

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 55 · 1986

Contents

LUTZ BRÜGMANN Particulate trace metals in waters of the Baltic Sea and parts of the adjacent NE Atlantic . . .	3
EBERHARD HAGEN, RUDOLF SCHEMAINDA On actual and climatological vertical structures within the 1500 dbar top layer north-west off Cape Verde Islands	19
ANDREAS IRMISCH Investigations on the dissolved urea in the Baltic Sea (in German)	29
WOLFGANG MATTHÄUS Characteristics of stagnation periods in the deep water of the Baltic Sea (in German)	39
GÜNTHER SAGER Growth specific approximations for the Cockle <i>Cerastoderma edule</i> L. in the Waddenzee after data from BEUKEMA (1975—78) (in German)	55
RUDOLF SCHEMAINDA, EBERHARD HAGEN Structures of the density field for summer environmental conditions within the 100 m top layer off Northwest Africa (in German)	67
HERBERT SIEGEL, HANS-JÜRGEN BROSIN Regional differences in the spectral reflectance of sea water	71
<i>Scientific Notes</i>	79

Akademie-Verlag Berlin

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 55 · 1986



Akademie-Verlag Berlin

Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific
Research

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

*

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

Begründet von ERICH BRUNS

Herausgegeben von KLAUS VOIGT

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

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

*

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



Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Beiträge zur Meereskunde

Akademie der Wissenschaften der DDR

Institut für Meereskunde

- Bibliothek -

2.3 Warnemünde

Deutsche Demokratische Republik

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 55 · 1986

7986-1260

Inhalt

LUTZ BRÜGMANN Partikuläre Spurenmetalle im Wasser der Ostsee und angrenzender Teile des Nordostatlantiks (in Englisch)	3
EBERHARD HAGEN, RUDOLF SCHEMAINDA Über aktuelle und mittlere Vertikalstrukturen innerhalb der 1500-dbar-Deckschicht nordwestlich von den Kap Verden (in Englisch)	19
ANDREAS IRMISCH Untersuchungen über den gelösten Harnstoff in der Ostsee	29
WOLFGANG MATTHÄUS Charakteristische Eigenschaften von Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee	39
GÜNTHER SAGER Wachstumsspezifische Approximationen für die Herzmuschel <i>Cerastoderma edule</i> L. in der Waddenzee nach Daten von BEUKEMA (1975-78)	55
RUDOLF SCHEMAINDA, EBERHARD HAGEN Sommerliche Strukturen des Dichtefeldes in der 100-m-Deckschicht vor Nordwestafrika	67
HERBERT SIEGEL, HANS-JÜRGEN BROSI Regionale Unterschiede im spektralen Remissionskoeffizienten des Meerwassers (in Englisch)	71
wissenschaftliche Kurzmitteilungen	79

LUTZ BRÜGMANN	Луц Брюгман	
Particulate trace metals in waters of the Baltic Sea and parts of the adjacent NE Atlantic . . .	Партикулярные микроэлементы (металлы) в водах Балтийского моря и прилегающих частях северо-восточной Атлантики (на английском языке)	3
EBERHARD HAGEN, RUDOLF SCHEMAINDA	Эберхард Хаген, Рудольф Шемайнда	
On actual and climatological vertical structures within the 1500 dbar top layer north-west off Cape Verde Islands	О актуальных и климатических структурах в 1500 дбар верхнем слое северо-западных островов Зелёного Мыса (на английском языке)	19
ANDREAS IRMISCH	Андреас Ирмиш	
Investigations on the dissolved urea in the Baltic Sea (in German)	Исследования о растворенной мочеvine в Балтийском море (на немецком языке)	29
WOLFGANG MATTHÄUS	Вольфганг Маттэус	
Characteristics of stagnation periods in the deep water of the Baltic Sea (in German) . . .	Характеристики периодов стагнации в глубинных водах Балтийского моря (на немецком языке)	39
GÜNTHER SAGER	Гюнтер Загер	
Growth specific approximations for the Cockle <i>Cerastoderma edule</i> L. in the Waddensee after data from BEUKEMA (1975—78) (in German)	Приближения развития сердцевидных ракушек <i>Cerastoderma (Cardium) edula</i> L. в Ваддензее по данным Вейкема (1975—78) (на немецком языке)	55
RUDOLF SCHEMAINDA, EBERHARD HAGEN	Рудольф Шемайнда, Эберхард Хаген	
Structures of the density field for summer environmental conditions within the 100 m top layer off Northwest Africa (in German)	Местные структуры поля плотности в 100 м поверхностном слое перед северо-западной Африкой (на немецком языке)	67
HERBERT SIEGEL, HANS-JÜRGEN BROSIEN	Херберт Зигель, Ханс-Юрген Брозин	
Regional differences in the spectral reflectance of sea water	Региональные различия коэффициента диффузного отражения моря (на английском языке)	71
<i>Scientific Notes</i>	Научные сообщения	79

ISBN 3-05-500085-4
ISSN 0067-5148

Erschienen im Akademie-Verlag Berlin,
DDR-1086 Berlin, Leipziger Straße 3—4
© Akademie-Verlag Berlin 1986
Lizenznummer: 202 · 100/444/86
Printed in the German Democratic Republic
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“,
5820 Bad Langensalza
Lektor: Dipl.-Phys. Helga Müller
Umschlaggestaltung: Michael Schmidt
LSV 1465
Bestellnummer: 763 578 3 (2105/55)
03000

LUTZ BRÜGMANN

Particulate trace metals in waters of the Baltic Sea and parts of the adjacent NE Atlantic

With 5 figures and 10 tables

Abstract: In 1980 and 1981 more than 230 seston samples were collected in the Baltic Sea and analyzed on Al, Cd, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb and Zn. The horizontal and vertical distribution patterns of the particulate trace metals and differences, observed between the metal contents of the particulate matter and of recent bottom deposits, are discussed. For seven of these elements the ratios between suspended and dissolved metal forms were calculated. Frequently, for Fe, Pb and Co the particulate fraction represents several times higher concentrations than their dissolved counterparts. On the other hand, the particulate fractions of Ni, Cu, Cd and Zn are only of minor quantitative meaning in relation to the total concentrations. Manganese plays an important role in the metal-geochemistry of the Baltic Sea due to its mobility governed mainly by the redox state of waters and sediments. Into shallow sub-areas of the Baltic Sea resuspended muddy sediments are introduced during periods of strong winds resulting in very high contents of suspended metals, e.g. for Al, Co, Fe and Pb. In relation to waters of the North Sea and the NE Atlantic the concentrations of particulate trace metals in the Baltic Sea are 3 to 9 times and 8 to 290 times higher, respectively. Differences in distribution regularities of particulate trace metals between the investigated areas are discussed more in detail using lead as an example. The concept of distribution coefficients (“ K_D ” values) was used to demonstrate the probability for scavenging of trace metals by hydroxides/oxides of iron and manganese.

Zusammenfassung: In den Jahren 1980 und 1981 wurden in der Ostsee mehr als 230 Sestonproben genommen und auf Al, Cd, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb und Zn analysiert. Die horizontalen und vertikalen Verteilungsmuster von partikulären Spurenmetallen und Unterschiede, die zwischen den Metallgehalten des partikulären Materials und rezenter Bodenablagerungen beobachtet wurden, werden diskutiert. Für sieben dieser Elemente wurden die Verhältnisse zwischen den

suspendierten und gelösten Metallfraktionen berechnet. Beim Fe, Pb und Co stellt die partikuläre Fraktion häufig mehrfach höhere Konzentrationen dar als ihre gelösten Gegenstücke. Andererseits sind die partikulären Fraktionen von Ni, Cu, Cd und Zn nur von geringer quantitativer Bedeutung im Verhältnis zu den Gesamtkonzentrationen. Mangan spielt aufgrund seiner Mobilität, die hauptsächlich durch den Redoxzustand des Wassers und der Sedimente bestimmt wird, eine wichtige Rolle in der Metall-Geochemie der Ostsee. In flachen Teilgebieten der Ostsee werden im Verlauf von Starkwindperioden resuspendierte Schlicksedimente eingetragen, die sich in sehr hohen Gehalten an suspendierten Metallen, z. B. für Al, Co, Fe und Pb, widerspiegeln. Im Verhältnis zum Nordsee- und Nordostatlantikwasser sind die Konzentrationen partikulärer Spurenmetalle in der Ostsee 3 bis 9 mal bzw. 8 bis 290 mal höher. Unterschiede in den Verteilungsverhältnissen partikulärer Spurenmetalle zwischen den untersuchten Gebieten werden im Detail am Beispiel vom Blei diskutiert. Das Konzept von Verteilungskoeffizienten (“ K_D ”-Werten) wurde verwendet, um die Wahrscheinlichkeit der Anreicherung von Spurenmetallen durch Hydroxide/Oxide des Eisens und Mangans aufzuzeigen.

Резюме: В 1980 и в 1981 годах в Балтийском море было взято более 230 проб сестона и исследовано на содержание Al, Cd, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb и Zn. Горизонтальные и вертикальные рисунки распределения партикулярных микроэлементов (металлов) и разница, наблюдаемая между содержанием металла партикулярного материала и свежими отложениями на дне, подвергаются анализу. Для некоторых из этих элементов были высчитаны соотношения между суспендированными и растворенными фракциями металлов. Что касается Fe, Pb и Co, то партикулярная фракция часто представляет концентрацию собой в несколько раз превышающую степень концентрации ее растворенной противоположности. С дру-

гой стороны, партикулярные фракции Ni, Cu, Cd и Zn имеют только незначительное количественное значение по сравнению с общей концентрацией. На основе своей подвижности марганец играет важную роль в металлической геохимии Балтийского моря, которая определяется, главным образом, окислительно — восстановительным состоянием воды и отложений. В мелководных областях Балтийского моря в периоды сильных ветров вносятся повторно суспендированные илистые осадки, которые отражаются в высоком содержании суспендированных металлов, например, Al, Co, Fe и Pb. По сравнению с водами Северного моря и северо-восточной Атлантики, концентрация партикулярных микроэлементов (металлов) в Балтийском море в 3 до 9 раз или в 8 до 290 раз выше. Разница в соотношении распределения партикулярных микроэлементов (металлов) между исследованными областями подвергается подробному обсуждению на примере олова. Был применен концепт коэффициента распределения (значения „ K_D “), чтобы показать вероятность обогащения микроэлементов (металлов) гидроксидами и оксидами железа и марганца.

1. Introduction

Trace metals (TM) are present in sea water in a variety of forms. In the past most effort was spent to the problem, to produce accurate and precise analytical data on the total "dissolved" fraction (DTM), to detect different physicochemical species or to verify and to support speciation schemes gained from computer models. However, to understand the biogeochemical behaviour of TM in the marine environment it is necessary to investigate in addition the dispersed forms, their origin, genesis, composition, interactions with the DTM and their final fate.

The present paper summarizes results of field investigations on particulate trace metals (PTM) 1980/81 in the Baltic Sea and compares them with data from some adjacent areas of the northeastern Atlantic Ocean. Studies on PTM in Baltic waters have been carried out only scarcely due to many problems connected with proper sampling and analysis. EMELYANOV and PUSTELNIKOV (1975), WEIGEL (1976, 1977), ORESHKIN et al. (1980),

YURKOVSKIY and PINKULE (1980), ANDRULWICZ et al. (1979), BOSTRÖM et al. (1981, 1983), BURMAN (1982) and EISMA et al. (1984) reported on this problem. However, the low number of inconsistent data available from these publications made further studies necessary. We tried to include a relatively wide range of metals relevant for the Baltic Sea environment and to support the PTM measurements for the first time by the determination of the dissolved forms in the same samples. This should expand the extent of information utilizable for the realization of the above stated objectives.

2. Sampling and analysis

Sampling was performed during September/October 1980, May/June 1981 and September 1981 on board r/v "A. v. Humboldt". Stations indicated in Fig. 1 by dots were visited in 1980 and in spring 1981. In autumn 1981 additional stations in the Gulf of Bothnia, indicated by a cross, were included. These samples were taken on board r/v "Aranda" (Institute of Marine Research, Helsinki/Finland).

The particulate matter (PM) was collected by on-line filtration of sea water from teflon coated 30 l "Go-Flo" bottles through 0.4 μ m Nuclepore filters placed in Millipore filter supports. For Baltic waters partly pressure filtration of about 2 l samples under dust-free conditions was performed using a Sartorius filtering device "SM 16511". The filters were cleaned previously by leaching them several weeks in 2 M HCl and by rinsing with Milli-Q-water. Through the loaded filters 25 ml Milli-Q-water were sucked. They were stored deep-frozen and in the land laboratory dried and back weighed before analysis. The PM was decomposed using home made pressurized multiple PTFE bombs in an aluminium frame. Each of the 20 enclosed PTFE vessels had a volume of 6 ml. The filters were treated by successive additions of ultrapure acids (HCl, HNO₃, HF) following a procedure proposed by EGGIMAN and BETZER (1976). The working temperature was 150 °C. The mixture of

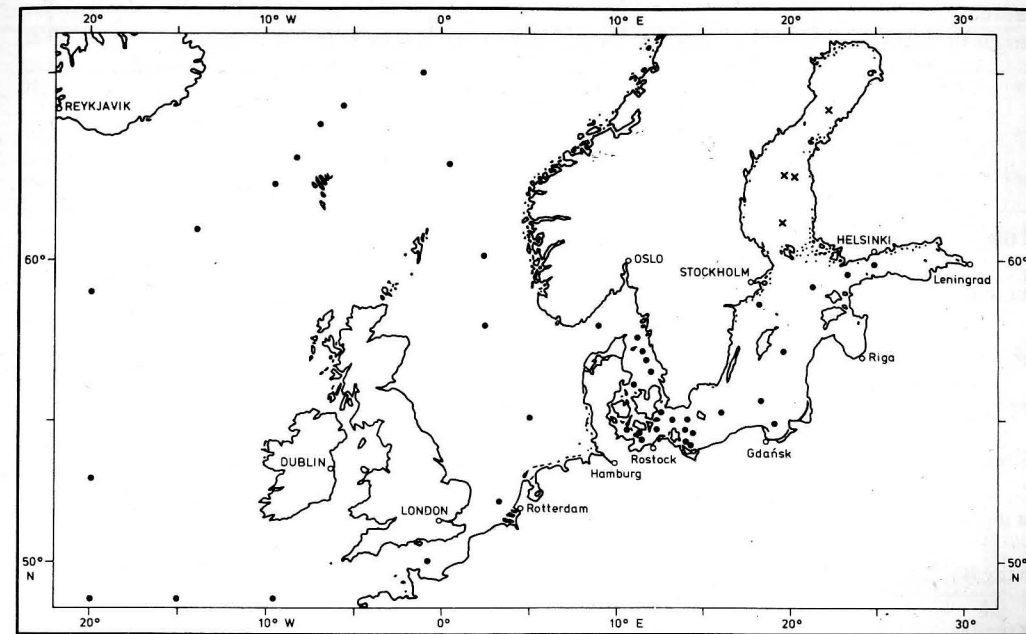


Fig. 1
Sampling stations in the Baltic Sea and in the NE Atlantic for studies on particulate trace metals in 1980 and 1981

about 1 ml of acids bearing the TM extracted from the seston, was made up to 5 ml. Analyses were performed by flameless AAS using partly background correction, the L'vov platform technique and matrix modifiers or by flame-injection AAS with 0.2 ml sample volumes. The total blanks were always far below 10% of the metal contribution from the seston collected on the filters. An exception was chromium. Apparently Nuclepore filters show quite high contents of this element. Despite identical cleaning operation: the chromium blanks can deviate strongly one from each other, either between different batches as well as in one batch of filters. Therefore the Cr values given below should be taken only as very preliminary information.

Results on DTM and details on the methods used for their determination were given elsewhere (BRÜGMANN, 1982; BRÜGMANN et al. 1982).

3. Results and discussion

Before going to discuss the concentration of particulate trace metals in the investigated

waters, it seems necessary to give some background information on their carrier, the suspended matter as a whole. Until today there is still a wide scattering with regard to the published mean contents for PM in Baltic Sea waters. The data seem to depend strongly on the different kind of the used filters (due to changes of the effective pore sizes during filtration with membrane filters, e.g. of the Millipore type), on the kind of filtration (whole bulk, pressure or vacuum filtration) and on other details of the filtration procedure (storage time before performing the filtration, washing procedure for the collected suspensions, etc.). In addition, strong variabilities in space and time must be taken into consideration when establishing sampling programmes (e.g. seasonal variations with the intensity of primary production; abrasion/erosion/re-suspension effects by winds and waves).

Frequently PUSTELNIKOV's (1977) mean value of 3 mg/l (0.2—12.4 mg/l) for suspended matter (> 0.5 μ m, membrane filter, about 1500 samples) has been taken for further calculations. BOSTRÖM et al. (1981) reported

Table 1
Particulate metals (> 0.4 µm) in waters of the Baltic Sea and adjacent areas of the NE Atlantic*

	Baltic Sea		North Sea	NE Atlantic
	1980 (n = 116)	1981 (n = 117)	1981 (n = 24)	1981 (n = 48)
Al (µg/l)	21 ± 49 (0.6 – 440)	6.5 ± 12 (0.3 – 80)	3.8 ± 3.0 (0.2 – 11)	0.33 ± 0.30 (0.05 – 1.6)
Fe (µg/l)	12 ± 24 (0.2 – 210)	5.1 ± 11 (0.1 – 79)	3.3 ± 3.6 (0.07 – 11)	0.2 ± 0.2 (0.009 – 0.75)
Mn (ng/l)	2900 ± 6700 (5 – 59000)	2900 ± 8100 (2 – 68000)	330 ± 500 (1 – 1600)	10 ± 11 (0.05 – 39)
Cr (ng/l)	200 ± 92 (37 – 500)	68 ± 50 (7 – 290)	42 ± 31 (9 – 106)	16 ± 14 (6 – 95)
Zn (ng/l)	100 ± 120 (2 – 870)	99 ± 220 (4 – 2200)	18 ± 12 (1 – 41)	8 ± 7 (0.1 – 36)
Cu (ng/l)	120 ± 97 (15 – 880)	41 ± 49 (9 – 510)	13 ± 9 (2 – 41)	9 ± 7 (3 – 39)
Pb (ng/l)	100 ± 130 (6 – 840)	24 ± 17 (2 – 71)	13 ± 10 (0.05 – 45)	5 ± 5 (1 – 28)
Ni (ng/l)	20 ± 34 (0.4 – 310)	11 ± 17 (0.2 – 99)	3 ± 2 (0.1 – 7)	1.2 ± 1.3 (0.1 – 7)
Cd (ng/l)	6.8 ± 6.8 (1.0 – 49)	3.3 ± 4.0 (0.1 – 33)	1.0 ± 0.9 (0.1 – 5.1)	0.6 ± 0.7 (< 0.05 – 3.7)
Co (ng/l)	5.4 ± 8.1 (< 0.05 – 65)	2.0 ± 2.8 (< 0.05 – 15)	0.9 ± 0.8 (< 0.05 – 2.4)	0.1 ± 0.08 (< 0.05 – 0.3)

* The mean values from the three investigated areas should be compared only taking into account some shortcomings of the sampling strategy:

- The very limited number of samples from the North Sea which were taken mainly from off-shore areas and being therefore not representative for the whole sea.
- In the Baltic Sea samples from the western and near-shore parts are dominating (see Fig. 1)

1 mg/l as mean value for 39 samples using 0.45 µm Millipore filters, pressure filtration but without filter washing. Later on they suggested a four times higher number (4 mg/l) as more representative value (BOSTRÖM et al., 1983). Kattegat waters outflowing into the Skagerrak contained about 1.2 mg/l (EISMA et al. 1984; 0.4 µm Nuclepore, n = 9). There is conformity, however, that about 50% of the particles consist in organic matter (PUSTELNIKOV 1977; BOSTRÖM et al. 1981, 1983; EISMA et al. 1984).

During the present studies we found as a mean of 233 samples 0.94 ± 0.78 mg PM/l (0.05–15 mg/l) for the Baltic Sea. 40 samples from the North Sea resulted in 0.26 ± 0.19 mg/l (0.02–0.92 mg/l), 55 samples

from the NE Atlantic showed a mean of 0.085 ± 0.074 mg/l (0.014–0.27 mg/l).

The measured PTM concentrations (Table 1, Fig. 2) and trace metal contents of the PM agree in the range of the standard deviation for several elements with previously published mean values (Table 2). Table 1 reflects the natural wide scattering for several elements, especially Mn, Fe, Al, Ni, Co or Zn in the Baltic Sea, whereas Cr, Cu, Cd, and Pb seem to be more evenly distributed there. To get an idea of the more typical PTM contents the histograms (Fig. 2) should be consulted.

From this figure a kind of "geometric mean" could be taken as that concentration range which occurred most frequently. These values (Al: 1–2 µg/l; Fe: 0–1 µg/l; Mn: 0–100 ng/l;

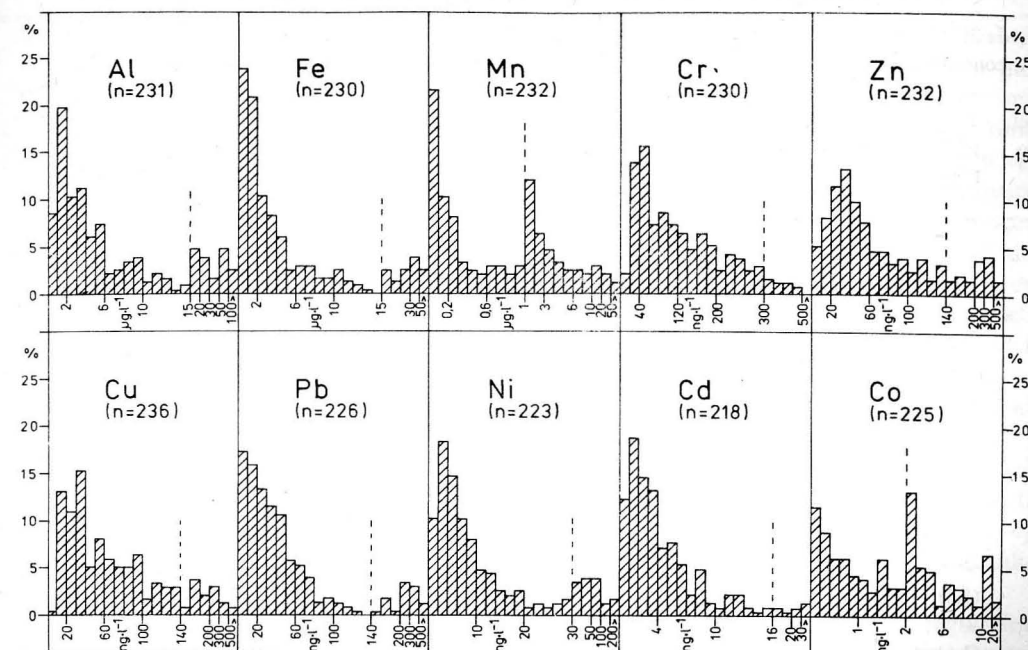


Fig. 2

Frequency distribution of PTM concentrations in Baltic waters 1980/81

Cr: 40–60 ng/l; Zn, Cu: 30–40 ng/l; Pb: 0–10 ng/l; Ni: 2–4 ng/l; Cd: 1–2 ng/l; Co: 0–0.2 ng/l) are sometimes far below the arithmetic means.

Some elements (Al, Fe, Mn, Co) exhibit a statistically significant increase of the PTM concentrations closer to the bottom (minimum distance 1.5 m). This seems to be connected with a higher re-suspension load there and/or with the precipitation of dissolved trace metal forms released from anoxic sediments into oxic bottom water (Mn). Elevated Al and partly Fe values indicate an excess of terrigenous material in the composition of the particulate matter. In those cases the Fe/Al ratios fell into the range assumed to represent aluminosilicates (PRICE and SKEI 1975).

The measurements in September/October 1980 were influenced by a period with strong western winds. These winds caused re-suspension of soft bottom sediments in the western Baltic and pushed additionally water with a high load of suspended matter into the Mecklenburg Bight. Thereby the PTM concentrations, e.g. for Al, Fe, Pb and Mn, increased more than 10 times. The Fe/Al ratios

measured during that period showed again values very close to 0.5. Positive deviations from this number were found in different areas. This could reflect (a) surplus iron originating from eroded sediments with exceptionally high Fe contents, found e.g. in the Gulf of Bothnia, (b) great amounts of biogenic fixed Fe or (c) iron precipitation in water bodies close to anoxic layers in which very high concentrations of dissolved Fe (II) forms occur, as e.g. in the Gotland Deep. (d) Likewise, a surplus of Fe (up to 80 µg Fe/l and Fe/Al ratios up to 10) was observed in areas as the Mecklenburg Bight, where concrete Fe/Mn accumulates are met frequently.

Manganese (IV) precipitates are more readily reduced to dissolved Mn (II) compounds and the re-oxidation/re-precipitation follows other kinetics in relation to the corresponding iron forms. The surface layer exhibits a well pronounced minimum in particulate Mn. Depending on the "redoxcline", maximum contents up to 68 µg Mn/l were observed close to the bottom in the presence of low oxygen contents, as e.g. in the western Baltic Sea. Otherwise minima in anoxic bottom

Table 2:
The concentration of particulate trace metals and the metal composition of particles in the Baltic Sea waters

Ref. No.	Al µg/l (%)	Fe µg/l (%)	Mn µg/l (%)	Zn µg/l (µg/g)	Cu ng/l (µg/g)	Pb ng/l (µg/g)	Ni ng/l (µg/g)	Cd ng/l (µg/g)	Co ng/l (µg/g)
1	—	69 (1.8)	3.0 (0.11)	—	—	—	320 (100)	—	14 (6)
2	8.2–88 (1.1)	49 (1.8)	2.5 (0.10)	—	—	—	280 (110)	—	12 (5.9)
3	—	5.2 (0.41)	—	0.91 (730)	78 (61)	140 (120)	—	6.4 (5.8)	—
4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	(40–40000)	(50–6800)	(10–600)	—	(2–30)	—
6	—	1.7–21	2.7–17	—	—	—	—	—	—
7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	(1.6)	(1.2)	(0.08)	—	—	—	(17)	—	—
9	(1.6)	(1.1)	(0.16)	(300)	(53)	—	(16)	—	—
10	—	220 (1.6)	18 (0.15)	1.4 (950)	690 (91)	810 (120)	—	26 (1.7)	—
10	14 (2.5)	8.3 (1.5)	2.9 (0.17)	0.10 (270)	79 (73)	63 (140)	16 (27)	5.1 (2.9)	3.7 (7.9)

- (1) EMELYANOV 1974 (1965–72; $n = 42-193$; 0.5 µm membrane);
 (2) EMELYANOV and PUSTELNIKOV 1975 (as 1);
 (3) WEIGEL 1976, 1977 (1973, $n = 100$; 0.4 µm Nucleopore);
 (4) ANDRULIEWICZ et al. 1979 (1978, 0.4 µm Nucleopore);
 (5) ORESHKIN et al. 1980 ($n = 4$);
 (6) YURKOVSKY and PINKULE 1980 (1978, $n = 32$, 0.45 µm membrane);
 (7) BOSTRÖM et al. 1981 a (1979, $n = 39$, 0.45 µm Millipore);
 (8) BOSTRÖM et al. 1983 b (estimated);
 (9) GUSTAVSSON 1981 (1980/81, $n = 72$, 0.4 µm Nucleopore);
 (10) this work

waters down to 2 ng Mn/l connected with maxima of about 25 µg/l above the boundary between anoxic and oxic layers in 150 m were typically for the Gotland Deep.

The biogeochemical mobility of elements can be described by taking the ratios of the different metals to a more "conservative" element occurring as main constituent of recent deposits and of suspended matter. As an example Table 3 presents Me/Fe ratios for 10 surface sediment samples (0–1 cm) taken 1981 at different places of the Baltic Sea between the Lübeck Bight and the Bothnian Bay (BRÜGMANN et al. 1982) and for the particulate matter sampled 1980 and 1981. About identical ratios were found for Zn, Ni and Co

in PM and sediments. The other elements in the order Pb—Cu—Cr—Cd—Mn were increasingly enriched in PM relative to iron. This could be caused by, e.g.:

- (a) The number and location selected for sediment sampling did not represent the common Baltic Sea conditions relative to the more numerous PTM stations,
 (b) Steep gradients of the metal contents in the first millimeters of deposits which could not be detected by sampling 1 cm slices,
 (c) Furthermore significant gradients of the metal contents of PM between the sediment/water interface (if there is in mud deposition areas really any boundary

Table 3
Metal/Fe ratios in suspended matter and surface sediments of the Baltic Sea

	Me/Fe × 10 ²	
	Sediments	Particulates
Mn	3.7	60
Cr	0.14	0.95
Zn	0.69	0.73
Cu	0.13	0.57
Pb	0.18	0.46
Ni	0.10	0.12
Cd	0.006	0.037
Co	0.042	0.039

- visible and definable) and the nearest sampling depth for PM (1.5 m distance from the bottom),
 (d) Strong changes in trace metal contents of sediments during the early stages of diagenesis,
 (e) Analytical artefacts.

Presumably these and additional unknowns must be taken into account to explain the observed differences between the trace metal content of recent deposits and of particulates.

The differences of the PTM concentrations between 1980 and 1981 (Table 1) were caused mainly by two factors, the different meteorological conditions and season. The above mentioned strong winds in autumn 1980 resulted in higher PM contents whereas in May 1981 calm weather dominated. This could be considered as the reason for about four (Pb), three (Al, Cr, Cu, Co) and two times higher values (Fe, Cd, Ni) in 1980. However, the Zn and Mn values showed no significant differences between both sampling periods. This could possibly reflect, that the distribution patterns of these elements are predominantly governed by the redox conditions of the water column (Mn) and/or the biogenic cycling (Zn). Inert fractions of the PM, e.g. parts of the suspended clay minerals, seem to be of less importance as carriers for manganese and zinc. The PTM concentrations in Baltic Sea waters are significantly elevated in relation to the adjacent North Sea

and NE Atlantic Ocean. Compared to the North Sea the level is about three to nine times higher, the NE Atlantic values were exceeded between 8 and 290 (Mn) times (Table 1). Again the extraordinary role which manganese could play for the geochemistry of trace metals in Baltic waters can be seen. It is caused by the extensive fluxes of this element between water and sediment under frequently changing redox conditions in deep basins with anoxic water layers, but also in shallower parts. The higher PTM values for Al, Fe and Co in the Baltic Sea are mainly due to higher loads of land-derived and re-suspended aluminosilicates. The enrichment of particulate Cd, Pb, Cu or Zn reflects partly the anthropogenic impact on this semi-enclosed sea bordered by seven high industrialized countries.

Using lead as an example, the regularities of the distribution of particulate trace metals in waters of the NE Atlantic and its marginal seas shall be discussed more in detail. Table 4 represents some published values for seas from different parts of the world. The data sets from the present work seem to fit into the wide scattered numbers obtained from comparable regions. However, at least for the Baltic the lead content of particulate matter and the Pb—PTM concentration depend so strongly from the used stations, sampling depth, season and meteorological conditions, that a very dense station network and frequently sampling over the entire year are necessary to determine typical background values sufficient e.g. for mass balances.

In Table 5 the particulate Pb/Al ratios are given for the three investigated water types. The relationship to the aluminium content can be used as an indicator for the origin of the collected suspensions. It can be derived, that the particulate matter in the NE Atlantic is two and three times more enriched with lead as seston from the Baltic or North Sea, respectively. Particulate lead in oceanic waters seems to be greatly bound to material of autochthon biogenic, hydroxidic and oxidic origin whereas for the shallow seas more often the contribution of terrigenous derived material with

Table 4:
Particulate lead in waters of different areas

Area	<i>m</i>	ng/l	µg/g	<i>n</i>	References
Pacific		1.2 (0.6–1.5)	9.5 (4.4–13)		SCHAULE 1976
E-Pacific	0–2600	7 (4–10)	29 (13–77)	6	ORESHKIN et al. 1980
Indic	0–5	—	44	6	CHESTER, STONER 1975
Indic (Antarctic)	0–3000	35 (16–76)	260 (80–1700)	36	HARRIS, FABRIS 1979
China Sea	0–5	—	63	7	CHESTER, STONER 1975
N-Atlantic	0–5	—	52	10	CHESTER, STONER 1975
S-Atlantic	0–5	—	72	4	CHESTER, STONER 1975
NW-Atlantic	0	5 (0.8–22)	26 (6.3–47)		WALLACE et al. 1977
NE-Atlantic	20–3500	4 (0.8–11)	82 (10–340)	46	this work
St. Lawrence estuary	0–140	—	66	30	COSSA, POULET 1978
Sanguenay fjord	0–260	—	135	35	COSSA, POULET 1978
S-North Sea	0.2	2060 (620–3940)	—	15	HUNTER 1980
S-North Sea	1	(1300–2700)	—	4	PATTENDEN et al. 1981
North Sea	10–530	15 (0.4–49)	88 (5–430)	27	this work
W-Baltic Sea			111 (78–148)	4	KUIJPERS 1974
Baltic Sea	5–425	138 (< d.l.—620)	123 (< d.l.—527)	99	WEIGEL 1976, 1977
Baltic Sea, 1980	10–445	100 (8–840)	160 (13–1100)	114	this work
Baltic Sea, V/1981	8–445	16 (2–73)	58 (6–950)	63	this work
Baltic Sea, X/1981	10–445	49 (13–690)	250 (42–1100)	46	this work

Table 5:
Pb/Al ratios in suspended matter

	Pb/Al ($\times 10^3$)
Baltic Sea (<i>n</i> = 223)	11 ± 13 (0.5–100)
North Sea (<i>n</i> = 27)	6.0 ± 6.8 (0.2–28)
NE-Atlantic (<i>n</i> = 47)	20 ± 13 (2.2–60)

aluminosilicates, poor in lead, must be considered. The same conclusion could be drawn from Fig. 3. For the particulate phase seems to exist a correlation on the logarithmic scale between the Pb/Al ratios and the (PTM) aluminium content. If this correlation would be correct, particulate lead contents and concentrations could be estimated from the corresponding Al values. The occurrence of high loads of suspended aluminosilicates "dilute" e.g. particles of anthropogenic origin

bearing high Pb contents and introduced into offshore oceanic waters mainly from the atmosphere. In accordance with this, maxi-

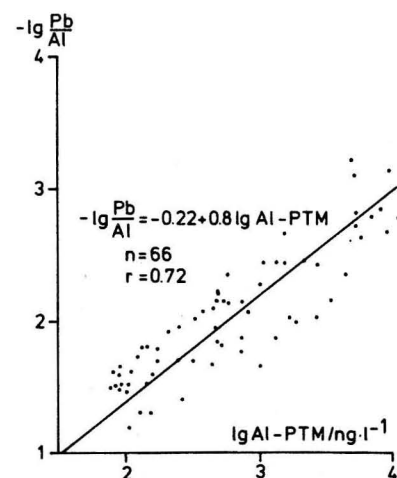


Fig. 3
Correlation between the total seston-bound aluminium concentrations and the Pb/Al ratios for particulates in sea water on a double-logarithmic scale

mum (PTM)-Pb/Al ratios up to $6 \cdot 10^{-2}$ were met in off-shore Atlantic waters close to the surface. These ratios decreased significantly with the water depth. Consequently, very low ratios down to $2 \cdot 10^{-4}$ occurred in water layers close to the bottom. The mean Pb/Al ratio of surface water was eight times higher as for deep water. This difference could be caused by at least three processes, (a) dissolution of lead bearing particles connected with a relative enrichment in aluminium during the downward transport of the PM, (b) increase of the number of particles greater than $0.4 \mu\text{m}$ exhibiting lower Pb/Al ratios due to organic activity, e.g. faecal material of salps (WALLACE jr. et al. 1981) and (c) re-suspension of deep-sea clay by bottom currents.

Table 6 combines the mean (PTM)-Pb/Al ratios for the investigated areas with corresponding values for aerosols, deep-sea clay and the earth crust. Taking the composition of clay and of the earth crust as reference values, enrichment factors were calculated. Again the significant decrease of the Pb/Al ratios following the most likely pathway of particulate lead in the ocean from the aerosols as source to the sediments as the intermediate or final sink can be seen. Suspensions show

already considerable reduced relative lead contents compared with aerosols. This would mean that a quick lead leaching from eolian matter by sea water takes place. During the passage of particles through the water column a further lead reduction occurs. The question on the nature of lead bearing materials in the oceans was for inorganic particles partly answered by JEDWAB (1979, 1980). During his study on about 300 seston samples from Atlantic waters he could identify only one definite mineralogical form of lead, laurionite (lead hydroxy chloride, $\text{Pb}(\text{OH})\text{Cl}_{\text{orth.}}$ (Cu,Zn), observed on 13 filters. However, he could not decide finally on the origin of this mineral.

Whereas in the ocean the lead content of particulate matter will be "diluted" by the addition of clay minerals, in the Baltic Sea no such significant dilution effects were found.

Table 7 and Fig. 4 represent the relationship between particulate trace metals and their dissolved counterparts in Baltic and adjacent waters. The results clearly reflect great differences between the investigated elements. In the order Fe—Pb—Co—Cu—Cd—Zn—Ni decreasing PTM parts from more than 400% (Fe) to only 3% of the DTM (Ni) can be

Table 6:
Pb/Al ratios in different compartments of the marine environment

	Pb/Al ($\times 10^3$)	EF _{crust} (1)	EF _{clay} (2)
Aerosols (> 0.1 µm)			
N Atlantic (3)	400	2000	580
Suspensions (> 0.4 µm)			
N Atlantic (4)	20	99	28
North Sea (4)	6.0	29	7.7
Baltic Sea (4)	11	54	15
Deep-sea clay			
Atlantic (5)	0.69	2.5	0
Earth crust ("Clarke value") (6)	0.20	0	-0.71

(1) $EF_{\text{crust}} = \frac{(\text{Pb}/\text{Al})_x}{(\text{Pb}/\text{Al})_{\text{crust}}} - 1$ (2) $EF_{\text{clay}} = \frac{(\text{Pb}/\text{Al})_x}{(\text{Pb}/\text{Al})_{\text{clay}}} - 1$ (3) DUCE et al. 1975
(4) this work (5) CHESTER, ASTON 1976 (6) RÖSLER, LANGE 1975

Table 7:
Percentage of particulate trace metal concentrations (> 0.4 µm) in relation to the dissolved parts (100%)

	Baltic Sea		North Sea	NE Atlantic
	1980 (n = 116)	1981 (n = 70)	1981 (n = 24)	1981 (n = 48)
Fe	610 ± 1200 (2–9700)	72 ± 69 (0.5–320)	170 ± 200 (4–860)	59 ± 77 (3–390)
Zn	11 ± 17 (0.1–150)	4 ± 4 (0.3–17)	3 ± 4 (0.2–13)	7 ± 9 (0.1–44)
Cu	20 ± 22 (1–180)	6 ± 6 (1–36)	6 ± 5 (1–22)	8 ± 7 (1–39)
Pb	280 ± 340 (14–2000)	170 ± 340 (7–2700)	100 ± 160 (4–800)	63 ± 76 (5–370)
Ni	4 ± 8 (0.1–64)	1.1 ± 1.4 (0.03–6)	1.0 ± 1.3 (0–6)	2 ± 5 (0.1–30)
Cd	18 ± 22 (0.7–140)	7 ± 9 (0.4–50)	11 ± 22 (0.2–100)	5 ± 8 (0–36)
Co	42 ± 36 (0–150)	11 ± 11 (0.01–47)	13 ± 20 (0–63)	2 ± 2 (0–8)

stated for the combined Baltic Sea values from 1980 and 1981. However, considering Fig. 4, “geometric means” can be derived, which are again partly far below these arithmetic mean values (Fe: 20–40%; Zn: 0–1%; Cu: 2–4%; Pb: 150–200%; Ni: 0.8–1%; Cd: 0–2%; Co: 0–2% and 30–40%). Probably in this brackish water body the distribution of at least Fe, Pb and Co seems to be controlled mainly by the particulate matter. The carriers of the PTM fractions of these elements could be for instance

- aluminosilicates (Fe, Co),
- precipitates (Mn- and Fe-oxides/hydroxides) and co-precipitates (Pb, Co),
- biogenic derived matter or organic coated clay minerals.

The commonly used practice for DTM measurements in sea water includes the acidification of unfiltered samples which will be later extracted following neutralization, buffering and complexation. The present results show, that for elements like Ni, Zn, Cd and Cu in Baltic waters the possible errors introduced by the acidic leaching of metals from PM mostly do not exceed the standard deviation

for measurements of the “dissolved” fractions in the ultratrace range. On the other hand, accurate and precise Fe and Pb DTM-determinations involve many problems. Reliable numbers for their real “dissolved” parts are seldom available due to the following reasons: Taking into consideration the high PTM/DTM ratios for both elements and at least for Fe the importance of colloidal dispersed fractions, the samples should be filtrated and acidified before complexation/extraction AAS analyses. But this necessary filtration step always demands a compromise concerning the choice of the filter pore size (Fe) and contamination risks (Pb).

