

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 60 · 1989

Contents

Preface	3
R.-O. NIEDERMEYER, D. LANGE: Modern mud deposits of the Western Baltic Sea (Mecklenburg Bight). Sedimentary environment and diagenesis	5
G. SAGER: Growth of the Caspian sturgeon (<i>Apicenser stellatus</i> PALLAS) after data series from DERJAVIN (1922) (in German)	21
H.-J. SCHÖNFELDT: Are edge waves responsible for the location of sand reefs?	35
E. V. SEMĚNOV: A numerical scheme of the fourdimensional analysis of temperature and salinity field observations in the ocean (in German)	41
H.-J. STIGGE: Correction of zero level for all coastal water gauges in GDR (in German)	53
F. WULFF, L. RAHM: Optimizing the Baltic sampling programme: The effects of using different stations in calculations of total amount of nutrients	61
<i>Scientific Notes</i>	67

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 60 · 1989



Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 60 · 1989

AdW der DDR
Institut für Meereskunde
Bibliothek
Rostock-Warnemünde
2530

1989. 727

Inhalt

Vorwort	3
R.-O. NIEDERMEYER, D. LANGE: Rezente Schlickablagerungen der westlichen Ostsee (Mecklenburger Bucht). Sedimentationsmilieu und Diagenese (in Englisch)	5
G. SAGER: Das Wachstum des Kaspischen Störs (<i>Apicenser stellatus</i> PALLAS) nach Datenreihen von DERJAVIN (1922)	21
H.-J. SCHÖNFELDT: Bestimmen die Randwellen die Lage der Sandbänke? (in Englisch)	35
E. V. SEMÉNOV: Ein numerisches Schema der vierdimensionalen Analyse von thermohalinen Feldmessungen im Ozean	41
H.-J. STIGGE: Nullpunktkorrektur für alle DDR-Küstenpegel (Mitteilung der Wasserwirtschaftsdirektion Küste)	53
F. WULF, L. RAHM: Zur Optimierung des Ostsee-Meßprogramms: Effekte bei der Nutzung verschiedener Stationen zur Berechnung der Gesamtmenge an Nährstoffen (in Englisch)	61
<i>Wissenschaftliche Kurzmitteilungen</i>	67

Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific
Research

Begründet von ERICH BRUNS

Herausgegeben von KLAUS VOIGT

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

Die „Beiträge zur Meereskunde“ erscheinen in unregelmäßiger Folge und in fortlaufender Nummerierung ihrer Hefte. Publiziert werden Originalbeiträge zur wissenschaftlichen Meeresforschung, insbesondere zu meeresphysikalischen, -chemischen, -geologischen und -biologischen Problemen sowie zur Entwicklung der Meeresforschungstechnik. Manuskriptsendungen werden erbeten an den Herausgeber: Prof. Dr. sc. Klaus Voigt, Institut für Meereskunde, DDR-2530 Rostock-Warnemünde. 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,

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.



Contents

Preface	3
R.-O. NIEDERMEYER, D. LANGE: Modern mud deposits of the Western Baltic Sea (Mecklenburg Bight). Sedimentary environment and diagenesis.	5
G. SAGER: Growth of the Caspian sturgeon (<i>Apicenser stellatus</i> PALLAS) after data series from DERJAVIN (1922) (in German)	21
H.-J. SCHÖNFELDT: Are edge waves responsible for the location of sand reefs?	35
E. V. SEMÉNOV: A numerical scheme of the fourdimensional analysis of temperature and salinity field observations in the ocean (in German)	41
H.-J. STIGGE: Correction of zero level for all coastal water gauges in GDR (in German)	53
F. WULFF, L. RAHM: Optimizing the Baltic sampling programme: The effects of using different stations in calculations of total amount of nutrients	61
<i>Scientific Notes</i>	67

ISBN 3-05-500588-0
ISSN 0067-5148

Erschienen im Akademie-Verlag Berlin,
Leipziger Straße 3—4, Berlin, DDR-1086
© Akademie-Verlag Berlin 1989
Lizenznummer: 202 · 100/459/89
Printed in the German Democratic Republic
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“,
Bad Langensalza, 5820
Lektor: Dipl.-Phys. Helga Müller
Umschlaggestaltung: Michael Schmidt
Hersteller: Christoph Neubarth
LSV 1465
Bestellnummer: 763 8933 (2105/60)
02000

Содержание

Предисловие	3
Р.-О. НИДЕРМАЙЕР, Д. ЛАНГЕ: Современные отложения шлика в западной части Балтийского моря (Мекленбургский залив). Условия отложений и диагенезис (на английском языке).	5
Г. ЗАГЕР: Рост Каспийского осетра (<i>Apicenser stellatus</i> PALLAS) по данным ДЕРЯВИНА (1922) (на немецком языке)	21
Х.-Ю. ШЕНФЕЛЬД: Определяют ли окраинные волны расположение песчаных мелей? (на английском языке)	35
Е. В. СЕМЕНОВ: Численная схема четырехмерного анализа полигонных термохалиновых измерений в океане (на немецком языке)	41
Х.-Й. ШТИГГЕ: Поправка всех водомерных постов на побережье ГДР (на немецком языке)	53
Ф. Вульф, Л. РАМ: Оптимизация наблюдений в Балтийском море: Последствия исследования различных станций при определении общего количества биогенных микроэлементов (на английском языке)	61
<i>Научные сообщения</i>	67

Vorwort

Die 1982 begonnene verbesserte inhaltliche und technische Gestaltung der „Beiträge zur Meereskunde“/„Contributions to Marine Scientific Research“ blickt heute auf zehn neue Hefte zurück, die mit 1026 Manuskriptseiten 87 Einzelaufsätze und wissenschaftliche Kurzmitteilungen aus der Feder von 161 Autoren, davon 15 aus dem Ausland, enthalten.

Die seit Heft 51 eingeführte Neugestaltung der Schriftenreihe ergab seitens der Fachkollegen des In- und Auslands dem Verlag und mir gegenüber breite Zustimmung und Anerkennung.

Das Profil des Akademie-Instituts für Meereskunde in Rostock-Warnemünde bestimmte auch über die letzten zehn neugestalteten Hefte das Gesicht der Schriftenreihe. Rund 55% des Umfangs lassen sich in die Meeresphysik einordnen, 20% in die Meeresbiologie, 10% in die Meereschemie, und jeweils knapp 5% entfallen auf Arbeiten zur Meeresgeologie, zur Meeresforschungstechnik und auf „Sonstiges“.

Dankenswerterweise waren als „unabhängige“ Gutachter (reviewer) 22 Fachkollegen aus dem Institut, aus Universitäten und der

Praxis tätig und stellten ihren sachkundigen Rat und ihre kritischen Hinweise den Autoren und mir als Herausgeber zur Verfügung, wobei mein besonderer Dank für die Durchsicht von fast 250 Manuskriptseiten vor allem Herrn Prof. Dr. D. NEHRING und Herrn Dr. sc. H. U. LASS gilt.

Der Neugestaltung der Schriftenreihe wäre aber ohne die vorzügliche Tätigkeit unseres Schriftleiters, Herrn Dr. MANFRED STURM, und seine stetige Zusammenarbeit mit den zuständigen Mitarbeitern des Akademie-Verlages Berlin, vor allem mit Frau HELGA MÜLLER und Herrn CHRISTOPH NEUBARTH, und über sie mit dem Kollektiv der Druckerei „Thomas Müntzer“, Bad Langensalza, kein Erfolg beschieden gewesen, und es ist mir deshalb an dieser Stelle ein Bedürfnis, im Namen des Herausgeberkollektivs allen an der Redaktion und Herstellung Beteiligten für ihre außerordentliche Leistung bei der Verbesserung der „Beiträge zur Meereskunde“/„Contributions to Marine Scientific Research“ vielmals zu danken.

März 1988

KLAUS VOIGT

RALF-OTTO NIEDERMEYER, DIETER LANGE

Modern mud deposits of the Western Baltic Sea (Mecklenburg Bight). Sedimentary environment and diagenesis

With 9 figures and 3 tables

Abstract: Results are presented and discussed of complex sedimentological investigations on modern mud deposits of the Western Baltic Sea (Mecklenburg Bight). Moreover, aspects of early diagenetic mineral formation are dealt with and an actualistic depositional model is established.

Coarse mud predominates in the study area, sometimes interbedded with medium-grained mud. The mineralogical composition of the mud is rather homogenous. Pyrite, dolomite, gypsum and glauconite are formed authigenically. The following average values of the clay mineral contents were obtained: 42.6% illite, 12.8% kaolinite, 4% chlorite, 40.6% illite/smectite-mixed-layer. The average values of carbonate content amount to 0.7—1.0%, that of organic carbon to 5.4% in maximum. Pore waters are of the chloride-alkali-type. The Mg/Ca-ratio of the pore water, which is important for early diagenetic dolomite formation, clearly exceeds 3. The sedimentary environment is characterized by oxic to locally suboxic conditions.

The results obtained provide further evidence on marine mud diagenesis and formation of organic carbon-rich modern sediments.

Zusammenfassung: Es werden Ergebnisse von komplexen sedimentologischen Untersuchungen an rezenten Schlicksedimenten aus der westlichen Ostsee (Mecklenburger Bucht) mitgeteilt und diskutiert sowie ein aktualistisches Sedimentationsmodell vorgestellt. Außerdem werden Fragen der Frühdiagenese im Schlick behandelt.

Im Untersuchungsgebiet dominiert Grobschlick, z. T. wechsellagernd mit Mittelschlick. Die mineralogische Zusammensetzung des Schlicks ist als gleichförmig zu bezeichnen. Folgende mittlere Tonmineralgehalte wurden bestimmt: 42,6% Illit, 12,8% Kaolinit, 4% Chlorit, 40,6% Illit/Smektit-Mixed-Layer. Authigen gebildet werden Pyrit, Dolomit, Gips und Glaukonit. Die mittleren Gehalte an Karbonat liegen bei 0,7 bis 1,0%, beim organischen Kohlenstoff bei max. 5,4%. Es treten Porenwässer des Chlorid-Alkali-Typs auf. Das für eine frühdiagenetische Dolomitierung wichtige Mg/Ca-Verhältnis liegt deutlich über 3. Das

Sedimentationsmilieu ist als oxisch bis lokal suboxisch zu bezeichnen.

Die Untersuchungsergebnisse liefern weitere Aufschlüsse zur Diagenese mariner Pelite und zur Entstehung C_{org} -reicher Sedimente.

Резюме: Представлены и обсуждаются результаты комплексных седиментологических исследований современных илистых осадков в западной части Балтийского моря (Мекленбургский залив). Предложена актуальная модель осадконакопления в данном районе. Кроме того обсуждаются вопросы раннего диагенеза ила и условия образования автигенных минералов таких как пирит, доломит, гипс и глауконит.

В исследованной области наблюдается главным образом грубый ил, частично переслаивающийся средним илом (бимодальное распределение зерен). Содержание минералов в иле равномерно. Методом рентгенографии были обнаружены: кварц, полевой шпат (ортоклаз, плагиоклаз), пирит, доломит, гипс и глинистые минералы иллит, иллит/смектит переслаивающейся, каолинит и хлорит. Были установлены следующие средние содержания глинистых минералов: 42,6% иллит, 40,6% иллит/смектит, 12,8% каолинит, 4% хлорит. Среднее содержание карбонатов: 0,7—1,0%, у органических углеводородов 5,4%. Встречается поровая вода типа хлорид-алкалий. Важное для ране-диагенетического доломитизирования отношение MgCa превышает значение 3. Обстановки отложения следует обозначить как окисческие до локально субокисческих.

Результаты исследований позволяют сделать выводы о диагенезе и возникновении богатых углеродом осадков в солоноватом море.

1. Introduction

Current sedimentological investigations of modern marine sediments deal with aspects

of matter origin, migration, and accumulation processes which are also economically relevant. In most cases these processes are due to early diagenetic (e.g. geochemical) mineral reactions within the system bottom water—pore water—sediment. The physico-chemical and microbial processes occurring in this multi-component system cause special compaction and cementation mechanisms which are not yet fully understood.

As an intracontinental brackish-water sea having a strongly limited water exchange capacity with the world ocean the Baltic Sea (semi-enclosed sea) in terms of sedimentological studies represents a preferred research object. In particular, the organic-rich mud sediments within the partly drastically oxygen-depleted basin areas give a good opportunity for studying those processes from an actualistic point of view.

Investigations which so far have been carried out (incl. pore water studies) in the Baltic Sea area have mainly focused on the deeper basins of the Baltic Proper, which are predominantly anoxic ones (cf. e.g. MANHEIM 1961; GORŠKOVA 1963; HARTMANN 1964; NIEMISTÖ and VOIPPIO 1974; SUSS 1976, 1979;

HELMCHEN et al. 1977; ŠIŠKINA et al. 1980; LISITZIN and EMEL'YANOV 1981; EMEL'YANOV and LUKAŠIN 1986). Moreover, DJAFARI (1977), JØRGENSEN (1980) and most recently DAHMKE et al. (1986) have dealt with the early diagenetic formation of authigenic mineral phases from the western Baltic Sea (e.g. Kiel Bight and Kattegat). Apart from this Swedish studies contributed to the knowledge of microbial interactions between water and sediments in the Baltic area (HALLBERG 1973; HALLBERG et al. 1977).

The purpose of the investigations presented in this paper is a complex characterization of the modern mud sediments (Schlick) of the Mecklenburg Bight in terms of their early diagenetic stage as well as the environmental conditions leading to the formation of authigenic mineral phases.

2. Location, Sampling and Examination Techniques

The Mecklenburg Bight represents a shallow basin exarated by Late Weichselian glacial ice movements at various intervals.

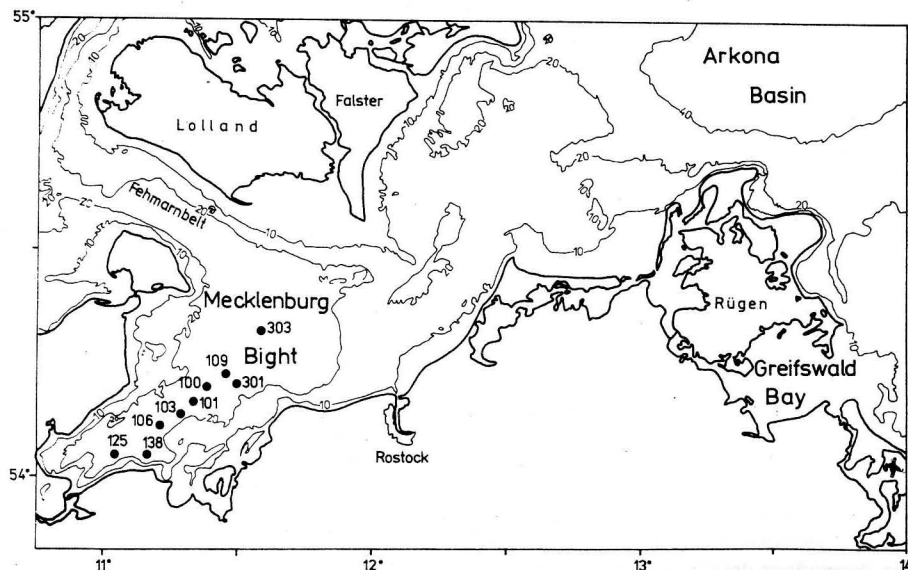


Fig. 1
Bathymetric map and sampling sites (Mecklenburg Bight/Western Baltic Sea)

It is the part of the Belt Sea, which together with the Kattegat in the west as well with the Arkona Sea in the east forms the so-called "transition area" between the North Sea and the Baltic Sea water masses. Both areas show differences in their main hydrographic features (e.g. salinity, temperature). The water depth of the Mecklenburg Bight is between 20 and 26 m, the salinity in comparison with the inflowing North Sea water is reduced to $20-25S \cdot 10^{-3}$ (MATTHÄUS 1984). Mainly during the summer season there is a strong thermohaline water stratification which, depending on weather-induced water turbulences and mixing, disappears in the colder seasons.

The core material investigated was taken in 1983 by means of a short gravity corer (description LANGE and NIEDERMEYER 1985) at the sites which are shown in Fig. 1. Moreover, this figure shows the general bathymetry of the study area. Sampling procedures were carried out on board of the research vessel "Prof. A. Penck" of the Academy of Sciences of the G.D.R. The sediment cores (40 to 50 cm long), which represent the interface from bottom water to sediment in the uppermost part were split immediately after sampling into 1 or 2 cm thick discs by means of a splitting equipment and have been stored frozen. Before storage the samples of four sediment cores were extracted for pore water using centrifugation. These pore waters have been stored frozen in polyethylene bottles until further investigations.

The following examination techniques (procedures) have been used: Grain size analysis (pipette method), total carbonate content (volumetrically), organic carbon content (gravimetrically), X-ray diagnosis by means of a PHILIPS diffractometer using copper radiation and a nickel filter, scanning electron microscopy (TESLA device), microprobe analysis (LINK systems), pore water chemistry for determination of major cations (e.g. Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) and selected trace elements (Fe^{2+} , Mn^{2+}) using atomic absorption spectroscopy (AAS). Prior to analysis the pore waters were filtered (0.45 μm Sartorius membrane filters) and buffered with NaCl. All analyses have been carried out under normal room and laboratory conditions. There were no signs of precipitations which, especially regarding iron and manganese, might be due to oxidation.

In order to analyze the clay mineral composition of the sediments, the clay samples ($<2 \mu m$) were disaggregated ultrasonically, separated by sedimentation and deposited under vacuum onto unglazed, porous

ceramic tiles. These oriented clay samples were run air dry, ethylene glycolated, heated to 375 °C and 550 °C. Moreover, the clay samples were treated with 6 N HCl at 50 °C for 20 h to remove chlorite.

3. Results and Discussion

3.1. Characteristics of sediments

The black-grey to grey coloured soft sediments found in the study area can be classified according to KOLP (1966) as coarse mud (*Grobschlick*) containing generally $<1\%$ fine sand. Regarding their source these mud sediments mainly consist of particles which were suspended in the water column for a long time. The total amount of suspended matter is around 3 mg/l (dry weight; GEORGI 1985; LANGE and NIEDERMEYER 1985). One has to assume a low settling rate despite storm events causing turbulences in the layering of the water masses within such a shallow depositional environment. Fig. 2 shows the vertical sequences in the grain size distribution of selected sites which tend to be similar and rather homogeneous.

The content of organic carbon (Fig. 2/ Table 1) in the sediments, which ranges from 3.8 to 7.1% (mean value 5.4%), varies with depth. For sediments of the Bornholm Basin SUSS and ERLKENKUSER (1975) obtained similar but somewhat lower values (4 to 5%). Apart from the high amount of inorganic (mainly lithogeneous) detrital compounds (nearly 90%; ZEITZSCHEL 1965) the suspended matter of the Baltic Sea water contains considerable amounts of organic material which, for example near-bottom, may increase to 40% (cf. NIEDERMEYER 1987). Moreover, the

Table 1
Average contents (in %) of total carbonate and organic carbon/TOC in mud cores of the Mecklenburg Bight (Western Baltic Sea)

site	total carbonate	organic carbon/TOC
1 0 9	0.77	5.41
3 0 1	1.00	5.05

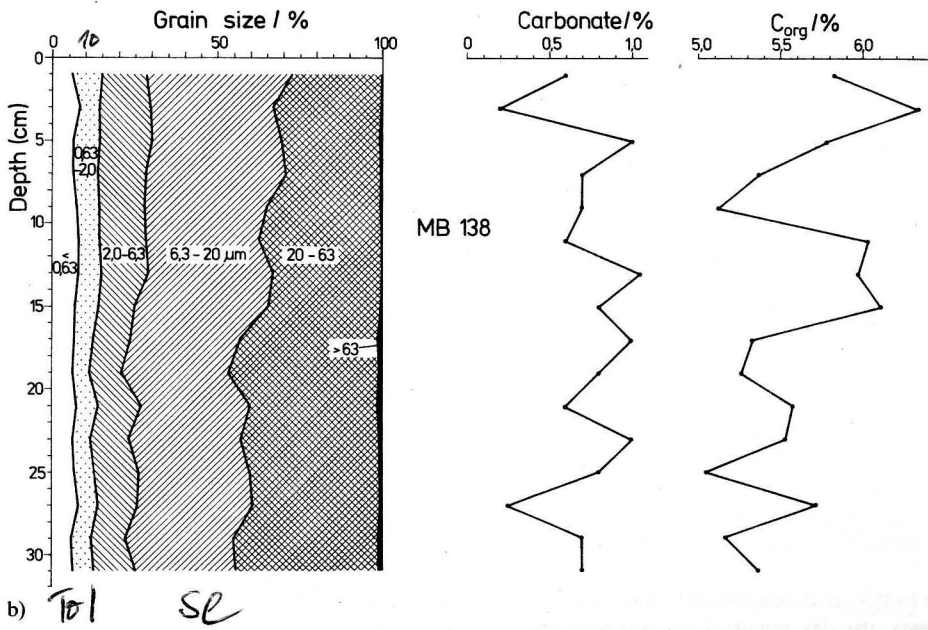
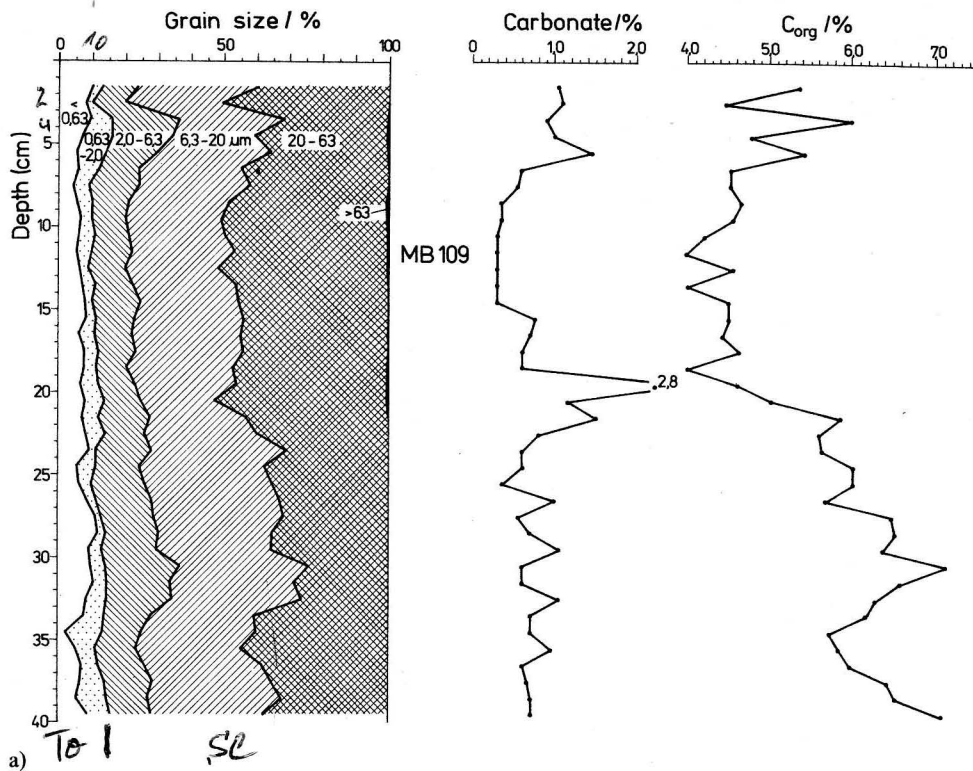
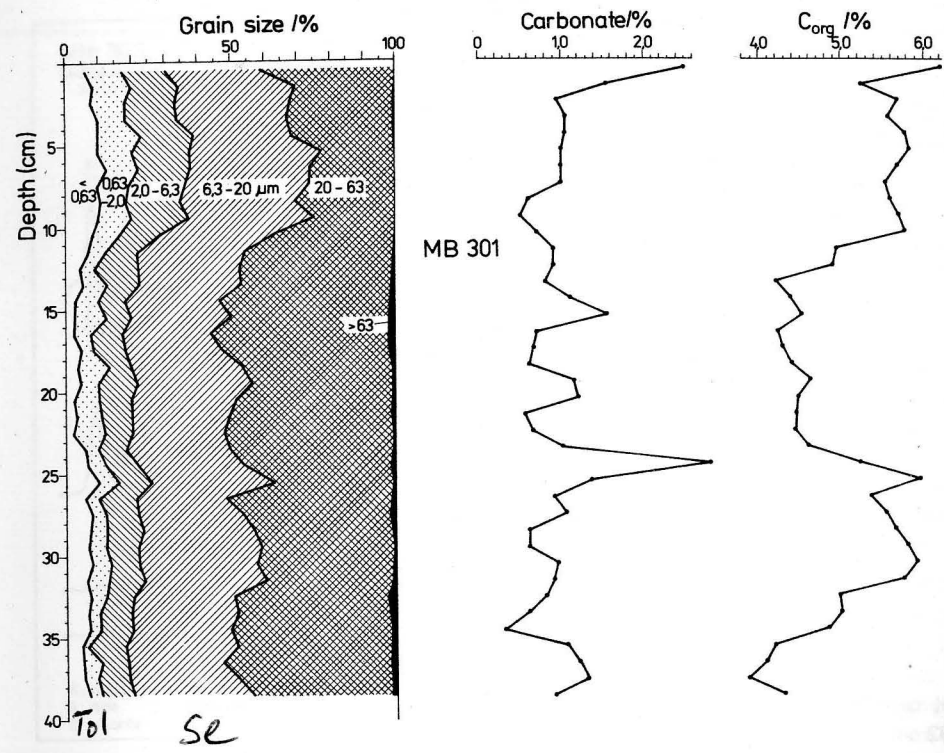


Fig. 2 Vertical sequences in grain size (a), total carbonate (b) and organic carbon (c) contents of mud from selected sites



mentioned C_{org} -values of the Mecklenburg Bight might be due to the high rate of primary organic production amounting to $164 \text{ g C/m}^2/\text{yr}$ (SCHULZ 1986) mainly produced by the phytoplankton populations. According to WHITCAR (1978; cf. MÜLLER and SUESS 1979, p. 1352) the organic carbon accumulation rate of the nearby Kiel Bight lies at $27.8 \text{ g C/m}^2/\text{yr}$ representing almost one fifth (18%) of the total primary production rate. Nearly the same carbon accumulation rate (20%) was calculated by HENDRIKSON (1976).

Also the carbonate content (Fig. 2/ Table 1) varies from one site to the other. On an average it ranges from 0.8 to 1.0%. Since there is no calcite but dolomite in the X-ray diagram of the uppermost sedimentary layers (Fig. 3) it can be assumed that the carbonate mainly consists of magnesium-rich phases (e.g. dolomite). This would be in good correspondence to previous studies made by RUDOLPH (1968) who had mentioned a pre-

dominance of dolomite and only minor calcite among the carbonate particles of the modern mud sediments of the Mecklenburg Bight. Due to increased calcite dissolution no reflexes occur deeper in the sedimentary profile (30 to 32 cm).

The results (Figs. 4 and 5) show a qualitatively and quantitatively homogeneous composition of the clay fraction both in the southwestern and central part of the study area. In general the clay fraction consists of 42.6% illite, 12.8% kaolinite, 4% chlorite and 40.6% mixed layer. The random mixed layer mineral appears to be a randomly interstratified smectite/illite. According to RUDOLPH (1968) it is composed of 75–80% illite and 25–20% montmorillonite. Apart from the generally uniform clay mineral composition of the mud two points should be mentioned which may be linked to different weathering:

- Kaolinite and chlorite both in horizontal

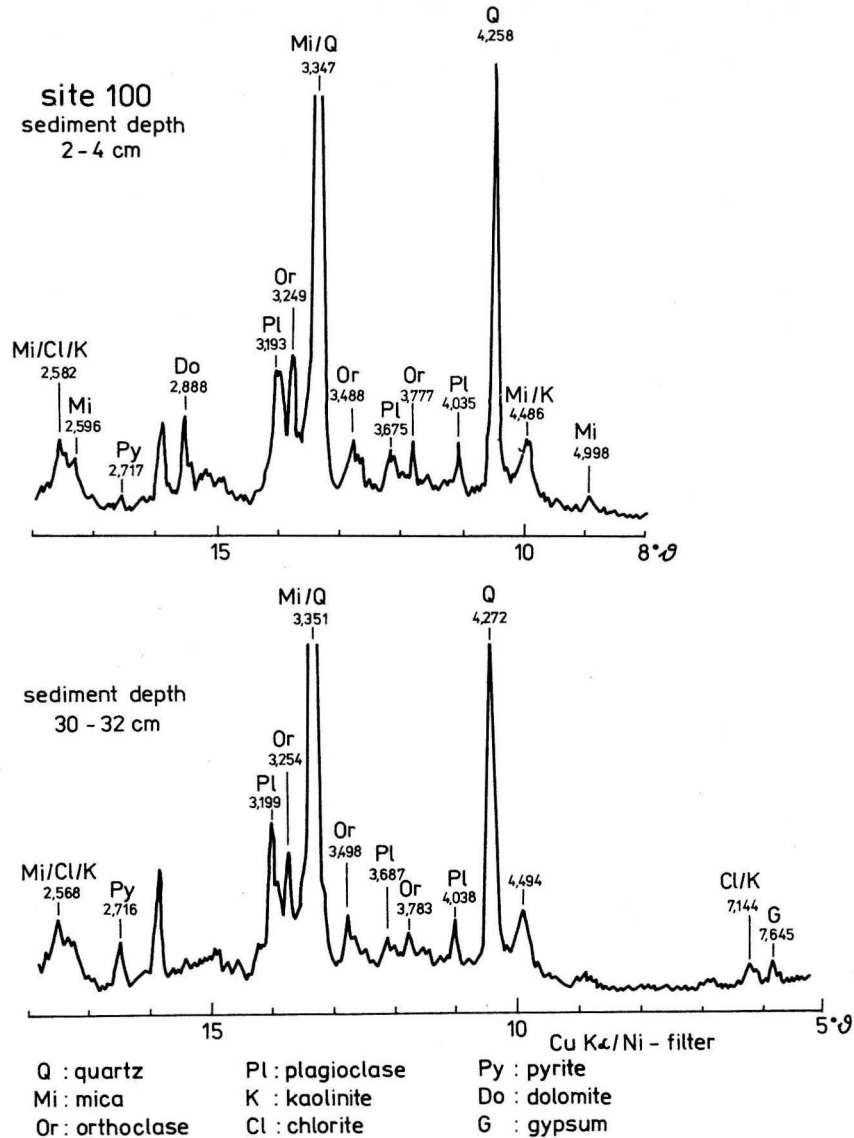


Fig. 3 Typical X-ray diagrams of mud from various depths below sea bottom surface (site 100) showing the mineralogy

and vertical distribution show remarkable quantitative invariance.

— A marked quantitative variability is observable for illite and the mixed layer mineral. At site 303 in the uppermost sedimentary layer the illite/smectite mixed layer mineral predominates, whereas at site 100 illite does. Moreover, the content

of illite increases with depth whereas that of the mixed layer mineral decreases.

In comparison to clay mineralogical investigations made by GADOW and SCHÄFER (1973) on sediments of the German Bight (North Sea) there are some quantitative differences to those presented here (North Sea: 51%

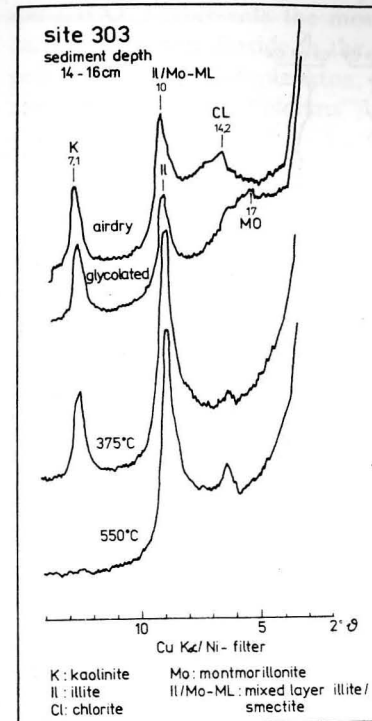


Fig. 4 X-ray diagrams of an oriented clay sample (<2 μm) both air dry and after glycolation and heating

illite, 25% montmorillonite/mixed layer, 15% kaolinite, 10% chlorite). — The source of the clay minerals within the modern mud of the Western Baltic is related to terrigenous and submarine erosion of Weichselian boulder

3.2. Pore water chemistry

Pore waters (interstitial waters) represent the link between sea water and sediments. Therefore, one has to consider the effects of these waters especially in the study of early dia-

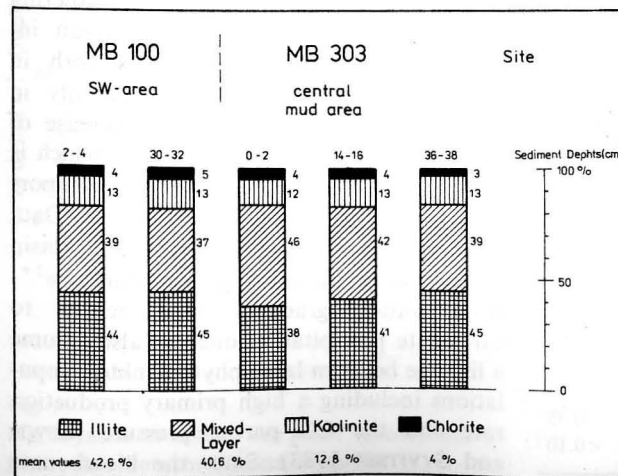


Fig. 5 Qualitative and quantitative mineralogical composition of the clay fraction in the modern mud from the southwestern (site 100) and the central part (site 303) of the Mecklenburg Bight

clays. Results of clay mineralogical studies on boulder clays of the area between Wismar Bight and lower Warnow obtained by MÜLLER (1971) reveal many similarities with modern offshore mud. Despite these similarities there are mineralogical differences also between the boulder clays and the mud in terms of the occurrence of the clay minerals vermiculite and chlorite/vermiculite mixed layer. Due to the instability of the mentioned weathered stages of chlorite in sea water including their metamorphosis to the stable phase by uptake of Fe^{2+} , Mg^{2+} - and/or OH^{-} -ions these clay minerals of the terrigenous boulder clays could not be detected in the modern mud of the Mecklenburg Bight. Depending on the input of large amounts of suspended matter by great rivers (e.g. Vistula, Oder) which are related to soil erosion the content of unstable clay minerals increases in the southern Baltic Proper (BLAŽČIŠIN et al. 1977). The excess alkalinity of the brackish Baltic sea water (NEHRING and ROHDE 1967) promotes the metamorphosis from unstable to stable clay mineral phases.

