtet sich nach der geeigneten Parameterisierung von  $Q_s$ ,  $S$ ,  $D$  und  $W$ . Durch die Vernachlässigung der reibungsbedingten Wärme in der ML erfordern die Haushaltsmodelle die Erhaltung der poten-

tiellen Energie des Massenfeldes ( $E_{\text{pot}}$ ). Beispielsweise haben MIROPOLSKII (1970), NILLER (1975) und KIM (1976) die Dissipation  $D$  als festen Bestandteil der Energieproduktion durch die Windschubspannung aufgefaßt. Sowohl DENMAN (1973) als auch NILLER (1975) argumentierten, daß die zeitliche Änderung der kinetischen Energie ( $E_{\text{kin}}$ ) des hochfrequent fluktuierenden Stromfeldes in der ML so gering ist, daß ihr Beitrag zum Energiehaushalt vernachlässigbar wird. Nach Beobachtungen von KÄSE und OLBERS (1979) kann im Einzelfall der Anteil des Energieverlustes der ML, der durch das Abstrahlen von Schwerwellen in tiefere Wasserschichten entsteht, beachtlich sein. Wegen der noch bestehenden Schwierigkeiten seiner Parameterisierung wird der Beitrag von  $W$  in den meisten Modellansätzen nicht berücksichtigt. Eine prinzipielle Rechtfertigung ist dafür noch durch geeignete Beobachtungen zu erbringen.

Mit Hilfe der vereinbarten Vereinfachungen resultiert die Bilanz

$$dE_{\text{pot}}/dt = Q_s + S - D. \quad (1)$$

Mit ihr wurden durch CUSHMAN-ROISIN (1981) die in der Literatur vorgefundenen Modelle zur Beschreibung der ML in zwei generelle Gruppen eingeteilt:

– Die Änderung von  $E_{\text{pot}}$  mit der Zeit wird ausschließlich durch die Nettoflüsse  $Q_s$  und durch die Dissipation  $D$  bestimmt. In diesem Falle wird von turbulenten Erosionsmodellen (TEM) gesprochen. Für sie gilt

$$dE_{\text{pot}}/dt = Q_s - D.$$

– Die Änderung von  $E_{\text{pot}}$  mit der Zeit wird nur durch die Vermischungsprozesse bestimmt, die infolge der vertikalen Scherung des mittleren Stromes  $S$  und durch die Dissipation  $D$  entstehen. Bei

dieser Auffassung wird von dynamischen Instabilitätsmodellen (DIM) gesprochen, und es gilt

$$dE_{\text{pot}}/dt = S - D. \quad (3)$$

Beide Modellvarianten wurden von PRICE u. a. (1978) auf ihre Leistungsfähigkeit geprüft. In Abhängigkeit von den jeweils betrachteten Raum- und Zeitmaßstäben kommt es teilweise zu einer quantitativen und qualitativen Übereinstimmung, die sich jedoch nicht derart verallgemeinern läßt, daß ein Arbeitskatalog erstellbar ist, der die Anwendungsentscheidung für eine TEM- oder DIM-Variante bereithält. Weiterhin zeigte der Vergleich, daß für eine DIM-Variante keine Beobachtungen in der Form von Tages- oder Monatsmittelwerten geeignet sind, da die hochfrequenten Strömungsfuktuationen, die bei dieser Version entscheidend sind, nur unzureichend berücksichtigt werden. Falls nur derartige Eingangsdaten verfügbar sind, wird die Anwendung eines TEM-Modells empfohlen. Für den Zeitbereich von Minuten bis Stunden ist dagegen die Anwendung einer DIM-Variante erfolversprechend.

Die detaillierte Untersuchung der Prozesse innerhalb der ML verlangt genaue Ermittlung der raum-zeitlichen Strukturen der Größen  $(u'w')$ ,  $(v'w')$ ,  $(\theta'w')$  und  $(S'w')$ . Dabei bestimmt die summarische Relation der auf- und abwärts gerichteten Flüsse, ob sich die ML am Ort vertieft oder aber ob sie flacher wird. Die in den Vertikalsondierungen der Temperatur beobachtete Untergrenze der homogenisierten Deckschicht ist als die Tiefe aufzufassen, in der der mittlere abwärtsgerichtete Wärmefluß  $(w'\theta')$  pro Masseneinheit durch den Einfluß der Dissipation verschwindet. Innerhalb der ML wirkt dabei ein Ensemble unterschiedlicher Prozesse, deren Vermischungsbeitrag raumzeitlich variiert. Die Be-

stimmung der vertikalen „Konvergenz“ zwischen ab- und aufwärts gerichteten Wärmefläßen ist meßtechnisch sehr aufwendig und wird derzeit nicht im erforderlichen Maße beherrscht. Es ist anzunehmen, daß das Verhältnis zwischen den auf- und abwärts gerichteten Vermischungsanteilen infolge der fluktuierenden Anregung und der eingreifenden Dissipation nicht über eine „längere“ Zeit konstant sein kann. Daraus resultiert eine zeitliche Veränderung der thermischen Mischungstiefe.

Für eine Reihe praktischer Fragestellungen scheint die Aussage über eine zeitlich gemittelte ML ausreichend zu sein. Dabei bietet sich eine Mittelung über die Dauer eines Tages an, da dann die Einflüsse der täglichen Ein- und Ausstrahlung (Konvektionsbeitrag für die ML) weitgehend eliminiert oder wenigstens stark gedämpft werden.

Für Zeitskalen, die länger als ein Tag wirksam werden, zeigen die Vergleiche von TEM- und DIM-Varianten eine quantitative Übereinstimmung, wenn der Dissipations-term „entsprechend“ angepaßt wird. Die erforderliche Abstimmung dieses Beitrages ist der eigentliche Subjektivitätsfaktor, da für ihn gegenwärtig keine allgemeingültigen Parameteransätze existieren.

Im Falle einer aktuell zu analysierenden Situation wird der „Fließgleichgewichtszustand“ in der ML vornehmlich durch die Variation der Windschubspannung am Ort modifiziert, da der Einfluß der Nettoflüsse von Wärme und Salzgehalt, gemittelt über ein ausgewähltes Zeitintervall, vergleichsweise gering ist. Bezüglich des Beitrages der in der ML ablaufenden Eigenschaftsflüsse zur Vertiefung oder Verflachung derselben wird an dieser Stelle auf die Untersuchungsergebnisse von GARWOOD (1977), CUSHMAN-ROISIN (1981), AKEN (1984) und PRICE u. a. (1986) verwiesen.

### 3. Parameterisierungsansätze

#### 3.1. Kennzahlen

Da die Fluktuationen des Stromfeldes entscheidend in den Energiehaushalt der ML eingreifen, ist es zweckmäßig, im Periodenspektrum der Strömungsbeobachtungen nach einem geeigneten Intervall für die Mittelbildung Ausschau zu halten. Eine Vielzahl von Zeitreihenanalysen aus den Schelfgebieten des Atlantiks weisen die halbtägige Gezeitenperiode ( $M_2$ ), den Tagesgang und die lokale Trägheitsperiode ( $T_f$ ) als energiereich aus, vergleiche beispielsweise HAGEN (1979). In den Regionen, in denen  $T_f$  ein geradzahliges Vielfaches der  $M_2$ -Periode ist, bietet sich eine Mittelbildung der Eingangswerte über  $T_f$  an. Dadurch wird sowohl der Einfluß der Periodizität der  $M_2$  als auch der der  $T_f$  auf die mittlere Energiebilanz in der ML unterdrückt. Die Trägheitsbewegungen werden durch lokale Windänderungen an der Meeresoberfläche angeregt und besitzen nach HASSELMANN (1970) und POLLARD (1970) eine signifikante Vertikalstruktur, die durch die Schichtung geprägt wird. Ihre eigene Vertikalkomponente ist dabei sehr gering. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Vertikalscherung ihrer Horizontalkomponenten einen wirksamen Beitrag zur Produktion hochfrequenter Strömungsfuktuationen liefert und damit zur Vertiefung der ML beiträgt. Es gibt Beobachtungsbelege, die dafür und dagegen sprechen. Als Kompromiß lassen sich folgende Überlegungen anstellen:

Im gewählten Koordinatensystem sei der Dichtesprung  $-\Delta\rho$  über die Tiefe der Mischungsschicht  $H = H(x, y)$  zu einer Beobachtungszeit gegeben. Das negative Vorzeichen verdeutlicht, daß die Dichte mit abnehmender Wassertiefe abnimmt. Die Referenzdichte sei  $\rho_0 = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ . Der

archimedische Auftrieb infolge des Dichteunterschiedes ist

$$B = -g(\Delta\rho/\rho_0) \cdot H = g'H = N^2H^2. \quad (4)$$

Darin ist  $g = 9,8 \text{ m s}^{-2}$  die Erdbeschleunigung. Als Maß für die Schichtung wird die VÄISÄLÄ-Frequenz  $N^2 = -(g/\rho_0)(\Delta\rho/H) = g'/H$  verwendet. Darin ist  $g' = -g(\Delta\rho/\rho_0)$ . Für  $\Delta\rho < 0$  wird  $g' > 0$  und wirkt der abwärtsgerichteten Erdbeschleunigung entgegen. Daher wird  $g'$  auch als die durch  $B$  reduzierte Erdbeschleunigung bezeichnet.

Entsprechend der Aufgabenstellung ist der durch (4) formulierte Auftrieb ( $B$ ) in Beziehung zur Windschubspannung ( $\tau$ ) zu setzen. Die gesuchte Relation wird nach CUSMAN-ROISIN (1981) durch die RICHARDSONSCHE Reibungszahl  $Ri_r$  in der Form

$$Ri_r = N^2H^2/(2u_+^2) \quad (5)$$

gefunden. Darin ist  $u_+^2 = |\tau|/\rho_0$  das Quadrat der Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_+$  mit den Windschubspannungskomponenten

$$(\tau_x, \tau_y) = C_d \rho_a \cdot |V_w| \cdot (U, V). \quad (6)$$

Der Vektor der Windgeschwindigkeit  $V_w$  besitzt die Komponenten ( $U, V$ ). In erster Näherung ist der empirisch ermittelte Zahlenwert  $C_d = 1,3 \cdot 10^{-3}$  konstant. Dieser Parameter ist abhängig von den durchschnittlichen Stabilitätsbedingungen der Luftschicht über dem Wasser. Die Luftdichte ist angenähert durch  $\rho_a = 1,25 \text{ kg m}^{-3}$ . Der Betrag der Windschubspannung ergibt sich durch  $|\tau| = (\tau_x^2 + \tau_y^2)^{1/2}$ .

In (5) wird der Einfluß der Dichteschichtung in Relation zum Windeinfluß gesetzt. Für alle TEM-Varianten ist  $Ri_r$  eine wichtige Kennziffer. Für „normale“ Bedingungen ist  $Ri_r \gg 1$ . Bei der Anwendung einer DIM-Variante wird die RICHARDSONSCHE Gradientenzahl

$$Ri_g = N^2H^2/(\Delta v)^2 \quad (7)$$

als charakteristische Größe angesehen. Sie setzt die Schichtung ( $N^2$ ) in Relation zur vertikalen Stromscherung ( $\Delta v/H$ ). Beide Kennzahlen in (5) und (7) sind dimensionslos. Die Form (7) wurde beispielsweise von POLLARD u. a. (1973) und von KUNDU (1980) zur Formulierung ihrer DIM-Modelle verwendet.

Die Eindringtiefe  $h$  der Trägheitsoszillationen wird durch die Zahl

$$J = h/H \approx u_+/(H \cdot f) \quad (8)$$

in Relation zur Dicke der ML gebracht.

Nach den Untersuchungen von WELLER (1981) reicht der lokale Windeinfluß im Frequenzband von  $f$  am tiefsten hinab. Allgemein gilt  $h > H$  und  $J > 1$ .

### 3.2. Mischungstiefen

Nach den bisherigen Ausführungen ist es plausibel, daß die vom Wind in die Mischungsschicht (ML) der Dicke  $H$  eingebrachte kinetische Energie nach Ablauf einer Trägheitsperiode über die Schicht  $h > H$  umverteilt wird. Daraus folgt die Erwartung

$$u_+^2/H \sim c^2/h = N^2H^2/h. \quad (9)$$

Hier ist  $c$  die Phasengeschwindigkeit der Schwerwellen in der ML. Sie ist gegeben durch  $c^2 = g'H = N^2 \cdot H^2$ . Gemäß der Beziehung (8) ist die Eindringtiefe der  $T_f$ -Oszillationen durch die Proportionalität  $h \sim u_+/f$  angebbbar. Um aus der Proportionalität (9) eine Gleichung zu erhalten, führten beispielsweise PRICE u. a. (1978) und CUSMAN-ROISIN (1981) einen Koeffizienten ( $p$ ) ein, der den Verlust an  $E_{\text{kin}}$  durch Dissipation pauschal erfassen soll. Die aus (9) mit  $p$  folgende Gleichung wird über  $T_f$  integriert. Die aus der Mittelbildung über  $T_f$  erhaltenen Werte  $\bar{u}_+$  und  $\bar{N}^2$  werden einge-

setzt, und es resultiert die Bestimmungsgleichung

$$\bar{H} = \bar{u}_+ \cdot (6\pi \cdot \bar{p}/(f \cdot \bar{N}^2))^{1/3} \quad (10)$$

mit  $\bar{p} = \bar{Ri}_r/(3\pi \cdot \bar{J})$ . Allgemein wird  $\bar{p}$  in der Größenordnung von 1 erwartet. Inhaltlich entspricht die Gleichung (10) der Beziehung (6.33) von KRAUSS (1972).

Beispielsweise erhielten PHILLIPS (1979) (KP) und BADAN-DANGON u. a. (1986) (BD) einen ähnlichen Sachverhalt, wie er durch (10) ausgedrückt wird. Ohne auf die Ableitung der entsprechenden Energiehaushaltsbeziehungen im Detail einzugehen, werden die Bestimmungsgleichungen für  $\bar{H}$  zum Vergleich an dieser Stelle mitgeteilt:

$$\bar{H}_{\text{KP}} = 1,1 \cdot \bar{u}_+/(f^2\bar{N})^{1/3}, \quad (11)$$

$$\bar{H}_{\text{BD}} = 1,7 \cdot \bar{u}_+/(f\bar{N})^{1/2}. \quad (12)$$

Während die Beziehung (10) den Einfluß der Schichtung durch  $\bar{N}^2$  betont, unterstreicht (11) die Bedeutung der Trägheitsoszillationen durch  $f^2$ , und (12) wichtet die Bedeutung von Wind ( $\bar{u}_+$ ), Schichtung ( $\bar{N}$ ) und Trägheitsbewegung ( $f$ ) gleichermaßen. Die Beziehung (12) wurde von NILLER (1975) mit dem Koeffizienten 1,9 erfolgreich zur Abschätzung von  $\bar{H}$  genutzt.

Der Vergleich der Bestimmungsgleichungen (10), (11) und (12) offenbart einen gemeinsamen linearen Zusammenhang zwischen  $\bar{H}$  und  $\bar{u}_+$ . Unter Beachtung von  $\bar{u}_+^2 = |\bar{\tau}|/\rho_0$  ergibt sich mit der Zahlenwertgleichung (6) die allgemeine Schreibweise für eine zeitlich gemittelte TEM-Variante

$$\bar{H} = \varepsilon(f, \bar{N}) \cdot |\bar{V}_w|. \quad (13)$$

Dabei sind für die Koeffizienten ( $\varepsilon$ ) die Ausdrücke

$$\varepsilon(f, \bar{N})_{\text{TEM}} = (C_d \rho_a / \rho_0)^{1/2} \cdot (6\pi \bar{p} / (f \bar{N}^2))^{1/3} \text{ in (10)}$$

$$\varepsilon(f, \bar{N})_{\text{KP}} = 1,1(C_d \rho_a / \rho_0)^{1/2} / (f^2 \bar{N})^{1/3} \text{ in (11)}$$

$$\varepsilon(f, \bar{N})_{\text{BD}} = 1,7(C_d \rho_a / (\rho_0 f \bar{N}))^{1/2} \text{ in (12)}$$

einzusetzen. Diese Koeffizienten haben die Dimension einer Zeit.

Bei der Abschätzung der Mischungstiefe  $\bar{H}$  mit Hilfe einer TEM-Variante in der Form der Gleichung (13) ist der Beitrag vernachlässigt, der durch  $w_g$  mit Strecken und Schrumpfen verursacht wird. Implizit ist die Annahme enthalten, daß über das Mittelungsintervall die Erzeugung der  $E_{\text{kin}}$  für das hochfrequente Stromfeld annähernd durch die Dissipation ausgeglichen ist. Ob diese Voraussetzung real ist, muß zukünftig durch Messungen der einzelnen Flußgrößen überprüft werden.

Durch interne Wellen ausgelöste Strömungsinstabilitäten wandeln zusätzlich  $E_{\text{pot}}$  des Massenfeldes in  $E_{\text{kin}}$  des Stromfeldes um und tragen somit zur Abschwächung der Schichtung bei (WOODS 1968). Diese Prozesse sollten zukünftig intensiver untersucht werden. Eine Vielzahl umfangreicher experimenteller Studien ergab Hinweise, daß die Vertikalscherung der mittleren Strömung keine kritischen  $\bar{Ri}_g$  erzeugen kann, da sie nur indirekt mit den hochfrequenten Strömungsfuktuationen der Vermischungsprozesse in Wechselwirkung stehen. Der Term  $S$  kann für gemittelte Werte (Stundenmittel, Tagesmittel) nicht als die entscheidende Größe in Beziehung (1) angesehen werden. Doch wird sein Beitrag auch nicht völlig zu vernachlässigen sein. Je kürzer die Intervalle der Mittelbildung werden, desto notwendiger wird es den Beitrag von  $S$  im Energiehaushalt der ML zu berücksichtigen, beispielsweise für Zeitskalen von Minuten. Die für die Vermischungsprozesse kritische Stabilitätsgrenze wird in den Haushaltsmodellen sowohl durch  $\bar{Ri}_r$  als auch durch  $\bar{Ri}_g$  beschrieben. Es ist naheliegend anzunehmen, daß sich die Beiträge beider Modellvarianten in erster Näherung additiv ergänzen. Die resultierende totale Mischungstiefe  $\bar{H}_{\text{tot}}$  ergibt sich nach der Umstellung

von (7) nach  $\bar{H}$  mit Gleichung (13) in der Form

$$\bar{H}_{\text{Tot}} = \varepsilon(f, \bar{N}) \cdot |\bar{V}_w| + (\overline{\Delta v} / \bar{N}) \cdot \bar{R}i_g^{1/2}. \quad (14)$$

Zur Abschätzung einer mittleren Mischungstiefe mit Hilfe der Beziehung (14) sind die Beobachtungen der Windgeschwindigkeit  $|\bar{V}_w|$ , und Angaben zur mittleren Schichtung  $\bar{N}$  und Strömungsdifferenz  $\overline{\Delta v}$  zwischen der Oberfläche und der Sprungschicht erforderlich.

Die Anwendbarkeit der Beziehungen (13) und (14) soll im folgenden an einem Beispiel mit schwacher Schichtung aus dem küstennahen Auftriebsgebiet überprüft werden.

## 4. Beobachtungsergebnisse

### 4.1. Datenbasis

Entsprechend der vorangegangenen Ausführungen zur rechnerischen Abschätzung einer mittleren Mischungstiefe ist im folgenden der Vergleich der nach Beziehung (14) erhaltenen Werte mit einer „beobachteten“ Mischungstiefe vorzunehmen. Dafür ist es notwendig, ein Kriterium zu finden, das es gestattet, aus beobachteten Hydrographiewerten auf die Dicke der thermisch homogenisierten Deckschicht zu schließen. Ausgehend von der Temperatur an der Oberfläche, wurde nach LAMB (1984) durch lineare Interpolation die Tiefe ermittelt, in der die Temperatur exakt 1 K geringer war. Diese Tiefe wurde als beobachtete Mischungstiefe aufgefaßt und mit  $H^+$  bezeichnet. Eine Fehlablesung der Oberflächentemperatur um  $\pm 2 \cdot 10^{-2}$  K ergibt im Mittel ein Intervall  $\Delta \bar{H}^+ = \pm 0,13$  m. Diese Änderung liegt in der gleichen Größenordnung, wie sie sich durch das Anbringen der

Wasserschöpfer an der Trosse um die Tiefenmarke ergeben kann. Summarisch wird daher ein durchschnittlicher methodischer Fehler von etwa  $\Delta \bar{H}^+ = \pm 0,2$  m zu beachten sein.

Nach der Durchsicht aller am IfM Warnemünde archivierten Ankerstationsbeobachtungen vor Nord- und Südwestafrika wurden die Meßergebnisse von FS „A. v. Humboldt“ ausgewählt, die im November 1976 auf der Position  $20^\circ 16' S$ ,  $14^\circ 05' E$  über dem Schelf vor der Küste Namibias erarbeitet worden sind.

Einige meteorologische und alle ozeanologischen Daten wurden im Zyklus von drei Stunden vermessen. Die Angaben zu Windgeschwindigkeit und Windrichtung beziehen sich auf das Niveau 10 m über der Meeresoberfläche. Die hydrographischen Meßwerte, wie Temperatur und Salzgehalt, wurden mit Nansen-Schöpfern durch Kippthermometer und Salinometermessungen an den geschöpften Wasserproben gewonnen. Die Tiefenbestimmung erfolgte über die Länge der ausgegebenen Trosse unter Beachtung des beobachteten Trossenwinkels gegenüber der Lotrichtung. Aus Tiefe, Temperatur und Salzgehalt wurde mit Hilfe der alten Standardformel die Dichte berechnet. Die Meßwerte wurden von SCHULZ u. a. (1979) in einem Datenbericht veröffentlicht. Die Lottiefe betrug auf der Dauerstation (DS) 81 m. Parallel zu den Beobachtungen auf der DS waren drei in einem Dreieck angeordnete Bojenstationen mit Strömungsmessern des Typs LSK 801.2. installiert. Weitere Einzelheiten, die die Strömungsmessungen betreffen, sind bei HAGEN (1979) zu finden.

Eine Übersicht über die Bojenanordnung mit der Position der Ankerstation ist in Abb. 1 dargestellt.

Alle verwertbaren Strömungs- und Windbeobachtungen wurden in ihre küsten-

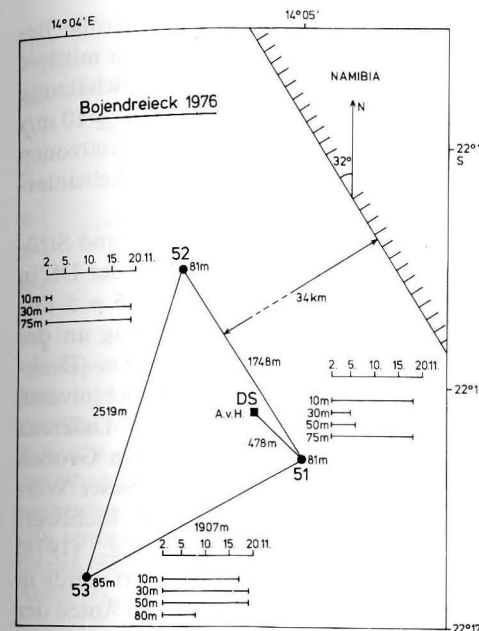


Abb. 1

Anordnung der Bojenstationen mit Strömungsmessern des Typs LSK 801.2. und Position der Dauerstation (DS) von FS „A. v. Humboldt“ über dem Schelf vor der Küste Namibias im November 1976 nach HAGEN (1979) (Die Registrierdauer der Strömungsmessgeräte ist für die betreffenden Tiefen eingetragen; der Küstenverlauf weicht um  $32^\circ$  von der Nordrichtung (N) ab.)

parallelen und küstensenkrechten Komponenten zerlegt. Dazu wurde das Koordinatensystem um  $32^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn relativ zur Nordrichtung gedreht. Anschließend wurden die Einzelwerte zu Stundenmittelwerten zusammengefaßt. Für die angestrebte Vergleichbarkeit mit den dreistündig erhaltenen Hydrographiewerten wurden gleichlange Zeitreihen durch Streichen der Zwischenwerte erstellt. Die Streichen erfolgte nach der Anwendung einer übergreifenden Mittelbildung. Diese Tief-

paßfilterung erstreckte sich über das Zeitintervall der lokalen Trägheitsperiode  $T_f = 32$  h.

Aus Windgeschwindigkeit und Windrichtung wurden mit Hilfe der Beziehung (6) die Komponenten der Windschubspannung ermittelt. Dabei ist einmal  $C_d = 1,3 \cdot 10^{-3}$  als konstanter Wert aufgefaßt und andererseits die Abhängigkeit  $C_d(V_w)$  nach SAUNDERS (1976) verwendet worden. Der Vergleich der Ergebnisse beider Varianten zeigte keine gravierenden Unterschiede in den errechneten  $\bar{H}$ -Werten. Bezüglich der Problematik, die mit  $C_d$  verbunden ist, wird auf die Arbeiten von WILLEBRAND (1978), KONISHI und NANNITI (1979) sowie von PROVOTOROV u. a. (1984) verwiesen.

Für die Bestimmung der VÄISÄLÄ-Frequenzen  $\bar{N}(z)$  wurden alle Dichtewerte aus den diskreten Meßtiefen mit Hilfe der Splineinterpolation von AKIMA (1970) auf Solltiefen interpoliert. Anschließend wurden die vertikalen Dichtegradien bestimmt. Als Bezugsdichte  $\rho_0$  wurde die jeweilige mittlere Dichte der betreffenden Schicht eingesetzt. Die erhaltenen Zeitreihen wurden dann zeitlich über  $T_f$  und vertikal über die Zahl der Meßtiefen gemittelt. Mit den erhaltenen  $\bar{N}_v(t)$  wurden dann die Koeffizienten  $\varepsilon(f, \bar{N}, t)$  gleitend für jede Trägheitsperiode errechnet und gemeinsam mit den entsprechend gefilterten  $|\bar{V}_w|$ -Werten in Beziehung (13) eingesetzt, um  $\bar{H}_{\text{TEM}}$ ,  $\bar{H}_{\text{KP}}$  und  $\bar{H}_{\text{BD}}$  zu berechnen.

### 4.2. Approximationsvergleich

Der lineare Zusammenhang zwischen der Windgeschwindigkeit und der Mischungstiefe gemäß Beziehung (13) ist in Abb. 2 für die drei besprochenen TEM-Varianten unter Berücksichtigung der typischen Schichtwerte an der DS in Abhängigkeit von

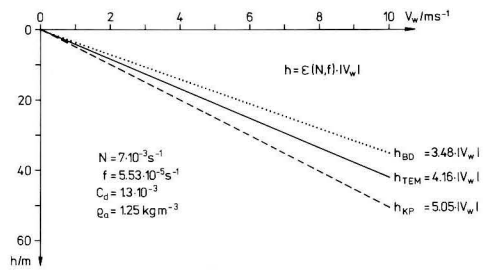


Abb. 2 Vergleich der Mischungstiefen  $h = H$  für drei TEM-Varianten gemäß Gleichung (10), (11) und (12) in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit  $|V_w|$  mit der für die Dauerstation errechneten mittleren VÄISÄLÄ-Frequenz  $N = \bar{N}_v$

$V_w$  dargestellt. Die Beziehung (10) liefert einen Zusammenhang, der zwischen dem der Gleichungen (11) und (12) liegt. Insofern scheint die Schätzung der Mischungstiefe durch (10) eine Kompromißlösung zwischen den beiden anderen in der Literatur vorgefundenen Varianten zu sein. Die generelle Gültigkeit der linearen Korrespondenz  $\bar{H}(\bar{V}_w)$  bleibt jedoch fraglich, speziell für hohe

Windgeschwindigkeiten und für große Beiträge der VÄISÄLÄ-Frequenzen. Für mittlere Bedingungen über  $T_f$  wird eine Schätzung von  $\bar{H}(\bar{V}_w)$  im Intervall  $2 \leq |\bar{V}_w| \leq 10$  m/s möglich. Für die Gebiete der Passatzonen ist das angegebene Geschwindigkeitsintervall akzeptabel.

Charakteristische Schichtungs- und Strömungswerte ergaben für die Zeit der DS in Gleichung (10) den Koeffizienten  $\bar{p} = 5$ . Die mittlere Strömungsdifferenz betrug an der Boje 53 (vgl. Abb. 1) zwischen 10 m (Deckschicht) und 30 m (Sprungschichtniveau)  $\bar{\Delta v} = 0,17$  m/s. Mit Hilfe dieser Differenz und den in Tabelle 1 aufgelisteten Größen wurde  $(\bar{Ri}_g)^{1/2} = 0,8$  erhalten. Dieser Wert stimmt hinreichend mit dem Richtwert  $(Ri_g)^{1/2} = 0,806$  von PRICE u. a. (1978) überein. Der ermittelte Zahlenwert wurde in Gleichung (14) eingesetzt, um den Anteil der DIM-Variante zu berücksichtigen. Die zeitlichen Verläufe der Windgeschwindigkeit, der beobachteten isothermen Deckschichttiefe, des Anteils der TEM-Variante gemäß (10) und die der totalen Mischungstiefe nach

Tabelle 1

Mittelwerte ( $\bar{x}$ ) und deren Varianz  $\sigma^2$ , Maxima (Max) und Minima (Min) sowie deren Differenz ( $D$ ), Schiefe ( $S$ ) und Exzeß ( $E$ ) für die 111 Meßwerte umfassenden Zeitreihen, die über die Trägheitsperiode  $T_f = 32$  h übergreifend gemittelt wurden (Windgeschwindigkeit  $= V_w$ , vertikal gemittelte VÄISÄLÄ-Frequenz  $N_v$ , beobachtete isotherme Deckschichttiefe  $H^+$ , Mischungstiefe  $H_{TEM}$  nach (10),  $H_{KP}$  nach (11),  $H_{BD}$  nach (12) und  $H_{Tot}$  nach Beziehung (14))

	Einheit	$\bar{x}$	$\sigma^2$	Max	Min	$D$	$S$	$E$
$ \bar{V}_w $	m/s	4,9	2,40	8,3	2,0	6,3	0,12	-0,72
$\bar{N}_v \cdot 10^3$	1/s	7,0	0,32	9,2	6,9	2,3	-0,25	-0,85
$\bar{H}^+$	m	16,9	22,12	27,1	8,7	18,4	0,39	-0,95
$\bar{H}_{TEM}$	m	15,1	35,6	29,0	6,0	23,0	0,46	-0,81
$\bar{H}_{KP}$	m	20,6	51,7	35,0	8,4	26,6	0,23	-0,95
$\bar{H}_{BD}$	m	13,0	23,4	22,8	5,2	17,6	0,33	-0,94
$\bar{H}_{Tot}$	m	19,7	49,9	41,7	9,1	32,6	0,96	0,54

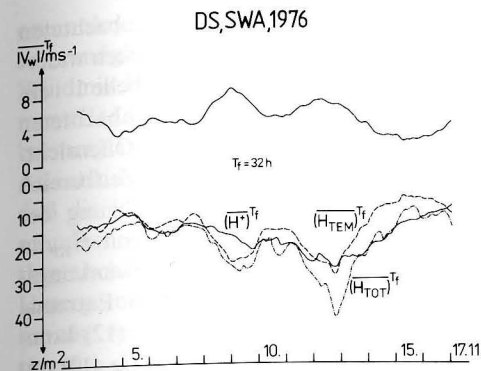


Abb. 3 Zeitliche Verläufe der über die Trägheitsperiode  $T_f = 32$  h gleitend gemittelten Werte des Betrages der Windgeschwindigkeit  $|V_w|$ , der beobachteten isothermen Deckschicht  $\bar{H}^+$ , der nach Beziehung (10) errechneten Mischungstiefen  $\bar{H}_{TEM}$  und der totalen Mischungstiefe aus TEM- und DIM-Anteil  $\bar{H}_{Tot}$  gemäß Gleichung (14)

(14) sind in Abb. 3 dargestellt. Deutlich wird die Reaktion aller Mischungstiefen auf die Windspitzen am 9. 11. und am 12. 11. 1976.

Die mit Hilfe von Beziehung (10) errechneten Mischungstiefen  $\bar{H}_{TEM}$  sind in Abb. 4 mit den beobachteten Mischungstiefen  $\bar{H}^+$  korreliert worden.

Infolge der in den Meßreihen enthaltenen Autokorrelation wurde ein effektiver Freiheitsgrad durch das Integral über die Autokorrelationsfunktion  $N_{eff} = 23$  bestimmt (vgl. TAUBENHEIM 1969). Der Korrelationskoeffizient  $r = 0,76$  ist demnach mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,01% signifikant. Die gleiche Prozedur wurde für die nach den Gleichungen (11) und (12) die nach den Gleichungen (11) und (12) ermittelten  $\bar{H}$ -Werte durchgeführt. Daraus ergeben sich nachstehende Regressionsbeziehungen:

$$\bar{H}^+ = (7,81 \pm 0,79) + (0,60 \pm 0,04) \cdot \bar{H}_{TEM} \quad \text{mit } r = 0,76,$$

$$\bar{H}^+ = (7,97 \pm 1,02) + (0,43 \pm 0,05) \cdot \bar{H}_{KP} \quad \text{mit } r = 0,64,$$

$$\bar{H}^+ = (7,77 \pm 0,90) + (0,69 \pm 0,06) \cdot \bar{H}_{BD} \quad \text{mit } r = 0,72.$$

Die Regression zwischen isothermer Deckschicht  $\bar{H}^+$  und Windgeschwindigkeit  $|\bar{V}_w|$  liefert

$$\bar{H}^+ = (9,28 \pm 1,27) + (1,57 \pm 0,25) \cdot |\bar{V}_w| \quad \text{mit } r = 0,52.$$

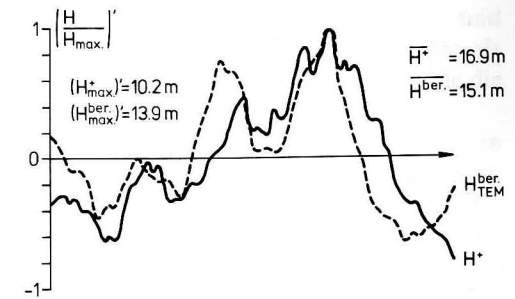
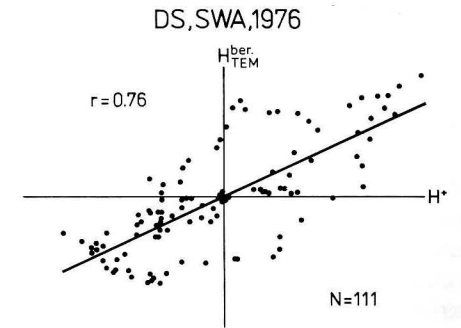


Abb. 4 Regressionsdiagramm zwischen den beobachteten isothermen Deckschichttiefen nach dem 1 K-Kriterium  $\bar{H}^+$  und den berechneten Mischungstiefen nach Gleichung (10)  $\bar{H}_{TEM}$  sowie deren zeitliche Verläufe für die Zeit der Dauerstation (Die  $N = 111$  Werte umfassenden Zeitreihen der über  $T_f = 32$  h gleitend gemittelten Anomalien abzüglich der Mittelwerte über die Zeit der Dauerstation sind auf die Extremwerte normiert und mit der Abszisse als Zeitachse wie in Abb. 3 dargestellt.)

Die letzte Korrelation  $\bar{H}^+(\bar{V}_w)$  ist bei Berücksichtigung des effektiven Freiheitsgrades mit einer Wahrscheinlichkeit von 99% signifikant. Die Wertebereiche der Regression sind der Tabelle 1 zu entnehmen. Gleichzeitig wird durch den Vergleich der aufgelisteten Werte von Schiefe und Exzeß der Charakter der untersuchten Zeitreihen bezüglich normalverteilter Werte deutlich. Beim Vergleich zwischen den rechnerisch abgeschätzten und beobachteten Mischungstiefen ist nicht nur eine betragsmäßige und vorzeichengerechte Übereinstimmung von Schiefe und Exzeß gefordert, sondern auch ein signifikanter Korrelationskoeffizient. Die Regression in Abb. 5 belegt, daß die

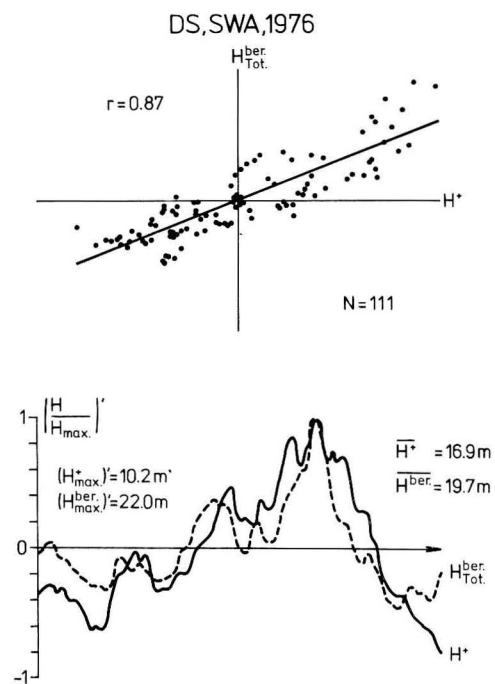


Abb. 5  
Regressionsdiagramm wie in Abb. 4, aber mit den nach Beziehung (14) errechneten totalen Mischungstiefen  $\bar{H}_{Tot}$  und den entsprechenden Zeitreihen mit der Abszisse als Zeitachse wie in Abb. 3

Variante  $\bar{H}_{Tot}$  gemäß (14) die beobachteten Mischungstiefen  $\bar{H}^+$  am geeignetsten widerspiegelt. Allerdings zeigt Tabelle 1 ein Maximum, das den Wert des beobachteten Maximums erheblich übertrifft. Offensichtlich erfolgt mit Beziehung (14) im Zeitbereich von  $T_f$  zeitweilig eine Überschätzung der ML. Die Gleichung (11) liefert mit  $\bar{H}_{KP}$  in Tabelle 1 eine relativ große Schwankungsbreite zwischen den errechneten Extrema. Die Ergebnisse nach Beziehung (12) kommen mit  $\bar{H}_{BD}$  denen der Beziehung (10) mit  $\bar{H}_{TEM}$  am nächsten. Dementsprechend sind ihre Korrelationskoeffizienten in Bezug auf  $\bar{H}^+$  nicht signifikant voneinander verschieden.

Der in Tabelle 1 ausgewiesene Vorzeichenunterschied in der Exzeßangabe für  $\bar{H}_{Tot}$  und  $\bar{H}^+$  deutet auf einen prinzipiellen Unterschied zwischen beiden Zeitverläufen hin. Obwohl die Regression in Abb. 5 mit  $r = 0,87$  im Vergleich zur Regression in Abb. 4 eine „strammere“ Korrelation ausweist, ist mit Hilfe der Angaben in Tabelle 1 zu schlußfolgern, daß bei fehlenden Kenntnissen zur mittleren Stromscherung  $\Delta v/H$  die reine TEM-Variante in der Form von Beziehung (10) oder (12) eine praktisch akzeptable Schätzung der homothermen Deckschicht in schwachgeschichteten Auftriebsgebieten ermöglicht.

## 5. Diskussion

Die Tiefe der thermisch homogenisierten Deckschicht  $H$  ist allgemein nicht identisch mit der Windmischungstiefe, die als wählbare Größe in den Modellansätzen zur Beschreibung der raum-zeitlichen Stromfeldmuster Anwendung findet, vergleiche beispielsweise FENNEL (1988). Dabei wird die Windschubspannung als Volumenkraft bis zur Windmischungstiefe aufgefaßt. Aus

ozeanologischen Standardbeobachtungen ist es unmöglich, auf die Dicke der aktuellen Windmischungsschicht zu schließen. Experimentelle Untersuchungen zur Farbstoffausbreitung im subtropischen und tropischen Atlantik durch FENNEL u. a. (1983) belegten, daß die Untergrenze der lokalen Windmischungstiefe stets geringer war als die der thermisch homogenisierten Deckschicht. Die Untergrenze der lokalen Farbstoffvermischung war bereits nach einigen Stunden erreicht. Die aus dem Windfeld über den Seegang eingetragene „turbulente Vermischung“ wird demnach relativ kurzfristig durch die Dissipation in einer Tiefe aufgezehrt, die innerhalb der ML liegt. Für Zeitskalen in der Größenordnung von  $T_f$  kann nach den Ergebnissen von POLLARD u. a. (1973) und von DE SZOEKE und RHINES (1976) die Vertikalscherung der horizontalen Trägheitsoszillation eine Homogenisierung bis zur Tiefe  $H$  leisten. Dazu bedarf es weiterer Untersuchungen. Auch ist nach Abb. 5 ein gewisser Vermischungsbeitrag durch die mittlere vertikale Stromscherung (EKMAN-Scherung) über  $H$  nicht völlig zu vernachlässigen.

Die räumliche Verteilung  $H(x, y)$  ist nach DE SZOEKE (1980) weitgehend von den Strukturen  $V_w(x, y)$  abhängig und wird nach THOMPSON (1978) in den küstennahen Auftriebsgebieten mit dominierender Abhängigkeit  $H(x)$  in erster Näherung durch die küstenparallele Komponente der Windschubspannung  $\tau_y(x)$  bestimmt.

Ein Beispiel für die lokale Gültigkeit der Balance  $(uH) = \tau_y/(\rho_0 f)$  wurde von HAGEN (1985) mit Hilfe von Wind- und Strömungsbeobachtungen aus dem Schelfgebiet vor Namibia bei 20° N vorgelegt.

Der Beitrag des mehr großräumig wirkenden Auftriebs ist durch  $\bar{w}_g = \bar{\tau}_y/(\rho_0 f \bar{R})$  abschätzbar (vgl. Kap. 2). Der charakteristische ROSSBY-Radius des Untersu-

chungsgebietes ist  $\bar{R} = (\bar{N}_v Z)/f$ . Auf der Position der Dauerstation ist die CORIOLIS-Frequenz  $f = -5,527 \cdot 10^{-5}$  (1/s). Die Wassertiefe beträgt  $Z = 81$  m. Die zeitlich und vertikal gemittelte VÄISÄLÄ-Frequenz ist  $\bar{N}_v = 7 \cdot 10^{-3}$  (1/s), wie es aus Abb. 2 und Tabelle 1 hervorgeht. Mit diesen Werten ergibt sich  $-\bar{R} = 10,3$  km von der Küste in Richtung des offenen Südatlantiks. Der erhaltene Zahlenwert für  $\bar{R}$  ist typisch für Auftriebsgebiete.

Während der Zeit der Ankerstation wurden etwa 11 Trägheitsperioden durch die Messungen erfaßt. Im Mittel über alle  $T_f$  wurde von HAGEN (1989) der Wert  $\bar{\tau}_y = (4 \pm 2) \cdot 10^{-2}$  N/m<sup>2</sup> angegeben, der  $\bar{w}_g = +7 \cdot 10^{-5}$  (m/s) bedingt.

Daraus resultiert eine durchschnittliche Beeinflussung der Mischungstiefen um  $(8 \pm 4)$  m, d. h., wegen  $w_1 = w_i - w_g$  wurden die in Abb. 3 und Abb. 4 dargestellten Verläufe  $\bar{H}(t)$  um diesen Betrag überschätzt. Deutlich wird diese Tatsache beispielsweise in Abb. 3 am 10. 11. 1976. Zu dieser Zeit frischte der Wind im Tagesverlauf auf, und die  $\bar{H}_{TEM}$ -Werte liegen etwa 10 m tiefer als die isothermen Mischungstiefen  $\bar{H}^+$ , die die Information von  $\bar{w}_g$  enthalten.

Andererseits sind die  $\bar{H}_{TEM}$ -Werte in Abb. 3 vom 13. 11. bis 16. 11. annähernd um 10 m flacher als die entsprechenden  $\bar{H}^+$ -Werte. Zu dieser Zeit flaute der Wind merklich ab. Dadurch wurden die lokalen Mischungstiefen durch die TEM-Variante mit  $w_1 = w_i$  offensichtlich unterschätzt.