Significant vertical differences of the PTM/DTM ratios were only observed for Fe, Cu and Ni in the Baltic Sea in 1980. The Fe-PTM percentage in the oxygenated upper 10 m layer was several times higher than close to the bottom, where due to the reduction of Fe (III) precipitates in suspensions and sediments the dissolved Fe fraction prevails. Cu- and Ni-PTM parts showed an opposite behaviour. They increased with the water depth possibly due to an enrichment of suspended matter

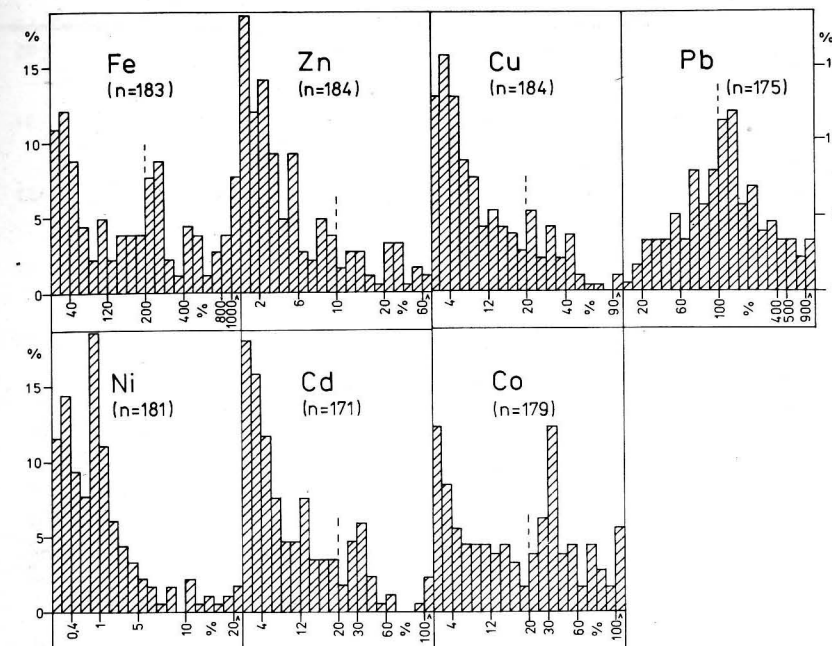


Fig. 4
Frequency distribution of the percentage PTM/DTM ratios in Baltic waters 1980/81

there. In relation to e.g. Zn or Cd these both elements are only slowly realized and longer kept in the particulate phase.

In the North Sea the PTM/DTM ratios of the investigated trace metals follow similar regularities as discussed above for the Baltic Sea. However, the level of the different ratios is reduced to about one half. In NE-Atlantic waters those elements most abundant in particulate forms (Fe, Pb) show a reduction of their PTM/DTM ratios to one quarter of

Baltic Sea values. Very low is now the Co-PTM fraction, too. Again only a minor influence of the PTM fraction on proper DTM measurements can be expected for Ni, Cd, Zn, Cu and Co.

In Table 8 the results of calculations on the correlation between PTM concentrations of different elements in Baltic Sea waters are presented. To exclude the influence of depth on the PTM behaviour only the 10 m samples were selected. The probability of causal con-

Table 8:
Correlation between PTM concentrations of different elements in Baltic Sea waters 1980/81 (samples from 10 m only)

	Fe	Mn	Zn	Cu	Cr	Pb	Ni	Co	Cd
Al	++		++	+		++	++	+++	
Fe		++	++	++		++	++	+++	
Mn			++			++	++	++	

probability
+ > 95%
++ > 99%
+++ > 99% (r > 0.9)

Table 9:
Distribution coefficients (K_D) for trace metals in the Baltic Sea and adjacent areas 1981

Metal	Baltic Sea ($n = 67$)	North Sea ($n = 24$)	NE Atlantic ($n = 41$)
Fe	$2.3 (\pm 3.1) \times 10^6$	$1.1 (\pm 1.6) \times 10^7$	$1.4 (\pm 2.4) \times 10^7$
Pb	$6.8 (\pm 17) \times 10^6$	$5.6 (\pm 11) \times 10^6$	$1.2 (\pm 1.7) \times 10^7$
Co	$4.2 (\pm 5.7) \times 10^5$	$8.4 (\pm 12) \times 10^5$	$3.6 (\pm 3.6) \times 10^5$
Cd	$2.5 (\pm 4.9) \times 10^5$	$4.0 (\pm 5.1) \times 10^5$	$9.1 (\pm 22) \times 10^5$
Cu	$1.8 (\pm 2.3) \times 10^5$	$3.2 (\pm 1.7) \times 10^5$	$1.5 (\pm 1.6) \times 10^6$
Zn	$1.3 (\pm 1.7) \times 10^5$	$1.9 (\pm 2.1) \times 10^5$	$9.1 (\pm 11) \times 10^5$
Ni	$3.3 (\pm 4.4) \times 10^4$	$6.2 (\pm 9.1) \times 10^4$	$1.7 (\pm 2.3) \times 10^5$

nections between the minor and secondary constituents of particulate matter (Al, Fe, Mn), shown in Table 8, supports the above discussion on PTM distribution patterns, on possible origins, carriers and on their behaviour.

For a more quantitative treatment of the problem concerning the possible role of suspensions in controlling the dissolved trace metal fractions, the concept of distribution coefficients of metals between the particulate and dissolved phase

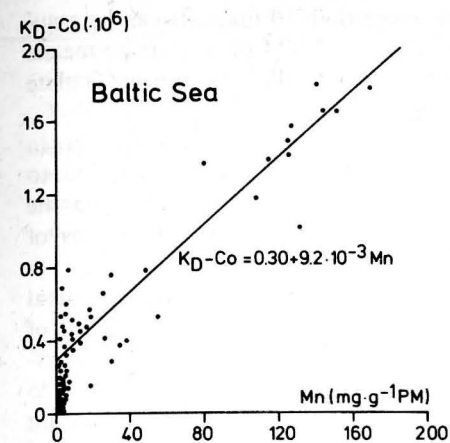
$$K_{D_{Me}} = \frac{Me_{\text{susp.}} (\text{in mg} \cdot \text{g}^{-1} \text{ suspended matter})}{Me_{\text{diss.}} (\text{in mg} \cdot \text{g}^{-1} \text{ sea water})}$$

was applied. The mean K_D values calculated for the samples taken 1981 in the Baltic Sea, North Sea and NE Atlantic are given in Table 9. They are in the same order of magnitude as those published by other authors for different areas of the world ocean. In a next

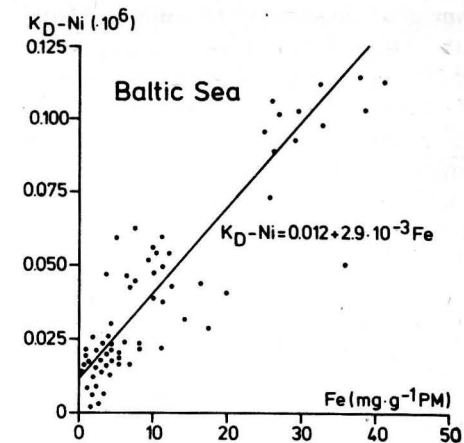
step these K_D values were correlated with the content of Mn and Fe in suspended matter. The calculated correlation coefficients are presented in Table 10. High numbers could reflect scavenging of trace metals by oxides/hydroxides of manganese or iron passing the water column and/or precipitated therein. For lead the particulate Mn phase seems to be a good trap in the North Sea and NE Atlantic. Zinc and cadmium are possibly trapped only by Mn compounds in the Baltic Sea and NE Atlantic. For copper there is visible only a weak connection to iron. This is true for Ni in the Baltic and in the NE Atlantic as well, whereas in the North Sea the manganese seems to be the dominating factor for this element. The K_D value for iron is significantly positive correlated with the Al content of the particulate matter. This could be considered as an indication of the more "conservative" character of this metal. The

Table 10:
Correlation coefficients of $K_{D_{Me}}$ values of trace metals versus different secondary constituents (Mn, Fe) of the suspensions (1981)

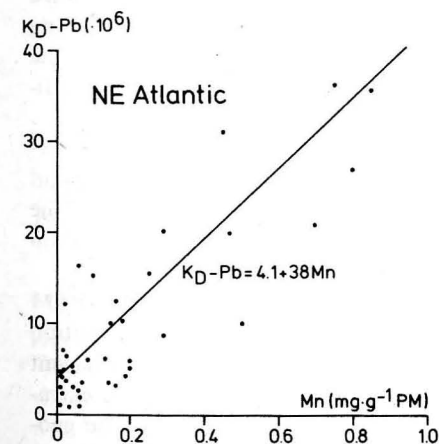
K_D	Baltic Sea		North Sea		NE-Atlantic	
	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe
Pb	0.15	0.15	0.77	0.19	0.59	0.35
Co	0.51	0.50	0.85	0.14	0.73	0.52
Cd	0.66	-0.01	0.66	0.17	0.01	0.59
Cu	0.18	0.41	0.39	-0.08	0.01	0.25
Zn	0.52	0.19	0.64	0.44	0.19	0.28
Ni	0.07	0.73	0.75	0.34	0.11	0.63
Fe_{K_D}/Al	0.40		0.61		0.87	



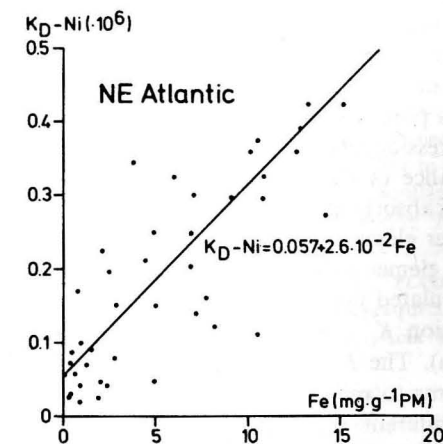
a) K_D -Co/Mn, Baltic Sea



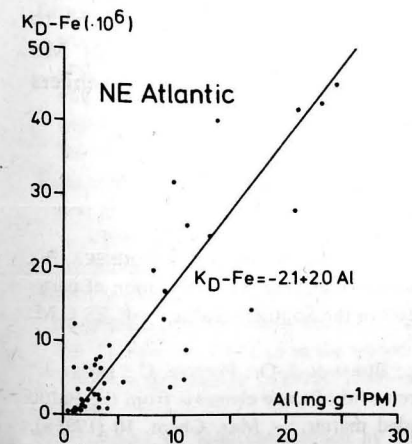
b) K_D -Ni/Fe, Baltic Sea



c) K_D -Pb/Mn, NE Atlantic



d) K_D -Ni/Fe, NE Atlantic



e) K_D -Fe/Al, NE Atlantic

Fig. 5
Correlation between K_D values of trace metals and the content of Fe, Mn and Al in particulate matter (PM)

enrichment of Co seems to be connected with both the Mn and Fe contents of suspended matter. This could be explained by the assumption, that Co similarly to Fe (and Al) is partly present as more "inert" particulate form in clay minerals and similar phases. On the other hand, there is a more mobile fraction which follows together with manganese the redox state of the sea water. That means, it is dissolved as Me (II) and reprecipitated in higher oxidation steps (III and IV). This geochemical similarity of Co and Mn could be shown, for instance, by trace metal profiles in pore waters of marine sediments (HEGGIE and LEWIS 1984).

In Fig. 5 different correlations between K_D values of trace metals and the contents of iron, manganese and aluminium in particulate matter are represented. With a low content of the potential carrier/scavenger for trace metals the data points follow rather bad the calculated regression line. This is due to the minor importance of the hydroxides/oxides of Mn or Fe as absorbing and co-precipitating media for other elements. With increasing contents of both elements the data points follow better the calculated slopes. A typical example is the correlation $K_D - \text{Co/Mn}$ for the Baltic Sea (Fig. 5a). The $K_D - \text{Ni/Fe}$ correlation (Fig. 5b) seems to reflect the existence of at least three different types of particulate matter. The differences of the slopes for $K_D - \text{Ni/Fe}$ in the Baltic Sea (Fig. 5b) and in the NE Atlantic (Fig. 5d) reflect the fact of a more than 5 times higher mean for Ni_{K_D} in the Atlantic (Table 9). For other trace metals the Atlantic K_D values are on average about 8 (Cu) 7 (Zn), 6 (Fe), 4 (Cd) and 2 times (Pb) higher than in the Baltic Sea.

Conclusions

From the above given results and their discussion some conclusions shall be extracted for the Baltic Sea:

— PTM concentrations represent for some elements (Fe, Pb, Co) significant fractions which often exceed the DTM concentra-

tions more than 10 times. It can be assumed, that the DTM of these trace metals are partly controlled by the particulate matter.

- PTM fractions of Ni, Zn, Cd and Cu are in most cases insignificantly in relation to the DTM taking into consideration the common relative standard deviations of ultratrace DTM measurements.
- Differences observed between the metal contents of recent bottom deposits and of particulate matter refer to a lack in understanding and predicting processes close to the water/sediment "interface" and during the early stage of diagenesis. The use of floating sedimentation traps deployed in different water depths and studies carried out closer to this "interface", e.g. using benthic chambers, should supplement the already running investigations on sediments and particulate matter.
- For a thorough understanding of interactions between the particulate matter and the trace metals in brackish waters the colloidal dispersed forms below 0.4 μm diameter should be included.
- The relatively high level of Mn-PTM concentrations, their vertical distribution patterns and differences to the adjacent areas of the NE Atlantic reflect the extraordinary role of this element in the geochemistry of trace metals in the Baltic Sea.
- The concept of distribution coefficients for trace metals between the particulate and dissolved phases has proved as valuable to evaluate the relative importance of Mn and Fe hydroxides/oxides as scavengers for other elements.

References

ANDRULEWICZ, E.; BRZEZINSKA, A.; TRZOSINSKA, A.: Some aspects of the chemical composition of particulate matter in the Southern Baltic. — ICES C.M. 1979/C: 9.

BOSTRÖM, K.; BURMAN, J.-O.; PONTER, C.; INGRI, J.: Selective removal of trace elements from the Baltic by suspended matter. — *Mar. Chem.* **10** (1981a), 335—354.

BOSTRÖM, K.; BURMAN, J.-O.; INGRI, J.: A chemical mass-balance for the Baltic. — In: R. O. HALLBERG (Ed.): *Environmental Biogeochemistry*. — *Ecol. Bull. (Stockholm)* **35** (1983), 39—58.

BURMAN, J.-O.: Geochemical studies of North Swedish rivers using inductively coupled plasma optical emission spectroscopy for multielement determinations. — Doctoral Thesis, University of Lulea, 1982.

BRÜGMANN, L.: Trace metals in the Baltic Sea, 1980 and 1981. — *Proc. 13th Conf. Balt. Oceanogr., Helsinki* 1982.

BRÜGMANN, L.; DANIELSSON, L.-G.; MAGNUSSON, B.; WESTERLUND, S.: Data from an expedition with r/v "A. v. Humboldt" on the Atlantic Ocean, June 1981. — Report on the Chemistry of Sea Water, Göteborg 1982.

BRÜGMANN, L.; NIEMISTÖ, L.; LANGE, D.: 1982 (unpubl. res.).

CHESTER, R.; ASTON, S. R.: The geochemistry of deep-sea sediments. — In: *Chemical Oceanography*, vol. 6, ed. by J. P. RILEY and R. CHESTER. — Academic Press: London 1976.

CHESTER, R.; STONER, J.: Trace elements in total particulate material from surface sea water. — *Nature* **255** (1975), 50—51.

COSSA, D.; POULET, S. A.: Survey of trace metal contents of suspended matter in the St. Lawrence estuary and Sanguenay fjord. — *J. Fish. Res. Board Can.* **35** (1978), 338—345.

DUCE, R. A.; HOFFMAN, G. L.; ZOLLER, W. H.: Atmospheric trace metals at remote northern and southern hemisphere sites: pollution or natural? — *Science* **187** (1975), 59—61.

EGGIMAN, D. W.; BETZER, P. R.: Decomposition and analysis of refractory oceanic suspended materials. — *Anal. Chem.* **48** (1976), 886—890.

EISMA, D.; SKEI, J.; WESTERLUND, S.; KALF, J.; MAGNUSSON, B.; NAES, K.; SÖRENSEN, K.: Distribution and composition of suspended particulate matter and trace metals in the Skagerrak. — Paper, presented at ICES Working Group meeting (WGMS), Rostock, February 1984.

EMELYANOV, E. M.: Distribution of Fe, Al, Ti, Mn, Cu, Ni, Co in suspensions of the Baltic Sea waters. — *Vopr. Tchetwer. Geol. (Riga)* **7** (1974), 81—98 (in Russian).

EMELYANOV, E. M.; PUSTELNIKOV, O. S.: Amount of suspended forms of elements ($C_{org.}$, $SiO_{2amorph.}$, Fe, Al, Ti, Mn, Ni, Cu, Co) in the waters of the Baltic Sea. — *Geokhimiya* **7** (1975), 1049—1063 (in Russian).

GUSTAVSSON, I.: Koncentrationen av nagra tungmetaller i kustvattnen utanför Oxelösund och Vallvik

1980/81. — *Naturvardsverket Rapport SNV PM 1465*, Solna 1981.

HARRIS, J. E.; FABRIS, G. J.: Concentrations of suspended matter and particulate cadmium, copper, lead and zinc in the Indian sector of the Antarctic Ocean. — *Mar. Chem.* **8** (1979), 163—179.

HEGGIE, D.; LEWIS, T.: Cobalt in pore waters of marine sediments. — *Nature* **311** (1984), 453—455.

HUNTER, K. A.: Processes affecting particulate trace metals in the sea surface microlayer. — *Mar. Chem.* **9** (1980), 49—70.

JEDWAB, J.: Copper, zinc and lead minerals suspended in ocean waters. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **43** (1979), 101—110.

—: Rare anthropogenic and natural particles suspended in deep ocean waters. — *Earth Planet. Sci. Lett.* **49** (1980), 551—564.

KUIJPERS, A.: Trace elements at the depositional interface and in sediments of the outer parts of the Eckernförder Bucht, Western Baltic. — *Meyniana* **26** (1974), 23—38.

ORESHKIN, V. N.; BELYAEV, YU. I.; TATSIY, YU. G.; VNUKOVSKAYA, G. L.: A direct simultaneous determination of cadmium, lead and silver in sea, river and eolian suspended matter by the nonflame atomic absorption analysis. — *Okeanologiya* **20** (1980), 736—742 (in Russian).

PATTENDEN, N. J.; CAMBRAY, R. S.; PLAYFORD, K.: Trace and major elements in the sea-surface microlayer. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **45** (1981), 93—100.

PRICE, N. B.; SKEI, J. M.: Areal and seasonal variations in the chemistry of suspended particulate matter in a deep water fjord. — *Estuar. Coastl. Mar. Sci.* **3** (1975), 349—369.

PUSTELNIKOV, O. S.: Geochemical features of suspended matter in connection with recent sedimentation processes in the Baltic Sea. — *Ambio Special Report* **5** (1977), 157—162.

RÖSLER, H. J.; LANGE, H.: *Geochemische Tabellen*, 2nd ed. — Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie 1975.

SCHAULE, B.: Lead and barium in filtered solids from sea water. — In: *Standardization of reference samples for certain trace metals*, ed. by C. C. PATTERSON. — *CIT Pasadena* **3** (1976), 37—54.

WALLACE, G. T. jr.; HOFFMAN, G. L.; DUCE, R. A.: The influence of organic matter and atmospheric deposition on the particulate trace metal concentration of northwest Atlantic surface seawater. — *Mar. Chem.* **5** (1977), 143—170.

WALLACE, G. T. jr.; MAKONEY, O. M.; DULMAGE, R.; STORTI, F.; DUDEK, N.: First-order removal of

- particulate aluminium in oceanic surface layers. — *Nature* **293** (1981), 729—731.
- WEIGEL, H.-P.: Atomabsorptionsmessungen von Blei, Cadmium, Kupfer, Eisen und Zink im Seston der Ostsee. — *Helgoländer wiss. Meeresunters.* **28** (1976), 206—216.
- : On the distribution of particulate metals, chlorophyll and seston in the Baltic Sea. — *Mar. Biol.* **44** (1977), 217—222.
- YURKOVSKY, A. K.; PINKULE, A. YA.: On the formation, metamorphization and distribution of allochthonous matter flocculi in the Baltic Sea. — *Okeanologiya* **20** (1980), 1045—1053 (in Russian).
- Address of the author:
Dr. sc. nat. LÜTZ BRÜGMANN
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde
- Final version of the paper: April 10, 1985
Accepted: May 30, 1985

EBERHARD HAGEN, RUDOLF SCHEMAINDA

On actual and climatological vertical structures within the 1500 dbar top layer north-west off Cape Verde Islands

With 4 figures and 1 table

Abstract: The more general vertical structure of vertical isoline displacements was investigated down to about 1500 m along an oceanographic section which crosses the transitional zone between the Canary Current and the North Equatorial Current north-west off Cape Verde Islands.

Four times, the measurements were carried out from board the r/v "A. v. Humboldt" during three successive years.

The southern flank of the large-scale current branch described by STRAMMA (1984) is indicated by very low vertical isoline displacements. By this fact the "steady state nature" of this intermediate current is found between 150 dbar and 800 dbar, nearly at the position of 25° N, 29° W.

Commonly, the first three eigen-functions of vertical velocity, which result from linear wave theory using a climatological density profile, sufficiently explain the observed vertical structure of isoline fluctuations.

Zusammenfassung: Die allgemeine Struktur von vertikalen Isolinienverlagerungen wurde bis zu einer Tiefe von etwa 1500 m entlang eines ozeanologischen Schnittes untersucht, der die Übergangszone zwischen dem Kanarenstrom und dem Nordäquatorialstrom im Nordwesten der Kap Verden kreuzt.

Von Bord der „A. v. Humboldt“ wurden viermal Messungen in drei aufeinanderfolgenden Jahren durchgeführt.

Die Südflanke des von STRAMMA (1984) beschriebenen großskaligen Zirkulationszweiges wird durch eine Zone relativer Isolinienruhe ausgewiesen. Dadurch wird die Stationarität dieser intermediären Strömung aufgezeigt. Sie wurde in der Schicht zwischen 150 dbar und 800 dbar beobachtet, annähernd auf der Position von 25° N, 29° W.

Allgemein beschreiben die ersten drei Eigenfunktionen der Vertikalgeschwindigkeit, die aus der linearen Wellentheorie abgeleitet wurden unter Verwendung eines klimatologischen Dichteprofiles, die

beobachtete Vertikalstruktur der Isolinienunruhe hinreichend.

Резюме: Общая структура вертикальных перемещений изолиний была исследована до около 1500 дбар вдоль океанографического разреза, который скрещивает переходную зону между Канарским течением и Северным Пассатным течением северо-западных островов Зелёного Мыса.

Наблюдения были проведены четыре раза во время трёх последовательных рейсов н. и. с. „Александр Гумбольдт“. Южный фланг крупномасштабной циркуляции, которая была описана в СТРАММА (1984), вызывает зону слабыми вертикальными отклонениями изолиний, что указывает на стационарно свойство этого течения. Оно наблюдалось в прослойке 150 дбар/800 дбар, около 25° с.ш. и 29° з.д.

Первые три собственные функции вертикального течения, которые вытекают из линейной теории волн Россби с помощью климатического профиля плотности, описывают удовлетворительно вертикальную структуру актуальных отклонений изолиний.

1. Introduction

The system of eastern boundary currents is composed by the Canary Current and the North Equatorial Current at the sea surface off Northwest Africa. These currents can be considered to be branches of the large-scale anticyclonic gyre in the North Atlantic and form the eastern "recirculation" of the Gulf Stream system, compare DIETRICH et al. (1975).

Rather a good overview was presented by STRAMMA (1984) on the climatological cir-

ulation structure in North-East Central Atlantic. Starting from the system of western boundary currents, the main inflow enters the eastern Atlantic south of the Azores. A relative narrow eastward flow results. This recirculation branch turns to south, nearly at the latitude of Madeira, and it occupies more and more width with an increasing west component on its way to south, especially in the region north of the Cape Verde Islands. Here, a transitional zone has been observed between the Canary Current (which is characterized by dominating southern direction) and the North Equatorial Current (which is marked by prevailing western direction).

On the other hand, the transitional zone between these two surface currents is drastically disturbed by meso-scale eddylike features. This fact follows from the mapped potential "eddyenergy" which was published by DANTZLER (1977). Thus, we can expect special motion dynamics in the area north-west off Cape Verde Islands where the southern flank of large-scale recirculation is drastically influenced by meso-scale eddy activities. Therefore, the offshore boundary conditions of the coastal upwelling dynamics along the shelf off Northwest Africa, especially for the main upwelling area between the latitudes of 20° N and of 24° N, are governed by a broad range of motion scales (in time and in space). Since the upwelling processes are clearly an immanent part of the whole system of eastern boundary currents, we need more understanding on the principal offshore dynamics in order to explain very low frequency anomalies of coastal upwellings.

We may expect that the recirculation contains very low frequency fluctuations (semi-annual, annual, interannual) while the eddy-like motions typically show higher frequency variations (weeks, months) in the meso-scale.

In both cases, the vertical current structure is essentially influenced by the vertical stratification, implying that baroclinic instabilities can give an important contribution to both scales of motion. According to ROBINSON,

HARRISON, and HAIDVOGEL (1979), such baroclinic instabilities work in different way:

- Transfer of kinetic energy from the gyre circulation into meso-scale motions (dependence from fluctuations of the large-scale winds).
- Transformation of potential energy from the local anomalies of mass field into kinetic energy of eddy-like motions (dependence from advection at the sea surface and in intermediate layers).

Although we can locally assume nonlinear motion dynamics in such a transitional area, nevertheless, we will prove the possibility to describe the more general motion structure by a linear theory, for instance, in terms of low frequency waves.

It is the objective of this study to compare mean vertical structures of motion, which result from solutions of the vertical eigenvalue problem over a plane bottom, with actual time behaviour of selected in situ isotherms and densities.

On this approximation step we search:

- The mean position of the southern flank of recirculation in the area north-west off Cape Verde Islands.
- An explanation for the mean vertical "noise structure" of oceanographic isolines along a section which perpendicular crosses the transitional zone between the Canary Current and the North Equatorial Current north-west off Cape Verde Islands.

2. Data base and processing

Typical density values are taken from a climatological data set which was compiled by DEMIN, HAGEN, and GURINA (1981) in order to diagnose the current field for one-degree fields during summer environmental conditions.

Here, we assume that the annual course of water density is essentially determined by the temperature response within the oceanic top layer between the sea surface and the depth of about 250 m, as it was reported by FRANKINGNOUL (1981) for the western Atlantic. In

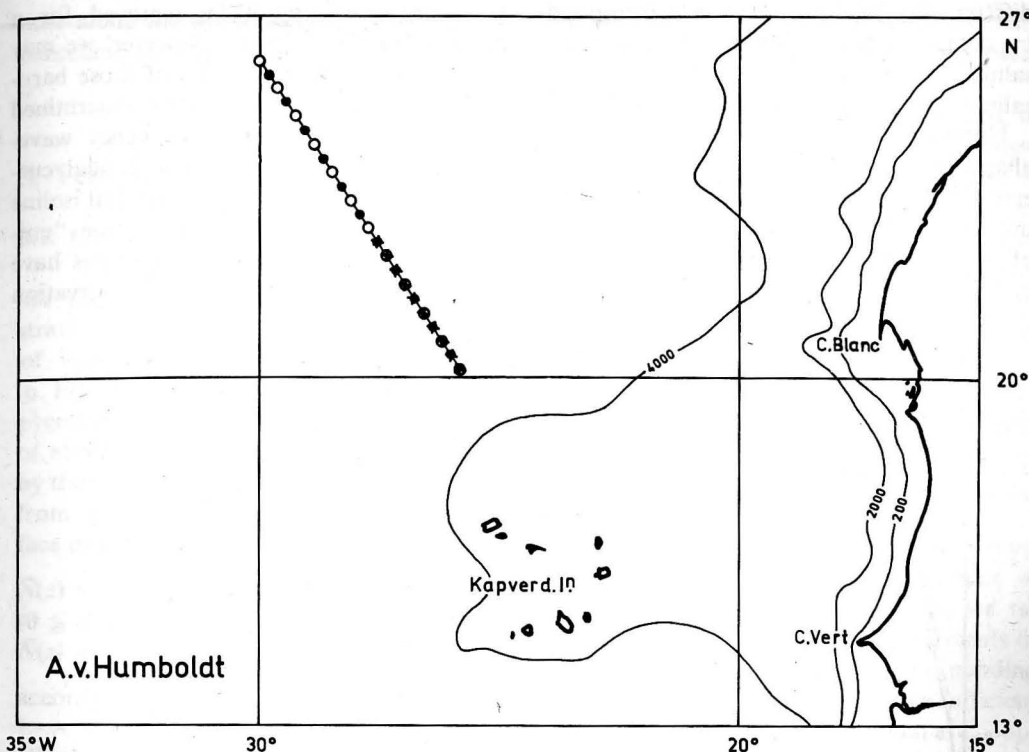


Fig. 1

Station positions along an oceanographic section which crosses the transitional zone between Canary Current and North Equatorial Current north-west off Cape Verde Islands

Station spacing was generally 20 nm, measurements were carried out from the sea surface down to about 1500 dbar, section direction was deviated by 32 degrees from north, isobaths are given in meter.

other words, we only expect the influence of the annual signal on vertical stratification within this top layer.

An averaged (in space and in time) density profile was constructed for the area between the latitudes of $19^{\circ}30'$ N and of $22^{\circ}30'$ N and between the longitudes of $25^{\circ}30'$ W and of $28^{\circ}30'$ W which is located north-west off Cape Verde Islands. The climatological density profile was fitted by an exponential behaviour using the nonlinear regression procedure. From the fitted profile the corresponding curve of Väisälä-frequency has been calculated as shown in Fig. 2a.

The actual oceanographic data result from three expeditions of r/v "A. v. Humboldt" of the Academy of Sciences of the German Democratic Republic in the area under consideration during October/November 1982,

March/April 1983, and February/March 1984. That means during the season which is typically for coastal upwellings on the shelf off Northwest Africa in the region south from Cape Blanc (21° N).

The station positions are indicated by Fig. 1. At each of the stations the pressure, temperature, conductivity and further oceanographic parameters were continuously measured by means of the CTD-sonde "OM-75" while lowering it from the sea surface down to the pressure level of about 1500 dbar. This measuring system was described in detail by MÖCKEL (1980) while the used validation procedure of data was discussed by LASS, WULFF, and SCHWABE (1983).

The station spacing generally was 20 nm. The temperature sensor was permanently controlled by two reverse thermometers in

different depths at each station. Corresponding comparisons were carried out between the salinity measurements from CTD and from salinometer measurements at selected depths.

Unfortunately, we are not able to exclude aliasing errors in the presented data set. Such errors are likely produced by baroclinic motions which are trapped on the internal radius of deformation. This motion scale is in the order of some tens of kilometres. Therefore,

such processes cannot be removed for a station spacing of 20 nm. However, we may speculate that the time scales of those baroclinic processes are essentially determined by dynamics of very low frequency wave-like motions (except inertial and tidal currents which probably produce vertical isoline displacements along the entire section "uniformly"). Very low frequency motions have time scales much longer than the observation

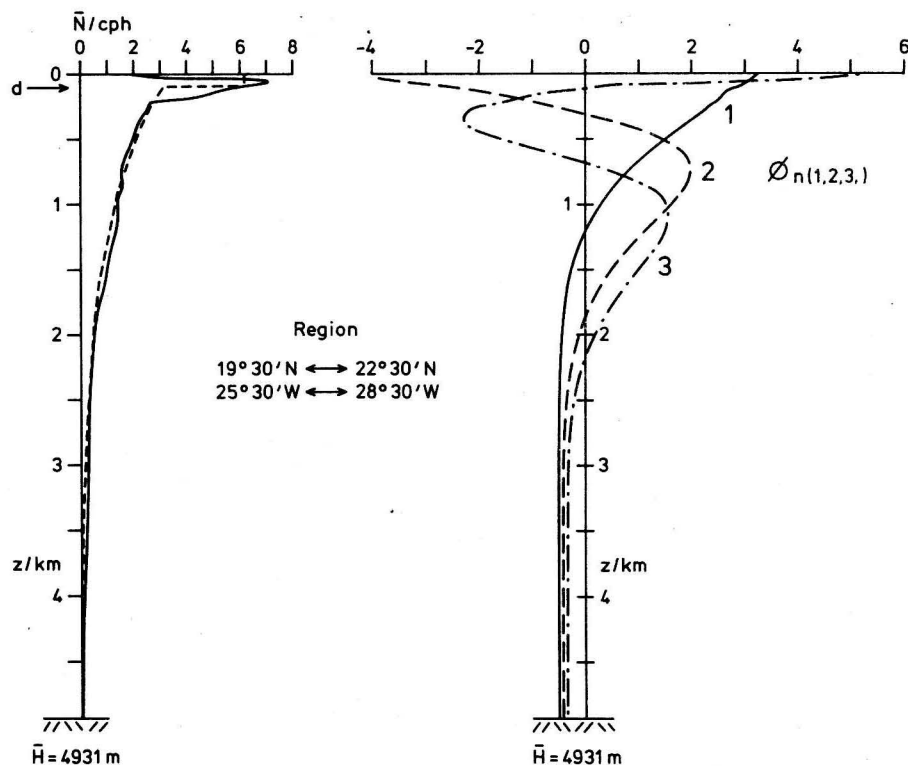


Fig. 2
Climatological stratification profile and corresponding structures of normalized eigen-functions $\Phi_n(z)$ for the pressure and horizontal motions which result from the vertical eigen-value problem in the indicated area of averaged water depth \bar{H}

- a) Vertical profile of Väisälä-frequency $\bar{N}(z)$ (full line) which was calculated from density values compiled by DEMN, HAGEN, and GURINA (1981) in comparison with the approximated profile (broken line) of analytical shape; d indicates the thickness of mixed layer as it is outlined in Chapter 3.1., following values are used: $d = 100$ m, $a^{-1} = 517$ m, $\bar{N}_0 = 5.4 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, $\bar{N}_0 = 1.09 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$, $f(21^\circ \text{ N}) = 5.2265 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, and $\bar{H} = 4931$ m resulting from the same data set as the density values)
- b) First three normalized eigen-functions of the pressure and of horizontal motion $\Phi_n(z)$ according to the calculation procedure what was published by FENNEL and LASS (1979)

time along the whole section. Therefore, the baroclinic features are practically fixed locally.

3. Vertical structures

3.1. Climatological motion structures

We start with the description of the mean stratification which is figured by the profile of Väisälä-frequency $N = ((g/\rho) \cdot (\partial\rho/\partial z))^{1/2}$ in Fig. 2a. The profile of $\bar{N}(z)$ shows the pycnocline by a maximum of $\bar{N}(z)$ at the depth of about 80 m. This profile is approximated by the analytical profile (broken line) starting from the bottom ($z = 0$) up to the sea surface of depth \bar{H}

$$\bar{N}(z) = N_u \cdot \exp[-(a/2)(d-z)] \quad \text{for} \quad (0 \leq z < d)$$

$$\bar{N}(z) = N_0 \quad \text{for} \quad (d \leq z \leq \bar{H})$$

according to the procedure of FENNEL and LASS (1979). This kind of approximation allows the calculation of eigen-functions from the vertical eigen-value problem if $N(z)$ can be reasonably approximated by an exponential shape. Of course, the separation of horizontal from vertical motions is only possible for a plane bottom. The resulting eigen-functions of pressure and of horizontal velocity components are denoted by $\Phi_n(z)$ for the vertical mode number $n = 1, 2, 3, \dots$ while the modes of vertical velocity are given by $W_n(z) \sim N^{-2}(z) \cdot \partial\Phi_n(z)/\partial z$. Fig. 2b shows

the estimated $\Phi_n(z)$ for the first three modes while Table 1 lists the supplementary parameters.

The C_n presented in Table 1 are close to those calculated by KRAUSS and WUEBBER (1982) for a larger area along the coast of Northwest Africa. Furthermore, this table lists zeros and peak factors of the first three modes. The zero levels correspond to vanishing horizontal motions but to a peak value of vertical velocities (and vice versa) for the mode concerned.

Preliminarily, we will accept the hypothesis that the joint action of the first three modes determines the general vertical structure of isoline displacements without a physical justification more in detail.

Now, we will inspect actual observations in order to prove the opened catalogue of possibilities. By this point of view, we recognize not only the vertical displacements of selected isotherms but also the corresponding dislocations of the in situ density as a sufficient indicator of vertical motions which are coupled with very low frequency current fluctuations.

3.2. Actual isoline displacements

Depths of selected isotherms are shown for four observation periods in Fig. 3, compare Fig. 1 for station positions. This figure displays a depth range with weak vertical displacements of the 10° C isotherm between 500 dbar and 800 dbar. The "signalnoise"

Table 1

Supplementary parameters to Fig. 2b given by: The inverse of vertical eigen-values c_n which indicates the phase velocity of gravity waves, the Rossby radius of deformation R_n with the Coriolis frequency $f = 5.2265 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ at the latitude of 21° N , the equivalent depth h_n with the gravity acceleration $g = 9.8 \text{ ms}^{-2}$, the depths of zeros z_n^0 of the Φ_n , and the depths of the extrema z_n^e of the Φ_n

mode n	c_n (ms^{-1})	$R_n = c_n/f$ (km)	$h_n = c_n^2/g$ (m)	z_n^0 (m)	z_n^e (m)
1	2.23	42.7	0.507	1200	—
2	1.06	20.3	0.115	300/1850	700—800
3	0.73	14.0	0.054	100/700/2200	(300—400)/ (1050—1150)

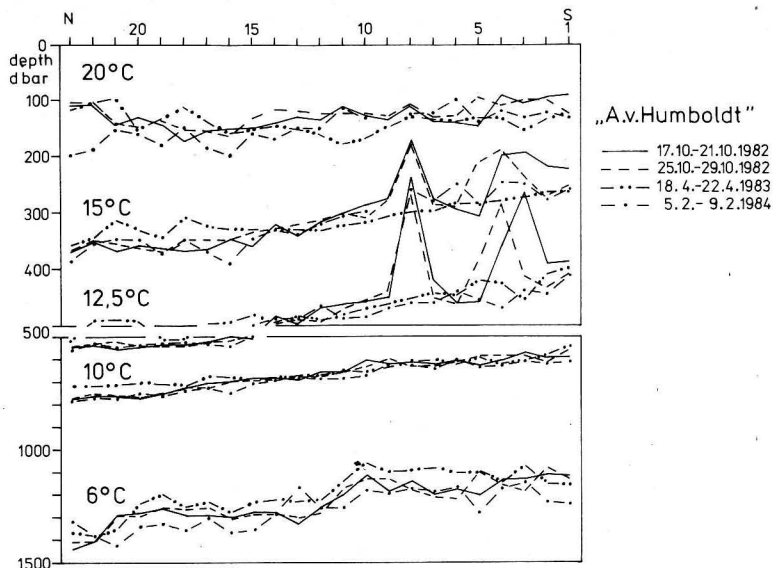


Fig. 3 Pressure level of five actual isotherms along the section which is sketched in Fig. 1 during the indicated observation periods of r/v "A. v. Humboldt" (note the changing vertical scale below the level of 500 dbar)

relationship decreases in layers above and below this intermediate layer. We find two drastic "bumps" for the 12.5 °C and for the 15 °C isotherm between the pressure levels of 200 dbar and 500 dbar during October 1982 while any events of this kind were not observed during April 1983 and during February 1984. The vertical noise structures in Fig. 3 clearly correspond to the vertical structure of $\Phi_2(z)$ in Fig. 2b and to the $W_2(z)$, not shown here. We conclude from this accordance that the vertical structure of actual current fluctuations was essentially influenced during October 1982 by the second mode from the climatological structure of vertical stratification. In other words, when meso-scale eddy-like features are locally influenced by remote (propagation of very low frequency waves from a further region into the area under consideration, advection of a cut-off from an intermediate current meander) or by local forcing (transfer of vorticity from the wind stress vorticity into the velocity field) then the mean stratification structure favours the second mode motions if the time scale of motions is sufficiently large. In such a

manner, the second mode fluctuations are superimposed on the large-scale "steady state" currents.