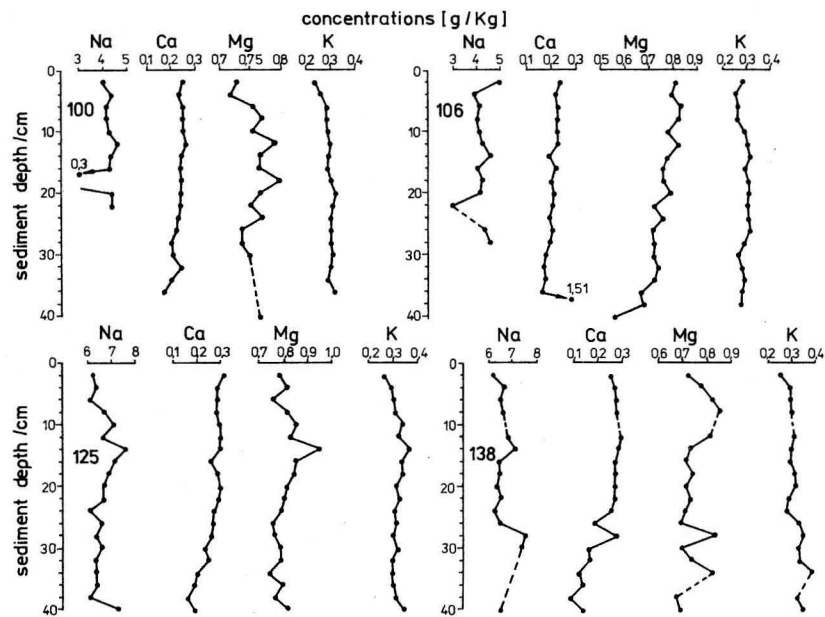


Fig. 6

Vertical concentrations (in g/kg) of selected main chemical compounds (Na, K, Ca, Mg) in pore waters of the modern mud (sites 100, 106, 125, 138)

genetic processes in all types of modern marine sediments.

Using the ratios of selected major sea water cations to chlorinity (ŠIŠKINA 1972), the pore waters of the Mecklenburg Bight can be classified as of the chloride-alkali-type, which seems to be typical for clayey and organic-rich oozes in marginal seas, coastal and shelf regions. Fig. 6 shows the vertical concentration variability of major pore water compounds (cf. Table 2). Typical of the mentioned chloride-alkali-type of pore water are the gradual removal of strong anions (e.g.

SO_4^{2-}), which is due to microbial sulphate reduction, further excess alkalinity and nearly the same concentrations of major cations like Na^+ , K^+ , Mg^{2+} at the sediment—water interface as in the bottom water. According to ŠIŠKINA et al. (1980) K/Cl -ratios $> 0,020$ have been established for the chloride-alkali-type of pore water in the Baltic Sea. Within the siliciclastic depositional environment the weathering (hydrolysis) of orthoclase leads to an increase of the K^+ -concentrations both in the near bottom water and especially in the pore water. Moreover, the decrease of the Ca^{2+} -concentrations with depth which is due to dolomite formation is another important feature of this pore water type. Data obtained from the nearby Arkona Basin (HELMCHEN et al. 1977) gave a similar Ca^{2+} -concentration gradient. With regard to carbonate precipitation one can also assume a linkage between large phytoplankton populations including a high primary production rate and the CO_2 -partial pressure (LEWIS and SYVITSKI 1983). Since the bicarbonate

Table 2

Average contents of major cations (in g/kg) and selected trace elements (in mg/l) in pore waters of the Mecklenburg Bight (Western Baltic Sea)

site	Na	Ca	Mg	K	Fe	Mn
1 0 0	4.25	0.231	0.757	0.293	0.17	<0.73
1 0 6	4.12	0.269	0.744	0.287	0.25	0.25
1 2 5	6.61	0.258	0.806	0.314	<0.16	0.45
1 3 8	6.66	0.226	0.746	0.335	0.26	<0.10

ion (HCO_3^-) represents the most important carrier of carbon dioxide in the assimilation processes of the phytoplankton, huge plankton populations (e.g. "blooms") should have

a positive effect on carbonate precipitation due to decreasing CO_2 -partial pressure. In contrast to the mentioned decrease SUESS (1976) observed a sometimes drastic increase of Ca^{2+} -concentrations with greater depths, especially for banded Ancyclus clays from the area between Bornholm and Christiansö (up to 400% or $> 20 \text{ mmol} \cdot \text{dm}^{-3}$ per 10 m depth), which may be due to cation exchange in the fresh water-saturated Ancyclus clays.

Due to calcite dissolution and magnesium excess of sea water an early diagenetic dolomite formation may occur in the sediments of the Western Baltic Sea. Therefore, the Mg/Ca -ratios of the pore waters are of special importance. Fig. 7 shows Mg/Ca -ratios for bottom waters and pore waters. For all sites ratios are clearly > 3 and at some sites they drastically increase at sediment depths > 30 cm. According to FOLK and LAND (1975) positive salinity gradients and Mg/Ca -ratios > 3 favour the formation of authigenic dolomite (see next section).

The direct measurements of the dissolved amounts of the metal ions manganese and iron in the pore waters show the present concentration gradients for the sediment—water interface and contribute to the analysis of a modern mud-depositing environment. For manganese the enrichment factors in pore water amount to between 3 and 55 (site 100) and between 2 and 20 (site 106) compared with bottom water concentrations (Table 3). In the vicinity of site 100, which is the nearest

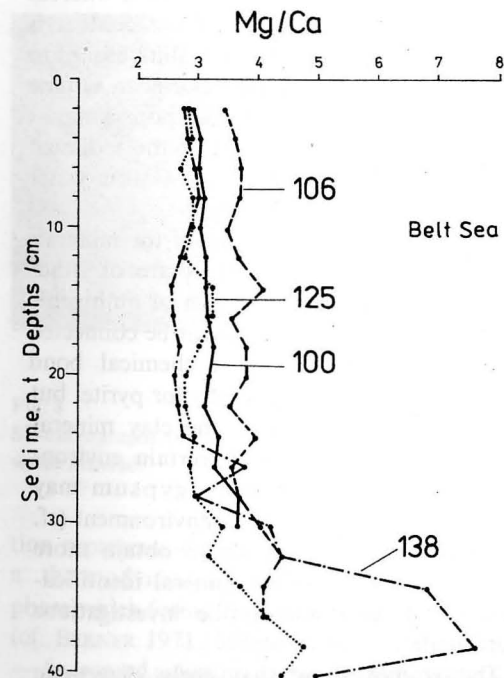
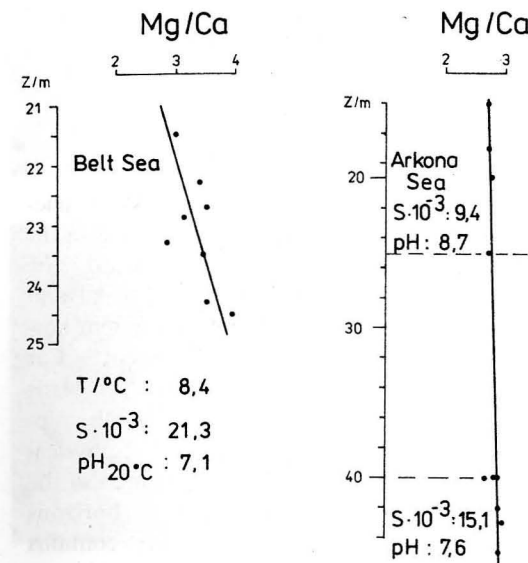


Fig. 7
 Mg/Ca -ratios in bottom sea water (above) and in pore waters from the Western Baltic Sea

Table 3

Manganese contents (in $\text{nmol} \cdot \text{dm}^{-3}$) of bottom water samples from the Western Baltic Sea (Mecklenburg Bight)

site	water depth m	Mn-content	date of sampling
1 0 1	15.2	180	1. 9. 1983
1 0 3	24.5	360	1. 9. 1983
1 0 9	21.5	550	30. 8. 1983
1 0 0	22.9	550	2. 12. 1983
1 0 6	22.3	550	2. 12. 1983

to the central mud area of the Mecklenburg Bight, one can assume an enrichment factor for Mn of 45 in pore water. Compared with the data given by HARTMANN (1964) for Mn-enrichment in pore waters of anoxic Baltic basins (100–1,000) the corresponding values of the Western Baltic Sea are much lower and indicate the generally existing oxic and sometimes suboxic environmental conditions. Moreover, despite the conditions in the Mecklenburg Bight much greater Mn-enrichment (250–1,250-fold) in pore waters of the Kiel Bight has been found by DJAFARI (1977). Such environment is due to a rather stable water stratification in summer and an O₂-saturation which is <40%. Accordingly, one has to assume a definite seasonal variation of geochemical environmental conditions which seem to correlate with hydrographic features of the Baltic Sea (e.g. water exchange, meteorological conditions).

The concentration of soluble iron (Fe²⁺) in the pore waters varies from <0.1 to 0.4 mg/l, which shows great similarity to values obtained by DAHMKE et al. (1986) for the Kiel Bight ("Hausgarten"). Using the Fe-content of 35 nmol · dm⁻³ for bottom sea water (KREMLING 1983), Fe-enrichment factors between 35 and 200 have been calculated for the investigated pore waters. Compared with the Eastern Gotland Basin the Fe-concentrations of the studied pore waters (Mecklenburg Bight) seem to have much smaller variations. Whereas the former vary from 6.4 to 75.2 μmol · dm⁻³ (HARTMANN 1964), the latter have Fe-contents up to 7.2 μmol · dm⁻³ (site 125/depth 10 cm), which is at the lower limit of the Gotland concentration interval. This difference between both areas is due to greater water depth and variations in bottom topography including oxygen depletion in the Gotland Basin (stagnant water body). Therefore, the sediments locally contain there up to 9% iron as almost insoluble Fe-sulphides in the darkest sedimentary layers (HARTMANN 1964), whereas BRÜGMANN and LANGE (1983) reported much lower sedimentary Fe-contents for the Western Baltic Sea (Lübeck Bight) ranging from 3 to 5%. Accordingly, the more

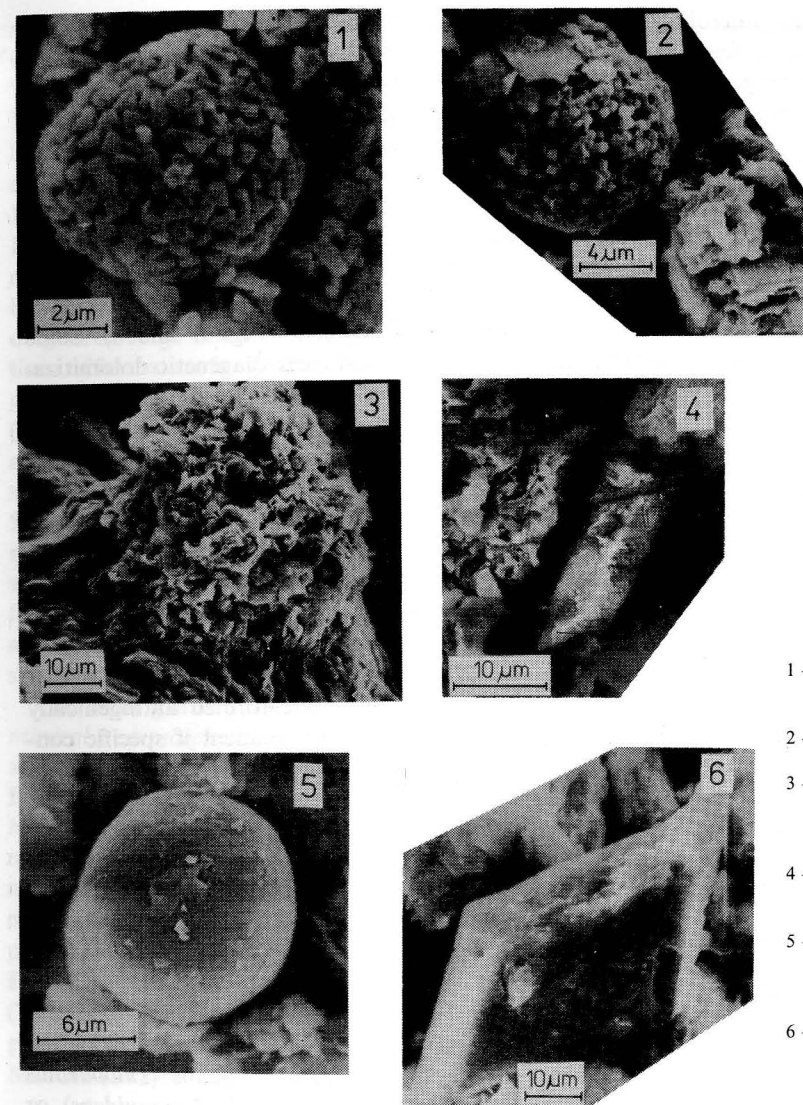
balanced Fe-values for the pore waters from the Mecklenburg Bight suggest a ± steady upward diffusion transport of Fe²⁺-ions in the above-mentioned oxic or locally suboxic environmental conditions. This Fe-diffusion rate is obviously lower than that for manganese.

3.3. Authigenic mineral phases and conditions of formation (early diagenesis)

The early diagenesis comprises all compaction and cementation processes which occur in unconsolidated sediments beneath the surface as a result of physico-chemical and microbial interactions within the system bottom water—pore water—sediment. For modern mud the compaction, which leads to a water loss with increasing depth, represents the most important physical (diagenetic) process. The modern mud of the Mecklenburg Bight in the upper horizons (uppermost 30–40 cm) generally contains 65–77% (sometimes >90%) water, whereas at depths of 4 to 5 m the water content is only about 50% (KOLP 1966). With regard to the investigated mud deposits one can assume that the amount of migrating pore water is highest in the upper 50 cm of the sediment column, which is due to direct bottom water contact and higher porosity.

As earlier mentioned most of the minerals identified by X-ray diagnosis are of lithogenous origin. An assumption of authigenic mineral formation which might be connected with matter transport and chemical bond seems to be justified especially for pyrite, but as well for dolomite and the clay mineral glauconite. Moreover, in certain environmental conditions authigenic gypsum may locally occur in a siliciclastic environment (cf. JØRGENSEN 1980). In order to obtain more accurate information for mineral identification, SEM- and microprobe investigations were made.

The studies show that early diagenetic pyrite (FeS₂) forms in its typical framboidal structure (Fig. 8). In contrast to the unstable detritic pyrite the early diagenetic modifica-



- 1 — Early diagenetic pyrite framboids (site 138; 22–24 cm below sea bottom surface)
- 2 — Progressive early diagenetic pyritization in the sample
- 3 — Disintegration stage of cellular organic substance by microbial activity (site 138; submarine sediment surface)
- 4 — Crystal of early diagenetic dolomite (site 303; submarine sediment surface)
- 5 — Pellet-shaped early diagenetic glauconite (site 303; 14 bis 16 cm below submarine sediment surface)
- 6 — Platy early diagenetic gypsum (site 100; 30–32 cm below submarine sediment surface)

Fig. 8

SE-micrographs of mud compounds formed or modified by early diagenetic processes within the sediment-water interface

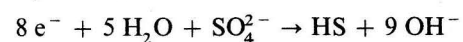
tion represents under negative Eh-conditions a thermodynamically stable iron sulphide phase which forms in the following conditions (cf. BERNER 1971; MORSE et al. 1987):

- increased activities of the iron and sulphide ions;
- lack of carbonate activity;
- concentration of high amounts of organic

matter for the metabolism of micro-organism (e.g. bacteria).

Such environmental conditions exist at least in part in the mud area of the Mecklenburg Bight, though this bight does not offer really anoxic conditions, as mentioned earlier. But in local micro-environments the pyrite framboids may form. Despite the general oxic to

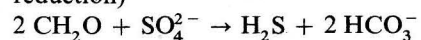
suboxic conditions the microbial sulphate reduction by *Desulfovibrio desulfuricans* leads to the formation of hydrogen sulphide (H₂S) and sulphide ions according to the following equation (HALLBERG 1973; MORSE et al. 1987):



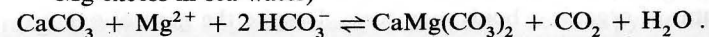
Detritic oxidic or hydroxic iron minerals (e.g. haematite, goethite) but also clay minerals (e.g. chlorite) may be among the iron sources for pyrite formation. Under neutral pH-values (6–8) and reducing conditions caused by the disintegration of organic matter the ferrous (Fe²⁺) and sulphide ions can react within the mentioned micro-environments. It has been found that there are no structural differences between biogenically and inorganically formed pyrite, which mainly consists of iron-(II)polysulphide (MORSE et al. 1987). According to BERNER (1971) the early diagenetic formation of the stable phase pyrite also includes the metastable pre-phases mackinawite (tetragonal/Fe_{1-x}S) and greigite (cubic/Fe₃S₄; e.g. thiospinel of iron). Under extreme stagnant conditions (euxinic; e.g. Black Sea) pyrite may precipitate directly from the sea water (CALVERT 1976; DEGENS and ITEKKOT 1984).

An early diagenetic formation of dolomite/CaMg(CO₃)₂ should be considered because of an obvious lack of calcite in the mud. The thermodynamical studies on mineral stabilities (DAHMEKE et al. 1986) revealed for calcite a non-equilibrium stagnating in the supersaturated zone, i.e. one should expect an early diagenetic dolomitization below the calcite stability, which would be in good correspondence to the finding that dolomite is dominating among the carbonates of the Western Baltic Sea. The dolomitization can be explained according to MANHEIM and SAYLES (1974) considering the following two mechanisms:

— disintegration of organic matter (sulphate reduction)



— dolomitization of biogenic calcite (with Mg-excess in sea water)

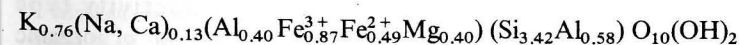


In terms of the dolomitization the high Mg/Ca-ratios established for the pore waters (>3) are of essential importance because they give evidence of the Mg²⁺-excess. Since the Mg/Ca-ratio increases with higher salinity (FOLK and LAND 1975) especially in the transition area between North Sea water and Baltic Sea water, between which there are great salinity differences, an early diagenetic dolomitization due to the above-mentioned reactions may occur (Figs. 7 and 8). SUESS (1976) explained early diagenetic dolomitization in limnic clays of the Baltic Ice Lake-Stage in a similar manner considering the fact that the concentrations of Ca²⁺- and Mg²⁺-ions are controlled by ion exchange reactions and by calcite precipitation in the varved clays. However, he believed the Mg/Ca-ratio of pore waters to be less important in this context.

Gypsum (CaSO₄ · 2H₂O) was detected by X-ray, SEM and microprobe studies (Fig. 8). It may have formed authigenically in a siliciclastic environment if specific conditions are given. As a typical evaporite mineral gypsum usually forms in an arid or semi-arid climate precipitating from the sea water by ionic supersaturation. Therefore, an early diagenetic gypsum formation in the mud of the Mecklenburg Bight should be seen in connection with the oxidation of pyrite and the microbial sulphur cycle (cf. HALLBERG 1973; MORSE et al. 1987). The oxidative disintegration of pyrite with the participation of aerobic bacteria of genus *Thiobacillus* may lead directly (by *Th. ferrooxidans*) or via the substage of elemental sulphur (*Th. thioparus*, *Th. thiooxidans*) to the formation of calcium sulphate including a simultaneous calcite dissolution (HALLBERG 1973). Essential pre-conditions are the enrichment of Ca²⁺- and SO₄²⁻-ions in the pore water under drastically limited or absent migration as well as a decreased concentration of foreign ions (e.g. Na⁺, Mg²⁺, Cl⁻). For the particular case discussed it is difficult to assess whether or not the above-mentioned high Mg/Ca-

ratios (see Section 3.2) decreased significantly in a local sedimentary environment of the Western Baltic Sea due to Ca²⁺-excess and Mg²⁺-depletion. — Despite the open problems involved in the formation of gypsum in siliciclastic depositional environments (cf. JØRGENSEN 1980; SCHALLREUTER and KONTA 1986) the identified gypsum (X-ray, SEM and microprobe detection) should be assumed to be an authigenic occurrence in the early diagenetic stage of the sediment. The conditions of formation for gypsum from the Kattegat, which were described by JØRGENSEN (1980), do not appear to apply to the organic-rich Baltic Sea mud, whereas the pore water supersaturation with sulphate ions (at least 5 times higher than in sea water) may well be regarded as of general significance. Since sulphur isotope analysis has not been performed in our case the formation conditions assumed seem to be possible but somewhat speculative.

The term glauconite is applied both to *mineral* and *morphological* glauconite, which are wide-spread in marine environments (cf. BURST 1958; HOWER 1961; MCRÆ 1972). Mineral glauconite is a random mixed layer mineral consisting of varying quantities of non-expandable 10 Å (mica) and expandable montmorillonite layers. The genesis of this potassium iron aluminosilicate with a high Fe³⁺/Fe²⁺-ratio is not fully understood (TUCKER 1982). The following chemical composition of mineral glauconite is assumed (cf. MCRÆ 1972):



Due to crystallochemical factors (e.g. impurities/heterogeneity) and small quantity in sediments the mineral glauconite is not always detectable by X-ray and chemical analysis (BURST 1958). — Despite the missing X-ray detection in this study glauconite is assumed to form authigenically in the mud of the Western Baltic Sea since almost all essential conditions of formation are given (cf. MCRÆ 1972): water depth <30 m, water mixing between North Sea and Baltic Sea, organic-rich sediments, low sedimentation

rate (around 1 mm/yr.), generally oxidizing and locally reducing environment, pH-value (7–8), temperature (15–20 °C), sufficient iron and potassium supply. The SEM-studies made on mud samples very often revealed pellet-shaped aggregates (Fig. 8) which could be classified as morphological glauconite formed near the sediment–water interface. According to BURST (1958) a degraded phyllosilicate lattice, plentiful iron and potassium supply for uptake (adsorption) as well as a suitable redox potential have to be considered as pre-conditions for glauconitization. The morphological glauconite pellets may form within the pore space of the sediments or within organic debris. For glauconitization the lattice charges seem to play the most important role in the adsorption of potassium and iron for the particular lattice positions (HOWER 1961).

4. Conclusions

The sedimentological investigations we carried out yielded some clues both to mud formation and to diagenesis in the marine-brackish Mecklenburg Bight (Western Baltic Sea). Marine mud diagenesis has to be considered as a process of great complexity, which is intimately interwoven even with black shale- and hydrocarbon formation (CURTIS 1977; LEEDER 1983; THUNELL et al. 1984; STEIN et al. 1986). From an actualistic point of view

the formation and diagenesis of modern organic-rich mud may represent the initial stage of diagenetic processes leading, after geological periods of time, to black shale deposits and/or hydrocarbon formation. There is particular ignorance concerning these complex but obviously existing relationships (LEEDER 1983).

On the basis of the data provided by this and other studies on suspended sediments (NIEDERMEYER 1987) a general sedimentary

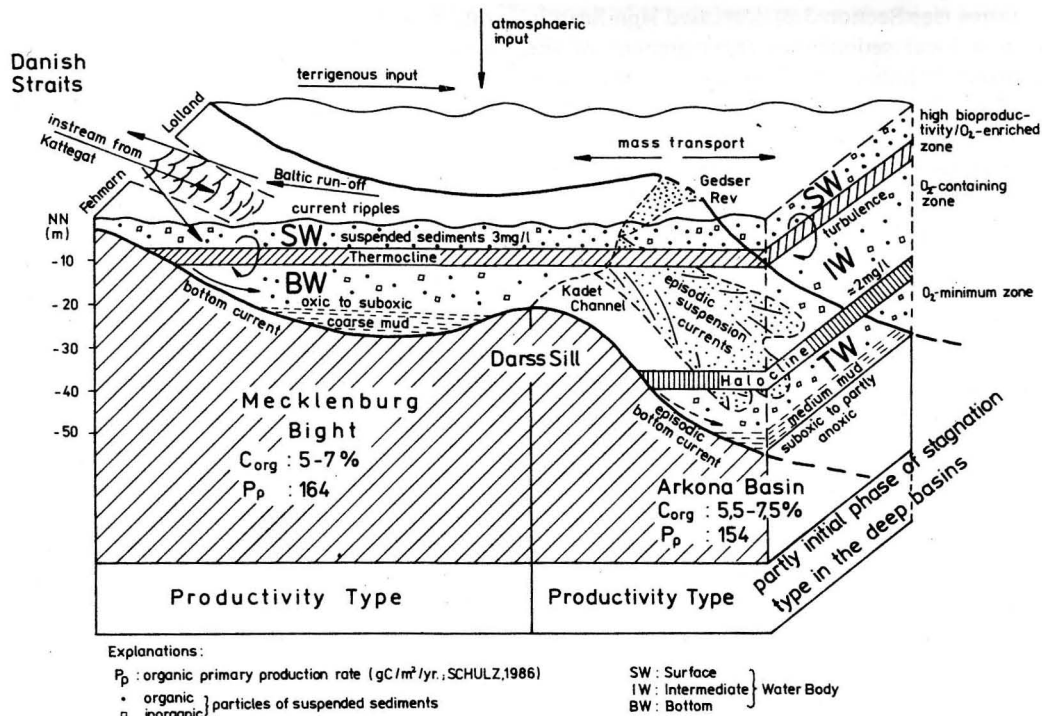


Fig. 9
General sedimentary (actualistic) model of two mud-forming basins of the Western Baltic Sea (Mecklenburg Bight and Arkona Basin) separated by a sill area (Darss-Sill) under the conditions of thermohaline water stratification

model of two mud-forming depositional basins of the Western Baltic Sea has been established (Fig. 9). This schematic model shows a progressive trend of mud-finering from west to east (Mecklenburg Bight to Arkona Basin). This might be due to the different hydrographic conditions of both basins. One reason may be the permanent halocline in the deeper water of the Arkona Sea which, in the shallower Belt Sea, does not display the same thickness and stability. This halocline shows the generally more quiet depositional conditions of the deeper part of the Arkona Basin which, especially, are of great importance regarding the sedimentation of very fine particles and C_{org} -enrichment. Due to higher energy of the surface water of the Western Baltic Sea and the Baltic Proper and, therefore, being suspended for a long time, these particles may have been transport-

ed to such local basins from different sources (inshore, offshore).

There are several similarities to models of formation of organic carbon-rich sediments (THUNELL et al. 1984; STEIN et al. 1986). Using these criteria, the Western Baltic Sea can be described as a productivity type with regard to the formation of organic carbon-rich sediments, whereas transitions to slightly stagnant conditions in the Arkona Basin may modify the productivity type. But stagnant conditions become more important mainly in the deeper basins of the Baltic Proper (for example, Gotland Basin).

Summarizing it can be said that both the depositional environment and the diagenetic zones of CURTIS (1977) are in good agreement with characteristic features which usually characterize modern organic carbon-rich mud formation. Without any doubt, supplementary

work has to be done to improve and to complete this model, especially, in the case of application for the entire Baltic Sea.

References

- BERNER, R. A.: Principles of Chemical Sedimentology. — New York: McGraw-Hill 1971.
- BLAŽČIŠIN, A. J.; RATEEV, M. A.; CHAIROV, M.: Glinisty mineraly i ich lokalizacija v verchnem sloe sovremennyh osadkov Baltijskogo Morja. — Baltica 6 (1977), 137–154.
- BRÜGMANN, L.; LANGE, D.: Geochemische und sedimentologische Untersuchungen an einem Sedimentkern aus dem Schlickgebiet der Lübecker Bucht. — Gerlands Beitr. Geophysik 92 (1983) 2–4, 241–268.
- BURST, J. F.: Mineral heterogeneity in "glaucinite" pellets. — American Mineralogist 43 (1961), 481 to 497.
- CALVERT, S. E.: The mineralogy and geochemistry of nearshore sediments. In: RILEY, J. P.; CHESTER, R. (Ed's): Chemical Oceanography 6; London: Academic Press 1976, 187–280.
- CURTIS, C. D.: Sedimentary geochemistry: Environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 286 (1977), 353–372.
- DAHMKKE, A.; SCHULZ, H. D.; WEBER, W.: Mineralstabilitäten und Frühdiagenese in Ostseesedimenten. — Meyniana 38 (1986), 109–124.
- DEGENS, E. T.; ITTEKOT, V.: A new look at clay-organic interactions. — Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, Festband, 56 (1984), 229–248.
- DJAFARI, D.: Mangan-Eisen-Akkumulate in der Kieler Bucht. — Meyniana 29 (1977), 1–9.
- EMELJANOV, E. N.; LUKAŠIN, V. N. (Hrsg.): Geochimija osadočnogo processa v Baltijskom More. — Moskau: Nauka 1986.
- FOLK, R. L.; LAND, L. S.: Mg:Ca-ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. — American Ass. Petr. Geologists, Bull., 59 (1975), 60–68.
- GADOW, S.; SCHÄFER, A.: Die Sedimente der Deutschen Bucht: Korngröße, Tonminerale und Schwermetalle. — Senck. maritima 5 (1973), 165 bis 178.
- GEORGI, F.: Verteilung und Beschaffenheit des Sestons in inneren Küstengewässern der DDR (Darß-Zingster Boddengewässer) sowie der westlichen und mittleren Ostsee unter besonderer Berücksichtigung der Wasseraustauschprozesse zwischen beiden Systemen. — Beitr. Meereskd. 52 (1985), 35–48.
- GORŠKOVA, T. J.: Osadki Baltijskogo Morja. — Baltica 1 (1963), 189–210.
- HALLBERG, R. O.: The microbiological C–N–S cycles in sediments and their effect on the ecology of the sediment-water interface. — OIKOS Suppl. 15 (1973), 51–61.
- HALLBERG, R. O.; BÅGANDER, L. E.; ENGVALL, A. G.; LINDSTRÖM, M.; SCHIPPEL, F. A.: Chemical and microbial in-situ investigation of the sediment-water interface in the Baltic. — Baltica 6 (1977), 117–125.
- HARTMANN, M.: Zur Geochemie von Eisen und Mangan in der Ostsee. — Meyniana 14 (1964), 3–20.
- HELMCHEN, H.; SADYKOV, L. S.; SEIM, R.: Zur Verteilung von Aminosäuren und zum Porenwasserchemismus in Sedimenten der mittleren Ostsee. — Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R. 26 (1977) 1/2, 5–16.
- HENDRIKSON, P.: Abbauraten von organischem Kohlenstoff im Seston und in den Sinkstoffen der Kieler Bucht. — Kieler Meeresforsch., Sonderheft 3 (1976), 105–119.
- HOWER, J.: Some factors concerning the nature and origin of glauconite. — Amer. Mineralogist 46 (1961), 313–334.
- JØRGENSEN, N. O.: Gypsum formation in recent submarine sediments from Kattegat, Denmark. — Chemical Geology 28 (1980), 349–353.
- KOLP, O.: Die Sedimente der westlichen und südlichen Ostsee und ihre Darstellung. — Beitr. Meereskd. 17/18 (1966), 9–60.
- KREMLING, K.: The behavior of Zn, Cd, Cu, Ni, Co, Fe and Mn in anoxic Baltic waters. — Marine Chemistry 13 (1983), 87–108.
- LANGE, D.; NIEDERMEYER, R.-O.: Zur Untersuchung von Sedimentationsprozessen in der westlichen Ostsee (Mecklenburger Bucht) — Methodik und erste Ergebnisse. — Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R. 34 (1985) 4, 27–30.
- LEEDER, M. R.: Sedimentology. Process and product. — London: George Allen & Unwin LTD 1983.
- LEWIS, A. G.; SYVITSKI, J. P. M.: The interaction of plankton and suspended sediment in fjords. — Sedimentary Geology 36 (1983), 81–92.
- LISITZIN, A. P.; EMELJANOV, E. M. (Hrsg.): Osadko-obrazovanie v Baltijskom More. — Moskau: Nauka 1981.
- MANHEIM, F. T.: A geochemical profile in the Baltic Sea. — Geochim. Cosmochim. Acta 25 (1961), 52 to 70.
- MANHEIM, F. T.; SAYLES, F. L.: Composition and origin of interstitial waters of marine sediments, based on Deep Sea Drill Cores. In: GOLDBERG, E. D.

GÜNTHER SAGER

Das Wachstum des Kaspischen Störs (*Apicenser stellatus* PALLAS) nach Datenreihen von DERJAVIN (1922)

Mit 6 Abbildungen und 5 Tabellen

Zusammenfassung: Die 1922 von DERJAVIN gewonnene Meßreihe von Körperlänge und Masse des Kaspischen Störs (*Apicenser stellatus* PALLAS) wurde bereits 1928 von SCHMALHAUSEN über Potenzfunktionen simuliert, wobei die Daten für die Weibchen vom Schlüpfen bis 31 und für die Männchen bis 22 Jahre gehen. Die Meßreihen wurden zum Zeitpunkt der Geschlechtsreife geteilt, um bessere Ergebnisse zu erzielen, die dadurch allerdings einen Sprung erhielten.

Einen zweiten Versuch unternahm v. BERTALANFFY 1934 mit der nach ihm benannten, aber bereits 1920 von PÜTTER kreierten Funktion organismischen Wachstums. Damit ließ sich die Meßserie als Ganzes behandeln und wurde zu einem Musterbeispiel für die Anwendung der PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion. Sie hat keinen Wendepunkt, der auch bei *Apicenser stellatus* über 3 Dekaden nicht auszumachen ist. Bei der Körpermasse stützte sich v. BERTALANFFY vereinfacht auf eine kubische Relation zur Länge und teilte die für die Geschlechter zusammengefaßte Reihe nach der Dominanz der Werte von ♂ und ♀ auf.

Mit den heutigen Möglichkeiten der mathematischen Modellierung und Instrumentation bietet sich die historische Arbeit von DERJAVIN als Basis für eine Ausdehnung auf 4 weitere Wachstumsfunktionen an, wobei die PÜTTER/BERTALANFFY-Variante zum Vergleich wiederholt wird. Aus nichtlinearen Regressionen lassen sich Approximationen für Länge und Masse mit erheblich reduzierten Fehlern gewinnen. Die Resultate sind in 5 Tabellen wiedergegeben und durch 6 graphische Darstellungen für Wachstum und Zuwachs komplettiert worden. Alle Trends lassen vermuten, daß der Kaspische Stör sein Wachstum zeit- lebens nicht beendet.

Abstract: Data series for the growth in length and weight of the Caspian sturgeon (*Apicenser stellatus* PALLAS) gained in 1922 by DERJAVIN have meanwhile attained almost historical rank. Mathematical approaches have already been tried in 1928 by SCHMALHAUSEN applying simple power functions to the data ranging from hatching to 31 years for the females and 22 years for the males. In order to get better results

the series were split up into the intervals before and after reaching sexual maturity.

A second attempt was launched by v. BERTALANFFY in 1934 using the function of organismic growth proposed originally by PÜTTER in 1920 and taken over by v. BERTALANFFY whose name is since connected with it. His approximations had the advantage of covering the data series en bloc. The slow and permanent growth of *Apicenser stellatus*, which lacks an inflexion point during 3 decades of age, was an almost perfect example for the application of the PÜTTER/BERTALANFFY formula. Concerning the weight v. BERTALANFFY assumed a simple cubic relation between weight and length for a split up series of ♂ and ♀ combined. Results were not quite satisfying in the modern view.

With the present mathematical possibilities and instrumentation it became a challenge to repeat the calculations with 4 more growth functions adding the PÜTTER/BERTALANFFY for comparison. The approximations performed by means of nonlinear regressions result in considerable reductions of the deviations in length and body mass as well. Results are condensed in 5 tables and illustrated in 6 graphs for growth and growth velocity or increase. All results indicate that the Caspian sturgeon *Apicenser stellatus* continues to grow during its whole life span.

Резюме: С помощью серии данных длины и массы Каспийского осетра (Дерявин, 1922) SCHMALHAUSEN (1928) вычислил потенциальную функцию, причем данные получены в период наблюдения самок с момента их вылупливания до возраста в 31 год, а самцов — до 22 лет. На точке половой зрелости серия данных была разделена, чтобы получить более удовлетворительные результаты, которые при этом получили в самом деле скачок.

В 1934-ом году v. BERTALANFFY провел второй опыт с такой же целью на основе функции роста, которую нашёл ПÜTTER (1920). Так стало возможным обрабатывать серию данных как одно целое. Это стало показательным примером применения

(Ed.): The Sea, Vol. 5 (Marine Chemistry). — New York u. a.: J. Wiley & Sons 1974. 527—568.