Weiterhin weist Tabelle 1 aus, daß die Standardabweichungen der Mischungstiefen aller drei TEM-Varianten in der gleichen Größenordnung liegen wie der mittlere Einfluß von  $\bar{w}_g$  auf  $\bar{H}$  über  $\bar{w}_g \cdot T_f = (8 \pm 4)$  m. Die Konstanten der linearen Regressionen  $\bar{H}^+(\bar{H}_{TEM, KP, BD})$  zeigen nahegelegene Werte. Aus dieser Übereinstimmung wird gefolgert, daß die in Abb. 3 und

Abb. 4 aufgezeigten Abweichungen von  $\bar{H}_{\text{TEM}}(t)$  und  $\bar{H}^+(t)$  vorrangig auf Änderungen des durch  $\bar{\tau}_y$  ausbalancierten Auftriebs  $\bar{w}_g$  am Ort zurückzuführen sind. Die Abschätzung des mittleren Auftriebs einflusses auf die Behinderung bei der Herausbildung der Mischungstiefen ist in potentiellen Auftriebsgebieten notwendig, um eine Über- und Unterschätzung der Mischungstiefen zu vermeiden. Dafür sind entsprechend lange Windbeobachtungen notwendig, die entweder vom verankertem Schiff oder mit autonomen Meßbojen gewonnen werden können. Monatsmittelwerte von Geschwindigkeit und Richtung scheinen ebenfalls geeignet zu sein. Für den Nordatlantik sind derartige Angaben im Atlas von ISEMER und HASSE (1985) verfügbar. Analoge Zusammenstellungen fehlen derzeit für den Südatlantik. Hier können nur hinreichend lange Windbeobachtungen eine Einschätzung von  $\bar{\tau}_y$  und damit von  $\bar{w}_g$  ermöglichen. Zur praktischen Anwendung der Beziehung (10) werden zusätzlich Angaben über die mittlere Schichtung benötigt. Sie können aus ozeanographischen Atlanten oder aber aus Übersichtsarbeiten entnommen werden, zum Beispiel von EMERY u. a. (1983).

#### Danksagung

Für die sorgfältige Anfertigung der Zeichnungen ist Herrn W. HUB zu danken. Während der Bearbeitungsphase waren Gespräche mit Dr. sc. H. U. LASS und Dr. sc. H. PRANDKE dem Gelingen der Arbeit förderlich.

#### 6. Literatur

AKEN, H. M.: A one-dimensional mixed layer model for stratified shelf seas with tide and wind induced mixing. — Dt. Hydrograph. Z. 37 (1984), 3–27.

- AKIMA, A.: A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. — J. Appl. Computational Math. 17 (1970), 589–602.
- BANDAN-DANGON, A.; BRINK, K. H.; SMITH, R. L.: On the dynamical structure of the midshelf water column off northwest Africa. — Continental Shelf Res. 5 (1986), 629–644.
- BARKMANN, W.: Der Einfluß der Wärmebilanz auf die Struktur der saisonalen Grenzschicht. — Ber. Inst. Meereskd. Kiel, Nr. 171 (1987), 161 S.
- CUSHMAN-ROISIN, B.: Deeping of the wind-mixed layer: A model of the vertical structure. — Tellus 33 (1981), 564–582.
- DENMAN, K. L.: A time-dependent model of the upper ocean. — J. Phys. Oceanogr. 3 (1973), 173–194.
- DE SZOEKE, R. A.; RHINES, P. B.: Asymptotic regimes in mixed layer deepening. — J. Mar. Res. 34 (1976), 111–116.
- DE SZOEKE, R. A.: On the effects of horizontal variability of wind stress on the dynamics of the ocean mixed layer. — J. Phys. Oceanogr. 10 (1980), 1439–1454.
- EMERY, W. J.; LEE, W. G.; MAGAARD, L.: Geographic and seasonal distribution of Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the North Pacific and North Atlantic. — Phys. Oceanogr. 14 (1984), 294–317.
- FENNEL, W.; PRANDKE, H.; LASS, H. U.: On the penetration depth of windwave mixing. — Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter, No. 22 (1983), 12–13.
- FENNEL, W.: Analytical theory of the steady-state coastal ocean and equatorial ocean. — J. Phys. Oceanogr. 18 (1988), 834–850.
- GARWOOD, R. W.: An oceanic mixed layer model capable of simulating cyclic states. — J. Phys. Oceanogr. 7 (1977), 455–471.
- HAGEN, E.: Zur Dynamik charakteristischer Variationen mit barotropem Charakter in mesoskalen ozeanologischen Feldverteilungen küstennaher Auftriebsgebiete. — Geod. Geoph. Veröff., R. IV, 29 (1979), 71 S.
- HAGEN, E.: Meso-scale upwellings off Namibian coast. — Int. Symp. Upw. W Afr., Inst. Inv. Pesq., Barcelona (1985), 161–179.

- HAGEN, E.: Beobachtungen der täglichen und mehrtägigen Auftriebsvariabilität über dem Schelf vor Namibia im Herbst 1976. — Beitr. Meereskd. 62 (1991), 3–34.
- HASSELMANN, K.: Wave-driven inertial oscillations. — Geophys. Fluid Dynamics 1 (1970), 463–502.
- ISEMER, H. J.; HASSE, L.: Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean, Vol. I. — Berlin: Springer Verlag 1985, 218 pp.
- KÄSE, R. H.; OLBERS, D. J.: Wind-driven inertial waves observed during Phase III of GATE. — Deep-Sea Res., Suppl. I, 26 (1979), 191–216.
- KIM, J.: A generalized bulk model of the oceanic mixed layer. — J. Phys. Oceanogr. 6 (1976), 686–695.
- KONISHI, T.; NANNITI, T.: Observed relationship between the drag coefficient,  $C_d$  and stability parameter ( $-z/L$ ). — J. Oceanogr. Soc. Japan 35 (1979), 209–214.
- KRAUSS, E. B.; TURNER, J. S.: An one-dimensional model of the seasonal thermocline, Part II. — Tellus 19 (1967), 98–105.
- KRAUSS, E. B.: Atmosphere-ocean interaction. — Oxford: Clarendon Press 1972, 275 pp.
- KUNDU, P. J.: A numerical investigation of mixed-layer dynamics. — J. Phys. Oceanogr. 10 (1980), 220–236.
- LAMB, P. J.: On the mixed-layer climatology of the north and tropical Atlantic. — Tellus 36 (1984), 292–305.
- MIROPOLSKII, Y.: Nonstationary model of the wind-convection mixing layer in the ocean. — Izv. Atmosph. Oceanic Phys. 6 (1970), 1284–1294.
- MUNK, W. H.; ANDERSON, E. R.: Notes on a theory of the thermocline. — J. Mar. Res. 7 (1948), 276–295.
- NIILER, P. P.: Deepening of the wind-mixed layer. — J. Mar. Res. 33 (1975), 405–422.
- O'BRIEN, J. J.: Models of coastal upwelling. — In: Numerical models of oceans circulation. — Nat. Acad. Sc. (1975), 204–215.
- PHILIPS, O. M.: Physical processes in the sea surface layer: Application. — In: Modelling and prediction of the upper layers of the ocean. Editor: E. B. KRAUSS. — Oxford: Pergamon Press; Russian Translation, Leningrad: Gidrometeoizdat 1979, 367 pp.
- POLLARD, R. T.: On the generation by winds of inertial waves in the ocean. — Deep-Sea Res. 17 (1970), 795–812.
- POLLARD, R. T.; RHINES, P. B.; THOMPSON, R. O. R. Y.: The deepening of the wind-mixed layer. — Geophys. Fluid Dynamics 3 (1973), 381–404.
- PRICE, J. F.; MOOERS, C. N. K.; VAN LEER, J. C.: Observations and simulation of storm-induced mixed-layer deepening. — J. Phys. Oceanogr. 8 (1978), 582–599.
- PRICE, J. F.; WELLER, R. A.; PINKEL, R.: Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. — J. Geophys. Res. 91 (1986), 8411–8427.
- PROVOTOROV, P. P.; KUTKO, V. P.; PUTINZEV, V. P.; SAPOSCHNIKOVA, P. V.: Klimatičeskie karakteristiki vetrovo polja i advekcija tepla drevjovymi tečenijami v severnoj Atlantike. — Trudy Gidrometeoizdat, No. 101 (1984), 61–68.
- SAUNDERS, P. M.: On the uncertainty of wind stress curl calculations. — J. Mar. Res. 34 (1976), 155–160.
- SCHULZ, S.; SCHEMAINDA, R.; NEHRING, D.: Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse. Teil VIII: Das ozeanologische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 21. 9. bis 20. 12. 1976 nach Südwestafrika. — Geod. Geoph. Veröff., R. IV, 28 (1979), 43 S.
- TAUBENHEIM, J.: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. — Leipzig: Akad. Verlagsges. Geest & Portig 1969, 386 S.
- THOMPSON, J. D.: Role of mixing in the dynamics of upwelling systems. In: Upwelling ecosystems. Editors: R. BOJE and M. TOMCZAK. — Springer Verlag 1978, 203–222.
- WELLER, R. A.: Observations of the velocity response to wind forcing in the upper ocean. — J. Geophys. Res. 86 (1981), 1969–1977.
- WILLEBRAND, J.: Temporal and spatial scales of the wind field over the North Pacific and North Atlantic. — J. Phys. Oceanogr. 8 (1978), 1080 to 1094.

WOODS, J. D.: Wave-induced shear instability in the summer thermocline. — *J. Fluid Mech.* **32** (1968), 791–800.

WOODS, J. D.: Diurnal and seasonal variation of convection in the wind-mixed layer of the ocean. — *Quarterly J. Royal Meteorol. Soc.* **106** (1980), 379–394.

Anschrift des Autors:

Dr. sc. E. HAGEN  
Institut für Ostseeforschung  
O-2530 Warnemünde

Eingereicht: 8. 2. 1989

Zur Veröffentlichung angenommen: 15. 3. 1989

EBERHARD HAGEN, WOLFGANG ZAHN

## Observations of meso-scale mass field structures in the central subtropical northern Atlantic

With 10 figures

*Abstract:* Contrary to the usual isopycnic analysis of hydrographic data at surfaces of potential density, an approach is proposed which transforms the pressure values and other hydrographic parameters measured by means of a CTDO<sub>2</sub> probe on surfaces of constant in-situ density.

The data used were collected by the TOPO-GULF Group (1986) and discussed with respect to characteristic water properties by HARVEY and ARHAN (1988) but in regard of geostrophical currents by SY (1988).

The procedure proposed reveals more information about eddy-wave-like structures with a thickness of some 100 m and a spatial scale of about 200/300 km not only in and beneath the seasonal pycnocline but also within intermediate layers between 300 m and 1000 m, especially along the eastern flank of the Mid-Atlantic Ridge (MAR). These phenomena trapped colder and fresher waters.

*Zusammenfassung:* Im Gegensatz zur üblichen Analyse von ozeanologischen Daten auf Flächen konstanter potentieller Dichte wird vorgeschlagen, die Druckwerte und andere Meßgrößen einer CTDO<sub>2</sub> Sonde auf Flächen konstanter In-situ-Dichte zu projizieren.

Die verwendeten Daten wurden von der TOPO-GULF-Group (1986) gemessen und hinsichtlich charakteristischer Wassereigenschaften von HARVEY und ARHAN (1988) sowie bezüglich der geostrophischen Strömungen von SY (1988) diskutiert.

Das vorgeschlagene Auswerteverfahren vermittelt eine zusätzliche Information über wirbel- und/oder wellenartige Strukturen, die eine vertikale Mächtigkeit von einigen 100 m und eine

horizontale Ausdehnung von etwa 200/300 km nicht nur in und unterhalb der jahreszeitlichen Sprungschicht, sondern auch innerhalb intermedärer Schichten zwischen 300 m und 1000 m Tiefe besitzen. Derartige Ereignisse wurden besonders entlang der Ostflanke des Mittelatlantischen Rückens (MAR) gefunden. Sie sind gegenüber ihrer Umgebung durch kaltes und salzarmes Wasser ausgezeichnet.

### 1. Introduction

During the last ten years, many theoretical and experimental activities were undertaken to gain a better understanding of the large-scale circulation in the central eastern North Atlantic. A good overview of the circulation and distribution of typical water properties was presented by DIETRICH et al. (1975) and POLLARD and PU (1985), while satisfactory discussions based on subsurface drifters have been provided by, for instance, RICHARDSON (1985) and KRAUSS (1986). More detailed results were presented by STRAMMA (1984), OLBERS et al. (1985), and SARKISYAN et al. (1986). A schematic description of the subsurface gyre circulation can be given by mapping the mean depths of the 13 °C isotherm as shown in Fig. 1a.

Generally, the geostrophic currents flow parallel to these depth contours. We see that the Azores Current (AC) crosses the MAR near 33° W. The area under consideration is



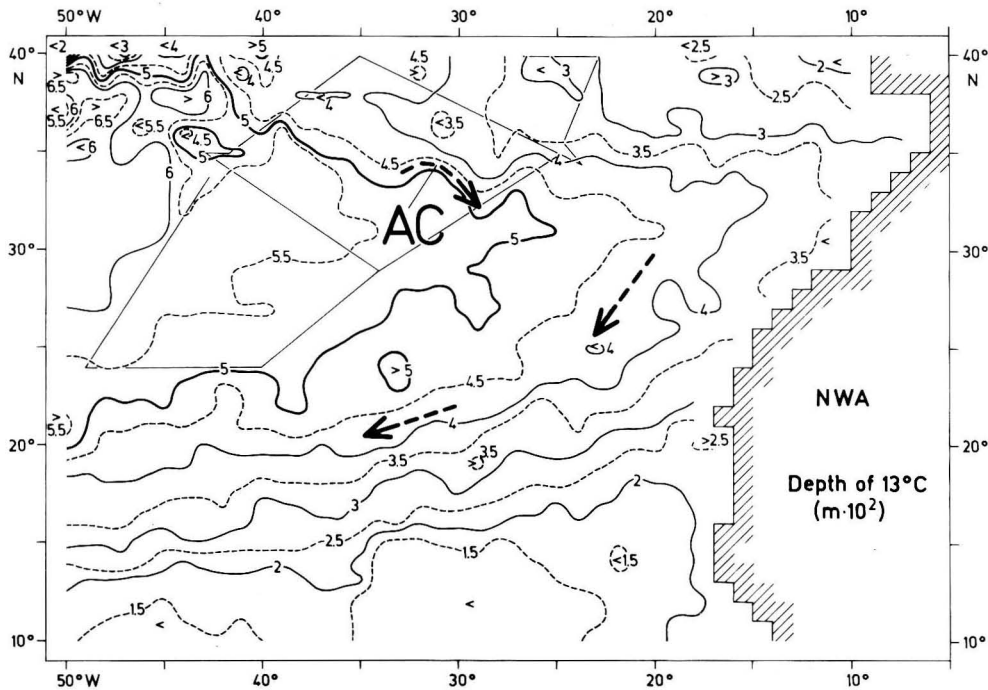


Fig. 1a  
Depth contours of the 13 °C isotherms in the central eastern North Atlantic according to data from LEVITUS (1982) (arrows indicate the geostrophic part of gyre circulation with the Azores Current (AC) in the north; straight lines connect hydrographic sections of the TOPOGULF programme)

bounded by lines representing hydrographic sections measured by *r/v* "Le Suroit" in summer 1983 during the TOPOGULF programme.

A general scheme of the meridional distribution of water masses is shown in Fig. 1b. The southern TOPOGULF area covers the subtropical convergence zone (STC) located at the sea surface between 20° N and 40° N. The AC coincides with the STC, while the North Atlantic Current (NAC) follows the Polar Front (PF) in the north.

We would expect these relatively narrow current branches also to produce a high meso-scale motion variability which could be caused by baroclinic instabilities. KRAUSS and KÄSE (1984) discussed the distinct

maximum shown by the eddy kinetic energy estimated from satellite-tracked buoys along the North Atlantic Current (NAC) in the north of the southern TOPOGULF area. However, these investigators found a pool of low eddy kinetic energy east of the MAR. Therefore, the MAR could not be a source of meso-scale eddy energy, unlike the submarine ridges in the path of the Antarctic Circumpolar Current, which is more barotropic in nature.

Nevertheless, some results from extended zonal sections suggest that the temperature field is locally disturbed above the MAR, especially in the region of the Charlie Gibbs Fracture Zone (cf. FAHRBACH and WEGNER (1987)). The region under investigation is

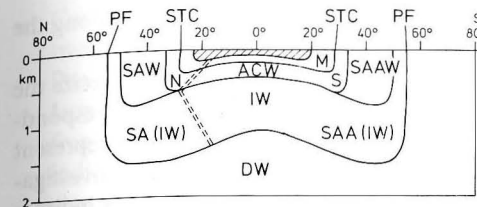


Fig. 1b  
Schematic meridional distribution of water masses resulting from Fig. 4 in TOMCZAK (1984) (PF – polar front, STC – subtropical convergence or regionally denoted "Azores Front" M – Subtropical Mode Water, SAAW – Subantarctic Water, SAW – Subarctic Water, NACW – North Atlantic Central Water, SACW – South Atlantic Central Water SAIW – Subarctic Intermediate Water, SAAIW – Subantarctic Intermediate Water The tropical/subtropical surface waters are shaded while the broken lines outline front zones)

located between 24° N and about 40° N. Its characteristic water properties were extensively described by GOULD (1985) and later by HARVEY and ARHAN (1988). The discussion of the latter paper is mainly based on data measured parallel to the "crest" of the MAR, whereas little attention was given to analyzing data from the three sections crossing it.

The TOPOGULF programme was carried out to investigate the possibilities of water exchange between the western and eastern basins. The scientific aim of this programme was discussed in more detail by the TOPOGULF-Group (1986).

The aim of our study is to analyse again some data from the TOPOGULF programme by an unusual isopycnal analysis firstly to obtain a better resolution of wave-eddy-like structures of the intermediate mass field and secondly to estimate their spatial scale in the vicinity of the MAR.

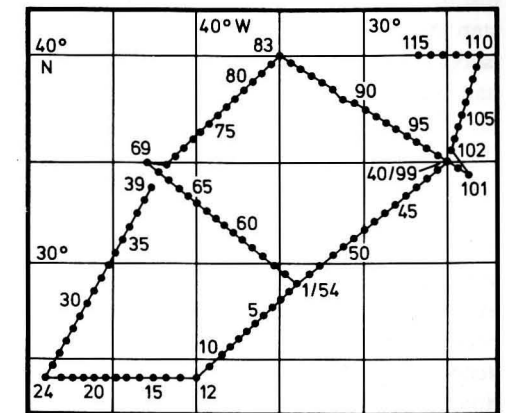
Our approach involves an isopycnal analysis of pressure (*P*), potential tem-

perature ( $\theta$ ), salinity (*S*), and dissolved oxygen ( $O_2$ ) at surfaces of constant in-situ density.

## 2. Data base and processing

The data were taken from the data report published by the TOPOGULF-Group (1986). To ensure that the data-set was homogeneous, we used only those hydrographic data measured by *r/v* "Le Suroit" in the southern part of the TOPOGULF region. The corresponding station map is shown in Fig. 2. All measurements were made in July to September 1983 by means of a Neil-Brown CTDO<sub>2</sub> probe ( $O_2$  for dissolved oxygen) from the sea surface down to the near bottom layer at 115 stations. We refer to this data report for details of both calibration and measurement techniques.

According to HARVEY and ARHAN (1988) (abbreviated to HA in the following), these data are considered to be accurate to within 0.005 °C, 1 db, 0.1 cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup>, and 0.003 psu.



Stationsübersicht TOPOGULF FS „Le Suroit“

Fig. 2  
Station map of *r/v* "Le Suroit" during the TOPOGULF experiment in summer 1983

The station spacing varies between 35 nm and 50 nm respectively.

We used the spline interpolation proposed by AKIMA (1970) to regenerate continuous vertical profiles from the data listed for standard levels at each station in the TOPOGULF-Group (1986).

An analogous procedure is foreseen for the incorporation of historical data in the future.

The adiabatic lapse rate relative to the potential temperature is calculated according to BRYDEN (1973), while the in-situ density was calculated using formulas proposed by MILLERO and POISSON (1981). Practically, the in-situ density can be expressed by means of a non-dimensional quantity  $\sigma(S, T, P) = 1000 \cdot (\rho(S, T, P)/\rho_{\max} - 1)$  (cf. STRIGGOW (1983)), where  $T$  is the in-situ temperature.

The buoyancy frequency  $N^2 = -(g/\rho) \cdot (\Delta\rho/\Delta z)$  was estimated from the in-situ density. The vertical profile of  $N$  describes the static stability between two adjacent isopycnal surfaces which are separated by a distance  $\Delta z$  corresponding to the pressure step  $\Delta p$ . These values of  $\Delta\rho$  were used to calculate  $N^2$  after the lower density value had been adiabatically raised to the level of the upper value.  $N^2$  is also proportional to the lowest order potential vorticity of large-scale motions.

In the score for an isopycnal analysis, all quantities are converted to levels of the selected in-situ density. The data are then averaged over the whole 115 stations. The corresponding isopycnal mean values are denoted by  $(\bar{\quad})_p$ , while their standard deviations are given by  $\pm\sigma_p$ . The subscript  $(\quad)_p$  indicates the averaging procedure at in-situ density surfaces.

Subsequently, the mean values are subtracted from the actual values to obtain the isopycnal anomaly at each of the density

levels. These anomalies are plotted along the hydrographic sections.

The mean vertical profiles characterize the large-scale structures, while the corresponding standard deviation profiles represent the "isopycnal noise" for the entire investigation area. Relative peaks of the latter indicate isopycnal homogeneity as minima, but the existence of a strong parameter gradient as maxima.

### 3. In-situ isopycnal analysis

As a water particle moves in the ocean, its in-situ density continually changes due to the compressibility of sea water. We should not expect the spreading of water masses to take place on these isopycnal surfaces. The word "spreading" involves an undefined combination of both advection and diffusion. Unfortunately, we are unable to distinguish between these two processes by means of water properties alone. Commonly, the spreading of such water properties is better described at surfaces of constant potential density. Excellent discussions of this were given by OLBERS (1986) and MC DOUGALL (1987).

All problems concerning the "spreading" of typical water properties are much better investigated by means of an isopycnal analysis at potential density or neutral surfaces. There is no restoring buoyancy force for a particle moving at a neutral surface. However, if the potential temperature and salinity are split into their means and their deviations from those means, neutral surfaces can be defined for the mean field rather than for actual data.

Spatial averaging of water properties yields two advantages when using surfaces of constant in-situ density from the view point of descriptive oceanography:

- Conservation of heat and salinity between adjacent in-situ density surfaces, PRANGSMA et al. (1983).
- Isopycnal gradients in the buoyancy frequency at in-situ density surfaces may indicate the presence of regions of intensive thermohaline mixing (MC DOUGALL (1988)).

Furthermore, the vertical resolution of spatial structures embedded in both the seasonal and main pycnocline supports isopycnal analysis. The mapping of local pressure values at isopycnal surfaces provides a simple insight into baroclinic mass field patterns. Using isopycnal pressure anomalies, we obtain the qualitative structure of geostrophic currents as patterns of strong isopycnal pressure gradients without arbitrary assumption regarding a level of no motion. Of course, isopycnal analysis drastically suppresses the influence of internal waves on the spatial distribution of water properties.

### 4. Vertical isopycnal structures

#### 4.1. Regionally averaged profiles

Despite the known problems of isopycnal averaging over this large area, we shall direct our main interest towards the vertical profiles of the standard deviations describing the "isopycnal noise" because the mean profiles represent only larger-scale structures of the parameters investigated.

The highest degree of baroclinity is found at  $\sigma_{S,T,P} = 27$  ( $\bar{z} = 127$  m) in Fig. 3. Here,  $z$  is the downward direction. The level  $\bar{z} = 127$  m describes the depth of the seasonal pycnocline. The relative peak value of  $\pm\sigma(p)$  coincides with a large standard deviation in potential temperature relative to

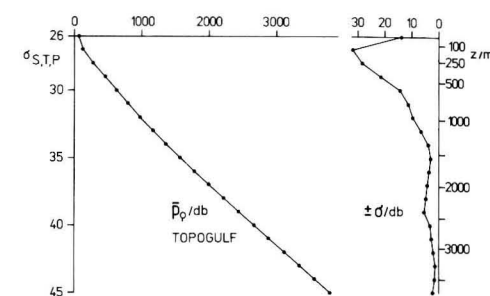


Fig. 3

Mean vertical pressure profile versus the in-situ density and the corresponding isopycnal standard deviation (The depth scale results from the averaged mean depth of 20 isopycnal surfaces selected)

the reference level of 1000 m in Fig. 4a, while the corresponding profile shows decreasing salinity standard deviations in the topmost 500 m-layer in Fig. 4b. Therefore, we may conclude that isopycnal pressure variations are mainly determined by isopycnal temperature fluctuation within the seasonal pycnocline. The relative maximum of  $\pm\sigma(O_2)$  indicates different mixing conditions locally influenced by different forcing conditions originating in the wind stirred surface layer, Fig. 4c.

The isopycnal standard deviations plotted in Fig. 4a and Fig. 4b show a second layer with relatively high peak values. This layer is centered around the level of the Mediterranean Water (MW) at a depth of about 1000 m. However, the influence of isopycnal temperature variations is well compensated by corresponding fluctuations in salinity with respect to the degree of baroclinity. Above the MW layer, the uppermost minimum of the mean  $O_2$ -profile is found at  $\sigma_{S,T,P} = 31$  ( $\bar{z} = 796$  m) in Fig. 4c.

Obviously, a poorly aerated layer is situated above the MW. The mean profiles plotted in Fig. 3 and Fig. 4 show smooth

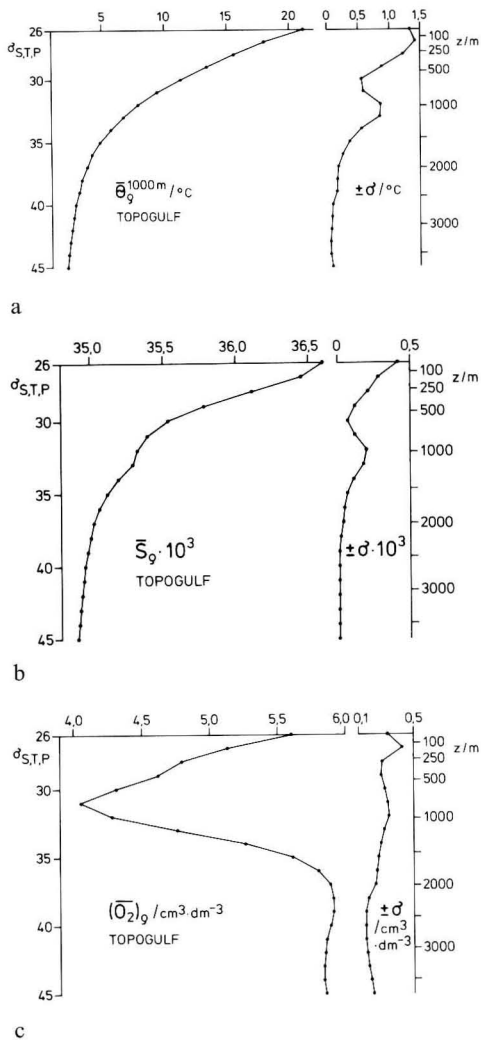


Fig. 4

As in Fig. 3 but for  
 a) the potential temperature  $\theta_e$  relative to the 1000 m reference level  
 b) salinity  $S_e$   
 c) dissolved oxygen  $(O_2)_e$

curves for pressure and potential temperature, but a clear salinity discontinuity below  $\sigma_{S,T,P} = 33$  ( $\bar{z} = 1155$  m). This might be the lower MW boundary. It striking that the

standard deviations of pressure are extremely small below this internal boundary layer, and the corresponding potential temperature and salinity profiles are also interesting. The latter indicates a relative maximum in the MW at a depth of around 1000 m. On the other hand, the static stability expressed by the buoyancy frequency  $N$  in Fig. 5a is nearly constant within the layer bounded by  $(28 < \sigma_{S,T,P} < 31)$  in the depth range of  $(282 < \bar{z} < 796)$  m. This layer is characterized by small isopycnal potential temperature and salinity standard deviations.

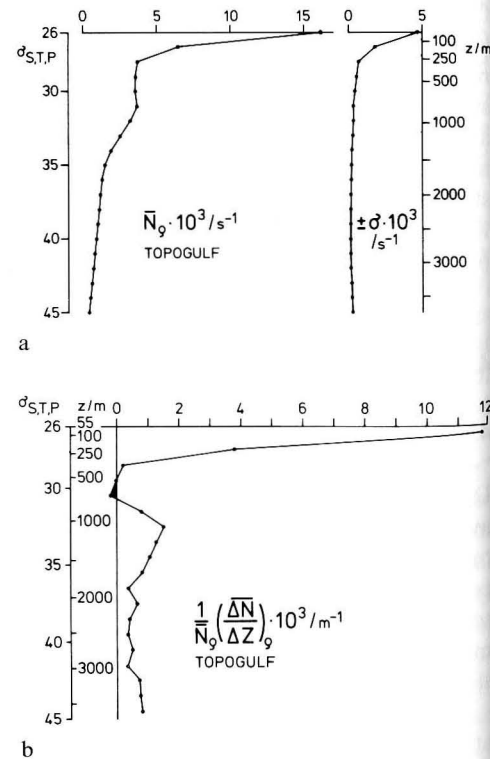


Fig. 5

As in Fig. 3 but for  
 a) buoyancy frequency  $N_e$   
 b) mean vertical changes of static stability or lowest order potential vorticity

The mean vertical profile of  $N$  in Fig. 5a is representative of all levels deeper than  $\sigma_{S,T,P} = 28$  ( $\bar{z} = 282$  m) because its  $\pm\sigma$ -values vanish. The static stability changes drastically in the vertical direction, especially above  $\bar{z} = 282$  m as shown in Fig. 5b. Stratification increases slightly around the level of  $\sigma_{S,T,P} = 30$  ( $\bar{z} = 627$  m), where the intermediate dissolved oxygen minimum was detected in Fig. 4c. This depth range corresponds to the layer occupied by the main thermocline. In layers deeper than 2000 m, oxygen-rich waters of subpolar origin like those formed mainly by the North Atlantic Deep Water are observed.

Of course, the mean vertical structures discussed here can be expected to be locally disturbed by both fronts and eddy-like features not only in the near surface layer, but also in intermediate layers. This consideration formed the starting point for the following isopycnal analysis based on local anomalies relative to the mean values.

## 4.2. Regional anomalies

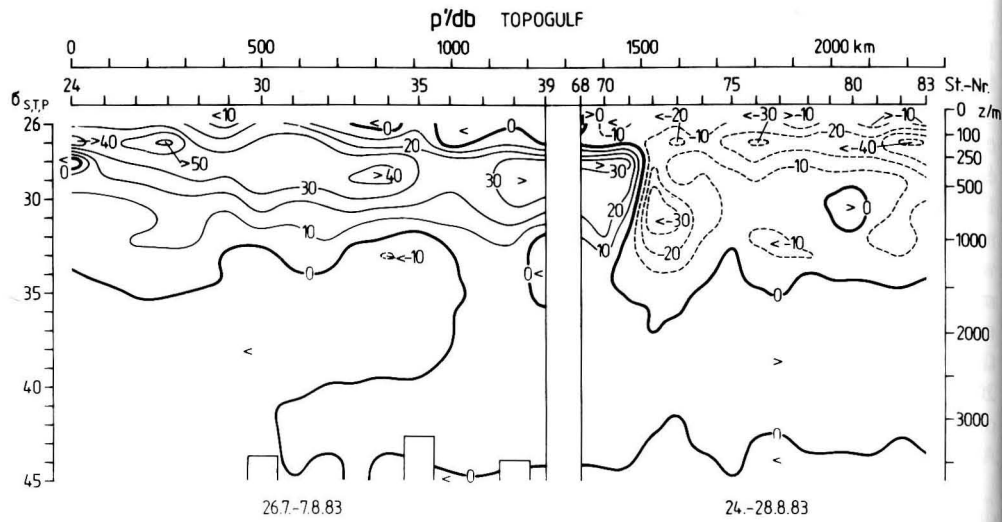
For our in-situ density approach, we first inspect some vertical structures along the western flank of the MAR, where the signal of the Azores Current (AC) should be strongest, c.f. SIEDLER et al. (1985). This section covers stations 24 through 39 and 69 through 83.

Our isopycnal analysis shows strong pressure gradients within the layer defined by  $(27 < \sigma_{S,T,P} < 33)$ , i.e. in the depth range  $(127 < \bar{z} < 1155)$  m (cf. Fig. 6a). These drastic isopycnal pressure gradients clearly correspond to the AC, which is embedded in an intermediate frontal zone near the position  $(37^\circ 53' N, 30^\circ 55' W)$ . Its width is about 80/100 km. This front demarcates positive anomalies in the south from

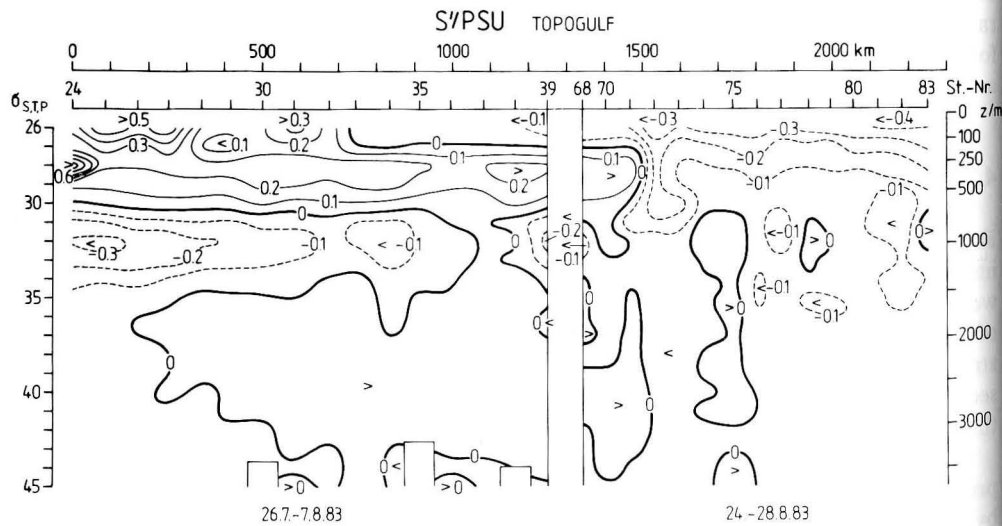
negative anomalies in the north down to  $\sigma_{S,T,P} = 33$  ( $\bar{z} = 1155$  m), while the opposite constellation is delineated in Fig. 6a for deeper layers. In the uppermost 100 m layer, relatively slight thermohaline gradients generate weak isopycnal pressure gradients. The corresponding salinity anomalies  $S'$ , which are plotted in Fig. 6b, support this conclusion. Furthermore, we see in Fig. 6(a, b) that the surface expression of the AC is shifted southwards (stations 35/36) by the strong subsurface pressure gradients (stations 71/72). Therefore, a strong vertical current shear can be expected in the layer above the seasonal pycnocline. Generally, vertical mixing processes decrease with increasing stratification, but increase as the vertical shear between horizontal currents becomes stronger. This is reflected in the distribution of  $N'$  and  $O_2$  in Fig. 7(a, b). The intermediate isopycnal patterns for dissolved oxygen may be a sign of variation in mixing conditions along this section.

For instance, the sign of  $N'$  changes at  $\sigma_{S,T,P} = 31$  ( $\bar{z} = 796$  m) between stations 71 and 72: The stratification is more pronounced ( $N' > 0$ ) above this level up to  $\sigma_{S,T,P} = 28$  ( $\bar{z} = 282$  m) whereas it is less stable ( $N' < 0$ ) down to a mean level of  $\sigma_{S,T,P} = 33$  ( $\bar{z} = 1155$  m) (cf. Fig. 7a).

Comparing these local stratification pattern with the isopycnal anomalies of dissolved oxygen shown in Fig. 7b, it is evident that stratification becomes more stable as the oxygen content decreases and vice versa. We therefore conclude the entry of oxygen-rich waters from deep layers into the deep part of the AC is probably a result of mixing processes induced by the vertical current shear. In other words, the depth to which the AC extends is marked by diapycnal mixing of oxygen. The more stable stratification and the intermediate oxygen minimum in the  $(300 < \bar{z} < 800)$  m layer

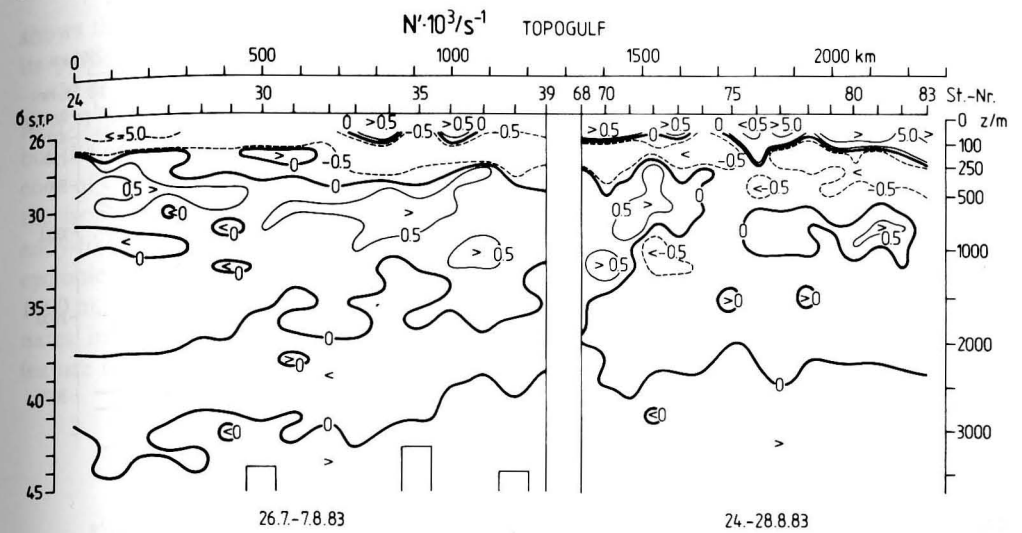


a

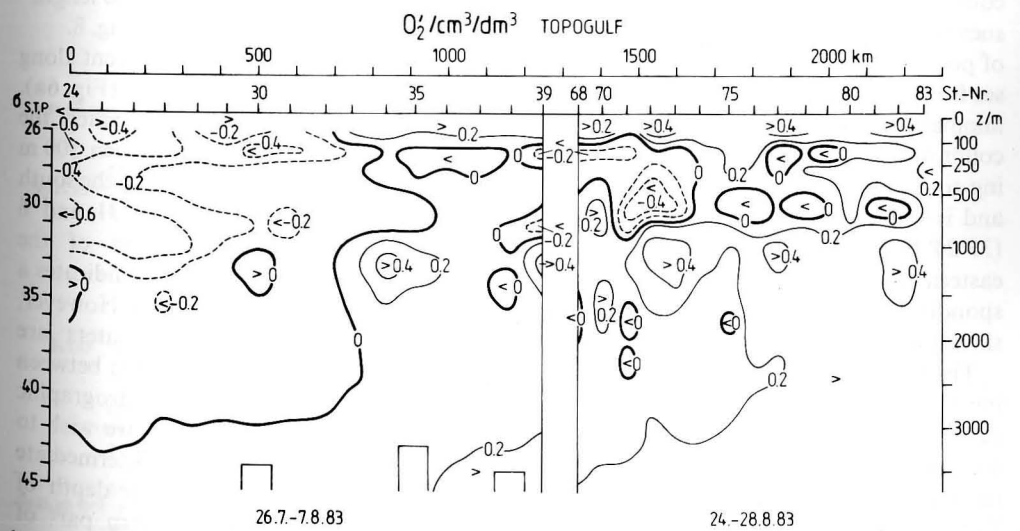


b

Fig. 6  
Isopycnal parameter anomalies along the western section  
a) pressure  $p'$   
b) salinity  $S'$



a



b

Fig. 7  
As in Fig. 8 but for  
a) buoyancy frequency  $N'$   
b) dissolved oxygen  $O_2$

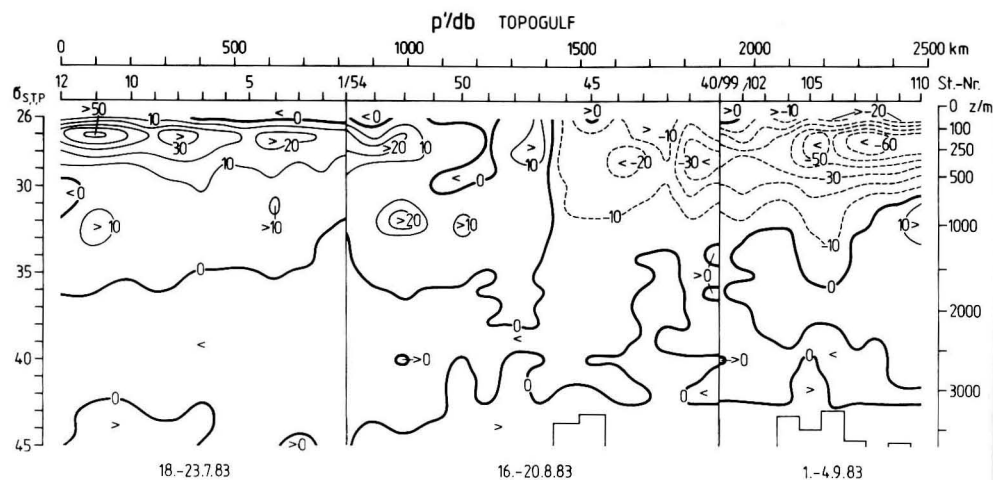


Fig. 8  
Isopycnal pressure anomalies along the eastern section

could be caused by a weakness in the vertical shear of the AC and, in addition by advection of poorly aerated water from its origin. We see from Fig. 7b that local oxygen-rich water anomalies are found over the whole water column north of station 33 (30° N). According to SY (1988), the AC crosses the MAR and is situated between stations 46 and 47 (35°24' N, 40°30' W) in the section along the eastern flank of the MAR. The corresponding isopycnal pressure anomalies are shown in Fig. 8.

The isopycnal pressure gradients indicating the AC are significantly lower on the eastern side of the MAR. Therefore, the corresponding geostrophic currents are more moderate between stations 46 and 47. The frontal zone directly intersects the sea surface without the northward or southward displacement seen on the western side.

By our approach wave-like baroclinic disturbances in the depth range ( $100 < z < 250$ ) m are found not only south, but also north of this front. Those features are clearly trapped within and beneath the seasonal

pycnocline. Their meridional "wave length" is shown to be about 300 km in Fig. 8.

No analogous features are apparent along the western flank of the MAR (Fig. 6a). Colder and less saline waters enter the investigation area at depths between 500 m and 1000 m along both flanks from the south up to the positions of stations 31 and 6 (about 28° N). The distribution of the corresponding oxygen anomalies indicates a relative minimum for these waters. However, oxygen-rich, relatively warm waters are advected from the north at depths between 2000 m and 3000 m. Further hydrographic details are given by HA. Here, we wish to restrict our attention to an intermediate eddy-like feature identified at a depth of 600 m to 2000 m in the northern part of Fig. 8. This phenomenon was observed above two topographic peaks of the MAR, between stations 99 and 100. Its diameter is about 200 km. The "eddy-core" is situated between stations 105 and 106. Compared with the surrounding water, this feature consists of colder, less saline water. Fig. 9

shows the isopycnal distribution of some of its parameters at the in-situ density  $\sigma_{S,T,P} = 32$  ( $\bar{z} = 969$  m) in the depth range of the MW. The trapped waters are rich in oxygen, but the pressure is about 10 db lower in the core of the feature. We may conclude from the isopycnal pressure anomalies that this eddy-like phenomenon is sustained by cyclonic rotation down to a depth of about 1600 m, while anticyclonic rotation dominates in layers deeper than 2000 m. This feature is located directly above a topogra-

phic peak of the MAR. Therefore, we speculate that its position is controlled by local irregularities in the bottom topography.