Furthermore, it is to see from Fig. 3 the inclination of isotherms (which are lower than 20 °C) is generally directed from south-east to north-west. This fact results from the geostrophical adjustment of large-scale flow on the surrounding mass field. According to STRAMMA (1984), the recirculation branch is directed from north-east to south-west in the investigation area. It is interesting to note that the 6 °C isotherm shows typical structures for each observation period along the section in Fig. 3. For instance, the mean depth of it is nearly horizontal between the numbered station 1 and station 10, and between the stations 13 up to 19 while a relative large along section gradient was permanently observed between station 10 and 13, and between 19 and 23 too. The depths of 10 °C isotherm don't show an analogical behaviour.

Thus we conclude that mean structures of the 6 °C isotherm reflect corresponding structures of geostrophical cross section flow in layers deeper than 1000 dbar. Generally, the

patterns of horizontal motions are connected with analogical structures of vertical motions. Therefore, we expect a similar behaviour of the vertical isoline displacements into the section direction. This expectation is confirmed by Fig. 4 on the whole. On the other hand, the increasing of vertical isoline displacements beneath the level of 1000 dbar affirms the layer with decreasing horizontal currents down to 1200 dbar according to $\Phi_1(z)$ of the first mode, compare Fig. 2b.

Fig. 4 displays averaged depths of selected in situ densities $\bar{h}(\sigma_{S,T,P})$ by thin dashed lines while the corresponding standard deviations are denoted by $\pm h'$ in form of full lines. The isolines of $\pm h'$ connect the mean levels of uniform vertical displacements of density surfaces. Because the $\pm h'$ are independent of special frequencies, these values reflect the influence of the joint action of possible modes altogether with respect to fluctuations of currents and of mass field.

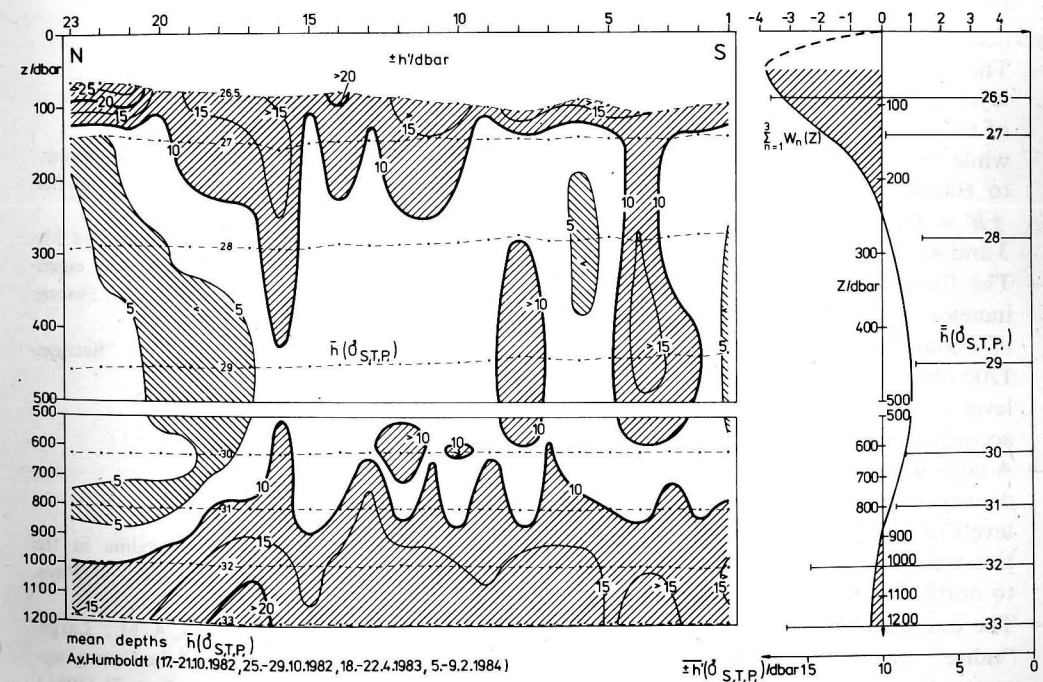


Fig. 4

Mean pressure levels of selected densities in situ $\bar{h}(\sigma_{S,T,P})$ and their (statistically poor) standard deviations $\pm h'$ which are locally calculated from the four indicated observation periods; the numbered stations (compare Fig. 1) are denoted from station 1 in south up to station 23 in north of this section at the top of the left hand picture; the layers with $\pm h'$ values larger than 10 dbar are hatched while the intermediate zone with values lower than 5 dbar is contrarily hatched in north of this section; the sum of the first three normalized eigenfunctions $\Sigma W_n(z)$ ($a_n = 1$ for $n = 1, 2, 3$ but $a_n = 0$ for $n \geq 4$) is presented at the right hand side with its scale at the picture top; the resulting profile of fluctuations of the mean vertical velocity is compared with the isoline displacements which are given by the length of $\pm h'$ joists at the averaged (along the entire section) $\sigma_{S,T,P}$ levels \bar{h} , the scale of $\pm h'$ is given at the foot of the right hand picture

Generally, the coupling between the vertical and horizontal motions may be represented by an infinite mode sum $\sum W_n(z) \cdot a_n(x, y, t)$ where the a_n reflect the horizontal dynamics. The observed vertical patterns of $\pm h'$ in Fig. 4 suggest that a sum of the first three modes essentially reflect the gross features of that structure.

Therefore, we compare the vertical structure of the first three added eigen-functions of vertical velocity $\sum_{n=1}^3 W_n(z)$ resulting from the climatological stratification with the averaged standard deviations along the entire section $\pm h' \sigma_{S,T,P}$ at the right hand side of Fig. 4.

Whereby the a_n has been chosen to be $a_n = 1$ for $n = 1, 2, 3$ and zero for $n \geq 4$.

We find following assertions for the mean vertical structure of "noise" from Fig. 4:

- The influence of noise sources in the top layer acts generally down to pressure levels of about 150 dbar and of about 200 dbar while the influence of it acts locally down to 600 dbar (indicated by the isoline of $\pm h' = 10$ dbar at the numbered stations 3 and 4).
- The fluctuations of the vertical velocity increase in layers below the pressure level of about 800 dbar down to the level of 1200 dbar where the climatological zero level of geostrophical currents is placed according to STRAMMA (1984).
- A layer with low vertical displacements of density surfaces was observed between the levels of 200 dbar and 800 dbar (the relative weak "noise" decreases from south to north along the entire section).
- The estimated mean vertical structure of "noise" (expressed by $\pm h'(\sigma_{S,T,P})$) corresponds well to the vertical profile of

$$\sum_{n=1}^3 W_n(z).$$

- The southern flank of the intermediate recirculation branch is indicated by a minimum of $\pm h'$ values within a layer between 150 dbar and 800 dbar in north of this section, nearly at the position of $25^\circ \text{N}, 29^\circ \text{W}$.

Of course, the more "steady state" the motion which is crossing the section the lower the amounts of $\pm h'$ because we accept that the flow is geostrophically adjusted on the mass field for sufficient time scales.

In summary: By the presented results, we conclude that it is possible to explain the vertical "noise" structure of motions by the sum of the first three modes which result from the vertical eigen-value problem for a climatological density profile in the uppermost 1200 dbar layer. This is of some importance with respect to a formulation of the offshore boundary conditions of coastal upwellings in the main upwelling area between the latitudes of 20°N and 24°N off Northwest Africa.

Acknowledgements

We wish to thank the staff of r/v "A. v. Humboldt" for the practical support of measurements and Mr. A. WILDE for the excellent figures.

Especially, we thank Dr. sc. H. U. LASS and Mr. R. SAMMLER for the calculations of vertical eigen-functions with their soft ware and Dr. sc. W. FENNEL for helpful suggestions.

This research is a contribution to the "Section-Programme".

References

- DANTZLER, H. L.: Potential energy maxima in the tropical and subtropical North Atlantic. — *J. Phys. Oceanogr.* 7 (1977), 512–519.
- DEMIN, YU. L.; HAGEN, E.; GURINA, A. M.: Large-scale currents in the upper layer of the Canary upwelling area in summer. — *Okeanologia* 21 (1981), 613–618 (in Russian).
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W.; SIEDLER, G.: *Allgemeine Meereskunde*. 3. Aufl. — Berlin, Stuttgart: Gebr. Borntraeger 1975, 514–521.
- FENNEL, W.; LASS, H. U.: On the vertical eigenvalue problem of equatorial trapped waves. — *Gerlands Beitr. Geophysik* 88 (1979), 279–293.
- FRANKINGNOUL, C.: Low-frequency temperature fluctuations off Bermuda. — *J. Geophys. Res.* 86 (1981), 6522–6528.

KRAUSS, W.; WUEBBER, C.: Response of the North Atlantic to annual wind variations along the eastern coast. — *Deep-Sea Res.* 29 (1982), 851–868.

LASS, H. U.; WULFF, C.; SCHWABE, R.: Methoden und Programme zur automatischen Erkennung und Korrektur von Meßfehlern in ozeanologischen Vertikalprofilen. — *Beitr. Meereskd.* H. 48 (1983), 95–111.

MÖCKEL, F.: Die ozeanologische Meßkette OM 75, eine universelle Datenerfassungsanlage für Forschungsschiffe. — *Beitr. Meereskd.*, H. 43 (1980), 5–14.

ROBINSON, A. R.; HARRISON, D. E.; HAIDVOGEL, D. B.: Mesoscale eddies and general ocean circulation models. — *Dynamics of Atmosphere and Ocean* 3 (1979), 143–180.

STRAMMA, L.: Wassermassenausbreitung in der Warmwassersphäre des subtropischen Nordostatlantiks. — *Berichte Inst. Meereskunde, Univ. Kiel*, Nr. 125 (1984), 108 S.

Address of the authors:

Dr. sc. EBERHARD HAGEN,
Dr. RUDOLF SCHEMAINDA

Institut für Meereskunde
Akademie der Wissenschaften der DDR
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Final version of the paper: March 4, 1985

Accepted: May 30, 1985

ANDREAS IRMISCH

Untersuchungen über den gelösten Harnstoff in der Ostsee

Mit 4 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung: Die Harnstoffkonzentration beträgt in der Oberflächenschicht (0—1 m) der zentralen Ostsee im Mittel über die Jahre 1978, 1980, 1982, 1983, 1984 0,37—0,46 $\mu\text{mol/l}$, in der westlichen Ostsee 0,61 $\mu\text{mol/l}$. Im anoxischen Tiefenwasser des Gotlandtiefs wurden häufig höhere Harnstoffwerte beobachtet als in gut durchlüfteten Wasserschichten. Die Harnstoffkonzentration unterliegt jahreszeitlichen Veränderungen, die dem Gang der Zooplanktonentwicklung ähneln. Es gibt Hinweise darauf, daß Phytoplankter in der Ostsee Harnstoff als Stickstoffquelle nutzen können. Wird Harnstoff in die Ernährung des Phytoplanktons einbezogen, ist das Defizit an anorganischem Stickstoff in der Ostsee schwächer ausgeprägt als vielfach angenommen.

Abstract: According to investigations in the years 1978, 1980, 1982—84 the average urea concentration in the surface layer (0—1 m) of the Baltic Sea varies between 0.37—0.46 $\mu\text{mol/l}$ in the central Baltic and 0.61 $\mu\text{mol/l}$ in the western region. In the anoxic deep water of the Gotland Deep often the urea concentrations were higher than in the oxic layers. The urea concentration shows seasonal variations, which are similar to the seasonal fluctuations in the development of zooplankton. There are experimental reasons to assume, that phytoplankton in the Baltic is able to utilize urea as a nitrogen source. If that is true, in the Baltic Sea the deficit in inorganic nitrogen is not so strong as supposed.

Резюме: В 1978, 1980, 1982, 1983 и 1984 годах выполнялись исследования о растворенной мочевины в Балтийском море. В поверхностном слое (0—1 м) средняя концентрация составляет 0,37 до 0,46 мк моль/л в центральных районах и 0,61 мк моль/л в западной части Балтийского моря. В анаэробных глубинных водах Готландской впадины частично появились более высокие концентрации мочевины, чем в аэробных слоях. Кон-

центрация мочевины показывает сезонную изменчивость, которая похожа на вариации развития зоопланктона. Существуют указания на то, что фитопланктон в Балтийском море может использовать мочевины в качестве источника азота. Вследствие этого, величина дефицита неорганического азота в Балтийском море могла бы быть более незначительной, чем она предполагается.

1. Einleitung

Harnstoff, das Diamid der Kohlensäure, ist ubiquitär verbreitet. Diese Verbindung gelangt als Endprodukt des Eiweißstoffwechsels tierischer Organismen und im Ergebnis des mikrobiellen Purin- und Pyrimidinabbaues in die Umwelt. Im freien Ozean wurden Harnstoffkonzentrationen bis 0,50 $\mu\text{mol/l}$ gemessen, die meisten Werte liegen darunter (REMSEN 1971; MC CARTHY 1972; AVILOVA 1983).

Untersuchungen über die Harnstoffverteilung in der Ostsee führten KOROLEFF (1974), STEINMANN (1976) und VALDERRAMA (1983) durch. Ihren Angaben zufolge liegt Harnstoff in der freien Ostsee in Konzentrationen von 0,05 bis 1,86 $\mu\text{mol/l}$ vor. Im Inneren der Kieler Bucht fand STEINMANN 4,52 μmol Harnstoff pro Liter, was auf Eintrag vom Festland hinweist. Einige Phytoplankter können Harnstoff als Stickstoffquelle nutzen (MC CARTHY 1980). In der Ostsee erhält der Harnstoff unter diesem Gesichtspunkt eine besondere Bedeutung. Hier beträgt das stöchiometrische Verhältnis des anorganischen Stickstoffs zu Phosphor 7:1 bis 8:1 in der winterlich durchmischten Deckschicht (NEHRING 1982). Dies ist niedrig, gemessen am ozeani-

schen Verhältnis von 16:1 (SVERDRUP u. a. 1942), und weist auf ein Defizit an anorganisch gebundenem Stickstoff in der Ostsee hin. Die Einbeziehung des Harnstoffs in die Versorgung des Phytoplanktons könnte das Stickstoffdefizit und damit auch die Begrenzung der Bioproduktivität in der Ostsee durch diesen Algennährstoff mildern.

In den Jahren 1978, 1980, 1983 und 1984 wurden systematische Untersuchungen über die raum-zeitliche Verteilung des Harnstoffs in der Ostsee durchgeführt. Die Probenentnahme erfolgte während der Terminfahrten des Instituts für Meereskunde der AdW der DDR im Januar/Februar, März/April, Mai, August und Oktober/November der betreffenden Jahre. Abb. 1 zeigt die Lage der bearbeiteten Stationen. Im Jahre 1978 wurden alle verzeichneten Stationen beprobt, um einen möglichst breiten Überblick über die Harnstoffverteilung in der Ostsee zu erhalten. In der Folgezeit wurden für einzelne Seegebiete typische Stationen ausgewählt. Dies waren: Stat. 012 — westliche Ostsee, Stat. 113 — Arkonasee, Stat. 213(5A) — Bornholmsee und 271(15A) — Gotlandsee.

Harnstoffmessungen erfolgten auch im Rahmen der Ökologischen Experimente 1981 (ÖKEX, 1981), in deren Verlauf die Veränderlichkeit biologischer und chemischer Größen innerhalb eingeschlossener Wasserkörper verfolgt wurde (SCHULZ u. a. 1985).

Die Proben wurden nach der Entnahme über gegläute Glasfaserfilter GF/C filtriert und tiefgefroren aufbewahrt ($-20\text{ }^{\circ}\text{C}$). Die Analysen fanden im Labor an Land statt, wobei die Diacetylmonoximmethode nach NEWELL u. a. (1967) zur Anwendung kam. Eine genaue Beschreibung des Analysenganges findet sich bei IRMISCH (1979).

2. Ergebnisse

In Hinsicht auf die Jahresmittelwerte und die mehrjährigen Mittelwerte der Harnstoffoberflächenkonzentrationen unterscheiden sich die untersuchten Seegebiete der zentralen Ostsee kaum. Abweichend davon wurden in der westlichen Ostsee, besonders in der Lü-

becker Bucht (Stat. 023), höhere Harnstoffkonzentrationen ermittelt (Tab. 1). Diese Werte könnten in Anbetracht der küstennahen Lage der Stationen in der westlichen Ostsee auf Harnstoffeintrag vom Festland hindeuten.

Zwischen der Wassertiefe und dem Harnstoffgehalt besteht keine eindeutige Beziehung. Häufig konnten jedoch im grundnahen Bereich des Gotlandtiefs (Stat. 271), in dem sich infolge der herrschenden Stagnationsperiode Schwefelwasserstoff angesammelt hatte, höhere Harnstoffkonzentrationen nachgewiesen werden als in der übrigen Wassersäule. Die Konzentration des organisch gebundenen Stickstoffs zeigt die gleiche Tendenz. Beispiele dafür sind die im Herbst 1982, 1983 und 1984 beobachteten Verhältnisse (Tab. 2). Sie stehen in Übereinstimmung mit Untersuchungsergebnissen, die zeigen, daß im anoxischen Milieu der tiefen Ostseebecken gelöstes organisches Material angereichert wird (IRMISCH 1984).

Die Harnstoffkonzentration in der Oberflächenschicht der Ostsee unterliegt jahreszeitlichen Schwankungen. Sie sind, wie am Beispiel der Station 113 im Arkonatief gezeigt wird, durch Maxima im späten Frühjahr oder im Sommer gekennzeichnet, also in Zeiten intensiver Primärproduktion des Phytoplanktons oder kurz danach (Abb. 2).

In Tab. 3 werden die jahreszeitlichen Veränderlichkeiten der Harnstoffkonzentration und der Konzentration der anorganischen Algennährstoffe auf Station 213 im Bornholmtief einander gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß zwischen beiden Größen eine gegenläufige Tendenz besteht. Während mit zunehmender Produktivität des Phytoplanktons die Konzentration der anorganischen Algennährstoffe sinkt, steigt die Harnstoffkonzentration an. Infolgedessen überwiegt im Mai und im August der Harnstoff teilweise gegenüber den anorganischen Stickstoffverbindungen.

Die Untersuchungen mit in durchsichtigen Plastebehältern eingeschlossenen Wasserproben während der Ökologischen Experimente 1981 gaben Gelegenheit, die Konzentrationsänderungen der anorganischen Algen-

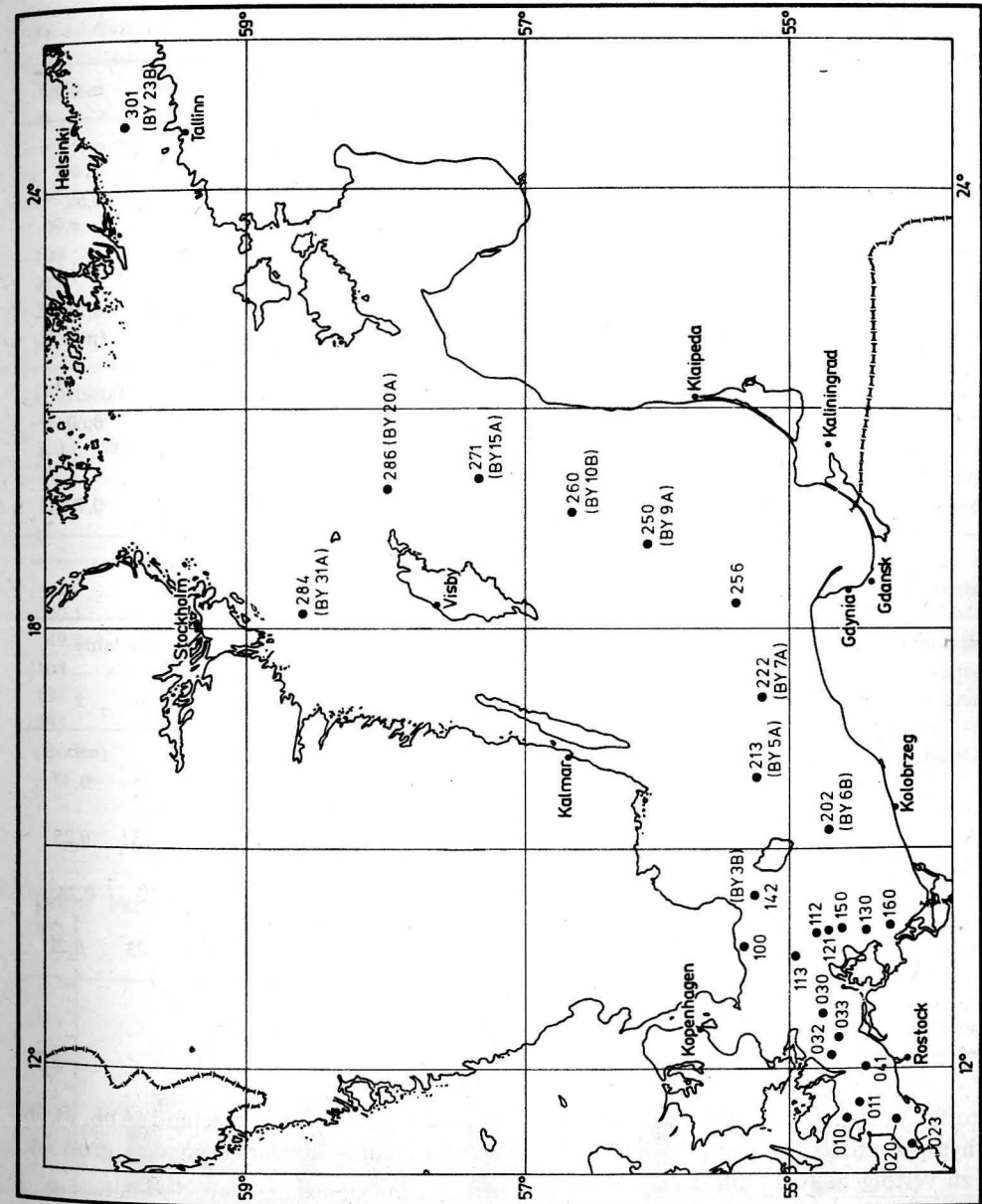


Abb. 1
Stationskarte

Tabelle 1
Mittelwerte der Harnstoffkonzentrationen ($\mu\text{mol/l}$) in der Oberflächenschicht (0–1 m) ausgewählter Stationen in der Ostsee

Seegebiete und Stationsbezeichnung	1978			1980			1982				
	<i>m</i>	min	max	<i>m</i>	min	max	<i>m</i>	min	max		
westl. Ostsee											
010	0,75	0,51	0,97								
012	0,77	0,22	1,30	0,61	0,40	0,87	0,50	0,31	0,67		
023	1,15	0,45	1,70								
Arkonasee											
033	0,70	0,54	0,98								
113	0,70	0,31	1,03	0,47	0,30	0,80	0,41	0,23	0,71		
150	0,67	0,14	1,18								
130	0,62	0,47	0,86								
Bornholmsee											
213 (5A)	0,43	0,09	0,70	0,50	0,34	0,71	0,43	0,30	0,60		
östl. Gotlandsee											
250 (9A)	0,56	0,36	0,94								
271 (15A)	0,39	0,23	0,74	0,43	0,20	0,59	0,46	0,30	0,70		

(Fortsetzung Tabelle 1)

Seegebiete und Stationsbezeichnung	1983			1984			Mittel über die Jahre					
	<i>m</i>	min	max	<i>m</i>	min	max	<i>m</i>	min	max	<i>n</i>	<i>s</i>	
westl. Ostsee												
012	0,24	0,08	0,38	0,87	0,17	1,38	0,61	0,08	1,38	25	0,37	
Arkonasee												
113	0,42	0,08	0,78	0,29	0,12	0,55	0,46	0,08	1,03	25	0,25	
Bornholmsee												
213 (5A)	0,41	0,15	0,54	0,44	0,09	1,17	0,44	0,09	1,17	25	0,24	
östl. Gotlandsee												
271 (15A)	0,21	0,08	0,42	0,37	0	0,86	0,37	0	0,86	23	0,21	

m = Mittelwert
n = Anzahl der Meßwerte
s = Standardabweichung

nährstoffe und des Harnstoffs von Beginn der Phytoplanktonentwicklung bis zu deren Ende zu verfolgen. Aus Abb. 3 geht hervor, daß sich die Konzentration des Harnstoffs im wesentlichen parallel zu den Konzentrationen der typischen anorganischen Algen-nährstoffe veränderte. Von besonderem Interesse ist dabei das erste Drittel des Untersuchungszeitraumes, weil sich in dieser Zeitspanne das Phytoplankton in seiner exponen-

tiellen Entwicklungsphase befand (Abb. 4), in der sein Nährstoffbedarf besonders groß ist.

3. Diskussion

Harnstoff ist eine wichtige Komponente im Stoffgemisch des Ostseewassers. Seine Konzentration ist in der produktiven Jahreszeit vergleichbar mit denen der anorganischen

Tabelle 2
Die Konzentrationen des Harnstoffs, des org. Stickstoffs, des Sauerstoffs und des Schwefelwasserstoffs in einigen Tiefenhorizonten der Stat. 271 (15A) im Gotlantief im Okt./Nov. der Jahre 1982–1984

31. 10. 1982					3. 11. 1983				
Tiefe m	O ₂ ml/l	H ₂ S mg/l	org. N $\mu\text{mol/l}$	Harnst. $\mu\text{mol/l}$	Tiefe m	O ₂ ml/l	H ₂ S mg/l	org. N $\mu\text{mol/l}$	Harnst. $\mu\text{mol/l}$
1,0	7,43		14,69	0,31	1,0	7,88		19,79	0,10
19,7	7,40			0,44	19,9	7,64		23,24	0,20
49,8	6,66		23,35	0,30	50,8	6,61		20,38	0,15
100					109	2,84		19,37	0,22
215	0	1,98	18,75	0,54	200	0	1,59	29,08	0,74
239	0	3,60	17,43	1,33	242	0	1,79	22,66	1,05
(Boden)					(Boden)				

(Fortsetzung Tabelle 2)

3. 11. 1984

Tiefe m	O ₂ ml/l	H ₂ S mg/l	org. N $\mu\text{mol/l}$	Harnst. $\mu\text{mol/l}$
1,0	7,44		16,37	0,36
20,1	7,37		16,96	0,26
49,8	7,10		16,31	0,46
109	3,22		11,46	0,12
198	0	1,83	18,26	1,34
235	0	2,50	21,42	2,16
(Boden)				

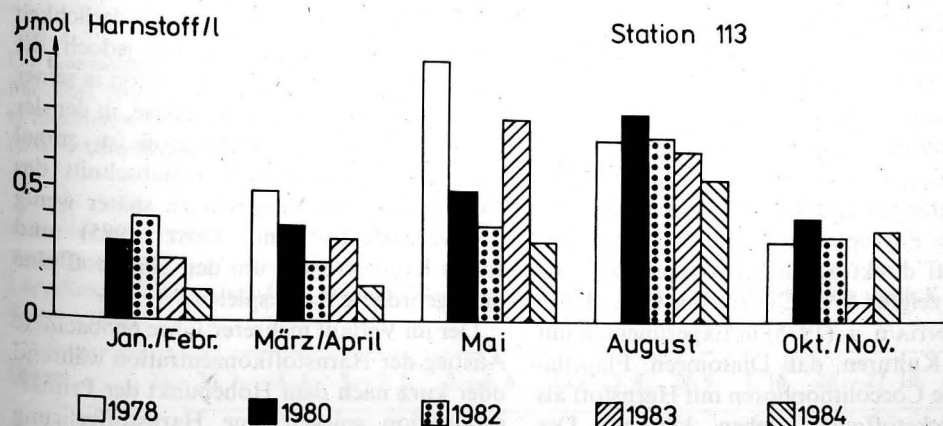


Abb. 2
Jahreszeitliche Veränderlichkeit der Harnstoffkonzentration in der Oberflächenschicht (0–1 m) auf Station 113 in der Arkonasee in den Jahren 1978, 1980, 1982, 1983 und 1984

Tabelle 3

Die Konzentrationen der anorganischen Algennährstoffe ($\mu\text{g-at./l}$) und des Harnstoff-Stickstoffs ($\mu\text{g-at. N/l}$)*, die stöchiometrischen N/P-Verhältnisse und die Primärproduktion des Phytoplanktons ($\text{mg C/m}^3 \cdot \text{d}$) in verschiedenen Jahreszeiten 1983 und 1984 in der Oberflächenschicht (0–1 m) der Stat. 213 (5A) im Bornholmtief

	3.2.	29.3	18.5	6.8.	31. 10. 1983	30. 1.	28. 3.	9. 5.	6. 8.	29. 10. 1984
NO_3	1,00	3,96	0,07	0,10	1,00	4,09	4,14	0,08	0,10	0,15
NH_4	0,43	0,73	0,14	0,40	0,43	0,34	0,33	0,20	0,27	0,23
NO_2	0,33	0,23	0,01	0,00	0,33	0,05	0,15	0,02	0,01	0,12
anorg. N	1,76	4,92	0,22	0,50	1,76	4,48	4,62	0,30	0,38	0,50
PO_4	0,87	0,80	0,43	0,13	0,36	0,84	0,79	0,39	0,10	0,26
Harnst.-N.	0,40	1,08	1,02	1,12	0,30	0,18	0,54	0,96	2,34	0,34
N/P	2,0	6,2	0,5	3,8	4,9	5,3	5,8	0,8	3,8	1,9
N/P	2,5	7,5	2,9	12,5	5,7	5,5	6,5	3,2	27,2	3,2
(+ Harnst.) Primär- prod.		19,38	76,84	102,52	25,48		13,82	20,9	63,3	14,22

*) In dieser Tabelle werden die Konzentrationen der besseren Vergleichbarkeit wegen in der veralteten Maßeinheit $\mu\text{g-at./l}$ angegeben

Stickstoffverbindungen, übertrifft diese teilweise sogar (vgl. Tab. 3). Demgegenüber betragen die Aminosäurekonzentrationen in der Ostsee 0–50 nmol/l (DAWSON und GOCKE 1978; MOPPER und LINDROTH 1982).

Der Harnstoff spielt eine wichtige Rolle im biologisch-chemischen Stoffkreislauf des Meeres, so besonders bei der Ernährung heterotropher Mikroorganismen und als Stickstoffquelle für das Phytoplankton.

Der mikrobielle Abbau des Harnstoffs zu Kohlendioxid und Ammoniak verläuft rasch. In der Literatur werden Turnoverzeiten von 2,4 bis 112 Stunden für küstennahe Regionen des Ozeans angegeben (REMSSEN 1972; SAVIDGE und HUTLEY 1977). Im Inneren der Kieler Bucht ermittelte STEINMANN (1976) Turnoverzeiten von 3,4 bis 60 Stunden.

Einige Phytoplankter sind in der Lage, Harnstoff direkt als Stickstoffquelle zu nutzen. So zeigten z. B. CARPENTER u. a. (1972) sowie ANTIA u. a. (1975) in Experimenten mit sterilen Kulturen, daß Diatomeen, Flagellaten sowie Coccolithophoren mit Harnstoff als Hauptstickstoffquelle leben können. Der Stickstoff des Harnstoffs wird um so stärker aufgenommen, je geringer das Angebot an anorganischem Stickstoff, vor allem an Am-

moniumstickstoff, ist (HARVEY und CAPERON 1976; BUTLER u. a. 1979).

Ein Hinweis auf die Nutzung des Harnstoffs durch das Phytoplankton in der Ostsee ergibt sich aus der fast parallelen Abnahme der Harnstoffkonzentration und der Konzentration der anorganischen Algennährstoffe in den Experimenten mit eingeschlossenen Planktongemeinschaften (Abb. 3). Sicherlich wird ein Teil des Harnstoffs durch heterotrophe Mikroorganismen abgebaut. Entscheidend für die beobachtete Veränderlichkeit der Harnstoffkonzentration ist jedoch die Aufnahme durch das Phytoplankton in seiner exponentiellen Entwicklungsphase, in der der Nährstoffbedarf besonders groß ist, zumal die Bakterien in diesem Zeitabschnitt des Experimentes im Vergleich zu später wenig stoffwechselaktiv sind (JOST 1985) und so als Konkurrenten um den Harnstoff eine untergeordnete Rolle spielen.

Der im Verlauf mehrerer Jahre beobachtete Anstieg der Harnstoffkonzentration während oder kurz nach dem Höhepunkt der Primärproduktion spiegelt eine Harnstoffzehrung durch das Phytoplankton nicht wider; sie wird durch andere Prozesse überlagert.

Harnstoff gelangt als ein Endprodukt des

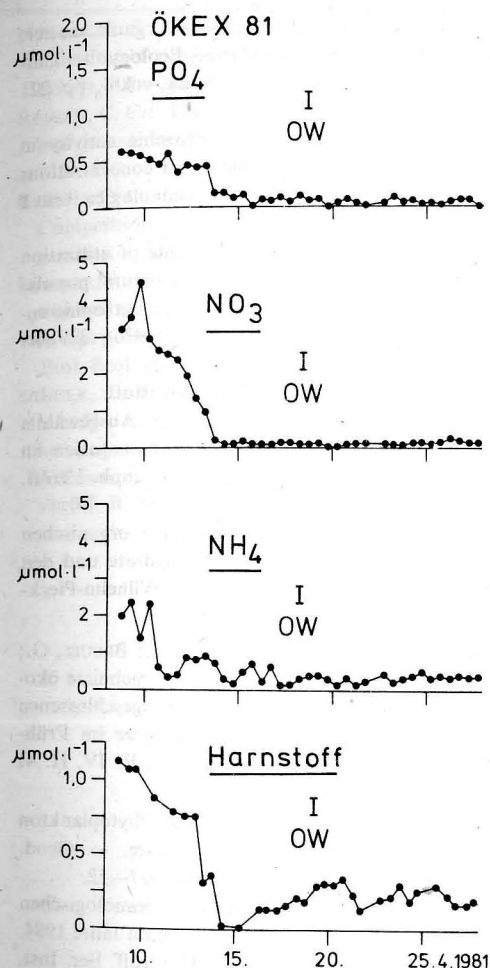


Abb. 3 Die Konzentration der anorganischen Algennährstoffe Phosphat, Nitrat und Ammoniak sowie des Harnstoffs in Experiment I von ÖKEX 1981 in der Ostsee (OW = Oberflächenwasser)

Tabelle 4 Langjährige Monatsmittel (1972–84) der Zooplanktonbiomasse (ml/m^3) in der Arkonasee (nach KAISER und SCHULZ 1985)

Datum	23.–26. 3.	3. 4.	3.–7. 5.	3.–5. 8.	12.–13. 8.	29. 9.	7. 10.	26.–27. 10.	13. 11.
Zoopl.									
200 μ -Netz	0,21	0,21	0,48	0,72	0,55	0,55	0,38	0,38	0,31
0–25 m									

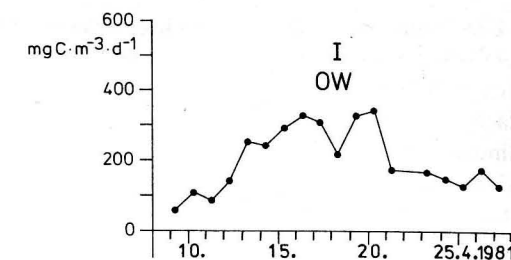


Abb. 4 Die Primärproduktion in Experiment I von ÖKEX 1981 in der Ostsee (OW = Oberflächenwasser)

Eiweißstoffwechsels tierischer Meeresorganismen, vor allem des Zooplanktons, in das Meerwasser (CONOVER 1978). Tab. 4 enthält Angaben über die jahreszeitliche Entwicklung der Zooplanktonbiomasse in der Arkonasee. Der Vergleich dieser Werte mit Abb. 2 läßt die Schlußfolgerung zu, daß die Veränderlichkeit der Harnstoffkonzentration wesentlich durch die Entwicklung der Zooplanktonbiomasse bestimmt wird. Dem untergeordnet, aber möglicherweise nicht bedeutungslos, könnte die Bildung von Harnstoff beim mikrobiellen Purin- und Pyrimidinabbau im Meerwasser sein (MAITA u. a. 1973, zit. bei MC CARTHY 1980).

Die ständige Nachlieferung von Harnstoff vor allem aus der im Sommer reichlich vorhandenen Zooplanktonbiomasse und dessen Einbeziehung in die Ernährung der Algen ist möglicherweise mit ein Grund für die hohen Primärproduktionsraten in der sommerlich homogenen Deckschicht der Ostsee (siehe z. B. KAISER u. a. 1981) trotz der dort in äußerst geringen Konzentrationen vorliegenden anorganischen Stickstoffverbindungen.

Die Begrenzung der Bioproduktivität in der Ostsee infolge Mangels an anorganischem Stickstoff könnte also durch Einbeziehung des Harnstoffs in die Ernährung der Algen gemindert werden. Beispielsweise beträgt das stöchiometrische N/P-Verhältnis im August 1983 auf Station 213 unter Berücksichtigung des Harnstoffs 12,5:1 gegenüber 3,8:1 ohne Harnstoff und im August 1984 27,2:1 gegenüber 3,8:1 (vgl. Tab. 3).

Zur Klärung der Frage, ob und wie Harnstoff als Stickstoffquelle durch das Phytoplankton in der Ostsee genutzt wird, sind gezielte Untersuchungen erforderlich. Zum ersten ist der heterotrophe Harnstoffabbau zu untersuchen, um herauszufinden, wie lange es dauert, bis der im Harnstoff gebundene Stickstoff als Ammoniak den Algen zur Verfügung steht. Hierzu ist es notwendig, die heterotrophe Bruttoassimilation von ^{14}C -markiertem Harnstoff zu ermitteln. Wichtig ist es weiterhin, die Frage zu beantworten, ob die Phytoplankter in der Lage sind, Harnstoff direkt als Stickstoffquelle zu nutzen. Dazu müßten sie über mindestens eines der harnstoffspaltenden Enzyme Urease, und Ureadehydrogenase verfügen. Es kommt also darauf an, die Aktivität dieser Enzyme in der Algenbiomasse nachzuweisen. Auf diese Weise können wichtige Aufschlüsse über die Funktion des Harnstoffs im biologischen Stoffkreislauf der Ostsee gewonnen werden.

Literatur

- ANTIA, N. J.; BERLAND, B. R.; BONIN, D. J.; MAESTRINI, S. Y.: Comparative evaluation of certain organic and inorganic sources of nitrogen for phototrophic growth of marine microalgae. — *J. mar. biol. Ass. U.K.* **55** (1975), 519—539.
- AVILOVA, S. D.: Harnstoff im nordwestlichen Indik. — *Okeanologija* **23** (1983), 588—593 (in russ.).
- BUTLER, E. I.; CORNER, E. D. S.; MARSHALL, S. M.: The relationship between inorganic and organic nutrients in sea water. — *J. mar. biol. Ass. U.K.* **50** (1970), 525—560.
- CARPENTER, E. J.; REMSEN, C. C.; WATSON, S. W.: Utilization of urea by some marine phytoplankters. — *Limnol. Oceanogr.* **17** (1972), 265—269.
- CONOVER, R. J.: Transformation of organic matter. In: KINNE, O. (Hrsg.): *Marine Ecology*. — Chichester u. a. 1978: Wiley & Sons, vol. 4, pp. 221 to 500.
- DAWSON, R.; GOCKE, K.: Heterotrophic activity in comparison to the free amino acid concentrations in Baltic sea water samples. — *Oceanologica Acta* **1** 45—54.
- HARVEY, W. A.; CAPERON, J.: The rate of utilization of urea, ammonium and nitrate by natural populations of marine phytoplankton in an eutrophic environment. — *Pacific Science* **30** (1976), 329 bis 340.
- IRMISCH, A.: Bestimmung von Harnstoff. — In: ROHDE, K.-H.; NEHRING, D. (Hrsg.): *Ausgewählte Methoden zur Bestimmung von Inhaltsstoffen im Meer- und Brackwasser*. — *Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 27* (1979), 52—54.
- : Untersuchungen über den gelösten organischen Kohlenstoff, die gelösten Kohlenhydrate und den Harnstoff in der Ostsee. — *Diss., Wilhelm-Pieck- Univ. Rostock*, 1984.
- JOST, G.: Bakterien: — In: SCHULZ, S.; BREUEL, G.; IRMISCH, A.; JOST, G.; SIEGEL, H.: *Ergebnisse ökologischer Untersuchungen an eingeschlossenen Planktongemeinschaften der Arkonasee im Frühjahr 1981*. — *Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 41* (1985), 46—48.
- KAISER, W.; RENK, H.; SCHULZ, S.: Phytoplankton und Primärproduktion in der Ostsee. — *Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 33* (1981), 27—52.
- KAISER, W.; SCHULZ, S.: Analyse der ozeanologischen Bedingungen in der zentralen Ostsee im Jahre 1984. 2. Biologische Bedingungen — *Unveröff. Ber. Inst. Meereskunde, Warnemünde* 1985.
- KOROLEFF, F.: On the determination of urea in sea water and preliminary data from Baltic. — IX. Conference of the Baltic Oceanographers, paper No. 25a, Kiel 1974.
- MCCATHY, J. J.: The uptake of urea by natural populations of marine phytoplankton. — *Limnol. Oceanogr.* **17** (1972), 738—748.
- : Nitrogen. In: MORRIS, J. (Hrsg.): *The physiological Ecology of Phytoplankton*. — Oxford u. a.: Blackwell 1980, pp. 191—234.
- MOPPER, K.; LINDROTH, P.: Diel and depth variations in dissolved free amino acids and ammonium in the Baltic Sea determined by shipboard HPLC analysis. — *Limnol. Oceanogr.* **27** (1982), 336—347.
- NEHRING, D.: Relationen der Phosphor- und Stickstoffverbindungen untereinander und zu anderen chemischen Größen der Ostsee. — *Beitr. Meereskunde, H. 47* (1982), 51—60.
- NEWELL, B. S.; MORGAN, B.; CUNDY, J.: The determination of urea in seawater. — *J. Mar. Res.* **25** (1967), 201—202.
- REMSSEN, C. C.: The distribution of urea in coastal and oceanic waters. — *Limnol. Oceanogr.* **16** (1971), 732—740.
- REMSSEN, C. C.; CARPENTER, E. J.; SCHROEDER, B. W.: Competition for urea among estuarine microorganisms. — *Ecology* **53** (1972), 921—926.
- SAVIDGE, R.; HUTLEY, H. T.: Rates of remineralisation and assimilation of urea by fractionated plankton populations in coastal waters. — *J. exp. mar. Biol. Ecol.* **28** (1977), 1—16.
- SCHULZ, S.; BREUEL, G.; IRMISCH, A.; JOST, G.; SIEGEL, H.: Ergebnisse ökologischer Untersuchungen an eingeschlossenen Planktongemeinschaften der Arkonasee im Frühjahr 1981. — *Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 41* (1985), 1—66.
- STEINMANN, J.: Untersuchungen über den bakteriellen Abbau von Harnstoff und Harnsäure in der westlichen Ostsee. — *Botanica Marina* **19** (1976), 47—58.
- SVERDRUP, M. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H.: *The oceans, their physics, chemistry and general biology*. — New York: 1942.
- VALDERRAMA, J.: The distribution of urea in the Baltic Sea. — *Contribution to ICES C.M. 1983/C: 14*.