MATTHÄUS, W.: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit von Temperatur und Salzgehalt in der Mecklenburger Bucht. — Beitr. Meereskd. 50 (1984), 9—23.

McRAE, S. G.: Glauconite. — Earth Sci. Rev. 8 (1972), 397—440.

MORSE, J. W.; MILLERO, F. J.; CORNWELL, J. C.; RICKARD, D.: The chemistry of hydrogen sulfide and iron sulfide systems in natural waters. — Earth Sci. Rev. 24 (1987) 1, 1—42.

MÜLLER, S.: Petrographische Untersuchung der Gesschiebemergel aus dem Gebiet zwischen Wismarbuch und unterer Warnow. — Dissertation A, Univ. Greifswald 1971.

MÜLLER, P. J.; SUESS, E.: Productivity, sedimentation rate, and organic matter in the oceans. I. Organic carbon preservation. — Deep-Sea Research 26A (1979), 1347—1362.

NEHRING, D.; ROHDE, K.-H.: Weitere Untersuchungen über anomale Ionenverhältnisse in der Ostsee. — Beitr. Meereskd. 20 (1967), 10—33.

NIEDERMEYER, R.-O.: Beiträge zur komplexen Untersuchung von rezenten Sedimentationsprozessen in Schlickgebieten der westlichen und mittleren Ostsee. — Dissertation B, Univ. Greifswald 1987.

NIEMISTÖ, L.; VOIPIO, A.: Studies on the recent sediments in the Gotland-Deep. — Merentutkimuslait./Julk. Havsforskningsinst. 238 (1974), 17—32.

RUDOLPH, H.: Sedimentpetrographische Untersuchungen von rezenten Sedimenten der westlichen Ostsee (Mecklenburger und Lübecker Bucht). — Ber. dt. Ges. Geol. Wiss., B, 13 (1968) 6, 637—681.

SCHALLREUTER, R.; KONTA, J.: Original mineral association and gypsum in Cretaceous black shales, Angola Basin. — N. Jb. Miner., Mh., 1986, 4, 181—192.

SCHULZ, S.: Ergebnisse ökologischer Untersuchungen im pelagischen Ökosystem der Ostsee. — Dissertation B, Inst. f. Meereskunde Akad. d. Wiss. d. DDR Rostock-Warnemünde 1986.

ŠIŠKINA, O. V.: Geochimija morskich i okeanskich ilovych vod. — Moskau: Nauka 1972.

ŠIŠKINA, O. V.; PAVLOVA, G. A.; ISAEVA, A. B.;

ŠEVČENKO, A. Y.: Metamorphose des Salzinhalts in den Schlammwässern der Ostsee (russ.). — Okeanologija 20 (1980) 3, 513—519.

STEIN, R.; RULLKÖTTER, J.; WELTE, D. H.: Accumulation of organic-carbon-rich sediments in the Late Jurassic and Cretaceous Atlantic Ocean. — a synthesis. — Chemical Geology 56 (1986), 1—32.

SUESS, E.: Porenlösungen mariner Sedimente — Ihre chemische Zusammensetzung als Ausdruck frühdiagenetischer Zusammenhänge. — Habilitationsschr., Univ. Kiel 1976.

—: Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter. — Geochim. Cosmochim. Acta 43 (1979), 339—352.

SUESS, E.; ERLKENKEUSER, H.: History of metal pollution and carbon input in Baltic Sea sediments. — Meyniana 27 (1975), 63—75.

THUNELL, R. C.; WILLIAMS, D. F.; BELYEA, P. R.: Anoxic events in the Mediterranean in relation to the evolution of Late Neogene climates. — Marine Geology 59 (1984), 105—134.

TUCKER, M.: Sedimentary petrology. An introduction. — Geoscience Texts 3, Oxford: Blackwell Sci. Publ. 1982.

ZEITZSCHEL, B.: Zur Sedimentation von Seston, eine produktionsbiologische Untersuchung von Sinkstoffen und Sedimenten der westlichen und mittleren Ostsee. — Kieler Meeresforsch. 21 (1965), 55—80.

Addresses of the authors:

Dr. sc. R.-O. NIEDERMEYER

Ernst-Moritz-Arndt-Universität

Sektion Geologische Wissenschaften

Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17a

Greifswald

DDR-2200

Prof. Dr. sc. D. LANGE

Akademie der Wissenschaften der DDR

Institut für Meereskunde

Rostock-Warnemünde

DDR-2530

Received: July 29, 1987

Accepted: January 5, 1988

функции РÜТТЕР/ВЕРТАЛАНФУ. Эта функция не имеет точки перегиба, которая также отсутствует и в течение трех декад в случае *Apicenser stellatus*. V. ВЕРТАЛАНФУ вычислил телесные массы из длин на основе кубического соотношения между обеими величинами и разделил ряд в зависимости от преобладания данных ♂ и ♀.

Современные возможности математического моделирования и инструментация позволяют обрабатывать серию данных Дерявина (1928) с помощью четырех функций роста и функции РÜТТЕР/ВЕРТАЛАНФУ в качестве сравнения. На основе нелинейного регрессии можно вычислить длину и массу с очень незначительными отклонениями. Результаты показаны в 5-и таблицах и на 6-и рисунках. Все тенденции позволяют предположить, что рост каспийского осетра не прекращается всю его жизнь.

1. Einleitung

Die Störe oder entsprechend der wissenschaftlichen Nomenklatur „Störartigen“ bilden eine Ordnung innerhalb der Unterklasse Knochenfische. Sie lassen sich in fossilen Resten bis in die Zeit des Eozäns zurückverfolgen und waren bereits vor 50 Millionen Jahren verbreitet. Besondere Merkmale sind der gestreckte, im Querschnitt fast kreisförmige Körper mit seinen Reihen von Knochenschildern, der rüsselähnlich prolongierten Schnauze und dem Skelett aus Knorpeln. Die Störartigen sind in den Meeren, in Ästuaren und Flüssen Europas, Nordasiens und Nordamerikas beheimatet, aber auch in Binnenseen wie dem Kaspischen Meer und dem Aralsee sowie in den Großen Seen der Vereinigten Staaten und Kanadas zu finden. Bevorzugte Verbreitungsgebiete waren bzw. sind das Mittelmeer und das Schwarze Meer.

Heute werden die Flüsse vorwiegend nur zur Laichzeit bis hinter die Tidegrenze aufgesucht, früher zogen die Störe weit flußaufwärts, so in der Donau, dem Rhein, der Elbe und sogar bis in die Moldau. Viele Jahrzehnte hindurch wurde ein hemmungsloser Raubfang betrieben, um den aus Fischeiern gewonnenen, begehrten Kaviar zu erhalten. Trotz der großen Fertilität dieser Spezies — Weibchen können einige Millionen Eier in der Laichperiode produzieren — war die Folge eine zeit- und stellenweise außerordentliche Dezi-

mierung der Bestände. Zu dieser Überfischung kommt noch die Verunreinigung der Meere und Flüsse in jüngerer Zeit, so daß der Stör in nord- und westeuropäischen Gewässern zu den seltenen Fischen zu rechnen ist.

Die bekannteste Art ist der gemeine Stör (*Apicenser sturio*), der bis 6 m Länge erreichen kann und ein Wanderfisch des Atlantiks ist. Noch größer wird der Hausen (*Huso huso*) mit Längen bis 8 m und einer Körpermasse bis 1,5 Tonnen, der den meisten Kaviar liefert und im Schwarzen und Kaspischen Meer und deren Zuflüssen sein Domizil hat. Qualitativ am höchsten geschätzt wird der Kaviar vom Sterlet (*Apicenser ruthenus*), der nur bis 1 m Länge erreicht und dieselben Gewässer bewohnt, aber auch im Ob vorkommt. Die anschließend im Hinblick auf ihr Wachstum näher betrachtete Art (*Apicenser stellatus*) ist unter mehreren Namen bzw. Schreibweisen bekannt, so als gestirnter Stör, Sternhausen, Scherk oder Scherg, der bis zu 2 m lang und bis 25 kg schwer wird. Weitere Angaben findet man u. a. bei NORMAN und FRASER (1963).

Die im inneren Aufbau den Haien ähnelnden Störarten zeichnen sich durch wenig voneinander abweichende Lebensgepflogenheiten aus. Sie bevorzugen Grund aus weichem Schlick oder Schlamm, über dem sie sich meist schwerfällig bewegen. Bei ihren Migrationen oder in Fluchtsituationen können sie jedoch beachtliche Geschwindigkeiten erreichen, wobei sie dann auch in die oberen Wasserschichten verstoßen. Die Laichzeit fällt hauptsächlich in den Mai und Juni, aber auch einen Monat früher oder später. Die Larven sind knapp 1 cm lang und haben das Aussehen von Kaulquappen. Die nach reichlich einem Monat fertig ausgebildeten Jungstöre fressen meistens kleinere Wasserbewohner, die größeren Störe dagegen gelten als Raubfische.

2. Das Material und bisherige mathematische Approximationen

1922 erschien aus dem Ichthyologischen Laboratorium Baku eine ausführliche Arbeit von DERJAVIN mit Wachstumsreihen beider Geschlechter des gestirnten Störs *Apicenser stel-*

latus PALLAS. Die Serien dieses Kaspischen Störs enthalten 22 Altersgruppen (AGs) für die Männchen und 31 für die Weibchen, sind also außergewöhnlich umfassend, aber wenig bekannt geworden.

In einem Beitrag von SCHMALHAUSEN aus der Ukrainischen Akademie der Wissenschaften in Kiew ist 1928 das Augenmerk auf die Möglichkeit einer mathematischen Formulierung gelenkt worden. Den Strömungen seiner Zeit folgend, hat er den Versuch gemacht, die sehr regelmäßigen Meßreihen für die Körperlänge durch eine Potenzfunktion anzunähern. Dabei mußte er feststellen, daß eine Simulierung des Wachstums über sämtliche AGs zu große Abweichungen ergibt.

SCHMALHAUSEN trennte deshalb beide Reihen in 2 Teile, wobei die Nahtstelle dem relativ späten Eintritt der Geschlechtsreife entsprach, die bei den ♂ um 12,5 und bei den ♀ um 14,5 Jahre liegt. Aus benachbarten Wertepaaren jeder Teilreihe ermittelte er über den Umweg einer Bestimmung der jeweils mittleren Wachstumsgeschwindigkeit die Parameter k und n in der Formel

$$L = nt^k, \quad (1)$$

worin L die Länge in Zentimetern und t das Alter in Jahren bedeuten.

Anhand der so deduzierten konsekutiven Werte für k und n , die sich allmählich mit dem Lebensalter verschieben, gewinnt man einen Überblick, ob mit etappenweise gemittelten Beträgen noch eine hinreichend akzeptable Näherung erreicht werden kann. Die Approximationen werden natürlich mit zunehmender Unterteilung der Wachstumsreihe besser, nur kann man im eigentlichen Sinne nicht mehr von einer Wachstumsfunktion sprechen, da sich bei den genäherten Längen an den Nahtstellen zumindest ein Knick und somit bei der Geschwindigkeit bzw. dem Zuwachs ein Sprung ergibt.

SCHMALHAUSEN hat nach den Daten von DERJAVIN (1922) k und n sukzessive und gemittelt für die ♀ angegeben, für die ♂ aber nur die k mitgeteilt. Deshalb war es das Anliegen des Verfassers, die fehlenden n und ihre Mittelwerte zu ergänzen, was allerdings

ohne den Zwischenwert der Wachstumsgeschwindigkeit $dL/dt = \dot{L}$ erfolgt ist. Aus (1) folgt logarithmiert

$$\log L = \log n + k \log t \quad (1a)$$

und weiter mit 2 Zeitpunkten t_i , L_i und t_{i+1} , L_{i+1} ein Gleichungspaar, bei dessen Division n eliminiert wird. Man erhält so

$$\left. \begin{aligned} k &= \log(L_{i+1}/L_i) / \log(t_{i+1}/t_i), \\ \text{und} \\ n &= L_i/t_i^k \quad \text{bzw.} \quad n = L_{i+1}/t_{i+1}^k \end{aligned} \right\}$$

mit der Möglichkeit einer Kontrolle für n und damit auch für k .

Die Ergebnisse von SCHMALHAUSEN lauten (n ♂ ergänzt)

$$\begin{aligned} \text{♂} \quad 1 \text{ bis } 12 \text{ a: } L &= 20,47t^{0,6687}, \\ 13 \text{ bis } 22 \text{ a: } L &= 26,21t^{0,5689} \end{aligned}$$

und

$$\begin{aligned} \text{♀} \quad 1 \text{ bis } 14 \text{ a: } L &= 20,42t^{0,672}, \\ 15 \text{ bis } 31 \text{ a: } L &= 25,81t^{0,582}. \end{aligned}$$

Mit dieser Aufspaltung läßt sich nach Tabelle 1 und 2 der kleinste mittlere Einzelfehler aller hier vorgestellten Approximationen erreichen, allerdings um den Preis einer einheitlichen Simulierung des Wachstums über alle Altersgruppen. Der Wert des mittleren Einzelfehlers (vgl. Tab. 2 und 3) wird allerdings bei Berücksichtigung der ersten 4 Werte in Tabelle 2 und 3 größer, hält sich aber immer noch an der Spitze.

SCHMALHAUSEN (1928) hat sich auch mit dem Wachstum der Körpermasse von *Apicenser stellatus* befaßt, für die DERJAVIN ebenfalls Daten gegeben hat. Da die AGs der ♂ und ♀ recht ungleichmäßig und zum Teil gar nicht belegt waren, sind beide Geschlechter zusammengefaßt worden, was tolerierbar ist, da die ♀ nur wenig schwerer als die ♂ sind. Im Ergebnis teilte SCHMALHAUSEN nur die k_i und das k von 4 bis 12 a und 13 bis 30 a mit. Vom Verfasser sind die zugehörigen n_i mit dem gemittelten n nachträglich bestimmt und zur Berechnung der Körpermasse (1 russ. Pfund = 0,40951 kg) verwendet worden. Die Ergebnisse sind in der Tabelle 5 verzeichnet, wo auch verbliebene Meßblücken

Tabelle 1

Summen der Fehlerbeträge und Fehlerquadrate sowie theoretische Endlängen aus den nichtlinearen Regressionen [1] und [2] für die Geschlechter von *Apicenser stellatus* PALLAS.

Funktion		♂			♀		
		Σf^2	$\Sigma f $	L_∞	Σf^2	$\Sigma f $	L_∞
PÜTTER/BERTALANFFY	[2]	108,36	42,65	193,86	229,48	74,11	236,85
	[1]	121,36	39,63	192,71	383,20	70,70	252,00
JANOSCHEK mit Basis	[2]	17,50	13,03	329,42	44,03	29,98	359,46
	[1]	18,15	12,34	328,44	143,89	54,27	361,14
MITSCHERLICH mit Basis	[2]	15,37	12,08	278,21	42,97	29,45	304,98
	[1]	16,34	11,29	279,32	59,52	27,22	301,64
RICHARDS gebunden	[2]	65,50	31,48	213,35	249,55	77,79	240,76
	[1]	72,41	29,08	213,35	285,63	75,09	249,98
RICHARDS erweitert und gebunden	[2]	55,22	28,50	218,95	122,69	54,31	267,96
	[1]	72,41	29,08	213,35	266,55	72,76	249,98

geschlossen werden konnten. Die benutzten Gleichungen lauten

$$\begin{aligned} \text{♂} + \text{♀} \quad 3,5 \text{ bis } 12,5 \text{ a: } W &= 0,04791t^{2,081} \\ & 13,5 \text{ bis } 31,5 \text{ a: } W = 0,04646t^{2,098} \end{aligned}$$

Eine zweite Bearbeitung der Daten von DERJAVIN besorgte v. BERTALANFFY (1934). Er hat die von PÜTTER (1920) postulierte Funktion des Längenwachstums aufgegriffen und eine plausible Erklärung ihrer Begründung gegeben. Sie lautet in der Originalform

$$L = L_\infty - (L_\infty - L_0) e^{-Kt} = a - b e^{-Kt} \quad (3)$$

und wurde für die Anwendung in der Fischereibiologie von BEVERTON und HOLT (1956) auf die Form

$$L = L_\infty [1 - e^{-K(t-t_0)}] \quad (3a)$$

umgestellt. Die Funktion des Längenwachstums von PÜTTER und v. BERTALANFFY hat im vergangenen halben Jahrhundert eine außerordentliche Verbreitung gefunden, obwohl sie keinen Wendepunkt besitzt. Über Anwendung und Grenzen dieser Funktion hat der Verfasser an anderer Stelle detailliert berichtet (SAGER 1985). Zur lange Zeit unklaren Bedeutung des Parameters K ist kürzlich ein Beitrag abgeschlossen worden (SAGER 1987), der endgültig Klarheit bringt.

v. BERTALANFFY ist bei der Anwendung der Formel (3) und der genäherten Bestimmung

der Parameter ein Fehler unterlaufen, wobei das Lebensalter t um 1 Jahr differiert. Am Ende sind die Zuordnungen zwischen t und L wieder richtig getroffen, doch stimmt der Parameter b nicht. Die richtigen Lösungen für seinen Ansatz lauten

$$\begin{aligned} \text{♂} \quad 1 \text{ bis } 22 \text{ a: } L &= 201,1 - 191,1 e^{-0,06t} \\ \text{♀} \quad 1 \text{ bis } 31 \text{ a: } L &= 243,35 - \\ & - 232,58 e^{-0,045434t} \end{aligned}$$

Die zugehörigen Ergebnisse haben nach Bereinigung mehrerer Druckfehler oder Rechenfehler, auf die schon KRÜGER (1967) gestoßen ist, in die Tabellen 2 und 3 Eingang gefunden, ebenso die Parameter für die Applikation der Formel (3a). Die mittleren Einzelfehler sind größer als bei SCHMALHAUSEN, da es sich um eine Näherung in einem Zug handelt.

v. BERTALANFFY hat sich auch mit der Approximation der Körpermasse befaßt, wobei er — offenbar ohne Überprüfung der Berechtigung — den Ansatz

$$W = qL^3 \quad (4)$$

verwendet hat, worin L_i mit der PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion berechnet sind. Über die Gewinnung von q fehlen Angaben, weshalb die q_i über

$$q_i = W_i L_i^{-3} \quad (4a)$$

bestimmt und nach dem Vorgehen bei BER-

Tabelle 2

Ausgangs- und approximierte Daten, Werte der Parameter und charakteristische Werte für das Längenwachstum von *Apicenser stellatus* nach DERJAVIN (1922) für die Männchen

Chronologisches Alter [a]	Körperlänge L [cm]	Potenzfunktion nach SCHMALHAUSEN*	PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion original**	PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion [1]	JANOSCHEK-Funktion mit Basiswert [1]	MITSCHERLICH-Funktion mit Basiswert [1]	RICHARDS-Funktion gebunden [1]	RICHARDS-Funktion erweitert und gebunden [2]
0	0,7	—	(9,97)	5,99	0,70	0,70	0,70	0,70
0,019	1,7	—	—	6,22	1,64	1,74	1,19	1,26
0,083	7,0	—	—	7,00	3,59	3,77	2,63	2,80
0,42	11,0	—	—	11,05	10,52	10,77	8,65	9,08
1	21,1	20,47	21,1	17,83	19,44	19,63	17,13	17,77
2	32,0	32,54	31,6	28,91	31,84	31,89	29,57	30,36
3	42,3	42,67	41,5	39,30	42,36	42,31	40,46	41,30
4	51,4	51,73	50,8	49,03	51,73	51,61	50,29	51,13
5	60,1	60,05	59,5	58,14	60,27	60,12	59,30	60,11
6	68,0	67,84	67,8	66,67	68,17	68,00	67,63	68,40
7	75,3	75,20	75,5	74,66	75,54	75,37	75,38	76,11
8	82,3	82,23	82,8	82,14	82,46	82,30	82,62	83,30
9	89,0	88,97	89,7	89,15	88,99	88,86	89,40	90,03
10	95,3	95,46	96,2	95,72	95,19	95,08	95,77	96,36
11	101,6	101,74	102,3	101,87	101,09	101,01	101,75	102,31
12	107,6	107,84	108,1	107,63	106,71	106,66	107,39	107,92
13	112,7	112,77	113,5	113,02	112,10	112,06	112,71	113,21
14	117,7	117,62	118,6	118,08	117,25	117,24	117,74	118,22
15	122,2	122,33	123,4	122,81	122,20	122,20	122,49	122,96
16	126,5	126,91	127,9	127,24	127,96	126,97	126,98	127,45
17	130,9	131,36	132,2	131,39	131,54	131,55	131,23	131,71
18	135,3	135,70	136,2	135,28	135,95	135,96	135,26	135,74
19	140,2	139,94	140,0	138,92	140,21	140,21	139,08	139,58
20	145,0	144,09	143,5	142,33	144,32	144,30	142,70	143,22
21	148,6	148,14	146,9	145,53	148,30	148,25	146,13	146,68
22	152,0	152,11	150,0	148,52	152,14	152,06	149,39	149,97
a, d, L_∞	—	—	201,1	192,7128	327,7427	278,6150	0,99900	0,99900
b, c, m	—	—	—	—	0,05888	0,02600	0,04774	0,04909
n, K	20,47/26,21	0,06	0,06550	—	0,73425	0,82800	0,83175	0,83175
p, t_0, k	0,669/0,569	-0,8474	-0,48187	0,76163	—	—	—	0,97704
$\dot{L}(0)$ [cm/a]	0	12,70	12,23	∞	∞	27,64	∞	∞
t^* [a]	—	10,71	10,10	25,37	18,87	11,86	12,38	12,38
L_∞ [cm]	(∞)	201,1	192,71	328,44	279,32	213,35	218,95	218,95
$\frac{1}{N} \Sigma f $ [cm]	0,278	0,818	1,524	0,475	0,434	1,118	1,096	1,096

* Trennung der Wachstumsreihe bei 12,5 a, ** Fehler bei v. BERTALANFFY korrigiert

Tabelle 3
Ausgangs- und approximierte Daten, Werte der Parameter und charakteristische Werte für das Längenwachstum von *Apicenser stellatus* nach DERJAVIN (1922) für die Weibchen

Chronologisches Alter [a]	Körperlänge L [cm]	Potenzfunktion nach SCHMALHAUSEN*	PÜTTER/BERTA-LANFFY-Funktion original**	PÜTTER/BERTA-LANFFY-Funktion [1]	JANOSCHEK-Funktion mit Basiswert [2]	MITSCHERLICH-Funktion mit Basiswert [1]	RICHARDS-Funktion gebunden [1]	RICHARDS-Funktion erweitert und gebunden [2]
0	0,7	—	(10,77)	12,37	0,70	0,70	0,70	0,70
0,019	1,7	—	—	12,56	1,58	1,69	1,03	1,22
0,083	7,0	—	—	13,21	3,45	3,65	2,06	2,63
0,42	11,0	—	—	16,61	10,22	10,53	6,91	8,46
1	21,1	20,42	21,1	22,34	19,05	19,33	14,36	16,74
2	32,2	32,53	31,0	31,89	31,45	31,62	25,95	28,99
3	42,5	42,71	40,4	41,05	42,07	42,13	36,56	39,81
4	51,5	51,82	49,4	49,83	51,59	51,57	46,43	49,66
5	60,0	60,21	58,0	58,24	60,31	60,22	55,68	58,78
6	68,2	68,06	66,3	66,30	68,41	68,27	64,41	67,28
7	75,8	75,49	74,1	74,03	76,00	75,82	72,66	75,26
8	82,9	82,57	81,6	81,44	83,16	82,95	80,48	82,78
9	89,4	89,37	88,8	88,53	89,93	89,70	87,91	89,90
10	95,7	95,93	95,7	95,33	96,38	96,13	94,97	96,65
11	101,9	102,28	102,3	101,85	102,54	102,27	101,68	103,06
12	108,1	108,44	108,5	108,10	108,43	108,14	108,08	109,17
13	113,9	114,43	114,5	114,09	114,07	113,76	114,18	114,99
14	120,0	120,27	120,2	119,83	119,49	119,16	120,00	120,54
15	125,1	124,83	125,7	125,33	124,71	124,36	125,55	125,85
16	129,5	129,61	130,9	130,60	129,74	129,35	130,84	130,93
17	133,9	134,26	135,9	135,65	134,59	134,17	135,90	135,79
18	138,8	138,81	140,7	140,49	139,28	138,81	140,74	140,45
19	143,3	143,24	145,2	145,13	143,81	143,29	145,36	144,91
20	147,4	147,58	149,6	149,58	148,19	147,62	149,77	149,19
21	151,5	151,83	153,8	153,84	152,44	151,81	153,99	153,30
22	155,7	156,00	157,7	157,92	156,56	155,85	158,03	157,25
23	159,4	160,09	161,6	161,84	160,56	159,77	161,89	161,04
24	166,0	164,10	165,2	165,59	164,43	163,56	165,59	164,68
25	169,4	168,05	168,7	169,18	168,20	167,23	169,12	168,18
26	173,5	171,93	172,0	172,63	171,86	170,79	172,50	171,55
27	177,2	175,75	175,1	175,93	175,42	174,24	175,74	174,80
28	180,5	179,51	178,2	179,10	178,88	177,59	178,84	177,92
29	183,5	183,21	181,1	182,13	182,25	180,83	181,81	180,92
30	184,0	186,86	183,8	185,04	185,53	183,98	184,65	183,82
31	187,0	190,46	186,5	187,83	188,73	187,03	187,36	186,60
a, d, L _∞	—	—	243,35	251,9999	358,7561	300,9434	0,99850	0,99850
b, c, m	—	—	—	—	0,05250	0,02400	0,04183	0,04795
n, K	20,42/25,81	—	0,045434	0,04250	—	0,74350	0,90400	0,91468
p, t ₀ , k	0,672/0,582	—	0,9963	-1,18387	-0,77149	—	—	0,91686

(Fortsetzung Tabelle 3)

Chronologisches Alter [a]	Körperlänge L [cm]	Potenzfunktion nach SCHMALHAUSEN*	PÜTTER/BERTA-LANFFY-Funktion original**	PÜTTER/BERTA-LANFFY-Funktion [1]	JANOSCHEK-Funktion mit Basiswert [2]	MITSCHERLICH-Funktion mit Basiswert [1]	RICHARDS-Funktion gebunden [1]	RICHARDS-Funktion erweitert und gebunden [2]
L̇(0) [cm/a]	—	0	11,57	10,18	∞	∞	17,62	∞
r* [a]	—	—	14,26	15,13	28,25	20,76	14,90	16,62
L _∞ [cm]	—	(∞)	243,35	252,00	359,46	301,64	249,98	267,96
1/N ∑ f [cm]	—	0,661	1,339	2,020	0,857	0,778	2,145	1,552

* Trennung der Wachstumsreihe bei 14,5 a, ** Fehler bei v. BERTALANFFY korrigiert

TALANFFY von 3 bis 17 a und 18 bis 31 a gemittelt worden sind. Im ersten Intervall dominiert der Anteil der Männchen, im zweiten jener der Weibchen. An der Nahtstelle bei 17,5 a ergibt sich dabei naturgemäß ein Sprung zwischen den Körpermassen der Geschlechter (vgl. Tab. 5). Für das in (4) benötigte q findet man

dominant ♂ 3 bis 17 a: $q = 7,508 \cdot 10^{-6}$,
dominant ♀ 18 bis 31 a: $q = 8,126 \cdot 10^{-6}$.

Der Unterschied in q ist beachtlich, so daß sich die Abweichungen beiderseits der Nahtstelle ebenfalls noch bemerkbar machen.

3. Approximationen der Körperlänge mit weiteren Funktionen

Gegenüber den Möglichkeiten, die SCHMALHAUSEN und v. BERTALANFFY zur mathematischen Approximation von Wachstumsserien zur Verfügung standen, sind wir seit rund 2 Jahrzehnten mit dem Verfahren der nicht-linearen Regression und seinen Vorläufern in einer weitaus besseren Lage (PEIL 1975, PAUL 1975). Es soll deshalb zuerst noch einmal die Näherung nach PÜTTER/BERTALANFFY über die Minimierung der Summen der Fehlerquadrate [2] und der Fehlerbeträge [1] wiederholt werden. Dabei wird die Gelegenheit

genutzt, aus Angaben von DERJAVIN über das postembryonale Wachstum der Larve noch 1 Wert heranzuziehen (vgl. Tab. 2 bzw. 3), obwohl man bedenken muß, daß diese Entwicklungsphase nicht den gleichen Gesetzmäßigkeiten wie der weitere Ablauf entsprechen muß. Aus der Umrechnung des Wachstums eines im Aquarium gehaltenen Jungstörs sind schließlich noch 2 Daten für die Länge gewonnen worden, die ebenfalls mitgenommen werden. Die Ergebnisse stehen in den Tabellen 2 und 3.

Als weitere Wachstumsfunktionen sind in Betracht gezogen worden:

1. die von JANOSCHEK aus dem reaktionskinetischen Grundgesetz entwickelte Funktion (1957) mit einem hinzugefügten Basiswert L₀ als Schlüpfänge der Larven

$$L = L_0 + a(1 - e^{-bt^p}),$$

$$L_\infty = L_0 + a; \tag{5}$$

2. die nach dem „Gesetz des Pflanzenwachstums“ von MITSCHERLICH (1919) vorgeschlagene Funktion plus Basiswert

$$L = L_0 + a(1 - e^{-at})^n,$$

$$L_\infty = L_0 + a; \tag{6}$$

3. die von RICHARDS (1959) als Erweiterung der PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion entwickelte Funktion, die vom Verfasser auf

eine den Geburtswert einstellende — sog. gebundene Form — gebracht wurde

$$L = L_0[(1 - d e^{-at})/(1 - d)]^n, \quad (7)$$

$$L_\infty = L_0/(1 - d)^n;$$

4. die erweiterte und gebundene RICHARDS-Funktion (SAGER 1980)

$$L = L_0[(1 - d e^{-at^p})/(1 - d)]^n, \quad (8)$$

$$L_\infty = L_0/(1 - d)^n.$$

Als Kriterium der nichtlinearen Regressionen [2] und [1] dienen die Summen der Fehlerquadrate oder Fehlerbeträge, deren Werte in der Tabelle 1 aufgeführt sind. Die Tabellen 2 und 3 enthalten die Ausgangs- und approximierten Daten, die Parameter der einzelnen Wachstumfunktionen und einige charakteristische Daten, darunter der Halbzeitwert t^* , zu der die halbe theoretische Endlänge L_∞ erreicht ist. Bei beiden Geschlechtern steht die MITSCHERLICH-Funktion an erster Stelle, gefolgt von der JANOSCHEK-Funktion. Die Abbildungen 1 und 2 zeigen die außerordentlich enge Relation zwischen natürlichem und mathematischem Verlauf. In den Abbildungen 3 und 4 ist die zugehörige Wachstumsgeschwindigkeit bzw. der Zuwachs dargestellt. Weitere Details können aus

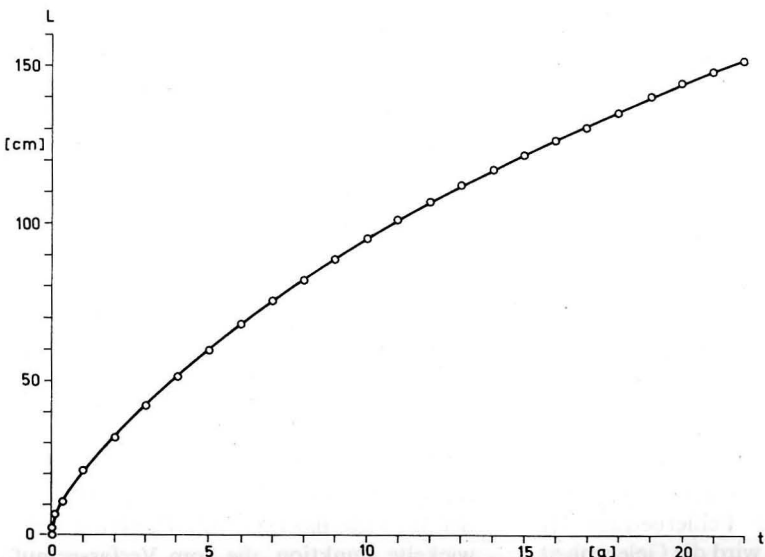


Abb. 1
Ausgangs- und approximier- te Längendaten (MITSCHERLICH-Funktion mit Basiswert [1]) für den Kaspischen Stör ♂

einer gezielten Durchsicht der Tabellen gewonnen werden.

4. Approximationen der Körpermasse über weitere Funktionen

Ein Blick auf die Verteilung der aus den Körpermassen von 190 Tieren gebildeten 24 Punkte, zu denen noch die Masse der geschlüpften Larven mit geschätzt 0,003 g kommt, zeigt eine zeitweilig größere Streuung, die es geraten erscheinen läßt, die Rechnungen gewichtet durchzuführen, wobei die in der Tabelle 5 mitgeteilten Anzahlen der Tiere als Gewichte bei der nichtlinearen Regression dienen.