To permit comparison of the isopycnal distribution of water properties associated with a feature such as that observed on the

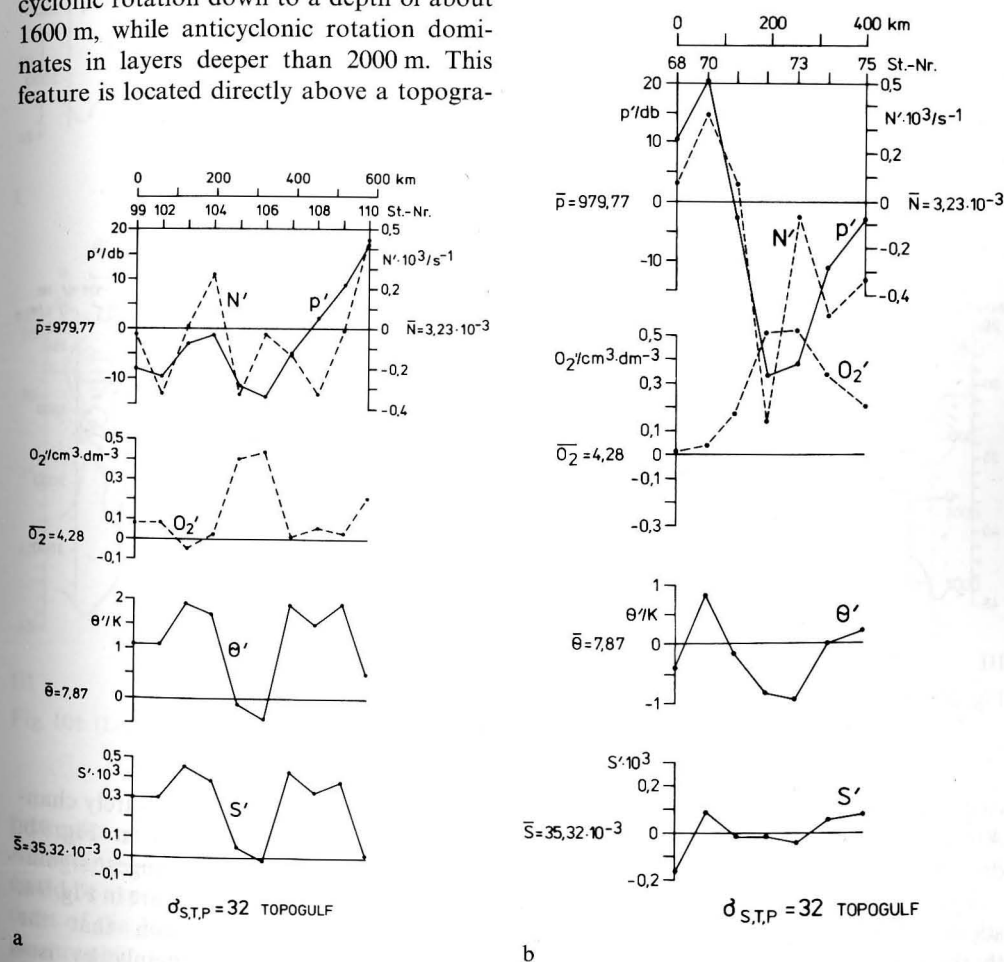


Fig. 9  
Isopycnal parameter anomalies at the in-situ density surface  $\sigma_{S,T,P} = 32$  ( $\bar{z} = 969$  m)  
a) across an eddy-like feature placed between stations 102/110 along the eastern flank of the MAR  
b) across the Azores Front located between stations 71/72 along the western flank of the MAR

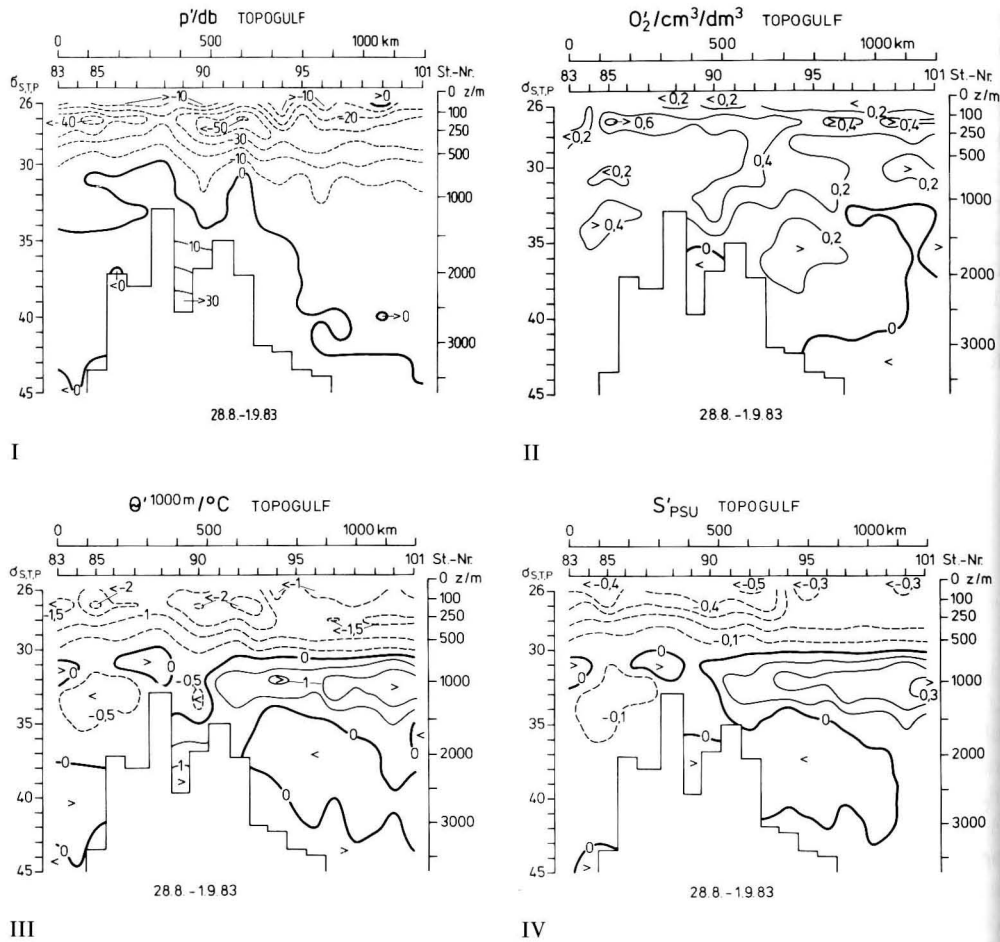


Fig. 10a (Legend on the page 58)

eastern flank of the MAR with those of the Azores Front on the western flank, these distributions are shown in Fig. 9(a, b).

The static stability denoted by  $N'$  drastically changes from one side of the front to the other. This indicates different thermohaline mixing conditions. Generally, the higher the isopycnal pressure anomaly, the higher the local stratification and vice versa. It should be noted that the

isopycnal salinity distribution scarcely changes across the Azores Front in Fig. 9b, whereas its distribution changes significantly across the eddy-like feature in Fig. 9a. This supports the conclusion that the Azores Front is marked mainly by isopycnal temperature gradients in intermediate layers.

The horizontal shear of large-scale currents represents a possible source of mixing

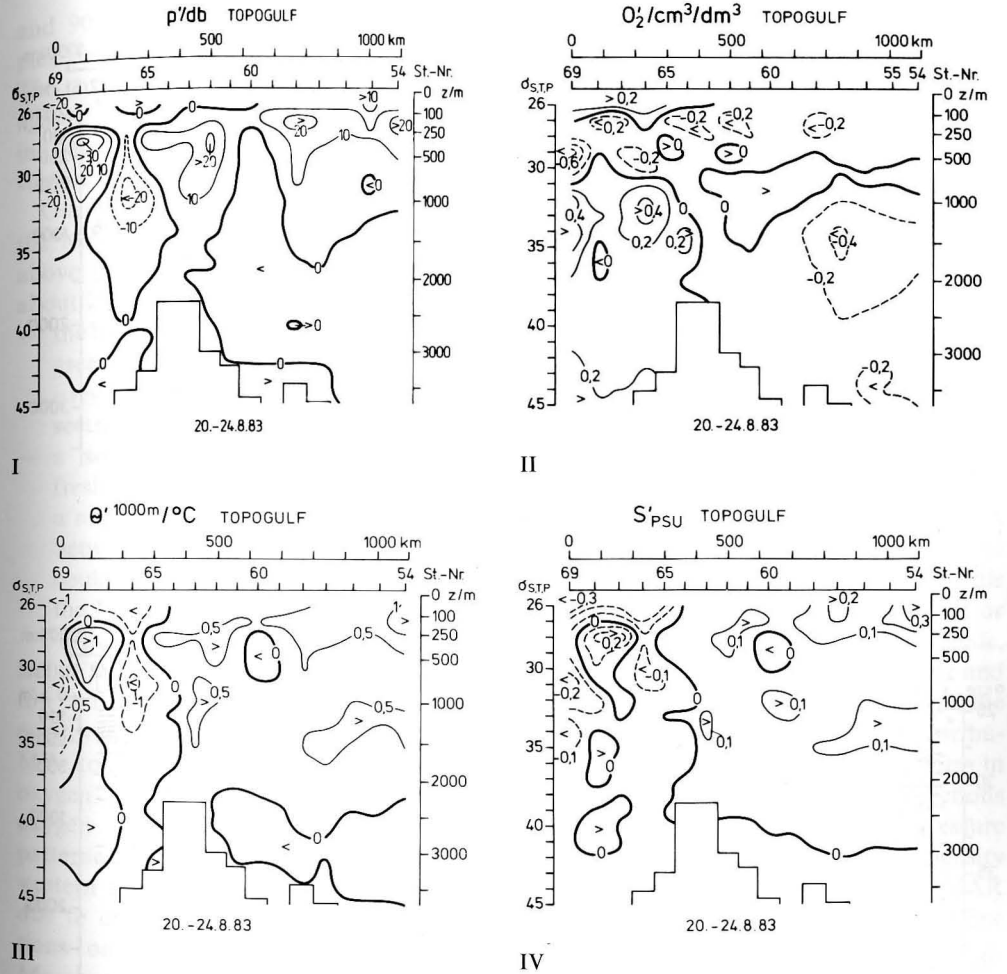
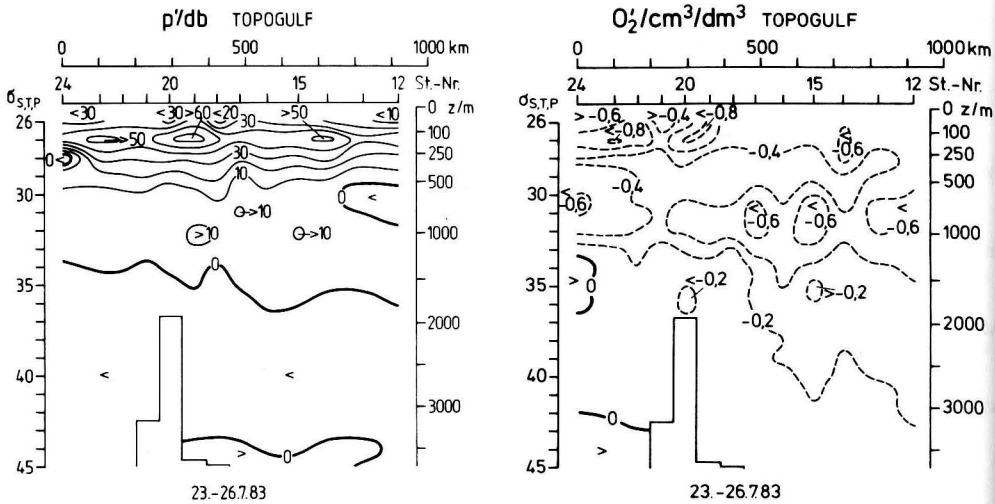


Fig. 10b (Legend on the page 58)

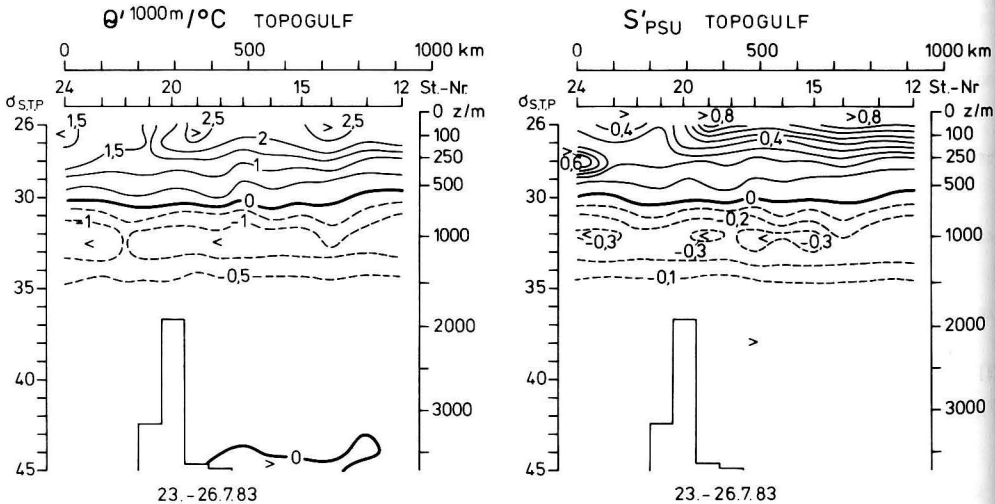
processes in the vicinity of the MAR. According to JOYCE (1981), the isopycnals could be expected to form a dome above the crest of the MAR, which should produce a geostrophic southward motion along its western flank and a northward current along its eastern flank. This doming is clearly recognizable along the northernmost section crossing the MAR be-

tween stations 83 (40° N, 35° W) and 101 (34°22' N, 23°47' W). The local pressure, potential temperature, salinity, and dissolved oxygen anomalies are shown in Fig. 10a. Isolines of  $p'$  are steeply tilted over the double seamount. The sign of the isopycnal pressure gradients correlates with baroclinic southward currents in the 250/1500 m layer between stations 88



I

II



III

IV

Fig. 10c

Fig. 10  
Isopycnal parameter anomalies along three sections crossing the crest of the MAR  
a) pressure  $p'$ , potential temperature  $\theta'$ , salinity  $S'$ , and dissolved oxygen  $O_2$  along the northern section  
b) as in Fig. 10a but along the middle section  
c) as above but along the southern section at the latitude of  $24^\circ N$

and 90, while a northward current occupies the zone between stations 90 and 92. The current east of station 92 is southward again. A low isopycnal value for  $p'$  indicates an upwarping of the isopycnal surface.

Our isopycnic analysis suggest that: the MAR affects the mass field structure above its crest at least up to a depth of about 250 m,

- the baroclinic meridional currents ramify greatly in intermediate layers above the irregularities of the MAR along this section,
- a southward flow transports colder, fresher, and poorly aerated waters, while a northward current, which is indicated between stations 90 and 92 in Fig. 10a, could flow along the westward border of the MW at a depth of around 1000 m.

Furthermore, the of  $O_2 = 0.4 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$  isoline suggests diapycnic ventilation at the top and the bottom of the intermediate northward flow in Fig. 10a. However, the MW tongue is not delineated by a clear oxygen pattern. Generally, the isopycnal oxygen distribution is more distinctly patterned along the eastern than along the western flank of the MAR. This could be due to different diapycnic mixing conditions on the two flanks of the MAR. Moreover, we note a relative poorly aerated near-bottom layer placed between the two peaks of the MAR. The waters trapped between the two topographic peaks are warmer and salt-rich. In view of Fig. 10a, we may speculate that these waters were sporadically mixed with properties of deep MW.

Different conditions are seen along the middle section shown in Fig. 10b. The isopycnal pressure gradients are much stronger in the west than east of the single topographic peak shown in Fig. 10b too.

They extend vertically between 300 m and about 1000 m depth. The direction of corresponding baroclinic currents alternates with a zonal spacing of about 200/300 km. As shown in this picture, their waters are colder and less saline, but oxygen-rich, along the western flank of the MAR where strong baroclinic currents are indicated. According to SY (1988), we can identify these current branches as meanders of the AC, which crosses this section twice between stations 65 and 69. He suggests that the AC forms the southern boundary of the spreading of the MW at a latitude of about  $30^\circ N$ , while the North Atlantic Current (NAC) coincides with the northern boundary of the MW at about  $50^\circ N$ . If this is correct, we can expect the thermohaline water properties of the MW to disappear in the south of the middle section. The southernmost section more or less follows the line of  $24^\circ N$  latitude, between station 24 ( $49^\circ W$ ) in the west and station 12 ( $40^\circ W$ ) in the east. Far from the influence of the MW, the isopycnal distribution of water properties is more uniform in Fig. 10c than in the two northern sections shown in Fig. 10(a, b). Isopycnal pressure gradients are relatively weak at all density levels. The topographic peak of the MAR coincides with station 20. A thermohaline front zone is situated in the top layer of about 250 m directly above this seamount between stations 19 and 21. The geostrophical currents shear drastically across this front because the sign of isopycnal pressure gradients changes. The pressure, temperature, salinity, and the oxygen anomalies lead us to suspect that upwellings appear along the western side, but downwellings appear along the eastern side of this near surface front. This is a typical situation resulting of currents flowing to west in the near-surface layer. The  $p'$  isolines indicate sine-like variations embedded in the seasonal

pycnocline around the level of  $\sigma_{s,T,P} = 27$  ( $\bar{z} = 127$  m), just beneath the wind stirred top layer. Their zonal separation varies between 200 km and 300 km respectively.

It is interesting to note that wave-like patterns of isopycnal oxygen distribution are also present in deeper layers between 800 m and 1000 m in Fig. 10c. The zonal spacing of these features is about 200 km, and it correlates visually with slight isopycnal pressure anomalies. A local minimum of dissolved oxygen corresponds to colder, fresher waters with a reduced pressure anomaly.

Summarizing, we obtain some new aspects about the mass field patterns of the TOPOGULF-area:

- The depth to which the AC extends is marked by intensive diapycnial mixing processes which are probably induced by the vertical current shear.
- Wave-like isopycnic pressure variations influence a layer thickness of about 100/200 m and show a typical “wave-length” of about 200/300 km within and beneath the seasonal pycnocline and in deeper levels between 300–1000 db, especially in the east of the MAR.
- A strong intermediate eddy-like feature is indicated with a diameter of about 200 km rotating cyclonally at depths between 600 m to 2000 m but anti-cyclonally in layers which are deeper than 2000 m, just above two topographic peaks of the MAR.
- The waters trapped in intermediate “eddy-wave-like” phenomena are colder, fresher, and oxygen-rich beneath the seasonal pycnocline but colder, fresher, and oxygen-poor in layers between 800 m at 1000 m.
- Such features are observed above the Mediterranean Water in intermediate layers of the northern part of the area under consideration.

## 5. Discussion

The proposed isopycnal analysis of water properties at surfaces of constant in-situ density yields insights into vertical mass-field structures. The vertical resolution of structures embedded in both the seasonal and main pycnocline shows sine-like patterns. Their general spacing is found to be 200/300 km in the area under consideration, and they are more distinct along the eastern flank of the Middle Atlantic Ridge (MAR). Such features were not discussed by SY (1988) and HA, although they used the same data. However, analogous phenomena were reported by FAHRBACH and WEGNER (1987) in transatlantic temperature sections crossing the northern part of our investigation area. They suspected that the zonal spacing of about 300 km is probably constant in the eastern North Atlantic, but presumably varies between 100 km and 400 km in the western North Atlantic.

Furthermore, HARRISON et al. (1983) concluded from four midlatitude multiship surveys using expendable bathythermographs that a single temperature section crossing the North Atlantic is unlikely to yield a satisfactory representation of the range of spatial variability. They reported that the zonal spacing of temperature cells varies between 70 km and 700 km. The mechanism generating such phenomena is still unclear. We suggest that the strong degree of baroclinity is determined mainly by isopycnal temperature variations in the seasonal pycnocline. No second peak of baroclinity was detected in the Mediterranean Water (MW) centered around a depth of about 1000 m. Here, the effect of temperature is mainly compensated by the salinity with respect to isopycnal pressure anomalies. The MW shows no pronounced oxygen signal, and it exhibits only weak

vertical salinity gradients. The spreading of MW is limited to the eastern side of the MAR, but north of about 30° N, and forms a front-like transition over horizontal distances of about 100/150 km, c.f. JOYCE (1981).

According to SY (1988), the MW is trapped between the Azores Current (AC) in the south and the North Atlantic Current (NAC) in the North. In this area, a transition layer is found between the MW at deeper levels and the North Atlantic Central Water (NACW) at higher levels. This demarcation layer is marked by, among other things, increasing stratification and a minimum of dissolved oxygen at a depth of around 650 m. HA pointed out that this layer is also marked by a minimum in the lowest order potential vorticity.

Our isopycnal analysis revealed slight isopycnal pressure gradients indicating weak baroclinic horizontal motions in this layer.

MERZ and WÜST (1923) suggested that the intermediate oxygen minimum, in depths of about 700/800 m, is probably related to weak horizontal currents. Therefore, the waters flowing in this layer must be poorly aerated. Whenever such weak horizontal motions occur, diapycnic mixing processes should be correspondingly weak.

The oxygen minima can originate and be maintained in the presence of both continuously decreasing horizontal current velocities and increasing rates of oxygen consumption due to the biological cycle involved. On the other hand, KAWASE and SARMEINTO (1986) explain this minimum in terms of high oxygen consumption due to the decomposition of sinking organic matter. The nutrients mapped by the TOPOGULF Group (1986) show a distinct maximum in the oxygen minimum layer which might be attributed to the sinking of organic matter under poor vertical mixing

conditions. This would maintain the regional intermediate minimum of dissolved oxygen and the corresponding maximum of nutrients in time. The oxygen minimum is more pronounced south of about 27° N and follows a zonal wave-like pattern with a spacing of roughly 200/300 km between peak values.

In the south, the absence of water renewal can be explained by means of the ventilated thermocline model of LUYTEN et al. (1983).

We wish to speculate that such influenced waters are well mixed with the properties of MW along the southern border of the MW and with Subantarctic Intermediate Water (SAAIW) in the south of our investigation area. Generally, interleavings and isolated parcels are likely to be generated along water boundaries. Above the AAIW and MW, the North Atlantic Central Water can be observed at depths around 500 m. With respect to composition and ventilation of the NACW we wish to refer to POLLARD and PU (1985). The isopycnal variability of pressure anomalies is considerable in the vicinity of the MAR, and there is some evidence of a higher degree of baroclinity in very deep layers along its eastern flank. Meso-scale eddy-activity seems to be more intensive in such deep layers, while a pool of low eddy kinetic energy was detected in the upper layers along the eastern flank by means of satellite-tracked buoys by KRAUSS and KÄSE (1984).

However, no clear evidence have been obtained for a classical no-motion level, which should be indicated by vanishing isopycnal pressure gradients. The “best zero level conditions” are detected at depths greater than about 3000 m. This is not inconsistent with results published by SIEDLER et al. (1985) and SY (1988), while STRAMMA (1984) suggests a zero level of about 1200 m from his analysis of historical



hydrographic data from the eastern central North Atlantic.

Furthermore, we found some evidence that the NADW overcomes the MAR from west to east. This conclusion is in good agreement with SY's (1988) hypothesis concerning the estimated net geostrophic eastward transport in the southernmost box of the "Le Suroit" data.

The reversal of the sign of isopycnal pressure gradients suggests a shear of baroclinic currents at a depth of around 1500 m too, especially in the region south of the AC. The AC follows a strong thermohaline front, the Azores Front, in intermediate layers down to about 800/1000 m depth. At the sea surface, this front zone is obviously shifted 4 degrees of latitude to southwards along the western flank of the MAR under summer conditions (August), while a northward displacement of about 2 degrees was observed by STRAMMA and MÜLLER (1989) along the eastern flank in April and November.

Unlike these researchers, we believe that the expression of the surface temperature front is much too weak for its identification by IR measurements from satellites, at least during the summer. Because the penetration of the surface temperature front zone is about 100 m for all available data, and no vertical frontal separation was found east of the MAR among the TOPOGULF data, the mechanism of both vertical and meridional splitting can be explained only by surface forcing although STRAMMA and MÜLLER (1989) speculated that the surface manifestation of this front zone need not be related to dynamics of the wind-induced Ekman-transport. Such a near surface front is likely to be developed in regions of "persistent" wind patterns such as the northeast trades. According to RODEN (1977), mid-ocean frontogenesis depends

strongly upon horizontal and vertical advection of Ekman-transport producing horizontal and vertical thermohaline gradients in the top layer. We firmly believe that the subsurface branch of the AC following along the subsurface thermohaline front is generally a part of the gyre circulation in the North Atlantic described by KLEIN and SIEDLER (1989). Of course, both the near surface and the subsurface part of the AC shows meanders and eddy-like patterns in the meso-scale, as shown by KÄSE and SIEDLER (1982) and SIEDLER et al. (1985). Those phenomena may originate from frontal meanders due to dynamical instabilities. Their "diameter" is on the order of about 200 km at a depth of about 1000 m along the eastern flank of the MAR. Colder, fresher and oxygen-rich waters were trapped within a feature marked by a cyclonic sense of rotation of geostrophic currents.

To summarize, horizontal narrowness, vertical separation between a subsurface and a surface signal, and the "local regeneration" of the AC require further explanations as well as the generation mechanism of intermediate eddy-wave-like features with a thickness of some 100 m and a spatial scale of about 200/300 km in the open Atlantic, especially along the eastern flank of the Mid-Atlantic Ridge.

#### Acknowledgements

We wish to thank the reviewers for critical and constructional comments, Dr. A. SY for helpful suggestions, and W. HUB for excellent figures.

#### References

- AKIMA, A.: A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. — *J. Applied Computational Mathematics* **17** (1970), 589–602.

- BRYDEN, J. L.: New polynomials for thermal expansion, adiabatic temperature gradient and potential temperature of sea water. — *Deep Sea Res.* **20** (1973), 401–408.
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W.; SIEDLER, G.: *Allgemeine Meereskunde*. — 3. Auflage, Bornträger: Berlin (1975), 593 pp.
- FAHRBACH, E.; WEGNER, G.: Observations of persistent pattern in the temperature field related to the North Atlantic Current. — *Dtsch. Hydrogr. Zeitschrift* **40** (1987), 141–155.
- GOULD, W. J.: Physical oceanography of the Azores Front. — *Prog. Oceanogr.* **14** (1985), 167–190.
- HARRISON, D. E.; EMERY, W. J.; DUGAN, J. P.; LI, B. C.: Mid-latitude mesoscale temperature variability in six multiship XBT surveys. — *J. Phys. Oceanogr.* **13** (1983), 648–662.
- HARVEY, J.; ARHAN, M.: The water masses of the Central North Atlantic in 1983–84. — *J. Phys. Oceanogr.* **18** (1988), 1855–1875.
- JOYCE, T. M.: The influence of the mid-Atlantic Ridge upon the circulation and the properties of the Mediterranean Water southwest of the Azores. — *J. Mar. Res.* **39** (1981), 31–52.
- KÄSE, R. H.; SIEDLER, G.: Meandering of subtropical front south-east of the Azores. — *Nature* **300** (1982), No. 5889, 245–246.
- KAWASE, M.; SARMIENTO, J. L.: Circulation and nutrients in middepth Atlantic-waters. — *J. Geophys. Res.* **91** (1986), 9749–9770.
- KRAUSS, W.; KÄSE, R. H.: Mean circulation and eddy kinetic energy in the eastern North Atlantic. — *J. Geophys. Res.* **89** (1984), 3407 to 3415.
- KRAUSS, W.: The North Atlantic Current. — *J. Geophys. Res.* **91** (1986), 5061–5074.
- KLEIN, B.; SIEDLER, G.: On the origin of the Azores Current. — *J. Geophys. Res.* **94** (1989), 6159–6168.
- LEVITUS, S.: *Climatological atlas of the world ocean*. — US Government Printing Office, Washington DC, NOAA Prof. Paper No. 13 (1982), 173 pp.
- LUYTEN, J. R.; PEDLOSKY, J.; STOMMEL, H.: The ventilated thermocline. — *J. Phys. Oceanogr.* **13** (1983), 292–309.
- MC DOUGALL, T. J.: Thermobaricity, cabling, and water-mass conversion. — *J. Geophys. Res.* **92** (1987), 5448–5464.
- MC DOUGALL, T. J.: Some implications of ocean mixing for ocean modelling. — In: *Small-scale turbulence and mixing in the ocean*, eds. J. C. J. NIHOUL and B. M. JAMART, Elsevier Oceanography Series **46** (1988), 21–35.
- MERZ, A.; WÜST, G. W.: Die atlantische Vertikalzirkulation. — *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin* **3–4** (1923), 132–144.
- MILLERO, F. J.; POISSON, A.: International one-atmosphere equation of state of seawater. — *Deep Sea Res.* **28** (1981), 625–629.
- OLBERS, D. J.; WENZEL, M.; WILLEBRAND: The inference of North Atlantic circulation patterns from climatological hydrographic data. — *Reviews of Geophysics* **23** (1985), 313–356.
- OLBERS, D. J.: Diagnostic models of ocean currents. — In: *Large-scale transport processes in ocean and atmosphere*, eds. J. WILLEBRAND and D. L. T. ANDERSON; Reidel Publishing Company, NATO ASI Series Vol. 190 (1986), 201–223.
- POLLARD, R. T.; FU, S.: Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean north-east of the Azores. — *Prog. Oceanogr.* **14** (1985), 443 to 462.
- PRANGSMA, G. J.; GUYMER, T. H.; KRUSEMAN, P.; POLLARD, R. T.; WELLER, R. A.: Development of the temperature and salinity structure of the upper ocean over two months in an area 150 × 150 km. — *Phil. Trans. R. Soc. London A* **308** (1983), 311–325.
- RICHARDSON, P. L.: Drifting derelicts in the North Atlantic 1883–1902. — *Prog. Oceanogr.* **14** (1985), 463–483.
- RODEN, G. I.: Oceanic subarctic fronts of the Central Pacific: Structure of and response to atmospheric forcing. — *J. Phys. Oceanogr.* **7** (1977), 761–778.
- SARKYSIAN, A. S.; DEMIN, YU. L.; BRECHOVSKICH, A. L.; SCHACHANOVA, T. W.: Methods and calculation results of the water circulation in the world ocean. — *Gidrometeoizdat, Leningrad* (1986), 152 pp. (in Russian).
- SIEDLER, G.; ZENK, W.; EMERY, W. J.: Strong current events related to a subtropical front in

the Northeast Atlantic. — *J. Phys. Oceanogr.* **15** (1985), 885–897.

STRAMMA, L.: Geostrophic transport in the Warm Water Sphere of the eastern subtropical North Atlantic. — *J. Mar. Res.* **42** (1984), 537–558.

STRAMMA, L.; MÜLLER, T. J.: Some observations of the Azores Current and the North Equatorial Current. — *J. Geophys. Res.* **94** (1989), 3181–3186.

SRIGGOW, K.: Definitionen, Relationen und Konventionen im Zusammenhang mit der Dichte des Meerwassers und die Ursachen einiger häufiger Irrtümer in der ozeanographischen Literatur. — *Beitr. Meereskunde* **49** (1983), 25–39.

SY, A.: Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic: the North Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge. — *Deep Sea Res.* **35** (1988), 383–413.

TOMCZAK, M.: Ausbreitung und Vermischung der Zentralwassermassen in den Tropengebieten der Ozeane, 1: Atlantischer Ozean. — *Oceanologica Acta* **7** (1984), 145–158.

TOPOGULF Group: TOPOGULF, a joint programme initiated by INFREMER, Brest (France) IfM, Kiel (W. Germany), Data report, Vol. 1: CTDO2 and nutrients, Berichte Institut für Meereskunde Kiel, Nr. 154 (1986), 183 pp.

Address of the authors:

E. HAGEN, W. ZAHN  
Institut für Ostseeforschung  
O-2530 Warnemünde

Received: May 2, 1990

Accepted: July 15, 1990

HERBERT FRANCK, WOLFGANG MATTHÄUS

## Sea level conditions associated with major Baltic inflows

With 19 figures and 4 tables

*Abstract:* Major inflows of highly saline water into the Baltic Sea always represent the final stage of longer inflow processes. Recent analyses of all major Baltic inflows identified between 1897 and 1976 (FRANCK et al. 1987) provide a suitable basis for statistical information concerning the sea level conditions associated with major inflow events. Sea level data from Varberg (Kattegat), Ystad and Saßnitz/Arkona (southern Baltic proper) and Landsort (central Baltic) are used to analyze both the sea level differences between the Kattegat and Baltic and the mean Baltic sea level during the three discrete periods of each complete inflow process (the precursory, the pre-inflow and the inflow period) for each of the 90 events identified.

All inflow events are characterized by a permanent marked pulsation in sea level difference between the Kattegat and southern Baltic proper. During inflow processes culminating in major events, the average Baltic sea level can vary between  $-60$  cm and  $+65$  cm. Minimum sea levels, which are always below the normal sea level, precede each major event by intervals which, as a rule, vary between 5 and 40 days. In about 75% of all events, however, the characteristic Baltic sea level increase occurs during the 15 day pre-inflow period. Negative Baltic sea levels during the pre-inflow period are not a necessary precondition even for strong and very strong events. At the beginning of the inflow period the Baltic Sea has on average a volume surplus of  $45 \text{ km}^3$ . During the total inflow process the Baltic sea level increases on average by 59 cm. The maximum sea level of about  $+71$  cm (volume surplus of  $265 \text{ km}^3$ ) must be regarded as the upper limit for Baltic sea level rise.

*Zusammenfassung:* Salzwassereinbrüche in die Ostsee stellen stets die Endstufe länger andauernder Einstromprozesse dar. Neuere Analysen aller zwischen 1897 und 1976 identifizierten Salzwassereinbrüche (FRANCK et al. 1987) bilden eine geeignete Basis, um statistische Aussagen über die bei Salzwassereinbrüchen auftretenden Wasserstandsverhältnisse zu erhalten. Auf der Grundlage der Wasserstandsdaten von Varberg (Kattegat), Ystad und Saßnitz/Arkona (südliche Ostsee) und Landsort (zentrale Ostsee) werden die Wasserstandsunterschiede Kattegat/Ostsee und der Wasserstand der Ostsee für jeden der 90 identifizierten Einbrüche an Hand von drei signifikanten Zeiträumen des gesamten Einstromprozesses (Vorlaufphase, Vorperiode und Einbruchperiode) untersucht.

Das ständige beträchtliche Pulsieren der Wasserstandsdifferenz Kattegat/südliche Ostsee ist ein charakteristisches Phänomen aller Salzwassereinbrüche. Bei Einstromprozessen, die in Salzwassereinbrüchen kulminieren, kann der mittlere Wasserstand der Ostsee zwischen  $-60$  cm und  $+65$  cm variieren. Jedem Salzwassereinbruch geht in einem Zeitabstand von vorwiegend 5 bis 40 Tagen ein minimaler, stets unternormaler Wasserstand voraus. In etwa 75% aller Einbrüche erfolgt der charakteristische Anstieg des Ostseewasserstandes jedoch innerhalb der 15-Tage-Vorperiode. Negative mittlere Wasserstände in der Vorperiode sind keine notwendige Voraussetzung, auch nicht für starke und sehr starke Salzwassereinbrüche. Zu Beginn der Einbruchperiode weist die Ostsee im Mittel einen Wasserüberschuß von  $45 \text{ km}^3$  auf. Während des gesamten, mit einem Salzwassereinbruch verbundenen Einstromprozesses steigt der Wasserstand der

Ostsee im Mittel um 59 cm. Ein maximaler Wasserstand von etwa +71 cm (Wasserüberschuß von 265 km<sup>3</sup>) muß als oberer Grenzwert für die Füllung der Ostsee angesehen werden.

## 1. Introduction

Major inflows of highly saline water into the Baltic Sea are the final stages of longer inflow processes. However, whether or not these processes actually culminate in inflows of highly saline water — the major Baltic inflows —, can be shown only by analysis of the salinities of the water bodies crossing the Darss and Drogden Sills.

Positive sea level differences between the Kattegat and Baltic Sea are a necessary condition for inflows of water into the latter. A permanent alternation between inflow and outflow is a characteristic phenomenon of the Baltic Sea (WATTENBERG 1941, WYRTKI 1954a, JACOBSEN 1980, LASS et al. 1987), and positive sea level differences are correspondingly common.

The alternation between inflow and outflow gives rise to an oscillation of the water masses in the Belt Sea area and thus to a back-and-forth migration of the interfaces between bodies of relatively low and high salinity (WATTENBERG 1941; KÄNDLER 1951). Major inflows of highly saline water, however, occur only when the interfaces advance through the whole Belt Sea as far as the Darss and Drogden Sills. This occurs under specific sea level conditions which have been investigated so far only on the basis of selected, very distinct inflow events (e.g. HELA 1944; WYRTKI 1954b; LASS, SCHWABE 1990). BÖRNGEN et al. (1990) dealt with the relations between salinity and sea level in the Belt Sea area. Recent analysis of all major Baltic inflows during the present century (FRANCK et al. 1987; MATTHÄUS,

FRANCK 1988) provides a suitable basis for statistical information concerning the sea level conditions associated with major inflow events.

Using GARRETT and TOULANY'S (1982) geostrophically controlled model, LASS (1988) calculated the barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic analytically. Taking into account the fresh water balance of the Baltic, the Kattegat sea level and both the wind field and the air pressure over the Baltic, he studied the response of the model to various kinds of forcing and found that the characteristic response time of the system is about 10 days. For time scales smaller than 5 days, the Baltic sea level responds to local meteorological forcing analogously to that in an enclosed basin. If the time scales of the local forcing exceed 10 days, the sea level of the southern Baltic proper is the same as that in the Kattegat.

Generally, storms causing major sea level differences between the Kattegat and Baltic Sea last only a few days. Model computations by LASS (1988) show that the amplitude of a sea level variation with a period of 10 days must exceed 40 cm for a water particle to be transported from the Kattegat along the full length of the Belt Sea into the Southern Baltic proper. In other words, the sea levels must differ by 40 cm for at least 5 days and the mixing conditions must be sufficient in order to transport highly saline water across the Darss Sill into the Baltic Sea. Calculations using a pulse-like forcing of the Kattegat sea level by about one metre for a few days lead to the conclusion that storm surges must last for at least two days to advect water particles from the Kattegat into the Baltic Sea. Estimations of the water volume penetrating into the Baltic Sea during inflow processes

show that, on average, only 42% of the total Belt Sea volume enters the Baltic Sea before the inflow of highly saline water (MATTHÄUS, FRANCK 1990).

## 2. Major inflows into the Baltic Sea

The present investigation of inflows of highly saline water into the Baltic Sea is based on the assumption that effective inflow events caused by an overflow across the Darss and Drogden Sills over their entire cross sections can be identified by the analysis of the salinity conditions at the Darss Sill. The authors use the following general criteria to identify such events during the period

1897–1976, which they term major Baltic inflows (cf. Fig. 1):

- The stratification coefficient  $G = 1 - S_o/S_b$  ( $S_o$  = surface salinity) at  $1/v$  "Gedser Rev" must be  $\leq 0.2$  for at least 5 consecutive days;
- The bottom salinity  $S_b$  must be  $\geq 17 \cdot 10^{-3}$ .

Further criteria are used to decide whether or not a few days must be added to the inflow period before or after identified inflow events, and to identify cases in which inflow periods shorter than 5 days and interrupted by a single day may be counted as inflow events (FRANCK et al. 1987).

These conditions must be regarded as necessary to identify, but insufficient to

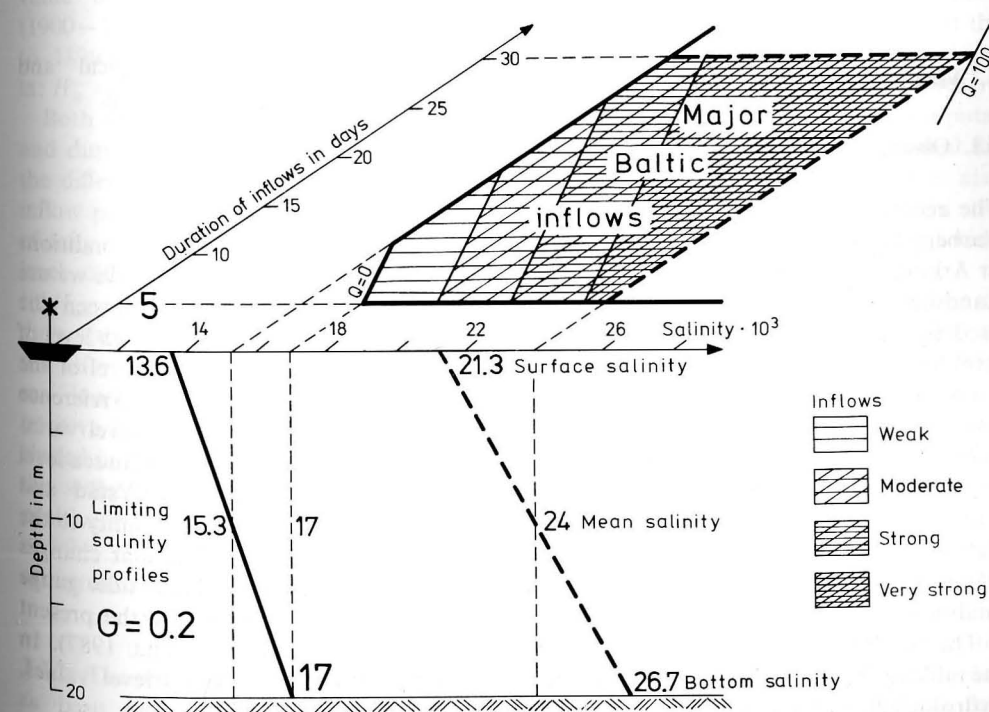


Fig. 1 Definition of major Baltic inflows based on specific haline stratification conditions at  $1/v$  "Gedser Rev"

quantify, the complete details of major inflows. The method permits all inflow events to be detected during the period considered, and the determination of the exact date on which they started. The authors have shown that many more events can be identified during this century (FRANCK et al. 1987) than have been detected by their effects in the Baltic deep basins (cf. e.g. FONSELIUS 1981; FONSELIUS et al. 1984; MATTHÄUS 1986).

The different events are characterized by means of an intensity index,  $Q$ , calculated from the duration,  $k$ , and the mean salinity,  $S_p$ , of the inflowing water by the empirical equation

$$Q = 50 \left( \frac{k - 5}{25} + \frac{10^3 S_p - 17}{7} \right).$$

### 3. Material and methods

#### 3.1. Observation data

The records from the tide gauge stations Varberg ( $V$ ) (Kattegat), Ystad ( $Y$ ), Saßnitz or Arkona ( $S$ ) (southern Baltic proper) and Landsort ( $L$ ) (central Baltic) (cf. Fig. 2) were used for the investigations. The daily sea level values at 12 noon (1897–1952) and 8 a.m. (1953–1976) were used because only one measurement per day is available from Saßnitz/Arkona. Comparison of the results based on one measurement per day and the daily mean values from the stations Varberg, Ystad and Landsort reveal generally insignificant deviations with respect to the analyses carried out.

The sea level data were taken mainly from the tables published in Swedish and German hydrological annuals (cf. References). The records from the Swedish stations for the period 1897–1924 were obtained directly

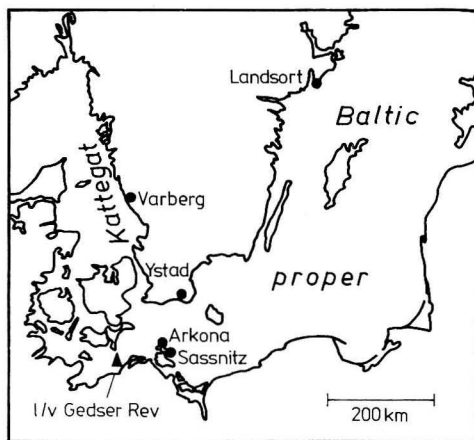


Fig. 2  
Positions of l/v "Gedser Rev" and of the tide gauge stations in the Kattegat and Baltic Sea

from the Swedish Meteorological and Hydrological Institute Norrköping.