Anschrift des Autors

Dr. ANDREAS IRMISCH

Akademie der Wissenschaften der DDR

Institut für Meereskunde

DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Abschluß der Arbeit: 21. 5. 1985

Zur Veröffentlichung angenommen: 1. 7. 1985

WOLFGANG MATTHÄUS

Charakteristische Eigenschaften von Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee

Mit 11 Abbildungen und 5 Tabellen

Zusammenfassung: Für vergleichende Betrachtungen von Eigenschaften der Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee werden charakteristische Größen definiert und an Hand bisheriger Untersuchungen und Analysen eine Übersicht über regionale und zeitliche Änderungen der Eigenschaften von Stagnationsperioden gegeben. Die Untersuchungen konzentrieren sich im wesentlichen auf den Zeitraum nach 1950 und beziehen sich vorrangig auf das Bornholm- (BY 5), Gotland- (BY 15) und Landsortief (BY 31). Es werden Ursachen für die räumlichen und zeitlichen Änderungen der Charakteristika von Stagnationsperioden in den Tiefenbecken der Ostsee aufgezeigt und Aspekte der Variationen ozeanologischer Parameter an zahlreichen Beispielen erläutert.

Abstract: Characteristic values are defined for comparative purposes of the characteristics of stagnation periods in the deep water of the Baltic Sea. On the basis of recent investigations and analyses a view is given of regional and temporal variations in the characteristics of stagnation periods. The investigations cover essentially the period following 1950, and mainly concern the Bornholm (BY 5), Gotland (BY 15), and Landsort Deeps (BY 31). Causes are shown of the spatial and temporal variations of the characteristics of stagnation periods in the deep basins of the Baltic Sea and aspects are illustrated of the variations of oceanological parameters on the basis of numerous examples.

Резюме: Определяются основные параметры, позволяющие сравнения характеристик периодов стагнации в глубинных водах Балтийского моря, и дается обзор о местных и временных изменениях свойств периодов стагнации на основе проведенных до сих пор исследований и анализов. Исследования по существу сосредоточиваются на период после 1950 года и главным образом относятся к Борнхольмской (BY 5), Готландской (BY 15) и Ландсортской (BY 31) впадинам. Вскры-

ваются причины пространственных и временных изменений характеристик периодов стагнации в глубинных бассейнах Балтийского моря и объясняются аспекты вариаций океанологических параметров на многочисленных примерах.

1. Einleitung

Stagnation ist ein natürlicher Prozeß in Meeresgebieten, die weitgehend vom Festland umgeben sind und nur flache und enge Verbindungen zum offenen Weltmeer besitzen, deren Vertikalzirkulation durch die Stabilität der Wassermasse und deren horizontaler Austausch durch das Bodenrelief eingeschränkt sind. Der Energie- und Stoffaustausch zwischen einem derartigen Meeresgebiet und dem Ozean hängt in starkem Maße von den topographischen Gegebenheiten im Übergangsbereich ab. Dadurch werden typische Erscheinungsformen der Stagnation hervorgerufen, die sich in der Zirkulation der Wassermassen und der zeitlichen Veränderlichkeit der physikalischen, chemischen und biologischen Verhältnisse widerspiegeln.

Die Ostsee ist eines der größten Meeresgebiete mit Stagnation im Tiefenwasser. Sie liegt in der humiden Klimazone im Übergangsbereich zwischen ozeanischem und kontinentalem Klima und weist eine positive Wasserbilanz auf. Bei einer Gesamtfläche (ohne Kattegat) von rund 393 000 km², einem Volumen von etwa 21 200 km³ und einer mittleren Tiefe von 55 m vollzieht sich der Austausch mit der Nordsee nur über die verhältnismäßig engen und flachen Belte und den

Sund. Der vertikale Austausch wird durch eine stabile Dichteschichtung weitgehend unterbunden. Eine effektive Erneuerung des Tiefenwassers ist nur durch advektive Vorgänge — die sogenannten Salzwassereinbrüche — möglich. Die Häufigkeit und Intensität der Salzwassereinbrüche, die im Mittel alle 3 bis 4 Jahre erfolgen und größere Wassermengen hohen Salz- und Sauerstoffgehaltes in das Tiefenwasser der einzelnen, durch submarine Schwellen voneinander getrennten Ostseebecken transportieren, bestimmen die Eigenschaften der Stagnationsperioden.

Diese Skala der Veränderlichkeit ozeanologischer Parameter ist bisher nur wenig untersucht worden (MATTHÄUS 1984). Ziel dieses Beitrages ist es daher, charakteristische Größen für die Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee zu definieren und an Hand sowohl bisheriger Untersuchungen als auch Analysen der derzeitigen Stagnationsperiode eine Übersicht über regionale und zeitliche Änderungen der Eigenschaften von Stagnationsperioden zu geben.

2. Charakteristische Größen einer Stagnationsperiode

Unter *Stagnation* soll die Gesamtheit aller Vorgänge im Tiefenwasser eines Ostseebeckens verstanden werden, die sich zwischen den Auswirkungen von zwei Salzwassereinbrüchen auf dieses Becken abspielen. Die *Stagnationsperiode* ist dann der Zeitabschnitt zwischen dem Ende eines Umschichtungsvorganges infolge der Auswirkungen eines Salzwassereinbruchs und dem Beginn der nächsten Umschichtung. Besonders deutlich sind Umschichtungen im Tiefenwasser an den Veränderungen im Sauerstoff- oder Salzgehalt sowie bei einigen Mikronährstoffen zu erkennen. Die typische Veränderung der beiden ersten Parameter innerhalb einer Stagnationsperiode ist in Abb. 1 skizziert.

Als charakteristische Größen für Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee werden an Hand der Abb. 1 definiert:

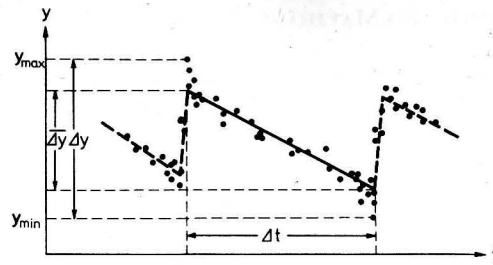


Abb. 1
Charakteristische Größen von Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee am Beispiel einer simulierten Meßwertverteilung

— Dauer der Stagnationsperiode Δt :

Als Dauer der Stagnationsperiode wird der Zeitabschnitt in Jahren zwischen dem Extremwert eines Parameters am Ende eines Umschichtungsvorganges und dem Beginn einer neuen durchgreifenden Umschichtung angesehen. Die Dauer wird aus den Veränderungen im Sauerstoff- oder Salzgehalt bestimmt;

— Mittlere Variation $\bar{\Delta y}$ des ozeanologischen Parameters y innerhalb einer Stagnationsperiode:

Als mittlere Variation wird die Veränderung des Parameters im Gesamtzeitraum der Stagnationsperiode oder pro Jahr — bezogen auf die Stagnationsperiode — angesehen. Sie wird durch lineare Regression aller Beobachtungswerte eines Tiefenhorizontes bestimmt;

— Maximale Variation Δy des ozeanologischen Parameters y innerhalb einer Stagnationsperiode:

Die maximale Variation eines Parameters ist die Differenz zwischen den beobachteten Extremwerten innerhalb einer Stagnationsperiode;

— Beobachtete Extremwerte y_{\max} , y_{\min} innerhalb einer Stagnationsperiode.

Als weitere Charakteristika von Stagnationsperioden können

- mittlere vertikale Austausch- und Transportgrößen,
- Korrelationen einzelner ozeanologischer Parameter des Tiefenwassers untereinander oder
- Korrelationen ozeanologischer Parameter des Tiefenwassers mit denen des Oberflächenwassers

herangezogen werden.

Alle charakteristischen Größen sind von Ostseebecken zu Ostseebecken verschieden, variieren von Stagnationsperiode zu Stagnationsperiode und innerhalb einer Stagnationsperiode in Abhängigkeit von der Tiefe.

Eine für alle Tiefenbecken der Ostsee durchgängige Zuordnung einzelner Stagnationsperioden als Folge von Salzwassereinbrüchen ist nicht möglich. Da zur Festlegung der Stagnationsperiode im allgemeinen die grundnahen Horizonte herangezogen werden, können manche Einbrüche, die sich — infolge der geringeren Dichte des eingeströmten Wassers — in einem Becken nur in mittleren Tiefen bemerkbar machen, in anderen Becken auch zu beträchtlichen Veränderungen im grundnahen Wasser führen. Hinzu kommen zeitliche Verschiebungen zwischen dem Salzwassereinbruch in die Ostsee und seinen Auswirkungen in den einzelnen Becken, die zwischen einigen Monaten und mehr als Jahresfrist liegen können. Damit kann auch die Dauer einer Stagnationsperiode für die einzelnen Tiefenbecken unterschiedlich sein.

Nur starke Salzwassereinbrüche verursachen durchgreifende Umschichtungen in allen Tiefenbecken der zentralen Ostsee. Salzwassereinbrüche geringerer Intensität bewirken häufig nur eine Erneuerung des Tiefenwassers bis ins Bornholmbecken hinein, führen jedoch infolge der geringen Dichte des eingeströmten Wassers nicht zur Umschichtung im grundnahen Bereich des östlichen Gotlandbeckens.

FONSELIUS (1981) identifizierte an Hand der Veränderungen im Sauerstoffgehalt des grundnahen Wassers im Gotlandtief (BY 15) zwischen 1950 und 1980 insgesamt 21 Salzwassereinbrüche unterschiedlicher Intensität. Ordnet man Salzwassereinbrüche geringerer Intensität den markanten Salzwassereinbrüchen unter, was sich für Untersuchungen der Eigenschaften von Stagnationsperioden als zweckmäßig erwiesen hat, dann ergeben sich für das Gotlandtief — einem der wesentlichsten stagnierenden Tiefenbecken der Ostsee — insgesamt 7 markante Stagnationsperioden.

3. Regionale und zeitliche Änderungen der Eigenschaften von Stagnationsperioden

Von den Langzeitvariationen im Tiefenwasser der Ostsee ist der Charakterisierung der Ver-

änderlichkeit innerhalb von Stagnationsperioden bisher wenig Beachtung geschenkt worden. Erstmals lenkte KALLE (1943) bei der Untersuchung der großen Wasserschichtung im Gotlandtief im Jahre 1933/34 die Aufmerksamkeit auf diese Problematik. SOSKIN (1963) befaßte sich mit einigen Aspekten der Stagnationsperioden bis Ende der 50er Jahre. In den 60er Jahren begann ein intensiveres Studium der Stagnationsperioden, an dem vor allem FONSELIUS (1962, 1967, 1969) großen Anteil hat. Mit den Variationen einzelner Parameter während der Stagnationsperioden spezieller Tiefenbecken der Ostsee befaßten sich FONSELIUS und RATTANASEN (1970), ENGSTRÖM und FONSELIUS (1974) sowie FRANCKE et al. (1977). Quantitative Angaben über mittlere Variationen ozeanologischer Parameter innerhalb einzelner Stagnationsperioden liegen von GŁOWIŃSKA (1971), MATTHÄUS (1973, 1976, 1978) und YURKOVSKIS (1975) vor. In jüngster Zeit sind die Veränderungen der Mikronährstoffe (NEHRING 1981, 1982; YURKOVSKIS 1980) sowie der Austausch- und Transportgrößen (MATTHÄUS 1983) verstärkt in die Betrachtungen einbezogen worden.

In den folgenden Abbildungen und Tabellen sind alle nicht gesondert gekennzeichneten Darstellungen und Werte zum 99%-Niveau, die mit ¹⁾ gekennzeichneten zum 95%-Niveau signifikant. Alle mit ²⁾ charakterisierten Daten sind nicht signifikant. Die Ziffern an verschiedenen Darstellungen entsprechen der Zählung der Salzwassereinbrüche in die Ostsee nach FONSELIUS und RATTANASEN (1970) bzw. FONSELIUS (1981). Bei allen Betrachtungen zum Sauerstoffgehalt wurde die Schwefelwasserstoff-Konzentration nach einem Vorschlag von FONSELIUS (1969) in negativen Sauerstoff umgerechnet.

3.1. Regionale Änderungen

Regionale Variationen im Ablauf einzelner Stagnationsperioden in den verschiedenen Tiefenbecken der Ostsee haben sehr vielfältige Ursachen. Eine wesentliche Ursache folgt aus der unterschiedlichen Entfernung der

Tiefenbecken von den Ostsee-Eingängen. Die Ausbreitung des bei einem Salzwassereintrich eingeströmten Wassers erfolgt im allgemeinen entlang des Talweges durch die Ostsee (Abb. 2). Zunächst wird das Arkonabecken, später das Bornholmbecken beeinflusst. Über die Stupsker Rinne dringt das Wasser ins östliche Gotlandbecken vor, breitet sich entgegen dem Uhrzeigersinn um die Insel Gotland aus und kann somit nach und nach alle Becken und Tiefs erfassen.

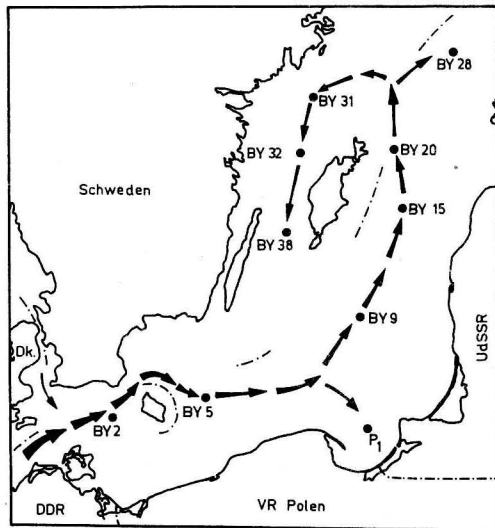


Abb. 2
Hauptausbreitungsrichtung des in die Ostsee einströmenden salz- und sauerstoffreichen Tiefenwassers

Bei seinem Vordringen unterliegt das Wasser neben der Vermischung mit dem vorhandenen stagnierenden Wasser auch chemisch-biologischen Einflüssen, so daß die Variationen einer Reihe ozeanologischer Parameter im Tiefenwasser mit zunehmender Entfernung der Becken von den Ostsee-Eingängen geringer werden. Der größte bisher beobachtete Salzwassereintrich Ende 1951 führte z. B. im Bornholmbecken (BY 5) in 80 m zu einer Erhöhung des Salzgehaltes und der Temperatur von rund $4 \cdot 10^{-3}$ bzw. $2,5 \text{ }^\circ\text{C}$, im Gotlandtief (BY 15) Mitte 1952 noch zu einer Erhöhung von ca. $1 \cdot 10^{-3}$ bzw. knapp $1 \text{ }^\circ\text{C}$ und im Landsorttief (BY 31) in 400 m nur noch zu einem Ansteigen um etwa $0,5 \cdot 10^{-3}$

bzw. einige Dezigrad. Die Ausbreitung wird zusätzlich durch die Beckenstruktur der Ostsee verzögert. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist außerdem von Dichte und Menge des eingeströmten Wassers, also der Intensität des Salzwassereintrichs, abhängig.

In den einzelnen Tiefenbecken sind unterschiedliche Austausch- und Zirkulationsprozesse zu beobachten. So sind z. B. im Arkonabecken (BY 2) und Bornholmbecken (BY 5) bis in Grundnähe ausgeprägte Jahresgänge ozeanologischer Parameter nachweisbar, die ausschließlich advective Ursachen haben (MATTHÄUS 1977; FRANCK 1985). Auch im Bereich der Eingänge zum Finnischen und Bottnischen Meerbusen sind auf Grund der geringeren vertikalen Stabilität jahreszeitliche Variationen bis in Grundnähe zu beobachten (GRANQVIST 1938, 1952). Für das Tiefenwasser des Landsorttiefs wird eine relativ regelmäßige Beeinflussung durch Wasser aus dem Bottnischen Meerbusen vermutet (FONSELIUS 1962, 1969; NEHRING 1981; NEHRING, FRANCKE 1985 b). Auch das westliche Gotlandbecken weist auf Grund seiner großen relativen Entfernung zu den Ostsee-Eingängen (vgl. Abb. 2) und den Stabilitätsverhältnissen Besonderheiten bezüglich der Stagnation des Tiefenwassers auf (NEHRING 1981; NEHRING, FRANCKE 1985 b).

3.1.1. Abhängigkeit von der Entfernung der Tiefenbecken zu den Ostsee-Eingängen

Aus Abb. 3 wird am Beispiel des Sauerstoffs die Abhängigkeit der Variationen im Tiefenwasser während einzelner Stagnationsperioden von der Lage des Tiefenbeckens zu den Ostsee-Eingängen deutlich. Die absoluten Maxima am Beginn der Stagnationsperiode und die Häufigkeit der Auswirkungen von Salzwassereintrüben und -intrusionen sind im Bornholmbecken stets größer als in den nördlicher liegenden Tiefenbecken. Dabei reichen Salzwassereintrüben, eine offenbar regelmäßige Erscheinung in den westlichen Teilgebieten der eigentlichen Ostsee (MATTHÄUS 1977; FRANCK 1985), ohnehin nur bis ins Bornholmbecken.

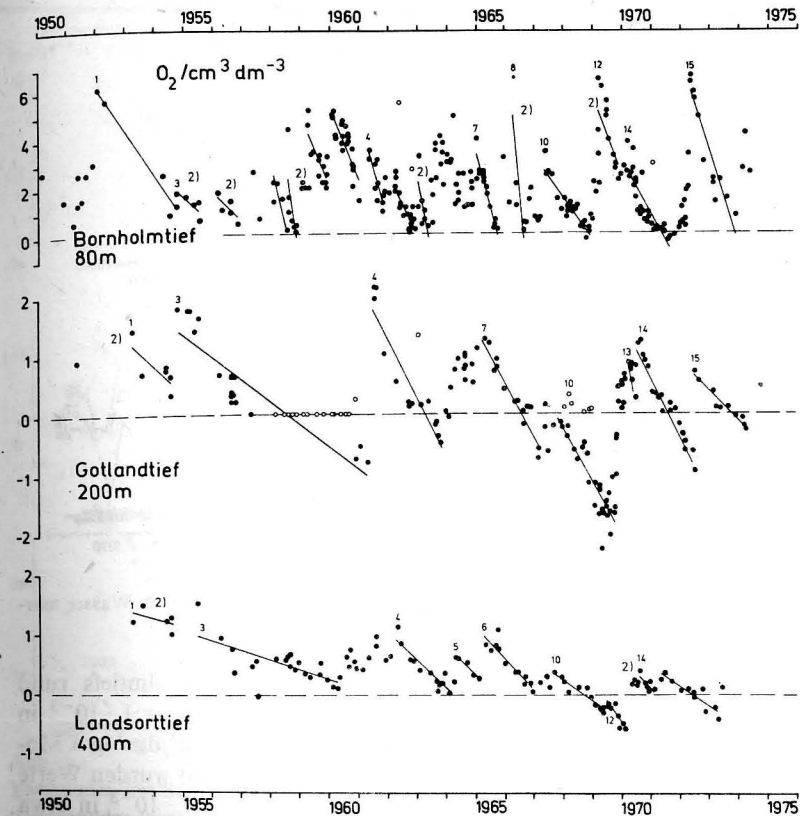


Abb. 3
Variationen des Sauerstoffgehaltes im grundnahen Wasser markanter Tiefenbecken der Ostsee in einzelnen Stagnationsperioden (nach MATTHÄUS 1978)

Die Streubreite der Meßwerte im Tiefenwasser geht von den Ostsee-Eingängen zu den inneren Teilen stark zurück. Beispielsweise lagen die beobachteten Werte von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Zeitraum 1950–1974 im 80 m-Horizont des Bornholmbecken (BY 5) zwischen 3 und $13 \text{ }^\circ\text{C}$, $13,5$ und $20 \cdot 10^{-3}$ bzw. geringen Konzentrationen von H_2S und $6,5 \text{ cm}^3 \text{ O}_2/\text{dm}^3$. Im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs (BY 15) wurden im gleichen Zeitraum Werte zwischen 5 und $6,5 \text{ }^\circ\text{C}$, 12 und $14 \cdot 10^{-3}$ bzw. -2 und $2 \text{ cm}^3 \text{ O}_2/\text{dm}^3$ und im 400 m-Horizont des Landsorttiefs (BY 31) zwischen $4,4$ und $5,5 \text{ }^\circ\text{C}$, $10,5$ und $11,7 \cdot 10^{-3}$ bzw. $-0,6$ und $1,5 \text{ cm}^3 \text{ O}_2/\text{dm}^3$ beobachtet (MATTHÄUS 1976).

Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist die Abnahme der mittleren Variationen innerhalb der Stagnationsperioden vom Born-

holmbecken zum Landsorttief. Die mittlere Variation im 80 m-Horizont des Bornholmbecken liegt etwa eine Größenordnung über den Variationen im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs bzw. dem 400 m-Horizont des Landsorttiefs. Das zeigt auch Abb. 4, in der die mittleren Variationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im grundnahen Wasser dargestellt sind. Die Dauer der Stagnationsperiode wurde aus den Veränderungen der einzelnen Parameter analysiert und im unteren Teil der Abb. 4 markiert.

In Tab. 1 sind Mittelwerte signifikanter Variationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt innerhalb einzelner Stagnationsperioden des Zeitraums 1952–1974 zusammengestellt. Bei der Temperatur sind die Mittelwerte getrennt für positive und negative Variationen wiedergegeben. Die einzelnen

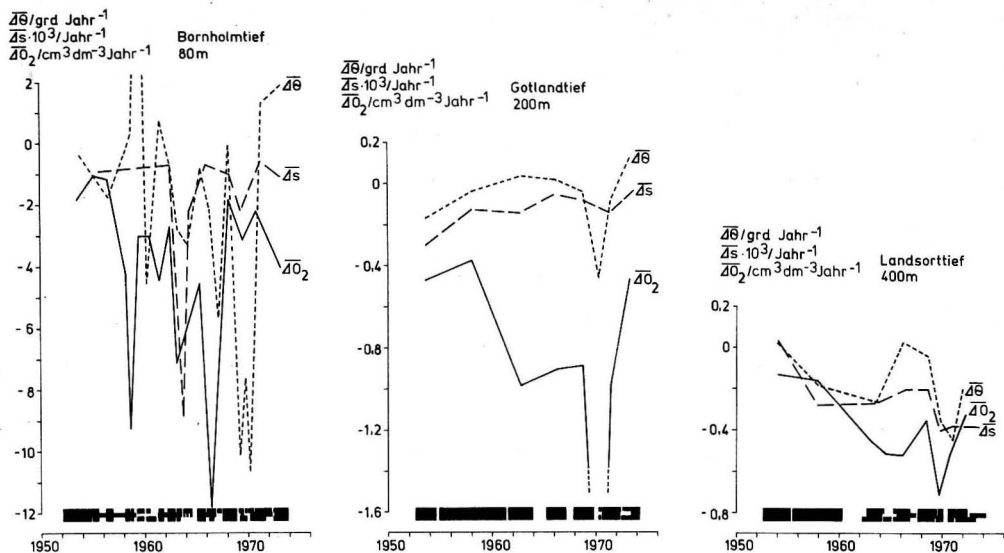


Abb. 4 Mittlere Variationen von Temperatur $\overline{\Delta\theta}$, Salzgehalt $\overline{\Delta s}$ und Sauerstoffgehalt $\overline{\Delta O_2}$ im grundnahen Wasser markanter Tiefenbecken der Ostsee in einzelnen Stagnationsperioden (nach MATTHÄUS 1976)

mittleren jährlichen Variationen liegen, wie auch Abb. 4 zeigt, z. T. beträchtlich höher und erreichen zeitweilig im Bornholmtief (80 m) +9 bis -10 °C in der Temperatur, -0,6 bis $-5 \cdot 10^{-3}$ im Salzgehalt bzw. -1,8 bis $-4,7 \text{ cm}^3 \text{ O}_2/\text{dm}^3$ im Sauerstoffgehalt, im Gotlandtief (200 m) +0,1 bis -0,2 °C, -0,1 bis $-0,3 \cdot 10^{-3}$ bzw. -0,4 bis $-2,6 \text{ cm}^3 \text{ O}_2/\text{dm}^3$ und im Landsorttief (400 m) 0 bis -0,45 °C, 0 bis $-0,4 \cdot 10^{-3}$ bzw. -0,1 bis $-0,7 \text{ cm}^3 \text{ O}_2/\text{dm}^3$. Die stärksten beobachteten Abnahmen betragen innerhalb einer Stagnationsperiode des Zeitraums 1952-1974

im 80 m-Horizont des Bornholmtiefs rund 5 °C in 4 1/2 Monaten, mehr als $1 \cdot 10^{-3}$ in 1 1/2 Monaten und rund $6,5 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ in 4 Monaten. Im Gotlandtief (200 m) wurden Werte von 0,3 °C in 3 Monaten, $0,7 \cdot 10^{-3}$ in etwa 2 Jahren und $0,6 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ in 2 1/2 Monaten beobachtet, während im Landsorttief (400 m) 0,5 °C in 7 Monaten, $0,2 \cdot 10^{-3}$ in 4 Monaten bzw. $0,3 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ in 7 Monaten gemessen wurden (MATTHÄUS 1976).

Die bereits erwähnten speziellen Bedingungen im Tiefenwasser des Landsorttiefs (vgl. 3.1.) drücken sich auch in den Mittelwerten

Tabelle 1

Mittelwerte und Standardabweichungen signifikanter Variationen von Temperatur $\overline{\Delta\theta}$, Salzgehalt $\overline{\Delta s}$ und Sauerstoffgehalt $\overline{\Delta O_2}$ innerhalb einzelner Stagnationsperioden des Zeitraums 1952-1974 im Bornholmtief (BY 5), Gotlandtief (BY 15) und Landsorttief (BY 31) (nach MATTHÄUS 1976) (in Klammern: Anzahl der zugrundeliegenden Stagnationsperioden)

Station	z m	$\overline{\Delta\theta}$ °C Jahr ⁻¹	$\overline{\Delta s} \cdot 10^3$ Jahr ⁻¹	$\overline{\Delta O_2}$ cm ³ dm ⁻³ Jahr ⁻¹
BY 5	80	-3,90 ± 3,59 (11) 3,23 ± 3,86 (4)	-1,43 ± 1,56 (7)	-3,25 ± 1,13 (10)
BY 15	200	-0,08 ± 0,06 (4) 0,08 ± 0,06 (2)	-0,14 ± 0,08 (6)	-1,04 ± 0,75 (7)
BY 31	400	-0,25 ± 0,14 (6)	-0,30 ± 0,08 (7)	-0,43 ± 0,18 (7)

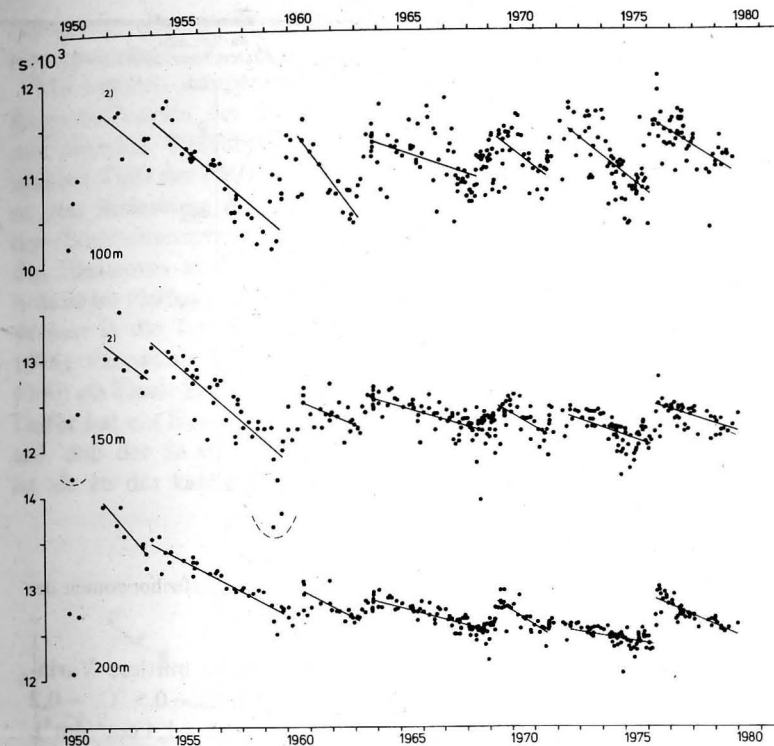


Abb. 5 Variationen des Salzgehaltes in drei Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs (BY 15) innerhalb markanter Stagnationsperioden (nach Matthäus 1983)

signifikanter Variationen aus, die bei Temperatur und Salzgehalt größer als im Gotlandtief sind (vgl. Tab. 1).

3.1.2. Abhängigkeit von der Tiefe

Die Abhängigkeit der Variationen ozeanologischer Parameter im Tiefenwasser während einzelner Stagnationsperioden von der Tiefe wird vor allem durch die unterschiedliche Einschichtung von eingeströmtem salz- und sauerstoffreichem Wasser hervorgerufen. Z. B. führten die Salzwassereinbrüche von 1980 (NEHRING, FRANCKE 1982) und 1982/83 (NEHRING, FRANCKE 1985 a) im Bornholmbecken zu einer Umschichtung bis in die grundnächsten Horizonte. Das eingeströmte Wasser passierte das östliche Gotlandbecken allerdings nur in mittleren Tiefen, wo es beispielsweise im 100 m-Horizont zu einer deutlichen Erhöhung im Sauerstoff- und Salzgehalt führte, das grundnahe Wasser jedoch kaum beeinflusste

(vgl. Abb. 10). Dazu kommen als Ursachen unterschiedliche Austausch- und Vermischungsprozesse sowie biochemische Vorgänge in den einzelnen Tiefenhorizonten.

Tabelle 2

Mittlere Variationen des Salzgehalts $\overline{\Delta s}$ innerhalb ausgeprägter Stagnationsperioden des Gotlandtiefs (BY 15) (nach MATTHÄUS 1983)

Stagnationsperiode	$\overline{\Delta s} \cdot 10^3/\text{Jahr}^{-1}$		
	100 m	150 m	200 m
1952/1954	-0,204 ²⁾	-0,197 ²⁾	-0,293
1954/1960	-0,215	-0,217	-0,129
1961/1964	-0,335	-0,109	-0,126
1964/1969	-0,087	-0,071	-0,065
1970/1972	-0,197	-0,144	-0,154
1973/1976	-0,193	-0,086	-0,041
1977/1984	-0,173	-0,078	-0,068

²⁾ nicht signifikant

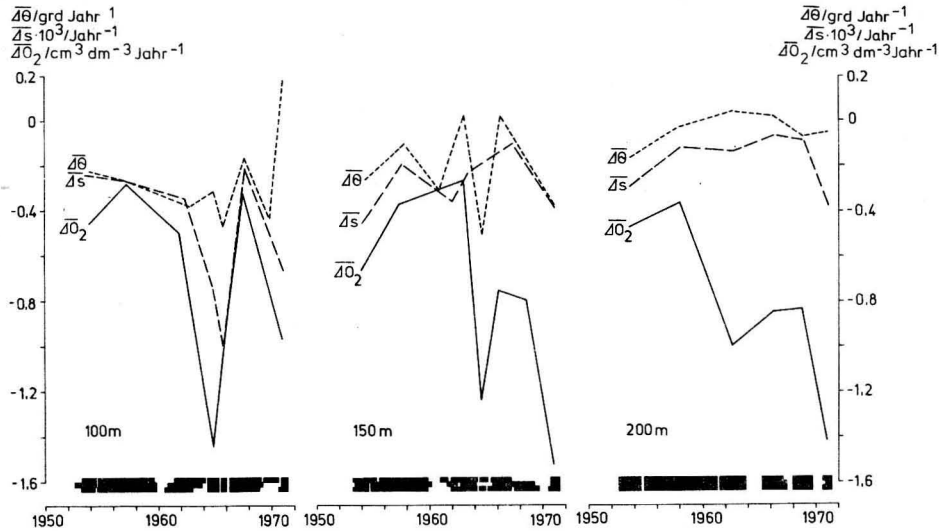


Abb. 6
Mittlere Variationen von Temperatur $\overline{\Delta\theta}$, Salzgehalt $\overline{\Delta s}$ und Sauerstoffgehalt $\overline{\Delta O_2}$ in drei Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs (BY 15) innerhalb einzelner Stagnationsperioden (nach MATTHÄUS 1973)

In Abb. 5 wird am Beispiel des Salzgehaltes im Gotlandtief (BY 15) die Abhängigkeit der Variationen von der Tiefe verdeutlicht. Tab. 2 enthält mittlere Variationen des Salzgehaltes ausgeprägter Stagnationsperioden in jeweils drei Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs, wobei die Werte innerhalb einer Stagnationsperiode in größeren Tiefen im allgemeinen geringer werden (vgl. auch Abb. 9). Ähnliche Abhängigkeiten der mittleren Variation von der Tiefe weisen auch Temperatur und Sauerstoffgehalt auf (vgl. Abb. 6 und Tab. 3). Im 100 m-Horizont treten bei Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt relativ gleich-

sinnige, jedoch beträchtliche mittlere Variationen auf (pro Jahr $+0,2$ bis $-0,5$ °C, $-0,2$ bis $-1,0 \cdot 10^{-3}$ bzw. $-0,3$ bis $-1,4$ cm^3/dm^3). Im 150 m- und insbesondere im 200 m-Horizont unterliegen die mittleren Variationen von Temperatur und Salzgehalt mit 0 bis $-0,2$ °C/Jahr bzw. $-0,1$ bis $-0,4 \cdot 10^{-3}/\text{Jahr}$ nur geringfügigen Änderungen, während die mittlere jährliche Variation im Sauerstoffgehalt Werte zwischen $-0,4$ und $-1,4$ cm^3/dm^3 erreicht. Bezüglich der Temperatur werden die mittleren Variationen innerhalb der Stagnationsperioden mit größerer Tiefe im allgemeinen geringer, beim Sauerstoffgehalt jedoch größer (vgl. auch Tab. 3 und Abb. 9).

Tabelle 3

Mittlere Variationen des Sauerstoffgehaltes $\overline{\Delta O_2}$ innerhalb ausgeprägter Stagnationsperioden des Gotlandtiefs (BY 15) (nach NEHRING 1981)

Stagnationsperiode	$\overline{\Delta O_2}/\text{cm}^3 \text{ dm}^{-3} \text{ Jahr}^{-1}$	
	200 m	230–240 m
1961/1963	-0,79	-0,91
1964/1969	-0,51	-0,63
1970/1972	-0,93	-1,06
1972/1975	-0,23	-0,87

3.2. Zeitliche Änderungen

Unter zeitlichen Variationen sollen die Veränderungen in einem Horizont des Tiefenwassers eines Ostseebeckens in Abhängigkeit von der Zeit verstanden werden. Die Ursachen für zeitliche Variationen können sehr unterschiedlicher Natur sein. Sowohl die zeitlichen Unterschiede in der Tiefenzirkulation als auch die Intensität des Salzwassereintruchs beeinflussen die zeitlichen Variationen ozea-

nologischer Parameter während der Stagnationsperioden.

Mit welchen Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffwerten der jeweilige Salzeinbruch das einzelne Tiefenbecken erreicht und in welcher Tiefe der Einstrom erfolgt, sind ebenso von Bedeutung für den zeitlichen Ablauf der Stagnationsperiode wie der Zeitpunkt des Einstroms in die Ostsee. Salzwassereintrüche im Herbst bringen durchweg wärmeres Wasser in die Tiefenbecken (z. B. im Herbst 1976; FONSELIUS 1977; NEHRING, FRANCKE 1980) als Einströme im Winter oder Frühjahr. Dafür hat ein Einstrom im Herbst den Nachteil, daß der Sauerstoffgehalt stets niedriger ist als zu der kalten Jahreszeit und daß die

biologische Aktivität im Übergangsbereich zur Nordsee noch hoch ist und damit das einströmende Wasser mit biochemisch leicht abbaubarem organischen Material belastet ist. Dadurch verarmt es bereits auf seinem Weg in die zentralen Becken an Sauerstoff, was durch die relativ hohen Temperaturen noch begünstigt wird.

Auch die Dauer der Stagnationsperiode führt zu unterschiedlichen zeitlichen Variationen der ozeanologischen Parameter innerhalb einer Stagnationsperiode. Bei längeren Stagnationsperioden treten größere mittlere und maximale Variationen auf. Für die Oxidation der bei längeren Stagnationsperioden auftretenden erheblichen Schwefelwasserstoff-

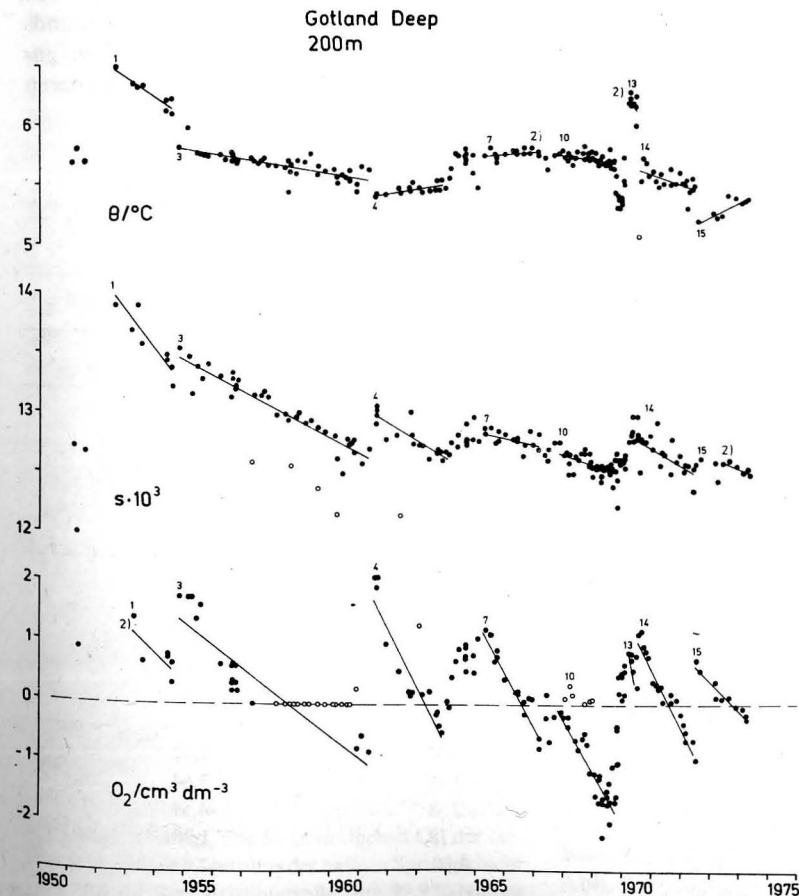


Abb. 7. Variationen von Temperatur θ , Salzgehalt s und Sauerstoffgehalt O_2 im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs (BY 15) innerhalb markanter Stagnationsperioden (nach MATTHÄUS 1976)

konzentrationen im Tiefenwasser sind z. B. auch größere Sauerstoffmengen erforderlich (NEHRING, FRANCKE 1985a, 1985b).