Als Wachstumfunktionen für die Körpermasse wurden ausgewählt:

1. die bereits bei den Betrachtungen von PÜTTER (1920) in greifbare Nähe gerückte BERTALANFFY-Massefunktion (1934, 1938)

$$W = W_\infty[1 - e^{-K(t-t_0)}]^3; \quad (9)$$

2. die JANOSCHEK-Funktion mit Basis (5);
3. die MITSCHERLICH-Funktion mit Basis (6);
4. die gebundene RICHARDS-Funktion (7);

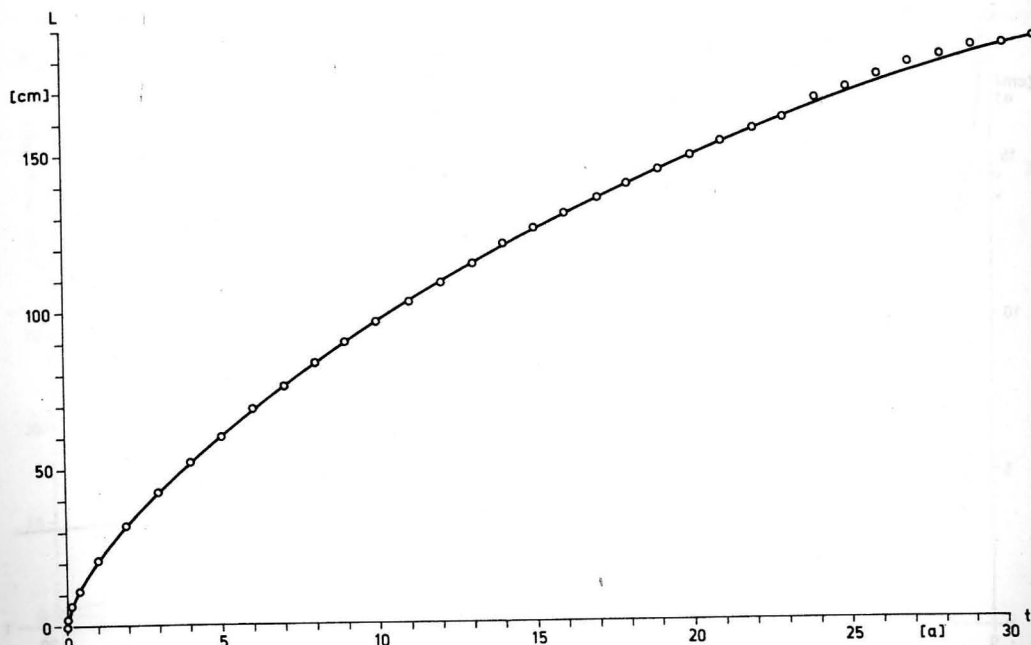


Abb. 2
Ausgangs- und approximier- te Längendaten (MITSCHERLICH-Funktion mit Basiswert [1]) für den Kaspischen Stör ♀

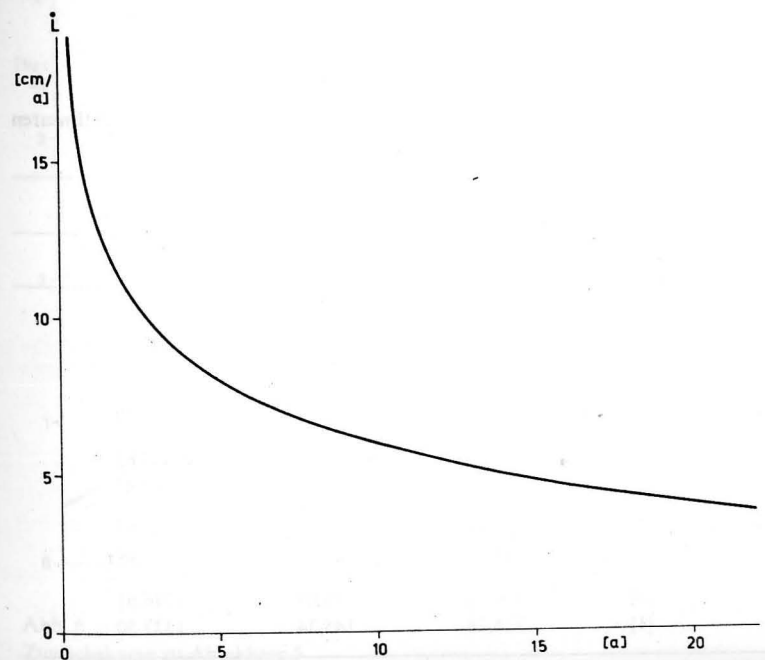


Abb. 3
Zuwachskurve zu Abbil- dung 1

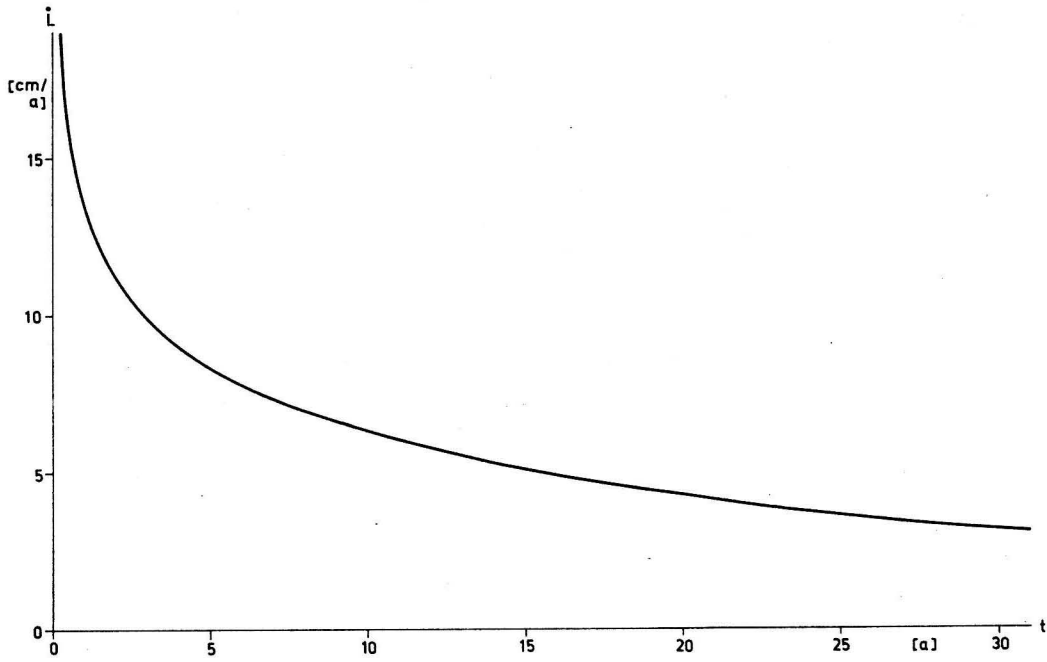


Abb. 4
Zuwachskurve zu Abbildung 2

Tabelle 4
Summen der Fehlerbeträge und Fehlerquadrate (gewichtet) sowie theoretische Endmassen aus den nichtlinearen Regressionen [1] und [2] für die Geschlechter von *Apicenser stellatus* PALLAS

Funktion	♂ + ♀			
	Σf^2	$\Sigma f $	W_∞	
BERTALANFFY Massefunktion	[2]	326,71	147,12	1357,50
	[1]	363,52	141,99	1439,76
JANOSCHEK mit Basiswert	[2]	309,07	151,12	165,86
	[1]	335,13	153,11	232,80
MITSCHERLICH mit Basiswert	[2]	311,81	150,46	1049,85
	[1]	331,66	147,05	983,47
RICHARDS gebunden (und erweitert)	[2]	311,98	149,14	1345,83
	[1]	328,07	145,59	1381,98
SAGER vereinfacht mit Basis	[2]	316,20	148,07	1396,61
	[1]	324,28	145,34	1377,50

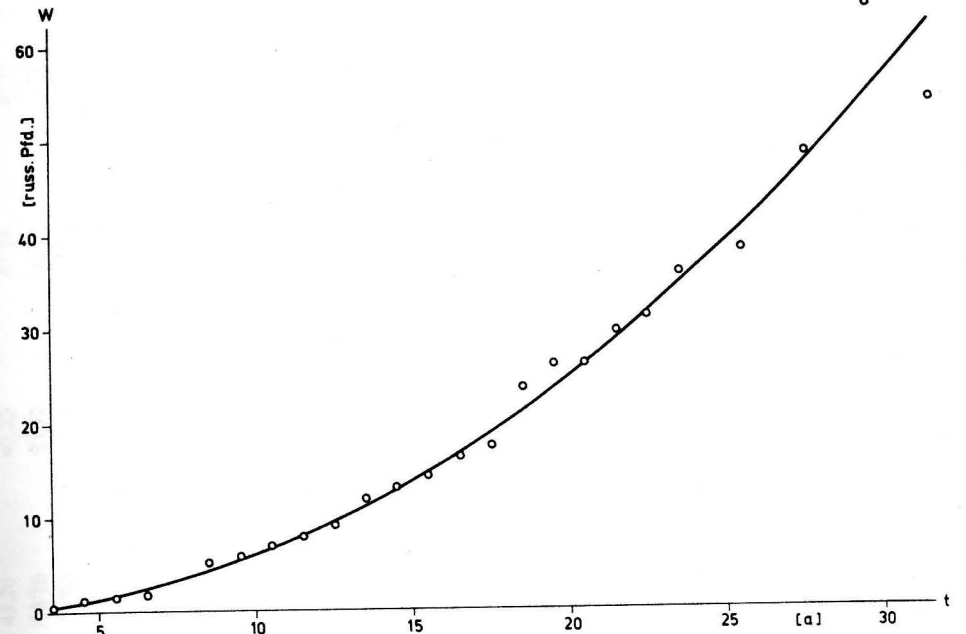


Abb. 5
Ausgangs- und approximierte Massedaten (SAGER vereinfacht mit Basiswert [1]) für den Kaspischen Stör ♂ + ♀

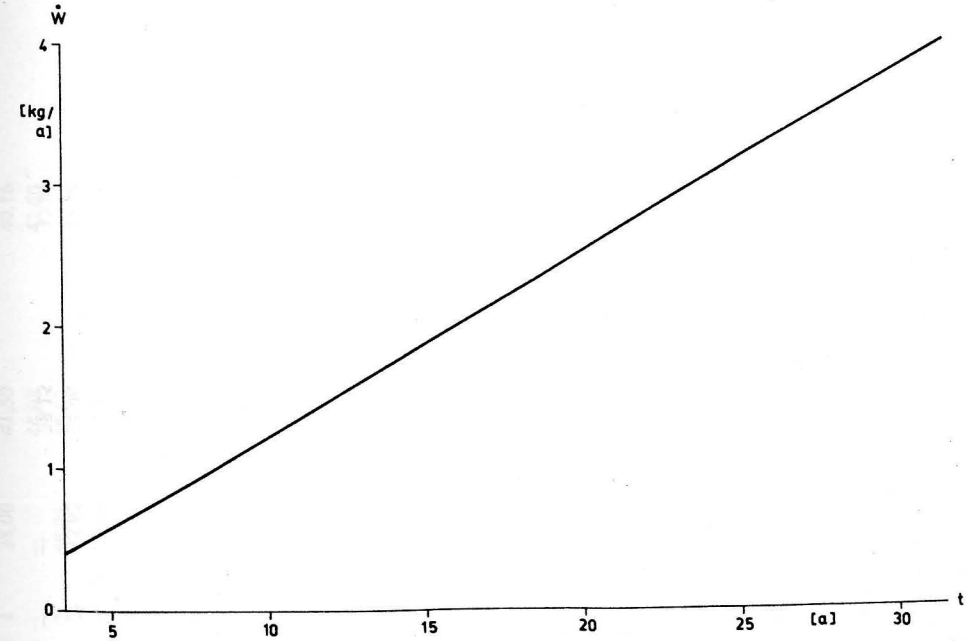


Abb. 6
Zuwachskurve zu Abbildung 5

Tabelle 5 Ausgangs- und approximierte Daten, Werte der Parameter und charakteristische Werte für das Massewachstum von *Apicenser stellatus* nach DERJAVIN (1922) ♂ + ♀

Chronologisches Alter [a]	Anzahl der Fische	Körpermasse <i>W</i> in russischen Pfund*	Potenzfunktion nach SCHMALHAUSEN**	Kubischer Ansatz von BERTALANFFY***	BERTALANFFY-Massefunktion [1]	JANOSCHEK-Funktion mit Basiswert [2]	MITTSCHERLICH-Funktion mit Basiswert [1]	RICHARDS-Funktion gebunden (und erweitert) [1]	SAGER-Ansatz vereinfacht mit Basiswert [1]
0,5	—	—	0,01	0,03	0,25	0,01	0,01	0,02	0,02
1,5	—	—	0,11	0,14	0,44	0,08	0,09	0,12	0,12
2,5	—	—	0,32	0,37	0,70	0,26	0,27	0,32	0,34
3,5	1	0,50	0,65	0,74	1,04	0,55	0,56	0,64	0,68
4,5	4	1,15	1,10	1,26	1,48	0,96	0,99	1,07	1,15
5,5	2	1,56	1,66	1,94	2,02	1,51	1,54	1,63	1,73
6,5	1	1,75	2,36	2,77	2,67	2,19	2,23	2,32	2,44
7,5	—	—	3,17	3,74	3,43	3,01	3,05	3,14	3,28
8,5	3	5,31	4,12	4,83	4,31	3,97	4,02	4,10	4,24
9,5	7	5,93	5,19	6,04	5,32	5,08	5,11	5,19	5,34
10,5	9	6,90	6,39	7,36	6,46	6,33	6,35	6,41	6,56
11,5	10	7,73	7,72	8,75	7,73	7,74	7,72	7,77	7,91
12,5	24	9,06	9,19	10,22	9,14	9,28	9,23	9,26	9,39
13,5	26	11,78	10,93	11,75	10,70	10,98	10,87	10,89	11,00
14,5	18	13,03	12,69	13,31	12,40	12,81	12,65	12,65	12,75
15,5	22	14,16	14,60	14,91	14,25	14,78	14,55	14,54	14,62
16,5	16	16,25	16,65	16,53	16,25	16,90	16,58	16,56	16,62
17,5	11	17,30	18,84	18,16/21,51	18,40	19,14	18,74	18,72	18,76
18,5	8	23,40	21,16	23,76	20,70	21,51	21,02	21,00	21,02
19,5	7	25,91	23,64	26,05	23,15	24,00	23,42	23,41	23,42
20,5	6	25,94	26,25	28,38	25,76	26,62	25,94	25,94	25,94
21,5	4	29,37	29,01	30,72	28,52	29,34	28,58	28,59	28,59
22,5	4	30,94	31,91	33,08	31,44	32,17	31,33	31,37	31,38
23,5	2	35,62	34,96	35,44	34,50	35,09	34,18	34,26	34,29
24,5	—	—	38,15	37,81	37,72	38,10	37,15	37,27	37,33
25,5	1	38,00	41,50	40,16	41,09	41,20	40,22	40,39	40,50
26,5	—	—	44,98	42,50	44,61	44,36	43,39	43,63	43,79
27,5	2	48,25	48,62	44,81	48,28	47,61	46,66	46,97	47,21
28,5	—	—	52,40	47,11	52,10	50,89	50,03	50,43	50,75
29,5	1	(64,25)	(56,33)	49,37	56,06	54,25	53,49	53,98	54,42
30,5	—	—	60,41	51,59	60,17	57,63	57,03	57,65	58,21
31,5	1	(54,00)	(64,64)	53,79	64,41	61,05	60,67	61,40	62,13
<i>E, W_∞, a, k</i>			2,081/2,098	—	1439,7562	165,8507	983,4702	—	1377,5003
<i>b, c, t₀, ln c</i>			—	—	-4,15097	0,000198	0,011150	0,009412	12,26999
<i>d, p, q</i>			—	7,5 · 10 ⁻⁶ /8,126 · 10 ⁻⁶	—	2,24587	—	0,99650	3,48300
<i>K, m, n</i>			0,04791/0,04646	—	0,01230	—	2,28927	2,30600	2,20300
<i>W(0) [g]</i>			0	2,57 · 10 ⁻⁶	0,18	0,003	0,003	0,003	0,003
<i>W_∞ [g]</i>			∞	66,09	1439,76	165,86	983,47	1381,98	1377,50
<i>W_{31,5}/W_∞ [%]</i>			0	81,39	4,47	36,81	6,17	4,44	4,46
<i>t_w [a]</i>			—	—	85,17	34,28	74,28	88,40	86,84
<i>W_w [g]</i>			—	—	426,60	70,62	264,20	372,49	411,86
<i>W_w/W_∞ [%]</i>			—	—	29,63	42,58	26,86	26,95	29,90
<i>Ẃ(0) [g/a]</i>			0	1,40 · 10 ⁻³	0,125	0	0	0,019	0
<i>Ẃ_w [g/a]</i>			—	—	7,871	3,462	5,231	6,190	7,499
$\frac{1}{N} \sum 1/l$ [g]			1,513	1,442	0,747	0,795	0,774	0,766	0,765

* 1 russ. Pfund = 0,40951 kg, ** Trennung bei 12,5 a (Geschlechtsreife ♂ + ♀ im Mittel), *** Trennung bei 17,5 a (etwa nach überwiegender Anzahl ♂ bzw. ♀).

5. die gebundene und erweiterte RICHARDS-Funktion (8);
6. der vereinfachte SAGER-Ansatz mit Basiswert (1979)

$$W = W_0 + E/(1 + c/t^{p-1})^{1/(m-1)},$$

$$W_\infty = E \quad (10)$$

mit $m \neq 1$ bei $m > 0$ und $p > 1$.

Die Ergebnisse der nichtlinearen Regressionen sind in den Tabellen 4 und 5 zusammengefaßt. Die mittleren Fehler der Approximationen halten sich bei den moderneren Methoden um fast die Hälfte niedriger als die der ersten Berechnungen von SCHMALHAUSEN (1928) und v. BERTALANFFY (1934). Trotz des aus der Abbildung 5 ersichtlichen sehr regulären Verlaufs der Massefunktion(en) mit einem quasikonstanten Anstieg nach Abbildung 6 zeigt die Tabelle 5 ganz unterschiedliche theoretische Endwerte. Dazu gehören auch entsprechend verschiedene Lagen der Wendepunkte, die bei allen flexibleren Funktionen außerhalb des Bereichs der Meßwerte fallen, bei den früheren Ansätzen dagegen fehlen.

Man darf nach diesem Befund annehmen, daß der gestirnte Stör des Kaspischen Meeres zeitlebens wächst, wobei der Zuwachs im Alter von 30 Jahren fast 4 cm/a ausmacht und noch ansteigt. Details zu den Wachstumfunktionen können der Tabelle 5 entnommen werden, wobei einige Daten im unteren Teil wegen des extrem prolongierten Wachstums allerdings nur von theoretischem Interesse bleiben.

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.
BERTALANFFY, L. v.: A quantitative theory of organic growth. — Human Biol., Baltimore **10** (1938), 181—213.
BEVERTON, R. J. H.; HOLT, S.: On the dynamics of exploited fish populations. — Fishery Invest., London **19**, Ser. 2 (1957), 1—476.
DERJAVIN, A. N.: Sevrjuga (*Apicenser stellatus*) — Der gestirnte Stör. Eine biologische Studie (russ.) —

Izv. bakin. ichtiol. Lab. **1** (1922). (Zitiert nach SCHMALHAUSEN).

- JANOSCHEK, A.: Das reaktionskinetische Grundgesetz und seine Beziehungen zum Wachstums- und Ertragsgesetz. — Statist. Vjschr., Wien **10** (1957), 25—37.
KRÜGER, F.: Bertalanffy-Funktion und Ford-Walford-Formel. — Helgoländer wiss. Meeresunters., Hamburg **16** (1967), 193—206.
MITSCHERLICH, A.: Das Gesetz des Pflanzenwachstums. — Landw. Jb., Berlin **53** (1919), 167—182.
NORMAN, J. R.; FRASER, F. C.: Riesenfische, Wale und Delphine. — Hamburg und Berlin: Parey-Verlag 1963.
PAUL, W.: Ein direktes numerisches Verfahren zur Bestimmung der Parameter nichtlinearer Ausgleichsfunktionen. — Biom. Z., Berlin **17** (1975), 487—500.
PEIL, J.: Ein Verfahren zur nichtlinearen Approximation und seine Anwendung auf verschiedene naturwissenschaftliche, technische und medizinische Probleme. — Habil.-Schrift Halle 1976. — Nova Acta Leopoldina, Halle, N.F. No. 195, **35** (1970).
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. — J. Exp. Botany, Oxford and London **10** (1959), 290—300.
SCHMALHAUSEN, I.: Das Wachstumsgesetz und die Methode der Bestimmung der Wachstumskonstante. — Roux' Arch. Entw. Mech. Org., Berlin **113** (1928), 478—484.
SAGER, G.: Die Wachstumfunktionen von PÜTTER und BERTALANFFY — Anwendung und Grenzen. — Fischerei-Forschung, Rostock **23** (1985) 4, 69—73.
SAGER, G.: Zuwachsfunktionen vom Typ $dW/dt = kW^m/t^p$ und ihre Integrale. — Anat. Anz., Jena **145** (1979), 380—389.
SAGER, G.: Die Erprobung von Wachstumfunktionen am Beispiel *Siliqua patula* (Bivalvia). — Anat. Anz., Jena **148** (1980), 446—461.
SAGER, G.: Die Lösung für die Interpretation des Parameters K in der Gleichung des Längenwachstums von PÜTTER und v. BERTALANFFY. — Fischerei-Forschung, Rostock **25** (1987), 2, 31—34.
Anschritt des Autors:
Dr. rer. nat. habil. G. SAGER
Grüner Weg 9
Rostock-Warnemünde
DDR-2530
Eingereicht: 7. 7. 1987
Zur Veröffentlichung angenommen: 20. 12. 1987

HANS-JÜRGEN SCHÖNFELDT

Are edge waves responsible for the location of sand reefs?

With 3 figures

Abstract: The elevation oscillations of the water surface at edge wave frequencies have been observed. The frequency-dependent amplitude ratios were compared with numerical integrations of the long-wave equations. Easy-to-handle boundary conditions for shallow-water equations are introduced. The frequency-dependent amplitude ratios of wave probes show good agreement with theoretical calculations made in the infragravity spectral region. Numerical computations using real soil profiles indicate that sand reefs have an effect only on the antinodes of the edge wave flow velocities. Soil profiles are determined with a numerical model by requiring that the transport of bed load tends to the nodes of elevation oscillations of a linear edge wave spectra. Starting with a linear profile, it appears that the transport changes the profile and bars are formed. It is conceivable that the wave conditions and soil profile interact to create sand reefs by way of selforganization.

Zusammenfassung: Es wurden die Wasseroberflächenschwingungen im Randwellenfrequenzband beobachtet. Die frequenzabhängigen Amplitudenverhältnisse wurden mit numerischen Integrationen der Gleichungen für lange Wellen verglichen. Einfach handhabbare Randbedingungen für die Flachwassergleichungen werden vorgestellt. Die frequenzabhängigen Amplitudenverhältnisse von Seegangssonden stimmen gut mit theoretisch berechneten im Infragravity-Spektralbereich überein. Numerische Berechnungen an realen Bodenprofilen zeigen, daß nur die Schwingungsbäuche der Strömungsgeschwindigkeit der Randwellen durch die Sandbänke beeinflußt werden. Es werden mit einem numerischen Modell Bodenprofile bestimmt, indem ein Transport von Bodenmaterial zu den Oberflächenschwingungsknoten eines linearen Randwellenspektrums verlangt wird. Von einem linearen Bodenprofil ausgehend, bekommt das durch den Transport geänderte Profil Sandbankstruktur. Es ist denkbar, daß die Sandbänke durch eine Art Selbstorganisation Wellenklima—Bodenprofil entstehen.

Резюме: Наблюдаются колебания поверхности моря в области окраинных волн. Сравниваются амплитудные характеристики с результатами чис-

ленного интегрального расчета уравнений длинных волн. Составлены простые подобные условия для уравнений в мелководье, зависящие от частоты амплитудных характеристик двух зондов волнения. Хорошо согласуются с результатами теоретического расчета в инфрагравитационной области спектра. Числовые расчеты донных профилей показывают, что песчаные мели влияют только на пучность скорости течения окраинных волн. С помощью численной модели определяются донный профиль, влияние транспорта донного материала на пучность скорости течения окраинных волн с линейной амплитудной характеристикой. Исходя из линейной донной профиля, профиль изменённый транспортом получает структуру песчаной мели. Возможно, что песчаные мели возникают в результате самоорганизации системы волна—донный профиль.

Introduction

Sand reefs running parallel to the coast are often found in littoral zones of various seas such as the Baltic Sea. At present, our knowledge of the physical processes occurring in the surf zone does not sufficiently explain the existence of these reefs. Repeated attempts have been made in recent years to connect the existence of sand reefs with standing long-periodic gravity waves and especially with edge waves (SUHAYDA 1974; BOWEN and INMAN 1969, 1971; NODA 1968, 1969; BOWEN 1980; HOLMAN and BOWEN 1982; SHORT 1975). In a series of laboratory experiments, CARTER et al. (1973) demonstrated that over a plane floor sediment is redeposited in a series of standing wave. In the process, suspended load tends to accumulate under antinodes, bed load at nodes of the water surface elevation. If this mechanism is supposed to be responsible for the formation of sand reefs running

parallel to the coast, then the energy spectrum of those waves and associated flows with periods ranging from 30 to 150 s should display clear maxima during gales. Such a causal relationship, however, has not been reported in the literature. On the other hand numerical studies of existing soil profiles show that sand reefs act as traps as far as the locations of the velocity maxima are concerned. It is therefore conceivable that a wave environment without any clear maxima in the infragravity region may create a related soil profile with reefs. The bars act on the waves and vice versa by transferring bed load to the velocity maxima of standing waves as described by CARTER et al. (1975).

Theory

When frictional forces and the Coriolis force are neglected, the well-known shallow-water equations for infragravity waves apply

$$\begin{aligned} u_t + g\eta_x &= 0 \\ v_t + g\eta_y &= 0 \end{aligned} \quad (1)$$

with the continuity equation

$$(hu)_x + (hv)_y + \eta_t = 0 \quad (2)$$

or, introducing the stream function Φ by

$$\begin{aligned} (u, v) &= (\Phi_x, \Phi_y) \quad \text{and} \quad \eta = -\Phi_t/g, \\ (h\Phi_x)_x + (h\Phi_y)_y - \Phi_{tt}/g &= 0 \end{aligned} \quad (3)$$

with the boundary conditions $h \cdot u = 0$ at $x = 0$ and $\Phi \rightarrow 0$ for $x \rightarrow \infty$, where η is the deflection of the ocean surface, h the still-water depth, x positive and increasing in the seaward direction, y the longshore coordinate, g the gravitational acceleration, u and v are the velocity components in the x and y direction, respectively, t the time, and subscripts indicate differentiation.

We seek harmonic solutions according to

$$\Phi(x, y, t) = a\Phi(x) e^{i(ky - \sigma t)} \quad (4)$$

where k is the wave number and σ the radian frequency. Inserting this into (3), a boundary value problem follows. For a plane soil profile with $h = \beta x$ (linear slope) the eigenfunctions follow as

$$\Phi_n(x) = e^{-kx} L_n(2kx) \quad (5)$$

(ECKART 1951) where

$$L_n(x) = \sum_{r=0}^n (-1)^r \binom{n}{r} \frac{x^r}{r!}$$

stands for Laguerre's polynomials.

CLARKE (1974) studied different soil profiles and found that, in addition to the true edge waves which disappear at a certain distance from the coast, there exist for a real ocean "leaky" modes which do not vanish even at great distances from the shore but tend to zero only for $x \rightarrow \infty$.

These modes are solutions of (1)–(3) with $k = 0$, i.e. standing waves, and the solution for $\Phi_n(x)$ in the case of a linear soil profile, where $h = \beta x$, is:

$$\Phi_n(x) = J_0 \left(2\sigma \sqrt{\frac{x}{\beta g}} \right), \quad (6)$$

J_0 being a Bessel function of zero order.

For real soil profiles there are no analytical solutions of (1)–(3), and the system can only be solved numerically. GUZA (1974), HOLMAN (1981), and GUZA and THORNTON (1985) have shown that it is irrelevant whether edge waves with a high mode number or "leaky" modes are considered in the immediate vicinity of the shore with reference to the water level and the cross-shore velocity u , by the condition $|(h\Phi_y)_y| \ll |(h\Phi_x)_x - \Phi_{tt}/g|$, far offshore for surf beat periods 30–1000 s and high mode edge waves. It has been demonstrated by HOLMAN (1981) and HUNTLEY et al. (1981) that lower edge wave modes are of minor importance.

Thus it is not necessary to calculate the dispersion relations for the soil profile under study, and we can simply proceed with the numerical integration of (1)–(3), with $k = 0$ in (4) starting from the coastline. In this connection, the boundary conditions create considerable problems.

HOLMAN and BOWEN (1979) expands the soil profile as well as the stream function into a power series

$$h = \beta_1 x + \beta_2 x^2 + \dots \quad (7)$$

$$\Phi = \Phi_0(1 + \gamma_1 x + \gamma_2 x^2 + \dots) \quad (8)$$

From (7) and (8) the boundary conditions (GUZA and THORNTON 1975) are obtained:

$$\Phi(0) = \Phi_0 \quad (9a)$$

$$u(0) = \Phi_x(0) = -\sigma^2 \Phi_0 (g\beta_1)^{-1} \quad (9b)$$

$$\begin{aligned} u(0) &= \Phi_{xx}(0) \\ &= [\sigma^2 (g\beta_1)^{-1}]^2 \left(\beta_2 g \sigma^{-2} + \frac{1}{2} \right) \Phi_0 \end{aligned} \quad (9c)$$

The defect is that the boundary conditions (9a–c) contain the eigenvalues to be calculated.

In the analytical solution (6) of (1)–(3) these assumptions are not necessary, and the boundary condition $h \cdot u = 0$ (mass transfer = 0) is completely sufficient. It has been noted by MEI and LE MEHAUTE (1966), HOLMAN and BOWEN (1979), GUZA and THORNTON (1985) and others that the selection of β_1 and β_2 is quite critical because a soil profile with a great deal of variation has a major effect on the results. At $x = 0$, for instance, the coast of the Baltic off Zingst shows on its very edge a sandy slope with a maximum angle of discharge for the prevailing grain size distribution. Such an area can not be approximated by (7) and (8).

Our determination of the boundary conditions is as follows:

$$\Phi(0) = \Phi_0 \quad (10a)$$

$$u(0) = 0 \quad (10b)$$

or

$$\eta_x(0) = 0 \quad (10c)$$

This requires

$$h(0) \neq 0 \quad (10d)$$

The requirement (10d) is easy to meet with a step in $h(x)$ for $x = 0$ and this is in better agreement with the natural soil profile than a profile with a linear slope.

Equation (3) with the boundary conditions (10) for any type of soil profile can be numerically solved by a Runge-Kutta algorithm.

Results

Two wave meters were placed in the littoral zone of the Baltic Sea off Zingst, one close to the coastline and one in a distance of 60 m from the coast (S_1 and S_2 in Fig. 2a). The spectra obtained during the measuring period

from Oct. 1, 1985 to Dec. 1, 1985 do not show clear maxima in Fig. 1a. We note that the dropping in the high-frequency range of the spectra is a result of filtering. Fig. 1b shows the amplitude ratio S_2/S_1 versus frequency. The dots, triangles and crosses indicate measurements while the solid line displays the calculated with the concept of edge waves/totally reflected waves. We observe a well agreement, as was the case with SUHAYDA (1974), and GUZA and THORNTON (1985).

The cross-shore velocity was determined from equation (3) and the real soil profile of Fig. 2a along with the position of the velocity maxima and the water level nodes and antinodes. It was found that the soil profile has a significant effect only on the position of the velocity maxima but not on the location of the water level antinodes. The sand reefs partly act as traps for the velocity maxima, or additional relative maxima are created in the low-frequency range. The position of the velocity maxima in the frequency range from $1 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1} < \omega < 1 \cdot 10^{-1} \text{ s}^{-1}$ was calculated with a frequency step of $\Delta\omega = 1 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ with $\omega = \sigma/(2\pi)$ and the amounts added up as a function of the distance from the coast. The result $U = U(x)$ is shown in Fig. 2b. The expression

$$U = \Delta x^{-1} \sum_{n=1}^{100} |u_{\max}(x, \sigma_n)| \Delta\sigma$$

shows clear maxima at the sand reefs. In order to calculate U a frequency-independent energy spectrum was assumed. All amplitudes at the coastline were normalized to 1. It has been found that the soil profile has a major effect not only on the position of the velocity maxima but also on the amplitudes. On the basis of these results an attempt was made to model the sediment transport requiring, that the accumulation of bed load at nodes is in balance by $a \cdot g/h(x)$, where a is a profile parameter (in our case $a = 0.0014$). It is easy to show that for a linear slope ($h = \beta x$) the integral of the maximum velocity over the frequency range at a point x is proportional to $1/h(x)$. On the other hand, the current structure is in the first approxima-

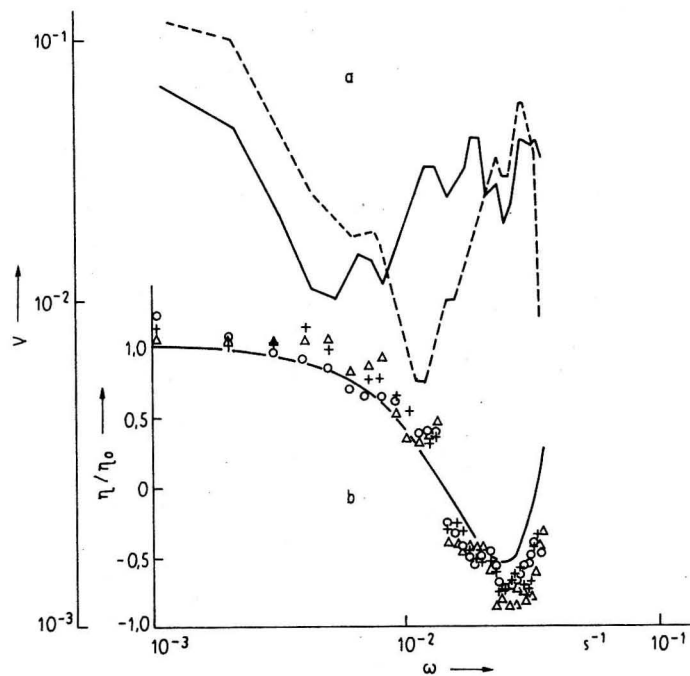


Fig. 1

a) Infragravity dimensionless frequency spectra $v(\omega)$ (dashed line for sensor S_2), b) predicted (full line) and observed ratio (plots) of the amplitude of sensor S_2 to sensor S_1 , (+ = -27. 11. 85, 16⁰⁰-0⁰⁰; Δ = -28. 11. 85, 8⁰⁰-16⁰⁰; \circ = -29. 11. 85, 8⁰⁰-16⁰⁰)

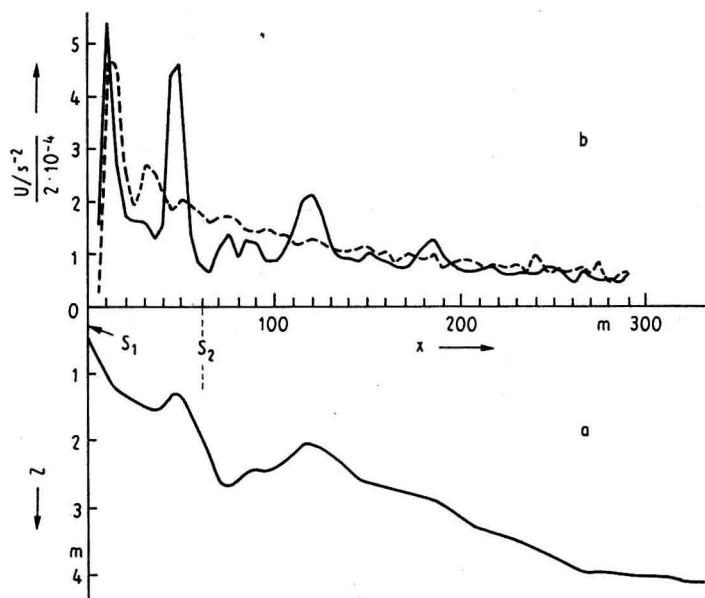


Fig. 2

a) Slope profile normal to the shore distance x and sensor locations (S_1, S_2) in comparison with b) the sum of the maximum velocities v of edge waves in the frequency range ($10^{-3} s^{-1} < \omega < 10^{-1} s^{-1}$) for the natural beach shown in Fig. 2a and the same for an approximated profile $h = 1 + 0.01 \cdot x$ (dashed line)

tion proportional $1/h(x)$ because of continuity of mass. The transport $i(x)$ of bed load we put:

$$i(x) = c \Delta \sigma \Delta x^{-1} \left[\sum_{n=1}^{100} u_{\max}(x, \sigma_n) - ag/h(x) \right]. \quad (11)$$

In this model the balance of material to be determined by the factor of proportionality c . A transport in the actual downslope direction is involved by averaging over the points x_{n-1}, x_n and x_{n+1} . The profile was changed after any numerical step with $h_{\text{new}}(x) = h_{\text{old}}(x)$

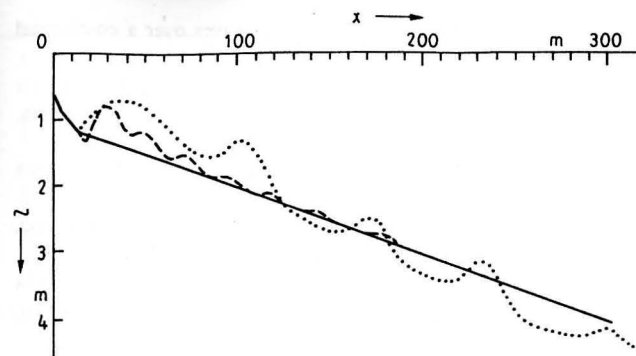


Fig. 3

The outgoing transport profile, the profile after 15 numerical steps without transport in the actual downslope direction (dashed line) and the profile after 40 numerical steps with transport in the actual downslope direction (dotted line)

+ $i(x)$ and equation (3) with (10a—d) was numerically solved again and so on.