#### 3.2. Methods

In order to study the sea level conditions associated with major Baltic inflows we use both the sea level difference between the Kattegat and Baltic Sea and the sea level of the Baltic itself. The mean sea level of the selected stations was chosen as the reference level. The isostatic/eustatic sea level variations cause secular changes in mean sea level which are small at Varberg, Ystad and Saßnitz/Arkona due to the proximity to the zero isobase. Considerable secular changes occur, however, at Landsort tide gauge station (about  $-30$  cm during the present century; cf. e.g. STRIGGOW, TILL 1987). In order to get comparable sea level values, consecutive 5-year means were used as a time-dependent reference level for each station. The deviations of the daily sea

level values from the corresponding 5-year means represent the basic data for all calculations.

#### 3.2.1. Sea level difference between the Kattegat and the Baltic Sea

The sea level difference,  $\Delta H$ , between the Kattegat and Baltic Sea can be calculated fairly accurately from the difference between the sea levels  $H_V$  at Varberg and  $H_B$  in the southern Baltic proper ( $\Delta H = H_V - H_B$ ). Similar sea level difference estimations were used by HELA (1944) and WYRTKI (1954a).

The sea level  $H_B$  in the southern Baltic proper was found by calculating the mean value between Ystad,  $H_Y$ , and Saßnitz (1900–1910, 1931–1976) or Arkona (1897 to 1899, 1911–1930),  $H_S$ , by the formula:  $H_B = (H_Y + H_S)/2$ .

Both the sea level difference  $\Delta H$  before and during major inflows and particularly the difference  $\Delta H_1$  on the first day of the inflow period were considered on the basis of daily values. Moreover, the maximum sea level differences,  $\Delta H_{max}$ , and their time,  $t(\Delta H_{max})$ , the differences for all consecutive days with positive values immediately before the inflow started,  $\Delta H_c$ , and various mean sea level differences based on selected positive differences  $\overline{\Delta H}$  and  $\overline{\Delta H_c}$ , were included in the studies. For statistical reasons the difference  $\Delta H = 0$  was classified as positive, but this has practically no influence on the results because of the very rare occurrence of  $\Delta H = 0$ .

#### 3.2.2. The sea level of the Baltic Sea

Information on volume variations of the Baltic Sea as described by the mean Baltic

sea level is of particular importance for characterizing major Baltic inflows.

Variations in wind stress are the most important factor affecting the Baltic sea level. The meteorological conditions create seiches which cause considerable sea level variations in the inner parts of the Gulfs and the Belt Sea, but only minor variations in the vicinity of the nodal lines. A tide gauge station near the nodal lines can therefore be used to characterize the mean sea level of the Baltic.

At Landsort tide gauge station, for instance, sea level variations caused by seiches are generally small owing to the vicinity of this station to the position of the nodal lines of several modes (NEUMANN 1941; KRAUSS, MAGAARD 1962; LISITZIN 1974). The two-dimensional seiches calculated by WÜBBER and KRAUSS (1979) largely confirm that the amplitudes of the most important free oscillations are smallest in the northern Baltic proper. Numerical model computations by KIELMANN (1981), who treated the Baltic Sea as a closed area, have also shown that sea level variations in the Landsort area are small after 5 days of wind forcing from west or south.

The use of a single tide gauge station to characterize the Baltic sea level seems to be justified by the results of HELA's (1944) and JACOBSEN's (1980) sea level analyses. HELA (1944) found that the area between Degerby and Landsort shows the smallest differences between monthly means from 12 tide gauge stations around the Baltic and the monthly mean of the Baltic sea level during the period from 1926 to 1935. For the period from July 1975 to December 1976, the standard deviation of the day-to-day changes in the daily average sea level at 44 stations around the whole Baltic calculated by JACOBSEN (1980) is lowest at Landsort, where it was only 4.0 cm/day.

These results confirm that the sea level at Landsort seems to be suitable for representing the sea level variations in the Baltic Sea as a whole. For the inflow events under consideration, the Baltic sea level variations between 1926 and 1935 (HELA 1944) and 1975/1976 (JACOBSEN 1980) correspond very well in both trend and sea level to the Landsort values. For these reasons, the sea level at Landsort,  $H_L$ , is taken as the *Baltic*

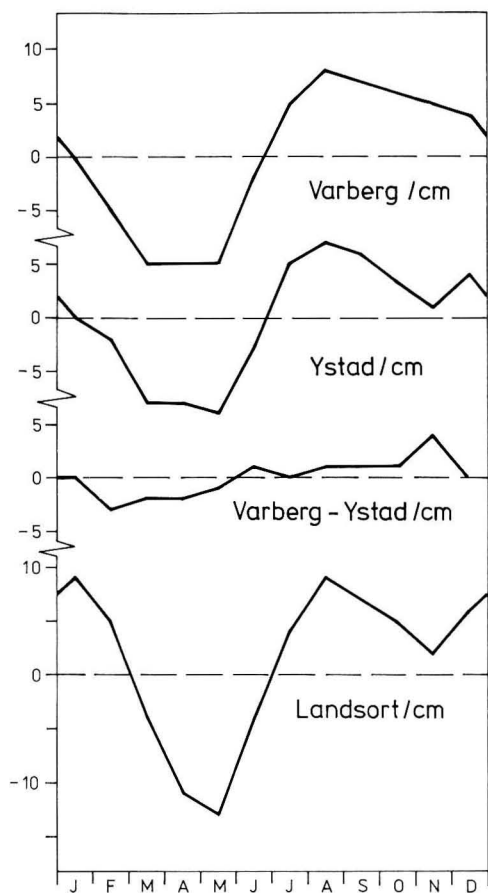


Fig. 3  
Mean seasonal variation of the sea level at Varberg, Ystad and Landsort (period 1887 to 1954; ANON. 1954)

sea level in the present study. Seasonal variations in the Baltic sea level were eliminated from the observed data by using the mean annual change at Landsort for the period 1887–1954 (cf. Fig. 3; ANON. 1954). We shall term this long-term annual change relative to the above-mentioned 5-year means as the *normal Baltic sea level* or *mean water of the Baltic Sea*.

Besides the daily sea level,  $H_L$ , we also take into consideration the mean value  $\bar{H}_L$ , the extreme values  $H_{Lmax}$ ,  $H_{Lmin}$  and their times  $t(H_{Lmax})$ ,  $t(H_{Lmin})$ , the increase  $\Delta H_L$  during various periods of the inflow process and the difference between the average values during the periods preceding the inflows and the actual inflow periods,  $\Delta \bar{H}_L$ .

### 3.2.3. Periods significant for major inflows

Inflow processes linked to major Baltic inflows consist of two fundamental parts: an inflow of water with a relatively low salinity followed by an inflow of highly saline water. These parts of the overall inflow process are described by the sea level conditions associated with major Baltic inflows to different degrees (cf. Fig. 4).

The first part, described as the *precursory period*, covers the time from the minimum Baltic sea level preceding a major inflow event to the start of that event and is characterized by a different increase in the daily average sea level with only minor decreases which must not exceed 23 cm.

The last 15 days of the precursory period which immediately precede a major inflow – which we shall term the *pre-inflow period* – are most important for describing the characteristic Baltic sea level variations associated with major inflow events. From investigations by HELA (1944), WYRTKI

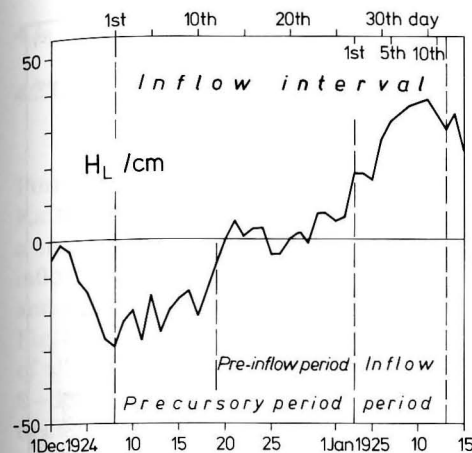


Fig. 4  
Periods significant for major Baltic inflows illustrated by the sea level variations at Landsort,  $H_L$

(1954a), JACOBSEN (1980) and LASS (1988) it is evident that a 15-day period before the start of an event at the Darss Sill seems to be suitable for describing the changes. The first day of the inflow period is always included in the statistical analysis of both the pre-inflow and inflow periods. In some analyses both periods have been considered together.

The second part of the inflow process, the *inflow period*, is characterized by an influx of highly saline water. Its duration,  $k$ , varies from 5 (lower limit as defined; cf. section 2) to 29 days for the events identified between 1897 and 1976. The end of the inflow period defined by specific salinity conditions differs somewhat from the date of maximum Baltic sea level found by Landsort sea level values (cf. Fig. 15). This fact has, however, no fundamental influence on the results.

The precursory period and the inflow period together form the *inflow interval* covering the complete inflow process.

## 4. Results

Inflows into the Baltic Sea occur if the sea level gradient from the Kattegat into the southern Baltic proper is positive, i.e. if the sea surface slopes downwards into the Baltic Sea. Both the sea level difference between the Kattegat and Baltic Sea and the Baltic sea level are considered when investigating pre-inflow and inflow periods, but the Baltic sea level is the main factor to be considered during the precursory period.

The broken line in the frequency distributions marks the average value for all inflow events, whereas the solid line corresponds to zero.

### 4.1. The precursory period

The start of the inflow process, and thus of the precursory period, is marked by the lowest Baltic sea level preceding identified major inflows. These minimum values,  $H_{Lmin}$ , preceding each of the 90 inflow events during this century (FRANCK et al. 1987), varied between  $-3$  and  $-60$  cm (cf. Fig. 5a). Using the Baltic Sea area of  $372730 \text{ km}^2$  (EHLIN et al. 1974), the average minimum sea level ( $-26$  cm) corresponds to a Baltic volume deficit of  $97 \text{ km}^3$ . The majority of minimum sea level values were between  $-10$  and  $-40$  cm (77% of all inflow events), and values between  $-15$  and  $-20$  cm were most frequent. Strong and very strong inflows ( $Q \geq 30$ ) were usually preceded by minimum sea levels below the average value of  $-26$  cm (cf. Table 1).

During the precursory period, the characteristic Baltic sea level increase,  $\Delta H_L$ , ranged from 7 to 73 cm with a mean value of 38 cm. These increases were distributed fairly uniformly between 20 and 55 cm with no distinct maximum (Fig. 5b).

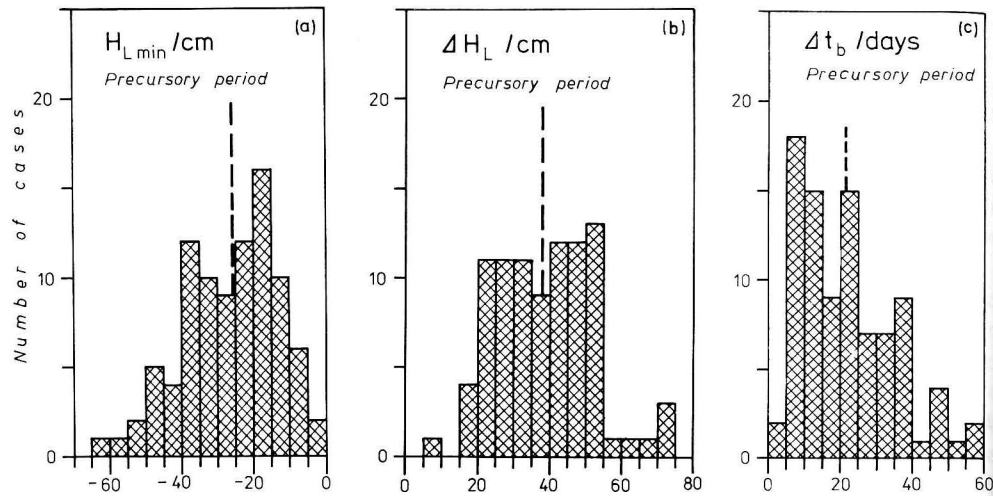


Fig. 5 Frequency distributions of the minimum sea level (a) and the sea level increase (b) in the Baltic Sea during the precursory period and the duration of this period (c)

The duration of the precursory period,  $\Delta t_b$ , varied between 4 and 58 days (average: 22 days), but usually lasted for 5 to 25 days. The distribution (Fig. 5c) shows a clear drop in frequencies from short to long durations. There was no link between duration of the precursory period and intensity of major Baltic inflows (cf. Table 1).

Table 1 Sea level conditions characterizing the 10 most intensive Baltic inflows between 1897 and 1976 with respect to the precursory period

Inflow-No.	Inflow period	$Q$	$k$ (days)	Baltic sea level		
				$H_{Lmin}$ (cm)	$\Delta H_L$ (cm)	$\Delta t_b$ (days)
1	25 Nov–19 Dec 1951	79.1	25	-41	30	12
2	18 Nov–16 Dec 1913	76.6	29	-46	62	35
3	22 Dec 1975–14 Jan 1976	60.0	24	-27	41	37
4	29 Oct–25 Nov 1969	54.8	28	-12	22	4
5	16 Dec 1921–6 Jan 1922	49.4	22	-37	24	14
6	17 Jan–31 Jan 1921	46.6	15	-59	68	30
7	13 Nov–29 Nov 1973	41.4	17	-10	28	9
8	26 Nov–13 Dec 1906	38.0	18	-37	39	19
9	10 Nov–20 Nov 1930	37.3	11	-26	50	39
10	28 Sep–15 Oct 1950	35.9	18	-29	50	31

4.2. The pre-inflow period

4.2.1. Sea level difference between the Kattegat and Baltic Sea

Positive sea level difference between the Kattegat and the southern Baltic proper is a necessary precondition for major Baltic inflows. The number of days,  $n$ , with  $\Delta H \geq 0$  and the mean values  $\Delta H$  are presented in Fig. 6a, c. During most inflow events (74% of all cases), the pre-inflow period included 8–13 days with  $\Delta H \geq 0$ , i.e. more than half of the pre-inflow period was characterized

by sea level gradients from the Kattegat into the Baltic. The mean positive sea level difference (Fig. 6c) varied, as a rule, between 20 and 40 cm (75% of all inflow events).

Particular importance is attached to consecutive days with positive differences immediately before the start of the inflow period ( $\Delta H_c \geq 0$ ). This interval is characterized by uninterrupted inflow which leads directly to the inflow of highly saline water. The durations of this interval,  $n(\Delta H_c \geq 0)$ , and the corresponding mean sea level differences,  $\overline{\Delta H_c}$ , for all inflow events are shown in Fig. 6b, d.

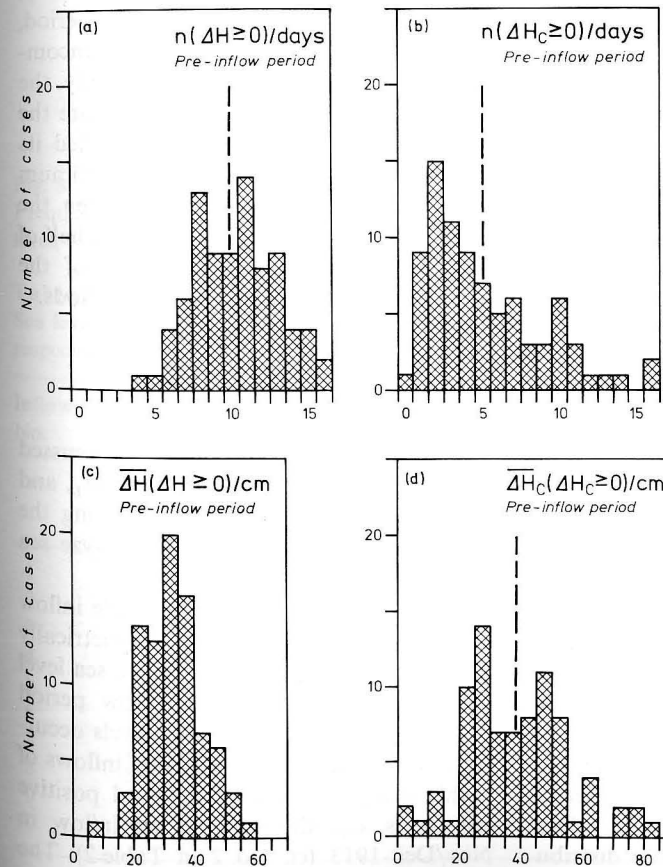


Fig. 6 Frequency distributions of the number of days,  $n$ , and the mean values of the sea level difference between the Kattegat and Baltic Sea for both all days (a, c) and consecutive days (b, d) with positive differences during the pre-inflow period

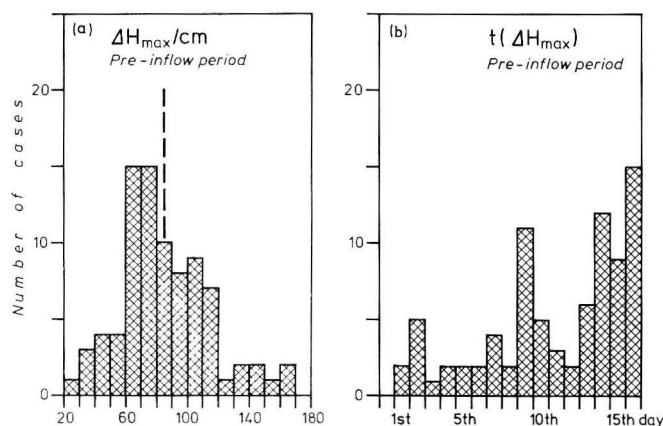


Fig. 7  
Frequency distributions of the maximum sea level difference between the Kattegat and Baltic Sea (a) and the time of maximum difference (b) during the pre-inflow period

The duration of consecutive positive sea level differences was in most cases 1–7 days (75% of all inflow events). The interval length frequency decreased as  $n$  increased (Fig. 6b). Durations exceeding 11 days are rare. In exceptional cases, the whole pre-inflow period was characterized by uninterrupted Baltic-inward inclination of the sea level. The distribution of  $n$  prior to strong and very strong inflows does not differ appreciably from that for all inflow events.

The mean sea level difference,  $\overline{\Delta H_c}$ , on consecutive days with positive differences ranged mainly between 20 and 55 cm (79% of all inflow events) with an average of 38 cm (cf. Fig. 6d). The analogous average value for strong and very strong inflows (44 cm) points to somewhat higher sea level differences before the beginning of these inflow events (cf. Table 2).

During the pre-inflow period, the maximum positive sea level differences,  $\Delta H_{max}$ , varied mainly from 60 to 120 cm (nearly 75% of all inflow events) (Fig. 7a). Separate consideration of strong and very strong inflows yields a frequency distribution which differs little from that for all inflow events.

The timing of the maximum sea level differences shows a characteristic distribu-

tion (Fig. 7b). From the 1st to the 12th day, i.e. for most of the pre-inflow period, maximum differences were relatively uncommon except on the 9th day. Expectedly, the frequency increased immediately before the start of the inflow period and reached its highest value on the 16th day. The maximum sea level differences occurred between the 13th and the 16th day for more than half of all inflow events, i.e. at the end of the pre-inflow or the start of the inflow periods.

#### 4.2.2. The sea level of the Baltic Sea

The daily sea level values,  $H_L$ , – discussed in section 5 –, their mean values,  $\overline{H}_L$ , and the minimum sea levels,  $H_{Lmin}$ , during the pre-inflow period were used to analyze sea level variations.

The mean values,  $\overline{H}_L$ , of all single inflow events are distributed fairly symmetrically on either side of the normal Baltic sea level (Fig. 8); i.e. during the pre-inflow period both negative and positive sea levels occurred. Even strong and very strong inflows of highly saline water have followed positive sea levels, e.g. the very strong inflow in Nov/Dec 1913 (cf. No. 2 in Table 2). The

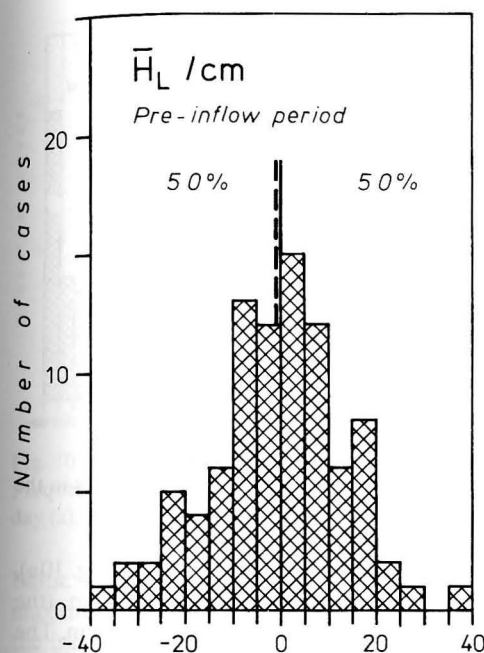


Fig. 8  
Frequency distribution of the mean Baltic sea level,  $\overline{H}_L$ , during the pre-inflow period

mean sea levels,  $\overline{H}_L$ , associated with over half of all major inflows varied within a small range from –10 to +10 cm. The average of all  $\overline{H}_L$  (–1 cm) differs insignificantly from the normal Baltic sea level (cf. Fig. 8).

The minimum sea levels,  $H_{Lmin}$ , during the pre-inflow period show an almost GAUSSIAN distribution with an average value of –15 cm (Fig. 9a). As expected, most minimum sea levels were below the normal Baltic sea level, but they were positive for 14% of inflow events. In most cases (49% of all inflows), the minimum sea levels varied between –5 and –20 cm, but the total range is from –53 to +21 cm. Strong and very strong inflows had a similar distribution; in some cases, intensive inflows followed positive minimum sea levels, too (cf. Table 2).

During the pre-inflow period, the times of minimum,  $t(H_{Lmin})$ , and maximum sea levels,  $t(H_{Lmax})$ , exhibit a characteristic contrast. Due to the general increase in the Baltic sea level before the inflow period, the minimum

Table 2

Sea level conditions characterizing the 10 most intensive Baltic inflows between 1897 and 1976 with respect to the pre-inflow period (inflow period cf. Table 1)

Inflow No.	Sea level difference Kattegat/Baltic Sea				Baltic sea level			
	$n(\Delta H_c \geq 0)$ (days)	$\overline{\Delta H_c}(\Delta H_c \geq 0)$ (cm)	$\Delta H_{max}$ (cm)	$t(\Delta H_{max})$ (day)	$\overline{H}_L$ (cm)	$H_{Lmin}$ (cm)	$t(H_{Lmin})$ (day)	$t(H_{Lmax})$ (day)
1	10	52	+119	16th	–26	–41	4th	16th
2	7	25	+84	2nd	+10	0	11th	5th
3	2	17	+51	9th	+9	–1	1st	13th
4	1	72	+102	13th	0	–12	12th	2nd
5	6	22	+60	7th	–24	–37	2nd	9th
6	2	31	+73	9th	–8	–27	5th	10th
7	2	49	+89	9th	+1	–10	7th	16th
8	3	42	+60	15th	–9	–28	1st	8th
9	3	49	+62	16th	+18	+1	1st	9th
10	2	47	+51	16th	+17	+11	1st	16th

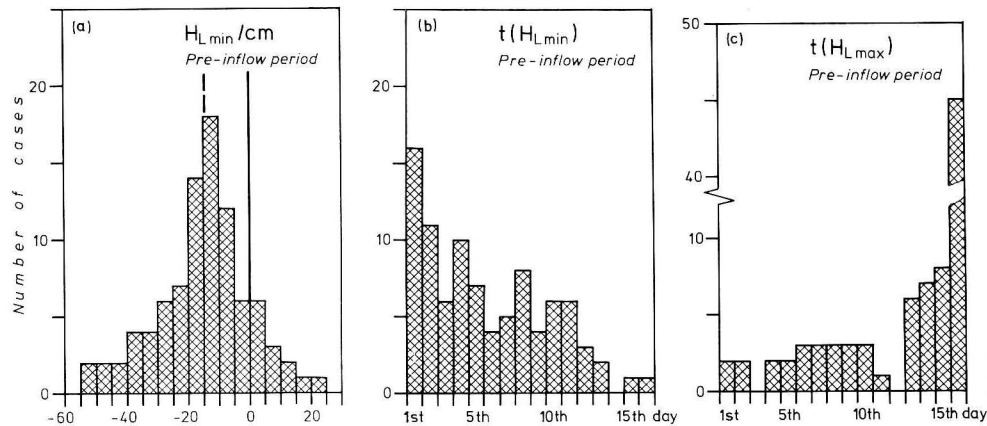


Fig. 9  
Frequency distributions of the minimum sea level (a), and the times (b, c) of the extreme values in the Baltic Sea during the pre-inflow period

was found mainly at the beginning and the maximum at the end of the pre-inflow period (Fig. 9b, c). The frequency of the time of the maximum does not increase continuously during this period. Maxima are relatively rare from the 1st to the 12th day, but a distinct increase in the frequency of  $t(H_{Lmax})$  is observed between the 13th and the 16th days. On the 16th day (that is the first day of inflow of highly saline water) 50% of all inflow events had the highest Baltic sea level of all these 16 days.

### 4.3. The inflow period

#### 4.3.1. Sea level difference between the Kattegat and Baltic Sea

Apart from the sea level difference on each individual day,  $\Delta H$ , — discussed in section 5 —, the difference on the first day,  $\Delta H_1$ , the maximum difference,  $\Delta H_{max}$ , and the time of this maximum,  $t(\Delta H_{max})$ , are quantities that characterize the inflow period.

The sea level difference on the first day,  $\Delta H_1$ , showed both negative (16% of all

inflows) and positive values (cf. Fig. 10a), ranging between  $-36$  and  $+150$  cm (the latter in Jan. 1925). It averaged  $+37$  cm. The values varied mainly between zero and 40 cm (45% of all inflows) and between 60 and 80 cm (18%).

The maximum differences,  $\Delta H_{max}$  (cf. Fig. 10b) ranged between 3 and 166 cm (the latter in Nov. 1920) and averaged  $+69$  cm. Two remarkable ranges were 20–50 cm covering 33% of all events and 60–80 cm covering 26%. For two-thirds of the strong and very strong inflows ( $Q \geq 30$ )  $\Delta H_{max}$  exceeded 80 cm. In 30% of all events, the maximum sea level differences were recorded on the 1st and in 64% by the 3rd day of the inflow period (cf. Fig. 10c). The maximum differences were usually reached later than the 3rd day of the inflow period for the 10 most intensive events (cf. Table 3).

#### 4.3.2. The sea level of the Baltic Sea

The mean Baltic sea level,  $\bar{H}_L$ , the sea level on the first day,  $H_{L1}$ , and both the maximum

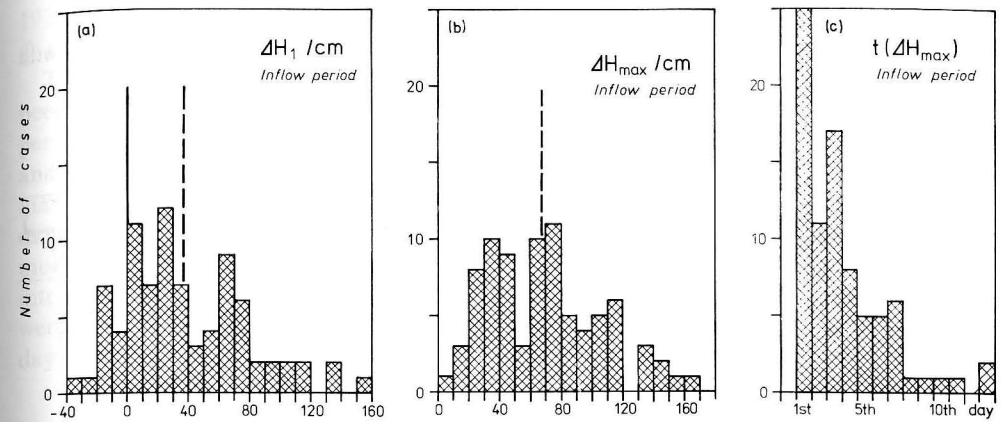


Fig. 10  
Frequency distributions of the sea level difference between the Kattegat and Baltic Sea on the first day (a), the maximum difference (b) and the time of the maximum difference (c) during the inflow period

Baltic sea level,  $H_{Lmax}$ , and the time of this maximum,  $t(H_{Lmax})$ , are used to characterize the inflow period.

The mean Baltic sea level,  $\bar{H}_L$ , ranged between  $-15$  and  $+61$  cm (on average  $+22$  cm). Sea levels between  $+15$  and  $+30$  cm were most frequent (58%) (cf. Fig. 11b), among them 5 of the 10 most intensive inflows (cf. Table 3). For a few of the stronger events, however,  $\bar{H}_L$  was below the normal Baltic sea level (e.g. Feb. 1969, Nov. 1920).

The sea levels on the first day,  $H_{L1}$ , (cf. Fig. 11a) ranged between  $-25$  and  $+57$  cm (on average  $+12$  cm). Most of the events identified yielded values between  $+5$  and  $+30$  cm (70%). In 18% of all events, among them the events in Nov./Dec. 1951 and Dec. 1921/Jan. 1922 (cf. No. 1 and 5 in Table 3), the sea level on the first day was below the normal Baltic sea level.

Except in two cases, the maximum Baltic sea level,  $H_{Lmax}$ , was distinctly positive and

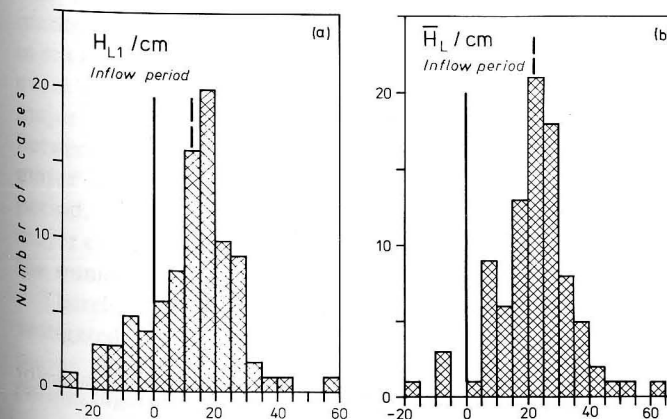


Fig. 11  
Frequency distributions of the Baltic sea level on the first day (a) and the mean sea level (b) during the inflow period



Table 3

Sea level conditions characterizing the 10 most intensive Baltic inflows between 1897 and 1976 with respect to the inflow period (inflow period cf. Table 1)

Inflow No.	Sea level difference Kattogat/Baltic Sea				Baltic sea level			
	$\overline{\Delta H} (\Delta H \geq 0)$ (cm)	$\Delta H_1$ (cm)	$\Delta H_{max}$ (cm)	$t(\Delta H_{max})$ (day)	$\bar{H}_L$ (cm)	$H_{L1}$ (cm)	$H_{Lmax}$ (cm)	$t(H_{Lmax})$ (day)
1	49	119	142	7th	+26	-11	51	15th
2	47	82	91	13th	+39	+16	65	28th
3	22	23	76	10th	+34	+14	48	13th
4	32	72	72	1st	+41	+10	55	16th
5	49	37	139	6th	+29	-13	55	20th
6	47	51	103	6th	+23	+9	37	7th
7	45	72	72	1st	+39	+18	52	14th
8	39	18	70	13th	+24	+2	38	16th
9	49	62	117	4th	+47	+24	55	8th
10	27	51	51	1st	+24	+21	34	16th

averaged +33 cm (cf. Fig. 12a). In 82% of all inflow events the values ranged between 15 and 50 cm, most frequently from 35–40 cm (22%). For the 10 most intensive inflows,  $H_{Lmax}$  was 34 cm or higher. The highest sea levels were observed during the event in

Nov./Dec. 1913 (+65 cm) and the events in Oct./Nov. 1969, Dec. 1921/Jan. 1922 and Nov. 1930 (in each case +55 cm) (cf. Table 3). However, maximum sea levels higher than +50 cm were recorded occasionally during weak inflows, too (e.g. Apr.

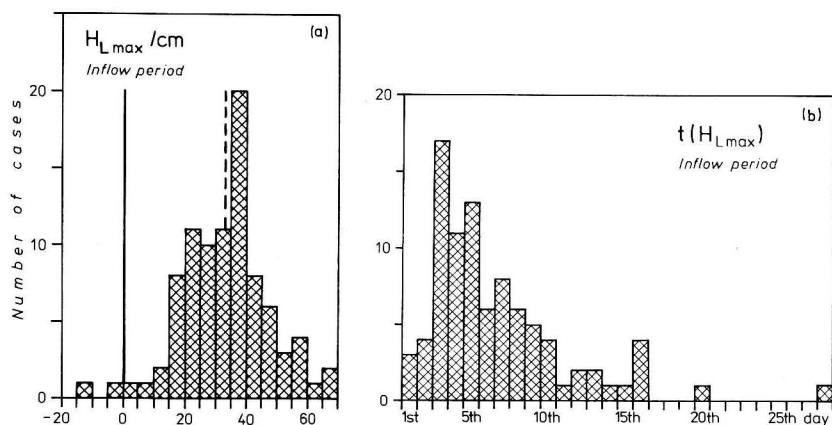


Fig. 12  
Frequency distributions of the maximum Baltic sea level (a) and the time of this maximum value (b) during the inflow period

1938: +65 cm,  $Q = 4.7$ ; Oct. 1935: +57 cm,  $Q = 14.1$ ).

The maximum sea level was reached between the 3rd and 5th days of the inflow period (cf. Fig. 12b) in 46% of all events, and 32% of the major inflows yielded maximum values between the 6th and 10th days (88% of the inflows identified lasted more than 5 days). During the 10 most intensive inflows, the maximum sea levels were observed usually later than the 12th day (cf. Table 3).

## 5. Discussion

Inflow processes associated with major Baltic inflow events are always a combination of inflows of less saline followed by highly saline waters. The first part of this process, the **precursory period**, is introduced by a minimum Baltic sea level which is always lower than the normal Baltic sea level (cf. Fig. 5a). The height and time of this minimum are relevant to major Baltic inflows in different ways.

The lower the minimum sea level, the greater the potential inflowing volume and, therefore, the greater the possibility of highly saline water crossing the sills into the Baltic. The time at which the minimum occurs marks the beginning of the stronger increase in sea level generally associated with a major inflow. The greater the time interval between minimum sea level and start of the major event, i.e. the longer the precursory period, the weaker the relations between major event and sea level variations close to the minimum.

Therefore, sea level variations were investigated during the 15 days preceding major inflows, i.e. during the **pre-inflow period**, regardless of the total duration of the

precursory period. The pre-inflow period is very suitable because (i) in 39% of all major events the precursory period is  $\leq 15$  days (e.g. inflow in Nov./Dec. 1951; Table 1) and (ii) during another 33% of the events with precursory periods  $> 15$  days, the stronger Baltic sea level increase leading to major inflows did not start before the pre-inflow period (e.g. the strong inflow in Nov. 1930, cf. Fig. 15). Hence, it follows that in about 3/4 of all events the characteristic Baltic sea level increase associated with major inflows occurred during the pre-inflow period.

In contrast to the precursory period (including the pre-inflow period), which is associated with inflows of less saline water into the Baltic Sea, the second part of the inflow process – the **inflow period** – is accompanied by an intense influx of highly saline water. The precursory and inflow periods last, on average, 22 and 10 days respectively, i.e. 2/3 of the inflow interval is covered by the precursory period and 1/3 by the inflow period.

### 5.1. Sea level difference between the Kattogat and Baltic Sea

During the pre-inflow period, the sea level differences between the Kattogat and the southern Baltic proper are positive for an average of 10 days (cf. Fig. 6a). During the inflow period (average duration: 10 days), positive sea level differences are observed on an average of 5 days.

Fig. 13 shows the detailed distribution of the sea level differences during both pre-inflow and inflow periods. It gives the daily number of positive and negative differences based on all identified major events and consequently a clear picture of the temporal variations in sea level differences. These

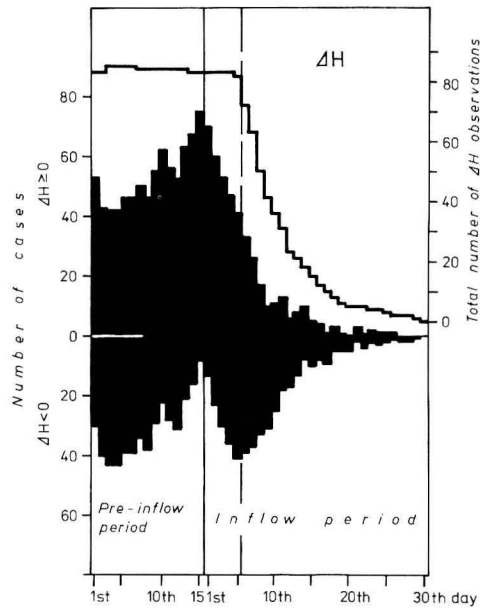


Fig. 13  
Distribution of the number of positive and negative sea level differences between the Kattegat and southern Baltic proper,  $\Delta H$ , during all days of the pre-inflow and inflow periods

variations in time have characteristic features in both periods.

In detail, the number of positive (negative) differences shows the minimum (maximum) values on the 3rd and 4th day of the **pre-inflow period**. At this time the number of positive and negative differences — i.e. the number of times the sea surface slopes towards or away from the Baltic — are equal. The distinct, nearly continuous increase in the number of positive differences does not start until the 5th day. The maximum number of positive differences is reached on the last day of the pre-inflow period, when positive sea level differences occur in 90% of all observed cases. This maximum marks the beginning of the major inflow event.

The **inflow period** is characterized by a rapid decrease (increase) in the number of positive (negative) differences during the first few days. On the 5th day, the number of times the sea level slopes towards and away from the Baltic is equal. After that, due to the decreasing number of inflows lasting more than 5 days, the negative differences also decrease, but continue to predominate nearly exclusively from the 6th to the 29th day of the inflow period.

A Baltic-inward inclined sea surface predominates only between the 6th and 15th days of the pre-inflow period and the 1st and 4th days of the inflow period. Between the 13th day of the pre-inflow period and the 2nd day of the inflow period positive sea level differences are recorded every day in more than 80% of all observed major events. The sea level differences  $\Delta H$  also attain their maximum values very frequently during these five days (cf. Fig. 7 and 10).

As illustrated in Fig. 14 on the basis of the inflow in Jan./Feb. 1938, the permanent marked **pulsation of the sea level difference Kattegat/Baltic Sea** is a characteristic feature of the variations in time before and during individual events. Such variations, which have been observed during all major inflows, must be regarded as the forcing of the sea level by the wind fluctuations during major events.

Our analysis of the pulsation is based on all extreme sea level differences during a 25 day period covering the pre-inflow period and 10 days of the inflow period with consecutive extremes differing by at least 15 cm. For all major events, the average difference between maximum and minimum and vice versa is 69 cm; the average interval between the corresponding extreme values is 2.4 days. The interval ranges between 1 and 3 days in 83% of all inflow events and between 4 and 11 days in 17%.

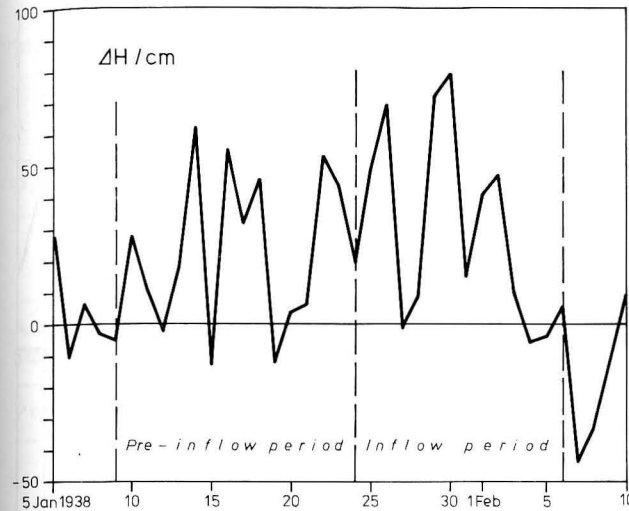


Fig. 14  
Fluctuations of the sea level difference between the Kattegat and Baltic Sea during both the pre-inflow and inflow periods in Jan./Feb. 1938

Generally, the sign of the sea level difference alternates from maximum to minimum. In other words, Baltic-inward and -outward directed slopes of the sea surface alternate regularly at an interval of between 1 and 3 days and rarely of between 4 and 11 days. During the pre-inflow period and the first days of the inflow period, however, positive sea level differences are usually higher and their duration longer than the negative ones. The situation is reversed towards the end of the inflow period (cf. inflow in Jan./Feb. 1938 in Fig. 14). This is also evident in Fig. 13. Thus, the inflow process is regularly interrupted by short outflow events of varying intensity.

The greatest variations in sea level difference Kattegat/Baltic Sea have been observed when direction of the sea surface slope changes from Baltic-inward to -outward. The greatest change in the difference between two consecutive days was  $-149$  cm (from  $\Delta H = +138$  cm to  $\Delta H = -11$  cm), and the greatest between consecutive extreme values was  $-229$  cm.

Analysis shows that there are no significant links between the intensity of major Baltic inflows and the pulsation of the sea level difference.

## 5.2. The sea level of the Baltic Sea

Generally, the inflow interval is characterized by an increase in the Baltic sea level, which can be almost continuous (Fig. 15a). More frequently it is interrupted by stagnation periods (Fig. 15b) or by decreases (Fig. 15c). According to the definition, the minimum sea level forms the start of the precursory period, and the maximum sea level occurs during the inflow period.

The overall increase may be shown by following comparisons: The sea level increase from the precursory period to the pre-inflow period is characterized by a rise of 11 cm in the average minimum sea level (cf. Table 4). The frequency distribution of  $H_{Lmin}$  during the pre-inflow period is correspondingly shifted clearly to higher values

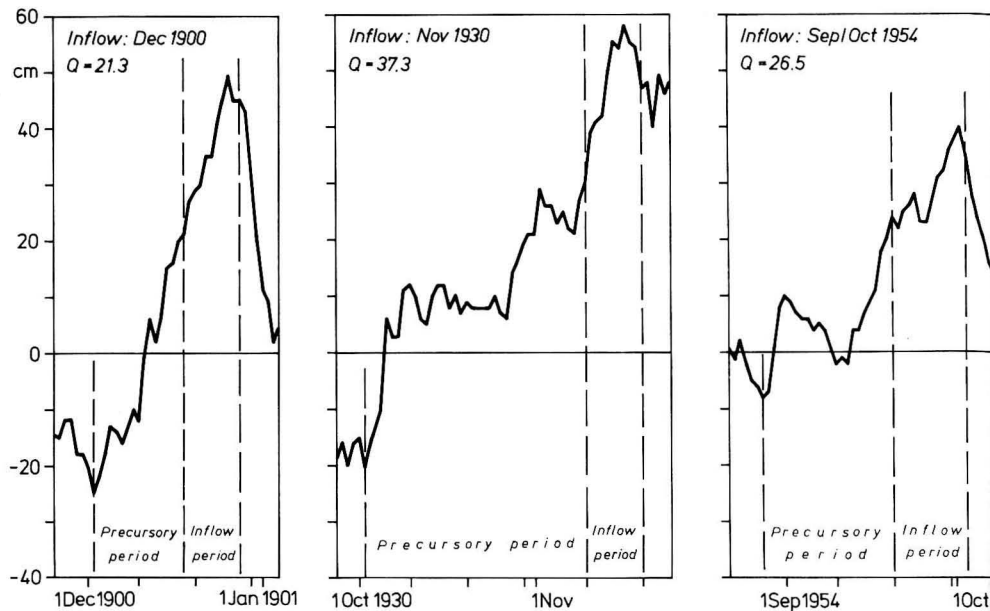


Fig. 15  
Variation of the daily mean sea level in the Baltic during the precursory and the inflow periods of three characteristic major inflow events

compared with that of the precursory period (cf. Fig. 9a and 5a). During the precursory period, the minimum sea levels always range distinctly below the normal Baltic sea level. However, minimum sea levels are above normal during the pre-inflow period in 14% of all inflow events.

The sea level increase from the pre-inflow period to the inflow period is shown in Fig. 17a, which gives the distribution of the difference between the average sea levels,  $\Delta\bar{H}_L$ , for these periods. The increases range from 5 to 53 cm and average 23 cm (cf. Table 4).

Further information is given in Fig. 16. Based on all 90 major Baltic inflows, it shows the number of positive and negative sea levels on all single days during both the pre-inflow and the inflow periods. Negative sea levels predominate from the 1st to the

7th day of the pre-inflow period (63%). The distinct increase in positive sea levels is first observed on the 8th day. This underlines the assumption that greater sea level increases, which are linked closely to major inflows of highly saline water, usually start during the pre-inflow period.