3.2.1. Änderungen zwischen den Stagnationsperioden

Beispiele für die unterschiedlichen mittleren Variationen Δy ozeanologischer Parameter in verschiedenen Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs (BY 15) zeigen Abb. 7 sowie Tab. 2 und 3. Daraus wird deutlich, daß einerseits die mittleren Variationen von Stagnationsperiode zu Stagnationsperiode erhebliche Unterschiede aufweisen können (vgl. auch Abb. 4), andererseits aber auch die beobachteten Extremwerte zwischen den Stagnationsperioden stark variieren (vgl. Abb. 3). Die Dauer der bekannten Stagnationsperioden im Gotlandtief schwankt zwischen wenigen Monaten und etwa 10 Jahren (vgl. FONSELIUS 1962, 1981). Betrachtet man nur die markan-

ten Stagnationsperioden, so findet man nach 1950 Perioden zwischen 2 und 6 Jahren.

Einige charakteristische Größen extremer Stagnationsperioden dieses Jahrhunderts im Tiefenwasser des Gotlandtiefs sind in Tab. 4 zusammengestellt. Sowohl bezüglich der mittleren ($\overline{\Delta y}$) und maximalen Variation (Δy) von Temperatur θ und Sauerstoffgehalt O_2 als auch des beobachteten Temperaturmaximums θ_{\max} und Sauerstoffminimums $O_{2\min}$ weist die gegenwärtige Stagnationsperiode (1977 bis 1984) im 200 m-Horizont die größten Werte aller drei Perioden auf. Die Salzgehalts- und Dichteminima lagen bereits 1983 im Bereich der Werte vor dem großen Salzwassereintrich 1951 (vgl. auch Abb. 10).

In Tab. 5 sind charakteristische mittlere vertikale Austausch- und Transportgrößen durch die haline Sprungschicht des Gotlandtiefs für markante Stagnationsperioden zusammengetragen. Die berechneten mittleren

Tabelle 4
Extreme Stagnationsperioden im Tiefenwasser des Gotlandtiefs (BY 15; 200 m-Horizont)

	Stagnationsperioden		
	1922/1933	1954/1961	1977/1984
$\Delta t/\text{Jahr}$	11,2	6,5	7,8
$\overline{\Delta\theta}/^\circ\text{C Jahr}^{-1}$	0,04 ¹⁾	-0,04	-0,17
$\Delta\theta/^\circ\text{C}$	0,48 ¹⁾	-0,27	-1,33
$\Delta\theta/^\circ\text{C}$	1,27	-0,53	-2,66
$\theta_{\max}/^\circ\text{C}$	5,09	5,96	7,10
$\theta_{\min}/^\circ\text{C}$	3,82	5,43	4,44
$\overline{\Delta s} \cdot 10^3/\text{Jahr}^{-1}$	-0,11	-0,13	-0,07
$\Delta s \cdot 10^3$	-1,28	-0,83	-0,53
$\Delta s \cdot 10^3$	-1,56	-1,03	-0,81
$s_{\max} \cdot 10^3$	12,81	13,53	13,01
$s_{\min} \cdot 10^3$	11,25	12,50	12,20
$\overline{\Delta O_2}/\text{cm}^3\text{dm}^{-3}\text{ Jahr}^{-1}$	—	-0,37	-0,47
$\Delta O_2/\text{cm}^3\text{dm}^{-3}$	—	-2,44	-3,64
$\Delta O_2/\text{cm}^3\text{dm}^{-3}$	-2,50	-2,58	-4,59
$O_{2\max}/\text{cm}^3\text{dm}^{-3}$	2,50	1,78	1,98
$O_{2\min}/\text{cm}^3\text{dm}^{-3}$	0,00	-0,80	-2,61
	(H ₂ S)		

¹⁾ signifikant zum 95%-Niveau

Tabelle 5

Mittelwerte der Tiefenlage des Zentrums der halinen Sprungschicht \bar{z}_H , des vertikalen Austauschkoeffizienten \bar{K}_H sowie des Salz- \bar{Q}_s , Sauerstoff- \bar{Q}_{O_2} und Phosphattransportes \bar{Q}_{PO_4} durch die haline Sprungschicht des Gotlandtiefs (BY 15) in Abhängigkeit von der Stagnationsperiode (nach MATTHÄUS 1983, 1985)

Stagnationsperiode	\bar{z}_H m	$\bar{K}_H \cdot 10^6$ m^2s^{-1}	$\bar{Q}_s \cdot 10^3$ $\text{kg m}^{-2}\text{d}^{-1}$	\bar{Q}_{O_2} $\text{cm}^3\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$	\bar{Q}_{PO_4} $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$
1952/1954	76,50	5,5	114	238	52
1954/1960	73,85	4,1	86	177	39
1961/1964	72,91	4,5	89	194	43
1964/1969	68,73	1,7	36	73	16
1970/1972	71,50	3,7	80	160	35
1973/1976	76,39	2,8	46	121	27
1977/1984	72,04	2,8	50	121	27

Koeffizienten \bar{K}_H des vertikalen turbulenten Austausches unterliegen in Abhängigkeit von der Stagnationsperiode zeitlichen Änderungen. Für den Sauerstofftransport \bar{Q}_{O_2} durch die Sprungschicht ergeben sich Werte zwischen 238 und 73 cm^3/m^2 pro Tag, während der Salztransport \bar{Q}_s zwischen 114 und 36 g/m^2 pro Tag liegt.

3.2.2. Änderungen innerhalb einer Stagnationsperiode

Im Verlaufe einer Stagnationsperiode gehen Salzgehalt und Dichte infolge von Vermischung, Diffusion und Austauschprozessen

stets zurück (vgl. auch Abb. 5 und 10 sowie Tab. 1 und 2). Im Falle des Sauerstoffs spielt der biochemische Abbau eine dominierende Rolle, der in Abhängigkeit von der Dauer der Stagnationsperiode und der Intensität des vorangegangenen Salzwassereintrichs zur Bildung erheblicher Konzentrationen von Schwefelwasserstoff führen kann (vgl. Abb. 3 und 10). Die Temperatur kann innerhalb der Stagnationsperiode in Abhängigkeit von der Jahreszeit, zu der der Salzwassereintrich in die Ostsee erfolgt, sowohl zurückgehen als auch ansteigen (vgl. Abb. 4 und 7 sowie Tab. 1). Bei weiteren Parametern, wie z. B. dem Zentrum der halinen Sprungschicht z_H oder den Isohalinen z_s ist im Verlaufe der Stagnationsperiode stets eine Verlagerung in größere Tiefen zu erwarten (vgl. Abb. 8).

Einige Aspekte der zeitlichen Änderungen ozeanologischer Parameter innerhalb von Stagnationsperioden sollen an Hand der gegenwärtigen Stagnationsperiode (1977–1984) im Gotlandtief (BY 15) erläutert werden. In Abb. 8 sind die mittleren Variationen $\overline{\Delta y}$ einer Reihe von Parametern für den Zeitraum 1977–1984 (15. 3. 1977–31. 12. 1984) dargestellt, der bereits als extreme Stagnationsperiode (vgl. Tab. 4) charakterisiert wurde. Mittlere und maximale Variationen dieses Zeitraumes für Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt des 200 m-Horizontes — in Abb. 9 wiedergegeben — und die Beobachtungswerte des Zeitraumes 1877–1984 im Vergleich zur gegenwärtigen Stagnationsperi-

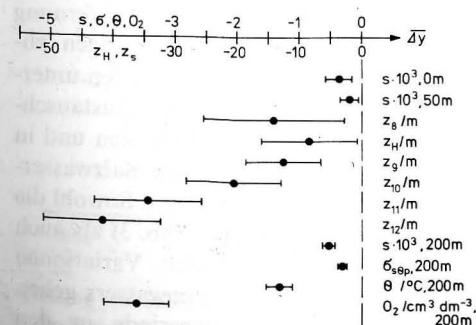


Abb. 8
Mittlere Variationen $\overline{\Delta y}$ von Temperatur θ , Salzgehalt s , in-situ-Dichte σ_{sp} und Sauerstoffgehalt O_2 , der Isohalinen z_s und des Zentrums der halinen Sprungschicht z_H sowie die Konfidenzintervalle zum 99,9%-Niveau während der gegenwärtigen Stagnationsperiode 1977 bis 1984 im Gotlandtief (BY 15)

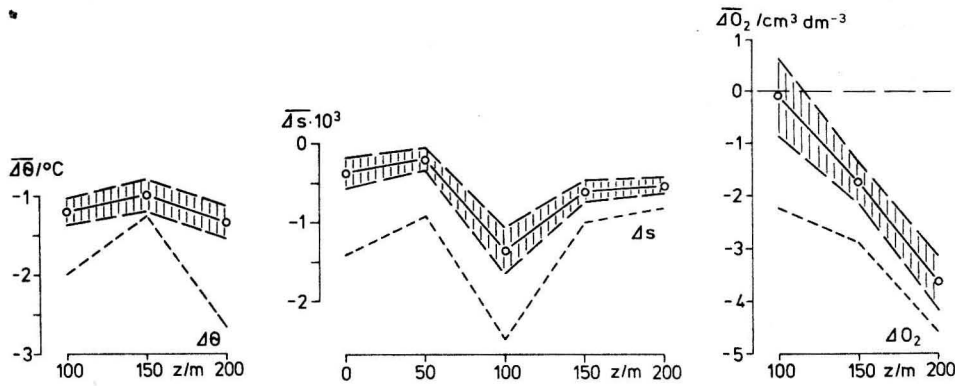


Abb. 9. Mittlere und maximale Variationen von Temperatur θ , Salzgehalt s und Sauerstoffgehalt O_2 innerhalb der gegenwärtigen Stagnationsperiode 1977–1984 des Gotlandtiefs in ausgewählten Tiefenhorizonten sowie die ermittelten Konfidenzintervalle zum 99,9%-Niveau

ode (Abb. 10) zeigen die Unterschiede zu früheren Stagnationen im Gotlandtief.

In Abb. 11 sind ausgewählte signifikante Korrelationen ozeanologischer Parameter des Tiefenwassers untereinander (O_2/θ im 200 m-Horizont) und zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser (z_H/s_{150} ; z_8/z_{12}) dargestellt. Die enge Korrelation zwischen Sauerstoffkonzentration O_2 und Temperatur θ ist sicher z. T. auch auf die durch die relativ hohen Temperaturen begünstigten biochemischen Vorgänge zurückzuführen. Das Zentrum der halinen Sprungschicht z_H ist signifikant mit dem Salzgehalt s_{150} im 150 m-Horizont in der Weise korreliert, daß mit zurückgehenden Salzgehalten im Tiefenwasser auch die Salzgehaltssprungschicht in größere Tiefen verlagert wird. In der offenen Ostsee besteht innerhalb einer Stagnationsperiode offenbar ein signifikanter Zusammenhang zwischen Tiefenlage der $8 \cdot 10^{-3}$ -Isohaline im Oberflächenwasser und der $12 \cdot 10^{-3}$ -Isohaline im Tiefenwasser derart, daß sich entsprechend der Verlagerung der $12 \cdot 10^{-3}$ -Isohaline auch die $8 \cdot 10^{-3}$ -Isohaline in größere Tiefen verlagert.

4. Zusammenfassende Betrachtungen

Als charakteristische Größen für vergleichende Betrachtungen von Eigenschaften der Stag-

nationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee werden die *Dauer der Stagnationsperiode*, die *mittlere und maximale Variation* sowie die *beobachteten Extremwerte* (Abb. 1) eines ozeanologischen Parameters innerhalb einer Stagnationsperiode definiert. Darüber hinaus werden als weitere Charakteristika mittlere vertikale Austausch- und Transportgrößen sowie Korrelationen einzelner ozeanologischer Parameter des Tiefenwassers untereinander und zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser herangezogen.

Die Ursachen für *regionale Unterschiede* in den Eigenschaften der Stagnationsperioden in den Tiefenbecken der Ostsee sind vor allem in den mit der unterschiedlichen Entfernung der Becken von den Ostsee-Eingängen zusammenhängenden Vorgängen, in den unterschiedlichen Zirkulations- und Austauschprozessen der einzelnen Tiefenbecken und in der Intensität der sporadischen Salzwasser-einbrüche in die Ostsee zu suchen. Sowohl die Streubreite der Einzelwerte (Abb. 3) als auch die mittleren und maximalen Variationen einzelner Parameter des Tiefenwassers gehen während einer Stagnationsperiode in den Becken entlang des Talweges durch die Ostsee (Abb. 2) zwischen Bornholmbecken und Landsorttief zurück (Abb. 4; Tab. 1). Infolge der unterschiedlichen Einschichtung von eingeströmtem Wasser ist auch eine Abhängigkeit der charakteristischen Eigenschaften von

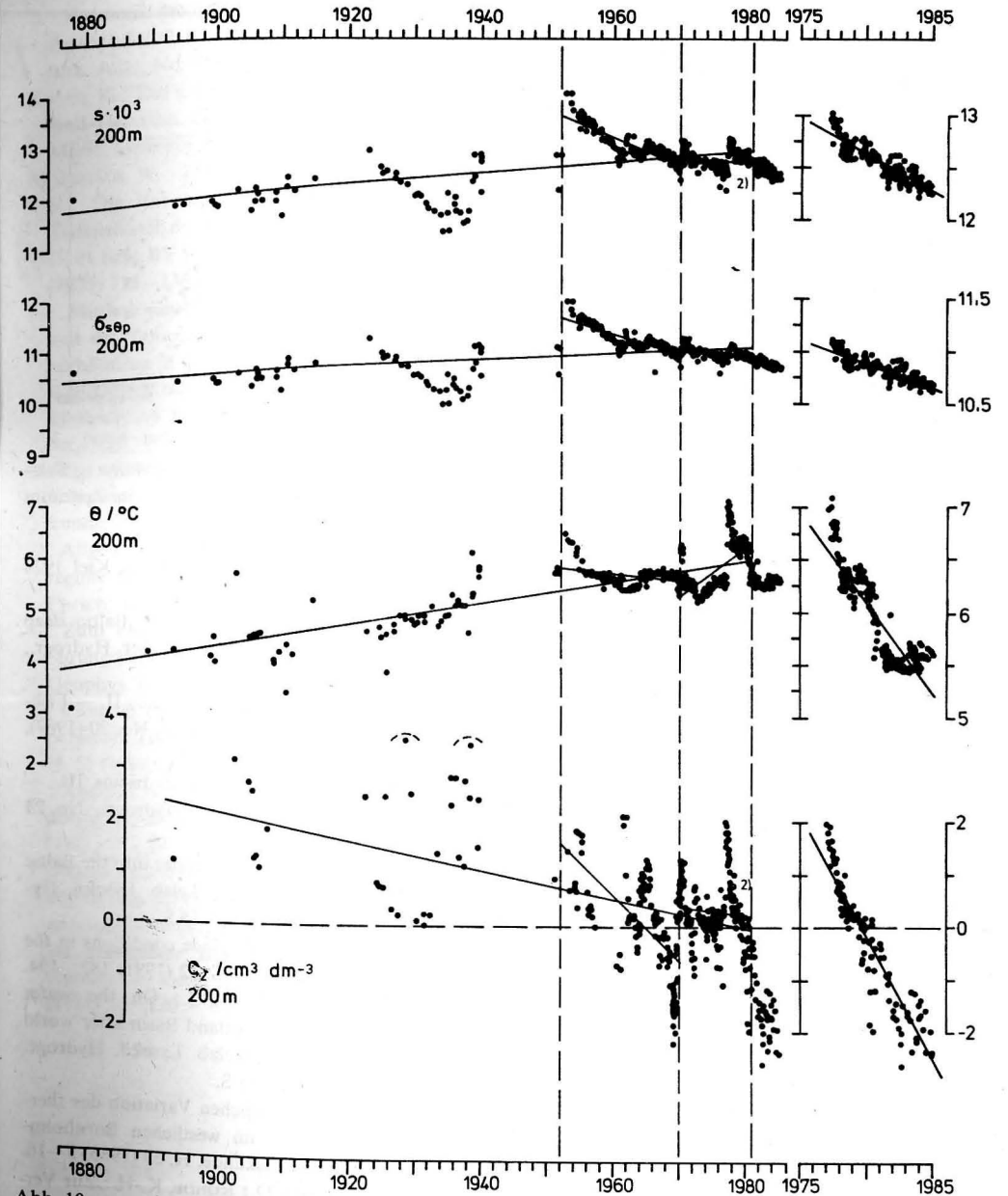


Abb. 10. Verteilung von Salzgehalt s , in-situ-Dichte $\sigma_{s\theta p}$, Temperatur θ und Sauerstoffgehalt O_2 im 200 m-Horizont des Gotlandtiefs (BY 15) im Zeitraum 1877–1984 sowie mittlere Variationen in ausgewählten Zeiträumen

der Tiefe zu beobachten (Abb. 5, 6, 9; Tab. 2, 3).

Die Ursachen für *zeitliche Änderungen* in den Eigenschaften der Stagnationsperioden in einem Horizont des Tiefenwassers eines Ost-

seebeckens sind von der Jahreszeit der jeweiligen Salzwassereinbrüche in die Ostsee, der zeitlichen Variation der Tiefenzirkulation und Austauschbedingungen der Becken sowie den Werten der einzelnen ozeanologischen

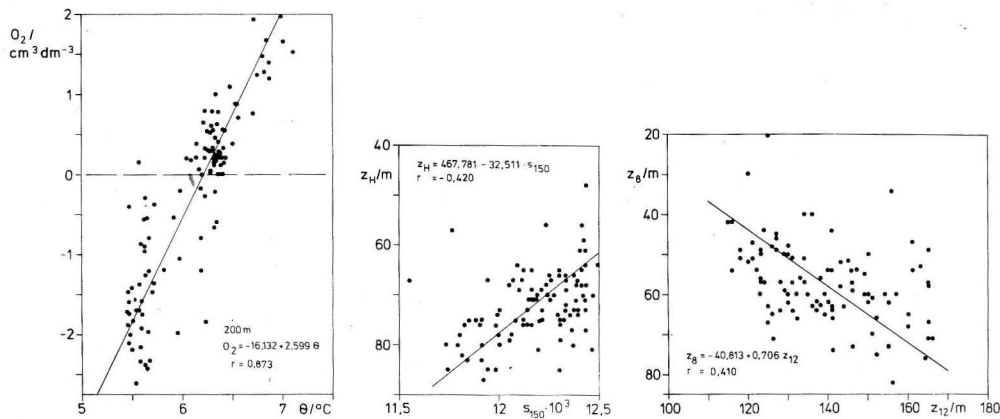


Abb. 11
Korrelagramme Sauerstoffgehalt O_2 /Temperatur θ im 200 m-Horizont, Tiefe des Zentrums der Halokline z_H /Salzgehalt s im 150 m-Horizont und Tiefenlage der $8 \cdot 10^{-3}$ - zu Tiefenlage der $12 \cdot 10^{-3}$ -Isohaline z_g/z_{12} im Zeitraum 1977–1984 im Gotlandtief (BY 15)

Parameter, mit denen das eingeströmte Wasser das jeweilige Tiefenbecken erreicht, abhängig. Zwischen den Stagnationsperioden weisen sowohl die Dauer und die mittleren sowie maximalen Variationen (Abb. 4, 7; Tab. 4) als auch die beobachteten Extremwerte einzelner ozeanologischer Parameter (Tab. 4) und die mittleren vertikalen Austausch- und Transportgrößen (Tab. 5) erhebliche Unterschiede auf. Im Verlaufe einer Stagnationsperiode gehen Dichte, Salz- und Sauerstoffgehalt stets zurück (Abb. 3, 5, 9, 10; Tab. 1, 2). Die Temperatur kann sowohl rückläufig sein als auch ansteigen (Abb. 4, 7; Tab. 1), je nachdem, zu welcher Jahreszeit der Salzwassereinbruch in die Ostsee erfolgt. Bei weiteren Parametern, wie beispielsweise dem Zentrum der halinen Sprungschicht oder den Isohalinen, ist stets eine Verlagerung in größere Tiefen zu erwarten (Abb. 8). Innerhalb der Stagnationsperiode bestehen offenbar signifikante Korrelationen zwischen einzelnen Parametern innerhalb des Tiefenwassers sowie zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser (Abb. 11).

Literatur

ENGSTRÖM, S. G.; FONSELIUS, S. H.: On the oxygen conditions in the southern Baltic during 1973–1974 and on the general development in the Baltic. —

- Proc. 9th Conf. Baltic Oceanographers, Kiel 1974 (1974) 327–339.
- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins. — Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., No. 13 (1962), 41 S.
- : Hydrography of the Baltic deep basins II. — Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., No. 20 (1967), 31 S.
- : Hydrography of the Baltic deep basins III. — Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., No. 23 (1969), 97 S.
- : An inflow of unusually warm water into the Baltic deep basins. — Medd. Havsfiskelab. Lysekil, Hydrogr. avdeln., No. 229 (1977), 15 S.
- : Oxygen and hydrogen sulphide conditions in the Baltic Sea. — Mar. Poll. Bull. **12** (1981) 187–194.
- FONSELIUS, S. H.; RATTANASEN, C.: On the water renewals in the Eastern Gotland Basin after world war II. — Medd. Havsfiskelab. Lysekil, Hydrogr. avdeln., No. 90 (1970), 11 S.
- FRANCK, H.: Zur jahreszeitlichen Variation des thermohalinen Geschehens im westlichen Bornholmbecken. — Beitr. Meereskunde, H. 53 (1985) 3–16.
- FRANCKE, E.; NEHRING, D.; ROHDE, K.-H.: Zur Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der Ostsee. — Beitr. Meereskunde, H. 39 (1977) 25–35.
- GŁOWIŃSKA, A.: Das Sauerstoffregime in der südlichen Ostsee (in poln.). — Prace MIR **16 A** (1971) 169–182.
- GRANQVIST, G.: Zur Kenntnis der Temperatur und des Salzgehaltes des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands. — Merentutk. Julk., No. 122 (1938), 166 S.

- : Harmonic analysis of temperature and salinity in the sea off Finland and changes in salinity. — Merentutk. Julk., No. 152 (1952), 29 S.
- KALLE, K.: Die große Wasserumschichtung im Gotland-Tief vom Jahre 1933/34. — Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. **71** (1943) 142–146.
- MATTHÄUS, W.: Zur Hydrographie der Gotlandsee III. Die Variation der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser des Gotlandtiefs auf $57^{\circ}20' N$, $20^{\circ} E$ (F 81 bzw. BY 15 A). — Beitr. Meereskunde, H. 32 (1973) 115–136.
- : Mittlere jährliche und langzeitige Veränderlichkeit der Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverhältnisse in der zentralen Ostsee — eine Analyse langjähriger nichtäquidistanter Zeitreihen aus dem küstenfernen Seegebiet. — Dissertation (B), AdW der DDR, Warnemünde 1976, 343 S.
- : Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. — Beitr. Meereskunde, H. 40 (1977) 117–155.
- : Allgemeine Entwicklungstendenzen im Sauerstoffregime des Tiefenwassers der Ostsee. — Fischerei-Forsch. **16** (1978) 2, 7–14.
- : Zum Vertikalaustausch durch die primäre haline Sprungschicht der offenen Ostsee. — Gerlands Beitr. Geophys. **92** (1983) 20–30.
- : Climatic and seasonal variability of oceanological parameters in the Baltic Sea. — Beitr. Meereskunde, H. 51 (1984) 29–49.
- : Analysis of long-term trends in the Baltic proper during the seventies. — Beitr. Meereskunde, H. 52 (1985) 49–56.
- NEHRING, D.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969–1978. II. Die chemischen Bedingungen und ihre Veränderungen unter besonderer Berücksichtigung des Nährstoffregimes. — Geod. Geophys. Veröff. R IV, H. 35 (1981) 39–220.

- : Langzeittrends des Phosphat- und Nitratgehalts in der Ostsee. — Beitr. Meereskunde, H. 47 (1982) 61–86.
- NEHRING, D.; FRANCKE, E.: Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1977. — Fischerei-Forsch. **18** (1980) 1, 51–59.
- : Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der Ostsee im Jahre 1980. — Fischerei-Forsch. **20** (1982) 2, 69–77.
- : Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1983. — Fischerei-Forsch. **23** (1985a) 4, 7–17.
- : Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1984. — Fischerei-Forsch. **23** (1985b) 4, 18–27.
- SOSKIN, I. M.: Langjährige Veränderungen der hydrologischen Charakteristika der Ostsee (in russ.). — Leningrad: Gidrometeoizdat 1963.
- YURKOVSKIS, A. K.: Zur Kinetik einiger chemischer Prozesse in den Tiefs der Ostsee (in russ.). — In: Chemisch-ozeanographische Forschungen in Meeren und Ozeanen, AN SSSR, Okeanogr. Komm., Moskau 1975, S. 124–129.
- : Die Dynamik und Struktur der vertikalen Phosphorverteilung in der Ostsee (in russ.). — Isvestija Akad. Nauk Eston. SSR, Biol., **29** (1980) 255–265.

Anschrift des Verfassers:

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

Abschluß der Arbeit: 5. 4. 1985

Zur Veröffentlichung angenommen: 28. 5. 1985

GÜNTHER SAGER

Wachstumsspezifische Approximationen für die Herzmuschel *Cerastoderma edule* L. in der Waddenzee nach Daten von BEUKEMA (1975—78)

Mit 4 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung: Für die Herzmuschel *Cerastoderma (Cardium) edule* L. der Waddenzee hat BEUKEMA 1975—78 Daten der Schalenlänge, ihrer Trockenmasse sowie der aschefreien Trockenmasse der Weichteile gewonnen und zum Teil durch visuell gezogene Kurven angenähert. Bei den beiden ersten Größen zeigt sich eine Quasi-Stagnation des Wachstums über mehrere Monate, die bei der dritten Größe durch starke saisonale Variationen überlagert wird, wodurch das zugehörige Bild primär bestimmt ist. Diese Charakteristika lassen eine mathematische Behandlung wünschenswert erscheinen.

Die Länge der Schalen läßt sich mit der doppelt saisonal-modifizierten Bertalanffy-Funktion approximieren, ihre Trockenmasse wegen des zu erwartenden Wendepunkts der Wachstumskurve aber nicht, weshalb die doppelt saisonal-modifizierte Richards-Funktion herangezogen wird, die hier erstmals Verwendung findet. Die Trockenmasse der Weichteile ist probe-weise mit einer alternativen Variante auf der Basis der Richards-Funktion behandelt worden.

Abstract: From 1975 to 1978 BEUKEMA has gained data for the cockle *Cerastoderma (Cardium) edule* L. in the Waddenzee, namely the shell length, weight of dried shell doublets and ash-free dry weight of the soft parts. In some cases these data have been approximated visually showing prolonged stagnation for the first two characteristics, whilst the third is superimposed by strong seasonal variations thus showing quite another trend. In all cases mathematical approaches in a growth specific manner seem desirable.

The length of the shells can well be simulated with the doubly seasonalmodified Bertalanffy function, not so their dry weight for reason of the existence of an inflexion point in the growth curve. In this case the doubly seasonal-modified Richards function has been employed with good success too. Ash-free dry weight of the soft parts finally has been submitted to approxi-

mation by an alternative of the Richards as a test for this kind of growth behaviour. Tables and graphs are added for better comprehension.

Резюме: БЕУКЕМА получил данные о длине сердцевидных ракушек, массе сухого вещества и масса беззольного сухого вещества мягких частиц раковин *Cerastoderma (Cardium) edule* L. в Ваддензее с 1975 до 1978 года и частично определил их зрительно полученными кривыми. В случае первых двух величин наблюдается квазистагнация развития в течение нескольких месяцев. Третья величина показывает сильные сезонные вариации, которые определяют это явление. Эти характеристики показывают необходимость математической обработки. Длину ракушек можно определить двойной сезонально-модифицированной функцией по БЕРТАЛАНФФУ. В случае определения массы сухого вещества применение этой функции вследствие поворотного пункта кривой развития невозможно. Поэтому здесь применяется двойная сезонально-модифицированная функция по РИЧАРДС (y) Масса сухого вещества мягких частиц раковин обрабатывается выборочно на основе функции по РИЧАРДС (y).

1. Einleitung

Den Begriff der Waddenzee gibt es erst seit Mai 1932, als im Rahmen der Abdämmung der ehemaligen Zuiderzee zwischen der Insel Wieringen (Provinz Noordholland) und dem Ort Zurich (Provinz Friesland) der 32 km lange Damm geschlossen wurde. Der innere Teil erhielt nach dem Fluß IJssel den Namen IJsselmeer, der äußere zwischen dem Damm und den westfriesischen Inseln die Bezeich-

nung Waddenzee. In diesem, von ausgedehnten Watten (1300 km²) durchsetzten Seeraum gelangt man von der Nordsee, durch das Zeegat van Terschelling oder durch das Zeegat van Texel, wo die Tidenhöhe resp. 2,0 und 1,5 m bei Springzeit bzw. 1,5 und 1,1 m bei Nippzeit betragen.

Die Herzmuscheln *Cerastoderma (Cardium) edule* L., deren Datenreihen von BEUKEMA vom Nederlands Instituut voor Onderzoek der Zee zur Auswertung dankenswerterweise zur Verfügung gestellt worden sind, wurden auf dem Balgzand eingebracht. Dieses 50 km² große Wattengebiet östlich von Den Helder kann nach großmaßstäblichen Untersuchungen diesbezüglich als repräsentativ für die gesamte holländische Waddenzee gelten. Aus den von 1968 bis 1982 zweimal jährlich durchgeführten Entnahmen auf 15 Sammelplätzen wurden einige Jahrgänge ausgewählt und von

BEUKEMA auf die Häufigkeit der Vorkommen, Alterszusammensetzung und das Wachstum untersucht.

Die Kalkmasse der Schalen lebender Muscheln des Bestands nahm während des Beobachtungszeitraums von etwa 50 bis rund 200 g/m² zu. Der langjährige Durchschnitt belief sich auf 104 g/m². Die mittlere jährliche Kalkproduktion der Herzmuscheln auf den Wattgebieten der Waddenzee wird auf grob 230 000 m³ bzw. 150 000 kg geschätzt. Drei Viertel dieser Menge ist für die Muschelfischerei verfügbar. In den einzelnen Jahren ergeben sich ganz verschiedene Werte, da in strengen Wintern mit einer hohen Sterblichkeitsrate dieser Spezies gerechnet werden muß. Die übrigen Muschelarten treten in ihrer Bedeutung stark hinter *Cerastoderma* zurück, so die Muschel *Macoma* auf 10 Prozent der Ausbeute (BEUKEMA 1980, 1982).

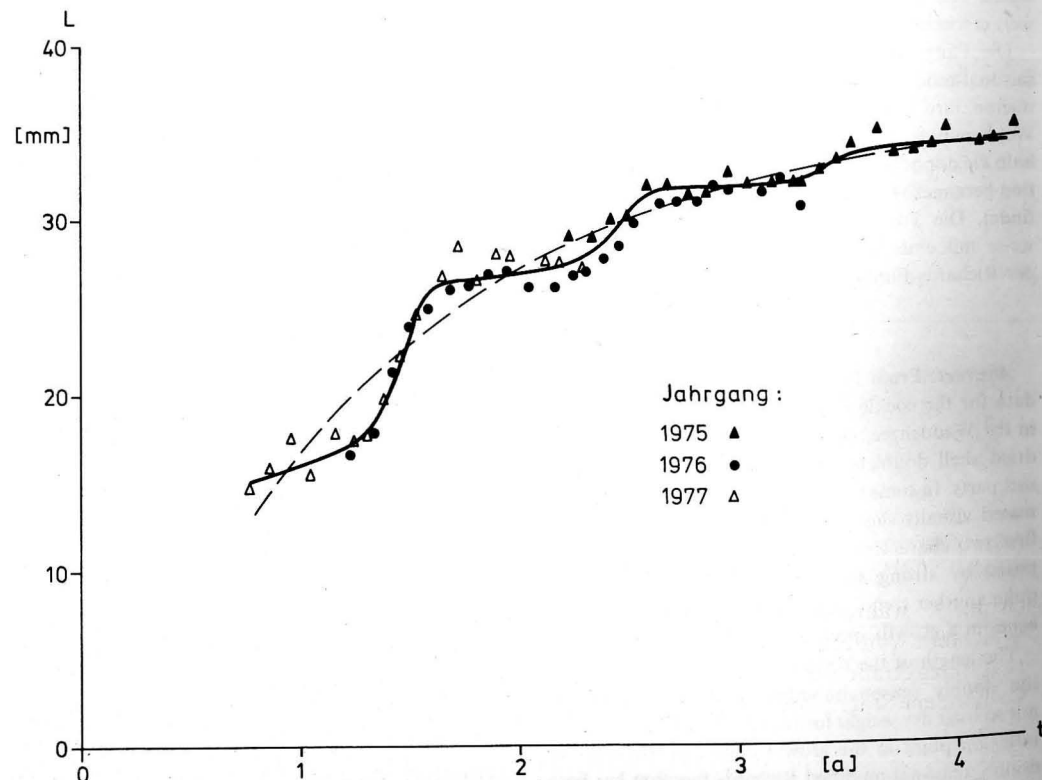


Abb. 1
Approximation der Schalenlänge mit der doppelt-modifizierten Bertalanffy-Funktion [2]

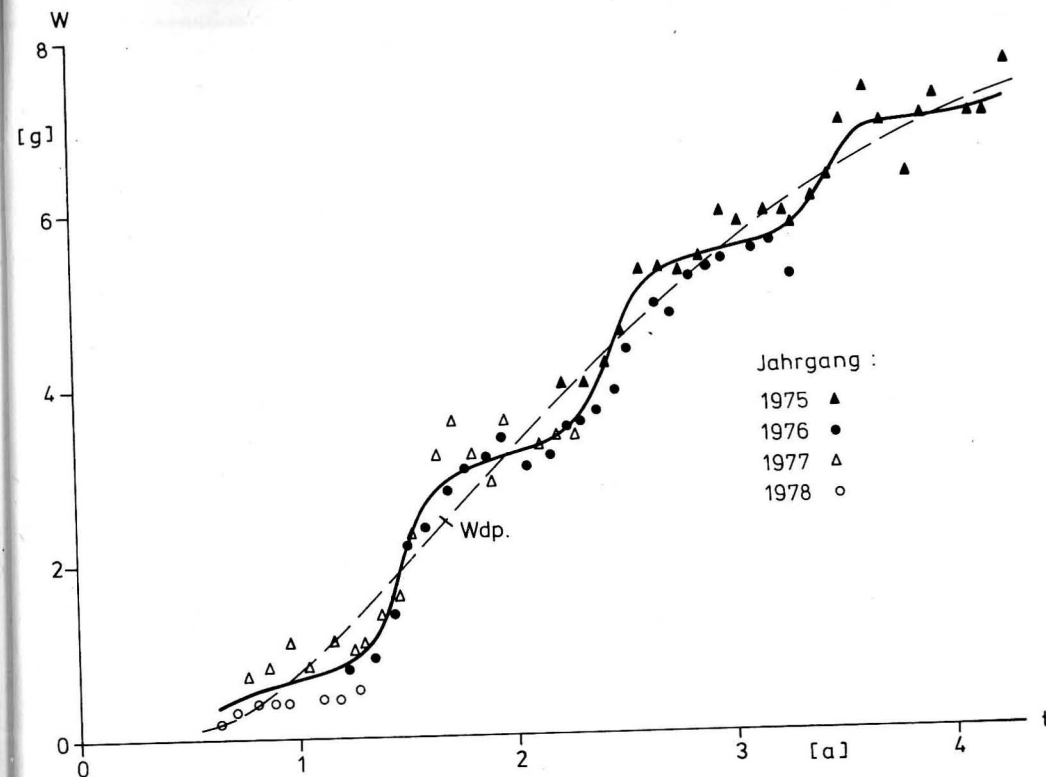


Abb. 2
Approximation der Trockenmasse der Schalen-Dubletten mit der doppelt-modifizierten Richards-Funktion [2]

In seinem Beitrag von 1982 hat BEUKEMA im Hinblick auf das Wachstum der Schalen eine graphische Darstellung für die Masse der getrockneten Schalen-Dubletten — d. h. beide Halbschalen — für die Jahresklassen 1975, 1976 und 1977 gegeben. Daraus erkennt man eine klar saisonal geprägte Entwicklung mit kräftigem Wachstum von April bis September und einer Quasi-Stagnation in der übrigen Zeit des Jahres, weshalb BEUKEMA von einem Verhalten in einer „stepwise manner“ spricht (vgl. Abb. 2). Diese Wachstumsform findet auch in der Schalenlänge ihren Niederschlag (Abb. 1), während die Trockenmasse der Weichteile von ausgesprochen starken Fluktuationen erfaßt wird, von der eine eventuell vorhandene Stagnation völlig verdrängt würde (Abb. 3).

Dieses Verhalten bildet den Anreiz zu einer mathematischen Simulation der Wachstumsvorgänge. Dabei haben Tests für die Schalen-

masse gezeigt, daß die einzelnen Geburtsjahrgänge sehr unterschiedlich ausfallen, wobei sogar unsinnige theoretische Endwerte bei der Approximation der im einzelnen zu kurzen Datenreihen zu erwarten wären. Deshalb mußte von Analysen jeweils einer Jahresklasse abgesehen werden und zu einer Kombination sukzessiver Jahrgänge übergegangen werden. Dabei tritt durch die Superposition jedoch eine Verwischung des Stagnationseffekts auf, so daß an die Stelle des mehrmonatigen Nullwachstums Restbeträge eines scheinbaren Wachstums übrigbleiben, die in Kauf genommen werden müssen.

2. Mathematische Ansätze für ein gedämpftes Wachstum

Analysen saisonal abhängigen Längenwachstums sind vom Verfasser mit verschiedenen

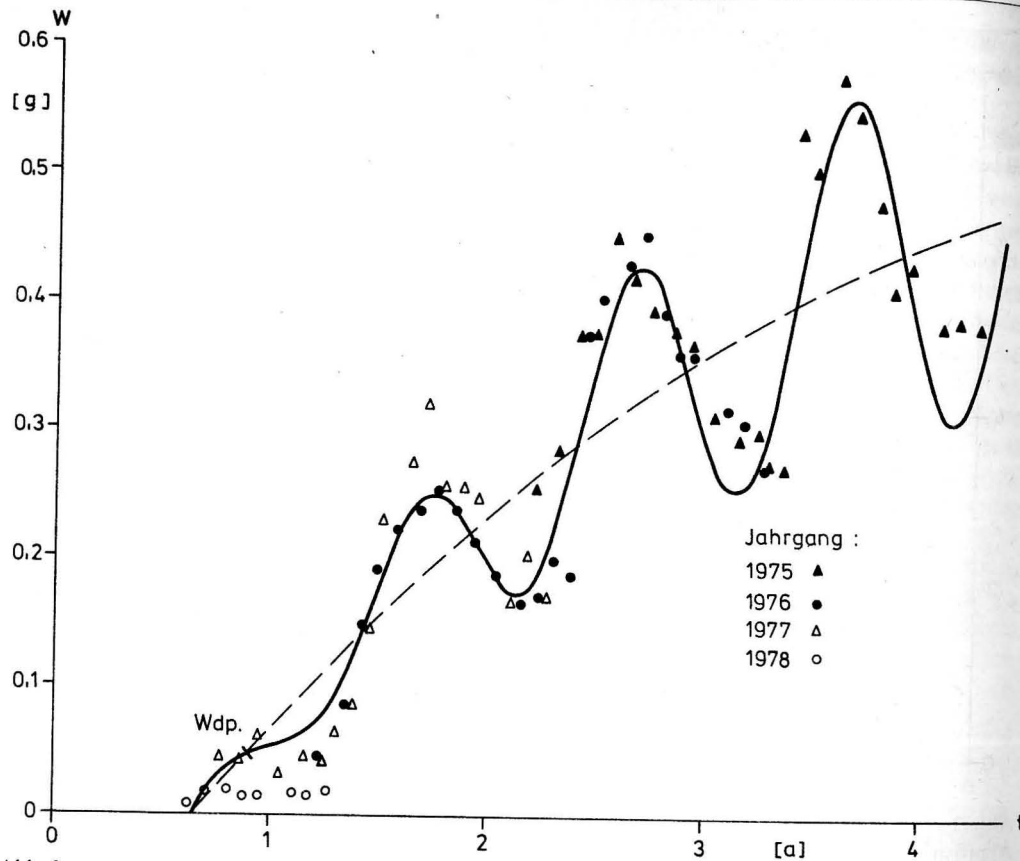


Abb. 3 Approximation der aschefreien Trockenmasse der Weichteile mit einer modifizierten Variante der Richards-Funktion [1]

Wachstumsfunktionen unternommen worden, nachdem diese entsprechend modifiziert worden sind. In einigen der zugehörigen Beiträge ist auch auf die Bemühungen anderer Autoren zur gleichen Problematik eingegangen worden, so daß sich hier eine Wiederholung erübrigt. Der Grundgedanke für das saisonal modifizierte Längenwachstum ist nach einem indirekten Anstoß durch frühere Überlegungen BÜCKMANN'S (1934) von SAGER (1982) anläßlich Betrachtungen zum Wachstum der Nordsee-Seezunge gegeben worden. Dort wurde eine harmonische Schwankung einer angenommenen Wachstumsfunktion $L(t)$ als

$$\tilde{L}(t) = L(t) - \lambda_1 \Delta L(t) \sin 2\pi(t - t_A) \quad (1)$$

postuliert, bei der weiter gefordert wurde, daß die Amplitude der Schwankung $\Delta L(t)$ pro-

portional dem Zuwachs der Basisfunktion, also $\dot{L}(t)$ sein sollte. Diese Bedingung, die von anderen Autoren nicht gestellt worden ist, bedeutet

$$L(t) = \lambda_2 \dot{L}(t) \quad (2)$$

und führt mit (1) auf

$$\tilde{L}(t) = L(t) - \lambda \dot{L}(t) \sin 2\pi(t - t_A) \quad (3)$$

Der Koeffizient $\lambda = \lambda_1 \lambda_2$ ist vom Verfasser (SAGER 1982) normiert worden, womit die Endform

$$\tilde{L}(t) = L(t) - \frac{1 - \varepsilon}{2\pi} \dot{L}(t) \sin 2\pi(t - t_A), \quad 0 \leq \varepsilon < 1 \quad (4)$$

heißt. Sie gilt nicht für zu stark modifiziertes Wachstum der Länge, das bis auf eine mo-

mentane Stagnation reduziert sein kann, was für $\varepsilon = 0$ der Fall ist. Mit steigenden Werten von ε nehmen die saisonalen Schwankungen ab und verschwinden bei $\varepsilon = 1$ ganz, so daß Identität mit dem nicht modifizierten Wachstum eintritt. In den Punkten $t = t_A + n$ ($n = 0, 1, 2, \dots$) schneidet die modifizierte die Basisfunktion im Bereich der stärksten Dämpfung, ebenso bei $t = t_A + (2n - 1/2)$, wo das saisonale Wachstum am kräftigsten ausgebildet ist.