The initial profile is a lineary $h = h_0 + \beta x$, the profile after 15 numerical steps without transport in the actual downslope direction and the profile after 40 numerical steps with transport in the actual down-slope direction is depicted in Fig. 3. The frequency range in the computations is the same as above. In all the computations the numerical step in the Runge—Kutta technique was $\Delta x = 5$ meter.

A similarity exists with the transport profile after 15 numerical steps to the profiles JOHNSON (1961) obtained in a hydraulic wave channel and also the profile after 40 steps to natural profiles. The profile in Fig. 3 showed a series of reefs, the offshore scale compares well with the real soil profile. Note that the model does not show a stable final result. Dependence on the parameter a in (11) the reefs are moving toward the beach or fixed and $h(x)$ is increasing. Also the procedure of averaging act on the reef formation as visible in Fig. 3. In reality the high-frequency wave motion manage the averaging or, in other words, the transport in the actual downslope direction by gravity. Of course, the reefs act on the waves hence a frequency-independent energy spectrum is only poor for a multiple reef profile, the profile modifies the amplitudes of the edge waves. In nature edge waves are generated by nonlinear interaction near the shore and not on the shoreline or coming in from deep water (BOWEN 1980). Therefore a known energy spectrum or a

frequency-independent spectrum on a reef, or fixed point, or the break point is more real (note that the waves are standing and the phase must be taken into account). The model rather more result in a large-scale reef system with a measured spectra of Fig. 1 a.

The qualitative trend of the model, presented here, is to provide a reef system with similar spacing as in a natural system. A frequency-independent edge wave spectra on the shore line and a linear relationship between all quantities are used in order to decrease the possibility of individual choice of parameters, so that a "real" soil profile must be the result of computations. Other predictions are necessary for a more realistic model, as by wave breaking, a realistic edge wave spectrum, the real connection between sediment transport and standing waves, and finally the transport must be a functioning of amplitude and frequency.

Conclusions

The paper follows the idea that the good agreement between the sand reef distances and the distances for the zeros or maxima of water levels as described by Bessel function suggests a connection between the sand reefs and the edge waves (BOWEN 1980). On the other hand, the position of the water level maxima is largely frequency-dependent, so that a suspended load, according to CARTER et al. (1973), for the formation of sand reefs is conceivable only in the case of mono-

chromatic waves and/or an infragravity spectrum with a related energy peak. Such spectra are not really found in nature (e.g. SHORT 1975).

However, if sand reefs are assumed to result from the transfer of bed load, then the numerical calculations indicate that a corresponding energy rise is not required in the infragravity spectrum. The trapping of the velocity maxima at the reefs in a white spectrum (Fig. 2b) leads to an accumulation of bed load, according to CARTER et al. (1973), which balances the opposite processes, i.e., the transport in the actual downslope direction by gravity under action of the high-frequency wave motion. One could then speculate that a kind of self-organization controls the formation of sand reefs.

The numerical model used is rather simple. A more rigorous test of the model by field or laboratory data, would require that all the known processes must be taken into account, particularly, the linearity of the model, the frequency dependence of the sediment transport, and corresponding edge wave spectra.

This would constitute a major advance toward modelling the littoral zone, especially with regard to the movement of sand and the orography of the coast.

References

- BOWEN, A. J.: Simple models of nearshore sedimentation; beach profiles and longshore bars. — The Coastline of Canada, edited by S. B. MC CANN, Pap. 80-10, Geol. of Canada — Ottawa, 1980.
- BOWEN, A. J.; INMAN, D. L.: Rip currents, 2, Laboratory and field observations. — *Geophys. Res.* **74** (1969) 23, 5479—5490.
- BOWEN, A. J.; INMAN, D. L.: Edge waves and crescentic bars. — *J. Geophys. Res.* **76** (1971) 36, 8662—8671.
- CARTER, T. G.; LIU, P. L.-F.; MEI, C. C.: Mass transport by waves and offshore sand bedforms. — American Society of Civil Engineers, Journal of Waterways, Harbors, and Coastal Engineering Division WW2 (1973), 165—184.

- CLARKE, D. J.: Long edge waves over a continental shelf. — *Dt. Hydrograph. Z.* **27** (1974), 1—8.
- GUZA, R. T.: Comment on "Standing waves on beaches" by J. N. Suhayda. — *J. Geophys. Res.* **79** (1974) 36, 5671—5672.
- GUZA, R. T.; THORNTON, E. B.: Observations of surf beat. — *J. Geophys. Res.* **90** (1985) C2, 3161—3172.
- HOLMAN, R. A.: Infragravity energy in the surf zone. — *J. Geophys. Res.* **86** (1981) C7, 6442—6450.
- HOLMAN, R. A.; BOWEN, A. J.: Edge waves on complex beach profiles. — *J. Geophys. Res.* **84** (1979) C10, 6339—6346.
- HOLMAN, R. A.; BOWEN, A. J.: Bars, bumps, and holes: Models for the generation of complex beach topography. — *J. Geophys. Res.* **87** (1982) C1, 457—468.
- HUNTLEY, D. A.; GUZA, R. T.; THORNTON, E. B.: Field observation of surf beat, 1, Progressive edge waves. — *J. Geophys. Res.* **86** (1981) C7, 6451 to 6466.
- JOHNSEN, R.: Wechselbeziehung zwischen der Welle und dem strandnahen Unterwasserhang. — Berlin: Akademie-Verlag 1961. (Veröffentlichungen der Forschungsanstalt für Schifffahrt, Wasser- und Grundbau, Nr. 9).
- LAMB, H.: Hydrodynamics, 6th ed. — New York: Dover 1932, 738 pp.
- MEI, C. C.; LE MEHAUTE, B.: Note on the equations of long waves over an uneven bottom. — *J. Geophys. Res.* **71** (1966) 393—400.
- NODA, H.: A study of mass transport in boundary layers in standing waves. — Paper presented at 11th Conference on Coastal Engineering, Amer. Soc. of Civil. Eng., London 1968.
- NODA, H.: A study on mass transport in boundary layers in standing waves. — *Coastal Eng. Jap.* **12** (1969), 57—58.
- SHORT, A. D.: Multiple offshore bars and standing waves. — *J. Geophys. Res.* **80** (1975) 27, 3838—3840.
- SUHAYDA, J. N.: Standing waves on beaches. — *J. Geophys. Res.* **79** (1974) 21, 3065—3071.

Address of the author:

Dr. H.-J. SCHÖNFELDT
Karl-Marx-Universität Leipzig
Maritimes Observatorium
Müggenburger Weg 5
Zingst
DDR-2385

Received: February 4, 1987

Accepted: December 16, 1987

EVGENIJ VASIL'EVICH SEMENOV

Ein numerisches Schema der vierdimensionalen Analyse von thermohalinen Feldmessungen im Ozean

Mit 5 Abbildungen

Резюме: В работе рассмотрена постановка задачи четырехмерного анализа термохалинных полигонных измерений, характерной чертой которой является формулировка задачи как обратной с восстановлением неизвестных точно начальных и граничных условий. Приведены тестовые расчеты по восстановлению начального состояния, а также результаты апробации модели на данных экспедиции "Мегполигон".

Zusammenfassung: Die Arbeit befaßt sich mit der Aufgabenstellung einer vierdimensionalen Analyse thermohaliner Feldmessungen, charakterisiert durch die Formulierung der Aufgabe als inverses Problem, wobei die genauen Anfangs- und Randbedingungen als unbekannt angesehen werden. Es wurden Testrechnungen zur Bestimmung des Anfangszustandes durchgeführt; erste Resultate zur Bestätigung des Modells auf der Grundlage von Meßdaten der Expedition „Megapoligon“ werden mitgeteilt.

Abstract: Within this paper the question of a four-dimensional analysis of themohaline field observations is investigated, characterized by an inverse formulation of the problem which is connected with reconstruction of the not exactly known initial and boundary conditions. Some model calculations for the evaluation of the initial state as well as the results of the experimental verification of the model using the data of the expedition "Megapoligon" are presented.

1. Einleitung

Gegenwärtig hat sich ein umfangreiches Datenmaterial von Temperatur- und Salzgehaltmessungen in großmaßstäbigen Ozeangebieten angesammelt. In erster Linie resultiert

dies aus der Realisierung des internationalen Programmes "RAZREZY". Im Interesse dieses Programmes ist es notwendig, auf der Basis thermohaliner Feldmessungen entsprechende hydrophysikalische Felder mit synoptischem räumlichem Maßstab zu gewinnen. Dies würde es beispielsweise ermöglichen, Informationen über jene dynamischen Prozesse im Ozean zu gewinnen, die zu großmaßstäbigen Temperaturanomalien an der Ozeanoberfläche führen. Weiterhin könnten die energetischen Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre besser abgeschätzt werden.

Aus dem Gesagten folgt die Notwendigkeit, eine Methodik zur Bearbeitung von thermohalinen Feldmessungen zu erarbeiten bzw. zu vervollkommen. Hier wird eines der möglichen Schemata zur vierdimensionalen Analyse (SVA) von thermohalinen Feldmessungen vorgestellt. Seine Besonderheit besteht in der Interpretation der Aufgabe als inverses Problem, wobei die Anfangs- und Randbedingungen als unbekannt angesehen werden.

2. Physikalische Problemstellung

Das physikalische Problem stellt sich wie folgt dar: Auf der rotierenden sphärischen Erde wird ein Gebiet des Ozeans betrachtet (Äquatorialgebiete nicht ausgeschlossen), das sowohl flüssige als auch feste Seitenbegrenzungen aufweist und sich über ein unregelmäßiges Bodenprofil ausdehnt. An der Ozeanoberfläche sei ein Impulsstrom sowie die Wassertemperatur vorgegeben; der Fluß des

Salzgehaltes möge verschwinden. An den festen Rändern und auf dem Boden wird ein freies Gleiten ohne Reibung postuliert. An den flüssigen Grenzen sind Temperatur, Salzgehalt und Geschwindigkeit in jedem Punkt gegeben.

Die Anfangsbedingungen sind lediglich annähernd bekannt, weil die Temperatur und der Salzgehalt nur in einigen Punkten des Raumes und der Zeit gegeben sind. Näherungswerte für die Anfangsbedingungen, die durch das Geschwindigkeitsfeld bestimmt sind, können mit Hilfe der gleichfalls näherungsweise bekannten Temperatur- und Salzgehaltsfelder erhalten werden.

Es soll nun mit einer gewissen, vom Umfang der Informationen über Temperatur und Salzgehalt her bedingten Genauigkeit eine nichtstationäre Näherungslösung für ein gegebenes Zeitintervall bestimmt werden. Dieses Zeitintervall ist determiniert durch den Umfang der Daten über die Lösung im Innern des Gebietes, einschließlich der Daten über den Anfangsmoment.

Aus der physikalischen Problemstellung folgt, daß die Aufgabe nicht einfach als Randwertproblem formuliert werden kann. Die Bestimmung der Anfangs- und Randbedingungen, aber auch der Lösung an den Stützstellen, in denen Temperatur- und Salzgehaltsmessungen fehlen, führt zur Formulierung der Aufgabe als inverses Problem und zur Notwendigkeit, spezielle Lösungsmethoden zu konstruieren. Die vollständige Lösung dieser Aufgabe liegt noch in weiter Ferne. Hier wird nun ein Beispiel eines Iterationsprozesses vorgestellt, der geeignet ist, eine Näherungslösung des Problems zu liefern. Es werden einige vorläufige Ergebnisse der Berechnungen gegeben.

3. Mathematische Problemstellung

Wir formulieren das zugrunde liegende Differentialgleichungssystem in Kugel-Koordinaten. Ausgehend von der üblichen BOUSSINESQUE-Approximation, der Quasistatik, der Näherung für die CORIOLIS-Kraft und der

Hypothese BOUSSINESQUES bei der Kopplung eines Systems mit turbulenten Strömen von Impuls, Wärme und Salzgehalt erhalten wir

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \Theta} + \frac{u}{a \sin \Theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{uv}{a} \cot \Theta + 2\omega \cos \Theta v = - \frac{1}{\rho_0 a \sin \Theta} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + \kappa \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A \Delta u; \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \Theta} + \frac{u}{a \sin \Theta} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + w \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{u^2}{a} \cot \Theta - 2\omega \cos \Theta u = - \frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial P}{\partial \Theta} + \kappa \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A \Delta v; \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g; \quad (3)$$

$$\frac{1}{a \sin \Theta} \left(\frac{\partial}{\partial \Theta} \sin \Theta v + \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \Theta} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \Theta} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \kappa_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A_T \Delta T + \gamma(\hat{T} - T); \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \Theta} \frac{\partial S}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial S}{\partial \Theta} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \kappa_s \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + A_s \Delta S + \gamma(\hat{S} - S); \quad (6)$$

$$\rho = \rho(T, S, P). \quad (7)$$

Die Symbole bedeuten: λ, Θ, z — Achsen des sphärischen Koordinatensystems, wobei λ nach Osten gerichtet ist; $\Theta = 90^\circ - \varphi$ ist der Komplementwinkel zur geographischen Breite φ ; z ist senkrecht nach unten gerichtet; u, v, w sind die Komponenten der Geschwindigkeit längs der Achsen λ, Θ, z des sphärischen Koordinatensystems, a ist der Erdradius, ω die Projektion der Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation auf die lokale Senkrechte, ρ_0 die konstante Dichte, festgelegt als $1,028 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$; $\kappa, A, \kappa_T, A_T, \kappa_s, A_s$ — Koeffizienten des turbulenten Austausches von Impuls, Wärme und Salz in der Vertikalen

(κ) bzw. Horizontalen (A); P steht für die Anomalie des hydrostatischen Druckes; g ist die Erdbeschleunigung; der Laplace-Operator Δ hat die Gestalt

$$\Delta = \frac{1}{a \sin \Theta} \left[\frac{\partial}{\partial \Theta} \left(\sin \Theta \frac{\partial}{\partial \Theta} \right) + \frac{1}{\sin \Theta} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} \right].$$

Es muß noch auf die unterstrichenen Glieder in den Gleichungen (6) und (5) eingegangen werden. Diese Glieder, NEWTONSche Quellen von Wärme bzw. Salz, wurden in Analogie zur Arbeit SARMIENTO und BRYAN (1982) eingeführt. Mit ihrer Hilfe werden die Feldmessungen der Temperatur und des Salzgehaltes in die Betrachtung einbezogen. Darauf wird im folgenden noch ausführlicher eingegangen.

Wir formulieren die Randbedingungen für $Z = 0$:

$$\begin{aligned} \rho_0 \kappa \frac{\partial u}{\partial z} &= -\tau_\lambda; \\ \rho_0 \kappa \frac{\partial v}{\partial z} &= -\tau_\Theta; \\ w &= 0; \quad P_0 = \rho_0 g \zeta. \end{aligned} \quad (8)$$

Hier bedeuten: ζ — Oberflächenniveau des Ozeans; τ_λ und τ_Θ — Komponenten der Windschubspannung längs der Achsen λ und Θ .

Für

$$Z = H(\lambda, \Theta) \quad \frac{\partial u}{\partial Z} = \frac{\partial v}{\partial Z} = \frac{\partial T}{\partial Z} = \frac{\partial \Theta}{\partial Z} = 0;$$

$$w = \frac{u_H}{a \sin \Theta} \frac{\partial H}{\partial \lambda} + \frac{v_H}{a} \frac{\partial H}{\partial \Theta}$$

mit

$$u_H = u|_{Z=H}; \quad v_H = v|_{Z=H}.$$

Wir führen in die Betrachtung die zylindrische Seitenfläche σ mit Erzeugender parallel zur Z -Achse und die äußere Normale \mathbf{n} von σ ein. Der Schnitt der Seitenfläche σ mit $Z = 0$ ergibt die Randkontur $\partial\sigma$.

Für σ_1 (fester Rand) geben wir vor:

$$\frac{\partial T}{\partial n} = \frac{\partial S}{\partial n} = 0; \quad u = v = w = 0. \quad (10)$$

Für σ_2 (flüssiger Rand)

$$\begin{aligned} T &= T_\sigma; \quad S = S_\sigma; \quad u = u_\sigma; \\ v &= v_\sigma. \end{aligned} \quad (11)$$

Zur Frage der Vorgabe von $T_\sigma, S_\sigma, u_\sigma$ und v_σ kehren wir später bei der Besprechung des Iterationsprozesses zur Lösung der Aufgabe zurück. Wie schon erwähnt, müssen die Anfangsbedingungen und teilweise auch die Randbedingungen auf den flüssigen Berandungen im Prozeß der Problemlösung gewonnen werden. Hier geben wir Anfangsbedingungen vor, die als eine erste Näherung anzusehen sind:

Bei $t = 0$:

$$\begin{aligned} T &= T^0; \quad S = S^0; \quad u = u^0, \\ v &= v^0 \end{aligned} \quad (12)$$

Als erste Näherung der Anfangsbedingungen werden entweder klimatologische oder hydrologische Meßdaten gewählt, die als synchron aufgefaßt werden.

4. Die Methodik der Nutzung thermohaliner Feldmessungen

Verweilen wir eingehender bei der Methodik zur Nutzung thermohaliner Tiefseemessungen. Wie schon gesagt, werden zu diesem Zweck die unterstrichenen Glieder in den Gleichungen (6) und (7) benutzt. Der Parameter γ wurde in den aufgeführten Rechnungen als konstant angenommen und nach einer Reihe von numerischen Experimenten gleich $1/\Delta t$ gesetzt. Δt bezeichnet einen Zeitschritt bei der numerischen Umsetzung des Modells. Dies bedeutet das Ersetzen der Modelltemperatur (bzw. des Salzgehaltes) durch die gemessene und die Einführung gemittelter Werte der Temperatur, \hat{T} , bzw. des Salzgehaltes, \hat{S} , in den Punkten des Differenzennetzes. Zur Berechnung von \hat{T} (analog für \hat{S}) benutzen wir folgende Beziehung:

$$\hat{T} = (1 - b) T + b \tilde{T}; \quad (13)$$

wobei \tilde{T} die gemessene Temperatur bedeutet und b eine Gewichtsfunktion, die in den ersten

Experimenten als isotrope Funktion (CRESSMAN 1959) des Typs

$$b = \frac{L^2 - r^2}{L^2 + r^2}, \quad L > r; \quad (14)$$

$$b = 0, \quad L \leq r$$

angenommen wurde. Hierbei ist L der Berücksichtigungsradius der Information und r der Abstand vom Meßpunkt zum Knotenpunkt des Differenznetzes. Es versteht sich, daß im Falle eines Strömungsfeldes die Gewichtsfunktion nicht isotrop sein kann. Sind L und r bestimmt, ist es möglich, den Einfluß von Geschwindigkeit und Richtung der Strömung wie auch der Krümmung der Stromlinie auf die Dichtefunktion zu berücksichtigen. Diese Technik ist zum Beispiel in der Arbeit von BENJAMIN und SEAMAN (1985) beschrieben. Analog dazu wird von uns eine sogenannte „bananenförmige“ Gewichtsfunktion benutzt, die Richtung, Geschwindigkeit der Strömung wie auch die Krümmung der Stromlinie berücksichtigt. Als Stromfunktion wurde die quasigeostrophe Stromfunktion

$$P^* = \frac{P}{f_0 \varrho_0}$$

angewendet, in welcher f_0 der für das Gebiet gemittelte CORIOLIS-Parameter ist. Bei der Berechnung hydrophysikalischer Felder, und gerade darum geht es in der vorliegenden Arbeit, ist zu bedenken, daß eine obere Schranke L_{\max} für den Berücksichtigungsradius der Information existiert.

Diese Beschränkung ist mit einem speziellen räumlichen Maßstab L_R der turbulenten Vermischung im Ozean verbunden. Es gilt

$$L_{\max} \leq L_R \quad \text{mit} \quad L_R = \frac{\bar{N}}{fH};$$

L_R ist der innere ROSSBY-Deformationsradius, \bar{N} die über die Tiefe gemittelte BRUNT-VÄISÄLÄ-Frequenz, f der CORIOLIS-Parameter, H die Tiefe des Ozeans.

5. Die Umformung des Gleichungssystems (1)–(7) mit den Randbedingungen (8)–(11)

Die Lösung des Problems (1) und (2) führt man gewöhnlich auf die Lösung der Randwertaufgabe für den Druck zurück (SARKISJAN 1977). Das ist in erster Linie mit der Inkompressibilität des Meerwassers und der daraus folgenden praktisch sofortigen, nämlich sich mit der Schallgeschwindigkeit realisierenden, Abhängigkeit des hydrostatischen Druckes von den Randbedingungen im gesamten Gebiet verbunden. In der vorliegenden Arbeit werden zur Berechnung des hydrostatischen Druckes zwei Gleichungen angewendet, eine Gleichung für den Druck am unteren Rand P_H und eine Gleichung für die integrale relative Wirbeldichte R_H . Es ist zu vermerken, daß die Gleichungen für P_H und R_H ohne Zuhilfenahme einer geostrophischen Näherung gewonnen wurden, was gestattet, das Modell auch in Äquatorialgebieten anzuwenden. Die Gleichung für den Bodendruck erhalten wir durch Vertikalintegration der Geschwindigkeitsdivergenz über die Wassertiefe (SARKISJAN 1977). Wir verweisen darauf, daß diese Gleichung in Atmosphärenmodellen Balancegleichung genannt wird. Wir erhalten:

$$\begin{aligned} & \frac{H}{\varrho_0} \Delta P_H + \frac{1}{\varrho_0} (\nabla P_H \cdot \nabla H) \\ &= \frac{g}{\varrho_0} \int_0^H \Delta \int_z^H \varrho \, dz \, dz + 2\omega \cos \Theta R_H \\ & - \frac{2\omega \sin \Theta}{a} \int_0^H u \, dz - \int_0^H \operatorname{div} N \, dz \\ & + \frac{1}{\varrho_0} \operatorname{div} \tau + A \int_0^H \operatorname{div} (\Delta v) \, dz; \end{aligned} \quad (16)$$

mit

$$P_H = P|_{z=H};$$

$$R_H = \int_0^H \operatorname{rot}_z u \, dz;$$

$$N = N_\lambda i + N_\theta j;$$

$$N_\lambda = \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \Theta} + \frac{u}{a \sin \Theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{uv}{a} \cot \Theta;$$

$$N_\theta = \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \Theta} + \frac{u}{a \sin \Theta} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + w \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{u^2}{a} \cot \Theta;$$

i, j — Einheitsvektoren in Richtung der Achsen λ und θ im sphärischen Koordinatensystem, (\cdot) — Symbol des Skalarproduktes.

Für die Gleichung (16) stellen wir folgende Randbedingung entlang der Seitenkontur $\partial\sigma$ auf:

$$P_H = 0. \quad (17)$$

Dies bedeutet im linearen Fall die Vorgabe der quasidynamischen Näherung für die Niveauoberfläche auf $\partial\sigma$ gemäß der Formel

$$\zeta_{\text{dyn}} = -\frac{1}{\varrho_0} \int_0^H \varrho \, dz \quad (18)$$

und entsprechend quasidynamischer integraler Massenflüsse an der flüssigen Kontur $\partial\sigma$.

Zur Bestimmung der integralen relativen Wirbeldichte R_H , die in die rechte Seite von Gleichung (16) eingeht, wird die Evolutionsgleichung der Form

$$\begin{aligned} & \frac{\partial R_H}{\partial t} - A \Delta R_H \\ &= \frac{2\omega \sin \Theta}{a} \int_0^H v \, dz - \int_0^H \operatorname{rot}_z N \, dz \\ & + \frac{1}{\varrho_0} \operatorname{rot}_z \tau - \frac{1}{a^2 \varrho_0 \sin \Theta} I(P_H, H); \end{aligned} \quad (19)$$

benutzt. Dabei gilt

$$I(c, d) = \frac{\partial c}{\partial \lambda} \frac{\partial d}{\partial \Theta} - \frac{\partial d}{\partial \lambda} \frac{\partial c}{\partial \Theta}.$$

In Gleichung (19) werden im Glied, das den turbulenten horizontalen Austausch beschreibt, die Krümmungseffekte und die Ver-

änderlichkeit des Bodenreliefs vernachlässigt, das heißt, wir nehmen an:

$$A \int_0^H \operatorname{rot}_z (\Delta v) \, dz \approx A \Delta R_H.$$

Als Randbedingung für Gleichung (19) auf $\partial\sigma$ nehmen wir an:

$$R_H = R_{\text{dyn}}; \quad (20)$$

hier werden die Komponenten der integralen relativen Wirbeldichte durch die dynamischen Geschwindigkeiten gegeben, d. h.,

$\frac{\partial v_n}{\partial k}$ kann aus der Grenzbedingung (11) be-

rechnet werden und $\frac{\partial v_k}{\partial n}$ mit Hilfe einseitiger

Differenzenapproximation innerhalb des Gebietes. (v_n und v_k sind entsprechend die normale bzw. tangentielle Komponente der Geschwindigkeit zur Randkontur $\partial\sigma$; τ Tangentialvektor zu $\partial\sigma$). So wird für die Berechnung des hydrostatischen Druckes die Gleichung (19) mit den Randbedingungen (20) und Gleichung (16) mit den Bedingungen (17) verwendet. Wichtig ist, daß die Gleichungen (19) und (16) ohne quasigeostrophische Näherung aus den Ausgangsgleichungen gewonnen wurden und daher unter anderem in der Äquatorzone des Ozeans, zur Beschreibung von Prozessen im synoptischen Maßstab und von niederfrequenten Vorgängen benutzt werden können. Zur Berechnung der horizontalen Komponente der Geschwindigkeit können in Abhängigkeit von den charakteristischen Maßstäben, die die ROSSBY-Zahl bestimmen

($K_i = \frac{U}{FL}$, wobei U, F, L die charakteristischen Größen der Geschwindigkeit, der Inertialfrequenz und der horizontalen Ausdehnung des Gebietes darstellen), entweder die vollen Bewegungsgleichungen (1) und (2) oder aber z. B. quasigeostrophische Beziehungen herangezogen werden. In unserem Fall werden zur Berechnung in den Gebieten von POLYMODE und des Golfstromes ($K_i \ll 1$) quasigeostrophische Beziehungen mit den Randbedingungen (10) und (11) angewendet.

Zur Berechnung der Vertikalkomponente

der Geschwindigkeit in Äquatorialnähe wurde die Gleichung der integralen relativen Wirbeldichte in der entsprechenden Schicht benutzt (vgl. beispielsweise MARČUK et al. (1985 b)):

$$w = \left(A \Delta R_z - \frac{\partial R_z}{\partial t} + \frac{2\omega \sin \Theta}{a} \int_0^z v \, dz - \int_0^z \text{rot}_z N \, dz + \frac{1}{\rho_0} \text{rot}_z \tau + \kappa \frac{\partial}{\partial z} (\text{rot}_z U) \right) / (2\omega \cos \Theta). \quad (21)$$

Auf dem Äquator sowie in seiner Nähe muß zur Berechnung von w statt (21) beispielsweise die Kontinuitätsgleichung (4) einer inkompressiblen Flüssigkeit herangezogen werden.

Im Falle der Anwendung der Gleichung (21) ist zu bemerken, daß infolge der früher zur Berechnung des Druckes benutzten Gleichung (19) sowohl die Bedingung des „festen Deckels“ (8) als auch die zweite Randbedingung für die Vertikalgeschwindigkeit am Grund die Bedingung (9) identisch erfüllt ist. Zur Berechnung der Temperatur und des Salzgehaltes werden die Evolutionsgleichungen (6) und (7) angewendet, mit den Randbedingungen (8), (9), (10), (11) und den Anfangsbedingungen (12).

6. Numerische Schemata zur Lösung der Gleichungen

Zur numerischen Realisierung wird eine Differenzenapproximation der zugrunde liegenden Differentialgleichungen nach der Methode der Aufspaltung entsprechend den physikalischen Prozessen (EFIMOV et al. 1987) der Gleichungen (6) und (7) angewendet, was im Sinne der numerischen Realisierung eine optimale Beschreibung jedes physikalischen Prozesses erlaubt. Das Differenzengitter hat bezüglich der horizontalen Koordinaten gleichmäßige Abstände Δx und ungleich-

mäßige Δz bezüglich der vertikalen Koordinaten, was durch die Parameter der konkreten hydrologischen Meßreihe bedingt ist. Nachdem die entsprechenden Zeitschritte als „ $m - 1$ “, „ m “ und „ $m + 1$ “ gekennzeichnet sind, schreiben wir das numerische Schema nach der Zeit für die

$$\left(\frac{R_H^{m+1} - R_H^{m-1}}{2 \Delta t} = \left[\frac{2\omega \sin \Theta}{a} \int_0^H v \, dz - \int_0^H \text{rot}_z N \, dz + \frac{1}{\rho_0} \text{rot}_z \tau - \frac{1}{a^2 \rho_0 \sin \Theta} I(P_H, H) \right]^m + (A \Delta R_H)^{m-1} \right) \quad (22)$$

Alle räumlichen Operatoren werden durch ein zentrales Differenzschema in zweiter Genauigkeitsordnung approximiert. Bei der Lösung der Gleichung (16) werden alle Differentialoperatoren bezüglich räumlicher Variablen ebenfalls durch zentrale Differenzen approximiert, mit Ausnahme des zweiten Gliedes im linken Teil, nämlich

$$\frac{1}{\rho_0} (\nabla P_H \cdot \nabla H).$$

Bei dessen Approximation wird aus Gründen der Stabilität des Differenzschemas im Falle großer Gradienten im Bodenrelief ein Schema gerichteter Differenzen angewendet. Hierbei wird mittels sukzessiver Approximation numerische Diffusion analog zur Arbeit von KOČERGIN und ŠČERBAKOV (1979) vermieden; das gewährleistet letztlich ebenfalls eine Approximation zweiter Ordnung bezüglich der räumlichen Variablen.

Es ist unkompliziert, die horizontalen Komponenten der Geschwindigkeit sowie die Vertikalgeschwindigkeit zu finden. Ein wenig detaillierter muß auf die Lösung der Gleichungen (5) und (6) eingegangen werden. Es wird die Methode der Separation nach physikalischen Prozessen (EFIMOV et al. 1987) genutzt. Das numerische Schema zur Bestimmung von T^{m+1} (bzw. S^{m+1}) bei gegebenem

T^m (bzw. S^m) kann in folgender Form geschrieben werden:

$$(T^{m+1/3} - T^m) / \Delta t + A_1 T^m = 0; \quad (23a)$$

$$(T^{m+2/3} - T^{m+1/3}) / \Delta t - A_2 T^{m+1/3} = 0 \quad (23b)$$

$$(T^{m+1} - T^{m+2/3}) / \Delta t = \gamma (\hat{T} - T^{m+2/3}) \quad (23c)$$

Hier bedeuten:

$$A_1 T = (\mathbf{u} \cdot \nabla) T;$$

$$A_2 T = \kappa_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A_T \Delta T;$$

\hat{T} = die ausgeführte Temperaturmessung im Intervall $t^m \leq t \leq t^{m+1}$, die über Formel (13) an der Stützstelle des Differenzgitters eingeht. Für die Beschreibung der Advektion in der ersten Etappe der Spaltung (23a) wird das Schema von LEITH (1964) benutzt, in der zweiten und dritten hingegen explizite Schemata, wie aus (23b) und (23c) leicht zu ersehen ist.

7. Die äußere Iteration der Lösung des Problems der vierdimensionalen Modellanalyse

Zur Lösung einer inversen Aufgabe, das heißt zum Auffinden der Anfangs- und Randbedingungen, die eingangs nur näherungsweise gegeben sind, wird hier ein äußerer Iterationszyklus genutzt. Den Ablauf des äußeren Iterationsprozesses erläutern wir anhand der Gleichung des Wärmeaustausches. Die direkte Aufgabe der Integration nach der Zeit vorwärts im Intervall $0 \leq t \leq \Delta t \cdot M$ ($m = 1, \dots, M$) wurde schon oben formuliert. Wir schreiben sie in der Form:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + AT = q_N \quad (24)$$

mit den Randbedingungen (8)–(12). Es bedeuten: $A = A_1 - A_2$; $q_N = \gamma(\hat{T} - T)$. Zur Rückrechnung nach der Zeit betrachten wir die Aufgabe

$$-\frac{\partial T^*}{\partial t} + A^* T^* = q_N^*; \quad (25)$$

mit $q_N^* = \gamma(\hat{T} - T^*)$; $A^* = A_1 + A_2$ mit den Anfangsbedingungen T^*

$$T^*|_{t=M \Delta t} = T|_{t=M \Delta t}$$

und den Randbedingungen (8)–(11).

Die Einführung von (25) ist notwendig zur Aufstellung der Anfangs- und Randbedingungen und infolgedessen für die Bestimmung einer Näherungslösung, die im gesamten Definitionsbereich mit den durch die Messungen gegebenen Informationen in Übereinklang gebracht ist. Durch abwechselnde Vorwärts- bzw. Rückwärtsintegration bezüglich der Zeit bis zur numerischen Konvergenz der Lösung hofft man eine angenäherte und mit der Menge der vorhandenen Messungen übereinstimmende Lösung zu erhalten. Das Vorgehen bei der Bestimmung der Anfangsbedingungen ist offensichtlich. Wir verweilen etwas länger beim Vorgehen zur Bestimmung der Randbedingungen. Für die Berechnung der Randwerte T_σ auf dem flüssigen Teil der Berandung wird folgender Algorithmus angewendet: Die Phasengeschwindigkeit der Temperaturanregung C_F wird in grenznahen Punkten des Gebietes nach der Methode von ORLANSKI (1976) berechnet. Bei Einflußrändern ($C_F \cdot \mathbf{n} < 0$) wird T_σ auf der flüssigen Grenze σ_2 vom letzten Zeitschritt übernommen, im Falle von Ausflußrändern ($C_F \cdot \mathbf{n} > 0$) wird T_σ aus der Bedingung der freien Strahlung gewonnen:

$$\frac{\partial T_\sigma}{\partial t} + C_F \frac{\partial T}{\partial n} \Big|_{\sigma_2} = 0 \quad (26)$$

Die Größe $\frac{\partial T}{\partial n} \Big|_{\sigma_2}$ errechnet man mit Hilfe

einseitiger innerer Differenzenapproximation. Wichtig ist, daß die Punkte der flüssigen Seitenoberfläche σ_2 , die beim Vorwärtsintegrieren nach der Zeit zum Einflußrand gehörten und die die Angabe von T_σ erforderten, beim Rückwärtsintegrieren zum Ausflußrand gehören und durch die Lösung innerhalb des Gebietes bestimmt werden. Dabei finden auf dem Einflußrand jene Randbedingungen Anwendung, die beim Integrieren nach der Zeit vorwärts erhalten wurden. Diese Umstände

ermöglichen es, annähernd die Randbedingungen bei einer gegebenen Information innerhalb des Gebietes zu bestimmen. Wir vermerken, daß ein derartiger Algorithmus zur Bestimmung aller gesuchten Funktionen auf dem flüssigen Rand σ_2 mit den Randbedingungen (11) benutzt worden ist.