The clear increase (decrease) in positive (negative) Baltic sea levels is continuous from the 8th day of the pre-inflow to the 5th day of the inflow periods. By the latter date, negative sea levels have disappeared almost completely, and were never recorded after the 14th day of the inflow period. After the 5th day of the inflow period, the decrease in positive sea levels was caused by the decline in the number of inflows with a longer duration.

The sea level increase during the inflow period calculated by  $\Delta H_L = H_{Lmax}(\text{inflow}$

Table 4  
Mean sea level conditions during periods significant for major Baltic inflows

	Sea level difference Kattegat/Baltic Sea		Baltic sea level		
Precursory period					
			$H_{Lmin}$ (cm)	$\Delta H_L$ (cm)	$\Delta t_b$ (days)
Average value			-26	38	22
Standard deviation			$\pm 13$	$\pm 13$	$\pm 13$
Pre-inflow period					
	$n(\Delta H_c \geq 0)$ (days)	$\bar{\Delta H}_c(\Delta H_c \geq 0)$ (cm)	$\Delta H_{max}$ (cm)	$\bar{H}_L$ (cm)	$H_{Lmin}$ (cm)
Average value	5	+38	+84	-1	-15
Standard deviation	$\pm 4$	$\pm 17$	$\pm 29$	$\pm 14$	$\pm 15$
Inflow period					
	$\Delta H_1$ (cm)	$\Delta H_{max}$ (cm)	$\bar{H}_L$ (cm)	$H_{L1}$ (cm)	$H_{Lmax}$ (cm)
Average value	+37	+69	+22	+12	+33
Standard deviation	$\pm 40$	$\pm 37$	$\pm 12$	$\pm 14$	$\pm 14$

period) -  $H_{L1}$  was usually less than 20 cm (56%) and never exceeded 68 cm (cf. Fig. 17b). Compared with the precursory period (cf. Fig. 5b), the increase was small, probably owing to the short duration of the specific strong wind fields needed for inflows of highly saline water.

The overall sea level increase during the inflow interval calculated by  $\Delta H_L = H_{Lmax}(\text{inflow period}) - H_{Lmin}(\text{precursory period})$  varied, as a rule, between 40 and 65 cm (63%), with a total variation of 26 to 111 cm (cf. Fig. 17c). On average, the Baltic sea level rose by 59 cm from the average minimum sea level of -26 cm to the average maximum

sea level of +33 cm during the inflow interval (cf. Table 4). The overall mean increase consisted of two parts: 38 cm (precursory period) and 21 cm (inflow period) (cf. Fig. 18).

The volumes above or below the normal Baltic sea level during both the pre-inflow and the inflow periods are also of interest.

During the pre-inflow period, the mean sea levels associated with 50% of all inflow events were above the normal Baltic sea level (Fig. 8), i.e. below-normal Baltic sea levels are not a necessary precondition for major inflows. The mean sea level of the total pre-inflow periods (-1 cm) shows that, on

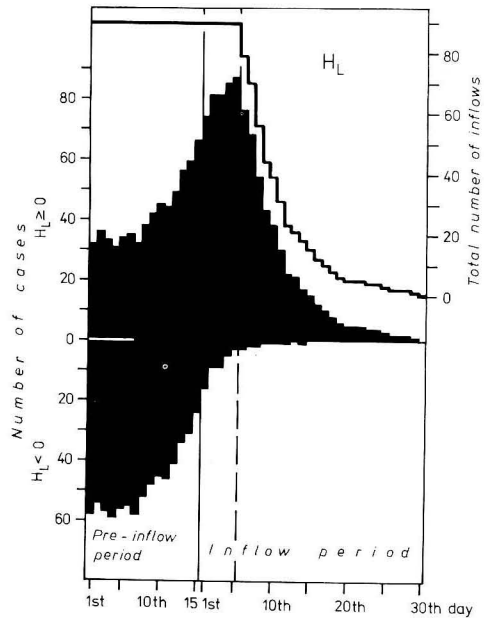


Fig. 16 Distribution of the number of positive and negative Baltic sea levels,  $H_L$ , during all days of the pre-inflow and inflow periods

average, the Baltic Sea almost reached its normal filling during the pre-inflow period (cf. Fig. 18). This also applied to strong and very strong inflows (period mean:  $-3$  cm).

At the beginning of most major events (82%), the sea level was already higher than the normal Baltic sea level (cf. Fig. 16), often by as much as  $+30$  cm, but in an extreme case by  $+57$  cm (Fig. 11a). The mean sea level on the first day of the inflow period was  $+12$  cm, i.e. the volume of the Baltic Sea was, on average, already  $45 \text{ km}^3$  larger than normal when the inflow began (cf. Fig. 18). Strong and very strong events ( $Q \geq 30$ ) are usually associated with slightly smaller positive sea levels on the first day of the inflow: the sea level was  $+6$  cm above normal, on average, and never more than  $+24$  cm. In other words, strong and very strong inflow events can scarcely be expected if the Baltic sea level already exceeds  $+24$  cm above normal even if meteorological conditions are favourable.

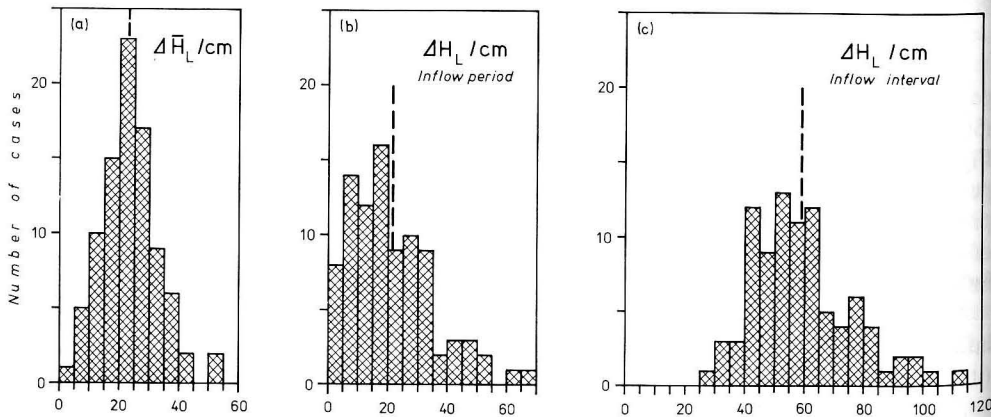


Fig. 17 Frequency distributions of the difference between the average Baltic sea level during the inflow and the pre-inflow periods (a) and the Baltic sea level increase during both the inflow period (b) and the total inflow interval (c)

Fig. 12 shows the maximum sea levels for the different inflow periods. On average, the maximum sea level is  $+33$  cm above normal, which corresponds to a surplus volume of  $123 \text{ km}^3$  relative to the normal Baltic volume

(cf. Fig. 18). On average, the Baltic sea level rises by  $21$  cm between the first day of the inflow period and the day of maximum sea level. This corresponds to an increase of  $78 \text{ km}^3$  in volume during the inflow period.

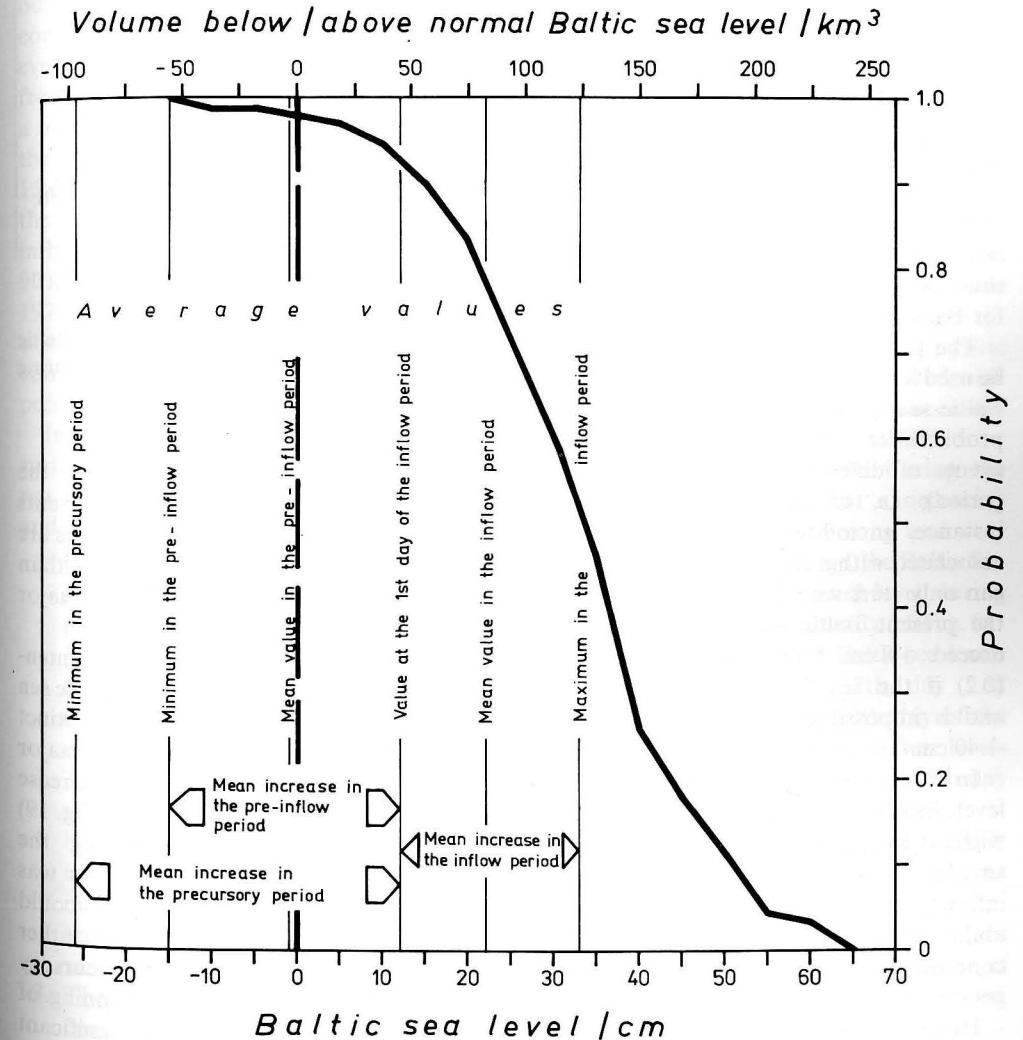


Fig. 18 Probability of occurrence of maximum sea levels/volumes of the Baltic during the inflow period and characteristic mean values of different sea level parameters during the inflow process

Fig. 18 gives detailed information on the exceeding probabilities for maximum Baltic sea levels and volumes. These probabilities decrease rapidly at sea levels between +20 and +40 cm. The exceeding probability at +30 cm ( $\cong$  volume surplus of +112 km<sup>3</sup>) is 0.6, but at +45 cm ( $\cong$  +168 km<sup>3</sup>) it is only 0.18.

The highest Baltic sea level of +65 cm (exceeding probability reaches zero) was observed during the very strong inflow in Nov./Dec. 1913. This value corresponds to +71 cm after cancellation of the above-mentioned correction for the mean annual variation (cf. section 3.2.2.). The sea level of +71 cm ( $\cong$  volume surplus of 265 km<sup>3</sup>) must be regarded as nearly the upper limit for Baltic sea level rise.

The probability curve (Fig. 18) can also be used for further estimations. If the current Baltic sea level is known, for example, the probabilities can be calculated for inflow events of different increases  $\Delta H_L$  (inflow period), i.e. of different intensities. For instance, an inflow of highly saline water associated with a sea level increase of 25 cm can only start with a probability of  $\geq 0.5$  if the present Baltic sea level does not yet exceed +8 cm. Such an event is unlikely (0.2) if the sea level is already +19 cm and is impossible if the sea level exceeds +40 cm.

In other words, the more the Baltic sea level increases during the inflow process without inflow of highly saline water, the smaller the probability of such a major inflow starting and the greater the probability that events starting under these conditions will be accompanied by smaller penetrating volumes.

However, this does not mean that most of the large number of relatively small sea level increases during inflow periods (Fig. 17b) are situated close to the upper

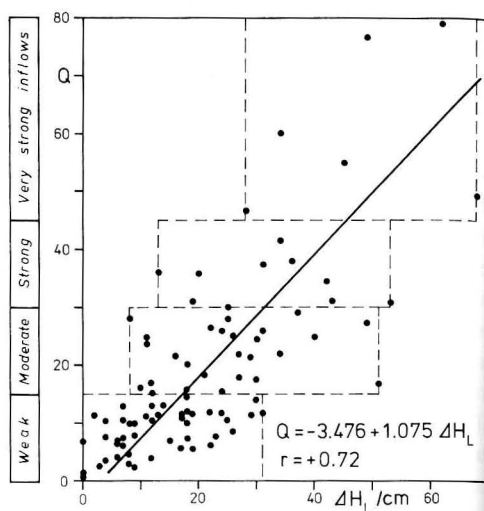


Fig. 19  
Correlation between the intensity of major Baltic inflows,  $Q$ , and the Baltic sea level increase during the inflow periods,  $\Delta H_L$ .

limit of the Baltic volume. Quite the contrary, it must be assumed that events associated with minor sea level increases are less dependent on the Baltic sea level than the strong increases associated with major inflows.

Finally, the correlation between intensity and different parameters of the Baltic sea level were studied. There are distinct correlations between the intensity of major inflows,  $Q$ , and both the sea level increase in the inflow period ( $r = +0.72$ ) (Fig. 19) and the sea level increase during the total inflow process ( $r = +0.61$ ). As was to be expected, no correlation could be found between intensity and either minimum sea level during the precursory period or the sea level at the beginning of the inflow period. A weak significant correlation exists between intensity and the maximum sea level during the inflow period.

## 6. Conclusions

Inflow processes linked to major Baltic inflows are always a combination of inflows of relatively low saline water followed by an inflow of highly saline water. During the overall inflow process, three different periods can be used to characterize the sea level conditions associated with major inflow events: (i) a precursory period extending from the minimum Baltic sea level preceding a major event to the start of that event, (ii) the pre-inflow period covering the last 15 days of the precursory period and (iii) the true inflow period characterized by the influx of highly saline water. An analysis of 90 identified inflow events between 1897 and 1976 permits the following general conclusions to be drawn regarding the sea level conditions, which characterize the different periods of the overall inflow process:

Inflows into the Baltic Sea occur if the sea surface slopes towards the Baltic, i.e. if the sea level differences between the Kattegat and the southern Baltic Sea are positive.

1. Positive sea level differences predominate between the 6th day of the pre-inflow and the 4th day of the inflow periods (cf. Fig. 13). Inflows are immediately preceded by an average of 5 consecutive days with positive differences, averaging +38 cm (cf. Fig. 6b, d).
2. The permanent marked pulsation of the sea level difference (average variation between consecutive maximum and minimum and vice versa: 69 cm; average interval: 2.4 days) represents a characteristic phenomenon of all events investigated (cf. Fig. 14).
3. The maximum sea level difference most commonly occurs at the end of the pre-inflow period or during the first days of the inflow period (cf. Fig. 7b). The average maximum difference is +84 cm

in the pre-inflow (cf. Fig. 7a) and +69 cm in the inflow periods (cf. Fig. 10b). Up to +165 cm have been observed during individual events.

The variation of the Baltic sea level is particularly useful for characterizing major Baltic inflows.

4. During inflow processes culminating in major events the Baltic sea level can vary between -60 cm and +65 cm (cf. Figs. 5a and 12a).
5. Minimum sea levels (average value: -26 cm  $\cong$  volume deficit of 97 km<sup>3</sup>), which are always below the normal Baltic sea level (cf. Fig. 5a), precede each inflow of highly saline water, as a rule by between 5 and 40 days (cf. Fig. 5c).
6. In 72% of all events, the characteristic Baltic sea level increase associated with inflows of highly saline water occurred during the 15 day pre-inflow period.
7. Negative Baltic sea levels during the pre-inflow period are not a necessary precondition even for strong and very strong events. On average, the Baltic Sea almost reaches its normal level during the pre-inflow period already (cf. Fig. 8).
8. The number of positive Baltic sea levels rises clearly after the 7th day and predominates from the 12th day of the pre-inflow period. Negative sea levels virtually do not occur after the 5th day of the inflow period (cf. Fig. 16).
9. At the beginning of inflows of highly saline water, the Baltic Sea has an average volume surplus of 45 km<sup>3</sup> ( $\cong$  +12 cm) (cf. Fig. 18). Negative sea levels were recorded on the first day of only about 20% of all major events (cf. Fig. 11a).
10. During the total inflow process, the Baltic sea level increases by an average of 59 cm (i.e. 38 cm during the precursory

ry period, 21 cm during the inflow period) (cf. Fig. 18).

11. The maximum Baltic sea level regularly reached at the end of the inflow period is +33 cm, on average, and +65 cm at the most (cf. Fig. 12a). About +71 cm ( $\cong$  volume surplus of 265 km<sup>3</sup>) must be regarded as the upper limit for the Baltic sea level rise.

### Acknowledgements

The authors would like to thank Dr. H. DAHLIN, Swedish Meteorological and Hydrological Institute Norrköping, for making available the sea level data for Varberg, Ystad and Landsort during the period 1897–1924. Special acknowledgement is given to the colleagues at SMHI Norrköping, at the Department of Oceanography, University of Göteborg, and at the Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, Technical University of Denmark, for stimulating discussions.

### List of symbols

$G$	Stratification coefficient	$k$	Duration of the inflow period (days)
$H_A$	Sea level at tide gauge station $A$ (cm). $A = L, S, V, Y$ corresponds to the stations Landsort ( $L$ ), Sassnitz/Arkona ( $S$ ), Varberg ( $V$ ) and Ystad ( $Y$ )	$n$	Number of days
$\bar{H}_L$	Mean sea level at tide gauge station Landsort (cm) during both the pre-inflow and inflow periods	$Q$	Intensity index of major Baltic inflows
$H_{L1}$	Sea level at Landsort (cm) on the first day of the inflow period	$r$	Correlation coefficient
$H_{Lmax}$	Maximum sea level at Landsort (cm) during both the pre-inflow and inflow periods	$s$	Standard deviation
$H_{Lmin}$	Minimum sea level at Landsort (cm) during both the precursory and pre-inflow periods	$S_o$	Surface salinity at $1/v$ "Gedser Rev" ( $S \cdot 10^3$ )
$\Delta H_L$	Sea level increase at Landsort (cm) during the following periods:	$S_b$	Bottom salinity at $1/v$ "Gedser Rev" ( $S \cdot 10^3$ )
		$S_p$	Average of the daily mean salinity of the water column at $1/v$ "Gedser Rev" during the inflow period ( $S \cdot 10^3$ )
		$t(H_{Lmax})$	Time of maximum sea level at Landsort in consecutively numbered days of the pre-inflow and inflow periods respectively
		$t(H_{Lmin})$	Time of minimum sea level at Landsort in consecutively numbered days of the pre-inflow period
		$\Delta H_L$ (precursory period) = $H_{L1} - H_{Lmin}$ (precursory period); $\Delta H_L$ (inflow period) = $H_{Lmax}$ (inflow period) - $H_{L1}$ ; $\Delta H_L$ (inflow interval) = $H_{Lmax}$ (inflow period) - $H_{Lmin}$ (precursory period)	
$\Delta \bar{H}_L$	Difference between the average sea levels at Landsort (cm) during the pre-inflow period and the inflow period		
$\Delta H$	Sea level difference Kattegat/Baltic Sea (cm); positive values correspond to higher sea levels in the Kattegat		
$\overline{\Delta H}$	Mean values of positive $\Delta H$ -values (cm) during both the pre-inflow and inflow periods		
$\Delta H_1$	Sea level difference Kattegat/Baltic Sea (cm) on the first day of the inflow period		
$\Delta H_c$	Sea level difference Kattegat/Baltic Sea (cm) on all consecutive days with positive values immediately before the inflow starts (including the first day of the inflow event)		
$\overline{\Delta H}_c$	Mean values of $\Delta H_c$ (cm)		
$\Delta H_{max}$	Maximum sea level difference Kattegat/Baltic Sea (cm) for all positive values during both the pre-inflow and inflow periods		

$t(\Delta H_{max})$	Time of the maximum positive sea level difference Kattegat/Baltic Sea in consecutively numbered days of the pre-inflow and inflow periods respectively
$\Delta t_b$	Duration of the precursory period (days)

### References

- ANONYMOUS: Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Årsbok III., 2: Vattenståndena vid Sveriges kuster **36** (1954), p. 24.
- BÖRNGEN, M.; HUPFER, P.; OLBERG, M.: Occurrence and absence of strong salt influxes into the Baltic Sea. — Beitr. Meereskd. No. 61 (1990), 11–19.
- EHLIN, U.; MATTISSON, I.; ZACHARISSON, G.: Computer based calculations of volumes of the Baltic area. — Proc. 9th Conf. Baltic Oceanographers, Kiel 1974, 114–128.
- FONSELIUS, S. H.: Oxygen and hydrogen sulphide conditions in the Baltic Sea. — Mar. Poll. Bull. **12** (1981), 187–194.
- FONSELIUS, S. H.; SZARON, J.; ÖSTRÖM, B.: Long-term salinity variations in the Baltic deep water. — Rapp. P.-v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer., No. 185 (1984), 140–149.
- FRANCK, H.; MATTHÄUS, W.; SAMMLER, R.: Major inflows of saline water into the Baltic Sea during the present century. — Gerlands Beitr. Geophys. **96** (1987), 517–531.
- GARRETT, C. J. R.; TOULANY, B.: Sea level variability due to meteorological forcing in the northeast Gulf of St. Lawrence. — J. Geophys. Res. **87** (1982), 1968–1978.
- HELA, I.: Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee. — Merentutk. Julk. No. 134 (1944).
- JACOBSEN, T. S.: Sea water exchange of the Baltic — Measurements and methods. — The Belt Project, National Agency Environm. Protection, Copenhagen, Dec. 1980.
- KÄNDLER, R.: Der Einfluß der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. — Dt. Hydrogr. Z. **4** (1951), 150–160.
- KIELMANN, J.: Grundlagen und Anwendung eines numerischen Modells der geschichteten Ostsee, Teil 1 und 2. — Ber. Inst. Meereskd. Kiel, No. 87a und b (1981).
- KRAUSS, W.; MAGAARD, L.: Zum System der Eigenschwingungen der Ostsee. — Kieler Meeresforsch. **18** (1962), 184–186.
- LASS, H. U.: A theoretical study of the barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic and the sea level variations of the Baltic. — Beitr. Meereskd., No. 58 (1988), 19–33.
- LASS, H. U.; SCHWABE, R.: An analysis of the salt water inflow into the Baltic in 1975 to 1976. — Dt. Hydrogr. Z. **43** (1990), 97–125.
- LASS, H. U.; SCHWABE, R.; MATTHÄUS, W.; FRANCKE, E.: On the dynamics of water exchange between Baltic and North Sea. — Beitr. Meereskd., No. 56 (1987), 27–49.
- LISITZIN, E.: The mean sea level of the world ocean. — Comm. Sci. Fenn., Comm. Phys.-Math. **30** (1965), 1–35.
- LISITZIN, E.: Sea-level changes. — Elsevier Oceanography Series **8**, Amsterdam 1974, 1–286.
- MATTHÄUS, W.: Charakteristische Eigenschaften von Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee. — Beitr. Meereskd. No. 55 (1986), 39–53.
- MATTHÄUS, W.; FRANCK, H.: The seasonal nature of major Baltic inflows. — Kieler Meeresforsch., Suppl. Vol. **6** (1988), 64–72.
- MATTHÄUS, W.; FRANCK, H.: The water volume penetrating into the Baltic Sea in connection with major Baltic inflows. — Gerlands Beitr. Geophys. **99** (1990), 377–386.
- MIKULSKI, Z.: River inflow to the Baltic Sea 1921–1975. — Pol. Acad. Sci./Pol. Nat. Com. IHP, Warsaw 1982.
- NEUMANN, G.: Eigenschwingungen der Ostsee. — Archiv Dt. Seewarte u. Marineobservatorium **61** (1941), 4, 1–59.
- RICKER, W. E.: Linear regressions in fishery research. — J. Fish. Res. Board Can. **30** (1973), 409–434.
- STRIGGOW, K.; TILL, K.-H.: Einhundertjährige Pegelregistrierungen des südwestlichen Ostseeraums. — Z. geol. Wiss., Berlin **15** (1987), 225–241.

WATTENBERG, H.: Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. — Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. **69** (1941), 265–279.

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

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

WYRTKI, K.: Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. — Kieler Meeresforsch. **10** (1954b), 19–25.

The sea level data used were published in the following German and Swedish hydrological annuals:

WESTPHAL, A.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona und Swinemünde in den Jahren 1882/1897. — Veröff. Königl. Preuss. Geod. Inst., Neue Folge No. 2, Berlin 1900.

KÜHNEN, F.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona, Swinemünde, Pillau, Memel und das Mittelwasser der Nordsee bei Bremerhaven in den Jahren 1898–1910. — Veröff. Königl. Preuss. Geod. Inst., Neue Folge No. 70, Berlin 1916.

Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands, hrsg. von der Preussischen Landesanstalt für Gewässerkunde (und Hauptnivelements), Abflußjahre 1901–1936.

Jahrbuch für die Gewässerkunde des Deutschen Reiches, hrsg. vom Landesamt für Gewässerkunde und Hauptnivelements in Berlin, Abflußjahre 1937–1939.

Gewässerkundliches Jahrbuch, hrsg. von der Forschungsanstalt für Schifffahrt, Gewässer- und Bodenkunde Berlin, Abflußjahr 1940.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch für das Gebiet der DDR, hrsg. von der Forschungsanstalt für Schifffahrt, Gewässer- und Bodenkunde Berlin, Abflußjahre 1941–1946.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch für das Gebiet der DDR, hrsg. vom Meteorologischen und Hydrologischen Dienst der DDR, Abflußjahre 1947–1959.

Gewässerkundliches Jahrbuch der DDR, hrsg. vom Institut für Wasserwirtschaft Berlin, Abflußjahre 1960–1976.

Swedish Meteorological and Hydrological Institute Norrköping, Original protocols of the sea level data from Varberg, Ystad and Landsort, 1897–1924.

Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt, Årsbok, III. Vattenstånden vid Rikets kuster, Vol. **7–26**, 1925–1944.

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Årsbok, III. Hydrologi och Hydrografi, 2. Vattenstånden vid Sveriges kuster, Vol. **27–42**, 1945–1960.

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Årsbok, Del 3.2: Vattenstånden vid Sveriges kuster, Vol. **43–58**, 1961–1976.

Address of the authors:

Dr. rer. nat. H. FRANCK,  
Dr. habil. W. MATTHÄUS  
Institut für Ostseeforschung  
O-2530 Warnemünde  
Germany

Received: February 22, 1990

Accepted: August 28, 1990

HERBERT SIEGEL

## On the influence of sediments and phytobenthos on spectral reflectance at the sea surface

With 12 figures and 3 tables

*Abstract:* For the interpretation of airborne remote sensing data in shallow water areas model calculations of the spectral reflectances at the sea surface were carried out depending on the water depth, the transparency of the water column and different sediment and vegetation on the sea bottom. The basis for these calculations were measurements of the reflectances of different kinds of sediment and macrobenthos from the Greifswald Bay, the Baltic and the Cuban shelf. A good correspondence between measured and calculated spectral reflectances at the surface was found in the Greifswald Bay.

*Zusammenfassung:* Für die Interpretation von flugzeuggestützten Fernerkundungsdaten im Flachwasserbereich wurden Modellrechnungen zur spektralen Remission an der Wasseroberfläche in Abhängigkeit von der Wassertiefe, der Transparenz der Wassersäule und verschiedener Sedimente und Vegetation am Meeresboden durchgeführt. Grundlage dieser Rechnungen waren Messungen der Albedo verschiedener Sedimente und Makrobenthosarten des Greifswalder Boddens, der Ostsee und des kubanischen Schelfes. Eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten spektralen Remissionskoeffizienten an der Wasseroberfläche wurde im Greifswalder Bodden gefunden.

### 1. Introduction

The variation of the distribution of sediment and macrobenthos species in shallow water

areas is of special interest for the investigation of geomorphological, sediment-dynamic and biological problems. The application of remote sensing methods permits synoptic mapping of a large area in comparison with other methods, for instance diving. The study of the influence of different kinds of sediment and vegetation on the spectral reflectance at the sea surface is an important step in the interpretation of remote sensing data.

The present investigations were carried out in preparation for the utilization of airborne data for the mapping of spawn substrates of the herring in the Greifswald Bay. Every year in spring the herring come into this shallow water area to the south of the island Rügen to spawn on the submarine vegetation. Examination of the variation in the distribution of the bottom vegetation gives information about the supposition of spawning.

### 2. Theoretical aspects

The influence of the sea bottom on the spectral reflectance at the sea surface will be described on the basis of the radiative transfer in the sea, taking into consideration other parameters influencing this relationship. For an approximation of the solution of the radiative transfer equation in the sea

different methods are used. Numerical integration techniques permit the solution for a special set of conditions. Examples are the Matrix-Operator Method (KATTAWAR et al., 1978) and the Monte Carlo Method (GORDON, BROWN 1974). These methods use directed radiometric quantities. In this case the radiance distribution and the volume scattering function are input parameters. Detailed measurements of these parameters are rather difficult and are usually not available.

The analytical solution on the basis of the two-stream approximation taking account of various simplifications leads to similar results. Examples of the discussion of the bottom influence on the basis of the two-flow model include the publications of SIEGEL and SEIFERT (1985) using JOSEPH (1950), SPITZER and DIRKS (1987) applying PREISENDORFER (1976) or LYZENGA (1979) using JAIN and MILLER (1976).

The influence of the sea bottom on the spectral reflectance at the surface will be discussed in this paper on the basis of the two-flow model which JOSEPH (1950) derived for the radiative transfer in the sea. In this approach the light field is assumed to be diffuse, thus it may be described completely by the upward and - downward irradiances  $E_u$  and  $E_d$  respectively. Their depth-dependence may be given in the following relation:

$$\begin{aligned} dE_d &= (-a \cdot E_d - b_b \cdot E_d + b_b \cdot E_u) dz_x, \\ -dE_u &= (-a \cdot E_u - b_b \cdot E_u + b_b \cdot E_d) dz_x. \end{aligned} \quad (1)$$

The depth  $z_x$  goes from the surface ( $z_x = 0$ ) to the bottom ( $z_x = z_b$ ).  $a$  and  $b_b$  are constants denoting the absorption and backscattering coefficients of the water layer under consideration, which is assumed to be homogeneous and isotropic.

For a non-stratified water body the boundary conditions read:

$$\begin{aligned} E_d(z_x = 0) &= E_{d0}, \\ E_u(z_b) &= R_b \cdot E_d(z_b), \end{aligned} \quad (2)$$

where  $R_b$  is the diffuse reflectance of the sea bottom.

Moreover, the diffuse vertical attenuation coefficient  $K$  and the reflectance of the water without any bottom influence were introduced. Their relationship to the inherent optical properties  $a$  and  $b_b$  was used as follows:

$$\begin{aligned} K &= (a \cdot (a + 2b_b))^{1/2}, \\ R_w &= (K - a)/(K + a). \end{aligned} \quad (3)$$

According to the solution of (1) and (2) for  $E_u$  and  $E_d$  taking into consideration (3) the depth-dependent diffuse reflectance  $r(z_x)$  of the water column is given by

$$\begin{aligned} r(z_x) &= \frac{E_u(z_x)}{E_d(z_x)} \\ &= \frac{R_w + \frac{(R_b - R_w) e^{-2K(z_b - z_x)}}{(1 - R_w \cdot R_b)}}{1 + \frac{R_w(R_b - R_w) e^{-2K(z_b - z_x)}}{(1 - R_w \cdot R_b)}}. \end{aligned} \quad (4)$$

For remote sensing studies the reflectance at the sea surface is the quantity including the information:

$$r(0) = \frac{R_w(1 - R_w R_b) + (R_b - R_w) e^{-2Kz_b}}{(1 - R_w R_b) + R_w(R_b - R_w) e^{-2Kz_b}}. \quad (5)$$

For practical purposes the magnitude of order of  $R_b$  and  $R_w$  permits a simplification of this equation:

$$\begin{aligned} R_w < 0.1, & \quad R_w \cdot R_b \ll 1, \\ R_b \leq 0.5, & \quad 1 - R_w R_b \cong 1. \end{aligned} \quad (6)$$

Taking these approximations into consideration, the reflectance  $r(0)$  may be written as

$$r(0) \cong R_w + (R_b - R_w) e^{-2Kz_b}. \quad (7)$$

This relationship is identical with that of LYZENGA (1979) and of the same structure as the formulas of PREISENDORFER (1976) and MC CLUNEY (1974). The differences in the exponent are negligible.

SPITZER and DIRKS (1987) have further simplified the relationship from PREISENDORFER (1976), resulting with an  $R_w$  not connected with the transmittance of the water column.

The spectrometric measurement of the downward irradiance just beneath the sea surface is rather difficult using a spectrophotometer which measures instantaneous values because of the influence of the wavy surface. Therefore, the incident irradiance  $E_G$  was measured just above the sea surface. In that case  $E_d$  includes the portion of  $E_G$  transmitted through the sea surface as well as the part of  $E_u$  reflected at the surface. The total internal reflectance may be written as:

$$\begin{aligned} \mathfrak{R} &= \frac{E_u}{E_G} = \frac{t_d \cdot r(0)}{1 - r_u r(0)} \\ &= \frac{t_d(R_w + (R_b - R_w) e^{-2Kz_b})}{1 - r_u(R_w + (R_b - R_w) e^{-2Kz_b})}, \end{aligned} \quad (8)$$

where  $t_d$  is the transmittance of the surface for downward irradiance and  $r_u$  denotes the reflectance of the surface for upward irradiance. The relationship between transmittance and reflectance of the surface may be described by the following equation:

$$\begin{aligned} t_d &= 1 - r_d, \\ t_u &= 1 - r_u. \end{aligned} \quad (9)$$

For diffuse conditions AUSTIN (1974) proposed for the reflectances  $r_d$  and  $r_u$  the values 0.02 and 0.48.

The total internal reflectance of the sea depends on the reflectance of the water  $R_w$  without any bottom influence, on the bottom reflectance  $R_b$ , on the diffuse attenuation coefficient  $K$  and on the water depth  $z_b$ .

### 3. Methods and areas of investigation

Measurements of the spectral reflectances in order to study the bottom influence in shallow water areas were carried out in the Greifswald Bay to the south of the island Rügen. The reflectances were calculated from measurements of the upward radiance  $L_u$  just beneath the sea surface and the downward irradiance  $E_G$  above the surface as follows:

$$\mathfrak{R} = \frac{\pi \cdot L_u}{E_G}. \quad (10)$$

The bottom reflectance  $R_b$  were determined using the same equation where the upward radiance were measured above the sample (SIEGEL, 1989).

All radiometric quantities were measured with the BAS-W spectrometer described by SIEGEL and LEITERER (1985) at 27 points in the spectral interval between 380 and 750 nm with a spectral resolution of  $\Delta\lambda = 10$  nm.

The equation is applicable only on the assumption that the sea water acts as a Lambertian reflector. Investigation by AUSTIN (1980) and SIEGEL (1984) underline that this is valid only to a limited extent. Since it was not possible to determine the relationship  $E_u = Q \cdot L_u$  for this investigation the equation (10) was used.

The reflectances of the different kinds of sediment and vegetation were determined in the same way from the upward radiance above the sample and the incident irradiance.



The diffuse vertical attenuation coefficient  $K$  was calculated from irradiance measurements at two different water depths within the upper 3 meters using the following equation:

$$K = \frac{1}{z_2 - z_1} \ln \frac{E_d(z_2)}{E_d(z_1)} \quad (11)$$

The transparency of the water column was determined with a Secchi disk of 30 cm in diameter.

The spectral reflectances of different bottom samples will be compared with some measurements of samples from the Baltic and the Cuban shelf.

#### 4. Reflectances of different kinds of sediments and vegetation

The study of the influence of the sea bottom on the reflectance at the sea surface presupposes knowledge of the reflectance properties of different kinds of sediments and macrobenthos. Since the publications about bottom reflectances are rather few (LYZENGA, 1979) and regional differences have to be taken into account, we carried out detailed investigations into that fields.

Table 1  
The main spawning substates with colour, substratum and penetration depth

macrophytobenthos	colour	substratum	depth	
red algae	<i>Polysiphonia nigrescens</i> <i>Furcellaria fastigata</i>	dark red to violet black to brown	cobbles cobbles	0–6.0 m 0–4.5 m
brown algae	<i>Fucus serratus</i>	olive to brown	cobbles	1.5–4.5 m
sea grass	<i>Zostera marina</i>	green to green-brown	sand	1–13.5 m

The main spawning activity of the herring was observed in the Greifswald Bay in April of the last four years (SCABELL, 1988). The main macrobenthos species for that period are given, together with their colour, the substratum and the penetration depth in table 1.

Potential spawning areas in the Greifswald Bay are all those parts with water depths  $\leq 6$  m. The intensity of overgrown areas at water depths  $> 4.5$  m is rather low. In surf zones with depths  $< 2$  m the penetration of algae and sea grass depends on the influence of the sea state. The algae grows up on cobbles and with water depth between 2 and 4.5 m the intensity of algae corresponds to the cobble coverage of the bottom. The higher the cobble coverage the higher the growth intensity of algae. The sea grass grows on a sandy bottom at a depth between 1 and 3.5 m. In shallow water areas with depth  $< 6$  m the bottom is predominantly covered by sand, including sea grass islands and areas of cobbles. At water depth  $> 6$  m mud is the dominant sediment.

Measurements of the spectral reflectances were carried out in April between 1985 and 1987 in the Greifswald Bay and in the Baltic, as well as in April 1988 on the Cuban shelf during the "Intercosmos Caribe 88" experiment.

Mean values of spectral reflectances of the selected sediments, such as different kinds of sand from the Greifswald Bay, the Baltic and the Cuban shelf or black mud and stone samples are collected in figure 1. The spectral distributions of different sand samples have nearly the same slope between 400 and 700 nm. Differences occur in the magnitude. The mean reflectances of the greyish sand of the Greifswald Bay are comparable to those of the Baltic beach sand. The magnitudes of the reflectances for the samples of the Baltic vary between 5.5% at 400 nm and 14% at 700 nm, and between 5% and 12% for the Greifswald Bay.

The different sands of the Cuban shelf were of a rather white colour, not only the

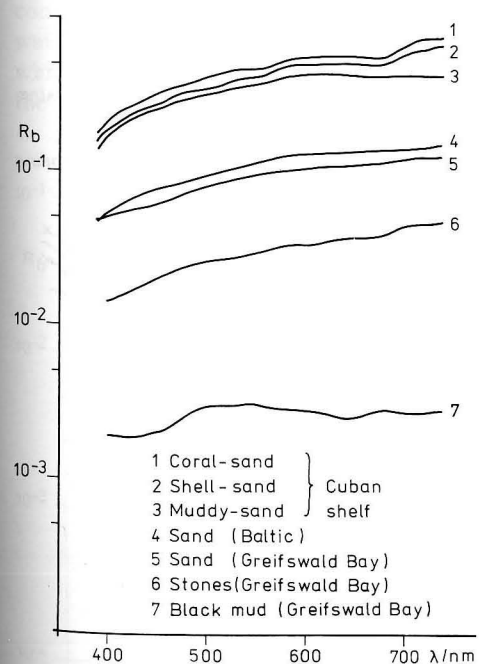


Fig. 1  
Mean spectral reflectances of different kinds of sediment for the Greifswald Bay, the Baltic and the Cuban shelf

coral and shell sand, but also the muddy sand with a high portion of organic matter. This white colour, in comparison with the other sand samples, also led to differences in the spectral reflectances. The magnitudes are much higher, 17–22% at 400 nm and 40–64% at 700 nm. These values are four times higher than the reflectances of the samples of the Baltic. The mean reflectances of the cobble samples vary between 1.5% at 400 nm and 4.5% at 700 nm. The spectral distribution is of the same shape as that of the sand. The reflectances of the black mud of the Greifswald Bay are very low between 0.2 and 0.3%.

Comparison of our results with the measurements of sand samples published by LYZENGA (1979) shows that his results with 13% at 450 nm and 25% at 650 nm settle down between the sands of the Cuban shelf and that of the Baltic.

Reflectance measurements of different benthic organisms were carried out on samples selected from the bottom of the Cuban shelf and of the Greifswald Bay. The mean results are presented in figure 2 to discuss the spectral differences. The dominant vegetation types during spring in the Greifswald Bay are the seagrass *Zostera marina*, the red algae *Polysiphonia nigrescens* and *Furcellaria fastigiata* as well as the brown algae *Fucus serratus*. The different algae are characterized by a very dark colour. That is why the magnitude of the reflectances are rather low.

Examples of the benthic organisms of the Cuban shelf are the seagrass *Thalassia spec.*, two different *Gorgonia spec.* (a light brown and a light violet one) and green algae. These samples were characterized by a very light and clear colour. The magnitudes of the reflectances of these samples are much higher than that of the Greifswald Bay.

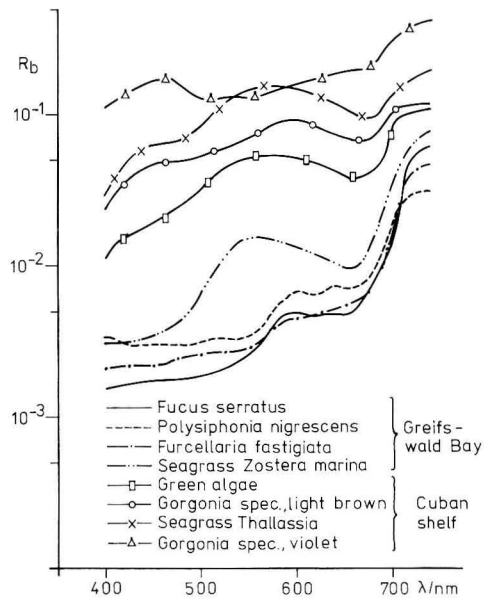


Fig. 2 Mean spectral reflectances of different kinds of benthic organisms for the Greifswald Bay and the Cuban shelf

The spectral distribution of the green-coloured vegetation samples of both regions are very similar. The curves of sea grass and green algae show a maximum near 550 to 560 nm. After that the reflectance decreases to the minimum at 650 nm and then increases to the maximum at wavelengths greater than 700 nm as is known of land plants.

The spectral reflectances of the red and brown algae of the Greifswald Bay as well as of the brown *Gorgonia spec.* are characterized by higher values between 600 and 660 nm before the increase at wavelengths greater than 700 nm.

Reflectance measurements on macrophytobenthos samples of 3 different years exhibit the same spectral distribution as shown for example for the sea grass *Zostera*

*marina* (fig. 3) and the brown algae *Fucus serratus* (fig. 4).

The differences in the magnitude and the spectral distribution of the reflectances of

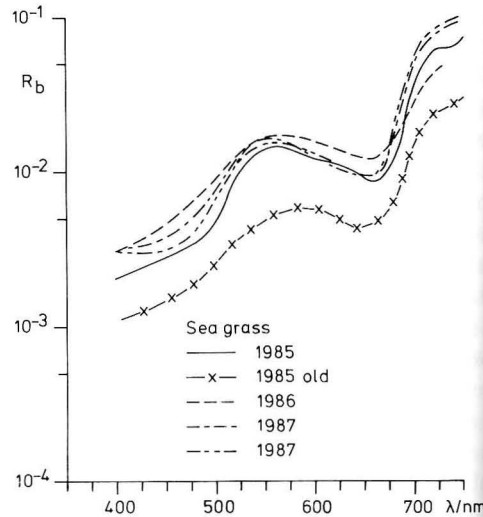


Fig. 3 Spectral reflectances of sea grass *Zostera marina*

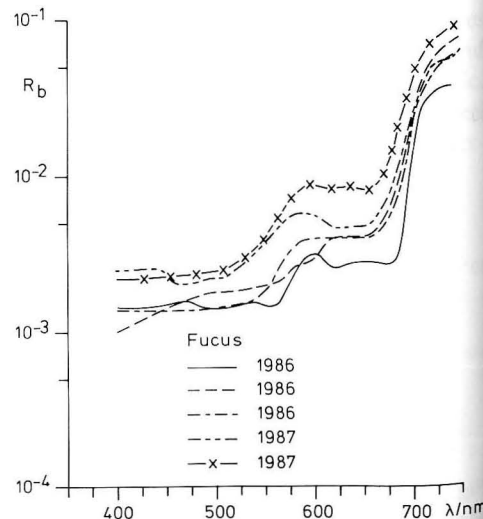


Fig. 4 Spectral reflectances of brown algae *Fucus serratus*

different kinds of sediment and benthic organisms can be used for the mapping of bottom types in shallow water areas by remote sensing methods.