Wiederum im Gegensatz zu den wenigen anderen Autoren, die sich dieser Thematik gewidmet haben, ist über die Wachstumsfunktion $L(t)$ noch keine Festlegung getroffen worden, sie kann also noch frei gewählt werden. Dabei liegt wohl die Funktion des Längenwachstums von PÜTTER (1920) und v. BERTALANFEY (1934) am nächsten, deren modifizierte Form von SAGER (1983) ausführlich untersucht worden ist. Sie besitzt in der Form der Basisfunktion

$$L = a - b e^{-ct} \quad (5)$$

keinen Wendepunkt, was nicht vergessen werden sollte, auch wenn sie nach der Modifikation als

$$\tilde{L} = a - b e^{-ct} \times \left[1 + \frac{(1 - \varepsilon) c}{2\pi(1 - k)} \sin 2\pi(t - t_A) \right] \quad (6)$$

Wendepunkte sekundärer Art bekommt. Mit dieser Gleichung sind der Euphauside *Nyctiphanes couchii* vor der Südküste der Bretagne (SAGER 1983), die Muschel *Macoma balthica* in der Gironde-Mündung (SAGER 1983), der norwegische Krill (SAGER 1984) und die Rosa Garnele in der Irischen See (SAGER 1985) behandelt worden.

Durch die Modifikation nach (4) wird auch die in der Flexibilität etwas eingeschränkte Funktion nach GOMPERTZ (1825) als ältester Ansatz für wachstumsspezifische Vorgänge in der Form

$$L = a e^{-b e^{-ct}} \quad (7)$$

relativ beweglich. Die Relation einer an den theoretischen Endwert gebundenen Wende-

punktsordinate $L_w = e^{-1} L_\infty = 0,3679 L_\infty$ wird durch die Modifikation (3) scheinbar überspielt. Sie ist von SAGER (1983) für die Wachstumsschwankungen der Grundel vor Schottland eingesetzt worden, ebenso für den Pollack im Skagerrak (SAGER 1984), für den DANNEVIG und SØRENSEN (1933) eine visuell gezogene Kurve der saisonalen Variationen unter Benutzung übergreifender Mittel gegeben haben.

Zu den Funktionen mit nicht fest an den Endwert L_∞ gebundener Wendepunktsordinate gehört die Wachstumsfunktion von JANOSCHEK (1957), bei der L_w/L_∞ zwischen 0 und $1 - 1/e$ bzw. 0,6321 schwanken kann, womit ein relativ großer Bereich abgedeckt ist. Diese Funktion, die in der Originalform

$$L = a(1 - e^{-bt^p}) \quad (8)$$

heißt, ist in der modifizierten Form auf die Miesmuschel in der Irischen See angewandt worden (SAGER 1984).

Schließlich wurde die von RICHARDS (1959) als Erweiterung der Pütter/Bertalanffy-Funktion vorgeschlagene Funktion

$$L = (a - b e^{-ct})^n \quad (9)$$

verwendet, deren Bereich für L_w/L_∞ mit $0 \leq L_w/L_\infty < e^{-1}$ bzw. $< 0,3679$ kleiner als derjenige der Janoschek-Funktion ist, aber doch eine Reihe von Wachstumsvarianten abdecken kann. Die Richards-Funktion wurde ebenfalls auf den Skagerrak-Pollack angewendet. Eine Übersicht der Intervalle von L_w/L_∞ gibt ein Beitrag des Verfassers über das Massewachstum beim Haushuhn (SAGER 1984) und ein anderer von Puten (SAGER 1986) für weitere Wachstumsfunktionen, unter denen sich auch Ansätze befinden, bei denen durchgängig $0 < L_w/L_\infty < 1$ ist, also keinerlei Restriktionen für den Quotienten L_w/L_∞ bestehen, der die Wachstumskurven entscheidend prägt.

3. Mathematische Ansätze für Langzeit-Stagnation

Eine Reihe von Spezies wie Fische und Muscheln zeigen ein über Monate stagnierendes Wachstum, das im allgemeinen durch die Min-

derung des Nahrungsangebots oder das Aufhören der Freßtätigkeit mit abfallenden Temperaturen ausgelöst wird. Dabei müssen die Wassertemperaturen nicht so weit fallen wie beispielsweise in den kanadischen Seen, wo die Langzeit-Stagnation des Längenwachstums bei Fischen sehr verbreitet ist. Für die unlängst vom Verfasser behandelte Venusmuschel vor Southampton im Englischen Kanal (SAGER 1984) endet das Wachstum Ende Oktober bereits bei Temperaturen um 13 °C mit der Phytoplankton und setzt erst Ende April bei 9 °C wieder ein. Für das Lanzettfischchen vor Helgoland läuft das Wachstum von Ende Mai bis Ende Oktober (SAGER, GOSELCK 1986).

Für solche langfristigen Stagnationen können einfach-modifizierte Funktionen nach dem Muster von (4) nicht mehr appliziert werden. Deshalb hat sich der Verfasser die Frage gestellt, ob eine abermalige Modifizierung denkbar ist, die den Ablauf des Längenwachstums genähert zu erfassen gestattet, ohne die Anzahl der Parameter zu überdehnen. Gegenüber den Basisfunktionen organismischen Wachstums wird die Anzahl der Parameter durch die neuen Größen $1 - \varepsilon$ und t_A von n auf $n + 2$ aufgestockt. Es wäre nun wünschenswert, mit möglichst wenig weiteren Parametern zu einer Form zu gelangen, die Stagnationen des Wachstums bis zu einem halben Jahr noch weitgehend zu simulieren vermag.

Schreibt man (3) in der Form

$$\tilde{L}(t) = L(t) - \lambda \dot{L}(t) \cdot P(t), \quad (3a)$$

so ist in der Form (4)

$$P(t) = \sin 2\pi(t - t_A), \quad \lambda = \frac{1 - \varepsilon}{2\pi}. \quad (10)$$

Man kann eine weite Dehnung der Stillstandsphase des Wachstums erreichen, wenn man $P(t)$ zu

$$P(t) = \sin 2\pi \left[t - t_A - \frac{k}{2\pi} \sin 2\pi(t - t_A) \right],$$

$$\lambda = \frac{1 - \varepsilon}{2\pi(1 - k)} \quad (11)$$

mit $0 \leq k < 1$ und $0 \leq \varepsilon < 1$ variiert, wobei λ wieder aus der Normierung entstanden ist.

Dabei treten jedoch geringe un reale Schwingungen durch den geschachtelten Sinus auf, die sich allerdings erst bei der Wachstumsgeschwindigkeit bemerkbar machen. Dies zeigt die Abbildung 4, wo die auf diese Weise betroffenen Teile der Zuwachskurve gestrichelt wiedergegeben sind. Der große Vorteil liegt aber darin, daß man mit nur 1 weiterem Parameter, nämlich k , auskommt. Damit ist eine Darstellung durch insgesamt $n + 3$ Parameter möglich.

Bei der Datenreihe für die Venusmuschel ist als Basisfunktion die PÜTTER/BERTALANFFY-Variante benutzt worden, weil sie über 8 Jahre des Schalenwachstums in der Grundtendenz — das heißt ohne saisonale Schwankungen — keinen Wendepunkt in der Wachstumskurve erkennen läßt. Das ist bei den Daten für die Schalenlänge $\tilde{L}(t)$ von *Cerastoderma* nach BEUKEMA nicht sicher zu beurteilen, allerdings relativ wahrscheinlich. Für die Trockenmasse der Schalendubletten $\tilde{W}(t)$ ist dies dagegen nicht gegeben, wie die aufgetragene Punktefolge zeigt. Aus diesem Grund ist für beide Größen die doppelt saisonal-modifizierte Richards-Funktion gewählt worden, die hier erstmals vorgestellt wird. Sie lautet nach (9) und (11)

$$\tilde{W}(t) = (a - b e^{-ct})^{n-1} \times \left\{ a - b e^{-ct} - bcn \frac{1 - \varepsilon}{2\pi(1 - k)} e^{-ct} \times \sin 2\pi \left[t - t_A - \frac{k}{2\pi} \sin 2\pi(t - t_A) \right] \right\}. \quad (12)$$

Im Fall der Schalenlänge $\tilde{L}(t)$ fällt man bei der Approximation durch die nichtlineare Regression in der leicht veränderten Diktion von PAUL (1975) tatsächlich auf die Pütter/Bertalanffy-Funktion zurück, erhält also $n = 1$ und zwar sowohl bei der Minimierung der Summen der Fehlerquadrate [2] als auch der Fehlerbeträge [1], die darin noch nicht übereinstimmen zu brauchen. Damit wird (12) für die Schalenlänge zu

$$\tilde{L} = a - b e^{-ct} \left\{ 1 + \frac{(1 - \varepsilon) c}{2\pi(1 - k)} \times \sin 2\pi \left[t - t_A - \frac{k}{2\pi} \sin 2\pi(t - t_A) \right] \right\}, \quad (13)$$

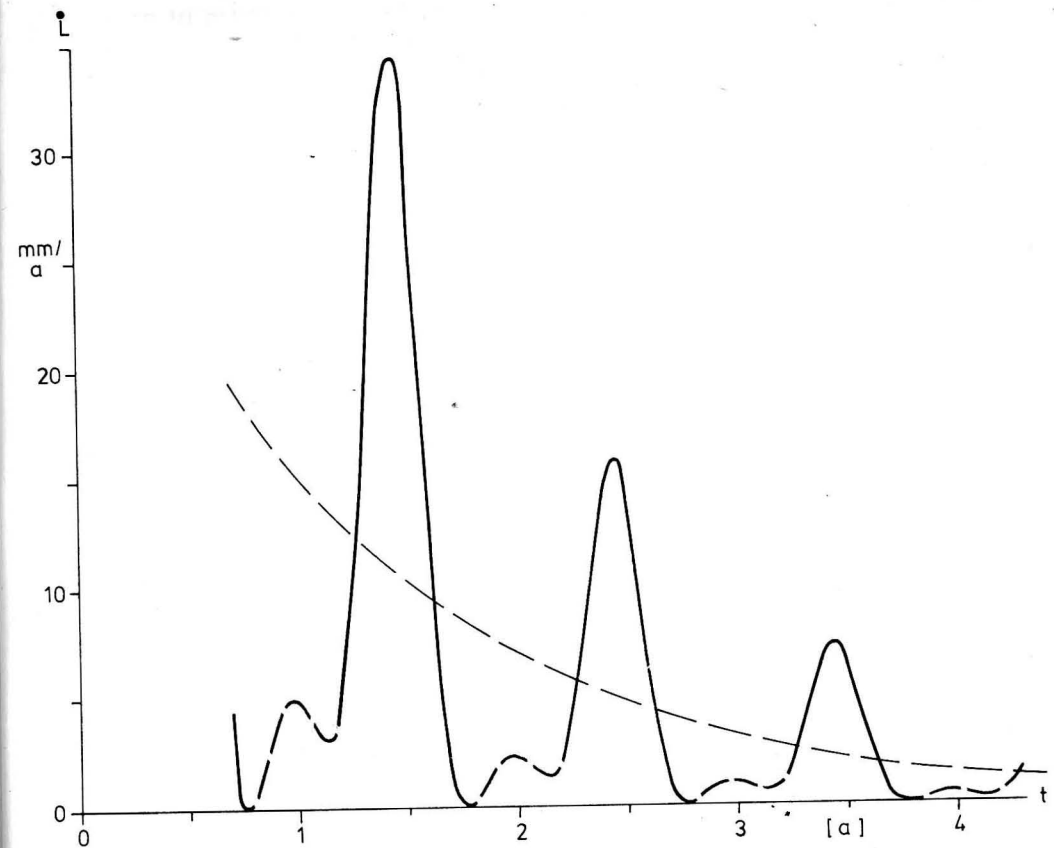


Abb. 4
Zuwachskurve zu Abbildung 1

wozu in Abbildung 4 noch die Kurve des Zuwachses $d\tilde{L}/dt = \dot{\tilde{L}}$ wiedergegeben ist.

4. Die Ergebnisse für die Schalenlänge und die Trockenmasse der Dubletten

Die Resultate beider Minimierungen sind für die Schalenlänge in Tabelle 1 und für die Trockenmasse in Tabelle 2 zusammengestellt. Man erkennt darin die Ähnlichkeiten, teilweise aber auch die Abweichungen in den Parametern, die sich aus der grundverschiedenen Forderung erklären, die Summen der Fehlerquadrate bzw. der Fehlerbeträge zu einem Minimum zu machen.

In der Tabelle 3 sind die Werte der Approximationen des Längenwachstums den beobach-

Tabelle 1
Parameter und Fehlersummen der nichtlinearen Regressionen [2] und [1] für die Schalenlänge bei der doppelt-modifizierten Bertalanffy-Funktion (Sonderfall der Richards-Funktion mit $n = 1$)

Berechnete Größe	Approximation [2]	Approximation [1]
a	[mm] 36,284608	35,207397
b	[mm] 42,813659	48,033798
c	[a ⁻¹] 0,778604	0,916000
n	— 1,000000	1,000000
$1 - \varepsilon$	— 0,683268	0,703049
t_A	[a] — 0,034892	— 0,038965
k	— 0,524540	0,488502
Σf^2	[mm ²] 33,656	42,263
$\Sigma f $	[mm] 37,868	40,951
L_∞	[mm] 36,285	35,207

Tabelle 2

Parameter und Fehlersummen der nichtlinearen Regressionen [2] und [1] für die Trockenmasse der Schalen-Dubletten bei der doppelt-modifizierten Richards-Funktion

Berechnete Größe	Approximation [2]	Approximation [1]
a	[g] 2,748858	2,640001
b	[g] 3,431436	3,229706
c	[a ⁻¹] 0,603186	0,610000
n	— 2,191807	2,276443
$1 - \varepsilon$	— 0,555459	0,660579
t_A	[a] — 0,022482	— 0,043176
k	— 0,537051	0,431858
Σf^2	[g ²] 4,996	5,162
$\Sigma f $	[g] 15,521	15,278
W_∞	[g] 9,174	9,115
t_w	[a] 1,669	1,679
W_w	[g] 2,414	2,442

teten Daten für beide Minimierungen gegenübergestellt. Dabei erscheinen die Jahrgänge formal getrennt, wobei man nicht vergessen darf, daß sie als Gesamtkollektiv in die Rechnungen eingegangen sind, was eingangs begründet worden ist. In der 1. Spalte steht der Sammeltag nach Kalenderdatum, in der 2. der durchlaufend ab 1. Januar numerierte Tag und in der 3. Spalte die zugehörige Dezimale, wenn die Jahreslänge gleich 1 gesetzt wird, wie dies in (12) bzw. (13) verlangt wird.

In Abbildung 1 ist die gewonnene Kurve zusammen mit den Ausgangsdaten und der Basisfunktion eingetragen. Wenn hier entgegen dem Verlauf bei 8 Jahrgängen der Venusmuschel keine volle Stagnation mit horizontalem Kurvenverlauf über ein halbes Jahr erscheint, so liegt dies an der Überlagerung verschiedener Jahrgänge, deren Daten vor der Berechnung nicht korrigiert worden sind, weil die Abweichungen sich doch in Grenzen halten und für Korrekturen über den zentralen Wert während der Stagnationsperiode 3 Jahrgänge zu wenig sind.

Die Tabelle 4 ist analog der Tabelle 3 aufgebaut, nur sind die Spalten 1 und 2 nicht wieder aufgeführt, um Platz für den 4. Jahrgang zu gewinnen. Die Übereinstimmung mit

den meisten Ausgangsdaten ist wieder recht gut, relativ günstig liegt auch noch der Kurvenbeginn mit dem ersten Sammeltermin, zumal hier sogenannte ungebundene Funktionen verwendet wurden, die nicht auf den Geburtswert eingestellt sind und deshalb auch nicht in Richtung auf diesen extrapoliert werden dürfen. Daher darf man auch keine eindeutige Zuordnung der Kurve in Abbildung 2 mit derjenigen in Abbildung 1 erwarten, wie das bei gebundenen Wachstumsfunktionen — allerdings unter Verlust an Flexibilität — zutreffen würde. Auch in Abbildung 2 tritt die „stepwise manner“ klar heraus, wenn auch nicht mit ganz horizontalen Stagnationsintervallen.

Allen Kurven in den Abbildungen ist die Basisfunktion ohne Variationen unterlegt und gestrichelt gezeichnet. Ist ein Wendepunkt vorhanden, so findet man ihn als „Wdp.“ vor. Durch die Einbeziehung der Basiskurve werden die saisonalen Schwankungen noch etwas deutlicher ins Blickfeld gerückt. Das zeigt sich besonders ausgeprägt bei den Schwankungen der aschefreien Trockenmasse der Weichteile, die anschließend behandelt werden.

5. Das Wachstum der Trockenmasse der Weichteile

Nach den Daten von BEUKEMA für die aschefreie Trockenmasse der Weichteile bietet sich ein ganz anderes Bild als für die beiden bisher behandelten Größen. Daher kommen auch die verwendeten Ansätze auf der Basis von (3a) und (11) nicht in Betracht, wie die Abbildung 3 erkennen läßt. Die Variation für die Trockenmasse der Weichteile kann nicht proportional zur Wachstumsgeschwindigkeit $\dot{W}(t)$ angesetzt werden, weil diese mit zunehmendem Alter immer geringer wird, was im Gegensatz zur Lage der Punkte in Abbildung 3 steht.

Da die kombinierten Jahrgänge 1975—78 in dem Datenmaterial nur 3¹/₂ Jahre überdecken, kann über die in Form von Schwingungen erfolgenden Variationen keine für

Tabelle 3

Approximation des Längenwachstums für die Schalen der Herzmuschel aus der Waddensee (Balgzand) nach Daten von BEUKEMA

Chronologische Werte	Jahresklasse (Geburtsjahr)											
	Sammeltag Datum	Lfd. No.	Dezimale	1975			1976			1977		
				L	[2]	[1]	L	[2]	[1]	L	[2]	[1]
					2,			1,				0,
24-03-1977	83	,227	29,1	27,5	27,8	16,7	17,2	16,7				
02-05-1977	122	,334	29,0	28,2	28,5	18,0	18,6	18,5				
01-06-1977	152	,416	30,1	29,2	29,5	21,3	20,9	21,0				
27-06-1977	178	,488	30,3	30,4	30,5	24,0	23,4	23,5				
02-08-1977	214	,586	32,0	31,5	31,5	25,0	25,8	26,0				
06-09-1977	249	,682	32,0	31,9	31,9	26,1	26,7	26,9				
06-10-1977	279	,764	31,4	31,9	31,9	26,3	26,8	27,0	14,7	15,6	14,7	
08-11-1977	312	,855	31,5	31,9	31,9	27,0	26,8	27,1	15,8	15,7	14,8	
13-12-1977	347	,951	32,9	32,0	32,0	27,2	27,0	27,2	17,5	16,0	15,2	
				3,			2,					1,
16-01-1978	16	,044	32,2	32,1	32,1	26,2	27,2	27,4	15,4	16,5	15,7	
27-02-1978	58	,159	32,0	32,2	32,2	26,2	27,4	27,6	17,8	16,9	16,2	
30-03-1978	89	,244	32,2	32,3	32,3	27,1	27,6	27,9	17,4	17,3	16,9	
20-04-1978	110	,301	32,2	32,4	32,4	27,2	27,9	28,2	17,6	18,0	17,7	
18-05-1978	138	,378	33,0	32,8	32,7	27,9	28,7	29,0	20,0	19,7	19,7	
15-06-1978	166	,455	33,6	33,3	33,2	28,6	29,8	30,1	22,2	22,3	22,4	
10-07-1978	191	,523	34,5	33,8	33,5	29,9	30,8	31,0	24,6	24,4	24,6	
21-08-1978	233	,638	35,2	34,2	33,8	31,0	31,8	31,8	26,7	26,5	26,6	
18-09-1978	261	,715	33,9	34,3	33,9	31,1	31,9	31,9	28,5	26,8	27,0	
23-10-1978	296	,811	34,0	34,3	33,9	31,1	31,9	31,9	26,5	26,8	27,0	
20-11-1978	324	,888	34,3	34,3	33,9	32,0	32,0	32,0	28,0	26,9	27,1	
12-12-1978	346	,948	35,4	34,3	33,9	31,8	32,0	32,0	28,0	27,0	27,2	
				4,			3,					2,
09-02-1979	40	,110	34,4	34,4	34,0	31,7	32,2	32,1	27,7	27,3	27,5	
08-03-1979	67	,184	34,7	34,4	34,0	32,5	32,2	32,2	27,5	27,4	27,7	
09-04-1979	99	,271	35,5	34,5	34,1	30,9	32,3	32,3	27,4	27,7	28,0	

eine Approximation hinreichende Aussage getroffen werden. Es hat den Anschein, als ob sich die Amplituden der Schwingungen mit dem Alter ständig vergrößern. Um einen bedingten Anhaltspunkt zu haben, sind ein Beitrag von LUNDBECK (1952) zum saisonalen Wachstum des Schellfisches für die Altersgruppen 4 und 5 sowie Beiträge von DE CLERCK (1981) und DE CLERCK und REUSSENS (1982) über das Wachstum der Seezunge bzw. der Scholle in der Nordsee herangezogen worden. Auch hier zeigt sich eine offenbar stetige Zunahme der saisonalen Schwankungen der Körpermasse, wobei die Schollen von 2 bis

18 Jahre, also über einen ungewöhnlichen langen Zeitraum verfolgt worden sind.

Bei den genannten Untersuchungen spielt die Entwicklung der Laichmasse eine entscheidende Rolle, wobei sich die Änderung der Gesamtmasse beim Fisch nur bei Halterung in abgeschlossenen Aquatorien genauer bestimmen läßt. Mittelt man dagegen die Daten für eine größere Anzahl von Fischen mit unterschiedlicher Laichphase, so erscheint diese für das Kollektiv erheblich gedehnt, wie SAGER (1985) in einem Modellansatz gezeigt hat. Der Anteil der Laich- an der Gesamtmasse kann beim Dorsch bis auf 15%

Tabelle 4

Approximation der Trockenmasse der Schalen-Dubletten der Herzmuschel aus der Waddensee (Balgzand) nach Daten von BEUKEMA

Tages- dezimale	Jahresklasse (Geburtsjahr)											
	1975			1976			1977			1978		
	W	[2]	[1]	W	[2]	[1]	W	[2]	[1]	W	[2]	[1]
		2,		1,			0,					
,227	4,0	3,46	3,42	0,8	0,86	0,84						
,334	4,0	3,68	3,73	0,9	1,06	1,13						
,416	4,2	4,07	4,16	1,4	1,47	1,58						
,488	4,6	4,53	4,59	2,2	1,98	2,07						
,586	5,3	5,07	5,07	2,4	2,63	2,64						
,682	5,3	5,32	5,29	2,8	2,95	2,92						
,764	5,2	5,38	5,35	3,1	3,04	3,02	0,7	0,52	0,53			
,855	5,4	5,42	5,40	3,2	3,11	3,09	0,8	0,59	0,60			
,951	5,9	5,49	5,46	3,4	3,20	3,17	1,1	0,67	0,67			
		3,		2,						0,		
,044	5,8	5,57	5,52	3,1	3,31	3,25	0,8	0,75	0,72			
,159	5,9	5,64	5,59	3,2	3,41	3,34	1,1	0,82	0,78			
,244	5,9	5,70	5,67	3,5	3,48	3,46	1,0	0,87	0,87			
,301	5,8	5,77	5,78	3,6	3,58	3,61	1,1	0,96	1,01			
,378	6,1	5,97	6,01	3,7	3,87	3,94	1,4	1,24	1,35			
,455	6,3	6,27	6,31	3,9	4,32	4,40	1,6	1,74	1,84			
,523	6,9	6,56	6,57	4,4	4,75	4,79	2,3	2,24	2,30			
,638	7,3	6,87	6,85	4,9	5,24	5,21	3,2	2,84	2,82	0,15	0,35	0,37
,715	6,9	6,95	6,91	4,8	5,35	5,32	3,6	3,00	2,97	0,30	0,47	0,48
,811	6,3	6,98	6,95	5,2	5,40	5,38	3,2	3,07	3,06	0,40	0,56	0,57
,888	7,0	7,00	6,97	5,3	5,44	5,42	2,9	3,13	3,12	0,40	0,61	0,62
,948	7,2	7,03	7,00	5,4	5,49	5,46	3,6	3,20	3,17	0,40	0,67	0,66
		4,		3,						1,		
,110	7,0	7,11	7,06	5,5	5,62	5,56	3,3	3,37	3,30	0,45	0,80	0,76
,184	7,0	7,14	7,09	5,6	5,66	5,61	3,4	3,42	3,37	0,45	0,83	0,80
,271	7,6	7,18	7,16	5,2	5,73	5,72	3,4	3,52	3,52	0,56	0,91	0,92

*) Die entsprechenden Daten enthält Tabelle 3.

und darüber anwachsen, bei der Seezunge der Nordsee auf 10 bis reichlich 12%.

Bei der Herzmuschel wird dieser Anteil geringer eingeschätzt, ferner streuen die Laichzeiten offenbar mehr, so daß man nicht zu einem relativ abrupten Abfall der Gesamtmasse beim Laichvorgang kommt, zumal dieser vermutlich in der Art der Portionslaicher erfolgt. Wenn diese Annahmen zutreffen, kommt man vielleicht um die Schwierigkeit herum, nach Wachstum der eigentlichen Kör-

per- und der Laichmasse zu trennen und damit eine größere Anzahl von Parametern in den Wachstumsansatz einbringen zu müssen.

Entsprechend der in Abbildung 3 eingetragenen Lage der Meßwerte scheint ein Ansatz von der Form

$$\tilde{W}(t) = W(t) [1 + \gamma \sin 2\pi(t - t_A)] \quad (14)$$

gerechtfertigt, in dem die Schwankung proportional dem Wachstum $W(t)$ ist. Verwendet

man auch hier die Richards-Funktion, so erhält man den Ausdruck

$$W(t) = (a - b e^{-ct})^n [1 + \gamma \sin 2\pi(t - t_A)] \quad (15)$$

mit nur 6 Parametern, bei dem eine Langzeitstagnation keinen Platz hat.

Da dieser Ansatz noch etwas spekulativ sein könnte, ist die Approximation in etwas abgekürzter Form vorgenommen worden. Das Resultat zeigt die Abbildung 3 für die Approximation [1], zu der als Parameter

$$a = 0,695, \quad b = 0,870, \quad c = 0,3525, \\ n = 1,100, \quad t_A = -0,078, \quad \gamma = 0,330$$

gehören. Auf die Wiedergabe der Tabellen wird verzichtet, weil hier noch Unsicherheiten in Bezug auf den Ansatz (14) mit der Ausführung (15) bestehen können, die erst durch weitere hinreichend lange Beobachtungsreihen ausgeräumt werden könnten.

Literatur

- BERTALANFFY, L. v.: Untersuchungen über die Gesetzlichkeit des Wachstums I. Allgemeine Grundlagen der Theorie. — Roux' Arch. Entw. Mech. Org., Berlin **131** (1934) 613—652.
- BEUKEMA, J. J.: Calcimass and carbonate production by molluscs on the tidal flats in the Dutch Wadden Sea: I. The tellinid bivalve *Macoma balthica*. — Neth. Journ. Sea Res., Den Burg/Texel **14** (1980) 323—338.
- : Annual variation in reproductive success and biomass of the major macrozoobenthic species living in a tidal flat area of the Wadden Sea. — Neth. Journ. Sea Res., Den Burg/Texel **16** (1982) 37—45.
- : Calcimass and carbonate production by molluscs on the tidal flats in the Dutch Wadden Sea: II The edible cockle, *cerastoderma edule*. — Neth. Journ. Sea Res., Den Burg/Texel **15** (1982) 391—405.
- DECLERCK, R.: Some notes on the seasonal growth of soles in the North Sea, Celtic Sea and Irish Sea. — ICES. C.M. 1981/G: 32. Kopenhagen (1981) 1—12.
- DECLERCK, R.; REUSSENS, M.: The seasonal growth in weight of plaice in the southern North Sea. — ICES, C.M. 1982/G: 57. Kopenhagen (1982) 1—10.
- BÜCKMANN, A.: Untersuchungen über die Naturschichte der Seezungen. — Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresforsch., N.F., Leipzig **VII**, 2 (1934) 1—66.
- DANNEVIG, A.; SØRENSEN, A.: On the age and growth of the pollack (*Gadus pollachius* L.) from the Norwegian Skagerrack Coast. — Fisk. Dir. Skrifter, Serie Havunders., Bergen **IV** (1933) 1—15.
- GOMPERTZ, B.: On the nature of the function expressive of the law of human mortality, and on a new mode of determining the value of live contingencies. — Phil. Trans. Roy. Soc., London **1825** (1825) 513—585.
- JANOSCHEK, A.: Das reaktionskinetische Grundgesetz und seine Beziehungen zum Wachstums- und Ertragsgesetz. — Statist. Vjschr., Wien **10** (1957) 25—37.
- LUNDBECK, J.: Biologisch-statistische Untersuchungen über die deutsche Hochseefischerei. III. Das Körpergewicht und das Längen-Gewichts-Verhältnis bei den Nutzfischen. — Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresforsch., N.F. Stuttgart **12** (1952) 316—430.
- PÜTTER, A.: Studien über physiologische Ähnlichkeit. VI. Wachstumsähnlichkeiten. — Pflügers Arch., Berlin **180** (1920) 298—340.
- RICHARDS, F. J.: A flexible growth curve for empirical use. — Journ. Exp. Botany, Oxford and London **10** (1959) 290—300.
- SAGER, G.: Das Längenwachstum der Nordsee-Seezunge (*Solea vulgaris* Quensel) und die Problematik der Jahresschwankungen. — Anat. Anz., Jena **151** (1982) 160—178.
- : Eigenschaften der harmonisch-saisonal modifizierten Bertalanffy-Funktion des Längenwachstums. — Anat. Anz., Jena **154** (1983) 169—178.
- : Wachstumsschwankungen von *Nyctiphanes couchii* nach Daten von GROS und COCHARD. — Anat. Anz., Jena **153** (1983) 393—403.
- : Annuale Wachstumsschwankungen der Muschel *Macoma balthica* nach Daten von BACHELET (1980).
- Beitr. Meereskd., H. 50, Berlin (1983) 43—50.
- : Jährliche Wachstums-Variationen der Grundel *Lesueurigobius friesii* vor Schottland nach Daten von GIBSON und EZZI (1978). — Anat. Anz., Jena **154** (1983) 245—254.
- : Saisonales Längenwachstum beim norwegischen Krill (*Meganyctiphanes norvegica*) nach Daten von WIBORG (1966—1969). — Zool. Jahrb., Anat., Jena **112** (1984) 79—84.
- : Zur Erfassung saisonaler Wachstumsschwankungen am Beispiel des Skagerrack-Pollacks (*Gadus pollachius* L.). — Fischerei-Forschung, Rostock **22** (1984) 54—57.
- : Saisonal-modifizierte Formen der abgewandelten Janoschek-Funktion. — Gegenbaurs morph. Jahrb., Leipzig **130** (1984) 659—669.

- : Zur Problematik der mathematischen Darstellung des Massewachstums beim Haushuhn. Gegenbaurs morph. Jahrb., Leipzig **130** (1984) 801—811.
- : Verlängerte saisonale Wachstumsstagnation am Beispiel der Venusmuschel (*Mercenaria mercenaria*). — Beitr. Meereskd., H. 51, Berlin (1984) 57—66.
- : Zur Darstellung der Laichmasseverluste bei Fischen. — Fischerei-Forschung, Rostock **23** (1985) 74—76.
- : Seasonal growth of the pink shrimp off the Isle of Man after data series from AL-ADHUB and BOWERS (1977). — Beitr. Meereskd., H. 54, Berlin (1986) 61—67.

—: **Mathematische Behandlung von Wachstumsreihen der Körpermasse bei Puten** (♂, ♀). — Anat. Anz., Jena **160** (1985) 203—213.

SAGER, G.; GOSSELCK, F.: Detailed investigation into the seasonal growth of *Branchiostoma lanceolatum* off Helgoland after data from COURTNEY (1975). — Int. Rev. Ges. Hydrobiol. (zum Druck eingereicht).

Anschrift des Verfassers:

Dr. rer. nat. habil. GÜNTHER SAGER
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Grüner Weg 9

Abschluß der Arbeit: 13. 5. 1985

Zur Veröffentlichung angenommen: 5. 7. 1985

RUDOLF SCHEMAINDA, EBERHARD HAGEN

Sommerliche Strukturen des Dichtefeldes in der 100 m Deckschicht vor Nordwestafrika

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung: Vor Nordwestafrika entsprechen die von DANTZLER (1977) ausgewiesenen Regionen mit erhöhter Wirbelaktivität den Gebieten mit hohen Werten der potentiellen Vorticity des mittleren geostrophischen Stromfeldes innerhalb der 100 m Deckschicht.

Im Untersuchungsgebiet zwischen $4^{\circ}/35^{\circ}$ N und $7^{\circ}/28^{\circ}$ W ergibt sich durch den Einfluß der Rotation der Windschubspannung an der Meeresoberfläche und der Bodentopographie für die Dichtefeldstrukturen in der 100 m Deckschicht eine meridionale Verteilung.

Abstract: The regions with increasing eddy activities shown by DANTZLER (1977) correspond well to areas with increasing potential vorticity of mean geostrophic currents within the 100 m top layer off Northwest Africa.

The area under consideration located between $4^{\circ}/35^{\circ}$ N and $7^{\circ}/28^{\circ}$ W is meridionally subdivided in four subareas both by the influence of the wind stress curl at the sea surface and the bottom topography on the patterns of the density field in the 100 m top layer.

Резюме: Области с увеличением активности вихрей, как показано Дантзлером (1977), хорошо совпадают с областями, которые характеризуются приращением потенциального вихря среднего геострофического течения в 100 м-верхнем слое.

В области исследования, расположенной между $4^{\circ}/35^{\circ}$ с. ш. и $7^{\circ}/28^{\circ}$ з. д., следует меридиональное распределение структуры поля плотности в 100 м-верхнем слое из ротора касательного напряжения ветра на поверхности и из структуры дна.

Mittlere Dichtefeldstrukturen innerhalb der 100 m Deckschicht sind das Ergebnis des summarischen Einwirkens einer Vielzahl physikalischer Prozesse. Im statistischen Sinne beschreiben sie einen „Erwartungszustand“. Zur Beurteilung aktueller Beobachtungsergeb-

nisse ist es zweckmäßig, die mittleren Strukturen zu kennen.

Im folgenden wird ein Karthesisches Koordinatensystem genutzt, dessen z -Achse vertikal aufwärts gerichtet ist. Der Coriolis-Parameter ist $f = 2\omega \sin \Phi$, mit der Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation $\omega = 7,29212 \cdot 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ und der geographischen Breite Φ . Die Dichte des Wassers setzt sich zusammen aus der konstanten Bezugsdichte eines Standardozeans und der lokalen Dichte-anomalie $\rho = \rho(x, y, z)$.

Für räumliche Maßstäbe, die größer als der barokline Rossby-Radius sind, kann die potentielle Vorticity des geostrophischen Stromanteils allein durch das Dichtefeld beschrieben werden. Die gröbste Näherung ist gegeben durch

$$-\bar{\Pi} = (f/\rho_0) \partial \rho / \partial z. \quad (1)$$

Die Linien gleicher Π -Werte (Isotrophen) approximieren die geostrophischen Stromlinienmuster unabhängig von einem Bezugsniveau, vergleiche HOLLAND, KEFFER und RHINES (1984).

Für die mittleren sommerlichen Dichtefeldstrukturen in der 100 m Deckschicht sollen die Gebiete ermittelt werden, in denen der Einfluß „von oben“ oder/und „von unten“ bestimmend wirkt. Es wird angenommen, daß die durchmischte Deckschicht in der Regel nicht tiefer als 100 m herunterreicht, LAMB (1984).

Die nachfolgenden Berechnungen begründen sich auf die in 1° -Feldern aufgelösten Daten des Dichte- und Windfeldes sowie der Wassertiefe nach DEMIN, HAGEN und GURINA

(1981). Entsprechend zur Beziehung (1) wird die Differenzenform

$$-\bar{\Pi}_{100m}^0 = (f/\rho_0) (\bar{q}(0) - \bar{q}(100m))/100m \quad (2)$$

genutzt. Darin ist $\bar{q}(0)$ die mittlere Dichteanomalie an der Oberfläche und $\bar{q}(100m)$ die Dichteanomalie in 100 m Tiefe. Da stets $\bar{q}(100m) > \bar{q}(0)$ gilt, wird $\bar{\Pi}_{100m}^0 > 0$.

Die Abbildung 1a zeigt die aus (2) berechneten geostrophischen Stromfeldmuster in der 100 m Deckschicht. In der Abbildung 1b ist das prozentuale Verhältnis der in Abb. 1a dargestellten Werte zu den f/H -Werten der potentiellen Vorticity des barotropen Stromfeldanteils dargestellt. $H = H(x, y)$ ist die Wassertiefe. Je größer diese Prozentzahlen sind, desto größer ist der Betrag der Dichte-

differenz der Beziehung (2) oder aber die Wassertiefe $H(x, y)$. Die Abbildung 1b zeigt gewissermaßen die regionale „Beeinflussungsbereitschaft“ des baroklinen Stromfeldes in der Deckschicht auf den barotropen Stromfeldanteil im folgenden Sinne an: Verschwindet die vertikale Dichtedifferenz über die 100 m Deckschicht in (2), dann verschwindet auch das dargestellte Verhältnis. Ist diese Dichtedifferenz hingegen durch eine kräftige Schichtung erhöht, dann können sich die f/H -Konturen deutlich in Abb. 1b abbilden. Die Isolinien in Abb. 1b beschreiben ein konstantes Produkt $(\bar{q}(0) - \bar{q}(100m)) \cdot H$. Folgt man einer derartigen Isolinie, dann erhöht sich scheinbar der Baroklinitätsgrad der Strömung in der Deckschicht mit abnehmender Wassertiefe und umgekehrt. Die

in Abb. 1a, b dargestellten Strukturen unterteilen das Untersuchungsgebiet in vier Regionen:

— Das Gebiet südlich 7° N wird in Abb. 1a durch einen annähernd zonalen Isotrophenverlauf gekennzeichnet. Dadurch wird der geostrophische Anteil des Nordäquatorialen Gegenstromes angezeigt, der in der Deckschicht nach Osten setzt und mit Annäherung an die afrikanische Küste eine zunehmende Südkomponente erhält. Deutlich wird eine Auslenkung der Isotrophen nach Norden auf etwa 20° W infolge der Einwirkung des Sierra-Leone-Rückens. Unter dem Einfluß der Gambia-Tiefsee-Ebene erfolgt eine Auslenkung nach Süden auf etwa 23° W, vergleiche Abb. 1b. Eine Zone hoher Π -Werte entlang der Schelfregion südlich von Dakar (15° N) entspricht nach DANTZLER (1977) einer erhöhten potentiellen Wirbelenergie. Diese Region unterliegt mit $\text{rot}_z \bar{\tau} < 0$ einheitlichen Bedingungen „von oben“, wird lokal „von unten“ modifiziert, speziell mit Annäherung an die Küste.