Bei der Lösung einer inversen Aufgabe gibt es eine prinzipielle Schwierigkeit. Sie besteht darin, daß die Aufgabe der Bestimmung des Anfangszustandes (und der Grenzbedingungen) gemäß der Information in den nachfolgenden Zeitmomenten nicht korrekt gestellt ist (nach HADAMARD). Dieser Umstand erfordert die Anwendung spezieller numerischer Lösungsmethoden (MARČUK 1980), die darauf beruhen, zusätzliche Forderungen an die Lösung der Aufgabe zu stellen, wodurch diese in die Klasse bedingt korrekt gestellter Probleme überführt werden kann. Dazu bieten sich die Verfahren der Regularisierung (TICHOV und ARSEVIN 1974) sowie die Methode der Quasiinvertierung (LIONS und LATTERS 1974) an. In der vorliegenden Arbeit wird ein Ansatz angewendet, der der FOURIER-Methode von der Idee her nahekommt, welche in der Arbeit von MARČUK (1980) vorgeschlagen wird. Der Sinn besteht darin, daß das Spektrum der Lösung im wesentlichen auf die niederfrequenten Harmonischen begrenzt wird, aber nicht durch die direkte Zerlegung in eine endliche Fourierreihe nach Eigenfunktionen, wie es in der oben genannten Arbeit aufgezeigt worden ist. Die Begrenzung des Lösungsspektrums auf ausschließlich großmaßstäbige Anregungen wird durch Vorgabe eines entsprechenden Koeffizienten des horizontalen und des vertikalen Austausches erreicht, im vorliegenden Falle der Wärme. Die Werte der Koeffizienten A_T und κ_T (analog A_S und κ_S) wurden durch numerische Experimente ermittelt.

8. Der Test der vierdimensionalen Analyse auf der Basis einer eindimensionalen Transportgleichung mit einer NEWTONSchen Quelle

Eine sehr prinzipielle Frage ist die Formulierung und der Test des äußeren Iterations-

prozesses. Im vorliegenden Falle wird die Konvergenz gegen eine Näherungslösung, die nicht von der Wahl der Startbedingungen abhängt, gewährleistet, was praktisch die Eindeutigkeit der Lösung bei festen Parametern des Modells bedeutet. Als Testmodell wurde das eindimensionale Transportmodell von MARČUK u. a. (1985) eingesetzt, ergänzt durch einen NEWTONSchen Quellterm, wie er in den Gleichungen (5) und (6) vorkommt. Die Ausgangsgleichung für den Transport schreiben wir in der Form:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + u_0 \frac{\partial \varphi}{\partial x} - A \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} = q_N + Q \quad (27)$$

$$x_0 \leq x \leq x_K; \quad 0 \leq t \leq t^M,$$

wobei $u_0 = 10$ cm/s die gegebene konstante Ausbreitungsgeschwindigkeit ist; A — der Austauschkoefizient in der Horizontalen, gleich $5 \cdot 10^6$ cm²/s; $q_N = \gamma(\hat{\varphi} - \varphi)$ ist die NEWTONSche Quelle im gleichen Sinne wie oben; Q ist eine konstante äußere Quelle. Als Randbedingung für (27) nehmen wir die Periodizitätsbedingungen

$$\varphi(x_0, t) = \varphi(x_K, t) \quad (28)$$

mit der Anfangsbedingung

$$\varphi(x, 0) = \varphi^0(x). \quad (29)$$

Setzen wir in der Gleichung (27) $q_N = 0$ sowie

$$Q = -A \left(\frac{2\pi}{l} \right)^2 \sin \frac{2\pi}{l} (x - u_0 t) \varphi_c \quad (30)$$

und wird φ^0 gegeben als

$$\varphi^0(x) = \varphi_c \left(1 + \sin \frac{2\pi x}{l} \right), \quad (31)$$

so besitzt die Gleichung (27) mit den Bedingungen (28) und (29) die exakte Lösung

$$\varphi(x, t) = \varphi_c \left[1 + \sin \frac{2\pi}{l} (x - u_0 t) \right], \quad (32)$$

wobei $l = x_K - x_0$; φ_c ist die Amplitude der Anregung. Zur Rückintegration nach der Zeit benutzen wir die Gleichung

$$-\frac{\partial \varphi}{\partial t} + u_0 \frac{\partial \varphi}{\partial x} + A \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} = q_N - Q \quad (33)$$

mit den Randbedingungen (28) und der Anfangsbedingung:

$$\varphi^M(x, t^M) = \varphi_c \left[1 + \sin \frac{2\pi}{l} (x - u_0 t^M) \right]. \quad (34)$$

Wir stellen fest, daß bei $q_N = 0$ die Differentialoperatoren von Gleichung (33) und Gleichung (27) adjungiert zueinander sind; die Lösung (32) ist eine Lösung der Aufgabe (33), (28) und (34).

Zur numerischen Lösung der Aufgaben (27), (28), (29) und (33), (28), (34) wurde ein äquidistantes Gitter in x - und t -Richtung eingeführt, das Schema von KRANK-NICHOLSON nach der Zeit benutzt sowie auch zentrale Differenzen nach den räumlichen Koordinaten.

Das Grundanliegen der numerischen Experimente bestand darin, bei Vorgabe von im Sinne der mittleren quadratischen Abweichung (RMSE) unterschiedlichen Anfangsbedingungen, unter Benutzung einer Quelle q_N durch abwechselnde Lösung der Gleichungen (27), (28), (29) bzw. (33), (28), (34) eine eindeutige Näherungslösung im Sinne der Übereinstimmung der RMSE zu erhalten. In Abb. 1 werden die Ergebnisse zweier numerischer Experimente beschrieben mit einem Fehler (RMSE) des Anfangszustandes von $1,77^\circ$ ($\varphi^0 = \text{const.}$) bzw. von $1,86^\circ$. Im ersten Falle gilt für die Anfangsnäherung $\varphi^0 = \text{const.}$, im zweiten Falle wird der Fehler des Anfangszustandes durch einen Generator von Zufallszahlen gegeben. Folgende Berechnungsparameter wurden angenommen: $\Delta x = 15$ km, $\Delta t = 0,5 \cdot 10^5$ s, $l = 315$ km, die Anzahl der Knoten im Differenzengitter im Raum beträgt 22, nach der Zeit 63, $A = 5 \cdot 10^6$ cm²/s, $u_0 = 10$ cm/s, die Wellenamplitude $\varphi_c = 5$. Dabei ändert sich der Radius der Informationsaneignung L von $L = 3 \cdot \Delta x$ in der ersten Iteration auf $L = 0,22 \cdot \Delta x$ am Ende des Experimentes. Eine Verringerung des Radius L wurde dann vorgenommen, wenn sich beim entsprechenden Integrieren vorwärts bzw. rückwärts der Fehler (RMSE) des End- bzw. Anfangszustandes gegenüber der vorangegangenen Integration nicht verkleinerte. Beide Lösungen konver-

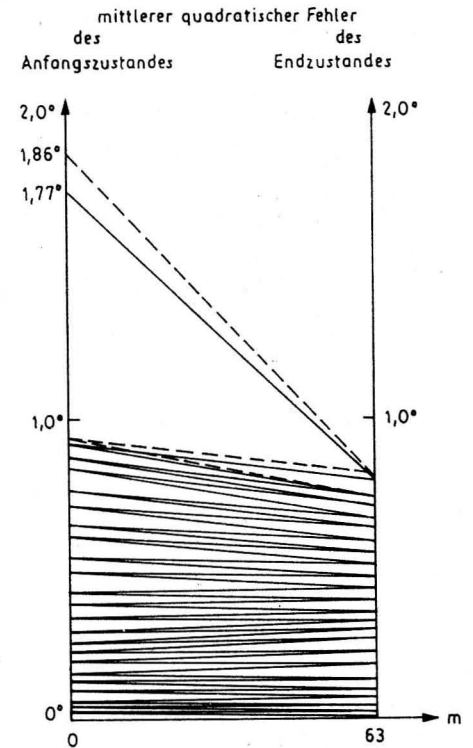


Abb. 1

Evolution der RMSE (mittlere quadratische Abweichung) für den Anfangs- und Endzustand
Start RMSE = $1,77$ ($\varphi^0 = 2,5$) — stetige Linie
Start RMSE = $1,86$ — gepunktete Linie
(Start- $L = 3 \Delta x$, Terminal- $L = 0,02 \Delta x$)

gieren gegen eine Näherungslösung mit einheitlichem RMSE von $0,073$ für den Anfangszustand und $0,061$ für den Endzustand. Andere mit den gleichen Parametern ausgeführte Experimente konvergieren ebenfalls gegen diesen Zustand. Es ist festzustellen, daß sich die Phasentrajektorien der verschiedenen Experimente sehr schnell annähern; nach 2–3 Iterationen verlaufen sie praktisch einheitlich. Außerdem ist es beim Rückintegrieren nach der Zeit zur Verringerung des Fehlers der vorangegangenen Iteration in der Regel erforderlich, den Radius der Informationsberücksichtigung zu verringern, was mehr Iterationen bedeutet als beim Vorwärtsintegrieren; hierbei reicht meist eine Integration aus. Die ausgeführten Experimente zeigen die prinzipielle Möglichkeit der Konstruktion

eines äußeren Iterationsprozesses, für den die Konvergenz gegen eine Lösung mit einheitlichem mittleren quadratischen Fehler unabhängig vom RMSE des Ausgangszustandes gewährleistet ist, am Beispiel der Transportgleichung (27).

9. Einige Ergebnisse der Bearbeitung von thermohalinen Feldmessungen

Das hier vorgestellte Schema der vierdimensionalen Analyse als Lösung eines inversen Problems wurde während der „Megapolygon“-Expedition angewendet, die von Juli bis November 1987 im Pazifikgebiet mit den Koordinaten 151,5°—159,5° östlicher Länge, 38,5°—42,5° nördlicher Breite stattfand. In diesem Gebiet wurden über 1600 Tiefseemeßstationen zur Temperatur- und Salzgehaltsmessung eingesetzt. Darüber hinaus wurde eine beispiellose Strömungsmessung mittels über 180 autonomer Bojenstationen auf den 120-m-, 400-m-, 1200-m- und 4500-m-Horizonten ausgeführt. Dies ermöglicht einen unmittelbaren Vergleich der mittels obigem Schema erzielten numerischen Ergebnisse mit direkten Strömungsmessungen.

Die Integration der Modellgleichungen wurde für den Zeitraum vom 20. Juli bis zum 20. August ausgeführt. Hierzu wurden die Daten von 437 Tiefseemeßstationen für Temperatur- und Salzgehalt sowie 104 Luftdruckmeßstellen verwendet. Es wurden folgende Modellparameter gewählt: 9 Gitterpunkte über die geographische Breite, 17 über die Länge, Ausführung der Rechnungen auf 12 Tiefenniveaus: 0, 10, 50, 100, 150, 200, 400, 700, 1000, 1500, 3000 und 5000 m. Die Schrittweiten waren 0,5° in den sphärischen Koordinaten und 8 h für die Zeitachse. Der Parameter γ der Informationsauswertung wurde konstant $1/\Delta t$ angenommen, während der entsprechende Radius von 1° in den ersten 4 Iterationsschritten auf 0,5° in den weiteren Schritten reduziert wird. Es wurden weiter-

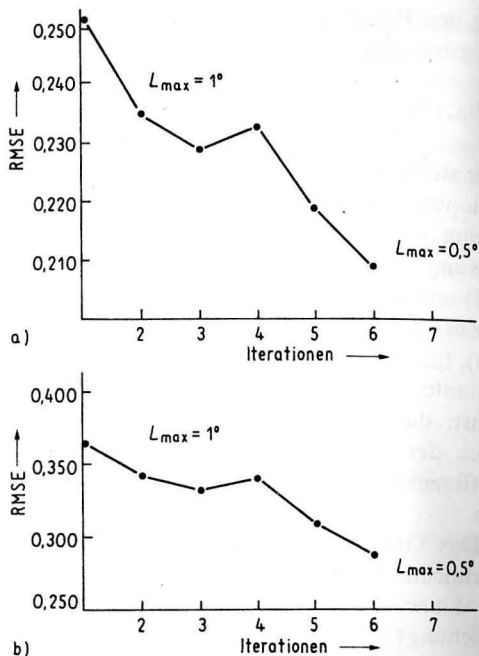


Abb. 2 Evolution der normierten, nach jeder Iteration über das Volumen gemittelten quadratischen Abweichung RMSE im Verlaufe der äußeren Iteration. (a) Temperatur, b) Salzgehalt)

hin folgende Austauschkoefizienten angenommen:

$$A = A_T = A_S = 6 \cdot 10^6 \text{ cm}^2/\text{s},$$

$$\kappa = \kappa_T = \kappa_S = 2,5 \text{ cm}^2/\text{s}.$$

Als objektives Kriterium für die Bewertung der erhaltenen Lösung, besonders bei fehlenden direkten Strömungsmessungen, kann die Evolution der mittleren quadratischen Abweichung (RMSE) der Modellwerte von den Temperatur- bzw. Salzgehaltsmeßwerten dienen. Abbildung 2 stellt die Evolution des Volumennittels des auf die mittlere quadratische Abweichung der klimatologischen Temperatur-(Salzgehalts-)felder normierten RMSE im Verlaufe der Iteration dar. Nach der 4. Iteration wird die weitere Verringerung des RMSE durch die Verkleinerung des Radius der Informationsberücksichtigung von $L = 1^\circ$ auf $L = 0,5^\circ$ erzielt.

Abb. 3 stellt die vertikale Verteilung des

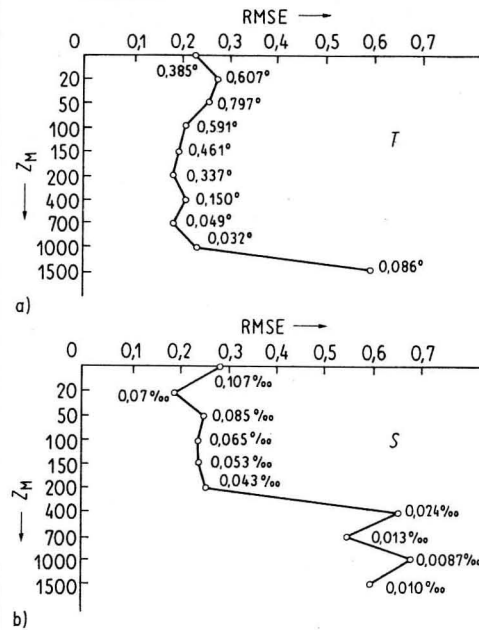


Abb. 3 Verteilung des normierten gemittelten RMSE nach der 6. Iteration über die Horizonte (a) Temperatur, b) Salzgehalt)

normierten RMSE, über die einzelnen Horizonte integriert, nach der sechsten Iteration dar. Die Verteilung ist vollkommen gesetzmäßig: der größte Fehler tritt in den untersten Horizonten auf, wo sich das Fehlen von Meßwerten unterhalb 2000 m bemerkbar zu machen beginnt. Signifikante Fehler treten auch in der Deckschicht auf, was angesichts der ungenügenden vertikalen Auflösung ebenfalls verständlich ist. Hier nehmen auch die

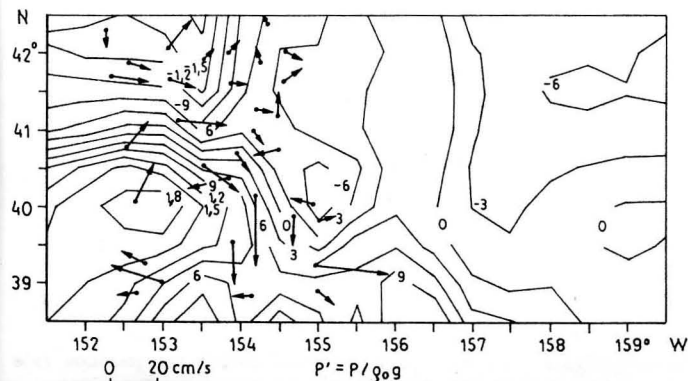


Abb. 4 Hydrostatisches Druckfeld des 100-m-Horizonts vom 20. 8. 1987. Die Pfeile bezeichnen die synoptische Strömungskomponente des 120-m-Horizonts.

absoluten Fehler Maximalwerte an, für die Temperatur 0,797° für den 50-m-Horizont, während der minimale Fehler in den tieferen Schichten 0,086° auf dem 1500-m-Horizont beträgt. Für den Salzgehalt sind die entsprechenden Werte 0,085‰ und 0,01‰; der absolute Fehler ist an der Oberfläche maximal und beträgt dort 0,107‰.

Es bleibt zu bemerken, daß die relativ geringe Veränderung des RMSE von der ersten bis zu sechsten Iteration zu beachtlichen qualitativen Veränderungen der Lösung führt.

Die Daten der Megapolygon-Expedition gestatten den Vergleich zwischen berechneter Zirkulation und direkten Strömungsmessungen. Aus den Meßdaten wurden dabei vorher die Inertial- und Gezeitenschwankungen herausgefiltert. Abbildung 4 zeigt das hydrostatische Druckfeld auf dem 100-m-Horizont, welches man in erster Näherung als geostrophische Stromfunktion betrachten kann.

Die Pfeile stellen die synoptischen Strömungskomponenten vom 20. August dar. Zu diesem Zeitpunkt waren die Meßeinrichtungen noch nicht vollständig installiert.

Abbildung 5 zeigt das hydrostatische Druckfeld in 5000 m Tiefe; die Pfeile bedeuten die zu diesem Zeitpunkt vorhandenen Strömungsmesswerte. Wichtig ist die Bestätigung der Gegenströmung durch direkte Messungen.

Abschließend sei bemerkt, daß die Auswertung der Ergebnisse fortgesetzt wird, sobald der Vergleich mit einer größeren Anzahl von direkten Geschwindigkeitsmessungen möglich sein wird.

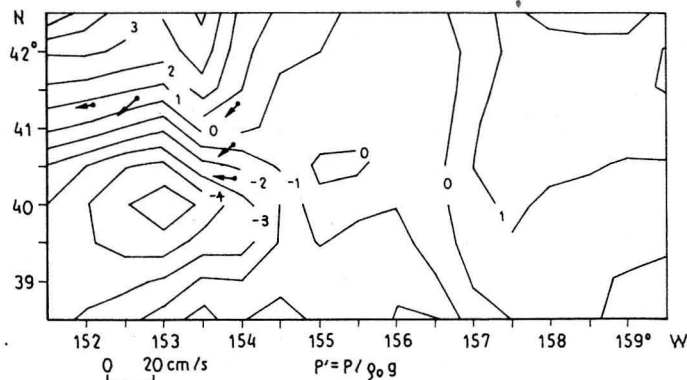


Abb. 5
Hydrostatisches Druckfeld des 5000-m-Horizonts vom 20. 8. 1987. Die Pfeile stellen die synoptische Strömungskomponente des 4500-m-Horizonts dar.

Literatur

- EFIMOV, S. S.; PANTELEEV, G. G.; SEMĚNOV, E. V.: Bewertung der Wärmewechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre im energetischen Feld des Golfstromes im Winter 1984 (russ.) — *Izv. AN SSSR, Fizika atmosfery i okeana* **23** (1987) 3, 309—313.
- LIONS und LATTES: Die Methode der Quasiumkehrung und ihre Anwendung (russ.) — Moskva: Mir 1974.
- MARČUK, G. I.: Methoden der numerischen Mathematik (russ.) — Moskva: Nauka 1980.
- MARČUK, G. I.; SKIBA, JU. N.; PROCENKO, I. G.: Eine Methode zur Berechnung der Evolution zufälliger hydrodynamischer Felder auf der Basis konjugierter Gleichungen (russ.) — *Izv. AN SSSR, Fizika atmosfery i okeana* **21** (1985) 2, 115—122. (1985a).
- MARČUK, G. I.; SKIBA, JU. N.; PROCENKO, I. G.: Die Anwendung konjugierter Gleichungen zur Bestimmung des Zustandes zufälliger hydrodynamischer Felder (russ.) — *Izv. AN SSSR, Fizika atmosfery i okeana* **21** (1985) 3, 227—235. (1985b).
- KOČERGIN, V. P.; ŠČERBAKOV, A. V.: Über den Einfluß des Windes auf die großmaßstäbigen ozeanischen Strömungen (russ.) — *Izv. AN SSSR, Fizika atmosfery i okeana* **15** (1979) 12, 1300—1306.
- SARKISJAN, A. S.: Die numerische Analyse und Prognose der Meeresströmungen (russ.) — Leningrad: Gidrometeoizdat 1977.
- SEMĚNOV, E. V.; RUSECKIJ, K. K.: Über die Planung und Bearbeitung hydrologischer Beobachtungen im

Golfstrom (russ.) — In: Die numerische Modellierung des Weltklimas. — Moskva: OVM AN SSSR 1986.

- TICHONOV, A. N.; ARSEININ, V. JA.: Lösungsmethoden unkorrekter Aufgaben (russ.) — Moskva: Nauka 1974.
- BENJAMIN, S. G.; SEAMAN, N. L.: A simple scheme for objective analysis in curved flow. — *Mon. Wea. Rev.* **113** (1985), 1184—1198.
- CRESSMAN, G. P.: An operational objective analysis system. — *Mon. Wea. Rev.* **87** (1959), 367—374.
- LEITH, G.: Lagrangian advection in an atmospheric model (WMO-IUGG Symposium on Research and Development Aspects of long range forecasting). — Boulder Colo., WMO Tech. Note 66 (1964).
- ORLANSKI, I.: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. — *J. Comput. Phys.* **21** (1976) 13, 251—269.
- SARMIENTO, J. L.; BRYAN, K.: An ocean transport model for the North Atlantic. — *J. Geophys. Res.* **87** (1982) C1, 394—408.

Anschrift des Autors:

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

Eingereicht (in Russisch): 20. 8. 1987
Zur Veröffentlichung angenommen: 20. 1. 1988

HANS-JOACHIM STIGGE

Nullpunktkorrektur für alle DDR-Küstenpegel (Mitteilung der Wasserwirtschaftsdirektion Küste)

Mit 2 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung: Der Wasserstand ist ein wesentlicher Bestandteil hydrodynamischer Modelle, weil er praktisch die potentielle Energie des Wassers verkörpert. Deshalb muß eine genaue Wasserstandsmessung auf einem Bezugssystem basieren, das Niveaus im irdischen Schwerfeld bezeichnet. Solch ein Bezugssystem ist mit dem Normalhöhensystem HN '76 gegeben.

Am 1. November 1985 wurde der gemeinsame Nullpunkt aller Küstenpegel der DDR auf dieses System eingestellt. Es zeigte sich, daß die mittlere Neigung der Wasseroberfläche in der westlichen Ostsee schwächer ist, als bisher vermutet. Die Konsequenz ist eine Korrektur der alten Statistiken. Ein Korrekturverfahren ist mit der AKIMA-Spline-Fitting-Interpolation gegeben.

Abstract: The water level is an essential part of hydrodynamic models, because it practically represents the potential energy of water. Therefore, an accurate measuring of water level has to be based on a reference system that marks levels in the earthly field of gravitation. Such a reference system is given by the Normal Height System HN '76.

On November 1-st 1985 the common zero level of all GDR coastal water gauges was adjusted to this system. It became evident that the medium inclination of water surface in the Western Baltic was less than previously supposed. The result is a correction of old statistics. A method of correction is given by the AKIMA Spline Fitting interpolation.

Резюме: Уровень воды является существенным элементом гидродинамических моделей, потому что он представляет собой практически потенциальную энергию воды. Поэтому точное измерение уровня воды должно основываться на базовой системе, которая определяется уровнями гравитационных полей Земли. Такая система предусмотрена системой нормальных высот НВ 76.

10-го ноября 1985 г. общий нулевой уровень всех водомерных постов ГДР был переведен на эту систему. Оказалось, что средний уклон поверх-

ности воды в западной части Балтийского моря меньше, чем предполагалось до сих пор. Из этого следует необходимость корректуры существующих статистик. Одним методом корректуры является интерполяция АКИМА-Сплайн-Фиттинг.

1. Festlegung eines Höhenbezugssystems

Wasserstandsmessungen sind so alt wie die Schifffahrt. In den flachen Küstenfahrwassern hatte die Kenntnis der Tauchtiefen von jeher große praktische Bedeutung. Pegelanlagen wurden im vorigen Jahrhundert meist so eingerichtet, daß entweder die Tauchtiefe des Gewässers direkt ablesbar war oder der mittlere Wasserstand des jeweiligen Ortes der Nullmarke entsprach. Erste systematische Wasserstandsmessungen begannen in Deutschland im Jahre 1810 und wurden in der letzten Hälfte des 19. Jahrhunderts auf Grund der Fragestellung nach der allgemeinen mittleren Meeresspiegelhöhe forciert. Man ging davon aus, daß der mittlere Wasserstand der Meere sich nach hydrostatischen Gesichtspunkten ergeben könnte, wenn sich Luftdruck- und Wasserdichteverteilungen sowie hydrodynamische Einflüsse im Mittel langer Zeiträume ausgleichen würden. Obwohl das offenbar nicht der Fall war, zeigte sich eine gute Übereinstimmung des zeitlichen und räumlichen Mittelwertes langjähriger Wasserstandsbeobachtungen an der gesamten deutschen Küste (Nord- und Ostsee) mit dem 1843 bis 1860 in Amsterdam ermittelten Wert, der den Pegelnullpunkt der Station darstellte. Aus naheliegenden praktischen Erwägungen entschloß man sich, den Nullpunkt des Amsterdamer Pegels zum Nullpunkt eines

allgemeinen Höhenbezugssystem für die Landesvermessung, zum Normal-Null NN zu deklarieren. Um die Jahrhundertwende erfolgte der Anschluß der deutschen Küstenpegel an das NN-Höhensystem. In den Jahren 1937/38 wurde der Pegelnullpunkt wegen der zweckmäßigen Einheitlichkeit und zur Ausschaltung negativer Zahlen an der Küste auf 500 cm unter NN normiert.

Auch in Rußland war schon 1703 auf Anregung Peters I. mit systematischen Wasserstandsbeobachtungen begonnen worden, die jedoch in der Folgezeit wieder vernachlässigt wurden. Ab 1825 existieren erste zusammenhängende Beobachtungsreihen des Kronstädter Pegels. Auf der Basis einer 15jährigen Reihe wurde 1840 die Berechnung des langjährigen Mittelwassers von Kronstadt vorgenommen. Der daraufhin festgelegte Pegelnullpunkt von Kronstadt bildete dann den Ausgangspunkt für die Landesvermessung im „Baltischen System“ und seit 1946 für die Vermessung des gesamten Territoriums der UdSSR.

2. Verbesserung des Bezugssystems

Sowohl an den Meßwerten der verschiedenen DDR-Küstenpegel im NN-System als auch beim Vergleich mit Wasserständen aus der VRP und der UdSSR zeigte sich, daß der Wasserspiegel der Ostsee ein natürliches Ost-West-Gefälle aufweist. Das ist qualitativ mit einem leichten Abflußgefälle gegen die Nordsee und mit der Dominanz der West- bis Südwestwindrichtungen bzw. ihrer Wirkung auf die Wasseroberfläche zu erklären. Auf Grund der klimatologischen Besonderheiten und der Randbedingungen für die Hydrodynamik dürfte dieses Gefälle bezüglich der Ostseelängsachse nicht konstant sein. Dem Hydrologen bleibt gar nichts anderes übrig, als der Präzision der über Land vermessenen Pegelfestpunkthöhen zu vertrauen.

In der Geodäsie geht man davon aus, daß ein vermessenes Höhensystem innerhalb von 20 Jahren verfällt. Als 1976 in der DDR ein neues Nivellement durchgeführt wurde, war das alte NN-System in diesem Sinne schon

verfallen. Das neue System bezog sich auf den einheitlichen Bezugshorizont der RGW-Länder, dessen Ursprung das Kronstädter Pegelnull ist. Der Nullpunkt des staatlichen Normalhöehensystems der DDR HN liegt folglich etwa 12 cm über dem alten NN-Horizont.

Interessanter als die Absoluthöhe des Systems — Wasserstände können durch geeignete Wahl des Pegelnullpunktes ohnehin auf jeden beliebigen Wert skaliert werden — ist aber seine innere Struktur. Die Normalhöhe eines Meßpunktes ist als längs der gekrümmten Lotlinie im Schwerfeld der Erde gemessener Abstand von einem Quasigeoid definiert, das durch den Nullpunkt des Kronstädter Pegels verläuft.

Zur Erläuterung des Begriffs „Quasigeoid“: Bereits im vorigen Jahrhundert erkannte man die Einflüsse der Lotabweichungen auf die Höhenvermessungen des geometrischen Nivellements. Man berechnete mit Hilfe des astronomischen Nivellements einen geoidalen Anteil, mit dem die gemessenen Höhen zu beaufschlagen waren. Mit Hilfe der Integrale C über die höhenabhängige Erdbeschleunigung vom Höhennullpunkt 0 bis zum Meßpunkt M,

$$C = \int_0^M g(h) dh$$

(dieses Integral wird auch geopotentielle Kote genannt), erhielt man dynamische Höhen, mit denen man allerdings nur arbeiten konnte, solange die Höhenunterschiede bzw. die Ausdehnung der Meßgebiete klein blieben. Man definierte dann die Höhen über dem Geoid (Körper, an dessen Oberfläche gleiche Schwere in der Normalenrichtung herrscht) längs der Kraftlinien des Schwerfeldes als orthometrische Höhen. Da die Krümmung der Kraftlinien im Erdinneren nicht meßbar ist, ist das Geoid praktisch nicht scharf lokalisierbar. Ortnometrische Höhen im Normalfeld sind Normalhöhen. Nun kann man Normalhöhen H_M auch im realen Schwerfeld mit Hilfe folgender Gleichung definieren:

$$H_M^\gamma = \frac{1}{\gamma_{mM}} \int_0^M g dh = \bar{H}_M - \epsilon_M$$

Dabei bezeichnen γ_{mM} die mittlere Schwere am Meßpunkt, \bar{H}_M die geodätische Höhe und ϵ_M eine Höhenanomalie. Letztere läßt sich aus Schweremessungen an der physischen Erdoberfläche berechnen. Wenn man diese Höhenanomalien längs der Kraftlinien des Schwerfeldes über dem Referenzellipsoid abträgt, erhält man das Quasigeoid, einen dem Geoid sehr nahe kommenden Körper, der durch Messungen auf der Erdoberfläche eindeutig bestimmbar ist und auf Meeren und Ozeanen praktisch mit dem Geoid übereinstimmt. Auf die exakte Theorie der Normalhöhen soll nicht weiter eingegangen werden (MÜLLER 1960, SCHNEIDER 1960). Wir können aber konstatieren, daß das neue Höhensystem für den hier interessierenden Anwendungsfall ein echtes Geopotentialsystem darstellt, da es auf der Korrektur mit der realen Schwere basiert und damit vom Meßweg unabhängig, d. h. hypothesenfrei ist. HN-Höhen legen Äquipotentialflächen des irdischen Schwerfeldes fest, sind also genau das, was in den hydrodynamischen Bewegungsgleichungen vorausgesetzt wird. Die Betonung liegt dabei auf dem die Meßorte verbindenden Nivellement!

3. Wahl des Pegelnullpunktes im neuen System HN '76

Im Ergebnis der 1976 durchgeführten Nivellements wurde an der Ostseeküste der DDR keine konstante Differenz zwischen dem alten und dem neuen Bezugssystem festgestellt, sondern die Systemdifferenzen schwankten, von West nach Ost zunehmend, von 8 bis 14 cm. Nun stellte sich die Frage, ob man die Sollhöhendifferenzen zwischen Pegellatten und Festpunkten verändern oder beibehalten sollte. In der Binnenhydrologie war man bereits den letzteren Weg gegangen, für eine Menge von Pegeln mit ohnehin unterschiedlichen Nullpunkten das rationellste, da ohnehin stets Umrechnungen erforderlich sind.

Speziell für die Küste wird jedoch ein einheitlicher Nullpunkt für alle Pegel gefordert und diese Forderung hat Priorität

gegenüber allen anderen Gesichtspunkten. Somit mußte ein völlig neues Meßsystem entstehen, erstmalig ein echtes Geopotentialsystem. Die Wahl des neuen gemeinsamen Nullpunktes im System HN '76 sollte nicht ohne Berücksichtigung der mittleren Wasserstände erfolgen, denn es wurde angestrebt, daß sich die langjährigen Mittelwasserstände in der Nähe der 500-cm-Marke einstellen. Mit Hilfe langer Beobachtungsreihen wurde festgestellt, daß das am besten approximiert wird, wenn man den neuen Pegelnullpunkt 514 cm unter HN legt:

PN = HN — 514 cm .

Diese Horizontumstellung wurde am 1. November 1985, 00.00 Uhr für alle Küstenpegel der DDR vollzogen. Nur an einer einzigen Station ist der neue Pegelnullpunkt mit dem alten identisch. Ansonsten waren alle Pegellatten im Bereich der DDR-Küste um 1 bis 6 cm abzusenken. Die höchsten Absenkungen mußten im Raum Wismar vollzogen werden. Tatsächlich waren hier auch immer schon die

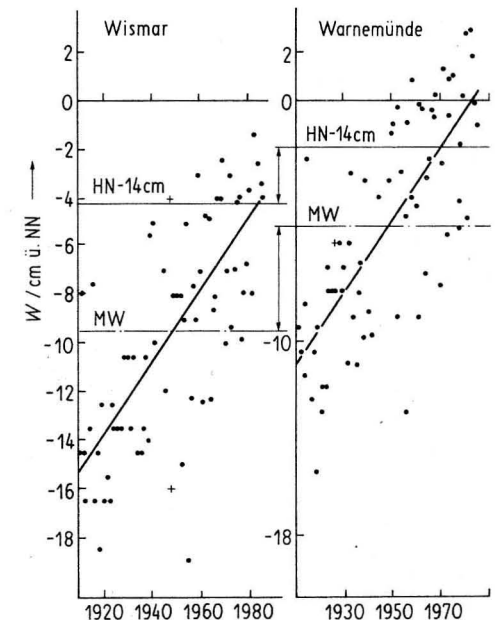


Abb. 1 Jahresmittelwerte der Wasserstände an den Stationen Wismar und Warnemünde von 1910 bis 1985 (Bezugsniveau, Mittelwerte, Trend)

niedrigsten Jahresmittelwasserstände beobachtet worden. Man schrieb das der exponierten Lage der Station zu. Nun zeigte sich, daß die Pegellatte zu hoch gestanden hatte. Abb. 1 verdeutlicht die Situation anhand der Jahresmittelwasserstände von Wismar und Warnemünde aus den Jahren 1910–1985, dargestellt als Punktwolken im alten NN-System. (Die Werte sind nicht mit denen in den Jahrbüchern identisch, weil diese auf unterschiedliche Nullpunkte bezogen und keine Korrekturen vorgenommen wurden.) Der Mittelwert der Wismarer Reihe liegt 4,3 cm unter dem der Warnemünder. Die Niveaufläche HN – 14 cm liegt in Wismar 4,2 cm und in Warnemünde 1,9 cm unter der alten NN-Marke. Die Umstellung auf das System HN '76 bedeutet — die Doppelpfeile deuten es an — eine Anhebung der gesamten Wismarer Werte gegenüber den Warnemündern um 2,3 cm. Damit schrumpft die Differenz der langjährigen mittleren Wasserstände beider Stationen von 4,3 auf 2 cm zusammen.