### 5. Comparison between measured and calculated total internal reflectances

Model calculations of the spectral reflectances at the sea surface were carried out in preparation for the airborne mapping of spawning substrates in the Greifswald Bay. The basis of this calculation represents the solution of the two-stream approximation according to equation (8). The mean bottom reflectances of the main sediment and spawning substrates are collected in figure 5. The consideration of optical properties of the water column had to be reduced to quantities which can be easily determined. Therefore the spectral reflectance of the water  $R_w$  and

the vertical attenuation coefficient  $K$  were approximated by the transparency of the water in terms of the Secchi depth.

The reflectance  $R_w$  is produced and modified by the scattering and absorption properties of the pure sea water as well as of dissolved and suspended water constituents. For practical purposes the relationship between the reflectances and the inherent optical properties may be written according to MOREL and PRIEUR (1974) as  $R_w = 0.33b_b/a$  (see SIEGEL, 1987).

Mean spectral reflectances of clear ocean water, the upwelling area, from the Baltic and the Greifswald Bay are collected in figure 6. The main differences are discussed in detail by SIEGEL (1987) and SIEGEL and BROSIN (1986). The reflectance of the Greifswald Bay is characterized, in comparison

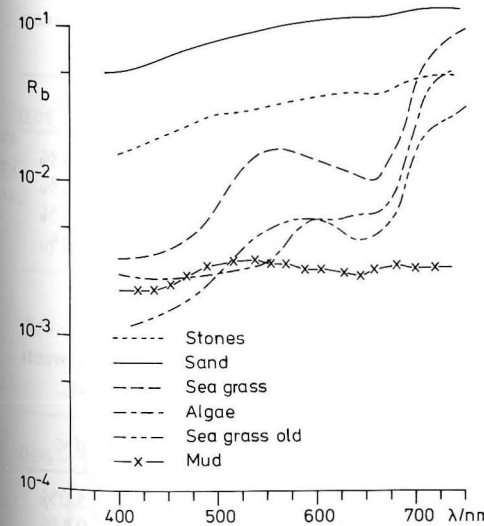


Fig. 5 Mean spectral reflectances for sand, cobbles (stones), sea grass, algae and black mud

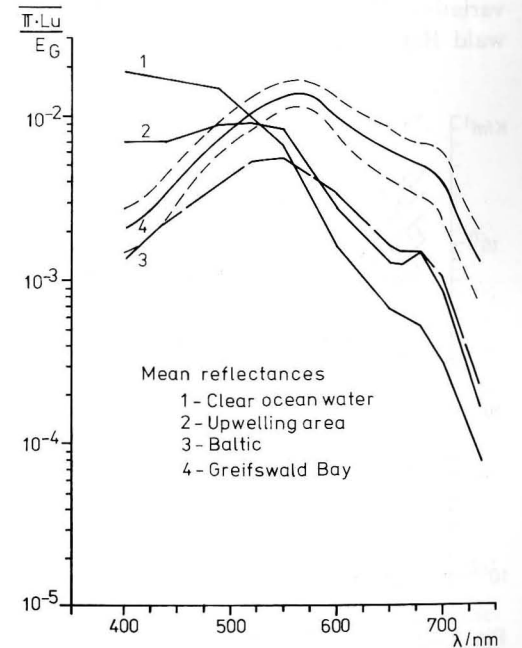


Fig. 6 Mean spectral reflectances at the water surface without bottom influence from different areas

with the other curves, by higher magnitudes in the long wavelength range which are produced by the higher concentrations of the suspended material. In the Baltic during our investigations the seston varies between 0.5 and 7 mg/dm<sup>3</sup> and in the Greifswald Bay between 0.8 and 85 mg/dm<sup>3</sup>.

The stronger slope in the short wavelength range for the Bay is caused by the absorption of the higher concentration of phytoplankton and dissolved organic substances. The concentration of the yellow substances was placed within the interval of 3.5 and 12 mg/dm<sup>3</sup>, the values for the Baltic, for comparison, lie between 0.5 and 4.0 mg/dm<sup>3</sup>.

The vertical attenuation coefficient *K* also shows this difference. Figure 7 includes *K*-values for the ocean and coastal water types according to the optical classification by JERLOV (1976), as well as the range of variation of *K* for the Baltic and the Greifswald Bay. In the Baltic the typical water

masses correspond to coastal water types 1 to 5 and in the Bay they are above 7 to 9. The Secchi depth which is routinely measured varies in the Baltic between 5 and 12 m and in the Bay between 1 and 6 m. Parallel measurements of the Secchi depth *ST* and the optical parameters of the water were used to approximate *R<sub>w</sub>* and *K* from *ST*.

The model calculations were carried out for the 27 measuring points within the spectral range between 380 and 750 nm. But the discussion of the results is concentrated on the central wavelengths of channels 1–4 of the MKF-6 multispectral camera. Therefore, tables 2 and 3, contain the statistical parameters for the relationship between the optical quantities *K* and *R<sub>w</sub>* and the Secchi depth for these four wavelengths, evaluated by regression analysis.

In the whole spectral range the coefficients of correlation were found to be greater than 0.85 with a significance probability <0.1.

Table 2  
Statistical parameters for the relationship between *K* and the Secchi depth *ST* ( $K = B \cdot ST^A$ )

$\lambda$	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>r</i>	<i>n</i>	$\beta <$
478	-0.760	2.122	-0.92	13	0.1%
543	-0.830	1.403	-0.97	13	0.1%
599	-0.614	1.272	-0.89	13	0.1%
658	-0.614	1.666	-0.93	13	0.1%

Table 3  
Statistical parameters for the relationship between *R<sub>w</sub>* and the Secchi depth *ST* ( $R = C \cdot ST^D$ )

$\lambda$	<i>D</i>	<i>C</i>	<i>r</i>	<i>n</i>	$\beta <$
478	-0.275	0.00816	-0.40	26	5.0%
543	-0.438	0.0178	-0.80	24	0.1%
599	-0.639	0.0165	-0.90	26	0.1%
658	-0.862	0.0110	-0.84	29	0.1%

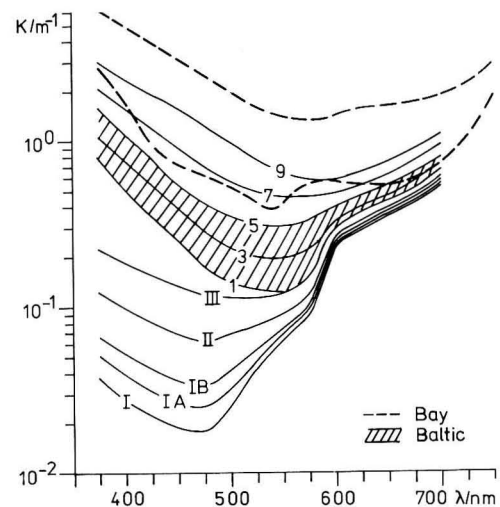


Fig. 7  
Vertical attenuation coefficients: classification by JERLOV (1976) and range of variation for the Baltic and the Greifswald Bay

The relationship between *R<sub>w</sub>* and the Secchi depth does not exhibit such a good correlation, especially in the short wavelength range <500 nm. Table 3 shows the results from the regression analysis for the MKF-6 channels.

At wavelengths <500 nm the reflectance *R<sub>w</sub>* is strongly dependent on the concentration of yellow substances, more sensitively than the Secchi depth. At wavelengths >550 nm the optical properties are dominated by the suspended matter. In that range the correlation between *R<sub>w</sub>* and *ST* was >0.8 with a significance probability <0.1%.

Using these approximations the spectral reflectances may be investigated depending on the bottom reflectance *R<sub>b</sub>*, the Secchi depth *ST* and the water depth *z<sub>b</sub>*. The

calculations were carried out according to equation (8) for the whole spectrum and the conditions of the Greifswald Bay. In spring the plankton development in the Greifswald Bay is characterized by the bloom of diatoms starting in dependence on the light conditions in February/March sometimes also below the ice cover. During this period the long-term registration of the Secchi depth shows values between 1 and 2 m. After the bloom at the end of April a period of one to three days occurs showing Secchi depths up to 4–6 m which are caused by the sedimentation of the suspended particles taking place during calm weather conditions. The ensuing plankton bloom is produced by the re-enrichment of the water with nutrients coming from the

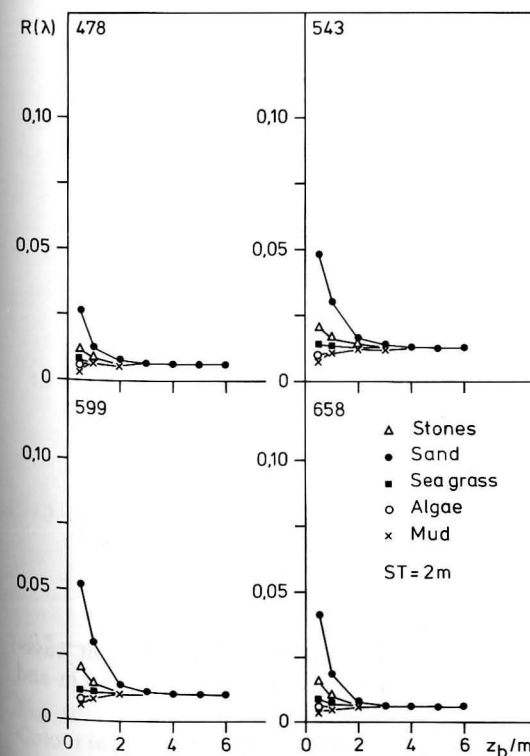


Fig. 8  
Calculated reflectances of 4 different wavelengths dependent on the water depth *z<sub>b</sub>* for the Secchi depth *ST* of 2 m and 5 different sediment and spawning substrates

bottom by wind-induced vertical mixing. During our investigation at the end of April the maximum of the Secchi depth in the northern part of the bay was about 4 m. In figures 8 and 9 the calculated surface reflectances are represented depending on  $z_b$ , for Secchi depths of 2 and 4 m and 6 different bottom types. The Secchi depths of 2 and 4 m were chosen because 2 m is typical of a mixed water body and 4 m provides optimal conditions for such investigations in the bay. The figures show that the influence of the different bottom types is strongly dependent on the transparency of the water body. At a Secchi depth of 2 m differences between the sand and other sediment and vegetation are best seen in channels 2 and 3 up to 2 m water depth. The conditions are much better at a

transparency of 4 m. Sand and other bottom types differ up to 3.5 m especially in channels 2 and 3 with the maximal transmission of the water. Cobbles and other are distinguishable up to 2.5 m and sea grass differs from algae and mud in channel 2 up to 1.5 m. The various sediments and macrobenthos-species are distinguishable, if the differences in the reflectances are  $\geq 0.01$ .

Ratios of the reflectances of two different wavelengths were used in figures 10 and 11 to separate the influence of bottom types on the reflectance at the surface depending on the water depth and for two Secchi depths. The utilization of colour indices of channels 2 and 4 as well as 3 and 4 permits for  $ST = 4$  m the separation of sand and other sediment and vegetation within the depth

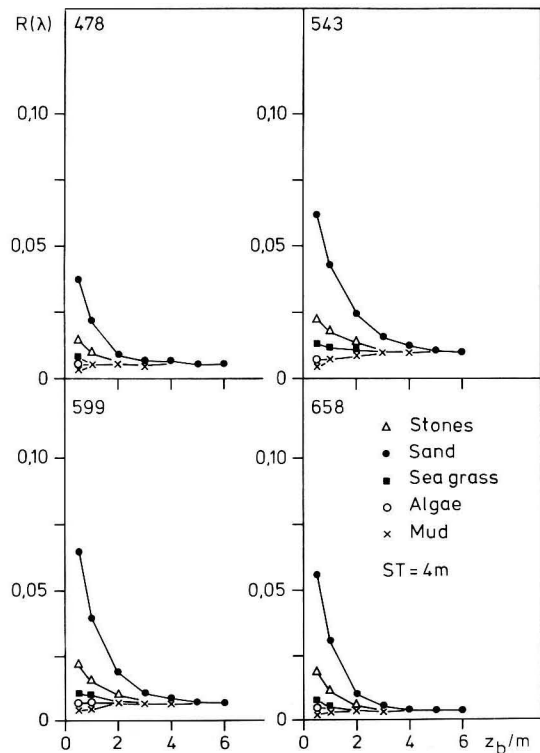


Fig. 9  
Calculated reflectances of 4 different wavelengths dependent on  $z_b$  for  $ST = 4$  m and 5 sediment and substrates

interval of 3 to 6 m. Using these ratios the sand-covered areas differ also from the deep water areas.

In view of other bottom types the colour indices  $R(478)/R(543)$  and  $R(478)/R(599)$  offer more possibilities. At the first index differences are seen between mud and algae to the other sediments and benthos-species in the depth interval of 1 and 3.5 m. The second ratio makes it possible to distinguish between algae and mud up to 2.5 m in depth. Differences in the colour

indices  $\geq 0.05$  were chosen as the criterion in this case.

A comparison between measured and calculated spectral reflectances is shown in figure 12. They correspond well.

Algorithms including logarithms of differences between the upward radiances of a shallow water area and deep water as mentioned by LYZENGA (1979) and SPITZER, DIRKS (1987) are not applicable for such regions, where the reflectances of vegetation are lower than those

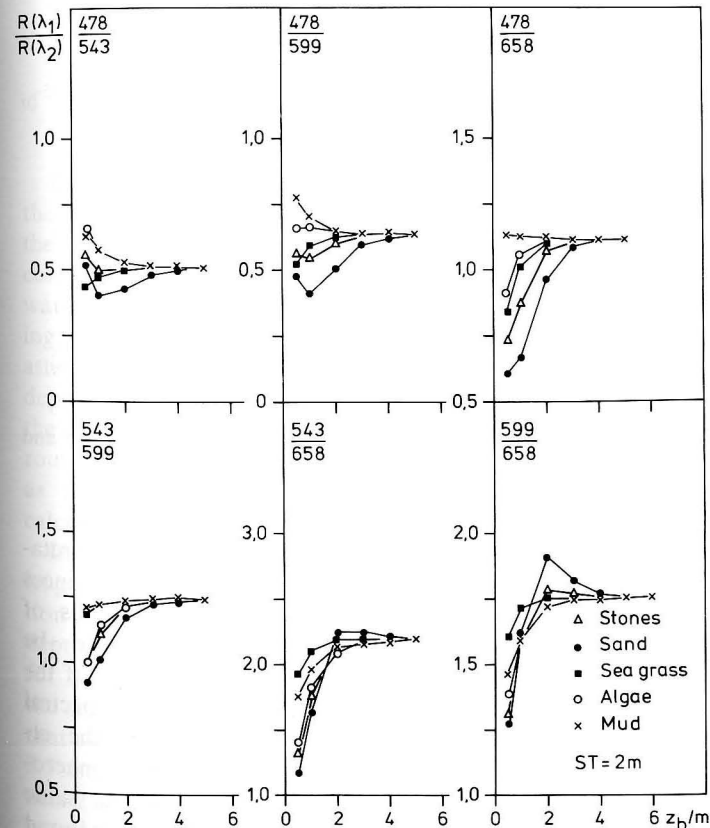


Fig. 10  
Colour indices of calculated reflectances dependent on  $z_b$  for  $ST = 2$  m and 5 sediment and substrates

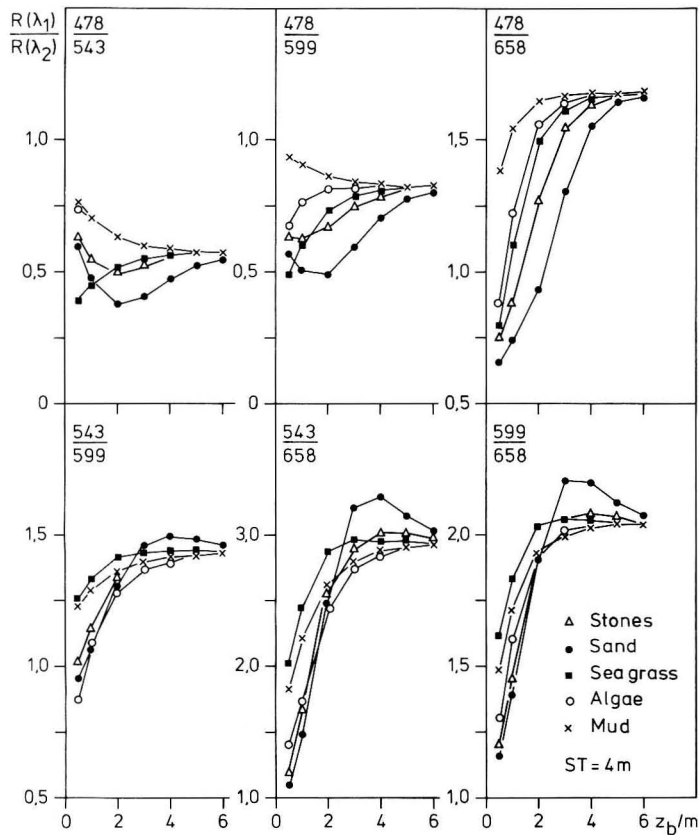


Fig. 11  
Colour indices of calculated reflectances dependent on  $z_b$  for  $ST = 4$  m and the main sediment and substrates

of the deep water without any bottom influence.

## 6. Conclusions

The results of the investigations of the influence of different sediment and vegetation on the spectral reflectance at the sea surface allow special steps in the processing of airborne remote sensing data for the mapping of submarine vegetation in shallow

water. For the derivation of interpretation algorithms the regional differences in the reflectances of different kinds of sediment and vegetation have to be taken into account. The reflectances of the bottom types differ significantly in spectral distribution. In different regions the reflectance of a special sediment or macrobenthos species has almost the same spectral distribution. Differences were found only in the magnitude of the reflectance values.

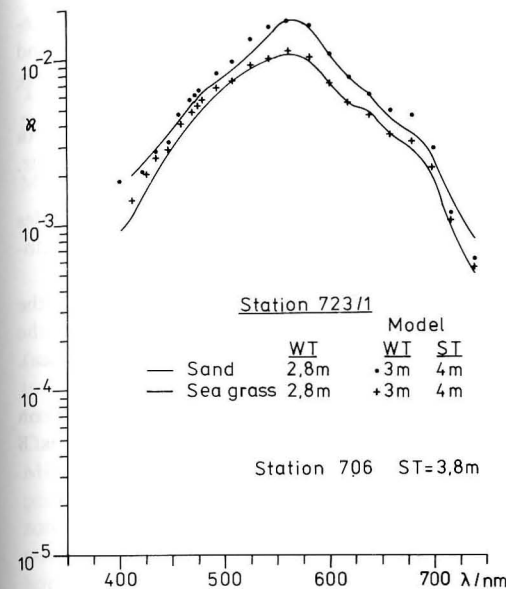


Fig. 12  
Comparison between measured (---) and calculated (+, .) spectral reflectances at the sea surface

The identification of the bottom types in the surface reflectance depends mainly on the transmission properties of the water column, the reflectance of the water and the water depth. Approximations for determining the water reflectance and the vertical attenuation coefficient from the Secchi depths were derived from measurements for the four visible channels of the MKF-6. The routinely measured Secchi depth was used as the main input parameter for model calculations.

In contrast to the use of single wavelengths, colour indices increase the penetration depth in turbid water beyond the Secchi depth. At an optimal Secchi depth of 4 m for the Greifswald Bay the reflectances at the surface over a sand bottom differ from that over other sediment or vegetation up to 3.5 m water depth. Colour indices of the channels 2 and 4 or 3 and 4 permit a separation between 3 and 6 m depth. The separation of different vegetation seems to be difficult but possible up to 3 m water depth.

In turbid waters the results of the two-stream approximation correspond well to the measured reflectances at the sea surface.

This investigation could be applied to other sensors and to other areas of investigation with turbid water.

## 7. References

- AUSTIN, R. W.: The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface. In: *Optical Aspects of Oceanography*. Ed. by N. G. JERLOV and E. STEEMANN Nielsen, Academic Press, London (1974), 317–344.
- GORDON, H. R., O. B. BROWN: Influence of the bottom depth and albedo on the diffuse reflectance of a flat homogeneous ocean. *Appl. Opt.* **13** (1974), 2153–2159.
- JAIN, S. C., J. R. MILLER: Subsurface water parameters: optimization approach to their determination from remote sensed water color data. *Appl. Opt.* **15** (1976), 886–890.
- JOSEPH, J.: Untersuchungen über Ober- und Unterlichtmessungen im Meere und über ihren

- Zusammenhang mit Durchsichtigkeitsmessungen. Dtsch. Hydrogr. Z. **3** (1950), 324–335.
- KATTAWAR, G. W., T. J. HUMPHREYS and G. N. PLASS: Radiative transfer in an atmosphere-ocean system: A matrix operator approach. Proc. Soc. Photo. Opt. Instr. Eng. **160** (1978), 123–131.
- LYZENGA, D. R.: Shallow water reflectance modeling with application to remote sensing of the ocean floor. Proc. 13. Int. Symp. Rem. Sens. Environm. (1979), 583–602.
- PREISENDORFER, R. V.: Hydrologic optics. vol. V (1976), (Springfield US Department of Commerce, NOAA).
- SIEGEL, H.: Some remarks on the ratio between the upward irradiance and nadir radiance just beneath the sea surface (Short note). Beitr. z. Meeresk. **51** (1984), 75.
- SIEGEL, H.: Über die Möglichkeit der Aufstellung von Algorithmen zur Chlorophyllbestimmung aus spektralen Remissionskoeffizienten in der Ostsee. In: Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde Nr. 93/1 (1987), 178–186.
- SIEGEL, H.: On the relationship between the spectral reflectance and inherent optical properties of oceanic water. Beitr. z. Meeresk. **56** (1987), 73–80.
- SIEGEL, H.: Measurements of the spectral reflectance of different kinds of sediments and benthic organisms. Beitr. z. Meeresk. **60** (1989), 77–78.
- SIEGEL, H., H.-J. BROSIN: Regional differences in the spectral reflectance of the sea water. Beitr. z. Meeresk. **55** (1986), 71–77.
- SIEGEL, H., U. LEITERER: Die Wasservariante des Spektralfotometers BAS (BAS-W). – Feingerätetechnik **35** (1986), 6, 279–281.
- SIEGEL, H., T. SEIFERT: On the influence of the sea bottom on the spectral reflectance in the region of the Oder Bank (Southern Baltic Sea). Beitr. z. Meeresk. **52** (1985), 65–71.
- SPITZER, D., R. W. DIRKS: Bottom influence on the reflectance of the sea. Int. J. Rem. Sens. **8** (1987), 3, 279–290.

Address of the author:

Dr. rer. nat. H. SIEGEL  
Institut für Ostseeforschung  
O-2530 Warnemünde

Received: January 17, 1990  
Accepted: April 4, 1990

ADOLF STIPS, HARTMUT PRANDKE

## Temperaturgradientenspektren lokaler Turbulenzstrukturen in Sprungschichten der Ostsee

Mit 11 Abbildungen

*Zusammenfassung:* Die Ergebnisse von Untersuchungen des vertikalen Wellenzahlspektrums in isolierten Turbulenzstrukturen in Sprungschichten der Ostsee werden vorgestellt und diskutiert. Das Datenmaterial wurde mit einer frei fallenden Mikrostruktursonde gewonnen, die mit zwei Temperaturmeßfühlern ausgestattet ist, deren horizontaler Abstand zwischen 1 mm und 2 m variiert werden kann. Damit waren auch Aussagen zur horizontalen Kohärenz der inneren Strukturelemente der Turbulenzpatche möglich. Die Temperaturgradientenspektren zeigen eine weitgehende Übereinstimmung mit dem Verlauf des BATCHELOR-Spektrums. Sie sind durch das Auftreten eines Mikrostrukturpeaks im Wellenzahlbereich von ca. 10 bis 25 1/m und einen nachfolgenden steilen „cut off“ gekennzeichnet.

*Abstract:* Results of investigations of vertical wavenumber spectra in isolated turbulence patches in Baltic pycnoclines are presented and discussed. For measuring we used a free falling microstructure profiler equipped with two temperature sensors. The horizontal distance between the sensors could be chosen in the range from 1 mm up to 2 m. So we could investigate the horizontal coherence of the inner structure elements of turbulence patches. The temperature gradient spectra have in principle the form of the BATCHELOR-Spectrum. They are characterised by a microstructure peak in the wavenumber range between 10 and 25 cpm and a following sharp “cut off”.

### 1. Einleitung

Die turbulente diapycnische Vermischung im Tiefenbereich von Sprungschichten wird

allgemein als eine wesentliche Komponente der gesamten vertikalen Austauschprozesse im Meer betrachtet. Die turbulente Vermischung erfolgt dabei hauptsächlich in lokalen, voneinander isolierten Patchen kleinskaliger Turbulenz (auch als „aktive Mikrostruktur“ bzw. „aktive Bereiche“ bezeichnet). Es kann angenommen werden, daß diese Patche hauptsächlich als Folge von lokalen Brechereignissen, bedingt durch Scherungsinstabilitäten oder instabile interne Wellen entstehen. Die Kenntnis der Eigenschaften der Turbulenzpatche ist somit notwendige Voraussetzung zum Verständnis und zur Abschätzung diapycnischer Vermischungsvorgänge im Meer. Hiervon ausgehend, wurde in den Jahren 1984 und 1985 am Institut für Meereskunde der AdW der DDR ein umfangreiches Meßprogramm zur Untersuchung der inneren und äußeren Skalen lokaler, isolierter Turbulenzpatche in den Sprungschichten der Ostsee durchgeführt.

Zusammenfassende Darstellungen der Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden bereits veröffentlicht (STIPS und PRANDKE 1988; PRANDKE und STIPS, 1992). In diesen Publikationen konnten die im Rahmen der Datenauswertung erarbeiteten umfangreichen Spektralanalysen jedoch nur in sehr knapper Form vorgestellt werden. Wegen der spezifischen Aussagekraft von Spektralanalysen, insbesondere zum Vergleich mit Mikrostrukturuntersuchungen anderer Au-

toren und zur Darstellung von methodischen Erfahrungen sollen mit dieser Arbeit als Ergänzung zu den bisherigen Publikationen ausgewählte Resultate der Spektralberechnungen vorgestellt werden.

## 2. Messungen und Datenmaterial

Zur experimentellen Bestimmung der inneren und äußeren Skalen der Schichtungsbereiche mit aktiver Mikrostruktur (aktive Bereiche) wurde eine frei sinkende Mikrostruktursonde (Kohärenzmeßsonde KMS) eingesetzt (siehe PRANDKE und STIPS, 1985). Diese Sonde ist mit zwei Temperaturmeßfühlern ausgerüstet. Die beiden hochauflösenden Temperatursensoren sind horizontal verschieblich (im Bereich von 1 mm bis 2 m) angeordnet. Die Temperaturauflösung der Sensoren beträgt 0,007 K bei einer vertikalen Meßwertauflösung von 4 mm. Hervorzuheben ist die einfache Handhabbarkeit der Sonde, die es ermöglicht, Sondierungen im Abstand von 2 bis 3 Minuten durchzuführen.

Auf 3 Expeditionen in den Jahren 1984 und 1985 wurden insgesamt 822 Vertikalprofile in den oberflächennahen Sprungschichten der Ostsee registriert. In den Daten wurden über 3000 aktive Bereiche gefunden. Die Messungen wurden dabei in 11 Zeitreihen durchgeführt. Der horizontale Abstand der beiden Meßfühler wurde während einer Zeitreihe von ganz kleinen Abständen bis zu großen Abständen (15 ausgewählte Abstände) variiert. Bei jedem Abstand wurden typisch etwa 5 Messungen durchgeführt. Die Messungen fanden unter verschiedenen hydrographischen und meteorologischen Bedingungen statt, wobei vorrangig sommerliche Schichtungsverhältnisse und die Tiefenbereiche der Sprungschichten betrachtet wurden.

Zur Methodik der Einteilung der aktiven Bereiche in verschiedene Klassen bzgl. des aktiven Anteils, des Typs der Sprungschicht und der Orientierung der Sensorachse zur mittleren Strömung sei auf die Arbeit von PRANDKE und STIPS, 1992 verwiesen.

## 3. Berechnungsmethodik

Als erste Stufe der numerischen Datenauswertung wurde die endliche Ansprechzeit der Sensoren durch eine dynamische Korrektur korrigiert (PRANDKE u. a., 1985). Die anschließende Bestimmung der aktiven Bereiche in den Sondierungen erfolgte durch die Auszählung der Nulldurchgänge (NDG) des Gradienten (siehe auch GREGG, 1980). Um die Separationslängen in den aktiven Bereichen (vertikaler Abstand der benachbarten NDG) möglichst exakt zu erfassen, wurde ein spezieller Suchalgorithmus entwickelt, der es gestattet, die Tiefenlage der aktiven Bereiche exakt zu bestimmen, und bei dem gegenüber dem in GREGG, 1980 dargestellten Verfahren auf eine Einteilung des gemessenen Profils in feste Intervalle bei der Suche der NDG verzichtet wird. Ein Beispiel für einen so gefundenen aktiven Bereich in der Ostsee ist in Abb. 1 dargestellt.

Die Wellenzahlspektren wurden dann mittels der schnellen Fouriertransformation berechnet. Dabei wurden für die Berechnung ausschließlich solche Stücke ausgewählt, die aktive Bereiche enthielten. Da die aktiven Bereiche in den Sprungschichten der Ostsee im Mittel nur etwa 30 cm lang sind (PRANDKE und STIPS, 1992) wurden als Segmentlänge nur 128 Meßpunkte benutzt. Bedingt durch die lineare Interpolation der Meßwerte auf einen einheitlichen vertikalen Meßwertabstand von 4 mm, entspricht das einer Länge der Teilstücke von ca. 51 cm.

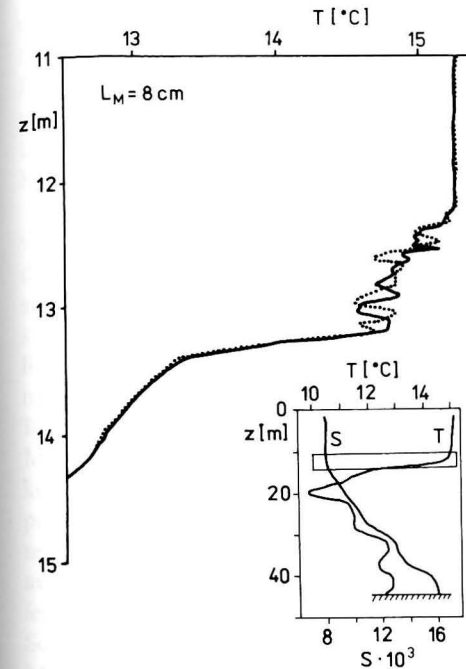


Abb. 1  
Ein Beispiel für zwei simultan gemessene Temperaturprofile (Distanz zwischen den Sensoren  $L_M = 8$  cm) in der Thermokline des zentralen Arkona Beckens im August 1985. Im Bereich aktiver Mikrostruktur (von etwa 11 bis 13,5 m) ist ein offensichtlicher Kohärenzverlust zwischen den beiden Temperaturprofilen zu erkennen. Außerhalb des aktiven Bereiches sind die Profile nahezu identisch

Für methodische Untersuchungen erfolgte die Spektralberechnung nicht nur von den Gradientenprofilen, sondern teilweise auch direkt von den Temperaturprofilen bzw. den Fluktuationsprofilen der Temperatur.

Um die Vergleichbarkeit der Spektralberechnungen mit älteren Berechnungen für das Mikrostruktur-Datenmaterial zu sichern, wurde auf eine Normierung der Spektren verzichtet.

Zur Glättung der Spektren wurde ein Hanning Filter angewendet sowie eine Mit-

teilung im Frequenzbereich (Wellenzahlbereich) durchgeführt. Mittelungen erfolgten über mindestens 10 Periodogramme. Ein mittleres Rauschspektrum wurde bestimmt, indem von Tiefenbereichen ohne erkennbare Schichtungsstrukturen ebenfalls mittlere Spektren berechnet wurden.

Die Untersuchungen sollten auch zur Abschätzung der horizontalen Skalen in den aktiven Bereichen dienen. Dazu wurden die Kohärenzspektren zwischen jeweils zwei Vertikalprofilen bei unterschiedlichen horizontalen Abständen der Temperaturmeßfühler berechnet. Methodische Untersuchungen zeigten, daß für diese horizontalen Kohärenzuntersuchungen sich die Spektren der Temperaturgradienten am besten eignen. Geringfügig schlechtere Ergebnisse wurden mit den Kohärenzspektren der Temperaturfluktuationen erzielt. Dagegen sind die Kohärenzspektren der Temperatur

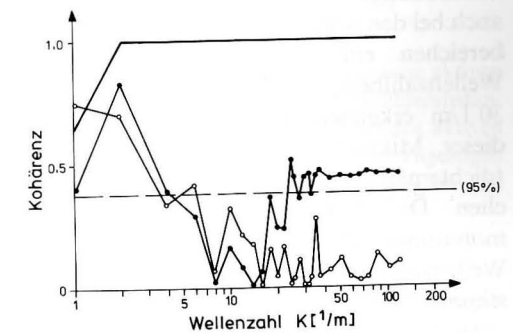


Abb. 2  
Ausgewählte Kohärenzspektren von aktiven Bereichen (gemessen im August 1985 in der Bornholmsee) berechnet von den Gradienten der Temperatur (○—○), den Fluktuationen der Temperatur (●—●) und der Temperatur selber (durchgezogene Linie). Das Wiederansteigen der Kohärenz der Temperaturfluktuationen zu hohen Wellenzahlen hin ist durch numerische Ungenauigkeiten bedingt, da dort die Autospektren nur noch sehr kleine Werte aufweisen

selber für eine Differenzierung ungeeignet, da sie auch bei großen horizontalen Abständen im gesamten Wellenzahlbereich signifikante Kohärenz aufweisen. Dieses genannte Verhalten läßt sich aus Abb. 2 gut ablesen.

#### 4. Gradientenspektren der Temperatur

In Abb. 3 sind ausgewählte Gradientenspektren aus unterschiedlichen Schichtungsverhältnissen (weitgehend homogene, durchmischte Deckschicht, Bereiche aktiver Mikrostruktur, passive Schichtungsgebiete) dargestellt. Das Niveau der Spektren und damit deren Energieinhalt hängt offensichtlich sehr stark von den zu Grunde liegenden Schichtungsverhältnissen ab. So unterscheiden sich die Spektren aus den „homogenen“ Deckschichtbereichen und den aktiven Bereichen um mehr als 2 Größenordnungen. Bemerkenswert ist, daß sich auch bei den Spektren aus den Deckschichtbereichen ein „Mikrostrukturpeak“ im Wellenzahlbereich von etwa 10 1/m bis 30 1/m erkennen läßt. Naturgemäß fehlt dieser Mikrostrukturpeak in rein passiv (dichtmäßig stabil) geschichteten Bereichen. Diese weisen in der Regel einen monotonen Abfall mit der 2. Potenz der Wellenzahl auf (der durch Regression bestimmte Wert in Abb. 3 beträgt  $-1,8$ ).

Durch die begrenzte Länge der Teilstücke für die Spektrenberechnung von 51 cm sind die Abmaße der größten berücksichtigten Strukturen etwa 25 cm, die kleinsten liegen bei etwas unter 1 cm. Dieser Skalenbereich beinhaltet vor allem die inneren Strukturen der aktiven Bereiche. Die äußeren Abmessungen der aktiven Bereiche (im Mittel ca. 30 cm) sowie passive Strukturen (im Mittel ca. 20 bis 40 cm) werden damit weitgehend von der Betrachtung ausge-

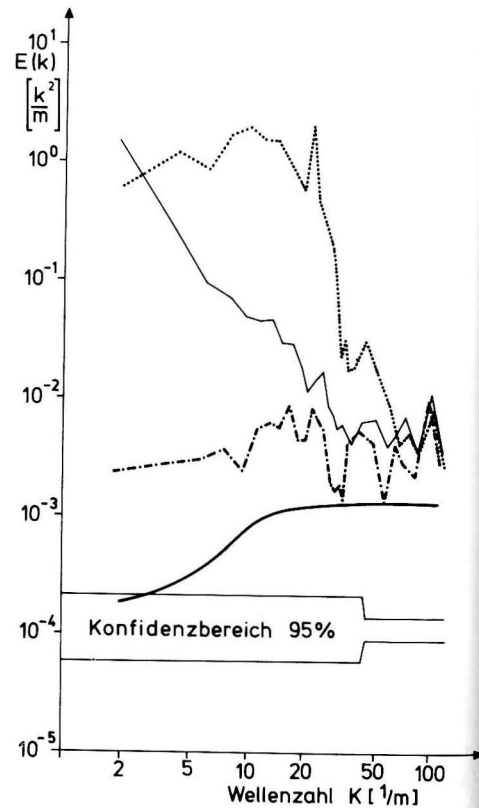


Abb. 3 Gradientenspektren der Temperatur, wobei für die Berechnung jeweils 16 Teilstücke aus nur einer Sondierung ausgewählt wurden. Die punktierte Linie stellt das Spektrum für Schichtungsgebiete mit aktiver Mikrostruktur dar, die dünne Linie für stabil geschichtete Bereiche, und die Strichpunktlinie stellt das Spektrum für Bereiche ohne erkennbare Schichtungsstruktur dar. Die dicke Linie ist das mittlere geglättete Rauschspektrum

geschlossen. Das bedeutet insbesondere, daß in den Spektren der viskos-konvektive Bereich des Batchelorspektrums (siehe DILLON und CALDWELL, 1980) entweder fehlt oder höchstens bis etwa 10 1/m angedeutet ist. Gut aufgelöst ist dagegen der Mikrostrukturpeak von etwa 5 bis 25 1/m sowie der

diffusiv bedingte Abfall („cut-off“) des Spektrums bei ca. 30 1/m. Bei Wellenzahlen  $k \geq 40$  1/m, das entspricht Strukturen mit einer Wellenlänge von etwa 2,5 cm (Separationslänge 1,2 cm) gehen die Spektren in das Rauschspektrum über.

Aufgrund dessen, daß der viskos-konvektive Bereich des Batchelorspektrums in den hier berechneten Spektren nicht vollständig erfaßt wurde, waren keine Anpassungstests bzgl. der spektralen Form möglich. Andererseits konnte aber bei allen mittleren Spektren (ca. 400), die von aktiven Bereichen berechnet wurden, eindeutig ein Mikrostrukturpeak mit nachfolgendem starken Abfall festgestellt werden. Bei tatsächlich passiven Schichtungsverhältnissen (monotoner Verlauf der Temperatur) war dagegen auch ein monotoner Abfall des Spektrums festzustellen. Dieses berechtigt zu der Schlußfolgerung, daß das Auftreten eines Mikrostrukturpeaks zusammen mit einem nachfolgendem „cut off“ notwendig und hinreichend für die Klassifizierung des Spektrums als „turbulent“ ist.

Spektren aus dem durchmischten Deckschichtbereich liegen aufgrund der hier sehr geringen Ausprägung der Temperatur-Mikrostruktur in ihrem Niveau nicht sehr weit über dem Rauschspektrum. Trotzdem ist der Mikrostrukturpeak mit „cut off“, wie er für turbulente Schichtungsgebiete als notwendig angesehen werden muß, noch erkennbar.

Aussagen zur Variation der Temperaturgradientenspektren aktiver Bereiche lassen sich aus Abb. 4 ableiten. Hier sind mittlere Spektren dargestellt, die bei verschiedenen Meßfühlerabständen gemessen wurden. Jedes einzelne Spektrum wurde von ca. 100 aktiven Bereichen berechnet. Diese aktiven Bereiche stammen dabei aus verschiedenen Meßgebieten und wurden unter unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen registriert. Damit stellen diese Spektren eine

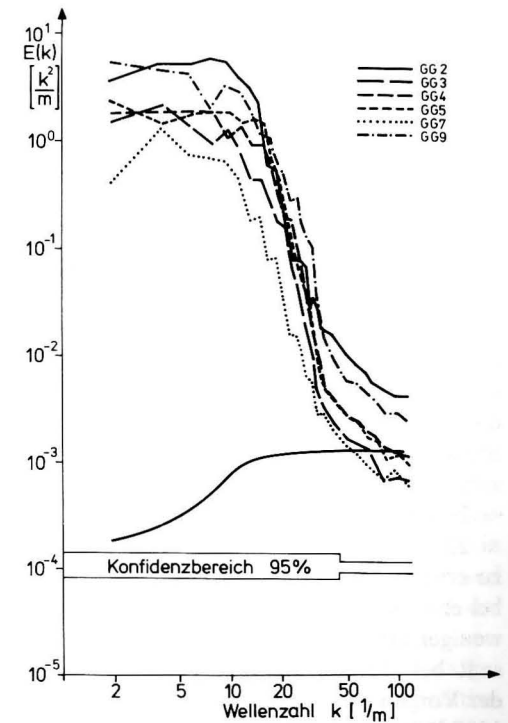


Abb. 4 Gradientenspektren der Temperatur (von aktiven Bereichen) bei verschiedenen Meßfühlerabständen, wobei alle zur Verfügung stehenden aktiven Bereiche für die Berechnung mit herangezogen wurden. Die Zahl nach dem GG gibt den Meßfühlerabstand in cm an

repräsentative Auswahl für mittlere Temperaturgradientenspektren in der Ostsee dar.

Der mittlere Anstieg aller Spektren bis etwa  $k = 10$  1/m ist praktisch Null. Die Abschneidewellenzahl  $K_c$  weist bei den verschiedenen Spektren nur eine geringe Streuung auf, der Mittelwert beträgt  $K_c = 22$  1/m. Berechnet man durch Regression den Abfall der Spektren im Bereich der mittleren Wellenzahlen von ca.  $K = 15$  bis  $K = 30$  1/m so ergibt sich ein mittlerer Abfall von  $K^{-6 \pm 0,9}$ .



Weiterhin wurde die Abhängigkeit der Abschneidewellenzahl von dem aktiven Anteil an der Sprungschicht (Verhältnis der Dicke der aktiven Bereiche zur Gesamtdicke der Sprungschicht) bestimmt. Dazu wurde das gesamte Meßmaterial in 2 Klassen nach ihrem aktiven Anteil eingeteilt. Die Klasse „A“ enthält dabei alle Sondierungen in denen über 10% der gesamten Thermokline aktiv sind, während in die Klasse „R“ alle anderen fallen. Es kann angenommen werden, daß die Bereiche aktiver Mikrostruktur in der Klasse „R“ im Mittel älter sind als die in der Klasse „A“ (siehe PRANDKE und STIPS, 1992). Als mittlere Abschneidewellenzahl für die Klasse A ergab sich  $K_c = 26,3$  1/m und für die Klasse R  $K_c = 22,4$  1/m. Das bedeutet, daß die kleinsten zu erwartenden Strukturen in der Klasse A bei etwa 1,9 cm liegen, während sie bei den weniger aktiven Sondierungen in der Klasse R bei etwa 2,2 cm liegen. Entsprechend der Vorgehensweise in PRANDKE und STIPS, 1987 läßt sich die Zeitdauer für die Vergrößerung einer vertikalen Struktur von 1,9 cm auf 2,2 cm zu etwas über 1 h abschätzen. Dieser Wert entspricht dann einem mittleren Altersunterschied der kleinsten existierenden Strukturen in den aktiven Bereichen in den Klassen „A“ und „R“.