— Das Gebiet zwischen 7° N und 23° N, speziell zwischen 13° N und 23° N und zwischen 19° W und 28° W, wird sowohl in Abb. 1a als auch in Abb. 1b durch eine analoge Isolinienführung ausgewiesen. Die Inselgruppe der Kap Verden wird beispielsweise in Abb. 1a durch die hufeisenförmige Konfiguration der Isotrophen $\bar{\Pi} = 8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ eingeschlossen. Das eingeschlossene Gebiet entspricht einer von DANTZLER (1977) ausgewiesenen wirbelaktiven Region. Die in Abb. 1b dargestellten Prozentwerte zeigen eine Abnahme von Süden nach Norden, annähernd um den Faktor 4. Die hufeisenförmige Isolinienverteilung wird deutlich durch die meridional verlaufenden Linien von $\text{rot}_z \bar{\tau} = 0$ in zonaler Richtung mitbestimmt. In dieser Region wirken die Einflüsse „von oben“ und „von unten“ gleichermaßen auf die Strukturbildung innerhalb der 100 m Schicht.

— Das Gebiet zwischen 23° N und 29° N wird in Abb. 1b durch eine stark homogenisier-

te Deckschicht ausgewiesen. Es ist das Gebiet des sommerlichen Nordostpassates, d. h. also des vorherrschenden Einflusses „von oben“ mit $\text{rot}_z \bar{\tau} < 0$. Nach DANTZLER (1977) ist dieses Gebiet durch ein regionales Minimum in der mittleren potentiellen Wirbelenergie charakterisiert. Die Isotrophen $\bar{\Pi} = 4 \cdot 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ zeigt in Abb. 1a im Westteil dieser Region eine antizyklonale Drehung der geostrophischen Strömung an. Sie ist Bestandteil eines großen Wirbels, der östlich etwa auf der Länge von 23° W begrenzt ist, vergleiche auch den mittleren Volumentransport zwischen Oberfläche und 200 m Tiefe bei STRAMMA (1984). Die Isotrophendrängung im Norden des Wirbels weist auf 30° N den Einstrom aus dem westatlantischen Becken nach. Der an diesen Wirbel gebundene Ausstrom erfolgt annähernd auf 23° N. Im Ostteil wird durch die gleiche Isotrophen ein zweiter antizyklonaler Wirbel angezeigt, dessen Ostflanke in Küstennähe einen geostrophischen Strom nach Süden bedingt.

— Das Gebiet nördlich von 29° N wird in Abb. 1a durch den zonalen Verlauf der Isolinie $\bar{\Pi} = 6 \cdot 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ nach Süden abgegrenzt. Diese Isotrophen beschreibt gleichzeitig die Südgrenze des von DANTZLER (1977) ausgewiesenen Gebietes mit hoher Wirbelaktivität im Norden unseres Untersuchungsgebietes. Die geschlossenen Isolinien nördlich von 30° N weisen die Tendenz zur Wirbelbildung in Abb. 1a, b nach. Obwohl die geringen Prozentzahlen in Abb. 1b einen beträchtlichen Homogenisierungsgrad der Dichteschichtung in der 100 m Schicht ausweisen, wird der Einfluß von Madeira und des breiten „Schelfes“ an der Ostflanke des Mittelatlantischen Rückens (südwestlich der Azoren) auf die Deckschichtverhältnisse durch Abb. 1b im Vergleich zu Abb. 1a deutlich. Die Einflüsse „von unten“ bestimmen die Schichtungsstrukturen der 100 m Deckschicht entscheidend mit.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die in Abb. 1a dargestellten mittleren

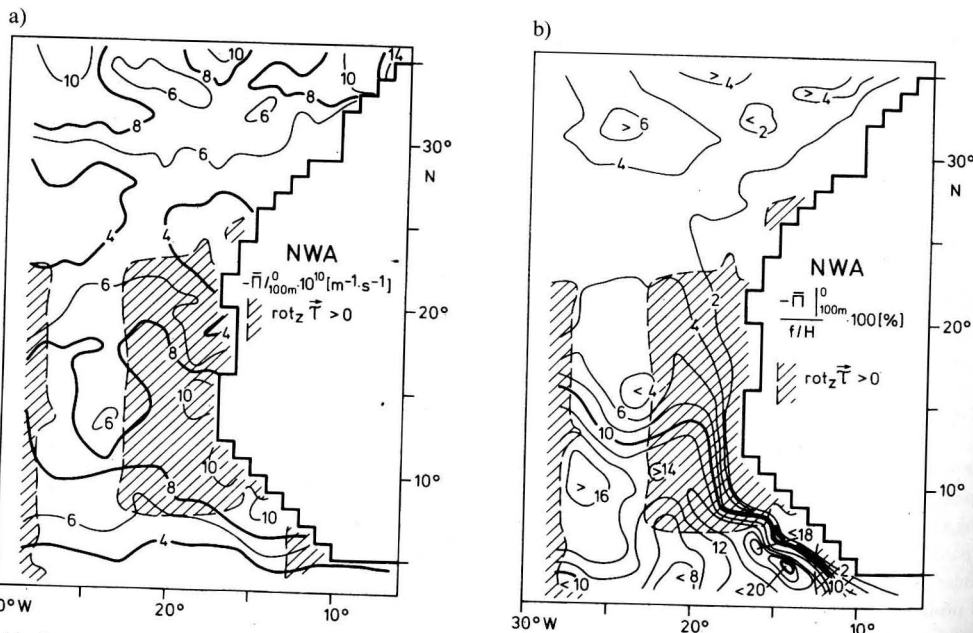


Abb. 1

Mittlere Strukturen des vertikal über die 100 m Schicht integrierten sommerlichen Dichtefeldes im zentralen Nordostatlantik, ausgedrückt durch:

- a) den Vorticity-Vorrat des geostrophischen Stromfeldes $-\bar{\Pi}_{100m}^0$ (das negative Vorzeichen kennzeichnet die aufwärts gerichtete Vertikalkoordinate) im Vergleich mit den Konturen der verschwindenden Rotation der Windschubspannung an der Meeresoberfläche ($\text{rot}_z \bar{\tau} = 0$ ist gestrichelt)
Die schraffierten Gebiete zeichnen sich durch eine aufwärts gerichtete winderzeugte Vertikalgeschwindigkeit im Tiefenniveau des verschwindenden Windeinflusses aus)
- b) das prozentuale Verhältnis zwischen den in Abb. 1a dargestellten Werten und den f/H -Werten der potentiellen Vorticity des barotropen Stromfeldanteils im Vergleich zu den Gebieten mit $\text{rot}_z \bar{\tau} > 0$ (schraffiert) und $\text{rot}_z \bar{\tau} < 0$ (ohne Schraffur)

Strukturen des Dichtefeldes den Strukturen der vertikal über die 100 m Deckschicht integrierten geostrophischen Stromfeldmuster entsprechen. Diese Muster beschreiben wesentliche Strukturen der von DANTZLER (1977) ermittelten potentiellen Wirbelenergie. Die Gebiete mit großer Wirbelaktivität sind dadurch ausgezeichnet, daß die Schichtungsverhältnisse der Deckschicht die Irregularitäten der Bodentopographie „fühlen“.

Literatur

- DANTZLER, H. L.: Potential energy maxima in the tropical and subtropical North Atlantic. — *J. Phys. Oceanogr.* 7 (1977), 512—519.
- DEMIN, JU. L.; HAGEN, E.; GURINA, A. M.: Krupnomashtabnye tečenija verchnego sloja v rajone Ka-

narskogo apvellinga v letnij sezon. — *Okeanologija* 21 (1981), 613—618.

HOLLAND, W. R.; KEFFER, T.; RHINES, P. B.: Dynamics of the oceanic general circulation: the potential vorticity field. — *Nature* 308 (1984), 698—705.

LAMB, P. J.: On the mixed-layer climatology of the north and tropical Atlantic. — *Tellus* 36A (1984), 292—305.

STRAMMA, L. S.: Wassermassenausbreitung in der Warmwassersphäre des subtropischen Nordostatlantiks. — *Ber. Inst. Meereskunde Kiel*, Nr. 125 (1984), 108 S.

Anschrift der Verfasser:

Dr. RUDOLF SCHEMAINDA, Dr. sc. EBERHARD HAGEN
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Abschluß der Arbeit: 4. 4. 1985

Zur Veröffentlichung angenommen: 30. 5. 1985

HERBERT SIEGEL, HANS-JÜRGEN BROSN

Regional differences in the spectral reflectance of sea water

With 7 figures and 3 tables

Abstract: A comparison of spectral reflectances from different sea areas (Eastern Central Atlantic Ocean, upwelling area off Mauretania and Baltic Sea) is carried out. The differences between the spectral curves result from the nature and the properties of the water bodies. Therefore the presented examples are summed up according to a classification by MOREL and PRIEUR. The discussion includes as well case 1 water as sediment-dominated case 2 water and yellow-substances-dominated case 2 water.

Zusammenfassung: Es erfolgt ein Vergleich von spektralen Remissionskoeffizienten aus verschiedenen Seegebieten (östlicher Zentralatlantik, Auftriebsgebiet vor Mauretanien und Ostsee). Die Unterschiede zwischen den Spektralkurven resultieren aus der Art und dem Ursprung der Wasserinhaltsstoffe, die die optischen Eigenschaften der Wasserkörper bestimmen. Dementsprechend werden die vorgestellten Beispiele nach einer Einteilung von MOREL und PRIEUR zusammengefaßt. Die Diskussion umfaßt sowohl Fall-1-Wasser als auch Fall-2-Wasser, dessen Eigenschaften durch das Sediment bzw. die Gelbstoffe bestimmt werden.

Резюме: Предоставляется сравнение коэффициентов диффузного отражения различных морских областей (Восточный Центральный Атлантический океан, область апвеллинга близ Мавритании и Балтийское море). Различия спектральных кривых следует из вида и происхождения материалов, определяющих оптические свойства водных масс. В соответствии с этим представленные примеры подразделены на основе классификации по Морелу и Приеуру. Перечень включает как случай-1-вода так и случай-2-вода с доминирующим влиянием взвешенных материалов или желтого вещества.

1. Introduction

Spectral reflectances of sea water are dominated and modified by the absorbing and scattering properties of sea water and the substances dissolved and suspended in it. Therefore regional differences in the spectral reflectances result from the composition of these substances in the different areas and from their inherent optical properties. The differentiation of water masses according to nature and origin of the dissolved and suspended matter as proposed by MOREL and PRIEUR (1977) is most suitable for the further discussions and will be used therefore. The data base for the comparison stems from investigations in the Baltic Sea and in the Eastern Central Atlantic Ocean.

2. Methods

Measurements of spectral reflectances were carried out with rv "A. v. Humboldt" in the Baltic in June 1983 and in the Eastern Central Atlantic in February/March 1984 and with rv "Professor Albrecht Penck" in the Baltic in September 1983 (Fig. 1 and 2). Upwelling radiances L_u immediately below the sea surface and downwelling irradiances E_G above the sea surface were measured with a spectrometer BAS-W (see SIEGEL and LEITERER 1985) at 27 points in the spectral interval between 380 and 750 nm with a spectral resolution $\Delta\lambda$ 10 ... 20 nm.

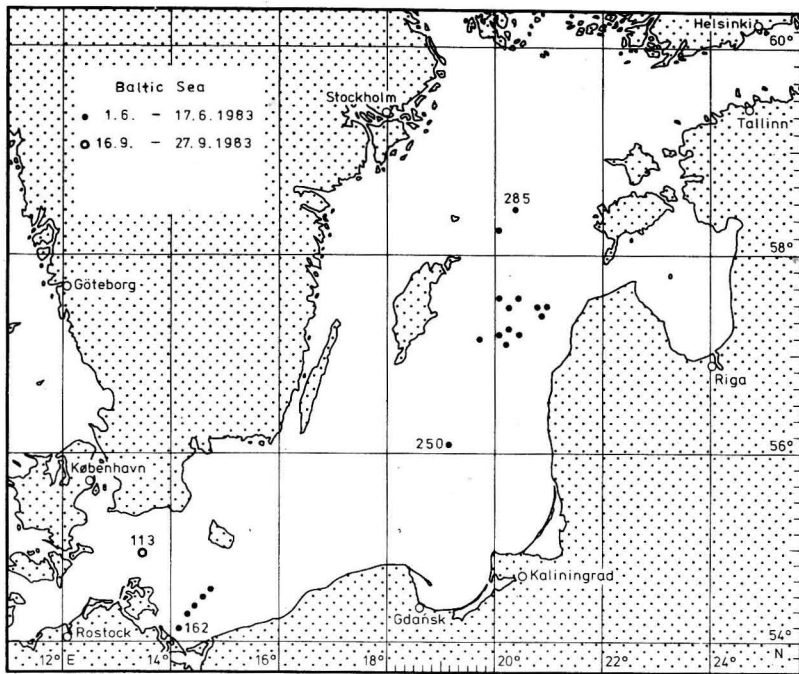


Fig. 1
Investigated stations in the Baltic Sea

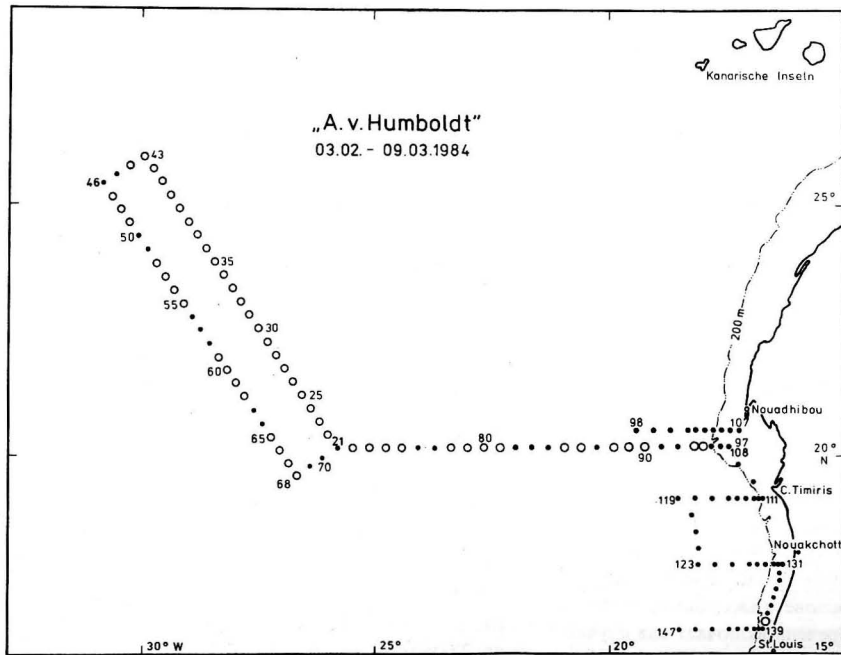


Fig. 2
Stations in the Eastern Central Atlantic Ocean (full circles — stations with reflectance measurements)

Spectral reflectances were calculated according to the following equation

$$R = \frac{\pi \cdot L_u}{E_G} \quad (1)$$

This equation is applicable only under the assumption that the sea water acts as a Lambertian emitter. But investigations (for instance by AUSTIN 1980 or own investigations by SIEGEL 1984) underline that this is valid only to a limited degree. It was not possible to determine the relation $E_u = Q \cdot L_u$ on all expeditions. So we apply equation (1) to all measurements for a better comparability. Determinations of chlorophyll a and phaeopigment according to LORENZEN (1977) and of yellow substances according to HØJERSLEV (1980) and also measurements of the volume scattering intensity $\beta(45^\circ)$ with a photometer according to PRANDKE (1980) served for the characterization of selected dissolved and suspended materials. Mean values from the uppermost 10 m layer were used in the following comparisons because of missing vertical attenuation coefficients for a calculation of weighted concentrations. (Otherwise the absence of a marked stratification of the pigment concentrations underlines the applicability of this assumption).

3. Results and discussion

Examples for measured spectral reflectances from the different regions are demonstrated in Fig. 3.

Investigations on the relationship between the spectral reflectance and the parameters influencing on it (see for instance AUSTIN 1974) underline that $R = E_u/E_G \approx R_w$ if bottom reflexion has no influence on the radiation field below the sea surface. In this case $R \approx R_w$ is determined by the optical properties of the sea water and of the materials dissolved and suspended in it. There are different statements on the relationship between the spectral reflectance and the inherent optical properties on the basis of different models (see for instance a compilation of the

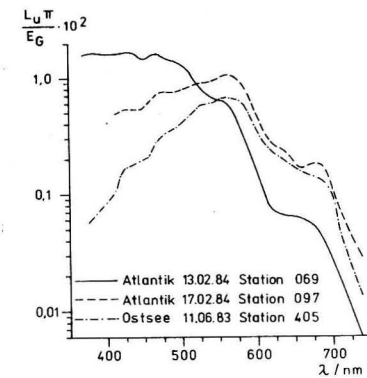


Fig. 3
Comparison of spectral reflectances from the Eastern Central Atlantic and the Baltic Sea
Stat. 069 19°47' N 26°21' W
Stat. 097 20°10' N 17°23' W
Stat. 405 57°15' N 20°14' E

different equations by GORDON and MOREL 1983). The present existing knowledges on the absorbing and scattering properties of the materials in sea water do not request an application of more sophisticated approaches to this relationship. For practical applications the following statement is proposed according to MOREL and PRIEUR (1977)

$$R_w = 0.33 \frac{b_b}{a} \quad (2)$$

The total backward scattering coefficient b_b and the absorption coefficient a are composed of

$$b_b = b_{bw} + b_{bp}, \quad a = a_w + a_{ph} + a_y \quad (3)$$

The indices stand for water w, particles p, phytoplankton Ph and dissolved organic substances (yellow substances).

The spectral distribution of the specific inherent optical properties is compiled once more by SIEGEL (1985a). The cited equations will be used in the following discussions on differences in measured spectral reflectances from different regions.

With reference to the classification of water masses according to nature and origin of the dissolved and suspended matter one can distinct two cases (MOREL and PRIEUR 1977).

The optical properties of the so-called case 1 water are dominated by the phytoplankton and its degradation products. It encloses as well oligotrophic ocean water with low pigment concentrations as eutrophic waters. In the so-called case 2 water the optical properties are influenced also by other ingredients (for instance terrigenous suspended matter, resuspended sediments from the sea bottom or dissolved organic substances from river input) in addition to the above mentioned factors. In this type of water different materials can prevail, so one has to distinguish between sediment-dominated water or yellow-substances-dominated water with different transition stages between them. Case 1 water can be transformed in case 2 water for instance over shallow areas by the existence of resuspended sediments.

Case 1 water was observed at the majority of stations in the Eastern Central Atlantic Ocean. Some measurements at 24° N, 30° W and along a section at 20° 10' N between 24° W and 17,5° W are demonstrated in Fig. 4. The corresponding mean concentrations of chlorophyll a and phaeopigments for the uppermost 10 m layer together with some colour indices are included in Tab. 1. The reflectances on the basis of our measurements show a good spectral coincidence with data from the same area published by MOREL (1982). Differences exist in the magnitude of the R-values because our figures are distinctly lower. The different starting parameters (MOREL calculated the reflectances from measure-

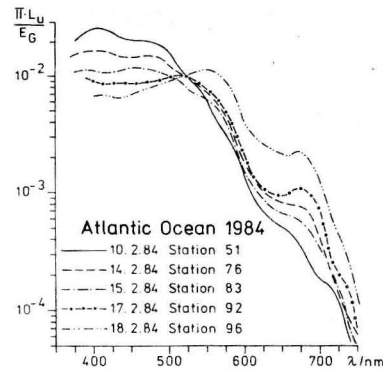


Fig. 4 Spectral reflectances in the Eastern Central Atlantic

ments of irradiances) and the above mentioned relationships between the upwelling irradiance E_u and radiance L_u might be one reason for these differences. Hence we will concentrate us on the spectral characteristics in the following discussions.

Clear ocean water for instance at station 51 has the maximum reflectance in the blue spectral interval between 400 and 500 nm with R-values > 2%. In coincidence with the absorption of pure sea water the curve strongly decreases ($R_{650} < 0,1\%$). With increasing pigment concentrations (see Tab. 1) the reflectances decrease because of the increasing absorption in the short wave length domain. This increased absorption most distinctly appears at the absorption maximum of chlorophyll a near 440 nm and is clearly to observe also in the colour indices. The reflectance maximum shifts to bigger wave lengths be-

Tabelle 1 Pigment concentration and optical parameters in the Eastern Central Atlantic Ocean (case 1 water)

Date	Station	Chl a + Phaeo mg m ⁻³	β (45°) 10 ³ m ⁻¹ sr ⁻¹	$\frac{R_{440}}{R_{550}}$	$\frac{R_{400}}{R_{500}}$	$R_{650} \cdot 10^2$
10. 2. 84	51	0,21	3,1	3,385	1,588	0,051
14. 2. 84	76	0,32	3,4	2,038	1,262	0,081
15. 2. 84	83	0,48	7,6	1,769	1,077	0,066
17. 2. 84	92	0,96	6,2	1,147	1,000	0,095
18. 2. 84	96	4,73	10,1	0,551	0,717	0,216

Tabelle 2 Pigment concentration and optical parameters on a section approximately 60 km off the coast (transition from case 1 to case 2 water)

Date	Station	Chl a + Phaeo mg m ⁻³	β (45°) 10 ³ m ⁻¹ sr ⁻¹	$\frac{R_{440}}{R_{550}}$	$\frac{R_{400}}{R_{500}}$	$R_{650} \cdot 10^2$
28. 2. 84	107	3,78	8,2	0,526	0,697	0,155
28. 2. 84	108	6,19	15,2	0,400	0,505	0,265
28. 2. 84	109	1,99	22,2	0,491	0,329	0,580
28. 2. 84	111	1,48	5,9	0,907	0,733	0,082

tween 520 and 560 nm. Because of the increased concentration of suspended matter and hence also of the scattering the reflectances increase in the long wave length domain (R_{650}). A secondary maximum is often observed near to the fluorescence maximum of chlorophyll a at 685 nm (see for instance SIEGEL 1985b). Case 1 waters were also observed near to the coast if there was no influence by resuspended sediments.

The transition to case 2 water in a shallow area is to be discussed with measurements on a section parallel to the Mauretian coast, (stations 107—111). Fig. 5 shows spectral reflectances for this section, and Tab. 2 contains the corresponding pigment concentrations and optical parameters.

Differences in the spectral reflectances appear in particular in the long wave length domain (see R_{650}). These changes are attri-

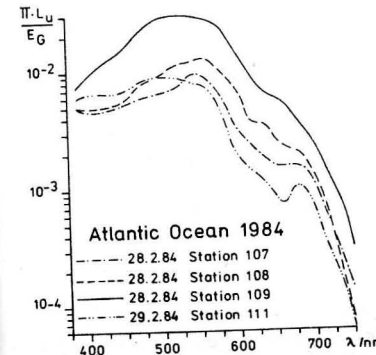


Fig. 5 Spectral reflectances on a section between Cape Blanc and Cape Timiris

buted to altered concentrations of suspended matter and therefore to the scattering properties (compare R_{650} and β (45°)). Fig. 6 demonstrates isopleths of the volume scattering intensity β (45°). Sediments are resuspended at the slope of the Banc d'Arguin. At station 109 (water depth 27 m) the influence of resuspended sediment can be traced up to the surface. The scattering intensity of the surface layer at station 109 amounts to the fourfold of the value from station 111 whose spectral reflectances represent case 1 water. At this station for all wave lengths the spectral reflectances are higher than at the other stations. The reflectance maximum at 520 nm (3%) exceeds the maximum values of

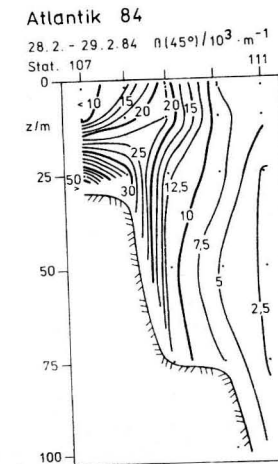


Fig. 6 Volume scattering intensity on a section between Cape Blanc and Cape Timiris

Table 3
Pigment concentrations and optical parameters at some stations in the Baltic Sea

Date	Station	Chl a + Phaeo mg m ⁻³	C _y mg dm ⁻³	$\frac{R_{440}}{R_{550}}$	$\frac{R_{400}}{R_{500}}$
1. 6. 83	285	1,16	1,59	0,357	0,211
14. 6. 83	250	2,08	1,07	0,356	0,384
17. 6. 83	162	5,19	1,80	0,260	0,176
24. 9. 83	113	2,47	—	0,434	0,333

the other stations up to the threefold. In the spectral interval till 500 nm the absorption influences of the dissolved and suspended organic materials are visible. At the 4 stations from this section the scattering influence is especially apparent in the interval between 600 and 680 nm. For $\lambda > 680$ nm the relationship is no more well defined. At station 108 the high pigment concentration produces low reflectances at short wave lengths because of stronger absorption (see also the colour index R_{440}/R_{550}).

In difference to the sediment-dominated case 2 water of the preceding stations the spectral characteristics of a yellow-substances-dominated case 2 water shall be discussed with measurements from the Baltic Sea.

The optical properties of this semi-enclosed sea are strongly affected by the continental runoff. Dissolved organic substances (yellow substances) yielded by rivers strongly increase the absorption of sea water in the short wave length domain. (Examples for the spectral absorption coefficients from the Baltic see for instance in HØJERSLEV 1974 and KOPELEVICH et al. 1975). The high absorption at short wave lengths determines also the spectral reflectances. Examples from different regions in the Baltic Sea are presented in Fig. 7 (see also Tab. 3). It has to be underlined that also the other measurements from different regions in the Baltic show a similar spectral behaviour.

Different concentrations of dissolved organic substances causes a different slope of

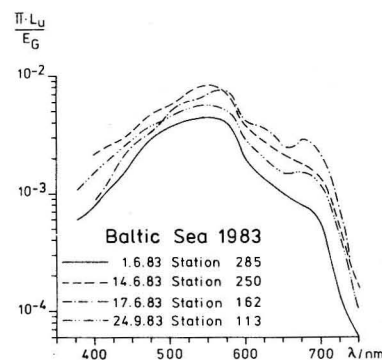


Fig. 7
Spectral reflectances in the Baltic Sea

the spectral curves in the interval between 400 and 500 nm (compare colour index R_{400}/R_{500}). BLADH 1972 refers to a decreasing concentration of yellow substances in the Baltic Sea from north to south. This regional difference appears also in the reflectances of stations 285 and 250. High values for C_y in the Oder Bay (station 162) obviously because of the river input produces the strongest descent and therefore also the smallest colour index R_{400}/R_{500} . No C_y-values exist for our measurements in the Arkona Basin (station 113). According to BLADH (1972) and GOHS (1985) the concentrations of yellow substances are a little higher in the Arkona Basin than in the Gotland Sea. The stronger decrease of reflectance at short wave lengths at station 113 in comparison with station 250 possibly can be explained by this.

4. Concluding remarks

The above discussed spectral reflectances include examples for three different groups of water

- phytoplankton-dominated case 1 water,
- sediment-dominated case 2 water,
- yellow-substances-dominated case 2 water.

Case 2 waters occur in different mixing ratios between the different components. From this difficulties result in the development of phytoplankton pigment algorithms on the basis of colour indices. Using the wave length of the absorption maximum for chlorophyll a near 440 nm stronger variations in the concentration of yellow substances produces significant changes in the colour index. In addition to the necessary but not easy realizable detailed investigations of specific absorption and scattering properties of substances in water it is also necessary to enlarge the data base for reflectance measurements in different case 2 waters.

Acknowledgements

The authors wish to thank the crew of the rv "A. v. Humboldt" and rv "Professor Albrecht Penck" for their activities to realize good measuring conditions, and they are indebted to Dr. GOHS for his support in the optical measurements.

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. — London: Academic Press 1974, 317–344.
- AUSTIN, R. W.: Gulf of Mexico ocean-color surface-truth measurements. — *Boundary-Layer Meteorology* **18** (1980), 269–285.
- BLADH, J. O.: Measurements of yellow substances in the Baltic and neighbouring seas during 1970–1972. — 8th Conference of Baltic Oceanographers, Paper Nr. 8, Copenhagen 1972.
- GOHS, L.: pers. communication 1985.
- GORDON, H.; MOREL, A.: Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery, a review. *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, vol. 4. Berlin: Springer 1983.

HØJERSLEV, N. K.: Inherent and apparent optical properties of the Baltic. — *Rep. Inst. Phys. Oceanogr. Univ. Copenhagen* **23** (1974).

—: On the origin of yellow substance in marine environment. — *Rep. Inst. Phys. Oceanogr. Univ. Copenhagen* **42** (1980), 39–56.

KOPELEVICH, O. V.; RYSANOV, S. YU.; NOSENKO, N. M.: Light absorption by the sea water (in Russian). — In: *Hydrophysical and Hydrooptical Investigations in the Atlantic and Pacific Ocean*, ed. by A. S. MONIN and K. S. SCHIFRIN. — Moscow: Nauka 1974, 107–112.

LORENZEN, C. F.: Determination of chlorophyll and phaeopigments: spectrometric equations. — *Limnol. Oceanogr.* **12** (1967), 343–346.

MOREL, A.: Optical properties and radiant energy in the waters of the Guinea Dome and the Mauritanian upwelling areas in relation to primary production. — *Rapp. R.-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer* **180** (1982), 94–107.

MOREL, A.; PRIEUR, L.: Analysis of variations in ocean color. — *Limnol. Oceanogr.* **22** (1977), 709–722.

PRANDKE, H.: Konstruktion eines Laborstreulichtphotometers für den Einsatz in der Meeresforschung. — *Beitr. Meereskunde*, H. 43 (1980), 109–122.

SIEGEL, H.: Some remarks on the ratio between the upward irradiance and nadir radiance just beneath the sea surface (short note). — *Beitr. Meereskunde*, H. 51 (1984), 75.

—: The relationship between the spectral reflectance and the inherent optical properties in oceanic water. — *Beitr. Meereskunde*, H. 55 (1985), in press.

—: On the reflectance maximum of sea water near 685 nm (short note). — *Beitr. Meereskunde*, H. 53 (1985a), in press.

SIEGEL, H.; LEITERER, U.: Die Wasservariante des Spektralphotometers BAS (BAS-W). — *Feingeräte-technik* **34** (1985b), in press.

Address of the authors:

Dipl.-Phys. HERBERT SIEGEL
Dr. HANS-JÜRGEN BROSIK
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Final version of the paper: April 15, 1985
Accepted: June 7, 1985

WOLFGANG WEUFFEN, LUTZ BRÜGMANN, BODO THÜRKOW

Thiocyanate — a 'new compound' in the marine environment

With 1 table

Thiocyanates (SCN') have been proved as widespread constituents of the terrestrial organic environment (NEWMAN 1975; WEUFFEN et al. 1984). Based on the working hypothesis that they are relevant for many biochemical processes in living organisms, e.g. connected with the permeability of membranes and with the activity of enzymes (WEUFFEN 1982), their presence in the marine environment seemed to be likely. In the present paper preliminary results of investigations on thiocyanate contents in zooplankton and sediments taken mainly 1983 from the Baltic Sea are given. The data are supplemented by SCN' concentrations in some water samples.

The zooplankton samples were taken with a standard net (mesh size 0.2 mm), carefully inspected for foreign bodies, flushed with sea water, stored in a deep-freezer, freeze-dried and homogenized. Two nearly undisturbed 20 cm sediment cores were taken from the Mecklenburg Bight and Lübeck Bight and dissected into 1 cm slices. The slices were stored deep-frozen and analyzed following freeze-drying, sieving

and homogenization. The thiocyanates were isolated from both sample types by paper chromatography, converted to bromocyanane (BrCN) and detected by gas chromatography (THÜRKOW and WEUFFEN 1981). From other sub-samples the cyanides were isolated as HCN by distillation into an alkaline receiver and detected by spectrometry (BOXER and RICKARDS 1952). More details of the applied analytical procedures are given elsewhere (WEUFFEN et al. 1985). Relatively high recoveries for SCN' added as KSCN to sediments (75–90%) and to zooplankton (96 to 107%) proved the applicability of the employed method. Additions of KCN to sediments and KSCN/KCN to sea water were recovered quantitatively, too. However, the recovery of KCN from zooplankton was only about 50%, probably due to enzymatic transformation into the corresponding thiocyanates.

The results of the investigations summarized in Table 1 confirm the hypothesis on the ubiquitous character of thiocyanates. Presumably, the concentrations given there represent only a part of the total SCN' contents. Covalent bound organic thiocyanates and those fixed strongly in the residual sediment fractions could resist the applied extraction procedures. The order of magnitude of SCN' contents in zooplankton is equivalent to those found in other terrestrial organisms, in fresh water fish and blood serum. Taking into account the primarily organic origin of thiocyanates in sediments, it is not surprising, that there was found only about one fifth of the SCN' level for zooplankton. However, because the maximum content of organic matter in the sediments was 10%, it gives the impression that other binding forms of thiocyanates exist. Relating the thiocyanate contents in the sub-samples of both sediment cores with other constituents showed the expected close correlation with the organic carbon. In addition the SCN was correlated — in the 95% confidence range — with some metals (Fe, Zn, Co). This could probably reflect the ability of the thiocyanate molecule to act in the ionic forms as ligand for both, for metals dissolved in the pore waters and/or for metals affixed to organic and inorganic constituents of the solid

Table 1
Thiocyanate and cyanide in sediment and zooplankton samples, 1983 ($\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ dry weight)

Sample	SCN' Mean \pm s (Range)	CN' Mean \pm s (Range)
Sediment core Mecklenburg Bight	0.86 \pm 0.23 (0.50–1.25) <i>n</i> = 18	— ($<$ 0.005–0.011) <i>n</i> = 19
Sediment core Lübeck Bight	0.73 \pm 0.22 (0.42–1.10) <i>n</i> = 20	— ($<$ 0.005–0.056) <i>n</i> = 18
Zooplankton Baltic Sea	3.7 \pm 1.4 (1.5–6.0) <i>n</i> = 14	0.124 \pm 0.075 (0.044–0.260) <i>n</i> = 15
Zooplankton North Sea	3.5 \pm 1.0 (2.8–4.8) <i>n</i> = 4	0.027 \pm 0.011 (0.012–0.044) <i>n</i> = 7

part of the sediment. In some water samples from the Baltic Sea a thiocyanate concentration between 1 and 2 $\mu\text{g/l}$ was found.

The predominant sources for thiocyanates in the marine environment are probably those which are connected with the fluxes and cycles of organic matter incorporated in or produced by living marine organisms. This compound could be released during the remineralization of dead material, should be exchanged intensively with the atmosphere and could approach the sea with inflowing fresh water. In correspondence with observations made on fumarols and related terrestrial emitters the submarine volcanoes ('hot vents') could play likewise an important role as thiocyanate source for the oceans.

Due to the well proved physiological activity of SCN⁻ and its eventual importance for the biogeochemical behaviour of other trace constituents, e.g. of trace metals in the marine environment, further investigations are justified. They should concentrate on the speciation and distribution patterns of this compound at the interfaces of the water with the atmosphere, the bottom and the continent.

References

- BOXER, G. E.; RICKARDS, J. C.: Determination of thiocyanate in body fluids. — Arch. Biochem. Biophys. **39** (1952), 292—300.
- NEWMAN, A. A.: Chemistry and biochemistry of thiocyanic acid and its derivatives. — London: Academic Press 1975.

THÜRKOW, B.; WEUFFEN, W.: Gaschromatografische Bestimmung des Thiocyanats in pflanzlichen und tierischen Lebensmitteln sowie Humanserum nach papierchromatografischer Abtrennung. — Pharmazie **36** (1981), 88—91.

WEUFFEN, W.: Medizinische und biologische Bedeutung der Thiocyanate (Rhodanide). — Berlin: Verlag Volk und Gesundheit 1982.

WEUFFEN, W.; KRAMER, A.; THÜRKOW, B.: Aktuelle Schwerpunkte der medizinischen und biologischen Thiocyanatforschung. — Wiss. Z. Univ. Greifswald, Med. R. **32** (1984), 4—11.

WEUFFEN, W.; BRÜGMANN, L.; THÜRKOW, B.: Analytik und Vorkommen des Thiocyanats in der Meeresumwelt (Manuscript, 1985).

Addresses of the authors:

OMR Prof. Dr. sc. med. Dr. rer. nat.
WOLFGANG WEUFFEN
Dr. rer. nat. BODO THÜRKOW
Hygiene-Institut Greifswald
DDR-2200 Greifswald, Dr. Wilhelm-Külz-Str. 2

Prof. Dr. sc. nat. LUTZ BRÜGMANN
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Received: November 26, 1985
Accepted: November 30, 1985

HARTMUT PRANDKE

A comparison of light scattering measurements in the North Sea and adjacent regions

With 1 figure and 2 tables

Light scattering measurements are useful for the investigation of the characteristics of suspended particles in the sea. However, due to uncertainties in absolute calibration of different instruments, caution must be exercised if volume scattering functions measured in different seas by means of different light scattering photometers are compared with. Therefore measurements made in different seas with one instrument are of particular interest for comparisons of light scattering properties.

This note presents volume scattering functions obtained from two stations in the North Sea, one station in the Western Baltic and one station in the English Channel. In order to compare these nearshore measurements with those of the open ocean a station of the Atlantic has been included, see Table 1. The investigations were carried out during a course of the r/v "Alexander von Humboldt" from the Baltic to the Southern Atlantic using a laboratory light scattering photometer type PSP 75, wavelength 633 nm, angle range 5 to 165 degree, see PRANDKE (1980). The near surface water samples were analyzed immediately after sampling. At all stations the wind was about 4 Bft.

The measured volume scattering functions are shown in Figure 1. The total scattering coefficient b , the symmetry coefficient $\beta(45^\circ)/\beta(135^\circ)$ and the positions of the minimum of the scattering functions are given in Table 2. The scattering intensity of the nearshore stations (station 1 to 4) is about one order of

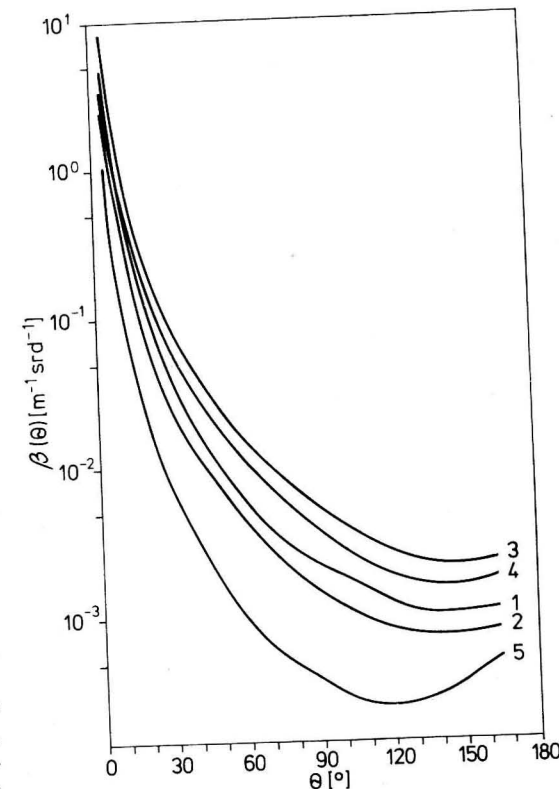


Fig. 1
Volume scattering functions at stations 1 to 5

Table 1

No. of station	sea area	position	date
1	Western Baltic	54° 33.1' N; 11° 18.8' E	21. 9. 76
2	North-eastern North Sea	57° 37' N; 9° 19' E	22. 9. 76
3	Southern North Sea	53° 22.9' N; 3° 32' E	23. 9. 76
4	English Channel	50° 10' N; 1° 22.8' W	24. 9. 76
5	off North-west Africa	18° 1' N; 17° 24.5' W	5. 10. 76

Table 2

No. of station	b (m^{-1})	$\beta(45^\circ)/\beta(135^\circ)$	position of minimum ($^\circ$)
1	0.67	12.3	140
2	0.38	12.9	145
3	1.1	14.4	150
4	0.69	13.8	145
5	0.09	8.4	115

magnitude higher than that of the offshore station 5. This indicates the significant differences in suspended particle concentration. There exist also differences of the total scattering coefficient among the nearshore stations. However, there is no indication of a systematic relationship between North Sea, Western Baltic and English Channel. Also the shape of the scattering functions of these stations is rather similar as it may be inferred from the symmetry coefficient and positions of the minima. This implies that the particle size distribution of suspended material at the near-

shore stations varies only weakly. From the comparison of the shape of scattering functions of nearshore and offshore stations follows that at the nearshore stations light scattering is affected by an enhanced contribution of larger suspended particles.