4. Konsequenzen für die Statistik

Mit der Korrektur des Pegelbezugshorizontes muß sich nun auch die vergleichende Statistik entsprechend verändern. In diesem Zusammenhang muß man abschätzen, wie weit in die Vergangenheit hinein zu korrigieren ist, ob — und wenn ja, innerhalb welcher Zeiträume — es zu Veränderungen der Pegelfestpunkthöhen kam oder ob die Ergebnisse der neuen Messungen sich hauptsächlich wegen der inzwischen verbesserten Vermessungspraxis und Auswertungstheorie von den alten unterscheiden. Auch in der Vergangenheit wurden schon Bewegungen der Pegelfestpunkte festgestellt. Das Geodätische Institut definierte schon ab 1883 den „ideellen Pegelnullpunkt NN“ für Warnemünde in verschiedenen Höhensystemen. Korrekturen der Wasserstandswerte wurden in den späten 30er Jahren berechnet, an den inzwischen erfaßten Wasserstandshauptzahlen aber nur teilweise angebracht. Verfall und Zerstörung

der Pegelanlagen im Zweiten Weltkrieg lassen die Meßwerte der Nachkriegszeit oftmals recht zweifelhaft erscheinen. So findet man im Gewässerkundlichen Jahrbuch für den Winter 1947 in Warnemünde Abweichungen des mittleren Wasserstandes von Wismar und Saßnitz von –10 bzw. –8 cm, während die Wasserstandsdifferenz zwischen Wismar und Saßnitz selbst nur –2 cm betrug. Im Sommer waren die Werte von Wismar und Saßnitz gleich, aber der Warnemünder Wert lag 9 cm darunter. Das deutet auf eine viel größere Fehllage des Warnemünder Pegels hin, als sie 1953 im Rahmen eines Revisionsnivelements nachgewiesen werden konnte. Nach MONTAG (1967) wurden 3,8 cm Fehllage gefunden. Von 1947 existieren keine Vermessungsprotokolle. Der offenbar falsche Wert wurde als „Ausreißer“ aus dem Meßwertkollektiv gestrichen. Ebenso wurde verfahren, wenn ein Meßwert nur von einer Station vorlag. Aus 76 Jahren ergeben sich schließlich 70 korrigierte und für vergleichende Betrachtungen brauchbare Jahresmittelwasserstände der Stationen Wismar und Warnemünde. Für jede Station wurde die lineare Regression mit der Zeit untersucht:

Für 1910 bis 1976 ($x = 1$ bis $x = 76$) ergeben sich zu der Regressionsgleichung $y = ax + b$ (y in cm am Pegel) folgende Koeffizienten a , b und Korrelationskoeffizienten r :

Wismar:
 $a = 0,1487 \pm 0,0164$,
 $b = 484,711 \pm 0,739$, $r = 0,7405$

Warnemünde:
 $a = 0,1457 \pm 0,0163$,
 $b = 489,161 \pm 0,736$, $r = 0,7348$

Den Koeffizienten a kann man als rezente Erdkrustenbewegung (in cm/a) deuten. Es zeigt sich gute Übereinstimmung mit theoretischen Erwartungswerten (vgl. MONTAG 1967). Die Korrelationskoeffizienten signalisieren die auch aus Abb. 1 ersichtliche hohe Streuung der Meßwerte. Eine viel bessere Korrelation besteht zwischen den Wasserständen von Wismar und Warnemünde. Die

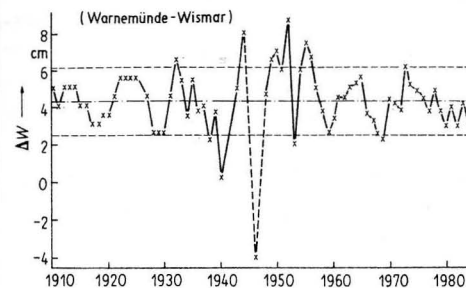


Abb. 2
Differenzen zwischen den im alten NN-System gemessenen Jahresmittelwasserständen von Warnemünde und Wismar (Mittelwert und Standardabweichung)

Jahresmittel sind mit $r = 0,923$ korreliert und die Regressionsgleichung lautet:

$$y(\text{Wismar}) = 27,8725 \text{ cm} + 0,93492y(\text{Warnemünde})$$

Die regressiven Anomalien signalisieren weniger einen irreversiblen Verfall als eine offensichtliche Vernachlässigung des Meßsystems in den Kriegs- und Nachkriegsjahren. Dieser Eindruck entsteht auch schon bei der Betrachtung der Wasserstandsdifferenzen Warnemünde—Wismar (Abb. 2).

Zu der bereits erwähnten mittleren Wasserstandsdifferenz von 4,3 cm zwischen den Stationen gehört eine Standardabweichung von 1,8 cm.

Eine signifikante Zeitabhängigkeit im Sinne eines Trends besteht nicht ($r = -0,0383$). Klammert man die Kriegsjahre einmal aus, so bemerkt man allerdings, daß die Wasserstandsdifferenzen innerhalb eines Jahrzehnts im Bereich der Standardabweichung variieren. Dabei ist nicht ohne weiteres klar, ob es sich um stochastische oder systematische Schwän-

kungen (Mondknoten — Gezeiten?) handelt. Jedenfalls läßt sich außer der rezente Erdkrustenbewegung kein ausgeprägter und zeitlich eingrenzbarer Verfall des alten NN-Systems auf Grund etwaiger Veränderungen der Jahresmittelwasserstände ableiten. Wir schließen, daß die Ursache der unterschiedlichen Systemdifferenzen in der gegenüber dem vorigen Jahrhundert vervollkommenen Meßtechnik liegen muß, Korrekturen infolge einer „Verfallsdynamik“ ergeben sich somit im praxisrelevanten cm-Bereich nicht. Theoretisch könnte man also die alte Statistik unter Berücksichtigung der Systemdifferenzen fortschreiben. Natürlich wird man aber im gültigen System HN '76 arbeiten. Eine neue, HN-bezogene Wasserstandshauptzahl wird aus der alten NN-bezogenen in einfachster Weise gewonnen, indem man die alte Zahl mit 14 cm minus Systemdifferenz HN—NN beaufschlagt.

Die Systemdifferenzen HN—NN sind für die wichtigsten Küstenpegel der DDR in Tabelle 1 angegeben.

Etwas schwieriger wird die Korrektur bei Häufigkeitsverteilungen, z. B. zur Realisation und Überschreitung bestimmter vorgegebener Wasserstandsgrenzwerte. Bei erfolgter Absenkung der Pegellatte um z. B. 3 cm würde die Fortschreibung der alten Statistik bedeuten, daß nun statt der bisher gebräuchlichen Stufung in ganze Dezimeter die Stufung „ganze Dezimeter + 3 cm“ zu betrachten wäre.

Will man es bei den ganzen Dezimetern belassen, interessieren aus den Altdaten nun die Stufungen „ganze Dezimeter – 3 cm“. Das erfordert strenggenommen eine Überarbeitung der gesamten alten Urdaten. Abge-

Tabelle 1
Festgestellte Systemdifferenzen HN—NN (in cm) für die wichtigsten Wasserstandsmeßstellen an der DDR-Küste:

Wismar	9,8	Stralsund	11,8	Koserow	9,6
Timmendorf	8,1	Saßnitz	11,0	Wolgast	11,9
Warnemünde	12,1	Lauterbach	12,3	Karnin	12,2
Zingst	11,0	Greifswald	12,0	Ueckermünde	14,2

sehen vom Aufwand eines solchen Vorgehens, ist es für Institutionen, die bereits mit verdichtetem Datenmaterial arbeiten, unmöglich, diesen Schritt nachzuvollziehen. Hier empfiehlt sich die Anwendung einer geeigneten Interpolation, des Spline-Fitting-Verfahrens. Eine lineare Interpolation wäre offensichtlich falsch und eine exponentielle nicht frei von der Zufallshypothese (Poisson-Verteilung).

5. Das Spline-Fitting-Verfahren

Zu den in Form der alten, diskreten Verteilungen gegebenen Stützstellen $p(x)$ wird eine stetige Approximationsfunktion $f(x)$ so berechnet, daß das Integral über alle Abweichungsquadrate zwischen den 2. Ableitungen der Funktion und der Stützstellen minimiert wird:

$$\int \left(\frac{d^2 p}{dx^2} - \frac{d^2 f}{dx^2} \right) dx = \text{Min.}$$

Tabelle 2
Überschreitungsdauer der Dezimeter-Wasserstandsstufen in Stunden, Station Wismar, Zeitraum: 1953—1985

x_{alt} — Wasserstandsstufe bezüglich altem Pegelnull (NN)
 x_{neu} — Wasserstandsstufe bezüglich neuem Pegelnull (HN)

WS-Stufe x cm	Stunden (x_{alt}) Stützstellen	Stunden (x_{neu}) linear Interp.	Stunden (x_{neu}) AKIMA-Spline
530	15737	>15740	>15740
540	9038	11852	11737
550	5197	6810	6557
560	3124	3995	3860
570	1909	2419	2337
580	1236	1519	1486
590	767	964	945
600	458	588	570
610	268	348	337
620	150	200	193
630	78	108	101
640	50	62	60
650	33	40	40
660	8	19	16
670	6	7	6
680	5	5	6
690	2	3	3
700	1	1	1

Im Gegensatz zum Newtonschen Näherungsverfahren tritt kein „Überschwingen“ der Approximationsfunktion auf. Die entstehende Kurve gleicht der, die ein dünner Holzspan (engl. splint) beschreiben würde, wenn man ihn an den Stützstellen fixiert ausspannte. Das Wort „spline“ leitet sich aus „splint line“ ab. Die aus der Technik entlehene Methode wurde mathematisch von AKIMA (vgl. RUCKDESCHEL 1981) weiterentwickelt und findet Anwendung bei der Berechnung von Isolinen in diskret gegebenen Datenfeldern. Das verwendete Rechenprogramm ist bei RUCKDESCHEL (1981) angegeben und erläutert. Es kann als Standard-Subroutine betrachtet werden. Damit ist die Herleitung der Häufigkeitsverteilungen bezüglich neuer Stufungen eindeutig festgelegt und nachvollziehbar. Als Anwendungsbeispiel ist die Überschreitungsdauer der Dezimeter-Wasserstandsstufen von Wismar aus den Jahren 1953—1985 in Tabelle 2 dargestellt. Da die Wasserstandsstufen

x im neuen System niedriger liegen und die Stützstellen (Überschreitungsstunden) somit höher ausfallen, sind im neuen System für die zahlenmäßig gleichen Dezimeterstufen höhere Stundenzahlen zu erwarten. Die Tabelle verdeutlicht, wie die lineare Interpolation über den Wert der Spline-Interpolation hinausgeht.

6. Schlussfolgerungen für die Methodik von Pegelhorizontumstellungen

Aus der Einführung des Höhenbezugssystems HN '76 vom 1. November 1985 für die DDR-Küstenpegel lassen sich einige allgemeine Grundsätze ableiten.

Da die Konstanz der Sollhöhendifferenzen zwischen Pegellatten und Pegelfestpunkten nur solange sinnvoll ist, wie auch die Konstanz der Pegelfestpunkthöhen gegenüber dem Höhenbezugshorizont der Landesvermessung gegeben ist, könnten im Laufe von Jahrzehnten Korrekturen nötig werden. Dieser Fall ist in der Pegelvorschrift vorgesehen und kann immer dann auftreten, wenn das gesamte Bezugssystem neu vermessen wird. Gleiche Gesichtspunkte gelten, wenn infolge neuer wissenschaftlicher Erkenntnisse das Bezugssystem selbst verändert werden muß, wie es 1976 der Fall war. Die Veränderungen des Meßsystems sind an einen exakten Termin zu binden (1. November 1985).

Um in späteren Zeiten Mißverständnisse, insbesondere doppelte Korrekturen zu vermeiden, sind ältere Haupttabellen und Wasserstandsstatistiken in dem zu ihrer Zeit gültigen Bezugssystem zu belassen. Umfaßt eine Statistik jedoch Zeiträume, in denen sowohl das alte als auch das neue Bezugssystem verwendet wurde, so ist auf das jeweilige neue Bezugssystem zu orientieren und ältere Daten sind entsprechend zu korrigieren. Der Erkenntnisgewinn des 1976 durchgeführten Nivellements für die Küstenhydrographie und die Meereskunde liegt darin, daß sich die mittlere Wasserstands Differenz zwischen Wismar und Warnemünde um ca. 2 cm geringer herausstellte als bisher vermutet. Wenn die

Wasseroberfläche der Mecklenburger Bucht im hydrodynamischen Sinne „ungestört“ sein soll, müßten die vor dem 1. 11. 1985 gemessenen Wasserstände in Wismar 2,3 cm unter den Warnemünder Werten gelegen haben, ab 1. 11. 1985 jedoch an beiden Orten gleich ausfallen.

Für die zahlreichen Praktiker im Umgang mit Wasserständen hat sich mit der Systemumstellung nicht viel verändert. Der „Normalwert“ von 500 cm am Pegel entspricht nun an der Küste tatsächlich eher dem langjährigen mittleren Wasserstand des jeweiligen Ortes als vorher. Damit sind auch die Hochwasser meldegrenzen sinnvoller definiert. Schließlich ist das Interessante an einem Hochwasser der Stand über dem (normalen) mittleren Wasserstand des Meßortes.

Die einzige Schwierigkeit der Pegelhorizontumstellung dürfte darin bestehen, den über ein Jahrhundert benutzten und im Sprachschatz fest verwurzelten Begriff „NN“ zu „vergessen“, zumal die Bezeichnung „normal“ für die wohlbekannte 500-cm-Marke am Pegel in den westlichen Bereichen der DDR-Küste nie so berechtigt war wie heute.

Literatur

MONTAG, H.: Bestimmung rezenter Niveauverschiebungen aus langjährigen Wasserstandsbeobachtungen der südlichen Ostsee. — Arbeiten aus dem Geodätischen Institut Potsdam, Nr. 15 (1967).
MÜLLER, K.: Das Quasigeoid und die Normalhöhen. — Vermessungstechnik 8 (1960) H. 2 u. 3.
PELLINEN, L. P.; DEUMLICH, F.: Theoretische Geodäsie. — Berlin: Verlag für Bauwesen 1982.
RUCKDESCHEL, F. R.: BASIC Scientific Subroutines, Vol. II. — New York: Mc Graw-Hill 1981.
SCHNEIDER, E.: Die Normalhöhen in der Praxis. — Vermessungstechnik 8 (1960) H. 4.

Anschrift des Autors:
Dipl.-Phys. H.-J. STIGGE
Wasserwirtschaftsdirektion Küste
Badenstr. 18
Stralsund
DDR-2300

Eingereicht: 29. 5. 1987
Zur Veröffentlichung angenommen: 20. 12. 1987

FREDRIK WULFF, LARS RAHM

Optimizing the Baltic sampling programme: The effects of using different stations in calculations of total amount of nutrients

With 1 figure and 2 tables

Abstract: A series of simulations have been carried out in order to estimate the degree of representativity of a few selected hydrographic stations in the Baltic Sea for estimates of the total amounts of nutrients. The results of these experiments are compared with a census based on all measurements available from ICES for the entire Baltic. It is found that just a few, reasonably chosen, stations are necessary for calculations describing the overall nutrient conditions in the Baltic Sea. The seasonal variations in total amounts of inorganic nutrients are large. Hence it is suggested that the sampling frequency in time is increased at the expense of the number of stations visited in a future off-shore monitoring programme.

Zusammenfassung: Es sind mehrere Simulationen durchgeführt worden, um den Grad der Eignung einer kleinen Anzahl ausgewählter hydrographischer Stationen in der Ostsee für Schätzungen des gesamten Nährstoffinhalts zu erforschen. Durch Vergleich dieser Experimente mit einer auf „allen“ zur Verfügung stehenden Ostsee-Daten basierenden Schätzung hat sich herausgestellt, daß eine kleine Anzahl sinnvoll ausgewählter Stationen ausreichend erscheint, um die Nährstoffverhältnisse im Überblick zu beschreiben. Der Jahresgang ist jedoch groß, was die anorganischen Komponenten betrifft. Dies bedeutet, daß in einem künftigen Überwachungsprogramm für die gesamte Ostsee die Meßfrequenz auf Kosten der Stationsanzahl erhöht werden sollte.

Резюме: Была выполнена серия моделирований для того, чтобы выяснить, в какой степени малое число избранных гидрологических станций можно считать репрезентативным для приблизительного определения общего содержания биогенных микроэлементов в Балтийском море. Сравнение этих экспериментов с приблизительным определением на основе всех доступных данных из Балтийского моря показало, что малое число избранных станций является достаточным для описания распределения биогенных микроэлементов. Общая концентрация

неорганических биогенных микроэлементов имеет значительную сезонную изменчивость. Из этого следует, что (в будущей контрольной программе) возможно повышение частоты наблюдений за счет увеличения числа станций во всем Балтийском море.

1. Introduction

A basic question for any monitoring programme is to optimize sampling frequency in time and space in relation to costs and aims of the programme in question. This is perhaps especially true for the Baltic Sea, where such a programme must meet a manifold of purposes. During the last decades the need to make reliable estimates of total amounts of nutrients has increased in the Baltic Sea. This is not only due to pure scientific interest but also by the necessity to understand and explain the observed tendencies towards eutrophication (LARSSON et al. 1985). Estimates of volume weighted mean concentrations and of total amounts of nutrients are essential for the overall nutrient budgets that are used as references in tests of current ecological models of the Baltic Sea (see e.g. STIGEBRANDT and WULFF 1987). Moreover, several studies of different processes have been based on the assumption that certain hydrographic stations are representative for the entire Baltic (see e.g. MATTHÄUS 1985 or RAHM 1985, 1987), assumptions that are not generally verified. Finally, the choice of characteristic parameter values in box-modelling attempts of the Baltic Sea (e.g. BOLIN 1972) is critical since concentrations may vary by an order of magnitude within a single compartment.

Hence, one important aim for a monitoring programme in the hydrographically and biologically diversified Baltic Sea must be to detect changes in total amounts of nutrients. It is not certain that changes observed at a particular station or at a particular depth are representative for a larger domain. Short-term seasonal variations in observed concentrations may also disguise real long-term changes if the sampling frequency is not appropriate (WULFF 1979). A good coverage of both seasonal and spatial variations is therefore necessary. Such a monitoring programme is, however, not only laborious but also very expensive and it is necessary to try to optimize the sampling frequency in time and space in relation to costs and aims of the programme in question.

In order to address these questions we have used a database of Baltic chemical data and volumes to generate estimates of total amounts of nutrients, based on mean values from a large number of observations in time and space. We have then successively reduced the number of stations in a series of "sampling programmes" and again calculated the total amounts, now based on these measurements only. These results are thereafter compared with the "true" estimates.

2. Methods

The total amounts of nutrients have first to be calculated for the entire Baltic, based on measurements from all different subareas. In order to base these calculations on a sufficiently large amount of observations, monthly means from a five-year period (1977–1981) are used, clustered into a spatial grid. This is obtained by partitioning the entire Baltic Sea into $1^\circ \cdot 1^\circ$ squares.

Each square is divided into 22 depth intervals, their thicknesses are increasing with depth to ensure a reasonable resolution of the generally shallow Baltic. This makes a total of $12 \cdot 18 \cdot 22$ cells but some are empty due to the occurrence of land or bottom. The data used are obtained from routine surveys and reported to ICES in Copenhagen by the different countries around the Baltic Sea. Some checks on extreme values are added to the quality control performed by ICES in order to minimize the effects of punching errors, transmission faults etc. This does not, however, eliminate all errors but hopefully reduce them to an acceptable level.

An interpolation routine was adopted to overcome the problem with missing mean values in some grid points. This procedure was

applied to each region in question, because the variability within each area is assumed small compared to the variability between adjacent regions (for a justification of this assumption, see e.g. RAHM 1988). Each subarea is then divided into two layers, which are separated by the halocline. (This because the halocline usually coincides with the chemocline in the Baltic.) The depth of the halocline in each subarea was determined from computed monthly mean salinity gradients. The interpolation and calculation of total amounts of nutrients have not been carried out if no observations were found within one region for a particular month.

The actual interpolation procedure starts with an interpolation of the water column, above and below the halocline, followed by interpolations in latitudinal and longitudinal directions. The two layers are kept isolated from each other. A convention was adopted where real interpolations were done with a piece-wise linear approximation, while in cases of extrapolations the closest laying data is also assumed valid for the missing ones. This procedure was adopted in order to

combine a simple interpolation routine with one that does not yield grossly erroneous estimates, something which may easily occur if e.g. non-linear methods are used.

The total amounts of the substances in question are obtained for each subarea by coupling these concentrations to a volume database for the entire Baltic (STIGEBRANDT and WULFF 1987) with the same grid structure. A full account of the results are presented in WULFF and RAHM (1988). Three different months, each with a reasonable number of observations in all subareas, are here chosen for the simulations; March, August and November. The nutrients are nitrate, phosphate and total nitrogen. These estimates will here represent the "true" states in the coming calculations.

The simulations are carried out by assuming that a few characteristic $1^\circ \cdot 1^\circ$ squares, hereafter denoted "stations" after the dominant international hydrographic station within each one-degree square, represent the entire basin or major parts of it. These stations are regularly visited within the Baltic Monitoring Programme (Anon. 1980) adopted by all

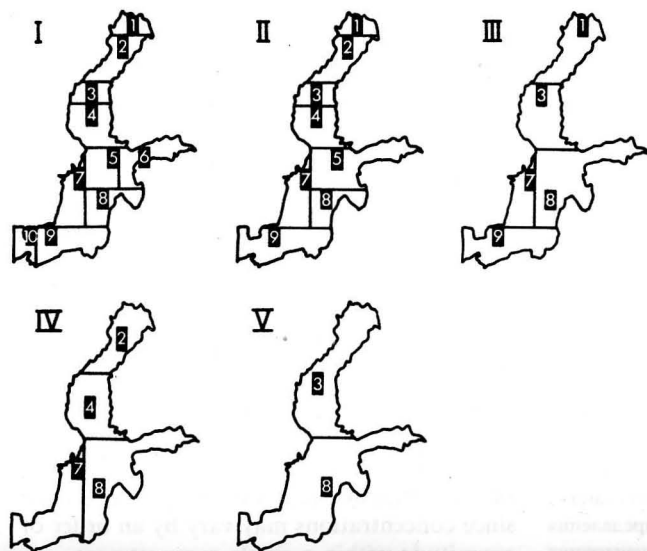


Fig. 1
The separation of the Baltic Sea into different subregions and "stations" chosen to represent these in five different simulated sampling strategies (I–V).

Table 1

The subareas of the Baltic Sea, position of the selected grid and the name of the central station (used in the international Baltic monitoring programme) and total volumes, calculated from the volume database. The Gulf of Finland has been included in the calculations for the Baltic Proper.

Subarea	Volume km ³	Station	Position	No. (in Fig. 1)
Bothnian Bay	1,860	F 2	N65°E23°	1
		BO 3	N64°E22°	2
Bothnian Sea	4,019	US 5b	N62°E19°	3
		SR 5	N61°E19°	4
North Central B.	2,858	BY 28	N59°E21°	5
Gulf of Finland	1,340	LL 7	N59°E24°	6
West Gotland B.	2,453	BY 31	N58°E18°	7
East Gotland B.	5,004	BY 15	N57°E20°	8
Bornholm Basin	2,063	BY 5	N55°E15°	9
Arkona Basin	342	BY 2	N55°E14°	10
Baltic proper	14,061			
Baltic Sea	19,941			

Baltic countries. The subareas and stations are listed in Table 1 and shown in Fig. 1.

The partitioning of the Baltic proper is based on both the hydrographic survey of the data by WULFF et al. (1987) and on bathymetric considerations. It is assumed, and verified in the present investigation, that the major subareas dominate the estimates due to the relatively small horizontal mean variations found within each basin.

3. Results

In these series of simulations the Baltic Sea is divided with different degrees of resolution with one or two characteristic "stations" within each subarea, for details see the map, Fig. 1, I-V.

In the crudest estimate, one station, "BY 15" in the Eastern Gotland Basin, is assumed representative for the entire Baltic proper including the Gulf of Finland (Fig. 1, case V), an assumption previously suggested by several authors (see e.g. MATTHÄUS 1985; RAHM 1985, 1987). One station, "US 5b" in the northern part of the Bothnian Sea, is chosen to represent both the Bothnian Sea and the Bothnian Bay. A comparison with the "true state" for total nitrogen reveals (see Table 2, case V) an astonishingly high agreement, well within 5% of the reference values for all months of total amount in the Gulf of Bothnia, the Baltic proper and in the entire Baltic Sea. The agreement for the Bothnian Bay are somewhat less (but generally within 10%) suggesting that concentrations at the chosen station are lower than what is typical for the entire basin and more representative for conditions in the Bothnian Sea. For nitrate and phosphate, the deviations from the "true" values are larger, indicating a stronger regional variation of inorganic nutrients than for the total nitrogen (shown by the small seasonal variations compared to nitrate and phosphate). Variations within single basins may be substantial, see e.g. the Eastern Gotland Basin. For the total contents in the Baltic proper, the deviations are still

less than 20%, although the deviations for certain subareas can be larger. The deviations are usually greatest in the smallest subareas (compare the volumes shown in Table 1) and they have therefore little impact on total amounts.

The regional variations are evident in Table 2. Comparisons between hydrographic stations in the central Baltic and those representing the Arkona Basin and the Gulf of Finland indicate the latter regions as areas of generally higher nutrient concentrations (the only exception is the phosphate concentration in the Arkona Basin in March, which may depend on an early start of the spring bloom in this area). Not surprisingly these areas correspond to two of the most nutrient loaded regions in the Baltic proper (see LARSSON et al. 1985).

For the northern basins, "US 5b" is obviously not a good station since it usually severely underestimates the amount of nitrate but overestimates the amount of phosphate in the Bothnian Bay. This is due to the difference in limiting factors for primary production. Bothnian Bay is phosphorus limited with excess nitrate remaining in surface waters during summer while the Bothnian Sea, as well as the rest of the Baltic Sea, is nitrogen-limited, something that is clearly seen in Table 2.

A division of the Baltic proper into two subregions (see Fig. 1 and Table 1, case IV); the eastern ("BY 15") and western ("BY 31") parts, does not radically improve the estimate for the entire basin. However, the separate stations used for the Bothnian Bay ("F 2") and the Bothnian Sea ("US 5b") in this simulation improves the estimates of inorganic nutrients in the former basin.

A further increase in resolution to three regions in the Baltic proper (case III) will only lead to slight changes in the overall estimates of total amounts. However, the changes may be more substantial for the different subareas as is readily noticed in Table 1. In this case, different stations than in the previous case ("BO 3" and "SR 5") are used to represent the overall conditions

Table 2

Total amounts of total-N, nitrate-N and phosphate-P (tons) in the different subareas for three different months and the percentage share obtained with five simulated sampling regimes (I-V). AR = Arkona, BO = Bornholm, EG = East Gotland, WG = West Gotland, NC = North Central, GF = Gulf of Finland, BP = Baltic proper (all the previous subareas), BB = Bothnian Bay, BS = Bothnian Sea, TB = Total Baltic Sea (BP + BB + BS).

Total-N

	MARCH						AUGUST						NOVEMBER					
	Tons	I	II	III	IV	V	Tons	I	II	III	IV	V	Tons	I	II	III	IV	V
AR	114,120	103	75	75	81	75	100,702	99	90	90	88	93	108,681	100	79	79	75	82
BO	529,947	99	99	99	105	101	545,152	100	100	100	97	98	532,948	100	100	100	92	102
EG	1,133,692	118	118	118	118	118	1,351,923	99	99	99	97	97	1,388,345	98	98	98	96	98
WG	655,306	99	99	99	99	100	652,958	98	98	98	98	99	583,597	100	100	100	100	114
NC	853,900	102	102	92	92	93	778,888	98	98	97	97	97	753,601	104	104	103	103	108
GF	544,845	91	81	63	63	63	384,055	103	92	91	91	91	426,333	93	87	82	82	82
BP	3,831,810	104	102	96	97	97	3,816,378	99	98	97	96	97	3,793,505	100	99	98	96	102
BS	1,006,014	102	102	108	99	99	912,862	99	99	96	100	100	903,085	97	97	96	98	98
BB	499,003	102	102	106	101	92	460,626	104	104	97	105	91	458,349	104	104	103	104	88
TB	5,336,827	103	102	99	98	97	5,187,166	99	99	97	98	97	5,154,939	100	99	98	97	100

Nitrate-N

	MARCH						AUGUST						NOVEMBER					
	Tons	I	II	III	IV	V	Tons	I	II	III	IV	V	Tons	I	II	III	IV	V
AR	33,622	99	46	46	56	51	3,572	79	13	13	10	11	9,651	47	67	67	56	49
BO	110,441	99	99	99	102	100	21,232	102	102	102	50	48	56,049	98	98	98	72	74
EG	321,737	98	98	98	95	97	148,992	96	96	96	83	84	212,186	91	91	91	87	91
WG	125,414	104	104	104	104	119	47,567	112	112	112	112	113	56,663	119	119	119	119	154
NC	182,992	109	109	100	100	106	75,540	97	97	102	102	103	109,325	97	97	107	107	119
GF	130,785	89	76	53	53	53	24,101	78	25	22	22	22	73,409	88	48	33	33	33
BP	904,992	101	97	92	91	95	321,004	97	93	95	87	87	517,283	95	90	91	87	95
BS	164,643	97	97	96	98	98	88,138	81	81	101	67	67	127,998	99	99	93	104	104
BB	131,478	106	106	119	103	55	96,381	122	122	133	120	20	117,186	117	117	119	117	46
TB	1,201,113	101	98	95	93	92	505,523	99	96	102	89	72	762,467	99	95	95	94	90

Phosphate-P

	MARCH						AUGUST						NOVEMBER					
	Tons	I	II	III	IV	V	Tons	I	II	III	IV	V	Tons	I	II	III	IV	V
AR	5,068	83	132	132	123	137	2,370	62	49	49	91	45	3,837	69	96	96	86	70
BO	42,927	101	101	101	108	106	19,711	102	102	102	127	78	36,067	105	105	105	77	62
EG	168,692	96	96	96	101	99	107,550	113	113	113	110	101	158,053	104	104	104	86	83
WG	83,009	108	108	108	108	94	70,209	98	98	98	98	72	73,409	95	95	95	95	84
NC	101,672	98	98	99	99	93	73,891	99	99	88	88	77	67,336	97	97	103	103	98
GF	40,397	97	63	71	71	71	18,404	99	55	46	46	46	26,137	110	56	51	51	51
BP	441,765	99	97	98	100	95	292,136	103	101	96	97	82	364,839	100	97	99	90	84
BS	31,607	102	102	113	97	97	23,171	83	83	77	85	85	28,823	91	91	94	90	90
BB	6,986	87	87	81	90	181	5,052	45	45	55	43	138	4,791	82	82	76	82	199
TB	480,358	99	97	99	100	96	320,359	101	99	94	95	83	398,453	100	97	99	90	85

in the two basins of the Gulf of Bothnia, but this does not lead to significant changes in the overall estimates.

A further increase in resolution to first four (case II) and then to six subregions (case I) in the Baltic proper will only lead to a slight improvement compared to the "coarser"

resolutions presented above (though the total amounts obtained only deviate by approximately 1% from the "true" values). The estimates for the Bothnian Sea and Bothnian Bay, where now two stations in each subarea are used, show an improvement to within 20% or better, even for the inorganic nutrients.

The only exception is phosphate in August for the Bothnian Bay, but the concentrations are then so low (close to the detection limit in most of the water column) that the errors introduced by multiplying these small numbers by large volumes of water might be considerable.

4. Conclusions

The series of simulations performed in this study show that a remarkably small number of stations are sufficient for an overall estimate of total amounts in the Baltic Sea. The rationale to use only a few representative stations for the entire Baltic in various modelling experiments has been well founded. One implication of these results is that in future monitoring programs, with the aim at following large-scale and long-term trends in the Baltic Sea, a rather limited set of stations is sufficient. Since the seasonal changes are often more substantial than the uncertainty in the simulated estimates, a radical increase in observation frequency seems more appropriate than an excessive geographical resolution. This is at least the case when the monitoring has large-scale ecological implications. The situation is of course different when a local area is the object of interest but this is beyond the scope of the more general monitoring programs considered here.

Acknowledgements

The authors are indebted to V. KUYLENSTIERNA for invaluable help preparing the manuscript.

This work has partly been supported by the National Swedish Environmental Protection Board and partly by the Swedish National Marine Resources Commission.

References

Anon.: Guidelines for Baltic Monitoring Programme for the first stage. — Baltic Marine Environment

Protection Commission, Helsinki Commission (1980).

BOLIN, B.: Model studies of the Baltic Sea. — *Ambio Special Report*, No. 1 (1972), 115–119.

LARSSON, U.; ELMGREN, R.; WULFF, F.: Eutrophication and the Baltic Sea: Causes and consequences. — *Ambio* 14 (1985), 9–14.

MATTHÄUS, W.: Analysis of long-term trends in the Baltic proper during the seventies. — *Beitr. Meereskd.* 52 (1985), 49–56.

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

RAHM, L.: Oxygen consumption in the Baltic proper. — *Limnology and Oceanography* 32 (1987), 973–978.

RAHM, L.: A note on some hydrographic properties of the Eastern Gotland Basin. — *Beitr. Meereskd.* 58 (1988), 47–58.

STIGEBRANDT, A.; WULFF, F.: A model for the dynamic of nutrients and oxygen in the Baltic proper. — *J. Mar. Res.* 45 (1987), 729–759.

WULFF, F.: The effect of sampling frequency on estimates of the annual pelagic primary production in the Baltic. — In: *The use of ecological variables in environmental monitoring*. — The National Swedish Environmental Protection Board, Rep. PM 1151 (1979), 147–149.

WULFF, F.; RAHM, L.; STIGEBRANDT, A.: Spatio-temporal distributions of hydrographical and chemical properties of the Baltic Sea. — *Contrib. Askö Lab., Univ. Stockholm* 32 (1987), 1–304.

WULFF, F.; RAHM, L.: Seasonal and temporal variations of nutrients in the Baltic: An overview. — *Marine Environ. Res.* 26 (1988), 19–37.

Addresses of the authors:

Doc. F. WULFF
The Askö Laboratory
University of Stockholm
S-10691 Stockholm
Sweden

Dr. L. RAHM
Swedish Meteorological and Hydrological Institute
S-601 76 Norrköping
Sweden

Received: December 28, 1987

Accepted: January 30, 1988

FRANK GEORGI

Parafavella denticulata (EHRENBERG) (Protozoa, Tintinnida) in the Mecklenburg Bight (western Baltic)

With 1 figure

During an ecological experiment carried out to investigate the space-temporal variations of the microzooplankton at one locality in the Mecklenburg Bight (54°18,9'N; 11°33,0'W) in March, 1988 (see: SCHULZ et al., in prep.), water samples were taken from the water column below the halocline (depth 23 m) every 24 hours. Abundances were estimated by live-counts.

In the course of these investigations a tintinnid specimen was found which differed conspicuously from the tintinnid species commonly found in the western Baltic. The animal was characterised as follows (Fig. 1):

Total length 270 µm including an appr. 25 µm long hollow lorica process. Diameter of the mouth 60 µm, 35 µm at posterior end of the lorica. Mouth with dentate armour. Translucent lorica with honeycomb-like structures. Wall of the lorica about 5 µm wide. The remains of animal (recently dead) were still visible in the lorica.