Durch die hier gefundene Abhängigkeit der Abschneidewellenzahl vom mittleren aktiven Anteil (und damit Energieeintrag) ergibt sich die Möglichkeit einer Abschätzung der turbulenten Dissipationsrate  $E$  in den aktiven Bereichen in Abhängigkeit vom aktiven Anteil. Nach CALDWELL u. a., 1980 gilt:

$$E_B = (2\pi K_B)^4 \nu D^2,$$

wobei  $\nu$  die kinematische Viskosität des Wassers,  $D$  der thermische Diffusionskoeffizient und  $K_B$  die Batchelorwellenzahl ist. Den Wert von  $K_B$  erhält man aus der

Beziehung  $K_B = K_C \cdot \sqrt{2q}$ . Ein einheitlicher Standpunkt zu dem genauen Wert der universellen Konstante  $q$  des Batchelorspektrums wird in der Literatur bisher nicht vertreten, aber der am häufigsten benutzte Wert liegt bei  $q = 2$ , der deshalb auch hier genommen wird. Mit  $D = 2,9 \cdot 10^{-4}$  cm<sup>2</sup>/s und  $\nu = 1,401 \cdot 10^{-2}$  cm<sup>2</sup>/s ergibt sich

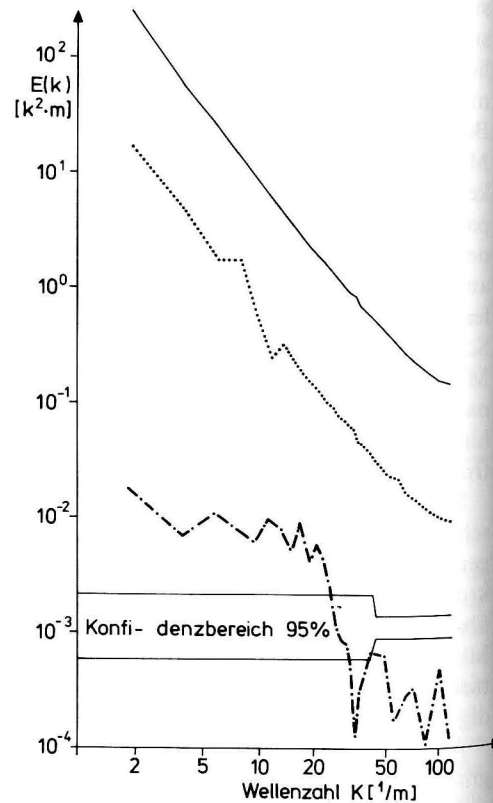


Abb. 5 Wellenzahlspektren der Temperatur, wobei für die Berechnung jeweils 16 Teilstücke aus nur einer Sondierung ausgewählt wurden. Die punktierte Linie stellt das Spektrum für Schichtungsbereiche mit aktiver Mikrostruktur dar, die dünne Linie für stabil geschichtete Bereiche, und die Strichpunktlinie stellt das Spektrum für Bereiche ohne erkennbare Schichtungsstruktur dar

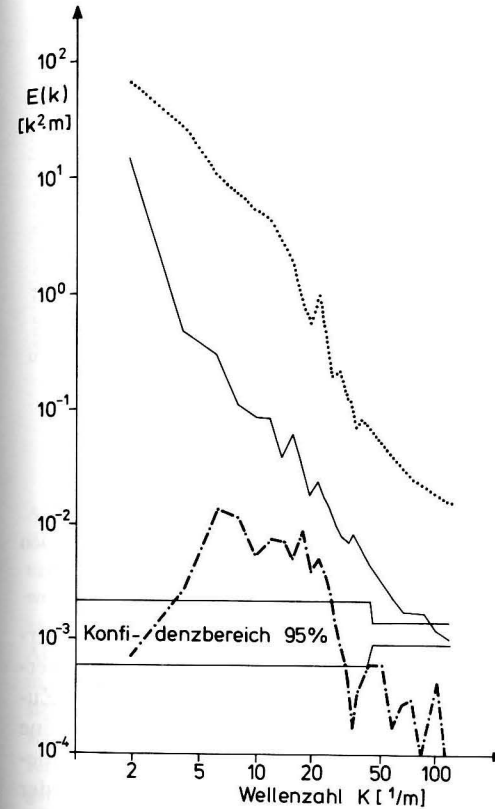


Abb. 6 Spektren der Temperaturfluktuationen, wobei für die Berechnung jeweils 16 Teilstücke aus nur einer Sondierung ausgewählt wurden. Die punktierte Linie stellt das Spektrum für Schichtungsbereiche mit aktiver Mikrostruktur dar, die dünne Linie für stabil geschichtete Bereiche, und die Strichpunktlinie stellt das Spektrum für Bereiche ohne erkennbare Schichtungsstruktur dar

Teilt man die Sondierungen in Abhängigkeit vom Typ der Sprungschicht ein (Temperatursprungschicht der offenen Ostsee „T“, Temperatur/Salzgehaltssprungschicht der westlichen Ostsee „T/S“), ergibt sich ein ähnliches Bild. Die Abschneidewellenzahl für die Temperatur/Salzgehaltssprungschicht ist 22,4 1/m, die der Temperatursprungschicht dagegen 25,8 1/m. Auch dieser Unterschied ist nach dem  $t$ -Test mit 95% signifikant. Für diesen Unterschied läßt sich allerdings nicht ohne weiteres eine Erklärung finden.

Betrachtet man die Spektren der Temperatur und der Temperaturfluktuationen (Abb. 5 und 6), so wird deutlich, daß nur mit Hilfe der Spektren der Temperaturgradienten eine sichere Klassifizierung in „turbulente“ und „nicht turbulente“ Bereiche in einer Sondierung möglich ist. In Abb. 5 und 6 sind Spektren der Temperatur und der Fluktuationen der Temperatur bei verschiedenen Schichtungsverhältnissen dargestellt. Nur im durchmischten Deckschichtbereich ist hier der Mikrostrukturpeak erkennbar, wobei die Fluktuationen der Temperatur ein besseres Resultat als nur die Temperatur ergeben. Bei den aktiven Bereichen wird durch den „Leckeffekt“ bei der Spektrenberechnung mittels FFT der Mikrostrukturpeak und der „cut off“ vollständig überdeckt.

### 5. Kohärenzspektren in aktiven Bereichen

Mit Hilfe der Untersuchung der Kohärenz zwischen zwei Temperaturfühlern, die einen bestimmten horizontalen Abstand voneinander haben, wurden Aussagen zum Verhältnis der vertikalen zu den horizontalen Skalen getroffen. Im Gegensatz zu BEREŠNAJA u. a., 1984 und MARMORINO und CALDWELL, 1978, die mit nur 4 bzw. 2 festen

$E_A = 1,4 \cdot 10^{-7}$  cm<sup>2</sup>/s<sup>3</sup> und  $E_R = 7,4 \times 10^{-8}$  cm<sup>2</sup>/s<sup>3</sup>. Entsprechend der hierbei zugrunde gelegten Theorie würde das bedeuten, daß zum Zeitpunkt der Messung die Vermischung an den Meßtagen mit viel Aktivität im Mittel in den einzelnen aktiven Bereichen etwa doppelt so effektiv ist, wie an den Meßtagen mit weniger Aktivität.

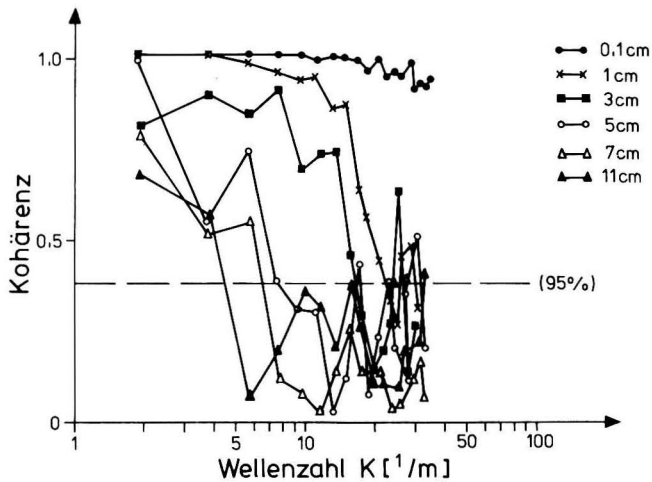


Abb. 7  
Ausgewählte Kohärenzspektren der Temperaturgradienten bei verschiedenen Meßfühlerabständen (●-● = 1 mm, ×-× = 1 cm, ■-■ = 3 cm, ○-○ = 5 cm, △-△ = 7 cm, ▲-▲ = 11 cm)

Abständen arbeiteten, wurden bei den KMS-Untersuchungen Abstände zwischen 1 mm und 2 m realisiert.

Das Prinzip des von uns angewendeten Verfahrens kann mit Hilfe von Abb. 7 erläutert werden. Hier sind Kohärenzspektren der Temperaturgradienten bei verschiedenen horizontalen Meßfühlerabständen dargestellt. Mit steigendem Meßfühlerabstand fällt die Kohärenz bei immer kleineren vertikalen Wellenzahlen unter die Signifikanzschwelle. Für signifikante Kohärenz (Hypothese >0, Signifikanzniveau 99%) müssen die Werte des Kohärenzspektrums in Abb. 7 größer als 0,5 sein. Mit Hilfe der Wellenzahl, ab der das Kohärenzspektrum unter die Signifikanzschwelle fällt, kann eine entsprechende vertikale Skale (kritische Separationslänge) bestimmt werden, die bei diesem entsprechenden Meßfühlerabstand noch kohärent ist.

Mit Hilfe dieser Methode wurden bei dem gesamten Material der KMS Messungen (alle aktiven Bereiche mit mindestens

4 NDG) die Beziehungen zwischen vertikalen und horizontalen Skalen unter verschiedenen Bedingungen untersucht. Zunächst wurde die Frage geklärt, ob eine Abhängigkeit der Skalen von der Orientierung der beiden Meßfühler zur Richtung der mittleren Strömung besteht. Denkbar wäre z. B. eine mehr zylindrische Form der Brechereignisse, was zur Folge hätte, daß die horizontalen Skalen quer zur Strömungsrichtung wesentlich größer sind als längs zur Strömung. Die Ergebnisse dieser Untersuchung mit Hilfe des gesamten zur Verfügung stehenden Datenmaterials der KMS Messungen sind in Abb. 8 dargestellt. Es zeigt sich, daß der Anstieg der beiden Regressionsgeraden nicht signifikant unterschiedlich ist (95%-Niveau). Damit ergibt sich die Folgerung, daß keine Unterschiede in den horizontalen Skalen in Abhängigkeit von der Richtung zur Strömung festgestellt werden konnten.

Zusätzlich erfolgte noch eine Einteilung des Meßmaterials in T- und T/S-Sprung-

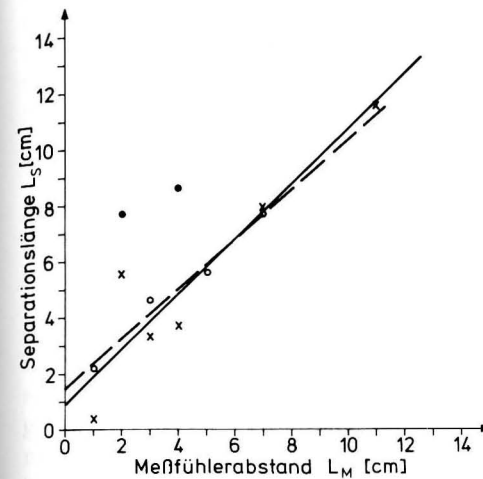


Abb. 8  
Zusammenhang zwischen dem Meßfühlerabstand und der kritischen vertikalen Separationslänge, wobei für einen Meßfühlerabstand nur Meßwerte aus derselben Meßreihe berücksichtigt wurden, in Abhängigkeit von der Orientierung der Meßfühler in der Strömung. Die dargestellten Geraden stellen die Ausgleichsgeraden für 0° und 90° dar. Kreuze: Sensorrichtung senkrecht zur Strömung  
Kreise: Sensorrichtung parallel zur Strömung  
gefüllte Kreise: Sensorrichtung 45° zur Strömung  
gestrichelt:  $y_0 = 0,88 \cdot L_M + 1,53$   
durchgezogen:  $y_{90} = 0,98 \cdot L_M + 0,84$

schicht. Diese Ergebnisse bzgl. der Richtungsabhängigkeit sind in den Abbildungen 9 und 10 dargestellt. Aufgrund der wenigen Meßpunkte ergeben sich auch bei dieser Einteilung keine signifikanten Unterschiede für den Anstieg der berechneten Regressionsgeraden.

Faßt man das gesamte Material unabhängig von der Richtung der Strömung für die T- und T/S-Sprungschicht zusammen, ergibt sich ebenfalls kein signifikanter Unterschied. Dagegen ergibt sich bei der Einteilung nach dem mittleren aktiven Anteil an der Sprungschicht ein überraschendes

Resultat. In Abb. 11 ist das Ergebnis für die kritische horizontale Kohärenz innerhalb der aktiven Bereiche, bei Einteilung nach dem mittleren aktiven Anteil für die Klassen „A“ und „R“ dargestellt. Der Anstieg der beiden Regressionsgeraden  $y_A$  und  $y_R$  ist signifikant (95%-Niveau) unterschiedlich. Der Anstieg der Regressionsgeraden für die Klasse „A“ ist nahezu 1. Dieses ist ein Hinweis darauf, daß horizontale und vertikale Skalen der Strukturelemente in den aktiven Bereichen etwa die gleiche Ausdehnung besitzen, und in 1. Näherung als Kugeln betrachtet werden können. In der Klasse „R“ ist die horizontale Kohärenz

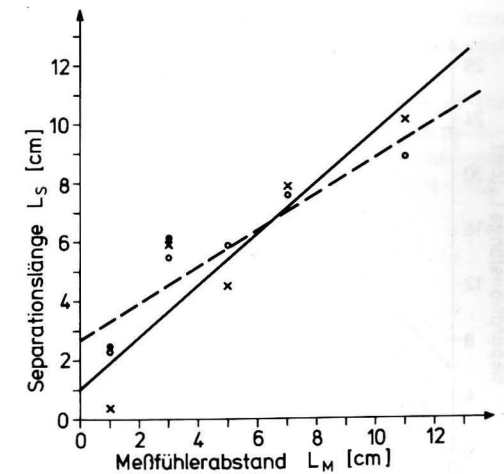


Abb. 9  
Zusammenhang zwischen dem Meßfühlerabstand und der kritischen vertikalen Separationslänge in der Temperatursprungschicht in Abhängigkeit von der Orientierung der Meßfühler in der Strömung. Die dargestellten Geraden stellen die Ausgleichsgeraden für 0° und 90° dar. Kreuze: Sensorrichtung senkrecht zur Strömung  
Kreise: Sensorrichtung parallel zur Strömung  
gefüllte Kreise: Sensorrichtung 45° zur Strömung  
gestrichelt:  $y_0 = 0,61 \cdot L_M + 2,7$   
durchgezogen:  $y_{90} = 0,88 \cdot L_M + 1,0$

deutlich geringer. Das bedeutet eine Verschiebung zu größeren vertikalen Skalen. Da im Mittel die aktiven Bereiche in der Klasse „R“ älter sind als in der Klasse „A“, ergibt sich, daß die ursprünglich entstandenen nahezu kugelförmigen Elementarzellen in den aktiven Bereichen mit zunehmenden Alter zu hochgestellten Ellipsoiden entarten.

Eine mögliche Erklärung dafür wäre, daß vertikale Ausgleichsströmungen die nach dem Brechereignis entstandene instabile Dichteschichtung abbauen. Dadurch würde die horizontale Ausdehnung der Strukturelemente verringert, die vertikale dagegen vergrößert.

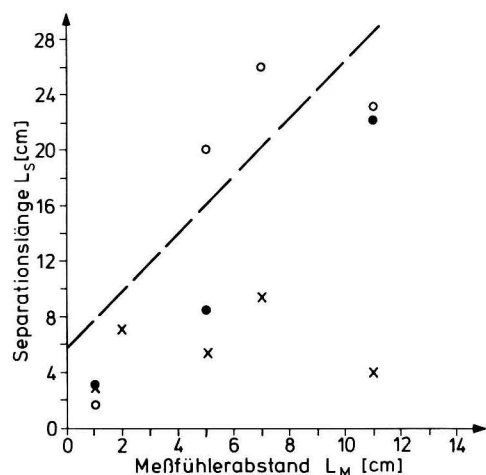


Abb. 10 Zusammenhang zwischen dem Meßfühlerabstand und der kritischen vertikalen Separationslänge in der Temperatur/Salzgehaltssprungschicht in Abhängigkeit von der Orientierung der Meßfühler in der Strömung. Die dargestellte Gerade stellt die Ausgleichsgerade für 0° dar.  
Kreuz: Sensorrichtung senkrecht zur Strömung  
Kreise: Sensorrichtung parallel zur Strömung  
gefüllte Kreise: Sensorrichtung 45° zur Strömung  
gestrichelt:  $y_0 = 2,1 \cdot L_M + 5,8$

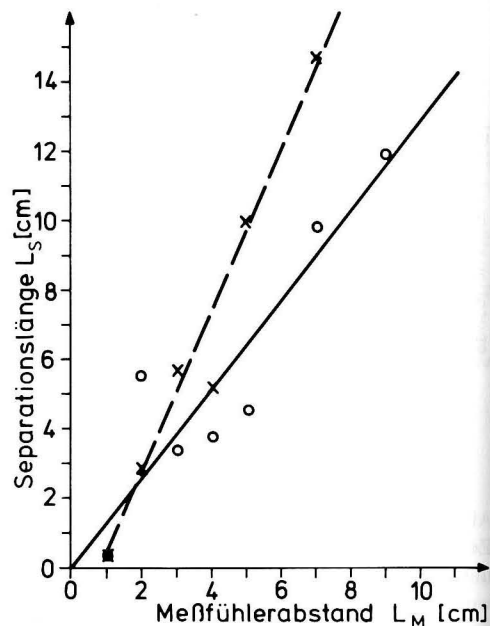


Abb. 11 Zusammenhang zwischen dem Meßfühlerabstand und der kritischen vertikalen Separationslänge bei Einteilung des Materials nach dem mittleren aktiven Anteil an der Sprungschicht. Die dargestellten Geraden stellen die Ausgleichsgeraden dar.  
Kreuz: Klasse „weniger aktiv“, „R“  
Kreise: Klasse „sehr aktiv“, „A“  
gestrichelt:  $y_R = 2,33 \cdot L_M - 2,06$   
durchgezogen:  $y_A = 1,26 \cdot L_M + 0,0$

### 6. Schlußbemerkungen

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß alle untersuchten Wellenzahlspektren der Temperaturgradienten, die von aktiven Bereichen berechnet wurden, einen Mikrostrukturpeak mit nachfolgendem starken Abfall aufweisen. Die bestimmten Abschneidewellenzahlen weisen aus, daß stabile Schichtungsstrukturen mit Abmessungen von kleiner als 2 cm in der Ostsee praktisch

nicht auftreten. Der Mikrostrukturpeak liegt im Mittel bei ca. 14 1/m, das heißt, daß Strukturen mit Abmessungen von 3,5 cm am häufigsten auftreten.

Durch Verwendung von zwei parallelen Temperatursensoren lassen sich über die Berechnung der Kohärenzspektren (abgeleitet von den Temperaturgradientenspektren) auch Aussagen zur horizontalen Ausdehnung der inneren Strukturelemente in den aktiven Bereichen ableiten. Dabei zeigt sich, daß Strukturen unter 10 cm praktisch als isotrop angesehen werden können. Dieses gilt aber nicht unbegrenzt, denn mit zunehmenden Alter der aktiven Bereiche verliert sich die Isotropie.

### Literatur

BERESHNAJA, N. D.; LJUBITZKI, A. A.; ROSENBERG, A. D.: O gorizontalnoi koregentnosti temperaturnoi mikrostrukturny w werchnem sloje morja. — *Fis. Atmosfery i Okeana* **20** (1984), 741–749  
CALDWELL, D. R.; DILLON, T. M.; BRUBAKER, J. M.; NEWBERGER, P. A.; PAULSON, C. A.: The scaling of vertical temperature gradient spectra. — *Journal of Geophysical Research* **85** (1980), 1917–1924.  
DILLON, T. M.; CALDWELL, D. R.: The batchelor spectrum and dissipation in the upper ocean. — *Journal of Geophysical Research* **85** (1980), 1910–1916.  
GREGG, M. C.: Microstructure patches in the thermocline. — *Journal of Physical Oceanography* **10** (1980), 915–943.

MARMORINO, G. O.; CALDWELL, D. R.: Horizontal variation of vertical temperature gradients measured by thermocouple arrays. — *Deep-Sea Research* **25** (1978), 221–230.  
PRANDKE, H.; ROEDER, W.; KRÜGER, S.: 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.: Free sinking probe for horizontal coherence investigation of microstructure. — *Beiträge zur Meereskunde* **53** (1985), 69–70.  
PRANDKE, H.; STIPS, A.: Zur unterschiedlichen Ausprägung der Mikrostruktur von Temperatur und Salzgehalt in thermohalinen Sprungschichten. — *Beiträge zur Meereskunde* **56** (1987), 65–72.  
PRANDKE, H.; STIPS, A., 1992: A model of Baltic thermocline turbulence patches, deduced from experimental investigations. — *Continental Shelf Research* **12** (1992), 643–659.  
STIPS, A.; PRANDKE, H.: Investigations of the structure of turbulence patches in Baltic pycnoclines. — *Proceedings of the XVI Conference of Baltic Oceanographers*, Kiel 1988, 979–988.

Anschrift der Autoren:

Dr. A. STIPS  
Dr. sc. H. PRANDKE  
Institut für Ostseeforschung  
O-2530 Warnemünde

Eingereicht: 20. März 1990  
Zur Veröffentlichung angenommen: 26. Juli 1990

AIVARS YURKOVSKIS

## Regression models of phosphorus concentration in the Baltic Sea

With 4 tables

*Abstract:* The purpose of this study is to model the phosphorus concentration on the basis of the factors characteristic for the processes, and operatively accessible or easily predictable. Using the data for the years 1961–1986, equations have been found for phosphate and total phosphorus relationships with hydrogen sulphide, oxygen, salinity, and temperature in four parts of the Baltic Sea. The data was analyzed by the linear multiple regression method. The obtained regression equations may be used for phosphorus calculations in theoretical considerations and in predictions. Studying the relationships enables us to find out differences in statistical parameters of the areas and interpret them by local peculiarities in water dynamics of the Baltic Sea.

*Zusammenfassung:* Mit dieser Arbeit wurde das Ziel verfolgt, anhand von Faktoren, die kennzeichnend für die Prozesse und operativ zugänglich oder leicht prognostizierbar sind, die Phosphorkonzentration zu berechnen. Anhand von Daten des Zeitraumes 1961–1986 wurden für vier Ostseegebiete die Regressionsgleichungen zwischen Phosphat und Gesamtphosphor einerseits und Schwefelwasserstoff, Sauerstoff, Salzgehalt und Temperatur andererseits aufgestellt. Die Daten wurden nach der Methode der linearen multiplen Regression analysiert. Die angeführten Regressionsgleichungen eignen sich für die Berechnung von Phosphor bei theoretischen Arbeiten und für prognostische Zwecke. Die Relationen gestatten es, Unterschiede in den statistischen Parametern zwischen verschiedenen Ostseegebieten festzustellen und regionale Besonderheiten in der Dynamik der Wassermassen zu interpretieren.

### 1. Introduction

Phosphorus amount and phosphorus dynamics are bioproductive features of a basin. The phosphorus concentration model is a highly effective tool in forecasting the chemical basis of biological processes and modelling is a good method to revise knowledge about the mechanisms of phenomena and dependences between environmental parameters. The objective of the studies was to approximate the phosphorus concentration dependent on factors which on the one hand are characteristic for the processes, and on the other hand are operatively accessible or easily predictable. Phosphorus dynamics in the Baltic Sea have a cyclic character with a stochastic component. Therefore, a stochastic model may be an adequate formalized description of the process.

The present paper continues and develops investigations that have been carried out in the Gotland Deep by YURKOVSKY and KHOZIOSKY (1982), and YURKOVSKY (1987).

### 2. Material and Method

The samples were taken during seasonal and interseasonal oceanographic cruises of RV "Mazirbe" and "Zvezda Baltiki" in the Gdansk Deep (54°54' N, 19°15' E; depth: 103 m) and the North Deep (BY 28B:

Table 1  
Parameters of regression models of phosphorus concentration

Parameter code	Parameter description
y <sub>1</sub>	phosphate (μmol/dm <sup>3</sup> ), hydrogen sulphide horizons (hor.)
y <sub>2</sub>	total phosphorus (μmol/dm <sup>3</sup> ), hydrogen sulphide hor.
y <sub>3</sub>	phosphate, deep layer and halocline hor. (hydrogen sulphide is absent)
y <sub>4</sub>	total phosphorus, deep layer and halocline hor. (hydrogen sulphide is absent)
y <sub>5</sub>	phosphate, deep layer and halocline hor.
y <sub>6</sub>	total phosphorus, deep layer and halocline hor.
y <sub>7</sub>	phosphate, upper layer hor.
y <sub>8</sub>	total phosphorus, upper layer hor.
y <sub>9</sub>	total phosphorus, entire water thickness hor.
y <sub>10</sub>	total phosphorus, 0–20 m layer, average weighted (a.w.)
y <sub>11</sub>	phosphate, 0–20 m layer, a.w.
y <sub>12</sub>	total phosphorus, 0–60 m layer, a.w., in winter
y <sub>13</sub>	phosphate, 0–60 m layer, a.w., in winter
y <sub>14</sub>	total phosphorus, 0–20 m layer, a.w., over the year
y <sub>15</sub>	total phosphorus, 0–60 m layer, a.w., over the year
x <sub>1</sub>	hydrogen sulphide (cm <sup>3</sup> /dm <sup>3</sup> ), hydrogen sulphide hor.
x <sub>2</sub>	oxygen (cm <sup>3</sup> /dm <sup>3</sup> ), hydrogen sulphide hor.
x <sub>3</sub>	oxygen, deep layer and halocline hor. (hydrogen sulphide is absent)
x <sub>4</sub>	oxygen, deep layer and halocline hor.
x <sub>5</sub>	temperature, deep layer and halocline hor.
x <sub>6</sub>	oxygen, upper layer hor.
x <sub>7</sub>	salinity (10 <sup>-3</sup> ), upper layer hor.
x <sub>8</sub>	temperature, upper layer hor.
x <sub>9</sub>	oxygen, entire water thickness hor.
x <sub>10</sub>	salinity, entire water thickness hor.
x <sub>11</sub>	temperature, entire water thickness hor.
x <sub>12</sub>	total phosphorus, 80 m hor.
x <sub>13</sub>	total phosphorus, 60–80 m layer, a.w.
x <sub>14</sub>	phosphate, 60–80 m layer, a.w.
x <sub>15</sub>	total phosphorus, 80–100 m layer, a.w.
x <sub>16</sub>	phosphate, 80–100 m layer, a.w.
x <sub>17</sub>	salinity (0–20 m layer)/salinity (80 m hor.) ratio
x <sub>18</sub>	salinity (0–60 m)/salinity (80 m) ratio
x <sub>19</sub>	salinity (0–20 m)/salinity (60–80 m) ratio
x <sub>20</sub>	salinity (0–60 m)/salinity (60–80 m) ratio
x <sub>21</sub>	salinity (0–20 m)/salinity (80–100 m) ratio
x <sub>22</sub>	salinity (0–60 m)/salinity (80–100 m) ratio
x <sub>23</sub>	temperature, 0–20 m layer, a.w., August of the previous year
x <sub>24</sub>	difference in salinity between 20 m and 0 m
x <sub>25</sub>	salinity, 0–20 m layer, a.w.
x <sub>26</sub>	temperature, 0–20 m layer, a.w.

Table 2  
Regression equations describing phosphorus concentration

A – period of the data used for regression: a – 1961–1986, b – 1962–1986, c – 1973–1986, d – 1974–1984, e – 1974–1986, f – 1981–1984, g – 1981–1986; n – number of data points; r<sup>2</sup> – determination coefficient; s – standard error of regression

No.	Equation	A	n	r <sup>2</sup>	s
1	$y_1 = 4.17 + 1.12x_1 - 3.5x_2 + 1.9x_2^2 - 3.3x_1x_1$	f	78	0.71	0.39
2	$y_2 = 4.29 + 1.26x_1 - 3.6x_2 + 2.6x_2^2 - 2.2x_1x_2$	f	78	0.74	0.38
3	$y_3 = 2.96 - 0.308x_3$	f	56	0.90	0.19
4	$y_4 = 3.11 - 0.297x_3$	f	56	0.88	0.20
5	$y_5 = 3.42 + 2.07x_1 - 0.518x_4 + 0.0220x_4^2$	f	134	0.90	0.43
6	$y_6 = 3.55 + 2.2x_1 - 0.492x_4 + 0.192x_4^2$	f	134	0.90	0.42
7	$y_8 = 2.28 + 0.389x_7 - 0.010x_8$	f	8	0.51	0.15
8	$y_9 = -0.38 - 0.307x_9 + 0.35x_{10} + 1.86x_1 + 0.0165x_5^2 - 0.022x_{11} - 2.38x_1x_9$	f	214	0.97	0.32
9	$y_{10} = 0.86 + 0.239x_{12} + 1.908x_{17} - 0.022x_{23}$	d	32	0.55	0.10
10	$y_{12} = -0.60 + 0.226x_{12} + 1.549x_{18} - 0.016x_{23}$	d	32	0.48	0.10
11	$y_{14} = -2.14 - 0.019x_{26} + 0.224x_{25} + 1.232x_{17} + 0.124x_{12} + 0.58x_{24}$	d	101	0.70	0.11
12	$y_{15} = -3.03 + 0.315x_{25} - 0.010x_{26} + 1.408x_{18} + 0.56x_{24} + 0.148x_{12}$	d	101	0.57	0.11
13	$y_3 = 3.23 - 0.367x_3$	g	55	0.81	0.31
14	$y_4 = 3.43 - 0.371x_3$	g	55	0.79	0.33
15	$y_7 = -3.73 + 0.598x_7 - 0.027x_8$	g	59	0.80	0.14
16	$y_8 = -3.73 + 0.580x_7 - 0.010x_8$	g	59	0.73	0.13
17	$y_9 = 1.22 - 0.218x_9 + 0.196x_{10} - 0.041x_{11}$	g	114	0.90	0.31
18	$y_{10} = -1.14 + 1.79x_{19} + 0.209x_{13}$	e	34	0.23	0.12
19	$y_{12} = -1.71 + 0.406x_{13} + 1.99x_{20} + 0.013x_{23}$	e	34	0.56	0.12
20	$y_{11} = -2.47 + 3.08x_{19} + 0.305x_{14}$	b	46	0.61	0.13
21	$y_{13} = -2.13 + 0.397x_{14} + 2.56x_{20} + 0.0007x_{23}$	b	46	0.66	0.12
22	$y_{14} = -0.66 - 0.025x_{26} + 0.188x_{13} + 1.47x_{19}$	c	121	0.53	0.15
23	$y_{14} = -1.67 - 0.023x_{26} + 0.155x_{25} + 0.169x_{13} + 1.28x_{19}$	c	121	0.55	0.14
24	$y_{15} = -0.82 - 0.020x_{26} + 0.331x_{13} + 1.42x_{20}$	c	121	0.56	0.14
25	$y_3 = 3.00 - 0.337x_3$	g	53	0.61	0.47
26	$y_4 = 3.27 - 0.336x_3$	g	53	0.65	0.44
27	$y_3 = 4.11 - 0.403x_3 - 0.213x_5$	g	53	0.68	0.44
28	$y_4 = 4.72 - 0.408x_3 - 0.183x_5$	g	53	0.69	0.41
29	$y_7 = -1.32 - 0.042x_8 + 0.396x_7 - 0.129x_6$	g	58	0.80	0.15
30	$y_8 = -2.22 + 0.422x_7 - 0.017x_8$	g	58	0.63	0.16
31	$y_9 = 3.56 - 0.279x_9 - 0.057x_{11}$	g	111	0.83	0.36
32	$y_{10} = -0.69 + 0.449x_{13} + 2.00x_{19} - 0.047x_{23}$	e	14	0.47	0.12
33	$y_{12} = -0.94 + 0.555x_{13} + 1.79x_{20} - 0.028x_{23}$	e	14	0.75	0.11
34	$y_{11} = -1.72 + 0.415x_{14} + 0.032x_{23} + 1.52x_{19}$	a	20	0.78	0.12
35	$y_{13} = -1.26 + 0.485x_{14} + 1.38x_{20} + 0.010x_{23}$	a	20	0.89	0.09
36	$y_{14} = 0.87 - 0.019x_{26} + 0.29x_{24} + 0.0004x_{19}$	c	53	0.43	0.14

Table 2 (continued)

No.	Equation	A	n	r <sup>2</sup>	s
37	$y_{15} = 1.01 - 0.018x_{26} + 0.073x_{13}$	c	52	0.42	0.13
38	$y_3 = 3.17 - 0.325x_3$	g	58	0.86	0.23
39	$y_4 = 3.34 - 0.318x_3$	g	58	0.84	0.24
40	$y_7 = 1.15 - 0.055x_8 + 0.147x_7 - 0.176x_6$	g	60	0.76	0.19
41	$y_8 = 1.90 - 0.048x_8 - 0.137x_6$	g	60	0.57	0.20
42	$y_9 = 2.44 - 0.252x_9 + 0.102x_{10} - 0.059x_{11}$	g	117	0.95	0.24
43	$y_{10} = -1.13 + 2.20x_{21} + 0.153x_{15}$	c	22	0.48	0.09
44	$y_{12} = -1.18 + 2.38x_{22} + 0.240x_{15} - 0.027x_{23}$	c	22	0.36	0.12
45	$y_{11} = -1.63 + 2.30x_{21} + 0.209x_{16}$	a	31	0.58	0.12
46	$y_{13} = -1.64 + 2.36x_{22} + 0.277x_{16}$	a	31	0.51	0.15
47	$y_{14} = -0.44 - 0.020x_{26} + 1.42x_{21} + 0.07x_{15} + 0.12x_{24}$	c	77	0.54	0.13
48	$y_{15} = 0.06 - 0.013x_{26} + 0.82x_{22} + 0.17x_{24}$	c	77	0.19	0.16
49	$y_{15} = -1.32 + 0.192x_{25} - 0.008x_{26} + 0.74x_{22} + 0.23x_{24}$	c	77	0.26	0.16

59°02' N, 21°05' E; 183 m), and in the Gotland Basin (BY 9A: 56°05' N, 19°10' E; 125 m and BY 15A: 57°20' N, 20°03' E; 243 m) in 1961 to 1986.

The data (Table 1) was analyzed by the linear multiple regression method. The significance of the predictors was estimated according to the 2-side criterion. The equation members are listed according to their influence. The regression equations describing phosphorus concentrations are listed in Table 2. The observed and calculated values of phosphorus in the Gotland Deep compared with independent data (not used in regression analysis) are shown in Table 3. The correlation matrix of calculations made on the basis of 1981–1984 is given in Table 4.

3. Results and Discussion

**The Gotland Deep (Stat. BY 15A).** To facilitate the data description, the water of the Gotland Deep was divided into three main layers. The task was carried out in stages, initially for each layer separately. The factors used characterize the essence of

Table 3  
Observed and calculated concentrations of total phosphorus (μmol/dm<sup>3</sup>) in the Gotland Deep (Stat. BY 15A) in August 1982

Depth m	Ob- served	Calculated according to Eq. No.				
		2	4	6	7	8
0	0.42	—	—	—	0.39	0.54
20	0.43	—	—	—	0.39	0.58
40	0.55	—	—	—	0.67	0.85
60	1.03	—	—	—	0.82	1.09
80	2.62	—	2.78	3.24	—	2.62
100	3.23	—	3.05	3.45	—	3.19
120	3.13	—	3.07	3.49	—	3.45
140	4.33	4.80	—	4.43	—	4.46
160	4.46	4.92	—	4.65	—	4.70
180	4.83	5.07	—	4.91	—	5.00
200	5.59	5.63	—	5.89	—	5.85
230	5.94	6.06	—	6.64	—	6.54

phenomena determining relationships. The first layer containing hydrogen sulphide, is usually below 140–160 m and the phosphorus amount in it is controlled by exchange processes with the bottom. The

Table 4  
Correlation matrix of data 1981–1984 (Stat. BY 15A)

	y <sub>1</sub>	y <sub>2</sub>	y <sub>3</sub>	y <sub>4</sub>	y <sub>5</sub>	y <sub>6</sub>	y <sub>8</sub>	y <sub>9</sub>	x <sub>1</sub>	x <sub>2</sub>	x <sub>3</sub>	x <sub>4</sub>	x <sub>6</sub>	x <sub>7</sub>	x <sub>8</sub>	x <sub>9</sub>	x <sub>10</sub>	x <sub>11</sub>
y <sub>1</sub>	1.00	0.98							0.79	-0.72								
y <sub>2</sub>	0.98	1.00							0.81	-0.71								
y <sub>3</sub>			1.00	0.99					0.84	0.95								
y <sub>4</sub>			0.99	1.00					0.85	0.94								
y <sub>5</sub>					1.00	1.00			0.84	-0.80								
y <sub>6</sub>					1.00	1.00			0.85	-0.79								
y <sub>8</sub>							1.00		0.82	0.71	-0.63							
y <sub>9</sub>								1.00	0.82	-0.90	0.95	-0.12						
x <sub>1</sub>	0.79	0.80			0.84	0.85		0.82	1.00	-0.60								
x <sub>2</sub>	-0.72	-0.71			-0.80	-0.79		0.82	-0.60	1.00								
x <sub>3</sub>			1.00	0.94							1.00							
x <sub>4</sub>					-0.80	-0.79			-0.49			1.00						
x <sub>6</sub>													1.00	0.33	-0.65			
x <sub>7</sub>													0.33	1.00	-0.66			
x <sub>8</sub>							0.71						-0.65	-0.66	1.00			
x <sub>9</sub>							-0.63									1.00	-0.94	0.02
x <sub>10</sub>								-0.90	-0.58							-0.94	1.00	-0.16
x <sub>11</sub>								0.95	0.69							0.02	-0.16	1.00
								-0.12	0.01									

second layer is formed by the upper part of the deep zone and the halocline. Biochemical oxidation of "dead" substance (regeneration of inorganic compounds) is the most important process here. The third one is quasi-homogenous 0–60(70) m layer where biochemical and physiological processes associated with photosynthesis become significant as well.

In the hydrogen sulphide layer phosphate concentration may be estimated as a function of indices of redox-concentrations. Together with hydrogen sulphide, oxygen concentration, trace amounts of which (up to  $0.30 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ ) are found in the upper part of the hydrogen sulphide layer, should be included in the number of factors characterizing phosphates. A priori assuming nonlinear relations, the model was complicated by the introduction of the square value of oxygen concentration and of the product of oxygen and hydrogen sulphide concentrations. Thereby the dependence of phosphorus concentration from another two variables is approximated by the second order polynomial.

Eq. (1) shows that phosphate concentration is linearly related to hydrogen sulphide concentration up to the zone containing hydrogen sulphide and oxygen (ranging between  $3.8\text{--}6.0 \text{ }\mu\text{mol}$  phosphorus per  $\text{dm}^3$  and  $0.27\text{--}1.49 \text{ cm}^3$  hydrogen sulphide per  $\text{dm}^3$ ). Above the phosphate decrease is accelerated as compared to hydrogen sulphide and becomes curvilinear. To exclude the influence exerted by phosphate absorption (redistribution among the phases in the chemosynthesis zone by microorganisms) and by the difference at times observed between total phosphorus and phosphate in

the deep water increasing the phosphate residual variance, the factors hydrogen sulphide and oxygen were used to approximate the total phosphorus concentration as well. Total phosphorus was assumed to be more representative in estimating the influence of exchange processes between the bottom and the water layer. But, the relationship described by the Eq. (2) enables us to conclude that the role of the phase transitions is not high.

In the absence of hydrogen sulphide, phosphate concentration in the deep layer and the halocline is a linear function of oxygen content ( $0.3\text{--}6.3 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ ; Eq. (3)). Due to the interrelationship of the phosphate and total phosphorus values ( $r = 0.99$ ) in this layer, total phosphorus concentration may also be approximated formally by linear dependence on oxygen (Eq. (4)).

Phosphate relationship with oxygen and hydrogen sulphide in the 60(70)–230 m layer such as the hydrogen sulphide layer may be described by the second order polynomial (Eq. (5)). Although according to F-criterion Eq. (5) adequately fits natural data, it provides lesser likelihood in description of phosphate concentration than Eqs. (1) and (3) for particular cases in that general picture. These simple functions are less correct in reflecting actual situations when oxygen content is less than  $1.5 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ . It is difficult to associate quasilinear distribution of phosphates when oxygen content is more than  $0.75 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$  with S-like increase of their concentration when oxygen is falling to zero and hydrogen sulphide<sup>1)</sup> appears in the environment. Theoretical sets of regressions for minor oxygen and hydrogen

<sup>1)</sup> The abscissa axis in the imaginary graph is graduated in such a way that positive values correspond to oxygen concentrations and negative to hydrogen sulphide concentrations on a 1:2 scale arranged so that zero hydrogen sulphide concentration corresponds to  $0.25 \text{ cm}^3$  oxygen per  $\text{dm}^3$ .

sulphide concentration overestimate and underestimate, respectively the phosphates values, thereby making amendments in the distortion of "real" relations changed by hydrogen sulphide oxidation in the presence of oxygen, i.e. by elimination of either components in redox-system.

The data for total phosphorus are approximated by the Eq. (6) which is analogous with Eq. (5) and assumes linear relationship of phosphorus with hydrogen sulphide and with oxygen close to linear (over  $0.25 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ ). These relations form two branches of the theoretical curve inclined under an obtuse angle.

To approximate the phosphorus concentration over the entire water thickness, the factors characterizing seasonal changes in the upper layer should be included in the number of predictors. Vertical exchange is one of the main processes with intra-annual cyclicity of the standard hydrographic characteristics. Salinity highly reflects changes in the redistribution of substances in the layers during the formation and destruction of thermocline. Although salinity and temperature highly correlate, water temperature was also included in the number of parameters characterizing phosphorus dynamics.

It is important, that the relation signs found between phosphorus and salinity and temperature in seasonal rhythms are observed in both the upper layer and entire vertical layer. But in the periods considered,  $r$  between phosphorus and salinity in the 0 to 230 m layer reaches 0.95 and between phosphorus and temperature is never better than  $-0.12$ . The optimum variant for description of total phosphorus at depths of the upper layer has shown that the influence of salinity, temperature, and of oxygen is not over 55%. Standard regression error is  $0.15\text{--}0.21$ . Significance of the influence of salinity and temperature is  $\alpha \ll 0.001$  and  $\alpha < 0.1$ , re-

spectively. In the equation given for 1981 to 1984 oxygen is insignificant, correlates with temperature ( $r = -0.65$ ;  $n = 80$ ), diminishes by 4% the  $y$  variance (in deep water to 50%). Thus, according to the data for the Gotland Deep, oxygen cannot satisfactory picture the phosphorus seasonal dynamics and give additional information to that given by salinity and temperature. And besides, being controlled by temperature and biological processes, it correlates with phosphorus positively in contrast to deep layers. Therefore, seasonal dynamics of total phosphorus may be described in relation to vertical water mixing only (Eq. (7)).

Eq. (8) was taken to describe total phosphorus throughout the vertical of the Gotland Deep. The most insignificant factor for general relation were temperature and product of oxygen and hydrogen sulphide concentrations, but these indices are rather important when approximating the phosphorus content in the upper layer and in the zone containing oxygen and hydrogen sulphide. Eq. (8) reflects the main regularities in the total phosphorus distribution in the Deep. But, the approximations made for each of the layers separately are more precise.

Regression models for total phosphorus concentration applied to the upper layer only may be improved by directional choice of factors. In the Deep, the amount of total phosphorus above the halocline is controlled by a number of processes. The main one of them, the phosphorus uplift from the halocline and advection during the maximum river runoff, and increased seston sedimentation at the end of phytoplankton bloom — should be taken into account in the model. As stated above, vertical substance exchange is governed by the seasonal variability, has maximum intensity in winter, and may be characterized by salinity, i.e. by the index of mass exchange between the upper layer and

the halocline. But, our observations have shown that a simple linear dependence of total phosphorus upon salinity cannot give quite accurate description of phosphorus dynamics during the thermocline autumn destruction and the winter homogenization of the upper layer. Thus, phosphorus circulation between the layers occurs against a highly variable salinity background and quite close relationships of phosphorus and salinity in the upper layer may be only within a relatively short period of no considerable deep water renewal or increased river discharge. Being the most simple in terms of modelling the relationships, the winter is important in prognosing the spring phytoplankton development by the data on nutrients, and undoubtedly basic in estimating the trends in nutrient content. Average weighted value of total phosphorus in the 0–20 m layer for December to March of 1974–1984 is expressed by Eq. (9).