References

PRANDKE, H.: Konstruktion eines Laborstreulicht-photometers für den Einsatz in der Meeresforschung. — Beitr. Meereskd., H. 43 (1980), 109—122.

Address of the author:

Dr. HARTMUT PRANDKE
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Received: April 17, 1986

Accepted: April 25, 1986

WOLFGANG FENNEL, HANS ULRICH LASS

A note on zonally fronts generated by wind

With 1 figure

Persistent fronts stretching zonally over large distances are common features of the central parts of the oceans. Among others the Subtropical Fronts are well documented in the North Pacific and in the North East Atlantic, see e.g. RODEN (1975) and SIEDLER et al. (1985). In the frontal area heat and mass fluxes through the sea surface change their signs and the wind stress curl assumes its maximum value. South of the front the baroclinic pressure is relatively high, indicating downwelling. To the north the pressure decreases step-like within about 100 km, see Fig. 2 of SIEDLER et al. (1985). It appears that the currents near the front may be roughly characterized by frontal jets and some mesoscale eddies which are likely to originate from frontal meanders and instabilities. In the vertical the currents are rather smooth indicating a dominance of the first few vertical modes.

In the present note we wish to show that the gross features of such a frontal regime may be explained in terms of the response of a linear β -plane ocean to a wind forcing governed by the easterly tradewinds which decrease towards the horse latitudes at 30° N to 35° N. As a crude model may serve a zonal wind switched on at $t = 0$, which acts like a body force, evenly distributed in the upper layer of thickness H_{mix} , and which is assumed to be constant south of a certain latitude, say $y = y_0$, and otherwise zero. We choose the coordinate system such that $y = y_0 = 0$ is the x -axis pointing eastward, y is northward, and z positive upward. Thus we consider

$$X(x, y, z, t) = -\frac{u_*^2}{H_{\text{mix}}} \theta(z + H_{\text{mix}}) \theta(t) \theta(-y), \quad (1)$$

where $u_*^2 = \tau^*/\rho_0$ is the friction velocity and θ is the step function. The wind force has a sharp edge at $y = 0$ which we attribute to the latitude of maximum wind stress curl. In order to analyze the response of an unbounded, linear β -plane ocean to the body force (1) we expand the fields u, v, w, p , and the forcing function in vertical eigenfunctions to obtain

$$p_{\text{mix}} + p_{\text{nyy}} - \frac{1}{R_n^2} p_{\text{nn}} + \beta p_{\text{nx}} = -f X_{\text{ny}} + \beta X_{\text{nn}} \quad (2)$$

where the subscripts x, y, t denote partial differentiation and n is the vertical mode index. To the quasi-geostrophic approximation we have moreover $u_{\text{nn}} = -p_{\text{ny}}/f$ and $v_{\text{nn}} = p_{\text{nx}}/f - X_{\text{nn}}/f$. The modal vertical velocity may be defined by $w_{\text{nn}} = -p_{\text{nn}}$.

Solving this problem we obtain (FENNEL and LASS, to be published)

$$p(y, z, t) = u_*^2 f t \theta(t) \sum_{n=0}^{\infty} \left[R_n \left(\frac{e^{-|y|/R_n}}{2} + R_n \frac{\beta}{f} \left(\Theta(-y) + \text{sgn}(y) \frac{e^{-|y|/R_n}}{2} \right) \right) \frac{F_n(z)}{h_n} \right] \quad (3)$$

$$u(y, z, t) = u_*^2 f t \theta(t) \sum_{n=0}^{\infty} \left[\left(\text{sgn}(y) \frac{e^{-|y|/R_n}}{2f} + R_n \frac{\beta}{f^2} e^{-|y|/R_n} \right) \right] \frac{F_n(z)}{h_n} \quad (4)$$

$$v(y, z, t) = -\frac{X(y, z, t)}{f} \quad (5)$$

$$w(y, z, t) = -u_*^2 f \theta(t) \sum_{n=0}^{\infty} \left[R_n \left(\frac{e^{-|y|/R_n}}{2} + R_n \frac{\beta}{f} \left(\Theta(-y) + \text{sgn}(y) \frac{e^{-|y|/R_n}}{2} \right) \right) \right] \frac{Z_n(z)}{h_n} \quad (6)$$

Here R_n is the Rossby radius, $F_n(z)$ the vertical eigenfunction, and $1/h_n$ the projection coefficient of $\theta(z + H_{\text{mix}})/H_{\text{mix}}$ on the n -th vertical mode. The $Z_n(z)$ occurring in (6) is defined by $-F_n'(z)/N^2$.

The zonal current u and the pressure p consist of two contributions: The first part is governed by f -plane dynamics and describes an accelerating downwind current near the wind edge bordered by a counter-current. Such a regime implies the formation of a frontal zone. Since the current shear, u_y , is very large at $y = 0$ this current system is likely to become unstable after few inertial periods and give rise to meandering and formation of eddies.

The second part of the response, which is due to the β -effect, describes an accelerating eastward jet which, however, is not associated with such a strong

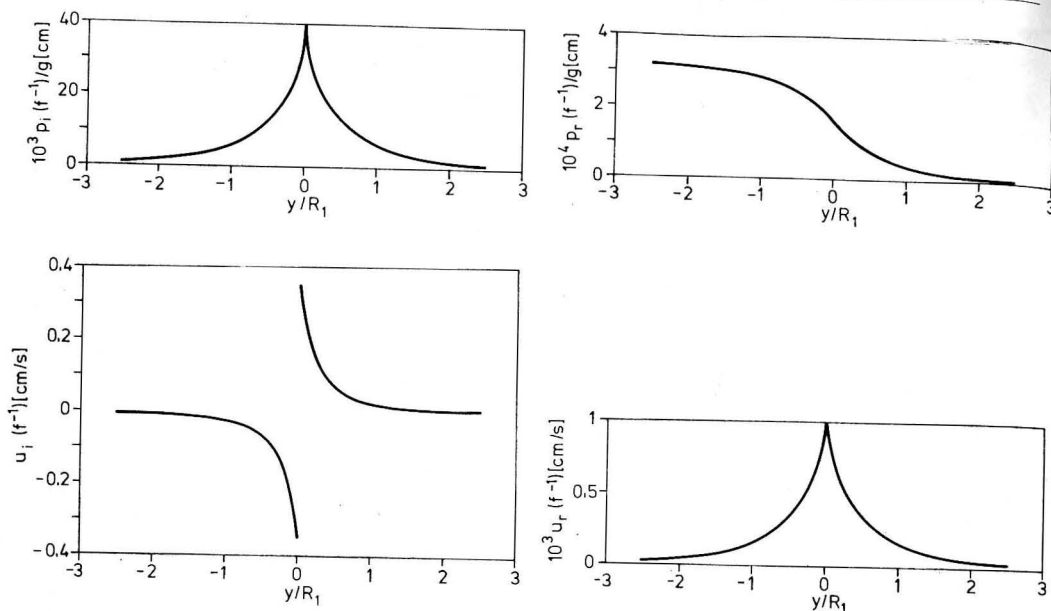


Fig. 1
The baroclinic response of a β -plane ocean to the forcing (1) at the sea surface consisting of the f -plane contribution p_i (top left) and the β -plane contribution p_r (top right), and the geostrophically adjusted zonal currents u_i (bottom left) and u_r (bottom right).

shear as in the former case and hence this alongfront current is not so likely to become unstable.

The pressure increases within the forcing area, i.e. south of the frontal zone, see the third term in (3). Since the frontal zone extends zonally its general structure is not affected by Rossby waves, i.e., the frontal jet will not disperse into linear Rossby waves as it is known from meridional jets.

Adopting a Brunt Väisälä Frequency profile of the type $N(z) = N_0 e^{z/a}$ with $N_0 = 7.3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ and $a = 1300 \text{ m}$, we have solved the vertical eigenvalue problem in the WKB treatment in order to compute u and p . The contributions of the f -plane and the β -plane dynamics are separately shown in Fig. 1 at the sea surface by means of a superposition of the first 30 baroclinic modes. We note that the pressure consists of a pressure ridge, p_i , and a pressure step, p_r , within a transition zone of the width of $2R_1 \approx 75 \text{ km}$. It takes the pressure ridge some 10 inertial periods to grow up to observed orders of magnitude, however, this part of the response tends to become unstable as mentioned.

The pressure step, p_r , needs some 100 inertial periods to increase to the observed magnitudes. Hence the associated front can only develop in regions of persistent wind patterns. The corresponding alongfront jet is depicted in Fig. 1 (bottom right).

In summary this simple theory reveals the qualitative dynamical features and the orders of magnitude of the involved scales of the observational findings in the North East Atlantic reported by SIEDLER et al. (1985).

References

- RODEN, G. I.: On the North Pacific temperature, salinity, sound velocity, and density fronts, and their reaction to the wind. — *J. phys. Oceanography* **5** (1975), 557–571.
- SIEDLER, G.; ZENK, W.; EMERY, W. J.: Strong current events related to a subtropical front in the Northeast Atlantic. — *J. phys. Oceanography* **15** (1985), 885–897.

Address of the authors:

Dr. sc. WOLFGANG FENNEL und
Dr. sc. HANS ULLRICH LASS
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Received: April 16, 1986

Accepted: April 20, 1986

WOLFGANG MATTHÄUS

Some remarks on the horizontal coherence of the current field in the Arkona Basin

With 3 figures

In April 1981 and September 1983 the Institute of Marine Research Warnemünde monitored current field variations in time and space in the central Arkona Basin (Baltic Sea) for a period of three weeks. A closely spaced three mooring array A, B, C (cf. Fig. 1) was established around the station 113 ($54^\circ 55.5' \text{ N}$ $13^\circ 30.0' \text{ E}$). Each mooring was equipped with current meters at depths of 8 m, 20 m, 30 m, and 45 m. The integration time of the current measurements was 10 minutes. The oceanological conditions were controlled by means of CTDs at hourly intervals (MATTHÄUS et al. 1986).

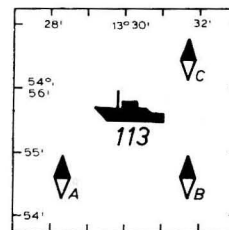


Fig. 1
Triangular mooring array in the central Arkona Basin. AB and BC distances are about 2 nautical miles.

The horizontal coherence $k = (C^2 + Q^2)/(P_x \cdot P_y)$ of the current components was calculated from the co- (C) and quadrature (Q) spectral functions for the period range from 4–60 h. Although the measurements were carried out under different oceanological conditions (April 1981: formation of the thermocline; September 1983: pronounced thermohaline stratification) the analysis shows similar results.

For horizontal closely spaced current measurements, a significant horizontal coherence to longer periods should generally be expected. In both 1981 and 1983, analysis of the current fields shows that the coherence is very small at all levels in the period range up to 10 h (cf. Figs. 2 and 3). The range of the inertial and seiche periods shows higher coherence values. However, the coherence is significant only near the

inertial period of 14.7 h and at the 31.0 h period of the first horizontal mode of the entire Baltic. Peaks also are evident in the energy spectra at these periods.

In 1981 and 1983 clear differences in the horizontal coherence were observed between N- and E-components. In the N-component significant coherence values were evident near the inertial period. For longer periods up to 60 h the coherence, however, was again small (Figs. 2a and 3a). The coherence values of the E-component in the period range from 10–60 h, in contrast, amounted to 0.5–0.9 and the coherence was significant near the inertial period and the basic mode of the Baltic (cf. Figs. 2b and 3b).

At present little information is available concerning the horizontal coherence of the current field in the Baltic Sea. KIELMANN et al. (1973) found significant coherences at the inertial period in the currents at two stations 16.8 km apart in the Arkona Basin. During the experiment "Baltic 75" the horizontal coherence was significant — if at all — only at the small scale array (0.2–2 km apart) (KIELMANN et al. 1976).

Small scale dynamic processes that have not yet been investigated in detail seem to cause the small horizontal coherences in the seiches range. The energy obviously varies considerably even over such short distances as 4–5 km. In general, only the inertial period and, to some extent, the period of the basic mode of the Baltic show such strong effects that the coherence always is significant.

References

- KIELMANN, J.; KRAUSS, W.; KEUNECKE, K.-H.: Currents and stratification in the Belt Sea and the Arkona Basin during 1962–1968. — *Kieler Meeresforsch.* **29** (1973), 90–111.
- KIELMANN, J.; HOLTORFF, J.; REIMER, U.: Data Report BALTIC 75. — *Ber. Inst. Meereskd. Kiel*, No. 26 (1976).

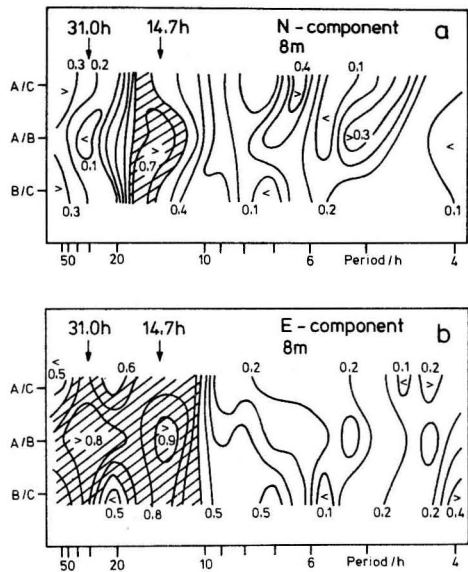


Fig. 2
Horizontal coherence for the N- and E-components of currents at the 8 m level between moorings A, B, and C during September 1983. Hatched areas are significant at the 90% level.

MATTHÄUS, W.; SAMMLER, R.; SCHWABE, R.: Mesoscale Strömungsmuster und ihre Charakteristika im zentralen Arkonabecken im April 1981. — Beitr. Meereskd., H. 54 (1986), 33—51.

Received: March 10, 1986
Accepted: April 4, 1986

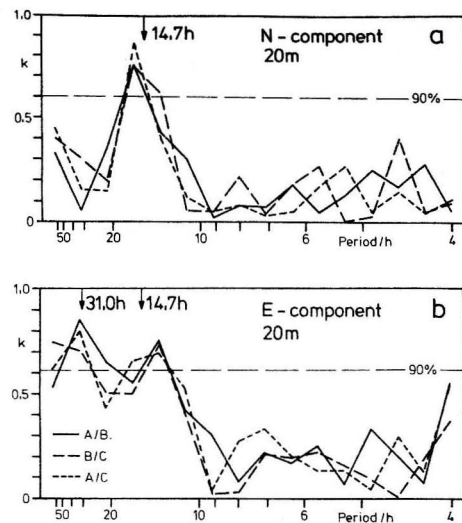


Fig. 3
Horizontal coherence k for the N- and E-components of currents at the 20 m level between the moorings A, B, and C during September 1983

Address of the author:

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

HARTMUT PRANDKE

Observation of a bottom turbidity layer in the Baltic (Arkonasea)

With 4 figures

Introduction

Bottom turbidity layers (BTL) in the sea are caused by resuspension of fine sediment material as a result of turbulence in the bottom boundary layer (BBL). This could be demonstrated by ARMİ and D'ASARO (1980) and CACCHIONE and DRAKE (1982). Investigations of the BTL are of interest for questions of sediment dynamic as sedimentation, bottom erosion, trapping and release of pollutants and recycling of nutrients.

Measurements

In this paper results of observations of the BTL in the Arkonasea are presented. The measurements were made in summer 1980. On July, 20 to July, 22 observations were carried out at an anchor station in the central part of the Arkona Basin (station 6, position $54^{\circ} 50' N$, $13^{\circ} 30' E$) in time intervals of 3 hours. On July, 27 we measured at 9 stations along a section from the north-east part (station 1, position $55^{\circ} 03.1' N$,

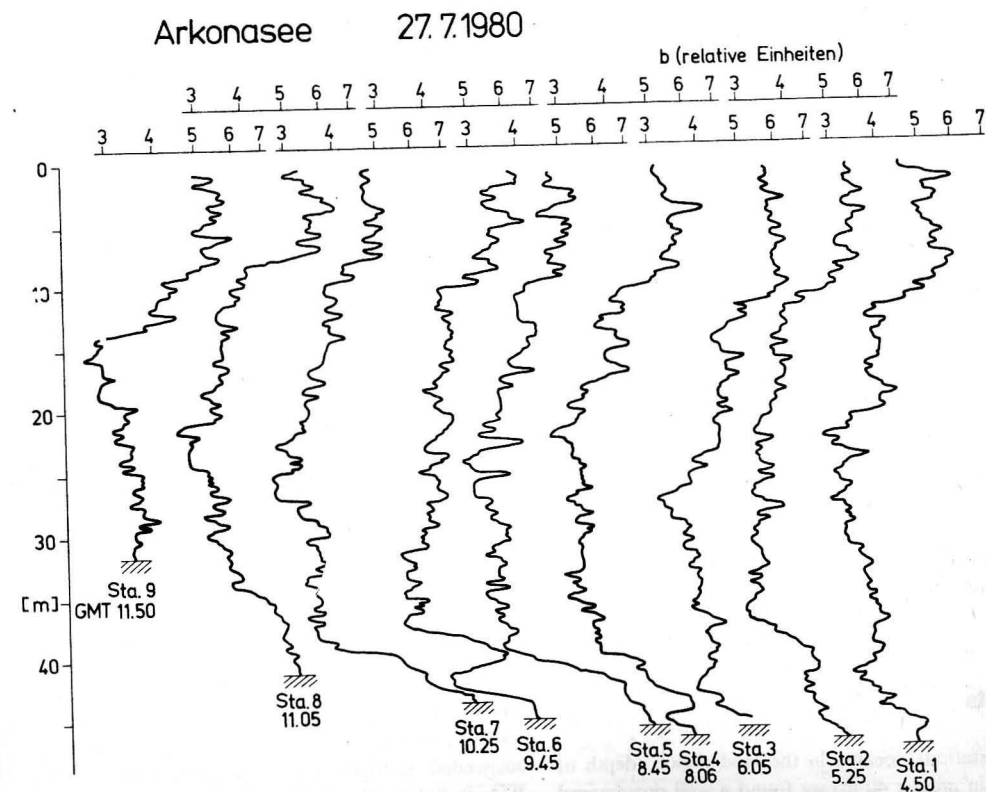


Fig. 1
Profiles of light scattering intensity (relative units) at 9 stations from the north-east part (station 1) to the southwest slope (station 9) of the Arkona Basin.

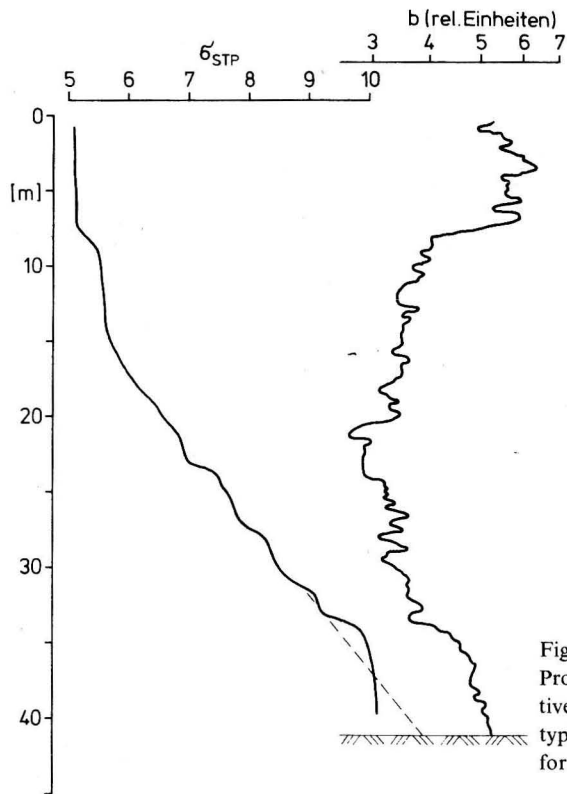


Fig. 2
Profiles of density and light scattering intensity (relative units) at station 8. The density profile shows the typical mixed layer above the bottom as indicator for the BBL.

14° 06.7' E) to the south-west slope (station 9, position 54° 45.7' N, 13° 05.1' E) of the basin.

An in situ light scattering photometer (modified in situ fluorometer type "Variosens") was used to determine the vertical profile of the scattering coefficient (as a measure of suspended particle concentration) from the surface to the bottom. Oceanological standard parameters (temperature, electrical conductivity) were measured with a STD-probe (OM 75 of the Institute of Marine Research, Warnemünde — see MÖCKEL 1980). Furthermore, at the anchor station we measured the volume scattering function with the laboratory light scattering photometer PSP 75 (description see PRANDKE 1980) and the seston concentration of water samples taken at selected depth levels.

Results

At all stations, located in the mud region (depth of the basin greater 40 m) we found a well pronounced BTL (see Fig. 1). Outside the mud region (station 9 in Figure 1) no BTL was found. At the different stations

we observed a thickness of the BTL between 3 and 10 m. As shown in Figure 2, the thickness of the BTL correlates to the thickness of the BBL, determined from the density profile (mixed layer with nearly constant density above the bottom). The time series of light scattering intensity profiles at the anchor station (see Fig. 3) show, that thickness and intensity of the BTL varies considerably at a fixed location with time scales of some hours. These variations are not significant smaller than the variations observed at the section through the whole Arkona Basin. The changes of the properties of the BTL are obviously caused by variations of the dynamic of the BBL (see e.g. LESHY 1979). Strong variations of the properties of the BBL with small time scales are known from measurements in several seas (see e.g. CALDWELL 1978).

The seston and light scattering measurements of water samples from selected depth levels at the anchor station (see Fig. 4) show that the total mass of the suspended particles (seston concentration) in the BTL is not much greater than in the water above. However, the differences in light scattering intensity at scattering angle of 5° and 90° indicate a high con-

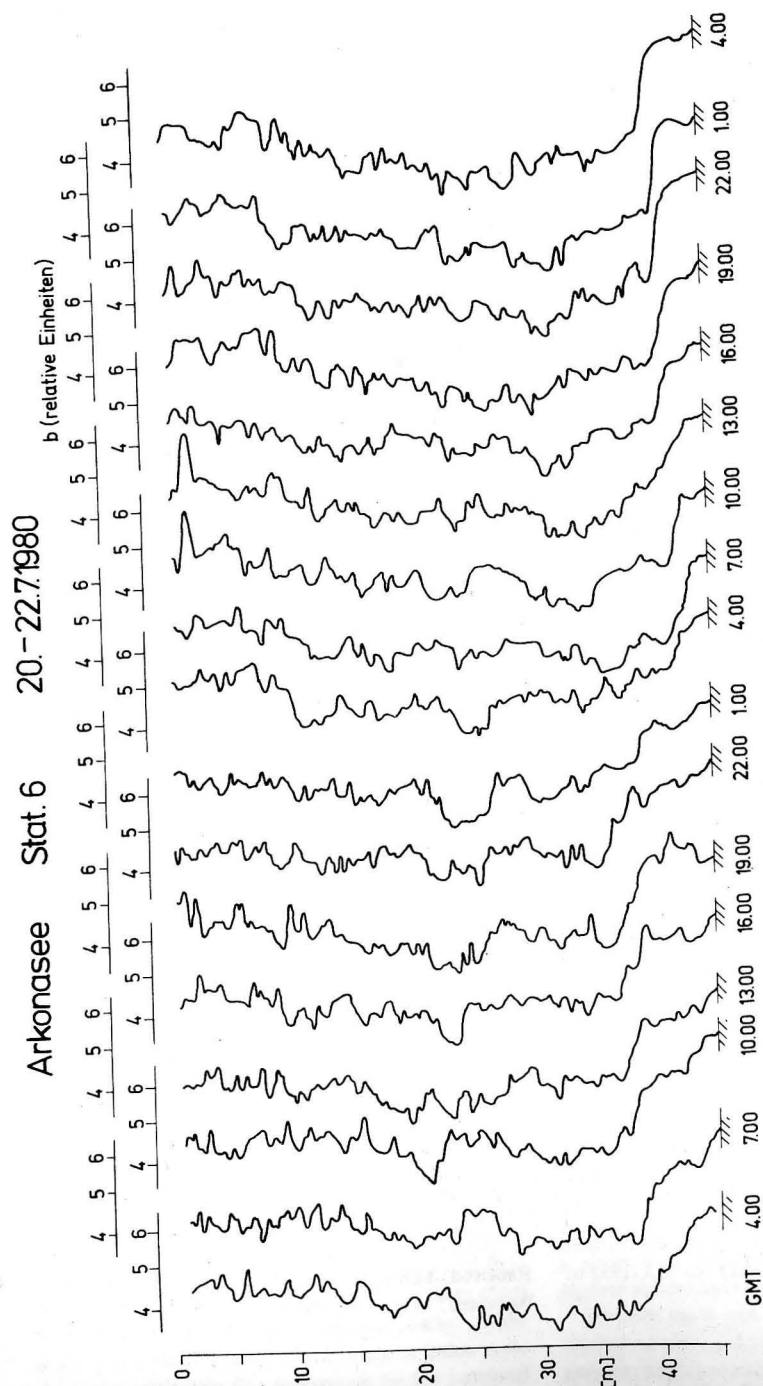


Fig. 3
Profiles of light scattering intensity (relative units) at the anchor station (station 6) in the central part of the Arkonasea.

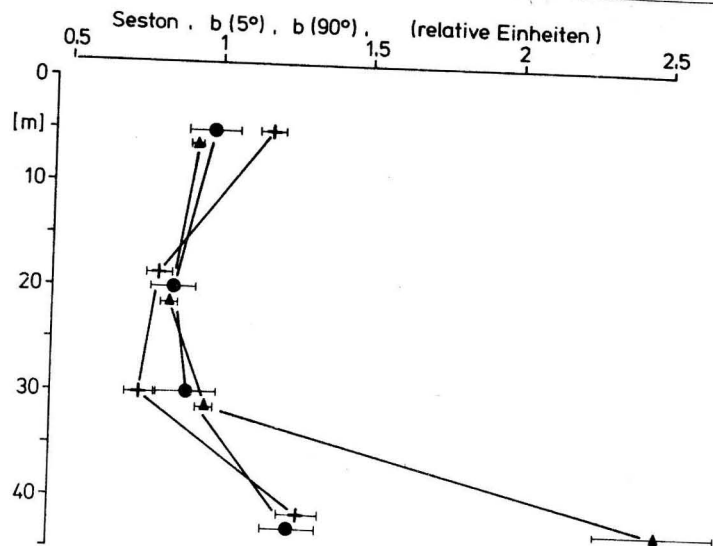


Fig. 4
Mean relative values of seston concentration (circle) and light scattering intensity at scattering angle of 5° (cross) and 90° (triangle) at station 6.

centration of very small suspended particles in the BTL (strong increase of light scattering intensity at scattering angle of 90°). This result can also be obtained from the fine structure of the light scattering intensity profiles (Fig. 1 and 3). In the depth range of the BTL the profiles are smoother than in the water body above. This means, in the BTL are not so many large particles which can act as strong scatterers and produce a pronounced fine structure of the scattering profile.

Acknowledgement

The author thanks Dr. D. LANGE and Dipl.-Min. G. BUBLITZ for the support of the experimental work on r/v "Alexander von Humboldt".

References

- ARMI, L.; D'ASARO, E.: Flow structures of the benthic ocean. — *J. geophys. Res.* **85** (1980) No. C1, 469 to 484.
- CACCHIONE, D. A.; DRAKE, D. E.: Measurements of stormgenerated bottom stresses on the continental shelf. — *J. geophys. Res.* **87** (1982) No. C3, 1952 to 1960.

CALDWELL, D. R.: Variability of the bottom mixed layer on the Oregon Shelf. — *Deep Sea Res.* **25** (1978), 1235—1243.

LESHT, B. M.: Relationship between sediment resuspension and the statistical frequency distribution of bottom shear stress. — *Mar. Geol.* **32** (1979), M 19—M 27.

MÖCKEL, F.: Die ozeanologische Meßkette OM 75, eine universelle Datenerfassungsanlage für Forschungsschiffe. — *Beitr. Meereskd.*, H. 43 (1980), 5—14.

PRANDKE, H.: Konstruktion eines Laborstreulicht-photometers für den Einsatz in der Meeresforschung. — *Beitr. Meereskd.*, H. 43 (1980), 109—122.

Address of the author:

Dr. HARTMUT PRANDKE
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Received: February 1, 1986
Accepted: March 15, 1986

MANFRED STURM

On the formation of intermediate water mass structures in the nearshore zone of the western Baltic Sea

With 4 figures

A permanent feature of the coastal zone of the western Baltic Sea is the occurrence of intermediate water mass structures with horizontal scales of several kilometres and vertical scales of several metres. Their formation is subject to clear seasonal changes: In summer lens-shaped warmwater bubbles predominate, with diameters of a few kilometres and thicknesses between 3 and 5 metres. In winter and early springtime coldwater layers which are thrust into the main pycnocline are frequently observed with thicknesses up to 10 metres and horizontal dimensions of 20 kilometres and more (see Figs. 1 and 2).

In the early summer of 1983 and the late winter of 1981 hydrographic measurements were carried out along several cross sections, i.e. perpendicular to the coast, in the Mecklenburg Bay with a high temporal and spatial resolution (FENNEL et al. 1987). Because of favourable meteorological conditions it was possible to investigate intrusion and calving processes in the coastal zone during a full wind-induced upwelling-downwelling cycle. Figs. 1 b and 2 b show vertical profiles of temperature and salinity at the offshore stations X and G for two selected days in June 1983 and March 1981 immediately after the reversal of the local wind field with offshore Ekman drift (under upwelling-favourable easterly winds) to onshore Ekman drift (under downwelling-favourable westerly winds).

The *t/s* diagrams in Figs. 1 a and 2 a, constructed from data of several onshore and offshore stations along some selected cross sections in the Mecklenburg Bay in June 1983 and March 1981, illustrate in both cases the origin of the intermediate structures concerned as thermally modified coastborne surface water. Obviously the formation of these offshore structures is associated closely with the horizontal exchange mechanism between onshore and offshore regimes due to the variations of the local wind field (MOOERS et al. 1978; SHAFFER 1975). A primary characteristic of the upwelled subsurface water in the shallow nearshore region of the western Baltic is its *thermal modification* due to positive (in the summer) or negative (in the winter) heat fluxes between the sea

surface and atmosphere. Owing to sudden changes of the local wind conditions, relaxation of upwelling-favourable easterly winds and rise of downwelling-favourable westerly winds for instance, such "thermally marked" surface water is transferred offshore into mid-depths on its isopycnal surface.

In the summer months (with strong *positive* heat fluxes sea/atmosphere) this process can be accompanied simultaneously by a vertical displacement of the local water body by the warmer coastborne water mass pushing in according to its density. As a consequence of this displacement a characteristic vertical distribution of temperature takes place (as shown in Fig. 1 b at station X for 26 June 1983) in which a vertically lifted coldwater body (W_2 in Fig. 1 b) covers the offshore transferred lens-shaped warmwater bubble W_1 like an umbrella.

An analogous process is observed under comparable wind conditions (and with a clear *negative* heat balance at the sea surface) in the winter months. Cold, high-salinity nearshore water of seaward origin spreads along isopycnal surfaces at the beginning of the downwelling phase (M_1 in Fig. 2 b) and intrudes into the main pycnocline as a thin interleaving layer (Figs. 2 a, 2 b). Thereby interhalocline coldwater layers can develop with vertical scales of 5—10 metres, extending over practically the whole channel width of the western Baltic. Because of their embedding in the halocline the coldwater layers are characterized by a very marked stability in space and time. Individual layers remained coherent from one profile to the next for 30 kilometres and more. Occasionally lifetimes of several weeks have been observed in the western Baltic.

A primary characteristic of both intermediate water masses (W_1 in summer and M_1 in winter/early springtime) is the disappearance of the vertical salinity gradient in their core depth (see Figs. 1 b and 2 b), a phenomenon which indicates their origin in the surface mixed layer of the nearshore zone.

To sum up it can be said that the wind-induced coastal upwelling-downwelling cycle characterized by periods ranging mostly from 5 to 15 days in the western Baltic generates typical intermediate water mass

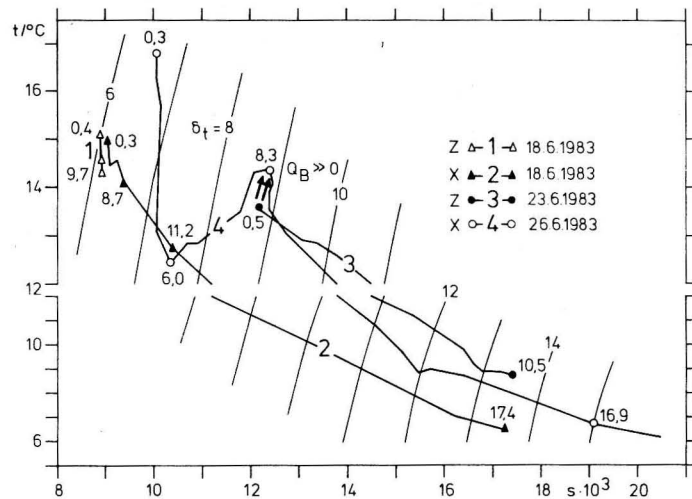


Fig. 1a
t-s curves for a nearshore (Z) and an offshore station (X) along a cross section in the Mecklenburg Bay on days with coastal upwelling (easterly wind) and downwelling under summer conditions

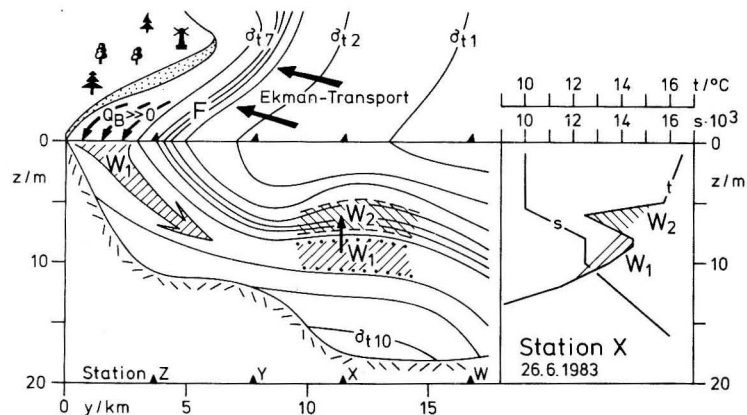


Fig. 1b
 A schematic picture of the circulation along the cross section (as in Fig. 1a) at beginning of the coastal downwelling phase. On the right: Characteristic vertical *t-s* profiles after reversal to downwelling conditions at an offshore station (X) under summer conditions

structures. During the upwelling phase onshore water of subsurface origin is modified thermally in the surface layer of the nearshore zone. During the following downwelling phase the thermally marked former subsurface water spreads offshore along the isopycnal surfaces. This injection-like process causes strong intrusion processes at mid-depths of the offshore region and, consequently, the formation of intermediate structures with different seasonally varying scales. Therefore the coastal upwelling-downwelling cycle is a principal mechanism for offshore transfer of nearshore surface water into middle depths of the western Baltic.

References

- FENNEL, W.; STURM, M.; HELM, R.: On the response patterns of the western Baltic. — *Beitr. Meereskd.*, H. 57 (to appear 1987).
- MOOERS, C. N. K.; FLAGG, C. N.; BOICURT, W. C.: Prograde and retrograde fronts. — In: BOWMAN, M. J.; ESAIAS, W. E. (Ed.): *Oceanic Fronts in Coastal Processes*. — Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag 1978.

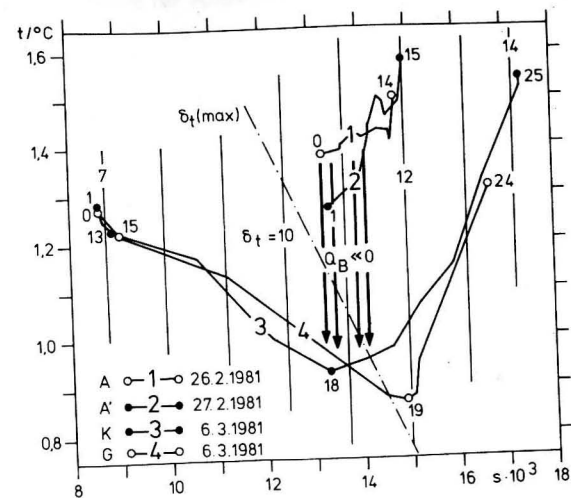


Fig. 2a
t-s curves for nearshore (A, A') and offshore stations (K, G) — further text see Fig. 1a — under winter conditions

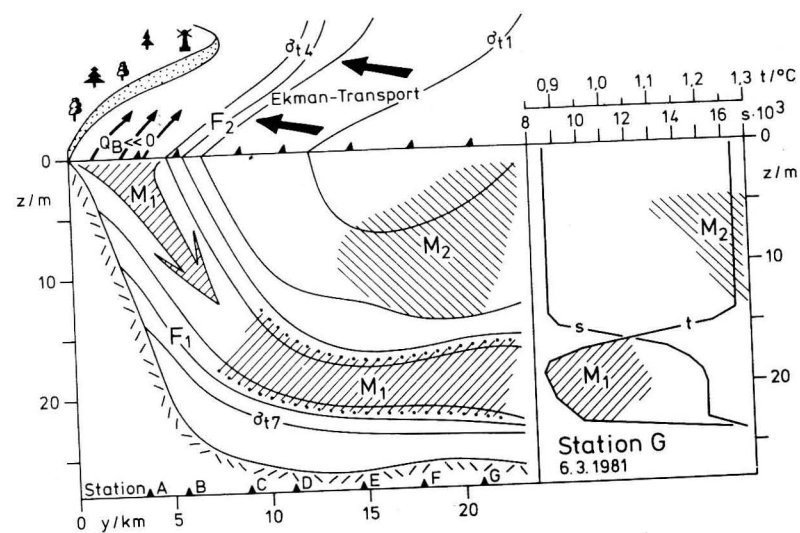


Fig. 2b
 A schematic picture of the circulation along the cross section (as in Fig. 2a) — further text see Fig. 1b — at an offshore station (G) under winter conditions

SHAFER, G.: Baltic Coastal Dynamics Project — The Fall Downwelling Regime off Askö. — *Contributions from the Askö Laboratory*, No. 7 (1975).

Received: March 25, 1986
 Accepted: April 10, 1986

Address of the author:

DR. MANFRED STURM
 Akademie der Wissenschaften der DDR
 Institut für Meereskunde
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Note to Contributors:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Hinweise für Autoren:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Инструкция для авторов:

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

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

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

Резюме, Zusammenfassung, Abstract: Предпослать каждой статье краткое, но содержательное резюме на русском, немецком и английском языках. Оно должно содержать информацию о применяемых методах исследований и основные выводы автора.

Текстовая часть: Следует нумеровать страницы статьи по порядку. Статья должна обладать четкой структурой с нумерацией глав по порядку.

Автор должен внести в рукопись следующие заметки (карандашом!): разрядка — ломаная линия, мелкий шрифт — вертикальная линия с левого края, курсив — волнистая линия.

Фамилии цитируемых авторов писать прописными буквами, а год публикации — в скобках.

Приводя данные измерений, автор должен принять во внимание рекомендации Междуна-

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

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

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

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

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

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

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

Hinweise für Autoren:

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

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

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

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

Textteil: Die Seiten des Manuskripts sind fortlaufend zu numerieren. Der Beitrag sollte eine klare Gliederung mit fortlaufend nummerierten Kapitelüberschriften aufweisen.

Folgende Auszeichnungen sind vom Autor (mit Bleistift!) vorzunehmen: Sperrdruck: unterbrochene Linie; Kleindruck: senkrechte Linie am linken Rand; kursiv: Wellenlinie.

Zitierte Autorennamen werden grundsätzlich in Großbuchstaben und das Jahr der Publikation in Klammern angegeben. Für die Wiedergabe von Meßwerten sind die Empfehlungen des IAPSO-

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

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

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

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

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

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

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

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