Comparisons with the description given by KOFOID and CAMPBELL (1929) and DAVIS (1978) the specimen appears to be *Parafavella denticulata* (EHRENBERG)

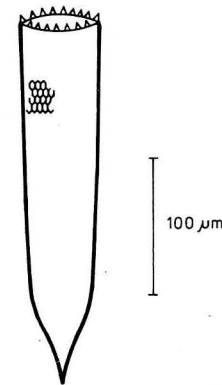


Fig. 1
Full scale representation of the found *Parafavella denticulata*

which is only occasionally found in the western Baltic. Its normal range of distribution are the northern oceanic waters and the northwestern North Sea. According to JÖRGENSEN (1940) this species for which he used the synonym *Favella denticulata typica*, sometimes enters the western Baltic via the Norwegian Trench, Skagerrak and Kattegat in early spring. It is known to have reached to the Gotland Sea only in 1910.

The salinity of the water body in which we found *P. denticulata* was $15.52 \cdot 10^{-3}$; the oxygen content $8.27 \text{ ml} \cdot \text{dm}^{-3}$ and the water temperature $2.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

References

DAVIS, CH. C.: Variations of the lorica in the genus *Parafavella* (Protozoa: Tintinnida) in northern Norway waters. — *Can. J. Zool.* 56 (1978) 8, 1822–1827.

JÖRGENSEN, E.: Ciliata-Tintinnidae. — In: GRIMPE, G.: *Die Tierwelt der Nord- und Ostsee*, Bd. II, c₁. — Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft Becker & Erler 1940.

KOFOID, C. A.; CAMPBELL, A. S.: A conspectus of the marine and fresh-water Ciliata belonging to the suborder Tintinnoinea, with descriptions of new species principally from the Agassiz Expedition to the eastern tropical Pacific, 1904–1905. — *Univ. Calif. Publ. Zool.* 34 (1929), 1–403.

SCHULZ, S., et al. (in preparation).

Address of the author:

Dr. F. GEORGI
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
Rostock-Warnemünde
DDR-2530

Received: June 25, 1988

Accepted: August 5, 1988

EBERHARD HAGEN

Intermediäre Frontzonen vor Kap Verde (15° N)?**Intermediate front zones off Cape Vert (15° N)?**

Mit 2 Abbildungen

Westlich des küstennahen Auftriebsgebietes vor Nordwestafrika wurde das Auftreten von intermediären Frontzonen in Tiefen zwischen 100 und 400 m von HAGEN und SCHEMAINDA (1986, 1987) durch das nach Westen gerichtete Abstrahlen des Auftriebsunterstromes (UUC) als Bestandteil jahreszeitlich angeregter Rossby-Wellen erklärt.

Der UUC ist stark geostrophisch und transportiert vor dem Kontinentalschelf das Südatlantische Zentralwasser (SACW) von niedere in höhere Breiten. Entsprechend der zonal alternierenden Meridionalströmung erscheinen im Jahresverlauf mit den Stromrichtungsänderungen entsprechende Muster mit hohem und niedrigem Gehalt an SACW. Die Übergangsbereiche zwischen NACW und SACW bilden in den Tiefen von 100/400 m intermediäre Frontzonen. Da die Abstrahlgeschwindigkeit dieser Wellenkämme in der Größenordnung von 10^{-2} ms^{-1} liegt, erscheinen die Fronten im Zeitbereich von Wochen bis zu einem Monat nahezu ortsfest zu sein. Beispielsweise können sich die Stromkerne durch diese Dynamik während eines Monats lediglich um 20 km westwärts verlagern. Auf der Breite von Dakar (15° N) bildet die Inselgruppe der Kapverden ein Hindernis für die Westwärtswanderung der meridional orientierten Wellenkämme. Es ist zu erwarten, daß die Rossby-Wellenmuster mit Annäherung an die Kapverden zerstört werden und in wirbelartige Strömungsgebilde zerfallen.

An dieser Stelle soll ein Beobachtungsbeispiel für den zonalen Einflußbereich der Kapverden auf die Abstrahlung des UUC vorgelegt werden.

Mit dem FS „A. v. Humboldt“ der AdW der DDR wurde im Juli 1972 zu einer Zeit ohne küstennahen Auftrieb ein ausgedehnter Zonalschnitt bis zu einer Küstenentfernung von 600 km auf der Breite von 14°45'N zwischen 17° und 23° W beprobt. Die Messungen wurden mit Kippthermometern und Nansen-Schöpfnern in vorgegebenen Solltiefen ausgeführt. Die Stationsabstände betragen 20 sm östlich von 20° W und 40 sm westlich davon. Die Meßergebnisse wurden von NEHRING, SCHEMAINDA und SCHULZ (1974) in einem Datenbericht veröffentlicht, aber sind bisher keiner Auswertung unterzogen worden.

Es wird angenommen, daß für das intermediäre Stromfeld sehr kleine Rossby-Zahlen gelten und die potentielle Vorticity der Strömung durch die Näherung $q = (f/\rho_0) (\Delta q/D)$ hinreichend erfaßt wird. Dabei ist $f = 5,03 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ die lokale Coriolis-Frequenz, ρ_0 entspricht der mittleren Dichte $\sigma_t = 26,8$ in der Schicht D , die von den Isopyknen $\sigma_t = 26,5$ und $\sigma_t = 27,1$ mit der Dichtedifferenz $0,6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ eingeschlossen wird. Die Dichte in situ möge bis zur Wassertiefe von 500 m durch σ_t beschrieben werden. Es wird akzeptiert, daß alle Vermischungsprozesse zwischen NACW und SACW auf den σ_t -Flächen ablaufen. Mit diesen Einschränkungen ist Abb. 1 zu interpretieren.

Dargestellt ist die Verteilung der Windvektoren im Vergleich mit den Zonalstrukturen der Anomalien q' und (SACW)' in bezug auf die Mittelwerte \bar{q} und (SACW) über die Schicht und über den Schnitt. Erwartungsgemäß verhält sich q' invers zu (SACW)', da eine Anreicherung von SACW in der Schicht durch eine Zunahme ihrer Schichtdicke kenntlich gemacht wird und diese im Nenner von q steht. Maximale Gradienten werden für beide Größen zwischen 18° und 18°30'W (Station 881–882) sowie zwischen 21° und 22°45'W (Station 889–895) ausgewiesen. Die Windvektoren zeigen bis Station 893 eine leichte Windzunahme in Richtung der Kapverden, um westlich davon wieder abzunehmen. Eine drastische „Windkante“, die ebenfalls eine Begrenzung der Abstrahlung des UUC bedingen könnte, wurde durch die vorliegenden Beobachtungen nicht nachgewiesen.

Der parallele Verlauf von q' und (SACW)' deutet in der Zone zwischen den Stationen 882 bis 889 auf eine einheitliche Stromfelddynamik hin. Dieses Gebiet wird durch die Küstenentfernungen von 80 km bis 350 km eingeschlossen. Bemerkenswert ist ein sekundäres Maximum für (SACW)' in der Entfernung von 200 km ohne eine entsprechende Reaktion in q' . Diese Tatsache wird nur durch eine starke Vertikalschichtung im SACW-Gehalt erklärbar, in der die Schichtdickenzunahme infolge hoher SACW-Anteile auf einen Teil der Wassersäule beschränkt ist, der im Vergleich zur Dicke D gering ist. Diese Verhältnisse werden durch

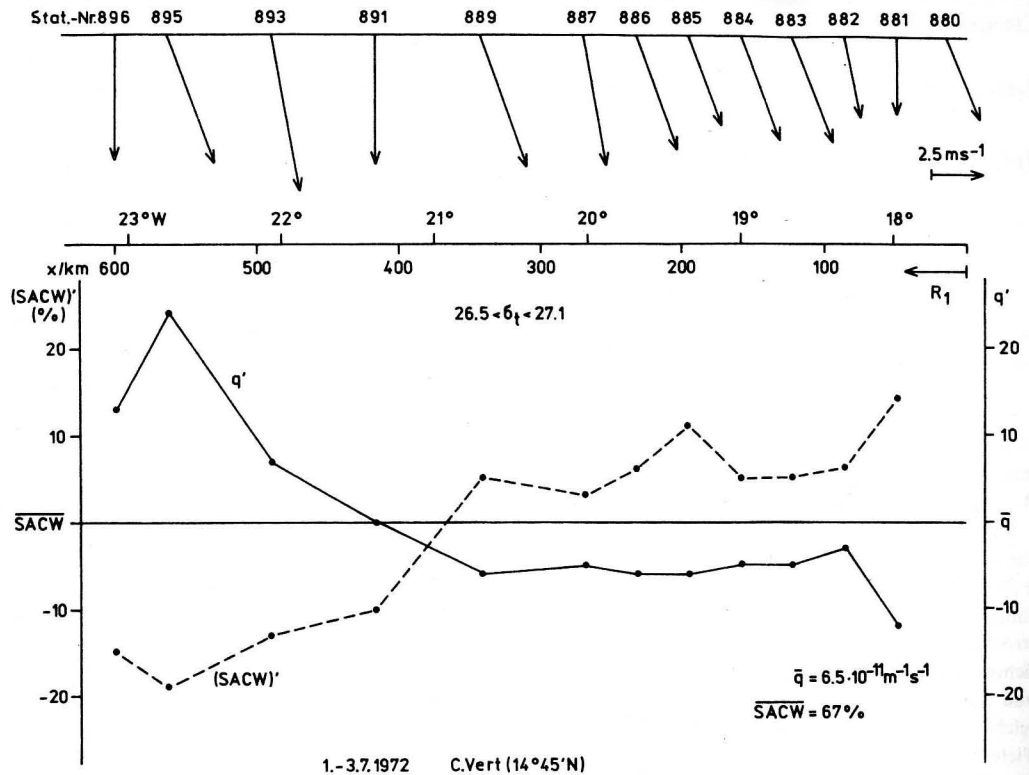


Abb. 1 Zonalverteilung der Windvektoren auf der Breite von Dakar (14°45'N) im Vergleich zu den Anomalien der potentiellen Vorticity q' für kleine Rossby-Zahlen und zu den isopyknisch errechneten Anomalien (SACW)' in bezug auf die vertikal über die Schicht zwischen den Isopyknen $\sigma_t = 26,5$ und $\sigma_t = 27,1$ und zonal über den Schnitt gemittelten Werte \bar{q} und $(\text{SACW})'$.
Wind arrows along a zonal section at the latitude of Dakar (14°45'N) in comparison both with anomalies of potential vorticity q' for small Rossby numbers and anomalies of (SACW)' trapped within the layer between the density surfaces $\sigma_t = 26,5$ and $\sigma_t = 27,1$ with respect to the mean values \bar{q} and $(\text{SACW})'$ zonally averaged.

Abb. 2 bestätigt. Die Anreicherungen SACW > 90% wurden in diesem Gebiet in der Schicht zwischen 100 und 180 m angetroffen, während sie im Bereich des UUC vor dem Kontinentalschelf bis 220 m hinabreichen und Gehalte von SACW > 60% tiefer als 400 m beobachtet wurden. Wird akzeptiert, daß das küstenferne Maximum SACW > 90% dem Stromkern des UUC des Vorjahres zugeordnet wird, dann ergibt sich die Abstrahlgeschwindigkeit zu $200 \text{ km} / 365 \text{ d} = 6 \cdot 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$, die dem Wert $7 \cdot 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$ des zweiten Mode der Rossby-Wellen nach HAGEN und SCHEMAINDA (1986) entspricht.

Die Zone mit der Beeinflussung der Vermischungsprozesse zwischen NACW und SACW durch das Abstrahlen des UUC wird in Abb. 2 durch eine kastenförmige Isolinienführung von SACW = 70% zwischen dem Kontinentalschelf und der Entfernung von

etwa 350 km markiert. Zwischen den Stationen 889 und 891 steigen die Isolinien von SACW = 70% aus Tiefen um 300 m zur oberen Dichtefläche $\sigma_t = 26,5$ in 100 m auf. In der Zone um 21° W schneiden sich in Abb. 1 auch die q' - und (SACW)'-Kurven. Summarisch ist daraus zu folgern, daß im Gebiet zwischen den Stationen 882 und 889 die Stromfelddynamik und damit die Natur der Vermischungsprozesse einheitlich ist, sich aber westlich von 21° W grundsätzlich ändert. Daraus ist zu schließen, daß die Abstrahlung des UUC durch die jahreszeitliche Rossby-Wellendynamik auf das Gebiet zwischen dem Kontinentalschelf und 21° W beschränkt bleibt. Westlich davon wird eine Häufung von Wirbelmustern mit eigenständiger Dynamik erwartet. Die Zone um 21° W kennzeichnet sich nach SCHEMAINDA und HAGEN (1986) durch den Vorzeichenwechsel im Zonalgradienten der Bodentopographie.

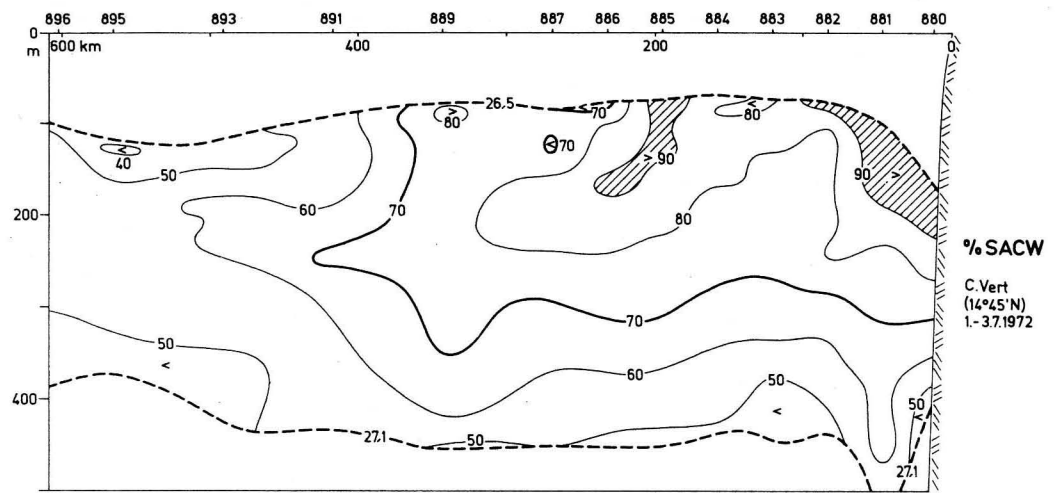


Abb. 2 Prozentuale Verteilung des SACW zwischen zwei ausgewählten Isopyknen entlang eines 600 km langen Zonalchnittes zwischen Kap Verde und den Kapverden unter der Voraussetzung der isopyknischen Vermischung (70% SACW entsprechen 30% NACW). Percentage of SACW calculated by the assumption of isopycnal mixing (70% SACW correspond to 30% NACW) between two selected density surfaces along a zonal section extending over 600 km from Cape Vert to the Cape Verde Islands.

Da sich der Abstrahlvorgang der Rossby-Wellen jährlich wiederholt, ist es nicht überraschend, daß die von DANTZLER (1977) erarbeitete Übersicht zur klimatologischen Verteilung der potentiellen Wirbelenergie das Umfeld der Kapverden westlich von 21° W als energiereich ausweist, da dort der topographische Einfluß auf die internen Druckgradienten und damit auf die geostrophischen Strömungen dominiert und der jährliche Abstrahlvorgang des UUC in Richtung der Kapverden zur intermediären Energieanreicherung in Tiefen zwischen 100 und 200 m beitragen kann.

Literatur

DANTZLER, H. L.: Potential energy maxima in the tropical and subtropical North Atlantic. — *J. Phys. Oceanogr.* 7 (1977), 512—519.
HAGEN, E.; SCHEMAINDA, R.: On the annual Rossby dispersion off Dakar, Northwest Africa. — *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 36 (1986), 15—18.
HAGEN, E.; SCHEMAINDA, R.: On the zonal distribution of South Atlantic Central Water (SACW)

along a section off Cape Blanc, Northwest Africa. — *Oceanologica Acta*, Vol. Spec. 6 (1987), 61—70.
NEHRING, D.; SCHEMAINDA, R.; SCHULZ, S.: Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserantriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks; Teil IV: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 7. 6.—7. 9. 1972. — *Geod. Geophys. Veröff.*, R. IV, H. 12 (1974), 61 S.
SCHEMAINDA, R.; HAGEN, E.: Zur topographischen Richtungstendenz barotroper Strömungen im östlichen Zentralatlantik. — *Beitr. Meereskd.* 54 (1986), 69—74.

Anschrift des Autors:
Dr. sc. E. HAGEN
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
Rostock-Warnemünde
DDR-2530
Eingereicht: 25. Juni 1988
Zur Veröffentlichung angenommen: 10. August 1988

ANDREAS IRMISCH

Zur Bedeutung des Harnstoffs in der Ostsee**On the role of urea in the Baltic Sea**

Mit 4 Tabellen

In der Oberflächenschicht der offenen Ostsee liegt der Harnstoff im späten Frühjahr und im Hochsommer in Konzentrationen bis $2,0 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ vor. Sehr viel niedriger sind die Harnstoffkonzentrationen in den Wintermonaten mit Minimalwerten bis hinab zu $0,1 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ (IRMISCH 1986; VALDERRAMA 1987). Diese niedrigen Werte sind sicherlich eine Folge des biochemischen Harnstoffabbaues, der vom Spätherbst an offensichtlich gegenüber der Harnstoffbildung durch tierische Meeresorganismen, vor allem Zooplankton, überwiegt.

Einige Phytoplankter können Harnstoff als Stickstoffquelle nutzen (CARPENTER u. a. 1972; MC CARTHY 1980). Unter diesem Aspekt könnte dem Harnstoff in

der Ostsee angesichts des hier herrschenden Defizits des anorganischen Stickstoffs gegenüber Phosphor (NEHRING 1982) Bedeutung zukommen, besonders in der sommerlichen Deckschicht, in der trotz niedriger Konzentrationen der anorganischen Algennährstoffe hohe Photosyntheseraten gemessen werden (KAISER u. a. 1981).

Dies war Anreiz für Untersuchungen darüber, ob auch in der Ostsee das Phytoplankton den Harnstoff als Stickstoffquelle zu nutzen vermag und in welchem Ausmaß Harnstoff durch Bakterien zersetzt wird, wobei Ammonium entsteht. Zu diesem Zweck wurden in der Oberflächenschicht (1 m) ausgewählter Ostsee-stationen (vgl. Tab. 1) im Juli 1987 In-situ-Messungen

Tabelle 1

Die Positionen der beprobten Stationen, die Probenentnahmetermine sowie ausgewählte chemische und biologische Parameter in 1 m Tiefe
Positions of the investigated stations, dates of sampling and some chemical and biological parameters in the surface layer (1 m)

Stationsbezeichnung und Beprobungstermin	Position	Nährstoffkonzentrationen ($\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$)			Harnstoffkonz. ($\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$)	Primärproduktion ($\text{mg C m}^{-3} \cdot \text{d}^{-1}$)
		NO_3	NH_4	PO_4		
012 15. 7. 87	54°18,9'N 11°33,0'E westl. Ostsee	0,19	0,25	0,02	0,53	90,64
113 16. 7. 87	54°55,5'N 13°30,0'E Arkonatief	0,12	0,18	0,04	0,27	70,15
3. 8. 87		0,09	0,15	0,05	0,31	—
213 (BY 5A) 19. 7. 87	55°15,0'N 15°59,0'E Bornholmtief	0,21	0,23	0,12	0,32	66,99
271 (BY 15A) 22. 7. 87	57°18,3'N 20°04,6'E Gotlandtief	0,05	0,23	0,00	0,49	121,38

Tabelle 2

Der Harnstoffumsatz ($\text{nmol} \cdot \text{dm}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}$) durch Phytoplankton und Bakterien in der Oberflächenschicht (1 m) ausgewählter Ostseestationen, errechnet aus der Umwandlung des Harnstoffkohlenstoffs in Kohlendioxid und in partikuläre organische Substanz

The turnover of urea ($\text{nmol} \cdot \text{dm}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}$) by phytoplankton and by bacteria in the surface layer (1 m) of selected stations in the Baltic Sea, calculated from the fixation of ureacarbon in carbondioxide and in particulate organic matter

Station	Phytoplankton (hell)			Bakterien (dunkel)			Phytoplankton + Bakterien		
	CO ₂	Partikel 3 µm	Σ	CO ₂	Partikel 0,2—3 µm	Σ	CO ₂	Partikel	Σ
012 15. 7. 87	21,8	13,1	34,9	2,2	0	2,2	24,0	13,1	37,1
113 16. 7. 87	19,2	6,4	25,6	0,6	0	0,6	19,8	6,4	26,2
213 (BY 5A) 19. 7. 87	43,0	5,0	48,0	1,4	0,1	1,5	44,4	5,1	49,5
271 (BY 15A) 22. 7. 87	35,5	10,0	45,5	2,2	0,1	2,3	37,7	10,1	47,8

mit ¹⁴C-Harnstoff in Anlehnung an die Methode von WILLIAMS und ASKEW (1968) ausgeführt. Unfiltrierte Proben wurden hell inkubiert und über 3 µm-Filter filtrierte Proben, also ohne Phytoplankton, dunkel. Damit sollte unterschieden werden zwischen dem Harnstoffumsatz durch das Phytoplankton bzw. durch Bakterien. Neben dem Einbau von ¹⁴C-Kohlenstoff aus dem Harnstoff in partikuläre Substanz wurde auch die Menge des entstandenen radiokohlenstoffhaltigen Kohlendioxids bestimmt, um so den gesamten Harnstoffumsatz ermitteln zu können. Die Ergebnisse sind in Tab. 2 zusammengefaßt.

In einem weiteren Experiment wurden über 3 µm-Filter filtrierte Proben neben unfiltrierten Proben sowohl hell als auch dunkel inkubiert. Es sollte so geprüft werden, ob das Phytoplankton auch im Dunkeln bzw. die Bakterien im Hellen Harnstoff umsetzen. Tab. 3 gibt die dabei erzielten Ergebnisse wieder.

Zusammenfassend ist folgendes festzustellen:

1. Den Hauptumsatz an Harnstoff erbrachte das Phytoplankton. Seine Umsatzraten waren ca. zehnbis zwanzigmal höher als die Umsatzraten der Bakterien.
2. Im Hellen setzte das Phytoplankton ca. fünfzehnmehr Harnstoff um als im Dunkeln. Bei den Bakterien sind Unterschiede zwischen Hell- und Dunkelinkubation nicht deutlich ausgeprägt.
3. Der im Harnstoff gebundene radioaktive Kohlenstoff wurde überwiegend als Kohlendioxid, weniger in Phytoplankton- und Bakterienbiomasse fixiert, gefunden. Nur bei der Dunkelinkubation der un-

trierten Proben hielten sich die Mengen des im Kohlendioxid und in der Phytoplanktonbiomasse gebundenen Radiokohlenstoffs die Waage.

Ob der im Harnstoff gebundene Stickstoff durch die Phytoplankter mit dem gesamten Molekül oder nach

Tabelle 3

Der Harnstoffumsatz ($\text{nmol} \cdot \text{dm}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}$) durch Phytoplankton und Bakterien bei Hell- und Dunkelinkubation auf Station 113 (Arkonasee) in 1 m Tiefe am 3. 8. 1987, errechnet aus der Umwandlung des Harnstoffkohlenstoffs in Kohlendioxid und in partikuläre organische Substanz

The turnover of urea ($\text{nmol} \cdot \text{dm}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}$) by phytoplankton and by bacteria in light and dark incubations at the station 113 (Arkona Sea) in the surface layer (1 m) on the 3rd of August 1987, calculated from the fixation of ureacarbon in carbondioxide and in particulate organic matter

	Phytoplankton		Bakterien	
	hell	dunkel	hell	dunkel
CO ₂	13,0	1,4	0,2	0,1
Partikel 3 µm	26,7	1,2		
Partikel 0,2—3 µm			0,3	0
CO ₂ + Partikel	39,7	2,6	0,5	0,1

Tabelle 4

Die stöchiometrischen N/P-Verhältnisse ohne sowie mit Einbeziehung des Harnstoffs in den oberen 10 m des Bornholmtiefs (Station 213, BY 5A) im Juli/August der Jahre 1982—87

The atomic N/P-ratios without and with consideration of urea in the upper 10 m of the Bornholm Deep (Station 213, BY 5A) in July/August from 1982—1987

	1982	1983	1984	1985	1986	1987
PO ₄ -P ($\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$)	0,14	0,11	0,10	0,12	0,14	0,12
anorg. N ($\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$)	0,49	0,50	0,38	0,29	0,28	0,44
N/P	3,5	4,5	3,8	2,4	2,0	3,7
anorg. N + Harnstoff-N* ($\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$)	2,61	2,82	1,92	1,89	2,12	1,10
N/P	18,6	25,6	19,2	15,8	15,1	9,2

* Bei der Berechnung wurden für 1 µmol Harnstoff jeweils 2 µmol Ammonium berücksichtigt, wie es den Verhältnissen bei der biochemischen Harnstoffspaltung entspricht.

Spaltung desselben an der Zelloberfläche durch Exoenzyme als Ammonium aufgenommen wurde, kann mit der angewendeten Untersuchungsmethode nicht festgestellt werden. In beiden Fällen aber kann der Harnstoff als Stickstoffquelle genutzt werden.

Aus dem Harnstoffumsatz (Tab. 2) läßt sich mit Hilfe der Redfield-Relation (C:N:P = 106:16:1; REDFIELD u. a. 1963) berechnen, wieviel Kohlenstoff zusammen mit dem Harnstoffstickstoff theoretisch in Algenbiomasse umgewandelt werden könnte. Es ergeben sich folgende Größen einer möglichen Kohlenstoffassimilation:

Station 012	— 50,1 mg C m ⁻³ · d ⁻¹
Station 113	— 36,7 mg C m ⁻³ · d ⁻¹
Station 213 (BY 5A)	— 68,9 mg C m ⁻³ · d ⁻¹
Station 271 (BY 15A)	— 65,3 mg C m ⁻³ · d ⁻¹

Was die Stickstoffversorgung der Algen in der sommerlichen Deckschicht anbelangt, bedeuten diese Größen, daß der im Harnstoff gebundene Stickstoff theoretisch ausreicht für eine Primärproduktion, die der tatsächlich gemessenen nahekommt (vgl. Tab. 1).

Unter dem Gesichtspunkt, daß der Harnstoff in die Ernährung des Phytoplanktons einbezogen wird, ist er im Stickstoffregime der Ostsee zu berücksichtigen. In Tab. 4 sind für das Bornholmtief (Station 213, BY 5A) die N/P-Verhältnisse in der sommerlichen Deckschicht (0—10 m) einmal ohne und einmal mit Berücksichtigung des Harnstoffs angegeben.

Wird nur der anorganische Stickstoff in Betracht gezogen, zeigen die niedrigen N/P-Verhältnisse ein Stickstoffdefizit an. Anders bei Einbeziehung des Harnstoffs: Die N/P-Verhältnisse entsprechen weitgehend den ozeanischen Bedingungen (SVERDRUP 1942)

und lassen kein Stickstoffdefizit gegenüber dem Phosphor erkennen. Berücksichtigt man noch, daß in der sommerlichen Deckschicht in Form des Harnstoffs und der anorganischen Salze zusammen fast 3 µmol · dm⁻³ Stickstoffverbindungen vorliegen können, kann eher von einer Begrenzung der Bioproduktivität des Phytoplanktons durch Mangel an Phosphor als an Stickstoff gesprochen werden.

Literatur

- CARPENTER, E. J.; REMSEN, C. C.; WATSON, S. W.: Utilization of urea by some marine phytoplankters. — *Limnol. Oceanogr.* **17** (1972), 265—269.
- IRMISCH, A.: Untersuchungen über den gelösten Harnstoff in der Ostsee. — *Beitr. Meereskd.* **55** (1986), 29—37.
- KAISER, W.; RENK, H.; SCHULZ, S.: Phytoplankton und Primärproduktion in der Ostsee. — *Geod. Geophys. Veröff.*, R. IV, H. 33 (1981), 27—52.
- MCCARTHY, J. J.: Nitrogen. — In: MORRIS, J. (Hrsg.): *The physiological Ecology of Phytoplankton.* — Oxford [u. a.]: Blackwell 1980, pp. 191—234.
- NEHRING, D.: Relationen der Phosphor- und Stickstoffverbindungen untereinander und zu anderen Größen der Ostsee. — *Beitr. Meereskd.* **47** (1982), 51—60.
- REDFIELD, A. C.; KETCHUM, B. H.; RICHARDS, F. A.: The influence of organisms on the composition of seawater. — In: HILL, M. N. (Hrsg.): *The Sea.* — New York u. London: Interscience Publishers 1963, vol. 2, pp. 26—77.

SVERDRUP, M. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H.: The oceans, their physics, chemistry and general biology. — New York: 1942.
 VALDERRAMA, J.: Results of a five year survey of the distribution of urea in the Baltic Sea. — SMHI Reports Oceanography, Nr. 6 (1987).
 WILLIAMS, P. J.; ASKEW, S.: A method of measuring the mineralization by microorganisms of organic compounds in sea-water. — Deep-Sea Res. 15 (1968), 365—375.

Anschrift des Autors:
 Dr. A. IRMISCH
 Akademie der Wissenschaften der DDR
 Institut für Meereskunde
 Rostock-Warnemünde
 DDR-2530
 Eingereicht: 21. Juni 1988
 Zur Veröffentlichung angenommen: 10. August 1988

HERBERT SIEGEL

Measurements of the spectral reflectance of different kinds of sediments and benthic organisms

With 2 figures

Measurements of spectral reflectance are important for the study of the influence of different kinds of sediments and benthic organisms on the reflectance at the sea surface. These investigations are of particular interest in the preparation of the use of airborne and satellite data for the cartography of bottom types in shallow water areas. Only a few reflectance measurements of different sediments and vegetation have been published for instance by LYZENGA (1979). Therefore, it would be useful to briefly present some preliminary results of the more detailed investigations.

Spectral reflectances of different sediments and benthic organisms were determined for different areas of investigation using the underwater spectrometer

described by SIEGEL and LEITERER (1986). These measurements were carried out on bottom samples of the Baltic, the Greifswald Bay and of the Cuban shelf during the experiment "CARIBE — Intercosmos 88".

The reflectances were calculated from the upward radiance L_u above a sample and the incident irradiance E_G using the equation $R_b = \pi \cdot L_u / E_G$.

The main sediments and vegetation were selected by geologists and biologists. Detailed investigations of, for instance, the particle size distribution or of the age of the vegetation were not carried out. Mean values of spectral reflectances of the selected sediments of different kinds of sand from the Greifswald Bay, the Baltic and the Cuban shelf or black mud and stone samples are collected in Figure 1. The spectral distribution of different sand samples have nearly the same slope between 400 and 700 nm. Differences occur in the magnitude. The mean reflectances of the greyish sand of the Greifswald Bay are comparable to those of Baltic beach sand. The magnitudes of the samples from the Baltic vary between 5.5% at 400 nm and 14% at 700 nm, and between 5 and 12% for the Greifswald Bay.

The different sands of the Cuban shelf were of a rather white colour; not only the coral and shell sand but also the muddy sand with a high portion of organic matter. In comparison to the other sand samples this white colour also led to differences in the spectral reflectances. The magnitudes are much higher, between 17 and 22% at 400 nm and 40—64% at 700 nm. These values are four times as high as the reflectances of the samples from the Baltic. The mean reflectances of the stone samples vary between 1.5% at 400 nm and 4.5% at 700 nm. The spectral distribution is of the same shape as that of the sand. The reflectances of the black mud of the Greifswald Bay are very low, between 0.2 and 0.3%.

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

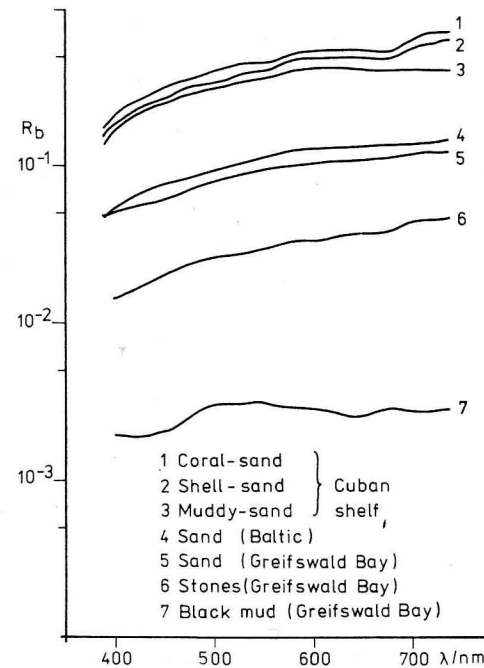


Fig. 1
 Mean spectral reflectances of different kinds of sediments for the Greifswald Bay, the Baltic and the Cuban shelf

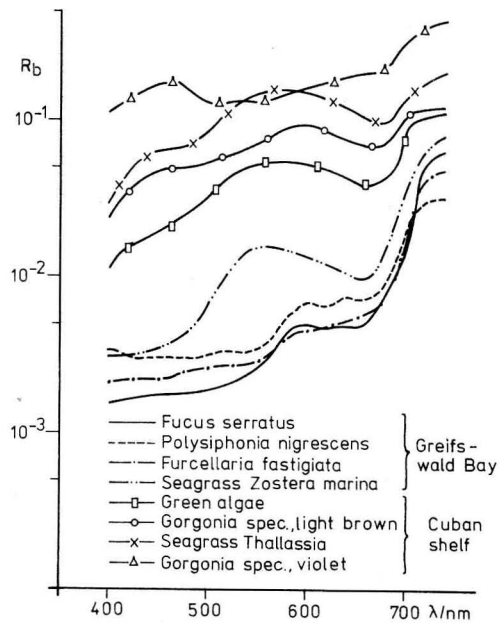


Fig. 2
Mean spectral reflectances of different kinds of benthic organisms for the Greifswald Bay and the Cuban shelf

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

Examples of the benthic organisms of the Cuban shelf are the seagrass *Thalassia spec.*, two different *Gorgonia spec.* (one light brown and one light violet) and a green algae. These samples were characterized

by a very light, clear colour. The magnitudes of the reflectances of these samples are much higher than those of the Greifswald Bay.

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

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

These differences in the magnitude and the spectral distribution of the reflectances of different kinds of sediments and benthic organisms can be used for the cartography of bottom types in shallow water areas by remote sensing methods.

References

- LYZENGA, D. R.: Shallow water reflectance modeling with application to remote sensing of the ocean floor. — Proc. 13. Int. Symp. Rem. Sens. Environm. (1979), 583—602.
- SIEGEL, H.; LEITERER, U.: Die Wasservariante des Spektralfotometers BAS (BAS-W). — Feingeräte-technik 35 (1986) 6, 279—281.

Address of the author:
Dr. rer. nat. H. SIEGEL
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
Rostock-Warnemünde
DDR-2530

Received: February 1, 1989
Accepted: February 8, 1989

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.

Инструкция для авторов:

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

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

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

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

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

Автор должен внести в рукопись следующие заметки (карандашом!): разрядка — ломаная линия, мелкий шрифт — вертикальная линия с левого края, курсив — волнистая линия. Фамилии цитируемых авторов писать прописными буквами, а год публикации — в скобках.

Приводя данные измерений, автор должен принять во внимание рекомендации Международной системы единиц (СИ). Математические

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

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

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

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

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

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

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

Hinweise für Autoren:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Abbildungen, Tabellen, Legenden: Abbildungen sind in reproduktionsfähigem Zustand auf 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-/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.