The ratio salinity in the 0–20 m layer to the salinity at the depth of 80 m characterizes upward transport of salts from the halocline, temperature in the 0–20 m layer in the August of the previous year – the thermocline stability, and thereby related phosphorus concentration in late summer attributed to the vertical exchange activity. Total phosphorus concentration in the 0 to 60 m layer is approximated analogically by Eq. (10). With the extension of the layer, the significance of  $x_{12}$  in the system of factors increase, and the determination coefficient and  $F$ -criterion decreases.  $x_{23}$  participates in the approximation essentially (the regression coefficient is negative) and is significant for the relationship according to  $t$ -criterion.

To find out more universal relationship of phosphorus concentration in the 0–20 m layer with environmental parameters for a season, an optimum complex of factors has been searched for to reflect the influence of

hydrodynamics and of biological processes. The observations for the years 1974–1984 are best described by Eq. (11).  $x_{26}$  explains 34% of  $y$  variance,  $x_{25}$  – 18%,  $x_{17}$  – 15%, and  $x_{12}$  only 1.9%. Caused by the horizontal water circulation ( $x_{24}$ ) phosphorus maximum exerts an influence of only 0.6%, but is more significant than  $x_{12}$  and  $x_{25}$  according to  $t$ -criterion and is only slightly lower than  $x_{17}$ . All the factors are statistically significant,  $\alpha \ll 0,001$ . When testing the significance of factors, oxygen (percents of saturation) for the 0–40 m layer was omitted. Oxygen was formally used in an attempt to take into account the influence exerted by an uneven phosphorus sedimentation with detritus over the year. The system of standard characteristics is not so good for describing the phosphorus concentration in the 0 to 60 m layer than in the upper (Eq. (12)). The influence of  $x_{26}$  diminishes sharply, and the effect of other factors increases, especially of  $x_{24}$ ,  $x_{12}$ , and  $x_{25}$ . The influence of  $x_{24}$  upon the  $y$  variance shows a tendency to increase when the layer's boundary is deeper. It is essentially inexplicable, and is likely to be a statistical effect. In Eq. (12) the influence the factors is as follows:  $x_{25}$  – 26%,  $x_{26}$  – 14%,  $x_{18}$  – 10%,  $x_{24}$  – 4%, and  $x_{12}$  – 3.4%. All the factors are significant ( $\alpha < \text{or} \ll 0,001$ ).

**Southern part of the Gotland Basin (Stat.-BY 9A).** For oxygen ranging from 0.2 to 6.2 cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup>, phosphate and total phosphorus concentration at separate depths is described by linear functions, (13) and (14), respectively. Salinity and temperature are not significant. For phosphate and total phosphorus in the upper layer (oxygen over 6.2 cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup>) oxygen is insignificant (Eqs. (15), (16)). Total phosphorus concentration throughout the vertical of the region is

approximated by Eq. (17). Factors  $x_9$ ,  $x_{10}$ , and  $x_{11}$  effect  $y$  variance by 60%, 25% and 5.6%, respectively. The level of their significance is  $\alpha \ll 0.001$ .

Phosphorus concentration in the upper layer in December to March is described by Eqs. (18) and (19). Factors  $x_{19}$ ( $x_{20}$ ) together with  $x_{13}$  characterize the most properly the phosphorus uplift. In contrast to the Gotland Deep, determination coefficient increases in relation to the extension of the layer considered.

The winter concentration of phosphate, approximated using the data for the 1962 to 1986 period, is characterized by a closer dependence upon the factors than that of total phosphorus for the years 1974–1986. In Eqs. (20) and (21) variability of  $y$  is mainly caused by fluctuations of  $x_{19}$ ( $x_{20}$ ) and of  $x_{14}$ , i.e. by the upward transport of phosphorus from the deep water. With the extension of the layer thickness the influence of  $x_{14}$  increases from 17% (Eq. (20)) to 47% (Eq. (21)). Eq. (21) is convenient for receiving the characteristics of tendencies necessary for properly picturing the effect of the long-term phosphorus accumulation in the deep water exerted an influence upon the surface water.

Annual changes of total phosphorus concentration in the 0–20 m layer may be described by the Eq. (22). The effect of  $x_{24}$  is insignificant for the relationship in both, the 0–20 m and 0–60 m layer. The influence of  $x_{26}$  is 41%, and only 7% of  $y$  variance are explained by  $x_{13}$ . When the lower boundary of the layer approaches the halocline, the effect of  $x_{13}$  increases: in the 0–60 m layer 25% ( $\alpha \ll 0.001$ ). The reliability of approximations increases also.

**The Gdansk Deep.** Phosphorus concentration in the intermediate and the deep layers (oxygen range 0.4 to 6.3 cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup>) is described by Eqs. (25)–(28). Relationships of

phosphorus with oxygen are weaker than in the areas considered above. Introducing temperature ( $\alpha < 0.01$ ) into Eqs. (25) and (26) increases the reliability of calculations. Phosphate concentration in the upper layer (oxygen over 6.3 cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup>) may be found from Eq. (29) where  $x_8$  and  $x_7$  are the most influential factors, 51% and 29%, respectively. All the factors are significant ( $\alpha \ll 0.001$ ). In the Eq. (30) for total phosphorus the influences of  $x_7$  and  $x_8$  are reversed. The influence of oxygen is insignificant. The reliability of the relationship obtained was higher than for total phosphorus, and was also confirmed by the data for the southern part of the Gotland Basin. For concrete depths of the entire water thickness total phosphorus concentration is a function of oxygen and temperature (Eq. (31);  $\alpha \ll 0.001$ ), and salinity is insignificant in contrast to northern areas.

Total phosphorus concentration in the upper layers in winter (February) is approximated by Eqs. (32) and (33). Multiple correlation coefficient and the influence of  $x_{13}$  and  $x_{19}$ ( $x_{20}$ ) increase in those equations when the lower boundary of the layer approaches to the halocline. The influence of  $x_{13}$  is 54% for the 0–60 m layer. Factor  $x_{23}$  influences the dependence essentially.

The relationships found for the winter concentration of phosphate are more reliable (Eqs. (34) and (35)) than for total phosphorus. Observations were more numerous for the former, though. The influence of  $x_{14}$  is up to 85% in the 0–60 m layer (35). It is worth mentioning, that  $x_{23}$  participates with plus-sign that does not agree with the predetermined sense of the factor, and was observed in the southern part of the Gotland Basin.

Seasonal dynamics of total phosphorus concentration in the upper layers of the Gdansk Deep are relatively poorly expressed



through the used standard characteristics. For the 0–20 m layer (Eq. (36)), only  $x_{26}$  ( $\alpha \ll 0.001$ ),  $x_{24}$  ( $\alpha < 0.1$ ), and  $x_{19}$  ( $\alpha < 0.1$ ) are significant. The absence of the influence of  $x_{13}$  and real significance of  $x_{24}$  in the Eq. (36) state horizontal circulation to be the main factor controlling phosphorus concentration in the upper layer of the Gdansk Deep. The effect of the phosphorus uplift from the halocline (5% of the influence) is statistically confirmed only for the 0–60 m layer (Eq. (37)).

**The North Deep (Stat. BY 28B).** Phosphorus concentration in the halocline and the deep layer (oxygen range 0.2 to 5.7 cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup>) is described by Eqs. (38) and (39). Eqs. (40) and (41) are found for phosphorus concentration in the upper layer (oxygen over 6.4 cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup>). The three standard predictors are significant for phosphate ( $x_8$  and  $x_6 - \alpha \ll 0.001$ ,  $x_7 - \alpha < 0.1$ ). For total phosphorus,  $x_7$  is insignificant, the influence of  $x_6$  has diminished (to 0.5%), but its high significance according to *t*-criterion is preserved ( $\alpha < 0.001$ ). The Eq. (42), general for the entire water layer of the Deep promotes higher quality of calculations than model equations for the rest of the sea areas. According to *t*-criterion  $x_9$  and  $x_{11}$  correspond to  $\alpha \ll 0.001$  and  $x_{10}$  to  $\alpha < 0.1$ .

The total phosphorus concentration in the upper layers in winter (December to March) is described by Eqs. (43) and (44). Combination of  $x_{21}$  ( $x_{22}$ ) with  $x_{15}$  was the most proper for featuring the phosphorus uplift from the halocline.  $x_{23}$  is significant for the dependence (44) according to  $\alpha < 0.1$ , and its effect similar to  $x_{15}$ , i.e. increases when of the layer thickness extends.

Winter concentration of phosphate is approximated by Eqs. (45) and (46). Total phosphorus concentration in the upper layers over the year may be calculated by

the Eqs. (47) and (48). With the extension of the layer determination, coefficient and relative influence of  $x_{26}$  diminish. The effect of  $x_{24}$  on  $y$  is not over 3% for the 0–20 m layer and decreases to 0.7% for the 0–60 m layer, but is significant according to  $\alpha < 0.1$ .  $x_{15}$  essentially determines phosphorus in the 0–20 m layer only (influence of a less than 5%). Thus, interpreting the equation's parameters, total phosphorus concentration in the upper layer of the North Deep is controlled mainly by the substance horizontal transport and mixing within this layer, and mass exchange with the halocline is likely to be of minor importance.

#### 4. Conclusions

Phosphates and total phosphorus concentration in the deep water of the Baltic may be approximated upon the oxygen (and hydrogen sulphide) content. But, due to the long-term phosphate variability in relation to oxygen (and hydrogen sulphide) approximations are more reliable for the short term periods. As a rule, introduction of salinity and temperature has not a considerable effect. For separate horizons of the upper layer, total phosphorus concentration is well described through salinity and temperature ( $r^2 = 0.51 \div 0.73$ ). Oxygen content is insignificant for the relationship (the North Deep excluded). But when describing phosphate amount in this layer, this parameter becomes significant according to *t*-criterion. Oxygen participation is essential (with minus-sign), but explains not more than 4.5% of  $y$  variance. It should be mentioned however, that the influences upon total phosphorus, taken into account by predictors, are higher than in the equations for the layers in which characteristics of concrete influences are chosen directionally. In the

calculations for the layers, standard regression error was usually lower, but the periods characterized were different. The phosphate concentration in the upper layer has good statistical indices of dependence upon temperature, salinity and oxygen, but may be calculated according to the equations found only for picturing the general phosphates dynamics since oxygen does not properly take into account the influence of the phosphorus metabolic cycle. Because of the inability of simple calculations to show biological influences, the search for more informative relationships for variability of phosphates amounts in the upper layers has not been carried out. The equations for total phosphorus of the entire sea vertical have  $r^2 = 0.83 \div 0.97$ , which show the applicability of standard hydrographic indices in formal expression of nutrients' parameters in water masses. In concrete calculations, the relations obtained for the upper and the deep layer separately, are preferable.

The system of parameters characterizing the phosphorus uplift from the deep water and pre-autumn pool of nutrients in the upper layer may be used in the description and forecasting of phosphorus concentration above the halocline in winter. The factors used in calculations explain 23 to 75% of total phosphorus variance and 40 to 89% of phosphate. The calculation error ranges from 0.10 to 0.12. The significance of the phosphorus in the halocline and of vertical mixing intensity is  $\alpha < 0.01 \div \alpha \ll 0.001$ . Temperature in the 0–20 m layer in August of the previous year is insignificant as a rule according to *t*-criterion ( $\alpha \ll 0.1$ ), the southern part of the Gotland Basin excluded. This factor reversely correlates with total phosphorus for the Gdansk, Gotland, and

North Deeps, and with phosphate for the North Deep. This type of relationship shows that the stabler is the summer stratification of the upper layer in the areas mentioned, the more limited is the uplift of substances to the surface through the thermocline and to the underlying water below the thermocline from the halocline. But, for total phosphorus and phosphate in the southern part of the Gotland Basin and for phosphate in the Gdansk Deep the dependence is positive and of a high significance for phosphates of the former area ( $\alpha < 0.005$ ). Provided the real processes in the basis are regional differences, the interpretation is likely to be found first in the fact that the hydrochemical situation in the southern part of the Gotland Basin is controlled by the local cyclonic motion of water masses. In this area and in the Gdansk Deep, the determination coefficient of the relationship is the lowest for the uppermost layers. For the Gotland and the North Deeps it is stable for the 0–20 m and 0–40 m layers<sup>1)</sup> but lower for 0–60 m layer. Throughout the areas the influence of the phosphorus pool in the halocline increases with depth.

The concentration of total phosphorus in the upper layer within the year may be approximated using the characteristics of substance redistribution between the layers and by adding the index of horizontal transport of water masses (difference in salinity between 20 m and 0 m), i.e. the effect of the water of coastal zones and of the Gulfs in concrete areas. In contrast to the winter, in this case temperature and salinity are introduced into the system of predictors in the 0–20 m layer giving the information about the intensity of vertical processes and about (salinity) spreading of coastal water

<sup>1)</sup> The data for the 0–40 m layer were not considered, but are taken into account in the analysis.

into the open sea. But, plus-sign of salinity (0–20 m) in the equations shows that this factor actually indicates vertical exchange. Difference in salinity between 20 m and 0 m is different in the relationships for different areas. In the southern part of the Gotland Basin it is insignificant, and in the Gdansk Deep it is significant ( $\alpha < 0.1$ ) for the 0–20 m layer only. When the lower boundary of the layer is deeper, its influence in the North Deep is lower ( $\alpha < 0.1$ ), and in the Gotland Deep is higher ( $\alpha \ll 0.001$ ). The latter may be due to statistical effect. The North Deep excluded, the effect and the significance of the phosphorus pool in the halocline increases with the extension of the layer considered.

But absolute values of this effect are usually low and only for the southern part of the Gotland Basin are over 5%, being up to 25% for the 0–60 m layer. Relatively small contribution of the deep water phosphorus pool to the relationships may be caused by relative displacement of operating water masses in time, i.e. by possible discrepancy of water layers used in statistical analysis as a "donor-acceptor of phosphate" system. And besides, a statistical account of the exchange between the halocline and the quasihomohaline zone is complicated by the three-layer structure of water masses in the Baltic. The presence of a compensation uplift of substances through the halocline lower boundary defines direct proportionality in the phosphorus dynamics of the upper and intermediate layers. This direct dependence is overlapped by a reverse one that is formed through the biosedimentation and migration of organisms inducing the downward flow of substances enriching the halocline. In statistical analysis this process may also diminish the effect exerted by the phosphorus pool in the halocline upon the phosphorus concentration in the upper layer

and even make it insignificant. The North Deep obviously demonstrates the difficulties in statistical account of the halocline phosphorus transport into the upper layers. The deep water phosphorus pool is insignificant for the phosphorus of the 0–40 m and 0–60 m layers. The presence of salinity ratios for the "donor-acceptor of phosphate" layers in the system of predictors increases the effect of phosphorus in the halocline insignificantly. Temperature (0 to 20 m) influences all the layers considered testifying most of all to the fact that the summer stratification limits not only the redistribution of substances in the quasi-homohaline layer, but reduces also this process in the upper boundary of the halocline. Only for the 0–40 m and 0–60 m layers of the Gotland Deep and the 0–60 m of the North Deep, salinity (0–20 m) becomes of primary importance and confirms the significance of the summer stratification of the water above the halocline. In the Gdansk Deep the ratios of salinity are of no great moment for the layers supplying and accepting phosphorus. Concentration of phosphorus in the 0–20 m layer of that area is considerably controlled by horizontal transport of substances. The reliability of picturing the phosphorus concentrations in the North and Gotland Deeps decreases with the extension of the water layer as in case with the winter. For the remaining areas, it changes insignificantly within the layers. For the two former regions the reverse relationship between the determination coefficient and the layer thickness is formed and mainly results from the decreased influence of the summer stratification stability characteristics when the boundary of the layer considered becomes deeper. Hence, one may conclude that in the Gotland and the North Deeps phosphorus conditions in the zone between the thermocline and the halocline

are governed by regularities different from those for southern areas. Standard regression error is 0.11–0.16. The lowest one is found for the Gotland Deep: 0.11–0.13. Seasonal dynamics of phosphorus close to real the one may be found from the equations obtained. But, relative error of the values calculated is rather high, and annual means vary in different regions between 16 and 21%. The great part of inexplicable influences of 30 to 59% (in the 0–60 m layer of the North Deep of up to 81%) is explained by scant information given by standard indices characterizing the substance transport, absence of indicators of biosedimentation, and by linearization of actual nonlinear relationships. The same sources of inaccuracy have diminished the reliability of approximations for the winter investigated separately.

Thus, multiple linear regression equations have been found for phosphorus concentration related to the factors reflecting the influence of real processes. Of course, interpretation of results obtained is of a highly qualitative character, and in the case of regional differences in statistical parameters in particular. Model equations considered may be used in the phosphorus concentration calculations in theoretical considerations and in practice. Taking into account the processes and phenomena controlling phosphorus concentration, the equations obtained for the layers are applicable in predictions, although correlation coefficients are not high at all. Other equations may be used only for the period when data were collected. When extrapolating the relation-

ships obtained for the period investigated, the dependence should be examined since the situation in the sea varies. Verification of a number of models on independent data has shown that the difference between the calculated values and real ones are not over the standard regression error.

#### Acknowledgments

I wish to thank the staff of the Computing Centre for the calculations performed, Dr. M. KALEJS for the data on salinity, temperature, and oxygen, and Dr. S. HOZIOSKY for helpful suggestions.

#### References

- YURKOVSKY, A. K.; KHOZIOSKY, S. A.: The analysis of the by layer, seasonal and long-term dynamics of phosphorus in the Baltic Sea using the data from the Gotland Deep. — *Okeanologiya* 22 (1982), 584–589 (in Russian).  
 YURKOVSKY, A. K.: Regressional models for phosphorus concentration and seasonal variability. — *Okeanologiya* 27 (1987), 407–413 (in Russian).

Address of the author:

Dr. AIVARS YURKOVSKIS  
 Baltic Fisheries Research Institute  
 (BaltNIIRCH)  
 6 Daugavgrivas Street, 226049 Riga, Latvia

Received: November 22, 1988

Accepted: August 23, 1989

EBERHARD HAGEN

## On zonal structures of the 15 °C–18 °C layer thickness in the central eastern North Atlantic

With 3 figures

The Institute of Marine Research Rostock-Warnemünde carried out an expedition on r/v "A. v. Humboldt" in the central eastern North Atlantic from July to October 1989. The area under investigation is shown in Fig. 1. At each station mapped the CTDO (O for dissolved oxygen) profiles were obtained, using the OM-87 measuring system, from the sea surface down to a pressure level of about  $P = 1500$  db. An example is given in Fig. 3.

This note reports on preliminary results from three extended zonal sections at latitudes 32° N, 21° N, and 10° N. The zonal spacing was generally 30 nm. Commonly, the characteristic spatial scale of baroclinic motions is well described by the radius of deformation  $R$  observed in the order of some ten kilometers. Therefore, such processes trapped near the  $R$ -scale cannot be removed from our data. The lowest zonal resolution is about 60 nm, roughly 110 km. With respect to aliasing errors, we can speculate that the time scale corresponding to these small spatial scales is, in all probability, related to very low frequency fluctuations involving much longer variation periods than the time needed for hydrographic measurements along a zonal section shown in Fig. 1.

The layer thickness between the isotherms of 15 °C and 18 °C is expressed in the following by the pressure difference  $\Delta P$ . This temperature range was selected in order to detect disturbances enclosed within the upper baroclinic layer which are located above the level of about 300 db.

The thermocline observed in the range between 16 °C and 19 °C is, according to KÄSE et al. (1986), a characteristic feature related to the local wintertime convection in the northern part of the Canary Basin. This range of temperature includes

the thermic properties of the "Madeira Mode Water" during winter conditions. As pointed out by SIEDLER et al. (1987), this kind of intermediate water completely disappears, due to mixing processes, during the summer season. Therefore it was interesting to inspect this layer under summer environmental conditions with regard to some remainders of this thermocline. The zonal structures of  $\Delta P$  are compared with corresponding mean values, obtained from LEVITUS (1982) for the winter season, in Fig. 2. We may state following conclusions from Fig. 2:

- At 32° N, zonal structures of actual  $\Delta P$  show significantly smaller values between 25° W to 33° W for actual summer conditions due to the absence of water renewal within intermediate layers, but we could speculate on a remainder of this thermocline by a relative maximum of  $\Delta P$  detected at 24° W; compare the summer case for the homogeneous layer between 17° to 18 °C in SIEDLER et al. (1987).
- At 32° N and west of 25° W, the general tendency of both curves delineated in Fig. 2 is, in principle, similar under the permanent influence of a southerly flowing branch of the Azores Current bounded to the east by a relative minimum of  $\Delta P$  around 33° W, cf. KLEIN and SIEDLER (1989).
- The zonal structures of stretching and shrinking of the layer investigated is largest at the latitude of 21° N under conditions of permanent northeast trades; a typical zonal gradient could be 30 db/100 km.
- Those disturbances only give a slight indication of regular "wavelike zonal pattern" with a mean zonal "wave length" of about 300 km at 21° N; at this section, a time difference of

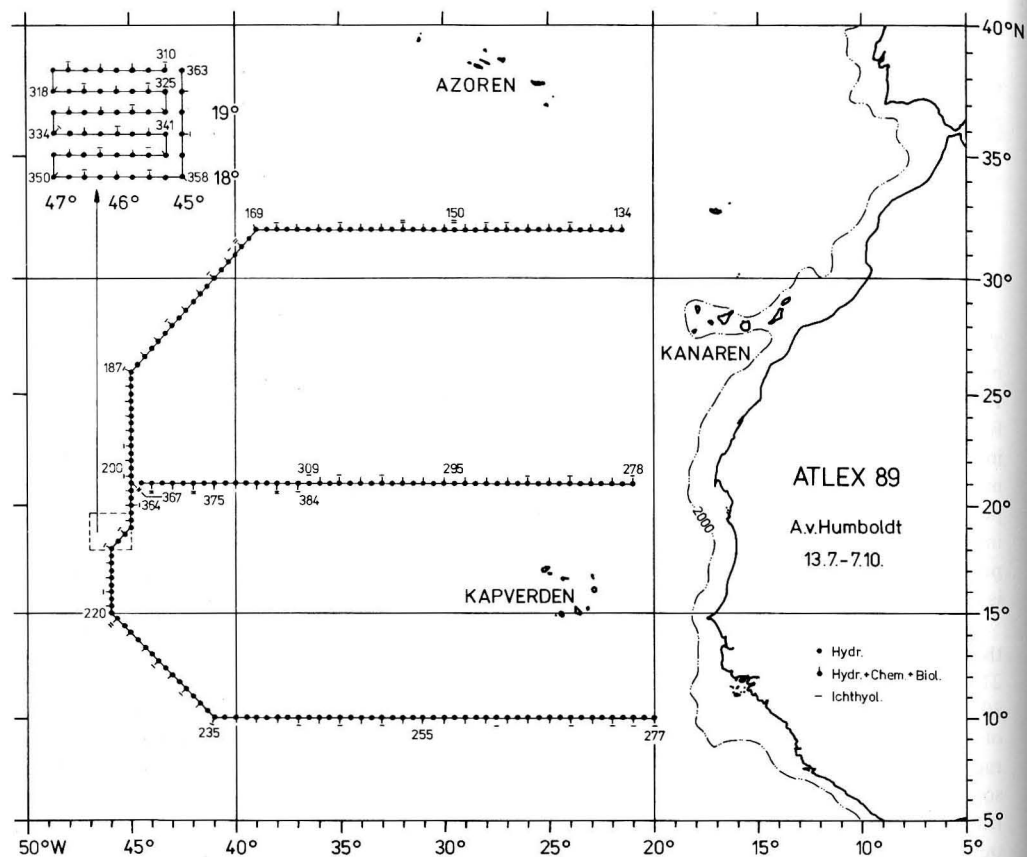


Fig. 1  
Location of hydrographic stations (dots) measured by r/v "A. v. Humboldt" from July to September 1989 during the ATLEX-89 cruise in the central eastern North Atlantic (Azoren = Azores, Kanaren = Canary Is., Kapverden = Cape Verde Is.)

309 h and a zonal separation of 104 km was estimated for analogical values of  $\Delta P$  between stations 308 and 383; these two values give a zonal speed of 0.09 m/s, which lies in the order of the westward dispersion of annual forced Rossby waves radiated from the coastal region to the west as discussed by HAGEN and SCHEMAINDA (1989).

- At 21° N, for instance, a relative maximum of  $\Delta P$  was observed at station 295 while a relative minimum was indicated at station 293 in Fig. 2; hydrographic conditions related to dif-

ferent peak values of  $\Delta P$  correlate with distinct values of salinity and dissolved oxygen as shown in Fig. 3; in this example, lower salinities are measured above 250 db and, except the layer placed beneath the seasonal thermocline ( $300 \leq P \leq 450$ ) db, lower oxygen values are observed down to 1200 db at station 295.

- At 10° N, the smallest values of zonal variations of  $\Delta P$  which are obviously connected with slight layer deformations are clearly demonstrated for both kind of curves. Only a weak evidence was obtained for wave-like

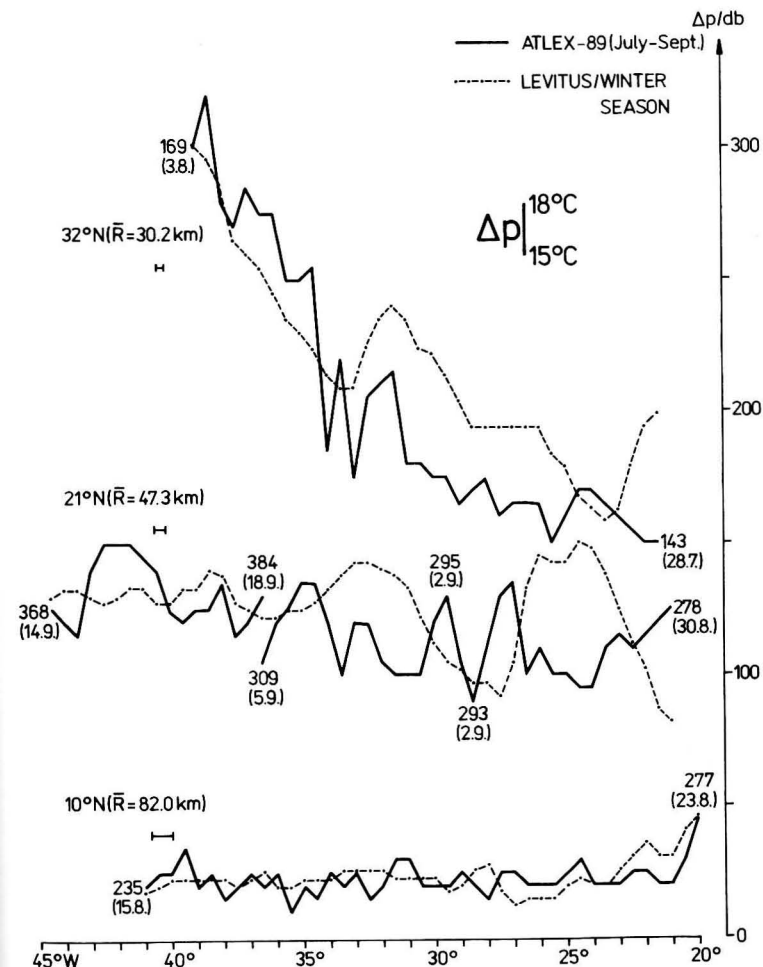


Fig. 2  
Zonal distribution of the layer thickness between the isotherms of 15°C–18°C, expressed by pressure differences  $\Delta P$ , for the actual summer situation of ATLEX-89 and for a mean winter season according to LEVITUS (1982) (dashed line); the mean zonally averaged radius of deformation  $\bar{R}$  describes a characteristic spatial scale of baroclinic motions and was taken from EMERY et al. (1984) for the areas enclosed between (20°–45°) W, (30°–35°) N, (20°–25°) N, and (10°–15°) N

structures along this latitude but a relative maximum of  $\Delta P$  is clearly expressed in the area of the Guinea Dome at 22° W which has been described more in detail by HAGEN and SCHEMAINDA (1984).

Furthermore, we can find some indications of the zonal behaviour of meridional thickness gradients ( $\Delta P/\Delta y$ ) (y directed to the north) in Fig. 2.

Firstly, between 32° N–21° N, two local minima result for mean wintertime conditions at 24° W

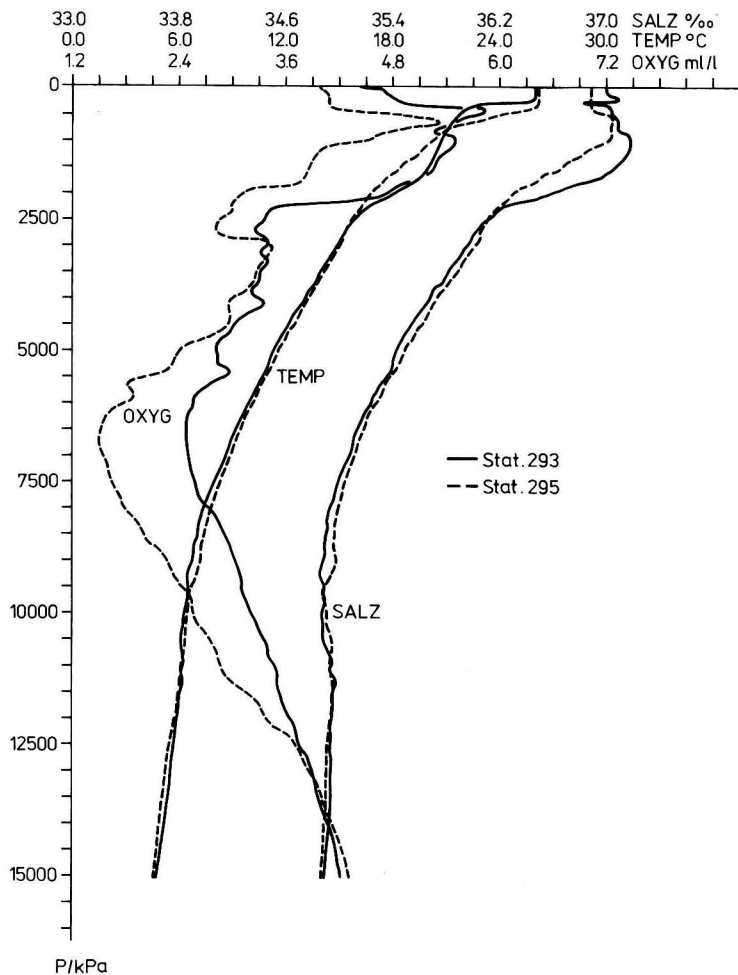


Fig. 3  
Comparison of vertical profiles for temperature (TEMP), salinity (SALZ), and dissolved oxygen (OXYG) observed at station 293 (28.5° W) which is marked by a relative minimum of  $\Delta P$  with corresponding profiles measured at station 295 (29.5° W) (dashed line) which is indicated by a relative maximum of  $\Delta P$  in Fig. 2

and at 33° W, while other local minima are detected for actual summer conditions in the east of 21.5° W, also at 27.5° W, at 29.5° W, and around 33° W. We can expect strong seasonal changes of ( $\Delta P/\Delta y$ ) to the east of 21.5° W due to coastal upwellings. Further annual variations are to be

expected, possibly due to the wintertime convection in the north, around 24° W, and between 27° W and 31° W. A strong annual persistence of those gradients is shown zonally near the longitude of 33° W which could be connected to the western most branch of the three-banded recircu-

lation structure described by KLEIN and SIEDLER (1989).

Secondly, between 21° N–10° N, a regional minimum of ( $\Delta P/\Delta y$ ) is designated for mean winter condition at 21° W due to the influence of coastal upwellings in the east. A weaker minimum is found to be located around 28° W. For actual summer conditions, some minima are detected, for example at 24.5, 28.5, 31.5, 33.5, 39.5° W. Between 21° N and 10° N there is no indication of a seasonal persistence either for zonal or for meridional gradients indicating steady state geostrophical currents to the west of 26° W. However, we can expect strong seasonal changes in geostrophical motions embedded within the layer investigated to the east of the Guinea Dome.

## References

- EMERY, W. J.; LEE, W. G.; MAGAARD, L.: Geographic and seasonal distribution of Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the North Pacific and North Atlantic. — *J. Phys. Oceanogr.* **14** (1984), 294–317.

HAGEN, E.; SCHEMAINDA, R.: Der Guineadom im ostantlantischen Stromsystem. — *Beitr. Meereskd.* **51** (1984), 5–27.

HAGEN, E.; SCHEMAINDA, R.: Mittlere und jahreszeitliche Strukturen im Unterstrom (UUC) des Auftriebsgebietes vor Nordwestafrika. — *Beitr. Meereskd.* **59** (1989), 19–45.

KÄSE, R. H.; PRICE, J. F.; RICHARDSON, P. L.; ZENK, W.: A quasi-synoptic survey of the thermocline circulation and water mass distribution within the Canary Basin. — *J. Geophys. Res.* **91** (1986), 9739–9748.

KLEIN, B.; SIEDLER, G.: On the origin of the Azores Current. — *J. Geophys. Res.* **94** (1989), 6159–6168.

LEVITUS, S.: Climatological atlas of the world ocean. — NOAA Technical Papers No. 13 (1982), 173 pp.

SIEDLER, G.; KUHL, A.; ZENK, W.: The Madeira mode water. — *J. Phys. Oceanogr.* **17** (1987), 1561–1570.

Address of the author:

E. HAGEN  
Institut für Ostseeforschung  
O-2530 Warnemünde

## In memoriam GÜNTHER SAGER

Am 27. Dezember 1991 verstarb im Alter von 68 Jahren unser langjähriger Mitarbeiter Dr. rer. nat. habil. GÜNTHER SAGER. Sein Leben und Wirken für die deutsche Meeresforschung ist eng mit der Geschichte des Instituts für Meereskunde in Warnemünde verbunden.

GÜNTHER SAGER wurde am 4. Juni 1923 in Rostock geboren, legte im Jahre 1942 an der Oberrealschule in Rostock die Reifeprüfung ab und begann im gleichen Jahr an der TH Stuttgart ein Studium in der Fachrichtung Bauingenieurwesen. Als 20jähriger wurde er in den Strudel der Kriegsergebnisse hineingezogen und konnte erst im Jahre 1946 das Studium in der Fachrichtung Mathematik und Physik an der Universität Rostock fortsetzen, das er 1950 mit dem Staatsexamen für das höhere Lehramt abschloß. An der Universität Leipzig promovierte er im Jahre 1961 zum Dr. rer. nat. und habilitierte im Jahre 1964.

Nach Lehraufträgen an mehreren höheren Bildungseinrichtungen in Greifswald und Warnemünde begann im Jahre 1952 zunächst im Ostsee-Observatorium des Seehydrographischen Dienstes und seit 1958 im Institut für Meereskunde Warnemünde seine fast 40jährige Tätigkeit auf verschiedenen Teilgebieten der Meeresforschung. Während er sich anfangs Problemen der Wasserstands- und Eisvorhersage widmete, fand er in den Gezeiten des Meeres ein Aufgabengebiet, das ihn zeit seines Lebens gefesselt und faszi-

niert hat. Die Arbeiten an der Gezeitenproblematik, bei der sich die Vorgänge in der Natur im allgemeinen an Hand mathematisch lösbarer analytischer Gleichungen beschreiben lassen, prägte seine weitere fachliche Tätigkeit. Seine wissenschaftliche Leistung auf dem Gebiet der Meeresgezeiten, insbesondere die Herausgabe neuartiger Gezeitenatlanten für die Nordsee und die angrenzenden Gewässer, fand breite internationale Anerkennung. Dazu trugen auch seine Bücher „Gezeitenvoraussagen und Gezeitenrechenmaschinen“ (1955), „Gezeiten und Schifffahrt“ (1959), „Ebbe und Flut“ (1960), „Naturgewalt Meer“ (1972), „Mensch und Gezeiten“ (1987) und „Schiffe, Schlachten und Gezeiten“ (1990) bei.

Über 10 Jahre beschäftigte er sich dann überwiegend mit Fragen der Meeresakustik und anschließend mit Problemen der Biometrie, speziell der Parametrisierung von empirischen Wachstumskurven. Das letztere Arbeitsgebiet, das er auch nach seiner schweren Erkrankung und der daraus resultierenden vorzeitigen Versetzung in den Ruhestand im Jahre 1987 fortführte, machte ihn sowohl bei Meeres- und Fischereibiologen als auch Botanikern, Zoologen sowie Human- und Veterinärmedizinern bekannt.

Die Liste seiner wissenschaftlichen und populärwissenschaftlichen Publikationen umfaßt rund 450 Titel, darunter 8 Bücher und Atlanten. GÜNTHER SAGER war ein

rastlos schaffender Wissenschaftler, der sich mit großem Fleiß der Erforschung meereswissenschaftlicher Problemstellungen widmete und noch bis zuletzt voller Ideen und Pläne steckte. Er war aber auch ein sensibler, kritischer und nicht immer bequemer Mitarbeiter. Auch unter Erduldung persönlicher Rückschläge vermied er es, sich mit Systemen zu arrangieren, die die Freiheit des Geistes einschränkten.

Die deutsche Meeresforschung verliert in GÜNTHER SAGER einen Ozeanographen der alten Schule und eine ausgeprägte Wissenschaftlerpersönlichkeit, die seinen Mitarbeitern und Kollegen, die ein weites Stück gemeinsamen Weges mit ihm zurückgelegt haben, stets in lebendiger Erinnerung bleiben wird.

*Wolfgang Matthäus, Dieter Lange*

## Laudatio für FRIEDRICH MÖCKEL anlässlich des 72. Geburtstages (24. Oktober 1991)

Lieber Herr Dr. MÖCKEL!

Es ist für mich eine besondere Freude, daß ich Ihnen als einem langjährigen Weggefährten persönlich zu Ihrem 72. Geburtstag gratulieren kann, und ich sehe es als eine Ehre an, daß ich Ihnen im Namen der Institutsleitung und aller Institutsmitarbeiter, im Namen Ihrer Freunde, Kollegen und Schüler für die fast 30jährige Mitarbeit danken darf.

Als Sie am 1. 1. 1962 in das Warnemünder Institut für Meereskunde eintraten, befand es sich gerade in der Phase des steilsten Aufstiegs. 1958 im Rahmen des Seehydrographischen Dienstes (SHD) gegründet und 1960 der Deutschen Akademie der Wissenschaften (AdW) zu Berlin angeschlossen, hatte sein Gründungsdirektor, Prof. Erich BRUNS, die einmalige Chance gehabt, ein Institut für Meereskunde aus dem Nichts – sozusagen „auf der grünen Wiese“ – aufzubauen.

Als Wasserbau-Ingenieur hatte sich BRUNS ganz besonders der Frage der Forschungsgeräte angenommen. Ohne Zeit zu verlieren, nutzte er alle Möglichkeiten, um die benötigten Instrumente zu beschaffen. Da jedoch in den allerwenigsten Fällen ein Kauf oder Import möglich waren, mußte er sie entwickeln und bauen lassen. Auch wenn einige seiner Projekte, wie die fernmessende Boje, den wirtschaftlichen und technischen Möglichkeiten der damaligen

DDR zu weit vorausreichten, war anderen ein bemerkenswerter Erfolg beschieden. Ein Beispiel für die letzteren war der sogenannte TS- oder Temperatur-Salzgehalts-Fühler, ein Vorläufer der späteren CTD-Sonden.

In dieser Phase traten Sie, Herr MÖCKEL, als ein Physiker, der bereits reiche Berufserfahrung gesammelt hatte, in das IfM ein. Nach der Entwicklung einiger kleinerer Meßgeräte wurde Ihnen von der Institutsleitung die große Aufgabe gestellt, den vorrangig noch mit elektromagnetischen Relais arbeitenden TS-Fühler durch eine voll elektronische CTD-Sonde abzulösen. Mit einem beispielhaften Einsatz erarbeiteten Sie die notwendige wissenschaftlich-technische Konzeption für ein Gerät, das bald unter der Bezeichnung „Bathysonde BS 63“ in den Routineeinsatz gelangte und die Skeptiker von den Vorteilen der modernen elektronischen Meßtechnik gegenüber der klassischen Methode mit Kippthermometern und Wasserschöpfnern überzeugte und später die Grundlage für die „Ozeanologischen Meßketten“ OM-75 und OM-87 bildete.

Aus der Retrospektive beurteilt, verdient besonders hervorgehoben zu werden, daß Sie in mehreren Beziehungen absolut neue, richtungweisende Maßstäbe setzten, so mit dem Konzept der separablen Sensoren. Obgleich dieses Konzept als logisch, ja sogar als zwingend erscheint, hat es sich erst viel später und nur allmählich in der ozeanographischen Meßtechnik durchsetzen können.

Die außerordentlich hohen Genauigkeitsanforderungen von Seiten der physikalischen Ozeanographen machten auch den Aufbau eines Kalibrierlabors für Präzisionsensoren — welches als „Meßtechnische Prüfstelle des ASMW für ozeanographische Temperaturinstrumente“ anerkannt war — sowie eines Hochdrucklabors für Festigkeits-, Dichtigkeits- und Funktionsprüfungen erforderlich.

In der Mitte der 70er Jahre hatten Sie die Möglichkeit, eine größere Zahl an Absolventen einzustellen. Besonders seit dieser Zeit wirkten Sie deshalb auch als Lehrer, nicht nur im Labor, sondern auch auf See.

Es ist nicht möglich, alle von Ihnen eingeleiteten oder betreuten Entwicklungen aufzulisten. Deshalb möchte ich hier nur noch die im Zeitraum 1981–85 weit vorangetriebenen Arbeiten zum Aufbau eines automatischen Meßnetzes vor der Ostseeküste nennen. Als Geräteträger wurde hierfür eine innovative Lösung entwickelt: ein selbstaufrichtender, kardanisch am Meeresboden verankerter starrer Mast.

Sie waren aber zu vielseitig, um sich mit der Entwicklung von Geräten zufrieden zu geben. Mit größtem Interesse verfolgten Sie stets die ozeanographische Interpretation der mit „Ihrer“ Technik gewonnenen Resultate.

Wenn man über Dr. MÖCKEL spricht, muß man auch über sein Wesen ein Wort verlieren: Unter einer rauhen Schale verbirgt

sich ein empfindsamer Kern! Er pflegt nicht durch die Blume zu sprechen, sondern nennt die Dinge direkt beim Namen. Jemand, der ihn nicht kennt, kann dadurch leicht verschreckt werden. Seine Freunde aber wissen sein ehrliches Urteil zu schätzen. Und vor allem ist er ein Mensch, der sich keine Ruhe gönnt, weder auf einem Forschungsschiff noch im Labor. Als er die Altersgrenze von 65 Jahren erreicht hatte, war ihm nichts fremder als der Gedanke an den Ruhestand. Das Institut profitierte hiervon, denn er wirkte noch fast sieben Jahre — bis zum Mai 1991 — als Leiter der Meßtechnischen Prüfstelle.

Wenn es noch notwendig wäre, FRIEDRICH MÖCKELS Verdienste für das IfM zusammenzufassen, möchte ich es so ausdrücken: Er hat das wissenschaftliche Profil des IfM geprägt wie kaum ein anderer. Er hat eine leistungsstarke Gruppe engagierter Forschungsingenieure und -facharbeiter aufgebaut, die ihresgleichen nicht einmal im vereinigten Deutschland findet. Er hat eine Brücke zu unseren östlichen Nachbarn geschlagen, deren Bedeutung weit über das Fachwissenschaftliche hinausgeht.

Deshalb danken wir Ihnen, verehrter Herr MÖCKEL, ganz herzlich für die 30jährige Mitarbeit im IfM und wünschen Ihnen für den wohlverdienten Ruhestand gute Gesundheit, Freude und Glück.

*Klaus Striggow*